

ERKEN MİYOSEN ALAÇAMDAĞ (DURSUNBEY-BALIKESİR) MAGMATİK KOMPLEKSİNİN JEOLJİSİ VE BATI ANADOLU GENLEŞME TEKTONİĞİNDEKİ KONUMU

Fuat ERKÜL* ve Sibel TATAR ERKÜL**

ÖZ.- Batı Anadolu'da genleşme rejimi, Geç Oligosen - Erken Miyosen'den günümüze kadar metamorfik çekirdek kompleksleri, KD/B-D doğrultulu tortul havzaların gelişimine ve magmatik kayaların yerleşimine neden olmuştur. Erken Miyosen'de etkin olduğu bilinen Simav metamorfik çekirdek kompleksinin batı kenarında yer alan Alaçamdağ magmatik kompleksi, gerilme tektoniğini aydınlatacak veriler içerir. Kompleks, Erken Miyosen yaşlı granitik sokulumlar ile andezitten riyolite kadar bileşimdeki volkanik kayalardan oluşur. Menderes Masifi ve İzmir-Ankara Zonu kayalarını kesen granitik sokulumlar, litolojik ve dokusal özelliklerine göre Musalar ve Alaçam granitleri olmak üzere iki farklı fasiyese ayrılmaktadır. Musalar graniti tipik holokristalin tanesnel dokuya sahiptir. Alaçam graniti ise K-feldispat megakristalleri ile belirlenen porfiritik doku ile temsil edilir. Her iki granitik birim yer yer makaslama zonları boyunca milonitlere dönüşmüşlerdir. Volkanik kayalar ise Sağırlar volkanik birimi ve felsik volkanik kayalar olmak üzere iki birim olarak tanımlanmıştır. Sağırlar volkanik birimi, andezit ve dasit bileşimli intrüzyonlar, domlar, lav akıntıları, dayklar ve volkanojenik tortul kayalardan oluşmaktadır. Sağırlar volkanik birimi üzerine uyumsuz olarak gelen felsik volkanik kayalar ise ignimbrit, dasit ve riyolitlerden meydana gelir. Bu kayalar, alüvyal-gölsel tortul kayalarla yanar ve düşey girik dokanak ilişkileri gösterirler. Gerek sünümlü deformasyon gösteren granitlerin varlığı gerekse tortul/volkanik istifler içerisinde yer alan havza içi açılma uyumsuzlukları ile sin-sedimenter deformasyon yapıları bölgenin Erken Miyosen'de etkin olarak genleşmeli tektonik rejime maruz kaldığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Stratigrafi, sünümlü deformasyon, genleşme tektoniği, volkano-sedimenter istifler, kuzeybatı Anadolu.

ABSTRACT.- Extensional regime in western Anatolia caused development of metamorphic core complexes, NE- and E-W-trending basins and emplacement of magmatic rocks since Late Oligocene and Early Miocene. The Alaçamdağ magmatic complex, which is located to the west of the Simav metamorphic core complex, includes significant data that highlight the style of extensional regime in western Turkey. It consists of Early Miocene granitic intrusions and volcanic rocks with variable compositions ranging from basalt to rhyolite. The granitic intrusions that were emplaced into the basement rocks of the Menderes Massive and İzmir-Ankara Zone are divided into two facies based on their lithological and textural characteristics: Musalar and Alaçam granites. The Musalar granite has typical holocrystalline equigranular texture, while the Alaçam granite is characterised by its porphyritic texture defined by abundant K-feldspar megacrysts. Both granite units were locally transformed into mylonites along shear zones. Volcanic rocks consist of Sağırlar volcanic unit and felsic volcanic rocks. Sağırlar volcanic unit is made up of andesitic/dacitic intrusions, domes, lava flows, dykes and volcanogenic sedimentary rocks. The felsic volcanic rocks, which unconformably overlies the Sağırlar volcanic unit, consist of ignimbrite, dacite and rhyolite. These rocks have transitional contacts with alluvial/lacustrine sedimentary deposits. Ductile deformation on the granitic rocks, intra-basinal unconformities and syn-sedimentary deformational structures within the deposits are closely associated with the development of extensional regime during Early Miocene in western Turkey.

Key words: Stratigraphy, ductile deformation, extensional tectonics, volcano-sedimentary successions, north-western Anatolia.

* Akdeniz Üniversitesi, Teknik Bilimler Meslek Yüksekokulu, Dumlupınar Bulvarı, Kampüs - Antalya

** Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Dumlupınar Bulvarı, Kampüs - Antalya

GİRİŞ

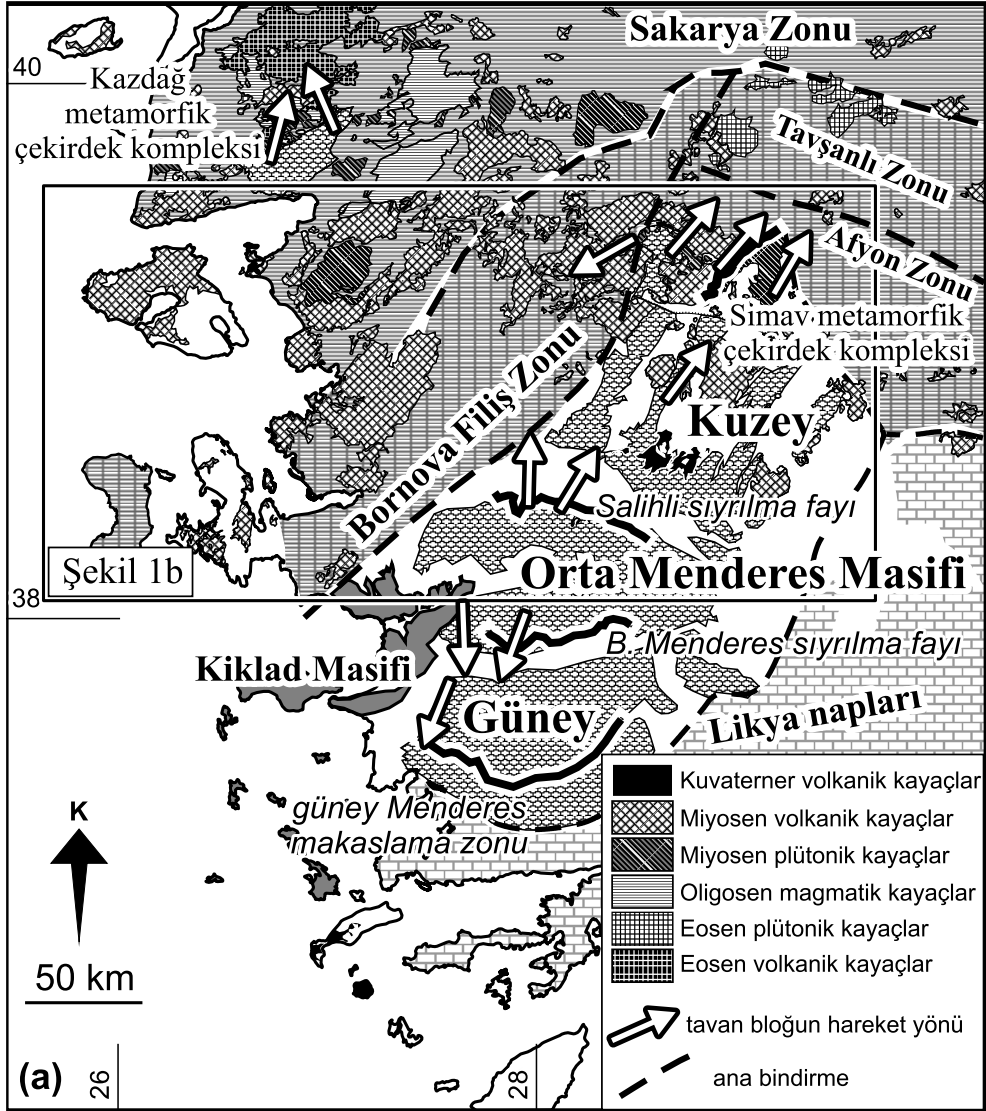
Gerilmeli rejime maruz kalan bölgelerden birisi olan Ege bölgesinde, kuzey Neotetis okyanusunun kapanmasına bağlı kabuksal kalınlaşma Geç Kretase'den Eosen'e kadar devam etmiş ve birçok tektonik birliğin bir araya gelmesine neden olmuştur (Şengör, 1984; Whitney ve Bozkurt, 2002; Rimmerle ve diğerleri, 2003; Bozkurt, 2004; Erdoğan ve Güngör, 2004) (Şekil 1a). Çarpışmayı izleyen evrede oluşan, büyük hacimlerde ve farklı bileşimlerdeki magmatik kayalar bu tektonik birlikler üzerinde yayılım sunmaktadır. Batı Anadolu'da magmatizma yaygın olarak 600 km uzunluğunda ve 250 km genişliğinde doğu batı doğrultulu bir kuşakta yüzlek vermektedir (Şekil 1a) (Borsi ve diğerleri, 1972; Krushensky, 1976; Bingöl ve diğerleri, 1982; Savaşcın ve Güleç, 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğerleri, 1997; Genç, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Delaloye ve Bingöl, 2000; Yılmaz ve diğerleri, 2001). Çarpışma sonrasında etkin olan genleşme tektoniğinin anlaşılması amacıyla yapılan çalışmalar, farklı görüşler olmasına karşın (Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Westaway, 2006; Hasözbeke ve diğerleri, 2009, baskıda), genleşmenin Batı Anadolu'da Geç Oligosen-Erken Miyosen'de başladığını ve günümüze kadar devam ettiğini işaret etmektedir. Genleşme tektoniği, metamorfik çekirdek komplekslerinin oluşumuna, faylarla sınırlı KD, B-D doğrultulu tortul havzaların gelişimine ve magmatik kayaların yerleşimine neden olmuştur (Savaşcın ve Güleç 1990; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğerleri, 1997; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Genç, 1998; Aldanmaz, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Piper ve Piper, 1989, 2001; Yılmaz ve diğerleri, 2001; Işık ve diğerleri, 2004; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2007).

Sin-tektonik granitoidlerden ve sıyrılma fayları ile ilişkili sünümlü deformasyona uğramış kayalardan yapılan radyometrik yaş tayinleri, Menderes, Simav ve Kazdağ metamorfik çekirdek komplekslerinin Erken ve Orta Miyosen bo-

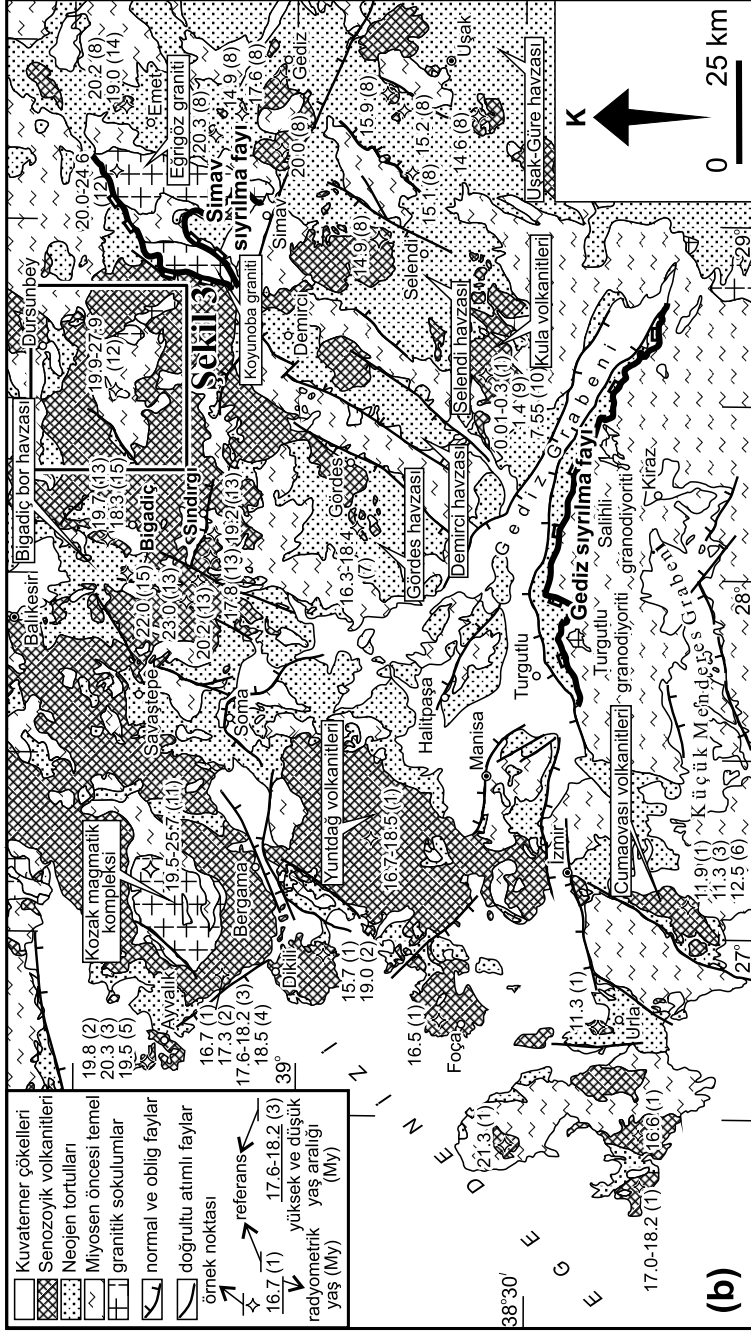
yunca oluştuğunu işaret etmektedir (Bozkurt ve Park, 1997 a, b; Hetzel ve diğerleri, 1995 a, b; Okay ve Satır, 2000; Ring ve diğerleri, 2003; Işık ve diğerleri, 2004; Ring ve Collins, 2005; Glodny ve Hetzel, 2007). Alaçamdağ magmatik kompleksinin doğu kenarında yer alan Koyunoba ve Eğrigöz granitlerinde yapılan çalışmalar, bölgedeki plütonizmanın sıyrılma fayı tektoniği ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğerleri, 2003, 2004; Ring ve Collins, 2005). Menderes Masifinde tanımlanan Simav sıyrılma fayında, Koyunoba ve Eğrigöz granitinde yapılan Ar-Ar yaş tayinleri, sıyrılma fayının gelişimi sırasında granitlerin yerleştiğini ve 23-20 Milyon yıl arasında soğuduğunu belirtmektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğerleri, 2004).

Menderes Masifinin sıyrılma fayları boyunca yüzeylemesi sürecine bölgede birçok volkanosedimenter havzanın gelişimi eşlik etmiştir (Şekil 1b) (Koçyiğit ve diğerleri, 1999; Yılmaz ve diğerleri, 2000; Bozkurt ve Park, 1994; Bozkurt, 2000, 2001, 2003; Sözbilir, 2001, 2002; Seyitoğlu ve diğerleri, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Işık ve diğerleri, 2003, 2004; Purvis ve Robertson, 2004). Genleşme tektoniğinin etkin olduğu süreçte Alaçamdağ bölgesinin çevresinde Soma, Bigadiç, Demirci, Gördes ve Selendi gibi kuzeydoğu doğrultulu havzalar oluşmuştur (Şekil 2). Bu havzalar, genelde Miyosen öncesi temel üzerine uyumsuz olarak gelen gölsel ve flüvyal tortul kayalar ile bu kayalara eşlik eden KD doğrultulu volkanik çıkış merkezlerinden üretilen lav ve volkaniklastik kayalar ile simgelenir. Bazalttan riyolite kadar değişen bileşimdeki volkanik birimlerden elde edilen radyometrik yaş verileri KD doğrultulu havzaların büyük ölçüde Erken ve Orta Miyosen boyunca etkin olduğunu göstermektedir. Tüm havza istifleri bu dönem boyunca gelişmiş uyumsuzluklar içermektedir.

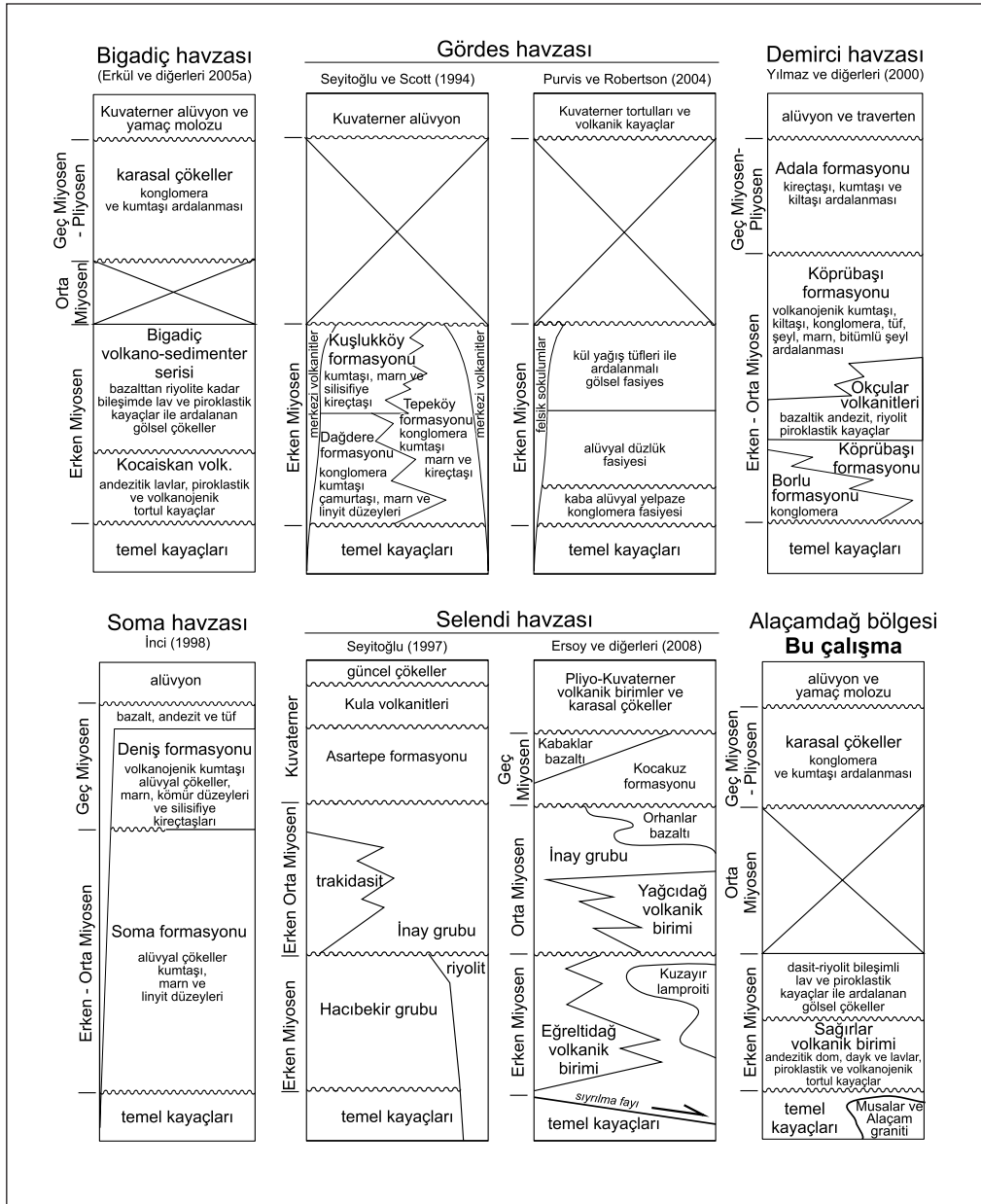
Alaçamdağ bölgesi, farklı tektonik birlikler üzerinde yer alan ve şu ana kadar en az çalışılmış alanlardan birisidir (Akdeniz ve Konak, 1979; Erkül ve diğerleri, 2009a,b; Hasözbeke ve



Şekil 1a-Ege bölgesinin belli başlı tektonik birimlerini gösteren jeoloji haritası (veriler Hetzl ve diğerleri, 1995a,b; Okay ve Tüysüz, 1999; Ring ve diğerleri, 1999; Ring ve Collins, 2005; Okay ve Satır, 2000'den birleştirilmiştir).



Şekil 1b- Batı Anadolu'daki Neojen-güncel yaşlı kayaçların dağılımını, ana tektonik hatları ve derlenen radyometrik yaş verilerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Bozkurt, 2000, 2001a, b, 2003; Yılmaz ve diğerleri, 2000; Erkül ve diğerleri, 2005a). Radyometrik yaş verileri: (1) Borsi ve diğerleri (1972), (2) Ercan (1979), (3) Ercan ve diğerleri (1985), (4) Akyürek ve Soysal (1982), (5) Krushensky (1976), (6) Innocenti ve Mazzouli (1972), (7) Seyitoğlu ve Scott (1992), (8) Seyitoğlu ve diğerleri (1997), (9) Ercan (1982), (10) Ercan ve Öztunali (1983), (11) Delaloye ve Bingöl (2000), Ar-Ar yaşları (12) Bingöl ve diğerleri (1982), (13) Erkül ve diğerleri (2005 a, b), (14) Helvacı ve Alonso (2000), (15) Helvacı (1995).



Şekil 2- Alaçamdağ çevresindeki kuzeydoğu doğrultulu Neojen havzalarının stratigrafik kolon kesitlerinin karşılaştırması.

diğerleri, baskıda). Son zamanlarda yapılan yapısal ve jeokronolojik çalışmalar, Alaçamdağ granitlerinin genişlemeye bağlı sünümlü deformasyondan etkilendiklerini kanıtlamaktadır (Erkül, 2010). Ancak, Alaçamdağ çevresinde yak-

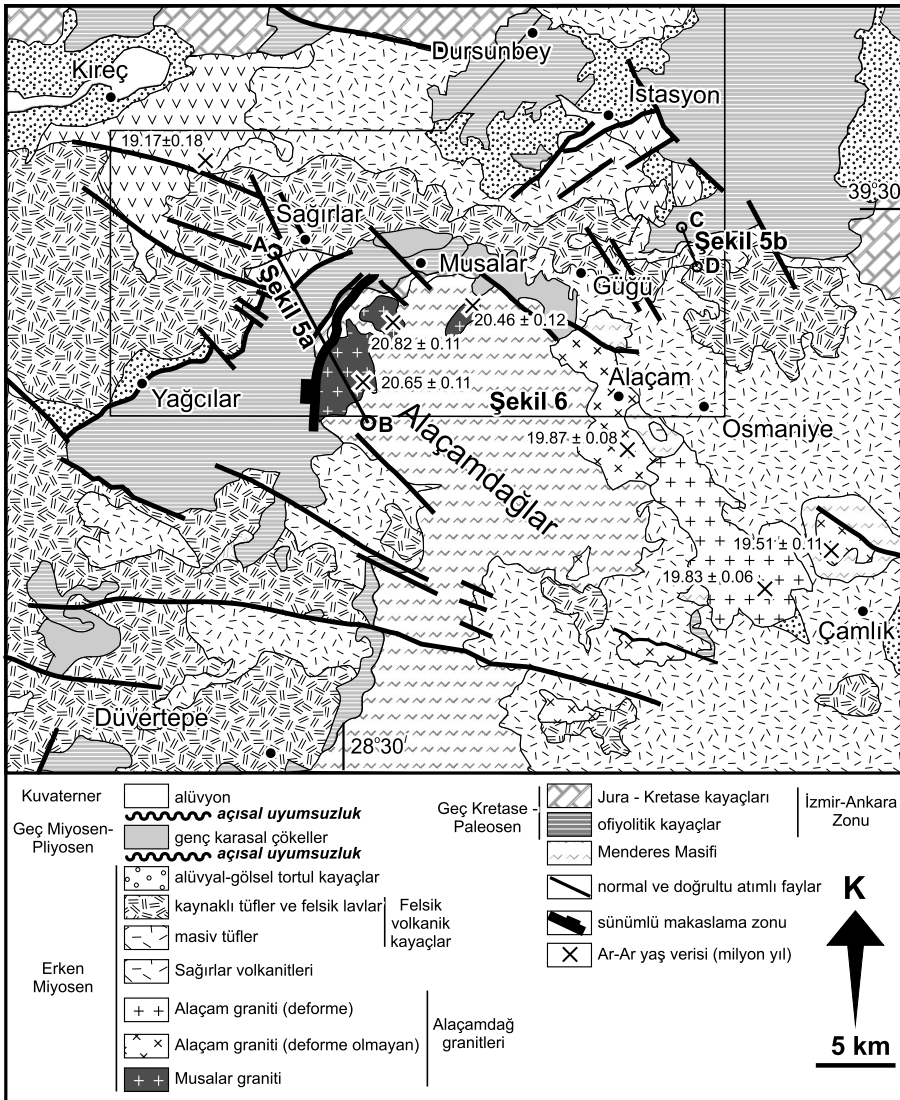
laşık 20 milyon yıldan itibaren etkin olan sünümlü deformasyonun eş yaşlı havzalar ve volkanizma üzerindeki etkileri net olarak ortaya konulmamıştır. Bu çalışmada, Alaçamdağ bölgesindeki Miyosen yaşlı magmatik kayaların jeolojisinin

ortaya konulması ve elde edilen jeolojik, yapısal verilerin Batı Anadolu genişleme tektoniği içerisindeki anlamının tartışılması amaçlanmıştır.

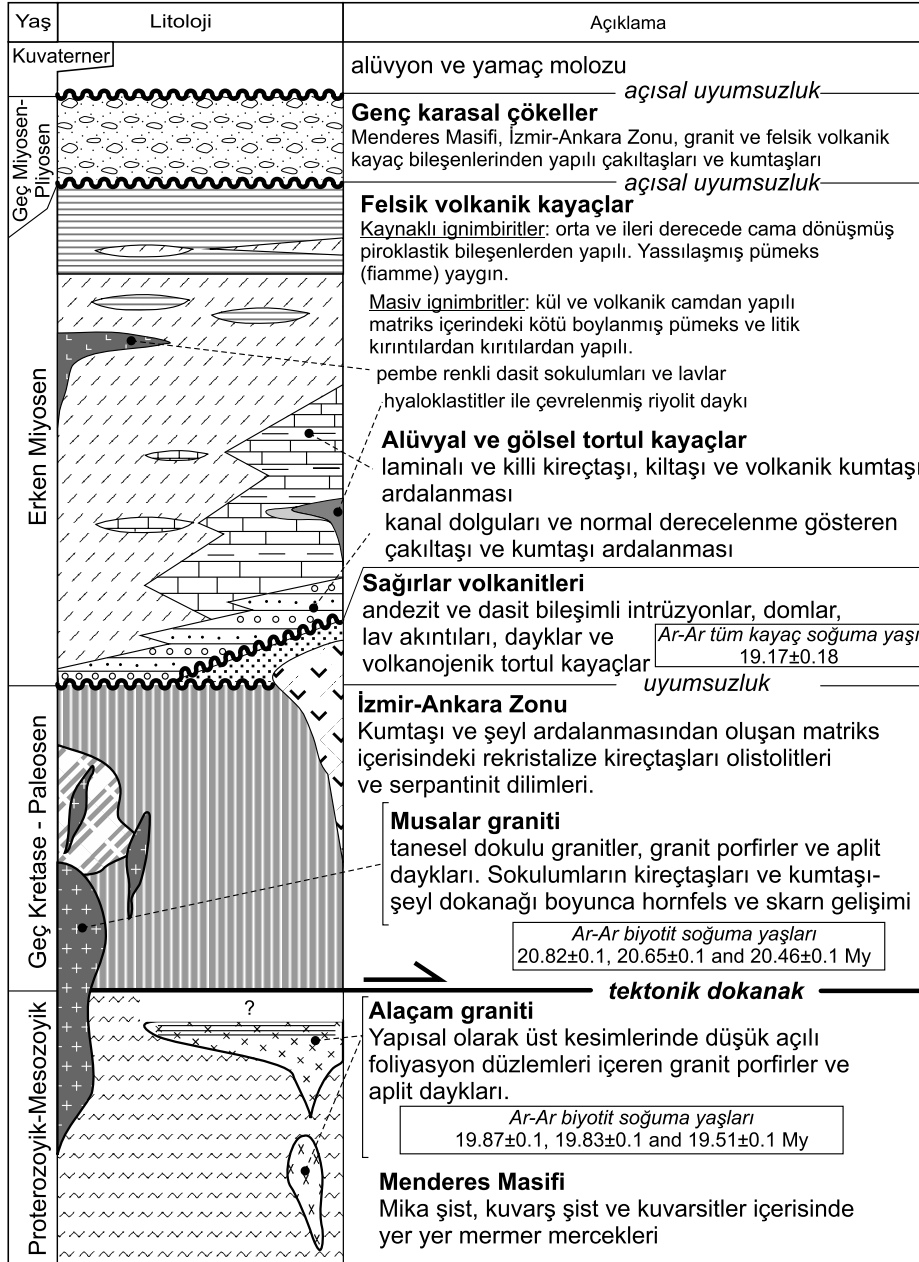
STRATİGRAFİ

Alaçamdağ çevresinde genel olarak, Menderes Masifi ve İzmir-Ankara Zonu kayaçları üzerin-

de yayılım sunan Miyosen-Kuvaterner yaşlı magmatik ve tortul kayaçlar yer almaktadır (Şekil 3). Tanımlanan kaya birimleri alttan üste doğru, Menderes Masifi, İzmir-Ankara Zonu kayaçları, Alaçamdağ granitleri, Sağırlar andeziti, karasal ve gölsel tortul kayaçlar, felsik volkanik kayaçlar, genç karasal çökeller, alüvyon ve yamaç molozudur (Şekil 4).



Şekil 3- Alaçamdağ çevresinin jeoloji haritası (litoloji sınırları Akdeniz ve Konak, 1979'dan değiştirilmiş, granitlere ait Ar-Ar yaş verileri).



Şekil 4- Alaçamdağ ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.

Menderes Masifi

Menderes Masifi, Batı Anadolu'da 150 km genişliğinde ve 250 km uzunluğunda KD doğrultulu dom şekilli yüzlekle vermektedir. Genel olarak

farklı derecelerde metamorfizma sonucu gelişen ortognays, şist, amfibolit ve mermerlerden oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979; Bozkurt ve Oberhanslı, 2001; Gessner ve diğerleri, 2001; Işık ve diğerleri, 2004). Alaçamdağ bölgesinde yayılım

sunan Menderes Masifi'ne ait kayalar, kristalin metamorfik kayalar ile temsil edilir. Çalışma alanında Menderes Masifi, Alaçam köyünün batısında geniş alanlarda yüzlek verir (Şekil 3). Gnays, amfibolit, şist ve mermelerden oluşan Menderes Masifi bölgede daha çok fillit, mika şist ve kuvarsitler ile temsil edilir. Bölgede fillitler, sarımsı ve koyu gri renkler ile tanınır ve belirgin bir klivaja sahiptirler. Mika şistler temelde biyotit, muskovit ve kuvars kristallerinden yapıldır. Kuvarsit düzeyleri en fazla 1 metre kalınlığında olup mika şistler içerisinde ara düzeyler şeklinde gözlenirler. Bölgesel olarak Menderes Masifi, İzmir-Ankara Zonu kayaları tarafından tektonik bir dokanakla üzerlenir (Erdoğan 1990 a, b). Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayaların İzmir-Ankara Zonuna ait mermerler ve fliş fasiyesindeki tortul kayalar ile dokanağı Alaçamdağlarının batısında yüksek açılı sünümlü bir makaslama fayı niteliğindedir.

İzmir-Ankara Zonu kayaları

Menderes Masifi ile Sakarya Zonu arasında KD-GB doğrultulu uzanan İzmir-Ankara Zonu olistostromal blokların ve ofiyolit dilimlerinin yer aldığı filiş fasiyesindeki kayalardan oluşur (Erdoğan, 1990 a, b; Okay ve Siyako, 1993). Alaçamdağ bölgesi, Okay ve Tüysüz (1999) tarafından tanımlanan KD doğrultulu yüzleklere sahip Bornova Filiş Zonu ile D-B uzanım gösteren Afyon Zonunun birleştiği bölgede yer alır. Bornova filiş zonu ve Afyon zonu olarak tanımlanan kayalar Alaçamdağlarının batısında ve kuzeyinde benzer litolojik özellikler gösterirler. Bornova filiş zonu, Alaçamdağlarının batısında bordo-gri renkli makaslanmış kumtaşı ve şeylden oluşan matris tarafından çevrelenen gri renkli rekristalize kireçtaşı olistolitleri ve ilksel kayacı gabrodan dönüşmüş serpantin tektonik dilimleri ile simgenir. Makaslanmış kumtaşı-şeyl matrisi içinde yer yer kireçtaşı mercikleri de gözlenmektedir. Afyon zonu olarak tanımlanan Alaçamdağlarının kuzeyinde ise yoğun makaslama zonları içeren ve yer yer düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan kırıntılı tortul kayalar, olistostromal ki-

reçtaşlarının matrisini oluşturur ve ofiyolitik dilimler yaygın olarak gözlenmektedir.

Alaçamdağ granitleri

Alaçam granitleri, Alaçamdağları çevresinde yay şekilli bir dağılım sunarlar ve yaklaşık 30 km²'lik bir alanda yüzlek verirler (Şekil 3). Alaçamdağ magmatik kompleksini oluşturan granitoyitik kayalar göstermiş oldukları litolojik ve dokusal özelliklere göre kendi içerisinde Musalar ve Alaçam granitleri olmak üzere iki farklı fasiyese ayrılmıştır (Çizelge 1).

Musalar graniti. - Aşağı ve Yukarımusalar yerleşiminin güneyinde dağılım sunan Musalar graniti, toplam 16 km²'lik bir alanda yüzlek vermektedir. Elipsoidal ve dairesel granitlerden her biri en fazla 11 km²'lik bir alanda yayılım gösterir. Elipsoidal ve romboedral şekilli olan yüzleklerin uzanımı KD-GB ve K-G doğrultuludur. Musalar graniti olarak tanımlanan birim, tanesal dokulu granitler, granit porfirler ve aplitik dayklar ile temsil edilir. Arazide yaygın olarak taze örnekler sunan tanesal dokulu granitler yer yer soğan kabuğu ayrışması ile tanınır. Deformasyona uğradığı kesimlerde ise foliyasyon düzlemleri gösterirler. Tanesal dokulu birim, ortoklas, kuvars, plajiyoklaz, biyotit ve hornblend minerallerinden meydana gelir. Musalar graniti, magma karışımını ifade eden cm-dm boyutunda mafik mikrogranüler enklavlar (MME) içerir. Granit porfirler, nispeten granitlerden daha ince taneli olmaları ve az miktarda porfiritik feldispat fenokristalleri ile tanınırlar. Arazide gri renkli görünüme sahip dayk şeklinde KD doğrultulu uzanım sunarlar ve mafik mineral içerikleri nispeten azdır. Çalışma alanında, en son evrelerde gelişen sokulum kayaları aplitler ise dayk geometrisine sahip olup beyazımsı renkli ve mikrogranüler dokuludur. Başlıca kuvars, plajiyoklas, ortoklas ve az miktarda biyotit içerirler. Musalar graniti, Alaçamdağları'nın batısında hem İzmir-Ankara Zonuna (Bornova filiş zonu) ait kayaları hem de Menderes Masifi metamorfik kayalarını kesmektedir (Şekil 5a). Alaçamdağları'nın batısında yer alan yaklaşık K-

Çizelge 1- Musalar ve Alaçam granitlerinin genel özellikleri

Birim	Musalar graniti	Alaçam graniti
Doku	Yaklaşık taneli doku	Porfiritik doku
Megakristal	K-feldispat megakristalleri çok az	Bağılı olarak K-feldispat megakristalleri daha fazla
Mafik mikrogranular enklav (MME)	Var	Var
Yarıderinlik eşlenikleri	Granit porfirler ve aplitler	Aplitler
Kayaç Adı (mineralojik bileşime göre)	Granit	Granit
Mineralojik Bileşim	Kuars, plajiyoklaz, ortoklas, biyotit, hornblend	Kuars, plajiyoklaz, ortoklas, biyotit, hornblend
Deformasyon	Musalar granitinin batı kenarında sınırlı yayılıma sahip yüksek açılı makaslama zonu.	Geniş yayımlı KB doğrultulu Alaçam granitinin güney kesiminde yatay ve yataya yakın foliyasyon düzlemlerinden oluşan makaslama zonu
Granitlerdeki sünümlü deformasyon yapıları	Ultramilonitik kayaçlar baskın <ul style="list-style-type: none"> Dinamik kuvars rekristalizasyonu Kuars ve biyotitlerde dalgalı sönme Asimetrik kuvars porfiroklastları mikro faylar 	Protomilonitik ve milonitik kayaçlar baskın <ul style="list-style-type: none"> C' makaslama düzlemleri Sintektonik kamalanma gösteren aplit daykları Dinamik kuvars rekristalizasyonu Asimetrik mika balığı yapısı K-feldispatlarda dalgalı sönme

G doğrultulu granit stoğunun batı kenarında, İzmir-Ankara Zonuna ait rekristalize kireçtaşı blokları ile dokanağı boyunca demir skarn oluşumları yaygındır. Bu ilişki en iyi Geyiktepe çevresinde gözlenir (Şekil 5a). Bir kaç on metre civarında granat, diyopsit, epidot, aktinolit, tremolit, klorit ve pirit minerallerinden oluşan bir skarn zonu meydana gelmiştir. Demir skarn, kireçtaşları içerisindeki ornatımlar ile belirginleşir. K-G doğrultulu granit stoğunun doğu kenarı da sıcak yerleşimin izlerini taşır. Mika şist ve kuvarsit düzeylerinden oluşan kayaçları kesen granitin dokanağı boyunca hornfelsik kayaçlar gözlenir. Grimsi yeşilimsi renkli, oldukça sert, tıknaz, ince taneli gözlenen hornfelsik kayaçlar birkaç metrelik bir kuşakta gözlenir. Ayrıca, granitlerin İzmir-Ankara Zonu ile dokanağına yakın kesimlerde kırıntılı tortul kayaçlar ve rekristalize kireçtaşları birkaç

metre genişliğindeki dayk geometrisine sahip granit porfirler tarafından kesilir (Şekil 5a). Aplitler, Bornova filiş zonuna ait rekristalize kireçtaşlarını, metamorfik kayaçları ve sokulan Musalar granitini keserler. Musalar granitinden elde edilen soğuma yaşları 20.17-20.82 milyon yıl iken, U-Pb zirkon kristallenme yaşı ise 20.3 arasındadır (Çizelge 2).

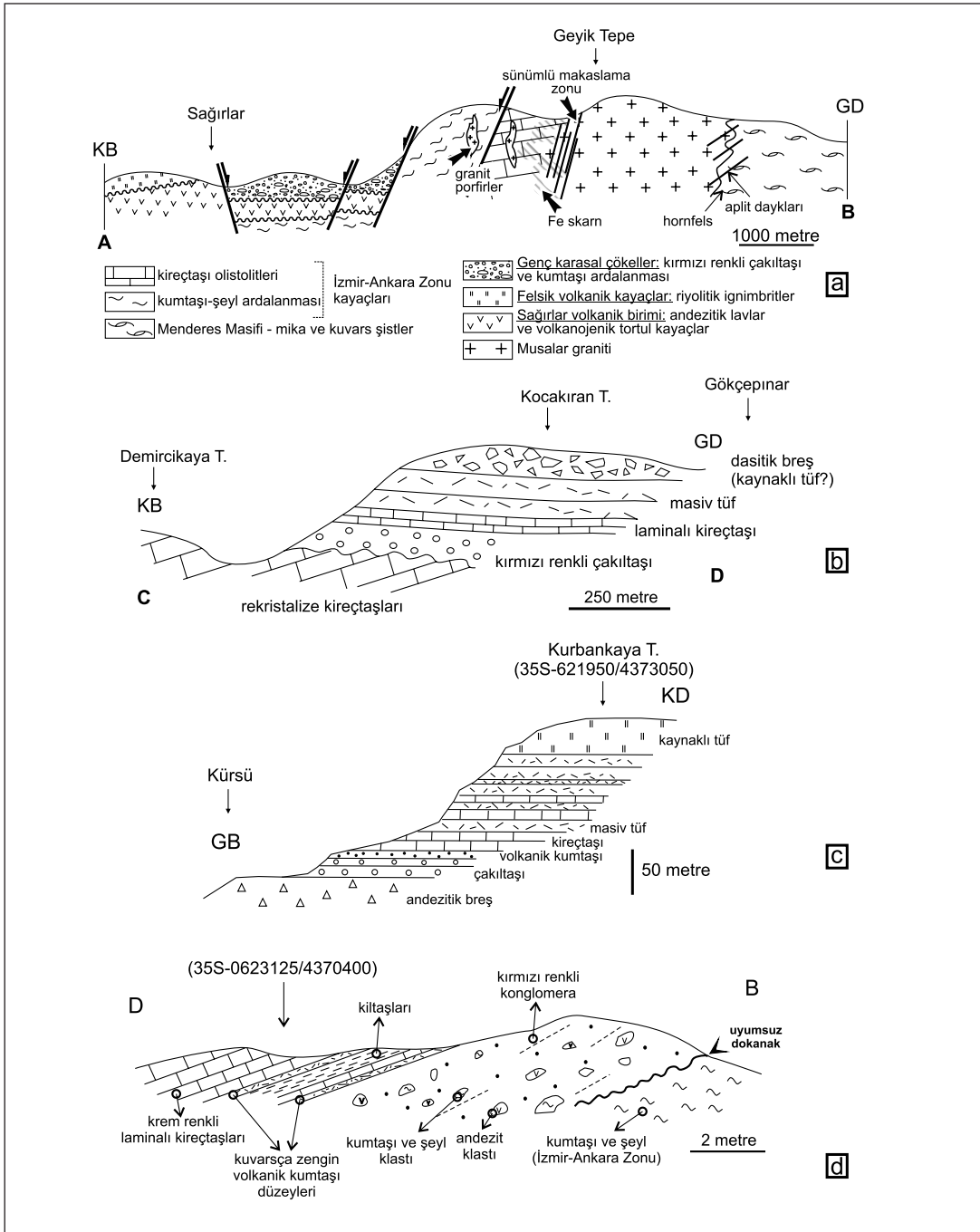
Alaçam graniti. - Alaçam graniti, Alaçam köyü-Çamlık civarında 65 km²'lik alanda KB-GD ve KD-GB doğrultulu uzanım gösteren yüzlekler verir. En geniş yayılım gösteren granit yüzleğinin uzunluğu 19 km ve genişliği ortalama 3 km'dir. En güçlü 1 km²'lik alanda yayılım sunan beş ayrı yüzlektan meydana gelir. Alaçam graniti el örneğinde porfiritik dokulu granit ve ince taneli dokuya sahip aplitlerden oluşur. Porfirik dokulu

Çizelge 2- Alaçamdağ çevresindeki magmatik kayalara ait jeokronolojik veriler

Lokasyon	Yöntem	Yaşlandırılan kayaç	Yaşlandırılan mineral	Yaş (My)	Referanslar		
Alaçamdağ granitleri	K-Ar		biotit	20.3±0.6	Bingöl ve diğerleri (1982)		
			20.0±0.8				
			potasyum feldispat	19.9±0.7			
			20.6±0.8				
	Ar-Ar		biotit	20.6±0.8	Delaloye ve Bingöl (2000)		
			20.9±0.5				
U-Pb		zirkon	20.7±1.1	Hasözbeğ ve diğerleri (2009)			
Alaçamdağ granitleri - Batı	U-Pb		zirkon	20.3 ± 3.3	Hasözbeğ ve diğerleri (baskıda)		
Alaçamdağ granitleri - Doğu			20.0 ± 1.4				
Alaçamdağ granitleri - Batı	Rb-Sr		biotit	20.17 ± 0.2			
Alaçamdağ granitleri - Doğu			20.01 ± 0.2				
<i>Musalar graniti</i>	UTM koordinatları (zon 35; boylam/enlem)						
	630390	4364466	Ar-Ar	Eş boyutlu granit	biotit	20.65±0.11	
	631542	4367877				20.82±0.11	
	636084	4368640				20.46±0.12	
<i>Alaçam graniti</i>	Erkül (2010)						
	644773	4360962	Ar-Ar	Porfiritik granit	biotit	19.87±0.08	
	651000	4353500				Protomilonitik granit	19.83±0.06
	655413	4355019				Porfiritik granit	19.51±0.11
<i>Sağırlar volkanik birimi</i>							
	620822	4375278	Ar-Ar	andezit	tüm kayaç	19.17±0.18	Bu çalışma

granit, iri K-feldispat megakristalleri içeren başlıca plajiyoklas, kuvars, biyotit ve hornblend minerallerinden oluşur. İri K-feldispat megakristallerinin uzunluğu 5 cm'ye kadar ulaşır. Alaçam graniti içerisinde yaygın olarak mafik mikrogranüler anklavlar ve dokanağa yakın kesimlerde yer yer yan kayaç parçaları (ksenolitler) içerir. Birim içerisinde yaygın olarak boyutları desimetreye ulaşan diyoritik bileşimli yuvarlağımsı-elipsoidal biçimli mafik mikrogranüler anklavlar (MME) görülmektedir. Granitin kenar kesimlerinde ve yan kayacı keser şekilde, kalınlığı genelde birkaç cm olan ve nadiren 50 cm'ye ulaşan aplit damarları

gözlenmektedir. Alaçam graniti, Menderes Masifi'ne ait mika şistleri kesmektedir ve dokanağa yakın kesimlerde yan kayaca ait (metamorfik) ksenolitler içermektedir. Sokulum dokanağı en iyi Alaçam köyü güneyinde gözlenir. Granitin mika şistlerle dokanağı çok keskindir ve dokanak zonu mika şistler içerisindeki 100 m'lik bir kuşak boyunca gözlenen aplit damarları ile temsil edilir. Aplitler, bu kuşakta mika şist foliyasyonunu keserler. Alaçam granitinin bölgedeki Erken Miyosen yaşlı geniş yayımlı ignimbritler tarafından uyumsuz olarak üstlendiği görülmektedir. Osmaniye köyünün güneyinde az eğimli foliyasyon



Şekil 5- (a) Sağırlar ve Geyiktepe boyunca alınan enine jeolojik kesit. (b) Gökçepinar çevresinden alınan enine jeolojik kesit. (c) Kürsü çevresinde Sağırlar volkanik birimine ait andezit breşler üzerine gelen alüvyal-gösel tortul kayalara ait litolojileri gösteren enine jeolojik kesit. (d) Sağırlar batısında gözlenen İzmir-Ankara Zonu temel kayaları ile gösel volkano-sedimenter istif arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisi. Şekil 5a ve 5b'de verilen enine jeoloji kesitlerinin lokasyonları, şekil 3'te verilmektedir.

düzlemleri sunan granitin üzerine keskin bir dokanak ile içerisinde bol pümeks bulunan kötü boylanmalı ve belli belirsiz tabakalanma sunan ignimbiritler gelmektedir. Dokanağın üzerinde yer alan ignimbiritlerde herhangi bir deformasyon izi görülmemektedir. Bu uyumsuz dokanak ilişkisi bölgede morfolojik olarak da izlenmektedir. Osmaniye köyünün güney kesiminde Damlıca dere-si boyunca alçak kesimlerde farklı eğim açalarına sahip foliyasyon gösteren granitlerin üzerine morfolojik olarak yüksek kesimlerde bulunan ve harita ifadeleri ile yataya yakın bir tabakalanmayı işaret etmektedir. Alaçam granitinden elde edilen soğuma yaşları 20.01-19.51 iken, U-Pb zirkon kristallenme yaşı ise 20.0 arasındadır (Çizelge 2).

Sağırılar volkanik birimi

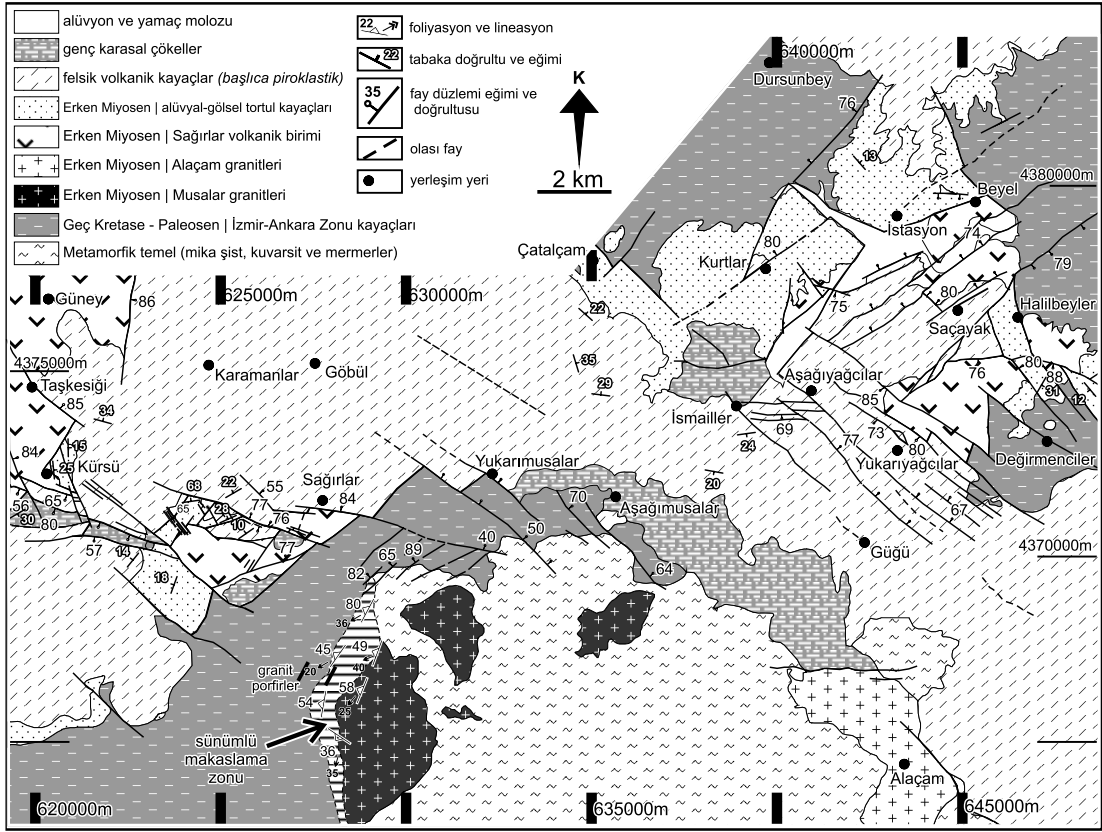
Sağırılar volkanik birimi, bölgede andezit ve dasit bileşimli intrüzyonlar, domlar, lav akıntıları, dayklar ve volkanojenik tortul kayalardan oluşmaktadır. Sağırılar volkanik birimi, Sağırılar güneyinde ve Dursunbey'in güneydoğusunda birkaç on kilometre karelik alanda yüzlek verirler (Şekil 6). Sokulumlar, Yağcılar doğusunda ve Değirmenciler güneyinde kısıtlı bir alanda gözlenirler. Bu kayaların çapı en fazla 300 metre genişliğindedir. Andezit ve dasit bileşimli sokulumlar masif ve yer yer sütünsal çatlaklıdır. Pembe ve gri renkli matriks içerisindeki feldispat, biyotit ve az miktardaki kuvars fenokristallerinden oluşur. İzmir-Ankara Zonuna ait kırıntılı tortul kayaları keserek yerleşmiştir. Domlar, bölgede gri ve pembe renkli dasit ve andezitlerden oluşur. Sağırılar köyünün batısında ve Beyel'in güneyinde olmak üzere iki bölgede yüzlek verirler. Sağırılar çevresinde domlar, masiv görünüşleri ve pembe-gri renkleri ile tanınırlar. Domlar, andezitik dasitik breşler tarafından çevrelenirler ve faylarla kesilmiştir. Dursunbey bölgesindeki Beyel güneyinde ise benzer litolojik özellikler sunar. Yaklaşık 100-200 metre yüksekliğindeki andezit domu, kısmen ışınal çatlaklar içerir ve tek bileşenli, monomiktik bir breş ile çevrelenir (Şekil 7a). Bölgedeki KD-GB uzanımlı faylar tarafından kesilen

dom, faylara bağlı olarak basamaklı bir görünüm kazanmıştır. Andezit ve dasit bileşimli lavlar, tipik olarak pembe renkleri, plajiyoklas, biyotit, hornblend ve az miktardaki kuvars fenokristallerinden oluşan porfiritik dokuları ile tanınırlar. Akma bantları ve az miktardaki gaz boşluğu gözlenebilir. Sağırılar volkanik birimi'ne ait dayklar sadece Kürsü çevresinde yüzlek verir. Birkaç on metre uzunluğundaki daykların genişliği en fazla 10 metreye ulaşır. Düşeye yakın eğimli daykların doğrultusu K10-40°D arasında değişir ve volkanik breşleri keser konumdadır (Şekil 7b). Andezit bileşimli dayklar, kahve, koyu pembe renkleri ile ayırt edilir. Birkaç cm açıklığa sahip akma bantları yaygın ve belirgindir. Akma bantları boyunca fenokristal dizilimleri görülebilir. Volkanojenik tortul kayalar, volkanik kumtaşı, breş ve konglomeralardan oluşur. Yaygın olarak kum boyu matriks içerisinde farklı renklerde (heterojenik veya polimiktik), kötü boylanmalı, köşeli ve yarı yuvarlaklaşmış andezit ve dasit klastları temel bileşenleridir (Şekil 7c). Klastlar, tane destekli veya matriks desteklidir ve matriksteki oksidasyona bağlı olarak kırmızımsı renkler sunarlar.

Sağırılar volkanik birimine ait sokulum kayaları, İzmir-Ankara Zonuna ait kırıntılı tortul kayaları keserler. Bu birime ait lavlar ve volkanojenik tortul kayalar ise İzmir-Ankara Zonuna ait kayaları uyumsuzlukla üstler. Birime ait lav akıntıları ve volkanojenik tortul kayalar birbirleri ile aralanma sunarlar (Şekil 7d). Sağırılar volkanik birimi, gerek Kürsü çevresinde gerekse Dursunbey güneyinde alüvyal-gösel tortul ve felsik volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla üstlenir. Sağırılar volkanik biriminden elde edilen Ar-Ar soğuma yaşı 19.17±0.18milyon yıldır (Çizelge 2).

Alüvyal-gösel tortul kayalar

Yağcılar, Kürsü çevresinde ve Dursunbey güneyinde yayılım sunan alüvyal-gösel tortul kayalar, çakıltaşı, kumtaşı, kiltası, volkanik kumtaşı, laminalı ve killi kireçtaşı aralanmasından oluşur. En geniş yayılımı Dursunbey güneyinde olmak üzere çalışma alanında yaklaşık olarak 40

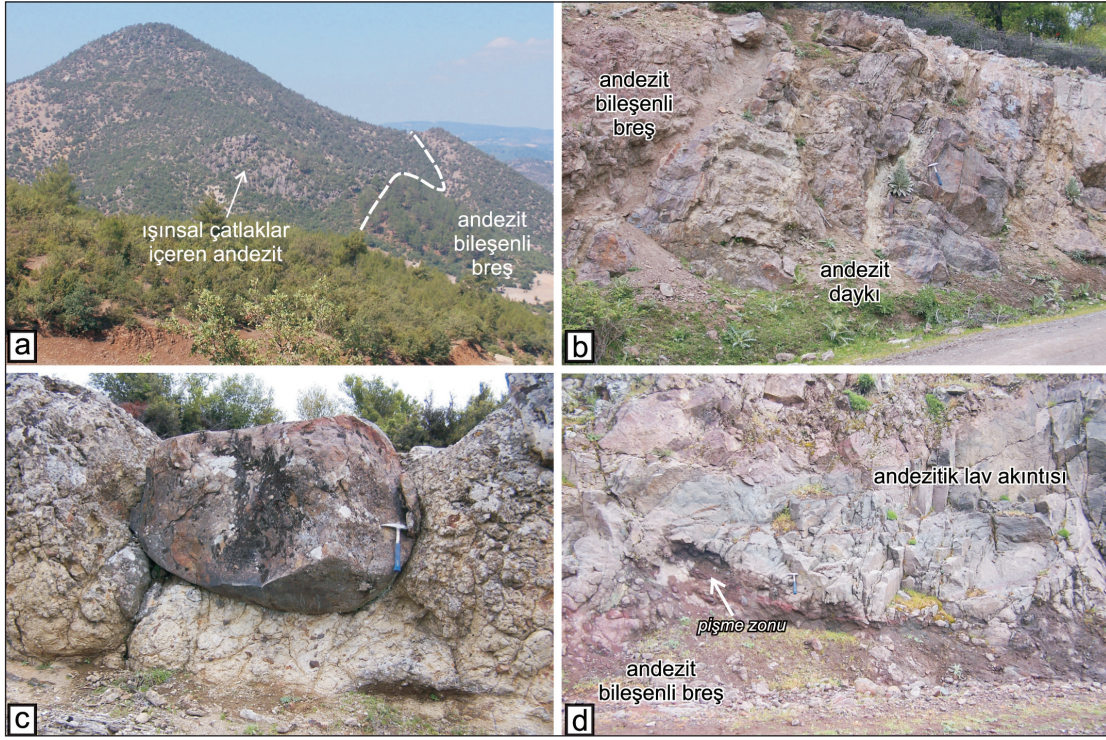


Şekil 6- Alaçamdağları çevresinin jeoloji haritası. Harita koordinatları UTM cinsinden olup 35 zonunda yer almaktadır.

km²lik bir alanda yüzlek verirler. Çakıltaşları, tabandan türemiş andezit ve kumtaşı, şeyl ve rekristalize kireçtaşı bileşenli yuvarlaklaşmış, yarı yuvarlaklaşmış çakıllar genelde kum boyu mat-riks ile tutturulmuştur. Temel kayalarının yakını-lığı çakıl bileşenlerinin baskınlığını belirlemektedir. Kumtaşları genelde çakıltaşlarının üst kesimlerinde sınırlı dağılım sunarlar ve mercek şekilli olarak gözlenirler. Kilitaşları kırmızı ve kahve renklerde tabakalı ve masiv olabilir. Kumtaşlarının ve çakıltaşlarının toplam kalınlığı bazı kesimlerde 80 metreye ulaşır. Volkanik kumtaşları, arazide gri-sarı renkleri ile tanınırlar ve kuvars, feldispat ve biyotit gibi minerallerden yapıldır. Masiv veya tabakakalanma gösteren volkanik kumtaşlarının kalınlığı diğer tortulların arasında en fazla birkaç metreye ulaşır. İstiflerin ge-

nelde üst kesimlerinde görülen laminalı ve killi kireçtaşları genelde tabakalı olarak gözlenirler. Arazide sarımsı ve krem renkleri ile tanınırlar.

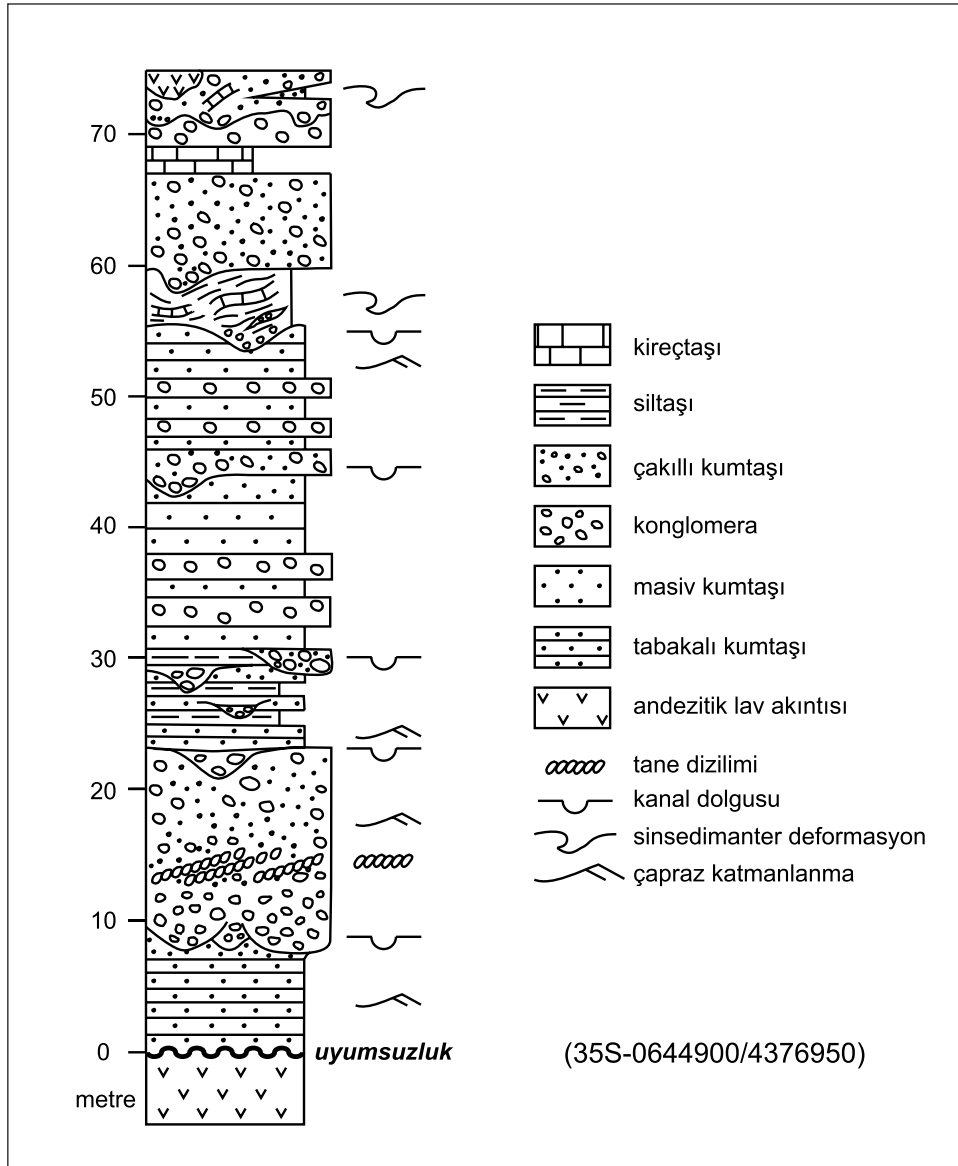
Alüvyal-gösel tortul kayalar, İzmir-Ankara Zonu temel kayaları üzerine uyumsuz olarak gelir ve felsik volkanik kayalara ait volkaniklastik tortullar tarafından uyumlu olarak üstlenir. Uyumsuz dokanak ilişkisi Değirmenciler, Kürsü, Sağırılar ve Saçayak çevresinde gözlenir. Değirmenci-kaya'da İzmir-Ankara Zonuna ait rekristalize kireçtaşları üzerine açısız uyumsuz olarak yaklaşık 20 metre kalınlığındaki kırmızı renkli çakıltaşları gelir. Çakıltaşları üzerine laminalı kireçtaşları, masiv ignimbritler ve dasitik breşler yer alır (Şekil 5b). Kürsü çevresinde çok bileşenli andezit breş üzerine temelden türeme, iyi yuvarlaklaşmış ve



Şekil 7- (a) Beyel güneyindeki (Dedetepe) andezit domunu çevreleyen breşler. Görüntü alanının genişliği yaklaşık 800 metredir. (b) Farklı renkteki andezit klastlarından meydana gelen breşleri kesen andezit daykı. Dayk, K10oD doğrultuludur. Görüntü alanının genişliği 10 metredir (35S-620385/4371955) (c) Gölsel ve karasal tortul kayaçlar ile ardalanmış volkanojenik tortul kayaçları oluşturan konglomera içerisindeki yuvarlaklaşmış iri andezit bloğu (35S-620700/4371800). (d) Çok bileşenli volkanik breşler ile ardalanma sunan lav akıntılarının taban dokanağındaki pişme zonu ve uyumlu dokanak ilişkisi (35S-620262/4373555).

oksit sıvamalarından oluşan çakıltaşları, volkanik kumtaşı ve felsik tüfler ile ardalanmalı krem renkli kireçtaşları gelir. Tüm istif, kaynaklı ignimbritler tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 5c). Sağırlar çevresinde kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan İzmir- Ankara Zonuna ait temel kayaçlarını 5-6 metre kalınlığındaki kırmızı renkli konglomera üstlemektedir. Konglomera, bileşenleri iyi yuvarlaklaşmış andezit ve kumtaşı-şeylden oluşan çok bileşenli klastlardan meydana gelir. Konglomera üzerinde ise uyumlu dokanakla birkaç cm kalınlığındaki kuvarşça zengin volkanik kumtaşları, kıltaşları ve üste doğru krem renkli laminalı gölsel kireçtaşları yer alır (Şekil 5d). Saçayak çevresinde, Sağırlar volkanik birimi'ne ait lav akıntıları üzerine tabakalı kumtaşları

gelir (Şekil 8). Tabakalı kumtaşları içerisinde çapraz katmanlanma gözlenir. Tabakalı kumtaşları tabanı kanal dolgusu şeklindeki masiv çakıltaşları tarafından üzerlenir. Masiv çakıltaşlarında tane dizilimleri ve çapraz katmanlanma yaygındır. Üste doğru çakıltaşı kanal dolguları ve aradüzeyleri ile ardalanmalı tabakalı kumtaşları ile devam eder. Bu istifin üzerinde tortullaşma ile yaşıt deformasyon sunan ve çakıltaşı-killi kireçtaşı mercekleri içeren kaotik kıltaşı düzeyi yer alır. Tabanda kanal dolguları içeren kumlu çakıltaşı tarafından üzerlenir. Üst kesimlerdeki kumlu çakıltaşları tabakalı killi kireçtaşı düzeyleri ile ardalanma gösterir. Çakıltaşları, aşınmalı bir dokanakla kaotik bir düzey tarafından üzerlenir. Bu düzey, çakıllı kumtaşından oluşan matris içe-



Şekil 8- Sağırlar volkanik birimine ait andezitik lav akıntıları ile alüvyal-gösel tortul kayalar arasındaki dokanağın ölçülü stratigrafik kesiti.

risindeki kireçtaşı ve 1 metreye erişen andezit klastları ile temsil edilir. Bu kırıntılı istifin içerisinde havza içi açılmal uyumsuzluklar gözlenmektedir (Şekil 9). Yaklaşık 35°'lik eğime sahip kiltası, kumtaşı ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluşan tortul kayalar yataya yakın ve aşınmalı taban dokanağına sahip çakıltaşı ve kumtaşı ar-

dalanması tarafından üzerlenir. Bazı kesimlerde killi kireçtaşları İzmir-Ankara Zonuna ait kayaların üzerine doğrudan transgresif olarak gelir.

Alüvyal-gösel tortul kayalar, Çatalçam güneyinde felsik volkanik kayalara ait kaynaklı ignimbritler içerisinde mercek konumundadır. Merclekler

genelde kiltası ve killi kireçtaşı aralanmasından oluşur. Bu kayaçların yaşı, bölgede jeokronolojik olarak yaşı bilinen felsik volkanik kayaçlar ile aralanma sunması nedeniyle Erken Miyosen'dir.



Şekil 9- Alüvyal-gösel tortul kayaçlar içerisinde gözlenen havza içi açılal uyumsuzluk (Dursunbey-Gökçepınar yolu; 35S-0645855/4376435)

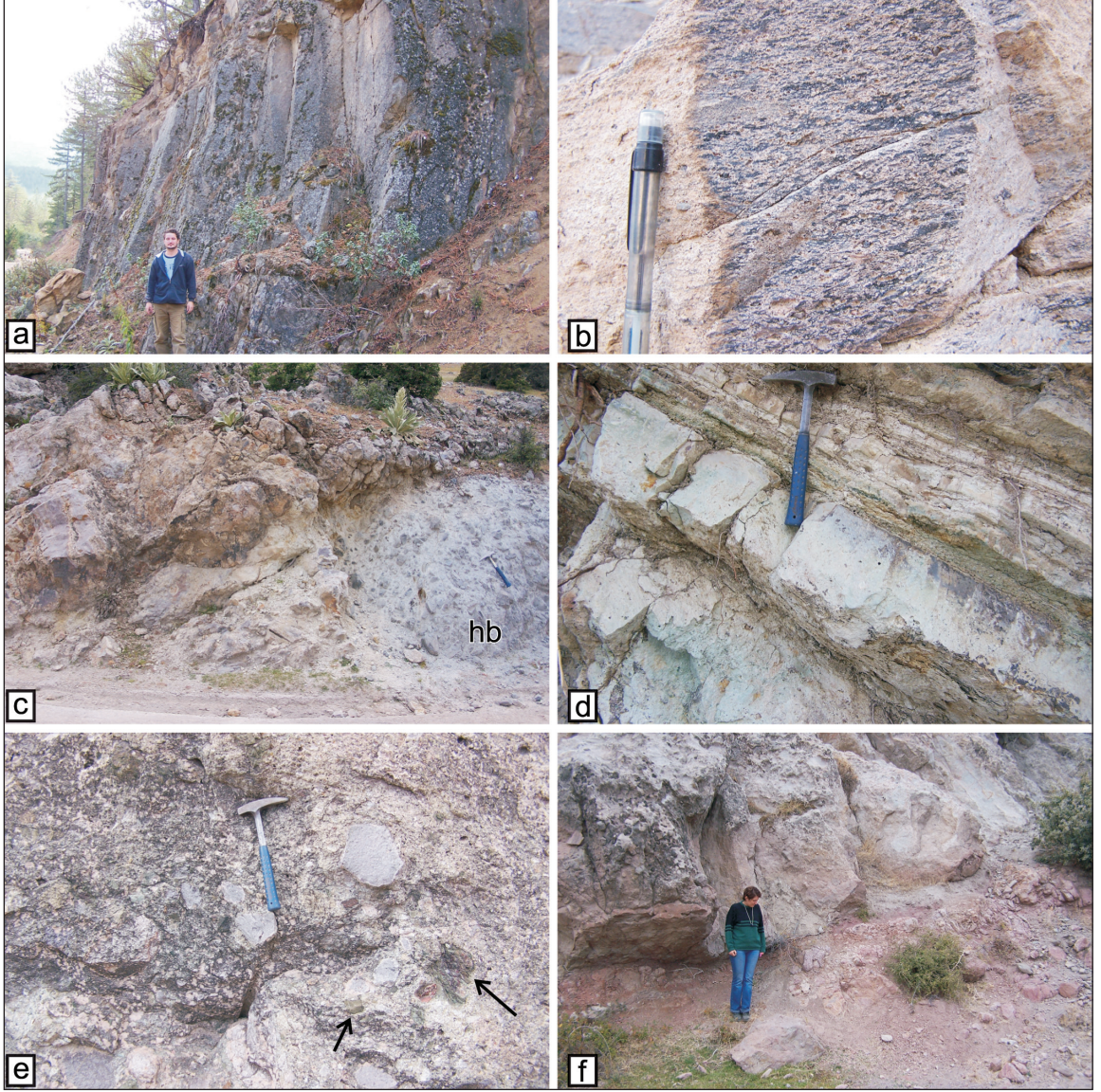
Felsik volkanik kayaçlar

Felsik volkanik kayaçlar, Alaçamdağı çevreleyen, Bigadiç'ten Simav'a ve Dursunbey'den Düvertepe'ye kadar yüzlerce kilometrekarelik bir alanda yüzlek verirler (Şekil 3 ve 6). Felsik volkanik kayaçlar ignimbrit, dasit ve riyolitlerden oluşur. İgnimbritler bölgede en geniş yayılım sunan felsik volkanik kayaçlardır. İgnimbritlerin kalınlığı Alaçamdağ çevresinde 350-400 metreye ulaşır. İgnimbritler, ince taneli kül boyu matriks içerisindeki pümeks, litik kırıntılar ve temelden türeme klastların varlığı ile tanınırlar. Genelde gri ve kahve renklerde gözlenen ignimbritler, Alaçamdağ batısında pümekslerin kloritleşmesine bağlı olarak yeşil renkler sunar ve yaygın sütünsal çatlanma ile tanınırlar (Şekil 10a). Kaynaşma derecesine bağlı olarak farklı dokusal özellikler gösterirler. Bazı kesimlerde belirgin yassılaştırmış ve camlaşmış pümeks içermekle birlikte nadiren tamamen camdan oluşurlar (Şekil 10b). Dasitler, Güğü çevresinde yüzlek verir. Gri ve pembe renkli matriks içerisindeki yaygın kuvars, plajji-

yoklaz, biyotit ve hornblend fenokristalleri ile tanınırlar. Birkaç kilometrekarelik alanda yüzlek veren riyolitler ise akma bantları içeren krem renkli matriks tarafından çevrelenen kuvars fenokristalleri ile simgelenir.

Gösel tortullar içerisinde tortullaşma ile yaşıt riyolit daykları ve bu volkanitlerle ilişkili hyaloklastit breşler Kürsü kuzeyinde yüzlek verir. Yaklaşık 10 m kalınlığında ve 100 metre uzunluğundaki riyolit daykları düşeye yakın akma foliyasyonu ile ayırt edilir. Hyaloklastit breşler ise birbirlerini tutan perlitik klastlardan oluşur (Şekil 10c). Breşler bir kaç metre kalınlık gösterirler ve riyolitik dayklar tarafından kesilirler. Riyolitik dayklar alüvyal-gösel tortul kayaçları keserek yerleşmiştir.

Felsik volkanik kayaçlar, Menderes Masifi'ni, Alaçam granitini, İzmir-Ankara Zonunu ve Sağır lar volkanik birimini üstler. Alüvyal-gösel tortul kayaçlar ile yanal ve düşey olarak girik dokanak ilişkileri sunarlar (Şekil 10d). Birime ait yataya yakın pümeksçe zengin ignimbritler, Menderes Masifi'ni ve Alaçam graniti'ni Alaçam köyü çevresinde uyumsuz olarak üstler. Dokanak boyunca deformasyon sunan Alaçam graniti üzerine keskin bir dokanakla gelir. Dursunbey güneyinde ve Yukarıyağcıların güneydoğusunda sırasıyla İzmir-Ankara Zonu'na ait kayaçları litikçe zengin gri renkli ignimbritler üstler (Şekil 10e). Kürsü ve Sağır lar arasında alüvyal-gösel tortul kayaçlar ile girik masiv ve kaynaklı ignimbritler, Sağır lar volkanik birimi'ne ait andezitik breşleri uyumsuz olarak üstler. Sağır lar çevresinde, masiv ignimbritler doğrudan andezitik lavların üzerine gelir. Dokanak, tabanda çok bileşenli (polimiktik) andezit klastlarından yapıllı andezit breşinin üst kesimlerindeki oksidasyon zonu ve birkaç desimetre kalınlığındaki paleotoprak üzerine gelen ignimbritler ile temsil edilir (Şekil 10f). Felsik volkanik kayaçlar Bigadiç havzasında ayrıntılı olarak yaşlandırılmıştır (Erkül ve diğerleri, 2005b). Bu bölgedeki istifler ile korele olan birim Erken Miyosen yaşlıdır.



Şekil 10-(a) İzmir-Ankara Zonuna ait kırıntılı tortul kayalar üzerinde yayılım sunan sütunsal çatlaklanmaya sahip ignimbitler. İgnimbitlerin kalınlığı 400 metreye ulaşmaktadır. (b) İgnimbitlerin genelde üst kesimlerinde gözlenen kaynaklanmış ignimbitler. Pümeks klastları tamamen siyah cama dönüşmüştür (35S-0625325/4370650). (c) Kürsü çevresinde riylit daykı çevresinde gelişmiş hyaloklastit breşler (hb) (35S-0620580/4372100). (d) Yeşil renkli masiv ignimbitler ile ardalanma gösteren laminalı kireçtaşı ve kiltası düzeyleri (35S-0618350/4366225). (e) İzmir-Ankara Zonuna ait kayaların üzerinde yer alan litikçe zengin ignimbitler. Volkanik bileşenli klastlar genelde köşeli ve tek renklidir. İzmir-Ankara Zonuna ait kumtaşı, şeyl ve serpantin klastları (ok işaretleri) gözlenmektedir (35S-0625200/4358000). (f) Sağırlar volkanik birimine ait breşler ile üzerindeki masiv ignimbitler arasındaki dokanak ilişkisi (Sağırlar güneyi, 35S-0626398/4370750). Dokanak boyunca 50 cm kalınlığa erişen paleotoprak bulunmaktadır.

Genç karasal çökeller

Genç karasal çökeller, Alaçamdağları'nın kuzeyinde dağılım sunarlar ve yaklaşık olarak 40 km²'lik bir bölgede yüzlek verirler. Bileşenleri oldukça değişken olup temele ait bileşenler içerirler. Arazide bileşenlerine bağlı olarak kahve, krem ve yaygın kırmızı-bordo-kahve renkleri ile tanınırlar. Bu çökeller, Kürsü güneyinde, Aşağı ve Yukarı Musalar çevresinde ve İsmailer çevresinde farklı özellikler sunan yüzleklere sahiptir (Şekil 6).

Kürsü çevresinde kalınlığı en fazla 200 metreye ulaşan çökeller, gevşek kum ve çakıl boyu matriks içerisindeki yarı yuvarlaklaşmış kaynaklı ignimbrit blok ve çakıllarından yapıldır. Birimin nispeten ince taneli kesimlerinde belli belirsiz bir tabakalanma gösterirler. Birim, bu kesimde kaynaklı ignimbritleri uyumsuz olarak üstlerler. Yukarı Musalar çevresinde ise belirgin kahve ve bordo renkli olarak yüzleklere sahip olan birim tamamen İzmir-Ankara Zonuna ait kayaçlar ve granit bileşenlerinden oluşur. En belirgin özelliği çökelleri oluşturan klastların çok iyi yuvarlaklaşma ve kötü bir boylanma göstermesidir. Benzer şekilde nispeten ince taneli kesimlerde belli belirsiz bir tabakalanma gösterirler. Yukarı Musalar çevresinde kumtaşı-şeyl aralanmasından oluşan litolojileri ve kaynaklı ignimbritleri açısız uyumsuz olarak üstler. Aşağı Musaların doğusu, çökellerin en kalın olduğu kesimdir ve bölgedeki altlayan tüm birimlere ait klastlar gözlenir. Kalınlığı yaklaşık 300 metreye kadar erişen istif kötü boylanmalıdır ve boyu birkaç metreye erişen bloklar içerir. Yukarı Musalar çevresinde İzmir-Ankara zonuna ait kayaçları ve kaynaklı ignimbritleri açısız uyumsuz olarak üstler.

Alüvyon ve yamaç molozu

Akarsu yatakları ve düzlüklerde gözlenen alüvyonal çökeller, Dursunbey çevresinde kısıtlı bir bölgede yayılım sunar. Alüvyonal düzlükler yüksek yamaç eğimine sahip yükseltiler ile sınırlanır. Genel olarak alüvyonal çökeller çalışma

alanında incelenen birimlere ait kayaçlar içerirler. Yamaç molozu kısıtlı alanlarda genç tektoniğe bağlı yükselim ile ilişkili hızlı aşınma sonucu gelişen pekleşmemiş köşeli ve kötü boylanmalı kayaçlardan oluşmaktadır.

JEOKRONOLOJİ

Alaçamdağ magmatik kompleksini oluşturan granitoyitik ve volkanik kayaçlardan alınan yaş örnekleri Ar-Ar "furnace step heating" yöntemi ile analiz yapılmıştır. Bu kayaçların analiz yöntemleri ve granitik kayaçlara ait Ar-Ar yaş verileri çizelge 2'de detaylı olarak verilmektedir. Bu çalışmada Sağırlar volkanik birimine ait andezitten elde edilen Ar-Ar yaşı sunulmaktadır.

Yaşlandırılan andezit örneği hipokristalen hyalopilitik doku sunan hamur içerisinde plajiyoklas, biyotit, hornblend ve kersutit fenokristallerinden oluşur. Özellikle biyotit ve kersutit amfibol minerallerinin etrafında yaygın şekilde opasitleşme türü bozunmalar görülmektedir. Özşekilsiz ve yarı özşekilli plajiyoklaz fenokristalleri matriks kapanımlar içermektedir. Biyotitlerde kloritleşme, plajiyoklazlarda ise karbonatlaşma görülmektedir. Biyotit ve hornblendlerde reaksiyon kenarları ve opaklaşma yaygındır. Andezitlerde gözlenen amfibol (hornblend ve kersutit) ve biyotit mineralleri, ya reaksiyon kuşaklarına sahiptir ya da opak mineraller tarafından tamamen tüketilmiştir. Bu şekilde amfibol ve biyotit pseudomorfları oluşmuştur.

Ar-Ar "furnace step heating" analiz yöntemi "zahiri yaş aralığı" olarak tanımlanan sonuçlar ortaya koyabilir. U şekilli yaş diyagramı genelde aşırı argon ile ilişkilidir. Eğer örnekte bu şekilde bir izokron eğrisi yoksa en iyi hesaplama yöntemi yaş diyagramının en düşük değeri örneğin en yaşlı yaş değeridir. ⁴⁰Ar/³⁹Ar toplam gaz yaşı ise kayacın K-Ar yaşına karşılık gelir. Plato yaşları bazen bulunmakla birlikte bu durum üç veya daha fazla basamaktan oluşan aralığın bir çizgi üzerinde yer alması ile izlenir. Ancak, genelde izokron yaşı örneğin en iyi hesaplanmış yaş olup

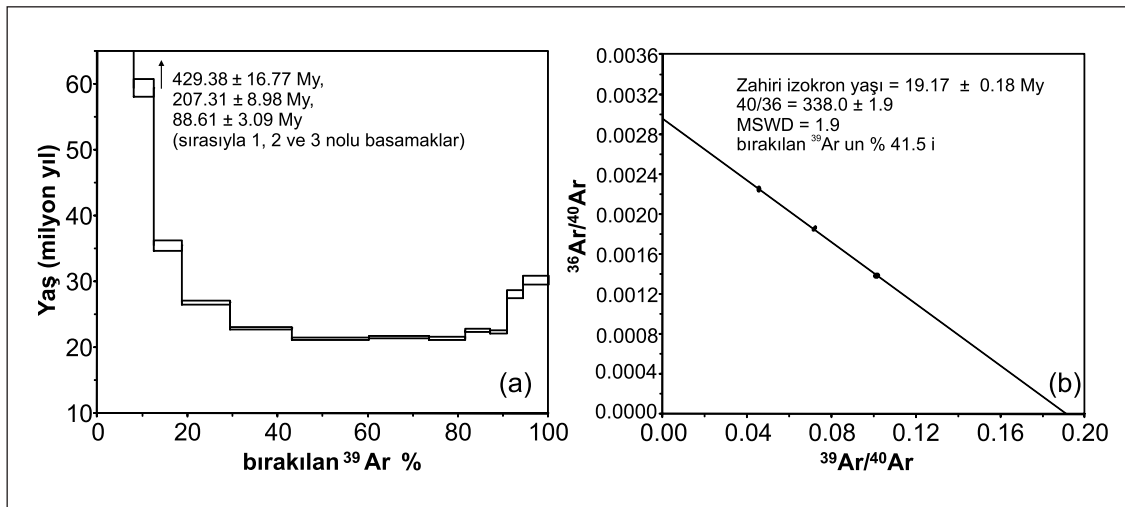
plato yaşına ve toplam gaz yaşına göre (K-Ar) tercih edilir.

Sağırılar volkanik biriminden alınan andezit örneğine tüm kayaç Ar-Ar yaş analizi uygulanmıştır (Şekil 11). Tüm kayaç analizine ait yaş spektrumu çok fazla derecede U şeklindedir. İlk yaşlar, en düşük ~21 My yaşları ile kıyaslandığında, çok eskidir ve 429 My'a kadar uzanmaktadır. Çok açık bir şekilde bu durum aşırı argon yaşlarının varlığını işaret etmektedir ve başka bilgi olmaması durumunda en küçük yaş olan ~21.3 My yaşı bu örnek için kabul edilebilir. 42.8 ± 0.2 My toplam gaz yaşının aşırı derecede yaşlı olması muhtemeldir. Plato yaşı tanımlanamamıştır. İzokron analizi, 6-8 basamakları arasında 19.2 ± 0.2 My yaşını vermektedir ve aşırı argonun varlığını göstermektedir. Örnekteki aşırı argon, hem izokron hem de U şekilli spektrum ile tanımlanmaktadır. İzokron, aşırı argon olması durumunda beklendiği üzere, yaş spektrumundaki en küçük yaştan daha düşük bir yaş vermektedir. Bu nedenle, 19.2 ± 0.2 Milyon yıl izokron yaşı Sağırılar volkanik biriminin yaşı olarak kabul edilebilir.

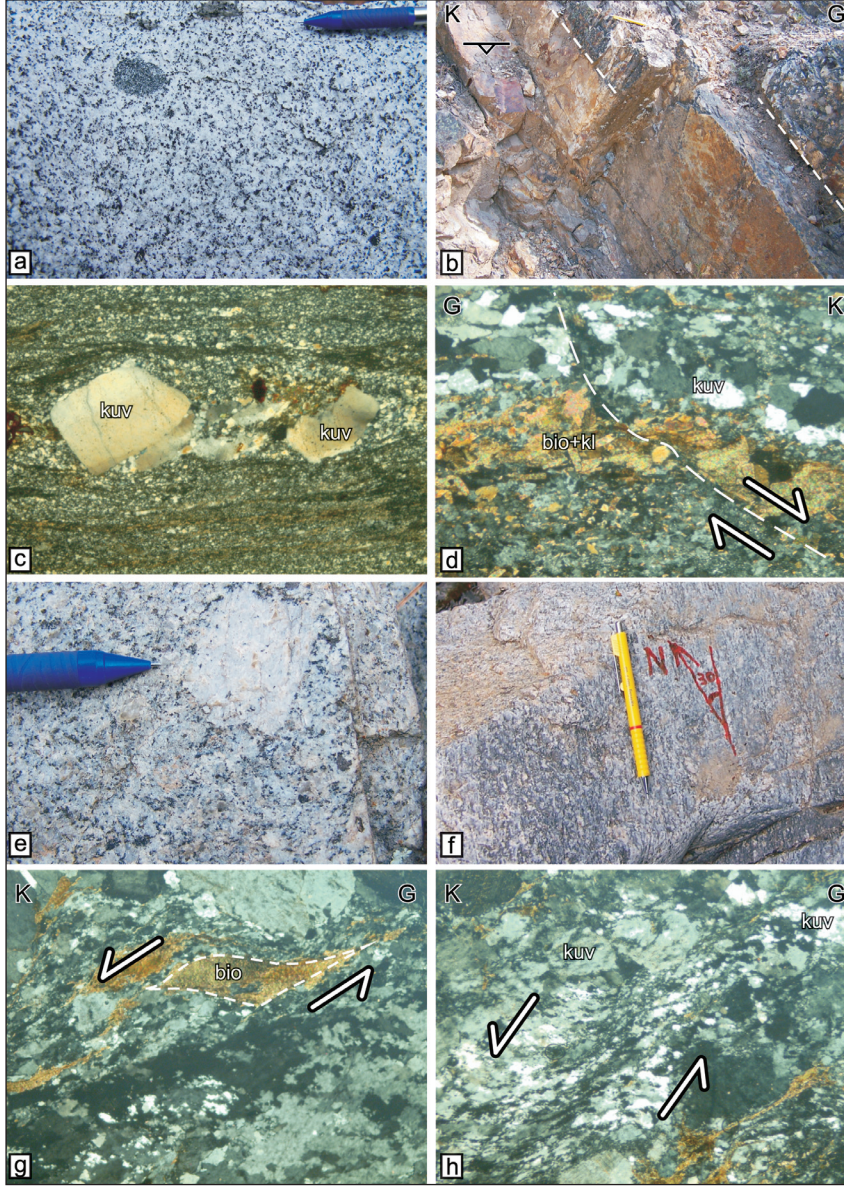
YAPISAL JEOLJİ

Alaçamdağ granitlerinde sünümlü deformasyon

Sünümlü deformasyon, Musalar ve Alaçam granitlerinde gözlenir. Musalar Graniti'nde gözlenen deformasyon en batıda dörtgen şekilli yüzleklerin batı kenarında ve granitin rekristalize kireçtaşları ile dokanağından granit kütesinin iç kesimine doğru devam eder (Şekil 3). Granitin güney kesiminde Menderes Masifi'ne ait şistler ve İzmir-Ankara Zonu kayaçları arasında uzanan dokanak düşeye yakın devamlılığa sahiptir. Dokanak boyunca gözlenen deformasyon birkaç cm kalınlığında foliyasyon ve foliyasyon düzlemleri üzerindeki çizgisel yapılar ile temsil edilir. Batı kenarındaki deforme granitin iç kesimlerdeki masif deforme olmayan granit ile olan dokanağı oldukça keskindir (Şekil 12a). Granitin kenar kesimlerine doğru deformasyon derecesi artar ve daha ince foliyasyon düzlemleri ile ayrılır (Şekil 12b). Deformasyon zonu genel olarak mikrokristalin kuvars, serisit ve az miktardaki biyotit kristallerinden oluşur. Granitin iç kesimlerinde bi-



Şekil 11- Sağırılar volkanik birimine ait andezitten alınan Ar-Ar yaşına ait (a) yaş spektrumu ve (b) izokron yaşı.



Şekil 12- Musalar (a-d) ve Alaçam granitlerinin (e-h) petrografik ve yapısal özellikleri. (a) Tanesel doku gösteren Musalar graniti ve içerisindeki mafik mikrogranüler enklavlar. (b) Musalar granitlerinde gelişen makaslama zonuna ait foliyasyon düzlemlerinin mezoskopik ölçekteki görünümü. Foliyasyon düzlemi GB'ya doğru eğilimlidir. (c) Musalar granitinde serisitçe zengin ultramilonitlerde yer alan kuvarslarda gözlenen domino tipi dizilimlerin mikroskop görünümü. Dinamik olarak kristalleşen kuvars taneleri dalgalı sönme göstermekte ve mikrokırıklar içermektedir. (d) Musalar granitinde kuvarşça zengin ultramilonitleri kesen mikro kırıklar boyunca gözlenen klorit dolgularının mikroskop görünümü. Mikrokırıklar güneybatıya doğru hareketi işaret etmektedir. (e) Porfiritik dokuya sahip Alaçam granitleri içerisindeki ortoklas megakristali. (f) Protomilonitik Alaçam granitlerinde görülen foliyasyon düzlemleri boyunca gelişmiş mineral lineasyonları. Kalem 15 cm uzunluğundadır. (g) Protomilonitik Alaçam granitindeki mika balığı yapılarının mikroskop görünümü. Kinematik veriler, kuzeydoğuya doğru hareketi işaret etmektedir. (h) Alaçam granitine ait protomilonitlerde yer alan dinamik olarak rekristalize kuvars taneleri içerisinde gözlenen makaslama bantlarının mikroskop görünümü. kuv: kuvars, kl: klorit, bio: biyotit. Mikroskop görüntülerinin genişliği 3 milimetredir.

yotit mineralleri baskın iken kenar zonunda nispeten daha az mafik mineral görülür. Foliyasyon düzlemlerinin doğrultusu değişkendir. K45°D ve K45°B arasında doğrultulara sahiptir. Eğimi ise nispeten yüksek açılı olup 35 ile 85° arasında değişir ve foliyasyon eğimlerinin tümü batıya doğrudur. Musalar granitinde gözlenen çizgisel yapıların tümü GB'ya doğru dalımlıdır ve dalım açıları, 2 ile 56° arasında değişir.

Foliyasyon sunan granitlerde yapılan mikroskopik incelemeler, milonitik kayaçların kuvars, serisit, hornblend, biyotit ve az miktardaki K-feldispattan meydana geldiğini göstermektedir. Ultramilonitik dokuya sahip bu kayaçlarda birbirlerine paralel veya yarı paralel mikrofaylar gözlenir (Şekil 12c). Bu faylar, tavan bloğunun güneybatıya doğru hareketini işaret ederler. Az miktarda gözlenen K-feldispat ve kuvars kristalleri ise domino tipi asimetrik budin yapılar oluşturur ve bu yapılar güneydoğuya doğru hareketi işaret ederler. Kuvars çoğunlukla foliyasyon düzlemleri arasında asimetrik rekristalize taneler şeklindedir (Şekil 12d). Kuvars kristalleri genelde biyotitlerden oluşan foliyasyon düzlemleri arasında yer alır ve uzamış kristallere ait uzun eksenleri genelde foliyasyon düzlemlerine vev olarak gelişmiştir. Yer yer iri kuvars kristallerinde dalgalı sönme tipiktir ve içerisinde mikro çatlaklar içerirler. Serisitler, granitin kenar kesimlerine doğru artış gösterir ve genelde foliyasyon düzlemleri boyunca baskındır. Yüksek girişim renkleri ile ayırt edilir. Serisit fazla olduğu kesitlerde, kuvars ince taneli rekristalize olarak gözlenirler.

Alaçam granitinde milonitik foliyasyon KB doğrultulu uzanan granit yüzleklerinin güneydoğusunda ve yapısal olarak üst kesimlerinde gözlenir (Şekil 3). Kuzey kesiminde ise deforme olmamış porfiritik granitler olarak tanınırlar (Şekil 12e). Foliyasyon gelişimi, KB doğrultulu Alaçam granit stoğunda kuzeybatıdan güneydoğuya doğru dereceli olarak geçiş gösterir. Foliyasyon düzlemleri, mikrokristalin kuvarstan oluşan kuvarsit düzeyleri ve düzlemler boyunca gelişmiş çizgisel yapılar ile tanımlanır (Şekil 12f). Foliyas-

yon düzlemlerinin doğrultusu değişken olup nispeten düşük eğimlidir. Eğimleri 8°-54° arasında değişir. Yüksek eğimli foliyasyon düzlemleri genelde foliyasyon gösteren granitlerin güneyinde yer alır. Çizgisel yapılar ise hem KD hem de GB'ya doğru dalım gösterirler. Alaçam graniti'nde gözlenen çizgisel yapıların dalımı 1 ile 36° arasında değişir.

Protomilonit olarak tanımlanabilen deforme granitler kuzeye doğru eğimli C' makaslama düzlemleri tarafından kesilirler. Bu makaslama düzlemleri kinematik olarak kuzeye hareketi işaret etmektedir. Deforme granitlerde, mezoskopik ölçekte kuvars, plajiyoklaz, K-feldispat ve biyotit mineralleri görülür. Deforme granitler içerisinde dayklar şeklinde gözlenen aplitler ve mafik mikrogranüler enklavlar da mevcuttur. Gerek aplitler gerekse mikrogranüler enklavlar da deformasyon izleri gösterirler. Aplitler, foliyasyon düzlemleri sunan porfiritik Alaçam granitini kesmektedir ve kesen aplitler kendi içerisinde tekrar foliyasyona uğramışlardır. Birkaç on santimetre kalınlığındaki aplit daykları incelerek kapanır ve kama şekilli geometri sunarlar.

Mikroskopta yapılan gözlemler, kuvars, K-feldispat, plajiyoklaz, biyotit ve hornblendten meydana gelen granitler içerisinde yoğun makaslama düzlemleri içerdiğini işaret etmektedir. Kuvars yaygın olarak rekristalize kümeler şeklinde görülür. Yer yer kuvarslarda asimetrik yapı sunan kuvars kristallerinde makaslama zonları gelişmiştir (Şekil 12g). Bu makaslama zonları, kuzeydoğuya doğru taşınma yönünü belirtirler. Biyotitler makaslama zonlarının bulunduğu kesimlerde asimetrik mika balığı yapıları gösterirler (Şekil 12h). Asimetrik mika balığı yapıları da kuzeydoğuya doğru hareketi işaret etmektedir. Ondüveli sönme gösteren K-feldispat kristalleri ise bazı kesimlerde yarı özşekilli veya özşekilsiz, deforme olarak gözlenirler. Deformasyon gösteren kesimlerde asimetrik K-feldispat gözleri oluştururlar. Asimetrik yapıyı oluşturan makaslama zonları da kuzeydoğuya doğru hareketi göstermektedir.

TARTIŞMALAR

Yapılan jeolojik haritalama çalışmaları bölgede iki farklı evrede yerleşmiş volkanik aktiviteyi işaret etmektedir. Bu iki volkanik aktivitenin ürünlerini Sağırlar volkanik birimi ve felsik volkanik kayaçlar oluşturmaktadır. Volkanik birimler arasındaki uyumsuz dokanak ilişkileri, paleotoprak oluşumları ve alüvyal-gösel tortul kayaçların Sağırlar volkanik birimi üzerinde uyumsuzlukla gelmesi, volkanik etkinlikteki kısa bir zaman boşluğunu ve hızlı bir aşınma sürecini işaret etmektedir. Erken Miyosen yaşlı alüvyal-gösel tortul kayaçlara ait kırıntılı tortul istiflerin içerisinde havza içi açısız uyumsuzlukların gözlenmesi ve tortullaşmayla yaşıt deformasyon yapıları içermesi de Alaçamdağ bölgesinin tortullaşma ve volkanizma sırasında tektonik açıdan etkin olduğunu göstermektedir.

Alüvyal-gösel tortul kayaçlar ile doğrudan girik dokanak ilişkisi sunan, eş yaşlı ignimbitler sünümlü deformasyona uğramış milonitik Alaçam granitlerini uyumsuz olarak örtmektedir. Benzer dokanak ilişkisi, önceki çalışmalarda Koyunoba granitlerinde de tanımlanmıştır (Işık ve diğerleri, 2004; Ring ve Collins, 2005). Sünümlü deformasyona uğramış Koyunoba graniti ignimbitler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Koyunoba ve Eğrigöz granitlerini kapsayan apatit yaralama izi ve U-Pb yaş tayini çalışmaları da, bölgedeki granitlerin yükselimi ve yüzeylemesinin 25 - 19 Milyon yıl aralığında aktif olan Simav sıyrılma fayı ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Thomson ve Ring, 2006; Ring ve Collins, 2005; Hasözbeke ve diğerleri, 2009). Thomson ve Ring (2006), granitlerin yüzeylemesinde hızlı bir aşınma sürecinin de etkin olduğunu işaret etmiştir. Makaslama zonlarının Alaçam granitinin yerleşimi sırasında etkin olduğu son çalışmalarda kanıtlanmıştır (Erkül, baskıda). Alaçam graniti, yapısal olarak üst kesimlerinde düşük açılı sünümlü bir makaslama zonu içermektedir. Alaçam granitine ait 19.8 ve 19.5 Milyon yıl soğuma yaşları bölgedeki makaslama zonunun aktif olduğu en genç yaşlı işaret etmektedir. Alaçam granitleri, gerilmeli

makaslama zonları yardımıyla yükselerek hızlı bir aşınmaya uğramıştır. Sağırlar volkanik biriminin yerleşimini izleyen evrede hızlı bir aşınma süreci etkin olmuştur. Bu etkin aşınma, Sağırlar volkanik biriminin yerleşimini izleyen 19.2 milyon yıldan itibaren gerçekleşmiş ve Alaçam granitinin yüzeylemesi sürecine eşlik etmiştir.

Burada diğer bir dikkat çekici nokta ise geniş yayımlı felsik volkanik kayaçların Alaçamdağ granitleri ile olan zamansal ve konumsal ilişkisidir. Bu çalışmadan elde edilen veriler, alüvyal-gösel tortul kayaçlar ile yanal ve düşey olarak girik dokanak ilişkisi sunan felsik volkanik kayaçlar Alaçamdağ granitlerinin soğumasından sonra yerleşmiştir. Bu durum, felsik volkanik kayaçların bölgedeki granitler ile ilişkili olmadığını ve halen yüzeylememiş olan daha genç bir plütunun etkinliği ile açıklanabilir. Dolayısıyla Alaçam graniti, felsik volkanik kayaçlar ile zamansal açıdan ilişkili değildir.

Bölgede tanımlanan volkanizma, plütönizma ve genişleme tektoniği ilişkisi KB Anadolu'daki tanımlanan diğer metamorfik çekirdek kompleksleri ile uyumluluk göstermektedir. Metamorfik çekirdek kompleksler Koyunoba ve Eğrigöz granitleri ile Kazdağ Masifinde tanımlanmıştır (Okay ve Satır, 2000; Işık ve Tekeli 2001; Işık ve diğ., 2004; Ring ve Collins 2005). Bu bölgede genişleme tektoniğinin yaklaşık 20 Milyon yıl önce başladığı öne sürülmüştür. Bu yaş verileri Alaçamdağ bölgesindeki granitlerin yerleşim yaşları ile uyumludur. Alaçamdağ bölgesindeki granitlerde gözlenen sünümlü makaslama zonlarında ölçülen gerilme lineasyonları (stretching lineations) tavan bloğu olan İzmir-Ankara Zonuna ait kayaçların farklı yönlere doğru hareket ettiğini göstermektedir. Alaçam granitlerinde gözlenen gerilme lineasyonları ve kinematik indikatörleri tavan bloğunun KD'ya doğru hareketini işaret etmektedir. Ancak, Musalar granitinin bazı stoklarının dokanak boyunca gözlenen gerilme lineasyonları ve kinematik indikatörleri GB'ya doğru hareketi göstermektedir. GB'ya doğru hareket veren bu makaslama zonu yüksek açılı sol yönlü

bir fay zonunun varlığını işaret etmektedir. Diğeri ise düşük açılıdır. Alaçamdağ bölgesinde gözlenen düşük açılı makaslama zonu ve KD hareket yönü Kazdağ'da ve Simav metamorfik çekirdek kompleksinde ölçülen gerilme lineasyonları ve hareket yönü ile uyumludur. Tüm bu kinematik veriler, Batı Anadolu'nun Erken-Orta Miyosen boyunca uğramış olduğu KD-GB doğrultulu gerilme rejimi ile uyumludur.

Alaçamdağ bölgesinin stratigrafik istifi, çevresindeki diğer kuzeydoğu doğrultulu havzalarla benzerlik göstermektedir. Erken Miyosen boyunca Bigadiç, Gördes, Demirci ve Soma havzalarında görüldüğü gibi Alaçamdağ bölgesinde de alüvyal-gölsel tortul çökellerin oluşumuna volkanizma yaygın bir şekilde eşlik etmiştir. Tüm tanımlanan istifler içerisindeki gerek volkanik gerekse tortul birimler arasında gözlenen uyumsuzluklar ise bölgede gelişen sıyrılmaya fayları ve gerilmeli makaslama zonları ile doğrudan ilişkilidir.

SONUÇLAR

Alaçamdağ bölgesi, Erken Miyosen boyunca makaslama zonlarının etkisiyle yükselerek hızlı bir aşınma sürecine maruz kalmıştır. Bu yükselme ve aşınma süreçlerinin izleri, Alaçamdağ bölgesindeki volkano-sedimanter istiflerde görülmektedir. Makaslama zonlarına bağlı hızlı yükselme ve aşınma süreçleri, (1) Sağırlar volkanik birimi ile alüvyal-gölsel tortul ve felsik volkanik kayalar arasındaki açısal uyumsuzluklar, (2) alüvyal-gölsel tortul kayalar içerisinde gözlenen havza içi uyumsuzluklar, (3) Alüvyal-gölsel tortul kayalar içerisinde gözlenen havza içi tortullaşma ile yaşıt deformasyon ve (4) Alaçam granitinin, felsik volkanik kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmesidir.

Alaçamdağ granitleri ile ilişkili olarak gözlenen sünümlü makaslama zonlarındaki çizgisel yapılar ve kinematik indikatörler, Batı Anadolu'da diğer metamorfik çekirdek komplekslerinden elde edilen verilerle uyumludur. Tüm veriler, Erken Miyosen boyunca Batı Anadolu'nun KD-GB doğ-

rultulu bir gerilmeye maruz kaldığını göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) projesi (Proje no: 104Y274) tarafından desteklenmiştir.

Yayına verildiği tarih, 29 Haziran 2009

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N. ve Konak, N. 1979. Menderes Masifi'nin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaltramafik kayaların konumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 175-183.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y. 1982. Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 95/96, 1-12.
- Aldanmaz E, Pearce J. , Thirlwall, 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 1-2, 67-95.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. 1998. The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85 1-4, 211-231.
- _____ ve Dilek, Y., 2006. Timing and nature of post-collisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. Geology Society of American Special Paper, 409, 321-351.
- Bingöl, E., Delaloye, M. ve Ataman, G. 1982. Granitic intrusions in Western Anatolia: A contribution to the geodynamic study of this area. Eclogae Geologicae Helvetica, 75, 437-446.
- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F. ve 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. *Geological Society, London, Special Publications*, 173 1, 385-403.
- _____, 2001a. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.
- _____, 2001b. Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 1-3, 3-30.
- _____, 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- _____, 2004. Granitoid rocks of the southern Menderes Massif (southwestern Turkey): field evidence for Tertiary magmatism in an extensional shear zone. *International Journal of Earth Sciences* 93 1, 52-71.
- _____ ve Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif-an incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213-216.
- _____, _____, 1997a. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif (western Turkey) and their tectonic significance. *Geologische Rundschau* 86 1, 103-119.
- _____, _____, 1997b. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 168, 1, 3-14.
- Bozkurt, E. ve Oberhänsli, R. 2001. Menderes Massif (Western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- _____ ve Sözbilir, H. 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in Western Turkey. *Geological Magazine*, 141 1, 63-79.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E. 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 3, 241-268.
- Dilek, Y. ve Altunkaynak, Ş., 2007. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431-453.
- Ercan, T. 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 10, 23-46.
- _____, 1982. Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 2, 263-281.
- _____ ve Öztunalı, Ö. 1983. Demirci-Selendi çevresinde Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve kökensel yorumu. *Yerbilimleri*, 10, 1-15.
- _____, Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B. 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 121-136.
- Erdoğan, B. 1990a. Tectonic relations between Izmir-Ankara Zone and Karaburun Belt. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 110, 1-15.
- _____, Altın, D., Güngör, T. ve Özer, S. 1990b. Stratigraphy of Karaburun Peninsula. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 111, 1-20.
- _____ ve Güngör, T. 2004. The problem of the core-cover boundary of the Menderes Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 13 1, 15-36.
- Erkül, F., 2010. Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alaçamdağ granites, northwestern Turkey. *Geology Magazine*, 147, 611-637.
- _____, Helvacı, C. ve Sözbilir, H. 2005a. Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal* 40, 545-570.

- Erkül, F., Helvacı, C. ve Sözbilir, H. 2005b. Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadiç borate basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14 3, 227-253.
- _____, Tatar-Erkül, S., Bozkurt, E., Sözbilir, H. ve Helvacı, C., 2009a. Tectonic significance of ductile shear zones within the syn-extensional Alaçamdag granite, northwestern Turkey. 62. Geological Kurultai of Turkey, Abstract, s. 178-179.
- Erkül, S. T., Erkül, F., Bozkurt, E., Sözbilir, H. ve Helvacı, C., 2009b. Geodynamic setting of the early Miocene Alaçamdag volcano-plutonic complex based on petrologic, isotopic and geochronological data: northwestern Turkey. 62. Geological Kurultai of Turkey, Abstract, s. 180-181.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., Erkül, F. ve 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 1-2, 265-282.
- Genç, C. Ş. 1998. Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233-249.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C.W. ve Güngör, T. 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system; central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29, 611-614.
- Glodny, J. ve Hetzel, R. 2007. Precise U-Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geological Magazine* 144 2, 235-246.
- Hasözbeğ, A., Satır, M., Erdoğan, B., Akay, E. ve Siebel, W. 2009. KB Anadolu'daki çarpışmaya bağlı granitlerin U-Pb Jeokronolojisi, Sr-Nd izotop jeokimyası ve Petrojenetik Evrimlerinin Karşılaştırılması. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 13-17 Nisan 2009, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Hasözbeğ, A., Satır, M., Erdoğan, B., Akay, E. ve Siebel, W. (baskıda). Early Miocene post-collisional magmatism in NW Turkey: geochemical and geochronological constraints. *International Geology Review*.
- Helvacı, C. 1995. Stratigraphy, mineralogy and genesis of the Bigadiç Borate deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, 90, 1237-1260.
- _____, ve Alonso, R.N. 2000. Borate deposits of Turkey and Argentina: A summary and geological comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 1-27.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U. ve Dora, O.O. 1995a. Bivergent Extension in Orogenic Belts: the Menderes Massif (Southwestern Turkey). *Geology*, 23, 5, 455-458.
- _____, Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 152, 639-654.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. 1972. Petrology of İzmir-Karaburun volcanics (west Turkey). *Bulletin of Volcanology*, 36, 1-22.
- İşık, V. ve 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 4, 757-765.
- _____, Seyitoğlu, G. ve Çemen, İ., 2003. Ductile-brittle transition along the Alasehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374 1-2, 1-18.
- _____, Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G., 2004. The Ar-40/Ar-39 age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 4, 555-566.
- İnci, U. 1998. Lignite and carbonate deposition in Middle Lignite succession of the Soma For-

- mation, Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 37, 287-313.
- Karacık, Z. ve 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 1-4, 251-264.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., ve Bozkurt, E. 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616.
- Krushensky, R.D. 1976. Volcanic rocks of Turkey. *Bulletin of Geological Survey Japan*, 26, 393.
- Okay, A.İ. ve Siyako, M. 1993. The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir (In Turkish). *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, 333-355.
- _____ ve Tüysüz, O. 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath ve M. Seranne (Editörler), *Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society of London Special Publication, 475-515.
- _____ ve Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137/5, 495-516.
- Pe-Piper, G. ve Piper, D.J.W. 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.
- _____ ve _____ 2001. Late Cenozoic, postcollisional Aegean igneous rocks: Nd, Pb and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models. *Geological Magazine*, 138 6, 653-668.
- Purvis, M. ve Robertson, A. 2004. A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W-trending Alasehir Graben and the NE-SW-trending Selendi and Gordes Basins, western Turkey. *Tectonophysics*, 391, 1-4, 171-201.
- Rimmele, G., Jolivet, L., Oberhänsli, R., ve Goffe, B. 2003. Deformation history of the high-pressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey. *Tectonics* 22 2, 1-21.
- Rimmele, G., Oberhänsli, R., Goffe, B., Jolivet, L., Candan, O., Çetinkaplan, M. 2003. First evidence of high-pressure metamorphism in the "Cover Series" of the southern Menderes Massif. Tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. *Lithos* 71 1, 19-46.
- Ring, U., Laws, S. ve Bernet, M. 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21 11, 1575-1601.
- _____, Johnson, C., Hetzel, R. ve Gessner, K. 2003. Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140 4, 421-441.
- _____ ve Collins, A.S. 2005. U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: Timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162, 289-298.
- Savaşçın, M. Y. ve Güleç, N. 1990. Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. M.Y. Savaşçın ve A.H. Eronat (Eds), *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA) Proceedings*, 300-313.
- Seyitoğlu, G. 1997. Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Usak-Gure basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134, 163-175.
- _____ ve _____ 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. 1994. Late cenozoic basin development in west Turkey: Gordes basin tectonics and sedimentation. *Geological Magazine*, 131, 631-637.
- _____, Anderson, D., Nowell, G. ve Scott, B. 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- _____, Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, S. ve Işık, V. 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139 1, 15-26.
- Sözbilir, H. 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- _____, 2002a. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 5-6, 277-288.
- _____, 2002b. Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene-Eocene supra-allochthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 87-112.
- Şengör, A. M. C. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3 7, 693-707.
- Thomson, S.N. ve Ring, U. 2006. Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics*, 25 3.
- Westaway, R. 2006. Cenozoic cooling histories in the Menderes Massif western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 412 1-2, 1-25.
- Whitney, D. L. ve Bozkurt, E. 2002. Metamorphic history of the southern Menderes massif, western Turkey. *Geological Society of America Bulletin* 114, 7, 829-838.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? E. Bozkurt, J.A. Winchester ve J.D.A. Piper (Ed.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 353-384.
- _____, _____, Karacık, Z. ve Altunkaynak, Ş. 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
-