

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BAYINDIR (İZMİR) VE ÇEVRESİNİN
NEOJEN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

Yılmaz RÜZGAR

Şubat, 2006
İZMİR

BAYINDIR (İZMİR) VE ÇEVRESİNİN NEOJEN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Yılmaz RÜZGAR

Şubat, 2006

İZMİR

**Bu alıřma çok
sevdiđim halam Nurten
RÜZGAR'ın anısına ithaf
edilmiştir.**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Yılmaz RÜZGAR tarafından Doç Dr Tahir EMRE yönetiminde hazırlanan “BAYINDIR (İZMİR) VE ÇEVRESİNİN NEOJEN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Tahir EMRE

Yönetici

Doç. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Jüri Üyesi

Y. Doç. Dr. Mehmet UTKU

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu proje, Dokuz Eylül Üniversitesi Araştırma Fon Saymanlığı tarafından “Bayındır (İzmir) ve Çevresinin Neojen Stratigrafisi ve Tektoniği” adlı, 04.KB.Fen.033 nolu proje olarak desteklenmiştir.

Verdiği kaynaklar için Prof. Dr. Osman CANDAN ve Araş. Gör. Serkan AKKİRAZ’a, fay verilerinin FaultKinWin programında değerlendirilmesinde yardımcı olan Araş. Gör. Ökmen SÜMER’e, bu verilerin yorumlanmasındaki yardımları için Araş. Gör. Ökmen SÜMER ve Araş. Gör. Bora UZEL’e, İngilizce makalelerin Türkçe çevrimindeki yardımlarından dolayı Araş. Gör. Serkan AKKİRAZ, Jeoloji Müh. Okan YILMAZ ve Maden Müh. Onur GÜRBULAK’a, CorelDraw çizimlerindeki yardımları için Jeoloji Müh. Şerife KABACAOĞLU ve Jeoloji Müh. Sinem ÖZÜTEMİZ’e teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında paylaştığı bilgiler haricinde okul dışı pek çok konuda da yardım ve desteklerini gördüğüm Doç. Dr. Tahir EMRE’ye özellikle teşekkür ederim.

Bütün eğitim ve öğretim hayatım boyunca maddi ve manevi olarak her zaman beni destekleyen, yanımda olan ve hiçbir fedakarlıktan kaçınmayan sevgili aileme ve dayım Av. Zeki RÜZGAR’a ayrıca teşekkürü bir borç bilirim.

Yılmaz RÜZGAR

BAYINDIR (İZMİR) VE ÇEVRESİNİN NEOJEN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

ÖZ

İzmir'in Bayındır ilçesinde yapılan bu çalışma, daha önce Küçük Menderes Grabeni'nin doğu ucunda yapılan çalışmalar ile bir bütünlük oluşturacak şekilde bölgenin tektoniğinin ortaya çıkarılması sonucu grabenin oluşum evresinin, Neojen yaşlı tortul kayaların stratigrafisinin, metamorfikler ile olan sınır ilişkisinin belirlenmesi ve genç tektonik evrenin açıklanması amaçlanmıştır.

Bilindiği gibi, Batı Anadolu, dünyadaki en önemli genişleme bölgelerinden biridir. Yüksek genişleme tektoniği gösteren Ege yayının doğusunda bulunan Batı Anadolu günümüzde de devam eden K-G yönlü genişleme tektoniği nedeniyle D-B yönelimli graben ve horst yapıları içerir. Bu yapılar günümüzde de sismik olarak aktifliğini korur.

Çalışma alanında temeli Menderes Masifi Metamorfikleri oluşturur. Metamorfik kayaları Neojen yaşlı Aydoğdu Formasyonu, Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyon uyumsuz olarak üstler.

Metamorfik kayalar şist, mermer ve fillitlerden oluşmaktadır. Şistler genellikle; mikaşist, muskovit – biyotit şist, granatlı mikaşist ve kuvars şist olarak gözlenmektedir. Aydoğdu Formasyonu, dokusal olarak olgunlaşmamış, birbiri ile yer yer dereceli yer yer ise ani sınırları olan, az pekleşmiş, yanal ve düşey geçişli alüvyonal yelpaze çökellerinden yapıldır. Bileşenleri Menderes Masifi Metamorfiklerinden türemedir. Yamaç molozu ve alüvyon çalışma alanının en genç tortullarıdır.

Çalışma alanında gözlenen yapısal hatların tamamına yakın kesimini normal faylar oluşturmaktadır ve çalışma alanının topografyasına basamaklı bir yapı kazandırmıştır. İnceleme alanında yer alan normal faylar doğrultularına göre,

KD-GB, D-B, KB-GD ve yaklaşık K-G'dir. KD-GB yönelimli fayların D/E değerleri genellikle K50-80D/40-60GD, rake açısı değerleri ise ortalama 70 – 75° değerleri arasındadır. Çalışma alanında gözlenen diğer bir fay türü doğrultu atımlı faylardır. Doğrultu atımlı faylar, kırıklı bir yapı sunmakta ve çok fazla yüzlek vermemektedir. Sekiköy kuzeyinde küçük bir yüzlek halinde bindirme fay zonu yer almaktadır. K87D/16GD doğrultusuna sahip bindirme fay zonu boyunca kaolinleşmeler gözlenmektedir.

Çalışma alanı; Batı Anadolu'nun tamamını etkisi altına alan ve Orta Miyosen'den önce etkili olan K-G yönlü sıkıştırma kuvvetlerinin ardından, yaklaşık K-G doğrultulu çekme kuvvetlerinin etkisi altında kalmıştır.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Küçük Menderes Grabeni, Neojen, Tektonik, Aydoğdu, İzmir

NEOGENE STRATIGRAPHY AND NEOGENE TECTONIC OF THE BAYINDIR (İZMİR)

ABSTRACT

The main aim of this study is to determine the contact relationship between the Menderes massif and Neogene sediments, to reveal of the Neogene stratigraphy, to clarify of the tectonic properties that produces the stage of the graben formation and shed light on the neotectonic evolution of Bayındır (İzmir) area.

As it is known, Western Anatolia is one of the most important extensional region in the world. Western Anatolia where is located on the eastern part of the Aegean arc showing highly extended a trending N-S direction includes E-W trending horst-graben structures which have recent seismic activity because of N-S trending extensional regime.

The basement rocks in the studied area are characterized by Menderes massif. Neogene Aydoğdu Formation, Quaternary terrace and alluvium unconformably overlie the metamorphic rocks. Metamorphic rocks consist of schist, marble and phyllites. Schists are generally observed as micaschist, muscovite-biotite schist, micaschist with garnet and quartz schist. Aydoğdu Formation is mainly made up of immature alluvial fan deposits and its components are from Menderes metamorphic rocks. The youngest sediments in the study area are terrace and alluvium.

The normal faults which produced step-like structure in the area constitute the basic structure lines. The main strikes of the normal faults are NE-SW, E-W, NW-SE and N-S. Dip and strike of the NE-SW trending faults are generally between N50-80E/40-60SE. The rake angles are mainly between 65-70°. Strike-slip faults with fractures crop out in the restricted area. Thrust fault zone, which has small outcrops, is located on the north of Sekiköy. Caolinizations have been observed along the fault zone which its strike and slip is N87E/16SW.

The study area was exposed N-S compressional regime which was effective in almost all parts of the western Anatolia before Middle Miocene. Then the N-S trending extensional regime was effective after the compressional regime.

Keywords: Western Anatolia, Küçük Menderes Graben, Neogene, Tectonic, Aydogdu, Izmir

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
ÖZ	v
ABSTRACT.....	vii
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı	1
1.2 Amaç ve Yöntemler.....	4
1.3 Önceki Çalışmalar	6
BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFİ.....	18
2.1 Menderes Masifi.....	18
2.2 Aydoğdu Formasyonu	21
2.2.1 Tanım.....	21
2.2.2 Litoloji	23
2.2.3 Dokanak.....	30
2.2.4 Yaş	30
2.2.5 Yorum.....	32
2.3 Yamaç Molozu ve Alüvyon	32
BÖLÜM ÜÇ – YAPISAL JEOLJİ	34
3.1 Kırılğan Yapılar.....	37
3.1.1 Faylar	37
3.1.2 Diğer Kırılğan Yapılar.....	46
3.2 Sünümlü Yapılar.....	46
BÖLÜM DÖRT – TARİHSEL JEOLJİ	49

BÖLÜM BEŞ – SONUÇLAR..... 53

KAYNAKÇA 56

EKLER

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK HARİTASI VE KESİTLERİ

BÖLÜM BİR

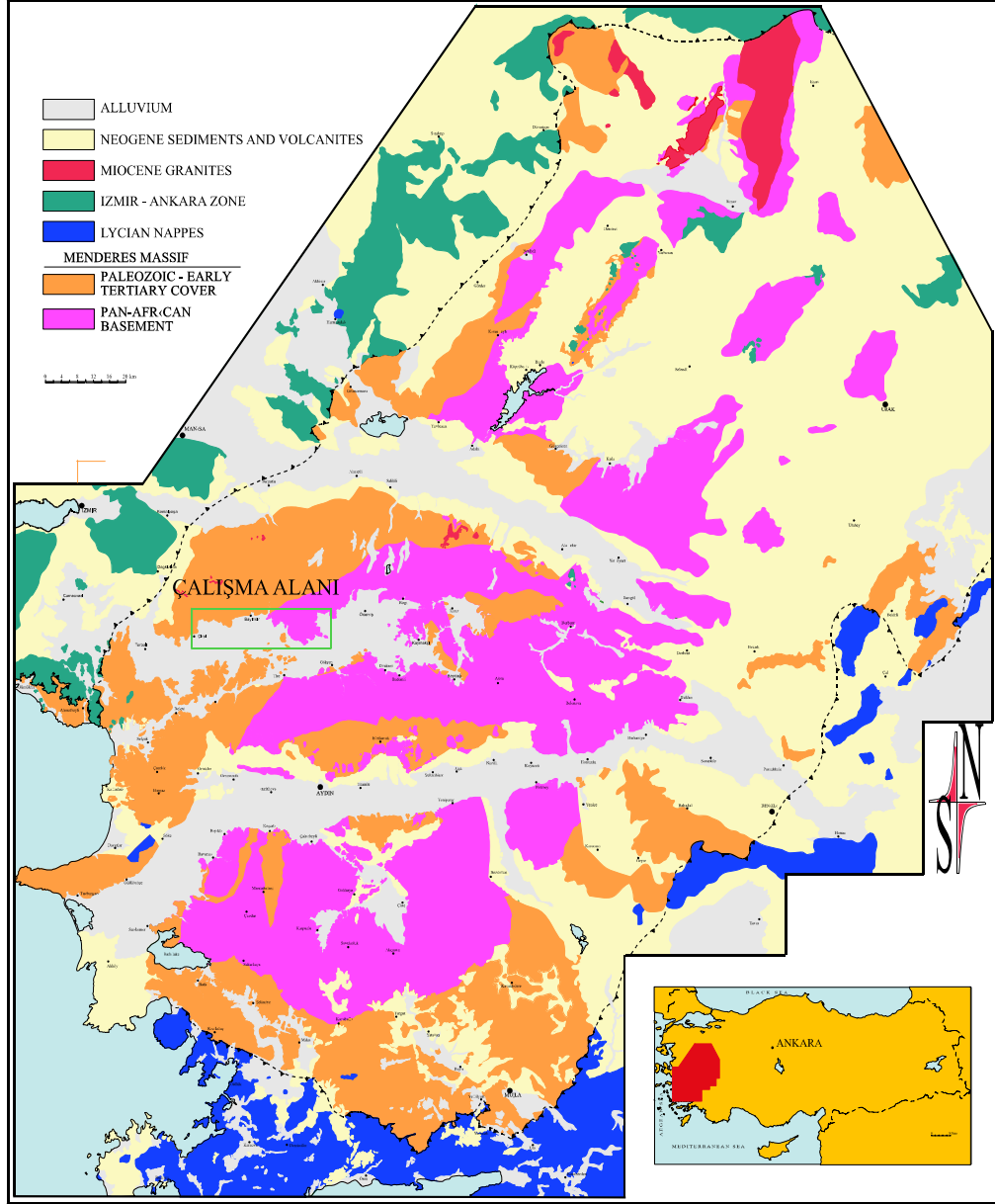
GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı İzmir ilinin yaklaşık 80 km doğusunda yer alan Bayındır ilçesi ve civarında 1/25000 ölçekli İzmir L19-c1, d1 ve d2 paftalarında, 544000-576000 boylamları, 4221000-4233000 enlemleri arasına kalan 384 km²lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Küçük Menderes Grabeni'nin orta kısmının kuzey kesimlerinde yer alan çalışma alanının topografyasında güneyden kuzeye doğru eğim artışı gözlenmektedir. Bölgede yer alan başlıca yerleşim birimleri Bayındır ilçesi (Şekil 1.2), bu ilçeye bağlı Canlı ve Zeytinova beldeleri, Ödemiş ilçesine bağlı Kayaköy beldesi, Bayındır ilçesine bağlı Çiftçigedik, Yakapınar, Elifli, Karahalilli, Turan, Ergenli, Yusufllu, Yakaköy, Pınarlı, Tire'ye bağlı Derebaşı ve Ödemiş'e bağlı Doyranlı, İlkurşun, Yusufdere, Sekiköy, Keçililer köyleri ve bu köylere ait mahallelerdir.

Yerleşim yerlerine ulaşım İzmir-Bayındır-Ödemiş karayolu, çeşitli asfalt ve stabilize yollarla sağlanmaktadır. Çalışma alanı içerisinde yer alan önemli yükseltiler, Oyuk Dağı (976 m), Uladı Sivri (307 m), Yarma T. (66 m), Aktepe (403 m), Karakaya T. (490 m), Hacıyurdu (512 m), Yıldız T. (522 m), Ortatepe (193 m), Emirler T. (537 m), Basra T. (669 m), Bayındır T. (582 m), Başkurdan T. (454 m), Gök T. (352 m), Güzelim T. (209 m), Topak T. (572 m), Zeytin T. (653 m), Sarı T. (415 m), Musluk T. (538 m)'dir. Önemli akarsular, Küçük Menderes Nehri, Yakapınar Ç., Ilıca Ç., Mersinli D., Emirler D., Karakaya D., Menemgiş D., Kocadere, Sazlık D., Çakalimanı D., Sazlı D., Deliçelik D., Çerşek D., Şeytan D., Mersin D., Küp D., Aktaş D. ve önemli sırtlar ise, Günlük, Kireçlik, Çamurluk, Akçalı, Dışkayası, Saçbaşı sırtlarıdır.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Candan ve Dora, 1998'den sadeleştirilerek)

a)



b)



Şekil 1.2 Bayındır ilçesinin a) kuzeyden ($556666/4231961$), b) güneyden görünümü ($558283/4229242$).

Yüksek kesimlerde genellikle çam, palamut ve meşe ağaçlarının olduğu ormanlık alan yer alır. Doğuya doğru gidildiği zaman ormanlık alan azalarak yerini makiye bırakmaktadır. Daha alçak kesimlerde incir ve zeytin ağaçları, düzlük alanlarda ise

tarlalar ve meyve ağaçları yer alır. Zeytincilik bölgenin en önemli geçim kaynağını oluşturur. Ayrıca çiftçilik ve hayvancılık bölgedeki diğer geçim kaynaklarıdır.

Ergenli Köyü'nün 1 km kadar kuzeyinde yer alan kaplıcalar bölgenin önemli turizm kaynaklarından birisidir.

1.2 Amaç ve Yöntemler

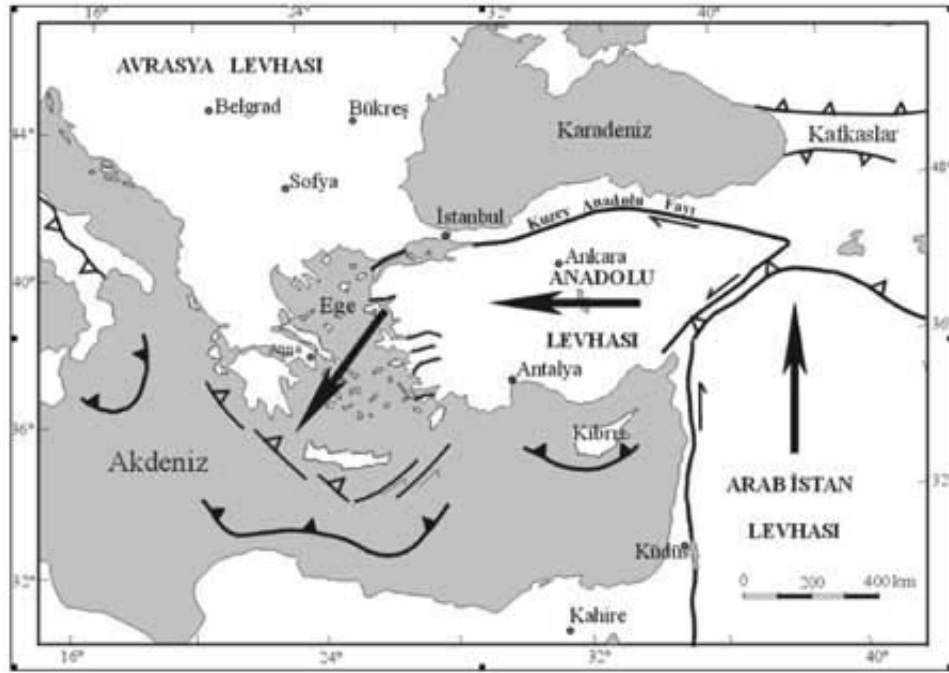
Bu çalışma, daha önce Küçük Menderes Grabeni'nin doğu ucunda yapılan çalışmalar ile bir bütün oluşturacak şekilde 1/25000 ölçekli jeolojik haritası yapılarak bölgenin tektoniğinin ortaya çıkarılması sonucu grabenin oluşum evresinin, Neojen yaşlı tortul kayaların stratigrafisinin, metamorfikler ile olan sınır ilişkisinin belirlenmesi ve genç tektonik evrenin açıklanması amaçlanmıştır.

Bilindiği gibi Batı Anadolu, dünyada en önemli genişleme ve kıta içi açılmanın olduğu bölgelerden biridir (Şengör, 1982; Koçyiğit, 2000; Sarıca, 2000; Bozkurt, 2001, 2003; Yılmaz, 2000, 2002; Bozkurt ve Rojay, 2005). En önemli yapıları ise, Menderes Masifi'nde gözlenen D-B doğrultulu grabenler ve bunlar arasında yükselim gösteren horstlardır. Bu grabenler K-G yönlü genişleme tektoniği sonucunda oluşmuştur (Şengör, 1980; Emre ve Sözbilir, 1995; Sarıca, 2000; Bozkurt, 2003; Rojay ve diğ., 2005).

Dünyada sismik açıdan çok aktif ve hızlı deformasyona uğrayan bölgelerden biri olan Batı Anadolu (Şengör, 1982; Özacar ve Koçyiğit, 2000; Bozkurt, 2003), Ege Genişleme bölgesinin doğusunda yer alır (Seyitoğlu ve diğ., 2002) (Şekil 1.3). Ege bölgesinde günümüzde de devam eden, başlangıç zamanı ve türü tartışmalı olan K-G yönlü kıtasal genişlemenin nedeni için 4 fikir öne sürülmektedir (Emre ve Sözbilir, 1995; Emre, 1996; Gürsoy, Temiz ve Tatar, 1997; Yılmaz ve diğ., 2000; Bozkurt, 2001, 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Rojay ve diğ., 2005):

- *Tektonik kaçış modeli:* K-G genişleme, Anadolu levhasının Kuzey Anadolu Fay zonu ve Doğu Anadolu Fay zonu sınır yapıları boyunca batıya doğru hareketi

ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1972: Emre, 1996'dan; Tokay 1973: Emre, 1996'dan; Alptekin, 1978: Emre, 1996'dan; Şengör, 1979: Bozkurt, 2001'den; Dewey ve Şengör, 1979: Bozkurt, 2003'den; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981: Sarıca, 2000'den; Şengör, 1982; Kasapoğlu, 1986: Emre, 1996'dan; Barka ve diğ., 1994: Sarıca, 2000'den; Görür ve diğ., 1995: Bozkurt, 2003'den).



Şekil 1.3 Türkiye'nin genel durumu (Tüysüz, b.t)

- *Yay gerisi açılımı modeli*: Ege Yayı'nın G-GB'ya göçü sonucu genişlemenin başladığı düşünülmektedir (McKenzie, 1978: Bozkurt, 2001'den; Le Pichon ve Angelier, 1979: Bozkurt, 2001'den; Le Pichon ve Angelier, 1981: Sarıca, 2000'den; Kaya, 1982: Gürsoy, Temiz ve Tatar, 1997'den; Koçyiğit, 1984: Gürsoy, Temiz ve Tatar, 1997'den; Jackson ve McKenzie, 1988: Gürsoy, Temiz ve Tatar, 1997'den; Spakman, Wortel ve Vlaar, 1988: Emre, 1996'dan; Meulenkamp ve diğ., 1988: Bozkurt, 2001'den; McKenzie ve Yılmaz, 1991: Yılmaz ve diğ., 2000'den; Meulenkamp, Van Der Zwaan ve Van Wamel, 1994: Bozkurt, 2003'den).

- *Orojenik çökme modeli:* Geç Paleojen'de açılan ve incelen, oldukça kalınlaşmış, kabuğun, Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca Neotetis ile çarpıştığı düşünülmektedir (Dewey, 1988: Bozkurt, 2003'den; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1992: Bozkurt, 2001'den; Seyitoğlu, 1996; McClusky ve diğ., 2000: Bozkurt, 2003'den; Seyitoğlu ve diğ., 2002: Bozkurt, 2003'den).
- *Episodik:* İki veya daha fazla mekanizmanın kombinasyonu düşünülerek oluşturulan modele göre; Anadolu'daki genleşme iki farklı mekanizmanın ürünüdür. İki evreli bu görüşe göre; Erken Miyosen'de düşük açılı normal fayların denetlediği orojenik çökmeyi Pliyo-Kuvaterner'de yüksek açılı fayların denetiminde gelişen riftleşme evresi izler. İkinci evre Kuzey Anadolu fayının etkisinde gelişimini sürdürmektedir (Cihan ve Koçyiğit, 2000; Koçyiğit, Yusufoglu ve Bozkurt, 1999; Bozkurt, 2001, 2003, Bozkurt ve Sözbilir, 2004).

Bu çalışma literatür taraması, saha gözlemleri ve rapor yazımı şeklinde gerçekleştirilmiştir. 07/08/2004-18/09/2004 ve 14/06/2005-17/08/2005 tarihleri arasında çalışma alanında dokanak izleme metodu ile dokanaklar çizilerek kaya birimleri ayırtlanmış ve 1/25000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Çalışma sırasında 1/25000 ölçekli topografya haritası, jeolog çekici, brunton tipi jeolog pusulası, Garmin GPS Plus II marka GPS, lup ve fotoğraf makinesi kullanıldı. Jeolojik harita ve kesitler için Corel Draw 10 çizim programı ve fay verilerinin değerlendirilmesi için FaultKinWin Version 1.1 programı kullanılmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Arpat ve Bingöl (1969), Alaşehir çevresinde yapmış oldukları çalışma sonucunda Ege bölgesinin merkezi kısımlarının kitle halinde yükseldiğini belirten deliller sunmuşlardır. Bu deliller:

- Masif bölgesinin, çevresine nazaran fazla yüksek olmamasına rağmen, üzerinden bütün Mezozoyik örtüsü erozyon ile kalkmıştır.

- 2000 m yükseklikte ileri metamorfizmaya uğramış gözlü gnayslar mostra vermektedir.
- Bölgedeki nehir ve dereler yan aşındırmaya nispetle hızlı bir şekilde derine kazmışlardır. Mesela, Bozdağ'dan Salihli-Alaşehir ovasına K-G yönünde akmakta olan derelerin bazıları çok dar, fakat 500–600 m derinlikte vadiler açmışlardır.
- Gediz nehrinin metamorfizmaları dar, dar derin boğazlarda menderesler yaparak kat ettiği yerlerde, menderesli yatak kenarında yükselen yamaçlar burunların her iki tarafında az çok aynı eğimdedirler (üzerinde aktığı bölgenin kitle halinde yükselmesiyle değil de, başka sebeplerden dolayı nehir menderesli vadi açmış olsaydı, yukarıda söz konusu edilen burunların iki yanındaki yamaçların simetrikliğinin akış yönündeki yamaçların daha dikleşmesiyle bozulması, kuvvetli bir ihtimalle, beklenirdi).

Yazarlar ayrıca yer kabuğundaki bölgesel bir kabartının Ege Bölgesi Grabenleri'ni meydana getirmiş olabileceğine dair kanıtlarda bulmuşlardır. Bu kanıtlar ise şu şekilde sıralanmıştır:

- Çöküntü havzaları tansiyon serbestlemelerine işaret eden grabenlerdir.
- Bölge bütünüyle yükselmektedir.
- Jeotermal gradyanın anormal yüksek olduğu, bölgedeki çok sayıda sıcak su kaynağından, tabii buhar sahalarının varlığından ve yapılmış olan direkt jeotermal gradyan ölçmelerinden anlaşılmaktadır.
- Bölge sismik bakımdan çok aktiftir.

Yazarlar ayrıca Gediz çöküntüsünün normal faylarla sınırlı tipik bir graben olduğunu belirtir.

İzdar (1975), Menderes masifini; “dom yapısı gösteren çekirdekte gözlü gnayslar, ince taneli gnayslar ve biyotit gnayslar (retrograd metamorfikler) yer almaktadır. Üzerinde örtü şistleri, alpin metamorfizmanın kazandırdığı yeni bir şistozite ile tamamen silinmiş gibi görülen bir diskordansla gelir” şeklinde tanımlar.

Yazara göre, Menderes Masifine ait yeni radiometrik değerler, tüm kayaç için 490 ± 90 My ile Kaledoniyen yaşını vermektedir, muskovit 66 ± 4 My kristalizasyon deformasyonuna ait minimal yaşa işaret etmekte, tüm kayaca göre hesaplanmış biyotit yaşı ise $22,2 \pm 1,3$ My olarak ortaya çıkmaktadır. İlk değer (Çine-gözlügnaysı) çekirdeğe ait gnaysların rekristalizasyon yaşını vermektedir. Muskovite ait radiometrik değer ise düşük sıcaklık, orta basınç koşullarının Kretase sonundaki varlığına işaret etmekte. Son biyotit yaşı ise tüm Batı Anadolu’da Miyosen başındaki yükselme (kratonlaşma) sonucu gelişen ısınmayı (?) veya yükselmeyi oluşturan tektojenezini açıklamaktadır.

Ayrıca, Batı Anadolu’da ve Kuzey Anadolu’da Oligosen yaşlı denizel çökellerin bulunmayışını, Anadolu’nun Oligosen’de başlayan yükselme hareketine bağlamaktadır. Kuzey Anadolu’da, bütün Batı Anadolu’ya hakim olan Karasal volkano-sedimanter fasiyes gelişimi Miyosen’de gelişme göstermiştir.

Evirgen (1979), Ödemiş-Tire-Bayındır-Turgutlu çevresinde yaptığı doktora çalışması sonucu Menderes Masifi’nde üç ayrı metamorfik fasiyeste dokuz metamorfizma zonu ayırt etmiştir. Bölgede gözlenen metamorfizmanın ileri sürüldüğü gibi Barrow türü metamorfizma olmadığını, Barrow türü metamorfizma için andaluzitin görülmemesi gerektiğini söylemekte ve yapılan çalışmalarda andaluzitin varlığı belirlenmesine dayanarak daha değişik karakterde bir metamorfizma olduğunu belirtmiştir.

Yeşil şist ve Amfibolit fasiyeslerinin tüm alt fasiyesleri görülmekte olan bölgenin indeks minerallere göre metamorfik zonlama haritasının yapıldığı çalışmada yazar ayrıca Menderes Masifinin bulunduğu polimetamorfik bir metamorfizma kuşağında

kesin sınırlarla çekirdek ve örtü ayrımı yapabilmek de güçtür, hatta olanaksızdır demektedir.

“Önceki birçok çalışmada da değinilen ve ‘Bozdağ Şaryajı’ olarak isimlendirilen bindirmenin varlığı tartışılabilir bir konudur. Bindirme olarak savunulan tektonik çizgi, arazi bulgularımızla ve optik gözlemlerimizle uyumlu değildir. Buradaki tektonik çizginin varlığı yadsınamaz bir durumdur. Ancak, bu bir bindirme değil bir graben sistemidir (aynen kuzeydeki Gediz Grabeni gibi). Arazide bu tektonik çizgi boyunca yapılan eğim ölçümlerinden elde edilen değerler 65–85° arasındadır. Bu değerlerde bindirme için çok yüksek değerlerdir. Bilindiği gibi, bindirme olaylarında yaklaşık 30–35° lik eğim açıları söz konusudur. Ayrıca, optik gözlemler sonucu burada bir fasiyes atlamasının varlığı görülmemiştir ve birbiriyle uyumlu olan bir metamorfik zonlanmanın bulunduğu saptanmıştır. Bütün bu gözlemlerin ışığında bu tektonik çizginin ismi ancak ‘**Küçük Menderes Graben Sistemi**’ olabilir”

Pekatan (1979), Bayındır kuzeyinde, Sarıyurt ve Kızılova köyleri çevresinde yapmış olduğu çalışmada metamorfik kayalar içinde görülen zirkonların yuvarlaklaşma katsayılarını ölçmüş ve bunların iyi yuvarlaklaştığını görmüştür. Bu veri sonucuna dayanarak sahadaki metamorfik kayaların sedimanter kökenli olduklarını belirlemiştir.

Şengör (1980), Neotektoniği “Herhangi bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümüne neotektonik denir” şeklinde tanımlamıştır.

Yazar ayrıca, Türkiye’nin neotektoniğini batıda Ege Graben Sistemi, ortada ova rejimi ve doğuda da Türk-İran platosunun batı – kuzeybatı kesimini oluşturan Doğu Anadolu sıkışma rejimi olarak üç ana neotektonik bölgeye bölmüştür.

Aktürk (1982), Bayındır kuzeyinde yaptığı çalışma sonucunda, batolitik plütonitlerin merkezinde pamuk balyası görünümlü ayrışmanın baskın olduğu gözlemlenmiştir. Pamuk balyası türü ayrışan bloklar arasında ayrılmış plütonik

malzemelerin killeştiği ve bu kirli beyazımsı, sarı renkli killi seviyelerin genç tektonizma yönlerine uyumlu olduğu izlenmektedir.

Ghenina (1988), Bayındır doğusunda Dereköy çevresinde yer alan kaplıcalar çevresinde yaptığı çalışmada şistleri hazne, alüvyonu ise örtü kaya olarak belirtmiştir. Ayrıca kaplıca ve çevresinin KD-GB, KB-GD ve D-B yönlü tektonik gidişlerle basamaklar şeklinde bölümlere ayrıldığını ve alçalan blokların çeşitli şistlerden, yükselen blokların ise kalkşist, mermer ve kuvarsit damarlarından oluştuğunu belirtmiştir.

Kökboya (1990), Bayındır'ın batısında kalan Aslanlar ve Çırpı Köyleri çevresinde yapmış olduğu çalışmada Neojen yaşlı konglomera-kum, çakıl-killi çakıl-killi kum birimlerini ayırtlamıştır. “Neojen yaşlı birimlerin tabanını konglomeralar teşkil eder. Bu konglomeralar D-B doğrultulu, güneye doğru 17–40° eğim gösteren metamorfik kökenli çakıllar içerir, boylanma ve derecelenme gözlenmez. Alt seviyelerde karbonat çimentolu açık gri renkli, çatlaklı ve enine boşlukludur. Üst seviyelerde ise karbonat çimento yerini killi kuma bırakmakta ve tane boyu ufalmaktadır. Neojen tabanı temsil eden konglomera biriminin üzerine uyumlu olarak kumlu, çakıllı, killi birimler gelir” demektedir.

Karaoğlu (1993), Emirli (Ödemiş) antimon cevherleşmesi hakkında yapmış olduğu doktora çalışmasında Neojen yaşlı birimler için “bu birim daha önceki çalışmacılar tarafından yamaç molozu, demir şapka-breşik cevherli oksidasyon zonu ve D-B doğrultulu yatay-tektonik hareketlere bağlanan breşler olarak tanımlanmıştır. Ancak yamaç molozu olarak adlandırılmayacak kadar düzgün katmanlanmalı, pekleşmiş, kendine özgü mineralojik ve dokusal özellikleri olan bir birimdir. Yatay hareketler sonucu gelişen bir tektonik breş olması ise olanaksızdır. Çünkü gerek rezistivite, gerekse sondaj kesitleri incelendiğinde, tüm birimlerin üzerinde yanal devamlılık göstermeden yalnızca vadi boşluklarını dolduran bir birim olduğu görülmektedir. İçinde okside olmuş çok az antimonit minerali bulunmakla birlikte bu mineraller daha ziyade mikaşist ve kuvars çakılları içinde veya çok nadir olarak kuvars çimentosu içinde yer almaktadır ve silis tarafından çimentolanmaktadır. Bu

yüzden de demir şapka teriminin kullanılmaması gerekmektedir. Ayrıca sondaj ve galerilerde de yapılan gözlemlerde ve alınan jeolojik enine kesitlerde bu birimin cevherli zonların yüzeye doğru uzanımları olamayacağı açıkça gözlenmiştir” demektedir.

Emre (1996), Gediz Grabeni’nde yapmış olduğu çalışmada, Batı Anadolu’da, eski tektonik dönemdeki sıkışma tektoniği sonrası genişmeli yeni tektonik dönemin gelişmesi ile bölgenin bugünkü güncel görünümünü kazandığını belirtmektedir. Bölgedeki çekme gerilmelerinin kimi çalışmacılara göre K-G ile KD-GB yönünde kimine göre ise K-G, KD-GB ve KB-GD veya K-G, D-B ile KB-GD yönlerinde geliştiği belirtilmiştir. Menderes Masifi’ne günümüzdeki şeklini kazandıran grabenlerden biri olan Gediz Grabeni’nin Karadut Fayı olarak adlandırılan ayrılma fayının oluşumu ile başladığı belirtilmiştir. Araştırmacı bu fayın yaşını kesin olmamakla beraber Erken Miyosen Sonu-Orta Miyosen olarak düşünmektedir.

Candan ve Dora (1998), Menderes Masifi’nde yaptıkları çalışmada “Epidot-mavi şist/eklojit fasiyesi koşullarında gelişen, Tersiyer yaşlı metamorfizmaya ait kalıntı verilere Menderes Masifi’nin kuzeybatı kesimlerinde yüzlek veren Mesozoyik yaşlı örtü serileri içinde rastlanmaktadır. Bu olayı izleyen evrede yeşil şist fasiyesi koşullarında gelişen Barrow türü metamorfizma yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması topluluklarında yaygın geri dönüşümlere neden olmuştur. Minimum 10 kbar basınç ve 470 °C’nin altındaki sıcaklık koşullarında gelişen, Na-amfibol ve ‘Omfasit (Jd37) + Granat + Epidot’ toplulukları içeren bu kayalar bir yitme zonuna bağlı olarak gelişmiştir. Söz konusu bulgular Neo-Tetis-Vardar okyanusunun genel evrimi içerisinde Menderes Masifi’nin bir yitme zonu boyunca Tersiyer’de (Eosen?) yaklaşık 35 km’lik bir derinliğe gömüldüğünü göstermektedir. Özellikle Tersiyer yaşlı bu metamorfizmalara ait yeni bulgular Menderes Masifi’nin metamorfik evrim ve litostratigrafik kaya istifisi açısından Kikladik Kompleks’le korale edilebileceğini açıkça ortaya koymaktadır” şeklinde görüş belirtmişlerdir.

Koçyiğit (2000), çalışmacıya göre genel olarak Türkiye’nin güneydoğu ve kuzey kesimleri sıkışma-genişleme (doğrultu atımlı faylanma) türü neotektonik rejimin,

güneybatı kesimleri ise egemen olarak genişleme türü (karada) ve daha az oranda da sıkışma türü (Helen-Batı Kıbrıs Yitim Kuşağı'na yakın kesimler) neotektonik rejim ve ilgili yapıların denetimi altındadır. Güneybatı Türkiye, Pliyo-Kuvaterner yaşlı, kıtaiçi genişleme türünde bir neotektonik rejim ile karakterize edilir. Aktif genişleme, önceki görüşlerin aksine tek yönlü değil çok yönlüdür.

Cihan ve Koçyiğit (2000), Batı Anadolu horst-graben yapılarının oluşumu ve gelişimi ile ilgili olarak pek çok açıklama getirildiğini ve bunlardan sonuncusunun iki fazlı graben modeli olduğunu belirtmektedirler. Bu modelde Batı Anadolu'daki horst-graben yapılarının oluşumu ve gelişimi bir sıkışma fazıyla kesilen, iki fazlı gerilme sistemi ile açıklanmıştır. Buna göre ilk gerilme fazı erken Orta Miyosen'de başlamış, daha sonra Geç Miyosen yada Erken Pliyosen'deki sıkışma fazıyla takip edilmiştir. Erken Pliyosen'den sonra Kızıldeniz'deki açılma ve Arabistan Plaka'sının göreceli olarak daha hızlı bir şekilde Anadolu Levhacığı'na doğru devinimi sebebiyle Anadolu batıya doğru hareket etmeye başlamış bu da Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonlarının oluşumuna yol açmıştır. Sonuç olarak Batı Anadolu'da yeni tektonik (Neotektonik) dönem erken Orta Pliyosen'de başlamıştır.

Akgün ve Sözbilir (2001), GB Anadolu molas havzalarında yaptıkları çalışma sonucunda Batı Anadolu'da Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanında başlayan K-G genişleme zamanında Kale-Tavas ve Denizli molas havzasında çökelimin devam ettiğini belirtmişlerdir. Büyük Menderes grabeninin temel serisinin Orta Miyosen yaşlı olması nedeniyle Geç Oligosen-Erken Miyosen molas çökeliminin Batı Anadolu'daki graben formasyonundan daha yaşlı olduğunu, bunun sonucunda da Batı Anadolu'daki Neotektonik periyodun başlangıcının en az Orta Miyosenden genç olması gerektiğini söylemişlerdir.

Rojay ve diğ. (2001), Çalışmacılara göre, Küçük Menderes Grabeni, doğuda Beydağ'dan batıda Gökçen, Tire, Belevi'ye kadar uzanan, D-B yönelimli bir senklinalin üzerinde gelişir.

Beydağ-Belevi arasında kalan alanda grabeni güneyden sınırlayan faylar daha iyi tanımlanmıştır. Bu fayların verilerini, geniş ve kalın alüvyal fanlar, kalın talus çökelleri ve sıralı kaynaklar olarak vurgular. Ana grabene ek olarak Kiraz, Dağkızılca ve Selçuk bölgelerinde çeşitli yönlerde gelişen ve ana grabenin belirli kısımlarıyla sınırlandırılmış dolgular şeklinde Neojen kırıntılarıyla doldurulmuş alt havzalar bulunur.

Çalışılan alanda Neojen sonrasında birbirini izleyen üç evreli deformasyon ve saat dönüş yönünün tersine doğru bir dönüş hareketi saptanmıştır. İlk evre yaklaşık K-G yönlü sıkışma altında gelişen doğrultu atımlı rejimdir. Bunu izleyen ikinci evre, doğrultu atım bileşenli BGB-DKD yönlü genişleme rejimi ve son evre ise bölgedeki KB-GD ve KD-GB yönelimli genişlemeyi oluşturan genişleme evresidir. Bu deformasyon evresi hala sismik olarak aktiftir.

Rüzgar (2001), Kiraz çevresinde yapmış olduğu çalışmada metamorfik kayaları uyumsuz olarak üstleyen Orta Miyosen (?) yaşlı andezitleri örten tortul kayaları ilk defa haritalamış ve Suludere ile Aydoğdu Birimleri olarak adlandırmıştır. Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan, ostracoda, gastropoda fosili ve saz fosili boşlukları ile algal sarılımlar içeren Suludere Biriminin Orta Miyosen’de oluşan gölün sığ ve kıyı kesimlerinde çökeldiğini belirtmiştir. Suludere biriminin, akarsu çökellerinden oluşan, kiremit rengindeki daha genç tortul olan Aydoğdu birimi tarafından üstlendiğine değinmektedir. Aydoğdu Birimindeki çakıl boyutunun 80 cm’yi bulduğunu ve bu nedenle Aydoğdu Biriminin oluşum ortamının yüksek enerjili akarsular olduğunu söyler.

Çalışmacı Suludere Biriminin yaşını Orta Miyosen’den genç, Aydoğdu biriminin yaşının ise Geç Miyosen-Kuvaterner olabileceğini belirtir. Ayrıca Rüzgar’a göre bölge Neojen sonunda gelişmiş genişlemeli tektonik rejimden etkilenmiştir.

Yılmaz (2002)’ye göre; Batı Anadolu’da gözlenen genişleme Geç Miyosen’de başlamıştır. Geç Miyosen-Erken Pliyosen’de zaman zaman alkali bazaltlar gelişmiş, Erken Pliyosen’de genişlemenin kısa süreliğine kesilmesi ile bölgede yüzey

erozyonları gözlenmiştir. K-G genişlemenin tekrar başlaması sonucu, bugünkü graben sistemleri oluşmuş ve K-G yönlü grabenler, D-B yönlü grabenleri oluşturan faylar tarafından kesilmiştir.

Emre ve diğ. (2003), Kiraz (İzmir) ilçesi çevresinde yapılan çalışmada Kiraz sahasında birbirleriyle kesen-kesilen ilişkisine sahip iki fay takımı saptanmıştır bu faylar: yüksek-açılı normal fay ve doğrultu atımlı faylar. Birinci takım faylar Neojen birimlerinin farklı fasiyeslerini ve daha genç birimleri yaşlı birimlerle yan yana getirir. Bu faylar K50-80B doğrultusunda uzanır ve havzaya doğru gelişen basamak benzeri morfoloji sunar. Başova andeziti ve uyumsuz üstleyen Suludere formasyonuna ait yüzlekler basamak benzeri morfolojinin farklı topografik düzeylerinde bulunur. Bu faylara yakın kesimlerde Suludere formasyonuna ait tabaka eğimleri 80° ye ulaşır. Doğrultu atımlı faylar havzayı doğudan sınırlar ve KD-doğrultulu bir "accomodation" zonu şeklinde rol oynamıştır. Bu zon içinde Menderes metamorfikleri Suludere formasyonunun karbonat kırıntılı istifine üzerine bindirmiştir. Bu durum Küçük Menderes grabeninde doğrultu atımlı tektoniğin Neojen sonrasındaki varlığını gösterir.

Aksu (2003), Beydağ yöresinde metamorfikler üzerine gelen Aktepe Birimi, Aydoğdu Birimi ve Alüvyon ayırtlanmıştır. Çalışmacı, fay önünde oluşmuş sığ ve durgun göl ortamında çökelmiş tortulları ilk defa kaya birimi olarak ayırtlamış ve Aktepe Birimi olarak adlandırmıştır, ayrıca bu birimin Rüzgar (2001)'de ayırtlanan Suludere Birimi ile benzer litolojik özellikler sunduğunu belirtmiştir. Buna dayanarak Aktepe Biriminin yaşını Üst Miyosen olarak vermiştir. Aktepe birimini uyumsuz olarak üstleyen Aydoğdu birimini, ovaya dik gelişmiş drenaj havzaları önünde akarsuların taşıdığı karasal çökeller şeklinde tanımlamış ve Pliyosen (?) yaşlı olabileceğinin düşünüldüğünü belirtmiştir.

Çalışmacı ayrıca yaklaşık K60B doğrultulu ve güneye eğimli Beydağ Fayının varlığını ortaya koymuş ve bu fayın masif ile alüvyonun sınırını oluşturduğunu belirtmiştir.

Tavlan (2004), Küçük Menderes Grabeni'nde Kaymakçı, Birgi ve Ödemiş çevresinde yapmış olduğu çalışma sonucu, Neojen yaşlı tortul kayalardan sadece Aydoğdu biriminin varlığını ortaya koyar ve önceki çalışmalarda bu birimin yamaç molozu olarak adlandırılmış olduğunu belirtir. Aydoğdu biriminin Küçük Menderes Grabeni'ni oluşturan fayların önünde gelişen, yüksek enerjili akarsuların taşınması ile biriken işlenmemiş tortul kayalar olduğunu belirtir. Tavlan, yapmış olduğu çalışma sonucunda alüvyonu Eski alüvyon ve Yeni alüvyon olmak üzere ikiye ayırır ve bunları; “Eski alüvyon bugünkü akarsu yatağına göre topografik olarak üstte kalan, eski akarsu profilini yansıtan, pekleşmemiş tortullardan oluşur. Yeni alüvyon ise niteliğini değiştirip vadi tabanını aşındıran akarsuyun oluşturduğu daha genç tortullardan oluşur” şeklinde tanımlar.

Tortul biriken havzaları oluşturan fayları, bolluk sırasına göre çoktan aza doğru KB-GD, D-B, KD-GB ve K-G doğrultuları boyunca uzanan orta-yüksek açılı faylar olarak sınıflamıştır. Ayrıca “Tortullaşma ile yaşıt faylar, kayaların oluşumu sırasında faylanmanın devam ettiğini kanıtlar” demektedir. İlk kez haritalanan K45B/65KB konumlu fayı “Türkönü Fayı”, K50D/60KB konumlu fay ise Kışla Fayı olarak adlandırmıştır.

Emre ve Sözbilir (2005), Kiraz çevresinde yaptıkları çalışmada, metamorfik kayaları kesen ve Suludere formasyonu, Aydoğdu formasyonu ve alüvyon tarafından uyumsuzlukla üstlenen Karaburç, Başova ve Yenişehir çevresinde gözlenen volkanik kayaların özelliklerini ortaya koymuşlardır. Başova ve Karaburç çevresinde yer alan kayaların andezitik, Yenişehir'de gözlenen kayaların ise bazaltik andezit karakterinde olduğunu belirtmişlerdir.

Yazarlar, “sub-alkali ve kalk-alkali karakterdeki volkanizma; dayk, lav, volkanik breş ve piroklastikler şeklinde kendini göstermektedir. Başova'da yer alan andezitler $14,7 \pm 0,1$ My, Yenişehir'de bulunan kayalar ise $14,3 \pm 0,1$ My yaşındadır” demektedirler. Birbirine çok yakın mesafede yüzlek veren, benzer jeokimyasal özellikler sunan ve aralarında çok az yaş farkı olan bu kayaların aynı magmatizmaya bağlı olarak gelişen volkanik etkinliklerin ürünü oldukları düşünülmektedir.

Yazarlara göre, çalışma alanındaki volkanizma, K-G yönlü sıkışmanın ardından etkili olan genişlemeli tektonik dönemin ürünüdür.

Emre ve diğ., (2005), Küçük Menderes Grabeni Doğu ucunda yaptıkları çalışmada, temeli oluşturan, Menderes Masifi'nin Ödemiş-Kiraz Asması metamorfik kayalarını kesen Başova andezitlerinin Orta Miyosen ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaş tayini: $14,7 \pm 0,1 - 14,3 \pm 0,1$ My) yaşlı ve sub-alkali ve kalk-alkali karakterde olduğunu belirtmektedirler. Metamorfik ve volkanik kayaları, Suludere formasyonu, Aydoğdu formasyonu ve alüvyonlar uyumsuz olarak üstler.

Suludere formasyonunun yaşını içerdiği ostrakod fosillerine dayanarak Orta Miyosen sonu-Geç Miyosen olarak belirtmektedirler. Suludere formasyonu ardalanmalı, yanal ve düşey geçişli, belirgin katmanlanmalı, görsel ve flüviyal tortullardan oluşmaktadır. Suludere formasyonu üzerine uyumsuz olarak çökelen ve Pliyo-Pleyistosen yaşlı olarak kabul edilen Aydoğdu formasyonu ise dokusal olarak olgunlaşmamış, birbiri ile yer yer dereceli yer yer ise ani sınırları olan, az pekleşmiş, yanal ve düşey geçişli, grabeni sınırlayan yüksek açılı normal fayların denetiminde gelişen alüvyonal yelpaze çökellerinden yapıldır. En genç çöküntü alanlarını dolduran alüvyon tüm birimleri açılı uyumsuzlukla üstler.

Çalışmacılar, çalışma alanında, dört adet deformasyon evresi (D1-D4) ve birbirleriyle kesen-kesilen ilişkisine sahip üç fay takımı belirlemişlerdir. Bu fay takımları: Bindirme fayları, yüksek açılı normal faylar ve doğrultu atımlı faylardır.

Orta Miyosen'den önce etkili olan K-G yönlü sıkıştırma kuvvetlerinin ardından, bölgede etkili olan K-G, KD-GB ve KKD-GGB doğrultulu çekme kuvvetleri Kiraz havzasının oluşumunu başlatmış, genişlemenin etkisiyle bölgede, Orta Miyosen yaşlı, sub-alkali ve kalk-alkali karakterde volkanizma etkili olmuştur. Günümüzde de diri olan yüksek açılı fay takımları birlikte çalışarak, çalışma alanına güncel morfolojisini kazandırmaktadır.

Rojay ve diğ., 2005; Küçük Menderes Grabeni'nde yapmış oldukları çalışmada graben alanını Kiraz, Ödemiş, Bayındır, Dağkızılca-Torbalı ve Selçuk olmak üzere 5 alt havzaya ayırmışlardır. Dağkızılca, Kiraz ve Selçuk havzaları Miyosen ve daha genç seriler içerirken diğer alt havzalar geniş Kuvaterner tortullar ile doludur. Ödemiş ve Bayındır civarında maksimum Kuvaterner çökel kalınlığı 270 m olarak ölçülmüştür.

Miyosen-Kuvaterner yaşlı birimleri beş farklı kaya birimi olarak ayırtlamışlardır. Alttan üste doğru; Miyosen-Pliyosen kıtasal çökeller, Pliyosen akarsu çökelleri, Pliyo (?) -Kuvaterner yaşlı yükselmiş akarsu çökelleri, Kuvaterner alüvyal fanlar ve Kuvaterner alüvyon.

Özütemiz (2005), Kiraz ilçesi ve çevresinde yapmış olduğu çalışmada Küçük Menderes Grabeni'nin doğusunda yer alan Neojen yaşlı karbonat kayaların mikrofasiyes özelliklerini belirlemiştir. Çalışma kapsamında Aktepe birimi içerisinde yedi farklı mikrofasiyes ayırtlanmış ve bu mikrofasiyeslerin çökelim ortamları saptamıştır. Genel anlamda bu mikrofasiyeslerde; ostrocod ve gastropod biyoklastları, intraklast çekirdekli ooidler ve köşeli/büyük boyutlu ekstraklastlara rastlanıldığını belirtmiştir. Çalışmacı "Hızlı çökelim egemen olduğu, büyük/köşeli kırıntılar içeren karbonat kayalarının fay önlerinde birikmiş olması, havzanın fay kontrolünde geliştiğini belirtir" demektedir.

"Ekstraklastların, fasiyeslerde fazla olması beslenme alanından gelen kırıntının fazla olduğunu, ekstraklastların boyutlarının büyük olması ve oldukça köşeli olmaları ise fay denetiminde gelişen bir havza olma sonucunu doğurabilir" denilmektedir.

BÖLÜM İKİ

STRATİGRAFİ

Çalışma alanının temelini Menderes Masifi Metamorfitleri oluşturur. Masif üzerine uyumsuz olarak Neojen yaşlı Aydoğdu Formasyonu, Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyon gelir (Şekil 2.1).

2.1 Menderes Masifi

İlk olarak Philipson (1911: Tarcan; 1986'dan) tarafından tektonik birim olarak ayrıtlanan ve Egeran ve Yener (1944: Aktürk; 1982'den) tarafından "Menderes Masifi" olarak adlandırılan metamorfitler bu çalışmanın amacı dışında kaldığı ve daha önce birçok çalışmacı tarafından ayrıntılı olarak incelendiği için burada çok fazla ayrıntıya girilmemiştir. Masifin özellikleri Dora ve diğ. (1994)'e göre aşağıdaki gibidir:

Menderes Masifi'ne ait kayalar allohton ve otokton olmak üzere iki farklı konumda gözlenmektedir. Otokton topluluk tümüyle Masif'in örtü serisine karşılık gelen birimlerden oluşmaktadır. Tabanda olasılıkla Permo-Karbonifer yaşlı, siyah renkli fillit, muskovit-kuvars şist ve mermer ardalanmasından oluşan topluluk yer almaktadır. Bu topluluk granat mika şistlerin baskın olduğu, üst düzeylerine doğru zımpara mercekli mermer bantları kapsayan bir topluluk tarafından uyumlu dokanaklarla üstlenir. Zımpara düzeylerinin varlığı, Masif'in güneyinde kalan platform türü karbonatlardan oluşan Triyas-Üst Kretase yaşlı topluluğun ilksel kayacının Ödemiş-Kiraz yöresinde baskın olarak kırıntılı sedimentlerden oluşan bir fasiyes ile temsil edilebileceğini göstermektedir.

Baskın olarak metapelitik kayalardan oluşan bu örtü birimleri yataya yakın açılı tektonik dokanaklarla yine Menderes Masifi'ne ait metamorfitler tarafından üstlenir. Beydağ-Derbent-Alaşehir-Bozdağ-Bayındır arasında kalan ve yaklaşık 80 x 30 km boyutundaki ana klip kütlelerinde masif'in gerek çekirdek gerekse örtü serilerine ait

YAŞ		FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	KUVATERNER	YAMAÇ MOLOZU	Qy		Kum, kil, silt aramaddeli, değişik boylarda çakıl ve çeşitli kaya parçaları içeren pekleşmemiş malzeme
		ALÜVYON	Qa		
	TERSİYER NEOJEN	PLİYO-PLEYİSTOSEN	AYDOĞDU FORMASYONU	Na	
MESOZOYİK PRE KAMBRIYEN		MENDERES MASIFI METAMORFİKLERİ	Mm		Metamorfik Kayalar (şist, fillit, mermer)

ÖLÇEKSİZ

Şekil 2.1 Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafi Kolon Kesiti

tüm birimler gözlenmektedir. İncirlioiva, Aydın, Umurlu, Nazilli ve Salihli civarında gözlenen daha küçük klipler ise çekirdek serisine ait genelde bir veya birkaç litolojik birim içerirler. Ödemiş-Kiraz Asması'nın hemen hemen orta kesimini tamamen kaplayan ve gerek çekirdek gerekse örtü serilerinin kesiksiz olarak izlenebildiği ana alloktan kütleinin genel litostratigrafisi aşağıdaki gibidir:

Çekirdek serisine ait kayalar tabanda kalın bir şist düzeyi ile başlamaktadır. Bu kayalar Derbent yöresinde granat-mika şist, Bozdağ yöresinde ise disten-stauroolit-granat şist bileşimindedir. Şistler içinde, kalınlığı 20-30 m ile birkaç km arasında değişen gnays düzeylerine sıkça rastlanmaktadır. Bunların yanı sıra aynı şistler içinde lökokrat karakterli metagranit stok ve silleri, migmatitik odaklar ve ince asidik metavolkanit düzeyleri de gözlenir. Şistler uyumlu ve geçişli dokanaklarla, belirgin yanal devamlılık sunan bir gnays düzeyi tarafından üstlenir. Genelde granitik/gözlü gnays yapısındaki bu kayalar içinde migmatitik odaklar ve metagabro stokları yer almaktadır. Migmatitik odakların anateksise ulaşan yörelerinde granit stoklarına rastlanır. Masifin yüksek dereceli metamorfizma koşullarında başkalaşıma uğramış çekirdek serisine ait topluluk bölgede asidik metavolkanitlerle son bulmaktadır. Bazı kesimlerde gnays ve asidik metavolkanitler düşey ve yanal yönde birbirlerine geçişler sunar.

Çekirdek serisi uyumlu gözüken dokanaklarla örtü serisi tarafından üstlenir. Orta-düşük derece koşullarında başkalaşıma uğramış bu kayalar tabanda granat-mika şistlerin baskın olduğu bir topluluk ile başlamakta ve daha sonra, olasılıkla Permo-Karbonifer yaşlı fillit, muskovit-kuars şist ve mermer aralanmalı topluluk ile devam etmektedir. Örtü serisi, olasılıkla Triyas-Üst Kretase yaşlı ince şist düzeyleri ve zımpara yatakları içeren kalın bir mermer düzeyi ile son bulmaktadır.

Ödemiş-Kiraz Asması'ndeki otokton topluluk, çevre kayada kontak metamorfizma etkilerine neden olmuş, post metamorfik karakterli asidik-ortaç plütonlar tarafından kesilmektedir. Bunların yanı sıra Ödemiş-Kiraz Asması'nda, olasılıkla aynı magmatik aktivite ürünü, andezit ve bazalt bileşimli volkanitler özellikle Kiraz çevresinde geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Çalışma alanı ve civarında gözlenen Menderes Masifi Metamorfitleri hem çekirdek hem de örtü serisi kayalarından oluşmaktadır. Çalışma alanında gözlenen kaya grupları büyük çoğunlukla şistlerdir. Şistler, mikaşist, kuvarşist, muskovit-biyotit şist, granatlı mikaşist şeklinde gözlenmektedir. Şistlerin haricinde daha az oranda fillit ve mermer mercer ve arakatmanları gözlenmektedir (Şekil 2.2). Şistler içerisinde ayrıca bol miktarda kuvarsit damarları yer almaktadır (Şekil 2.3).

Zeytinova güneyinde Güzelim T. ve buranın BGB'sında yer alan küçük tepeciklerde şistler içerisinde mermer ve ara katmanları bol miktarda gözlenmektedir.

2.2 Aydoğdu Formasyonu

2.2.1 Tanım

İlk defa Rüzgar (2001)'ın birim olarak, Emre ve diğ. (2003)'nin formasyon olarak ayırtladığı Aydoğdu Formasyonu, çalışma alanında yaklaşık olarak 11 km²'lik bir bölgeyi kapsamaktadır. Genellikle ovaya yakın kesimlerde, geniş düzlüklerde yelpaze şekilli düzgün bir topografya sunan formasyon çalışma alanı içerisinde Bayındır'ın batısında yer alan Çiftçigedik Köyü'nden itibaren gözlenmeye başlar ve Bayındır'a kadar devam eder. Ayrıca Bayındır'ın kuzeyinde yer alan Kızılcağaç Köyü güneyi ile Ortuzbirler Köyü batısında, Bayındır'ın doğusunda yer alan Ergenli Köyü batısı ile Pınarlı (Burgaz) Köyü güneyinde ve çalışma alanının doğu bölümünde bulunan Ödemiş ilçesine bağlı Sekiköy ve Kayaköy çevresinde de gözlenmektedir. En iyi gözlendiği yerler Karahalilli Köyü çevresi, Bayındır-Kızılcağaç yolu ve Kayaköy civarında yer alan yüzleklerdir (Şekil 2.4).

a)



b)



Şekil 2.2 a) Çalışma alanında yer alan fillitlerden (572300/4230957) b) mermerlerden bir görünüm (547713/4230755).



Şekil 2.3 Şist içerisinde yer alan kuvarsit damarı (553248/4232788).



Şekil 2.4 Aydoğdu formasyonundan bir görünüm (553346/4232892).

2.2.2 Litoloji

Formasyon genellikle kırmızımsı veya kahverengi, bazı kesimlerde ise grimsi-kırmızı rengin hakim olduğu çakıltaşı, kumtaşı ve çakıllı kumtaşından oluşmuştur.

Çakıltaşı ve çakıllı kumtaşı, kumtaşına göre baskın olarak gözlenmektedir. Genellikle tane destekli bir matriksten oluşan formasyon ender olarak aramadde destekli bir matriks içerir. Aramadde kum-kil bileşimindedir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 Aydoğdu formasyonunda gözlenen çakıltaşı ve çakıllı kumtaşı (s57333/4231356).

Formasyon içerisindeki çakılların büyük çoğunluğu (% 85–90) şist çakıllarından meydana gelmektedir. Şist çakılları haricinde kuvarsit (% 10–13), fillit (%2–3) ve mermer (% 1) çakılları da gözlenmektedir. Fillit çakılları özellikle Karahalilli Köyü çevresinde % 90–95 oranına kadar yükselmektedir. Çakıllar genellikle yassı ve köşeli, nadiren sivri köşeli veya küt köşelidir. Çok az bir kısmı ise yuvarlaklaşmıştır (Şekil 2.6).

Çakıltaşları çoğunlukla ortaç pekleşme göstermekte bazı bölgelerde pekleşme oranı ortaç-iyi, bazı bölgelerde ise ortaç-kötü veya kötü pekleşme şeklinde karşımıza çıkmaktadır. Boylanması kötü olan çakıltaşlarında iri çakıllar (genellikle 8–9 cm) ile ince çakıllar (2–3 cm) yan yana bulunmaktadır. Çakıl boyları 2–3 cm ile 55–60 cm arasında değişmektedir, ortalama çakıl boyutu ise 8–9 cm civarındadır. Çakıltaşı içerisindeki çakılların yaklaşık % 10'u 50 cm'den büyük, % 20–25'i ise 10–50 cm arasındadır. Geri kalan kısmı ise 10 cm'den küçüktür. Çakıltaşları içerisinde

gözlenen maksimum çakıl ise 200 cm boyutundadır. Bazı bölgelerde alt kısımlarda 7–8 cm boyutunda çakıllar gözlenirken üst seviyelere doğru çakıl boyutunda artma olmakta ve 20–30 cm boyutuna kadar çıkmaktadır.



Şekil 2.6 Aydoğdu formasyonundaki köşeli ve yassı çakıllar (s45274/4229708).

Çakıltaşları büyük çoğunlukta belirsiz katmanlı olmasına rağmen özellikle metamorfik birimlere yakın kesimlerde hafiften katmanlanma gözlenmekte ve çakıllar belli bir katmanlanma oluşturacak şekilde dizilim sunmaktadır.

Kumtaşları, kırmızımsı kahverenginde ve çakıltaşları arasında mercer veya arakatman şeklinde gözlenmektedir. Çakıl boyutu 1–2 cm civarında, maksimum çakıl ise 2–3 cm boyutundadır. Kumtaşı içerisinde yer alan çakıllar genellikle serpiştirilmiş izlenimi vermektedir. Katmanlanması belli olmayan kumtaşlarında ortaç pekleşme gözlenmektedir.

Çakıllı kumtaşları ise genellikle açık kahverenginde kum aramaddelidir. Çoğunlukla şistlerden oluşan çakıllar yassı ve köşelidir. Boylanması ortaç-kötü olan çakıllı kumtaşlarında çakıl boyutu genellikle 5–6 cm civarında ve maksimum çakıl boyutu ise 25–30 cm'dir. Ortaç pekleşmiş ve katmanlanması belli değildir.

Formasyon içerisinde yer alan çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı birbiri ile yatay ve düşey geçişlidir (Şekil 2.7). Kumtaşları genellikle merccek ve arakatman şeklinde gözlenmekte ve yer yer kanal dolguları içermektedir (Şekil 2.8). Hızlı aşınma sonucu oldukça dik yamaçlar (Şekil 2.9) ve aşındırılmalı yüzeyler (Şekil 2.10) şeklinde görünüm sunar.



Şekil 2.7 Aydoğdu formasyonunda gözlenen birbiri ile geçişli kumtaşı ve çakıllı kumtaşı düzeyleri (547073/4229415).

Genel olarak büyük çoğunluğu belirsiz katmanlı (Şekil 2.11) olan formasyonda metamorfik birimlere yakın kesimlerde çakılların belli bir katmanlanma oluşturacak şekilde dizilim sundukları gözlenmektedir (Şekil 2.4). Çakılların dizilimleri yatay veya yataya yakındır. Aydoğdu Formasyonundan alınan tek D/E değeri K71D/08KB şeklindedir. Çakıltaşları uzun eksenleri yatay katmanlanmaya koşut olacak şekilde dizilim sunmakta, metamorfik kayalar ile olan dokanak bölgesinde çakıllarda ayrıca kiremit şeklinde dizilim de gözlenmektedir. Formasyonda gözlenen çakıl oranı genelde % 70 civarında iken yer yer bu oran % 75–80 seviyesine çıkmakta zaman zaman ise % 40–50 seviyesine inmektedir.

a)



b)



Şekil 2.8 Aydoğdu formasyonunda gözlenen kanal dolgusu a) uzaktan, b) yakından görünüm (571283/4228800).



Şekil 2.9 Hızlı aşınma sonucu formasyon içinde gözlenen sarp yamaçlar (554253/4230796).



Şekil 2.10 Aydoğdu formasyonunda gözlenen peri bacası şeklindeki aşındırmalı yüzeyden bir görünüm (548050/4230633).



Şekil 2.11 Aydoğdu formasyonunda gözlenen belirsiz katmanlanma (546512/4229111).

Kayaköy batısında gözlenen istif (alttan üste):

Altta 15 cm kalınlıkta çakıltaşı, ortalama çakıl boyu 2–3 cm, maksimum çakıl 6 cm, boylanma ortaç, yuvarlak ve sivri köşeli çakıllar yassı ve katmanlanmaya paralel. Katmanlanma: K71D/08KB

Üzerinde 8 cm kalınlığında çakıllı kumtaşı. Çakıllar ortalama çakıl boyu 0,3–0,4 cm, içerisinde tek tük kaba çakıllar var. Maksimum çakıl 7 cm. Boylanma kötü-ortaç.

Üzerinde 6 cm ince taneli çakıltaşı, çakıllarda boylanma ortaç, ortalama 1–2 cm, maksimum çakıl 4,5 cm.

8 cm kumtaşı, burada da iri çakıllar gözlenmekte ancak oranı alttakine göre daha az ve boyutları daha düşük. Ortalama çakıl boyu 0,1–0,2 cm, maksimum çakıl 1 cm.

Üstte 7 cm ince çakıltaşı, boylanma ortaç, ortalama çakıl boyu 2,5 cm, maksimum çakıl 4,5 cm.

10 cm çakıllı kumtaşı, maksimum çakıl 1 cm, ortalama çakıl boyu 0,2 cm, boylanma ortaç.

12 cm ince taneli çakıltası, çakılların ortalaması 2,5–3 cm, maksimum çakıl 6 cm, boylanma kötü.

Bunun üzerine muhtemelen topografya eğiminin aniden yükselimi sonucu birden bire büyük bir enerji değişimi ile iri çakıllardan oluşan 2,5–3 m yüksekliğe sahip kanal dolgusu gelmektedir. Maksimum çakıl 95 cm, ortalama çakıl boyu 15 cm. Çakıllar yassı ve nispeten kanal dolgusu sınırına koşut yönelimli, kötü boylanmalı ve şist çakılları % 80–90, kuvarsit % 10–20 oranındadır.

2.2.3 Dokanak

Aydoğdu Formasyonu Menderes Masifi Metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak çökeler. Uyumsuz dokanağın en iyi gözlemlendiği yerler Bayındır batısında Ergenli ile Dereköy arasındaki karayolu, Bayındır kuzeyinde Ortuzbirler ile Çamlıbel Köyleri arasındaki karayolu (Şekil 2.12) ve Bayındır ile Kızılcağağaç arasındaki karayoludur.

Formasyon alüvyon ve yamaç molozu tarafından uyumsuz olarak üstlenmektedir.

2.2.4 Yaş

Çalışma alanı içerisinde formasyonun yaşını belirtecek herhangi bir veri veya fosil bulgusuna rastlanılmamaktadır. Pekleşmenin az ve şeklinin güncel topografyaya uyumlu olması tortulların genç çökeller olduğunun göstergesidir. Önceki çalışmalarda formasyon için Geç Miyosen-Pliyosen (Tavlan, 2004), Pliyosen (Aksu, 2003; Özütemiz, 2005) ve Pliyo-Pleyistosen (Emre ve diğ., 2005) yaşları belirtilmiştir.

a)



b)



Şekil 2.12 Menderes masifi ile Aydoğdu formasyonu arasındaki uyumsuz dokanak
a) uzaktan, b) yakından görünüm (553214/4232837).

2.2.5 Yorum

Formasyon içerisinde yer alan çakılların boylarının çok farklı olması, kum boyutundaki çakıllar ile iri çakılların bir arada bulunması ve formasyon içerisinde gözlenen derecelenme formasyonun oluşum ortamının akıntı hızında zaman zaman değişikliğinin olduğu yüksek enerjili bir ortam olduğunu belirtmektedir.

Çakıllarda gözlenen yuvarlaklaşma ve küreselleşmenin neredeyse hiç olmaması çakılların işlenmeye hiç zaman bulamadan yüksek enerjili bir ortamda kısa bir taşınma ve hızlı bir çökelim ile oluştuklarının belirteçidir. Enerjinin azaldığı zamanlarda havzaya daha ince taneli malzemeler ve kum girdisi sonucu çakıllı kumtaşı ve kumtaşı çökelişi gözlenir. Enerjinin daha sonra tekrar artması sonucu ince taneli kısımlar üzerine kaba taneli çökelim sonucu aşındırılmalı yüzeyler oluşur.

Tüm bu verilere göre formasyonun yüksek açılı faylar sonucu oluşmuş olan alüvyal yelpaze çökelleri olduğunu söyleyebiliriz.

2.3 Yamaç Molozu Ve Alüvyon

Çalışma alanı içerisinde en genç çökeller yamaç molozu ve alüvyondur.

Yamaç molozu çalışma alanının doğusunda 1 km²'den daha küçük bir alanda gözlenmektedir. Kaba tortullardan oluşan moloz çakılları tamamen şistlerden meydana gelmektedir.

Çalışma alanının güney kesimlerinde geniş bir alanda gözlenen alüvyonu oluşturan malzeme kum aramaddeli, gri-bej renkli, şist ve kuvarsit çakıllı ve çeşitli kaya kırıntılarında, bazı bölgelerde bunlara ek olarak mermer ve fillit çakıllarından oluşmaktadır. Genellikle killi, kumlu, az pekleşmiş tortullardır (Şekil 2.13).

Kötü boylanmalı çökellerde zaman zaman tane derecelenmesi ve yatay katmanlanmalar gözlenmektedir. Derecelenmenin gözlemlendiği bölgelerde çakıl boyutu

alttan üste doğru artmaktadır. Bu gibi yerlerde ince kum boyutunda malzemelerden 60 cm'lik bloklara kadar değişik boylarda çakıllara rastlamak mümkündür, ortalama çakıl boyutu ise 3–4 cm civarındadır. Çakıllar, oldukça yuvarlaklaşmış ve yassı çakıllardan meydana gelmektedir. Çakıl oranı zaman zaman % 40–50, zaman zaman ise %80–90 oranındadır (Şekil 2.14).



Şekil 2.13 Alüvyondan bir görünüm (573110/4231125)



Şekil 2.14 Alüvyonda gözlenen alttan üste doğru tane derecelenmesi (563116/4228552).

BÖLÜM ÜÇ

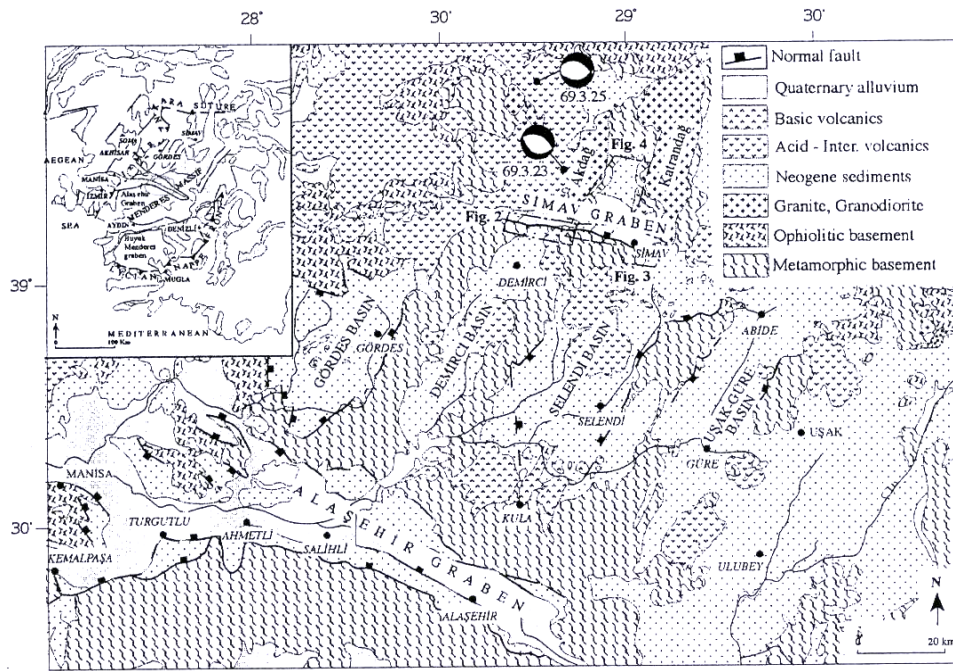
YAPISAL JEOLJİ

Ege bölgesi, günümüzde aktif bir K-G gerilme deformasyonunun etkisindedir. Batı Anadolu, günümüzde başlıca iki etkin hareketin denetiminde tektonik gelişim göstermektedir. Bunlardan birisi, Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayı'nın sınırladığı levhacığın, Karlıova birleşme noktasından başlayarak, ortalama 20 mm/yıl batı yönünde ilerlemesidir. Bu kaçmanın vektörü, Batı Anadolu'da oldukça keskin dönüşle güneybatıya yönelmekte ve Yunan hendeği üzerine ilerlemektedir. Diğer yandan Batı Anadolu, aynı zamanda K-G yönlü bir gerilmeye uğramaktadır. Buna bağlı olarak bölge 3-6 cm/yıl gerilmektedir. Bunun sonucunda, bölgenin jeolojisinde egemen yapı unsurları olarak D-B gidişli grabenler gelişmektedir. Grabenler, kenarlarından normal faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermekle birlikte, bu zon, uzunlukları çoğun 8-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu fayların üzerinde, sürekli bir sismik aktivite kaydedilmektedir (Yılmaz, 2000).

Ege bölgesinde kabuk kalınlığını saptamaya yönelik farklı yöntemlerle çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalara göre Ege'de kabuk kalınlığının İç Anadolu ve Yunan ana karasında 40 km'yi aşkın kalınlıklardan, Ege Denizi'ne doğru 30 km'ye tedricen azaldığı, Ege Denizi içinde gerilmenin en fazla olduğu alanlarda ise 28 km'nin altına düştüğü saptanmıştır (Yılmaz, 2000). Seyitoğlu ve Scott (1991)'a göre; Batı Anadolu'da, Paleojen sıkıştırma sonrası Erken Miyosen'de kabuğun kalınlığının yaklaşık 50-55 km olduğu düşünülmektedir. Şengör (1982)'e göre ise bu kalınlık 75 km dir.

Bilindiği gibi Batı Anadolu'da genel olarak iki tür graben alanı bulunmaktadır. Bunlar D-B yönelimli grabenler ve yaklaşık KD-GB yönelimli grabenlerdir (Yılmaz ve diğ., 2000; Bozkurt, 2001, 2003). KD-GB yönelimli graben havzalarına örnek olarak, Demirci, Gördes, Selendi, Uşak/Güre havzaları gösterilebilir (Şekil 3.1). Bu havzaların bazı yerlerinde Miyosen yaşlı çökeltim ve volkanizma gözlenmektedir.

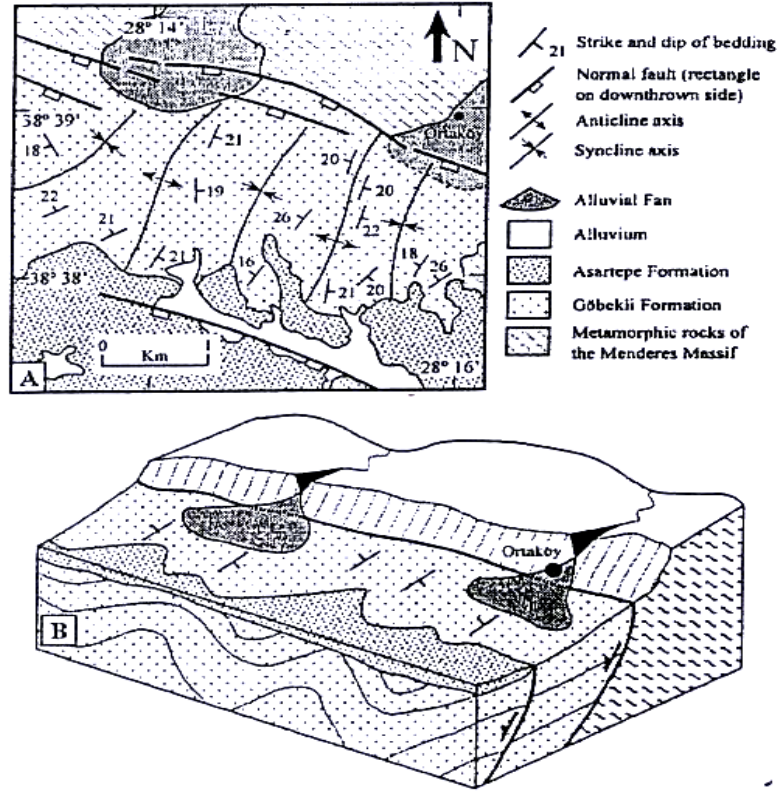
Gediz grabenindeki Miyosen çökeller ve KD yönelimli havzaların, özellikle kuzey kesimler, kıvrımlı bir yapıda olduğu belirlenmiştir (Sözbilir, 2001; Bozkurt, 2003). Haritalanabilir ölçekteki kıvrımlar, hemen hemen tüm KD uzanımlı havzaların Miyosen havza çökellerini etkilemiş ve bunun sonucunda da; eksenli havza sınır fayına yaklaşık paralel antiklinal ve senklinal serisi oluşturmuştur (Şekil 3.2).



Şekil 3.1 Batı Anadolu’da gözlenen KD-GB yönelimli grabenler (Seyitoğlu, 1997)

D-B yönelimli graben havzalarına örnek olarak ise; Edremit, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes, Simav, Gökova grabenleri verilebilir (Şekil 3.3). Bu grabenlerin oluşumu için tartışılan 2 görüş vardır (Bozkurt, 2003):

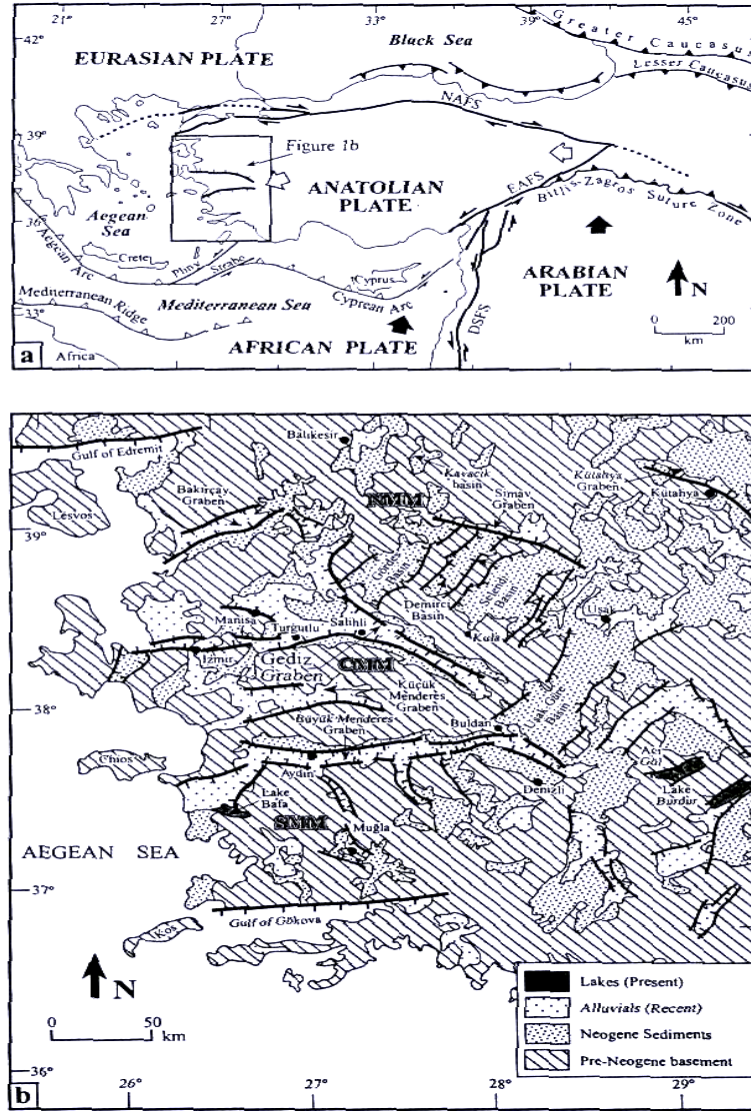
1. D-B yönelimli grabenler Tortoniyen boyunca oluşmaya başlamıştır.
2. Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinden elde edilen palinolojik verilere dayanılarak, Erken Miyosen boyunca graben oluşumunun başladığı ve halen gelişimini sürdürdüğüdür.



Şekil 3.2 K-D uzanlı havzalarda gözlenen kıvrımlar (Bozkurt, 2003).

Ege graben sistemlerinin bir kısmı, Batı Anadolu’da sadece kara alanlarında tanımlanır; denize doğru devamları izlenemez. Küçük Menderes Grabeni bu tür grabenlere örnektir. Diğer bazı grabenler, Ege Denizi alanı içinde de devamlıdır. Kemre ve Büyük Menderes grabenleri bu türe iki iyi örnektir (Yılmaz, 2000).

Kayaçların deformasyon etkisi ile kazandıkları özellikler olan yapısal unsurlar kırılğan ve sünümlü olmak üzere ikiye ayrılır. Çalışma alanında bulunan kırılğan yapısal öğeler; faylar, kırıklar, çatlaklar ve eklem takımlarıdır. Sünümlü öğeler ise Menderes Masifi içerisinde gözlenen küçük kıvrımlanmalar, doğrultu/eğimler ve basınç gözleridir.



Şekil 3.3 Ege greben sisteminde ki D-B yönelimli grabenler (Bozkurt ve Sözbilir, 2004)

3.1 Kırılğan Yapılar

3.1.1 Faylar

Çalışma alanında, çekme tektoniğine bağlı olarak gelişmiş eğim ve verrev atımlı normal faylar, yer yer doğrultu atımlı faylar gözlenir. Küçük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarını oluşturan bu faylar koşut, yarı koşut ve kavisli bir dağılım biçimi sunar.

Arazide fayların tanınması için kullanılan fay verileri:

- Topografyadaki ani deęişimler,
- Ezilme zonunun varlığı,
- Fay kili ve kaolinleşme,
- Fay yüzeyinde gözlenen demir sıvıamaları ve yumruları,
- Fay aynası,
- Fay çizik ve olukları,
- Fay breşleridir.

Çalışma alanında yer alan fayların büyük çoğunluğu büyük oranda eğim atıma sahip normal faylardan oluşmaktadır, ancak verev atımlı faylara da rastlanmaktadır. Fay yüzeyleri tek bir yüzey olarak gözlenmemekte, genellikle birer kırık zonu şeklinde gözlenmektedir ve yüzeyleri basamaklı bir geometri sunar (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 Fayların topografyada oluşturduğu basamaklı yapı (556300/4231925).

İnceleme alanında yer alan normal faylar doğrultularına göre, çoğunlukla KD-GB yönelimli olmak üzere, KD-GB, D-B, KB-GD ve yaklaşık K-G'dir.

KD-GB yönelimli fayların D/E değerleri genellikle K50-80D/40-60GD şeklindedir. Zaman zaman eğim değerleri 70–80° ye kadar çıkmakta, bazen de 35–40° ye kadar inmektedir. Rake açısı değerleri ise 50–55° den 85–87° ye kadar değişmekle beraber ortalama 70–75° değerleri arasındadır.

Kızılcaova Köyü civarında gözlenen fay takımı iki ayrı parçadan oluşmaktadır. Bu parçalar kuzey ve güney olarak adlandırılmıştır. Kuzeydeki parçanın uzunluğu yaklaşık 2 km, güney parçasının uzunluğu ise 3,5 km'dir. 500 m lik fay zonuna sahip ve doğrultusu K70-80D olan fay takımının eğim yönü GGDya doğrudur. 65–85° arasında değişen rake açılına sahip fayın ortalama eğimi kuzey parçası için 35-40°, güney parçası için 55-60° ile karakteristiktir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 Kızılcaova Köyü'nde gözlenen fay takımı kuzey parçasından bir görünüm (s44356/4229648).

Karahalilli kuzeyinde yer alan fay takımı ise dört parçadan oluşmaktadır. Doğrultu-eğim değeri ortalama K70-75D/45-50GD olan fay takımını oluşturan parçaların uzunluğu kuzeyden güneye doğru sırası ile 1,5 km, 2,5 km, 1,5 km ve 0,75 km'dir. 60–70° rake açılına sahip fay takımında yaklaşık 1,5 km'lik bir fay zonu bulunmaktadır.

KD-GB uzanımlı faylara başka bir örnek Bayındır kuzeyinde yer alan fay verilebilir. 750 m genişliğinde fay zonuna sahip, basamaklı (Şekil 3.4) ve iki parçalı bir yapı sunan bu fayın uzunluğu yaklaşık 2,5 km'dir (Şekil 3.6). K70D/55GD doğrultu eğimli fay yüzeyinde ölçülen rake açısı değerleri 60–80° arasında değişmektedir (Şekil 3.7).

Kayaköy kuzeyinde ise beş parçadan oluşmuş, yaklaşık 1,5 km genişliğinde fay zonuna sahip fay takımı gözlenmektedir. Bu bölgede yer alan fay yüzeylerinden rake açısı ölçümü alınamamıştır. Fay uzunlukları 0,5 km ile 2 km değerleri arasındadır. Doğrultu eğim değerleri ise K65-75D/55-65GD şeklindedir.

Son olarak çalışma alanı doğusunda Doyranlı, Burgaz ve Sekiköy civarında daha küçük ölçekli KD-GB yönelimli fay takımlarına rastlanılmaktadır;

Burgaz doğusunda yer alan fay takımı K50-60D/50-60GD doğrultu eğim değerlerine sahiptir ve üç parçadan oluşmaktadır. 650 m genişliğinde fay zonuna sahip fay takımı kesikli olarak gözlenen 0,5 ile 1 km arasında değişen uzunluklara sahip yüzeyler içermektedir.

Doyranlı batısında gözlenen fay takımı ise dört parçadan oluşmaktadır. Fay yüzeylerinin uzunlukları 0,5 ile 1 km arasında değişmektedir. Fay doğrultu eğim değerleri ise ortalama K58D/48GD şeklindedir. Fay zonunun genişliği yaklaşık 300 m'dir.

Sekiköy civarında ise basamaklı bir yapı sunmakta ve iki parçadan oluşmaktadır (Şekil 3.8). Parçaların uzunlukları 0,3–0,4 km ile 1 km arasında değişmektedir. Yaklaşık 0,5 km genişliğinde fay zonuna sahip yüzeylerin konumu ise K70-80D/60-70GD şeklindedir. Burada zaman zaman su çıkışları gözlenmektedir (Şekil 3.9).

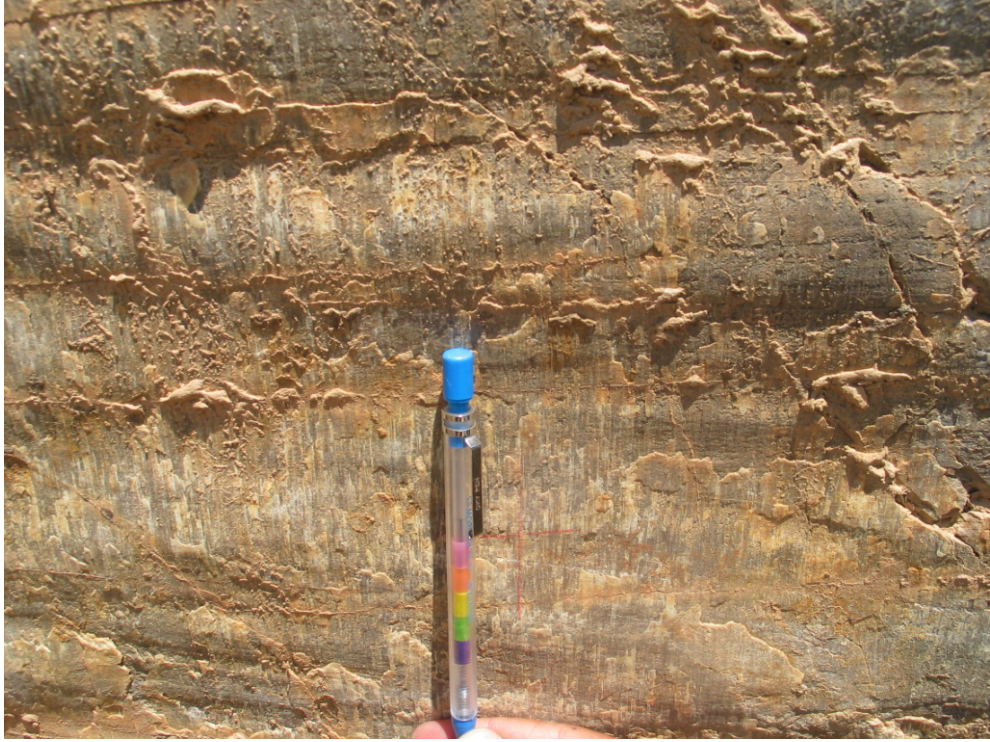
a)



b)



Şekil 3.6 Bayındır kuzeyinde gözlenen faylara ait fay yüzeylerinden örnekler (a: 56729/4231938, b: 56736/4232222).



Şekil 3.7 Bayındır kuzeyinde gözlenen yüksek açılı normal fay ve fay çiziyi (556273/4232372).

Çalışma alanında yer alan fayların tamamı Menderes Masifi metamorfikleri üzerinde ve genellikle şist biriminde gözlenmektedir. Faylar sadece masif içerisinde gözlemlenmelerinden dolayı yaşları masifin üst yaş sınırı olan Eosenden gençtir.

Arazide yer alan bazı faylardan alınan D/E ve rake açı değerlerinin gül diyagramı değerlendirilmesi ve FaultKinWin programı kullanılarak yapılan ayrı ayrı analizleri sonucu, fayları oluşturan tektonik kuvvetlerin yaklaşık K-G yönlü açılma tektoniği olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 3.10 ve Şekil 3.11).

Önceki çalışmalarda menderes masifi metamorfiklerinin K-G yönlü açılmadan etkilendikleri bahsedilmektedir. Verilerimizden elde edilen sonuçlarda bu çalışmalar ile örtüşmektedir.



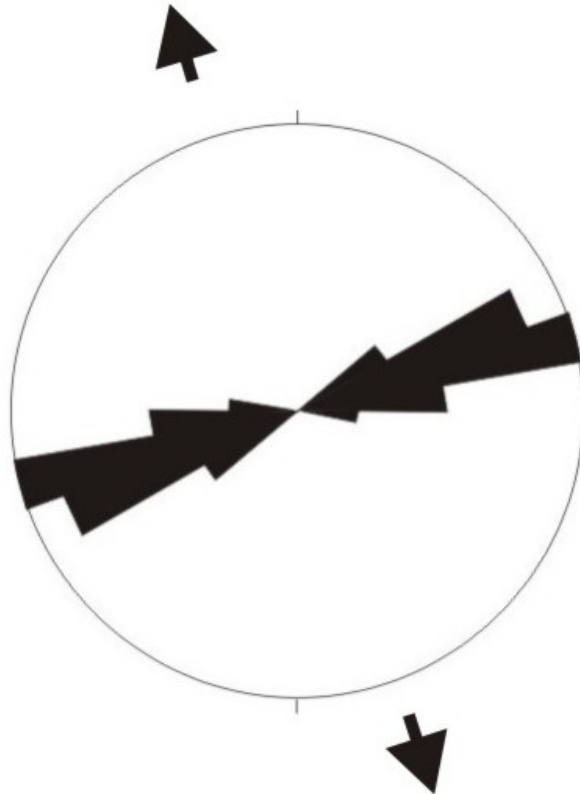
Şekil 3.8 Sekiköy civarında gözlenen fay aynası (575370/4232594).

Bu faylardan elde edilen $\delta 1$ verileri $245,1-319,8^\circ/74,3-83,0^\circ$ değerleri arasındadır. Burada ana asal gerilmeye baktığımız zaman $\delta 1$ in düşeye yakın olduğunu görürüz. Normal faylarda ana asal gerilme düşeyde olacağından dolayı bu fayların normal fay olduğunu söyleyebiliriz.

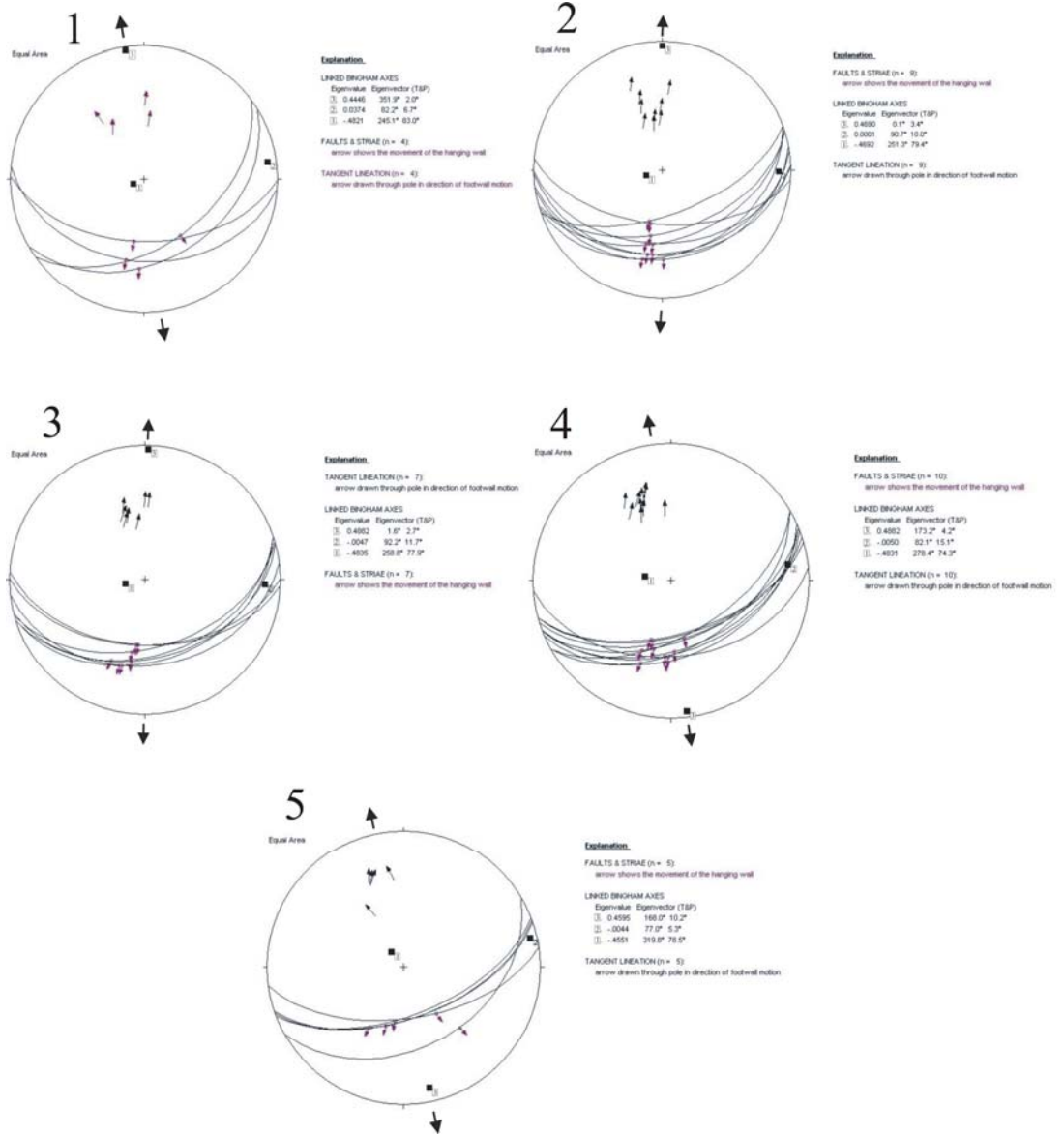
Çalışma sahası içerisinde KD-GB yönelimli faylardan sonra en çok rastlanan fay takımı KB-GD yönelimli faylardır. Bu faylar çoğunlukla Bayındır kuzeyinde gözlenmektedir, ancak küçük yüzlekler halinde çalışma alanının birçok yerinde bulunmaktadır. D/E değerleri ise genellikle K80-85B/45-50GB dir.



Şekil 3.9 Çalışma alanında gözlenen su çıkışları (574844/4231895).



Şekil 3.10 Çalışma alanında yer alan faylardan alınan D/E değerlerine göre hazırlanmış gül diyagramı (1402 ölçü, oklar ana açılma eksenini yönünü gösterir).



Şekil 3.11 Çalışma alanında gözlenen bazı fayların Fault KinWin programındaki yapısal analiz değerlendirme sonuçları (1 ve 2 numaralı şekiller Kızılcaovaköy, 3 ve 4 numaralı şekiller Karahalilli, 5 numaralı şekil ise Bayındır civarında gözlenen faydan alınmıştır, oklar açılma yönünü göstermektedir.).

D-B yönelimli faylar çalışma alanı içerisinde Bayındır ilçesinin kuzeyinde Bayındır KD'sunda, Ortuzbirler batısında, Kızılcağaç civarı ve doğusunda gözlenmektedir. Doğrultuları K85B ile K87D, eğim dereceleri ise 40–45° G şeklinde değişmektedir ve oldukça sarp yamaçlar oluşturmaktadır.

Yaklaşık K-G yönelimli faylar Fırınılı güneyi ile çalışma alanının doğu kesiminde Sekiköy kuzeyinde yer almaktadır. Doğrultuları yaklaşık K-G olan fayların eğim değerleri ise doğuya doğru 50–55° civarındadır.

Derebaşı köyü civarında ise doğrultu atımlı faya rastlanmaktadır. KDya doğru yüksek eğimli ve K10-30B konumlu doğrultu atımlı fay, kırıklı bir yapı sunmakta ve çok fazla yüzlek vermemektedir. Fay yüzeyinden ölçüm alınabilen tek rake açısı 10°'dir.

Sekiköy kuzeyinde patika yol üzerinde küçük bir yüzlek halinde bindirme fay zonu ile karşılaşmaktadır. K87D/16GD doğrultulu fayda bindirme zonu boyunca kaolinleşmeler ve basınç gözleri gözlenmektedir (Şekil 3.12).

3.1.2 Diğer Kırılğan Yapılar

Menderes Masifi metamorfikleri çeşitli evrelerde çok sayıda deformasyona uğradığı için bu kayalarda çok farklı konumlarda ve çok sayıda çatlak, kırık ve eklem takımı bulunur (Şekil 3.13).

3.2 Sünümlü Yapılar

Çalışma alanında Menderes Masifi metamorfiklerinde büyük ölçekli bir kıvrıma rastlanılmamış ancak çok sayıda küçük ölçekli kıvrıma rastlanılmıştır. Masif içinde çoğunlukla şist biriminden alınan foliasyon ölçümleri K65-85D/40-50GD şeklindedir.

Fay yüzeylerinin, fay breşlerinin ve tortul kayaların sünümlü deformasyondan etkilenmemiş olması, kayaların bugünkü görünümünü almasında önce sünümlü sonra kırılğan deformasyonun etkili olduğunu gösterir. Kıvrımlanma gibi sünümlü deformasyon yapıları sıkışma tektoniğinin, normal faylar ise genleşme tektoniğinin ürünleri olduğuna göre, yöredeki metamorfikler için, önce sıkışma sonra genleşme tektoniğinin etkisiyle şekil değiştirmişlerdir diyebiliriz.

a)



b)



Şekil 3.12 Bindirme fayında gözlenen a) kaolinleşme, b) basınç gözleri (574751/4231819).

a)



b)



Şekil 3.13 Çalışma alanında gözlenen çeşitli çatlak ve kırık yüzeyleri (a: 574222/4231650, b: 572250/4230892).

BÖLÜM DÖRT

TARİHSEL JEOLOJİ

Ege bölgesinde, K-G gerilmenin başlangıç zamanı, günümüze kadar tartışmalı bir konu olmuştur. Bazı yazarlara göre K-G gerilme 5 My önce başlamıştır. Bazı yazarlara göre ise gerilme Geç Miyosen'de başlamış, Geç Miyosen–Pliyosen boyunca K-G yönünde gelişmiş, Kuvaterner'de ise KD-GB yönüne dönmüştür.

Ege dalma batma sistemine göre, bir yay ardı bölgede gerilmenin başlaması, stratigrafik, yapısal ve fiziksel parametrelerin ölçülmesine dayanılarak, bazı araştırmacılar tarafından Sarravaliyen sonu (13–11 My) olarak teklif edilmiştir. Diğer bazı araştırmacılar ise, gerilmenin önemli kısmının son 5 My içinde geliştiğini vurgulamışlardır.

Geç Miyosen–Pliyosen dönemi, KAF (Kuzey Anadolu Fayı) zonunun da harekete geçtiği zamandır. Bu nedenle, KAF zonunun hareketi ile Batı Anadolu'da gerilmenin başlaması ilişkisine dayandırılan ayrıntılı modellerde üretilmiştir. Kimine göre ise, gerilmenin başlangıç yaşı 13 My veya 15 My'dır. Yapılan bir çalışmadaki stratigrafik, sismotektonik veriler ve fay analizi verilerine göre, aktif yay ardı gerilmeye bağlı tektonik rejim 13 My'dan beri sürmektedir. Diğer bazı araştırmacılara göre ise, gerilme çok daha önce, Geç Oligosen (30 My)–Erken Miyosen (25 My)'den beri sürmektedir (Yılmaz, 2000).

Bazı araştırmacılara göre, Geç Oligosen-Orta Miyosen'de Batı Anadolu K-G yönlü sıkışmanın etkisi altındadır ve kalınlaşan üst kıtasal kabuğun derinlerde bölümsel anatektik ergimesiyle magmatizma başlar. Sıkışmalı tektonik rejim, BKB-DGD doğrultulu genişleme rejimi ve KD-GB doğrultulu zayıflık zonlarının oluşmasıyla son bulur; bu zonlarda, genellikle kalkalkalen nitelikli, kıtasal kabuk kökenli, yer yer hibrid kıta içi volkanitler yer alır. Orta-Geç Miyosen'de başlayan K-G yönlü genişlemeli rejime bağlı olarak litosferin kalınlığı azalır ve Geç Miyosen sonu-Pliyosen'den günümüze, D-B uzanımlı graben yapılarıyla birlikte, manto kökenli alkali magmatizma kendini gösterir. Bazı araştırmacılara göre ise, Batı Anadolu'da,

K-G doğrultulu genişleme rejimi Geç Oligosen'den bu yana etkindir ve buna bağlı olarak gelişen volkanizmanın bileşimindeki değişim astenosfer kaynaklı katkıya bağlıdır (Emre ve diğ., 2003).

Emre ve diğ. (2003) yaptıkları çalışma sonucunda çalışma alanında yer alan Orta Miyosen yaşlı volkanik kayalarda, bölgede etkili olan K-G yönlü sıkıştırmaya bağlı yapısal verilerin gözlenmediğini, bu nedenle de, bölgedeki sıkıştırmalı tektonik rejimin Orta Miyosen'den önce sonlanmış olabileceğini belirtirler.

Bozkurt ve Rojay'a göre ise Küçük Menderes grabeni'nin gelişiminde 4 ayrı deformasyon evresi tanımlanmaktadır;

(1) Likya naplarının Menderes Masifisi üzerine itilmesi sonucu tektonik bindirmelerle ilişkili, amfibolit fasiyesinde Eosen Ana Menderes Metamorfizması (MMM) meydana gelmiştir. Bu olay, menderes masifinin iç yığışımı ve kiremitvari dizilimini ve takiben masif alanındaki kalınlaşmayı sonuçlamıştır. Bozdağ antiklinin oluşumu, D1 deformasyonu süresince oluşmuş olan en son yapıdır. Deliller, D1 deformasyonunun üç farklı ilerlemeli artış yapısıyla temsil edildiğini göstermektedir.(i) bölgesel S1 foliasyonunun oluşumu (ii) Ana sünümlü menderes metamorfizması kuzeye itkisi ve sonra metamorfik istife dönüşmüş yüksek dereceli kayaların düşük dereceli olanların yerine geçmesi ve (iii) geniş, hemen hemen doğu-batı gidişli Bozdağ antiklinoryumunun oluşumu.

(2) D2 deformasyonu, sünümlü hafif orta güneye eğimli genişlemeli doku (S2 foliasyonu) ile karakterize edilir ve göreceli olarak düşük dereceli metamorfik koşulları simgeler (muhtemelen yeşil şist fasiyesi). Büyük Menderes ve Gediz Graben alanları arasındaki ana Menderes Masifi boyunca biverjant genişleme gelişmiştir. Bu olay, D1 deformasyonu süresince kabuğun kalınlaşıp çökmesi nedeniyle, kabuk incilmesi ve D2 deformasyonunun ilk evresine eşlik eden, düşük açılı fay düzleminin (detachment fayı) tavan bloğunda Menderes Masifinin ortaya çıkışını sonuçlar. Son zamanlardaki çalışmalar bu olayın geç Oligosen-Erken Miyosen'de başladığı konusunda hem fikirdir.

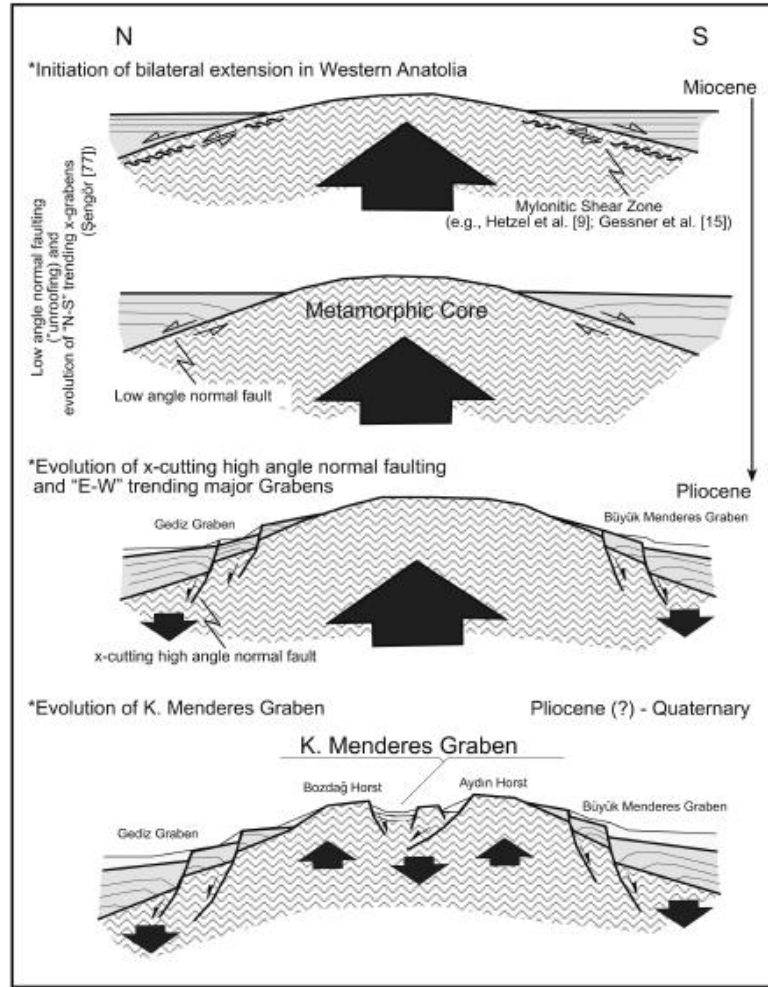
(3) D3 deformasyonu çalışma alanında iki farklı yapıyla temsil edilir. ilki oblik atımlı, sağ bileşeni olan reverse (ters gelişmiş) faydır. Arazi verileri, fayın yaşının Erken Pliyosen'den genç olduğunu düşündürür. Yapıların ikincisi, kuzeye eğimli, yarı kırılğan dokudur, buda bindirme sonucu sıkıştırma (D3) ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Yaklaşık K-G sıkıştırma sonucu oluşmuş yapısal dokular D3 yapıları olarak yorumlanır.

(4) Yaklaşık D-B gidişli yüksek açılı normal faylar (D4 deformasyonu) çalışma alanındaki en genç yapıları oluşturur. Faylar daha önceki yapıları keser ve onların yerini alır. Bu faylar aynı zamanda, Kiraz havzası çevresinde ve içindeki morfolojiyi de etkiler ve kontrol ederler. D4 fayları, grabeni sınırlayan yüksek açılı normal faylardır ve Batı Anadolu'daki genleşmenin ikinci evresine karşılık gelmektedir.

Bölgede etkili olan tektonik etkinlik nedeni ile oluşan faylar topografyanın eğim kazanmasına neden olmuştur. Aydoğdu Formasyonu, bu eğimli topografyada, yüksek enerjili sular ve yağışın etkisi ile akarsu denetimli alüvyonal yelpaze olarak çökelmiştir.

Devam etmekte olan tektonik etkinlik nedeni ile bölge alüvyon ile dolmaya devam etmektedir.

Şekil 4.1'de Küçük Menderes Grabeni'nin gelişim evresi şematik olarak verilmiştir.



Şekil 4.1 Küçük Menderes Grabeni'nin Miyosen-Kuvaterner gelişimi (Rojay ve diğ., 2005)

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Dokuz Eylül Üniversitesi Araştırma Fon Saymanlığı tarafından desteklenen 04.KB.Fen.033 nolu, Bayındır (İzmir) ve Çevresinin Neojen Stratigrafisi ve Tektoniği konulu proje kapsamında aşağıdaki sonuçlar elde edildi.

1. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapıldı.
2. Çalışma alanında temeli Menderes Masifi Metamorfikleri oluşturur.
3. Metamorfik kayaları Neojen yaşlı Aydoğdu Formasyonu, yamaç molozu ve alüvyon uyumsuz olarak üstler.
4. Şistler çalışma alanında en yaygın gözlenen metamorfik kayaçlardır. Şistlerin haricinde mermer ve fillit gözlenen diğer metamorfik kayaçlardır.
5. Şistler genellikle; mikaşist, muskovit – biyotit şist, granatlı mikaşist ve kuvars şist olarak gözlenmektedir.
6. Metamorfik kayalardan alınan foliasyon ölçümlerine göre çalışma alanında masifin konumu K65-85D/40-50GD şeklindedir.
7. Aydoğdu Formasyonu, dokusal olarak olgunlaşmamış, birbiri ile yer yer dereceli yer yer ise ani sınırları olan, az pekleşmiş, yanal ve düşey geçişli alüvyonal yelpaze çökellerinden yapılıdır.
8. Aydoğdu Formasyonunun bileşenleri Menderes Masifi Metamorfiklerinden türemedir.

9. Menderes Masifi üzerine uyumsuz olarak gelen ve oldukça dar bir alanda gözlenen kaba tortullardan oluşan moloz çakılları tamamen şistlerden meydana gelmektedir
10. Çalışma alanında çöküntü alanlarını dolduran ve tüm birimleri uyumsuzlukla üstleyen alüvyon, kum aramaddeli, gri-bej renkli, şist ve kuvarsit çakılı ve çeşitli kaya kırıntılarında, bazı bölgelerde bunlara ek olarak mermer ve fillit çakıllarından oluşmaktadır. Genellikle killi, kumlu, az pekleşmiş tortullardır.
11. Çalışma alanında gözlenen yapısal hatların tamamına yakın kesimini normal faylar oluşturmaktadır. Graben tektoniğine uygun olarak gelişen normal faylar çalışma alanının topografyasına basamaklı bir yapı kazandırmıştır.
12. İnceleme alanında yer alan normal faylar doğrultularına göre, KD-GB, D-B, KB-GD ve yaklaşık K-G şeklinde gruplandırılmışlardır.
13. KD-GB yönelimli fayların D/E değerleri genellikle K50-80D/40-60GD, rake açısı değerleri ise ortalama 65–70° değerleri arasındadır.
14. KB-GD yönelimli faylar çoğunlukla Bayındır kuzeyinde gözlenmektedir, ancak küçük yüzlekler halinde çalışma alanının birçok yerinde bulunmaktadır. D/E değerleri ise K80-85B/45-50GB şeklindedir.
15. D-B yönelimli fayların doğrultuları K85B ile K87D, eğim dereceleri ise 40-45°G şeklinde değişmektedir ve oldukça sarp yamaçlar oluşturmaktadır.
16. Yaklaşık K-G yönelimli fayların eğim değerleri doğuya doğru 50–55° civarındadır.
17. Çalışma alanında Derebaşı civarında ise doğrultu atımlı faya rastlanmaktadır. Yaklaşık K10-30B konumlu bu fay yüksek eğime sahiptir. Doğrultu atımlı bu

fay, kırıklı bir yapı sunmakta ve çok fazla yüzlek vermemektedir. Fay yüzeyinden ölçülen rake açısı 10° 'dir.

18. Sekiköy kuzeyinde küçük bir yüzlek halinde bindirme fay zonu yer almaktadır. K87D/16GD doğrultulu fayda bindirme zonu boyunca kaolinleşmeler ve basınç gözleri gözlenmektedir.
19. Çalışma alanı; Batı Anadolu'nun tamamını etkisi altına alan ve Orta Miyosen'den önce etkili olan K-G yönlü sıkıştırma kuvvetlerinin ardından, yaklaşık K-G doğrultulu çekme kuvvetlerinin etkisi altında kalmıştır.

KAYNAKÇA

- Akgün, F. ve Sözbilir, H. (2001). A Palynostratigraphic Approach to the SW Anatolian Molasse Basin: Kale-Tavas Molasse and Denizli Molasse. *Geodinamica Acta*, 14, 71-93.
- Aksu, Ö. (2003). Beydağ ve Kuzeyinin Neojen Stratigrafisi ve Tektoniği. Bitirme Projesi, DEÜ Müh. Fak. Jeol. Müh. Böl., Bornova, 28 say., (Yayımlanmamış).
- Aktürk M. (1982). Osmanlar Plütonunun (Bayındır) Jeolojik-Petrografik-Jeokimyasal incelenmesi. Ege Üniv. Yer Bilimleri Fak., İzmir, s. 47 (Yayımlanmamış).
- Alptekin, Ö. (1978). Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Manyitüd Frekans Bağıntıları ve Deformasyon Boşalımı. Doçentlik tezi, K.T.Ü., 107 s. (yayımlanmamış). Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185'den.
- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). *Ege Graben Sisteminin Gelişimi Üzerine Düşünceler*. M.T.A. Dergisi, 73, 1-9. 16 Eylül 2005, http://www.mta.gov.tr/mta_web/kutuphane/mtadergi/73_1.pdf
- Barka, A., Sakıncı, M., Yılmaz, Y., Şengör, A. M. C. ve Ediger, V. (1994). Is Aegean Extension a consequence of the Westerly Escape of Turkey? *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 75, 116-117. in: Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene Age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and Their Tectonic Significance on N-S Extensional Tectonics in Western Anatolia: Mammalian Evidence from the Continental Deposits. *Geol. J.* 35, 1-24.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.

- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic Evolution of the Gediz Graben: Field Evidence for an Episodic, Two-Stage Extension in Western Turkey. *Geol. Mag.* 141, 63-79.
- Bozkurt, E. ve Rojay, B. (2005). Episodic, Two-stage Neogene Extension and Short-term Intervening Compression in Western Anatolia: Field Evidence From the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18/3-4, p, 295-312.
- Candan, O. ve Dora, O. Ö. (1998). Menderes Masifi'nde Granulit, Eklojit ve Mavi Şist Kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer Metamorfik Evrimine Bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41, 1-35.
- Cihan M. ve Koçyiğit, A. (2000). Sandıklı (Afyon) Grabeni'nin Neotektonik Özellikleri. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu Bildirileri*, 166-174.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional Collapse of Orogens. *Tectonics* 7, 1123-1139. in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and Surrounding Region: Complex Multiple and Continuum tectonics in a Convergent Zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84-92, in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Dora, O. Ö., Candan, O., Kun, N. ve Akal, C. (1994). Menderes Masifi'nin Jeolojik Evrimi ve Orta Kesiminin (Ödemiş-Kiraz Asması) 1:500.000 Ölçekli Jeoloji Haritasının Yapılması. TBAG – 937/YBAG – 0012 nolu TÜBİTAK projesi, 121 s.

- Egeran N. ve Yener, N. (1944). Notes Explicatives de la carte geologue dela Turquie, Faille "İzmir". *Pub. Inst. M.T.A.*: Aktürk M. (1982). Osmanlar Plütonunun (Bayındır) Jeolojik-Petrografik-Jeokimyasal incelenmesi. Ege Üniv. Yer Bilimleri Fak., İzmir, s. 47 (Yayınlanmamış).
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (1995). Field Evidence for Metamorphic Core Complex, Detachment Faulting and Accommodation Faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens. Western Anatolia. *IIESCA Proceedings II*, 73-93.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2005). Başova Andezitleri'nin (Küçük Menderes Grabeni Doğu Ucu - Kiraz) Jeolojisi, Jeokimyası ve Jeokronolojisi (basımda).
- Emre, T., Sözbilir, H. ve Gökçen, N. (2005). Kiraz-Beydağ Çevresinin (Küçük Menderes Grabeni Doğu Ucu) Neojen-Kuvaterner Stratigrafisi (basımda).
- Emre, T., Sözbilir, H., Gökçen, N. ve Akgün, F. (2003). Kiraz (İzmir) Kuzeydoğusunun Jeolojisi, Küçük Menderes Grabeni, Batı Anadolu. 56. *T.J.K. Bildirileri*, Ankara, say.87.
- Evirgen, M. M. (1979). Menderes Masifi Metamorfizmasına Petroloji, Petrokimya ve Jenez Açısından Yaklaşımlar (Ödemiş-Tire-Bayındır-Turgutlu Yöresi). Hacettepe Üniv. Mezuniyet Sonrası Eğitim Fak., Doktora Tezi, Ankara, s. 185.
- Ghenina, R. (1988). Bayındır (İzmir)- Fatma Hanım Kaplıcalarının Jeolojisi ve Hidrojeolojisi. D.E.Ü. Müh. Mim. Fak. Bitirme Ödevi, İzmir, s. 52 (Yayınlanmamış).

Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E. ve diğer. (1995). Rift Formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implication for the opening of the Aegean Sea. *Geol. Mag.* 132, 637-650. in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.

Gürsoy, H., Temiz, H. ve Tatar, O. (1997). Gediz Grabeni GD Kenarındaki Güncel Deformasyon Verileri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İ.T.Ü., İstanbul.

İzdar, E. (1975). Batı Anadolu'nun Jeotektonik Gelişimi ve Ege Denizi Çevresine Ait Üniteleri ile Karşılaştırılması. EÜ Müh. Bilimleri Fak. Yayınları, no: 8, Bornova İzmir. s. 59.

Jackson, J. A. ve McKenzie, D. P. (1988). The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors and Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal* 93, 45-73. in: Gürsoy, H., Temiz, H. ve Tatar, O. (1997). Gediz Grabeni GD Kenarındaki Güncel Deformasyon Verileri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İ.T.Ü., İstanbul

Karaoğlu, N. (1993). Emirli (Ödemiş – İzmir) Antimon Cevherleşmesinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, (Yayınlanmamış).

Kasapoğlu, K. E. (1986). Batı Anadolu ve Ege'deki çekilme Tektoniğinin Sonlu Elemanlar Yöntemiyle Çözümlemesi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri*, 42, Ankara; Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185'den.

Kaya, O. (1982). Tersiyer Sirt Yitmesi: Doğu Ege Bölgelerinin Yapısı ve Magmatikliği için Olası bir Mekanizma. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması, *T.J.K. Yayını*, 39-58; Gürsoy, H., Temiz, H. ve Tatar, O. (1997). Gediz Grabeni GD Kenarındaki Güncel Deformasyon Verileri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İ.T.Ü., İstanbul'dan.

Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolaylarında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. *T.J.K. Bült.*, 24/1, 1-16; Gürsoy, H., Temiz, H. ve Tatar, O. (1997). Gediz Grabeni GD Kenarındaki Güncel Deformasyon Verileri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İ.T.Ü., İstanbul'dan.

Koçyiğit, A. (2000). Güneybatı Türkiye'nin Depremselliği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Bildirileri, 30-38.

Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey. *J. Geol. Soc. London* 156, 605-616.

Kökboya, A. (1990). Aslanlar-Çırpı Köyleri (İzmir-Bayındır) ve Civarının Jeolojisi ve Hidrojeolojisi. D.E.Ü. Müh. Mim. Fak. Bitirme Projesi, İzmir, s. 34 (Yayınlanmamış).

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Aegean Arc and Trench System: a Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics* 60, 1-42. in: Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A300, 357-372. in: Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene Age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and Their Tectonic Significance on N-S Extensional Tectonics in Western Anatolia: Mammalian Evidence from the Continental Deposits. *Geol. J.* 35, 1-24.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A. A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. ve diğer. (2000). Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695-5720. in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- McKenzie, D. P. (1972). Active Tectonics the Mediterranean Regio. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 55, 217-254. in: Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185.
- McKenzie, D. P. (1978). Active Tectonics of the Alpine- Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions. *Geophys. J. Royal. Astron. Soc.* 55, 217-254. in: Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- McKenzie, D. P. ve Yılmaz, Y. (1991). Deformation and Volcanizm in Western Turkey and the Aegean. *Bulletin of the İstanbul Technical University*, 44,345-373. in: Yılmaz, Y., Genç, C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık ve diğer. (2000). When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, *Special Publications* 173, 131-162.
- Meulenkamp, J. E., Van Der Zwaan, G. J. ve Van Wamel, W. A. (1994). On Late Miocene to Recent Vertical Motions in the Cretan Segment of the Hellenic Arc. *Tectonophysics* 234, 53-72. in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W. ve Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic Subduction Zone and Geodynamic Evolution of Crete in the Late Middle Miocene. *Tectonophysics* 146, 203-215. in: Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.

- Özacar, A. A. ve Koçyiğit, A. (2000). Dombayova Grabeni'nin Neotektonik Özellikleri. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu Bildirileri*, 175-183.
- Özütemiz, S. (2005). Kiraz (İzmir) çevresi Neojen Karbonat Kayaları Mikrofasiyes Özellikleri. Bitirme Projesi, DEÜ Müh. Fak. Jeol. Müh. Böl., İzmir, s. 26 (Yayınlanmamış).
- Pekatan, R. (1979). Sarıyurt ve Kızıloba köyleri Çevresinin "Bayındır" Jeolojik ve Petrografik İncelemesi. Ege Üniv. Yer. Bil. Fak., İzmir, s. 26 (Yayınlanmamış).
- Phillipson, A. (1911). *Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien-Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 172*, Gotha.: Tarcan, G. (1986). Kiraz Doğusunun (Ödemiş) Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi. D.E.Ü. Müh. Mim. Fak. Bitirme Projesi, İzmir, s. 47 (Yayınlanmamış).
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. ve Süzen, L. (2001). Evolution of the Küçük Menderes Graben (Western Anatolia, Turkey). *Fourth International Turkish Geology Symposium*, pp. 23, Adana.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. ve Süzen L. (2005). Plio-Quaternary Evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia. Turkey. *Geodinamica Acta*, 18/3-4, p. 317-331.
- Rüzgar, Y. (2001). Kiraz (İzmir) ve Kuzeyinin Neojen Stratigrafisi. Bitirme Projesi, DEÜ Müh. Fak. Jeol. Müh. Böl., İzmir, s. 28 (Yayınlanmamış).
- Sarica, N. (2000). The Plio-Pleistocene Age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and Their Tectonic Significance on N-S Extensional Tectonics in Western Anatolia: Mammalian Evidence from the Continental Deposits. *Geol. J.* 35, 1-24.

- Seyitoğlu, G. (1996). Ege'nin Genç Senozoyik K-G Yönlü Genişlemeli Tektoniği: Bölgesel Tektonik ve Volkanik Evrim Modelleri Üzerine Bir Tartışma. 49. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Bildiri Özleri, 31-33.
- Seyitoğlu, G. (1997). The Simav Graben: An Example of Young E-W Trending Structures in the Late Cenozoic Extensional System of Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 6, 135-141.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., emen, İ., Ően, Ő. ve Işıık, V. (2002). The Role of the Flexural Rotation/Rolling Hinge Model in the Tectonic Evolution of the Alaşehir Graben. Western Turkey, *Geol. Mag.* 130, 15-26. in: Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basin in Western Turkey. *Geodinamica Acta* 16, 61-81.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey. *Geol. Mag.* 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. (1992). The Age of the Büyük Menderes Graben (Western Turkey) and its Tectonic Implications. *Geol. Mag.* 129, 239-242. in: Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- Seyitoglu, G., emen, İ., Ően, Ő. ve Işıık, V. (2002). Extensional Tectonics and Related Basin Development in Western Turkey. GSA Annual Meeting Abstracts with Programs, Denver, USA.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional Tectonics and the geometry of Related Macroscopic Structures: Field Evidence from the Gediz Detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, pp. 51-67.
- Spakman, W., Wortel, M. J. R. ve Vlaar, N. J. (1988). The Hellenic Subduction Zone, A Tomographic Image and Its Geodynamic Implications. *Geophysical Reserch Letters*, 15, 60-63. in: Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185.

- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its Age, Offset and Tectonic Significance. *J. Geol. Soc.*, London 136, 269-282. in: Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi*, Ankara, 40 s.
- Şengör, A. M. C. (1982). Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Ankara, s. 59-71.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics* 75, 181-241. in: Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene Age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and Their Tectonic Significance on N-S Extensional Tectonics in Western Anatolia: Mammalian Evidence from the Continental Deposits. *Geol. J.* 35, 1-24.
- Tavlan, M. (2004). Kaymakçı-Birgi-Ödemiş Yöresinin (Küçük Menderes Grabeni) Neojen Stratigrafisi ve Tektoniği. Bitirme Projesi, DEÜ Müh. Fak. Jeol. Müh. Böl., Bornova, s. 28 (Yayınlanmamış).
- Tokay, M. (1973). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz Arasındaki Kısımında Jeolojik Gözlemler. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, Ankara, 12-29. Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 171-185'den.
- Tüysüz, O., (b.t). *Marmara Denizi*. 27 Aralık 2004, <http://www.sayisalgrafik.com.tr/deprem/marmara.htm>
- Yılmaz, Y. (2000). Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Bildirileri, 3-14.

Yılmaz, Y. (2002). Tectonic Evolution of Western Anatolian Extensional Province During the Neogene and Quaternary. GSA Annual Meeting Abstracts with Programs, Denver, USA.

Yılmaz, Y., Genç, C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z. ve diğer. (2000). When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society*, London, Special Publications 173, 131-162.