

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MANİSA HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİ
VE DEPREMSELLİĞİ, BATI ANADOLU,
TÜRKİYE**

Çağlar ÖZKAYMAK

Nisan, 2012

İZMİR

**MANİSA HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİ
VE DEPREMSELLİĞİ, BATI ANADOLU,
TÜRKİYE**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

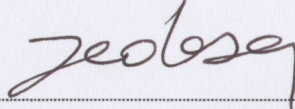
Çağlar ÖZKAYMAK

Nisan, 2012

İZMİR

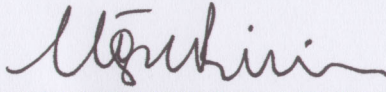
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ÇAĞLAR ÖZKAYMAK, tarafından **PROF. DR. HASAN SÖZBİLİR** yönetiminde hazırlanan **“MANİSA HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİ VE DEPREMSELLİĞİ, BATI ANADOLU, TÜRKİYE”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



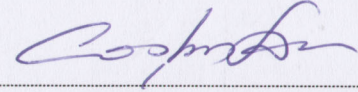
Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Yönetici



Prof. Dr. Uğur İNCİ

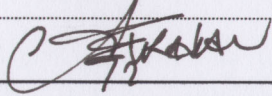
Tez İzleme Komitesi Üyesi



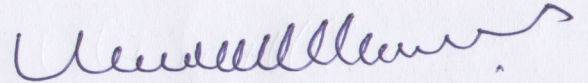
Prof. Dr. Coşkun SARI

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Erhan ALTUNEL

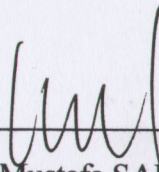


Jüri Üyesi



Prof. Dr. M. Yalçın Koca

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Doktora çalışmalarımın her aşamasında beni yönlendiren, destekleyen ve daha iyisi için cesaretlendiren, en zor durumlarda bile pozitif bakış açısı ile enerji veren, tecrübelerinden yararlandığım ve yanında çalışmaktan onur duyduğum danışmanım ve değerli hocam Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR'e sonsuz teşekkür ederim.

Çalışmaları başından sonuna kadar takip ederek doktora tezimin gelişmesine ve olgunlaşmasına katkı sağlayan ve değerli yorumları ile beni yönlendiren tez izleme komitesi ve doktora sınavı jüri üyeleri Sayın Prof.Dr. Uğur İNCİ ve Prof.Dr. Coşkun SARI'ya; Doktora tez sınavı jüri üyeleri sayın Prof.Dr. M. Yalçın KOCA ve Sayın Prof.Dr. Erhan ALTUNEL'e teşekkür ederim.

Jeolojik haritalama, yapısal jeoloji ve paleosismoloji ağırlıklı arazi çalışmaları sırasında tecrübeleri ve yardımları ile tezin olgunlaşmasına sağladığı katkılardan dolayı, beraber çalışmaktan mutluluk duyduğum değerli arkadaşım Araş.Gör. Bora UZEL'e; arazi çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen ve doktora tezimin her aşamasında sağladığı destek ve teşvik edici konuşmaları ile bana güç veren sevgili arkadaşım Dr. Özgür KARAOĞLU'na; doktora çalışmalarım süresince her aşamada desteğini esirgemeyen değerli arkadaşım Ökmen SÜMER'e teşekkürü bir borç bilirim.

Paleosismoloji çalışmalarının uygulanması ve verilerinin değerlendirilmesinde önemli katkı sağlayan Prof. Dr. Serdar AKYÜZ'e (İstanbul Teknik Üniversitesi); Paleosismoloji amaçlı hendek yeri seçim ve hendek içi çalışmalar konusunda tecrübelerinden yararlandığım Sayın Hocam Prof.Dr. Erhan ALTUNEL'e (Eskişehir Osmangazi Üniversitesi), değerli arkadaşlarım Doç.Dr. Volkan KARABACAK ve Dr. Önder YÖNLÜ'ye (Eskişehir Osmangazi Üniversitesi); sığ jeofizik yöntemlerin arazi çalışmalarında uygulanması ve verilerinin yorumlanmasında katkılarından dolayı jeofizik mühendisi Dr. Cahit Çağlar YALÇINER'e (Çanakkale Onsekizmart Üniversitesi) yardımlarından dolayı teşekkür ederim.

Kuvaterner dönemi yaşlandırma teknikleri üzerine teorik ve pratik anlamda bilgilerinden ve tecrübelerinden yararlandığım Prof.Dr. Christian Schlüchter'e (Bern Üniversitesi, Bern, İsviçre) ve Doç.Dr. Naki AKÇAR'a (Bern Üniversitesi, Bern, İsviçre); Paleosismolojik çalışmalarda kullanılan radyokarbon yaş analizlerinin yapılmasında göstermiş olduğu katkılardan dolayı Dr. Irka HAJDAS'a (ETH Zürih Üniversitesi, Zürih İsviçre) ve Mitzi de MARTINO'ya (Arizona Üniversitesi) teşekkür ederim. Radyokarbon verilerinin kullanıldığı OxCal kalibrasyon programının kullanımında yaptığı yardımlardan dolayı Araş.Gör. Cengiz Zabcı'ya (İstanbul Teknik Üniversitesi) teşekkür ederim.

1997 yılında Değerli Hocamız rahmetli Prof.Dr. Aykut BARKA önderliğinde başlatılan ve doktora çalışmalarım sırasında her yıl düzenli olarak katıldığım Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) toplantılarında sunduğum verileri yorumlayarak gelişmesine olanak sağlayan ATAG bilim kurulu üyelerine teşekkür ederim.

Doktora tezinin belirli aşamalarında yorumları ile sağladıkları katkılardan dolayı Prof.Dr. Erdin BOZKURT'a (Orta Doğu Teknik Üniversitesi), Prof.Dr. Orhan TARAR'a (Çanakkale Onsekizmart Üniversitesi) ve Dr. Ömer EMRE'ye (Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü), Prof.Dr. Edward A. KELLER'e (California Üniversitesi, Santa Barbara) teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında göstermiş oldukları kolaylık ve sağladıkları lojistik desteklerden dolayı, Manisa Valiliği İl Bayındırlık Müdürlüğü Afet İşleri Şube Müdürü, Jeoloji Mühendisi Sayın Yalçın ESEN'e, Jeoloji Mühendisi Sayın Selen TACALÍ'ye (Manisa Belediyesi), Jeoloji Mühendisi Hüseyin TOSUN'a (Manisa Jeoteknik Ltd. Şti.), Çeka Mühendislik Teknik Müdürü Sayın A. Halim Çelik'e, Mıdırtaş Madencilik Şantiye Şefi sayın Yiğit CESUR'a, Genç Manisa Beton-Gürle çalışanlarına, Arif Gökçe'ye (Gökçe Ticaret), Organize Sanayi Bölgesi Çevre ve Alt Yapı Grup Yöneticisi Çevre Yüksek Mühendisi Tekin Yıldırım'a ve Sayın Erdoğan ÇOBAN'a (Ercan Taksi) teşekkürü bir borç bilirim.

Doktora alışmaları süresince mevcut tüm imkanlarını kullanmama olanak sağlayan Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na, Genel Jeoloji Anabilimdalı Başkanlığı'na teşekkür ederim. Doktora tez çalışmalarım, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Koordinasyon Birimi (Proje numarası: DEU-BAP-2006.KB.FEN.008) ve TUBITAK (Proje numarası: ÇAYDAG-109Y044) tarafından desteklenmiştir.

Son olarak, geçmişe ait deneyimleriyle ilgi ve yardımlarını esirgemeyen sevgili annem Fatma ÖZKAYMAK ve babam Mehmet ÖZKAYMAK'a; sevgili kardeşim Ayşe ÖZKAYMAK'a, ablam Hülya PAÇACI'ya yeğenim Kübra PAÇACI'ya; her zaman desteklerini esirgemeyen ve yanımızda olan değerli kayınvalidem Halide KARABAŐOėLU'na kayınbabam şerafettin KARABAŐOėLU'na ve kayınbiraderim Ufuk KARABAŐOėLU'na; tüm varlığıyla yanımda olan sevgili eşim Dr. Aslı ÖZKAYMAK ve doktora çalışmaları sırasında aramıza katılan canım oğlum Arda ÖZKAYMAK'a teşekkür ederim.

MANİSA HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİ VE DEPREMSELLİĞİ, BATI ANADOLU, TÜRKİYE

ÖZ

Gediz Grabeni'nin batısında yeralan Manisa Havzası, eski ve modern havza dolgu birimleriyle birbirinden ayrılan iki evreli havza evrimine sahiptir. Eski havza dolgusu birimleri kıvrımlı ve faylı Miyosen volkano-sedimanter istifinden oluşur. Modern havza dolgusu, karasal kırıntılı tortul kayalarla temsil edilen erken–orta Pleyistosen yaşlı Turgutlu Formasyonu, akarsu çökellerinden oluşan Kuvaterner yaşlı Bahadır Alloformasyonu, geç Pleyistosen–erken Holosen yaşlı alüvyal/kolüvyal çökellerden oluşan Emlakdere Alloformasyonu ve alüvyal-flüvyal çökellerden oluşan Manisa Alloformasyonu ile temsil edilir. Yapısal ve stratigrafik veriler, havzanın ilk olarak batısından KD-GB uzanımlı volkanik sırt ile sınırlı bir göl olarak oluştuğunu; olasılıkla Pliyosen'de etkili olan doğrultu atım baskın tektonizma ile aniden yükselerek deformasyona uğradığını göstermektedir. İzmir Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) boyunca etkili olan Miyosen sonrası doğrultu atımlı faylanma, Manisa Havzası'nda sağ yönlü bir makaslama zonunun gelişmesine neden olmuştur. Bu durum, sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bazı kollarının Geç Pliyosen'de Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) içerisine doğru hareket ettiğini göstermektedir. En genç Kuvaterner evre ise, KD-GB yönlü genişleme baskın transtansiyon ile temsil edilir. Söz konusu tektonik ortamda oluşan modern havza dolgusu batıdan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı, güneyden ise D-B uzanımlı Manisa Fay Zonu (MFZ) ile sınırlıdır. MFZ, sırasıyla 0,1, 0,3 ve 0,26 mm/yıl kayma hızına sahip batı, merkez ve doğu bölümler olmak üzere üç ana sismojenik zondan oluşur. Bu üç bölüm boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmaları ve hesaplanan jeomorfolojik indisler, analiz edilen fay segmentlerinin çizgisel gidişli ve yüksek derecede aktif olduğuna işaret etmektedir.

MFZ'nun batı bölümünde gerçekleştirilen paleosismoloji amaçlı hendek çalışmalarında üç depreme ait izler saptanmıştır; bunlar sırasıyla, 926, 1595 veya 1664 ve 1845 depremlerine karşılık gelmektedir. Bu veriler, Manisa Havzası'ndaki

yerleşim alanlarında deprem tehlike analizlerine yönelik çalışmaların öncelikli olarak yapılmasını gerektirmektedir.

Anahtar Kelimeler: Manisa Havzası, Manisa Fay Zonu, paleosismoloji, aktif tektonik, tektonik jeomorfoloji, jeomorfik indisler, Gediz Grabeni, Batı Anadolu.

ACTIVE TECTONICS AND SEISMICITY OF THE MANİSA BASIN, WESTERN ANATOLIA, TURKEY

ABSTRACT

The Manisa Basin, forming a connection with the Gediz Graben, has a two-stage basin evolution, distinguished by an ancient and modern graben fill. The ancient basin-fill is made up of a folded and normal-to-reverse faulted and strike-slip-faulted Miocene volcano-sedimentary sequence. The younger modern basin-fill is represented by the early-middle Pleistocene continental clastics of the Turgutlu Formation, Quaternary Bahadır Alloformation comprising fluvial deposits, alluvial/colluvial sediments of late Pleistocene-early Holocene Emlakdere Alloformation, and alluvial-fluvial sediments of Holocene Manisa Alloformation. Structural and stratigraphical data reveal that the basin was initially formed as a lacustrine basin bounded by a volcanic ridge from the west; it was subsequently uplifted and deformed probably as a result of Pliocene wrench-dominated strike-slip tectonics. Post-Miocene strike-slip faulting along the İzmir Balıkesir Transfer Zone (İBTZ) occurred along a right-lateral shear zone in the Manisa Basin. This suggests that some branches of the right-lateral movement of the North Anatolia Fault continues into the West Anatolian Extensional Province (WAEP). The youngest stage shows an NE–SW trending extension-dominated transtension. Modern graben fill forming under the control of the youngest stage is bounded by NE-trending strike-slip fault zone to the west and E–W -trending Manisa Fault Zone (MFZ) to the south. MFZ comprises three major seismogenic zones; western, central and eastern sectors providing minimum slip rates of 0,1, 0,3 and 0,26 mm/year, respectively. Tectonic geomorphology studies and computed geomorphic indices along three sectors suggest that the analyzed normal fault segments are linear and highly active. On the western sector of the MFZ, we performed trenching studies and find evidence for three palaeoearthquakes which correspond to 926 AD, 1595 or 1664 AD, with the most recent event in 1845 AD. The results suggest that the earthquake risk assessment for Manisa area is primarily essential.

Keywords: Manisa Basin, Manisa Fault Zone, palaeoseismology, active tectonics, tectonic geomorphology, geomorphic indices, Gediz Graben, western Anatolia.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	vi
ABSTRACT.....	viii

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Tanıtımı	1
1.2 Çalışmanın Amacı	7
1.3 Terminoloji, Materyal ve Yöntemler.....	7
1.3.1 Uzaktan Algılama Çalışmaları.....	12
1.3.1.1 Uydu Görüntüleri	12
1.3.1.2 Sayısal Yükseklik Modeli	14
1.3.2 Jeolojik Haritalama Çalışmaları	17
1.3.3 Yapısal Jeoloji Çalışmaları	19
1.3.4 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmaları	21
1.3.4.1 Jeomorfolojik Göstergeler	22
1.3.4.2 Jeomorfik İndisler ve Morfometri.....	23
1.3.4.2.1 Dağönü Sinüslüğü (S_{mf}).....	24
1.3.4.2.2 Üçgen Yüzey	24
1.3.4.2.3 Eksenel Nehir	25
1.3.4.2.4 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)	26
1.3.4.2.5 Asimetri Faktörü (AF).....	26
1.3.4.2.6 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (HI).....	27
1.3.4.3 Kolmogorov–Smirnov (K-S) Yöntemi	29
1.3.5 Paleosismoloji Çalışmaları	29
1.3.5.1 Hendek Öncesi Çalışmalar.....	30
1.3.5.2 Hendek Çalışmaları.....	33

1.3.5.3 Yaş Analizi Çalışmaları	36
1.4 Önceki Çalışmalar	39
1.4.1 Bölgenin Aktif Tektoniği.....	39
1.4.2 Manisa Havzası'nın Jeolojisi	46
BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFI.....	53
2.1 Temel Kaya Birimleri.....	55
2.2 Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri	55
2.3 Modern Havza Dolgusu Birimleri.....	57
2.3.1 Turgutlu Formasyonu (Qt).....	58
2.3.2 Bahadır Alloformasyonu (Qb).....	60
2.3.3 Emlakdere Alloformasyonu (Qe)	62
2.3.3.1 Döküntü Akması	66
2.3.3.2 Döküntü Düşmesi.....	66
2.3.3.3 Kaya Düşmesi	66
2.3.3.4 Paleotoprak	69
2.3.4 Manisa Alloformasyonu (Qm).....	70
2.4 Havza Dolgusu Birimlerinin Stratigrafik ve Yapısal İlişkileri.....	71
BÖLÜM ÜÇ – TEKTONİK JEOMORFOLOJİ.....	74
3.1 Manisa Fay Zonu'nun Morfolojik Karakteristikleri.....	74
3.1.1 Tektonik Aktiviteye İşaret Eden Jeomorfik Veriler	77
3.1.1.1 Dağönü.....	78
3.1.1.2 Drenaj Havzası Analizi	82
3.1.2 Jeomorfolojik Yorum	92
3.2 Kaleköy Fay Zonu'nun (KFZ) Morfolojik Özellikleri.....	97
BÖLÜM DÖRT – YAPISAL JEOLojİ.....	101
4.1 Ters Faylar.....	101

4.2 Kıvrımlar	105
4.3 Doğrultu Atımı Faylar	106
4.4 Eğim/Verev Atımlı Normal Faylar.....	117
4.5 Kinematik Analizler ve Yapısal Yorumlamalar	143
4.5.1 D1 Fazı	143
4.5.2 D2 Fazı	145
BÖLÜM BEŞ – PALEOSİSMOLOJİ.....	149
5.1 Bölgenin Sismotektonik Durumu	149
5.1.1 Tarihsel Dönem Depremler	153
5.1.2 Aletsel Dönem Depremler	156
5.2 Hendek Bölgesinin Jeolojik Özellikleri	157
5.3 Hendek Çalışmaları	170
5.3.1 Hendek-1	171
5.3.2 Hendek-2	176
5.3.3 Paleosismolojik Yorum	179
5.4 Tarihsel Dönem Yapı Üzerindeki Paleosismik İzler.....	182
BÖLÜM ALTI – TARTIŞMA VE SONUÇLAR	185
KAYNAKLAR	205

BÖLÜM BİR

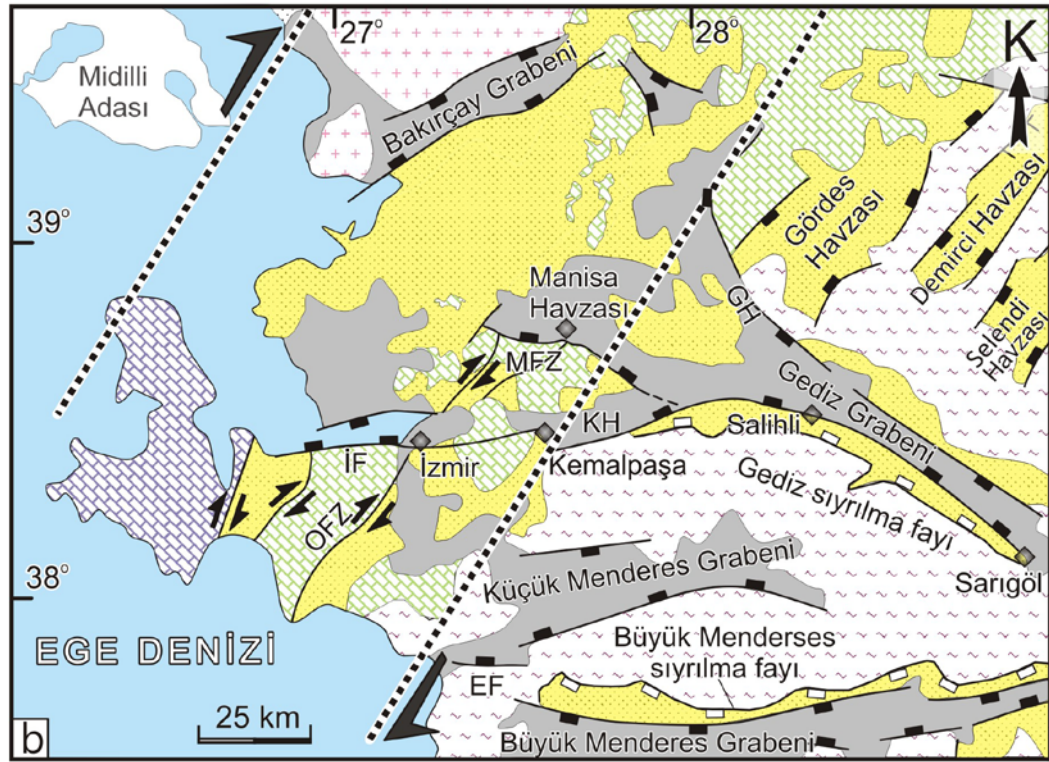
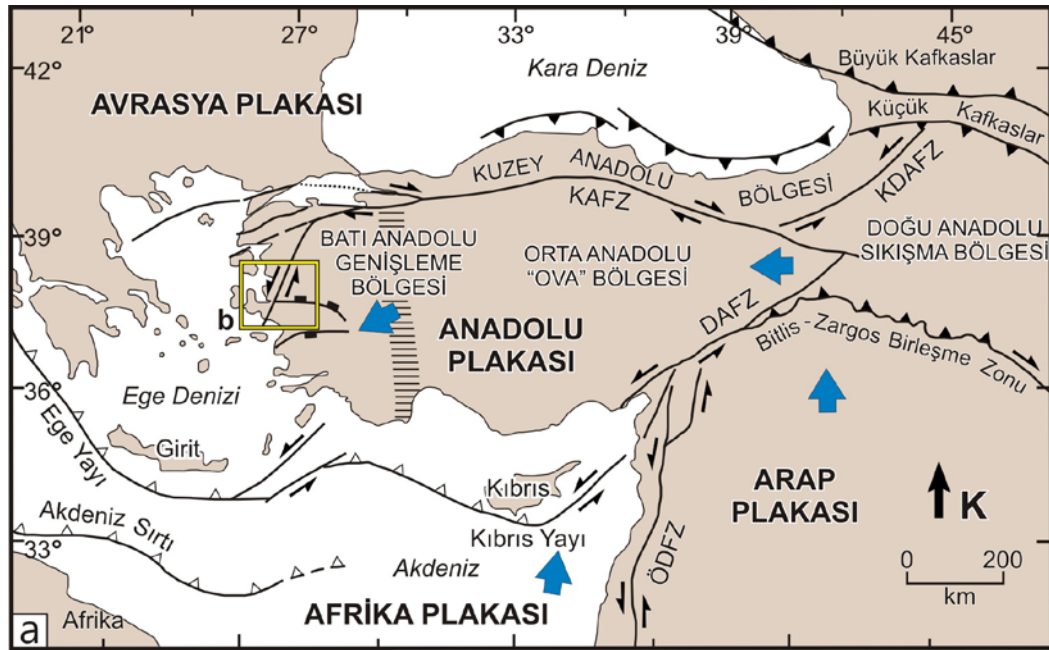
GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Tanıtımı

Doktora tez çalışma alanını oluşturan Manisa Havzası, Türkiye'nin batı bölümündeki "Batı Anadolu Genişleme Bölgesi" (BAGB) (Altunel, 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve diğer., 2001; Seyitoğlu ve Scottt, 1991, 1992; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Sözbilir ve diğer., 2009; Taymaz ve diğer., 1991) olarak bilinen bölgede yer alır (Şekil 1.1a). BAGB, Gediz, Büyük ve Küçük Menderes gibi DB uzanımlı ve Bakırçay, Söke-Milet, Cumaovası, Kocaçay gibi KD-GB uzanımlı havzalar ile karakteristiktir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2007; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 2007; Koçyiğit ve diğer., 1999; Seyitoğlu ve diğer., 2000, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Sözbilir ve diğer, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012).

Kaya ve diğer., (2004) tarafından "Manisa Yarım Grabeni" olarak tanımlanan Manisa Havzası Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından yapılan çalışmada ilk defa "Manisa Havzası" olarak adlandırılmıştır. Bu çalışma kapsamında da bu alan "Manisa Havzası" olarak ifade edilecektir.

Manisa Havzası, Gediz Grabeni'nin batı ucunda yer alır (Şekil 1.1b). Havzanın güneyinde Kemalpaşa, batısında Menemen, doğusunda Gölarmara ve Kuzeydoğusunda Akhisar gibi önemli yerleşim alanları bulunmaktadır (Şekil 1.2a). Manisa Havzası, Jeomorfolojik olarak doğusundaki Gediz Grabeni ile bağlantılıdır; güneyinde yer alan Kemalpaşa Havzası ile arasında Spildağı yer almaktadır (Şekil 1.2). Doğusunda yer alan Gölarmara Havzası ile Çaldağ; kuzeydoğusunda yer alan Akhisar Havzası ile Appak bölgesinde yer alan yükseltiler ile ayrılırlar. Yuntdağları ise, Manisa Havzası ile batıda yer alan Menemen Havzası arasındaki topoğrafik seti oluşturmaktadır (Şekil 1.2). Havza, coğrafi olarak 27.1 ve 27.8 doğu boylamları ile 38.5 ve 38.9 kuzey enlemleri arasında yer alır.



Şekil 1.1 a) Doktora tez çalışma alanının Türkiye'nin tektonik haritası içindeki yeri (Bozkurt, 2001). Kısaltmalar: M, Manisa; ÖDFZ, Ölüdeniz Fay Zonu; DAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu;

KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu; KDAFZ, Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu. Siyah dolgulu üçgenler ana kıvrım ve bindirme kuşaklarını, dolgunsuz üçgenler aktif dalma-batma zonlarını göstermektedir. Üçgenlerin sivri ucu bindiren bloğu göstermektedir. Siyah dolgulu oklar doğrultu atımlı faylar ile ayrılan blokların hareket yönlerini vermektedir. Tarak şekilli çizgiler düşen bloğu göstermektedir. Yatay çizgilerle bölünmüş alan, Batı Anadolu genişleme bölgesi ile orta Anadolu “ova” bölgesi arasındaki geçiş zonunu göstermektedir. b) Ana tektonik yapıları ve Manisa Havzası'nı gösteren Batı Anadolu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Siyako, 1993; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Bozkurt ve Sözbilir, 2004' den uyarlanmıştır). Kısaltmalar GH: Gölarmara Havzası, KH: Kemalpaşa Havzası, EF: Efes Fayı, MFZ: Manisa Fay Zonu, OFZ: Orhanlı Fay Zonu. Koyu renkli noktalı çizgiler İzmir-Balıkesir Transfer Zonunun lokasyonunu göstermektedir, Zon üzerindeki siyah ve beyaz dolgulu .

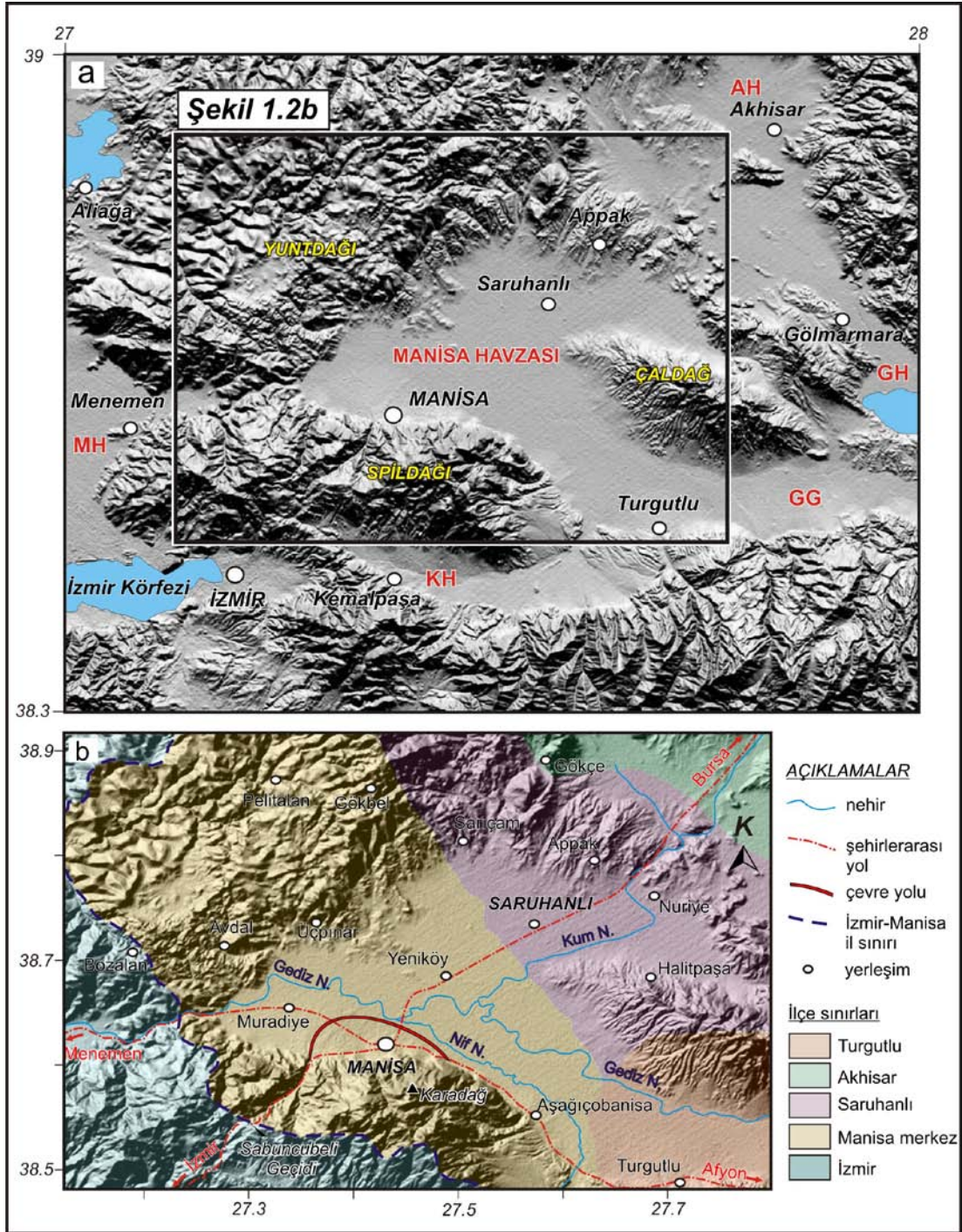
Havzanın güneyi Spildağı, batı ve kuzaybatısı ise Yuntdağı yükseltileri ile sınırlanırken, havzanın doğusunda Çaldağ yükseltisi yer alır (Şekil 1.2b). Topoğrafik açıdan oldukça belirgin olan ve uydu görüntülerinden kolaylıkla tanımlanabilen bu yükseltilerden Spildağı 1500 metreden fazla rakımı ile alanın en yüksek dağıdır. Spildağı Yükseltisi üzerinde bulunan Karadağ'ın zirve noktası 1513 metre yüksekliğe sahiptir. Bu seviyenin yaklaşık 5 km kuzeyinde, Manisa il merkezinin olduğu alanda yükseklik aniden 80 m'ye düşmektedir. Batı ve kuzeybatıda geniş alanlar kaplayan Yuntdağı'nın zirvesi Bozalan Köyü'nün batısında 1075 metreye ulaşır. Bu bölgenin topoğrafyasında Manisa Havzası'na doğru nispeten yumuşak bir eğim gözlenmektedir. Saruhanlı kuzeyinde ise Appak ile Gökçeköy arasında maksimum yüksekliği 350 metre ortalama yüksekliği ise 250 metre olan yükseltiler güncel havzayı kuzeyden sınırlar. Havzanın doğusunda yer alan Çaldağ'ın zirve noktası ise, 1015 metredir. Rakımın en düşük olduğu alan, Gediz Nehri'nin aktığı havza düzlüğüdür. Bu düzlükte, Muradiye batısında ölçülen rakım 15 metreye kadar düşmektedir (Şekil 1.2b).

Jeolojik anlamda “havza” jeolojik zamanın belli bir devresinde çevre alanlara göre çökme hızının daha yüksek olduğu ve daha kalın çökellerin depolandıkları alandır (Ingersoll, 1988). Böyle kalın bir çökel yığınının depolanabilmesi için de, jeolojik havzanın çevre alanlara göre tektonik denetimli bir çöküntü havzası olması beklenir (Miall, 2000). Tipik olarak, bu havzaların en az bir kenarlarının faylarla denetlenen ya da kıvrımlanma ile gelişen dağ silsilesi ile sınırlandırılması gereklidir. Böylece bu

tip yükseltilerden aşınan çökeller, çeşitli ajanlarla taşınarak çöküntüyü oluşturan havzada istiflenebilecektir. Batı Anadolu'da Kuvaterner döneminde gelişen jeolojik havzalar tipik olarak kıtasal rift, genişleme ve transtansiyonel havzalar olarak bilinir.

Kıtasal rift havzası veya genişleme havzasına en iyi örneklerden birini Gediz grabeni (Alaşehir Grabeni olarak da bilinir, örn. Seyitoğlu ve Scott, 1996) oluşturur. Gediz grabeni doğuda Sarıgöl ilçesinden başlar ve batıya doğru Salihli ilçesine kadar KB-GD doğrultusunda uzanım sunar. Salihli ilçesinden itibaren Kemalpaşa Havzası, Manisa Havzası ve Gölarmara Havzası şeklinde üç ana kola ayrılır (Şekil 1.1b) (Bozkurt, 2003; Emre ve diğer., 2005; Hakyemez ve diğer., 1999; Koçyiğit ve diğer., 1999; Paton, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996).

Doğu uzantıları Gediz Grabeni ile bağlantılı olan bu kollardan, kuzeydeki Gölarmara ile güneydeki Kemalpaşa havzaları ve bunların arasında kalan Manisa Havzası, Gediz Grabeni'nin alt havzaları olarak ifade edilebilir. Doğuda, Gölarmara ile Manisa Havzası arasında bulunan Çaldağ yükseltisi, Manisa ile Kemalpaşa havzaları arasında bulunan Spildağı Yükseltisi ve havzanın batısında yer alan Yuntdağı yükseltisi üzerinde kurulu olan drenaj sistemleri ile Manisa Havzası'na drene edilen dereler havza üzerinde akan ana nehirleri beslerler. Kuzeydeki Akhisar Havzası'ndan gelen Kum Nehri ile güneydeki Kemalpaşa Havzası'ndan gelen Nif Nehri ve Gediz Grabeni'nden gelen Gediz Nehri'nin birleşim yeri ve yükseltilerle sınırlanan çevresi Manisa Havzası olarak kabul edilmiştir (Şekil 1.2). Batıya doğru akan Gediz Nehri Batı Anadolu'da yaklaşık 200 km uzunluğunda bir alanı katederek, bu alandan topladığı sularını Ege Denizi'ne boşaltmaktadır. Havza içerisindeki önemli yerleşim alanlarını Manisa merkez ilçe dışında, Muradiye, Saruhanlı, Üçpınar ve Yeniköy yerleşimleri temsil etmektedir (Şekil 1.2). Jeolojik anlamda havzanın batı ve kuzeybatısı volkanik (Yuntdağı), güneyi (Spildağı) ve kuzeyi sedimanter ve doğusu (Çaldağ) ise sedimanter ve metamorfik kökenli kayalar ile çevrilmiştir. Bu alanlardan aşındırılan malzemeler ilgili drenaj sistemleri (akaçlama ağları) ile Manisa Havzası'na taşınmakta ve havzanın güncel dolgusunu oluşturmaktadır.



Şekil 1.2 a) Gediz Grabeni'nin batısındaki önemli yerleşim yerlerini ve bu alan içerisinde bulunan Manisa Havzası'nın yerini gösteren sayısal arazi modeli. Kısaltmalar: MH, Menemen Havzası; KH, Kemalpaşa Havzası; GG, Gediz Grabeni; GH, Göl marmara Havzası; AH, Akhisar Havzası, b) Doktora tez çalışma alanını oluşturan Manisa Havzası'nın coğrafi özelliklerini ve Manisa ilçeler haritasını gösteren harita.

Manisa Havzası'nda Akdeniz iklimi ve bitki örtüsü baskındır, ancak kıyılara göre kısmen İç Anadolu'nun karasal iklim özelliklerini de taşır. Yükseltiye bağlı olarak ova bitkileri, makiler, kuraklığa dayanıklı ve sürekli yeşil kalabilen akdeniz bitkileri ve ormanlar şeklinde bir yayılma göze çarpar. Ormanlık alanlar, güneyde Spildağı ve batıda Bozalan-Avdal arasında ve kuzeyde ise Sarıçam-Gökbel-Gökçe üçgeni arasında yoğunluk gösterir. Ormanlar yaygın olarak, Palamut, Meşe, Kızılcam, Karaçam ağaçlarından oluşur (Manisa Valiliği, 2011).

En düşük ortalama sıcaklık, 6.7 °C (Ocak) ve en yüksek ortalama sıcaklık, 28.2 °C (Temmuz); en düşük ortalama yağış miktarı, 9.0 kg/m² (Ağustos) ve en yüksek ortalama yağış miktarı, 129.5 9.0 kg/m² (Aralık) olarak ölçülmüştür (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü [DMİ], 2012). Daha çok kış aylarında etkili olan yağışlara bağlı olarak, havzanın drenaj sistemleri ile havzada akan Gediz Nehri'ne taşınan su miktarı, nehrin akış rejimini ve havzada depolanan alüvyon karakteristiğini etkilemektedir. Manisa'da yapılan ölçümlere göre Gediz nehri en çok 482 m³/sn, en az 14.6 m³/sn su taşımaktadır.

Çalışma alanında yer alan en önemli yerleşim merkezi Manisa'dır. Türkiye İstatistik Kurumu'nun (TÜİK, 2012) adrese dayalı nüfus kayıt sistemi 2011 yılı verilerine göre Manisa'nın 2007 yılında 1 milyon 319 bin 920 olan nüfusu 2011 yılında 1 milyon 340 bin 074'e yükselmiştir. Son yıllarda hızlı bir nüfus artışının yaşandığı kent, aynı zamanda, Ege Bölgesinin İzmir'den sonra ikinci büyük ticari merkezi özelliğini taşımaktadır (Manisa Valiliği, 2011). Manisa Havzası'nın düzlük alanları üzerinde kurulan yaklaşık 400 bin nüfusa sahip il merkezinde ve bunun batısındaki organize sanayi bölgesinde bulunan çok sayıda ticari şirketler ve fabrikalar, bölgenin dinamik yapısını oluşturmaktadır.

Antik dönemde "Magnesia ad Sipylus" olarak adlandırılan Manisa adının Yunanistan'da Teselya bölgesi doğusunda, Magnesia'da yaşayan Magnetlerle ilişkili oldukları sanılmaktadır. Magnetler Anadolu'ya gelerek, Gediz (Hermos) vadisinin batı ucunda yer alan Spil (Sipylus) Dağı'nın kuzey etekleri üzerinde bu kenti kurdular ve "Magnesia upo sipilo" şeklinde adlandırdılar. Bu ad, Roma döneminde "Magnesia

ad Sipyllum” oldu. Manisa adı da Magnesia sözcüğünün değişime uğramasıyla bugünkü şeklini almıştır (Akşit, 1983; Ergül, 1988; Manisa Valiliği, 2011).

1.2 Çalışmanın Amacı

Doktora çalışmasının amacı; (1) Manisa Havzası'nın güncel jeomorfolojik yapısı değerlendirilerek bu morfolojiyi denetleyen yapısal unsurların yorumlanması, bu unsurların bölgesel ölçekte Batı Anadolu tektoniği ile karşılaştırılması, (2) Manisa Havzası'nın jeoloji haritasının oluşturularak bölgedeki Kuvaterner yaşlı birimlerin stratigrafik ilişkilerinin belirlenmesi ve bölgenin jeolojik istifinin ortaya çıkarılması, (3) Manisa Havzası'nda meydana gelen tarihsel dönem depremlerin hangi faylardan kaynaklandığının tespit edilmesi, (4) Tarihsel dönem depremlerden sorumlu olan diri fayların paleosismolojik analizinin yapılması, (5) Elde edilen veriler ışığında, Manisa Havzası'nın neotektonik evrimi, aktif tektonik özellikleri ve depremselliğinin belirlenmesidir. Bu amaca ulaşmak için kullanılan materyal ve yöntemler ile terminoloji aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

1.3 Terminoloji, Materyal ve Yöntemler

Tezin bu bölümünde, belirlenen hedeflere ulaşmak için kullanılan terminolojiye, materyal ve yöntemlere genel anlamda bir giriş yapılacaktır. Manisa Havzası'nda yürütülen doktora tez çalışması başlıca uzaktan algılama, jeolojik haritalama, yapısal jeoloji, tektonik jeomorfoloji ve paleosismoloji çalışmaları olmak üzere altı ana başlık altında yürütülmüştür.

Doktora çalışması kapsamında, Batı Anadolu'da ve dünyanın farklı bölgelerinde mevcut olan önceki çalışmaların ve teorik veri kaynaklarının elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, öncelikle aktif tektonik ve paleosismolojiyle ilgili kaynaklar araştırılarak bu çalışmada kullanılacak araştırma materyal ve yöntemleri belirlenmiştir. Daha sonra Manisa Havzası ve çevresinde bugüne kadar yapılan jeolojik çalışmalar toplanarak değerlendirilmiş ve sonuçta Manisa Havzası'nın jeolojisiyle ilgili eksik noktalar belirlenmiştir. Aşağıda, öncelikle doktora tezi

kapsamında kullanılan aktif tektonik ve paleosismolojik kavramlar tanıtılacak ve daha sonra Manisa Havzası'nın jeolojik yapısıyla ilgili olarak bugüne kadar yapılmış çalışmalar özetlenecektir.

Jeoloji biliminde, '*Tektonik*' kavramı kısaca yer kabuğunun deformasyonu ile ilişkili olarak gelişen yapıları, süreçleri ve yer kabuğundaki oluşumları temsil eder. Herhangi bir bölgede, jeolojik geçmişte herhangi bir zamanda başlayıp niteliğini değiştirmeksizin günümüzde de süren tektonik rejime '*Neotektonik*', bu döneme de '*Neotektonik dönem*' denilmektedir. Yaygın olarak '*Deprem Jeolojisi*' terimi ile aynı anlamda kullanılmaktadır (Tablo 1.1). Türkiye'de Neotektonik dönem, Arap ve Avrasya levhalarının Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca çarpışması sonrasında, Kuzey Adadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonu'nun oluşmasıyla başlamıştır (Bozkurt, 2001; Dewey ve diğer., 1986; Koçyiğit ve diğer.,2001; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğer., 1987).

'*Aktif Tektonik*' kavramı ise, yeryüzünü şekillendiren ve insan toplulukları üzerinde etki yapan dinamik tektonik süreçleri inceleyen çalışmalar olarak tanımlanmaktadır (Keller ve Pinter, 2002). Bu anlamda, Neotektonik dönem içerisinde yer alan daha sınırlı bir zamanı temsil eder.

'*Paleosismoloji*' terimi farklı kaynaklarda farklı şekilde tanımlanmıştır (Tablo 1.1). Ancak, tüm tanımlamaların bulunduğu ortak nokta; tarih öncesi zamanda meydana gelen depremleri, yer, zaman ve büyüklük bakımından inceleyen bilim dalı olarak kabul edilebilir (McCalpin, 2009). Bu çalışmaların amacı, (1) bölgede devam eden tektonik aktivitenin derecesini ölçmek, (2) bu aktivitenin yersel anlamda etkilerini irdelemek ve (3) fay davranışı ve gelişimini sismolojik ve yapısal anlamda modellemek olarak açıklanabilmektedir (McCalpin, 1996; Solonenko, 1973; Wallace, 1981). Bu amaçlar doğrultusunda, bir fay üzerinde meydana gelen deprem sayısı, deprem yinelenme süresi, son büyük depremden sonra geçen zaman miktarı, kayma hızı, kayma miktarı ve depremin büyüklüğü gibi bazı parametreler araştırılır.

'Tektonik Jeomorfoloji', Tektonik ve jeomorfik süreçler arasındaki etkileşimin bir sonucu olarak ortaya çıkan yeryüzü şekillenmesi çalışmalarını konu alır. Burbank ve Anderson (2001) tarafından topoğrafyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile onu düzleştirmeye çalışan yüzeysel süreçler arasında devam eden sürekli bir çekişme olarak tanımlanmıştır (Tablo 1.1).

'Sismotektonik' kavramı ise, sismik aktiviteler ile tektonik yapının birleştirilmesi ile ortaya çıkan ve bu ikisi arasındaki ilişkiyi çözmeye çalışan bir disiplindir (Tablo 1.1).

Tablo 1.1 Bu çalışmada kullanılan ana terimlerin tanımlamalarının karşılaştırılması (McCalpin 2009'den düzenlenmiştir).

Paleosismoloji	Tarih öncesi zamanda meydana gelen depremleri, yer, zaman ve büyüklük bakımından inceleyen bilim dalıdır (McCalpin, 2009)
	Tarih öncesi depremlerin zamanını, yerini ve büyüklüğünü çalışan bilim dalıdır. Paleosismoloji, her bir deprem ile aniden oluşan yeryüzü deformasyonlarına ve ilgili çökeltilere odaklanması ile deprem jeolojisinin diğer dallarından ayrılır (Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Havacılık ve Uzay Kurumu [USGS], 2012)
	Jeolojinin alt dalıdır. Fayların neden olduğu ötelenmeleri ve tarih öncesinde meydana gelen her bir depremin yaşını ortaya çıkarmak üzere jeolojik kayıtların özelliklerini çalışır (Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Araştırma Konseyi [NRC], 2003).
	Her bir depremi, meydana geldikten onlarca, yüzlerce veya binlerce yıl sonra ayrı ayrı çalışan jeolojik araştırmadır (Aki, 2003; Yeats ve Prentice, 1994).
	Eski depremlerin jeolojik ve jeomorfik kayıtlarının saklandığı yeryüzündeki etkilerini çalışır (Michetti ve diğer., 2005).
Tarihsel Paleosismoloji	Tarihsel dönem depremlere bağlı olarak belirli aktif faylar üzerinde oluşan yüzey kırıklarının uzunluğunu ve ötelenme miktarlarını çalışır (Yeats, 1994).
Deprem Jeolojisi	Genel anlamda, yerkabuğunda meydana gelen depremlerin tarihini, etkilerini ve hareketlerini çalışır. Deprem jeolojisi sıklıkla, gelecek zaman içerisinde meydana gelmesi beklenen ve insan topluluklarını ilgilendiren tektonik hareketleri tanımlamak için kullanılan aktif tektonik terimi ile aynı anlamda kullanılır. Deprem jeolojisinin en önemli yönü, binlerce ve hatta milyonlarca yıl önce meydana gelen çok sayıda depremin oluşturduğu yerkabuğundaki tektonik oluşumları, kıvrımları ve fayları incelemesidir (USGS, 2012)
	Yaygın olarak neotektonik ile aynı anlamda kullanılır (Yeats ve diğer., 1997)

Tablo 1.1 Devamı

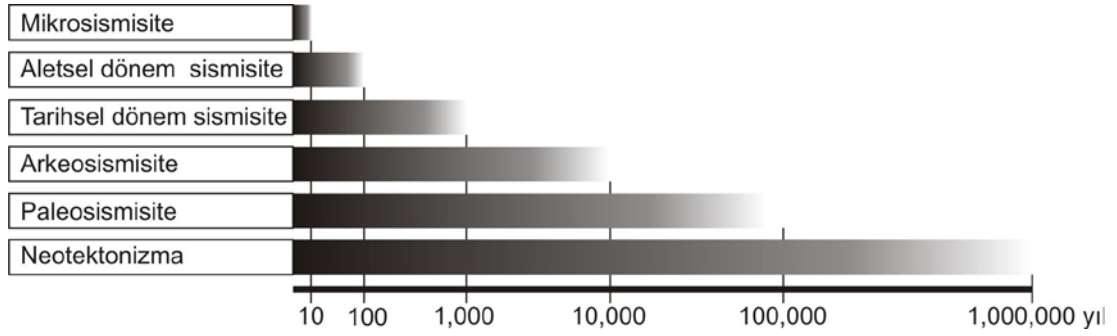
Neotektonik	Yerkabuğunun Miyosen sonrası yapılarını ve yapısal geçmişini inceler (Glossary of Geology, 2012)
Aktif Tektonik	Gelecek zaman içerisinde meydana gelmesi beklenen ve insan toplulukları üzerinde etki yapan tektonik hareketler (Keller ve Pinter, 2002; Wallace, 1986)
Morfotektonik	Daha çok kullanılan ve daha çok tercih edilen eşanlamı 'Tektonik jeomorfoloji' dir (Glossary of Geology, 2012).
Sismotektonik	Deprem sırasında gelişen ve depremleri önceden haber veren süreçleri, depremler tarafından üretilen bölgesel jeolojik yapıları, süreçlerin veya yapıların zamansal ve mekânsal değişimlerini inceleyen tektonik çalışmalarda sismik aktivitenin rolünü çalışır (Glossary of Geology, 2012).
Tektonik Jeomorfoloji	Yer kabuğunun topoğrafik veya morfolojik özelliklerini tektonik anlamda yorumlayan; morfolojinin yüzeyde gelişen erozyon ve çökme süreçlerinden kaynaklanan kökenine nispeten tektonik veya yapısal ilişkileri ve kökeni ile ilgilenir. Daha az kullanılan ve az tercih edilen eşanlamı 'morfotektonik' tir (Glossary of Geology, 2012).
	Topoğrafyayı şekillendirmeye çalışan tektonik süreçler ile onu düzleştirmeye çalışan yüzeysel süreçler arasında devam eden sürekli bir çekişmedir (Burbank ve Anderson, 2001).
Sismik Jeomorfoloji	Sismik jeomorfoloji deprem sırasında veya hemen sonrasında yeryüzünde/yeryüzüne yakın kesimlerde meydana gelen değişimleri/deformasyonları ve bu deformasyonların nedenlerini inceler (Dramis ve Blumetti, 2005; Sözbilir ve diğer., 2009).
Arkeosismoloji	Son birkaç bin yıl içerisinde belirli anlarda meydana gelen, insanlar tarafından inşa edilen yapıları ve insanların yaşadığı ortamlar gibi belirli lokasyonları etkileyen ve dolayısı ile arkeolojik kayıtlar aracılığıyla sırası ayrıntılı olarak çalışılabilen sismik olayları araştırır (Stiros ve Jones, 1996).

Tarihsel dönemde meydana gelen eski depremlere ait önemli veriler arkeolojik kalıntılar üzerinde de gözlenebilmektedir (örn. Akyüz ve Altunel, 2001; Altunel, 1998; Similox-Tohon ve diğer., 2006; Sintubin, 2011; Yönlü ve diğer., 2010). 'Arkeosismoloji', insanlar tarafından inşa edilen antik dönem yapılar üzerindeki eski depremlere ait izleri çalışmaktadır. Son zamanlarda elde edilen eski yıkıcı depremlere ait arkeolojik veriler deprem bilimcilerin dikkatini çekmektedir (örn. Altunel, 1998; Galadini ve diğer., 2006; Jones ve Stiros, 2000; Sintubin, 2011; Stiros ve Jones, 1996). Arkeolojik kayıtlar üç tip deprem verisine göre yapılmaktadır: (1)

Arkeolojik kalıntı aktif bir fay vasıtasıyla yerdeğiştirmelidir (Altunel ve diğer., 2003; Galli ve diğer., 2010; Marco ve diğer., 1997; Meghraoui ve diğer., 2003; Sintubin, 2011; Yönlü ve diğer., 2010). (2) Yer sarsıntısı veya yer çöküntüsü ile ilişkili bir yıkım veya deformasyon katmanının içerisinde bulunan kalıntılar ve insan yapımı eserler depremin etkili olduğu zaman diliminin yaşlandırılması için kullanılabilir. (3) Antik dönem binalar ve diğer insan yapımı yapılar çoğunlukla yer sarsıntısı ile ilişkili antik sismik zararların göstergesi olarak çalışılabilir (Sintubin, 2011). Günümüze kadar korunabilen arkeolojik yapıların oluşum zamanları göz önüne alındığında, arkeosismisite teriminin son 10.000 yılı temsil ettiği kabul edilmektedir (şekil 1.3).

İnsanoğlu M.Ö. 3500 yıllarında yazının bulunmasından sonra meydana gelen sismik hareketleri ve yaşanan olayları kayıt altına almaya başlamıştır. Özellikle son 1000 yıllık süreçte daha ayrıntılı olarak tutulan kayıtlar, tarihsel dönem deprem kayıtları olarak tanımlanmaktadır. Gelişen teknoloji ile son yüzyıl içerisinde meydana gelen depremler sismometre gibi aletsel ekipmanlarla kayıt edilmeye başlanmıştır. Bu dönemde, Richter ölçeğine göre kaydedilen sismik etkinlikler aletsel dönem sismisite verileri olarak tanımlanmaktadır. Bu ölçümler hem sayısal hem de grafik verilerden oluşmaktadır.

Son yıllarda kaydedilen küçük depremlerin, yüksek kalitedeki yansıma, manyetik, gravite ve batimetri verileri ile beraber lokasyon, büyüklük ve kaynak mekanizmalarının elde edilmesi gözlemlenen kaynak fayların karakterlerinin, geometrilerinin ve güncel aktivitelerinin anlaşılması bakımından büyük önem taşımaktadır. Gerilim analizi, odak mekanizması ve sismisiteyi kullanan mikrosismisitenin, son 10 yıllık periyodu temsil ettiği kabul edilmektedir (şekil 1.3).



Şekil 1.3 Paleodeprem çalışmalarında kullanılan farklı disiplinlerin yaygın olarak kabul edilen kronolojik dağılımı (Caputo ve Helly, 2008; Levret, 2002).

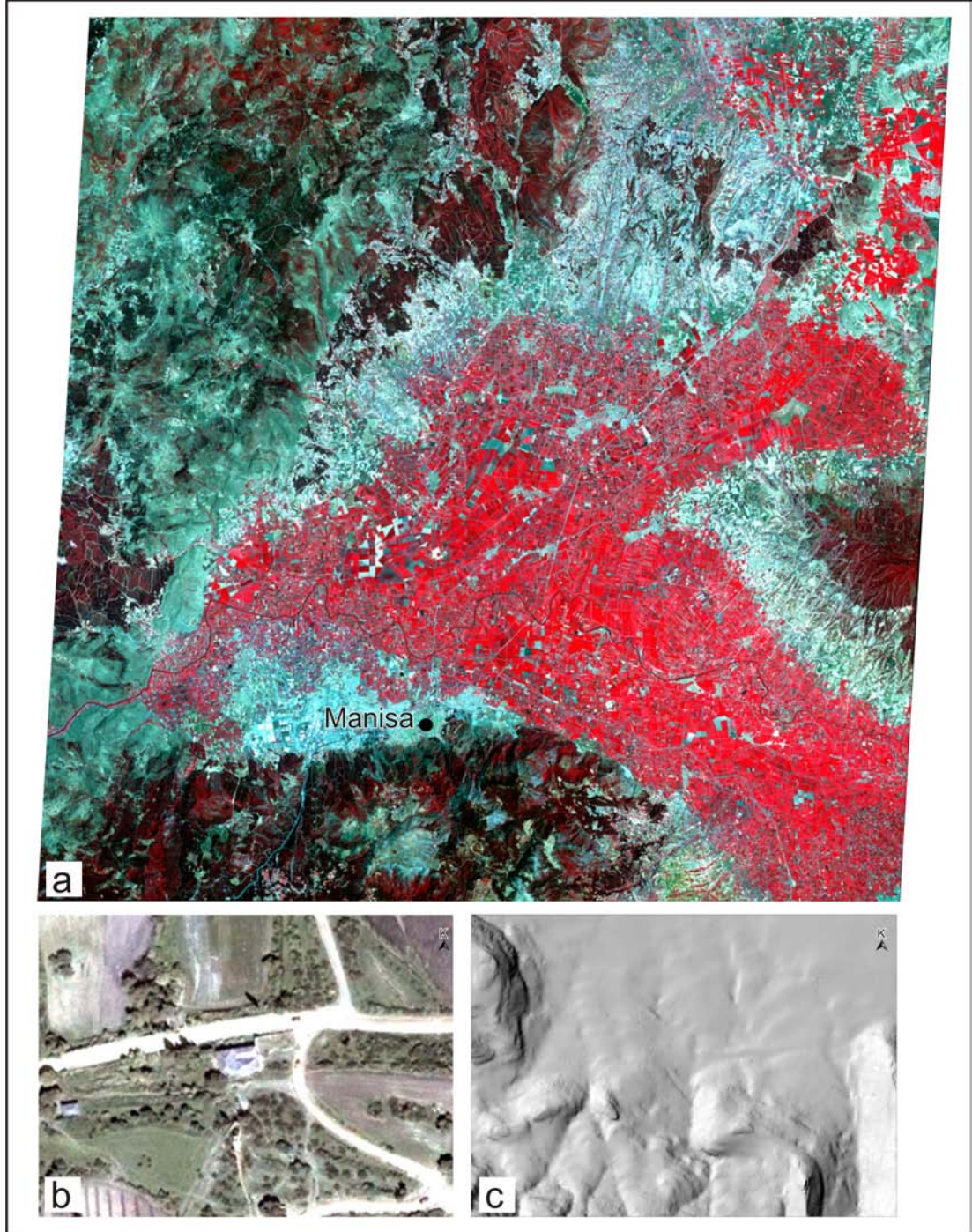
1.3.1 Uzaktan Algılama Çalışmaları

Uzaktan algılama, gerekli donanıma sahip uydu ve uçaklardan, belirli bir mesafeden yapılan yeryüzünü gözleme ve tanımlama teknolojisidir. Jeolojik çalışmalarda yeryüzü şekillerinin incelenmesi, doğal afetler, yapısal jeoloji ve doğal kaynakların incelenmesi gibi önemli kullanım alanları bulunmaktadır (Sümer ve diğer., 2006). Bu teknoloji sayesinde arazi çalışmalarına başlamadan önce çalışma yapılacak alanı gözlemlene fırsatı oluşmaktadır. Bu çalışma kapsamında yapılan uzaktan algılama çalışmalarında uydu görüntüleri ve sayısal yükseklik modelleri kullanılmıştır. Manisa Havzası üzerinde yürütülen tez çalışması öncesinde kolaylık ve zaman kazandırması amacı ile bölgesel çalışmalar için ASTER (3A Level 1) (Şekil 1.4a); ayrıntılı çalışmalar için çözünürlüğü yüksek Quickbird (Standart Pansarphened) uydu görüntüleri (Şekil 1.4b) satın alınmıştır. Bölgesel çalışmalarda, SRTM (Shuttle Radar Terrain Mission) verileri ile ayrıntılı çalışma gerektiren yersel alanlar için de ayrıntılı ölçekte üretilen sayısal yükseklik modelleri kullanılmıştır (örn. Şekil 1.4c).

1.3.1.1 Uydu Görüntüleri

ASTER, (ileri uzaydan gözlem ile termal yayılım ve yansıma radyometresi) NASA'nın (Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi) uydusu olan Terra üzerine monte edilmiştir ve ileri düzeyde multispektral görüntüleyicidir. Geniş bir spektral kapsama, yüksek alansal çözünürlüğe sahip, görünür kızılötesi, kısa dalga kızıl ötesi ve termal kızıl ötesi spektral alanına sahiptir. Herbir ASTER görüntüsü 60x60

km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Alansal çözünürlüğü dalga boylarına göre değişiklik sunar. Buna göre, görünür ve yakın kızıl ötesi (VNIR) 15 m, kısa dalga kızıl ötesi (SWIR) 30 m ve termal kızıl ötesi (TIR) 90 metredir (Abrams, 2000; Abrams ve Hook, 2002).



Şekil 1.4 a) ASTER uydu verisinden elde edilen Manisa Havzası görüntüsü. Görüntüde kara alanları VNIR bantları kullanılarak yapay renge çevrilmiştir, b) Manisa Fay Zonu'nun batı bölümüne ait

Quickbird uydu görüntüsü. c) Manisa Fay Zonu'nu batı bölümünde oluşturulan sayısal arazi modeli verisinin kabartma filitresi uygulandıktan sonraki görüntüsü.

Bu teknoloji sayesinde, çalışma yapılacak bölgenin topografyası, bitki örtüsü, yolları ve yerleşim alanları gibi unsurlar önceden analiz edilerek daha denetimli bir arazi çalışma planlaması yapılmıştır. Jeolojik anlamda ise, yapısal jeoloji, tektonik jeomorfoloji ve haritalama ön çalışmalarında Aster uydu görüntüsü kullanılmıştır. Özellikle paleosismoloji çalışmaları öncesinde yapılan hendek yeri belirleme, tektonik jeomorfoloji çalışmaları sırasında kullanılan akış sistemlerinin tanımlanması ve diğer alan çalışmaları kapsamında 0.6 metre çözünürlüklü Quickbird uydu görüntüleri ve Google Earth™ programı kullanılmıştır.

Bu görüntüler ile çalışma alanında gözlenen kayaç tiplerinin, çizgisel gidişli yapıların, alüvyal yelpaze geometrisinin, üçgen yüzeylerin, aksenal nehirin, drenaj havzalarının, yanal yönde ötelenen derelerin ve sırtların (tektonik jeomorfoloji) tanımlanması mümkün olabilmektedir. Bununla beraber, jeomorfik indislerin analizi sırasında gerekli olan dere uzunluğu, vadi tabanı genişliği ve akarsu kanallarının yanal ötelenme miktarları gibi sayısal hesaplamalarda (morfometri) kolaylık sağlamıştır.

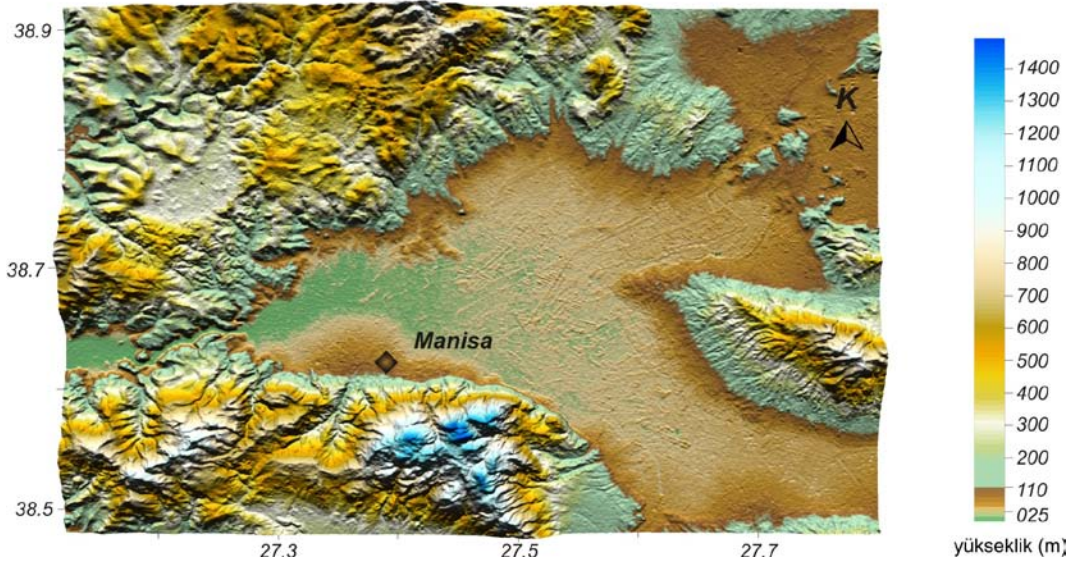
1.3.1.2 Sayısal Yükseklik Modeli

Günümüzde, Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) yerbilimleri çalışmalarında etkin bir araç olarak kullanılmaktadır. Bu modellerle çalışma yapılan alanın güncel morfolojisi üzerinde üç boyutlu olarak çalışılabilmektedir. Örneğin, tavan blok üzerinde havzaya doğru tabanı kazıyarak akan dere kanalları ve bu kanalların taşıdıkları malzemeleri dağ önlerinde biriktirmeleri ile gelişen alüvyal yelpazelerin, dağ önlerini denetleyen çizgisel gidişli aktif fayların oluşturduğu morfoloji sayısal arazi modelleri üzerinde üç boyut teknolojisi ile tanımlanabilmekte ve sayısal ölçümler yapılabilmektedir. Ayrıca, bu modeller üzerinde dijital ortamda topografik kesit alınabilmekte ve sayısal yükseklik modelleri oluşturulabilmektedir.

SYM oluşturmak için birçok değişik yöntem kullanılmaktadır. Son yıllarda özellikle ERS-1, ALMAZ, JERS-1 gibi aktif algılayıcı uydulara veya özel donanımlı hava araçlarına ait (TOPSAR) radar görüntüleri üzerinden (Graham, 1974; Massonet,1993; Zebker ve Goldstein, 1986) SYM oluşturmaya yönelik yöntemler geliştirilmiştir. Ancak, bu yöntemlerle kıyaslandığında, hem çok daha az teknik donanım gerektirmesi, hem veri kaynağının kolay temin edilmesi sebebi ile SRTM verileri kullanılmaya başlanmıştır. 2000 yılında, NASA tarafından fırlatılan SRTM (Mekik Radar Topoğrafya Görevi) uzay mekiği, yaklaşık 60° kuzey ve güney enlemleri arasındaki tüm karasal alanları tarayarak sayısal yükseklik verisi toplamıştır ve bu verileri kullanıcılar ile paylaşmıştır. SYM elde etmek amacı ile jeologlar tarafından sıklıkla kullanılan ve konumsal çözünürlükleri 3" ve 30" olan SRTM3 ve SRTM30 verileri, bir uzay mekiğine yerleştirilen radar algılayıcıları ile elde edilen yeryüzüne ait sayısal yükseklik verilerinden oluşmaktadır (Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi/Jet İtiş Gücü Laboratuvarı [NASA/JPL], 2005).

Bu çalışma sırasında, SRTM verilerinden elde edilen sayısal yükseklik modelleri (ölçek < 1/50. 000), yapısal jeoloji, tektonik jeomorfoloji ve havza analizi gibi bölgesel ölçekli çalışmalarda kullanılmıştır (Şekil 1.5). Ancak, ayrıntılı olarak çalışılan bazı yerbilimleri uygulama alanlarında SRTM verilerinin alansal çözünürlüğü yetersiz kalmaktadır. Bu nedenle, kritik alanlar için, 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanılarak sayısallaştırma yapılmış ve bu alanların ayrıntılı sayısal yükseklik modelleri üretilmiştir (Şekil 1.4c). Topoğrafik haritaların sayısallaştırılması ile SYM üretilmesi yaygın şekilde tercih edilen bir yöntemdir. Söz konusu herhangi bir yöntemle oluşturulan sayısal arazi modellerinden itibaren, yerbilimlerinde jeofizik, jeoloji, hidroloji ve diğer disiplinlere yönelik çok değişik amaçlı çalışmalar yapılabilmektedir. Değişik ölçekli topoğrafik haritalardan arzu edilen herhangi bir çözünürlükte SYM üretmek mümkündür. Başka bir deyişle, 1:500,000 ölçekli bir haritadan da, 1:25,000 ölçekli bir haritadan da matematiksel olarak 50 m, 100 m, 200 m, 500 m gibi piksel çözünürlüklü SYM üretilmektedir (Köse, 2000).

Topografik paftalardaki eşyükseklik eğrilerinin laboratuvar ortamında sayısallaştırılması ile oluşturulan SYM'in mümkün olan en az hata ve doğru ölçek tabanında doğru çözünürlük seçimiyle üretilebilmesi için bir ön çalışma yapılmıştır. Bu ön çalışma sırasında, sayısal arazi modeli oluşturulacak topografik haritalar üzerindeki eş yükseklik eğrilerinin belli değerleri renklendirilmiştir. Bunun amacı, sayısallaştırma sırasındaki kontur takibini kolaylaştırmaktır. Renklendirilen haritalar bilgisayar ortamına aktarılmış ve Surfer programında sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırmalarda, oluşturulacak SYM'lerin alansal kayıplarını en aza indirmek için UTM (Universal Transverse Mercator) koordinat sistemi kullanılmıştır. Ayrıca, sayısallaştırma sırasında, değişik ölçekli tüm haritalar için sayısallaştırıcı tablet nokta giriş aralığı sabit tutulmuş, böylelikle de oluşturulan X, Y, Z (UTM boylam, UTM enlem, yükseklik) formatlı ham veri dosyalarının ölçek bağlamında göreceli dokusal ilişkileri, oluşturulacak SYM dosyalarında korunmuştur.



Şekil 1.5 SRTM verileri ile Manisa Havzası için oluşturulan sayısal yükseklik modeli (Görüntüde yapay ışığın kuzeyle yaptığı açı: 0, yer normali ile yaptığı açı: 45, dikey abartı katsayısı:3 olarak alınmıştır).

Uydu görüntülerinin yorumlanması ve SYM kullanımı ile çalışma alanında şu konularda çalışmalar yapılmıştır:

(1) Yüzey faylanması ve ilgili yeryüzü şekilleri, (2) Faylanma ile ilişkili Kuvaterner havza çökellerinin yayılım alanları, (3) Erozyonal yüzeyler, çökme yüzeyleri (alüvyal ve flüviyal taraçalar). (4) Fay sınıflaması için kullanılabilen çizgisel (segmentasyon) ve düzlemsel (üçgen yüzeyler) işaretler. (5) Jeomorfik göstergelerin tanımlanması. (6) Morfometri. (7) Paleosismolojik (taze fay sarplıkları, kırıklar, faylanma denetimli heyelanlar) ve arkeosismolojik (antik ve tarihi dönem yapıların lokasyonları ve üzerindeki deformasyonlar) verilerin saklanabileceği uygun alanların belirlenmesi.

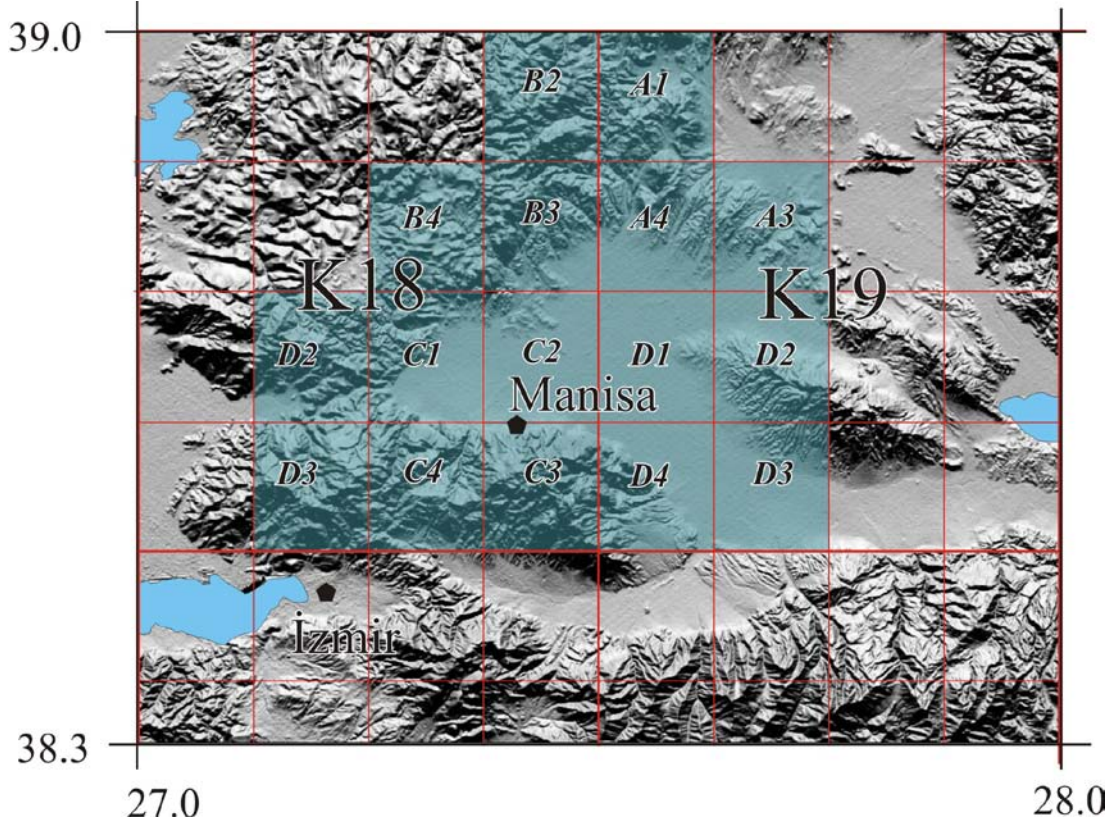
1.3.2 Jeolojik Haritalama Çalışmaları

Bu çalışmalar kapsamında, Manisa Havzası'nda yüzeyleyen birimlerin ve yapısal unsurların 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasının yapılması amaçlanmıştır. Jeoloji haritaları, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden temin edilen 1/25000 ölçekli topografik haritalar üzerine işlenmiştir. Bu kapsamda Manisa Havzası'nı kapsayan 16 adet topoğrafik harita üzerinde çalışılmıştır. Bu haritalar, İzmir K18 b2, b3, b4, c1, c2, c3, c4, d2, d3 ve İzmir K19 a1, a3, a4, d1, d2, d3, d4 isimli 1/25000 ölçekli topografik haritalardan oluşmaktadır (Şekil 1.6).

Jeolojik haritalama çalışmaları ile, (1) bölgede yüzeyleyen birimlerin litolojik özelliklerinin belirlenmesi, (2) belirlenen alanlarda havza çökellerinin ölçülü sedimantolojik/stratigrafik kesitlerinin alınması, (3) havza çökellerinin birbirleri ile olan stratigrafik ilişkilerinin belirlenmesi, (4) bu çökelleri denetleyen yapısal hatların tanımlanması ve kinematik özelliklerinin belirlenmesi, (5) gözlenen fay ilişkili yapıların ayrıntılı analizleri ve tanımlanmaları, (6) bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin anlaşılmasına yardımcı olacak jeolojik kesitlerin alınması, (7) paleosismoloji çalışmaları için uygun alanların belirlenmesi çalışmaları eş zamanlı olarak yürütülmüştür. Haritalama sırasında elde edilen veriler ile literatür ve uzaktan algılama çalışmaları ile toplanan veriler karşılaştırılarak denetlenmiştir.

Bölgede haritalanan havza dolgu çökellerini temsil eden stratigrafi birimleri, litostratigrafi (kaya stratigrafi) öğelerine göre tanımlanmış ve yöntemli kaya birimi

adlama koşullarına göre adlanmıştır (Norman ve diğer., 1986). Kuvaterner çökeller için yapılan tortul doku tanımlamaları ve sınıflamaları, Udden ve Wentworth tane boyu sınıflamasına (Pettijohn ve diğer., 1972; Udden, 1898; Wentworth, 1922) göre yapılmıştır.



Şekil 1.6 Manisa Havzası'nda jeolojik haritalama yapılan topografik haritaların SYM üzerindeki yerlerini gösteren indeks harita.

Tortul doku parametreleri ve tane boyu sınıflaması geç Pleyistosen-erken Holosen yaşlı Emlakdere Alloformasyonu'nun tümsel stratotipi için uygulanmıştır. Bu kapsamda, birimin alt sınırından başlayarak üst sınırına kadar, birimin tüm fasiyes özelliklerini yansıtan ölçülü stratigrafik kesit alımı yapılmıştır. Kesit ölçümü sırasında birimin katman doğrultularına dik yönde ilerlenerek, birim içerisindeki sedimanter fasiyesler, Blikra ve Nemec (1998) tarafından tanımlanan kolüvyal fasiyes sınıflamasına göre yapılmıştır.

1.3.3 Yapısal Jeoloji Çalışmaları

Bu başlık altında yapılan çalışmalar, arazi çalışmaları sırasında saptanan faylara ait fay düzlemleri üzerinde belirlenen kinematik göstergelerin tanımlanması, ölçülmesi ve elde edilen sayısal verilerin yorumlanmasını amaçlamaktadır.

Bu çalışmalar kapsamında, (1) fay segmentlerinin uzunluğu, (2) fay zonlarının genişliği ve etki alanı, (3) fayların atım miktarı ve atım miktarının yanal ve düşey yöndeki değişimi, (4) fay geometrisinin belirlenmesi ve segmentasyon tanımı, (5) fay yüzeylerinin doğrultu-eğiminin ve fay yüzeyindeki rake (yatım açısı, pitch açısı) açılarının ölçümü, (6) fay yüzeylerindeki deformasyon yapılarının ayrıntılı incelenmesi, (7) fay yüzeyinde ve stratigrafik anlamda faylarda reaktivasyona işaret eden verilerin tanımlanması, (8) diri faylanmayı belgeleyen jeolojik-jeomorfolojik parametrelerin tanımlanması, (9) diri fay önü tortullarının geometrisi ve istifsel değişimi, (10) diri faylardaki kırılma evrelerinin saptanması, (11) tavan-taban blok deformasyon özelliklerinin belirlenmesi çalışmaları eşzamanlı olarak yürütülmüştür. Elde edilen veriler bölgesel ölçekte Batı Anadolu tektoniği ile karşılaştırılmıştır.

Yapılan arazi çalışmalarında, bölgenin kinematik özelliklerini ve gerilme rejimi geçmişini belirlemek amacı ile KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylar üzerinde kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Fay yüzeyi üzerindeki hareketin yönü ve fayın reaktivasyonu, fay olukları (corrugations), ridel makaslamaları, sağ veya sol basamaklar, fay çizikleri ve fay kertikleri gibi fay yüzeylerindeki kinematik göstergeler kullanılarak tespit edilmiştir. Farklı fay setlerinin bağlı yaşları, birbirini kesen-kesilen yapı ilişkisine göre yapılmıştır. Fay yüzeyi verileri Angelier'in gerilme terslenme yöntemi (Angelier, 1984; 1991; 1994) ve Hardcastle ve Hills (1991) tarafından geliştirilen program kullanılarak incelenmiştir. Fayın masif karbonatlı temel kayaları Kuvaterner kolüvyumdan ayırdığı düzlemler düz, cilalı ve çizikli kayma yüzeyleri ile karakteristiktir. Fay düzlemi ölçümlerinden dört bileşenli gerilim tensörü elde edilmiştir. Bunlar, üç asal gerilim ekseninin doğrultuları ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) ve asal gerilme eksenleri için aksenal oran (ϕ) ile açıklanan göreceli büyüklüklerdir; $\phi = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ ve $0 < \phi < 1$ 'dir (Angelier, 1994). Gerilme rejimi, bunlardan

hangisinin düşey düzlemde olduğuna göre yapılmaktadır. En büyük asal gerilme eksenini (σ_1) düşey düzlemdeyken genişlemeli, ortaç asal gerilme eksenini (σ_2) düşey düzlemdeyken doğrultu atımlı ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) düşey düzlemdeyken sıkışmalı tektonik rejimden bahsedilmektedir. Delvaux ve diğer. (1997) gerilme rejiminin 0 ile 1 değerleri arasında değişen gerilim oranının fonksiyonuna bağlı olarak değiştiğini önermektedir: dairesel genişleme ϕ_1 düşeyde, $0 < \phi < 0,25$), saf genişleme ϕ_1 düşeyde, $0,25 < \phi < 0,75$), transtansiyon (σ_1 düşeyde, $0,75 < \phi < 1$ ya da σ_2 düşeyde, $1 > \phi > 0,75$), saf doğrultu atımlı ϕ_2 düşeyde, $0,75 > \phi > 0,25$), transpresyonel (σ_2 düşeyde, $0,25 > \phi > 0$ ya da σ_3 düşeyde, $0 < \phi < 0,25$), saf sıkışma ϕ_3 düşeyde, $0,25 < \phi < 0,75$) ve dairesel sıkışma (σ_3 düşeyde, $0,75 < \phi < 1$).

Manisa Havzası'ndaki faylarda reaktivasyona ait veriler, kıtasal kabuk ölçeğindeki ana fay zonları üzerinde saptanmış reaktivasyon verileriyle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir (Hills 1961; Watterson 1975; White ve diğer., 1986). Bellahsen ve Daniel (2005)'e göre, önceki zayıflık zonlarının reaktivasyonu ve bunların doğrultusu; (1) ana fayın doğrultusunun zaman içerisindeki dağılımının evrimini, (2) aktarım fay zonlarının geometrilerini, (3) küçük ölçekli faylanmaların geometrilerini ve (4) fay denetimli havzaların ve çökelme alanlarının geometrisini ve lokasyonunu denetlerler. Fay/uyumsuzluk ilişkilerini ortaya koyan stratigrafik ölçütler; birbirlerini üzerleyen yapılar gibi kinematik geçmişteki olayları yansıtan yapısal ölçütler; tekrarlanma ile ötelenen jeomorfolojik özellikler, yüzeydeki fay izi denetiminde izlenen jeomorfolojik ölçütler gibi jeolojik kayıtlardaki faylarda reaktivasyonu tanımlayan çeşitli karşılaştırma setleri ayrıntılı olarak örneklerle açıklanmıştır (Holdsworth ve diğer., 1997). Leloup ve diğer. (1995) ve Lin ve diğer. (1998) bu gibi faylardaki yüzey deformasyonlarının genellikle önceki zayıflık zonlarının reaktivasyonları şeklinde geliştiğini ileri sürmektedir. Bununla beraber bu konuda yapılan çok sayıda analog modelleme çalışmaları da aynı noktaya işaret etmektedir. (örn. Bellahsen ve Daniel, 2005; Dubois ve diğer., 2002; Viola ve diğer., 2004). Faylarda reaktivasyon iki tip tektonik terslenme ile sonuçlanır: (1) sıkışmalı terslenme, burada litosferik açılma, sıkışma ile reaktive olur ve (2) açılmalı terslenme, burada litosferik kısılma açılmalı reaktivasyona neden olur ve bu önemli

bir jeodinamik süreç olarak çok sayıda örneklerle tanımlanmıştır (Ranalli, 2000; Ziegler ve diğer., 1998). Malavieille ve diğer. (1990)'ne göre, önceki sıkışmalı yapıların, çarpışma sırasındaki ve sonrasındaki açılmalı reaktivasyonu Alp dağ kuşakları üzerinde önemli bir rol oynar (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Martin ve diğer., 1998). Buna ek olarak, Batı Anadolu baskın olarak D-B uzanımlı aktif normal faylar (tipik olarak maksimum uzunlukları 15–25 km arasında değişir) ve KD-GB uzanımlı aktif doğrultu atımlı fayların baskın olduğu sıkışma sonrası açılma bölgesi için iyi bir örnektir (Bozkurt, 2001; Dewey ve Şengör, 1979; England, 2003; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Jackson ve McKenzie, 1988; Kaymakçı, 2006; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Lenk ve diğer., 2003; Seyitoğlu ve Scottt, 1991; Sözbilir, 2005; Şengör, 1987; Şengör ve diğer., 1985; Şengör ve Yılmaz, 1981). Batı Anadolu'da gerçekleştirilen ve yukarıda atıf yapılan araziye ilişkin çok sayıdaki çalışmada, fay setleri üzerindeki kayma yüzeylerini niteleyen kinematik analizler yapılmamıştır. Bu nedenle, bahsedilen fay segmentleri üzerindeki reaktivasyonlar ihmal edilmiş veya çoğunlukla değerlendirilmemiştir. Bu çalışmada, Gediz grabeni batı kesimi ile doğrultu atımlı faylarca baskın İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'na bağlandığı batı ucu boyunca gelişen gerilme değişimlerinin etkisinde oluşan reaktive fay segmentleri çalışılmış ve tanımlanmıştır. Bu zon, KB-GD uzanımlı normal faylar ile beraber gelişen KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların reaktivasyonunu içermektedir. Bununla beraber, yapılan çalışmalar Manisa Fay Zonu'nun batı bölgesindeki reaktivasyon ölçütüne odaklanmıştır. Bu kapsamda, stratigrafik ve yapısal ölçütler ışığında; Manisa Havzası'nda reaktivasyona işaret eden zonun tektonik evrimi tartışılmıştır. Manisa Havzası'nda yapılan ayrıntılı arazi çalışmaları, bölgede Neojen'den günümüze kadar olan gerilme rejimindeki terslenmelere de işaret etmektedir.

1.3.4 Tektonik Jeomorfoloji Çalışmaları

Bu çalışmalar, Manisa Havzası'nın güncel jeomorfolojik yapısının ve bu yapının aktif tektonizma ile ilişkisinin yorumlanabilmesi amacıyla, jeomorfolojik göstergelerin tanımlanması ve jeomorfolojik indislerin hesaplanması ile sınırlıdır. Bu kapsamda 1/25000 ölçekli topografik haritalar (Bölüm 1.2.3) ve uzaktan algılama

yöntemleri (Bölüm 1.2.2) kullanılarak bölgenin jeomorfolojik yapısının ve bu yapıların sayısal değerlerinin elde edilmesi (morfometri çalışmaları) amaçlanmıştır.

Manisa Fay zonu boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmalarından elde edilen jeomorfolojik gösterge ve jeomorfik indis verileri, **Dağönü** ve **Drenaj Havza Analizi** olmak üzere iki altbaşlık altında sunulmuştur. İlk bölümde dağönü ile temsil edilen MFZ boyunca incelenen dağönü sinüslüğü (S_{mf}) ve üçgen yüzeyler sunulmuştur. İkinci bölümde ise, tavan blok (Manisa Havzası) ve taban blokta (Spildağı Yükseltisi) yeralan drenaj havzalarının incelemeleri anlatılmıştır. Bu incelemeler; aksenel nehirin akış modeli, kanal sinüslüğü ve kanal eğimi, nehrin göçü (Tavan blok) ve vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), hipsometrik eğri, hipsometrik integral (HI) (Taban blok) ve faylanma ilişkili havza deformasyonlarının incelenmesi şeklindedir. Böylece MFZ ve bu zonun ayırdığı iki blok üzerindeki deformasyonlar bağımsız olarak yorumlanmıştır.

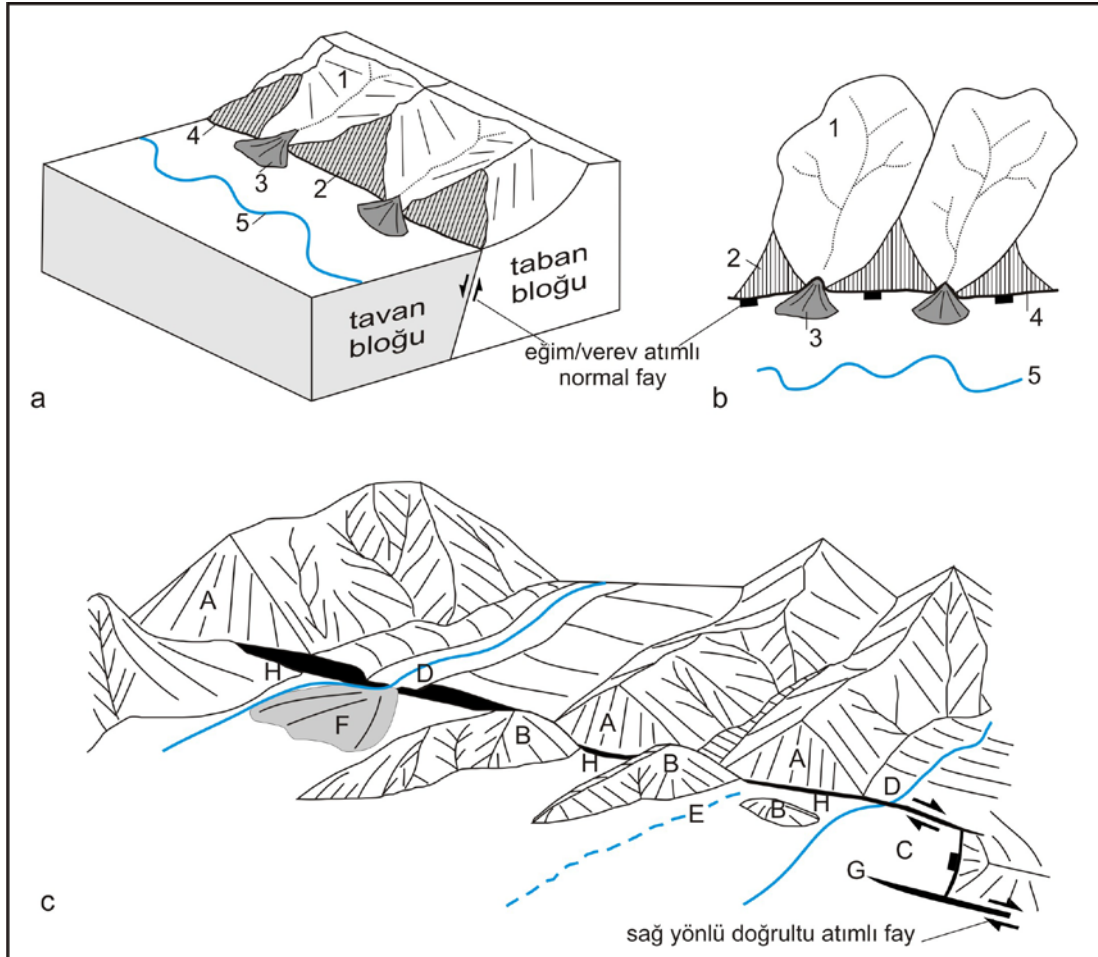
1.3.4.1 Jeomorfolojik Göstergeler

Tektonizma ve jeomorfolojik süreçlerin etkileşimiyle meydana gelen tektonik jeomorfoloji, aktif tektonik çalışmalarında sıklıkla kullanılan bir yöntemdir. Bu çalışmalar ile yeryüzü şekillerinin oluşum ve gelişim evreleri belirlenebilmekte, bu evreleri denetleyen tektonik yapıların aktiflik derecesi değerlendirilebilmektedir.

Eğim/verev atımlı normal fay zonları üzerinde gözlenen jeomorfolojik göstergeler başlıca dağönü çizgiselliği, üçgen yüzey (ütüaltı yapısı), drenaj havzaları, alüvyal yelpaze, aksenel nehir olmak üzere beş tanedir (Şekil 1.7 a ve b) (Burbank ve Anderson, 2001; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer 1986; Schumm ve diğer., 2002).

Doğrultu atımlı fay zonları üzerinde ise, ötelenen dere ve sırtlar, terk edilmiş eski dere kanalları, fay sarplıkları, fay zonunun sığradıkları alanlardaki yersel gerilim yönüne bağlı olarak gelişen çek-ayır havzaları, çizgisel gidişli vadiler ve alüvyal yelpazeler gibi jeomorfolojik göstergeler bulunmaktadır (Şekil 1.7c) (Burbank ve

Anderson, 2001; Keller ve Pinter, 2002). Doktora tez alanında tespit edilen bu göstergelerin analizleri ve bölgedeki aktif tektonizma üzerindeki rolü Tektonik Jeomorfoloji bölümünde (Bölüm Üç) ayrıntılı olarak anlatılmıştır.



Şekil 1.7 Eğim/verev atımlı normal faylanmalar ile denetlenen dağ önlerinde gözlenen jeomorfolojik indisleri gösteren a) blok diyagram ve b) harita ifadesi. 1: drenaj havzası, 2: üçgen yüzey, 3: alüvyal yelpaze, 4: dağönü çizgiselliği, 5: eksenel nehir. c) Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar ile ortaya çıkan morfolojik özellikler. A: fay sarplığı, B: ötelenen sırt, C: çek-ayır havzası, D: ötelenen dere, E: terk edilmiş dere kanalı, F: alüvyal yelpaze, G: genişlemeli sağa sıçrama geometrisi, H: çizgisel gidişli vadi.

1.3.4.2 Jeomorfik İndisler ve Morfometri

Yeryüzü şekillerinin aktif tektonik özellikleri, morfometri denilen yöntem ile ölçülebilmektedir. Morfometri kısaca, belirlenen yeryüzü şekillerinin ölçülerek sayısal değerlerinin hesaplanmasıdır (Keller ve Pinter, 2002). Spildağı Yükseltisi

dağönünün tektonik aktivitesinin hesaplanması amacı ile Manisa Fay Zonu ile sınırlanan dağönü boyunca, aksel nehir modeli ve göçü, üçgen yüzey (ütüaltı yapısı) geometrisi (yükseklik, eğim, uzunluk oranları) ve üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s), dağönü sinüslüğü (S_{mf}), vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), hipsometrik eğri (alan-yükseklik ilişkisi) ve hipsometrik integral (HI) gibi jeomorfik indislerin sayısal ölçümleri ve jeomorfik analizleri yapılmıştır. Kullanılan yöntemlerin ayrıntıları aşağıda özetlenmiştir.

1.3.4.2.1 Dağönü Sinüslüğü (S_{mf}). Bull (1977) tarafından aşağıdaki eşitlik ile tanımlanmıştır (Tablo 1.2).

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

Burada, L_{mf} dağönü boyunca ani topografya değişimi ile oluşan çizgiselliğin toplam uzunluğudur. Ölçüm ile vadi önlerindeki belirgin kırılmalar da hesaba katılır. L_s ise, dağönünün düz bir çizgi boyunca uzunluğundan ibarettir. Bu indis dağönü boyunca meydana gelen tektonik aktivitenin oranını ölçmek için kullanılır (Bull, 2007; Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003). Aktif dağ önlerinde meydana gelen yükselmeler, doğal olarak erozyonal süreçlere karşı baskındır. Bundan dolayı, daha düşük S_{mf} değerleri daha düz dağ önleri ile tipiktir. Tektonik olarak daha az aktif dağ önleri ise, baskın olan erozyonal süreçler ile düzensiz ya da daha yüksek S_{mf} değerlerine sahiptir. Bazı çalışmalara göre, 1.4'ten daha az S_{mf} değerleri, tektonik olarak aktif dağ önlerine işaret etmektedir (Keller, 1986; Pérez-Peña ve diğer., 2010; Silva ve diğer., 2003).

1.3.4.2.2 Üçgen Yüzey (Ütüaltı yapısı). Dağönü boyunca gelişen üçgen yüzey yüzdeleri, iyi tanımlanmış üçgen yüzeylerin dağönü boyunca oranını tanımlamaktadır (Tablo 1.2). (Ramirez-Herrera, 1998). Yüzeylerin toplam uzunluğunun (L_f) dağönünün düz bir hat boyunca olan uzunluğuna (L_s) oranı Wells ve diğer. (1988) tarafından aşağıda verilen eşitlik ile tanımlanmıştır:

$$\text{Üçgen Yüzey yüzdesi} = L_f/L_s$$

Yüksek üçgen yüzey yüzdesi tektonik olarak aktif dağ önlerine işaret etmektedir (Ramirez-Herrera, 1998; Wells ve diğer., 1988). Ayrıca, Manisa Fay Zonu'nun her üç bölümündeki dağönü boyunca gelişmiş olan üçgen yüzey eğimi, üçgen yüzey yüksekliği, üçgen yüzey eğimi/üçgen yüzey yüksekliği oranı ve üçgen yüzeyin dağ önündeki uzunluğuna ait dağılımlar histogram yöntemi kullanılarak karşılaştırılmıştır. Değerler 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar ve 0.6 m çözünürlüğe sahip QuickBird pan-sharpened uydu görüntüleri kullanılarak ölçülmüştür. Üçgen yüzey yüksekliği, dağönündeki sarplığın tabanı ile üçgen façetanın tepe noktası arasındaki yükseklik farkı olarak hesaplanmıştır. Ortalama üçgen yüzey eğimi, üçgen yüzey yüksekliğinin, üçgen yüzey tepe noktası ile sarplığın tabanı arasındaki yatay mesafeye oranı ile hesaplanmıştır (örn. Petit ve diğer., 2009).

1.3.4.2.3 Aksenal Nehir. Çalışma alanındaki drenaj ağı, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar ve bu haritalardan üretilen sayısal yükseklik modeli kullanılarak hazırlanmıştır (Bölüm 1.2.2 ve 1.2.3). Belirlenen nehir göçünün tanımlanması amacı ile Google Earth™ tarafından arşivlenen uydu görüntüleri ve 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanılarak mendereslerin kesilmesi ile oluşan atnalı şekilli kanal (oxbow) yapılarının ve diğer eski nehir kanallarının güncel nehir yatağına göre pozisyonları ölçülmüştür.

Kanalların eğim değerlerinin hesaplanmasında aşağıda verilen eşitlik kullanılmıştır (Tablo 1.2),

$$\text{Eğim (oran)} = \text{yükseklik farkı/mesafe}$$

'Yükseklik Farkı' eğim değerleri hesaplanmak istenen akarsu kanalının iki noktası arasındaki yükseklik farkını temsil etmektedir. 'mesafe' ise bu iki nokta arasındaki kanalın uzunluğunu temsil etmektedir (örn. Keller ve Pinter, 2002).

Menderesli nehrin sinüslük oranı ise, belirlenen iki nokta arasındaki kanal uzunluğunun bu noktalar arasındaki en yakın yatay mesafeye oranı ile elde edilmektedir (Keller ve Pinter, 2002) (Tablo 1.2).

Kanal Sinüslük Oranı = kanal uzunluğu/yatay mesafe (Keller ve Pinter, 2002).

1.3.4.2.4 Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f). U-şekilli düz tabanlı vadiler (nispeten yüksek V_f değerlerine sahiptir) ile V-şekilli vadiler (nispeten düşük V_f değerlerine sahiptir) arasındaki farklılıkları ortaya koyan bir jeomorfik indistir (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002). V_f indisi aşağıdaki eşitlik ile ifade edilmektedir (Tablo 1.2);

$$V_f = 2V_{fw}/[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$$

Burada, V_{fw} vadi tabanının genişliği, E_{ld} ve E_{rd} sırasıyla vadinin sol ve sağ su bölümü çizgileri yükseklik değerleri ve E_{sc} vadi tabanının kotudur.

Derin V-şekilli vadiler ($V_f < 1$) çizgisel gidişli ve aktif yükselmeye bağlı olarak akarsuyun tabanı hızlı kazıdığı ve aşındırdığı alanlar ile tipiktir. Ancak, düztabanlı vadiler ($V_f > 1$) nispeten tektonik durgunluğa bağlı olarak erozyonun taban seviyesinde birikmesi ile açıklanırlar (örn. Bull, 2007, 2009a, 2009b; Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña ve diğer., 2010).

1.3.4.2.5 Asimetri Faktörü (AF). Drenaj havzalarında akışa dik bir doğrultu boyunca bir tektonik eğimlenmenin olup/olmayacağını belirlemek amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Tablo 1.2). (Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). AF aşağıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır;

$$AF = 100(A_r / A_t)$$

Burada A_r , drenaj havzasının akış yönünde bakarken, ana derenin sağında kalan alan A_t ise, drenaj havzasının toplam alanını temsil eder.

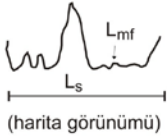
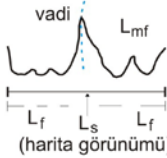
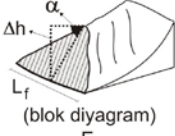
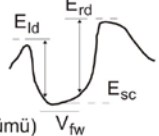
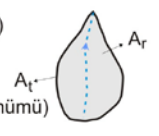
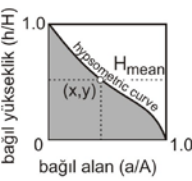
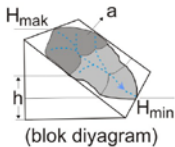
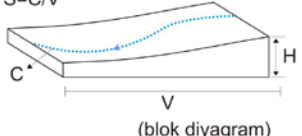
1.3.4.2.6 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (HI). Hipsometrik eğri, havza içerisindeki belirli yüksekliklerin kapladıkları alanlar hesaplanarak tanımlanır (Tablo 1.2). Bu anlamda, hesaplamalar havzanın büyüklüğünden bağımsızdır. Bu hesaplamalar ile farklı büyüklüklerdeki drenaj havzaları birbirleri ile karşılaştırılabilmektedir. Çünkü bağıntılı yükseklikler (h) toplam yükseklik farkının (h/H) bir bölümü olarak çizilirler. Belirlenen yükseklik seviyesi üzerinde kalan alanlar (a) da havzanın toplam alanının (a/A) bir parçası olarak verilir (Keller ve Pinter, 2002). Dışbükey hipsometrik eğriler nispeten genç, zayıf erode olmuş alanlara işaret ederler. S-şekilli eğriler orta derecede erode olmuş bölgeleri, içbükey eğriler ise nispeten eski, yüksek derecede erode olmuş bölgeleri temsil ederler. Hipsometrik eğri altında kalan alan Hipsometrik İntegral (HI) olarak bilinir. 0 ile 1 arasında kalan alanların değerleri 0'a yaklaştıkça yüksek derecede aşınmış havzaları ve 1'e yaklaştıkça da zayıf derecede aşınmış havzaları gösterir. HI aşağıdaki formül ile hesaplanır (Tablo 1.2);

$$HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$$

Burada, h_{ort} havzanın ana akış sisteminin ortalama yüksekliğini, h_{min} ve h_{mak} ise sırasıyla minimum ve maksimum yükseklerini ifade etmektedir.

Yüksek HI değerleri, havzanın ortalama yüksekliğine göre havzanın kapladığı alanın yüksek topografyada olduğunu gösterir. Orta (düz ya da S-şekilli eğriler) ve düşük (içbükey eğriler) HI değerleri, aynı oranda parçalanmış drenaj havzalarına işaret etmektedir. Aslında, hipsometrik eğrinin şekli ya da hipsometrik integral değerleri, akış sistemini denetleyen tektonik, iklimsel ve litolojik faktörler hakkında da önemli bilgiler vermektedir (örn. Huang ve Niemann, 2006; Moglen ve Bras, 1995; Willgoose ve Hancock, 1998).

Tablo 1.2 Bu çalışmada kullanılan morfometrik indislerin ayrıntılı açıklaması. (Wells ve diğer., 1988 ve Ramirez-Herrera, 1998'den değiştirilmiştir). Kaynaklar: (1) Bull, 1977; (2) Bull ve McFadden, 1977; (3) Keller ve Pinter, 2002; (4) Keller, 1986; (5) Silva ve diğer., 2003; (6) Pérez-Peña ve diğer., 2010; (7) Wells ve diğer., 1988; (8) Ramirez-Herrera, 1998; (9) Petit ve diğer., 2009; (10) Hare ve Gardner, 1985.

Morfometrik İndis	Matematiksel Formül	Ölçüm Yöntemi	Açıklama	Kaynak
Dağönü sinüslüğü (S_{mf})	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$		Dağönünün toplam uzunluğunun (L_{mf}), dağönünün çizgisel birhat boyunca ölçülen uzunluğuna (L_s) oranı ile tanımlanır. Dağönü boyunca meydana gelen tektonik aktivitenin oranını ölçmek için kullanılır. Aktif dağönleri çizgisel gidışli iken; tektonik durgunluk döneminde etkili olan dere ve yamaç süreçleri bu çizgiselliği bozmaya eğilimlidir.	(1, 2, 3, 4, 5, 6)
Üçgen yüzey yüzdesi	L_f / L_s		Dağönleri boyunca tanımlanan iyi gelişmiş üçgen yüzeylerin uzunluklarının (L_f), dağönünün çizgisel bir hat boyunca ölçülen toplam uzunluğuna (L_s) oranıdır. Tektonik olarak aktif dağ önleri yüksek yüzdeye sahip geniş ve belirgin üçgen yüzeyler ile tipiktir.	(7, 8)
Üçgen yüzey eğimi/yüksekliği oranı	$\alpha / \Delta h$		Üçgen yüzey eğiminin (α) yüzey yüksekliğine (Δh) oranıdır. Tektonik olarak aktif dağönlerinde gelişen üçgen yüzeyler yüksek eğim ve yükseklik değerlerine sahiptir. Eğim/yükseklik oranları ise düşüktür.	(9)
Vadi tabanı genişliği/yüksekliği oranı (V_f)	$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$		Vadi tabanı genişliğinin (V_{fw}) vadinin sağ (E_{rd}) ve sol (E_{ld}) kenarlarının ortalama yüksekliklerine oranı ile tanımlanır. Burada E_{sc} , vadi tabanının yüksekliğidir. U şekilli vadiler nispeten yüksek V_f değerlerine sahipken hızlı yükselime işaret eden V şekilli vadi tabanları düşük V_f değerleri sunarlar.	(2, 3)
Asimetri faktörü (AF)	$AF = 100(A_r / A_t)$		Drenaj havzasının (akış yönüne bakarken) sağında kalan alanı (A_r), havzanın toplam alanına (A_t) oranı ile tanımlanır. Bu indis, drenaj havzasının akış doğrultusuna dik yönde herhangi bir tektonik eğimlenmenin olup olmadığını denetler.	(3, 10)
Hipsometrik eğri	$x = a/A$ $y = h/H$		Drenaj havzasının kapladığı alanların yükseklik dağılımını tanımlar. Dışbükey hipsometrik eğriler tipik olarak genç, az aşınmış ve hızlı yükselen havzalara işaret eder. S şekilli eğriler orta derecede aşınmış havzalara; içbükey eğriler ise, nispeten yaşlı, yüksek derecede aşınmış havzalara ve tektonik durgunluk ortamına işaret etmektedir.	(3)
Hipsometrik integral, (HI)	$HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$		Hipsometrik eğri altında kalan alanı tanımlar. Havza alanı-havza yüksekliği dağılımı olarak bilinir. Yüksek HI değerleri, topoğrafyanın ortalama değerlere göre yüksekte olduğunu; düşük HI değerleri ise, alçak topoğrafyaya ve yüksek derecede aşınmış yaşlı havzaların varlığına işaret eder.	(3)
Kanal eğimi	$Eğim = (H/C)$		Ölçülen iki nokta arasındaki yükseklik farkının (H) bu noktalar arasında yer alan akarsu kanalının uzunluğuna (C) oranı ile elde edilir. Kanal eğiminin değişmesine neden olabilecek bir tektonik aktivite aynı zamanda kanal sinüslüğündeki ani değişimlere de neden olmaktadır.	(3)
Kanal sinüslüğü (S)	$S = C/V$		Kanal sinüslüğü, ölçülen iki nokta arasındaki akarsu kanal uzunluğunun (C) vadi uzunluğuna (V) oranı ile elde edilmektedir.	

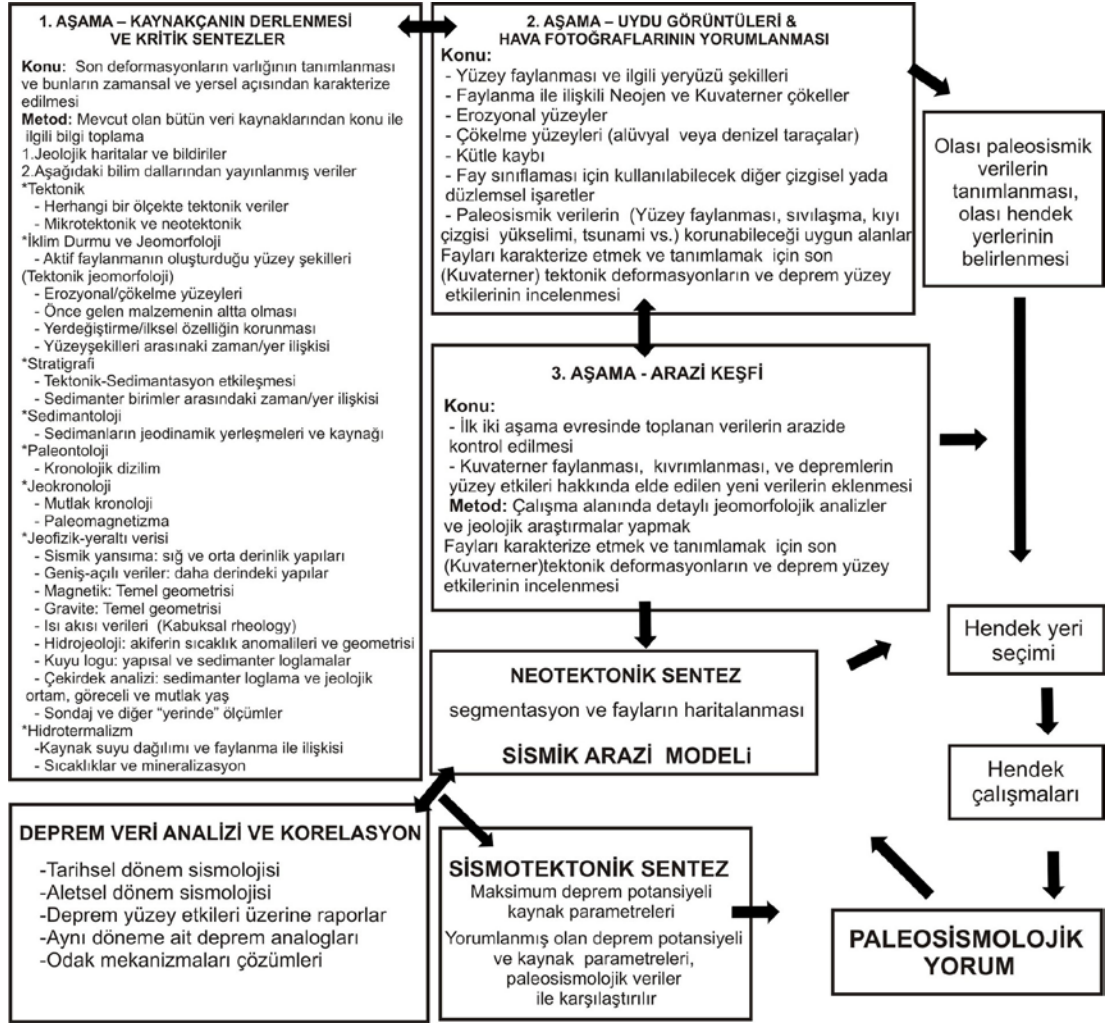
1.3.4.3 Kolmogorov–Smirnov (K-S) Yöntemi

Spildağı yükseltisinin batı, merkez ve doğu bölümlerinde hesaplanan hipsometrik integral değerlerinde istatistiksel olarak belirgin farklılıkların olup olmadığının denemesi amacıyla Kolmogorov–Smirnov (K-S) yöntemi kullanılmıştır. K-S testi, iki kümülatif dağılımın maksimum mutlak farklılığını (D) ve bu değerden sorumlu "p" değerlerini hesaplayan istatistiksel bir yöntemdir. İki örneklem veri serisinin aynı tek bir teorik anakitle olasılık dağılımından geldiği hipotezini sınamak amacı ile; $p > 0.05$ olduğu durumlarda hipotezin kabul edileceği ölçütü esas alınarak yapılmaktadır (örn. Davis, 1986; Rock, 1988; Snyder ve diğer., 2003).

1.3.5 Paleosismoloji Çalışmaları

Paleosismoloji çalışmaları, çok sayıda farklı yöntem ve teknikler kullanılarak yapılabilmektedir. Son yıllarda paleosismolojik incelemelere dayalı çalışmalar belirgin bir şekilde kabul görmüş ve günümüzde paleosismoloji çalışmaları eski sismik olayların araştırılmasında kullanılan ana disiplin haline gelmiştir (örn. Caputo ve Helly, 2008; McCalpin, 1996; Michetti ve Hancock, 1997; Yeats ve diğer., 1997). Paleosismoloji çalışmaları yoğun olarak, yüzeydeki fay izi üzerinde hendek açılması yöntemiyle gerçekleştirilmektedir (örn. Akyüz ve diğer., 2006; Altunel, 1999; Caputo ve diğer., 2004; Pavlides, 1996).

Doktora tez çalışması kapsamında Manisa Fay Zonu'nun batı segmenti üzerinde paleosismoloji amaçlı iki adet hendek açılmıştır. Paleosismoloji çalışmaları, hendek öncesi çalışmalar, hendek çalışmaları ile yaşlandırma ve paleosismolojik yorum çalışmaları olmak üzere üç başlık altında yürütülmüştür. Bu çalışmalarda kullanılan metodoloji, Michetti ve diğer. (2005) tarafından önerilen ve paleosismoloji çalışmalarında uygulanan akış şemasına benzer bir şekilde uygulanmıştır (Şekil 1.8).



Şekil 1.8 Sismik risk değerlendirmesi çalışmalarında kullanılan paleosismoloji için önerilen akış şeması metodolojisi. (Audemard, 1989; Michetti ve diğer., 2005).

1.3.5.1 Hendek Öncesi Çalışmalar

Hendek çalışmaları öncesinde yapılan paleosismoloji amaçlı çalışmalar dört başlık altında toplanmıştır; (1) kaynakçanın derlenmesi (2) jeolojik haritalama ve yapısal jeoloji çalışmaları (3) tektonik jeomorfoloji ve uzaktan algılama çalışmaları (4) hendek yeri belirleme çalışmaları.

Bu çalışma kapsamında, bölgede meydana gelen son deformasyonların varlığına yönelik tüm veri kaynaklarının araştırılması yapılmıştır. Bununla beraber, Manisa ve civarındaki alanda kayıt altına alınan aletsel ve tarihsel döneme ait deprem kayıtları taranarak, Manisa bölgesi için deprem kataloğu oluşturulmuştur. Aletsel dönemdeki

sismik aktivite verileri Tan ve diğer. (2008) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü [KANDİLLİ] (2012) tarafından yayımlanan kaynaklardan edinilmiştir. Çalışma alanında meydana gelen depremlerden odak mekanizma çözümleri mevcut olanlar belirlenmiş, bölgesel tektonik rejim ve Manisa Fay Zonu'nun kinematik özellikleri ile karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Manisa bölgesi tarihsel dönem kataloğu ise, çeşitli kaynakların taranması ile oluşturulmuştur (Ambraseys 1988; Ambraseys ve Finkel 1995; Ambraseys ve Jackson 1998; Ergin ve diğer., 1967; Guidoboni ve diğer., 1994; Papazachos ve Papazachou 1997; Soysal ve diğer., 1981; Tan ve diğer., 2008). Bu konuda yapılan çalışmalar ve katalog, paleosismoloji bölümünde ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Aletsel ve tarihsel dönemde deprem ürettiği kabul edilen büyük ölçekli aktif Manisa Fay Zonu üzerinde yapılan ve bölüm 1.2.5'te anlatılan tektonik jeomorfoloji çalışmalarının sonuçları incelenmiştir. Bu analiz sonuçları da hendek çalışmaları öncesinde değerlendirilmiştir. Jeolojik haritalama ve yapısal jeoloji çalışmaları ile haritalanan Manisa Fay Zonu ve bölgenin sismolojisi birleştirilerek alanın sismotektonik haritası oluşturulmuştur. Uzaktan algılama çalışmaları ile eşzamanlı yürütülen bu çalışmalarda; (1) fay uzunluğu ve karakteri ile ürettiği depremlerin büyüklüğü ve oluşturduğu deformasyonların korelasyonu, (2) haritalanan fayların denetlediği Kuvaterner yaşlı çökeller ve bu çökellerin dağılımı, (3) Kuvaterner yaşlı çökellerin stratigrafik ve sedimantolojik özellikleri, (4) Kuvaterner çökeller üzerinde gözlenen deformasyon tipi, (5) son tektonik rejim ile arazide gözlenen deformasyonların ilişkisi, (6) yüzey faylanması ve ilgili yeryüzü şekilleri, (7) paleosismik verilerin korunabileceği uygun alanların belirlenmesi, (8) neotektonik ve sismotektonik sentezler konularında değerlendirmeler yapılmıştır.

Elde edilen tüm veriler yorumlanarak hendek yeri seçimi için pilot alanlar belirlenmiştir. Hendek yeri belirleme çalışmaları paleosismoloji çalışmalarının en önemli bölümlerinden birini oluşturmaktadır. Bu nedenle, daha önce 1/25000 ölçeğinde haritalanan Manisa Havzası'nda belirlenen pilot alanlarda ayrıntılı arazi çalışmaları başlatılmış ve bu alanların 1/5000 ölçeğinde jeoloji haritaları yapılmıştır.

Holosen yaşlı birimleri kesen taze fay sarplıklarının koordinatları belirlenerek haritaya işlenmiştir.

Hendek yerlerinin seçiminde, fay sarplıklarının yerleri birkaç metre hassasiyetle saptanmalı ve bu yerlerin jeomorfolojik konumları, geçmiş depremlerin jeolojik kayıtlarının gömülmesi ile korunmasını sağlayacak uygun çökelinin gelişmesi gereklidir. Hendek derinliklerinde fayın her iki bloğunda korunmuş daha fazla olay gözlemleyebilmek için her bir olay için ötelenme miktarı az olsa bile, fayın her iki bloğunda alüvyonların korunduğu yerlerde hendekler açmak oldukça iyi sonuçlar vermektedir (örn. Akyüz ve diğer., 2006; Altunel, 1999; Caputo ve diğer., 2004).

Hendek yeri belirleme çalışmalarında, son yıllarda aktif tektonik çalışmalarında kullanımı giderek artan GPR (Ground Penetrating Radar) yöntemi kullanılmıştır (örn. Audru ve diğer., 2001; Bano ve diğer., 2000; Gross ve diğer., 2002; Meghraoui ve diğer., 2001; Yalçiner, 2009). Ülkemizde de kullanılmaya başlanan bu yöntem ile çok yüksek çözünürlükte görüntüler elde edilebilmektedir. Yöntem, örtülü aktif fayların araştırılmasında, gömülü antik kentlerdeki hasarların belirlenmesinde, üstü örtülü doğal (kanal, teras vb.) ve insan yapımı modern yapıların (yol, duvar vb.) araştırılmasında güvenilir sonuçlar vermektedir. Bu yöntemle depremlerle meydana gelen örtülü fay kırıklarının yerlerinin tespiti amaçlanmıştır.

Yeraltı radarı ya da genel adıyla GPR, yeraltının sığ katmanlarının (ilk 0-40 metre) araştırılmasında kullanılan bir ölçüm cihazıdır (Şekil 1.9a). GPR yöntemi, yatay doğrultuda konumlanan bir anten aracılığıyla yüksek hızda yeraltına gönderilen elektromanyetik dalgaların ara yüzeylerden yansımalarının yine yatay doğrultudaki alıcı tarafından kayıt edilmesi prensibi ile çalışmaktadır (Yalçiner, 2009). Kullanılan antenler 12,5–1800 MHz mertebelerindedir. Çalışma alanında, 500 MHz merkez frekanslı sığ derinlik anteni kullanılmıştır. Toplanan veriler, Ramac GroundVision™, ReflexW™, RadLab (Girard, 2000) ve Ramac Easy3D™ gibi bilgisayar programları yardımı ile çeşitli filitreler kullanılarak çevresel ve aletsel gürültülerden temizlendikten sonra yorumlanarak gömülü yapılar yüksek çözünürlükte ve hassasiyette belirlenebilmektedir (Yalçiner, 2009).

GPR çalışmaları, Manisa fay Zonu'nun batı bölümünde yer alan Mugirtepe fayı üzerinde açılan Hendek-1 lokasyonunda uygulanmıştır (Şekil 1.9b). Elde edilen yorumlanmış ve yorumlanmamış GPR logları paleosismoloji bölümünde anlatılmıştır.



Şekil 1.9 a) Hendek-1 alanında yapılan GPR çalışmalarını gösteren arazi fotoğrafı b) olası fay izini ve GPR hattını gösteren arazi fotoğrafı.

1.3.5.2 Hendek Çalışmaları

Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde, yapılan ön çalışmalar ile belirlenen lokasyonlarda iki adet hendek açılmıştır. Hendekler normal faylanmanın olduğu kırıklar üzerinde, fayın doğrultusuna dik yönde açılmıştır. Hendek-1, K30°D doğrultusunda, yaklaşık 15 metre uzunluğunda, 3 metre genişliğinde ve 3 metre derinliğinde batı duvarı tek basamaklı olarak açılmıştır. Hendek açılması çalışmalarında Beko Loder (Kazıcı Yükleyici) tipi iş makinası kullanılmıştır (Şekil 1.10).

Açılan hendek içerisinde sırası ile (1) hendek duvarı temizleme, (2) hendek duvarı kareajlama, (3) hendek duvarı loglama ve (4) yaş analizi çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 1.10 Mugirtepe fayı üzerinde yapılan 1 numaralı hendeğin açılması çalışmaları. a-f) kronolojik sıraya göre hendeğin açılma evrelerini gösteren arazi fotoğrafları.

İlk aşamada, hendeğin batı ve doğu duvarları paleosismoloji çekici kullanılarak temizlenmiştir. Bu işlemin amacı, hendek duvarlarının olabildiğince düzleştirilmesi ve hendek duvarları üzerindeki iş makinası kepeğine ait izleri silmektir. Bu çalışma sonucunda hendek duvarları üzerindeki litolojik birimler ve bu birimler içerisindeki deformasyon izleri net olarak gözlenebilmiştir. Sonraki evrede, düzleştirilen hendek duvarları, yatay mesafeleri 50 cm düşey mesafeleri ise 1 metre olacak şekilde uygun kalınlıkta bir ip ile grid ağları oluşturacak şekilde karelajlanmıştır. Karelajlama çalışmalarında yataylama düzeci kullanılmıştır. Her bir kare, düşey yönde harfler ile,

yanal yönde ise, numaralar ile ifade edilmiş ve etiketlenmiştir (Şekil 1.11a ve b). Son olarak hendek duvarlarında karelajlanan alan boyunca gözlenen birimler, paleodepreme işaret eden katmanlar ve deformasyonlar, ölçekli olarak sistematik bir şekilde A3 boyutundaki milimetrik kâğıt üzerine aktarılarak 1/10 ölçeğinde loglanmış ve log boyunca gözlenen jeolojik yapılar yorumlanmıştır (Şekil 1.11c ve d).



Şekil 1.11 Hendek içerisindeki a-b) karelaj ve etiketleme modelini c-d) logların çizim ve yorumlanması çalışmalarını gösteren fotoğraflar.

Hendek içerisinde gözlenen litolojik birimlerin ayrıntılı sedimentolojik tanımlanmaları yapılmış, bu birimlerin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkileri ve dokanak özellikleri kayıt altına alınmıştır. Bu birimler üzerindeki deformasyon özellikleri tanımlanmış, tavan ve taban blok deformasyon tipi ortaya çıkarılmıştır. Bununla beraber, birimleri kesen ve öteleyen fayların kayma yüzeyleri üzerinde kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Hendek içerisinde, fay zonu boyunca gözlenen fay kilindeki kayma yüzeylerinin doğrultu-eğim ve rake açısı ölçümleri yapılmıştır, kayma yüzeyleri üzerindeki yiv ve alet izleri, fay kertikleri incelenerek

fayın mekanizması tanımlanmıştır. Hendek içerisinde toplanan tüm veriler dijital ortama aktarılmıştır. Çizilen hendek logu içerisindeki birimlerin tanımlanmalarında Munsell® renk skalası (Munsell Color Company, 1994) kullanılmıştır. Ölçülen fay düzlemlerinin doğrultu eğim ve fay çiziklerinin rake açısı değerlerinin grafikleri bilgisayar ortamında FaultKinWin programı kullanılarak çizdirilmiştir ve fayların kinematik mekanizmaları ortaya konmuştur.

Hendek duvarlarının loglanması ve yorumlanması ile paleodepremlere ait izler tanımlanmış ve olaylar kendi içerisinde sınıflandırılmıştır. Paleosismoloji çalışmalarının anlam kazanabilmesi için hendek içerisinde gözlenen her olayın yaşlandırılması gerekmektedir. Bu şekilde elde edilen yaş aralıkları, deprem katalogları ile karşılaştırılabilecek ve o fayın hangi tarihlerde deprem ürettiği, deprem yinelenme süresi, son büyük depremden sonra geçen zaman, kayma hızı, kayma miktarı gibi verilere ulaşılmasını sağlayacaktır. Bu verilerin elde edilmesi ile bölgenin sismik risk analizi sağlıklı bir şekilde yapılabilecektir. Hendek içerisinde tanımlanan olayları radyokarbon yaşlandırma yöntemi ile yaşlandırmak için organik malzemece zengin seviyelerden örnek toplama çalışmaları yapılmıştır. Son olarak, hendek içerisindeki litolojik birimler ve bu birimler üzerindeki deformasyon yapılarını kayıt altına almak için fotomozaik çalışması yapılmıştır. Bu kapsamda hendek duvarları sistematik olarak fotoğraflanmıştır. Yapılan tüm inceleme ve değerlendirme çalışmalarından sonra hendek, Beko tipi iş makinası kullanılarak kapatılmıştır.

1.3.5.3 Yaş Analizi Çalışmaları

Paleodepremlerin yaşlandırılması, elde edilecek zaman aralığının hassasiyeti açısından olayın olabildiğince en yakın öncesini ve sonrasını temsil eden örneklerin analizi ile mümkün olmaktadır. Yaş aralığının üst sınırını elde etmek amacıyla toplanan örnekler depremi tanımlayan yapıları örten seviyelerden alınmıştır. Alt sınır ise depremden hemen önce oluşan seviyelerden alınmıştır. Böylece, olayı tanımlayan zaman aralığına ulaşılmıştır.

Paleodepremlerin yaşlandırılması için paleosismologlar tarafından kullanılan farklı yaşlandırma yöntemleri bulunmaktadır. Kuvaterner dönem yaşlandırma çalışmalarında kullanılan bu yöntemler, elde edilen sonuçların tipine göre bağlı yaş, korele edilmiş (deneştirilmiş) yaş, sayısal yaş ve kalibre edilmiş yaş olmak üzere, dört başlık altında sınıflandırılmıştır (Tablo 1.3) (McCalpin, 2009).

Bağlı yaş yöntemi, oluşum sırasına göre yapılan yaşlandırma tekniklerini temsil etmektedir. Korele edilmiş yaşlandırma yöntemi ise özgün olarak yaşlandırma yöntemi olmayıp standartlaştırılmış serilerin karşılaştırılmasına dayalı bir yöntemdir (McCalpin, 2009; Rutter ve Cato, 1993). Kalibre edilmiş yaşlar, sıcaklık gibi çevresel değişkenlere bağlı olan sistematik değişimlere göre ve sayısal yaşlar kullanılarak kalibre edilmektedir (buradaki kalibre terimi, sayısal yaşlandırma yöntemi olan radyokarbon yaşlandırmasında kullanılan kalibre terimini ifade etmemektedir) (Jull, 2007; McCalpin, 2009; Trumbore, 2000). Sayısal yaşlandırma yöntemi ise analitik standartlardan kaynaklanan belirli hatalar ile kesin yaş verir (McCalpin, 2009).

Son yıllarda yeni yaşlandırma yöntemlerinin geliştirilmesine karşın, tüm bu yöntemler içerisinde paleosismologların en çok tercih ettiği yöntem, sayısal yaşlandırma yöntemi olan radyokarbon yaşlandırma yöntemidir. Bunun nedeni, hendek içerisinde örneklenecek malzemenin doğasından kaynaklanmaktadır. Genellikle, hendek içerisindeki malzeme, Kuvaterner dönemde karasal ortamda biriken fay önü çökelleri, kolüvyal kamalar, alüvyal ve kolüvyal yelpaze veya flüvyal çökellerden oluşmaktadır. Bu çökeller içerisinde yaşlandırılacak malzeme, (çoğunlukla radyokarbon yöntemiyle yaşlandırılan) kömür veya organik malzemece zengin paleotoprak seviyeleri olmaktadır.

Bulduğu 1950 yılından günümüze, yaklaşık son 50 bin yılda yeryüzünde meydana gelen arkeolojik, paleobotanik ve jeolojik olayların mutlak tarihlenmesi için kullanılmaktadır. Bu çalışmalardaki ana yöntem durumuna gelmiş olan radyokarbon yaşlandırma yöntemiyle karbon içeren organik buluntularda eser olarak bulunan radyoaktif C_{14} (radyokarbon) izotopunun yoğunluğu ya da radyoaktivitesi

ölçülerek söz konusu buluntular ve bu buluntuların ele geçtiği tabakalar tarihlenebilmektedir.

Doktora tez çalışması kapsamında açılan hendekler içerisinde, Emlakdere Alloformasyonu katmanlarından ve Emlakdere Alloformasyonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen kolüvyal çökellerden toplanan örnekler sayısal yaşlandırma yöntemi olan radyokarbon yaşlandırma yöntemi kullanılarak yaşlandırılmıştır. Radyokarbon yaşları takvim yılına göre OxCal 4.1.3 (Ramsey, 2009) programı kullanılarak ve Reimer ve diğer. (2009) atmosferik veriler baz alınarak kalibre edilmiştir. Yaş aralıkları en yakın 10 yıla yuvarlanmıştır. Mümkün yaş aralığı güvenilirlik bakımından en uygun seviye seçilerek hesaplanmıştır ($\sigma_2 = 95.4\%$). Yaşlandırma analizleri, Arizona Üniversitesi (AA) laboratuvarlarında ve Zürih Üniversitesi (ETH) Ion Beam Fizik Laboratuvarlarında yapılmıştır.

Bununla beraber, tarihsel dönem deprem kayıtlarından elde edilen yaş verileri bir diğer sayısal yaşlandırma yöntemi olarak kullanılmıştır. Bu verilerin kullanılmasıyla elde edilen 'son büyük depremden sonra geçen zaman' gibi sismik risk analizlerinde kullanılan hesaplamalar sırasında ise, takvim yılı kullanılmıştır. Ayrıca, doktora tez çalışmasının farklı aşamalarında, Tablo 1.3'de verilen bağıl yaşların çoğu korele edilmiş yaşların bir kısmı kullanılmıştır (gri renkli verilen bölümler, Tablo 1.3).

Hendek içerisinde toplanan ve radyokarbon yaşlandırma yöntemiyle analiz edilen örneklerin yaşlandırma sonuçları, literatür çalışmaları sırasında oluşturulan Manisa bölgesi deprem kataloğu ile karşılaştırılmıştır.

Tablo 1.3 Paleosismoloji çalışmalarında kullanılan yaşlandırma yöntemlerinin sınıflaması (McCalpin, 2009). Zemini gri renkli yaşlandırma yöntemleri, bu çalışmada kullanılan yöntemleri göstermektedir.

sonucun cinsi					
sayısal yaş		kalibre edilmiş yaş		bağıl yaş	korele edilmiş yaş
yöntemin cinsi					
takvim yılı	izotopik	radyojenik	kimyasal ve biyolojik	jeomorfik	korelasyon
tarihsel kayıtlar	¹⁴ C	luminesans	amino asit rasemizasyonu	toprak profili gelişimi	litostratigrafi
dendrokronoloji	K-Ar ve ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	Elektron Spin Rezonansı (ESR)	obsidyen ve tefra hidrasyonu	kaya ve mineral bozunması	tefrakronoloji
varv kronolojisi	uranyum serileri		likenometri	ilerleyen yerçekimleri değişimi	Paleomanyetizma
	kozmojenik izotoplar (²¹⁰ Pb, ³⁶ Cl)		toprak kimyası	birikim hızı	fosiller
			parlak kaya kimyası	bağıl jeomorfik pozisyon	insanlar tarafından yapılan yapılar
					duraylı izotoplar

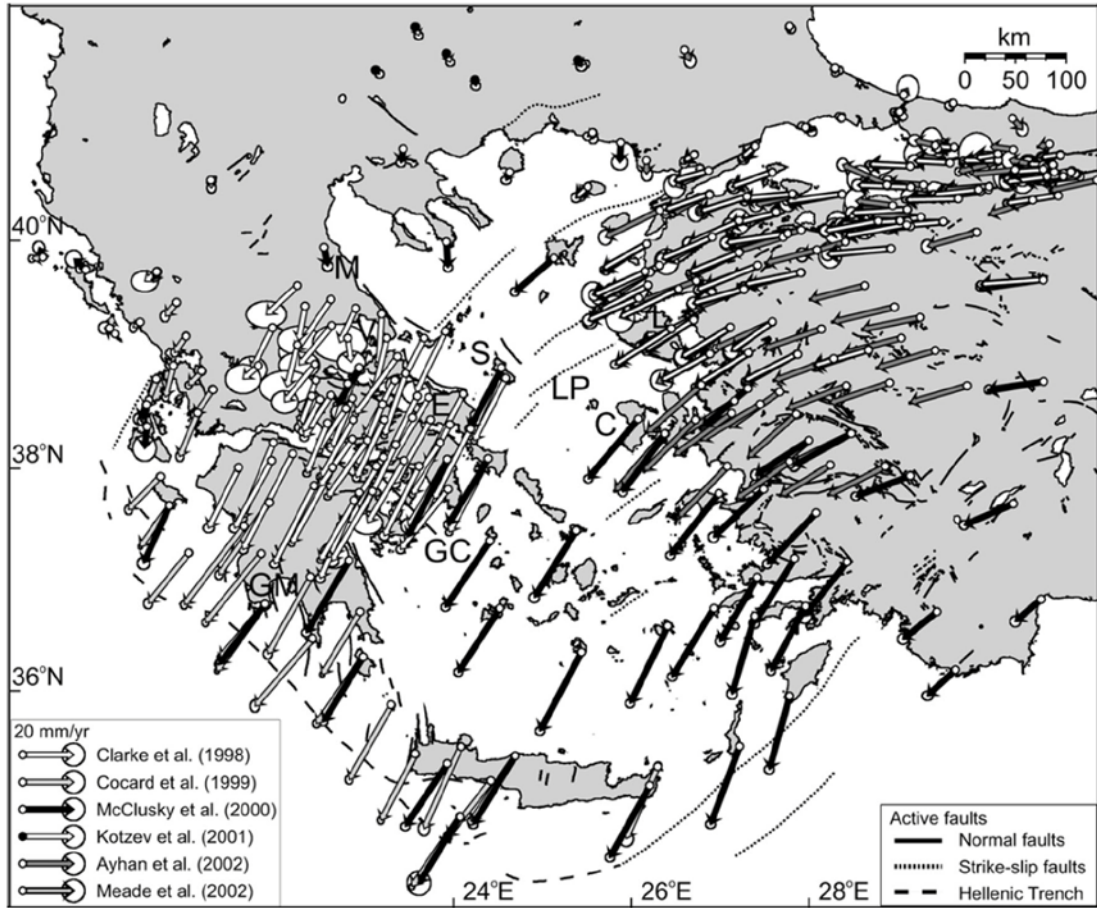
1.4 Önceki Çalışmalar

Bu başlık altında, öncelikle, çalışma alanının içinde bulunduğu Batı Anadolu Genişleme Bölgesi tanıtılacak, daha sonra Manisa Havzası'nın jeolojik özellikleriyle ilgili literatür özetlenecektir.

1.4.1 Bölgenin Aktif Tektoniği

Günümüzde, 30-40 mm/yıl bir hızla (Bozkurt, 2001; Le Pichon ve diğer., 1995; Oral ve diğer., 1995) yaklaşık olarak K-G kıtasal genişleme etkisi altında şekillenen Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB), Pliyo-Kuvaterner boyunca etkili olan K-G yönlü genişlemeli tektonizma etkisi altında gelişen KD-GB ve D-B uzanımlı havzalar ile tipiktir. Batı Anadolu'daki bu genişleme, Anadolu bloğunun sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu (DAFZ) fay zonları boyunca B-GB'ya, Ege-Kıbrıs yay sistemine doğru olan tektonik

kaçma ilişkili deformasyon modeli ile açıklanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1987; Şengör ve diğer., 1985). Manisa havzasının içinde bulunduğu BAGB'nde yapılan GPS çalışmaları (Altiner ve diğer., 1999; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve diğer., 2000; Nyst ve Thatcher, 2004; Reilinger ve diğer., 1997), günümüzde BAGB'nin güneybatı yönünde Helenik yayına doğru, saatin tersi yönünde yaklaşık 20 mm/yıl hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 1.12). Bu hareket batıya doğru daha da hızlanarak (40 mm/yıl) devam etmektedir (Altiner ve diğer., 1999; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve diğer., 2000; Mueller ve diğer., 1997; Nyst ve Thatcher, 2003; Reilinger ve diğer., 1997).



Şekil 1.12 Avrasyanın sabit olarak kabul edildiği Batı Anadolu'daki GPS verileri (Nyst ve Thatcher, 2004).

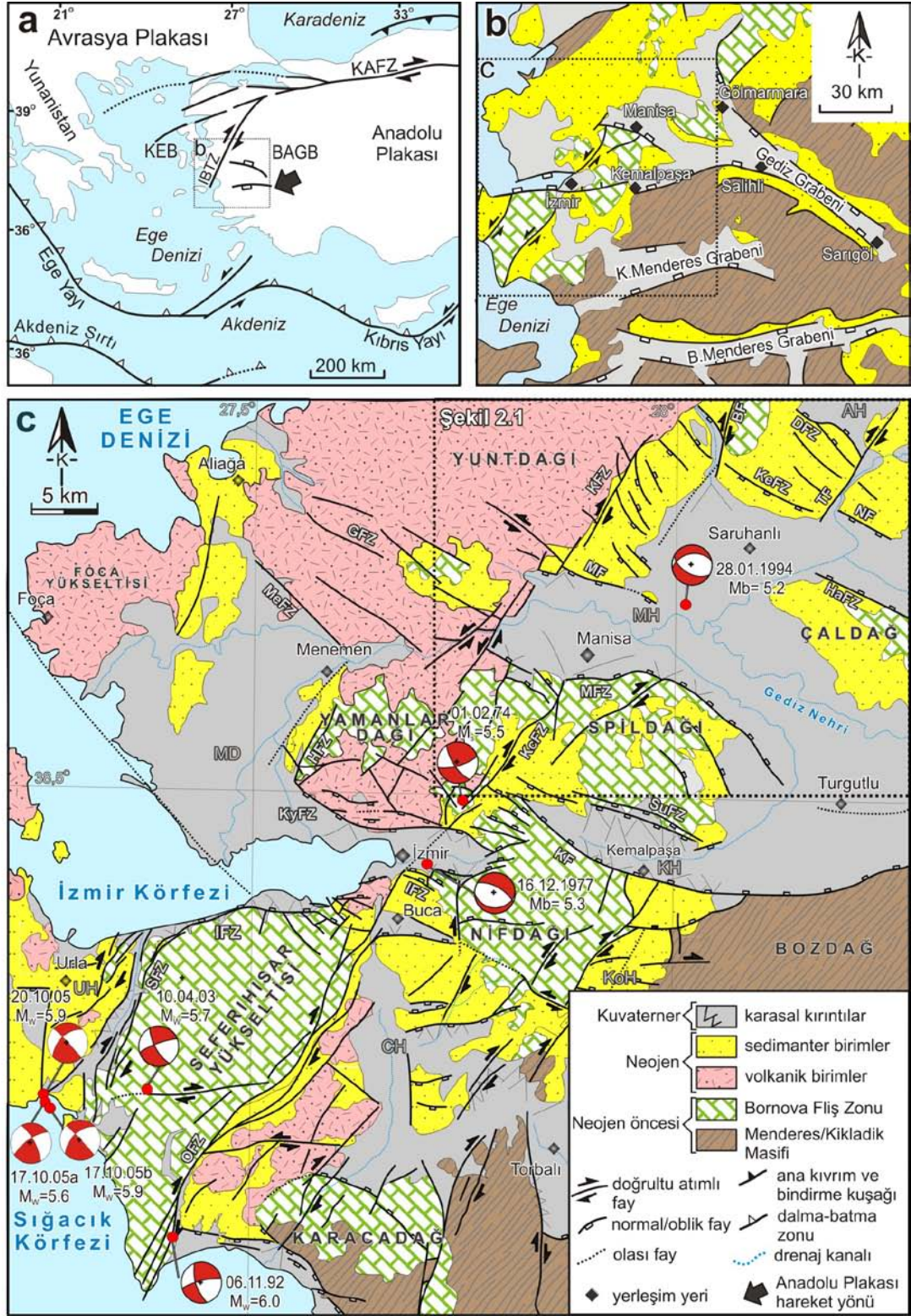
Son zamanlarda yapılan bazı çalışmalar, Batı Anadolu'da, GPS vektörlerinin işaret ettiği GB yönüne paralel doğrultu atımlı bir zayıflık zonunun, İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun (İBTZ) varlığını ortaya çıkarmıştır (Şekil 1.13) (Sözbilir ve

diğer., 2007, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). İBTZ'nun, geç Kretase zamanında derin kabuksal transform fayı olarak oluştuğu ve Neojen boyunca transfer fay zonu olarak yeniden hareket ettiği kabul edilmektedir (Okay ve Siyako, 1993; Okay ve diğer., 1996; Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2007, 2008; 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). Batı Anadolu genişleme bölgesinin Neojen tektonik evrimi iyi çalışılmış olması ve iyi bilinmesine karşın (Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009, 2010; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğer., 1999; Sözbilir, 2001, 2002), söz konusu zon çevresindeki bölgenin Kuvaterner evrimi ve aktif tektonik özellikleri hakkında çok az bilgi bulunmaktadır (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Hakyemez ve diğer., 1999).

Bu zonun son hareketi, bölgede meydana gelen bazı depremler (1974-İzmir depremi, M_s :5.5, Zanchi ve Angelier, 1990; 1992-Doğanbey depremi, M_w : 6.0, Benetatos ve diğer., 2006; 2003-Urla depremi, M_w :5.7, Benetatos ve diğer., 2006, Aktar ve diğer., 2007 ve 17-20 Ekim 2005-Sığacık körfezi depremleri, M_w : 5.6, 5.9, ve 5.9, Benetatos ve diğer., 2006, Aktar ve diğer., 2007 ve Sözbilir ve diğer., 2009) ile kanıtlanmıştır (Şekil 13)(Sözbilir ve diğer., 2009). Bu depremlerin odak mekanizma sonuçları BAGB içerisinde doğrultu atımlı fayların varlığına işaret etmektedir. Bölgesel ölçekte İzmir (Gümüldür) ve Balıkesir (Bigadiç) arasındaki kuşak boyunca uzanım sunan kabuksal ölçekteki transfer zonunun varlığıyla açıklanmaktadır (Şekil 13) (Sözbilir ve diğer., 2003; Sözbilir ve diğer., 2005, 2007; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009). İBTZ, doğusundaki Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) ile batısındaki Kuzey Ege Bölgesi'ni (KEB) birbirinden ayırır (Şekil 13) (Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2011). Zonun doğu bölümü, Pliyo-Kuvaterner boyunca kenarları D-B uzanımlı yüksek açılı normal faylar tarafından denetlenen Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri gibi büyük ölçekli D-B uzanımlı havzalar ile karakteristiktir (Yılmaz ve diğer., 2000). Ancak, D-B uzanımlı bu havzaların batı uçlarında, Cumaovası ve Urla havzaları gibi kenarları KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile denetlenen KD-GB uzanımlı Kuvaterner yaşlı havzalar bulunmaktadır (Şekil 13). Bunlardan Cumaovası Havzası transtansiyonel tektonizma ile açıklanan normal ve doğrultu atımlı fayların gözleendiği asimetrik bir havzadır (Uzel ve Sözbilir., 2008). Havzanın

batı kenarı, 6.1 (M_w) büyüklüğündeki 1992-Doğanbey depremini (Tan ve Taymaz, 2001) üreten KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı Orhanlı Fay Zonu (OFZ) ile denetlenmektedir (Şekil 13). KD-GB uzanımlı bir başka doğrultu atımlı fay zonu olan ve Urla Havzası'nın doğu kenarını denetleyen Seferihisar Fay Zonu (SFZ) üzerinde 5.7 (M_w) büyüklüğündeki 2003-Urla depremi meydana gelmiştir (Şekil 13). Urla Havzası'nın batı kenarı ise, üzerinde 2005 Sığacık Körfezi depremlerinin (M_w : 5.6, 5.9, 5.9) meydana geldiği Demircili-Yağcılar Fay Zonu tarafından sınırlanmaktadır (Sözbilir ve diğer., 2009).

Çalışma alanı çevresinde bulunan Spildağı, Bozdağ, Yamanlar Dağı, Nif Dağı gibi önemli dağların yükseliminden D-B uzanımlı havzaları denetleyen faylar sorumludur. Manisa ve Kemalpaşa havzaları arasında bulunan Spildağı Horstu Kuvaterner zamanı boyunca, Manisa Fay Zonu denetiminde 1500 m kadar yükseltilmiştir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Bozdağ ise Gediz ve Küçük Menderes çöküntü havzaları arasında kalan, kuzeyde yüksek açılı Gediz Grabeni güney sınır fayı ile ve güneyden ise Küçük Menderes Grabeni kuzey sınır fayları ile yükseltilecek dağlık alanları temsil etmektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2010; Emre ve Sözbilir, 2007). Nif dağı, kuzeyde Kemalpaşa, güneydoğuda ise KD-GB uzanımlı faylar denetiminde yükselmiştir (Şekil 1.13) (Sözbilir ve diğer., 2011). Gediz Grabeni üzerinde 1969 yılında meydana gelen ve doğuda Hacıaliler ile batıda Yeniköy arasında yaklaşık 30 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturan deprem Gediz Grabeni güney sınır fayı üzerinde meydana gelmiştir (Arpat ve Bingöl, 1969; Allen, 1974). Büyük Menderes Grabeni'nde ise 1899 yılında Aydın ile Nazili ilçesi arasında kilometrelerce yüzey kırığı oluşturan deprem ($M_w=6,7$) ile 2 metre kadar düşey atımın gözlemlendiği belirtilmektedir (Allen, 1974; Altunel, 1999). Batı Anadolu'daki D-B uzanımlı en önemli yapılardan olan Gediz ve Büyük Menderes Grabeni üzerinde meydana gelen bu büyük depremlerle beraber son yıllarda İBTZ içerisinde meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri Batı Anadolu'da hem D-B hem de KD-GB uzanımlı yapıların aktif olduğunu göstermektedir (Şekil 1.13).



Şekil 1.13. a) Batı Anadolu ve Ege Bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası, ana neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri göstermektedir. İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nun (İBTZ) normal faylar ile baskın olan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) ile doğrultu atımlı faylar ile baskın olan Kuzey Ege Bölgesi (KEB) arasındaki yapısal sınırı oluşturduğuna dikkat ediniz. Kısaltmalar:

KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu; İBTZ, İzmir Balıkesir Transfer Zonu (Bozkurt, 2001'den düzenlenmiştir). (b) Batı Anadolu'daki ana fay sistemlerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Sözbilir ve diğer., 2011'den düzenlenmiştir). (c) İzmir ve çevresinin jeoloji haritası. (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; , Kaya, 1979; Konak, 2002; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve diğer., 2012 ve doktora tez çalışması sırasında üretilen jeoloji haritaları kullanılarak düzenlenmiştir). Kısaltmalar: GFZ, Güzelhisar Fay Zonu; MeFZ, Menemen Fay Zonu; KyFZ, Karşıyaka Fay Zonu; SFZ, Seferihisar Fay Zonu; OFZ, Orhanlı Fay Zonu; IFZ, İzmir Fay Zonu; KF, Kemalpaşa Fayı; SuFZ, Sütçüler Fay Zonu; MFZ, Manisa Fay Zonu, KFZ, Kaleköy Fay Zonu; MF, Maltepe Fayı; BF, Bahadır Fayı; KeFZ, Kepenekli Fay Zonu; DFZ, Dilek Fay Zonu; TF, Tirkeş Fayı; NF, Nuriye Fayı; HaFZ, Halitpaşa Fay Zonu; MH, Manisa Havzası; UH, Urla Havzası; CH, Cumaovası Havzası; AH, Akhisar Havzası; KoH, Kocaçay Havzası; KH, Kemalpaşa Havzası; MD, Menemen Düzlüğü.

Holdsworth ve diğer. (1997) göre, eski zayıflık zonları kıtasal kabuktaki ardi ardına gelen gerilimleri karşılamak için yeniden aktif olmaya eğilimlidirler. İzmir–Balıkesir Transfer Zonu Batı Anadolu'daki en büyük yeniden aktif olan yapıdır (Sözbilir ve diğer., 2009, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). Fay zonu boyunca gelişen ilk hareket, geç Kretase sırasında transform zon boyunca ince–uzun (elongate) havzada fliş–tipi malzemenin çökelişi ile belirgindir (Okay ve Siyako 1993). İkinci hareket, erken Miyosen zamanındaki D–B sıkışma ile ilişkili K–G açılma rejimi sırasında gerçekleşmiştir (Ring ve diğer., 1999). Bu zaman aralığı boyunca, bu zona, havzaya yerleşen geniş yayımlı volkanizma ve ilgili sokulumları eşlik etmiştir. Fay zonu, geç Miyosen–orta Pliyosen süresince sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonu karakterinde yeniden hareket etmiştir ve havza çökellerini deforme etmiştir. Bununla beraber, Pliyo–Kuvaterner yaşlı ince–uzun (elongate) havzaların bu yeniden aktif olan zonların etkisinde şekillendiği de gözlenmektedir.

BAGB'deki bazı faylar üzerinde yapılan kinematik analiz çalışmaları da, fayların farklı zamanlarda yeniden aktif hale geçtiğini (reaktif yapılar olduğunu) göstermiştir. Bu yapılardan bir tanesi Küçük Menderes Grabeni'nin güneybatı kenarı üzerinde yeralan Efes Fayı'dır. Angelier ve diğer. (1981)'e göre, Efes Fayı üzerinde beş farklı faza ait hareket bulunmaktadır. Bu hareketlerden ilki fay doğrultusu boyunca sol yönlü doğrultu atımlı olarak gelişmiştir. Bunu yaklaşık saf normal faylanma izlemiştir. Üçüncü hareket geç Pliyosen boyunca graben oluşumu şeklinde devam etmiştir. Daha sonra, Efes Fayı, erken Kuvaterner zamanı boyunca saf doğrultu

atımlı çalışmıştır. Pleyistosen zamanında gelişen son faz yaklaşık eğim atımlı normal faylanma ile temsil edilir. Dumont ve diğer. (1979) ise, Menderes ve Burdur grabenlerinde yaptıkları çalışmalarda dört farklı tektonik faz belirlemişlerdir: (1) Geç Miyosen- erken Pliyosen basınç fazı (2) Pliyosen boyunca K-G yönlü genişleme (3) eski Kuvaterner basınç fazı (Menderes grabenleri bölgesinde K-G yönlü) (4) KD-GB yönlü Kuvaterner yaşlı genişleme. Batı Türkiye'deki Miyosen ve Kuvaterner zamanlarında devam eden K-G yönlü kabuksal açılma periyotları arasında etkili olan kısa süreli D-B yönlü sıkışmanın varlığı bir çok yayında bildirilmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Yusufoglu, 1996; Koçyiğit ve diğer., 1999; Bozkurt, 2000, 2003; Işık ve diğer., 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Koçyiğit, 2005).

Efes Fayı'na benzer şekilde, BAGB'daki bir diğer büyük ölçekli reaktive fay Manisa Fay Zonu'dur. Bozkurt ve Sözbilir (2006), Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde yaptıkları çalışmalarda, sol yönlü doğrultu atımlı faylanma ve sonra normal faylanma olmak üzere iki farklı hareketine ait veriler elde etmişlerdir. Bu fazlar, (i) Erken-orta Pliyosen zamanında yaklaşık D-B doğrultulu sıkışma (ii) güncel açılmalı tektonik ve Pliyo-Kuvaterner zamanında başlayan modern graben oluşumu ile açıklanmıştır.

Batı Anadolu'daki KD-GB uzanımlı fayların üzerinde yapılan kinematik analiz çalışmaları ise oldukça azdır. Bunlardan bir tanesi KD-GB uzanımlı Orhanlı Fay Zonu üzerinde yapılmıştır (Uzel ve Sözbilir, 2008). Fay yüzeyinde yapılan ölçümler bu fayın önce K-G yönlü sıkışma kuvvetleri etkisinde sol yönlü doğrul atımlı fay karakterinde, bunu takiben K-G yönlü açılma kuvvetleri etkisinde sağ yönlü doğrultu atımlı karakterde çalıştığını göstermektedir. Son yıllarda bu fay zonu üzerinde meydana gelen depremlerin odak mekanizma sonuçları fayın son hareketinin günümüzde devam ettiğini göstermektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008).

Batı Anadolu'da varlığı bilinen D-B ve KD-GB uzanımlı yapıların birbirleri ile olan ilişkilerinin tam olarak anlaşılması açısından, BAGB içerisindeki konumu itibarıyla, Manisa Havzası'nın yapısal özellikleri ve bu bölgede bulunan yapıların kinematik analizleri anahtar rolü üstlenmektedirler (Şekil 1.13).

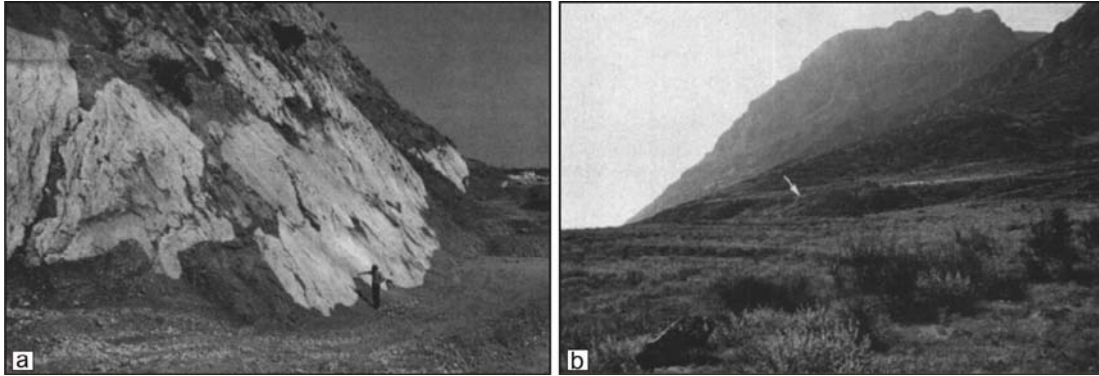
1.4.2 Manisa Havzası'nın Jeolojisi

BAGB'ndeki iyi bilinen D-B uzanımlı çöküntü alanlarından bir tanesi olan Gediz Grabeni (Şekil 13), erken Miyosen zamanından beri KKD-GGB yönlü genişlemenin etkisi altında şekillenmektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2010). Sarıgöl ile Salihli arasında uzanan Gediz Grabeni'nin tektonik evrimi gerilim modelleri ve reolojisi farklı olan iki genişlemeli evre ile tanımlanır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004). İlk evre, Miyosen zamanı boyunca Menderes Masifi kayalarının taban blokta yüzeylemesine olanak sağlayan düşük açılı sıyrıma faylarının varlığı ile ilişkilidir. Tavan blokta ise Miyosen karasal kırıntılarının faylanma ile eşzamanlı çökelişi söz konusudur (Hetzl ve diğer., 1995; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğer., 1999; Yılmaz ve diğer., 2000; Sözbilir, 2001, 2002; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009). İkinci evre ise, Kuvaterner boyunca baskın olarak D-B uzanımlı grabenlerin gelişmesine olanak sağlayan yüksek açılı normal faylanmalar ile tipiktir. Ancak, Gediz Grabeni'nin batı bölümünün tektonik gelişimi çok iyi çalışılmamıştır. Sözbilir ve diğer. (2011) tarafından Kocaçay Havzası'nda yapılan bir çalışmaya göre, Kocaçay Havzası, Miyosen eski havza dolgusu üzerinde, Kuvaterner boyunca etkili olan KD-GB yönlü genişleme etkisi altında şekillenmiştir. Ancak, önceki çalışmalarda Manisa Havzası'nın neotektonik evrimi üzerine bir çalışma yapılmamıştır.

Manisa Havzası'nda yapılan ve Kuvaterner dönemini konu alan jeolojik amaçlı çalışmalar oldukça sınırlıdır. Mevcut çalışmalar yoğunlukla Manisa Fay Zonu üzerinde yapılmıştır.

Havzanın güney sınırını oluşturan Manisa Fay Zonu'na ait kayma yüzeyleri ilk defa Allen (1974) tarafından tanımlanmıştır. Manisa'nın 10 km kadar güneydoğusunda bulunan büyük ölçekli fay yüzeyleri (Şekil 1.14) üzerinde çalışan araştırmacı, bölgede meydana gelen Holosen yüzey faylanmalarından Manisa Fay Zonu'nun sorumlu olabileceğini ifade etmiştir. Manisa Fay Zonu denetiminde gelişen alüvyal, kolüvyal fay önü çökelleri de, ilk defa Allen (1974) tarafından

tanımlanmıştır. Araştırmacı bu çökelleri teras çakılları olarak adlandırmıştır. Bu çökellerin fayın son aktiviteleri ile kesildiğinden bahsetmiştir. Bunun yanısıra, Manisa Fay Zonu üzerinde gözlemlerde bulunan hemen hemen tüm çalışmalarda breşik yapıdaki kolüvyal ve alüvyal fay önü çökellerinden ve bu çökellerin genç faylar ile deforme edildiğinden bahsedilmiştir (Hancock ve Barka, 1987; Paton, 1992; Emre ve diğer., 2005; Bozkurt ve Sözbilir, 2006).



Şekil 1.14 Manisa güneyinde gözlenen a) fay düzlemi b) kolüvyal kıvrımlar üzerindeki fay sarplığı (beyaz ok) (Allen, 1974).

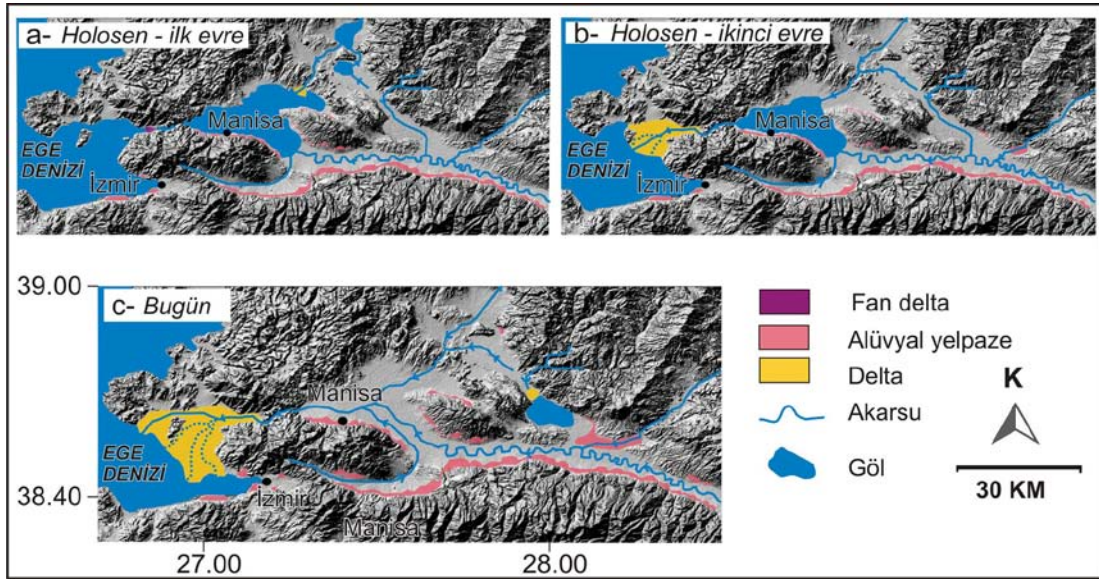
Fay zonunu kinematik açıdan ilk defa tanımlayan ve aktif fay olarak niteleyen çalışmalar Hancock ve Barka (1987)'nin Batı Anadolu'daki aktif normal fayların kinematik belirteçleri üzerine yaptıkları çalışmalarıdır. Bu çalışmalarda, aktif Manisa Fay Zonu'nun Kuşadası civarındaki Yavansu Fayı'na benzer nitelikte geniş genlikte oluklu (corrugation) yapıya sahip olduğunu ve fay zonu boyunca breşik yapıların gözlemlendiğini ifade etmişlerdir. Fay yüzeyinde yaptıkları gözlemlere göre, Manisa Fay Zonu'nun Kuvaterner dönemde K-G açılma rejimi etkisinde normal fay olarak hareket ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Manisa Fay Zonu'nu kinematik açıdan tanımlayan bir diğer çalışma, Paton (1992) tarafından yapılmıştır. Paton (1992), yaptığı çalışmada, Batı Anadolu'daki aktif fayların jeomorfolojik özelliklerini incelemiştir. Araştırmacıya göre; hızlı bir açılma tektoniğinin gözlemlendiği Batı Anadolu'nun jeomorfolojisi, aktif normal faylar ile tanımlanır. Batı Anadolu'da aktif fayların denetlediği grabenlerin asimetrik ve 10–20 km genişliğinde olduğunu, graben faylarının tamamının ise segmentlerden oluştuğunu ifade etmiştir. Manisa'nın güneyinde ve doğusunda ise Mesozoik yaşlı

temele ait karbonat kayaların üzerinde iyi korunmuş, parlak ve breşleşmiş kayma yüzeylerinin varlığından bahsetmiştir. Paton (1992), bu yüzeyler üzerinde yaptığı ölçümlerde fay düzleminin eğimini 55° K olarak ölçmüştür ve fayı saf eğim atımlı normal fay şeklinde tanımlamıştır. Fayın doğrultusu boyunca yersel alanlarda doğrultu atımlı harekete ait izlerden bahsetmiştir.

Hakyemez ve diğer. (1999) Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin paleocoğrafik evrimlerini karşılaştırdıkları çalışmada, havzaların Kuvaterner çökellerini fasiyeslerine ayırarak incelemiştir. Araştırmacılara göre, Gediz Havzası genel olarak şiddetli tektonik periyotlarla denetlenen karmaşık bir evrim göstermiştir. Araştırmacılar, Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin sedimanter çökellerinin fasiyeslerini ve sıralı düzenlerini tartışmış, geç Pliyosen'den günümüze kadar olan alüvyal, flüviyal, gölsel ve karasal çökeller ile doldurulmuş alanları incelemiş ve haritalamıştır. Manisa ile Saruhanlı arasındaki bölgede Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından yapılan sondajlarda gözlenen ve olasılıkla erken Holosen yaşlı olduğu ifade edilen kum ve çakıl ile üzerlenen gölsel silt ve kil çökellerinin varlığından bahsetmişlerdir. Bu veriden yola çıkarak, erken Holosen (ilk evre, Şekil 1.15a) zamanında Manisa ile Saruhanlı arasında eski bir gölün var olduğu ve D-B gidişli Gediz Nehri'nin bu göle döküldüğünü ileri sürmüşlerdir. Bu sırada Gediz Grabeni Güney Sınır Fayı ve Manisa Fayı'nın aktif olduğunu ve bu alanlarda fay önü çökellerinin geliştiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, Menemen civarında ise fan delta oluşumundan bahsederler. İkinci evrenin başlarında güneydeki fayların eğim atımlı normal hareketi ile havzanın güneye doğru eğimlendiğini ve göllerin güneye doğru taşındığını ifade etmektedirler (Şekil 15b). Bu sırada nehrin Menemen boğazını aşındırması ile Menemen bölgesinde bir deltanın oluştuğunu ve böylece gölün Ege Denizi'ne boşaldığını ve bugünkü morfolojiyi oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir (Şekil 15c).

Hakyemez ve diğer. (1999) bugün örgülü akarsu özelliğinde akan Gediz Nehri'nin kendisine ait eski menderesli taşkın ovası çökellerini 5 metre kadar kazıyarak aktığını, bunun sebebinin bölgesel anlamda yükselmenin varlığından kaynaklandığını ileri sürmektedir.



Şekil 1.15 Holosen boyunca Gediz Havzası'nda çökelen genç sediman dolgunun fasiyes dağılım modelini gösteren paleocoğrafya haritası. a) Erken Holosen zamanındaki ilk evre, b) Orta Holosen (?) zamanındaki ikinci evre ve c) bugünkü coğrafik durum (Hakyemez ve diğer., 1999'dan düzenlenmiştir).

Kaya ve diğer. (2004) Manisa Havzası'nın doğusunda bulunan Çaldağ'ın kuzeybatı yamaçları üzerinde bulunan Halitpaşa ve çevresinde bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar, batı Anadolu'da varlığı tartışılan erken Pliyosen sıkışma fazı ile ilişkilendirdikleri, KB-GD uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı fay zonunu Halitpaşa Transpresif Zonu olarak adlandırmışlardır. Halitpaşa Köyü kuzeyinde bulunan alanı da Halitpaşa Yarım Grabeni şeklinde tanımlamışlardır.

Emre ve diğer. (2005) Manisa Fayı'nın diri bir tektonik yapı olduğunu ve Holosen'de fay boyunca düşey doğrultuda önemli ölçüde yerdeğiştirmeler gerçekleşmiş olduğunu ifade etmişlerdir. Tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarına göre Manisa kenti ve yakın çevresinin ağır hasarlara yol açan çok sayıda büyük depremden etkilendiğini, bu depremlerden hangisinin Manisa Fayı'ndan kaynaklandığı, fay üzerinde depremlerin oluş sıklığı ve fay üzerinde meydana gelmiş en son büyük depremin hangi tarihte gerçekleştiği konusunda bilgi olmadığını ifade etmişlerdir. Bu bilgilerin ayrıntılı paleosismoloji çalışmalarıyla elde edilebileceğini

ve bu nedenle Manisa Fayı'nın öncelikli olarak paleosismoloji çalışmalarının gerçekleştirilmesi zorunlu faylardan biri olduğunu söylemişlerdir.

Emre ve diğer. (2005)'e göre, Manisa Fayı keskin bir bükümle birbirinden ayrılabilen doğu ve batı olmak üzere iki segmentten oluşmaktadır. Doğu segmenti Kemalpaşa Çayı ile Manisa kenti arasında uzanır. Bu segment 15 km uzunluğunda ve $K45^{\circ}B$ doğrultuludur. Manisa Fayı'nın batı segmenti kentin doğusu ile batıda Gediz Nehri arasında yaklaşık 20 km uzunluğundadır. Bu segment 3 km genişliğe ulaşan bir zon içerisinde birbirine paralel fay parçalarından oluşur. Batı bölümdeki fayların genel doğrultuları ise $K55^{\circ}B$ 'dir. Segmentin en batısını oluşturan parça ise K-G doğrultusunu kazanır. Araştırmacılara göre, fayın batı bölümünde gözlenen fay düzlemi üzerindeki çiziklerde izlenen $20-70^{\circ}$ arasındaki yan yatımlar Manisa Fayı'nın bu kesiminde sağ yönlü doğrultu atımlı bileşenli verev bir nitelik kazandığını gösterir. Araştırmacılar, fayın batı bölümde bulunan Kayapınar ve Emlakdere köyleri arasında uzanan fayın kuzeyinde gelişmiş olan alüvyon yelpazesinde taban blok yönündeki yüzey tiltlenmesinin belirgin olduğuna ve bu birimlerde Holosen deformasyonlarının olduğundan bahsederler.

Emre ve diğer. (2005)'e göre, Manisa Havzası'nın güneybatısında Gediz ovasının sonlandığı Muradiye yöresindeki Bağyolu ile Gediz Nehri arasında 8 km uzunluğunda ve KD-GB uzanımlı transfer zonu niteliğindeki sol yönlü doğrultu atımlı fay bulunmaktadır.

Manisa'nın doğusunda yapılan bir başka çalışmada Bozkurt ve Sözbilir (2006); zonun doğusunda bulunan fay düzlemleri üzerinde kinematik analiz çalışmaları yapmışlardır. Paleo-gerilme analizleri ışığında fayın geometrisinin ve segmentasyonunun gelişim evrelerini açıklamışlardır. Kayma düzlemi üzerinde bulunan fay çiziği setleri, oluklu yapılar, fay breşleri, fay kertikleri, yiv yapıları ve alet izleri gibi kinematik göstergeleri ayrıntılı olarak tanımlamışlardır. Bu verileri, tavan ve taban stratigrafisi ile değerlendirerek fayın kinematik geçmişi ortaya koymuşlar ve zonun Kuvaterner zamanı boyunca eğim atımlı normal fay karakterinde çalıştığını ifade etmişlerdir. Bu çalışmaya göre, Manisa Fay Zonu ilki

sol yönlü doğrultu atımlı ve sonraki normal faylanmaya işaret eden iki tip fay çiziği seti içermektedir. Araştırmacılara göre, ilk faz yaklaşık D–B doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkisinde erken–orta Pliosen zamanı boyunca gerçekleşmiştir. Sonraki faz ise Pliyo-Kuvaterner zamanında başlayan Batı Anadolu'daki modern graben oluşumu ile sonuçlanan açılmalı tektonik rejim ile karakterize edilmektedir. İlk tektonik fazda, fay segmentlerinin birbirinden bağımsız olarak oluştuklarını ve Pliyo-Kuvaterner sonrasında gelişen son tektonik faz ile birbirlerine aktarım rampaları ile bağlanarak tek gidişli bir karakter kazandığını ifade etmişlerdir. Ayrıca, fayın doğu kesiminin, Manisa Fayı'nı Gediz Grabeni'nin güney sınır fayına bağlayan büyük ölçekli bir aktarım rampası olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından yapılan çalışmada zonun batı bölümünde gelişen alüvyal yelpazeler, ilk defa, 1/25000 ölçeğinde haritalanmıştır. Yapılan çalışmada yelpazelerin karakteristik geometrileri ve sedimantolojik özellikleri ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Önceki çalışmalarda, Manisa Havzası'nın güney kenarını denetleyen MFZ bilinmesine karşın, havzanın batı ve kuzey kenarlarının yapısal özellikleri ve kinematik analizlerine yönelik bir çalışma bulunmamaktadır. Manisa Havzası'nın batı kenarının karakteristikleri tartışmalıdır ve öneriler iki başlık altında özetlenebilir: (1) Havzanın batı kenarı boyunca gözlenen KD-GB doğrultulu topoğrafik çizgisellik ilk olarak Kaya (1979) tarafından Akhisar çöküntüsünü denetleyen büyüme fayı olarak tanımlanmıştır. (2) Şengör ve diğer. (1985) ve Emre ve diğer. (2005)'e göre Manisa Havzası'nın batı kenarı sol yönlü doğrultu atımlı transfer fayı ile denetlenir. Ancak bu çalışmalar, fay tipini belirlemek için yeterli arazi verileri içermemektedir.

Bu tez içerisinde yer alan verilerin bir kısmı, aşağıda kaynakçası yazılı olan SCI kapsamındaki dergilerde yayınlanmış, yayına kabul edilmiş ya da yayına gönderilmiştir:

Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2012). Tectonic Geomorphology of the Spildağı High Ranges, Western Anatolia. *Geomorphology*. (accepted).

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. ve Uzel B., (2012). Neogene-Quaternary Evolution of the Manisa Basin: Evidence for Variation in the Stress Pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, Western Anatolia. *Journal of Geodynamics Special issue: Tethyan Evolution, Anatolia* (under review).

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel B. ve Akyüz H.S., (2011). Geological and palaeoseismological evidence for Late Pleistocene-Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal Of Earth Sciences*, 20, 449–474.

Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and Structural Evidence for Fault Reactivation: The Active Manisa Fault Zone, Western Anatolia. *Turkish Journal Of Earth Sciences*, 17 (3), 615–635.

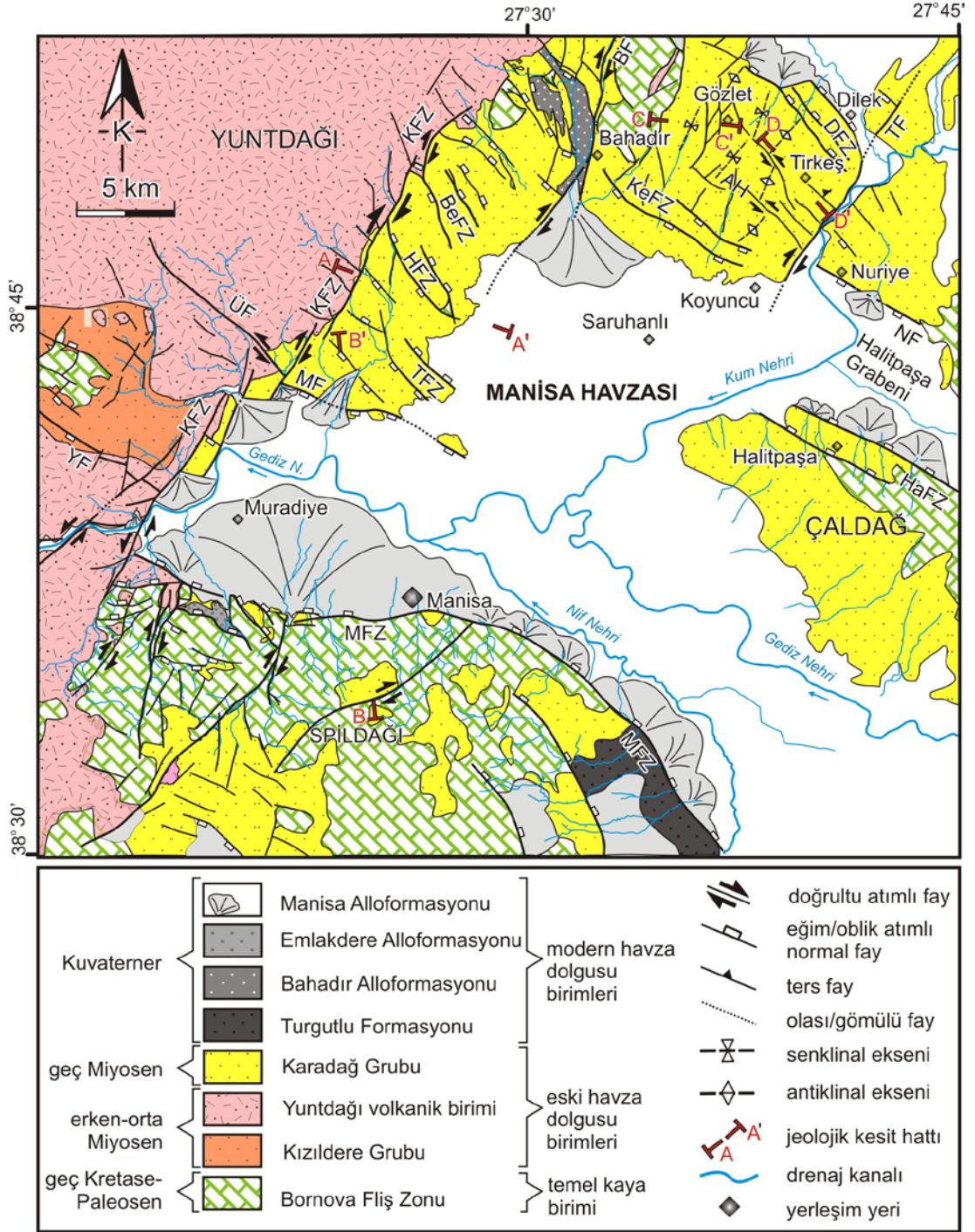
BÖLÜM İKİ

STRATİGRAFI

Manisa Havzası ve çevresi bilinen geç Kretase'den günümüze kadar farklı yaşta kaya birimlerini içermektedir (Şekil 2.1). Geç Kretase–Paleosen yaşlı Bornova Fliş Zonu (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer., 1996) ile Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar bölgede yüzlek veren Kuvaterner öncesi birimlerdir. Kuvaterner yaşlı birimler üzerine yapılan çalışmalar ise oldukça azdır. Ancak, sıklıkla graben kenarlarında gelişen, farklı büyüklüklerde gözlenen, çok iyi gelişmiş alüvyal yelpazeler ve bugünkü graben tabanını dolduran aksenal akarsu çökelleri ile temsil edilen Batı Anadolu'daki karakteristik Kuvaterner çökellerinin Manisa Havzası'nda da olduğu bilinmektedir (Allen, 1974; Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Emre ve diğer., 2005; Hakyemez ve diğer., 1999; Paton, 1992). Özellikle, graben morfolojisi içerisinde alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden oluşan erken Kuvaterner çökellerinin, graben kenarındaki faylar tarafından kesilerek yükseltildiği ve bölgenin basamaklı bir morfoloji kazandığı, ova morfolojili graben tabanının ise Holosen çökelleriyle düzenlendiği Hakyemez ve diğer. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda belirtilmiştir.

Manisa Havzası, batısı KD-GB, güney ve kuzeyi yaklaşık D-B uzanımlı yükseltilemlerle sınırlı L şekilli asimetrik bir havza niteliğindedir (Şekil. 2.1). Havzada yapılan arazi çalışmalarında 1/25000 ölçeğinde haritalanan ve tanımlanan litostratigrafik birimler, doktora tez konusu ve hedeflenen çalışmalar göz önünde bulundurularak "Temel Kaya Birimleri", "Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri" ve "Modern Havza Dolgusu Kaya Birimleri" başlıkları altında incelenmiştir (Şekil 2.2).

İlk iki başlık, Manisa Kuvaterner Havzası'nın oluşumu öncesinde bölgede varolan ve modern havza dolgusuna ait birimlere temel teşkil eden birimleri temsil etmektedir. Bu çalışmanın amacına yönelik olarak, temel birimleri aşağıda kısaca özetlenecektir. Üçüncü başlık altında, Kuvaterner dönemde Manisa Havzası'nda depolanan birimlerin stratigrafisi, sedimantolojik özellikleri ve fasiyesleri ile oluşum ortamları ayrıntılı olarak tartışılacaktır.



Şekil 2.1 Manisa Havzası'nın jeoloji haritası. Kısaltmalar: MFZ, Manisa Fay Zonu; KFZ, Kaleköy Fay Zonu; MF, Maltepe Fayı; TFZ, Tekeliler Fay Zonu; HFZ, Halitli Fay Zonu; BFZ, Belenyenice Fay Zonu; BF, Bahadır Fayı; KeFZ, Kepenekli Fay Zonu; NF, Nuriye Fayı; HaFZ, Halitpaşa Fayı; TF, Tirkeş Fayı; DFZ, Dilek Fay Zonu; GFZ, Gürle Fay Zonu; KaF, Karaçay Fayı; TuF, Turgutalp Fayı; KiF, Kirazlı Fayı; KdF, Kayadibi Fayı; ÜF, Üçpınar Fayı; YF, Yağcılar Fayı; AH, Appak Horstu.

2.1 Temel Kaya Birimleri

Çalışma alanında yüzlek veren temel kaya birimleri, geç Kretase-Paleosen zaman aralığında çökelen kumtaşı ve şeyl matriksi içerisine sürüklenmiş olan Mesozoik yaşlı devasa kireçtaşı, çört, denizaltı volkanitleri ve serpantin bloklarından oluşur. Erdoğan (1990) bu çökelleri Bornova Karmaşığı; Okay ve Siyako (1993) ise Bornova Fliş Zonu olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada **Bornova Fliş Zonu (BFZ)** adı altında incelenmiştir. BFZ'nun yaşı Maastrichtiyen (geç Kretase)-Paleosen zaman aralığı olarak verilmiştir (Erdoğan, 1990; Okay ve diğer.,1996). Menderes masifi ile İzmir-Ankara Kenet Zonu arasında kalan bölgede bulunan ve Alpin deformasyon zonu etkisi altında 50 ile 90 km genişliğinde ve yaklaşık 230 km uzunluğundaki tektonik zon içerisinde oluşan BFZ, çok düşük derecede metamorfizmaya uğramıştır (Erdoğan, 1990; Okay ve Altıner, 2007; Okay ve Siyako, 1993).

2.2 Eski Havza Dolgusu Kaya Birimleri

Eski havza dolgusu birimleri başlıca erken-orta Miyosen yaşlı Kızıldere Grubu, Yuntdağı volkanik birimi ve geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu ve temsil edilirler. BFZ'yi açısız uyumsuzlukla üstleyen **Kızıldere Grubu**, çalışma alanının batısında, Yuntdağı bölgesinde yüzlek vermektedir. Birim, tabanda aramaddesi kum olan temelden türeme gri ve kırmızımsı çakıltası ardalanması ile başlar. Çakıltaları iyi-orta yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmışlardır. Üste doğru içerisinde yer yer kömür seviyeleri ve kireçtaşı ardalanması gözlenen kumtaşı ve çamurtaşına geçiş gösterir. Bu birimler orta derecede kıvrımlanmış ve KD-GB ve KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile deforme edilmişlerdir. Bununla beraber, Kızıldere Grubu'nun orta ve üst seviyelerinde büyük ölçekli çökelimle eşyaşlı deformasyonlar yaygın olarak gözlenir. İstifin üst seviyeleri, kalın tabakalı sarımsı kahverengi gölsel kireçtaşları ile karakteristiktir. Bu bölgede, Kızıldere Grubu'nun kalınlığı 250-300 metre olarak hesaplanmıştır. Kızıldere Grubu'nun taban seviyesi, Manisa batısında yer alan Menemen ve çevresinde Uzel ve diğer. (2012) tarafından haritalanmış ve tanımlanmıştır. Araştırmacılara göre, Kızıldere Grubu, gölsel karbonat çökelleri ile üzerlenen alüvyal ve flüviyal ortam çökelleri olarak yorumlanmıştır.

Kızıldere Grubu'nu uyumlu bir şekilde üzerleyen **Yuntdağı volkanik birimi**, ilk defa Akyürek ve Soysal (1983) tarafından adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Çalışma alanının batısında Yuntdağı bölgesindeki geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Genel olarak kırmızımsı andezitik lavlar, gri-bej tüf ve döküntü akmaları ile temsil edilir (Şekil 2.1 ve 2.2). Birimin alt düzeylerini oluşturan tüf düzeyleri altlayan Kızıldere Grubu'nun kireçtaşı düzeyleriyle ardalanmalıdır. Daha üst seviyelerde, piroklastik andezitik kaba breşler tüflerin üzerinde yeralırlar. Birimin en üst seviyeleri, topografik olarak da yüksek alanlarda haritalanan lav akışları ile temsil edilirler. Birimin yaşı erken-orta Miyosen (Aquitanian-Langhian) olarak verilmiştir (Borsi ve diğer., 1972; Ercan ve diğer., 1985, 1996; Savaşın, 1978). Akyürek ve Soysal (1983)'e göre Yuntdağı volkanik biriminin kalınlığı 550 metredir. Birim, Manisa Havzası'nda geniş alanlar kaplayan Karadağ Grubu'nu oluşturan flüviyal ve gölsel ardalanmalar ile uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 2.1 ve 2.2).

Karadağ Grubu, tabanda karasal kırıntılar ile başlar, baskın litoloji, kalın katmanlı, gri renkli kumlu aramadde içerisine yerleşmiş olan kötü-orta boylanmış çakıltaşlarıdır. Tanelerin kökeni yoğun olarak Yuntdağı volkanik birimi kayalarına ve Bornova Fliş Zonu'na aittir. Çakıltaşları gri-yeşil renkli kumtaşları ve kıltaşları ile ardalanmalı olarak yeralır. Birim, üst seviyelere doğru ince katmanlı kireçtaşları ve çapraz katmanlanmalı kumtaşlarına geçişlidir. Gri renkli, çapraz tabakalı kumtaşları baskın halde yeralırlar. Orta kesimlerde baskın olarak gri-bej gölsel kireçtaşları, marn ve kil içeren karbonat baskın istif ile karakteristiktir. Üst seviyelere doğru, istif sarımsı-kahverengi gölsel kireçtaşları ile sonlanır. Karadağ Grubu'nun üst seviyeleri Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından Spildağı üzerinde haritalanmış ve tanımlanmıştır. Birim Batı Anadolu'da yüzlek veren geç Miyosen yaşlı gölsel çökeller (örn. Bozkurt ve Sözbilir 2006; İnci, 1998, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Koçyiğit ve diğer. 1999; Yılmaz ve diğer. 2000; Yusufoglu 1996) ile deneştirilebilir.

Zaman	Sistem	Seri	Formasyon	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar
SENOZOİK	Kuvaterner	Holosen	Turgutlu Formasyonu	150-200	Qe, Qm, Qb, Qt	(Qm) Manisa Alloformasyonu: iyi-orta yuvarlaklaşmış çakılları çapraz katmanlanmalı kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanması, kırmızımsı çamurlu kötü boylanmalı kumlu çakıl
						(Qe) Emlakdere Alloformasyonu, palotprak katmanları içeren, bağlayıcı malzemesi kum ve çamur olan kötü boylanmalı kaba çakıl-blok
		Pleyistosen	Turgutlu Formasyonu	150-200	Qe, Qm, Qb, Qt	(Qb) Bahadır Alloformasyonu, volkanik kökenli, orta-iyi yuvarlaklaşmış, kum-çakıl-blok ve çamurtaşı ar dalanması
						(Qt) Turgutlu Formasyonu, çamurtaşı arakatmanlı ve ince çakıl lensleri içeren çapraz katmanlanmalı kumtaşı
	Tersiyer	Neojen	Yuntdağı Volkanik Birimi	550	21,5-14 My	Andezitik lavlar volkanik breş, tuf ve andezitik piroklastik kayalar
						geç Miyosen Karadağ Grubu
		erken-orta Miyosen	Kızıldere Grubu	250-300	Kızıldere Grubu	kalin katmanlı kireçtaşları yumuşak tortul deformasyonları
						ince-orta katmanlı kireçtaşı ar dalanması ve kömürlü gri-bej çamurtaşı çakıllı-kumlu çamurtaşı, çakılları ve kireçtaşı arakatmanları kırmızımsı ve gri çakılları ar dalanması
	Paleojen	Paleosen	Bornova Flis Zonu	?		kırıntılı ve karbonatlı tortul kayalardan oluşan türbiditik matris ve bunların içerisinde bulunan kireçtaşı blokları
	MEZOZOİK	Kretase	geç	Bornova Flis Zonu	?	

Şekil 2.2 Manisa Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafi istifi. Kısaltmalar: A.F.U., alloformasyon uyumsuzluğu; A.U., aşıl uyumsuzluk.

2.3 Modern Havza Dolgusu Birimleri

Manisa Havzası'nın Kuvaterner tortul dolgusu, genel olarak flüviyal, kolüviyal ve alüviyal kökenli karasal çökellerden oluşmaktadır. Bu çalışmada 1/25 000 ölçeğinde haritalanan, kısa süreli aşınma yüzeyleri ile sınırlanan ve önceki çalışmalarda Kuvaterner alüviyon olarak tanımlanan (Örn. MTA, 2008) genç havza çökelleri "*alloformasyon*" olarak adlandırılmıştır. Bu çökeller, Turgutlu Formasyonu ile beraber Bahadır Alloformasyonu, Emlakdere Alloformasyonu ve bu alloformasyonlar ile yanall geçişli olan Manisa Alloformasyonu ile temsil edilirler.

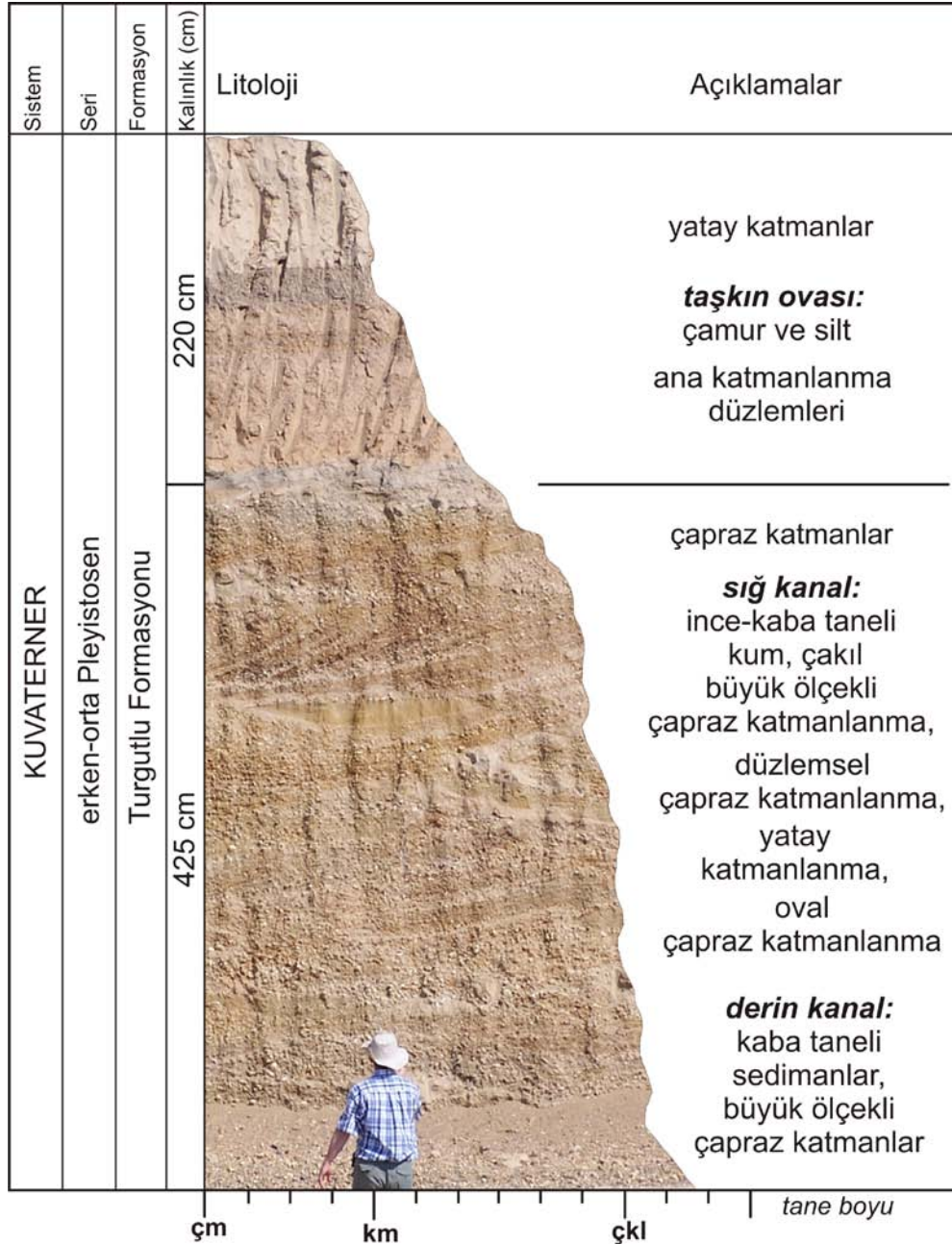
2.3.1 Turgutlu Formasyonu (Qt)

Turgutlu Formasyonu ilk defa Paton (1992) tarafından Turgutlu yerleşimi batısında tanımlanmıştır. Genel olarak ince çakıl ve kaba kum seviyeleri içeren çapraz katmanlı kumtaşları, çakıltaşları, killi çamurtaşı ve silt arakatmanlarından oluşur. Birim Karadağ Grubu üzerinde uyumsuz olarak bulunur ve Holosen yaşlı alüvyal-kolüvyal yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür. Turgutlu Formasyonu, Manisa Havzası'nın güneybatısında, Turgutlu ve Manisa yerleşim alanlarının arasında kalan bölgede geniş alanlar kaplar. Birimin tip kesiti Yukarıçobanisa Köyü güneydoğusunda açılan yol yarmaları boyunca açık olarak gözlenir. Birimin tabanı, iyi yuvarlaklaşmış kaba çakıllı ve kumlu seviyelerden oluşur. Çakıllar kötü-orta boylanmış, orta derecede yuvarlaklaşmıştır. Bazı seviyelerde tabakalı kumtaşlarını aşınmalı bir tabanla üzerlediği görülmektedir. Bileşenlerinin büyük çoğunluğunu kireçtaşı, kumtaşı ve volkanik parçalar oluşturmakta olup, bunlar Spildağı'nda yüzlek veren Bornova Fliş Zonu'na ait birimler ve Miyosen yaşlı sedimanter kayalardan türemiştir. Birim içerisinde genel olarak onlarca metre kalınlığında büyük ölçekli (tabaka kalınlığı 5 cm den büyük) çapraz katmanlı kanal çökelleri ve bunları üzerleyen yatay katmanlanmalı taşkın ovası düzlüğü çökelleri yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 2.3).

Şekil 2.3'de oluksal çapraz katmanlanma, yatay katmanlanma ve düzlemsel çapraz katmanlanma özellikleri gözlenmektedir. Büyük ölçekli düzlemsel çapraz katmanlanmalı kumtaşları ve çakıllı kumtaşları ile karakterize edilen bu fasiyes içerisinde kömürlü seviyeler Turgutlu Formasyonu'nda yaygın olarak gözlenir. Çakıllı seviyeler kötü boylanmıştır ve orta derecede yuvarlaklaşmıştır. Yatay katmanlanma seviyeleri ana tabakalanma düzlemlerini temsil etmektedir. Turgutlu Formasyonu'nun karasal kıyıları, Spildağı Yükseltisi'nin doğu ve güneydoğusunda geniş alanlar kaplamaktadır. Manisa Fay Zonu'nun taban bloğunda yüzlek veren birim orta Pleyistosen zamanından beri Manisa Fay Zonu tarafından yaklaşık 200 metre yükseltilmiştir. Birimin kalınlığı 150-200 metre olarak hesaplanmıştır.

Turgutlu Formasyonu'na ait kumlu çökeller içerisinde bulunan makro memeli fosillerine göre, birime erken-orta Pleyistosen yaşı verilmiştir (Mayda, 2002).

Erozyonel taban ve iri tane boyu kanallar içerisindeki kuvvetli akıntıları ve yatak yükü taşımalarını işaret eder (Miall, 1996). İstif içerisinde gözlenen sedimanter yapılar ve litolojik özellikler, Schumm (1981) ve Miall (1996) tarafından yapılan alüvyal nehir sınıflamasına göre, bu birimin menderesli akarsu ortamında çökeldiğine işaret etmektedir (Şekil 2.3).



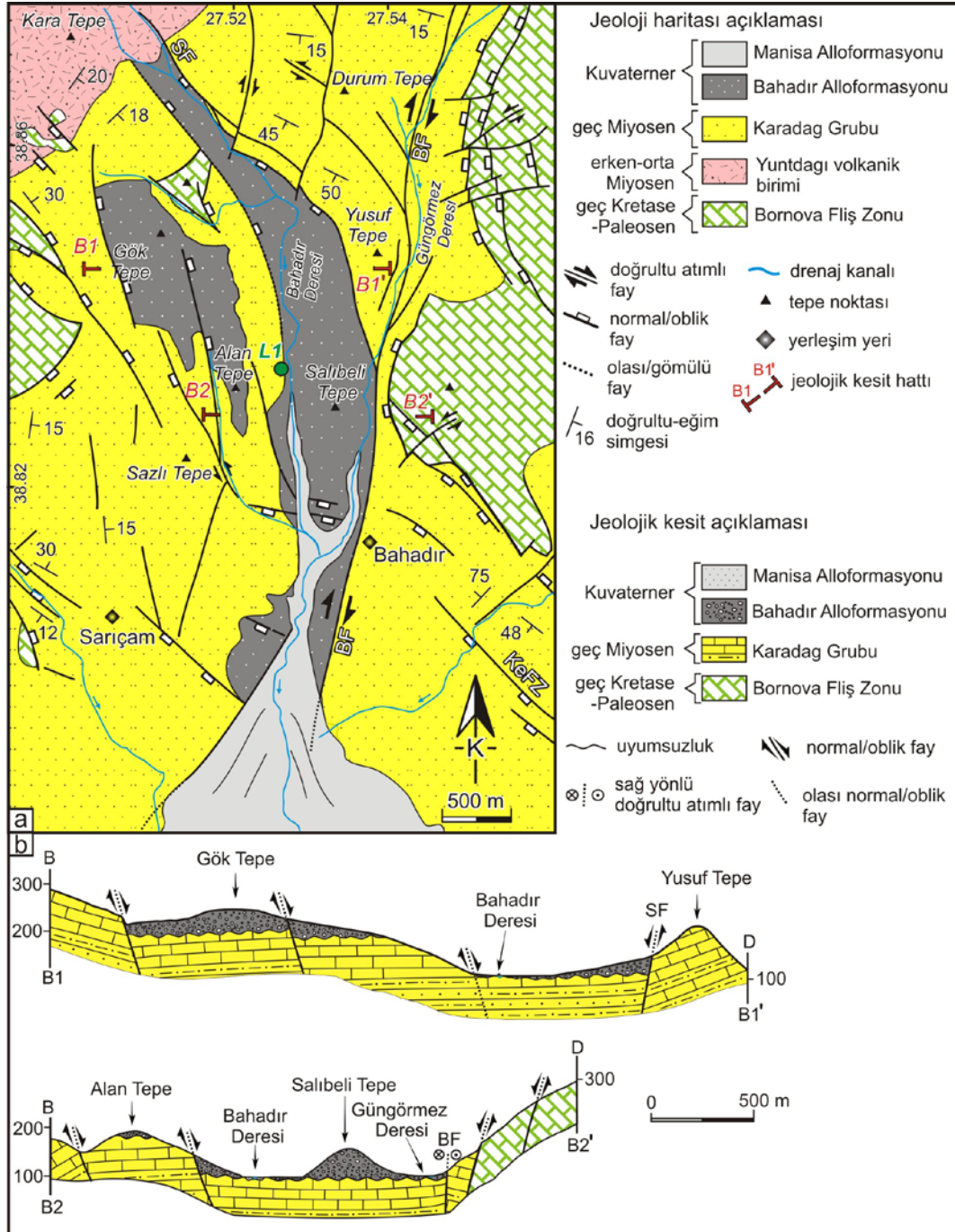
Şekil 2.3 a) Turgutlu Formasyonu'na ait birimlerin litolojik özelliklerini ve sedimanter yapılarını gösteren stratigrafik dikme kesit.

2.3.2 Bahadır Alloformasyonu (Qb)

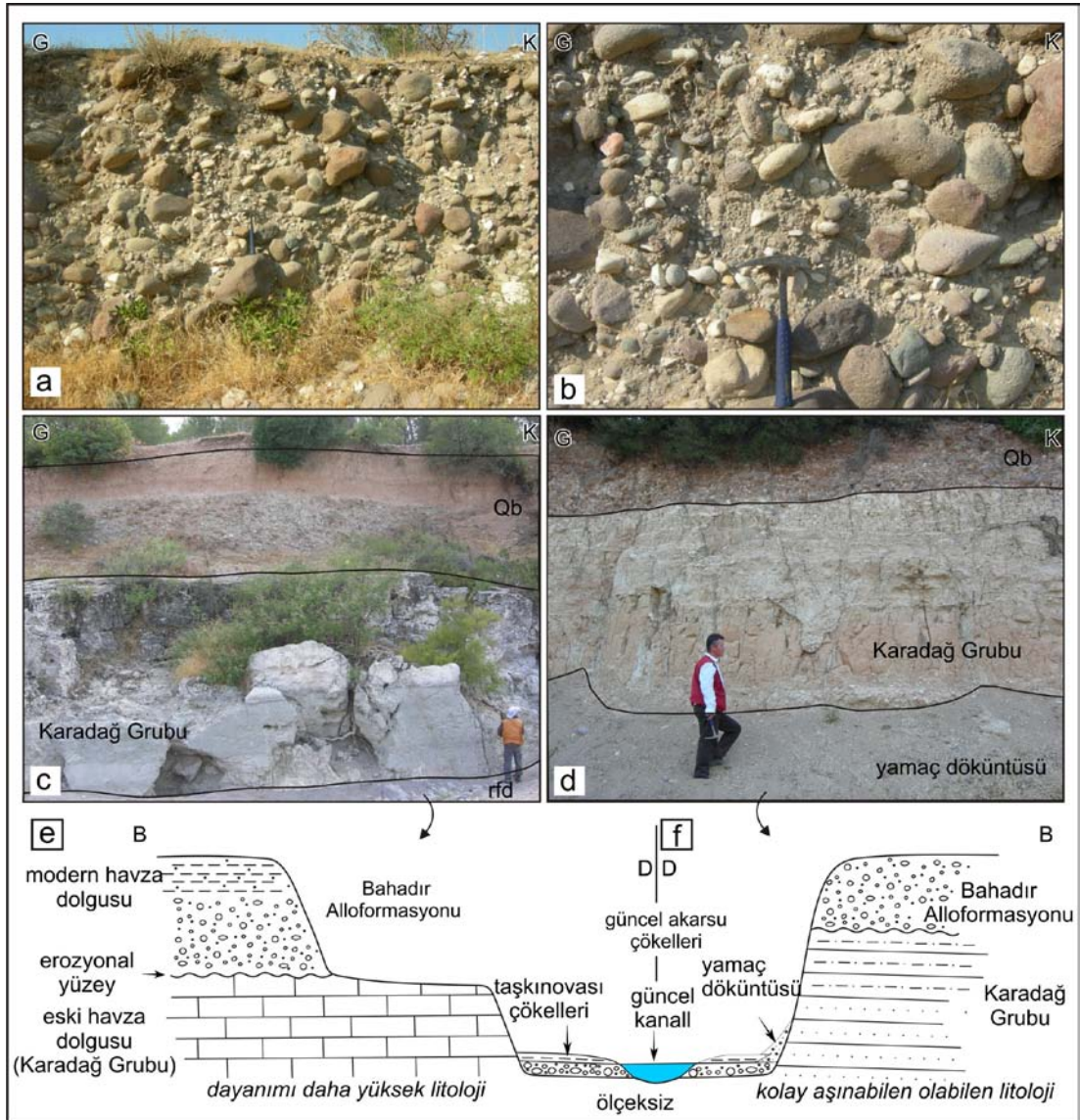
Bu çalışmada Bahadır Alloformasyonu olarak isimlendirilen çökeller, Manisa Havzası'nın kuzey bölümünde yer alan Bahadır Köyü kuzeybatısında 8 km uzunluğunda ve 2.5 km genişliğinde, yaklaşık K–G uzanımlı tektonik koridor boyunca haritalanmıştır (Şekil 2.1 ve 2.4). Birim genel olarak iyi yuvarlaklaşmış aramade destekli çakıltaşlarından oluşur. Bu çökeller, MTA (2008) tarafından yapılan Bahadır bölgesinde yapılan çalışmalarda Kuvaterner yaşlı eski alüvyon, taraça olarak tanımlanmıştır.

Birim içerisinde gözlenen kaba taneler çoğunlukla volkanik kökenli kum, çakıl ve blok türü malzemedен oluşmaktadır (Şekil 2.5a ve b). Çakıl ve bloklar genellikle iyi yuvarlaklaşmış orta küreselleşmiş ve kötü boylanmışlardır; taneler arası kum ve çamur ile doldurulmuştur. Çökeller genel olarak aramade yer yer tane desteklidir, kumlu aramaddenin yanı sıra yer yer açık-doku (openwork) yapıları da gözlenmektedir. Birimin üst seviyelerinde yer yer açık kıvılcımsı kahverengi çakıllı çamurlu siltler yer alır (Şekil 2.5c). Bahadır Alloformasyonu, geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu'na ait çökeller üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar (Şekil 2.5c ve d). Üstte ise, açısız uyumsuzlukla Holosen yaşlı alüvyal yelpaze çökelleri tarafından ile üzerlenmektedir. Bahadır Köyü'nün kuzeybatısında, D–B doğrultusunda alınan B1-B1' kesitinde Göktepe bölgesinde haritalanan Bahadır Alloformasyonu'na ait akarsu çökellerinin kalınlığının 70–90 metre civarında olduğunu göstermektedir (Şekil 2.4b). Aktif dere yatağının her iki yanında da gözlenen akarsu çökellerinin varlığı, Bahadır Deresi'nin tabanı kazıdığına ve bölgenin yükselmekte olduğuna kanıt teşkil etmektedir. Bununla beraber, B2-B2' kesitinde, Bahadır ve Güngörmez derelerinin tabanı kazımaları sonucu arada yükselti olarak kalan Salıbeli Tepe üzerinde bahadır Alloformasyonu'na ait çökeller gözlenmektedir (Şekil 2.4b). Bu çökeller, daha batıdaki Alantepe üzerinde de haritalanmıştır (Şekil 2.4b). Tektonik olarak yükselmenin olduğu bölgelerde diğer faktörler sistemi dengelemek amacı ile etkin hale geçerler, örneğin dereler kendi yataklarını kazıyarak akarlar (Keller and Pinter, 2002). Arazi verileri, nehrin tabanını kazmasına ve önceki taşkın ovasının yanal erozyonuna ve asılı halde kalmasına Kuvaterner boyunca etkili olan tektonik

yükselmenin neden olabileceğine işaret etmektedir. Elde edilen veriler Bahadır Alloformasyonu'nun Yuntdağı Volkanik Birimi'nden beslenen eski yelpaze çökelleri olabileceğini göstermektedir.



Şekil 2.4 (a) Manisa Havzası'nın kuzeyinde yer alan Bahadır köyü ve yakın civarı jeoloji haritası. (b) Bahadır Köyü kuzeyinde haritalanan akarsu çökelleri ve alttaki temel kayaların stratigrafik ve yapısal ilişkilerini gösteren jeolojik kesitler. Kısaltmalar: SF, Sindel Fayı; BF, Bahadır Fayı ve KeFZ, Kepenekli Fay Zonu. L1, Şekil 2.5'in lokasyonunu göstermektedir.



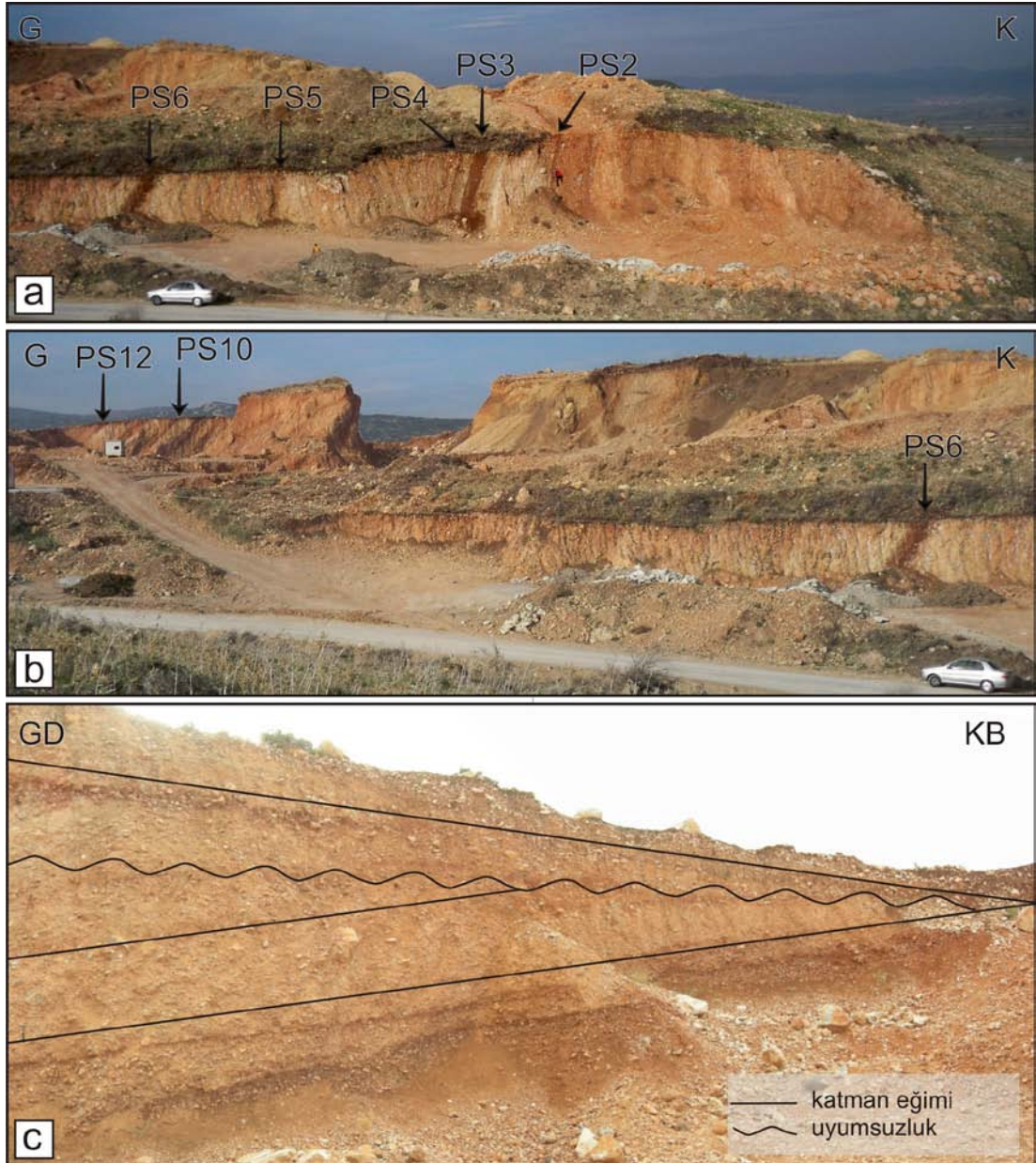
Şekil 2.5 (a,b) Akarsu çökellerinin litolojik özelliklerini gösteren arazi fotoğrafları. (c,d) Temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak bulunan Bahadır Alloformasyonu'nun sedimanter özelliklerini gösteren arazi fotoğrafları. (e) c'de gözlenen basamaklı, (f) d'de gözlenen dik morfolojiyi ve stratigrafik ilişkileri gösteren jeolojik kesitler (kesitlerin ve arazi fotoğraflarının lokasyonu için Şekil 2.4'e bakınız, L1).

2.3.3 Emlakdere Alloformasyonu (Qe)

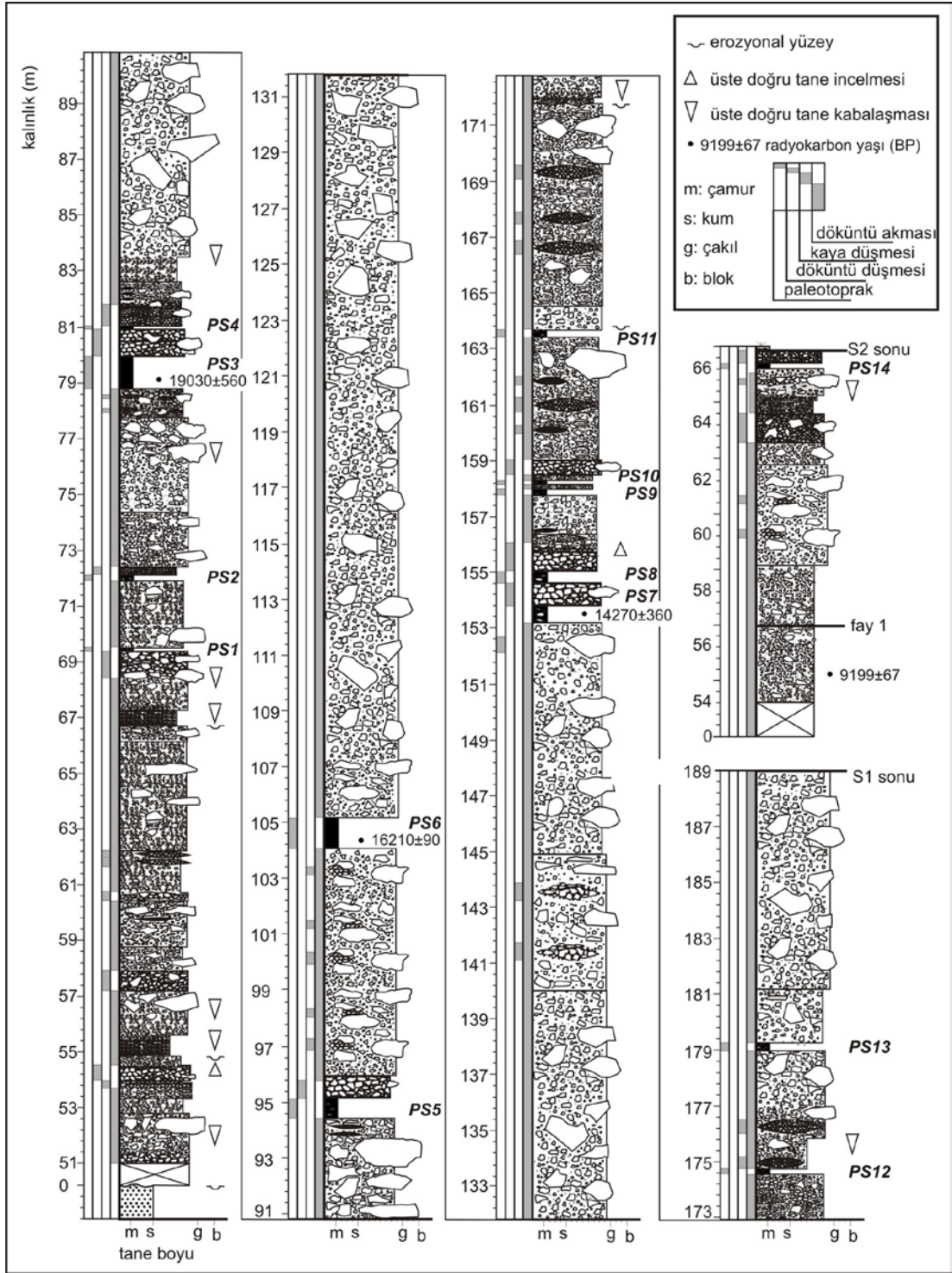
Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde Emlakdere ve Gürle köyleri arasında yeralan alüvyal ve kolüvyal fay önü çökellerinden oluşmaktadır. Bu birim ilk defa bu çalışma kapsamında 1/5000 ölçeğinde Emlakdere Alloformasyonu adı altında

haritalanmış ve geç Pleyistosen–erken Holosen olarak yaşlandırılmıştır. Emlakdere Alloformasyonu genel anlamda kötü boylanmalı, kaba dizimli ince çakıl, kaba çakıl ve paleotoprak seviyeleri ardalanmasından oluşan bir istifte sahiptir (Şekil 2.6a, b). Birim, geç Holosen yaşlı alüvyal/kolüvyal yelpaze çökelleri ile uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 2.6c).

Emlakdere Alloformasyonu'nun toplamda yaklaşık 200 m kalınlığa ulaşan tipik kesiti, Emlakdere ile Gürle köyleri arasında yer alan yol yarmaları boyunca açık olarak gözlenmektedir (Şekil 2.6). Alandaki geç Pleyistosen-erken Holosen yaşlı istifin tip kesitini ortaya çıkarabilmek amacı ile bu alanda ölçülü stratigrafik kesit çalışması yapılmıştır (Şekil 2.7). İstifin fasiyes özellikleri, katman, kalınlık, bağlayıcı malzeme, tane özelliği, tane boyu, derecelenme yapıları, sedimanter yapılar ve birbirine komşu katmanlar arasındaki dokanak ilişkilerinin doğasına göre karakterize edilmiştir. Katmanlanma, kaya dokusu, ve tortul yapı özellikleri gözetilerek ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir (Örn. Blikra ve Nemec, 1998; Collinson ve Thomson, 1982; Harms ve diğer., 1975; Sletten ve Blikra 2007). Ana sedimanter fasiyeslerin karakteristikleri ve yorumlanmaları aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmıştır ve iki ölçülü çökel logu olarak gösterilmiştir (Şekil 2.7).



Şekil 2.6 Emlakdere Alloformasyonu'nun a) alt b) orta ve c) üst kesimlerini gösteren arazi fotoğrafları. Alt kısımlardaki eğim açıları oldukça yüksek iken üst kısımlarda eğim açıları düşüktür. Lokasyon (K1, K2) için Şekil 5.5'e bakınız. PS, paleotoprak.



Şekil 2.7 Emlakdere Alloformasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit logları. Yaşlandırılan paleotoprak seviyelerinin lokasyonları log içerisinde (^{14}C , günümüzden önce) olarak verilmiştir. Kısaltmalar, PS: paleotoprak. Lokasyon (K1, K2) için Şekil 5.5'e bakınız

Gözlenen sedimanter fasiyesler dört ana grup altında incelenmiştir: kaya düşmeleri, döküntü düşmeleri, döküntü akmaları ve paleotoprak. Ana fasiyeslerin tanımlanan sedimantolojik özellikleri Şekil 2.8’de verilmiştir.

2.3.3.1 Döküntü Akması

Bu fasiyes kırmızımsı renkli, kalın katmanlı, kum-çamur aramaddede destekli ve yersel tane destekli düzlemsel katmanlar ve bu katmanlar içerisinde yüzen bloklu çakıltaşlarından oluşur (Şekil 2.8 ve 2.9a). Büyük taneler genel olarak akış yönü boyunca dizilmişlerdir. Ters dereceli katmanlanma yaygındır. Yer yer kiremitvari dizilim ve merceksi katmanlanma gözlenir (Şekil 2.7 ve 2.9) veya çok daha karmaşık bir depolanma tipine sahiptirler. Bu çökeller merkezden uzağa doğru viskozitesi düşen döküntü akması fasiyesi olarak yorumlanmıştır (örn. Blikra ve Nemec, 1998).

2.3.3.2 Döküntü Düşmesi

Bu fasiyes olgun olmayandan olgun döküntülere kadar değişim gösteren yarı köşeli–yarı yuvarlaklaşmış çakıltaşları ile karakteristiktir. Bu çakıltaşları kırmızımsı, masif ve tane desteklidir (Şekil 2.8 ve 2.9b). Masif yapıdan üste doğru incelen bir yapıya doğru değişen ve tipik olarak tane destekli doku yaygındır. Yer yer açık–doku (open-work texture) yapıları olmasına karşın taneler arası genellikle kumlu çamur ile dolmuştur.

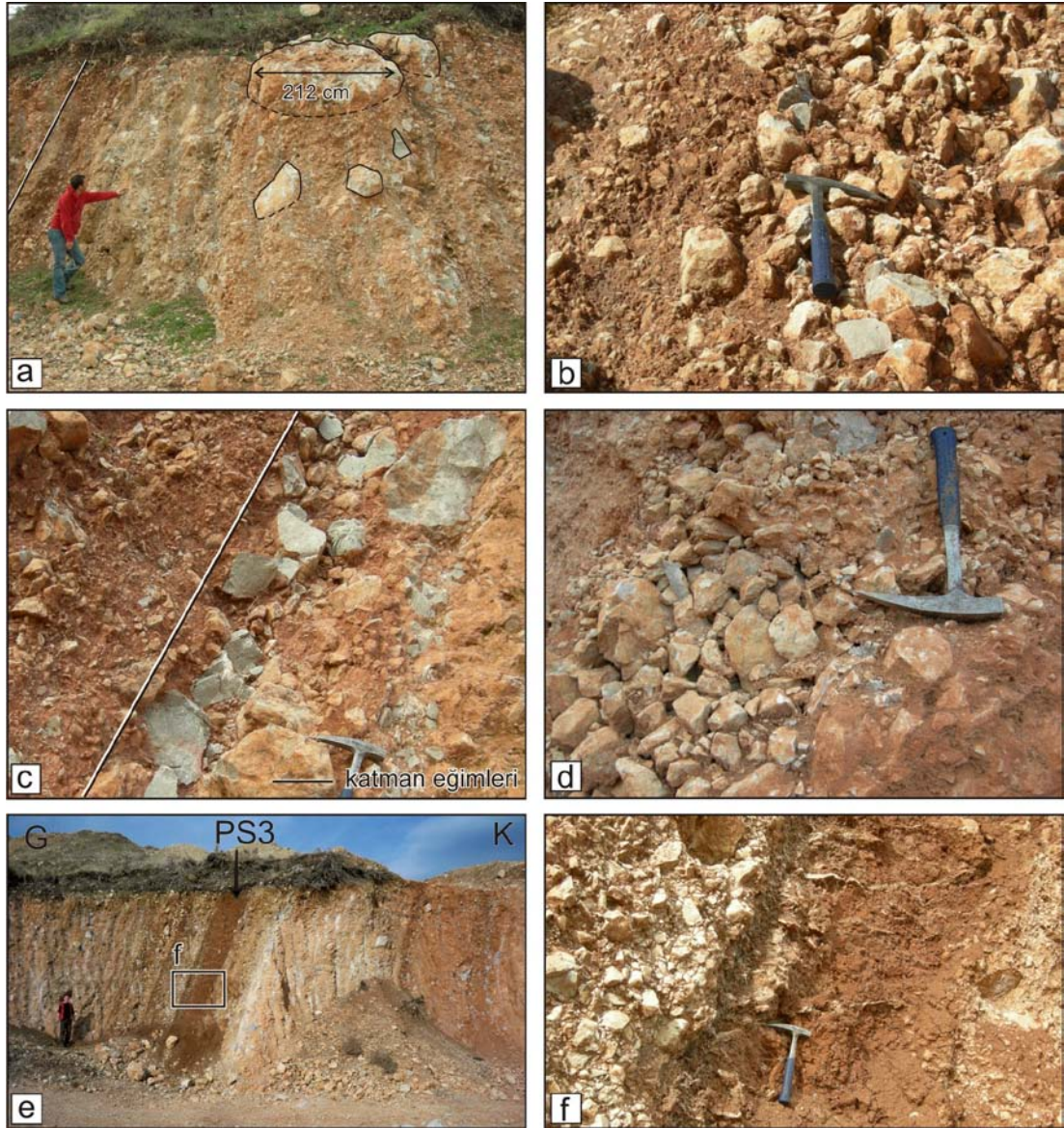
2.3.3.3 Kaya Düşmesi

Bu fasiyes, kırmızımsı renkli, kalın katmanlı, tane destekli, kötü boylanmış, olgun olmayan, köşeli bloklu çakıltaşlarından ile temsil edilir (Şekil 2.8 ve 2.9c). Yer yer masif yer yer normal derecelenmeli ve tane destekli birimler içerisinde çoğunlukla açık–doku (open-work) yapıları yaygındır (Şekil 2.9d). Bu tip fasiyesler içerisinde birimlerde 2 metre çapına kadar taneler gözlenebilmektedir. Bazı düşen kayalar, kayma dokusu (sliding fabric) olarak tanımlanan uzun eksenleri akış yönüne paralel doğrultuda dizilim gösterirler a(p). Katman kalınlıkları tipik olarak 70 ile 200 cm arasında değişir. Diğer fasiyesler ile olan dokanakları genellikle ani geçişlidir,

üzerlediği birimde erozyonal seviyeler yoktur ya da çok azdır. Matriksin rengi altında bulunan organik topraklar gibi açık sarımsı kahverengi (Munsell renk skala numarası: 10YR 6/4) ile kırmızımsı sarı (7.5YR 6/6) arasında değişir.

SEDİMANTER ÖZELLİKLER	ÇÖKELME SÜREÇLERİ			
	kaya/döküntü düşmesi		döküntü akması	
ÇÖKEL TİPİ/GEOMETRİSİ	DÖKÜNTÜLER			
üç boyutlu görünüm				
kesit görünümü				
DOKU VE YAPI	yüksek derecede olgun olmayan döküntü, köşeli taneler	olgun olmayan-olgun döküntü, yarı köşeli-köşeli taneler	matriks-tane destekli, kumlu/çamurlu matriks, yaygın olarak iri taneler, ters derecelenme ve çok büyük çakıl veya bloklar	tane destekli, bloklu kaba çakıllı ve tane-matriks destekli kumlu çakıllı, yaygın olarak normal derecelenme
	bloktan kum boyutuna kadar malzeme içeren, tane destekli ve yaygın olarak açık-doku yapıları içeren, üstte kumlu çakıl-kumlu çamur dolgulu çökeller sıklıkla kumlu çamur ve tekrar çökelen toprak malzemesi ile doldurulmuştur		kireçtaşı temel kayadan türeyen, yaygın olarak karbonatca zengin yıkanmış yamaç malzemesi	
TANE DOKUSU	bloklar ve büyük çakıllar sıklıkla yuvarlanma dokusu gösterir, a(t) veya a(t)b(l), yamaç boyunca çoğu büyük taneler kayma dokusu gösterir a(p). makaslama dokusu a(p) tane akışının olduğu döküntünün akan uzantı bölümlerinde sıklıkla gözlenir		büyük taneler akış yönü boyunca sıralı, a(p) veya a(p)a(l), ama lob önü boyunca a(t) yönelmesi var	döküntü akmasının önkafa ve üst bölümlerinde yaygın olarak yuvarlanma dokusu a(t), akan uzantılarda ise yaygın olarak makaslama dokusu a(p)/a(p)a(l)
DÖKÜNTÜ KAYNAĞI	bozunmuş temel kayalar	eski döküntü akması çökelleri	üst yamaç kolüvyumu	

Şekil 2.8 geç Pleyistosen-erken Holosen yaşlı Emlakdere Alloformasyonu'nun ölçülü stratigrafik kesiti içerisinde gözlenen ana sedimanter fasiyeslerin sedimentolojik özellikleri (Blikra ve Nemeç, 1998'den düzenlenmiştir)



Şekil 2.9 Kolüvyal fasiyesleri gösteren Emlakdere Alloformasyonu'na ait arazi fotoğrafları (a) Döküntü akması çökelleri. Olgun olmayan çakıl ve en büyüğü 212 cm (uzun eksen) uzunlukta olan bloklar, kumlu çamurlu matrisinde gelişigüzel dizimli, yüzer vaziyette yer alırlar. (b) Tekrar işlenen döküntü düşmesi çökelleri yarı yuvarlak-yuvarlak çakıllardan oluşur. (c) Blok ve kaba çakıllardan oluşan kaya düşmesi çökellerini gösteren yakın bir görünüm. Taneler köşeli ve yüksek derecede olgun olmayan, gelişigüzel dizimlidir. (d) Döküntü akmaları içerisinde sıklıkla gözlenen tane destekli merceksi katmanlanmaları gösteren yakın görüntü. Masif yapıdaki açık-dokuya sahip çakıllar multimodal tane boyu dağılımı göstermektedir. (e) Emlakdere Alloformasyonu'na ait döküntü akmalarını ve aradaki kalın paleotprak seviyelerini gösteren dik kesiti. (f) Şekil 2.9e'de verilen dikdörtgen alanın yakın görüntüsü, PS3 (paleotprak 3) seviyesini göstermektedir. Paleotprağın üst seviyeleri karbonatca zengin çökeller ile doldurulmuş düşey ve düşeye yakın çatlaklar içermektedir. Lokasyon (K1, K2) için Şekil 5.5'e bakınız

2.3.3.4 Paleotoprak

Yukarıda tanımlanan kaba kırıntılı fasiyeler arasındaki organik maddece zengin seviyeler birkaç cm ile 118 cm'e kadar değişen kalınlık sunar (Şekil 2.6). Karakteristik olarak, grimsi, sarımsı kahverengi (10YR 5/2) olan seviyeler çoğunlukla gelişigüzel dizilimli kireçtaşı çakılları içerirler. Kalınlığı fazla olan bazı paleotoprak seviyeleri kil ve karbonatça zengin malzemeler ile doldurulmuş sistematik olmayan çatlaklar içerirler (Şekil 2.9e ve f). Bu seviyelerde biyoturbasyon yapıları gözlenmez. Radyokarbon yaşlandırma yöntemi ile yaşlandırmak üzere, paleotoprak seviyelerinden 4 örnek alınmıştır (örnek lokasyonları için Şekil 2.7'ye bakınız). Radyokarbon yaş analizi sonuçları Tablo 2.1'de verilmiştir (Örnekler analiz için Hajdas ve diğer. (2004)'e göre hazırlanmıştır).

Sonuç olarak, Emlakdere Alloformasyonu'ndan toplanan çökel örnekleri, geç Pleyistosen-erken Holosen yaş aralığına karşılık gelen, günümüzden önce (BP: Before Present) 19030±560 ile 9199±67 kal.yıl (kalibre edilmiş yıl, calibrated years) arasında sonuç vermiştir (Tablo 2.1). En alttaki paleotoprak seviyesinden toplanan örneğin yaşı, radyokarbon yaşlandırma yöntemine göre, 19030±560 kal.yıl (BP) olarak belirlenmiştir. Birimin daha üst seviyelerinden, yaşlıdan gence doğru toplanan örnekler, 16210±90 ve 14270±360 kal.yıl (BP) şeklinde yaşlandırılmıştır (Şekil 2.7). Emlakdere Alloformasyonu'na ait çökellerin üst seviyelerinden toplanan örnek 9199±67 kal.yıl (BP) olarak yaşlandırılmıştır (bakınız, Tablo 2.1, Şekil 5.5).

Tablo 2.1 Manisa Fay Zonu'nun batı bölümüne ait radyokarbon yaş analizi sonuçları. Emlakdere Alloformasyonu'ndan toplanan örneklerin ¹⁴C analiz sonuçları birimin geç Pleyistosen-erken Holosen yaşında olduğuna işaret etmektedir

Örnek numarası	Birim	Laboratuvar ID no	Malzeme	Radyokarbon yaşı (BP)	İki sigma aralığı (AD or BC) (95.4%)
M0724	Kolüvyal yelpaze	AA-78578	kömür	988 ± 37	990AD - 1150AD
M0727	Emlakdere Fm	AA-78579	kütle sediman	9199 ± 67	8600BC - 8290BC
MED09	Emlakdere Fm	ETH-37114	kütle sediman	14270 ± 360	16540BC - 14810BC
MED08	Emlakdere Fm	ETH-37113	kütle sediman	16210 ± 90	17610BC - 16990BC
MED03	Emlakdere Fm	ETH-37110	kütle sediman	19030 ± 560	22220BC - 19510BC

2.3.4 Manisa Alloformasyonu (Qm)

Manisa Alloformasyonu, Manisa Havzası'nda geniş alanlarda yüzlek vermektedir ve havzanın en son ürünlerini temsil eder. Güneyde Manisa şehir merkezinin de üzerinde bulunduğu Spildağı dağ önü boyunca; batıda Muradiye ve çevresinde; kuzeyde Saruhanlı, Koyuncu, Nuriye bölgesinde; doğuda ise Çaldağ eteklerinde ve bunların arasında kalan alanda haritalanmıştır. en son ürünlerini temsil eder. Birim genel olarak dağönlerinde ve havza düzlüklerinde çökelen karasal kırıntılardan oluşur.

Dağ önlerinde, vadi kenarlarından türeyen ve havza içerisine taşınan çökeller, açık kırmızımsı kahverengi kaba taneli çakıldaşları, çakıllı-kumlu çamurtaşı ve çamurtaşı ve yeryer kumtaşı ara seviyelerinden oluşur. Çakıldaşları genellikle kötü küreselleşmiş, orta yuvarlaklaşmış, kötü boylanmışlardır ve kumlu çamurlu aradolgu içerisinde bulunurlar. Orta-kalın katmanlanma sunan çökeller içerisindeki taneler, genel olarak Bornova Fliş Zonu, Yuntdağı volkanik birimi ve Karadağ Formasyonu'ndan beslenmişlerdir. Bu çökellerin depolanma ortamları alüvyal yelpaze özellikleri göstermektedir. Güneydeki büyük ölçekli alüvyal yelpaze çökelleri Manisa Fay Zonu ile kontrol edilirken, batıda ve kuzeybatıdaki alüvyal yelpazeler KD-GB uzanımlı Kaleköy Fay Zonu boyunca gözlenir. Havzadaki en büyük alüvyal yelpazeler Manisa Fay Zonu önünde gelişmiştir. Karaçay Deresi tarafından beslenen mega-alüvyal yelpaze çökelleri, 5 km uzunluğunda ve genişliğinde bir alanı kaplar. Eğimi kuzeye doğru 1° dir.

Havza düzlüklerinde depolanan çökeller ise akıntı kanallarında çökelen kum/kil ve çakıl ile taşkın ovası düzlüklerinde çökelen silt ve çamurtaşı ile temsil edilir. Kuzeydeki Akhisar Havzası'ndan gelerek güneybatıya doğru akan Kum Nehri, yaklaşık D-B uzanımlı Gediz grabeninden gelerek batıya doğru akan Gediz Nehri ve güneydeki Kemalpaşa Havzası'ndan gelerek BKB'ya doğru akan Nif Nehri Manisa Havzası'ndaki ana akış sistemlerini oluştururlar ve havzanın akarsu çökellerinin kaynaklarıdır. Kaba taneli iyi-orta yuvarlaklaşmış kanal çökelleri ile beraber uç çubuğu ve taşkın düzlüğü çökelleri ardalanmalı olarak gözlenir. Havzanın güney,

kuzey ve batı kenarlarında bulunan flüviyal sistemin taşkın düzlüğü fasiyesleri, alüvyal yelpaze çökelleri ile giriktir ve aksel gidişli drenajla tipik bir karasal havza çökellerini temsil etmektedirler. (örn. Leeder ve Gawthorpe 1987). Bu alanlarda, kolüvyal yamaç çökelleri sıklıkla komşu alanlardaki alüvyal yelpaze çökelleri ile birleşirler ve dağ önleri tabanı boyunca uzanan alüvyal/kolüvyal dolguları oluştururlar. Bu çalışmada, Manisa Fay Zonu batı bölümünde yer alan Emlakdere Alloformasyonu'nu örten alüvyal/kollüvyal çökellerin yaşlandırılması amacı ile birim içerisinde organik malzeme bakımından zengin örnek alınmıştır. Sonuç olarak, radyokarbon yaş analizi sonucu, geç Holosen zamanına karşılık gelen 988 ± 37 kal.yıl (BP) sonuç vermiştir.

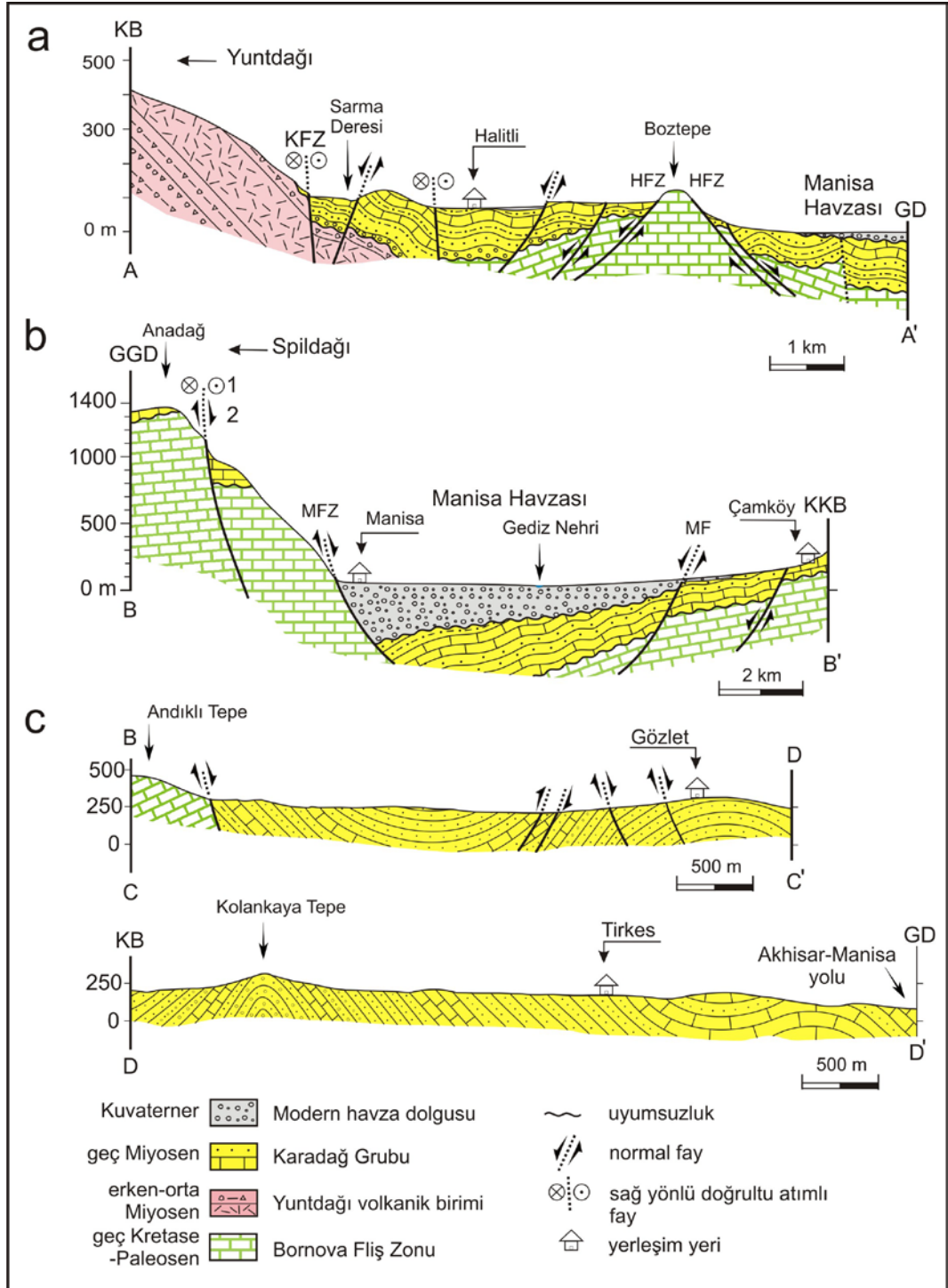
2.4 Havza Dolgusu Birimlerinin Stratigrafik ve Yapısal İlişkileri

Havza dolgusu birimlerinin stratigrafik ilişkilerini ve deformasyon şeklini göstermek amacı ile, arazi çalışmaları sırasında dört adet jeolojik kesit alma çalışması yapıldı. A-A' kesiti, eski havza dolgusu çökellerinin stratigrafik ilişkilerinin gözlemlendiği alanda, Yunt dağı yükseltisinden Manisa Havzası'na doğru Boztepe yakın güneydoğusuna kadar alınmıştır (Şekil 2.10a). Kesit boyunca, andezitik piroklastik kayalardan oluşan Yunt dağı volkanik birimi, Karadağ Grubu'nun taban çakıltaşları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Taban çakıltaşları, Bornova Fliş Zonu ve Yunt dağı volkanik biriminden türeyen iyi yuvarlaklaşmış tanelerden oluşmaktadır. Kesitin güneydoğusunda üste doğru, Karadağ Grubu'nun kıvrımlanmış ve türü eğim atımlı normal ile doğrultu atımlı arasında değişen faylar ile kesilmiş olan gölsel kırıntılı ve karbonatlı katmanları gözlenmektedir. Boztepe civarında, Bornova Fliş Zonu'ndan oluşan bir havza-içi yükselti, KB-GD uzanımlı normal faylar boyunca, bu fayların taban bloğunda yüzlek vermiştir. Güneydoğuya doğru, Karadağ Grubu'nun gölsel sedimenter kayaları, modern havza dolgusu çökelleri (Holosen alüvyon) tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 2.10a).

B-B' kesiti, Spildağı Yükseltisi'nden Manisa Havzası'nın batısına doğru KKB-GGD doğrultusunda alınmıştır (Şekil 2.1 ve 2.10b). Anadağ ile Manisa şehir merkezi arasında, Manisa Fay Zonu taban bloğunda yüzlek veren kaya birimleri gözlenmektedir. Burada, Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde uyumsuz olarak

bulunan geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu'nun kayaçları farklı yüksekliklerde yüzlek vermektedir. Manisa şehir merkezinden Çamköy'e doğru, Manisa Fay Zonu'nun tavan bloğunda, modern havza dolgusu ile ilişkilendirilen Holosen alüvyon çökelleri bulunmaktadır. Jeolojik kesit, KKB'da, Holosen alüvyon ile üzerlenen Karadağ Grubu'nun gölgesel karbonatları ile sonlanır.

C-C' ve D-D' kesitleri, Karadağ Grubu'nun kıvrımlı modelini yansıtabilmek amacı ile Appak Horstu boyunca Andıklı Tepe ile Akhisar-Manisa karayolu arasında alınmıştır (Şekil 2.1, 2.10c). Her iki jeolojik kesit de, eski havza dolgusu birimlerinin kıvrımlı ve faylı doğasına ait somut izler taşır. C-C' kesiti boyunca batıdan doğuya doğru, Bornova Fliş Zonu ile olan faylı dokanak sonrası, Karadağ Grubu'nun ardalanmış gölgesel kırıntılı ve karbonatlı katmanlarının kıvrımlı olduğu gözlenmektedir. Kıvrımlar, geniş açık kanatlı, kıvrım kanatları ise orta dereceli eğimlidir (ortalama 33°). Gözlet Köyü batısında, KB'ya doğru eğimli olan kıvrım kanadı ters ve normal faylar tarafından kesilmiş ve yerdeğiştirmiştir. D-D' kesitinin batı taraftaki başlangıcında, KB'ya eğimli kireçtaşı katmanlarını kesen faydan sonra doğuya doğru iyi gelişmiş, kıvrım kanatları nispeten daha yüksek eğimli antiklinal gözlenmektedir. Antiklinalin merkezi, Karadağ Grubu'nun taban çakıltaşlarına ait katmanlardan oluşmaktadır. Tirkeş Köyü'ne doğru, GD'ya doğru eğimli kalın tabakalı gölgesel kırıntılı ve karbonatlı çökellerin aradalanmasından sonra, antiklinal ve senklinal kıvrım çifti, kesitin doğu sonunda gözlenir.



Şekil 2.10 Manisa Havzası'nda yüzlek veren litostratigrafik birimlerin birbirleri ile olan stratigrafik ve yapısal ilişkilerini gösteren jeolojik kesitler. (a) KB-GD doğrultulu kesit, erken-orta Miyosen yaşlı Yuntdağı volkanik birimi ile geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu arasındaki stratigrafik uyumsuzluğu göstermektedir. (b) B-B' jeolojik kesiti, Manisa Fay Zonu önünde gelişen modern havza dolgusunu göstermektedir. (c) C-C' ve D-D' kesitleri ise, Appak Horstü'nde asılı kalan Karadağ Grubu'na ait gölsel çökellerin kıvrım geometrisini göstermektedir. Jeolojik kesitlerin loksasyonları için Şekil 2.1, ve 4.2'ye bakınız.

BÖLÜM ÜÇ

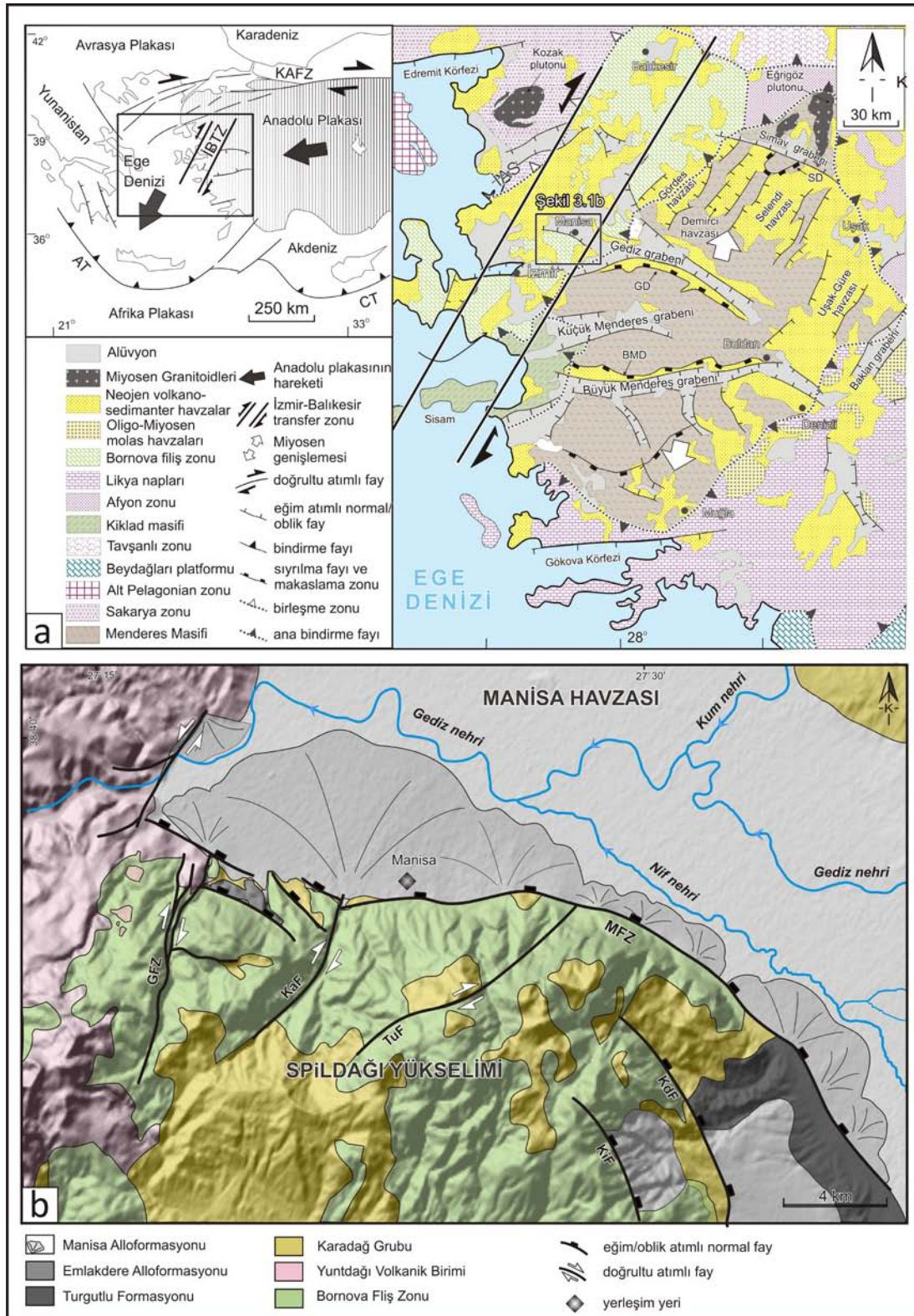
TEKTONİK JEOMORFOLOJİ

Bu bölümde, Batı Anadolu'daki belirgin Kuvaterner fay sarplıkları ve doğrultusu boyunca gözlenen morfolojik göstergeler ile tanınan normal fay zonlarından biri olan Manisa Fay Zonu'nun aktif tektoniğini ve tektonik evrimini açıklamak amacı ile fayın taban ve tavan bloğundan toplanan jeolojik ve jeomorfolojik veriler sunulmuştur. Manisa Havzası'nı batıdan sınırlayan Kaleköy Fay Zonu üzerinde gözlenen morfolojik özellikler ve fayın kinematik özelliklerine işaret eden flüviyal jeomorfolojisi incelenmiştir.

3.1 Manisa Fay Zonu'nun Morfolojik Özellikleri

Batı Anadolu'daki büyük ölçekli normal faylardan birisi olan Manisa Fay Zonu, geometrik olarak kuzeydoğuya doğru kavisli bir yay geometrisine sahiptir. Yaklaşık 35 km uzunluğunda olan fay zonunun Turgutlu batısından Manisa şehir merkezine kadar olan bölümü KB–GD uzanımlı ve çizgisel gidişlidir. MFZ, Manisa şehir merkezinden itibaren D–B doğrultusunda uzanım sunar. Batı ucunda ise, KB–GD uzanımlı kademeli dizilişli fay parçaları ile temsil edilir (Şekil 3.1).

Manisa Fay Zonu, taban bloğundan havza tabanına doğru, havzaya doğru eğimli olan fayların oluşturduğu basamaklı bir yapı sunar. MFZ'nin Manisa şehir merkezindeki parçasında (Pliyo-Kuvaterner zamanında) düşey atım 1500 metre olarak hesaplanmıştır (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Ancak, bu atıma karşılık gelen havza dolgusunun kalınlığıyla ilgili olarak Manisa Havzası'nda yüzey ve/veya yeraltı verisi bulunmamaktadır. Ancak, daha batıdaki Salihli çevresinde, Sarı ve Şalk (2006) tarafından gerçekleştirilen Bouguer gravity profillerinin 2D analiz sonuçlarına göre, Gediz Grabeni'ndeki en yüksek tortul dolgu kalınlığı 0.5 ile 2 km arasındadır. Gediz Grabeni'nin Alaşehir bölgesindeki kalınlığı ise 3 km'yi aşmaktadır (Çiftçi ve Bozkurt, 2010).

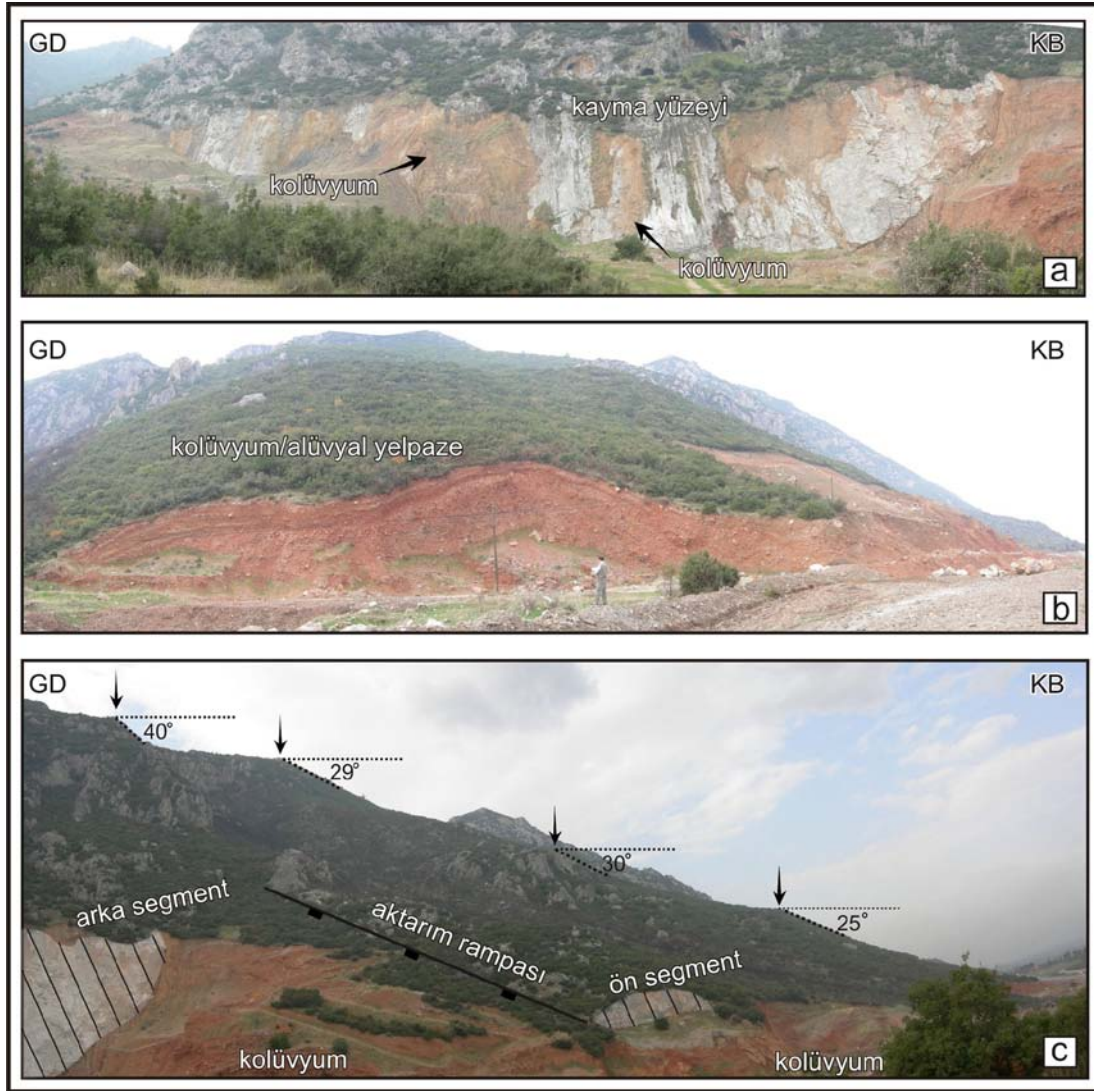


Şekil 3.1 (a) Batı Anadolu'daki ana fay sistemlerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası. (Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008'den düzenlenmiştir). Kısaltmalar, GD: Gediz Sıyırılma Fayı; BMD, Büyük Menderes Sıyırılma Fayı; AT, Ege Hendeği; CT, Kıbrıs Hendeği; İAZ, İzmir-Ankara Birleşme Zonu. Sağ üstteki yerbulduru haritası, Türkiye ve

çevresindeki ana tektonik yapıları ve batı Anadolu'nun lokasyonunu göstermektedir. (b) Manisa Fay Zonu'nu ve bu zonun kontrolünde yükselen Spildağı Yükselimi österen basitleştirilmiş jeoloji haritası (Bozkurt ve Sözbilir, 2006'dan düzenlenmiştir). Haritanın lokasyonu Şekil 3.1a'da verilmektedir. Kısaltmalar, GFZ: Gürle Fay Zonu, KaF: Karaçay Fayı, TuF: Turgutalp Fayı, MFZ: Manisa Fay Zonu, KdF: Kayadibi Fayı ve KiF: Kirazlı Fayı.

Manisa Fay Zonu'nun fay geometrisi ve segment (parça) özellikleri üzerine yapılan çalışmalar Bölüm 4'te ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Kinematik analiz verileri, bu parçaların birleşim öncesi fazda doğrultu atımlı faylanma şeklinde oluştuğuna ve Batı Anadolu'da modern graben gelişimin olduğu Kuvaterner zamanında bu fayların aktarım rampaları ile birleşerek eğim atımlı normal faylanma şeklinde tekrar aktif hale geçtiklerini ortaya koymaktadır (Bu durum Bölüm 4'te ayrıntılı olarak açıklanmıştır). Bölgede KD–GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar (örn. Gürle Fay Zonu (GFZ), Karaçay Fayı (KaF), ve Turgutalp Fayı (TuF)) Spildağı'nın doğusunda ve batısında morfolojik olarak derin vadiler oluştururlar (Şekil 3.1b). Birleşim öncesi fazda doğrultu atımlı olarak hareket eden KB–GD uzanımlı faylar (örn. Kirazlı Fayı (KiF) ve Kayadibi Fayı (KdF)) bölgedeki en son tektonik faz sebebi ile eğim atımlı normal fay karakterinde yeniden hareket etmiştir.

Taban blokta yeralan birimler, Bölüm 2'de açıklanan Bornova Fliş Zonu, Karadağ Grubu, Yuntdağı Volkanik Birimi ve Turgutlu Formasyonu ile temsil edilmektedir. Manisa Fay Zonu, dağ önü çizgiselliği boyunca, geç Pleystosen-erken Holosen yaşlı alluvial-kolüvyal çökeller ile Bornova Fliş Zonu'na ait karbonatlı temel kayaları birbirinden ayırır. Bununla beraber, bu sınırdaki fay zonunun normal hareketine bağlı olarak iyi korunmuş, cilalı ve devasa büyüklüklerde temele ait karbonatlı kayaçlardan oluşan kayma yüzeyleri açığa çıkmıştır. Bornova Fliş Zonu kayalarından türeyen kolüvyal çökeller bu yüzeyler üzerinde ve önünde bulunur (Şekil 3.2a). Fay zonunun tavan bloğu üzerinde temel kayalardan beslenen farklı büyüklüklerde alüvyal yelpaze çökelleri bulunmaktadır (Şekil 3.2b). Topoğrafyadaki basamak yapıları ve bu basamakların önündeki yüksek eğimli fay sarplıkları zonun Manisa Havzası'na doğru eğimli olan birbirine paralel/yarıparalel fay parçalarından oluştuğunu açıklayan önemli göstergelerdir (Şekil 3.2c).



Şekil 3.2 (a) Manisa Fay Zonu'na ait devasa kayma yüzeyini gösteren arazi fotoğrafı. (b) Fay zonu önünde gelişen alüvyal yelpaze çökelleri. (c) Manisa Fay Zonu'nun basamaklı yapısını, ön ve arka parçaları birbirine bağlayan aktarım rampalarını gösteren arazi görünümü. Siyah dolgulu oklar bölgedeki basamaklı yapıyı göstermektedir.

3.1.1 Aktif Tektoniğe İşaret Eden Jeomorfik Veriler

Bu çalışmada, Nif ve Gediz nehrini besleyen Spildağı Yükseltisi drenaj sistemi Manisa Fay Zonu segmentasyonuna bağlı olarak üç ana bölüme (batı, merkez ve doğu) ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3.3). Bu bölümde sunulan jeomorfik verileri elde etmek amacıyla, MFZ'nun hem tavan hem de taban bloğunda ve ayrıca dağönü ile temsil edilen fay zonu boyunca morfometrik analizler yapılmıştır. Elde edilen veriler Dağönü ve Drenaj havza analizi altbaşlıkları altında sunulmuştur. Bununla beraber,

MFZ'nun taban bloğunu temsil eden Spildağı üzerinde gözlenen ve taban bloğunun yükselim modelini açıklayan fay-ilişkili deformasyonlarda gözlenmiştir ve bu bölümde sunulmuştur. Bu çalışma kapsamında, aşağıda sunulan aksel nehir özellikleri, drenaj modeli ve jeomorfik indislerin analizleri Spildağı Yükseltisi ve Manisa Havzası'na uygulanmıştır.

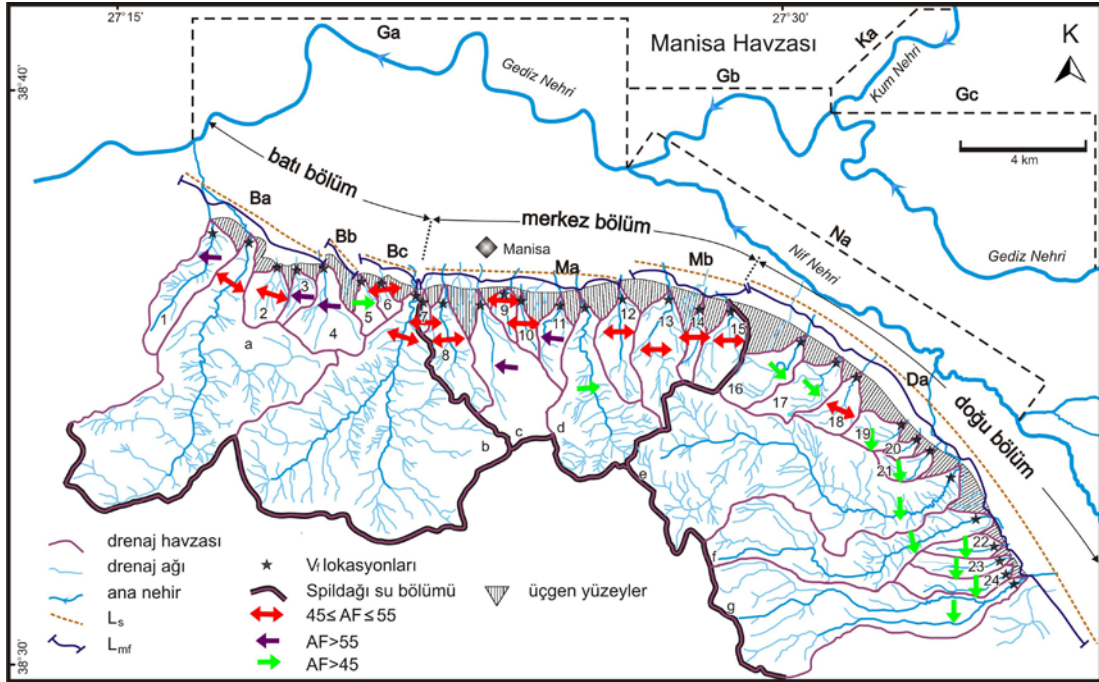
3.1.1.1 Dağönü

Manisa Fay Zonu jeomorfolojik olarak çizgisel gidişli ve belirgin dağönü kayalıkları ile ifade edilir. Dağönü boyunca iyi gelişmiş üçgen yüzeyler bulunur. Bu bölümde, Spildağı Yükseltisi dağönünün aktif tektonik özelliklerinin jeomorfolojik anlamda yorumlanması amacı ile dağ önü boyunca belirlenen jeomorfik göstergeler analiz edilmiştir. Bu amaç doğrultusunda dağ önü sinüslüğü (S_{mf}), üçgen yüzey eğimi-yüksekliği oranı ve üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s) jeomorfik indisleri kullanılmıştır.

Spildağı Yükseltisi dağ önünün batı (Ba, Bb, Bc segmentleri), doğu (Da segmenti), ve merkez (Ma ve Mb segmentleri) bölümleri için **Dağ önü sinüslüğü** (S_{mf}) değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.3, Tablo 3.1). Elde edilen sonuçlara göre fay zonunun batı, merkez ve doğu bölümlerindeki S_{mf} değerleri 1,11 ile 1,14 arasındadır (Tablo 3.1).

Tablo 3.1 Spildağı yükseltisi dağ önü bölümlerine ait S_{mf} ve üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s) değerleri (Segment lokasyonları için Şekil 3.3'e bakınız).

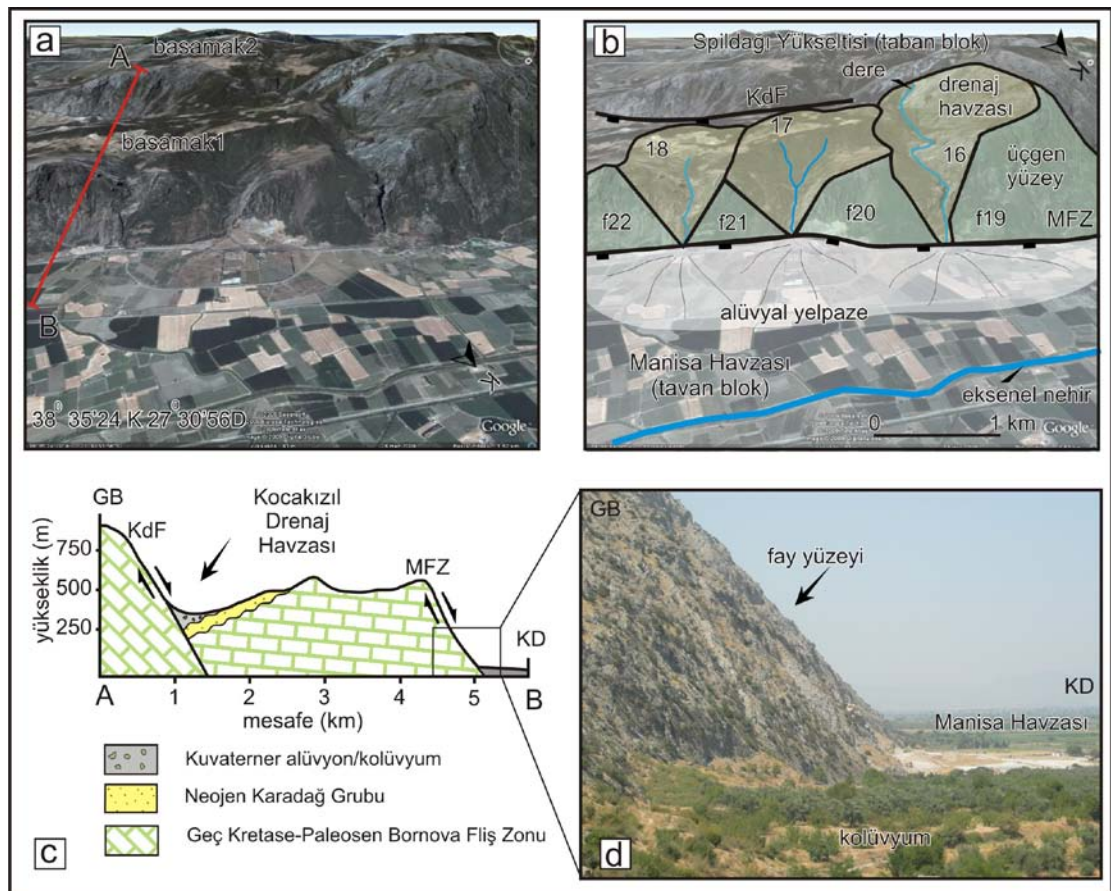
bölümler	segment	S_{mf}	ortalama S_{mf}	L_f/L_s	ortalama L_f/L_s
batı	Ba	1,11	1,12	0,94	0,91
	Bb	1,12		0,96	
	Bc	1,14		0,85	
merkez	Ma	1,14	1,13	0,86	0,90
	Mb	1,12		0,94	
doğu	Da	1,12	1,12	0,85	0,85



Şekil 3.3 Çalışma alanında hesaplanan ana jeomorfik indisleri gösteren drenaj haritası. Drenaj havzalarının AF değerlerine göre belirlenen eğimlenme yönleri renkli oklar ile gösterilmiştir (daha fazla açıklama 3.2.2 Drenaj Havza Analizi bölümünde verilmiştir). Siyah yıldızlar, V_f ölçüm noktalarının lokasyonlarını göstermektedir. Koyu pembe çizgiler Spildağı Yükseltisi'nin batı, merkez ve doğu bölümlerini ayırmaktadır. S_{mf} hesaplamaları B – batı segmentleri, M – merkez segmentleri, D – doğu segmentleri için ayrı ayrı hesaplanmıştır ve değerler Tablo 3.1'te verilmiştir. Küçük ölçekli havzalar numara ile büyük ölçekli havzalar ise harf ile ifade edilmişlerdir (Havza isimleri için Tablo 3.2'ye bakınız).

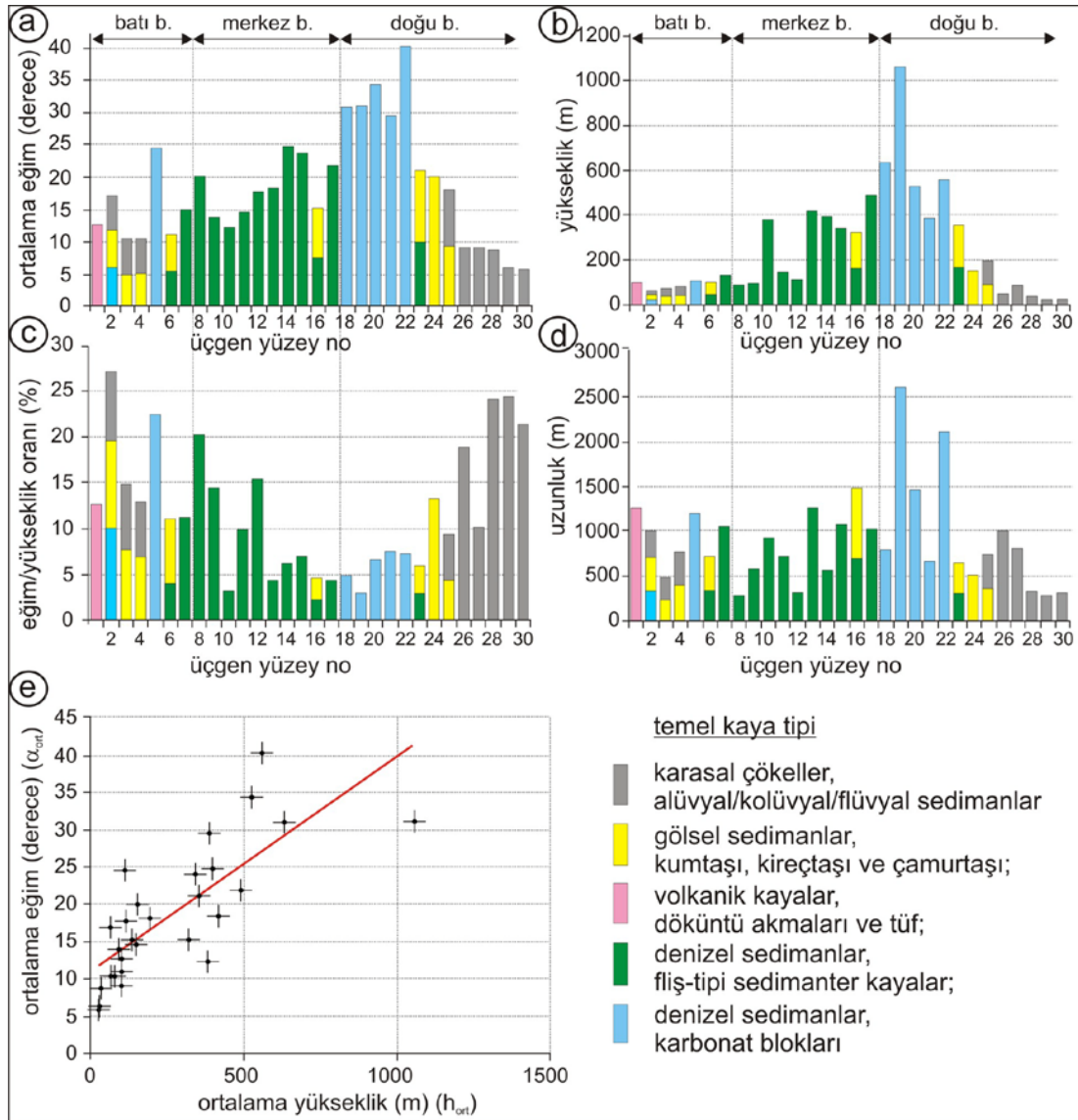
Bazı çalışmalarda “ütü altı yapısı” ya da “üçgen façeta” terimleri ile de ifade edilen **üçgen yüzeyler**, özellikle eğim atımlı normal faylarla kontrol edilen dağ önlerinde sıklıkla gözlenen jeomorfik göstergelerdir. Fay ile kesilen ve taban blokta yükselen fay şevleri her iki yanında gelişen drenaj ağları ile aşındırılarak üçgen şekilli bir görünüm kazanır. Bu çalışmada, Manisa Fay Zonu'nun batı, merkez ve orta bölümlerinde bulunan 30 adet üçgen yüzeyin yükseklik, eğim ve uzunluk dağılımları ölçülmüştür (Şekil 3.3). Manisa Fay Zonu'nun denetiminde gelişen üçgen yüzeyler, zonun batısından doğusuna doğru 1'den 30'a kadar numaralandırılmıştır. Bahsedilen numaralar ve bu üçgen yüzeylerin lokasyonları Tablo 3.2'de verilmiştir. Şekil 3.4a ve b, dayanımı yüksek temel kayalar üzerinde gelişen, eğim dereceleri $29,47^\circ$ ile $40,21^\circ$ arasında olan üçgen yüzeyleri göstermektedir. Burada, f19 ile gösterilen yüzey, 1060 m değeri ile en fazla yüksekliğe sahip olanıdır. F22 ise,

40,21° ile en fazla eğime sahip üçgen yüzeydir (Şekil 3.4a ve b). Bununla beraber, birbirine paralel/yarıparalel eğim atımlı normal faylar, Spildağı Yükseltisi'nin basamaklı yapısından sorumludurlar (Şekil 3.4c). Fay zonu geometrisinin jeolojik kesiti, aynı zamanda yükseltelen Neojen çökeller ile bunları üzerleyen kolüvyal-alüvyal çökeller arasındaki yapısal ve stratigrafik ilişkileri de göstermektedir. Burada, havza tarafındaki fay sarplığı 558 metre yüksekliğe ve 40,21° eğime sahiptir. Bu düzlem aynı zamanda Bornova Fliş Zonu ile Kuvaterner allüvyal-kolüvyal havza çökelleri arasındaki morfolojik olarak belirgin faylı dokanağı oluşturur (Şekil 3.4d).



Şekil 3.4 a) Manisa Fay Zonu'nun doğusunu gösteren 3 boyutlu Google earth görüntüsü b) Şekil 3.4a'da verilen alanın, drenaj havzası, üçgen yüzey, alüvyal yelpaze, eksenel nehir ve dağ önü çizgiselliği gibi temel jeomorfolojik göstergeleri yansıtan ayrıntılı şematik gösterimi. Drenaj havzaları üzerindeki numaralar, Tablo 3.2'de verilen drenaj havzalarının ve üçgen yüzeylerin numaralarını temsil etmektedir. c) Spildağı Yükseltisi'nin doğu bölümündeki havzaya doğru olan basamak yapısını ve bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafik ve yapısal ilişkilerini gösteren jeolojik kesit. d) Manisa Fay Zonu'nun çizgisel dağ önünü ve belirgin topografik değişimi gösteren arazi fotoğrafı.

Üçgen yüzey yüksekliği 20–1060 m ve üçgen yüzey eğimleri 5,77°–40,21° arasında değişim göstermektedir (Şekil 3.5a ve b). Maksimum eğim (ortalama 33,21°) ve yükseklik değerleri (ortalama 632,8 m), merkez ile doğu bölümleri arasındaki geçiş zonunda yoğunlaşmıştır. Eğim ve yükseklik değerleri fayın iki ucuna doğru dereceli olarak azalmaktadır (Şekil 3.5a ve b).



Şekil 3.5 Spildağı Yükseltisinin kuzeye bakan yamacı boyunca, batı, merkez ve doğu bölümlerde tanımlanan üçgen yüzeylerin morfometrik analizleri. Üçgen yüzeylerin (a) ortalama eğim, (b) yükseklik, (c) eğim-yükseklik oranı ve uzunluk dağılımlarını gösteren histogram grafikler. (e) Grafik, üçgen yüzeylerin ortalama eğimlerinin yükseklikleri ile doğru orantılı olduğunu göstermektedir.

Manisa Fay Zonu'nun batı, merkez ve doğu bölümlerinde sayısal olarak ölçülen ortalama üçgen yüzey eğim-yükseklik oranları sırasıyla 0,16, 0,07 ve 0,12 dir. Elde edilen veriler Manisa Fay Zonu'nun batı ve doğu uçlarında yüksek değerler içermektedir (Şekil 3.5c). Manisa Fay Zonu boyunca ölçülen üçgen yüzey uzunlukları ortalama 927 m olup, 294–2616 m arasında değişmektedir (Şekil 3.5d). Ortalama üçgen yüzey eğimi-üçgen yüzey yüksekliği ilişkisini gösteren Şekil 3.5e ortalama üçgen yüzey yüksekliğinin, ortalama üçgen yüzey eğimi ile doğru orantılı olduğunu göstermektedir. Dağ önü boyunca hesaplanan üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s), Manisa Fay Zonu'nun üç bölümü boyunca 0,85–0,96 arasında değerlere sahiptir (Tablo 3.1).

3.1.1.2 Drenaj Havzası Analizi

Bu bölümde, MFZ'nun eğim atımlı normal fay özelliğine bağlı olarak gelişen drenaj (akaçlama) havzalarının analiz edilen verileri, "Eksenel Nehir" ve "Spildağı Yükseltisi Drenaj Sistemi" olmak üzere iki başlık altında sunulacaktır. Tavan blokta (Manisa Havzası) yeralan eksenel nehir ve taban blokta (Spildağı Yükseltisi) yeralan drenaj havzaları, her bir bloğun aktif tektonik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla farklı başlıklar altında incelenmiştir. İlk bölümde, kanal sinüslüğü ve kanal eğimi gibi jeomorfik indislerin analizi ve bunların MFZ boyunca değişim dağılımları gibi eksenel nehir özellikleri sunularak eksenel nehir incelenmiştir. Bunun yanısıra, tavan blok üzerinde akan eksenel nehirin göçüne ait veriler de ele alınmıştır. İkinci bölümde ise; taban blok deformasyonuna işaret eden verilerin yanı sıra, vadi tabanı-vadi genişliği oranı (V_f), asimetri faktörü (AF), hipsometrik eğri, hipsometrik integral (HI), kanal eğimi ve kanal sinüslüğü gibi jeomorfik indislerin analizleri sunulmuştur.

Tablo 3.2 Spildağı Yükseltisi üzerinde bulunan ana nehirlerin ve drenaj havzalarının morfolojik özellikleri ile üçgen yüzey isimleri ve lokasyonları (her iki drenaj havzası arasında bir üçgen yüzey olacak şekilde), V_f (vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı), AF (asimetri faktörü) ve HI (Hipsometrik integral) değerleri.

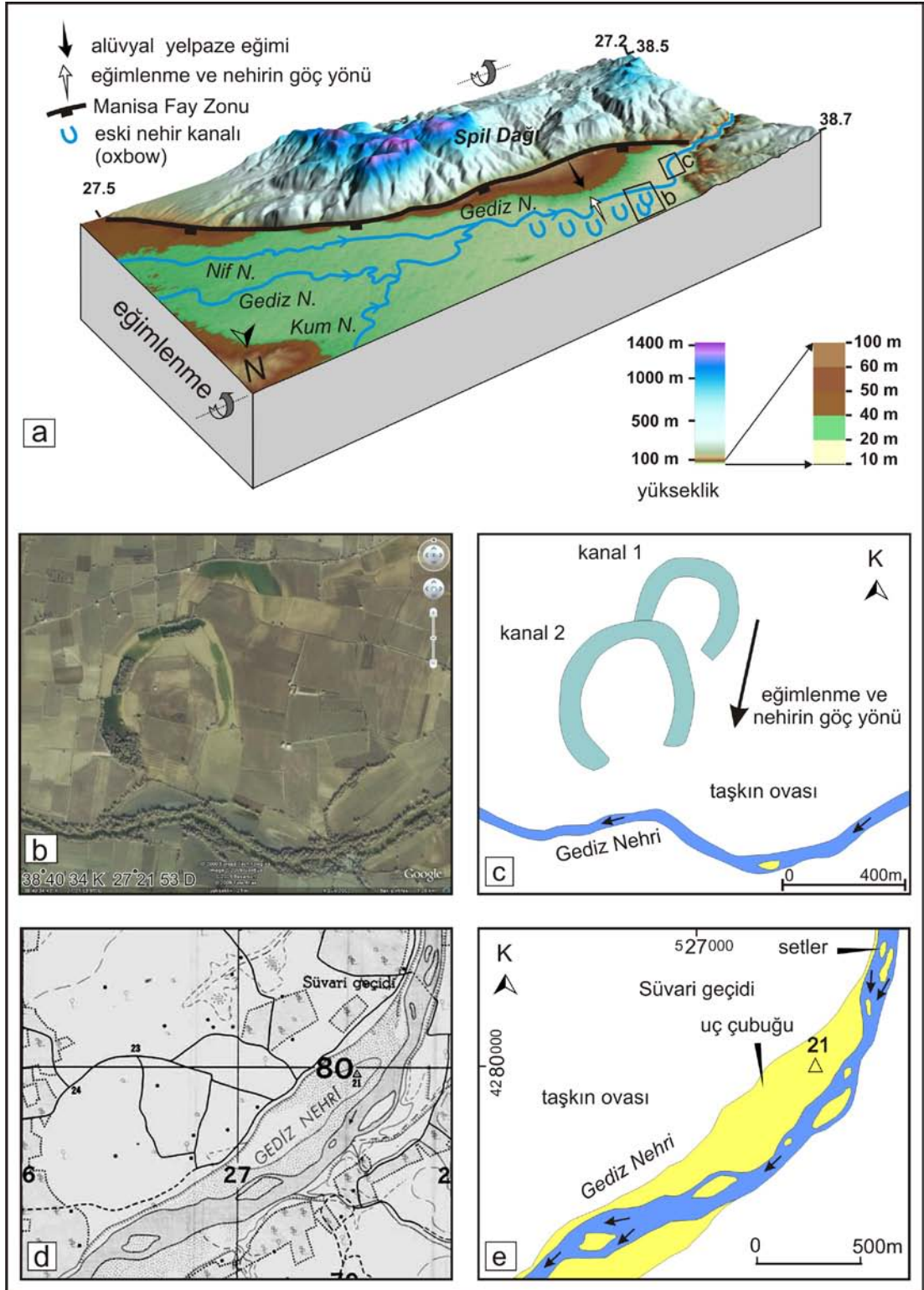
	drenaj havzası	üçgen yüzey no	havza alanı (km ²)	dere/havza ismi	dere uzunluğu (m)	V_f	AF	HI
↑ batı bölüm	1	f1	4,43	Kuş	4300	0,127	54	0,28
	a	f2	30,40	Manastır	12300	0,208	45	0,62
	2	f3	2,30	Yeşilmeşe	1800	0,216	49	0,39
	3	f4	1,06	Kersen	1620	0,118	57	0,19
	4	f5	3,77	Çınarlı	2875	0,079	61	0,47
	5	f6	1,12	Büyükpınar	1260	0,093	30	0,53
↑ merkez bölüm	6	f7	0,70	Kayapınar	1008	0,099	48	0,62
	b	f8	35,56	Karaçay	9900	0,084	50	0,46
	7	f9	0,54	Yukarıkeçili	1452	0,118	50	0,50
	8	f10	3,96	Kavaklıtarla	4512	0,060	48	0,41
	c	f11	7,10	Kocadere	4450	0,164	73	0,51
	9	f12	0,89	Soğuksu	1760	0,159	51	0,36
	10	f13	0,93	Kazan	2011	0,153	49	0,56
	11	f14	1,88	Yemişli	2874	0,037	73	0,53
	d	f15	9,96	Çaybaşı	6150	0,041	37	0,72
	12	f16	3,34	Tabakane	3495	0,053	50	0,36
↑ doğu bölüm	13	f17	4,41	Kırtık	4610	0,079	50	0,36
	14	f18	1,10	Uçarcın	2440	0,137	50	0,61
	15	f19	2,93	Şahin	3211	0,059	51	0,68
	16	f20	3,02	Yellik	3988	0,047	41	0,56
	17	f21	2,33	Sırtlangöçü	3125	0,051	40	0,65
	18	f22	2,00	Kurşunlu	2912	0,033	50	0,72
	19	f23	1,84	Kesmeli	2023	0,084	41	0,67
	20	f24	0,49	Dede	1376	0,116	49	0,52
	21	f25	1,05	Çeşmebaşı	2260	0,145	40	0,48
	e	f26	31,27	Kocakızıl	13560	0,116	23	0,52
	f	f27	12,28	Eşref	9760	0,346	39	0,28
	22	f28	1,05	Çögürlü	2272	0,903	42	0,56
	23	f29	1,63	Can	2992	0,947	43	0,62
	24	f30	2,30	Harman	3505	0,750	44	0,63
g		18,25	Kırcaali	11150	0,623	20	0,37	

Manisa havzasında akan üç ana nehir yer alır. Bunlardan Akhisar Havzası'ndan güneybatıya doğru akan Kum Nehri, Manisa şehir merkezinin kuzeyinde, Manisa Havzası'nda yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan ve batıya doğru akan Gediz Nehri ile birleşir. Gediz Nehri bu birleşimden itibaren güneybatıya doğru akışını sürdürür ve Kemalpaşa Havzası'ndan gelen Nif Nehri ile birleşerek tek bir kol halinde batıya

doğru akar. Böylece Manisa Şehir merkezinden itibaren MFZ'nun *eksenel nehrini* (Gediz Nehri) oluşturur (Şekil 3.6a).

Manisa Fay Zonu'nun batı ve merkez bölümleri içerisinde Gediz Nehri'nin kuzeyinde çok sayıda eski akarsu kanalı ve atnalı Şekilli kanal yapıları (oxbow) bulunur (Şekil 3.6a). Bu çalışmada eksenel nehir gücünü tanımlayabilmek amacı ile, nehrin sadece bir tarafında gözlenen eski akarsu okellerinin güncel nehir yatağına göre konumları lclmŐtr. Gediz Nehri'nin güneybatıya doğru yanal gücünü gösteren Şekil 3.6b ve c'de Gediz Nehri'nin menderesli eski kanalının (kanal 1), nehrin akış rejimine bağlı olarak sonradan oluşan atnalı Şekilli bir kanal (kanal 2) ile kesildiği gözlenmektedir. Günümüzde ise kanal 2 Şeklinde ifade edilen menderesin de güncel akarsu kanalından koptuğu ve nehrin güneybatıya doğru gücü ettiği görülmektedir. Şekil 3.6d ve e, kıvrımlı ve düz gidişli kanallar ile menderesli kanalın kum barlarının ve örgülerin olduğu karma kanal modeli ile açıklanan Gediz Nehri'nin modern nehir karakteristiği ve davranıŐını göstermektedir.

Bu alıŐmada, Manisa Fay Zonu'nun tavan bloğunda bulunan ana nehirlerin kanal sinüslük oranları ve kanalların eğim dereceleri de hesaplanmıştır. Hesaplamalara göre, Gediz Nehri'nin kanal eğim değeri Manisa Havzası'nın batısına doğru dereceli olarak artmaktadır. Manisa Havzası'nın doğu bölümünde kanal eğimi ortalama 0,0225 (oran) ve kanal sinüslük oranı 1,54 olarak hesaplanmıştır (Gc bölümü, Tablo 3.3). Havzanın merkezinde, Kum Nehri'nin Gediz Nehri'ne katıldığı noktadan sonra (Nif Nehri'nin katılım noktasından önceki alanda), eksenel nehrin kanal eğimi 0,0245 (oran), kanal sinüslük eğimi 1,41 (Gb bölümü, Tablo 3.3) ve ortalama kanal genişliği 50 metredir.



Şekil 3.6 (a) Manisa Havzası ile Spildağı Yükseltisi arasındaki sınırı oluşturan Manisa Fay Zonu'nu ve havza üzerinde akan nehirlerin göçü ile havzanın eğimlenmesi arasındaki ilişkiyi gösteren blok diyagram. (b) Atnalı-şekilli eski kanalları ve nehrin GB yönündeki hareketini gösteren Eski Nehir kanallarının Google görüntüsü ve (c) bu görüntünün açıklama harita ifadesi. (d) Gediz Nehri'nin sinüslük oranı, uç çubuğu ve örgü setlerini oluşturan çökel yükü (kum ve çakıllı) ışığında menderesli-

örgülü geçişi modelini gösteren 1/25000 ölçekli topografik harita ve (e) bu haritanın şematik görünümü.

Havzanın batı bölümünde ise, Gediz nehrinin kanal eğimi ve sinüslük oranı maksimum değerlere ulaşır. Bu bölümde kanal eğimi, 0,0334 (oran) ve kanal sinüslük oranı ise 1,62 (Ga bölümü, Tablo 3.3) olarak ölçülmüştür. Bununla beraber, kuzeybatıya doğru akan Nif Nehri ile güneybatıya doğru akan Kum Nehri için de ilgili ölçümler yapılmıştır (sırasıyla, Na ve Ka, Tablo 3.3). Bu nehirlerin kanal eğim değerleri genel olarak Gediz Nehri'nin doğu bölümüne benzer sonuçlar vermiştir (Gb ve Gc, Tablo 3.3). Ama kanal sinüslük değerleri Gediz Nehri'nin geneli ile karşılaştırıldığında daha düşük değerler vermiştir (1,23-1,27, Tablo 3.3).

Tablo 3.3 Manisa Havzası'nda akan ana nehirlerin kanal tipi, eğimi ve sinüslük oranı değerleri.

nehir ismi	bölüm	kanal sinüslük oranı	kanal eğimi (oran)	alüvyal nehir tipi
Gediz	Ga	1,62	0,0334	menderesli -örgülü geçişi
	Gb	1,41	0,0245	
	Gc	1,54	0,0225	
Kum	Ka	1,27	0,0245	
Nif	Na	1,23	0,0272	

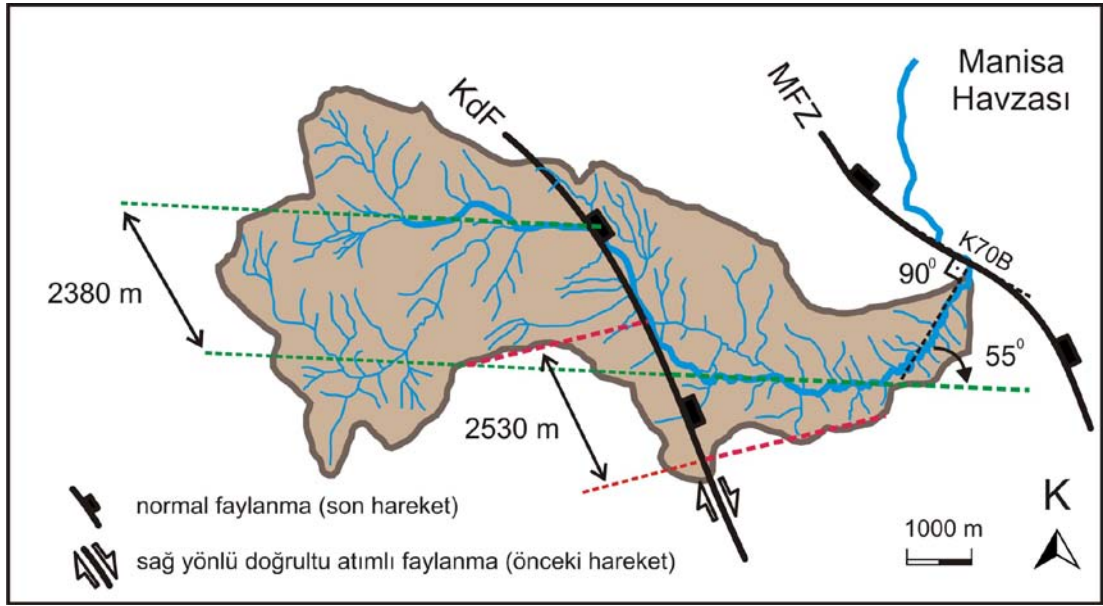
Spildağı Yükseltisi Drenaj Havzaları üzerine yapılan çalışmalar kapsamında, Manisa Fay Zonu'nun taban bloğunu oluşturan Spil Dağı üzerinde gelişmiş drenaj havzaları incelenmiştir. Spildağı Yükseltisi üzerinde bulunan drenaj sistemi, birkaç yüz m²'den onlarca km²'ye kadar alana sahip drenaj havzaları içermektedir (Tablo 3.2). Bu çalışmada, 7 ile 36 km² arasında değişen alanlara sahip büyük ölçekli drenaj havzaları a ile g arasındaki harfler ile adlandırılmıştır (Şekil 3.3 ve Tablo 3.2). Ortalama 2–3 km² alanlara sahip küçük ölçekli drenaj havzaları ise 1 ile 23 arasında numaralandırılmıştır. Drenaj havzaları içerisinde akan ana derelerin doğrultuları genellikle Manisa Fay Zonu'nun segmentlerine dik yöndedir. Numaralandırılan drenaj havzaları içerisinde akan ana dereler tipik olarak 1–4,5 km arasında uzunluklara sahipken, harfler ile gösterilen drenaj havzalarının ana dereleri 13,5 km'ye kadar uzunluk sunar (Şekil 3.3 ve Tablo 3.2).

Batı bölümde, kuzeye akan dereler bulunmaktadır. Batı bölümün doğusunda bulunan dairesel drenaj havzaları içerisinde akan akış sistemleri ağaç-dalı şekilli (dendritic) bir model sunmaktadır (b, Şekil 3.3). Ancak, batı bölümde bulunan 30,40 km² alana sahip olan Manastır Drenaj Havzası (a, Şekil 3.3), doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden kısmen köşeli (rectangular) ve kısmen de daha karışık bir drenaj modeli sunar. Spildağı yükseltisinin merkez bölümünde bulunan drenaj havzaları 0,7–3,77 km² arası alanlara sahiptir (Tablo 3.2).

Dayanımı yüksek olan karbonatlı temel kayaların oluşturduğu dik yamaç eğimi nedeniyle, bazı alanlar (Çaybaşı Deresi, d, Şekil 3.3) kafes tipi (trellis) drenaj sistemleri içerirler. Doğu bölüm ise, genel olarak büyük ölçekli ince-uzun şekilli (elongate) havzalardan oluşur. Doğuya doğru akan dereler içeren bu havzalar güneyde farklı drenaj modelleri sunarlar. Güneyde bölgesel eğimin düşük olması ve kuzeyde dayanımlı temel kayacın bulunması sebebi ile, Kocakızıl Havzası ağaç-dalı şekilli drenaj modeli sunarken, daha güneydeki Eşref ve Kırcaali drenaj havzaları güneydoğu uçlarında paralel drenaj modeli sunarlar.

Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde bulunan drenaj havzaları ve akış sistemleri üzerinde faylanmaya ait izler saptanmıştır. Arazi gözlemleri ve drenaj modeli analizleri büyük ölçekli Kocakızıl ve Eşref Drenaj havzaları ve bunların ana derelerinin sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya ait izler taşıdığını ortaya çıkarmıştır. Arazi verileri ve ayrıntılı topoğrafik analizler, hem D–B uzanımlı Kocakızıl Drenaj Havzası hem de havzanın doğuya doğru akan ana deresi Kayadibi Fayı tarafından kesilmiş ve sağ yanal yönde ötelenmiştir. Sağ yanal yöndeki ötelenme miktarı 2380 m olarak ölçülmüştür (Şekil 3.7). Kocakızıl ve Eşref havzaları arasında bulunan DKD–BGB uzanımlı su bölümü çizgisi fay üzerinde 2530 m sağ yanal ötelenerek güneydoğuda devam eder (Şekil 3.7).

Kocakızıl Drenaj Havzası'nın doğusunda doğuya doğru akan ana dere, havzanın ağzına yakın bölgede, aniden yaklaşık 55° yön değiştirmekte ve KD–GB doğrultusuna dönmektedir (Şekil 3.7).



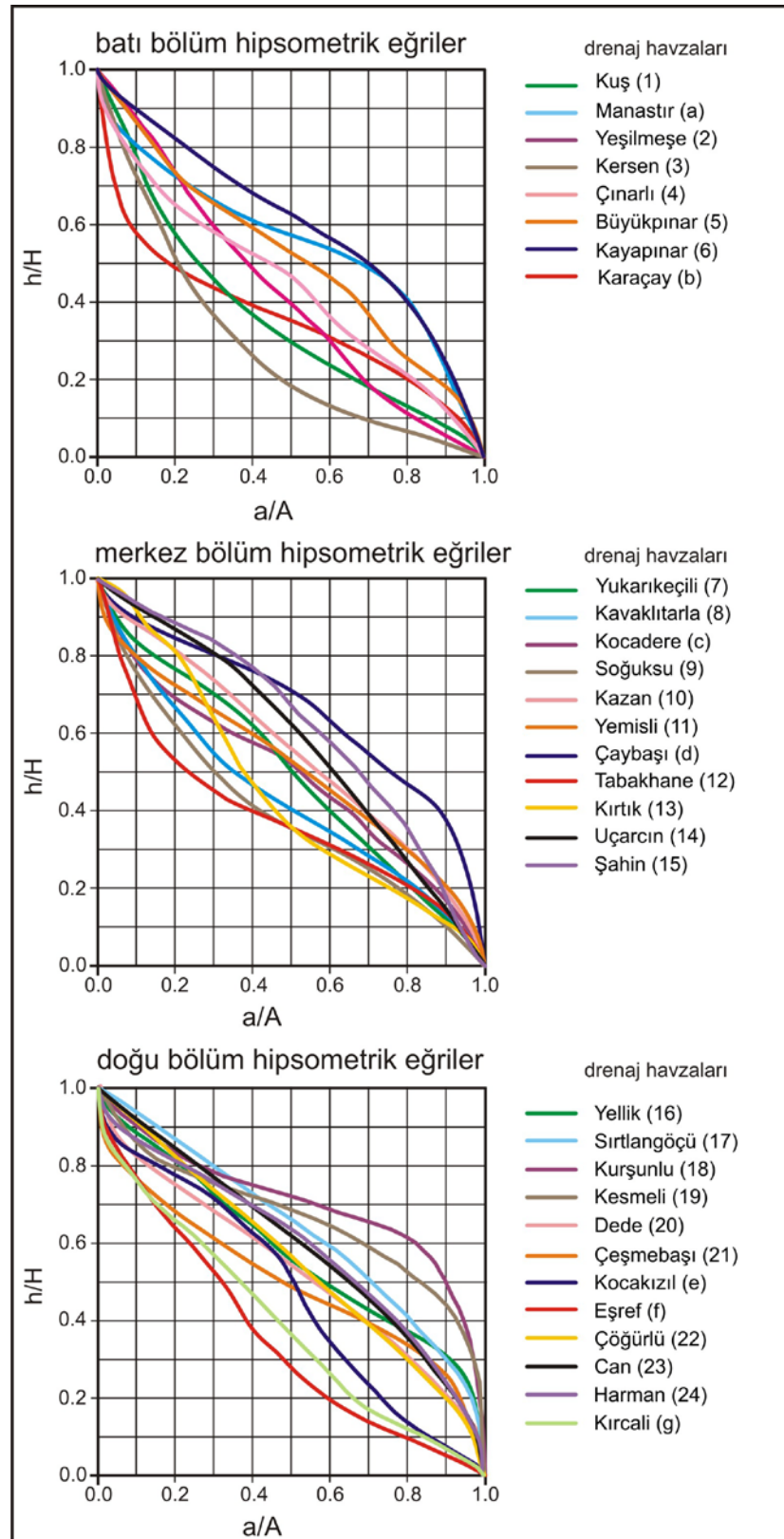
Şekil 3.7 Farklı tektonik fazlara ait deformasyonları yansıtan drenaj haritası. Önceki faza ait sağ yönlü doğrultu atımlı ve son faza ait normal faylanmaya işaret ötelenmelere dikkat ediniz. Kısaltmalar, KdF: Kayadibi Fayı ve MFZ: Manisa Fay Zonu.

Vadi Tabanı-Vadi Yüksekliği Oranı (V_f) çalışmalarında, dağ önlerindeki enine vadi kesitlerinin V_f değerlerinin hesaplanması için küçük ölçekli drenaj havzalarında dağ önünden itibaren derenin yukarı kısmına doğru ~250 m ve büyük ölçekli drenaj havzalarında ise derenin yukarı kısmına doğru ~250 ve ~500 m mesafede kesitler alınmıştır. Bu yöntem Ramirez-Herrera (1998) ve Tsodoulos ve diğer. (2008) tarafından da kullanılmıştır. V_f değerleri Spildağı Drenaj Sistemi üzerinde tanımlanan bütün drenaj havzaları üzerinde hesaplanmıştır (Şekil 3.3, Tablo 3.2). Çalışılan fay zonu boyunca yapılan ölçümler, ortalama V_f değerlerinin 0,0333 ve 0,947 arasında sonuç verdiğini ortaya çıkarmıştır (Tablo 3.2). Normal fay geometrisi ve modeline göre, doğal olarak aktivitenin en düşük olması beklenen alanlardan, zonun doğu ucunda f, 21, 22, 23, g ve batı ucunda ise a ve 2 ile gösterilen havzalar (Tablo 3.2) nispeten daha yüksek V_f değerleri (> 0,2) vermiştir. Diğer havzaların V_f değerleri 0,033 ve 0,2 arasında değişmektedir (Tablo 3.2).

Asimetri Faktörü (AF), çalışmalarında, hesaplanan ve asimetri yönüne işaret eden AF değerleri üç grup altında sınıflandırılmıştır. Bu gruplar: (i) $45 \leq AF \leq 55$ (simetrik havzalar, kırmızı ve iki başlı oklar ile gösterilmiştir, Şekil 6), (ii) $AF > 55$

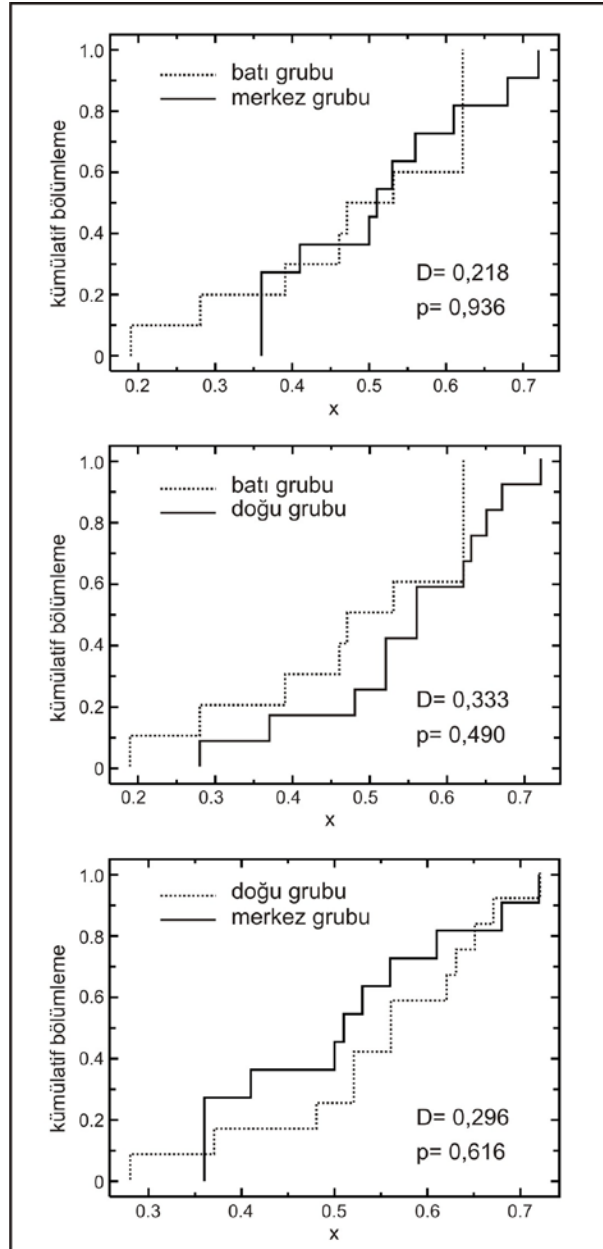
(asimetrik havzalar, batıya doğru eğimlenen havzalar eflatun renkli oklar ile gösterilmiştir, Şekil 3.3), ve (iii) $AF < 45$ (asimetrik havzalar, doğu-güneydoğu yönüne doğru eğimli havzalar yeşil oklar ile gösterilmiştir, Şekil 3.3). AF değerlerinin 50'den giderek uzaklaşması, havzadaki tektonik eğimlenmelerin etkilerinin arttığını göstermektedir. Spildağı Yükseltisi'nin batı ve merkez bölümlerinde hesaplanan AF değerleri, baskın olarak simetrik model sunmaktadır. Ancak bu bölgelerde bulunan bazı havzalardaki (1, 3, 4, c, ve 11) AF değerleri batıya doğru eğimlenme gösterirler (Şekil 3.3). Ayrıca 5 ve d ile ifade edilen havzaların AF değerleri de doğuya doğru eğimlenme göstermektedir. Doğu bölümde hesaplanan AF değerleri ise, baskın olarak asimetrik havza modeli sunmaktadır. Bu alandaki 18 ve 20 numaralı havza dışındaki tüm havzaların AF değerleri G-GD'ya doğru bir eğimlenmenin varlığına işaret etmektedirler (Şekil 3.3, Tablo 3.2). 18 ve 20 numaralı havzanın AF değeri ise simetrik model ile açıklanabilir.

Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral (HI) çalışmaları Spildağı Yükseltisi üzerinde bulunan tüm ana akış sistemleri için hesaplanmış ve çizdirilmiştir. Batı bölümde a, 5 ve 6 ile ifade edilen drenaj havzaları, dışbükey hipsometrik eğrilere ve ortalama 0,59 olan yüksek HI değerlerine sahiptir (Şekil 3.8, Tablo 3.2). 1, 2, 3, 4 ve b ile ifade edilen havzalar düz ve S-şekilli hipsometrik eğriler sunarlar. Bu havzaların HI değerleri 0,19 ve 0,47 arasında ve ortalama 0,36'dır (Şekil 3.8, Tablo 3.2). Merkez bölümde ise ortalama 0,36 değerine sahip S-şekilli hipsometrik eğrilere sahip olan 8, 9, 12 ve 13 numaralı havzalar haricindeki tüm havzaların hipsometrik eğrileri dışbükeydir. Bu havzaların HI değerleri ortalama 0,51 değerinden yüksektir. Doğu bölümde ise, e, f ve g ile ifade edilen havzalar dışındaki bütün drenaj havzaları dışbükey hipsometrik eğriler sunar. Bu havzaların HI değerleri 0,48 ve 0,72 arasında değişmektedir, ortalama değer 0,62'dir (Şekil 3.8, Tablo 3.2). E, f ve g ile ifade edilen havzalar düz veya S-şekilli hipsometrik eğrilere sahiptir, ortalama HI değerleri, 0,39'dur. Doğu bölümdeki 17, 18, 19, 23 ve 24 numaralı, merkez bölümdeki d, 14 ve 15 ve batı bölümdeki a ve 6 ile ifade edilen havzalar yüksek HI değerlerine ($HI > 0,61$) sahiptir (Tablo 3.2). Nispeten düşük topografya ile karakterize eden düz veya S-şekilli hipsometrik eğrilere sahip havzalar (1, 3 ve f) 0,30'un altında HI değerlerine sahiptir.



Şekil 3.8 Spildağı yükseltisindeki drenaj havzalarına ait batı, merkez ve doğu bölümler için hesaplanan hipsometrik eğriler.

Kolmogorov-Smirnov testinde MFZ'nun her üç bölümünde analiz edilen ve Tablo 4'te verilen tüm HI değerleri kullanılmıştır. Bu çalışmada, zonun batı, merkez ve doğu bölümlerinde elde edilen HI dağılımları birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen veriler üç bölge için de benzer p değerleri içermektedir (0.218, 0.333, 0.296) (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Kolmogorov-Smirnov (K-S) test sonuçları, Spildağı yükseltisi üzerinde tanımlanan drenaj havzalarının HI değerleri her üç bölümde de benzer dağılımlar göstermektedir ($p > 0,05$).

3.1.2 Jeomorfolojik Yorum

Bu bölümde, Manisa Fay Zonu'nun tavan ve taban bloklarında ve bu blokların sınırını temsil eden dağ önü boyunca gelişen fay ilişkili jeomorfolojik yapıların yorumlanması yapılmıştır. Manisa Havzası'nda olduğu gibi dünyanın çeşitli yerlerindeki bazı ana nehirler (Potter, 1978; Schumm, 1986) yapısal yasalara göre hareket ederler ve ana kırık sistemleri boyunca akarlar. Manisa Havzası'nda bulunan Gediz Nehri, Manisa Fay Zonu'nun genel uzanımına paralel olarak batıya doğru akan aksenal nehri temsil eder. Manisa Fay Zonu'nun merkez ve batı bölümleri önünde, havzanın eğim yönüne doğru nehrin yavaş göçüne işaret eden yanal birleşme ve bunun sonucunda nehrin sadece bir tarafında gözlenen menderes kesilmeleri gözlenmiştir. Bu tip yapılar bazı uluslararası yayınlarda ayrıntılı olarak açıklanmıştır (Alexander ve Leeder, 1987; Keller ve Pinter, 2002; Leeder ve Gawthorpe, 1987; Todd ve Went, 1991). Şekil 3.6a, b havzanın menderesli kanala dik yönde güneye doğru eğimlenme modelini göstermektedir. Hızlı eğimlenmeye bağlı olarak kanal, eğimlenme yönünü tercih ederek rastgele doğrultulu menderes halkalarını hızlı bir kopma ile bırakarak yerini değiştirir. Atnalı şekilli kanal 2 (Oxbow) tarafından kesilen kanal 1'in ve Gediz nehrinin güncel kanalının lokasyonları Manisa Havzası'ndaki aksenal nehrin GB yönünde göç ettiğini göstermektedir. Elde edilen veriler, havza tabanının KB-GD doğrultulu yatay bir eksen boyunca güneybatıya doğru eğimlenmesine işaret etmektedir. Bu eğimlenmeye neden olacak en önemli etmen, listrik geometriye sahip Manisa Fay Zonu'nun eğim atımlı normal aktivitesi ile açıklanabilmektedir.

Manisa Fay Zonu tavan bloğunda bulunan ana nehirlerin sinüslük oranları ve kanalların eğim dereceleri hesaplamalarına göre, Gediz Nehri'nin kanal eğim değeri Manisa Havzası'nın batısına doğru dereceli olarak artmaktadır. (Tablo 3.3). Yapılan morfometrik hesaplamalara göre, Gediz Nehri'nin havzanın batı bölümünde Nif Nehri ile birleşmesinden sonra (Ga bölümü, Şekil 3.3), Manisa Fay Zonu'nun merkez ve batı bölümlerinde daha yüksek kanal eğimine ve daha fazla sinüslük oranına sahip olduğu söylenebilir. Nehirlerin menderesli akışına neden olan akarsuyun çökel yükü gibi jeolojik etkenler, kanalların sinüslük oranının artmasına

neden olurlar (Friend ve Sinha, 1993). Bununla beraber, nehirlerin menderesli akmaları ve yön değiştirmelerinin bir diğer nedeni de vadilerin yanal veya enine eğimlenmeleridir (Schumm, 1986). Gediz Nehri'nin sadece kuzeyinde gözlenebilen eski kanalları üzerinde yapılan çalışmalar ve ölçümler, Gediz Nehri'nin güneybatı yönüne doğru yanal olarak göç ettiği sonucunu ortaya çıkarmıştır. Bu hareketin, Manisa Fay Zonu önünde gelişen ve karşı yönde bir set oluşturan büyük ölçekli alüvyal yelpaze çökellerinin varlığına karşı gelişmesi, buna sebep olan faktörün havzanın faya doğru eğimlenmesi olabileceği sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Bölgede bu eğimlenmeye sebep olabilecek unsur da, Manisa Fay Zonu ve bu zonun son zamanlardaki aktivitesi ile açıklanabilir.

Hakyemez ve diğer. (1999), Gediz Grabeni'nin geç Kuvaterner evriminde ve ilgili yüzey şekillerinin oluşmasında aktif tektonizmanın anahtar rolü olduğunu ifade etmişler ve Gediz nehrini örgülü akarsu olarak tanımlamışlardır. Ancak, yukarıda verilen bilgiler ışığında, kanalın çökel yükü ve modeline göre, Gediz Nehri menderesli-örgülü geçiş (model 4, Schumm, 1986) modeline uymaktadır. Bu model, kanal tipi sınıflamasına göre, yüksek sinüslük oranı ve menderesli kanalın çakıllı ve/veya kum setleri içeren geniş ve düz kanalları ile karışım-yüklü kanal modelini temsil etmektedir. Fakat artan çökel taşıma seviyesi ve setlerin varlığı sinüs-örgülü birleşik görünümünü yansıtmaktadır (Şekil 3.6c ve c1). Yapılan çalışmalarda, kanallar tarafından taşınan çökel yükü, akış gücü, şekli ve Gediz Nehri'nin eğimi dikkate alınmıştır.

Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde bulunan Manastır Drenaj Havzası (a, Şekil 3.3), doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden kısmen köşeli (rectangular) ve kısmen de daha karışık bir drenaj modeli sunar. Bunun sebebi, bu alanın KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fay zonu (Gürle Fay Zonu) ile Manisa Fay Zonu'nun KB-GD uzanımlı batı segmentlerinin birleşim bölgesi olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 3.1b). Dayanımı yüksek olan karbonatlı temel kayaların oluşturduğu dik yamaç eğimi nedeniyle, bazı alanlar (Çaybaşı deresi, d, Şekil 3.3) kafes tipi (trellis) drenaj sistemleri içerirler. Güneyde bölgesel eğimin düşük olması ve kuzeyde dayanımlı temel kayacın bulunması sebebi Kocakızıl Havzası ağaç-dalı şekilli drenaj modeli

sunarken, daha güneydeki Eşref ve Kırcaali drenaj havzaları güneydoğu uçlarında paralel drenaj modeli sunarlar. Bunun nedeni, bu havzaların bulunduğu alanların batıda dayanımlı zemine sahip, yüksek eğimli olması ve doğuda nispeten daha yumuşak eğimli, kolay aşınabilen Pleyistosen-Holosen yaşlı karasal kırıntıların bulunması olarak açıklanabilir. Bununla beraber, paralel akış modelinin ince-uzun şekilli havzalar için tipik model olduğu bilinmektedir (Schumm ve diğer., 2002). Bu model, önceki doğrultu atım ve sonraki eğim atımlı normal fay karakterinde çalışan ve bölgede basamaklı ve dik bir topoğrafya oluşturan birbirine paralel KB-GD uzanımlı fay segmentleri (KdF ve KiF) boyunca gözlenebilir. Kocakızıl drenaj havzasının batı bölümünde bulunan KdF'nin taban bloğu, yükseltilmiş dayanımlı temel kayalar ile kaplıdır ve bu bölgede ağaç-dalı (dendritic) drenaj modeli baskındır. Ancak, güneye doğru KdF ve KiF'nin normal aktiviteleri ile düşen blokta biriken karasal alüvyal ve kolüvyal çökellerin bulunduğu alanlarda paralel drenaj modeli baskındır. Kuzeyden güneye doğru, ağaç-dalı ve paralel drenaj modelleri arasındaki bu geçiş derecelidir.

Hızlı tavan blok düşmesi ve taban blok yükselmesine işaret eden çizgisel gidişli dağ önleri, geniş üçgen yüzeyler, küçük alüvyal yelpazeler ve yakınsak aksenal nehirler (Burbank ve Anderson, 2001) Manisa Fay Zonu boyunca gözlenmektedir (Şekil 3.4a ve b). Manisa Fay Zonunun düşey hareketleri ve vadileri kazıyan derelerin kombinasyonu sonucu oluşan üçgen yüzeylerin eğim açısı değeri; fayın atım oranı, toprak oluşumu ve dağ yamacının erozyonu arasındaki dengeyi yansıtır (Menges, 1990; Keller ve Pinter, 2002; Picotti ve diğer., 2009).

Manisa Fay Zonu'nun doğu ve merkez bölümlerinin geçiş zonunda bulunan devasa boyutlarda karbonatlı kayalar üzerinde gelişen üçgen yüzeyler, zon boyunca ölçülen maksimum ortalama eğime sahiptirler ($40,21^\circ$). Karşılaştırılacak olursak, bu alanda arazide ölçülen dağın tabanındaki fay yüzeyi 53° olarak ölçülmüştür. Bu zon boyunca üçgen yüzeylerin yükseklikleri de eğim dereceleri ile doğru orantılı olarak maksimum değerlere ulaşırlar (1060 m). Bu bölgedeki maksimum yükseklik ve eğim değerleri, fayın atımı belirgin bir şekilde toprak oluşumu veya yamaç erozyonundan daha fazladır. Tektonik aktivitenin hızına bağlı olarak, temel kaya

litolojisi de zaman ve yer bakımından üçgen yüzey gelişimi için önemli rol oynar. Manisa Fay Zonu boyunca ölçülen en yüksek eğim ve yükseklik değerleri Bornova Fliş Zonu içerisindeki karbonatlı kayalar üzerinde ölçülürken, en az değerler fay zonunun bitim noktalarında atımın en az olduğu alanlarda bulunan ve kolay aşınabilen karasal kıvrıntılar üzerinde ölçülmüştür (Şekil 3.5a, b ve c). Geri kalan ortalama değerlere sahip üçgen yüzeyler, derin denizel fliş tipi ve görsel çökeller üzerinde ölçülmüştür.

Tektonik olarak aktif dağ önlerinin belirgin ve geniş üçgen yüzeyler ile, tektonik olarak daha az aktif dağ önlerinin ise daha küçük, parçalara ayrılmış yüzeyler ile tipik olduğu bilinmektedir (Bull, 1978). Son yıllarda Petit ve diğer. (2009) tarafından üçgen yüzeylerin istatistiksel analizi üzerine yapılan bir çalışma kayma hızı ile üçgen yüzey eğimi arasında doğrudan bir korelasyon olduğuna işaret etmektedir. Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde 0,1 mm/yıl ve merkez bölümünde 0,3 mm/yıl ve doğu bölümünde 0,2 mm/yıl olarak ölçülen minimum kayma hızları (MFZ bölümleri için hesaplanan kayma hızları Bölüm Beş ve Altı'da detaylı olarak açıklanmıştır) göz önüne alındığında, zonun merkez bölümündeki üçgen yüzey eğimlerinin batı bölümdeki üçgen yüzey eğimlerine oranla daha yüksek olduğu, Manisa Fay Zonu boyunca hesaplanan kayma hızı değerleri ile uyum gösterdiği ortaya çıkmaktadır. Manisa Fay Zonu'nun merkeze yakın bölümlerinde ölçülen ortalama eğim-yükseklik oranlarının, doğu ve batı kenarlarına göre maksimum değerlerde olması ortalama kayma hızının merkez bölümde maksimum olmasını gerektirmektedir. Dağ önü bölümleri boyunca hesaplanan üçgen yüzey uzunluğu değerleri düzensiz bir dağılım sunmaktadır (Şekil 3.5d). Bu durum, drenaj havzaların şekilleri ve temel kayanın fluvial sistemlerle aşındırılmasına karşı dayanımı ile açıklanabilir.

Dağ önlerinde, havzaların genişlikleri o havzaların ne kadar ince-uzun şekilli ve dairesel olduklarına bağlıdır. Daha dairesel havzalar daha geniş üçgen yüzeylerin gelişmelerine olanak sağlayacaktır (Burbank ve Anderson, 2001; Mayer, 1986). Kolay aşınabilen karasal kıvrıntılı birimlerin geniş alanlar kapladığı doğu bölümün güneydoğusu, D-B uzanımlı ince-uzun havzalar ile tipiktir. Bu havzalar, nispeten daha çok kesilmiş, daha az yüksekliğe sahip ve dar üçgen yüzeylerin gelişmesine

olanak sağlar. Doğu bölümün batı kısmında bulunan dayanımlı kayalar üzerinde gelişen üçgen yüzeyler ise, daha uzundurlar ve dairesel şekilli drenaj havzaları ile kontrol edilirler. Batı ve merkez bölümlerde dairesel havzalar ile kontrol edilen üçgen yüzeylerin uzunlukları, ortalama 900 m civarındadır. Dağ önü boyunca ölçülen üçgen yüzey yüzdesi (L_f/L_s) Spildağı Yükseltisi dağ önünün tektonik olarak aktif olduğuna işaret eden yüksek değerler sunmuştur.

Dağ önü sinüslük oranlarının hesaplanmasında, Manisa Fay Zonu'na ait fay parçaları yer yer aktarım rampaları ile birbirlerine bağlandıkları ve zig-zag şekilli gidişler sundukları için, yanal yönde farklılıklar oluşmaktadır. Bu problemi ortadan kaldırmak amacı ile S_{mf} değerleri, Manisa Fay Zonu içerisinde haritalanan fay parçaları için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Şekil 3.3). Hesaplanan sonuçlara göre fay zonunun merkez (ortalama 1,13), batı ve doğu, (ortalama 1,12) bölümlerindeki ortalama S_{mf} değerleri düşük çıkmıştır (Şekil 3.3; Tablo 3.1). Bu sonuç bu dağ önlerinin tektonik olarak aktif olduğunu göstermektedir.

Hesaplanan V_f oranları da, Spildağı yükseltisi dağönünün tektonik olarak aktif olduğuna işaret etmektedir. Dağönü boyunca hesaplanan V_f değerleri genel olarak düşüktür ve V-şekilli vadilerin varlığını gösterir. En yüksek V_f değerleri, zonun batı ve doğu sonlarında ölçülürken, en yüksek değerler merkez bölümde ölçülmüştür (Tablo 3.2). Bu sonuç, maksimum atımın merkez bölümde olduğu normal fay atımı dağılımı ile uyumludur. Ölçülen tüm V_f değerlerinin 1'den küçük olması, Spildağı yükseltisinin aktif yükselimine işaret eden çizgisel ve tabanı kazıyan derelerin varlığına işaret etmektedir.

Spildağı Yükseltisi'nin batı ve merkez bölümleri üzerinde bulunan ve ana akış sistemlerinin tamamı kuzeye doğru akan drenaj havzalarına ait asimetri faktörlerinin büyük bir kısmı baskın olarak simetrik model sunmaktadır. Bu alandaki bazı havzaların asimetrisindeki sapmalar, bölgede haritalanan KD uzanımlı doğrultu atımlı fayların hareketlerine bağlı olarak akış sistemlerindeki değişimler olarak kabul edilebilir. Doğuya doğru akan derelerin kontrol ettiği drenaj havzaları Spildağı yükseltisinin doğu bölümünde bulunur. İnce-uzun (elongate) şekilli bu havzaların

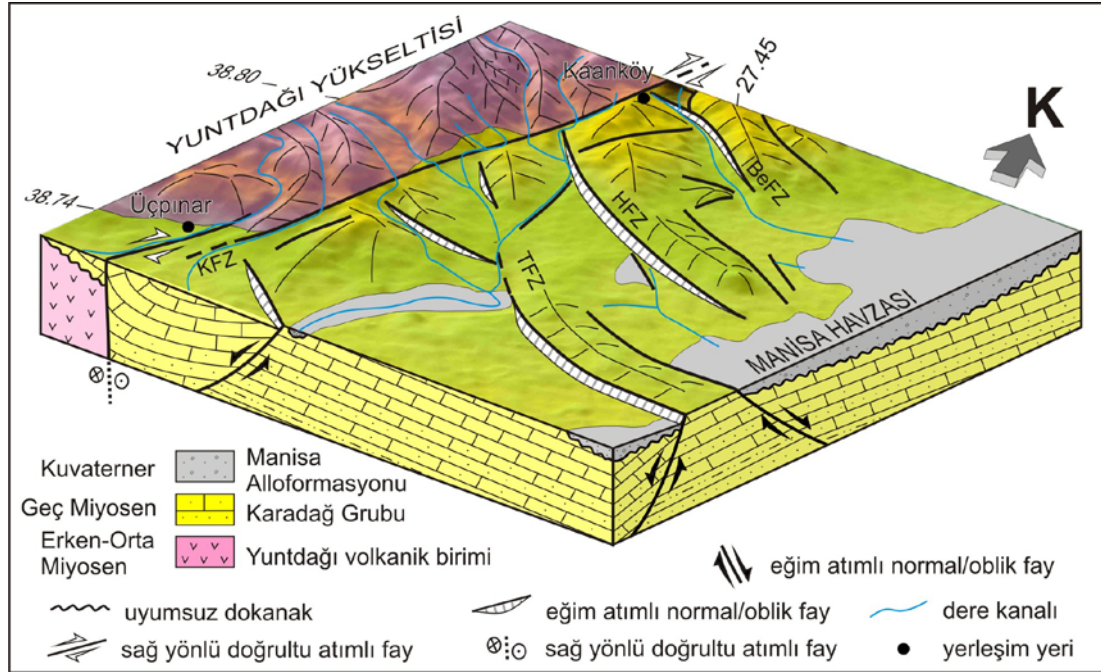
asimetri faktörleri baskın bir şekilde güney/güneydoğuya doğru olan eğimlenmeye işaret eder. Bu eğimlenme Manisa Fay Zonu'nun normal hareketine bağlı olarak tavan bloğun yükselmesi ile açıklanabilir. Elde edilen veriler, Spildağı yükseltisi boyunca ölçülen ve hipsometrik eğrileri dışbükey geometri sunan, yüksek HI değerlerine sahip drenaj havzalarının Manisa Fay Zonu'nun her üç bölümünde de var olduğunu göstermektedir. Nispeten düşük röliyefli alanlara işaret eden konkav veya düz geometri sunan hipsometrik eğriler genellikle zonun uç kısımlarında bulunan drenaj havzalarına aittir.

Spildağı Yükseltisi içerisinde yer alan drenaj havzaları, aynı tektonik etki altında ancak farklı litolojik birimler üzerinde gelişmişlerdir. Derin deniz ortamında çökelen dayanımı yüksek karbonatlı kayalar üzerinde gelişen drenaj havzaları, daha düşük dayanımlı fliş-tipi ve gölsel veya volkano-sedimanter kayalar üzerinde gelişen havzalara oranla daha dik ve yüksek röliyefe sahiptirler. Ancak, batı ve doğu bölümlerde yer alan ve kolay aşınabilen alüvyal ve flüviyal çökeller gibi karasal kıyıları, 1, 3 ve f gibi nispeten düşük röliyefli drenaj havzalarının gelişmesine olanak sağlamışlardır. Kolmogorov-Smirnov (K-S) testi kullanılarak zonun batı, merkez ve doğu bölümlerinde ölçülen HI değerleri karşılaştırılmış ve zon boyunca ölçülen benzer dağılımlar gösterdiği saptanmış, HI değerlerinde belirgin bir farklılık gözlenmemiştir (Şekil 3.9). Zonun üç bölümü boyunca gözlenen yüksek HI değerleri sunan drenaj havzalarının varlığı, zon boyunca nispeten genç, az aşınmış bölgelere işaret etmektedir.

3.2 Kaleköy Fay Zonu'nun (KFZ) Morfolojik Özellikleri

Manisa Havzası'nı batıdan, Yuntdağı Volkanik kayalarını doğudan sınırlayan KFZ, KD uzanımlı çizgisel gidişli ve sağa sıçramalı doğrultu atımlı fay segmentlerinden oluşur (KFZ'nun geometrik ve kinematik incelemeleri Bölüm 4'te detaylı olarak açıklanmıştır). Zonun Üçpınar ile Kaanköy arasındaki kuzey bölümü, yumuşak bir topoğrafyaya sahiptir ve bu alanda KFZ boyunca ötelenen sırt ve vadiler ile dereler yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 3.10). Şekil 3.10'da görülen 1, 2 ve 3

numaralı vadilerin karşısında sırtların bulunması tipik olarak doğrultu atım morfolojisinin karakterize etmektedir.

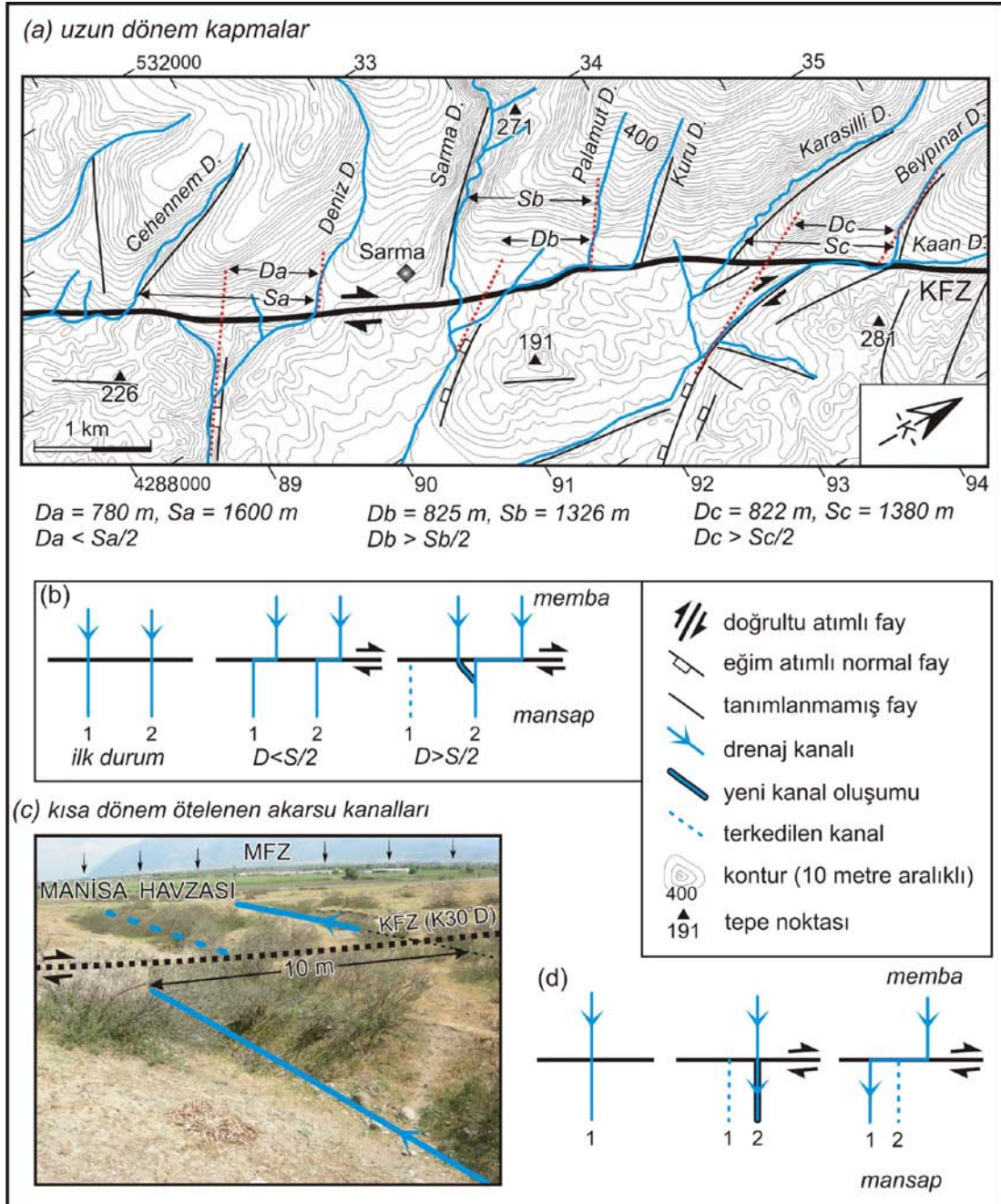


Şekil 3.10 Manisa Havzası'nın batısında yer alan Üçpınar ile Kaanköy yerleşimleri arasında kalan bölgenin litolojik, yapısal ve morfolojik özelliklerini gösteren blok diyagram. Kısaltmalar: KFZ, Kaleköy Fay Zonu; TFZ, Tekeliler Fay Zonu; HFZ, Halitli Fay Zonu; BeFZ, Belenyenice Fay Zonu.

Yunt Dağlarından güneydoğuya doğru akan ana dereler KFZ tarafından ötelenirler ve zonun bu bölümünün sağ yönlü aktivitesine işaret eden özellikler sunarlar. Şekil 3.11, KFZ boyunca gözlenen uzun dönemli kapma modelini ve ötelenen dereleri göstermektedir. Havzanın bu bölümünde, güneydoğuya akan derelerin KFZ'nin kuzey bölümü boyunca ötelenme geometrileri sağ yanal özelliktedir (Şekil 3.11a). Doğrultu atımlı fay ile ötelenen derelerin kapma eğilimleri ve kesilerek kuruyan dere kanallarını gösteren model Huang (1993) ve Schumm ve diğer. (2002) tarafından ayrıntılı olarak şekillerle anlatılmıştır (Şekil 3.11b). Schumm ve diğer. (2002) göre, zamanla ilerleyen fay hareketine bağlı olarak birbirini izleyen kanallardan birinin akışyukarı kanalının varolan bir önceki akışaşağı kanalı ile birleşmesi ile kanal kapması gerçekleşir ve akışaşağı eski kanal terk edilir (Şekil 11b). Burada, birbirini izleyen kanallar arasındaki mesafe, kapma olayına direkt etki eder. Kapma olayının gerçekleşmesi, $D > S/2$ olduğu durumlarda kolaylıkla gerçekleşir. Burada D,

faylanmaya bağılı ortalama kanal ötelenmesi, S ise, kanallar arasındaki ortalama mesafeyi temsil eder (Huang, 1993; Schumm ve diğeri., 2002). Şekil 3.11a'da doğuda yeralan Beypınar deresinin fay zonu boyunca ortalama kanal ötelenmesi 822 m olarak ölçülmüştür. Beypınar ve Karasilli dereleri arasındaki ortalama mesafe 1380 metredir ($D_c > S_c/2$). Bu durumda, Karasilli Deresi, fay zonu boyunca kendi akış aşağı kanalını terk eder ve doğusundaki Beypınar Deresi'nin akış aşağı kanalı ile birleşir (Şekil 3.11a). Sarma Köyü civarında benzer özellikteki kapma olayından bahsedilebilir. Burada, Sarma Deresi, fay zonu üzerinde Palamut Deresi tarafından kapılmaktadır. $D_b > S_b/2$, ortalama dere ötelenmesi 825 m ve kanallar arası ortalama mesafe 1326 m'dir (Şekil 3.11a). Ancak, fay zonu boyunca olan kanallar arasındaki mesafenin daha büyük olduğu batı bölümdeki durum farklıdır. Burada, Da, 780 m ve Sa, 1600 m'dir ($D_a < S_a/2$) (Şekil 3.11a). Bu durumda, Cehennem Deresi fay zonunu geçtikten sonra kendi akış aşağı kanalının takip eder ve doğudaki Deniz Deresi'nin akış aşağı kanalı tarafından kapılmaz. Her dere yaklaşık çizgisel gidişli akış yukarı ve akış aşağı kanallara sahiptir ve fay hareketine bağılı olarak ortalama 800 m sağ yanal ötelenmişlerdir.

Arazi çalışmaları sırasında, KFZ'nin güney bölgesinde de, fayın sağ yanal hareketine işaret eden çok sayıda küçük ölçekli dere ötelenmeleri de gözlenmiştir. Bunlardan bir tanesi Şekil 3.11c'de gösterilmiştir. Burada, Yağcılar Köyü kuzeydoğusunda bulunan Çullutepe ile Gediz nehri arasındaki bir bölgede güneydoğuya doğru akan bir derenin KFZ'nun hareketine bağılı olarak 10 m ötelendiği gözlenmiştir. Fay zonunun bu bölgesindeki kinematik analizler normal bileşene sahip doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir. Akış aşağı kanal, düşen blok üzerinde aktığından dolayı kanal kapmaları yorumlanması zor karmaşık modeller oluşturabilmektedirler. Burada, akış yukarı kanala daha yakın olan sıra dışı bir terk edilmiş kanalın varlığı söz konusudur. Faylanmaya bağılı olarak sağa ötelenen akış aşağı kanal (1 numaralı kanal, Şekil 3.11d) terk edilmiştir ve zon boyunca akış yukarı kanal önünde yeni bir akış aşağı kanal (2 numaralı kanal, Şekil 3.11d) oluşmuştur. Bir sonraki faylanmaya bağılı olarak dere bir önceki akış aşağı kanalına (1 numaralı kanal, Şekil 3.11d) geri dönmüştür.



Şekil 3.11 a) KFZ üzerindeki ötelenen dereleri ve dere kapmalarını gösteren topoğrafik haritalar. b) Huang (1993) ve Schumm diğer. (2000) tarafından önerilen doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak gelişen uzun dönem kapmaları ve terk edilen dere kanallarını gösteren akış modeli c) KFZ tarafından ötelenen derenin arazi görünümü. d) c’de gözlenen akarsu kanalının ötelenme modeli. Şekil 3.11a’da verilen haritanın lokasyonu için Şekil 4.4’e bakınız. Şekil 3.11b’de verilen fotoğrafın lokasyonu için Şekil 4.6’ya bakınız.

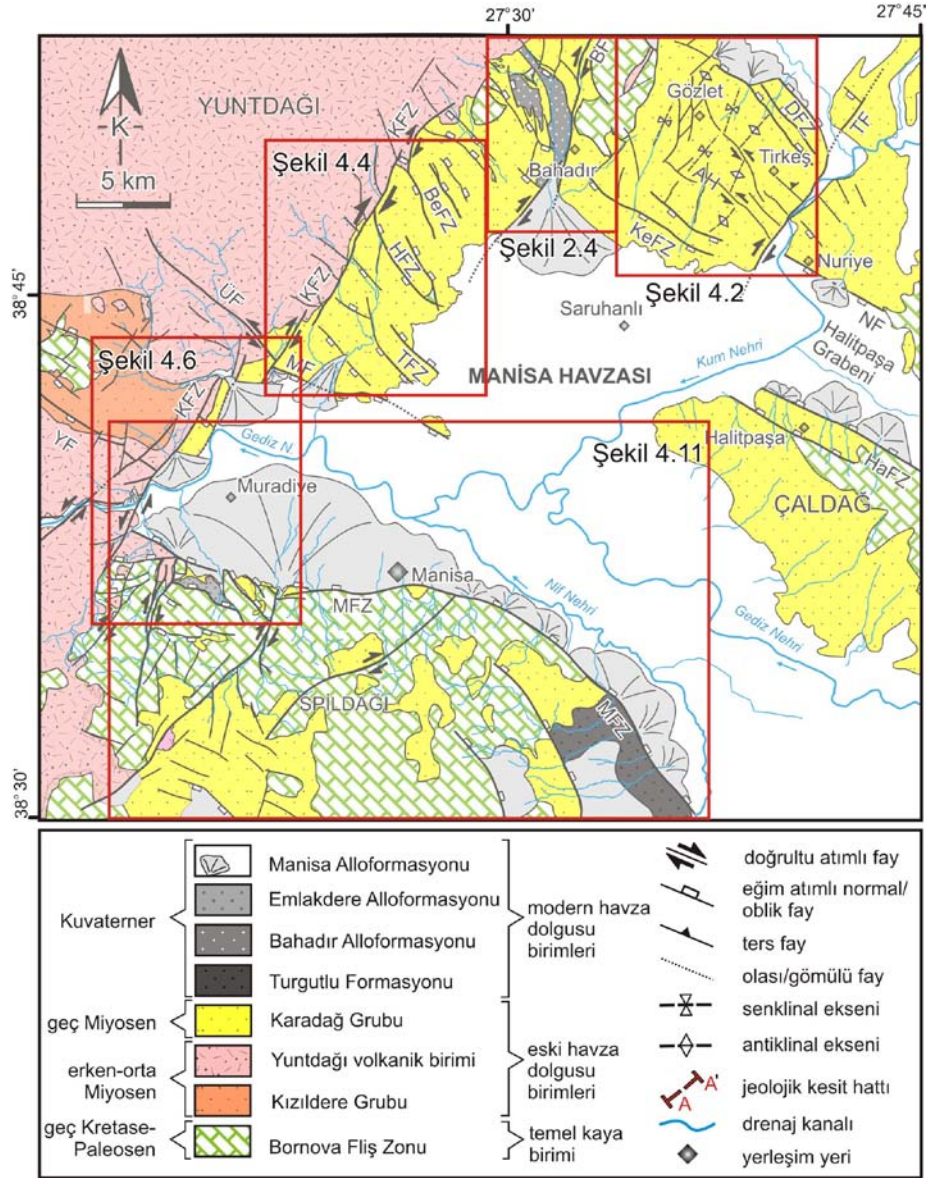
BÖLÜM DÖRT

YAPISAL JEOLJİ

Bu bölümde, Manisa Havzası'nda yapılan ayrıntılı arazi çalışmaları ile haritalanan yapısal veriler sunulacak ve havzada tanımlanan fayların kayma düzlemleri üzerinde yapılan ölçümler ile elde edilen kinematik analiz (çözüm) verileri yorumlanacaktır. Manisa Havzası'nda haritalanan yapısal elemanlar dört ana başlık altında ele alınmıştır: (1) Ters Faylar, (2) Kıvrımlar, (3) Doğrultu atımlı faylar ve (4) Eğim/verev atımlı normal faylar. Bu çalışma sırasında 1/25 000 ölçeğinde haritalanan ve doktora tezinin bölümlerinde kullanılan jeoloji haritalarının Manisa Havzası içerisindeki lokasyonu, Şekil 4.1'de sunulan Manisa Havzası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası üzerinde gösterilmiştir.

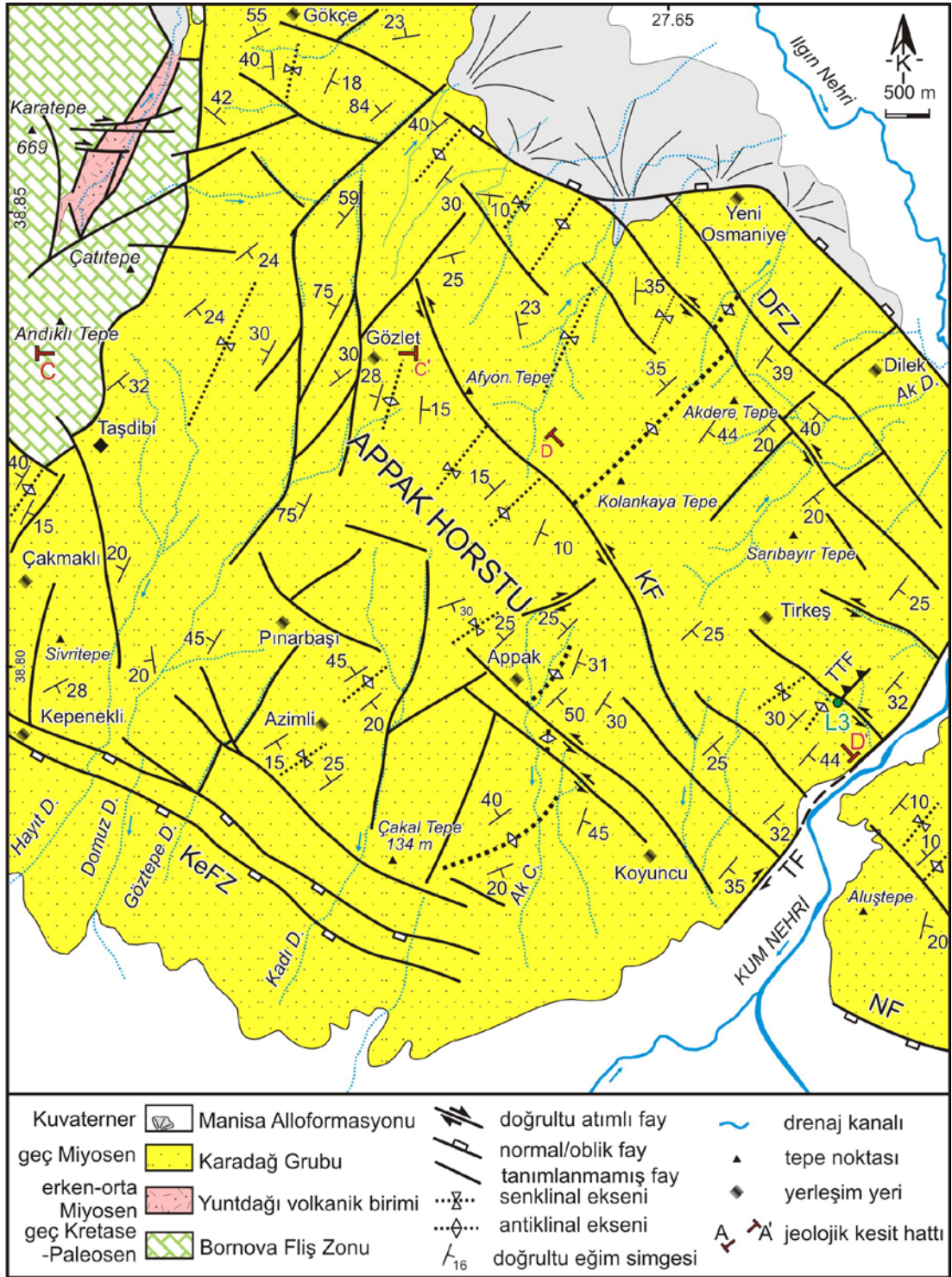
4.1 Ters Faylar

Manisa Havzası'nda tanımlanan ters fay verileri genel olarak havzanın kuzeyinde ve batısında yüzlek veren geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu'na ait yükseltilmiş katmanlar içerisinde gözlemlenmiştir. Havzanın kuzeyinde yer alan Appak Horstu içerisinde yükseltilerek iyi korunmuş ve sıkışmalı tektonik ortama işaret eden alanlardan bir tanesi Tirkeş Köyü civarında gözlenmiştir (L3, Şekil. 4.2). Arazi gözlemleri ve fay düzlemi kinematik ölçümleri, bu bölgede bir dönem boyunca KD-GB yönlü ters faylanmaların meydana gelmiş olduğuna işaret etmektedir. Bu ters faylar daha sonra KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar ile kesilmişler ve deforme edilmişlerdir (Şekil. 4.2). Tirkeş Ters Fayı'na (TTF) ait fay düzlemleri genel olarak $K10-60^{\circ}D$ arasında doğrultuludur ve eğim açısı $60-78^{\circ}$ arasında değişim gösterir (Şekil 4.2; Şekil 4.3a, b ve c). Tirkeş bölgesinde tanımlanan ters fay KD-GB doğrultusunda yaklaşık 250 m boyunca takip edilebilmektedir (Şekil 4.2). Zon içerisindeki maksimum atım 50 cm olarak ölçülmüştür (Şekil 4.3.a). Bu lokasyonda, ilgili ters faylar ile benzer doğrultularda antiklinal ve senklinal eksenleri de ölçülmüştür (Şekil 4.2).

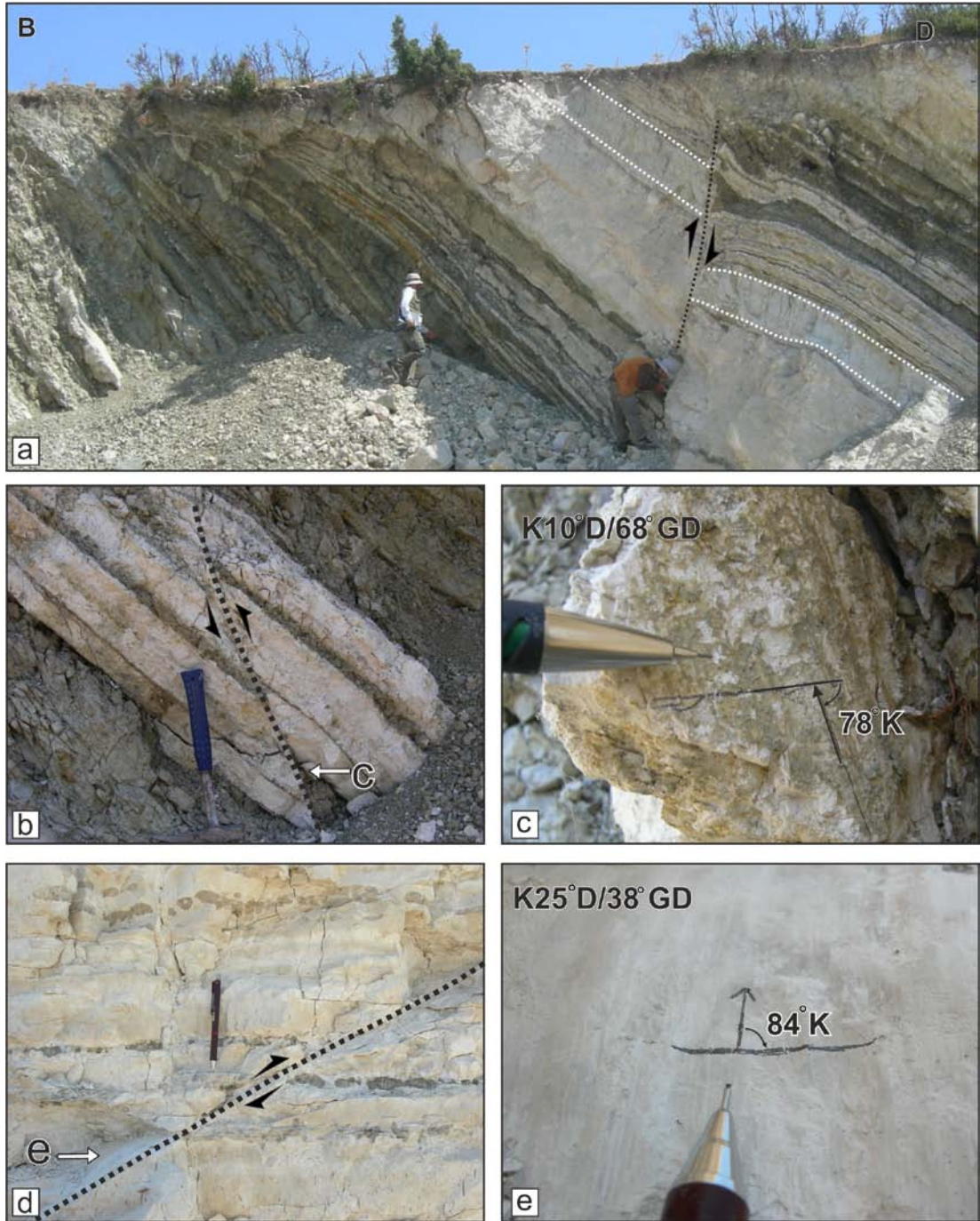


Şekil 4.1. Doktora Tez çalışması kapsamında üretilen 1/25 000 ölçekli jeoloji haritalarının lokasyonlarını gösteren Manisa Havzası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası. Harita üzerindeki kısaltmalar Şekil 2.1'de verilmiştir.

Sıkışmalı tektonizmaya işaret eden diğer veriler, Manisa Havzası'nın batısında yeralan Halitli Fay Zonu'nun (HFZ) tavan bloğundaki geç Miyosen yaşlı yükseltilmiş gölsel çökeller içerisinde ölçülmüştür (L4, Şekil 4.4). Bu bölgede TTF ile benzer doğrultularda çok sayıda ters fay düzlemi ölçülmüştür (ortalama doğrultu/eğim/rake açısı: N25°D/40°/84°N) (Şekil 4.3d ve e). Bu yapısal unsurlar, bölgede yeralan ve aşağıda anlatılan KD-GB doğrultulu eksenlere sahip kıvrımlar gibi KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar ile kesilir ve ötelenirler.



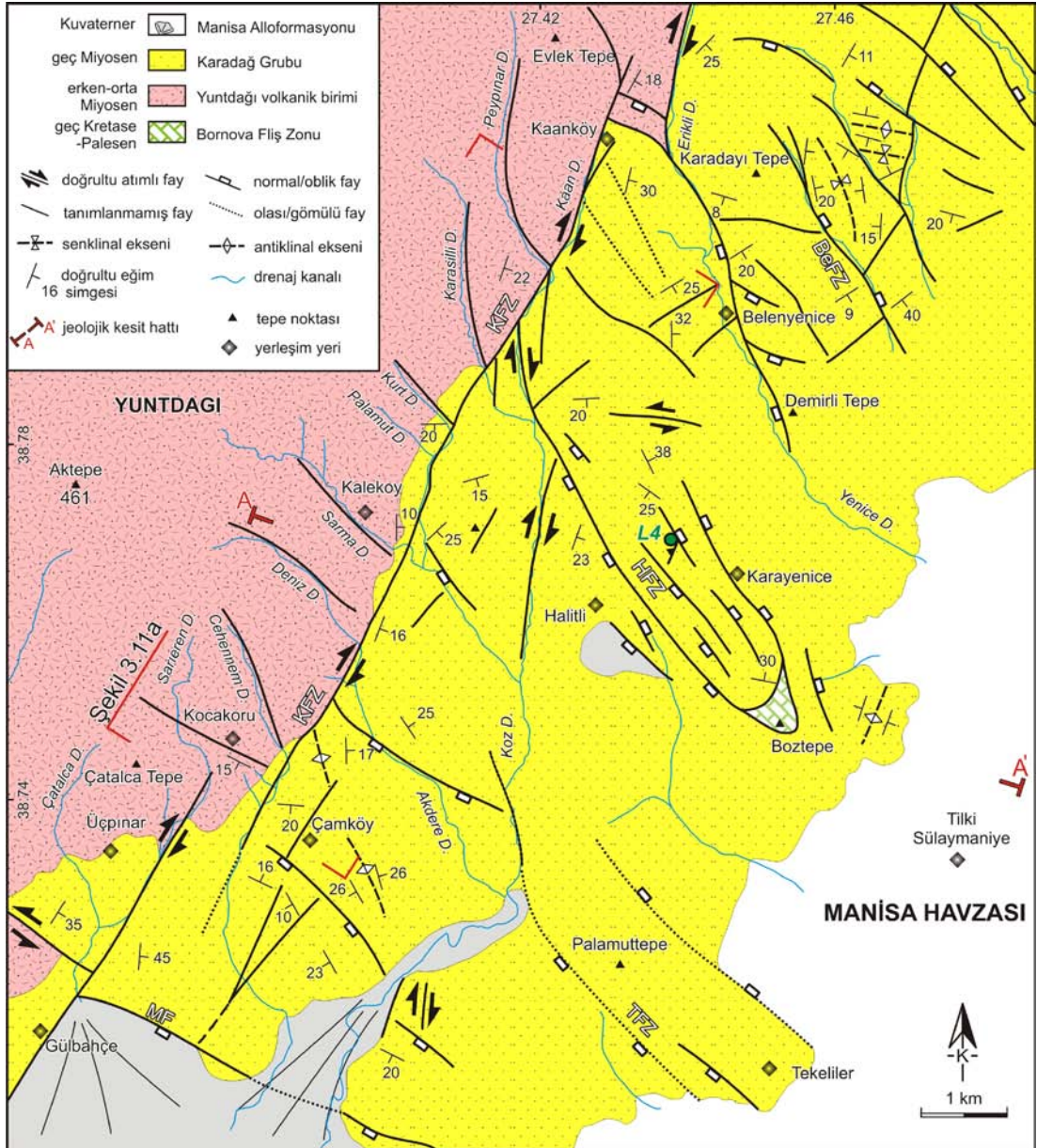
Şekil 4.2 Manisa Havzası'nın kuzey bölümünün ayrıntılı jeoloji haritası. Kısaltmalar: DFZ, Dilek Fay Zonu; KEFZ, Kepenekli Fay Zonu; TF, Tirkeş Fayı; NF, Nuriye Fayı; KF, Kolankaya Fayı. L3, Şekil 4.3'te verilen ve Tirkeş bölgesinde gözlenen ters fayların lokasyonunu göstermektedir.



Şekil 4.3 KD-GB uzanımlı ters fayları gösteren arazi fotoğrafları. (a) Appak Horstu içerisinde gözlenen Tirkeş Ters Fayı (TTF). Tavan bloğun yükselerek taban blok üzerine taşındığına dikkat ediniz. Düşey atım miktarı 50 cm olarak ölçülmüştür. (b) Tirkeş bölgesinde gözlenen ve geç Miyosen yaşlı çökelleri kesen bir başka ters fay ve (c) Bu faya ait kayma yüzeyinin yakından görünümü. Yüksek açılı rake değerlerine dikkat ediniz. Tirkeş bölgesinde gözlenen ters fayların lokasyonu (L3) için Şekil 4.2'ye bakınız. (d) Halitli Fay Zonu'nun taban bloğunda gözlenen ters fayın arazi görünümü ve (e) bu faya ait kayma düzleminin yakın görüntüsü. Halitli Bölgesinde gözlenen ters fayın lokasyonu (L4) için Şekil 4.4'e bakınız.

4.2 Kıvrımlar

Manisa Havzası'nda genellikle Appak Horstu, kısmen de havzanın batı bölümünde yüzlek veren geç Miyosen yaşlı gölssel çökeller içerisinde çok sayıda kıvrımlı yapı haritalanmıştır (Şekil 4.2, 4.4 ve 2.10). Appak Horstu içerisinde yer alan KD-GB doğrultulu aksenlere sahip çok sayıda antiklinal ve senklinal kıvrımları orta-yüksek eğimli açık kanatlara sahiptir. Kıvrım kanatlarının eğimleri ortalama 23-44° arasında değişmektedir. Tabakalanmaların stereografik çizimleri KB-GD yönlü sıkışmalı tektonizmaya işaret etmektedir. Arazi gözlemleri bu kıvrımlı yapıların, KB-GD uzanımlı sol yönlü faylar ile kesildiğini göstermektedir. Şekil 4.2'de kıvrımlı yapılar ile KB-GD uzanımlı fayların yapısal ilişkisi gözlenmektedir. Burada, Appak Horstu üzerinde yükseltelen geç Miyosen yaşlı birimler içerisinde gözlenen KD-GB aksene sahip kıvrımlar, bölgede yer alan Kolankayatepe Fayı (KF) gibi sol yönlü doğrultu atımlı faylar ile kesilerek sol yönde ötelenirler (Şekil 4.2).



Şekil 4.4 Manisa Havzası'nın batısının jeoloji haritası. Kısaltmalar: KFZ, Kaleköy Fay Zonu; TFZ, Tekeliler Fay Zonu; HFZ, Halitli Fay Zonu; BFZ: Belenyenice Fay Zonu. L4, Şekil 4.3'te verilen ve Halitli bölgesinde gözlenen ters fayın lokasyonunu göstermektedir.

4.3 Doğrultu Atımlı Faylar

Doktora tez sahasında haritalanan doğrultu atımlı faylar, Manisa Havzası'nın güney, kuzey ve batı bölümlerinde saptanmıştır. Haritalanan doğrultu atımlı faylar genel olarak KD-GB ve KB-GD uzanımlı yapılarıdır.

Manisa Havzası'nın batı bölümünde, güneybatıdaki Akgedik ile kuzeydoğudaki Çaltepe köyleri arasında uzanan KD-GB uzanımlı (ortalama K30°D) ve yaklaşık 30 km uzunluğundaki doğrultu atımlı fay zonu, bu çalışma kapsamında 1/25000 ölçeğinde haritalanmış ve ***Kaleköy Fay Zonu (KFZ)*** olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.4, 4.5 ve 4.6).

Yaklaşık 4 km genişliğinde haritalanan KFZ, fay parçalarının geometrisi, sıçrama aralıkları, atım miktarları ve kinematik özellikleri gözönüne alınarak kuzey ve güney olmak üzere iki bölüm altında incelenmiştir. Kuzey bölüm Bağyolu ile Çaltepe Köyleri arasında yaklaşık 20 km, güney bölüm ise Bağyolu ile Akgedik köyleri arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda, KD-GB doğrultulu fay parçaları ile temsil edilir (Şekil 4.5).

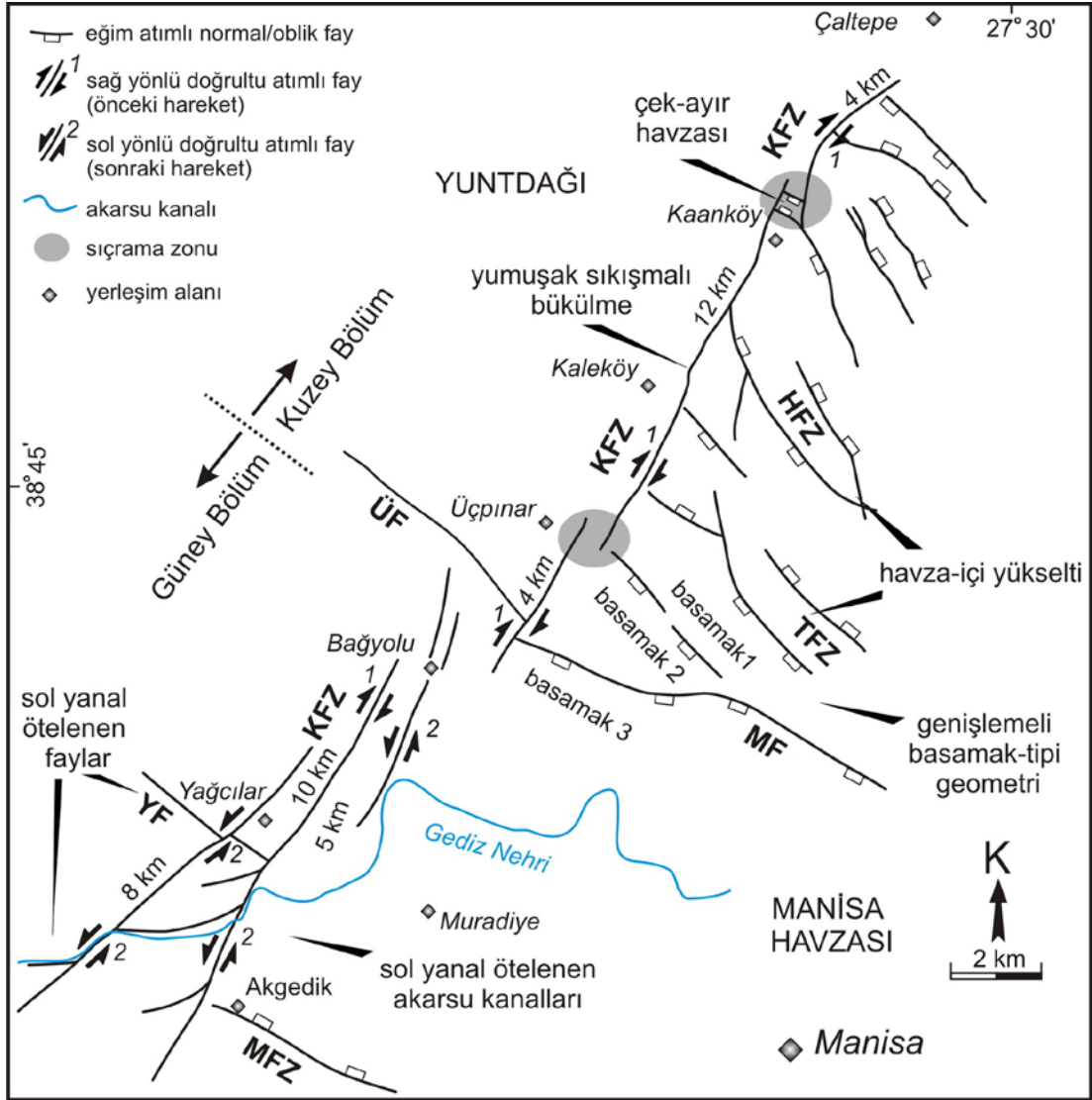
KFZ'nun kuzey bölümü boyunca yapılan arazi çalışmaları, çek-ayır havzası (pull-apart basin), sıkışmalı ve genişlemeli bükülmeler (restraining and releasing bends), fay düzlemi göstergeleri (fault plane markers) ve zon boyunca sistematik dere ötelenmeleri (deflected river) gibi deformasyonlar içeren büyük ölçekli sağ yönlü doğrultu atımlı deformasyonun varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu bölümde, fay zonu birbirlerine genişlikleri 1 km'den az olan sağ yanal sıçramalar ile bağlanan üç ana fay parçasından oluşur. Son yıllarda yapılan istatistiksel bir çalışma (Wesnousky, 2006), yüzey kırığının sonlanması için en az 4 km genişliğinde bir sıçramanın gerektiğini ortaya koymaktadır. Haritalanan fay zonunun doğrultu atım geometrisi ve dike yakın eğim değerleri, fayın yeryüzündeki izlerinin büyük olasılıkla derinlerde birleştiğini göstermektedir.

KFZ, Manisa Havzası batısında güncel morfolojiyi denetlemektedir ve hava fotoğrafları ile uydu görüntülerinden kolaylıkla ayırdedilebilmektedir. Yapılan arazi çalışmaları ve drenaj havzası analizi, fay zonu boyunca çok sayıda dere kanalının sağ yönlü doğrultu atımlı fay ile ötelendiğini göstermektedir. Fay zonunun Üçpınar ve Kaanköy arasındaki en uzun segmenti üzerinde Yuntdağı'ndan güneydoğuya doğru akan ana dereler KFZ tarafından ötelenirler ve zonun bu bölümünün sağ yönlü aktivitesine işaret eden özellikler sunarlar. Bu bölümde ölçülen en yüksek atım

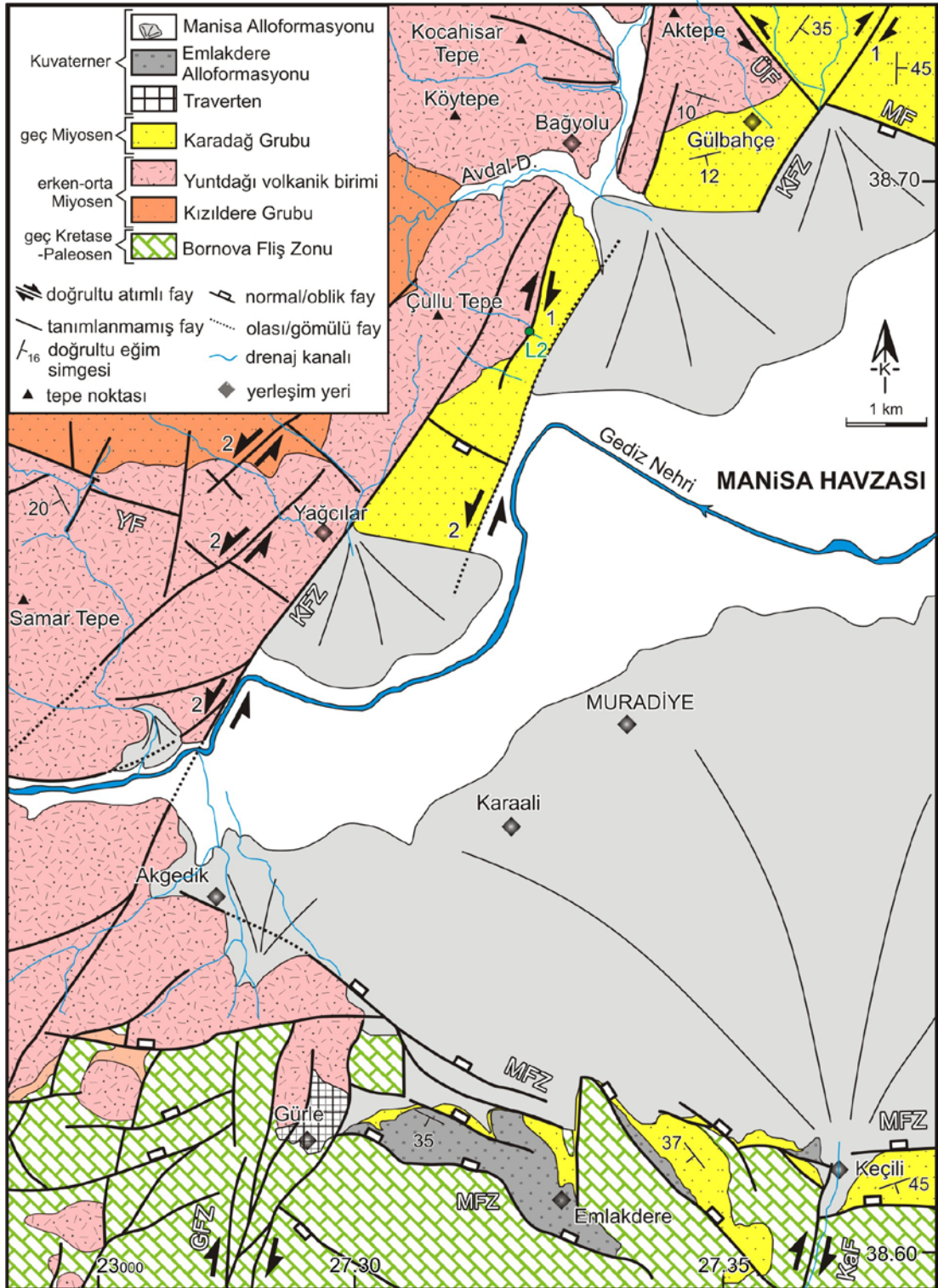
miktarı yaklaşık 800 metre iken, KFZ'nun kuzey bölümünün Üçpınar Köyü yakınlarındaki güneybatı ucu üzerinde ölçülen en yüksek atım miktarı 100 metreye kadar düşmektedir. (Şekil 4.4). KFZ üzerinde ötelenen bu derelerin deformasyon modeli Bölüm 3.2'de anlatılmıştır.

KFZ üzerinde, Kaanköy kuzeyindeki sıçrama bölgesinde sağ yönlü doğrultu atımlı fay ile sağa sıçrayan segmentler arasında küçük ölçekli bir çek-ayır havzası yer almaktadır. Sonuç olarak, bölgedeki KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fay segmentleri ve bunları birbirlerine bağlayan KB-GD uzanımlı normal faylar ile zig-zag gidişli bir morfoloji oluşmuştur.

KFZ'nun güney ucunda, Akgedik ve Yağcılar köyleri arasında, fay zonuna bağlanan fay kolları (atkuyruğu yapıları) bölgede derin vadiler oluştururlar. Fay düzlemleri üzerinde ölçülen 20-38° arasında değişen rake açıları ve sağ yönde ötelenen dere kanalları (Bu duruma örnek, Bölüm Üç, Şekil 3.11c'de gösterilmiştir) bu fay kollarının sağ yanal bileşene sahip verev atımlı faylar olduğunu göstermektedir. Ancak bu bölümde, bu faylardan bazıları, KB-GD uzanımlı Yağcılar Fayı ve Manisa-Menemen vadisi boyunca akan Gediz Nehri'nin akarsu kanalları KFZ tarafından kesilerek sol yönde ötelenirler (Şekil 4.5). Akgedik ile Yağcılar köyleri arasında kalan bu bölümde, KD-GD uzanımlı birbirine paralel/yarı paralel uzanan KFZ'ye ait fay parçaları, akarsu kanalının ve bölgedeki yaklaşık D-B uzanımlı fayları keserler ve sol yanal ötelenmelerine neden olurlar. Bu ötelenmeler, Manisa-Menemen arasında Gediz Nehri'nin aktığı vadi boyunca, morfolojik olarak belirgindir (Şekil 4.5). Bölgede yer alan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların hem sol hem de sağ yönlü hareketine işaret eden bu durum, bu zonun farklı zamanlarda yeniden hareket ettiğini göstermektedir.



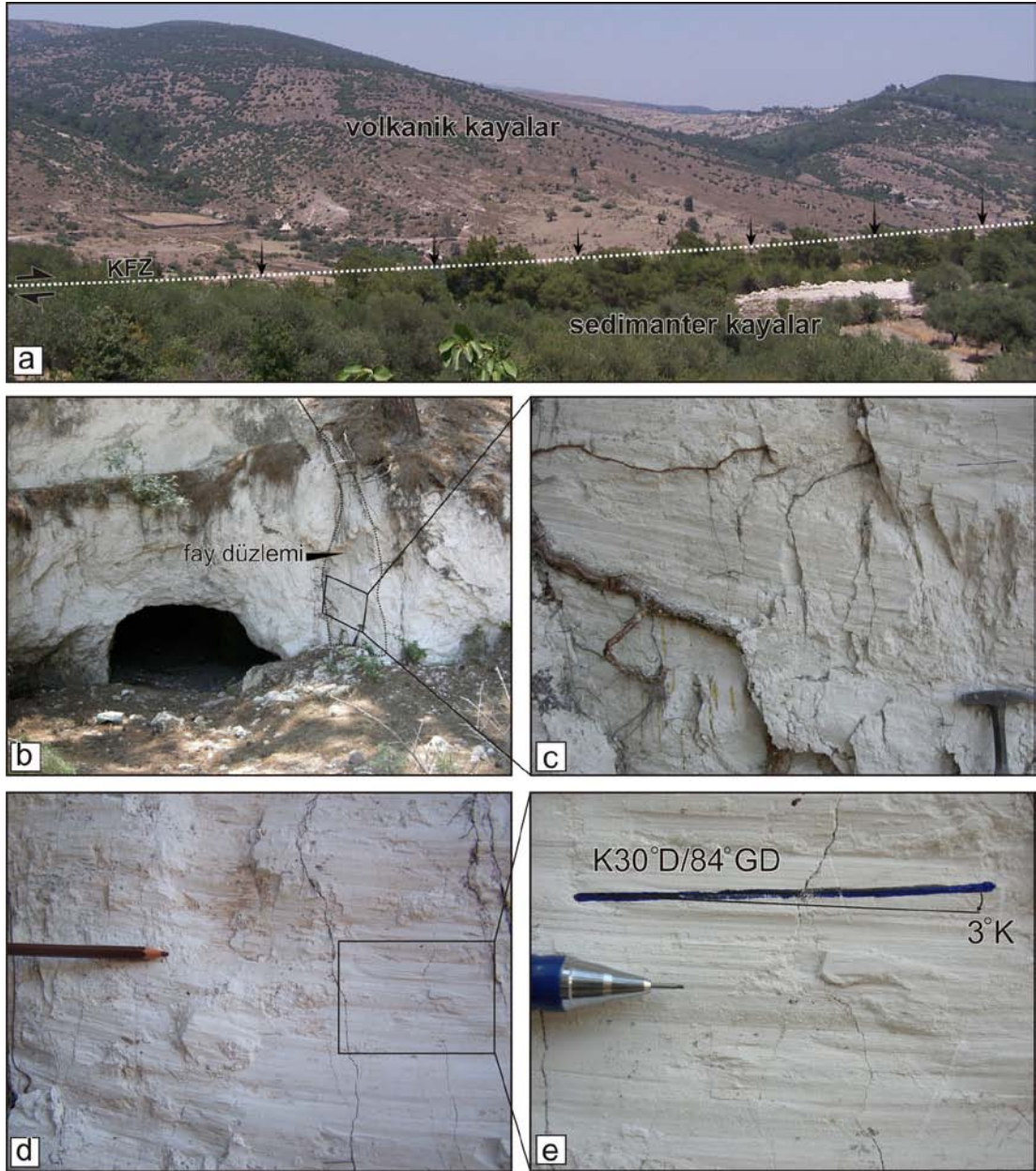
Şekil 4.5 Manisa Havzası'nın batısında yer alan KD-GB uzanımlı Kaleköy Fay Zonu ve KB-GD uzanımlı havza içi fayların geometrisini gösteren fay haritası. Kaleköy Fay Zonu boyunca doğrultu atımlı özellikler gözlenirken, KB-GD uzanımlı havza içi faylar eğim atımlı normal fay morfolojisi sunmaktadır. Kısaltmalar: KFZ, Kaleköy Fay Zonu; MFZ, Manisa Fay Zonu; YF, Yağcılar Fayı; MF, Maltepe Fayı; ÜF, Üçpınar Fayı; TFZ, Tekeliler Fay Zonu; HFZ, Halitli Fay Zonu.



Şekil 4.6 Manisa Havzası'nın güneybatı bölümünün ayrıntılı jeoloji haritası. Kaleköy Fay Zonu üzerindeki fay işaretleri yakınında yer alan numaralar fayın reaktivasyonuna işaret etmektedir. 1 numara, sağ yönlü doğrultu atımlı özellikteki önceki hareketi; 2 numara ise sol yönlü doğrultu atımlı özellikteki sonraki hareketi göstermektedir. Kısaltmalar: KFZ, Kaleköy Fay Zonu; MF, Maltepe Fayı; MFZ: Manisa Fay Zonu; GFZ: Gürle Fay Zonu; YF, Yağcılar Fayı; ÜF, Üçpınar

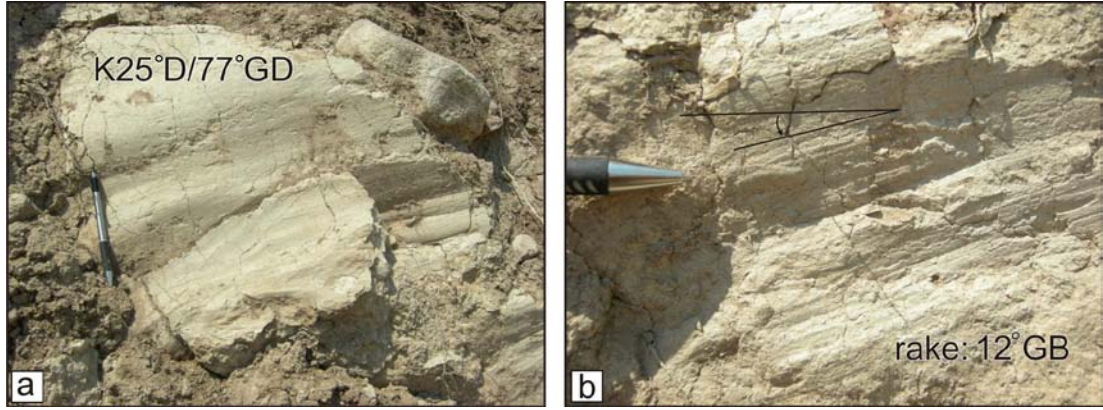
Fayı L2, Şekil 3.11b'de verilen ve KFZ'nin güney bölgesinde gözlenen sağ yönde ötelenen derenin lokasyonunu göstermektedir.

KFZ genel olarak, Manisa Havzası'nın batısındaki Yuntdağı bölgesinde geniş alanlar kaplayan erken–orta Miyosen yaşlı volkanik kayalar ile bu kayaları uyumsuz olarak üzerleyen geç Miyosen yaşlı gölsel çökeller arasındaki yapısal kontağı oluşturur (Şekil 4.7). Zon boyunca bu birimlerin uyumsuz dokanağı da yer yer gözlenmiştir. KFZ boyunca, fay düzlemi ölçümlerinin saf doğrultu atımlı faylanma ve ters bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret ettiği fay çizdiği ve fay kertiklerinin ölçüldüğü sıkışmalı büklümler de gözlenmiştir. Bu bölümde ölçülen ve ters bileşene sahip olan rake açıları 0 ile 7° arasında değişmektedir, ortalama 3°'dir (Şekil 4.7) KFZ'na ait fay düzlemlerinin kinematik analizleri bölüm 4.3'te ayrıntılı olarak anlatılmıştır.



Şekil 4.7 KD–GB uzanımlı Kaleköy Fay Zonu'na ait arazi fotoğrafları. a) Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçlar arasındaki çizgisel gidişli kontak Kaleköy Fay Zonu ile denetlenmektedir. b,c,d,e) Doğrultu atımlı faylanma ile ilişkili kinematik özellikler sunan cilalanmış kayma düzlemleri üzerinde ölçülen rake açıları $3\text{--}7^\circ$ arasında değişmektedir ve ters bileşene sahiptir.

KFZ'nun güney ve kuzey segmentleri 14 ile 38°G arasında rake açısına sahiptirler. Kaanköy bölgesindeki fay düzlemleri üzerindeki doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden rake açıları, $10\text{--}17^\circ$ arasında ölçülmüştür (Şekil 4.8). Yağcılar ve Akgedik köyleri arasında ise, verrev atımlı normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden rake açıları, $20\text{--}38^\circ$ arasındadır.



Şekil 4.8 Kaleköy Fay Zonu içerisinde gözlenen (a) fay düzlemi özellikleri ve (b) normal bileşene sahip doğrultu atımlı fay çiziklerini gösteren arazi fotoğrafları.

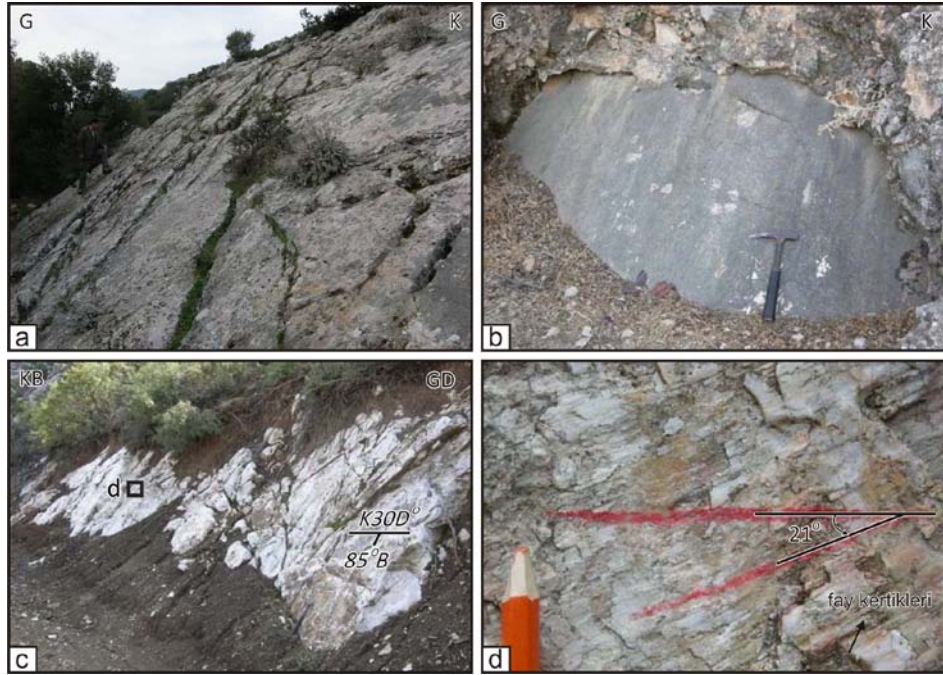
Manisa Havzası'nın kuzeyinde haritalanan doğrultu atımlı faylardan birisi olan **Bahadır Fayı (BF)**, yaklaşık 10 km uzunluğunda, KD–GB uzanımlı doğrultu atımlı bir faydır. Fay zonu boyunca iyi korunmuş fay düzlemleri gözlenir. Bahadır Köyü kuzeyinde yer alan Yusuftepe (Şekil 2.1 ve 2.4) yamaçlarında fayın kolüvyal çökelleri gözlenmektedir. Bahadır ile Seyitoba köyleri arasında, K10°B ile K20°D arasında değişen doğrultuya ve ortalama 80°KD'ya eğimli fay düzlemleri üzerinde 7-17°G arasında rake açıları ölçülmüştür. Fay morfolojik olarak çizgisel ve derin vadiler oluşturur ve fay düzlemi ölçümleri küçük normal bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eder. Bahadır Alloformasyonu'nu doğudan sınırlayan fay, Bahadır Köyü güneybatısında alüvyal çökeller içerisinde takip edilememiştir. Ancak, Sarıçam Köyü doğusunda haritalanan ve Neojen çökellerini doğudan sınırlayan K25-30°D gidişli fayın Bahadır Fayı'nın güneybatı uzantısı olması olasıdır. Bu faya ait bir düzlem üzerinde yapılan çalışmalara göre, fayın doğrultu açısı K25°D, eğimi 80°GD ve rake açısı 28°G olarak ölçülmüştür. Kinematik göstergeler fayın Bahadır Fayı'na benzer şekilde normal bileşene sahip sağ yanal bir fay olduğuna işaret etmektedir.

Bahadır Köyü kuzeyinde haritalanan **Sindel Fayı (SF)**, KB–GD uzanımlıdır, bölgede haritalanan Bahadır Fayı gibi KD–GB uzanımlı çok sayıda doğrultu atımlı faylar ile kesilerek parçalanmıştır (Şekil 2.4). Yaklaşık 5 km boyunca takip edilebilmektedir. Fay düzlemi verileri, iki farklı harekete ait fay çizigi setleri içerir.

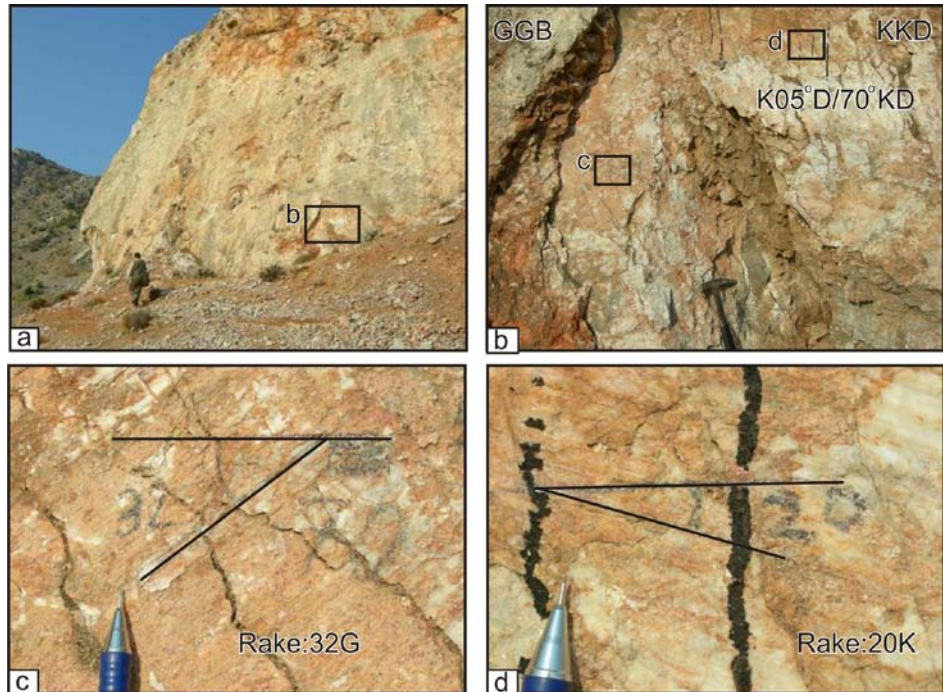
K50–55°B doğrultulu ve 82-85°GB eğimli fay düzlemi üzerinde 2–5°D arasında değerler sunan rake açıları ve ölçülen fay kertikleri sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir. Sindel Fayı'na ait K10–20°B doğrultulu ve 80-85°GB eğimli bir başka fay düzlemi üzerinde ölçülen rake açıları 41–45°G aralığında ölçülmüştür ve hareketin mekanizması verrev atımlı normal faylanmaya işaret etmektedir.

Manisa havzasının güneybatısında yer alan KD-GB uzanımlı faylardan **Gürle Fay Zonu (GFZ)**'nin çalışma alanında yaklaşık 5 km boyunca uzunluğunda takip edilebilmektedir ve birbirine paralel/yarıparalel çatallanmış fay segmentlerinden oluşur (Şekil 4.6). Yaklaşık 1 km genişliğindeki bu zon boyunca Neojen yaşlı volkanik kayalar ve Bornova Fliş Zonu kayaları yan yana gelirler. Bölgede yapılan arazi çalışmaları sırasında bu zona ait iyi korunmuş fay düzlemleri K30°D doğrultulu ve 85° batıya eğimlidir (Şekil 4.9a, b ve c) Bu düzlem üzerinde sağ yönlü doğrultu atıma işaret eden fay kertikleri bulunur (Şekil 4.9d). Aynı düzlem üzerinde ölçülen fay çizikleri seti ise ortama 21°KB'dır (Şekil 4.9d). Bu fay zonu, kuzeyde KB–GD uzanımlı Paşadeğirmeni Fay Zonu (PFZ) ile kesilir.

Karaçay Fayı (KaF) ise, birkaç bölgede iyi korunmuş kayma düzlemleri içeren ve 5–10 metre yüksekliğe varan fay düzlemleri sunar (Şekil 4.6 ve 4.10). Bu kayma düzlemlerinde yapılan yapısal gözlemler Karaçay Fayı'nın çok fazlı bir yapı olduğunu göstermiştir. Doğrultu ve eğimi K05°D/70°KD olan aynı fay düzlemi üzerinde, rake açıları 32°G olan verrev bileşenli sağ yanal ve 20°K olan sol yanal faylanmaya ait fay çizimi setleri ölçülmüştür (Şekil 4.10). Sağ yanal faylanmaya ait fay aynası kinematik göstegeleri, sol yanal faylanmaya ait yapıları üzerlemektedir. Benzer şekilde, bölgede gözlenen Karaçay Fayı'na ait K05°B doğrultulu ve 86°D eğimli olan bir başka fay düzlemi üzerinde, rake açısı 12–22°G olarak ölçülen ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden fay çizimi seti, rake açısı 14–22°K olarak ölçülen ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden fay çizimi setini üzerlemektedir. Fayın tekrarlayan hareketlerine kanıt teşkil eden veriler benzer şekilde KB–GD uzanımlı normal fayların kayma yüzeylerinde gözlenmektedir.



Şekil 4.9 KKD–GGB uzanımli doğrultu atımlı Gürle fay zonu düzlemlerine ait arazi fotoğrafları Gürle Fay Zonu'na ait (a,b) doğuya eğimli; (c) batıya eğimli kayma düzleminin genel görünümü (d) c'de d ile gösterilen küçük çerçevenin yakın görüntüsü 21°G rake açısına sahip cilalı ve çizikli fay yüzeyini göstermektedir.



Şekil 4.10 KKD–GGB uzanımli doğrultu atımlı Karaçay Fayı'na ait arazi fotoğrafları (a) Karaçay fay düzlemi genel görünümü; (b) a'daki fotoğraf üzerinde b ile gösterilen dikdörtgen alanın yakından görüntüsü, aynı kayma düzleminde iki farklı fay çizizi seti

bulunmaktadır. b’de verilen dikdörtgen alanların yakın görüntülerinden (c) Karataş Fayı’na ait aynı kayma yüzeyi üzerinde gözlenen sağ yönlü doğrultu/verev atımlı faylanmaya ait 32°G ve (d) sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya ait 20°G rake açılı fay çiziklerini gösteren arazi fotoğrafları.

KeFZ’nu doğudan sınırlayan **Tirkeş Fayı (TF)**, Koyuncu ile Dilek köyleri arasında devam eden Manisa-Akhisar yolu boyunca yaklaşık 8 km uzunluğunda takip edilebilmektedir (Şekil 2.1 ve 4.2). Tirkeş Fayı ortalama K20°D uzanımlı doğrultu atımlı bir faydır. Manisa ile Akhisar havzaları arasında uzanan çizgisel gidişli vadi boyunca gözlenen iyi korunmuş fay düzlemleri üzerinde 3-12°G arasında değişen rake açıları ölçülmüştür. Fay düzlemleri üzerinde gözlenen fay kertiği gibi kinematik göstergeler Tirkeş Fayı’nın sağ yönlü doğrultu atımlı özellikte olduğunu göstermektedir.

Yağcılar Fayı (YF), Yağcılar Köyü batısında yer alır ve KB-GD uzanımlıdır (ortalama K60-70°B). Fay düzlemleri üzerinde ölçülen eğim değerleri 69-88° arasındadır ve güneğe eğimlidir. Yaklaşık 10 km boyunca takip edilebilen YF, bölgede haritalanan KD-GB uzanımlı faylar tarafından kesilerek parçalanmıştır. Yağcılar Fayı, doğu bölümünde KFZ tarafından kesilir (Şekil 2.1 ve 4.6).

Üçpınar Fayı (ÜF), ise yaklaşık 10 km uzunluğunda KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 2.1). Üçpınar güneyinde geç Miyosen yaşlı görsel çökeller ile erken-orta Miyosen yaşlı Yuntdağı volkanik biriminin uyumsuz dokanağını sol yönde yaklaşık 3 km ötelir. Fay doğusunda KD-GB uzanımlı KFZ tarafından kesilir.

Bölgede haritalanan bir başka KB-GD uzanımlı fay, **Kolankaya Fayıdır (KF)**. KF, Manisa Havzası’nı kuzeyden sınırlayan Appak Horstu üzerinde yer alan Tirkeş ile Gözlet köyleri arasında 6 km boyunca takip edilebilir (Şekil 4.2). Sol yönlü doğrultu atımlı özellikte olan KF’na ait düzlemlerin eğimi dike yakındır. Hem KD hem de GB’ya doğru eğimli düzlemlere sahiptir. Appak Horstu içerisinde yer alan KD-GB doğrultulu akslere sahip çok sayıdaki kıvrımlı yapıları keser ve sol yönde ötelir. Fay boyunca ölçülen maksimum atım Kolankaya Tepe civarında yaklaşık 800

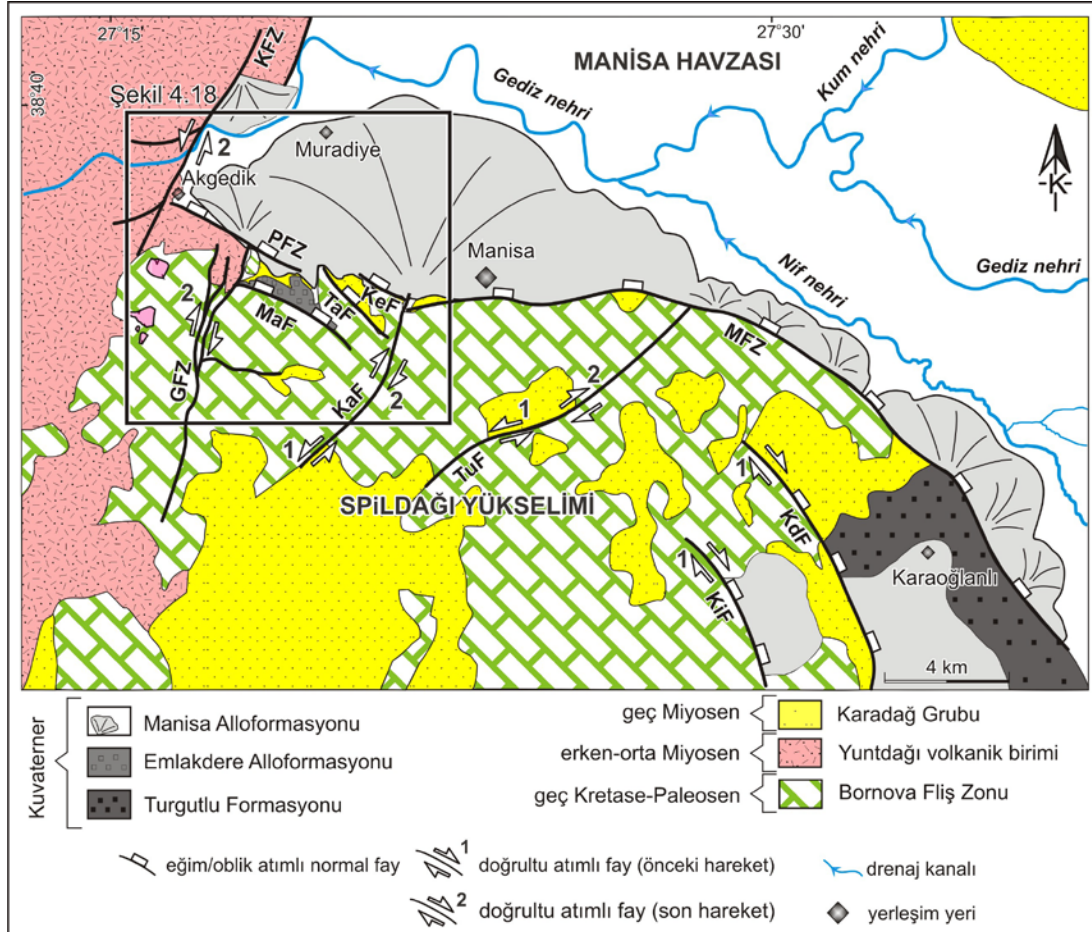
metre ölçülmüştür. Bu bölgede, KD-GB uzanımlı dağ sırtı oluşturan antiklinalin KF tarafından kesilerek sol yönde ötelendiği gözlenmiştir (Şekil 4.2).

4.4 Eğim/Verev Atımlı Normal Faylar

Batı Anadolu'daki büyük ölçekli normal faylardan birisi olan **Manisa Fay Zonu (MFZ)**, Gediz Grabeni'ni sınırlayan ve 150 km'den fazla uzunluğa sahip olan Gediz Fay Sistemi'nin ana fay zonlarından birisidir. Spildağı'nın kuzey sınırını oluşturan fay zonu boyunca belirgin dağönü fay sarplıkları önemli tektonik jeomorfolojik göstergeler içerir (MFZ boyunca incelenen jeomorfolojik göstergeler Bölüm Üç'te ayrıntılı olarak açıklanmıştır). MFZ, tarihsel ve aletsel dönemde deprem ürettiği bilinen yüksek deprem potansiyeline sahip aktif bir faydır (bakınız Bölüm 5). Gediz Grabeni'nin batısında yer alan Manisa'nın Turgutlu ilçesi ile Manisa kent merkezi batısındaki Akgedik köyü arasında 35 km uzunluğunda kuzeye doğru kavis yapan bir yay geometrisine sahip eğim atımlı normal faydır (Şekil 4.11).

MFZ üzerinde yapılan haritalama ve kinematik analiz çalışmaları, bu zon içerisindeki fay parçalarının birden fazla tektonik fazın ürünü olduğunugöstermiştir (bu tektonik fazlar Kinematik Analiz ve Yorumlamalar bölümünde sunulmuştur). İlk tektonik fazda, fay parçalarının ilksel olarak birbirinden bağımsız olarak oluştuklarını ve Kuvaterner'de gelişen son tektonik faz ile birbirlerine aktarım rampaları ile bağlanarak tek gidişli bir özellik kazandığını göstermektedir. Benzer durum Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından da belirtilmiştir. Bu bağlamda fay zonunun geometrisi ve segment özelliği, birleşim öncesi ve birleşim sonrası geometri başlıkları altında incelenmiştir. Birleşim öncesi fazda, Manisa Fay Zonu tipik olarak uzunlukları 1.5 km ile 6 km arasında değişen kademeli (en-eşelon) dizilimli birbirlerinden bağımsız fay parçalarından oluşmaktadır (Şekil 4.12a). Fayların büyümeleri ile birlikte, fay parçaları doğrultuları boyunca birleşmeye başlamış ve devam eden zigzag şekilli fay izi oluşumuna neden olmuşlardır. Böylece, yerdeğiştirme bir faydan diğer bir faya ya aktarım rampaları ile gerçekleşmiş, ya da transfer fayları ile uyum sağlanarak kilometre ölçeğinde segmentasyon meydana gelmiştir (Şekil 4.12b, c). Benzer segmentasyon bazı araştırmacılar tarafından

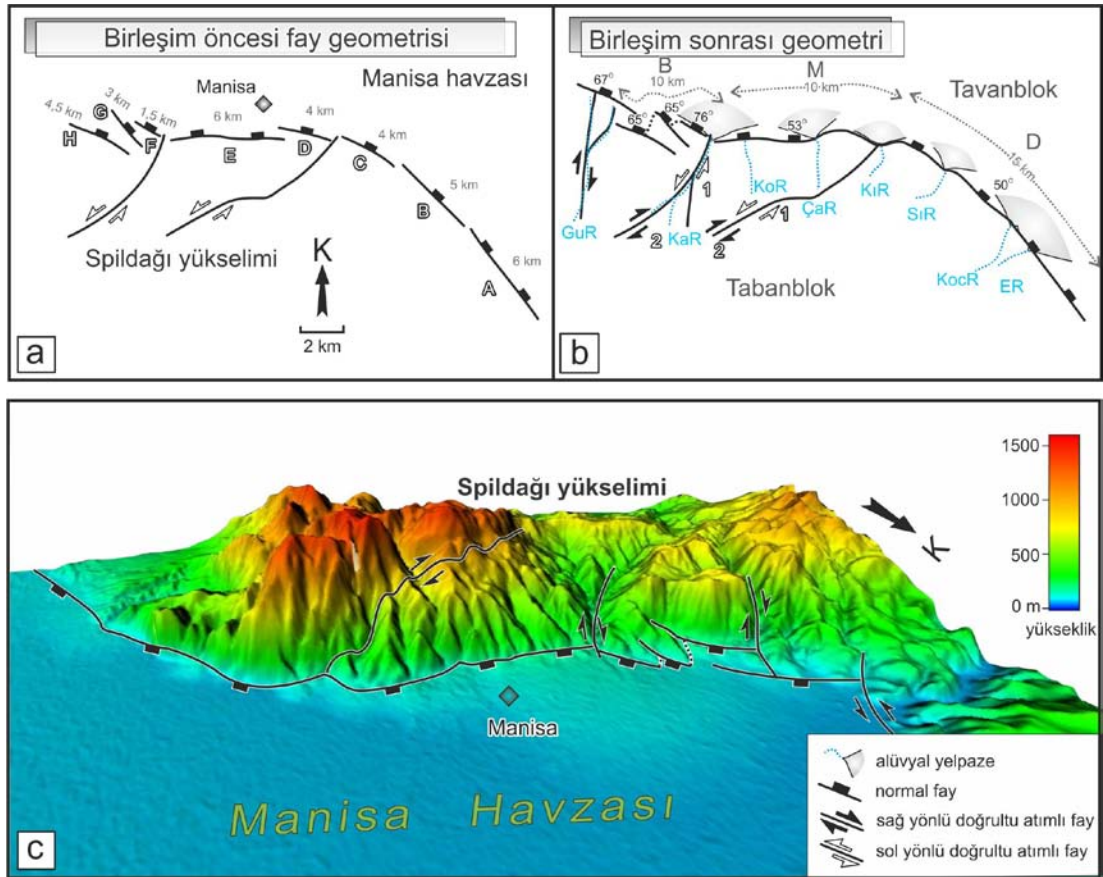
Yunanistan'da da tanımlanmıştır (örn. Roberts ve Jackson, 1991). Jeomorfolojik ve jeolojik incelemelere göre, Manisa Fay Zonu geometrik ve kinematik açıdan Tyrnavos Fayı (Thessaly, orta Yunanistan) gibi tipik Ege-tipi aktif fayını karakterize etmektedir (Caputo ve diğer., 2004).



Şekil 4.11 Manisa Fay Zonu'nun yay-şekilli geometrisini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası. Kısaltmalar, KFZ: Kaleköy Fay Zonu, MFZ: Manisa Fay Zonu, GFZ: Gürle Fay Zonu, PFZ: Paşadeğirmeni Fay Zonu, MaF: Manastır Fayı, TaF: Taşlıburun Fayı, KeF: Keçiliköy Fayı, KaF: Karaçay Fayı, TuF: Turgutalp Fayı, KiF: Kirazlı Fayı, KdF: Kayadibi Fayı. KaF üzerinde, gri dolgulu ok ile gösterilen hareket, fayın eski tektonik fazdaki sol yönlü doğrultu atımlı hareketini göstermektedir.

Fay segmentasyonu ve geometrisine göre Manisa Fay Zonu üç ana bölümden oluşmaktadır: (i) doğu bölümü KB-GD doğrultusunda ve yaklaşık 15 km uzunluğunda çizgisel gidişli bir yapı sunar (D, Şekil 4.12b); (ii) merkez bölüm yaklaşık 10 km uzunluğundadır (M, Şekil 4.12b) ve D-B uzanımlıdır; (iii) yaklaşık

10 km uzunluğundaki batı bölüm ise genel olarak kademeli dizimli KB–GD uzanımlı birbirine paralel/yarıparalel birkaç fay parçalarından oluşur ve Manisa kent merkezi ile Akgedik köyü arasında uzanır (B, Şekil 4.12b). Arazi verileri, fay zonu boyunca saptanan 3 ana bölümün birleşim yerlerinde, kuzeydoğuya doğru akan derelerin yereldiğini ve bu derelerin önemli oranda çökel yüklü alüvyon yelpazeleri oluşturduğunu göstermektedir. Bunlardan bir tanesi olan Kırtık Deresi, grabene Manisa'nın 1 km güneydoğusunda, Manisa Fay Zonu'nun D–B doğrultusuna kıvrımlandığı bölgede girer (Şekil 4.12b). Karaçay Deresi, grabene Manisa şehrinin 6 km batısında, fay zonunun 0,5 km dirsek yaptığı bölgede, Gürleçayı ise Manastır Fayı'nın bittiği noktada girer. Bu dereler havzaya yüksek çökel yükü taşırlar ve dolayısıyla bölgede baskın alüvyal yelpaze çökelimlerinden sorumludurlar. Böylece, fay zonu bölümlerinin bitim noktalarında iri taneli çökellerden oluşan geniş alüvyal yelpaze çökelimleri yer alır.



Şekil 4.12 Manisa Fay Zonu'nun geometrisi ve segment özellikleri, (a) birleşme öncesi fay geometrisi, (b) birleşme sonrası fay geometrisi, fay işaretlerinin yakınındaki numaralardan 1, önceki

hareketi; 2 ise sonraki hareketi göstermektedir, (c) çalışma alanının güncel görünümünü temsil eden blok diyagram. Dikkat edilmelidir ki, geniş alüvyal yelpaze çökelleri sıklıkla, transfer fay zonlarında ve en-eşelon dizilimli fayların arasındaki bölgelerde gelişmektedir. Birleşme öncesi fay parçaları ortalama 5 km uzunluklardaki faylardan oluşurken, birleşme sonrasında fay zonu, uzunlukları 10 ile 15 km arasında değişen 3 ana bölüm ile temsil edilir. Kısaltmalar: GuR, Gürleçayı; KaR, Karaçay; KoR, Kocadere; ÇaR, Çaybaşı Deresi; Kır, Kırtık Deresi; Sır, Sırtlangöçü Deresi; KocR, Kocakızıl Deresi; ER, Eşref Deresi.

Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde Spildağı üzerinde yer alan **Kirazlı (KiF)**, **Kayadibi (KdF)** fayları ve MFZ'nun havza tarafındaki doğu segmenti bu bölgenin havzaya doğru basamaklı bir yapı sunmasına neden olurlar (bakınız, Şekil 4.11 ve 3.4). Bu faylardan Kayadibi Fayı, KB–GD uzanımlıdır ve yaklaşık 10 km uzunluğundadır (Şekil 4.13). Spildağı doğusunda belirgin fay sarplıkları gösterir. Turgutlu Formasyonu'nu batıdan sınırlar ve bu formasyonu uyumsuz olarak üzerleyen alüvyal yelpaze ve yamaç döküntülerinin oluşmasına olanak sağlar. Kayadibi fay düzlemleri üzerinde yapılan ölçümler fayın K22–40°B rasında doğrultu ve 47–58° KD'ya doğru eğimli olduğunu göstermektedir. Kayadibi Fayı'na benzer şekilde Kirazlı Fayı da KB–GD uzanımlıdır ve çizgisel gidişlidir. Çalışma alanında yaklaşık 5 km boyunca takip edilebilir. Yapılan fay düzlemi ölçümleri, Kirazlı Fayı'nın K32–38°B gidişli ve 48–55° KD'ya eğimli olduğunu göstermektedir. Ani topoğrafya değişiminin gözlemlendiği Kirazlı Fayı boyunca, fay önünde çökelen alüvyal çökeller geniş alanlar kaplar (Şekil 4.11). Spildağını yaklaşık tam ortadan kesen KD–GB uzanımlı Turgutalp Fayı morfolojik olarak çizgisel gidişlidir ve fay boyunca yüksek kayalıklar ile derin vadiler gözlenir.



Şekil 4.13 (a) Kayadibi Fayı'nın panoramik görünümü, (b) Kirazlı Fayı'na ait doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden kayma düzlemini gösteren arazi fotoğrafı ve (c) doğrultu atımlı fay çizikleri içeren bu düzlemin yakından görünümü.

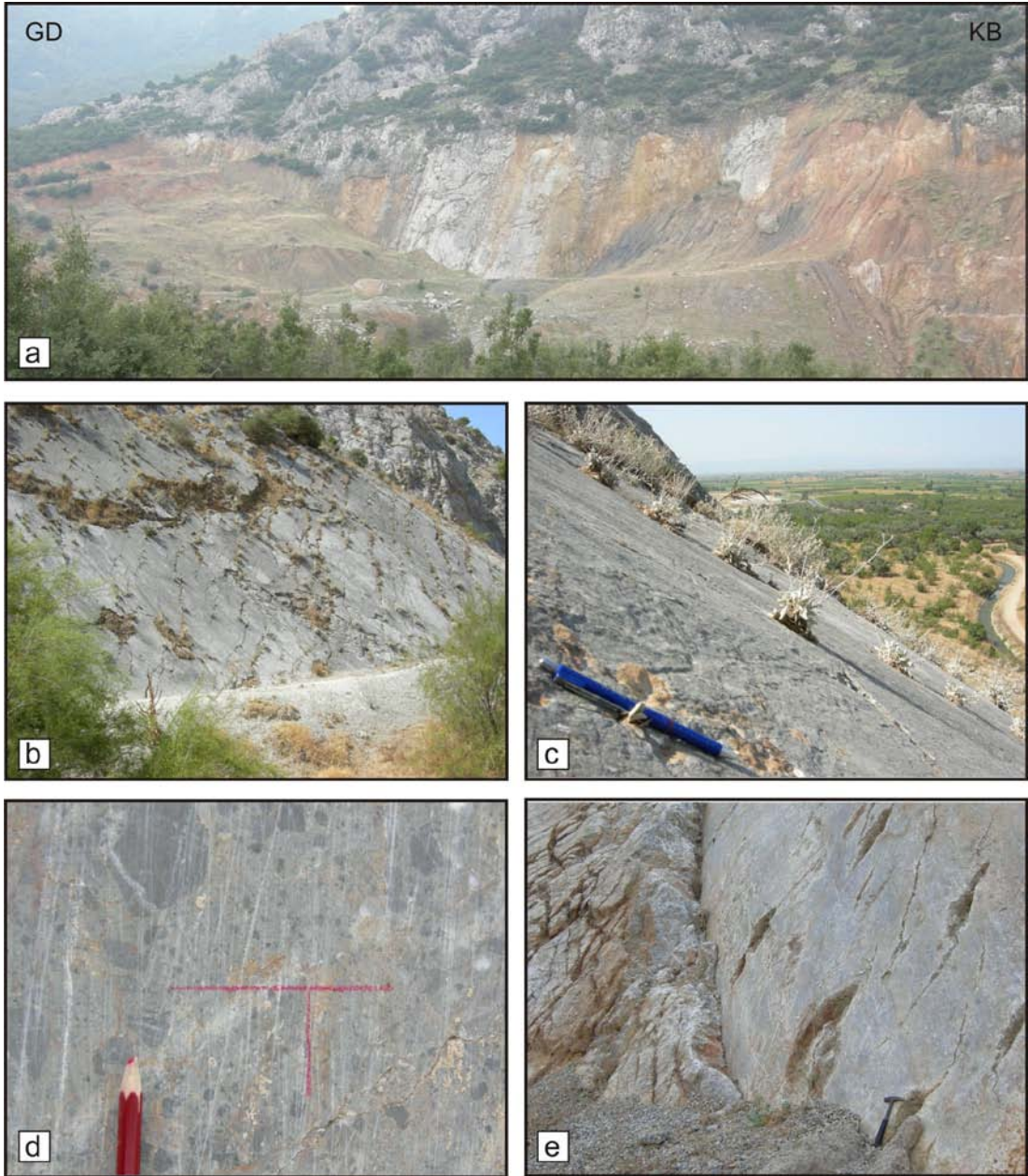
Manisa kent merkezi ile Spildağı milli parkını birbirine bağlayan yol üzerinde iyi korunmuş fay düzlemleri gözlenmektedir. Fayın sağa doğru büküm yaptığı bölgede yapılan ölçümlere göre, fay düzleminin doğrultusu $K82-86^{\circ}D$, eğimi ise $70-80^{\circ}KB$ arasındadır. Bu düzlem üzerinde rake açıları 0 ile $10^{\circ}D$ arasında değişmektedir (Şekil 4.13). Bu düzlemler üzerine yapılan kinematik ölçümler fayın önceki tektonik faz ilişkili sağ yönlü doğrultu atımlı ve son tektonik fazdaki normal hareketine işaret eder.

Manisa Fay Zonu'nun dağ önündeki $KB-GD$ doğrultusunda 15 km uzunluğundaki çizgisel gidişli zon üzerinde dağ önü boyunca çok iyi korunmuş kayma düzlemleri bulunur (Şekil 4.14a). Kayma düzlemleri üzerinde fay çizikleri, fay kertikleri, fay olukları (corrugations), enine çatlaklar ve fay breşleri gibi fay ilişkili yapılar net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.14). Bu düzlemler üzerinde ölçülen fay düzlemlerinin doğrultuları $K60^{\circ}B$ ile $K40^{\circ}B$ arasında değişir eğim değerleri ise

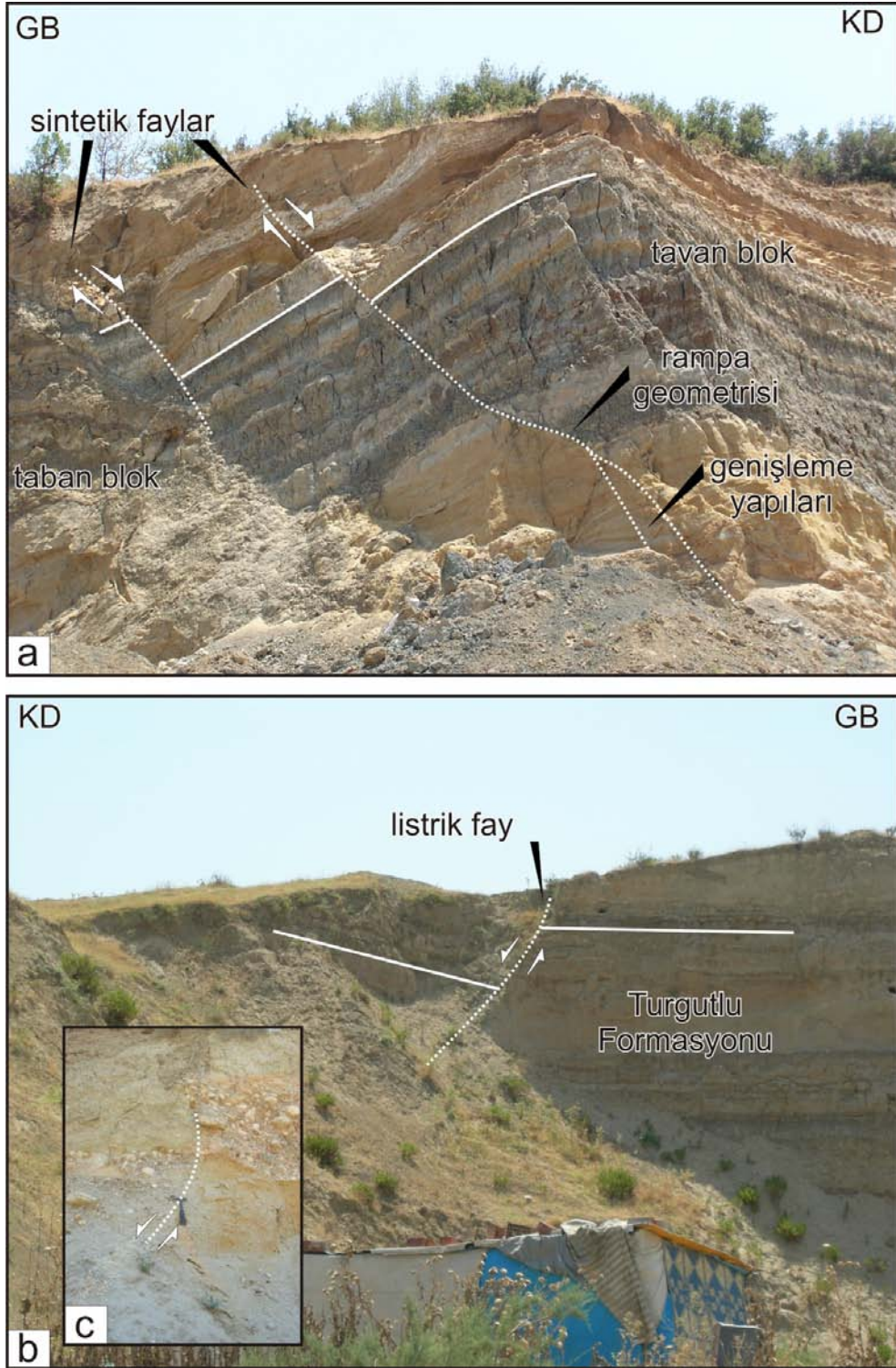
45°–55° arasında kuzeydoğuya doğrudur. Fay çizikleri rake açıları ise 77°–87°B arasında dağılım sunmaktadır.

Fay zonunun doğusunda yeralan birbirlerine yaklaşık paralel olan bu üç fay segmenti üzerinde yapılan tektonik jeomorfoloji analizleri (bakınız, bölüm3, Şekil 3.7) ve arazi verileri fayın önceki tektonik fazda (birleşim öncesi) sağ yönlü doğrultu atımlı, son tektonik fazda (birleşim sonrası) ise eğim atımlı normal fay özelliğinde davrandığını göstermektedir. Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümü güneydoğudan kuzeybatıya doğru Yukarıçobanisa ve Karaoğlanlı köyleri boyunca devam eder ve Manisa kent merkezi doğusunda Turgutalp Fayı'nın (TuF) dağ önündeki kesişim noktasından itibaren D–B doğrultusuna dönerek zonun merkez bölümüne bağlanır (Şekil 4.12).

Manisa Havzası'nın güneybatısında, Turgutlu ilçesi ile Yukarıçobanisa köyü arasında kalan alanda geniş alanlar kaplayan erken–orta Pleyistosen yaşlı Turgutlu Formasyonu akarsu çökellerinden oluşmaktadır ve Manisa Fay Zonu denetiminde yaklaşık 200 metre yükseltilmiştir (bakınız, Bölüm 2.3.1). Turgutlu Formasyonu'nun deformasyon modeli, genel olarak eğim atımlı normal faylar ile tipiktir. Birim içerisinde çok sayıda sentetik ve antitetik eğim atımlı normal faylar gözlenmiştir. Fay geometrisi genellikle listrik özelliktedir ve sedimantasyon ile yaşıt çok sayıda küçük ölçekli faylar bulunur. Yukarıçobanisa ile Karaoğlanlı köyleri arasındaki bölgede yeralan işletmeler tarafından açılan yol yarmalarında ilgili fayların gözlemlendiği çok sayıda yüzlek incelenmiştir. Şekil 4.15'de bu faylara ait deformasyon yapıları gözlenmektedir. Burada sentetik faylar ve faya doğru eğimlenen Turgutlu Formasyonu'na ait katmanlar gözlenmektedir (Şekil 4.15a). Katman eğimleri 25–25° arasında değişmektedir. Sentetik faylar ise genel olarak Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümdeki ana segmentine paraleldir (KB–GD uzanımlı) ve rampa geometrisi ile genişleme yapıları (extensional duplex) içerir. Şekil 4.15b ve c'de gözlenen tavan bloktaki katmanların faya doğru ani eğimlenmeleri rampa geometrisine bağlı olarak gelişmiştir.



Şekil 4.14 Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde yer alan ve dağönünü denetleyen KB–GD uzanımlı ana fay segmentine ait arazi fotoğrafları, (a) dağönünün panoramik görünümü ve bu fay düzlemi üzerindeki (b) enine çatlaklar (c) karbonatlı kayma düzlemi ve eksenel nehir, (d) normal fay çizikleri ve fay breşi, (e) fay kertikleri ve enine çatlakları göstermektedir.



Şekil 4.15 Turgutlu Formasyonu'nu deforme eden fay geometrisini ve mekanizmasını gösteren arazi fotoğrafları, (a) sentetik fay ve listrik geometriye bağlı gelişen yapılar, (b, c) listrik fay geometrisi.

Turgutlu Formasyonu'na ait katmanları kesen antitetik faylar genel olarak $K50-60^{\circ}B$ doğrultusunda ölçülmüştür. Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümündeki ana segmentin doğrultusuna yaklaşık paralel olan bu fayların eğim yönleri GB'dır (Şekil 4.16). Bahsedilen antitetik faylara ait düzlemler üzerinde yapılan kinematik analizler bu fayların eğim atımlı normal faylar olduğunu göstermektedir. Şekil 4.16a ve b'de gözlenen fay düzleminin önünde güncel bir heyelan gözlenmiştir. Şekil 4.16c ve d'de ise erken-orta Pleyistosen yaşlı katmanları (Turgutlu Formasyonu) ve bu katmanları üzerleyen alüvyal yelpaze çökellerini kesen ve öteleyen antitetik eğim atımlı normal faylar görülmektedir. Bu faylar toplamda, 4 metreden fazla eğim atıma sahiptir.



Şekil 4.16 (a) Manisa Fay Zonu'nun doğusunda gözlenen antitetik kayma düzlemi ve bu düzlem önünde gelişen güncel heyelan. Tavan blok üzerinde deforme olan toprak örtüsünü kesen çatlakların henüz doldurulmamış olduğuna dikkat ediniz. (b) a'da gözlenen heyelanın kayma düzleminin yakın görüntüsü eğim yönünde meydana gelen kaymaya işaret etmektedir. (c) Turgutlu Formasyonu'nu ve alüvyal yelpaze çökellerini kesen antitetik faylar ve (d) bu faya ait düzlemin yakından görünümü.

D-B gidişli Manisa Fay Zonu'nun merkez bölümü ise genel olarak yerleşimin yoğun olduğu alanda 10 km uzunluğunda takip edilir (Şekil 4.11 ve 4.12). Bu

bölümde fay zonu önünde iyi gelişmiş alüvyal/kolüvyal fayönü çökelleri yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.17a). Dağ önüneki ana faya paralel olan ve fay önü çökellerini kesen çok sayıda fay segmenti tipiktir. Bu sentetik fay segmentlerin bir kısmının yanal devamlılıkları yerleşim alanları altında kaldığı için takip edilememiştir. Ancak, bazı yol yarmalarında gözlenen fay düzlemlerinin kinematik analizleri eğim atımlı normal faylanmaya işaret etmektedir. Bunlardan bir tanesi dağönündeki Manisa çöplüğü girişinde açılan yol yarmasında gözlenmiştir (Şekil 4.17b). Burada, Bornova Karmaşığı'na ait temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak bulunan fay önü çökelleri eğim atımlı normal fay tarafından kesilmektedir. Uyumsuz dokanağın ve bu dokanağın hemen üzerindeki fayönü çökellerinin faya doğru yaklaşık 50° kadar eğimlenmesi bu fayların listrik özellikte olduğuna işaret etmektedir. Bu bölümde ölçülen fay düzlemleri genel doğrultuları D–B olup, eğim değerleri 50 ile 60° arasında değişmektedir, rake açıları ise ortalama 80°B olarak ölçülmüştür.

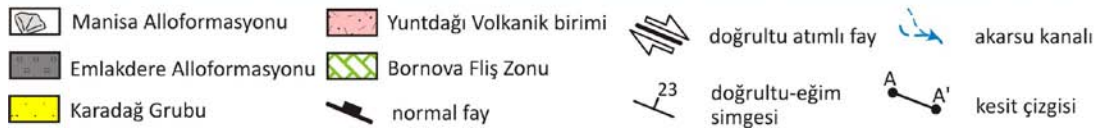
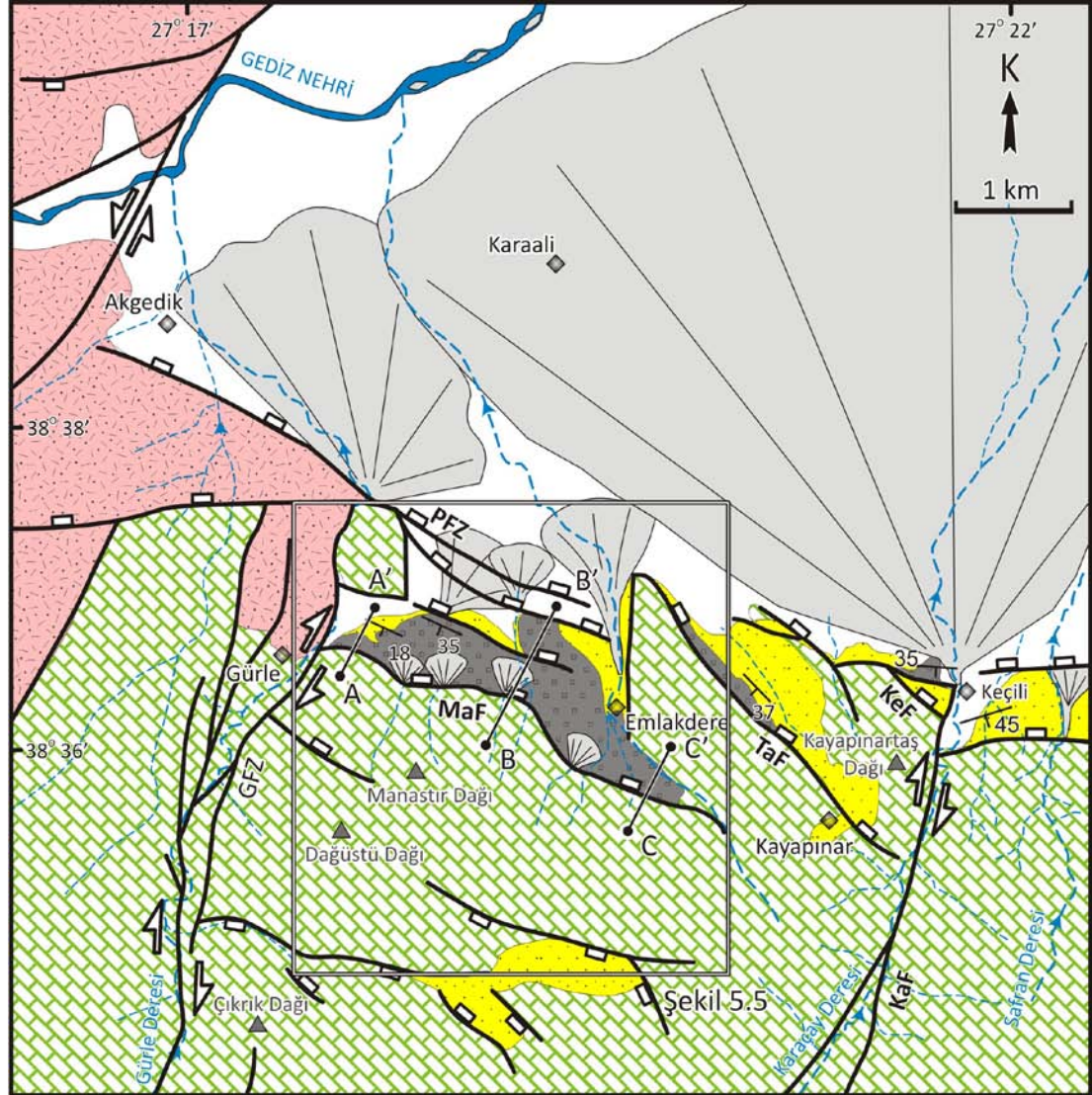


Şekil 4.17 (a) Manisa Fay Zonu merkez bölümünde gözlenen dağ önündeki ana fay düzlemi ve fay önü çökelleri, (b) bu bölümde gözlenen fay önü çökellerini ve temel kayaları kesen eğim atımlı normal fay. Temel kayalar, Bornova Fliş Zonu'na ait kumtaşı-şeyl ardalanması ile temsil edilmektedir.

Manisa Fay Zonunun batı bölümünün güncel morfolojisi, yaklaşık KB–GD uzanımlı aktif normal faylarla ve KKD–GGB (ya da K–G) uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile şekillenmiştir (Şekil 4.11 ve 4.18).

Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde dört ana aktif fay segmenti bu çalışma kapsamında 1/25000 ölçekli olarak haritalanmış ve adlandırılmıştır. Bunlar, doğudan batıya doğru **Keçiliköy Fayı (KeF)**, **Taşlıburun Fayı (TaF)**, **Manastır Fayı (MaF)** ve **Paşadeğirmeni Fay Zonu'dur (PFZ)**, Bu ana fay segmentleri Keçili ve Akgedik

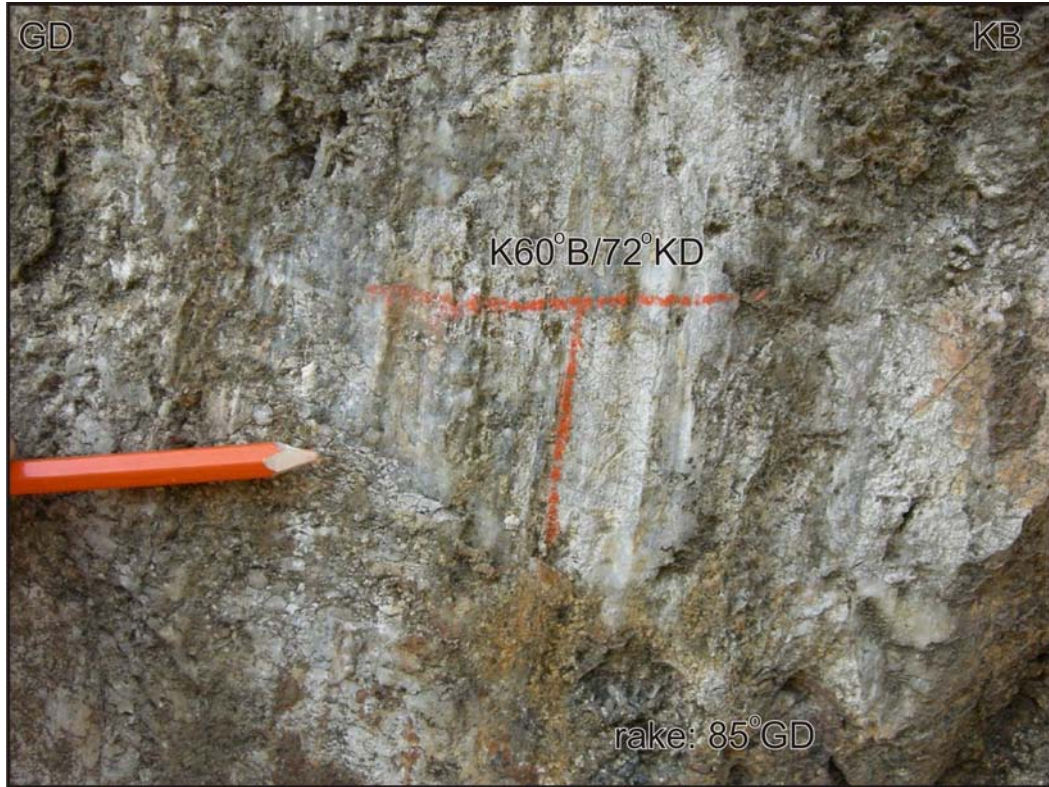
köyleri arasında yer alır ve genç çökellerden oluşan grabeni güneybatıdan sınırlarlar (Şekil 4.12 ve 4.18).



Şekil 4.18 (a) Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünün ayrıntılı Jeoloji haritası (Lokasyon için Şekil 4.1'e bakınız). Kısaltmalar, PFZ: Paşadeğirmeni Fay Zonu, GFZ: Gürle Fay Zonu, MaF: Manastır Fayı, TaF: Taşlıburun Fayı, KeF: Keçiliköy Fayı, KaF: Karaçay Fayı. KaF üzerinde, 1 numaralı hareket, faym önceki tektonik fazdaki sol yönlü doğrultu atımlı, 2 numaralı hareket ise son tektonik fazdaki sağ yönlü doğrultu atımlı hareketini göstermektedir.

Bölgede haritalanan normal faylar GB'dan KD'ya doğru iyi gelişmiş basamak yapısı sunarlar ve Neojen yaşlı çökeller ile Kuvaterner yaşlı kolüvyal–alüvyal çökelleri Bornova Fliş Zonu'na ait temel kireçtaşlarından ayrılırlar. Birbirlerine paralel/yarı paralel olan bu fay parçaları farklı lokasyonlarda 50–500 metre uzunluklara ve 20–200 metre yüksekliklere varan iyi korunmuş ve cilalı yüzeylere sahip fay düzlemleri sunarlar.

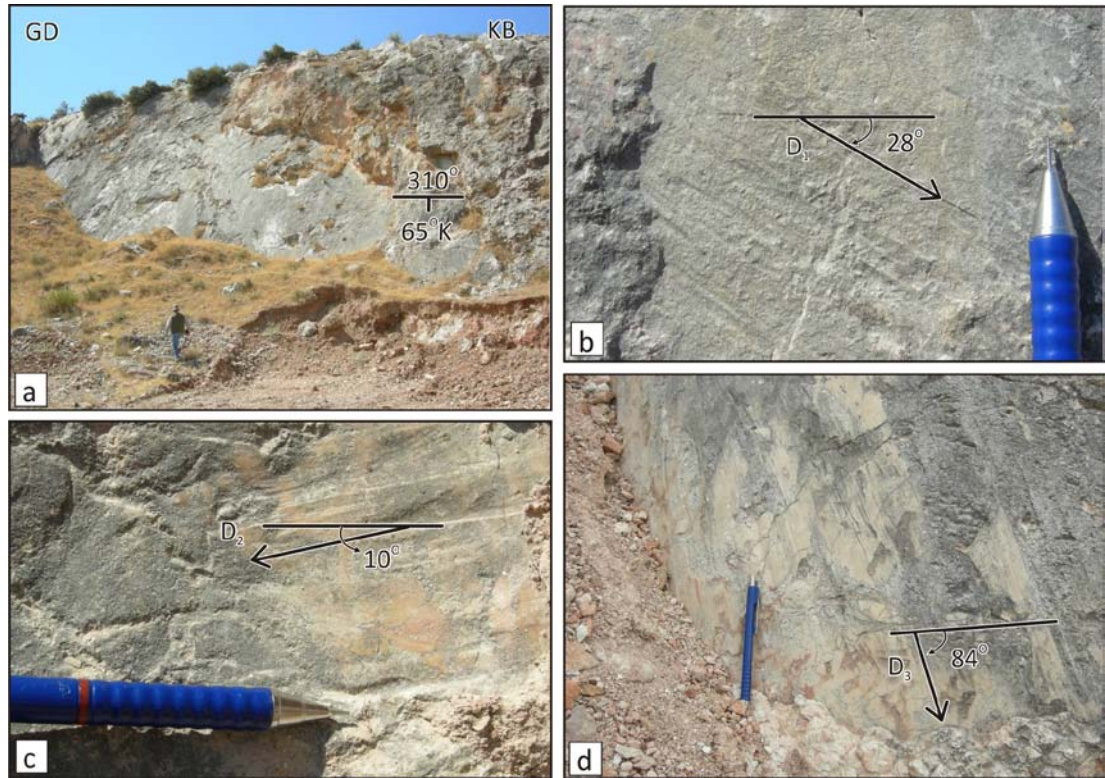
KB–GD uzanımlı faylar; (i) batıda K60°B ve doğuda yaklaşık D–B uzanım sunan **Keçiliköy Fayı**, 3 km'den fazla uzunluğa sahiptir. Fay düzlemleri eğim atımlı normal faylanmaya işaret eden kinematik veriler içerir (Şekil 4.19). Bu fay ile taban bloktaki Bornova Fliş Zonu'na ait kayalar, tavan bloktaki Neojen yaşlı çökeller (Karadağ Grubu) ve Kuvaterner yaşlı alüvyal–kolüvyal çökellerden ayrılırlar (Şekil 4.19).



Şekil 4.19 Keçiliköy Fayı'na ait kayma düzlemini gösteren arazi fotoğrafı.

Keçiliköy Fayı'nın KB–GD ve D–B uzanımlı parçaları arasında aktarım rampaları gelişmiştir. Keçiliköy doğusunda fay, KKD–GGB uzanımlı doğrultu atımlı fay (Karaçay Fayı) ile kesilir ve ötelenir.

Taşlıburun Fayı, Keçiliköy Fayı'nın batı bölümüne paralel/yarıparalel'dir (K35°B) ve 3 km uzunluğunda sola sıçramalı basamak düzeninde normal fay özelliğindedir. İyi korunmuş kayma yüzeyleri, fay çizikleri setleri ve fay ilişkili yapılar sunar. Aynı kayma düzlemi üzerinde üç farklı tektonik faza ait fay çizigi setleri ölçülmüştür (Şekil 4.20a). Burada, iki farklı yöne sahip doğrultu atımlı faylanmayı temsil eden fay çizikleri (Şekil 4.20b ve c), normal faylanmaya işaret eden fay çizikleri (Şekil 4.20d) tarafından üzerlenmektedir. Doğudaki Keçiliköy Fayı ile batıdaki Manastır Fayı segmentleri arasında yer alır. Manastır ve Taşlıburun segmentleri K–G uzanımlı bir fay ile birbirlerine bağlanırlar.

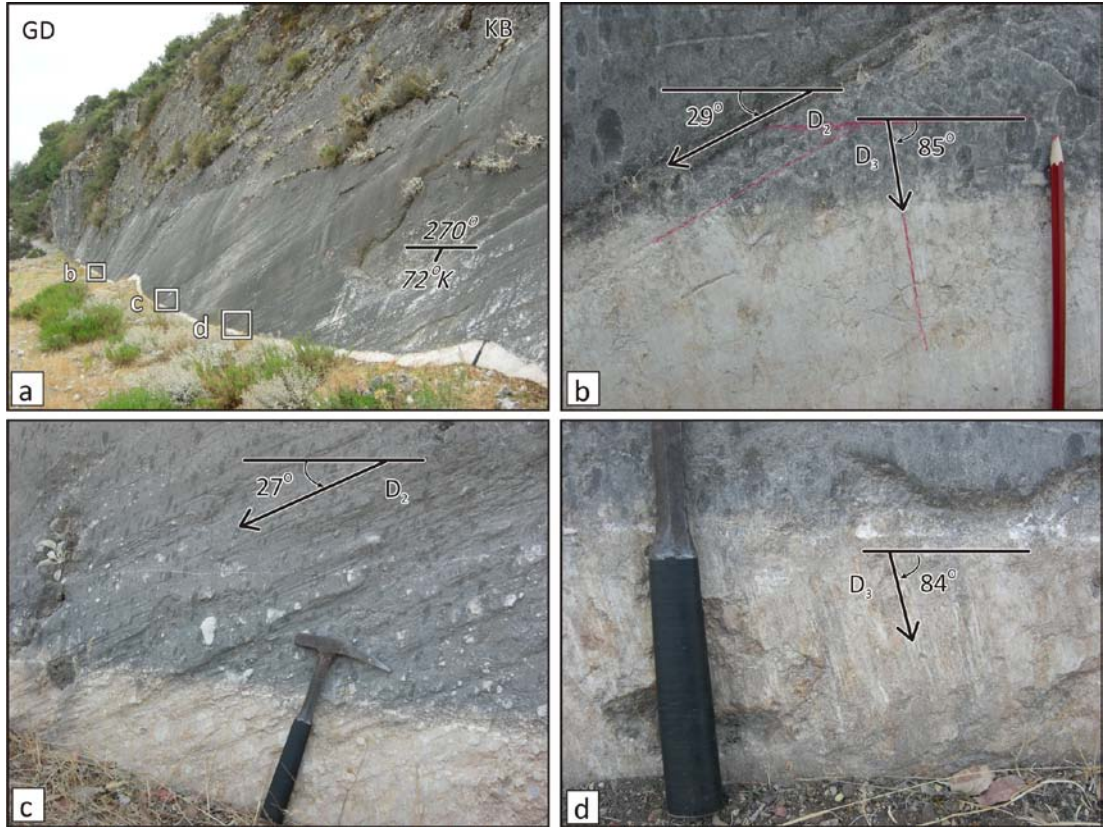


Şekil 4.20 Taşlıburun Fay düzlemine ait arazi fotoğrafları. (a) Fay çizikli kayma yüzeyi üç farklı fay çizigi seti içermektedir, (b) ilk faz olan sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya ait fay çizikleri, (c) sonraki sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya ait deformasyonlar ve (d) en son faz olan normal faylanmaya ait fay çiziklerini gösteren arazi fotoğrafı.

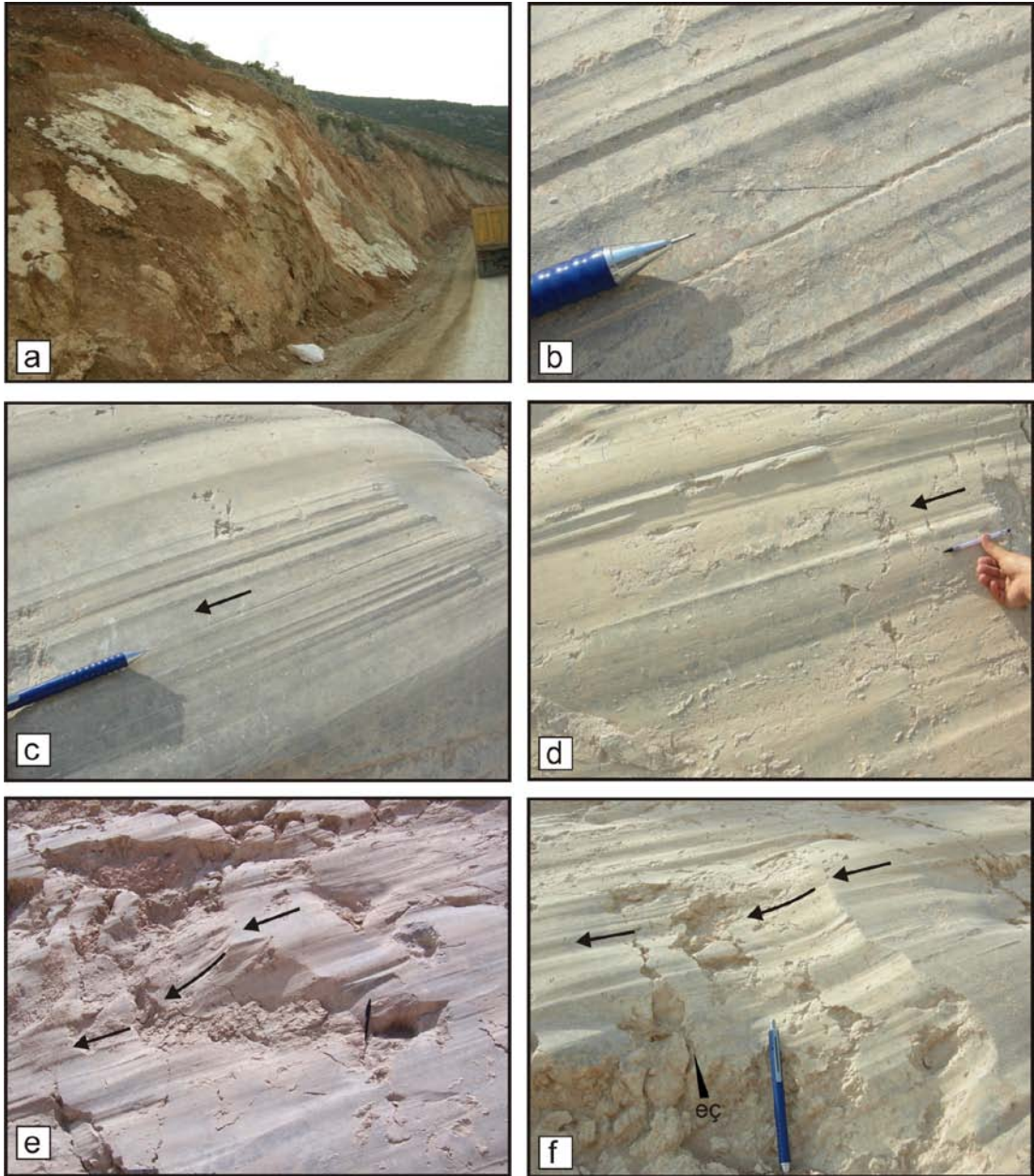
Manastır Fayı, Manisa Havzası'nın güneybatı sınırını oluşturur. Yaklaşık 4 km uzunluğundadır ve K70°B doğrultusunda ondulasyonlar sunacak şekilde uzanır (Şekil 4.21). İyi korunmuş kayma yüzeylerinde kesen–kesilen ilişkisinin gözlemlendiği başlıca iki fay çizdiği seti yer almaktadır (Şekil 4.21). Burada, D–B doğrultulu ve 72° K eğimli fay düzlemi üzerindeki rakeleri 25–30° D aralığında değerler sunan ve verev bileşenli sağ yanal faylanmaya işaret eden fay çizdiği seti, 84–86° B aralığında rake açılına sahip ve eğim atımlı normal faylanmaya işaret eden fay çizdiği seti tarafından üzerlenmektedir (Şekil 4.21). Bunun yanısıra, Manastır Fayı boyunca gözlenen bazı kayma yüzeyleri üzerinde sağ yanal verev faylanmaya işaret eden iyi korunmuş kinematik göstergeler gözlenmektedir. Bunlar, fay çizikleri ile beraber düzgün olmayan fay yüzeyinin diğer fay bloğunu oyması sonucu oluşan ve eksenine paralel gelişen büyük ölçekli derin oluk yapıları (corrugations) (Şekil 4.22a,b), fay blokları arasında kalmış sert tanelerin düzleme saplanması sonucu kayma hareketine bağlı olarak fay aynası üzerinde bıraktığı izler (alet izleri) (örn. Doblas, 1998) (Şekil 4.22c,d), ve tavan blok hareketinin yönü hakkında yorum yapılmasını sağlayan fay kurtukleri/basamaklarıdır. Tüm bu veriler, Manastır Fayı üzerinde eğim atımlı ve sağ yanal verev atımlı olmak üzere iki farklı faylanmanın gelişmiş olduğuna işaret eder (Şekil 4.22e ve f).

Tavan bloğunda gelişen çok sayıda kolüvyal/alüvyal yelpaze çökelleri Manisa Fay Zonu'na ait segmentler ile aynı özelliklere sahip çok sayıdaki sentetik ve antitetik fay segmentleri ile kesilirler ve yer değiştirirler (Şekil 4.18). Bu fayın yüzeydeki izi, 140 metre yüksekliğe varan iyi korunmuş fay sarplıkları, kolüvyal çökelleri, heyelanları ve üçgen yüzeyler ile belirgindir. Dağ önünde yeralan kesilmiş sırtlar en az iki farklı üçgen yüzey gelişimine işaret eder (Şekil 4.12c). Bu durum, dağönünün tektonik durgunluk dönemi ile ayrılan en az iki farklı yükselim evresi geçirdiğini gösterir. Dağ önünün tabanı, çok iyi korunmuş ve sürekliliği olan fay sarplıkları gibi fayın aktifliğine işaret eden izler taşır. Kayma yüzeylerinin tamamı farklı erozyon modelleri ile tanımlanan fay düzlemlerinin ana tipik özelliklerini göstermektedir (örn. Mayer, 1984; Nash, 1980; Wallace, 1977). Bu tip bir morfolojik yapı aktif Tyrnavos Fayı'nın (Thessaly, Orta Yunanistan, Caputo, 1993; Caputo ve diğer.,

2004) doğu bölümlerinde de gözlenmiştir. Manastır Fayı, haritalanan alanın batısında yer alan KKD–GGB uzanımlı doğrultu atımlı bir fay zonu (Gürle Fay Zonu, Şekil 4.18, aşağıda tartışılmıştır) tarafından kesilir.



Şekil 4.21 Manastır Fayı'na ait fay düzlemlerini gösteren arazi fotoğrafları: (a) cilalı ve çizikli fay yüzeyi, (b) iki farklı fay çizdiği seti (c) ilk fazdaki sağ yönlü verev harekete ait çizik setleri ve (d) önceki hareketi üzerleyen sonraki normal faylanmaya ait fay çizdiği setlerini göstermektedir.



Şekil 4.22 Manastır Fayı kayma yüzeyi üzerindeki vevv bileşenli sağ yanal faylanmaya işaret eden fay çizikleri ve kinematik göstergeler. (a) Harekete paralel uzanımda fay olukları (corrugation) yapıları sunan kayma düzleminin genel görünümü, (b) karbonatlı temel üzerinde kazınmış belirgin fay çizikleri, (c, d) kayma yönüne paralel alet izleri, (e,f) fay kerkikleri/basamakları. Kısaltmalar, eç: enine çatlak (siyah dolgulu oklartavan bloğun hareket yönünü göstermektedir).

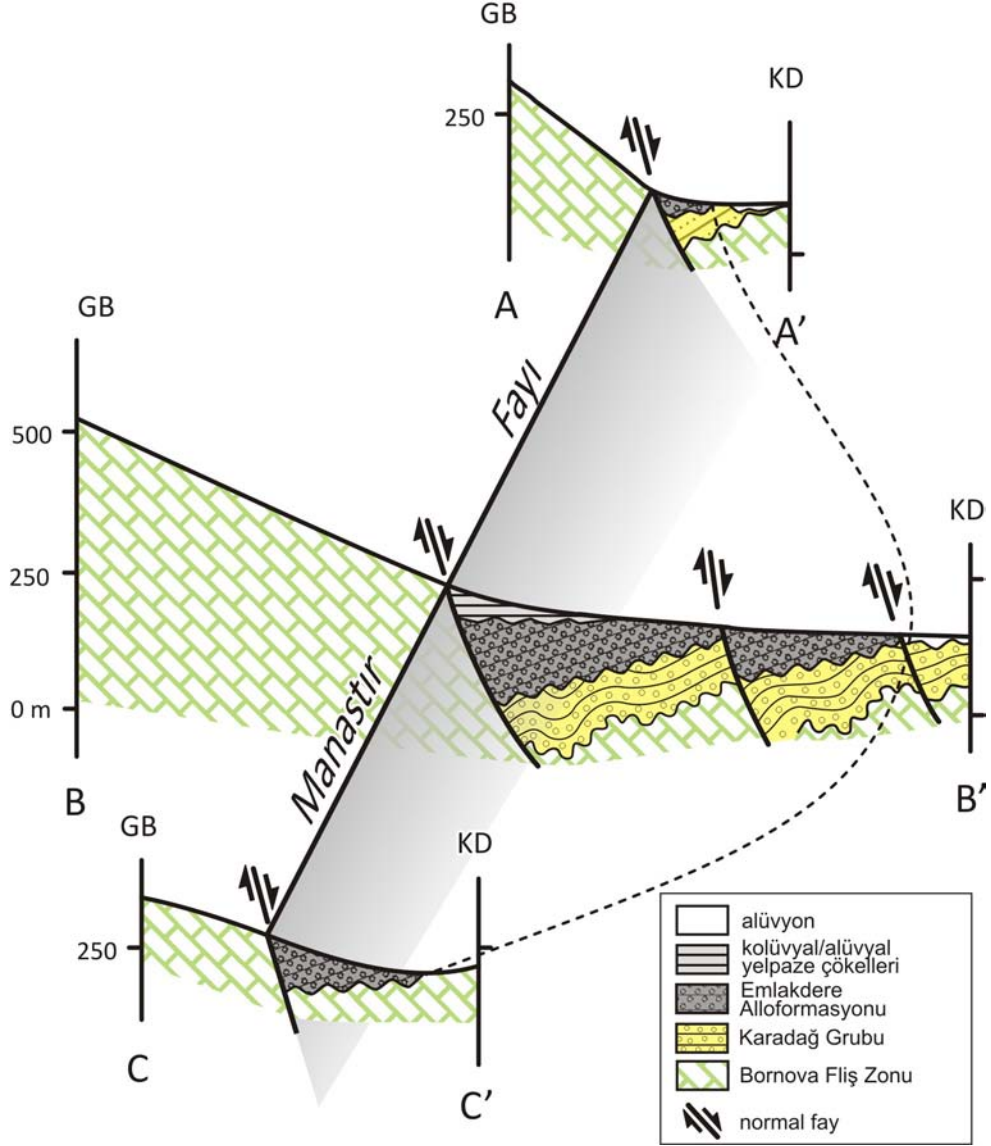
Dünyanın değişik bölgelerinde, faylarda yapılan bazı çalışmalarda reaktivasyonu tanıma verileri ayrıntılı olarak verilmiştir. Bu veriler, kesin veya göreceli yaş verileri ile yerdeğiştirme ve ilgili deformasyonun tekrarlanmasına ait kanıtların varlığını gerektirmektedir (Holdsworth ve diğer., 1997; Maruyama ve Lin, 2004; White ve

diğer., 1986). Bu çalışmalar baz alınarak, çalışma alanındaki faylarda gözlenen reaktivasyona işaret eden stratigrafik ve yapısal veriler/ölçütler göreceli yaş ilişkileri kullanılarak aşağıda tartışılmıştır.

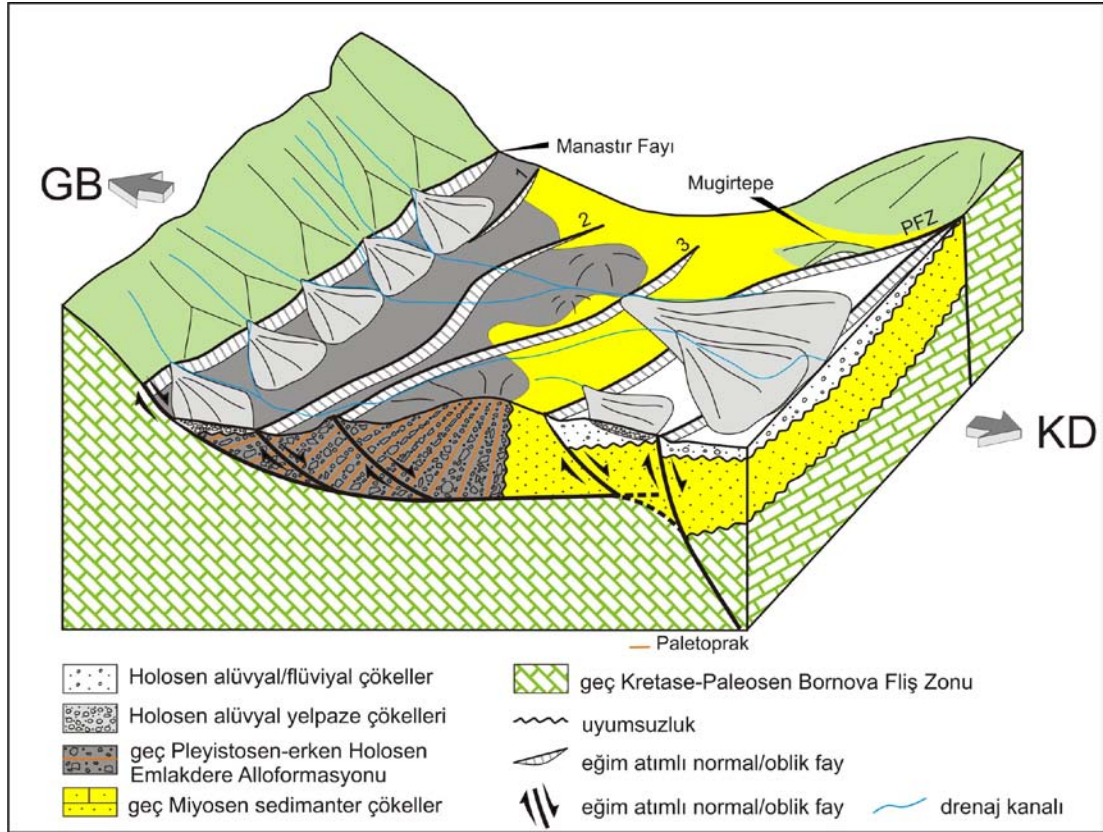
Fay önü çökellerinden oluşan Emlakdere Alloformasyonu'nun (bakınız Bölüm iki, Şekil 2.6) kalınlığı doğudan batıya doğru belirgin değişiklik gösterir. Birimin kalınlığı Manastır Fayı'nın uçlarında az iken fayın merkezinde enyüksek kalınlığa ulaşmaktadır. Bu durum, Emlakdere Alloformasyonu'nun Manastır Fayı denetiminde çökeldiğine işaret eden bir veridir. Bu değişimi yansıtmak amacıyla, fayı kesen üç adet ayrıntılı jeolojik kesit hazırlanmıştır (Şekil 4.23). A–A' kesitinde, birimin kalınlığı oldukça ince, litolojisi kolüvyal konglamera ve kumtaşları ile baskındır. A–A' ve B–B' kesitleri arasında birimin kalınlığının 200 metreye kadar ulaştığı görülmektedir. Doğuya doğru, C–C' kesitinde ise A–A' kesitinde olduğu gibi kabaca benzer kalınlıktadır (~50 m). Birimin katman düzlemleri faya doğru 45°'ye kadar eğimli olarak ölçülmüştür (Şekil 4.18 ve 4.23). Çökeller, Manastır Fayı'nın tavan bloğunda yer alan çok sayıdaki sentetik ve antitetik faylar ile kesilerek yükseltilmiştir.

Emlakdere Alloformasyonu'nun faya uzak kesimlerde dike yakın, faya yakın kesimlerde ise düşük eğimli olan katman eğimleri ve fay düzlemi verileri, Manastır Fayı'nın iki önemli özelliğine işaret etmektedir: (1) Manastır Fayı listrik geometridedir ve (2) Emlakdere Alloformasyonu'nun çökeli mi boyunca aktiftir. Tektonik aktivite, düşen bloğun çökeli mi süresince yatay bir eksen etrafındaki faya doğru rotasyonuna (back-tilting) neden olmuştur (Şekil 4.24). Birim içerisindeki paleotoprak oluşumları, tektonik durgunluk dönemlerini; üste doğru kabalaşan seviyeler ise faylanmanın etkin olduğu dönemleri temsil etmektedir. Erken Holosen sonlarında, Emlakdere Alloformasyonu'nun çökeli mi tamamlanmıştır. Daha sonra, Manastır Fayı'na paralel ve benzer kinematik özellikler gösteren çok sayıda antitetik ve sentetik ikincil faylar tarafından kesilmiş ve deforme edilmiştir. Bu şekilde, fay basamakları Manisa Havzası'na doğru gençleşmektedir (Şekil 4.24). 1'den 3 e kadar numaralandırılan sentetik normal faylar ve havza tarafındaki Paşadeğirmeni Fay Zonu (PFZ) erken Holosen zamanından beri aktiftir. Havza içi yükselti olarak tanımlanan Mugirtepe, PFZ denetiminde Emlakdere Alloformasyonu'nun çökeli mi

sonrasında yükselmeye başlamıştır. PFZ'nin geç Holosen aktiviteleri Paleosismoloji bölümünde (Bölüm beş) ayrıntılı anlatılmıştır.



Şekil 4.23 Fayın reaktivasyonuna işaret eden stratigrafik verileri yansıtan birleştirilmiş jeolojik kesit. Neojen yaşlı kıvrımlı birimler ile onun üzerindeki Emlakdere Alloformasyonu arasındaki uyumsuzluk sıkışmalı tektonik rejime işaret ederken, faya doğru eğilmiş olan Emlakdere Alloformasyonu ile onu üzerleyen kolüvyal-alüvyal yelpaze çökelleri arasındaki uyumsuzluk açılmalı tektoniğe işaret etmektedir. İlk faz doğrultu atımlı faylar ile tipik iken son faz normal faylanma şeklindedir. Bununla beraber Manastır Fayı'nın tavan bloğundaki geç Kuvaterner birimlerin sentetik Holosen fayları ile deforme edildiği gözlenmektedir. Kesikli çizikler Emlakdere Alloformasyonu'nun yayılım alanını göstermektedir. (Kesit hatlarının lokasyonları Şekil 4.18'de verilmiştir).

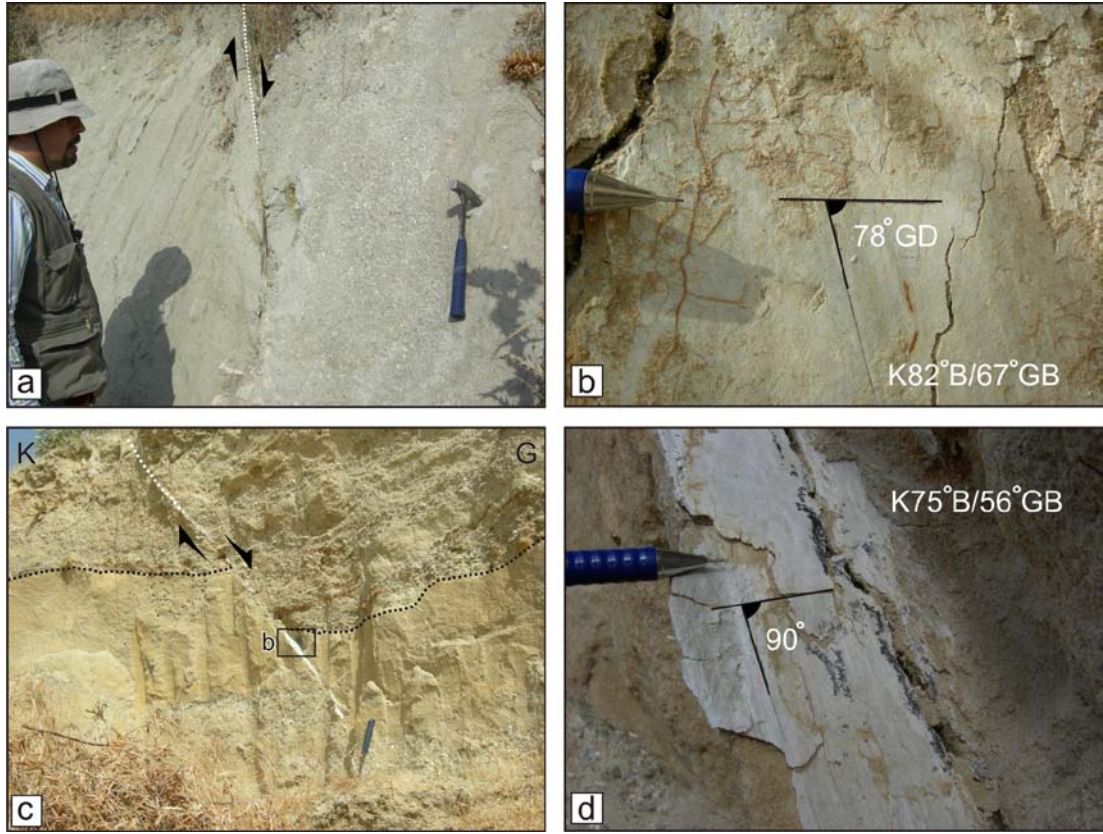


Şekil 4.24 Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde yeralan Emlakdere Alloformasyonu'nun faya doğru eğimlenen katmanlarını ve faylanma mekanizmasını gösteren blok diyagram. Kısaltmalar, PFZ: Paşadeğirmeni Fay Zonu. Ayrıntılı harita için, Şekil 5.5'e bakınız.

Paşadeğirmeni Fay Zonu, batıda 4 km uzunluğunda tek gidişli bir fay olarak Paşadeğirmeni Tepesinin kuzeybatı sınırını oluşturur, güneydoğuda 3 km uzunluğunda iki fay kolundan oluşur (Şekil 4.18). Kuzeydeki kol, genç alüvyal yelpaze çökellerini keser. Bu faya ait fay düzlemleri, tavan bloğunda tarihsel dönem su kemerinin yer aldığı bölgede gözlenmiştir (bakınız Bölüm 5, Şekil 5.18). Fay düzlemi üzerinden alınan ölçümlere göre fayın bu bölgedeki doğrultu ve eğimi $K80^{\circ}B/45^{\circ}KD$ ve rake açısı $82^{\circ}B$ 'dir. PFZ'nin güney kolu ise üzerinde paleosismoloji amaçlı hendek çalışmalarının yapıldığı (bakınız Bölüm 5, Şekil 5.14 ve 5.16) $K65^{\circ}B$ doğrultulu ve $41^{\circ}KD$ eğimli segment ile temsil edilir. PFZ doğusunda haritalanan üç ana sola sıçramalı en-eşelon dizimli fay parçalarının sismojenik derinlikte tek bir fay düzlemi üzerinde birleşmeleri olasıdır. Tüm faylar açık bir şekilde yükseklikleri 20–400 metre arasında değişen çizgisel gidişli sarplıklar ile tanımlanmışlardır. Bu faylardan güneyde olanı en yüksek kotlarda

yeralmaktadır (Şekil 4.12c). Bu zigzag gidişli faylar toplamda 10 km uzunluğunda izlenebilmektedir. Deneysel ilişkilere göre, (Pavlides ve Caputo, 2004; Wells ve Coppersmith, 1994), 10 km uzunluğundaki bir fay 6.5 büyüklüğünde bir deprem üretme kapasitesine sahiptir. Bu segmentin uzunluğu bölgedeki sismojenik zonun kalınlığına benzer uzunluktadır. (örn. 10 km, Akyol ve diğer., 2006).

Manisa Havzası kuzeyden normal faylarla sınırlı Appak Horstu ile Akhisar havzasından ayrılır. Manisa Havzası ile Appak Horstu arasındaki sınır boyunca, tipik olarak BKB–DGD uzanımlı ve güneybatıya doğru eğimli çok sayıda eğim atımlı normal fay haritalanmıştır (Şekil 4.2). Birbirine paralel/yarı paralel olan bu faylar ***Kepekli Fay Zonu (KeFZ)*** olarak adlandırılmıştır. KeFZ, K75°–80°B doğrultuludur ve Manisa Havzası'nın kuzeyinde Bahadır ile Koyunlu köyleri arasında yaklaşık 10 km boyunca izlenebilmektedir (Şekil 2.1). Manisa Havzası'na doğru basamaklı bir yapı oluşturan fay zonu yaklaşık 2 km genişliğindedir. Zon boyunca haritalanan fayların kayma yüzeyleri üzerinde 76-90° arasında rake açıları ölçülmüştür. Fay kertikleri gibi kayma düzlemi kinematik göstergelerinin yanı sıra faylar tarafından eğim yönünde ötelenen birimler de fayların eğim atımlı normal özellikte olduğuna işaret etmektedir. Şekil 4.25'de bu zon içerisinde gözlenen bazı fay düzlemleri ve fay çiziklerini gösteren arazi fotoğrafları gözlenmektedir. Appak Horstu'nu kuzeyden sınırlayan ***Dilek Fay Zonu (DFZ)*** KeFZ'na benzer doğrultudadır (ortalama doğrultu: K55-60°B) ancak KD'ya doğru eğimlidir (ortalama eğim açısı: 65-70°). Doğuda Dilek ile batıda Gökçeköy arasında yaklaşık 10 km boyunca takip edilen DFZ çok sayıda birbirine paralel/yarıparalel fay segmentlerinden oluşmaktadır ve bu fay segmentleri KD'ya Akhisar Havzası'na doğru basamaklı bir yapı oluşturmaktadır (Şekil 4.2). Zon boyunca ölçülen kayma yüzeyleri üzerindeki fay çiziklerinin yüksek açılı rake değerleri (ortalama 75-90°) DFZ'nin eğim atımlı normal bir fay zonu olduğunu göstermektedir. Fay zonunun düşen bloğu üzerinde çok sayıda iyi gelişmiş alüvyal yelpaze çökelleri yeralmaktadır. Jeolojik haritalama çalışmaları Appak Horstu'nun Üst Miyosen sonrasında yükselmesinden KeFZ ve DFZ içerisindeki normal fayların sorumlu olabileceğini göstermektedir.



Şekil 4.25 Kepekli Fay Zonu'nu gösteren arazi fotoğrafları. (a) Fay düzlemleri ve (b,d) bu düzlemler üzerindeki fay çizikleri ve kerklerini göstermektedir. Fay düzlemi üzerindeki kinematik veriler ve eğim yönünde ötelenen birimler eğim atımlı normal faylanmaya işaret etmektedir.

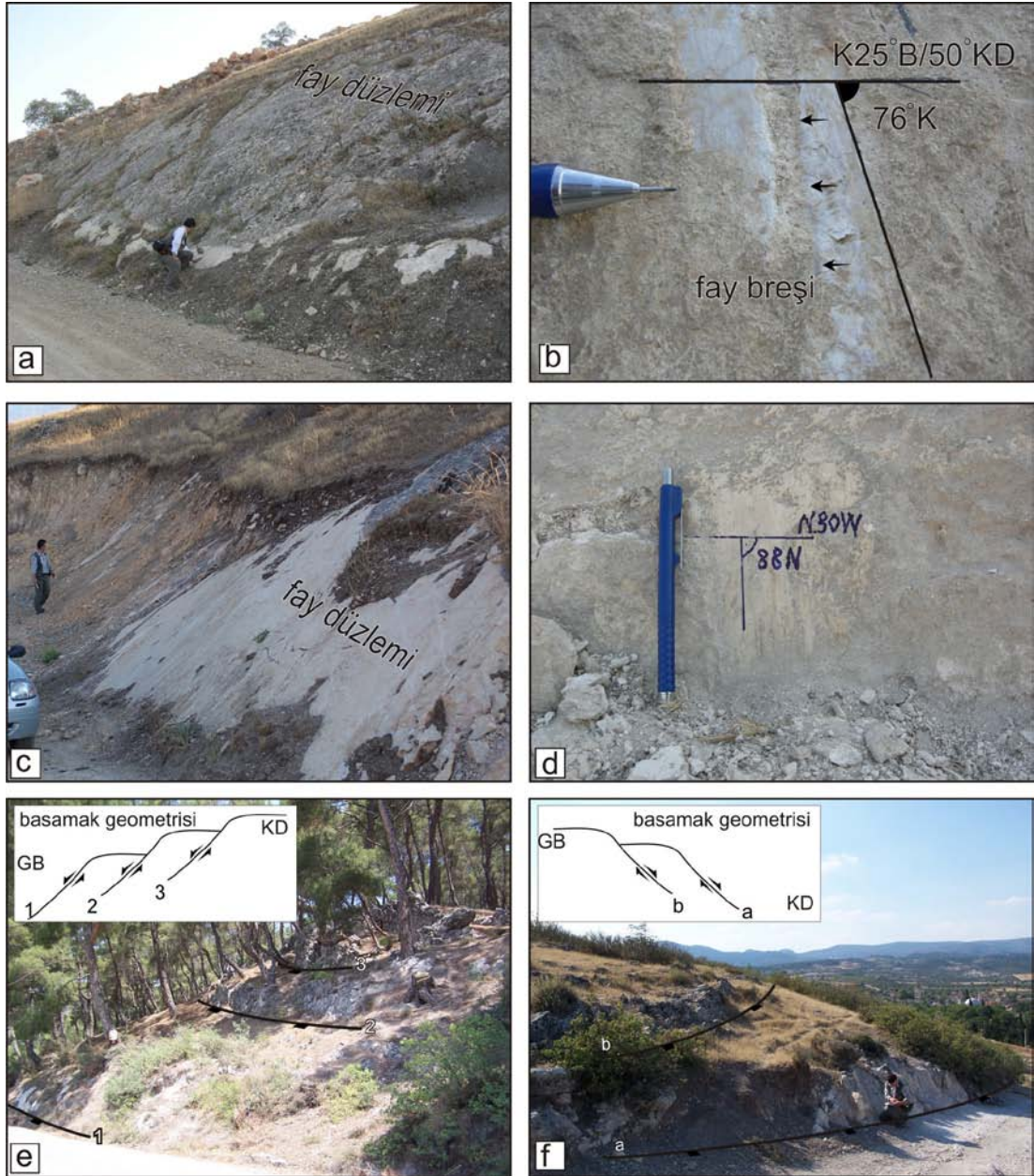
Nuriye Fayı (NF), MTA (2008) tarafından hazırlanan Türkiye diri fay haritasında da gösterildiği üzere, yaklaşık 8 km uzunluğunda bir faydır. Fay ortalama $K70^{\circ}B$ gidişlidir ve kinematik analizleri normal faylanmaya işaret etmektedir. Kuzeydeki Neojen gösel çökeller ile Manisa Havzası'nın Kuvaterner çökelleri arasındaki yapısal dokanağı oluşturur. Eğim atımlı normal faylanmaya bağlı olarak düşen güneydeki tavan blok, bölgede Nuriye Fay'ının uzanımına paralel (BKB) çöküntü alanlarının gelişmesine neden olmuşlardır (Halitpaşa Grabeni). Fayın taban bloğunda güneye doğru akan dere, fay önündeki bu çöküntü alanı üzerinde alüvyal yelpaze oluşmasına neden olur. Fay önünde batı kısımda bir süre yaklaşık faya paralel akan Kum Nehri bu alanda aksel nehir özelliği sunar (Şekil 2.1).

Manisa Fay Zonu batısında haraitalanan ve tipik olarak KB–GD uzanımlı normal fayların büyük bir kısmı havza içerisinde küçük ölçekli horst ve graben yapılarının

oluşmasına neden olmuşlardır. Arazi gözlemleri ve fay yüzeyi ölçümleri, bu fay sistemlerinin çoğunun Manisa Fay Zonu'na benzer şekilde yeniden hareket eden faylar olduğunu göstermektedir.

Tekeliler köyü civarında çizgisel gidişli vadiler oluşturan **Tekeliler Fay Zonu (TFZ)**, yaklaşık 3.5 km uzunluğunda, 1.5 km genişliğinde ve K45°B uzanımında eğim atımlı normal fay zonudur (Şekil 4.4). TFZ, kuzeydoğu kısmında, Neojen gölsel çökellerinin GD'ya eğimli katmanları ile Kuvaterner yaşlı yaklaşık yatay katmanlanmalı flüviyal havza çökelleri arasındaki dokanağı temsil eder. Kuzeydoğu ve güneybatıya eğimli eğim atımlı normal faylar Sarma Deresi ile Tekeliler Köyü arasında KB–GD uzanımlı küçük ölçekli bir horst oluştururlar. Yapılan arazi çalışmaları sırasında TFZ ile KFZ arasında KB uzanımlı ve güneybatıya eğimli çok sayıda eğim atımlı fay gözlenmiştir. Bu fayların uzunlukları 100 metre ile 2 km arasında değişmektedir ve güneybatıya doğru basamaklı bir morfoloji oluştururlar.

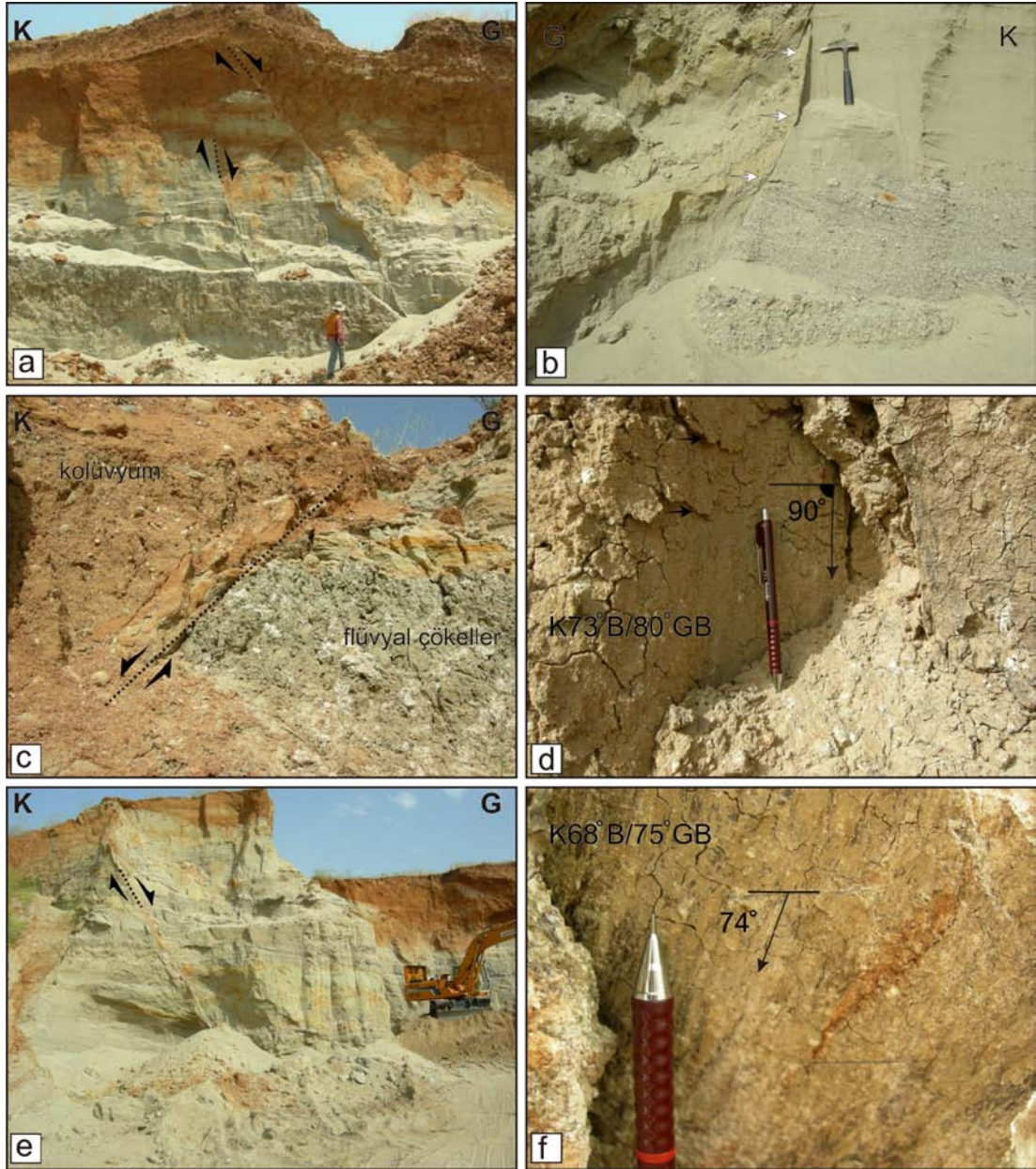
Halitli Fay Zonu (HFZ), Halitli ve Karayenice köyleri arasında yer alan, 1 km genişliğinde ve 6 km uzunluğunda KB–GD uzanımlı eğim atımlı normal fay zonudur (Şekil 4.4). Bölgede basamaklı bir topoğrafya oluşturan birbirine paralel/yarıparalel çok sayıdaki eğim atımlı normal fay segmenti KB–GD uzanımlı Halitli Horstu'nu oluştururlar (Şekil 4.4). HFZ'nun kuzeydoğu ve güneybatıya eğimli fay segmentleri bölgede yüzlek veren Neojen yaşlı gölsel çökelleri ve Neojen öncesi yaşlı Bornova Karmaşığı'na ait temel kayaları keser ve deforme eder (Şekil 4.4 ve 4.26). HFZ'nun kuzeydoğu segmentinin devamı kuzeyde net değildir ancak, güneybatı segmenti kuzeyde K–G doğrultusuna dönerek KFZ ile birleşir, burada faylanma mekanizması verev–doğrultu atımlı özelliktedir. Yol yarmalarında gözlenen HFZ'na ait bazı iyi korunmuş fay düzlemleri 45 ile 65° arasında eğimlere 75–90° arasında rake açılına sahiptir ve tavan bloğa doğru basamaklı yapı sunarlar (Şekil 4.26). Fay zonu üzerindeki bazı düzlemlerde fayın doğrultu atımlı hareketine ait izler de tespit edilmiştir. Normal faylanma ile doğrultu atımlı faylanmaya ait fay çizikleri arasında kesen–kesilen ilişkisi gözlenememiştir. Ancak, doğrultu atımlı deformasyon, bölüm 4.3'te tartışılan Kuvaterner öncesi tektonik fazla ilişkili olabilir.



Şekil 4.26 Halitli Fay Zonu'nu gösteren arazi fotoğrafları. (a,c) zon boyunca yüzlek veren iyi korunmuş devasa fay düzlemleri ve (b,d) bu düzlemler üzerindeki kayma yüzeylerinin yakın görüntüleri, yüksek değerlere sahip rake açıları ve diğer kinematik göstergeler eğim atımlı normal faylanmaya işaret etmektedir. (e,f) Zon üzerinde morfolojik olarak belirgin özellikler sunan basamak yapıları gelişmiştir.

Belenyenice Fay Zonu (BFZ), Karadayı ve Demirli Tepe arasında, baskın olarak ortalama 4 km uzunluğundaki KB–GD uzanımlı fay segmentlerinden oluşmaktadır (Şekil 4.4). Bu segmentleri havza içerisindeki diğer KB–GD uzanımlı segmentler ile karşılaştıracak olursak, BFZ’na ait fay segmentleri daha yüksek eğimlere sahiptir (75 ile 88° arasında) ve segment doğrultuları kuzeye daha yakındır (K20–30°B). Fay düzlemlerinde ölçülen rake açıları 45°–65° arasındadır ve eğim/verev atımlı normal faylanmaya işaret ederler. Güneybatıdaki fay segmenti kuzeyde çatallanır, batı bölümü Kaanköy doğusundaki küçük ölçekli çek–ayır havzasını güneyden sınırlarken, doğu bölümü Erikli Deresi boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı KFZ ile birleşir. Bunun yanında, segmentin güneyinde eğim atımlı normal faylanmalara işaret eden ortalama 85° rake açlarına sahip küçük ölçekli normal faylar haritalanmıştır.

Maltepe Fayı (MF), Manisa Fay Zonu’nun antitetiği özelliğinde kesikli fay izlerinden oluşur (Şekil 2.1 ve 4.4). Üçpınar Köyü güneydoğusunda gözlenen ortalama K70°B doğrultulu ve ortalama 65–70° GB eğime sahip Maltepe Fayı’na ait iyi korunmuş kayma yüzeyleri üzerinde gözlenen kinematik göstergeler ve ortalama 80° rake açısına sahip fay çizikleri, bu fayın eğim atımlı normal fay özelliğinde olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.27). MF ile MFZ arasında kalan çöküntü alanı ilk defa tez çalışmaları kapsamında Muradiye Grabeni olarak adlandırılmıştır. Fay önlerinde gelişen alüvyal yelpaze çökelleri ve bu çökeller ile geçişli olan Gediz Nehrinin flüvyal çökelleri grabenin ilksel dolgularını temsil ederler.



Şekil 4.27 Karadağ Grubu'na ait birimleri kesen ve deforme eden Maltepe Fayı'nı gösteren arazi fotoğrafları. (a) Birbirine paralel gelişmiş olan ve muhtemelen belli bir derinlikte birleşecek olan listrik geometrili faylar, kestikleri akarsu çökellerini eğim yönünde ötelemiştir. (b) Belirgin listrik fay geometrisi yaygın olarak gözlenmektedir. Siyah dolgulu oklar fay izini göstermektedir. (c) Antitetik fay ve (d) fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri (e) sentetik fay ve (f) fay düzleminde gözlenen fay çizikleri gözlenmektedir. Tüm arazi verileri Maltepe Fayı'nın eğim atımlı normal fay özelliğinde olduğunu göstermektedir.

Havzanın kuzeydoğusunda yeralan ortalama $K80^{\circ}B$ doğrultulu **Halitpaşa Fay Zonu (HaFZ)**, yaklaşık 10 km uzunluğundadır ve taban bloktaki Kuvaterner öncesi temel kayaları tavan bloktaki alüvyal çökellerden ayırır (Şekil 2.1). HaFZ, yaklaşık 3

km genişliğindedir ve Halitpaşa Grabeni'nin güney kenarını oluşturur. HaFZ'nun tavan bloğunda çok sayıda iyi gelişmiş alüvyal yelpaze yer alır.

4.5 Kinematik Analizler ve Yapısal Yorumlar

Manisa Havzası'nda yapılan jeolojik haritalama çalışmaları, bölgedeki yapısal ilişkilerin ayrıntılı olarak incelenmesine olanak sağlamıştır. Manisa Havzası'nın gelişiminde rol oynayan tektonik kuvvetlerin gerilim yönlerini hesaplamak amacıyla bölgede haritalanan ve tanımlanan faylar üzerinde ölçülen kinematik göstergelere göre kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Fay düzlemleri kinematik verilerine göre, bölgede etkin olan ve farklı faylanma evrelerini temsil eden iki faz ayırtlanmıştır. Bu fazlar yaşlıdan gence doğru, D1 ve D2 olarak isimlendirilmiştir. D1 fazı, Pliyosen KKB-GGD açılma ilişkili BGB-DKD sıkışma fazı ile ilişkilendirilmiştir. En genç deformasyon fazı (D2) ise, Batı Anadolu'da Kuvaterner zamanı boyunca etkin olan genişlemeli tektonik faz ile ilişkilendirilmiştir.

4.5.1 D1 Fazı

D1 fazı, Miyosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaları kesen ve deforme eden KD-GB ve KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı, KD-GB uzanımlı ters faylar ve kıvrımlar ile tipiktir (Şekil 4.28, Tablo 4.1).

D1 fazına ait ilk terslenme analizleri, Halitli (HTF) ve Tirkeş (TTF) ters faylarına ait düzlemler üzerinden toplanan kayma yüzeyi verileri ile hesaplanmıştır (Şekil 4.28, Tablo 4.1). TTF'na ait düzlemlerden (S1, Şekil 4.28, Tablo 4.1) elde edilen veriler ile hesaplanan sonuçlar, yaklaşık yatay konumlu σ_1 ($128^\circ/02^\circ$) ve σ_2 eksenini ($219^\circ/20$) ile dike yakın dalımlı σ_3 ekseninin ($031^\circ/70^\circ$) varlığına işaret eder. Bununla beraber, KD-GB uzanımlı ters faylanmaya işaret eden bir başka kayma yüzeyi verileri Halitli bölgesinden toplanmıştır. HTF'na ait kayma yüzeyi verilerinden (S2, Şekil 4.28, Tablo 4.1) elde edilen hesaplanmış sonuçlara göre, σ_3 eksenini dike yakın dalımlı (89°), ancak σ_2 eksenini yatay konumdadır (00°). Yaklaşık yatay konumlu σ_1 ekseninin yönlem ve dalımı, $308^\circ/01^\circ$ şeklindedir. Bu sonuçlar,

yatay düzlemdeki saf sıkışma rejiminin ($\phi = 0.421-0.664$) KB-GD yönlü olduğunu ortaya çıkarmaktadır. Arazi gözlemleri ve fay yüzeyi ölçümleri, KD-GB uzanımlı ters fayların KB-GD uzanımlı vev atımlı normal ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından kesildiğini ve deforme edildiğini göstermektedir.

KB-GD uzanımlı HFZ boyunca (S3, Şekil 4.28, Tablo 4.1) ölçülen ve doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden kinematik göstergeler ve fay seti verileri ile hesaplanan sonuçlar, σ_2 ekseninin dalımının düşeye yakın olduğunu (75°), ancak, σ_1 ve σ_3 eksenlerinin yatay konuma yakın olduklarını göstermektedir (sırasıyla, 15° , 01°). Benzer değerler, MFZ nun batı bölümünde yer alan KB-GD uzanımlı Taşlıburun Fayı'na (TaF) ait kayma düzlemleri üzerindeki sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden veriler ile KD-GB uzanımlı Karaçay Fay (KaF) düzlemi üzerindeki sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden kinematik verilerin hesaplanan sonuçlarından da elde edilmiştir. TaF üzerindeki setin terslenme gerilme analizine göre, σ_1 ve σ_3 eksenleri yataya yakın konumludur, dalımları sırasıyla 26° ve 12° ölçülürken, σ_2 eksenini düşeye yakın ve dalımı 61° olarak ölçülmüştür (Şekil 4.28, Tablo 4.1). KaF düzlemi üzerindeki setin σ_1 ve σ_3 değerleri sırasıyla $342^\circ/15^\circ$ ve $076^\circ/16^\circ$ (yönlem/ dalım) ölçülmüştür (S5, Şekil 4.28, Tablo 4.1). σ_2 eksenini ise düşeye yakın konumdadır; dalım 68° olarak ölçülmüştür. Sonuç, yaklaşık DKD-BGB doğrultulu açılma ilişkili KKB-GGD doğrultulu sıkışma rejimine işaret etmektedir ve gerilim eksenini ile gelişen saf doğrultu atımlı faylanma oluşumunu göstermektedir ($\phi = 0.330-0.646$).

Gürle Fay Zonu'na (GFZ) ait düzlemler üzerinde ölçülen kayma yüzeyi verilerinin hesaplanmış sonuçlarına göre, σ_2 eksenini (73°) oldukça dalımlı iken σ_1 (15°) ve σ_3 (08°) eksenleri (15°) çok düşük bir dalıma sahiptir. σ_2 ekseninin yönlemi ise 225° olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.28, Tablo 4.1). KKD-GGB uzanımlı GFZ boyunca ölçüm yapılan istasyonlardaki hesaplanan yüksek ϕ değeri (0.525) faylanmanın saf doğrultu atımlı hareketler ile ilişkili olduğunu göstermektedir. KFZ'na ait doğrultu atımlı fay düzlemlerinden toplanan kayma yüzeyi verilerinin hesaplanan sonuçları, yaklaşık düşey dalımlı σ_2 eksenini (80° ve 72°) ve neredeyse yatay konumdaki σ_1 ve σ_3 eksenlerini tanımlar. Fay zonu boyunca etkili olan gerilim eksenleri doğrultuları,

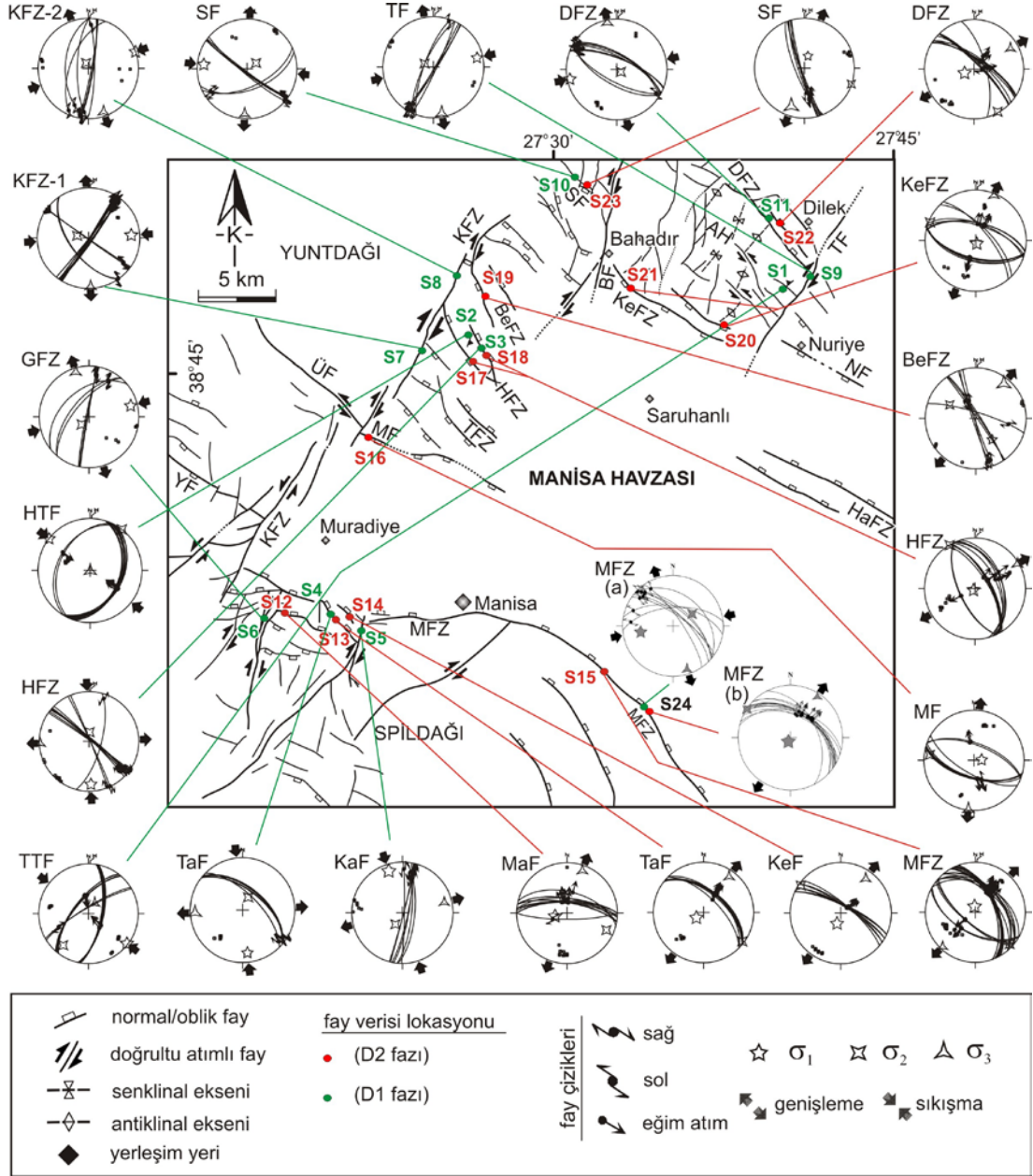
BGB-DKD yönlü sıkışma ilişkili, yaklaşık KKB-GGD yönlü genişleme fazına işaret eder. Benzer sonuçlar, çalışma alanının güneybatısında yer alan KD-GB uzanımlı Orhanlı Fay Zonu (OFZ) kayma yüzeylerinde de tanımlanmıştır (Uzel ve Sözbilir, 2008). Tirkeş Fayı (TF) kayma düzlemlerinden elde edilen verilerin hesaplanmış olan sonuçlarına göre, σ_1 eksenini 078° yönlem ve 13° dalıma sahiptir. Halbuki, σ_2 ve σ_3 eksenleri sırasıyla $293^\circ/75^\circ$ ve $170^\circ/08^\circ$ değerlerine sahiptir. Sindel Fayı'na ait S10 lokasyonundan toplanan fay düzlemi verileri (Şekil 4.28, Tablo 4.1) ile hesaplanan sonuçlara göre asal gerilim eksenleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) sırasıyla $276^\circ/14^\circ$, $057^\circ/73^\circ$, $183^\circ/10^\circ$ (yönlem/dalım) olarak elde edilmiştir. Kayma hareketi projeksiyonu, doğrultu atımlı gerilim rejimine işaret etmektedir ($\phi = 0.473$). DFZ boyunca S11 lokasyonlarından toplanan kayma yüzeyi verileri, 120° doğrultulu ve yaklaşık düşey dalımlı σ_2 ekseninin (82°) varlığına işaret eder. σ_1 ve σ_2 eksenleri sırasıyla, $258^\circ/06^\circ$ ve $349^\circ/05^\circ$ değerlerine sahiptir. Hesaplanan ϕ değeri (0.537), gerilim mekanizmasının saf doğrultu atımlı faylanma ile geliştiğini göstermektedir. Sonuçlar, BGB-DKD sıkışma ilişkili KKB-GGD yönlü genişlemeye işaret etmektedir. Bu sonuç, Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde daha önce Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından yapılan bir çalışmada sunulan veriler ile uyum göstermektedir; burada MFZ'nuna ait KB-GD uzanımlı kayma düzlemleri üzerinde normal faylanma öncesinde gerçekleşen sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya ait fay çizdiği seti ölçülmüştür (S24, Şekil 4.28).

4.5.3 D2 Fazı

Manisa Havzası'nda yer alan oniki lokasyondan toplanan kayma yüzeyi verilerinin hesaplanmış terslenme analizleri sonuçları, son evrede KD-GB yönlü genişlemeli tektonik rejim ve düşeye yakın dalımlı σ_1 eksenlerinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Hesaplanan σ_2 ve σ_3 asal gerilim eksenleri yatay ya da yataya yakın dalımlıdır. Kullanılan veriler, önceki tektonik faz ile ilişkili yapıları kesen ve deforme eden KB-GD uzanımlı eğim/verev atımlı normal fay düzlemleri boyunca toplanmıştır. Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde yer alan Manastır Fayı'na (MaF) ait düzlemler üzerinden ölçülen kayma yüzeyi verileri (S12, Şekil 4.28, Tablo 4.1), 235° yönlem ve düşeye yakın dalımlı (76°) σ_1 eksenini ile yataya yakın dalımlı (108°) σ_2 ve σ_3

eksenlerinin varlığına işaret eder. Taşlıburun Fay düzlemi üzerindeki eğim atımlı normal faylanma ilişkili kayma yüzeyi fay çizdiği seti ile hesaplanan sonuçlara göre asal gerilim eksenleri (σ_1 , σ_2 ve σ_3) sırasıyla $226^\circ/74^\circ$, $111^\circ/07^\circ$, $020^\circ/14^\circ$ (yönlem/dalım) olarak elde edilmiştir. Keçili fay düzlemleri üzerinde ölçülen kayma yüzeyi verilerinin hesaplanmış sonuçlarına göre σ_1 eksenini (72°) oldukça dalımlı iken σ_2 eksenini (05°) çok düşük bir dalıma sahiptir (S13, Şekil 4.28, Tablo 4.1). σ_3 ekseninin yönlem ve dalımı ise $35^\circ/17^\circ$ 'dir (Şekil 4.28, Tablo 4.1). MFZ'nun doğu bölümünde yeralan kayma yüzeylerinden elde edilen verilere göre, σ_1 ekseninin yönlemi ve dalımı, $352^\circ/80^\circ$ olarak elde edilmiştir (S15, Şekil 4.28, Tablo 4.1). σ_2 ve σ_3 eksenleri ise neredeyse yatay konumdadır (sırasıyla, 07° ve 06°). Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde daha önce Bozkurt ve Sözbilir (2006) yapılan bir çalışmada da benzer sonuçlar elde edilmiştir (Sb, Şekil 4.28). Maltepe Fayı (MF) boyunca ölçülen kayma yüzeyi verilerinin hesaplanmış sonuçları, nispeten düşeye yakın dalımlı σ_1 eksenini (78°) ile düşeye yakın dalımlı σ_2 eksenine (12°) işaret etmektedir. σ_3 ekseninin yönelimi $187^\circ/02^\circ$ olarak elde edilmiştir. Halitli Fay Zonu (HFZ) doğrultusu boyunca hesaplanan sonuçlar, yaklaşık düşey konuma sahip σ_1 ekseninin (87°) varlığına işaret eder. σ_2 ve σ_3 eksenlerinin dalımları sırasıyla, 01° ve 03° ; yönlemleri ise 330° ve 060° 'dir (S17 ve S18, Şekil 4.28, Tablo 4.1). Belenyenice Fay Zonu'nun (BeFZ) doğrultusu boyunca gözlenen kayma yüzeyleri ölçümleri kullanılarak hesaplanan gerilim analizleri, nispeten düşeye yakın dalımlı (77°) σ_1 ekseninin varlığına işaret eder σ_2 ve σ_3 eksenlerinin yönlem ve dalımları sırasıyla $315^\circ/12^\circ$ ve $046^\circ/12^\circ$ olarak elde edilmiştir (S19, Şekil 4.28, Tablo 4.1). KB-GD uzanımlı Kepenekli Fay Zonu (KeFZ) boyunca S20 ve S21 lokasyonlarından toplanan toplam 11 fay yüzeyi ölçümü, KD-GB yönlü saf genişlemeli tektonik rejimin varlığına işaret eder. Hesaplanan asal gerilim eksenleri (σ_1 , σ_2 , ve σ_3), sırasıyla, $160^\circ/85^\circ$, $292^\circ/03^\circ$ ve $022^\circ/04^\circ$ (yönlem/dalım) değerlerine sahiptir. Dilek Fay Zonu (DFZ) boyunca toplanan verilere göre, tipik olarak 248° yönlemlili ve düşeye yakın dalımlı σ_1 değeri elde edilirken, σ_2 ve σ_3 eksenleri düşeye yakın dalım açılımlarına sahiptir (sırasıyla, 02° ve 17°). S23 lokasyonunda, Sindel Fayı'na (SF) ait veriv atımlı normal faylanma ilişkili kinematik veriler ile hesaplanan asal gerilim eksenleri şu şekildedir; σ_1 düşeye yakın dalımlıdır (69°) ve yönlemi 016° 'dir, σ_2 neredeyse yatay konumdadır (dalım: 01°), σ_3 ise yataya yakın dalımlıdır (21°). Elde

edilen sonuçlar, transtansiyonel gerilme rejimi etkisi altında ($\phi = 0.80-0.887$) gelişen BeFZ ve SF haricindeki tüm KB-GD uzanımlı eğim/verev atımlı normal faylanmaların KD-GB yönlü genişlemeli tektonik rejim ($\phi = 0.230-0.557$) etkisinde geliştiğini göstermektedir.



Şekil 4.28 Manisa Havzası'nda ölçülen fay düzlemleri üzerinde yapılan paleo-gerilme analizleri. Eşit alan alt yarımküre stereoplotları kayma düzlemini, kayma doğrultusu ve asal gerilim eksenleri doğrultuları ve asal gerilim eksenlerinin konumlarını göstermektedir. Büyük daireler fay düzlemleri, oklar fay çiziklerini göstermektedir (Ayrıntı için Tablo 4.1'e bakınız). S24 lokasyonunda sunulan

plotlar MFZ'nun doğu bölümünde Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından yapılan çalışmada elde edilen analiz sonuçlarını göstermektedir.

Tablo 4.1 Manisa Havzası'nda farklı lokasyonlardaki fay verilerine göre hesaplanan paleo-gerilme analiz sonuçları.

tektonik faz	fay ismi	lokasyon no	fay doğrultusu	fay türü	veri sayısı	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ	ANG	
D2 fazı	MaF	S1	KB-GD	eğim atımlı normal	22	235/76	101/10	010/10	0.397	11	
	TaF	S2	KB-GD	eğim atımlı normal	08	226/74	111/07	020/14	0.230	01	
	KeF	S3	KB-GD	eğim atımlı normal	08	198/72	304/05	035/17	0.445	01	
	MFZ	S4	KB-GD	eğim atımlı normal	25	352/80	133/07	224/06	0.363	02	
	MF	S5	KB-GD	eğim atımlı normal	08	087/78	277/12	187/02	0.557	02	
	HFZ	S6-S7	KB-GD	eğim atımlı normal	12	226/87	330/01	060/03	0.473	03	
	BeFZ	S8	KB-GD	eğim atımlı normal	08	162/77	315/12	046/12	0.860	03	
	KeFZ	S9-S10	KB-GD	eğim atımlı normal	11	160/85	292/03	022/04	0.442	02	
	DFZ	S11	KB-GD	eğim atımlı normal	10	248/73	151/02	060/17	0.401	03	
	SF	S12	KB-GD	oblik atımlı normal	06	016/69	109/01	199/21	0.887	03	
	D1 fazı	DFZ	S13	KB-GD	doğrultu atımlı	08	258/06	120/82	349/05	0.537	04
		TF	S14	KD-GB	doğrultu atımlı	06	078/13	293/75	170/08	0.654	03
SF		S15	KB-GD	doğrultu atımlı	08	276/14	057/73	183/10	0.473	02	
KFZ-2		S16	KD-GB	doğrultu atımlı	07	071/00	339/80	161/10	0.483	04	
KFZ-1		S17	KD-GB	doğrultu atımlı	21	086/18	281/72	178/45	0.462	02	
GFZ		S18	KD-GB	doğrultu atımlı	06	076/15	225/73	343/08	0.525	01	
HTF		S19	KD-GB	eğim atımlı ters	13	308/01	038/00	144/89	0.664	01	
HFZ		S20	KB-GD	doğrultu atımlı	10	178/15	004/75	268/01	0.517	04	
TTF		S21	KD-GB	eğim atımlı ters	13	128/02	219/20	031/70	0.421	05	
TaF		S22	KB-GD	doğrultu atımlı	12	175/26	023/61	271/12	0.646	01	
KaF		S23	KD-GB	doğrultu atımlı	07	342/15	212/68	076/16	0.330	04	

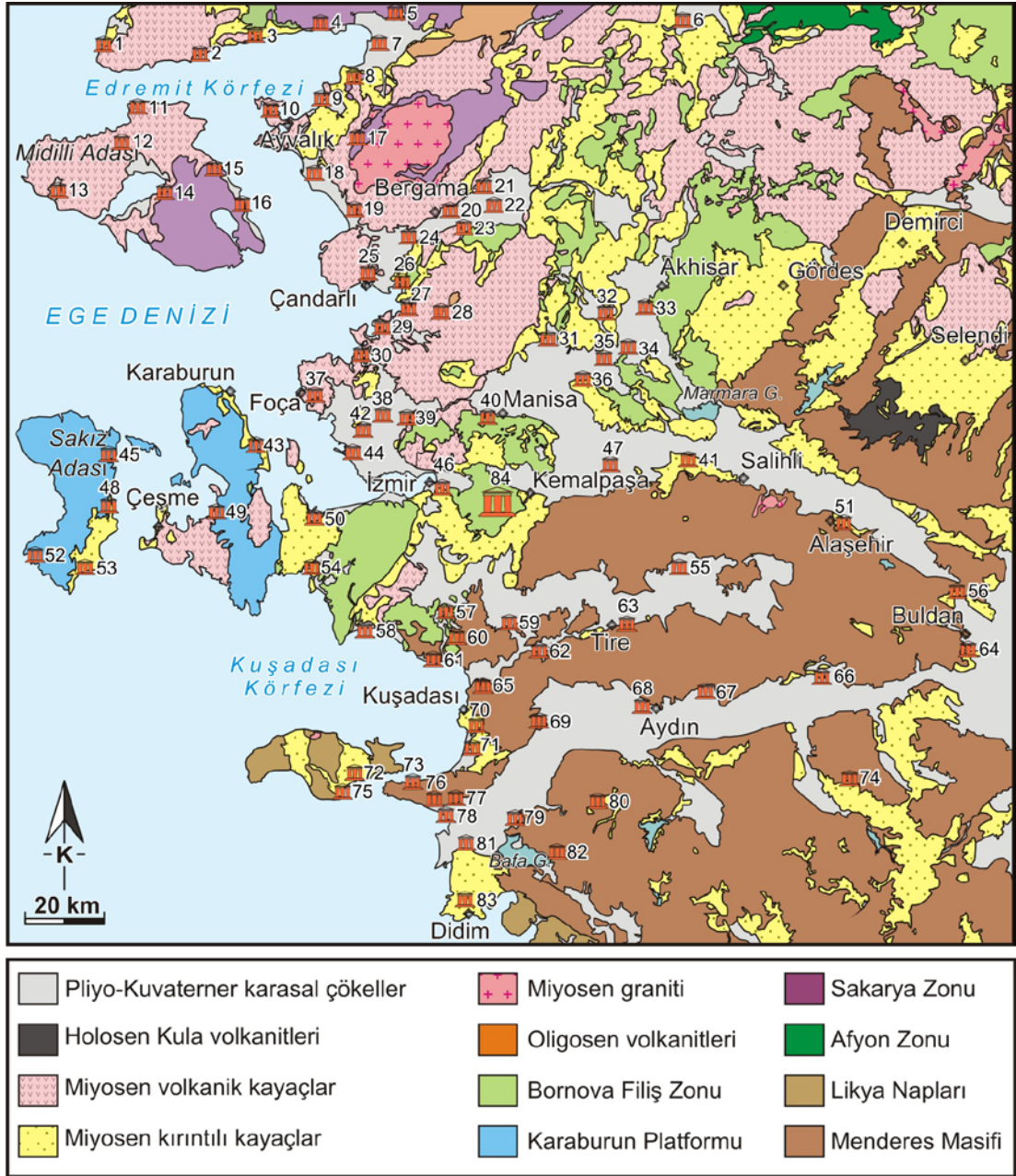
BÖLÜM BEŞ

PALEOSİSMOLOJİ

Manisa Fay Zonu'na ait paleosismolojik veriler içeren bu bölüm, yapılan jeolojik, jeomorfolojik, sismotektonik ve jeofizik çalışmaları sonrasında açılan iki hendekteki verileri ve bu verilerin yorumlanmasını açıklar. Hendek çalışmaları, fay zonunun batı bölümündeki segmentler üzerinde geçmişte meydana gelen ve yüzey faylanması oluşturan depremlerin zamanlarının ve büyüklüklerinin hesaplanması amacı ile yürütülmüştür.

5.1 Bölgenin Sismotektonik Durumu

Antik medeniyetlerin en önemli geçiş yollarından bir tanesi, Romalılar ve Yunanlılar tarafından Küçük Asya olarak adlandırılan “Anadolu”, modern Türkiye'nin Asya kıtasına ait topraklarını oluşturan, Karadeniz ve Akdeniz arasında uzanan geniş bir yarımadadır. Anadolu, tarih boyunca, Hititler, Frigyalılar, Lidyalılar, Persler, Yunanlılar, Asurlular, Romalılar, Bizanslılar, Anadolu Selçukluları ve Osmanlılar gibi birçok medeniyete ev sahipliği yapmıştır (Şekil 5.1). Bu nedenle Anadolu, arkeolojik anlamda dünyanın en zengin bölgelerinden birisidir (Freeman, 1999; Howgego, 1995). Çatalhöyük, Çayönü, Nevali Çori ve Hacılar gibi neolitik alanlar, dünyanın en eski tarım köylerini temsil etmektedirler (M.Ö. 7500–M.Ö. 5700, Hodder, 2005; Mellaart, 1967). Söz konusu insan toplulukları, Tarih boyunca, Anadolu'daki büyük ve yıkıcı depremlerin etkisinde gelişim göstermişlerdir (Altunel, 1998; Altunel ve Barka, 1996; Hancock ve Altunel, 1997; Stiros, 1988, 1996).



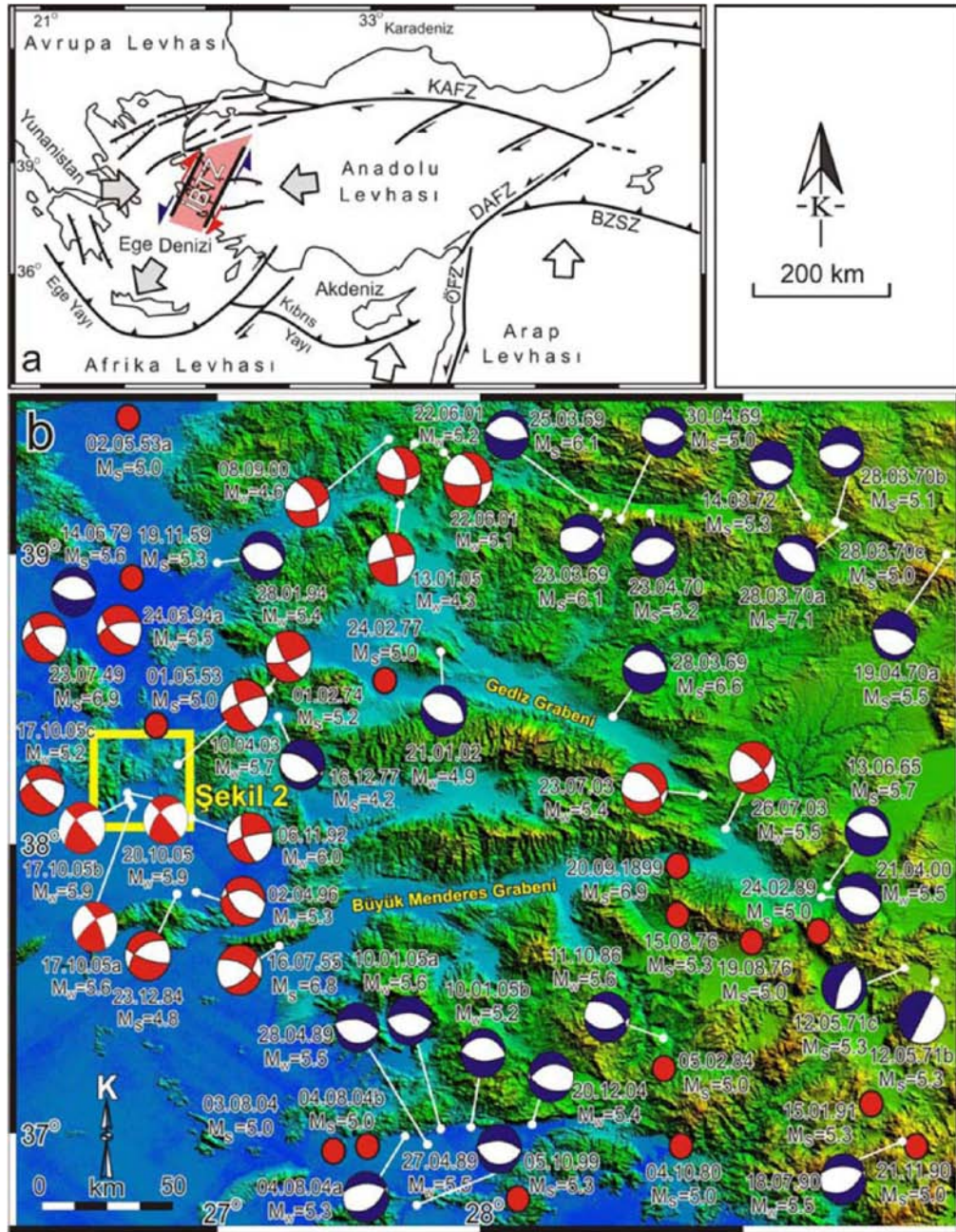
Şekil 5.1 Batı Anadolu'daki antik yerleşimleri gösteren basitleştirilmiş Jeoloji haritası (MTA, 2002'den derlenmiştir). Antik Yerleşimler: 1-Hamaxitos, 2-Assos, 3-Gargara, 4-Antandros, 5-Thebe, 6-Dascylium, 7-Adramytteion, 8-Lolla, 9-Kisthene, 10-Nesos, 11-Methymna, 12-Antissa, 13-Eresos, 14-Pyrrha, 15-Therme, 16-Mytilene, 17-Perperene, 18-Melene, 19-Atarneus, 20-Pergamon, 21-Alliano, 22-Stratonikeia, 23-Gambrion, 24-Teuthrania, 25-Pitane, 26-Elaia, 27-Gryniön, 28-Aigai, 29-Myrina, 30-Kyme, 31-Persikai, 32-Apollonis, 33-Thyateria, 34-Hierakome, 35-Alustepe, 36-Hyrkanis, 37-Phokaia, 38-Neonteichos, 39-Temnos, 40-Magnesia ad Sipylum, 41-Sardis, 42-Larissa Phrikonis (Phriconis), 43-Mardawana, 44-Leukai, 45-Delphinion, 46-Smyrna, 47-Troketta, 48-Chios, 49-Erythrai, 50-Klazomenai, 51-Philedelphia, 52-Phana, 53-Emporio, 54-Teos, 55-Hypaipa, 56-Klannudda, 57-Kolophon, 58-Lebedos, 59-Metropolis, 60-Klaros, 61-Notion, 62-Larissa, 63-Teira, 64-Blaundos, 65-Ephesos, 66-Aninetos, 67-Nysa, 68-Tralleis, 69-Magnesia on the Meander, 70-

Phygela, 71-Kadikales, 72-Samos, 73-Panionion, 74-Aphrodidias, 75-Heraion, 76-Priene, 77-Mella, 78-Naulochos, 79-Myus, 80-Amyzon, 81-Miletos, 82-Herakleia ad Latmon, 83-Didyma, 84- Nif (Olympos) (Bean, 1997; Kültür Varlıkları ve Müzeler Genel Müdürlüğü, 2012; Sevin, 2001; Akşit, 1983)

Bugün insanoğlu, geçmiş depremlere ait verilere, tarihsel dönem deprem kataloglarından ya da tarih öncesi depremlerin belirlenmesini, özellikle depremlerin lokasyonlarını, zamanlarını ve büyüklüklerini araştıran paleosismoloji çalışmaları ile ulaşabilmektedir (McCalpin, 1996; Solonenko, 1973; Wallace, 1981). Anadolu'da Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde yoğunlaştırılan Paleosismoloji çalışmaları, BAGB için çok kısıtlı kalmıştır. Bunun yanında, son zamanlarda yapılan jeolojik çalışmalar (Sözbilir ve diğer., 2009; Uzel ve diğer., 2012), BAGB'nin batı bölümünde, İzmir ve Manisa şehirleri yakınlarında, tarihsel dönemde meydana gelmiş olan büyük depremlerin varlığı, bölgede önemli sismojenik fayların varlığına işaret eder. Fakat bu fayların hiçbiri paleosismolojik açıdan ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Bu tip büyük ölçekli, aktif normal fay sistemlerinden birisi de Manisa Fay Zonu'dur. Bu fay zonu Holosen fay sarplıkları ile belirgin morfolojik değişimler sunar. Bu nedenle, Manisa Fay Zonu, gelecekte bölgede meydana gelebilecek depremlerin olası kaynağıdır. Bu fay zonu üzerinde yapılacak olan paleosismoloji çalışmaları ve fayın Holosen aktivitesine yönelik arazi gözlemleri gelecekte meydana gelebilecek depremlerin tahmin edilmesi açısından önemlidir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2008, 2009; Emre diğer., 2005; Hakyemez diğer., 1999).

Çalışma alanının da içinde yer aldığı Ege Bölgesi ve yakın çevresindeki alanlar dünyanın sismik açıdan en aktif bölgelerinden biridir (Akyüz ve Altunel, 2001; Akyol ve diğer., 2006; Altunel, 1998, 1999; Bozkurt 2001; Caputo ve Helly, 2005, 2008; Caputo ve diğer., 2004; Koçyiğit ve diğer., 1999; Papazachos ve Papazachou, 1997; Pavlides, 1996; Pavlides ve Caputo, 2004; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Şengör ve diğer., 1985; Taymaz ve diğer., 1991). Aletsel dönemde de etkinliği devam eden sismik aktivitenin büyük çoğunluğu grabenleri sınırlayan D-B uzanımlı normal faylardan kaynaklanmaktadır (Şekil 5.2). Fakat Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz gibi yaklaşık D-B uzanımlı havzaların batısında (İBTZ içerisinde) meydana

gelen depremlerin (örn. 1992-Doğanbey, 2003-Urla ve 2005-Sığacık Körfezi) odak mekanizma sonuçları yoğun bir şekilde doğrultu atımlı faylanmalara işaret etmektedir (Şekil 5.2) (Sözbilir ve diğer., 2009). Bunlardan 1992 Doğanbey depremi, KD-GB uzanımlı Orhanlı Fay Zonu üzerinde meydana gelmiştir. Bu zon, KD uzanımlı Cumaovası Havzası'nın batı sınırını ve havzanın Kuvaterner yaşlı dolgusunu denetlemektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008).



Şekil 5.2 a) Türkiye'deki depremlere neden olan ana fay zonları (Sözbilir ve diğer., 2009). İzmir ili ve çevresi İzmir-Balıkesir Transfer Fay Zonu (İBTZ) içinde kalmaktadır.

Kısaltmalar, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, BZSZ: Bitlis-Zagros Sütür Zonu. b) Batı Anadolu'da meydana gelmiş olan önemli depremlerin dışmerkez lokasyonları ve odak mekanizma çözümleri (Altunel, 1999; Ambraseys, 1988; Ambraseys ve Jackson 1998; EMSC, 2012; HARVARD, 2012; KANDİLLİ, 2012; McKenzie 1978; Sözbilir ve diğer., 2009; Tan ve Taymaz 2001; USGS, 2012).

Bugüne kadar yapılan çalışmalar, 27°–28° boylamlar ve 38°,30'–38°.70' enlemler arasında kalan çalışma alanının iki tip aktif fay sistemi ile deforme edildiğini göstermektedir: doğrultu atımlı ve eğim atımlı fay sistemi (Şekil 5.3). İlki tipik olarak KD-GB uzanımlı sağ yönlü ve KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar, diğeri ise genel olarak D-B uzanımlı eğim atımlı normal faylardır (Şekil 5.3a). Bu aktif yapılar beraber çalışırlar ve hem tarihsel hem de aletsel dönemde bölgede meydana gelen birçok büyük depremden sorumludurlar (Aktar ve diğer., 2007; Akyol ve diğer., 2006; ; Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009; Tan ve diğer., 2008; Taymaz ve diğer., 1991; Uzel ve diğer., 2012; Zhu ve diğer., 2006).

5.1.1 Tarihsel Dönem Depremler

İzmir-Manisa bölgesinde 1902 ve 2011 yılları arasında yıkıcı deprem yaşanmamasına karşın, tarihsel dönem deprem kataloglarında ve bazı tarihsel kayıtlarda, bu bölgedeki şehirlerin büyük depremlerden etkilendikleri ve büyük yıkımların gerçekleştiğine dair bilgiler mevcuttur (Ambraseys, 1988; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys ve Jackson, 1998; Ergin ve diğer., 1967; Guidoboni ve diğer., 1994; Papazachos ve Papazachou, 1997; Soysal ve diğer., 1981; Tan ve diğer., 2008). Tablo 5.1 bölgeyi ve özellikle Manisa şehrini etkileyen tarihsel dönemde meydana gelen büyük depremlerin tanımlamalarını özetlemiştir.

Batı Anadolu'daki en iyi kayıtlanan tarihsel dönem depremlerden bir tanesi milattan sonra (M.S.) 17 depremdir. Ambraseys (1988)'e göre, bu olay ile birçoğu Manisa Havzası'nda olan 13 antik dönem yerleşim alanı yıkılmış ve zarar görmüştür (Tablo 5.1). Soysal ve diğer., (1981) ve Guidoboni ve diğer., (1994) bu olayla 13 eski yerleşim alanının tamamen yok olduğunu bildirmişlerdir Şekil 5.3a).

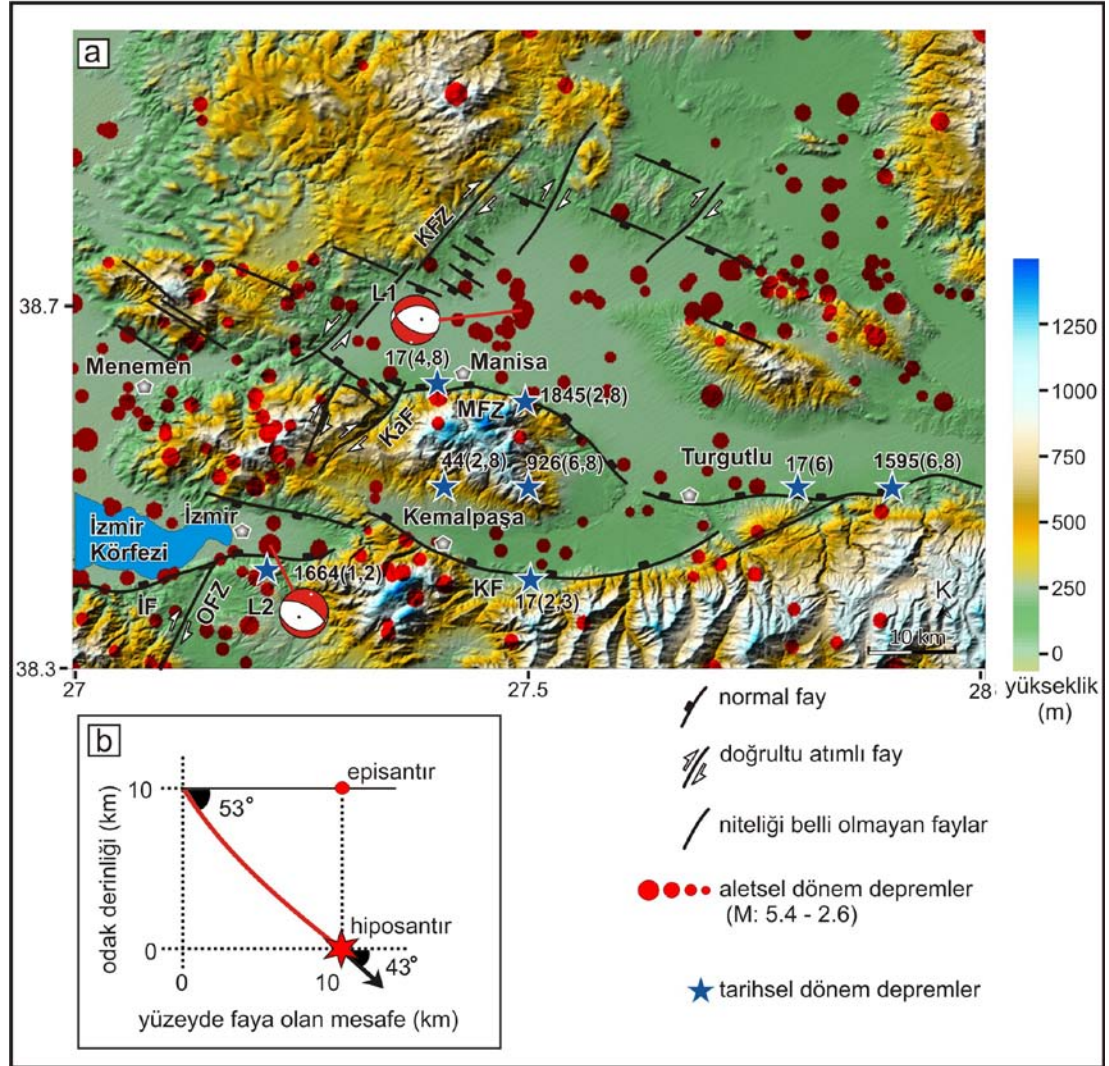
Bazı araştırmacılar M.S. 17 depreminin Gediz Grabeni boyunca meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir (Ambraseys ve Jackson, 1998), bazı çalışmalar ise depremin şiddetini IX, lokasyonu ise Muradiye bölgesi (Manisa'nın batı bölümü, Şekil 5.3a) olarak vermişlerdir (Guidoboni ve diğer., 1994; Soysal ve diğer., 1981; Tan ve diğer., 2008). Guidoboni ve diğer. (1994)'e göre bu deprem Manisa Havzası'nda bilinen en büyük ve en yıkıcı depremdir. M.S. 17 depreminin şiddet dağılım haritası (Guidoboni ve diğer., 1994) 13 eski yerleşim alanına zarar veren sarsıntının oluşturduğu geniş alandaki etkilerini göstermektedir (Şekil 5.4). Araştırmacılar neredeyse şiddet haritasının merkezinde yer alan Magnesia (Manisa) ve Sardeis (Sart) şehirlerinde geniş ve derin yüzey kırıklarının oluştuğundan da bahsetmektedir. Bu olaydan 27 yıl sonra, M.S. 44 yılında, Magnesia ve Ephesus (Efes) antik şehirleri VIII şiddetindeki bir depremle sallandılar (Ergin ve diğer., 1967; Soysal ve diğer., 1981, Tablo 5.1). Ambraseys ve Jackson (1998) Manisa'da Ağustos 926 yılında bir deprem olduğunu bildirir ancak bu deprem hakkında ayrıntılı bir bilgi bulunmamaktadır.

Tablo 5.1 Manisa bölgesi için hazırlanan tarihsel deprem kataloğu. Referanslar; (1) Ergin ve diğer. 1967; (2) Soysal ve diğer., 1981; (3) Ambraseys, 1988 ; (4) Guidoboni ve diğer. 1994 (5) Papazachos ve Papazachou, 1997 (6) Ambraseys ve Jackson, 1998; (7) Ambraseys ve Finkel, 1995; (8) Tan ve diğer., 2008 (I: Şiddet M: Büyüklük)

Tarih	Koordinat Enlem (K)-Boylam (D)	Etkilenen alan	I	M	Kaynak
17	38.40 -27.50 38.5 -27.8 38.6168 -27.3992	Manisa (Magnesia), Muradiye, Sart (Sardes); Magnesia, Sardes, Temnos, Myrina, Ephesus, Appolonia, Hyrcanis, VS Mostheni, Aegae, Hierocaesaria, Euthena, Ulloron, Philadelphia, Tmolus, Cyme, Thyatira; Gediz Nehri	IX	7.4	1,2,3,4,6,8
44	38.50 -27.40	Magnesia, Ephesus	VIII		1,2,8
Ağustos 926	38.50 -27.50	Manisa	?		6,8
22 Eylül 1595	38.50 -27.90	Manisa, Urganlı, Sart, Ahmetli, Gedik, Bostancı, Hamza Çavuş, Azizli köyleri, Ahmetli	?		6,7,8
2 Haziran 1664	38.41 -27.20	İzmir, Manisa	VII		1,2,7
23 Haziran 1845	38.60 -27.50	Manisa	VIII	6.7	1,2,5,8

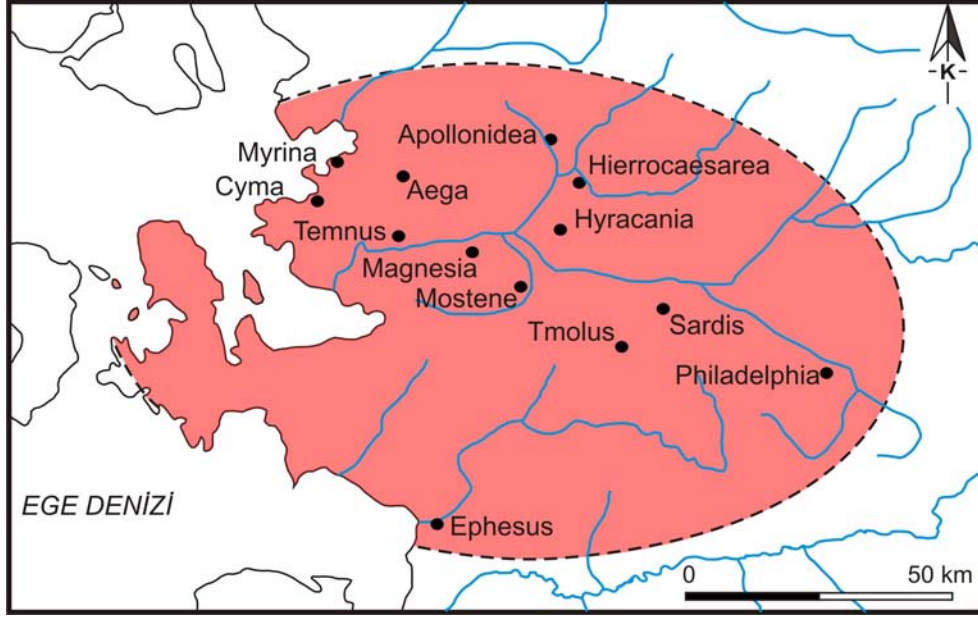
Ambraseys ve Finkel (1995) ve Ambraseys ve Jackson (1998), 22 Ekim 1595 yılında meydana gelen ve Manisa ile Ahmetli yerleşim alanları arasında yüzey kırığı oluşmasına neden olan bir depremi rapor etmişlerdir. Aynı kaynaklarda, bu deprem ile açılan yarıktan gökyüzüne doğru bir bina boyunda kirli su fişkırdığından bahsedilir. İzmir'deki bir başka deprem 2 Haziran 1664 yılında ve VII şiddetinde

olduğu rapor edilmiştir (Ambraseys ve Finkel 1995; Ergin ve diğer., 1967; Soysal ve diğer., 1981). Ambraseys ve Jackson (1998)'a göre bu deprem İzmir yakınlarında muhtemelen Manisa şehrinde meydana gelmiştir.



Şekil 5.3 a) 1902 – 2010 yılları arasında meydana gelen depremlerin episantır noktalarını gösteren İzmir-Manisa bölgesi sismotektonik haritası. M=5.4 büyüklüğüne kadar olan aletsel dönem depremler 1902 ve 2011 tarihleri arasında kaydedilmiştir. Büyüklükler kırmızı dolgu daireler ile gösterilmiştir. Mavi yıldız ile gösterilen noktalar ise tarihsel dönem deprem kataloglarına göre, Manisa ve civarında meydana gelmiş olan yıkıcı depremlerin dağılımını göstermektedir. (Sembol yakınındaki rakam depremin oluş yılını, parantez içerisinde verilen rakam ise referans numarasını göstermektedir, bakınız Tablo 5.1). Harita aynı zamanda aletsel dönemde meydana gelen iki farklı depremin odak mekanizması çözümlerini de göstermektedir. (L1: 28.01.1994, Mb: 5.2 ve L2: 16.12.1977, Mb: 5.3). Kısaltmalar, MFZ: Manisa Fay Zonu, KaF: Karaçay Fayı, İF: İzmir Fayı, KF: Kemalpaşa Fayı, OFZ: Orhanlı Fay Zonu. b) 1994 Yılında Manisa Havzası'nda meydana gelen depremin (L1) episantır-

hiposantır-fay ilişkisini gösteren diyagram. Depremin odak derinliği ve episantr koordinatı Taymaz ve diğer. (2004) ve Tan ve diğer. (2008)'den alınmıştır. 53° eğim açısı, fay düzleminin arazide (Manisa yerleşim alanının güneydoğusunda) ölçülen eğim değerini, 43° eğim açısı ise fayın hiposantır noktasındaki fay düzlemi çözümünden elde edilen eğim değerini temsil etmektedir. Depremin hiposantır noktası kırmızı dolgulu yıldız sembolü ile gösterilmiştir.



Şekil 5.4 Milattan sonra 17 depreminin hasar dağılım haritası (Guidoboni ve diğer. 1994'ten düzenlenmiştir)

Manisa şehrini etkileyen en son yıkıcı deprem, 23 Haziran 1845 yılında meydana gelmiştir (Ergin ve diğer., 1967; Soysal ve diğer., 1981). Bu depremin lokasyonu Manisa şehir merkezi ve şiddeti VIII olarak verilmiştir (Soysal ve diğer., 1981). Papazachos ve Papazachou (1997)'ye göre Manisa Fay Zonu, 1845 yılında 6.7 büyüklüğündeki olay gibi tarihsel dönemde önemli depremler üreten bir fay olarak düşünülmelidir ve fay aktivitesi 1994 yılında (Mw: 5.2) ürettiği deprem ile bunu göstermiştir.

5.1.2 Aletsel Dönem Depremler

Şekil 5.3a'da koordinatları verilen dikdörtgen alan içerisinde büyüklükleri 2.6 ile 5.4 arasında değişen aletsel dönem deprem verileri Tan ve diğer., (2008) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü [KANDİLLİ]

(2012) tarafından yayınlanan kaynaklardan edinilmiştir. Bu raporlara göre, 28 Haziran 1994 yılında Manisa yakınlarında 5.2 büyüklüğünde, 10 km derinlikte ve 16 Aralık 1977 yılında İzmir yakınlarında 5.3 büyüklüğünde, 24 km derinlikte meydana gelen depremler (Tan ve diğer., 2008) bu alanda meydana gelen en son orta büyüklükteki depremlerdir. Bu depremlerin odak mekanizma çözümlenmeleri çok az sağ yönlü yanal atımın olduğu ama baskın olarak eğim atımlı normal faylanmaya işaret eder (Şekil 5.3a). Manisa depremi ile ana şoktan sonraki iki ay içerisinde yerel sismik ağ (KANDİLLİ) tarafından kaydedilen 13 artçı şok meydana gelmiştir. Ana şokun ve büyüklükleri 3.5 ile 4 arasında değişen artçı şokların mekansal dağılımları, bu şokların Manisa Fay Zonundan yaklaşık 10 km kuzeyinde yoğunlaştığı ve kümeler oluşturduğunu göstermektedir (Şekil 5.3a). Şekil 5.3b’de görüldüğü üzere, 10 km’ye varan odak derinliği ile Manisa Havzası’ndaki bu depremin kırılğan üst kabuğun tabanına yakın orijinli olduğunu göstermektedir.

5.2 Hendek Bölgesinin Jeolojik Özellikleri

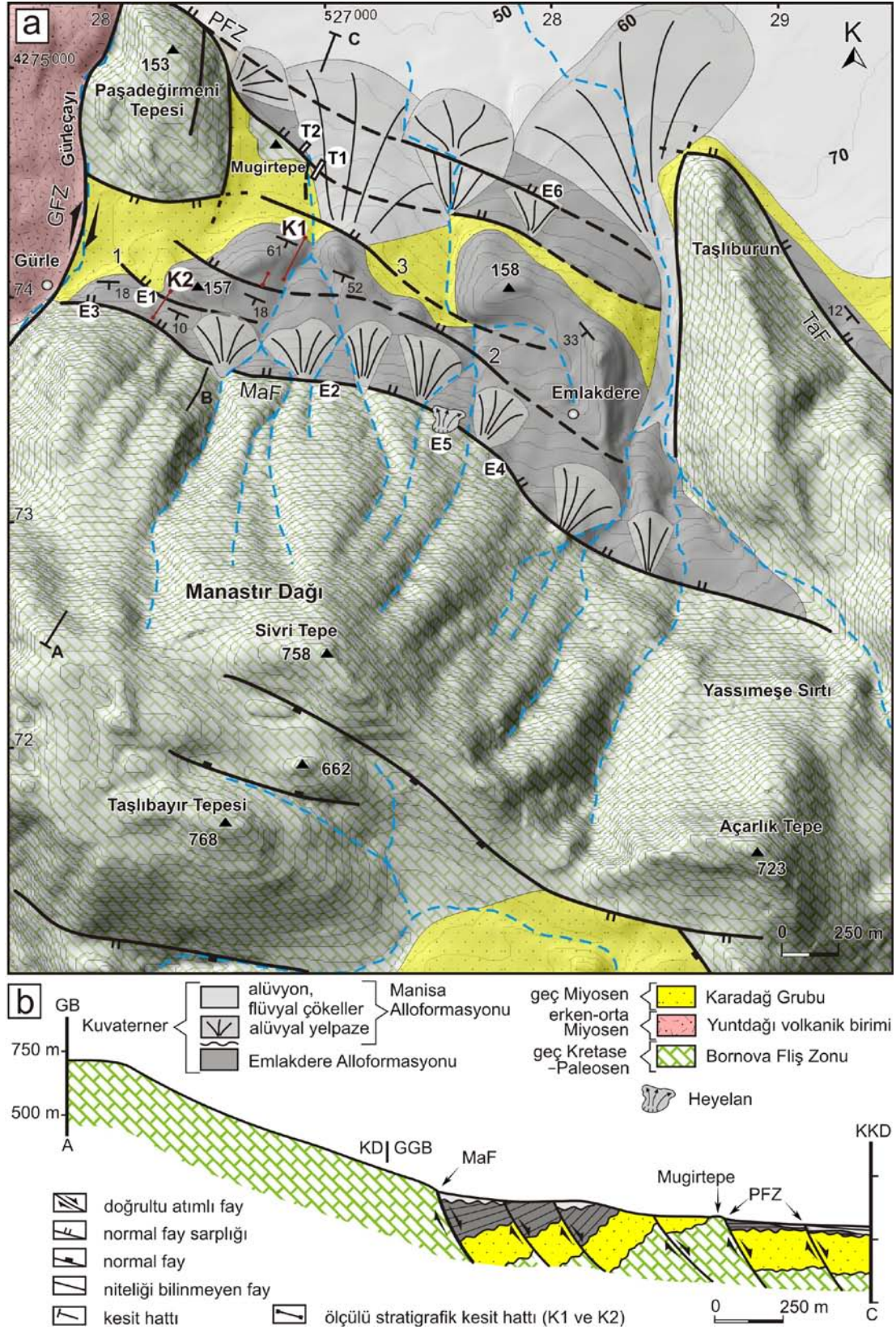
Paleosismoloji çalışmaları öncesinde, Manastır Fayı ve Paşadeğirmeni Fay Zonu ve bunların arasındaki alanda yeralan benzer doğrultuda ($K60^{\circ}B$) kuzeye eğimli bazı sentetik faylar 1/5000 ölçeğinde haritalanmıştır (Şekil 5.5). Sentetik faylar birbirine paralel, her biri tipik olarak 3 m’den az bir şeve sahip fay kollarından oluşur ve 1 km genişliğe sahip bir alana yayılmışlardır. Bu fayların tamamı geç Pleyistosen-erken Holosen yaşlı Emlakdere Alloformasyonu’nu keser ve deforme ederler. Dolayısıyla bu fayların aktif olduğu söylenebilir (Şekil 5.5b).

Fay 1 Manastır Fayı’na en yakın olanıdır ve Emlakdere Alloformasyonu’na ait katmanları keser ve faya doğru eğimlenmelerine neden olur. Düşen blokta gözlenen katmanların faya doğru olan eğimlenmesi, 1’in aktivasyonu ile açıklanır. Emlakdere Alloformasyonu’nu keserek eğim yönünde öteleyen ve Fay 1 olarak adlandırılan sentetik fayın jeolojik kesiti, bölgede açılan yol yarmasında net olarak gözlenmektedir (Şekil 5.6). Faylanmaya bağlı olarak, Fay 1’in tavan bloğunda yeralan Emlakdere Alloformasyonu’na ait katmanların faya doğru eğimlendikleri gözlenmektedir. Yaş analizi yapmak amacıyla, listrik geometriye sahip olan sentetik fayın tavan bloğunda yeralan Emlakdere Alloformasyonu’na ait çökellerin üst

seviyelerinden toplanan örnek 9199 ± 67 kal.yıl BP olarak yaşlandırılmıştır (bakınız, Tablo 2.1, Şekil 5.6). Bu sonuca göre; (1) Emlakdere Alloformasyonunun çökelişi Holosen zamanın başlarında sonlanmıştır ve (2) Fay 1 erken Holosen sonrası bir yaşa sahiptir.

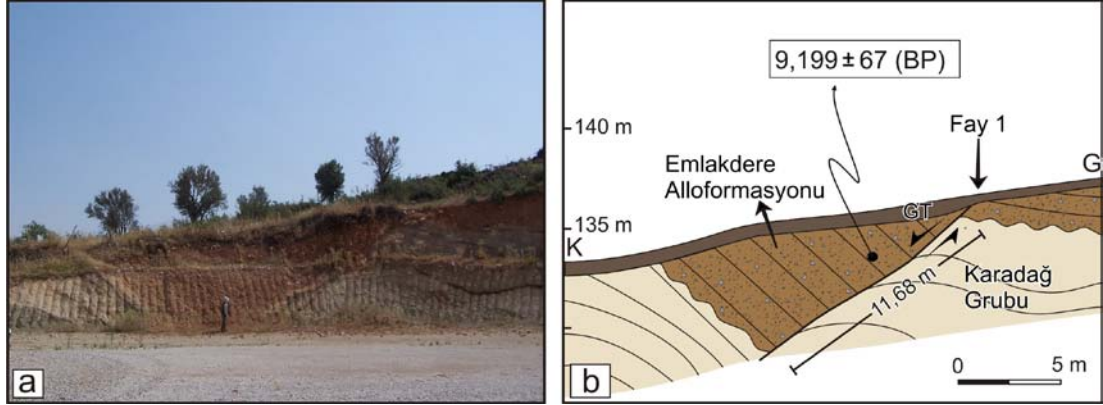
Fay 2, Manastır Fayı'nın yüzeydeki izine paralel doğrultuda yaklaşık 1.5 km uzunluğunda izlenebilir ve sürekli olmayan morfolojik şevlere sahiptir. Morfolojik olarak belirgin şeve sahip olan Fay 3, Kuzeye akan K-G doğrultulu bir nehri sola ötelemiştir. Bu faylar Manastır ana fayının kırılması ile oluşan sığ sintetik normal faylar olabilirler.

Bölgede yapılan jeolojik haritalama çalışmaları, Manastır Fayı'nın tavan bloğunda 110 metre kotlarında yeralan Karadağ Grubu'na ait görsel birimlerin, Manastır Fayı'nın taban bloğunda 580 metre kotlarına yükselmiş olduğunu ortaya çıkarmıştır. Manastır Fayı önünde yeralan Emlakdere Alloformasyonu'nun kolüvyal çökellerine ait katmanlar güneye doğru $50-60^\circ$ 'ye varan eğimlere sahiptir (Şekil 5.5, 2.6). Düşen bloğun faya doğru eğimlenmesi, bölgede açılan bir yol yarması boyunca net olarak gözlenmektedir ve Manastır Fayının listrik geometriye sahip olduğuna işaret etmektedir. Derinlere doğru eğimleri giderek düşen ve bir noktadan sonra yataylanan listrik faylar, açılmalı tektonik ortamlarda yaygın olarak gözlenmektedir. Bu tip fayların büyük depremler süresince tekrarlayan yüzey faylanmaları oluşturabileceği bilinmektedir (Dramis ve Blumetti, 2005).



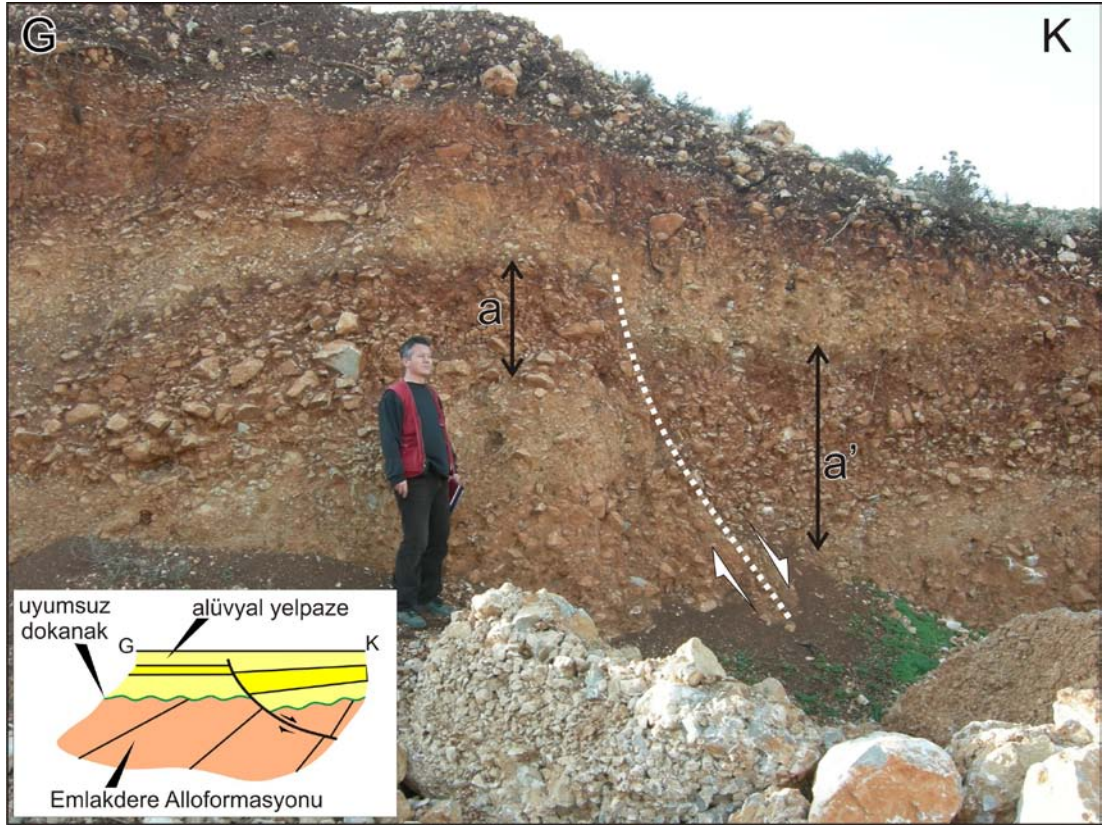
Şekil 5.5 (a) Paleosismoloji çalışmalarının yapıldığı Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde 1/5000 ölçekli jeoloji haritası, KB-GD uzanımlı aktif fay segmentlerini ve bölgede yüzlek veren/çökelen birimleri göstermektedir (lokasyon için için Şekil 4.7'ye bakınız). Lokasyonlar: E1, Şekil 5.6; E2,

Şekil 5.8; E3, Şekil 5.10; E4, Şekil 5.9; E5, Şekil 5.11; E6, Şekil 5.18; T1, Hendek-1, Şekil 5.13–15; T2, Hendek-2, Şekil 5.16; K1, Emlakdere Alloformasyonu–ölçülü stratigrafik kesit 1 ve K2, Emlakdere Alloformasyonu–ölçülü stratigrafik kesit 2 hattı, Şekil 5.7, 2.6, 2.7 ve 2.9. Kısaltmalar, PFZ: Paşadeğirmeni Fay Zonu, MaF: Manastır Fayı, TaF: Taşlıburun Fayı, GFZ: Gürle Fay Zonu, 2. (b) Birimlerin yapısal ve stratigrafik ilişkilerini gösteren jeolojik kesit. Manastır Fayı tavan bloğundaki sentetik Holosen faylarının varlığı zonun aktivasyonuna en önemli kanıt teşkil eder.



Şekil 5.6 a) Emlakdere Alloformasyonu ve bunu kesen Fay 1'i gösteren arazi fotoğrafı ve b) ayrıntılı jeolojik kesiti. Lokasyon (E1) için Şekil 5.5'e bakınız. Siyah dolgulı daire radyokarbon yaşlandırması için toplanan örneğin lokasyonunu göstermektedir. Kısaltma, GÖ: günümüzden önce.

Arazi çalışmaları sırasında gözlenen listrik geometriye sahip sentetik faylardan birtanesi, Şekil 5.7'da gözlenmektedir. Burada hem Emlakdere Alloformasyonu'na ait faya doğru eğimli katmanları hem de formasyonu üzerleyen yaklaşık yatay katmanlı yelpaze çökellerini kesen listrik fay gözlenmektedir. Fayın tavan bloğundaki katman kalınlaşması ($a < a'$) ve daha üstteki katmanlar tarafından örtülmesi yapısal unusunun çökelimle eşyaşlı olduğunu göstermektedir. Deforme olan birimlerin yaşı dikkate alındığında bu fayın aktif olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.



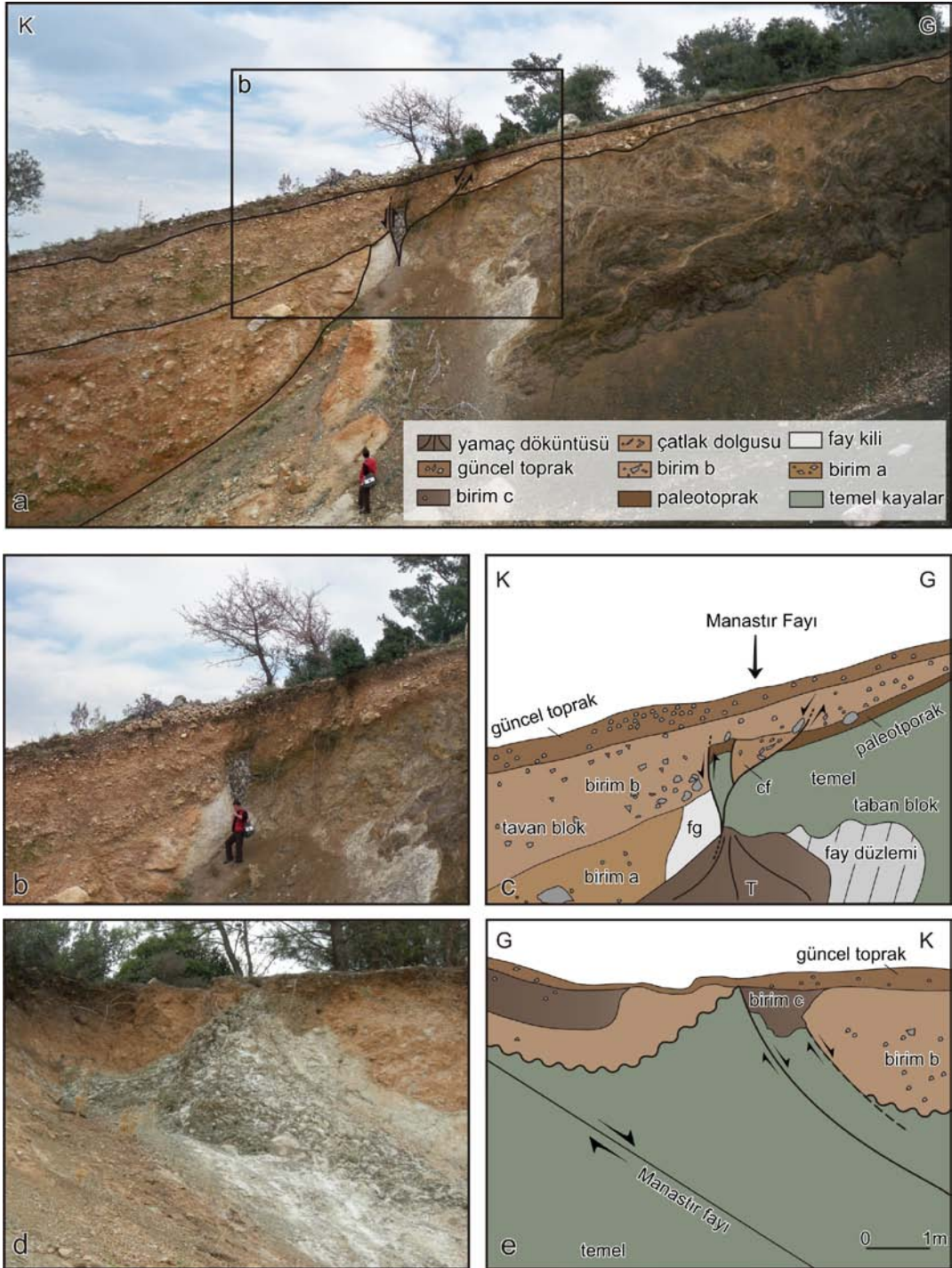
Şekil 5.7 Emlakdere Alloformasyonu'nu ve üzerleyen alüvyal yelpaze çökellerini deforme eden çökelimle eş yaşlı listrik fayı gösteren arazi fotoğrafı. Lokasyon (K2) için Şekil 5.5'e bakınız. Fotoğraf içerisine yerleştirilen diyagram, sedimantasyonla eş yaşlı faylanmaya işaret eden ölçütlerden birisi olan, fay önünde çökel kalınlaşmasını gösteren basitleştirilmiş jeolojik kesiti göstermektedir

Emlakdere Alloformasyonu'nu denetleyen Manastır Fayı'na ait bazı düzlemler, bölgede yer alan işletmelerin yaptığı kazılar ile açığa çıkarılmıştır (Şekil 5.8). Şekil 5.8a ve b'de Manastır Fayı'nın Bornova Fliş Zonu'na ait temel kayaları ile Holosen alüvyal/kolüvyal çökelleri arasında yapısal dokanak oluşturduğu gözlenmektedir. Fay zonunun tavan bloğunda fay sarplığından türeyen koyu sarımsı kahverengi (10YR 5/6, Munsell Color Company, 1994) alüvyal/kolüvyal yelpaze çökelleri yer almaktadır (birim a, Şekil 5.8c).

Taban blokta yer alan Bornova Fliş Zonu'nun üst kısımları paleotoprak ile örtülmüştür. Fayın düşen bloğunda ise genç alüvyal/kolüvyal yelpaze çökelleri (birim b, Şekil 5.8c), eski alüvyal/kolüvyal yelpaze çökelleri (birim a, Şekil 5.8c) üzerinde yer almaktadır ve bu iki birimin dokanağı erozyonaldır. Fay zonu boyunca önemli bir miktarda fay kili yer almaktadır. Bu kısım fay zonu içerisinde kalan ve

normal fayın etkisiyle makaslamaya uğrayan malzeme olarak tanımlanabilir. Fay kiline ait malzeme bazı kesimlerde kolüvyal çökellerin alt kısımlarında enjeksiyon şeklinde gözlenmiştir. Üçgen şekilli Cf birimi, açık sarımsı kahverengi (10 YR 6/4) olgun olmayan taneler içeren makaslanmış kumlu çamurdan oluşur. Birim içerisinde yeralan köşeli taneler temel kayaca ait kumtaşlarından türemiştir. Cf, fay zonu içerisinde kırılma ile oluşan çatlak dolgusu olarak yorumlanmıştır.

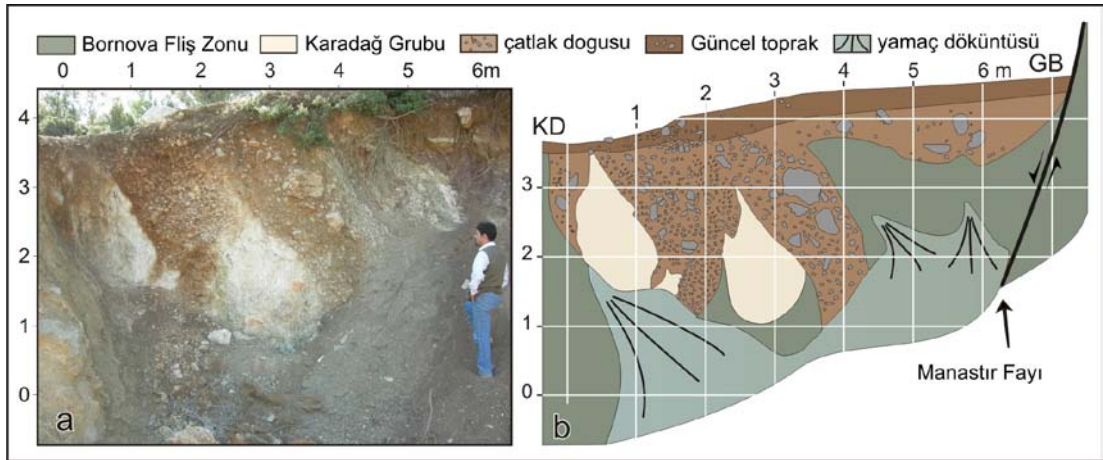
Benzer bir görüntü, yine Manastır Fayı üzerinde Şekil 5.8a'da verilen bölgeye yaklaşık 100 metre mesafede gözlenmiştir (Şekil 5.8d). Burada, Holosen alüvyal/kolüvyal yelpaze çökelleri havzaya doğru eğimli olan normal fay ile kesilmiş ve yerdeğiştirmiştir. Fayın düşen bloğunda yeralan birim c, tipik olarak grimsi sarımsı kahverengi (10 YR 4/2) siltli kumlu çamurdan oluşan çatlak dolgusudur (Şekil 5.8e). İstif güncel toprak ile biter. Birim c'nin aşağı doğru giderek incilmesi, bu birimin yüzey kırığı ile ilişkili bir çatlak dolgusu olabileceğini göstermektedir. Cf (Şekil 5.8c) birimi ile karşılaştırıldığında birim c (Şekil 5.8e) üzerinde makaslama dokusunun olmaması bu çökellerin iki farklı yüzey kırığı ile ilişkili olabileceğini göstermektedir.



Şekil 5.8 Manastır Fayı boyunca tanımlanan kırık hatları ve çatlak dolgularını gösteren arazi fotoğrafları ve jeolojik kesitler. a) Holosen yaşlı kolüvyumları masif temel kayalardan ayıran Manastır Fayı'nın genel görünümü b–d) fay ilişkili yapıları gösteren yakın görünüm arazi fotoğrafları, c–e) ayrıntılı kesit gösterimleri. Lokasyon (E2) için Şekil 5.5'e bakınız.

Açılma çatlakları ana fay zonu üzerinde, özellikle fayın Kuvaterner öncesi temel kayalar ile Kuvaterner–Neojen birimleri yan yana getirdiği bölgede gözlenmiştir.

Çatlak dolguları, kumlu çamurlu matriks içerisinde gelişigüzel dağılımlı, olgun olmayan, kötü boylanmalı ve uzun eksenleri yaklaşık düşey konumda olan taneler içermektedir. Açılan çatlak içerisinde gelen malzeme aniden gelişi güzel bir şekilde dolmuş gibi bir dokuya sahiptir. Çatlak bölgesi yaşlı birimlerin katmanlarının aniden kesilmesi ile tipiktir. Bu çatlaklar aşağı doğru giderek incelen bir yapıya sahiptir ve sismik hareketlilikle eş zamanlı olarak açılan tansiyon çatlakları olarak yorumlanabilir (McCalpin, 2009). Manastır Fay izi üzerinde gözlenen kırık zonunun arazi görüntüsü Şekil 5.9a’da verilmiştir. Burada gözlenen, açık sarımsı kahverengi (10YR 6/4) çamurlu matriks içerisinde farklı boyutlarda kireçtaşı çakılları içeren kolüvyum ile aniden doldurulan üç adet keskin v-şekilli çatlak loglanmıştır ve Şekil 5.9b’de verilmiştir. Her iki lokasyonun da yan yana olduğu düşünüldüğünde, 6 metre genişliğinde ve 3 metre derinliğinde olan bu paleokırık zonu, Emlakdere heyelanını tetikleyen deprem ile ilişkili olabilir. Bu ilişkinin anlaşılabilmesi için bölgede yapılacak sonraki çalışmalarda hem açılma çatlaklarının hem de heyelanın yaşlandırılması gerekmektedir.



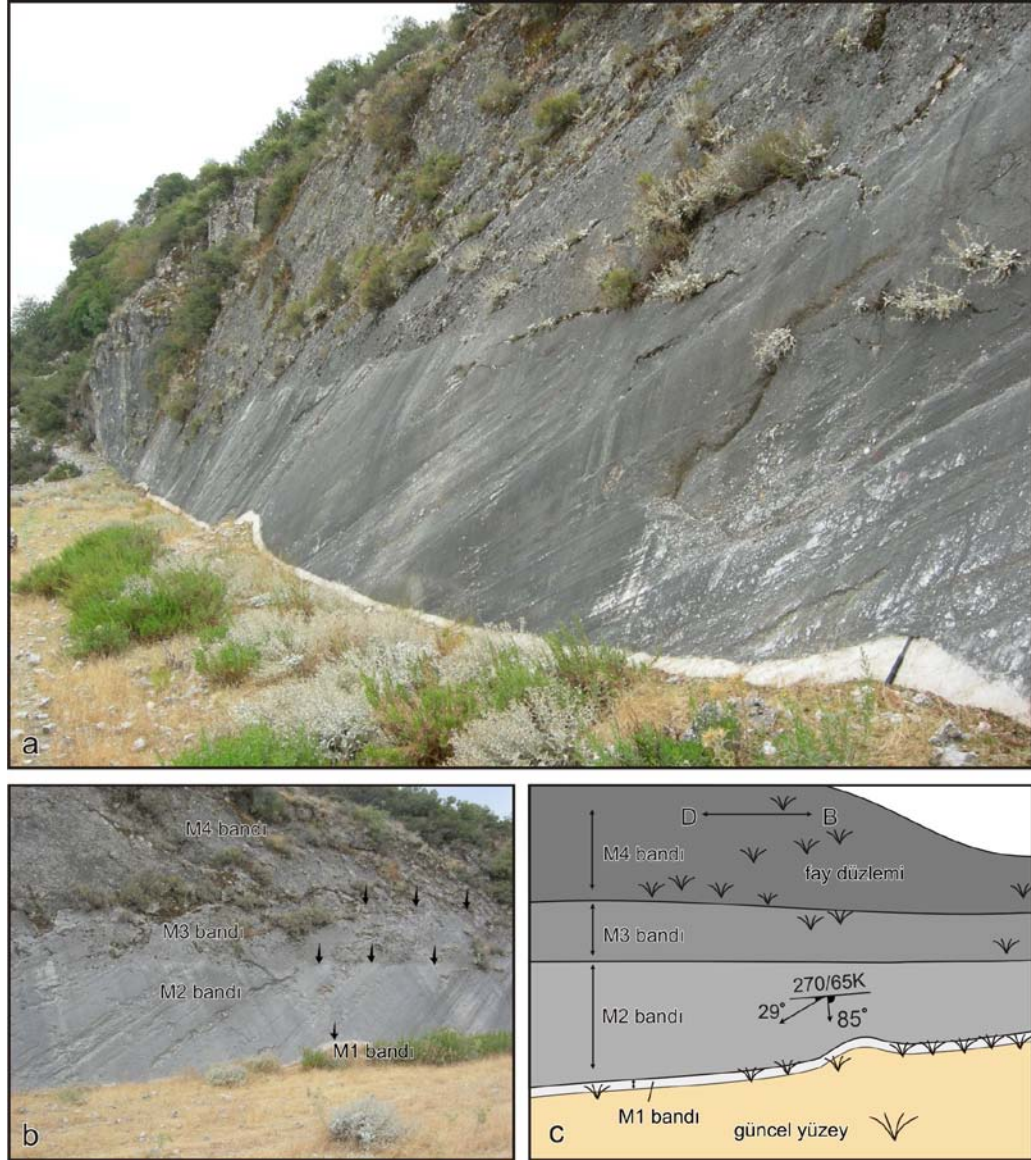
Şekil 5.9 Manastır Fayı üzerinde gözlenen eski-kırık zonunun (a) arazi fotoğrafı ve (b) logu. Lokasyon (E4) için Şekil 5.5’e bakınız.

MFZ’nun batı bölümünde yer alan Manastır Fayı, 4 km kadar uzunlukta takip edilebilmektedir. Fayın Gürle Köyü civarındaki batı bölümü boyunca fay düzleminin temel kireçtaşları ile Holosen çökelleri arasında sınır oluşturduğu yerde iyi korunmuş geniş serbest fay sarplıkları gözlenmiştir. Bu fay sarplıkları, farklı erozyon modelleri ile açıklanan sarplıkların tüm ana tipik özelliklerine sahiptir (örn. Mayer, 1984;

Nash, 1980; Wallace, 1977). Bu düzlemler, fayın doğrultusu boyunca birkaç yüz metre boyunca takip edilebilir.

Temele ait kireçtaşları üzerindeki kayma yüzeyleri üzerinde yapılan ayrıntılı jeomorfolojik çalışmalara göre, açığa çıkan yüzey üzerinde fayın normal hareketine dik doğrultuda ve birbirlerine paralel bozunma bantları belirlenmiş ve tanımlanmıştır (Şekil 5.10a). Manastır Fayı'na ait bu kayma yüzeyi üzerinde farklı seviyelerde gözlenen, birbirlerinden renk ve parlaklık farklılıkları ile kolaylıkla ayırdedilebilen ve fayın farklı zamanlardaki düşey hareketine işaret eden en az dört farklı bozunma bandı tanımlanmıştır. En altta yeralan açık sarımsı, beyazımsı yüzey 32 cm yüksekliğindedir (M1 bandı, Şekil 5.10b, c). M2 bandı, altında yeralan banda göre daha koyu renkli, ama üstündeki banda göre daha az bozunmuştur. Yaklaşık 2.5 metre yüksekliğindeki bu band üzerinde fay çizikleri, fay kertikleri, oluk yapıları ve alet izleri açık olarak gözlenebilmektedir. Hem M1 hem de M2 bantları üzerinde rastgele dağılımlı ve farklı boyutlarda, genellikle köşeli ve yer yer yuvarlaklaşmış kireçtaşı tanelerinden oluşan fay breşleri ve fayın önceki sağ yönlü verev/doğrultu atımlı ve bunu üzerleyen normal hareketine ait fay çizik setleri gözlenmektedir. M3 bandı altındaki banda göre daha koyu gridir ve daha az parlaktır.

Kayma yüzeyi üzerindeki fay çizikleri, fay kertikleri gibi kinematik göstergeler daha az korunmuş olarak gözlenmektedir. 1.6 metre yüksekliğindeki bu bant üzerinde çatlak sistemleri gelişmiş olup bu çatlaklar boyunca bitki oluşumları gözlenmektedir. Ayırt edilebilen en üsteki bozunma bantı (M4) üzerinde atmosferik bozunmalardan kaynaklanan küçük karstik boşluklar bulunmaktadır. Kinematik göstergeler neredeyse tanımlanamayacak kadar bozunmuş ve aşınmıştır. Bu seviyelerde de artan şekilde bitki oluşumları vardır (Şekil 5.10).



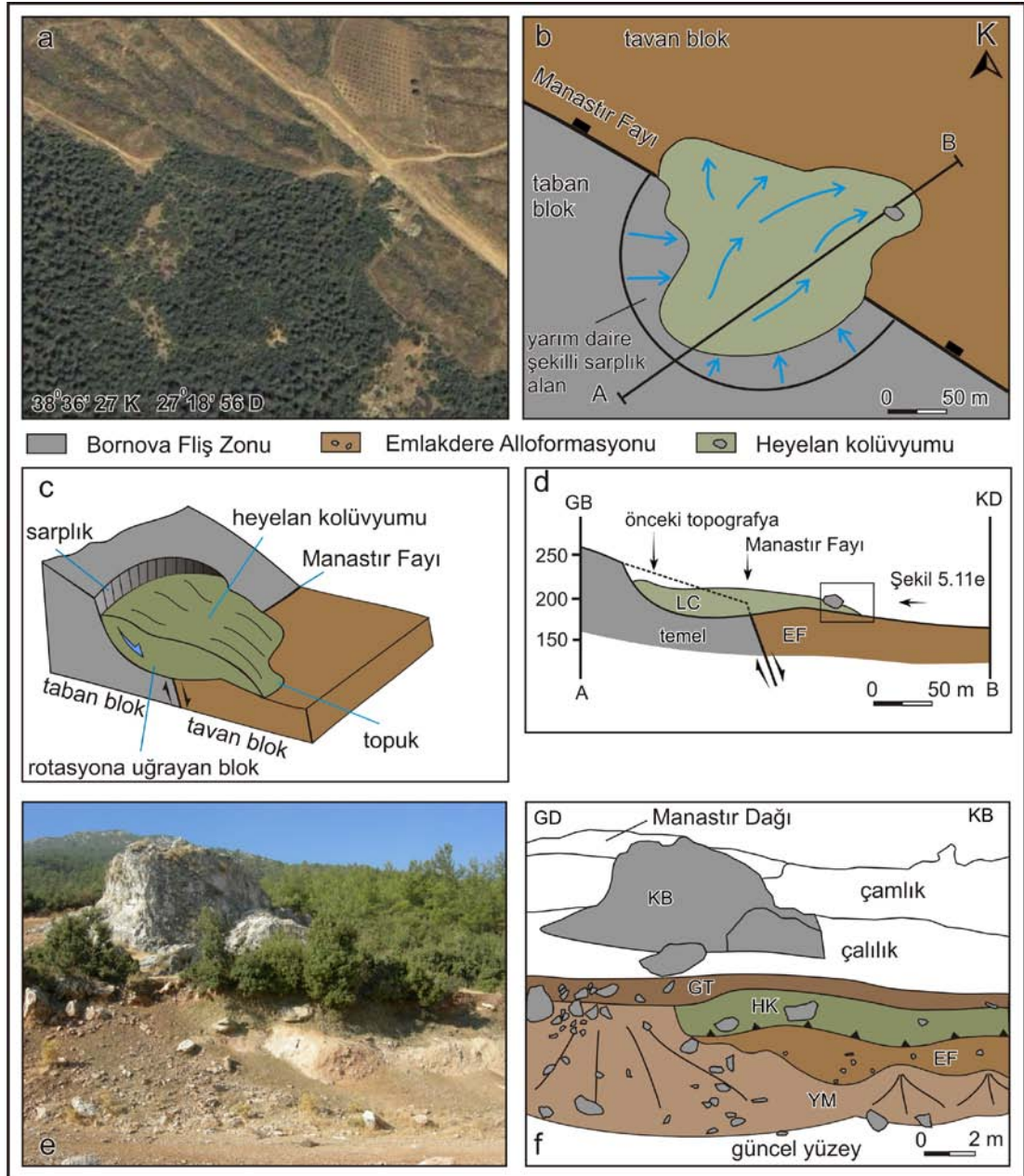
Şekil 5.10 Manastır Fayı kayma yüzeyi üzerinde tespit edilen bozunma bantlarını gösteren arazi fotoğrafları. (a) Manastır Fay düzlemi genel görüntüsü. Jeolog çekicinin boyu yaklaşık 32 cm uzunluğundadır. (b) Farklı zamanlarda düzlemin yüzeylenmesi ile yatay olarak bozunmuş yüzeylerin arazi görünümü ve (c) şematik gösterimi. Lokasyon (E3) için Şekil 5.5'e bakınız.

Bu tip morfolotektonik yapılar aktif Tyrnavos Fayı'nın (Yunanistan) doğu bölümlerinde de gözlenmiş ve tanımlanmıştır (Caputo, 1993; Caputo ve diğer., 2004). Kayma yüzeylerinde gözlenen bu tip bandların varlığı, fay sarplıkları oluşumu ve fay yüzeyinin ortaya çıkması, fayın tekrarlayan aktivitesini göstermektedir. Buna karşın, bu bantlardan bazıları fay önünden malzeme alma amaçlı yapılan kazılar ile de ortaya çıkmış olabilir ve malzeme alınan taze kısım üstündeki yüzeye göre daha az bozunmuş görünebilir (McCalpin, 2009). Bu sorun ancak dünyada birkaç aktif fay

üzerinde, kozmojenik izotoplar kullanılarak başarılı bir şekilde uygulanan, temel fay düzleminin yüzeyleme yaşının hesaplanması ile çözülebilir (Benedetti ve diğer., 2002, 2003; Mitchell ve diğer., 2001; Palumbo ve diğer., 2004; Zreda ve Noller, 1998).

Hendek çalışması öncesine yapılan arazi çalışmaları sırasında, büyük ölçekli eski bir heyelan, 1/5000 ölçeğinde haritalanmış ve Emlakdere heyelanı olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.11). Emlakdere heyelanı Emlakdere Köyü'nün yakınında Manastır Fay izi üzerinde yer almaktadır ($38^{\circ}36'28K/27^{\circ}18'56D$, ~200 m rakıma sahip ve kapladığı yüzey alanı yaklaşık $16 \times 103 \text{ m}^2$ 'dir) (Şekil 5.11). Heyelan sırasında $157 \times 103 \text{ m}^3$ 'ten fazla kaya yer değiştirmiştir. Heyelan kolüvyumunun hacminin hesaplanmasında 60 cm piksel çözünürlüğüne sahip Quickbird standart pansharpened uydu görüntüleri ve 1 metre çözünürlüğe sahip sayısal arazi modelleri kullanılmıştır. Depolanma alanının ve sıyrılma yüzeyinin şekli Şekil 5.11a ve b'de sunulmuştur. Taban bloktaki sarplığın geometrisi 100 metre yarıçaplı yarım daire şeklindedir.

Manastır Fay izi üzerinde yer alan heyelan çökelleri bu fay tarafından kesilmemiş ve ötelenmemiştir. Bir başka deyişle, Emlakdere heyelanının yaşı Manastır Fayı'nın son hareketi ile eşyaşlıdır ya da daha gençtir. Heyelan kolüvyumu kuzeydoğu yönünde eğim boyunca Emlakdere Alloformasyonu'nun yaşlı çökelleri üzerinde, tek bir rotasyonel hareket ile 120 metre uzunluğunda akmış olarak gözlenir (Şekil 11c, d). Temel kayaç, masif-laminalı kumtaşı ve silttaşı ile bu matriksi içerisinde yer alan kireçtaşı olistolitleri/bloklarından oluşur. Heyelan çökelleri ise temelden türeyen olgunlaşmamış klastik sedimanter parçalar ile kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Şekil 5.11 e ve f'de Bornova karmaşığına ait birimlerin, daha genç olan Emlakdere Alloformasyonu'na ait birimlerin üzerinde yer aldığı gözlenmektedir. Heyelan olan bölgedeki 13° eğimli lateritik toprak ile örtülü alanda doğal olarak yetişen çamlık ve çalılıklar yer almaktadır (Şekil 5.11f). Şekil 5.11a'da, temel kayacın ve heyelan alanının orijinal bitki örtüsü dokusu kolayca ayırt edilebilmektedir.



Şekil 5.11 Manastır Fayı üzerinde haritalanan heyelana ait arazi verileri. (a) Heyelan alanını gösteren Quickbird standart pansharpened uydu görüntüsü, alanın koordinatları şekil üzerinde verilmiştir. (b) a'da verilen alanın jeoloji haritası. (c) Heyelan modelini yansıtan blok diyagramı. (d) Birimlerin yapısal, stratigrafik ve jeomorfolojik ilişkilerini gösteren A-B jeolojik kesiti. (e) Emlakdere heyelanı topuk bölgesini gösteren arazi fotoğrafı. (f) e'de verilen fotoğrafın ayrıntılı şematik gösterimi. Kısaltmalar: EF: Emlakdere Alloformasyonu; KB: Kireçtaşı bloğu; HK: Heyelan kolüvyumu; GT: Güncel toprak; YM: Yamaç döküntüsü. Yapısal olarak HK, EF üzerine bindirmiştir. Lokasyon (E5) için Şekil 5.5'e bakınız.

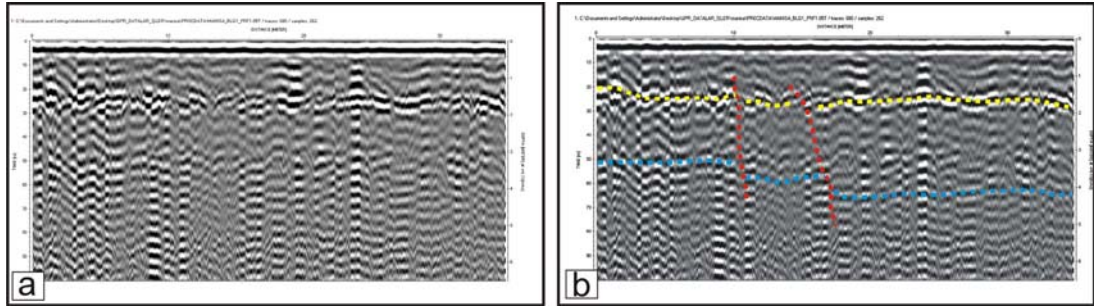
Emlakdere heyelanının topuk kısmındaki bindirme düzlemi $K70^{\circ}B/08^{\circ}GB$, kayma çiziklerinin yönlemi ise $K20^{\circ}B$ olarak ölçülmüştür. Heyelanın yaşına ait bir veri bulunmamasına karşın, aşağıdaki ölçütler Emlakdere heyelanının sismik orijinli olduğunu desteklemektedir; (1) Heyelanın fay zonu üzerinde meydana gelmiş olması (2) fay zonu boyunca olan sarplığın nispeten dik eğimli olması, yamaç yenilmesine neden olabilir (3) bölgede devam eden sismik yoğunluğun varlığı, heyelanı tetikleyici bir potansiyel oluşturur (4) yenilen malzemenin dayanımlı çökellerden oluşması, heyelanın sismik sarsıntı sırasında olabileceğini gösterir ve (5) kayma yüzeyi, düşük açılı tabansal makaslama yüzeyidir.

Depremler tarafından tetiklenen heyelanlar, hem sismik hareketlilik hem de yerçekimi gerilimi sonucu gelişebilen sismo–yerçekimsel tipi yüzey şekilleridir (Dramis ve Blumetti, 2005; McCalpin, 2009, 1996). Bu çalışmalara göre, orta ve büyük dereceli depremler heyelanları tetikler. Depremler tarafından tetiklenen heyelanlar, aktif faylar üzerinde meydana gelebilecekleri gibi, merkezüssel alanda da gelişebilirler (Burbank ve Anderson, 2001; Koukouvelas ve diğer., 1996; Tibaldi ve diğer., 1995). Ege bölgesindeki aletsel ve tarihsel dönem sismik etkinlikler üzerine yapılan bazı çalışmalara göre, sismik denetimli yamaç yenilmeleri yaygın olarak gelişen bir durumdur (Ambraseys ve Jackson, 1990; Dai ve diğer, 2001; Gallousi ve Koukouvelas, 2007; Keefer, 1994; Kincal ve diğer., 2009).

Keefer (1994), deprem ile tetiklenen heyelanların toplam hacmi ile depremin büyüklüğü arasında deneye dayalı bir model oluşturmuştur. Keefer (1994) ve Malamud ve diğer. (2004)'e göre, jeolojik (topoğrafya ve kaya tipi), jeofizik (deprem tipi ve derinliği) ve iklimsel değişkenlere karşın, bu değişkenlerden bağımsız olarak, heyelan hacmine göre depremin moment büyüklüğü hesaplanabilir. Keefer'in depremlerden kaynaklanan heyelan hacmi ile depremin moment büyüklüğü arasındaki ilişkiyi açıklayan tablosuna göre, Emlakdere heyelanını tetikleyen depremin büyüklüğünün 6 ile 7 arasında olması gerekmektedir. Bu yaklaşım Manisa bölgesinde meydana gelen en son yıkıcı deprem olan ve yukarıda tartışılan 1845 Manisa depremi (M: 6,7) ile uyum göstermektedir.

5.3 Hendek Çalışmaları

Manisa Havzası'nın güneybatı bölümü baskın olarak geç Holosen alüvyal yelpazeler ile örtülüdür. Bu yelpazelerin yüzeyleri fay zonunun doğrultusuna paralel/yarı paralel uzanımlı eğim atımlı faylar ile kesilmiştir. Hendek tabanlı paleosismoloji çalışmaları için bu faylardan bir tanesi olan PFZ'nin güney kolu (Mugirtepe Fayı) seçilmiştir. Çünkü bu fay, geç Holosen alüvyal yelpazeleri kesen ve öteleyen en belirgin ve en iyi korunmuş olanıdır, geç Holosen çökelleri ile doldurulmuş graben tabanına en yakın olan faydır. Ayrıca, bu fayın kestiği birimler diğerlerine göre daha ince taneli, kolay kazılabilir ve paleodepremlere ait izlerin göreceli olarak daha iyi korunabileceği birimlerdir. Bu nedenlerden dolayı, bu fay hendek açmak için en uygun alan olarak belirlenmiştir. Mugirtepe fay sarplığı KB-GD doğrultusunda ve yaklaşık 3 metre yüksekliğinde bir şeve sahiptir. Bu fay, Mesozoyik kireçtaşlarını Holosen çökellerinden ayırır. Fayın en son hareketlerini yaşlandırmak amacı ile fay izi üzerinde fayın doğrultusuna dik olarak iki adet hendek açılmıştır (Hendek-1 ve Hendek-2). Bu hendeklerin tam lokasyonları, yalıtkan seviyelerdeki toplam yerdeğiştirmeleri gösteren GPR (Ground penetrating radar) çalışmalarının sonuçlarına göre belirlenmiştir (Şekil 5.12).



Şekil 5.12 a) Hendek-1 lokasyonunda yapılan GPR çalışmaları'na ait yorumlanmamış, b) yorumlanmış loglar (yorumlanmış log üzerindeki yorumlar renkli noktalar ile gösterilmiştir. Lokasyon (T1) için Şekil 5.5'e bakınız.

Yer seçimi için, jeofizik profillerde gözlenen Kuvaterner alüvyal çökellerdeki fay ilişkili yapıların varlığı kadar, fay sarplığının jeomorfik ifadesi de ana ölçüt olarak kullanılmıştır. Hendek alanının mikrostratigrafisi, hendek duvarlarında yapılan ayrıntılı haritalama (1/10 ölçeğinde) (Şekil 5.13) ile hesaplanmıştır.



Şekil 5.13 Mugirtepe fay segmenti üzerinde paleosismoloji amaçlı açılan hendeği ve hendek içerisindeki fayı gösteren arazi fotoğrafı.

Ayrıntılı mikrostratigrafi ve yapısal analizler her iki hendeğin duvarlarında da gerçekleştirilmiştir. Fakat, bu çalışmada her hendeğin sadece bir duvarı sunulmuştur. Toplamda, hendek alanında 10 stratigrafik birim tanımlanmıştır ve bu tanımlanmalar ayrıntılı olarak Tablo 5.2’te verilmiştir.

5.3.1 Hendek-1

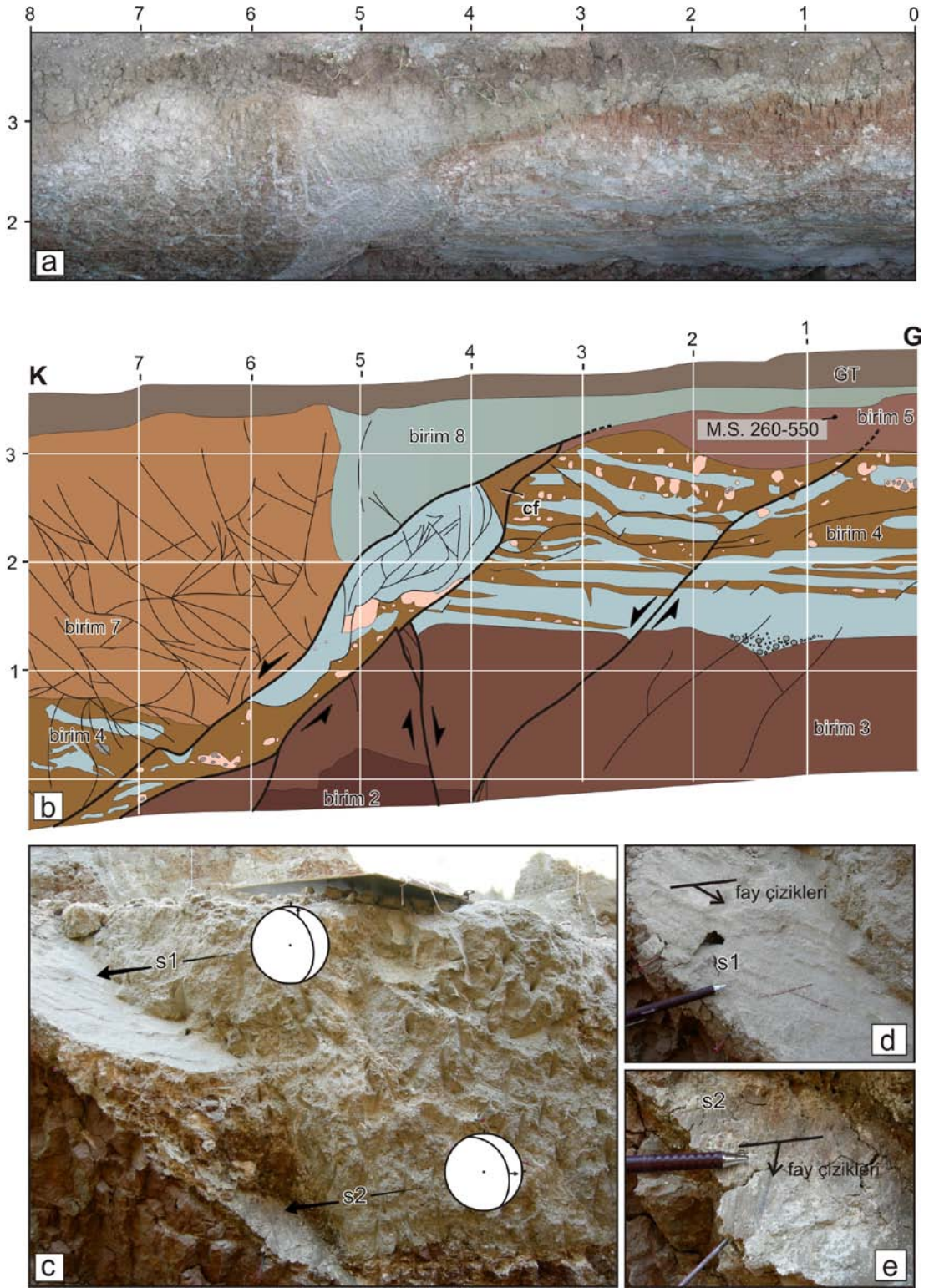
Hendek-1, yaklaşık 3 metre genişliğinde, 10 metre uzunluğundadır ve fayın uzanımına yaklaşık dik (K-G) doğrultuda açılmıştır (Şekil 5.5a, T1).

Fayın tavan bloğunda gözlenen en yaşlı birim (birim 2) koyu kırmızımsı kahverengi kumlu kilden oluşmaktadır (Şekil 5.14a, b). Bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen birim 3, orta dereceli kırmızımsı siltli kumdan oluşmaktadır ve birim 2 ile beraber bu birim de eğim atımlı normal fay ile kesilerek fayın eğimi yönünde ötelenmiştir. Birim 3, açık sarımsı-pembeden koyu sarımsı-kahverengine doğru

değişim gösteren çakıllı kumlu çamur ve soluk mavi-yeşil renkli çakıllı ince taneli kum araldanması tarafından üzerlenmektedir (Birim 4). Ayrıca bu birim, tipik olarak, geliş güzel dizilimli kil ve kireç yumruları da içermektedir. Açık kırmızı-kahverengi organik toprak seviyesi (Birim 5), yukarıda bahsedilen birimlerin tamamını örtmektedir. Bu birimler 50 cm genişliğinde makaslama zonu oluşturan eğim atımlı normal fay ile kesilmekte ve eğim yönünde ötelenmektedir. Birim 4'ün tavan blokta gözlenen üst sınırı göz önüne alındığında, fay üzerindeki minimum düşey atım miktarı 3 metredir. Birim 4 ile fay zonu arasında kalan bölgede gözlenen koni şekilli yapı birim 4 ve birim 5'ten beslenen çökeller tarafından doldurulmuştur.

Tavan blokta yeralan birim 7, yüksek derecede kırık ve çatlak sistemleri içerir ve kırmızı-sarıdan soluk sarı-yeşil renklerine değişim gösteren siltli kumdan oluşmaktadır. Birim 8, soluk sarımsı yeşil renkli iyi boylanmış çakıllı kumdan oluşmaktadır ve altında yeralan birim 5 üzerine yerleşmiştir. Birim 8'in tabanı aşınmalıdır. Bu aşınmalı kısımlar, sürekliliği olmayan tane destekli kaba çakıllı mercerler içermektedir. Koni şekilli bir geometriye sahip olan bu seviyeler taban bloğa doğru azalmakta ve sonlanmaktadır. Hendek-1 içerisinde gözlenen yüzleğin üst bölümleri bölgede yapılan tarımsal faaliyetler nedeniyle eksiktir.

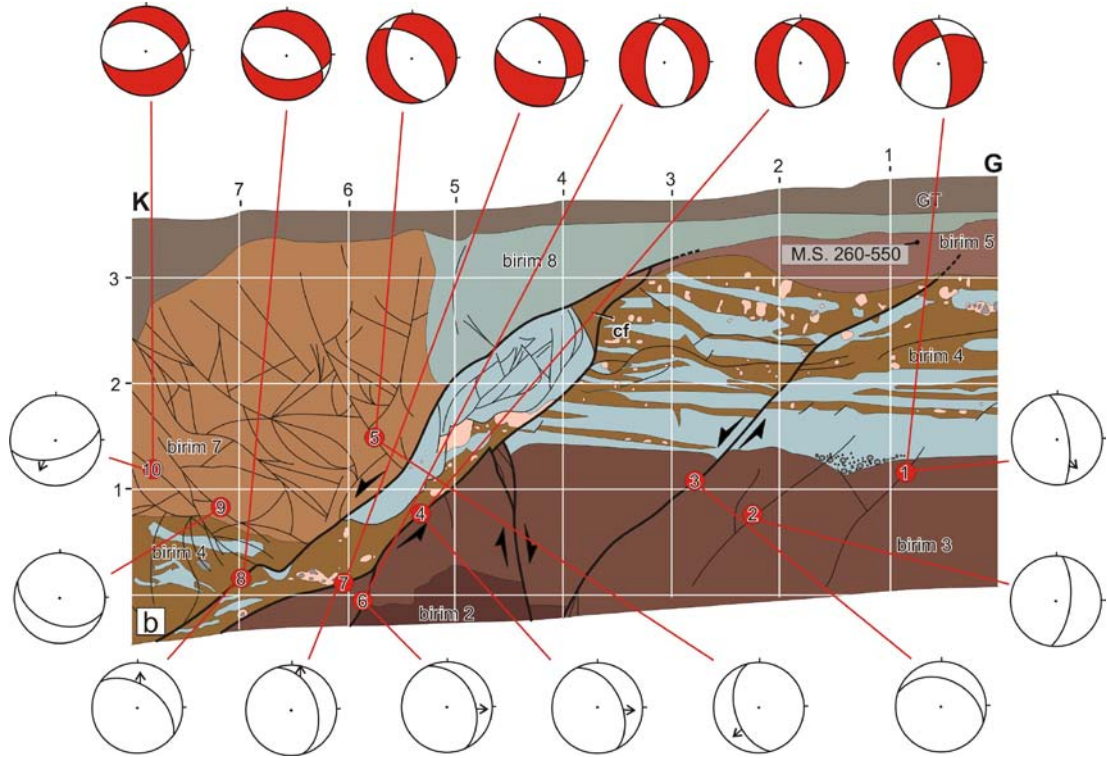
Hendeğin orta bölümlerinde, ana fay düzlemine paralel/yarıparalel konumda çok sayıda kayma yüzeyleri içeren iyi tanımlanmış makaslama zonu yer almaktadır. Bu zon içerisinde, benzer doğrultulardaki kayma yüzeylerinde farklı yönlem ve dalıma sahip rake açıları ölçülmüştür (Şekil 5.14c). Bu yüzeylerden hesaplanan kinematik analizler, hareketin verev atımlı normal faylanma olduğunu göstermektedir. Ortalama 70°K rake açısına sahip fay çizikleri içeren s1 yüzeyi (Şekil 5.14d), ortalama 65°G rake açısına sahip fay çizigi içeren s2 yüzeyini üzerlemektedir (Şekil 5.14e).



Şekil 5.14 Hendek-1'e ait arazi fotoğrafı ve hendek logu. (a) Verev fotomozayık ve (b) hendek logu, doğu duvar (litostratigrafik birimlerin ayrıntılı tanımlamaları için Tablo 5.2'ye bakınız). (c) Hendek-1 içerisindeki farklı rake açılara sahip iki kayma yüzeyinin yakın görünümü. (d) s1, (e) s2 yüzeyleri üzerindeki fay çiziklerini gösteren yakın fotoğraflar. s1 kayma yüzeyinin s2 kayma

yüzeyini üzerlemesi fayın tekrarlayan hareketine işaret etmektedir. Beyaz plotlar kayma yüzeylerinin stereografik projeksiyonlarını temsil etmektedirler.

Hendek-1 içerisinde tespit edilen çok sayıdaki kayma yüzeyinden yapılan ölçümlerin kinematik çizimleri ve fay yüzeyi çözümleri FaultKinWin (Version 1.1) programı kullanılarak çizdirilmiştir (Şekil 5.15). Bu yüzeyler sintetik, antitetik ve ana kayma düzlemlerine aittir. Şekil 5.15'deki hendek logu üzerinde lokasyonları verilen 1, 4, 5, 6, 7, 8 ve 10 numaralı kayma yüzeyleri üzerinde fay çizikleri gözlenmiş ve ölçümleri yapılmıştır. Düzlemin doğrultusu, eğim açısı, eğim yönü ve rake açılarından oluşan bu ölçümler hendek içerisindeki açılmalı harekete ve baskın olarak normal faylanmaya işaret etmektedir.



Şekil 5.15 Hendek içerisinde tanımlanan sintetik ve antitetik fayların kayma yüzeylerinden alınan ölçümlerin kinematik analizleri ve fay yüzeyi çözümleri. Tablo 5.2 Hendekler içerisinde tanımlanan litostratigrafik birimlerim açıklamaları, yaşları ve ortam yorumları.

Tablo 5.2 Hendekler içerisinde tanımlanan litostratigrafi birimlerim açıklamaları, yaşları ve ortam yorumları.

birim	yorum	litoloji	taban	sedimanter yapılar ve özellikler	renk (Munsell kodu)	yaş
GT	güncel toprak	silt, kum, çamur ve organik malzeme	geçişli	hendek-1'de ortalama 7° ve hendek-2'de ortalama 2° eğime sahip	grimsi sarımsı kahverengi (10YR 5/2, hendek-1) açık sarımsı kahverengi (10YR 6/4, hendek-2)	
birim 10	kolüvyal kama	çakıldan kum boyutuna kadar yüksek derecede olgun olmayan akıntı	geçişli	kısmen tane destekli, taneler genel olarak köşeli ve ortalama eğim 6°	orta sarımsı kahverengi (10YR 5/4)	
birim 9	paleotoprak	çamurlu siltli ve organik malzeme bakımından zengin	keskin	ortalama eğim 5°	orta sarımsı kahverengiden (10YR 5/4) açık sarımsı kahverengine (10YR 6/4) geçişli	156±37 yıl (BP)
birim 8	flüvyal çökeller	çakıllı kum	erozyonal	genel olarak iyi boylanmış, kötü peklemiş ve kömür parçaları içerir	soluk sarımsı yeşil (10GY 7/2)	
birim 7	flüvyal çökeller	siltli kum	keskin	oldukça çatlaklı; çatlaklar karbonatça zengin killer ile doldurulmuş	kırmızımsı sarı (7.5YR 6/6) soluk sarımsı yeşil (10GY 7/2, ch, hendek-1)	798±37 yıl (BP)
birim 6	kolüvyal kama	olgun olmayan çakıl ve blok, kumlu matris	keskin	kötü boylanmış, kısmen tane destekli, köşeli taneler içerir	soluk sarı (5GY 8/6)	
cf	çatlak dolgusu	çamurlu siltli ve kumlu çamur	faylı	kesit görünümü v-şekilli çatlak dolgusu, malzeme genel olarak birim 5 ve 4'ten türemiştir.	keskin sarımsı kahverengi (10YR 5/6)	
birim 5	paleotoprak	çamurlu silt ve organik malzeme	geçişli	ortalama eğim 9°, kömür parçaları içerir	açık kırmızımsı kahverengi (2.5YR 5/4)	1638±57 yıl (BP)
birim 4	flüvyal çökeller	çakıllı kumlu çamur (a) ve çakıllı ince taneli kum (b) ardalanması	erozyonal	kil ve kireç nodülleri içerir, kireçtaşı çakılları karakteristik olarak paralel laminalanma gösterir (mm-cm ölçeğinde)	keskin sarımsı kahverengi (10YR 5/6,a); soluk mavimsi yeşil (5BG 8/2, b); açık sarımsı pembe (10R 9/6, c)	
birim 3	flüvyal çökeller	siltli kum	keskin	iyi peklemiş	orta kırmızımsı kahverengi (2.5YR 4/4)	
birim 2	flüvyal çökeller	kumlu kil			koyu kırmızımsı kahverengi (10R 3/4)	
birim 1	temel kaya	kireçtaşı kayaları		masif temel karbonatlar	orta-açık gri (N69)	Geç Kretase- Paleosen

5.3.2 Hendek-2

Hendek-2 fayın uzanımına yaklaşık dik konumda, K-G doğrultusunda ve 1 metreden fazla yükseklikteki fay sarplığı önünde açılmıştır (Şekil 5.16a). Hendek yaklaşık 3 metre genişliğindedir ve 6 metreden fazla uzunluğa sahiptir. Hendek içerisinde kolüvyal, flüviyal ve paleotoprak birimleri yer almaktadır ve temel kayacı (Birim 1) uyumsuz üzerlemektedir.

Taban blokta, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları üzerinde KB-GD uzanımlı fayın denetiminde gelişen 2.5 metre yüksekliğinde göreceli olarak taze fay sarplığı yer almaktadır. Tavan blok içerisinde tanımlanan istif en az altı farklı sedimanter birim içermektedir (Şekil 5.16b, c). Düşen blokta, en altta, Bornova Fliş Zonu'na ait temel kayalardan oluşan serbest yüzey üzerinde, yükselen bloktan türeyen bloklar içeren bir kolüvyal kama (Birim 6) yer almaktadır. Kamanın topuk kısımları soluk yeşil renkli kumlu matriks içerisinde yer alan ve yüksek derecede olgun olmayan taneler içermektedir. Bu seviyede gözlenen taneler genellikle yarıköşeli-köşelidir ve çakıl-blok boyutundadır. Fay yüzeyine yakın kısımlarda ise dolgu yersel olarak fazladır ve kamanın üst seviyeleri tane destekli bir dokuya sahiptir. Bu fasiyes tipik olarak Nelson (1992) tarafından tanımlanan boylanmış döküntü fasiyesine (sorted debris facies) benzemektedir. Stratigrafik olarak altta yer alan bu kolüvyal kama, yaklaşık 1 metre kalınlığındadır ve üstte ikincil normal faylanmadan etkilenen flüviyal çökeller (Birim 7) ile üzerlenir. Flüviyal çökeller ise açık sarı-kahverengi paleotoprak seviyesi ile örtülmüştür. Birim 7 içerisinde fayın doğrultusuna paralel ve olasılıkla faylanmadan sonra oluşan çöküntü içerisinde fay izine paralel akan bir derenin çökellerini temsil eden kanal dolgusu yer almaktadır. Birim 7'nin kanal çökellerini üzerleyen birim 9, paleotoprak çökellerinden oluşmaktadır.

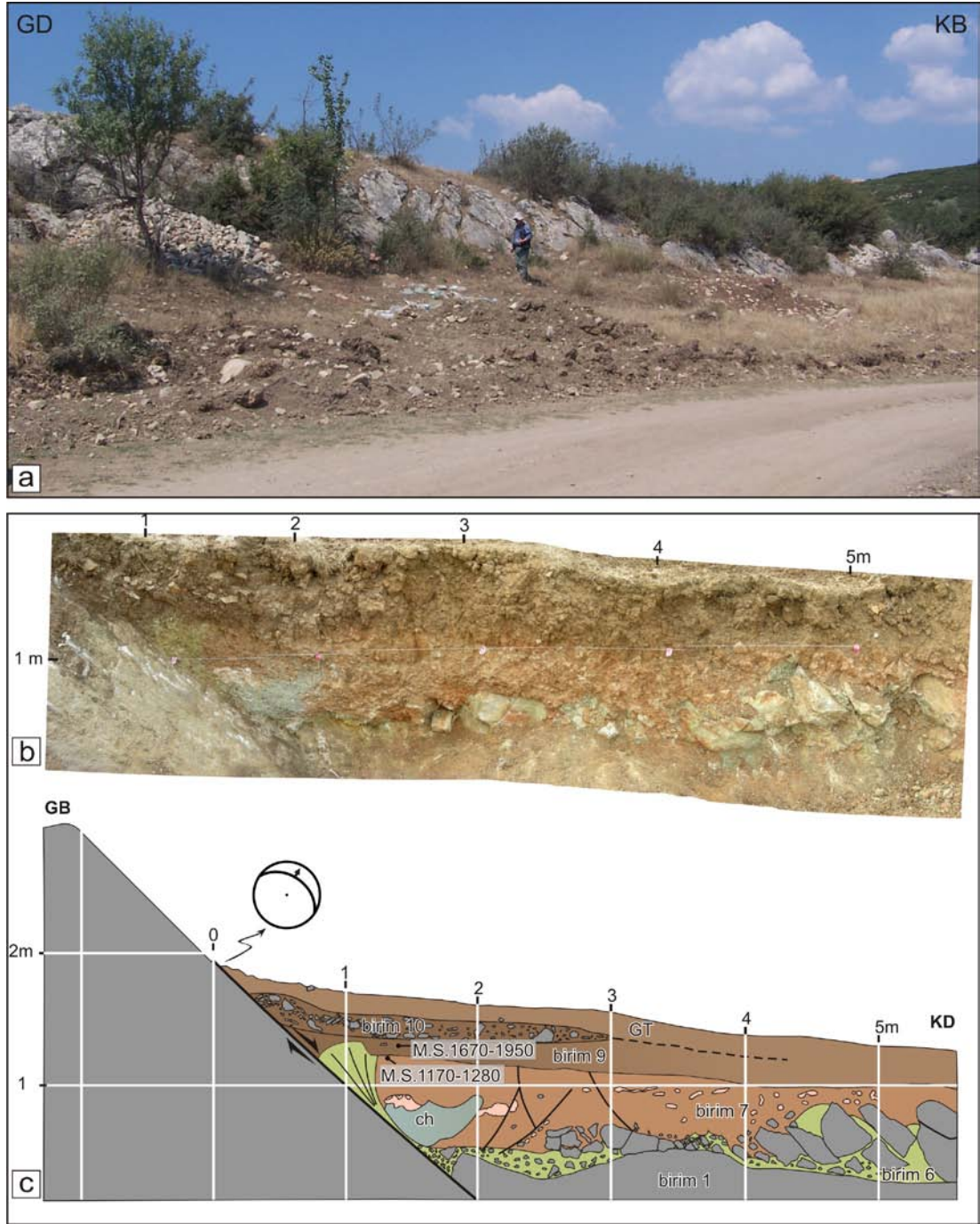
Birim 10, sarımsı-kahverengi çamurlu matriks içerisinde gömülü olarak yer alan yüksek derecede olgun olmayan kolüvyal çakıllar ve kaba kum içermektedir (Şekil 5.16a ve b). Alt kesimdeki kötü boylanma, iri çakıllar ve temel kireçtaşına ait bloklar, üste doğru ise incelen çakılların gözlenmesi, bu fasiyesin (başlıca serbest

yüzeyin ayrışması sonucu oluşan kama şekilli çökeller) Nelson (1992) tarafından açıklanan döküntü malzemesi (debris element) fasiyesine benzer.

Güncel toprak, grimsi-sarımsı ve açık sarımsı kahverengi, organik madde bakımından zengin, ince taneli materyaller ile içerisinde rastgele dizilimli yarıköşeli kireçtaşı çakılları içeren yaklaşık 30 cm kalınlığındadır. Faylanma sonrası oluşan bu toprak seviyesi, eğim yönünde faydan uzakta, faylanma öncesi paleotoprak (Birim 9) ile üst üste gelir (Şekil 5.16a ve b). Toprak seviyeleri, yeryüzünün stabilite dönemini temsil ederken, kolüvyal çökeller yüzey kırığı oluşturan faylanma sonrası yeryüzünün adaptasyon evresini temsil eder (Machette, 1978; McCalpin, 2009). Bu nedenle, kolüvyal kamaların altında ve üzerinde yeralan toprak seviyeleri fay üzerinde meydana gelen ve yüzey kırığı oluşturan olayların yaşlandırılması için kullanılmıştır. Hendekler içerisinde, radyokarbon yaşlandırma yöntemi için gerekli olan malzeme, birimler içerisindeki kömür kırıntıları ve organik malzeme bakımından zengin paleotopraklardan toplanan örneklerden temin edilmiştir. Bu örneklerden elde edilen yaşlar aktif faylanmanın geçmiş dönemlerdeki hareket zamanlarının aralıklarını ortaya çıkarmıştır. Yaş serileri, mutlak ^{14}C değerlerine göre sabitlenmiştir. Kömür kırıntıları ve toprak kütlelerinden oluşan örneklerin radyometrik ^{14}C analiz sonuçları Tablo 5.3'te özetlenmiştir. Kömür kırıntı örnekleri, asit/alkali/asit yıkamalarından oluşan standart ön arıtma işlemlerine tabi tutulmuşlardır. Tablo 5.3'ün sağ tarafında 1σ (% 68) ve 2σ (% 95) bğıl alanlarının güvenilirlik dağılımları gösterilmiştir. Hendek loglarında, tüm örnekler için ± 2 dengelenmiş yaşlar (Calendar age) belirtilmiştir.

Tablo 5.3 Hendek-1 ve 2'den toplanan örneklerin radyokarbon analizi yaşlandırma sonuçları. (Kısaltmalar: BP, günümüzden önce; MS: milattan sonra)

örnek no	hendek no	birim	Laboratuvar ID no	Malzeme tipi	Radyokarbon yaş (BP)	iki sigma aralığı (MS) (%95.4)
M0734	2	birim 8	AA-78583	kömür	156 ± 37	1670 - 1950
M0735	2	birim 6	AA-78577	kütle sediman	798 ± 37	1170 - 1280
M0729	1	birim 5	AA-78581	kütle sediman	1638 ± 57	260 - 550



Şekil 5.16 (a) Mugirtepe fay sarplığı arazi görünümü (PFZ'nin güney kolu), (b) Mugirtepe fay sarplığı önünde açılan Hendek-2'nin batı duvarına ait fotomozayik ve (c) log (litostratigrafik birimlerin açıklamaları için Tablo 5.2'ye bakınız). Beyaz plotlar fay yüzeyinin stereografik projeksiyonunu temsil etmektedir.

Olay öncesini temsil eden paleotopraktan (Birim 9) toplanan odun kömürü kırıntıları, 156 ^{14}C kal yıl (BP) ve MS 1670 yıl yaş vermiştir. Birim 6'nın en koyu olduğu bölgeden topladığımız kütle örneğin radyokarbon yaş analizi sonucu 798 yıl

(BP) olarak elde edilmiştir. Paleotopraktan (Birim 5) toplanan kütle örnek ise 1638 yıl (BP) radyokarbon yaşı vermiştir. Dengeleme yılı ise MS 260 olarak hesaplanmıştır.

5.3.3 Paleosismolojik Yorum

Hendek içerisinde yer alan ve fay ile kesilerek eğim yönünde ötelenen Üst Holosen çökelleri bu bölgedeki en genç faylanma ile kesilen birimlerdir ve MFZ'nun batı ucunda meydana gelen en son yüzey faylanmalarına kanıt teşkil ederler. Maalesef, sedimanter ortamlardaki farklılıklar, hendek-1'deki istifin üst kısmının tarımsal faaliyetler ile kesilmesi ve elde edilen yaşların kesin olmaması, hendek-1 ve hendek-2'de tanımlanan olayların birbirleri ile korelasyonlarının tam olarak yapılmasını engellemiştir. Buna ek olarak, fay zonunun bu bölgesinde meydana gelen son iki olaya ait izler hendek-1 içerisinde korunamamıştır.

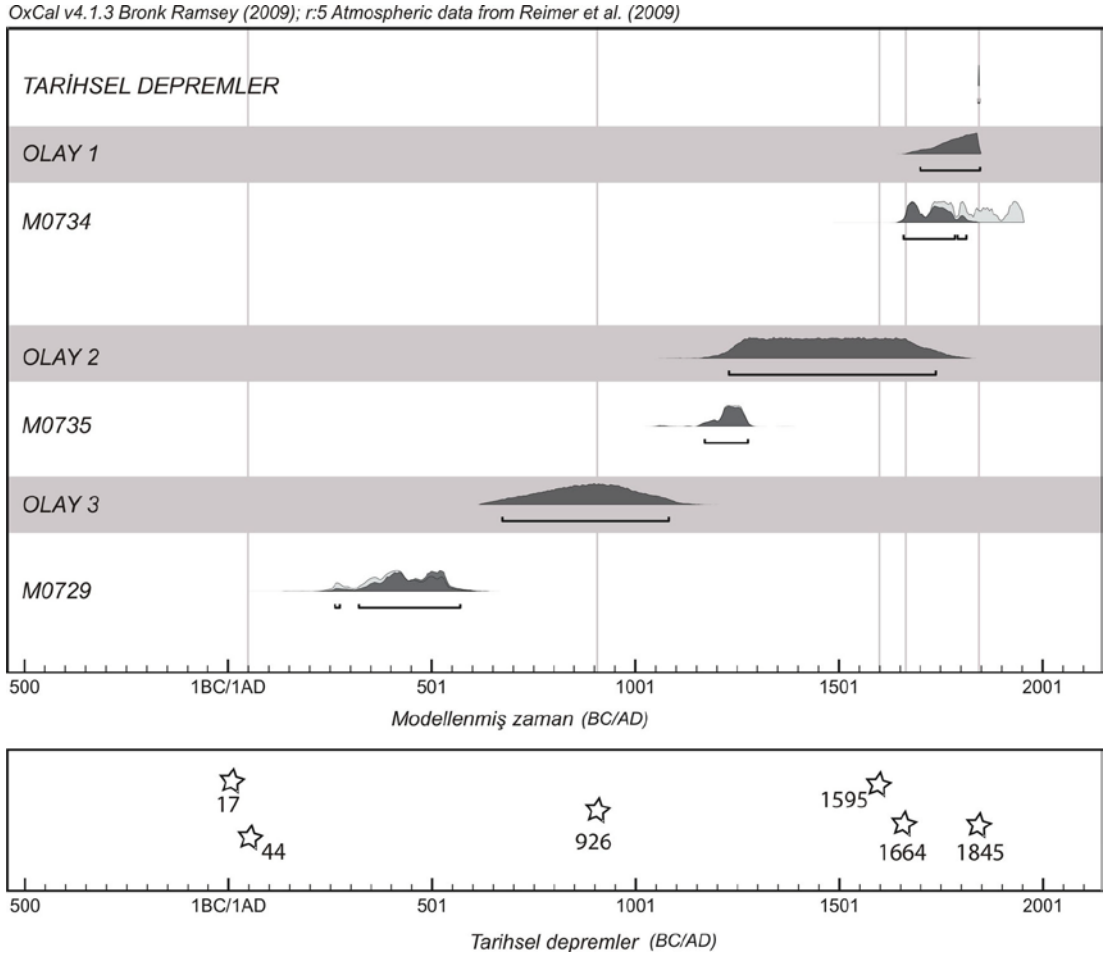
Hendek-1'de, olay sonrası gelişen aşınma süreçleri, fay sarplığının, fayın yükselen bloğunda yer alan bazı jeolojik birimlerin ve fay ilişkili bazı kolüvyal kamaların yok olmasına neden olmuştur. Bu durumda, net atım miktarını belirlemek amacıyla, fayın iki bloğundaki jeolojik birimlerin korelasyonu ve/veya kolüvyal kama büyüklüğünü kullanmak mümkün olmamıştır. Buna karşın, fayın düşen bloğunda yer alan birim 4'ün üst dokanağı ve yükselen blokta kalan devamı kullanılarak fay üzerindeki toplam atımın en az 3 metre olması gerektiği hesaplanmıştır. Fay üzerindeki düşey atım miktarı göz önüne alındığında, hendek içerisinde iki veya daha fazla olaya ait izlerin bulunması gerektiği beklenmektedir. Hendek-1 içerisindeki 3. olaya ait izler, birim 5'in altında kalan tüm istifi deforme eden, 50 cm genişliğindeki makaslama zonu içerisinde gözlenen normal fay serisi tarafından ortaya çıkarılmıştır. Buna karşın, tek bir çatlak dolgusunun varlığı ve sadece bir adet faylanmış paleotoprağın (Birim 5) olması, bu hendekte sadece bir tane eski olayın varlığına işaret eder. Böylece, hendek duvarında gözlenen kayıtlara göre bu olay, M.S. 260-550 zaman aralığından sonra meydana gelen bir deprem ile eş zamanlı deformasyon ile açıklanır. Bu olay, MFZ'nda tanımlanan en eski depreme ait jeolojik kayıtları temsil etmektedir.

Hendek-2’de Mugirtepe fayının tavan bloğunda, olay sonrası gelişen fay sarplığından türeyen iki adet kama şekilli kolüvyal çökel tanımlanmıştır. Fay şevinin ayrışması ve erozyonu ile gelişen benzer özellikteki kolüvyal çökeller tipik olarak eğim atımlı normal fayların düşen bloğunda gözlenen stratigrafik yapılardır (McCalpin, 1996). Kolüvyal kama çökelleri şeklindeki sintektonik sedimantasyonların varlığı ile ilgili bazı çalışmalar bulunmaktadır (örn. Machette, 1978; McCalpin, 1996, 2009; Nelson, 1992). Yüzey kırılması sonrasında, Mugirtepe fayının düşen bloğunda gelişen tek çökel tipi kama şekilli kolüvyal çökeller değildir. Normal faylanma ile meydana gelen fay sarplıklarının önünde flüviyal çökeller de gözlenmektedir (Nelson, 1992). Faya yakın bölgedeki kolüvyal kama, çökelleme ortamında ya da taban blok çökelleri ile fayın kontak yaptığı alanda yerelabilir (McCalpin, 2009). Üstteki kolüvyal kama, fay yüzeyi ile çökelleme tabanlı bir dokanak oluşturur. Bu kolüvyal döküntülerin bir olay ile fay sarplığından türediğini göstermektedir. Hâlbuki daha eski fay sarplığından türeyen kolüvyum fay ile yükselen blok kontağında yer almaktadır. Bu en az iki farklı yerdeğiştirmenin varlığına ve en az iki olaya işaret eder. İlk olay eski kolüvyumun oluşmasını sağlamıştır ve ikinci olay bu kolüvyumu kesmiştir.

Güncel toprak seviyesine ek olarak, bölgede çökellenin olmadığı dönemi temsil eden iki paleotoprak seviyesi temel kayada ve Holosen flüviyal çökeller üzerinde gelişmiştir. Stratigrafik anlamda altta yer alan paleotoprak seviyesi nispeten ince ve zayıf olarak rekristalize kireçtaşından oluşan temel kaya (Birim 1) üzerinde gelişmiştir. İkinci paleotoprak seviyesi (Birim 9), nispeten daha kalındır ve kaba taneli kumtaşlarından oluşan kanal dolgusu içeren ince taneli taşkın ovası çökellerinin üzerinde oluşmuştur. 2. olaya ait izler, istifli birim 7’nin üst seviyelerine kadar kesen antitetik ve sintetik normal fay serisinin varlığı ile açıklanır. Böylece 2. olay ile istifli birim 9’un tabanına kadar kesilmiştir. Bu seviye olayın gerçekleştiği zamanki yüzey seviyesi olarak da düşünülebilir. Birim 7 ve birim 9’dan toplanan örnekler sırasıyla 2. olayın alt ve üst yaş sınırını temsil ederler. Toplanan bu örnekler göre bu zaman aralığı 798 ile 156 yıl (BP) olarak belirlenmiştir. Fayın (PFZ’nin güney kolu) düşen bloğunda yer alan paleotoprak (Birim 9), fay üzerinde meydana gelen en son yüzey kırığı oluşturan deprem sonrasında gelişen fay

sarplığından türeyen kolüvyal kama ile örtülmüştür. Kolüvyal kamanın altında yeralan bu seviyeden (Birim 9) toplanan organik örneğin kalibre edilmiş-dengeleme yaşı, bu paleotoprağın gömülme yaşınının 156 yıl (BP) olduğunu göstermektedir. Bu yaş verisi, enson yüzey kırığı oluşturan depremin neden olduğu fay sarplığından türeyen malzeme ile oluşan üsteki kolüvyal kamadan önce olduğuna göre, deprem bu zamandan sonra meydana gelmiştir. Sarplık ayrışım modeline göre, fay sarplığından türeyen kolüvyumun maksimum kalınlığı, yıkanan serbest yüzey yüksekliğinin yarısına eşittir (McCalpin, 2009). Bu durumda, başlangıçtaki fay sarplığı yüksekliği üzerine yapılacak ilk yaklaşım, hendek içerisindeki kolüvyal malzemenin kalınlığının iki katı kadar olacaktır. Buna ek olarak, sarplığın güncel yüksekliğini (2.5 m) göz önüne aldığımızda, hendek içerisinde 2 ya da daha fazla olaya ait izlerin olması gerekmektedir.

Sonuç olarak, her iki hendek içerisindeki stratigrafik ve yapısal ilişkiler en az üç ayrı faylanma olayının varlığını ortaya koymaktadır. Halbuki, Manisa bölgesi için hazırladığımız tarihsel deprem kataloğuna göre, Manisa ve çevresinde yıkıcı olan altı sismik olay bulunmaktadır (Tablo 5.1). İlk ve son olayın episantır noktası Manisa şehir merkezi yakını olarak verilmektedir. Fakat 1595 AD depremi MFZ'nin doğusunda Turgutlu bölgesindedir. Elde edilen paleosismolojik verilere göre, tarihsel dönem kataloglarında yeralan ilk iki depreme ait izler hendek loglarında gözlenememiştir. Ancak, hendekler içerisinde toplanan örneklerin yaş analizi sonuçları ile yaş aralıkları belirlenen olayların, tarihsel deprem kataloğunda yer alan depremler ile karşılaştırılması ile, hendek-1 içerisinde tanımlanan 3. olay 926 AD; hendek-2 içerisinde tanımlanan 2. olay 1595 veya 1664 AD; ve 1. olay 1845 AD depremleri ile eşleştirilebilmiştir (Şekil 5.17).



Şekil 5.17 Hendek duvarlarından toplanan kalibre edilmiş radyokarbon yaş analizi sonuçları dağılımı.

5.4 Tarihsel Dönem Yapı Üzerindeki Paleosismik İzler

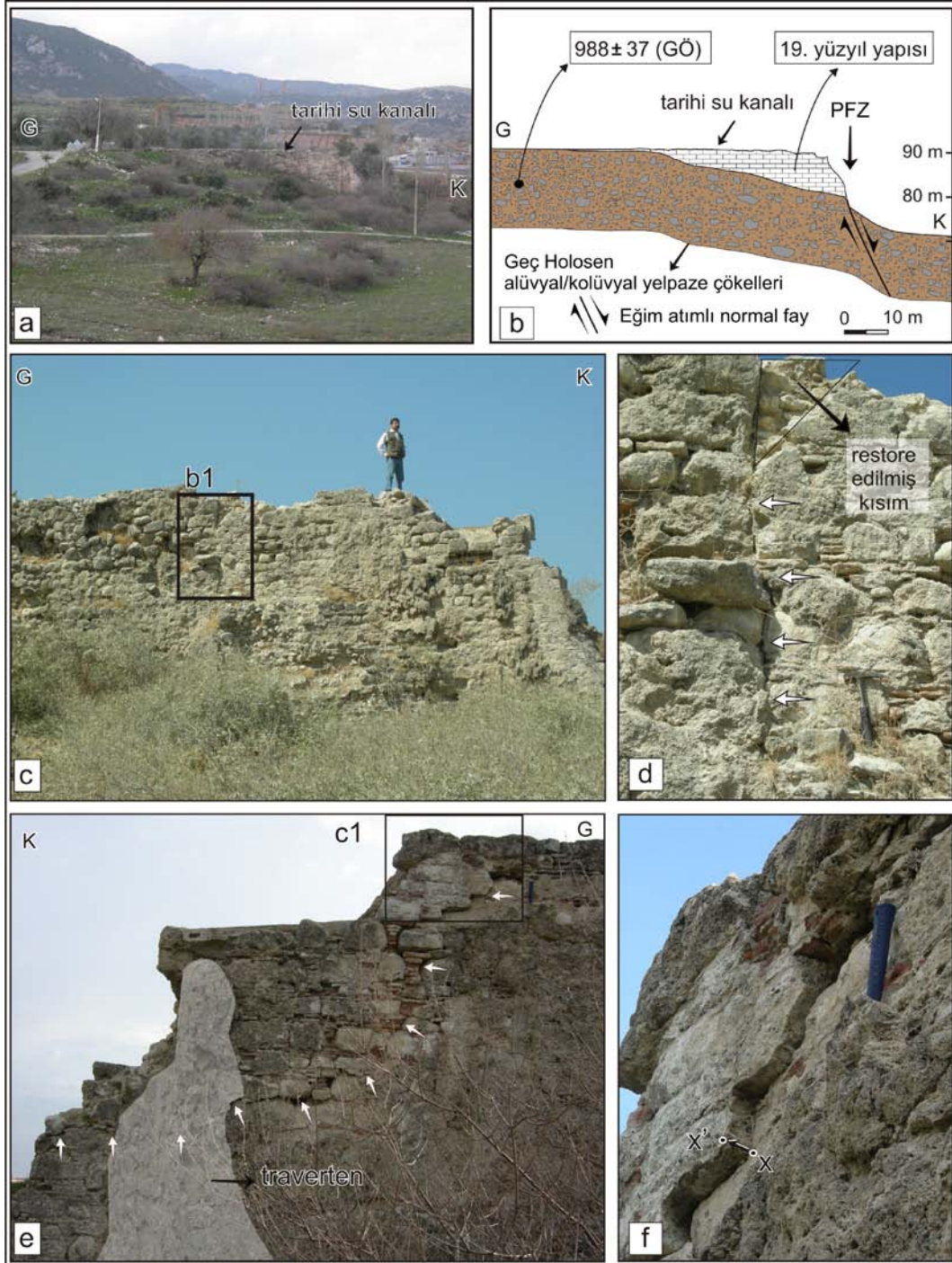
Doktora çalışması kapsamında yapılan haritalama çalışmalarında, Emlakdere Köyünden havza tarafındaki değirmene su taşımak ve değirmendeki enerjiyi artırması için su seviyesini yükseltmek amacı ile kullanılan tarihsel dönem bir su kemeri üzerinde deprem ilişkili deformasyonlar gözlenmiştir (Şekil 5.18). Bu tarihsel dönem yapının 19. Yüzyılın başlarından itibaren Osmanlılar tarafından kullanılan tipik bir yapı olduğu bilinmektedir (Şükrü Tül, sözlü görüşme, 2009). Bu yapının üzerine kurulduğu, döküntü akması fasiyesinde gelişen çökeller içerisinde alınan kömür örneği radyokarbon yaş analizi sonucu, günümüzden önce 988 ± 37 yıl yaş vermiştir (Şekil 5.18b, Tablo 2.1). Yaş verisi, alüvyal/kolüvyal çökellerden oluşan bu birimin geç Holosen yaşlı olduğunu göstermektedir. PFZ'nun kuzey kolunun taban bloğunda yer alan tarihsel dönem su kemerinin günümüze kadar gelebilen kalıntıları

üzerinde yapılan yapısal analizlere göre, deformasyonun Manastır Fayı'na paralel doğrultuda olan düşey ve düşeye yakın eşlenik kırık sistemleri; blok rotasyonu ve blok düşmeleri şeklinde olduğu görülmektedir.

Şekil 5.18c'da kemerin doğu tarafında, kemerin üst seviyelerinden itibaren tabana kadar devam ettiği gözlenebilen düşey kırıklar görülmektedir (beyaz oklar ile gösterilmiştir). Kemerin üst seviyelerinde, yakın görüntüsü Şekil 5.18d'de verilen üçgen alanda iyileştirme çalışmaları yapılmış olsa da, hala kemerin kırılmasına neden olan deformasyonu yansıtmaktadır. Bununla beraber, kemerin kuzey tarafında gözlenen bir diğer kırık sistemi Şekil 5.18e'de verilmiştir. Bu kırık kemerin kullanıldığı dönemde duvar üzerinde gelişen traverten çökellerini de kesmiştir (Şekil 5.18e).

Buna ek olarak kırık zonunun üst kısımlarında, Şekil 5.18f'deki yakın görüntüde x ve x' ile gösterilen noktaları birbirinden ayıran 5 cm sol yanal atım gözlenmiştir. Yapılan gözlemlere göre kemerin kuzey bloğunda meydana gelen ve sola doğru olan bu burkulma, bu bloğun saat yönünde rotasyonu ile açıklanmaktadır. Bu burkulma ile ilişkili olarak yanal yönde blok düşmeleri meydana gelmiştir. Kemerin kuzey tarafındaki bitim noktasında PFZ'nun kuzey koluna ait yaklaşık 4 metre yüksekliğinde fay sarplığı yer almaktadır (Şekil 5.18a, b). Tavan blok üzerinde su kemerine ya da değirmene ait bir iz gözlenememiştir.

Eğer bu tarihi su kanalı 19. yüzyılın başlarından sonra kullanıldı ise, su değirmeninin yıkılması ve bu su kanalı üzerinde gözlenen ve yukarıda bahsedilen deprem ilişkili deformasyonlar bölgedeki en son yıkıcı deprem olan 1845 Manisa depremi ile ilişkili olabilir.



Şekil 5.18 Tarihi su kemerini üzerinde gözlenen deprem ilişkili deformasyonlara örnekler. (a) PFZ ile kesilen alüvyal/kolüvyal yelpaze çökellerini ve bu çökellerin üzerinde 19. yüzyıl başlarında kurulan tarihi su kemerini gösteren arazi fotoğrafı ve (b) ayrıntılı jeolojik kesiti. Kesitte de görüldüğü gibi, tarihi su kemerinin devamı tavan blok üzerinde gözlenmemektedir. (c) PFZ üzerinde yer alan su kanalı kalıntısı üzerindeki düşeye yakın kırıkları gösteren fotoğraflar. (d) yakın görüntü (kırık zonu kırmızı oklar ile gösterilmiştir). (e) su arkının kuzey bitiminin batı yüzündeki travertenleri de kesen deformasyonlar. (f) x ve x' noktalarını birbirinden ayıran rotasyonal harekete ait izleri yansıtmaktadır. Lokasyon (E6) için Şekil 5.5'e bakınız.

BÖLÜM ALTI

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Doktora tez çalışmasının son bölümünde, Manisa Havzası'nın Batı Anadolu grabenleri içerisindeki yeri özetlenmiş, ve havzada yapılan arazi ağırlıklı çalışmalarda elde edilen stratigrafik, jeomorfolojik, yapısal ve paleosismolojik sonuçlar ile önceki çalışmalar karşılaştırılarak sunulmuştur.

Batı Anadolu genişleme bölgesindeki Kuvaterner havzalar genellikle D-B ya da KD-GB uzanımlıdır (Bozkurt, 2001; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Sözbilir ve diğer., 2009, 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). D-B uzanımlı havzalar (Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri gibi) eğim atımlı normal faylarla denetlendikleri halde, KD-GB doğrultulu havzalar (Urla, Cumaovası, Kocaçay, Gördes, Demirci, Selendi, Uşak-Güre havzaları gibi) verev atımlı normal fay veya doğrultu atımlı faylarla sınırlıdır. Dolayısı ile, Batı Anadolu hem D-B, uzanımlı hem de KD-GB uzanımlı Kuvaterner faylarının denetiminde şekillenmektedir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2007; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 2007; Hakyemez ve diğer., 1999; Koçyiğit ve diğer., 1999; Seyitoğlu ve diğer., 2000; Sözbilir, 2001; 2002; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008). Yapılan son çalışmalar, Gediz ve Küçük Menderes grabenleri batısında kalan KD-GB uzanımlı havzaların geç Kretase zamanından beri aralıklarla aktif olan ve İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) olarak isimlendirilen doğrultu atım baskın zayıflık zonu içinde yer aldığını ortaya koymuştur (Okay ve Siyako, 1993; Okay ve diğer., 1996; Ring ve diğer., 1999; Sözbilir ve diğer., 2011; Uzel ve Sözbilir, 2008; Uzel ve diğer., 2012). İBTZ, doğusundaki Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ile batısındaki Kuzey Ege Bölgesi arasındaki sınırı oluşturur. Çalışma alanını oluşturan Manisa Havzası bu zon içerisinde yer almaktadır.

İBTZ içerisinde yer alan Manisa Havzası, yapısal ve morfolojik olarak hem KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı ve hem de D-B uzanımlı eğim atımlı normal faylar ile denetlenen yükseltilerle sınırlı L şekilli asimetrik bir havza niteliğindedir.

Manisa Havzası'nda geç Kretase–Palosen yaşlı Bornova Fliş Zonu kayaları havzanın temelini oluşturur. Geç Senozoik boyunca, havzada birbirlerinden bölgesel uyumsuzluk ile ayrılan iki tip dolgu birimi çökelmiştir; eski havza dolgusu ve modern havza dolgusu. Havzada tanımlanan bu dolgu birimleri aynı zamanda bölgede etkin olan iki farklı tektonik fazın ürünleridir. Bu çalışmada 1/25 000 ölçeğinde haritalanan, kısa süreli aşınma yüzeyleri ile sınırlanan ve önceki çalışmalarda Kuvaterner alüvyon olarak tanımlanan (Örn. MTA, 2008) genç havza çökelleri "alloformasyon" olarak adlandırılmıştır.

Eski havza dolgusu birimleri başlıca erken-orta Miyosen yaşlı Kızıldere Grubu, Yuntdağı volkanik birimi ve geç Miyosen yaşlı Karadağ Grubu ile temsil edilirler. Miyosen yaşlı eski havza dolgusu kaya birimleri üzerinde açılmal uyumsuzlukla yeralan Kuvaterner yaşlı modern havza dolgusu, genel olarak alüvyal, kolüvyal ve flüviyal özellikler sunan karasal birimler (Turgutlu Formasyonu ile Bahadır, Emlakdere ve Manisa alloformasyonları) ile temsil edilir. Erken–orta Pleyistosen yaşlı Turgutlu Formasyonu (Mayda, 2002) genel olarak tabanda büyük ölçekli çapraz katmanlanmaların gözlemlendiği kaba taneli çökeller ve daha üst kısımlarda ise, ince çakıl ve kaba kum seviyeleri içeren çapraz katmanlı kumtaşları, çakıltaşları, killi çamurtaşı ve silt arakatmanları ile tipiktir. Birim içerisinde gözlenen litolojik özellikler ve sedimanter yapılar, Schumm (1981) ve Miall (1996) tarafından yapılan alüvyal nehir sınıflamasına göre, formasyonun menderesli akarsu sisteminde çökeldiğine işaret etmektedir. Kuvaterner yaşlı Bahadır Alloformasyonu akarsu çökellerinden oluşur. Birim, baskın olarak Yuntdağı volkanik kayalarından türeyen orta–iyi yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmış çakıl ve blok türü malzemeden oluşur. Emlakdere Alloformasyonu, Manisa Fay Zonu denetiminde depolanan fayönü çökellerinden oluşmaktadır. Birimin yaşı geç Pleyistosen-erken Holosen olarak belirlenmiştir. Birim genel anlamda kötü boylanmalı, kaba dizilimli ince çakıl, kaba çakıl ve arada paleotoprak seviyeleri ardalanmasından oluşan bir istifeye sahiptir. Tipik olarak fay önü çökelleri özellikleri gösterir. Yaklaşık 200 metre kalınlığa sahip olan birim içerisinde dört ana fasiyes ayırtlanmıştır: kaya düşmeleri, döküntü düşmeleri, döküntü akmaları ve paleotoprak. Manisa Alloformasyonu, Manisa Havzası'nın en son ürünlerini temsil eder ve yukarıda bahsedilen havza dolgusu birimlerini üzerler.

Birim genel olarak kaba taneli alüvyal yelpaze, kolüvyum ve ince taneli flüviyal çökellerden oluşur.

Spildağı yükseltisi boyunca yapılan tektonik jeomorfoloji çalışmaları sırasında, yeryüzünün şekillenmesinde önemli rol oynayan tektonizmanın morfoloji üzerinde bıraktığı izler incelenmiştir. Manisa Fay Zonu'nun doğrultusuna paralel uzanan aksenel Gediz Nehri, Manisa Havzası'nda menderesli-örgülü geçiş modelinde akmaktadır ve GGB yönünde yanal olarak göç etmektedir. Sözkonusu kanal göçünün gerçekleşebilmesi için, Manisa havza tabanının güneye doğru eğimlenmesi gerekmektedir. Böyle bir göçe neden olacak havza eğimlenmesinin en önemli sebebi, Manisa Fay Zonu'nun eğim atımlı normal karakteri ve listrik geometriye sahip olmasıdır. GB yönündeki bu eğimlenme, Manisa Fay Zonu'nun taban bloğunun G-GD yönüne doğru eğimlendiğine işaret eden ve Spildağı üzerinde yeralan D-B uzanımlı denaj havzalarının asimetri faktörü (AF) analizleri de ile belirgindir. Spildağı yükseltisi dağ önü boyunca hesaplanan dağ önü sinüslüğü (S_{mf}) indisi, vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f) ve hipsometrik eğriler (yükseklik-alan ilişkisi), analiz edilen normal fay segmentlerinin çizgisel ve yüksek derecede aktif olduğuna işaret etmektedir. Manisa Fay Zonu'nun üçgen yüzeyler gibi morfolojik özellikleri, zonun eğim atımlı normal karakterine işaret etmektedir. Dağönü boyunca gözlenen, maksimum 1060 m yüksekliğe ve 40.21° yamaç eğimine sahip geniş ve iyi korunmuş üçgen yüzeyler Manisa Fay Zonu'nun yüksek tektonik aktiviteye sahip olduğunu göstermektedir. Manisa Fay Zonu taban bloğunda yeralan drenaj havzalarının evrimi ve geç Miyosen yaşlı gölsel karbonatların Manisa Fay Zonu'nun merkez bölümündeki güncel pozisyonuna (yaklaşık 1500 metre düşey atım) göre, Spildağının yükselimi erken Pliyosen zamanından beri enaz iki tektonik faz ile açıklanabilmektedir. Bu tektonik fazlar şu şekildedir: (i) Spildağı Pliyosen zamanı boyunca normal bileşene sahip doğrultu atımlı fayların etkisi altında yükselmiştir ve (ii) Spildağının ikinci yükselim evresi, Kuvaterner zamanı boyunca genişlemeli tektonik rejim etkisi altında devam etmiştir.

Yapılan ayrıntılı arazi çalışmalarına göre, Manisa Havzası'nda haritalanan ve tanımlanan yapısal unsurlar, ters faylar, kıvrımlar, doğrultu atımlı faylar ve eğim/verev atımlı normal faylar ile tipiktir.

Manisa Havzası'nın güney kenarı, günümüzde belirgin Kuvaterner fay sarplıkları ile tipik olan yaklaşık 35 km uzunluğundaki eğim atımlı normal fay karakterindeki Manisa Fay Zonu ile denetlenmektedir. Manisa Fay Zonu, Gediz Grabeni'nin batısında yer alan Manisa'nın Turgutlu ilçesi ile Manisa kent merkezi batısındaki Akgedik köyü arasında kuzeye doğru kavis yapan bir yay geometrisine sahip eğim atımlı normal karakterdedir. Ortalama 1600 m yükseklikteki taban bloğundan (Spildağı), ortalama 20 m yükseklikteki tavan bloğuna (Manisa Havzası) kadar, havzaya doğru yüksekliği azalan fay basamaklarından yapıları bir morfoloji sunar.

Fay segmentasyonu ve geometrisine göre Manisa Fay Zonu üç ana bölümden oluşmaktadır. Her bölüm KD-GB uzanımlı transfer faylarıyla birbirinden ayrılır. Manisa Fay Zonu'nun batı bölümü, uzunlukları 3–7 km arasında değişen, KB-GD doğrultulu, kademeli (en échelon) dizilimli ve birbirleriyle aktarım rampalarıyla bağlanan faylarla simgelenir. Batı bölümün toplam uzunluğu 10 km'dir. Manisa Fay Zonu'nun orta (merkez) bölümünde, yaklaşık D-B uzanımlı ve Spildağı Yükseltisi'nden Manisa Havzası'na doğru basamaklar oluşturacak şekilde gelişmiş eğim atımlı normal faylar yer almaktadır. Orta bölümün toplam uzunluğu 10 km'dir. Zonun doğu bölümü KB-GD uzantılıdır ve birbirleriyle aktarım rampalarıyla bağlanan 15 km uzunluğundaki fay zonuyla tipiktir.

Batı Anadolu'da normal fayların doğrultusu boyunca gözlenen geometrik değişimler yaygın bir şekilde normal fay özelliği sunarlar (Hancock ve Barka, 1987). Son zamanlarda yapılan bir çalışmaya göre, Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünün geometrik evrimi, önceki sol yönlü doğrultu atımlı fayların reaktivasyonu ile denetlenmektedir (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Crider ve Peacock (2004), üç tip fay başlangıç stili tanımlamıştır: ilk başlangıç stili önceki yapılardan itibaren, ikinci başlangıç stili ön yapılarla beraber, ya da üçüncü başlangıç stili süregelen makaslama zonları ile gerçekleşir. Önceki yapılar açık olarak oluşum zamanlardaki gerilim

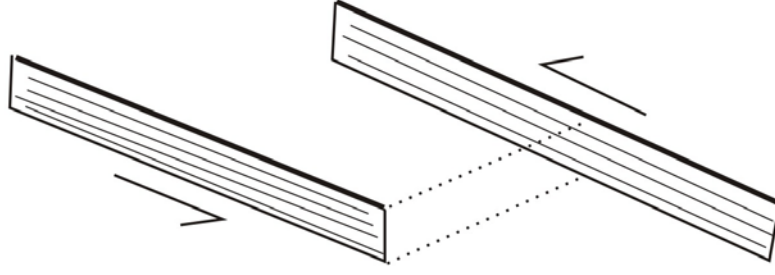
eksenlerine göre gelişirler. Bozkurt ve Sözbilir (2006) tarafından sunulan veriler, Manisa Fay Zonu doğu segmentinin iki aşamalı evrimini açıklamaktadır. Zon üzerindeki birbirinden bağımsız sol yönlü doğrultu atımlı faylar daha sonraki deformasyon fazı etkisi ile reaktive olmuş ve bu sürede birleşerek tek gidişli fay izi oluşturmuştur. Benzer şekildeki ayrık fay parçaları ve bu parçaların birbirlerine bağlanmalarını açıklayan evrim fayın batı bölümünde de gözlenmektedir. Önceki doğrultu atımlı faylanmalar ile ilişkili KB–GD uzanımlı fay parçaları aktarım rampaları ile birbirine bağlanmıştır. Bunlar, Manisa Fay Zonu'nun batı bölümündeki segmentasyonu ve bu çakışan segmentler arasındaki aktarım rampalarının oluşumunu denetlerler (Şekil 6.1). Aktarım rampaları birbirleri ile örtüşen fay parçalarının tavan ve taban bloklarını birleştiren zon olarak tanımlanır ve fay parçalarının birbirlerine bağlanmasında ve gelişiminde önemli bir rol oynarlar. Bu çalışmalar kapsamında, arazi verilerine dayanarak aktarım rampalarındaki fay bağlantı geometrisi tanımlanmıştır. Benzer özellikler Çiftçi ve Bozkurt (2007) Gediz Grabeninin güney kenarı boyunca da tanımlanmıştır.

Manisa Fay Zonu, kademeli (en-échelon) olarak dizilim gösteren farklı uzunluklara sahip fay parçaları ile temsil edilmektedir. Herbir parça dizilimi onlarca metreden birkaç kilometre uzunluklara kadar değişim gösterir. Faylar ilk evrelerde birbirlerine bağlı olmayan ve birbirlerinden küçük rampalar (zayıf bağlantı) ile ayrılan fay parçaları olarak gelişmişlerdir. Fayların büyümesi ile fay parçaları doğrultu boyunca birbirlerine bağlanmaya başlamış ve devamlılığı olan zig-zag şekilli fay sarplıkları oluşturmuştur (güçlü bağlantı). Jeolojik yapıların haritalanması çalışmaları sırasında, Manisa Fay Zonu batısında en az üç ana fay parçası ayırt edilmiştir. Bu faylar (1) sola sıçramalıdır (2) kademelidirler (en échelon), ve (3) birbirlerine bağlanarak tek gidişli bir yapı oluştururlar. Bu faylar arasındaki K–G uzanımlı ikincil fay bağlantısı iki bağımsız fayı birleştirmiştir. Öndeki fay (Taşlıburun Fayı) ile arka yandaki fay (Manastır Fayı) aktarım rampası ile birleşmiştir. Arkadaki fayın aktif olmayan bitim kısmı taban blokta kalmıştır. Böylelikle zig-zag şekilli tek gidişli fay izi modeli oluşmuştur. Bu faylar sola sıçramalı ve sağ yanal verev bileşenli hareket sunarlar. Bu tür yapılar, verev açılma kademeli (en échelon) dizilimli verev bileşenli ve zig-zag şekilli faylar ile tipiktir

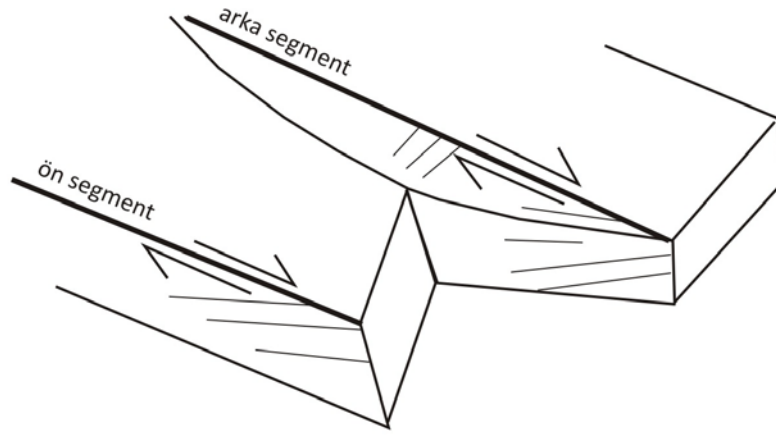
(Crider, 2001). Analog deneyler göstermiştir ki: (1) kademeli (en échelon) dizilimli verev normal faylar verev açılma etkisi altında oluşurlar (Bonini ve diğer., 1997), ve (2) açılmanın artmasıyla, kademeli (en échelon) fay parçaları zig-zag şekilli tek gidişli faya dönüşürler (Higgins ve Harris, 1997). Bu tip fay modelleri verev karakterdeki önceki yapıların açılma reaktivasyonunun gözlemlendiği bölgelerde oluşur. Kural olarak, kademeli (en échelon) yapılar fay parçalarının bittiği bölgelerde gelişirler. Sola sıçramalı kademeli (en échelon) faylar sağ yönlü verev hareket ile ilişkili yersel gerilim sapmalarının bir göstergesidir (Cridel, 2001). Bununla beraber, fay parçalarının birleşme modeli, aktarım zonlarının karşısında düşük rampa gedikleri oluşumu, sola sıçramalı kademeli (en échelon) kırık zonlarının sağ yönlü verev hareketi ile ilişkilidir. Ön ve arka fay parçaları arasındaki bölge yaklaşık 2 km uzunluğundadır (Şekil 6.1). Normal faylarda tipik olarak, temel yükseltisi birleşme zonlarında şekillenir.

Manisa Fay Zonu'nun özellikleri, geniş fayların tavan bloklarındaki yeni ikincil fayların nasıl geliştiğinin anlaşılması açısından anahtar teşkil eder. Normal fayların kendi tavan bloklarına doğru olan taşınmaları Gediz Grabeni'nin güney kenarında arazi verileri ile tanımlanmıştır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009; Dart ve diğer., 1995; Paton, 1992). Burada, ana fay ile tavan blokta gelişen ikincil fayların göreceli yaşları karşılaştırılabilir veriler içermektedir. Manisa Fay Zonu'nun batı bölümünde fay aktivitesinin tavan bloğa doğru olan taşınmasının en iyi kanıtı, havza tarafındaki fayın taban bloğunda Emlakdere Alloformasyonu'nun ana faya doğru eğimlenmiş katmanlarının olmasıdır. Manastır Fayı'nın tavan bloğu KB-GD uzanımlı normal fay serisi içerir. Bu faylar, yükselttiği ve taban bloklarında eğim kazandırdıkları geç Pleyistosen-erken Holosen yaşlı Emlakdere Alloformasyonu'ndan gençtir. Kuzeydoğuya eğimli ana faylar ve güneybatıya eğimli riftleşme ile eşyaşlı çökellerin olduğu bu örnekte, havza tarafında gelişen ikincil faylar ana fay olan Manastır Fayı'ndan daha gençdir. Bu görüşün yer altı verileri ile denetlenmesi gerekmektedir.

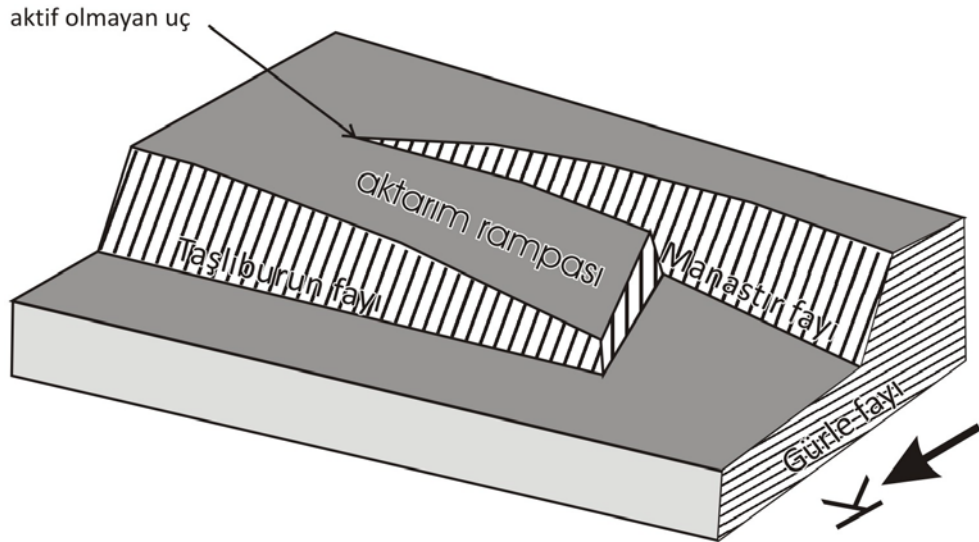
a) kademeli dizimli sol yönlü doğrultu atımlı fay segmentlerinin oluşumu



b) fayın batı kesimlerinde sağ oblik gelişen eğim atımlı fay reaktivasyonu



c) aktarım rampalarının bugünkü morfolojisini gösteren blok diyagram. Saf normal faylanma özellikli fay reaktivasyonu



Şekil 6.1 Kademeli (en échelon) dizimli Manastır ve Taşlıburun Fayların birleşim modelini yansıtan blok diyagram ve harita görünümü: (a) sola sıçramalı sol yönlü doğrultu atımlı fayların oluşumu; (b) fayın batı ucundaki sağ verev bileşenli normal hareket ile oluşan

reaktivasyon; (c) saf normal faylanma ile gelişen reaktivasyon ve sola sıçramalı kademeli faylar arasında aktarım rampasının gelişimi. Burada aktif olmayan fayın ucu taban bloktakta kalmaktadır. Ana fay, öndeki fay (Taşlıburun Fayı) ile arkadaki komşu fayın (Manastır Fayı) birleşmesi ile tek gidişli özellik kazanır.

Manastır Fayı'na doğru 45°'ye kadar eğimlenen Emlakdere Alloformasyonuna ait katmanlar, fayın listrik geometrili olduğunu göstermektedir. Emlakdere Alloformasyonu üzerinde yapılan stratigrafik çalışmalar, bu formasyona ait birimlerin kalınlıklarının yanal yönlerde belirgin olarak değiştiğini göstermiştir. Örneğin formasyonun kalınlığı havzanın güneybatı ucundan doğuya doğru artmaktadır. Formasyon içerisindeki katman kalınlıklarının farklılık göstermesi, Manastır Fayı'nın çökelimle eş yaşlı bir fay olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, bu olay, dünyada yaygın olarak gözlenen açılmalı havzalarda olduğu gibi formasyonun çökmesini denetler (Schlische, 1991). Fay önü çökellerinden oluşan Emlakdere Alloformasyonu'nun deformasyon modeli, Manisa Fay Zonu'nun batı segmentlerinden birisi olan Manastır Fayı'nın iki önemli özelliğine işaret etmektedir: (1) Manastır Fayı listrik geometridedir ve (2) Emlakdere Alloformasyonu'nun çökeli mi boyunca aktiftir. Benzer fay geometrisi, Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde haritalanan erken-orta Pleyistosen yaşlı Turgutlu Formasyonu'na ait çökeller içerisinde de gözlenmiştir. Turgutlu Formasyonu'nun deformasyon modeli, genel olarak listrik geometrili eğim atımlı normal faylanmalar ile tipiktir. Birim içerisinde çok sayıda sentetik ve antitetik eğim atımlı normal faylanmalar gözlenmiştir.

Manisa Havzası'nın batı kenarı, güneybatıdaki Akgedik ile kuzeydoğudaki Çaltepe köyleri arasında uzanan KD-GB uzanımlı (ortalama K20°D) ve yaklaşık 30 km uzunluğundaki sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonu ile sınırlanmaktadır. Bölgede yapılan arazi çalışmaları, Kaleköy Fay Zonu boyunca doğrultu atımlı sıçramalar, çek-ayır havzaları, sıkışmalı ve genişlemeli bükülmeler, fay düzlemi kinematik göstergeleri ve zon boyunca sistematik dere ötelenmeleri gibi deformasyonlar içeren büyük ölçekli doğrultu atımlı deformasyonun varlığını ortaya çıkarmıştır. Havzanın kuzey kenarı ise, Kepenekli Fay Zonu ve Nuriye Fayı gibi yaklaşık BKB-DGD uzanımlı ve güneybatıya eğimli birbirine paralel/yarıparalel çok sayıda eğim atımlı

normal fay tarafından denetlenmektedir. Yaklaşık 20 km uzunluğundaki bu fay sistemi, benzer doğrultuda ve karakterde olan ve Akhisar Havzası'na bakan Dilek fay zonu ile beraber arada yeralan Appak Horstu'nun günümüze kadar 300 metre kadar yükselmesinden sorumludurlar. Appak Horstu Akhisar Havzası ile Manisa Havzası arasında BKB-DGD uzanımlı bir set oluşturur ve Manisa Havzası'nı kuzeyden sınırlar. Bu verilere göre Manisa Havzası, Kuvaterner zamanı boyunca KB-GD uzanımlı ve eğim atımlı listrik normal fay karakterinde hareket eden güney ve kuzeyde yeralan KB-GD uzanımlı normal faylar ile denetlenen bir çöküntü alanı özelliği taşımaktadır. Manisa Havzası'nda Muradiye ile Bahadır Köyü arasında haritalanan ve tipik olarak KB-GD uzanımlı normal fayların büyük bir kısmı havza içerisinde küçük ölçekli horst ve graben yapılarının oluşmasına neden olmuşlardır.

Manisa Havzası'nı batıdan sınırlayan, yaklaşık 5 km genişliğinde ve 30 km uzunluğunda olan doğrultu atımlı Kaleköy Fay Zonu genel olarak, Manisa Havzası'nın batısındaki Yuntdağı bölgesinde geniş alanlar kaplayan erken-orta Miyosen yaşlı volkanik kayalar ile bu kayaları uyumsuz olarak üzerleyen geç Miyosen yaşlı görsel çökeller arasındaki yapısal kontağı oluşturur. Fay segmentasyonu, sıçrama aralıkları, fay kinematığı ve atım miktarları gözönüne alınarak, kuzey ve güney olmak üzere iki bölümde incelenmiştir: Kuzey bölüm Bağyolu ile Çaltepe Köyleri arasında yaklaşık 20 km, güney bölüm ise Bağyolu ile Akgedik köyleri arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda, KD-GB doğrultulu faylar ile temsil edilir Kuzey bölüm, sağa genişlemeli sıçramalar, çek-ayır havzaları gibi kinematik göstergelerin yanısıra, kayma yüzeyi kinematik analizleri ve dere ötelenme modeli bu zonun sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonu olduğunu göstermektedir. Güney bölümde yapılan arazi çalışmaları, fayın bu bölümünde haritalanan fay parçaları üzerinde hem sağ yönlü hem de sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden izlerin varlığını ortaya çıkarmıştır. Zonun bu bölümünde, kayma düzlemleri boyunca ölçülen kinematik analizlerin yanısıra, fay parçalarının kesip öteledeği yaklaşık D-B uzanımlı yapısal hatlar ve Yuntdağı'ndan güneydoğuya akan dereler hem sağ hem de sol yönlü faylanmaya işaret etmektedir. Bu durum, fay zonunun farklı zamanlarda etkili olan farklı tektonik fazlar etkisi altında yeniden hareket ettiğini (reaktivasyon) göstermektedir.

Batı Anadolu'daki Neojen–Kuvaterner fay mekanizmaları ve faylarda reaktivasyon daha önceki bazı yayınlarda tartışılmıştır (örn. Dumont ve diğer., 1979 ve içindeki referanslar). Batı Anadolu'nun geç Miyosen'den beri hem sıkışmalı hem de açılmalı tektonik modelden etkilendiği görüşü kabul görmektedir (Angelier ve diğer., 1981; Arpat ve Bingöl, 1969; Bozkurt ve Rojay, 2005; Bozkurt ve Sözbilir 2006; Dumont ve diğer. 1979; Kaya, 1979; Kaya ve diğer. 2004, 2007; McKenzie 1978; Uzel ve Sözbilir 2008). Angelier ve diğer. (1981) Miyosen zamanı boyunca en az üç farklı sıkışmalı deformasyon fazının etkili olduğunu ve bunu Pliyo–Kuvaterner sınırında küçük bir sıkışmalı deformasyon fazının izlediğini ileri sürmektedir. Bazı araştırmacılara göre, erken Pliyosen deformasyonu Ege yayının sıkışmalı eğilimi ile ilişkilidir (Kaya ve diğer. 2004, 2007). Son zamanlarda yapılan bir çalışmada, Cumaovası Transtansiyonel Havzası içerisinde yer alan faylardaki reaktivasyonlara ait yapısal veriler elde edilmiştir (Uzel ve Sözbilir, 2008). Yazarlar, Cumaovası Havzası'nın batı bölgesini sınırlayan KD–GB uzanımlı doğrultu atımlı fay zonunu (Orhanlı Fay Zonu) haritalamış; bu zonun Kretase zamanından beri aktif olduğunu ve hem sağ yönlü hem de sol yönlü hareketler sergilediğini açıklamışlardır.

Gediz Grabeni'nin devamı niteliğindeki Manisa Havzası, hem doğrultu atımlı hem de eğim atımlı normal faylara ait deformasyon özelliklerine sahiptir. Miyosen zamanından beri, Gediz Grabeni'nin doğu ve orta bölümleri, K-G yönlü saf genişlemeli tektonizma ile temsil edilirken, grabenin batı bölümü İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak adlandırılan KD-GB uzanımlı büyük ölçekli doğrultu atım baskın zon ile şekillenir. Çalışma alanı içerisinde, zonun Miyosen-Kuvaterner evrimi doğrultu atım ve genişleme baskın transtansiyon ile tipiktir; karmaşık bir fay modeli sunar. Manisa Havzası'nda yer alan geç Miyosen-Holosen yaş aralığındaki birimlerin deformasyon modeline göre, çalışma alanında iki ana yapısal evreye ait izler gözlenmiştir: önceki evre (D1) Pliyosen'de etkili olan KKB-GGD yönlü yatay σ_3 ve düşey σ_2 asal gerilim eksenleri ile temsil edilen doğrultu atımlı deformasyon ile açıklanmaktadır. En genç evre (D2) ise, σ_1 ekseninin düşey, σ_2 ve σ_3 eksenlerinin ise yataya yakın düzlemde olduğu KD-GB yönlü genişlemeli tektonik faz ile temsil edilir. Bu tektonik faz batı Anadolu'da Kuvaterner boyunca etkili olan genişlemeli tektonik rejim ile ilişkilendirilmiştir. Pliyosen'de etkili olan ilk deformasyon fazı

(D1) boyunca baskın olan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı deformasyon, fay zonu içerisinde doğrultu atım baskın faylanmalara, kıvrımlanmalara ve ters faylanmalara neden olmuştur; eski havza çökellerini deforme etmiştir. Bu sırada, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ve Kuzey Ege Bölgesi'nin GB'ya doğru olan hareketi, KFZ ve TF arasındaki kıvrımlanmalar ve ters faylanmalar ile tipik zon içerisinde kısalmaya neden olmuştur. Daha sonra, Pliyosen yaşlı D1 yapıları (kıvrımlar, ters ve doğrultu atımlı faylar) erken Pleyistosen başlarında etkili olmaya başlayan KD-GB yönlü genişlemeli tektonizma yapıları tarafından üzerlenmiştir. Kuvaterner boyunca en küçük asal gerilim ekseninin (σ_3) yönü KKB-GGD'dan KD-GB'ya doğru dönmüştür. Buna ek olarak, erken Pleyistosen boyunca orta ve enyüksek kısalma eksenlerinin konumu düşey düzleme taşınmıştır. Arazi verileri, önceki tektonik fazda etkili olan bazı doğrultu atımlı fayların, doğrultu atımlı faylanmadan genişleme baskın deformasyona geçişe bağlı olarak, eğim/oblik atımlı normal fay özelliklerinde yeniden aktif olduklarını göstermektedir.

KD-GB uzanımlı İzmir-Balıkesir transfer zonu içerisindeki palomanyetik yönlerin ve düşey eksen rotasyonlarının değişimi, Yuntdağı, Karaburun Yarımadası, Dikili ve Foça bölgelerinde yer alan Neojen yaşlı volkano-sedimanter kayalar üzerinde yapılan önceki çalışmalarda anlatılmıştır (Kissel ve diğer., 1986a,b, 1989; Kissel ve Laj, 1988; Kondopoulou ve diğer., 2011; Orbay ve diğer., 2000; van Hinsbergen ve diğer., 2010). Ancak, zonun gerilim modelindeki değişimlere ait izler, sadece çalışma alanının güneyinde yer alan Kocaçay Havzası'nda Sözbilir ve diğer. (2011) tarafından yapılan bir çalışmada tanımlanmıştır. Bu havzanın oluşumu, havzanın KD-GB uzanımlı sınır faylarının sağ yönlü doğrultu atımlı özellikteki aktivasyonu ile doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyon ve daha sonra ise genişleme baskın deformasyona geçişi ile açıklanmıştır. Sözbilir ve diğer. (2011), havzayı sınırlayan sağ yönlü doğrultu atımlı fay ile Miyosen'den beri saf genişleme ile temsil edilen Gediz Grabeni'nin D-B uzanımlı sıyrılmaya fayı arasındaki kinematik bağlantıya dikkat çekmişlerdir. Havzanın oluşumu öncesinde İBTZ'nun varlığı, eşzamanlı doğrultu atım ve genişleme baskın transtansiyon bölgelerindeki verrev riftleşmenin bölümler halinde gelişmesine olanak sağlamış olabilir. Bu segmentasyonun ve segment sınır zonunun kökeni, geç Kretase boyunca etkili olan zonun transform yapısından

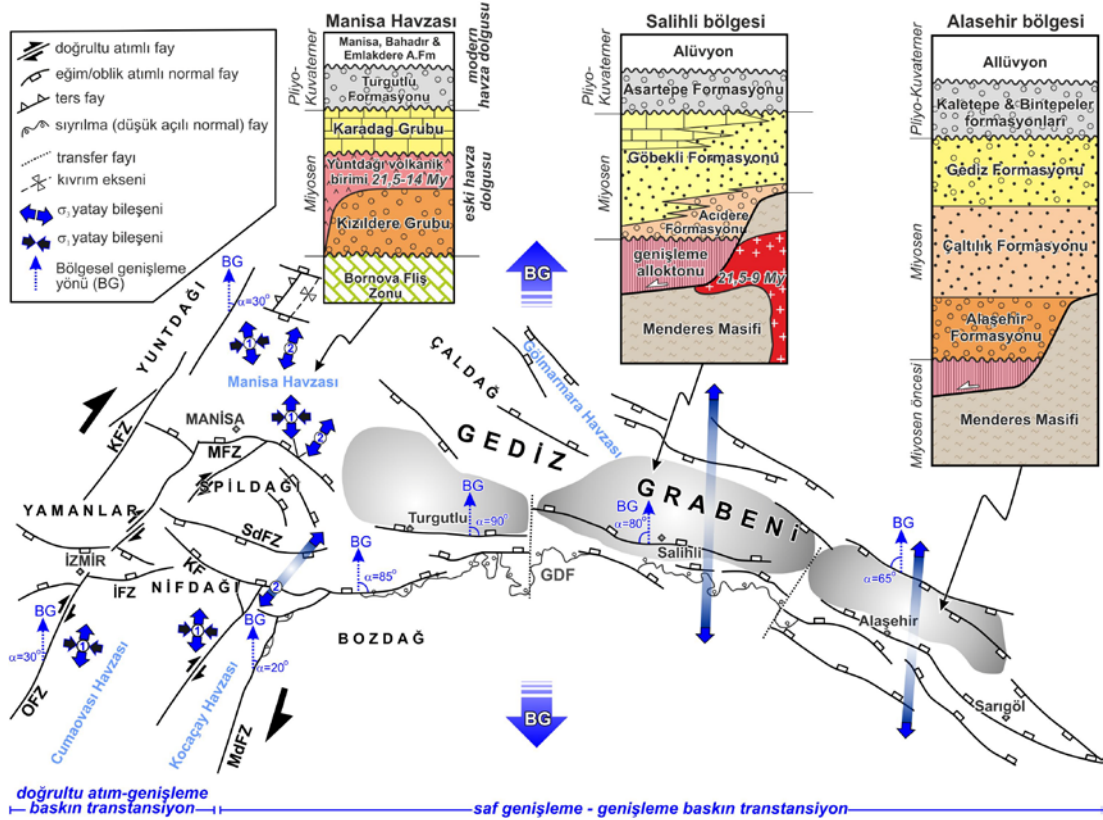
artakalan temel yapıların etkileri ile ilişkilendirilebilir. KD-GB uzanımlı oluşum öncesi zon, çok az verev bileşene sahip K-G genişleme kuvvetleri etkisi altında tekrar hareket ettiği zaman, bu transtansiyon zonun gelişimine olanak sağlamıştır. Manisa Havzası, Miyosen zamanından beri doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyon ortamdan genişleme baskın transtansiyona geçişin olduğu bu zonun orta bölümünde yer almaktadır (Şekil 6.2).

Dewey ve diğer. (1998), Dewey (2002), ve De Paola ve diğer. (2005a,b) tarafından yapılan çalışmalarda belirtildiği gibi, transtansiyonel gerilmeler, önemli ölçüde bölgesel yerdeğiştirme ve deformasyon zonunu sınırlayan faylar arasındaki açısına bağlı olarak açıklanmaktadır. Genişleme baskın transtansiyon ($20^\circ < \alpha < 90^\circ$) ortogonal genişleme ($\alpha = 90^\circ$) olayı ile karşılaştırılabilir. Ancak, α açısının ($\alpha < 20^\circ$) düşük olduğunda, doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyon hale gelir. Gediz Grabeni boyunca, iki tane belirgin deformasyon zonu bulunmaktadır. Grabenin doğu ve orta bölümleri, yaklaşık ortogonal genişleme ($\alpha = 65^\circ-90^\circ$) zonu ile tipiktir; batı bölümünde ise doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyon ($\alpha = 20^\circ-30^\circ$) zonu baskındır. İkincisi, genişleme baskın ve doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyon arasındaki geçiş ile açıklanır ve ortalama açısı (α) $\sim 25^\circ$ dir.

Gediz Grabeni'nin Neojen evrimi, grabenin doğrultusu boyunca (havza dolgusu ve havza sınır faylarındaki) değişimlere sahiptir (Şekil. 6.2). Gediz Grabeni'nin doğu ve orta bölümleri yarım graben olarak gelişimine başlamışlardır. Grabenin güney kenarı Miyosen boyunca aktiftir; Miyosen sonrası kuzey kenarında gelişen faylanmalar sonucu asimetrik grabenleşme gerçekleşmiştir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009; Emre, 1996; Koçyiğit ve diğer., 1999; Sözbilir, 2001). Gediz Grabeni'nin orta ve doğu bölümlerinde üç çökelim alanı (Çiftçi ve Bozkurt, 2009 tarafından tanımlanan Alaşehir, Salihli ve Turgutlu alt havzaları) gelişmiştir. Batı Bölümünde ise graben çatalanarak Kemalpaşa, Manisa ve Gölarmara havzaları olmak üzere üç kola ayrılır. Alaşehir bölgesinde yer alan graben dolgusu, ana uyumsuzluk yüzeyleri ile birbirinden ayrılan üç ana birim ile temsil edilmektedir: (1) erken-orta Miyosen yaşlı, kıvrımlı ve normal ve ters faylarla deforme edilen karasal çökeller ve kömür içeren kayalar, altında yer alan Menderes Masifi'ne ait metamorfik birimler ile faylı

dokanağa sahiptir. Bu dokanağı temsil eden olan düşük açılı faylar üzerinde yer almaktadır. (2) orta-geç Miyosen yaşlı flüvyal-gölsel geçişli çökeller normal faylarla deforme edilmişler ve eğim kazanmışlardır. (3) Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyal-flüvyal çökeller D-B uzanımlı yüksek açılı faylar ile kontrol edilen rift ortamında çökelmişlerdir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009; Koçyiğit ve diğer., 1999). Daha batıda yer alan Alaşehir çökelim alanı, Salihli çökelim alanından KKD-GGB uzanımlı transfer fayları ile ayrılır (Çiftçi and Bozkurt, 2009). Salihli ve Turgutlu çökelim alanlarındaki Miyosen yaşlı sedimanter dolgu, üst seviyelerde gölsel karbonatlara geçiş gösteren alüvyal/flüvyal çökeller ile temsil edilir. Miyosen sedimanter dolgu ile altında yer alan ve genişleme ile eşyaşlı salihli ve Turgutlu granitoidleri tarafından kesilen Menderes Masifi'nin metamorfik kayaları arasında faylı dokanak yer almaktadır. Ancak, Gediz Grabeni'nin batı bölümünde yer alan Manisa Havzası'nda, erken Miyosen zamanı boyunca KD-GB uzanımlı volkanik sırt tarafından kesilen KD-GB uzanımlı volkano-sedimanter havza gelişmiştir. Geç Miyosen'de, bölgede, batısı erken-orta Miyosen yaşlı Yuntdağı Volkanik yükselimi ile sınırlanan gölsel ortam hakim olmuştur. Gediz Grabeni'nin orta ve doğu bölümlerinde K-KD yönlü saf genişlemeli deformasyon etkili olurken; grabenin Manisa ve Kemalpaşa havzalarının yer aldığı batı bölümü doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyonel deformasyon etkisi altında şekillenmiştir. Bu süre boyunca, I-tipi Salihli ve Turgutlu granitoidleri, Gediz sıyrılma fayının taban bloğunda yer alan metamorfikler içerisine sokulum yapmıştır (Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel ve diğer., 1995; Sözbilir, 2001; Öner ve diğer., 2010). Genişleme ile eş yaşlı sokulumun zamanı ve soğuma yaşı Hetzel ve diğer. (1995) tarafından sırasıyla, amfibolit izokron ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) yaşına göre, 19.5 ± 1.4 My ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biyotit plato yaşına göre, $12.2 \pm 0.4 - 13.1 \pm 0.2$ My olarak belirlenmiştir. Buna ek olarak, Glodny ve Hetzel (2007), Salihli granitoidi içerisindeki allanitin U-Pb kristalleşme yaşını 15.0 ± 0.3 ; ve Catlos ve diğer. (2010) ise aynı granitoidler içerisindeki Th-Pb iyon mikroprop monazit yaşının 21.7 ± 4.5 My ile 9.6 ± 1.6 My aralığında olduğunu ifade etmişlerdir. Bu veriler, Gediz Grabeni'nin orta bölümünde yer alan Gediz sıyrılma fayı boyunca gerçekleşen kabukal yüzeyleme ilişkili genişlemeli deformasyonun yaşının, çalışma alanının içerisinde yer aldığı Gediz Grabeni'nin batı bölümünde etkili olan doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyonel deformasyon ile

eşyaşlı olduğunu göstermektedir. Gediz sıyrılma fayının taban bloğunda gerçekleşen granitoid sokulumunun erken Miyosen'den geç Miyosen'e yüzeleme zamanı, İBTZ içerisinde yer alan KD-GB uzanımlı transtansiyonel havzalar içerisindeki 21.5 ile 9 my aralığındaki geniş yayımlı volkanizma evresi ile uyum göstermektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 Gediz Grabeni boyunca stratigrafik özelliklerin yanal yönde değişimi ve öngörülen deformasyon modeli. Gediz Grabeni boyunca transfer fayları ile birbirlerinden ayrılan farklı çökeltme ortamlarının varlığına dikkat ediniz. Gediz Grabeni'nin merkezinde yer alan genişleme ile eşyaşlı granit ile karasal çökeltme yaşıt iken; Gediz Grabeni'nin batı bölümünde yer alan KD-GB uzanımlı transtansiyonel deformasyon zonu içerisindeki volkanik aktivite ile karasal çökeltme eşyaşlıdır. Sarıgöl ve Turgutlu arasında deformasyon modelinin saf genişleme şeklinde iken; Turgutlu batısında ise doğru atımlı- genişleme baskın transtansiyonun baskın olduğuna dikkat ediniz. 3 genişleme yönleri, Alaşehir bölgesi için Bozkurt ve Sözbilir (2004), Çiftçi ve Bozkurt (2010) ve Çiftçi (2012)'den; Salihli bölgesi için Koçyiğit ve diğer. (1999) ve Sözbilir (2001 ve 2002)'den, Kocaçay bölgesi için Sözbilir ve diğer. (2011)'den, Cumaovası bölgesi için Uzel ve Sözbilir (2008)'den alınmıştır. Manisa Bölgesindeki veriler bu çalışmada elde edilmiştir. α açısı, bölgesel genişleme yönü ile deformasyon zonu kenar faylarının doğrultuları arasında kalan açıyı temsil etmektedir.

Gediz Grabeni'nin Miyosen sonrası neotektonik evrimi, grabenin uzanımı boyunca tanımlanan fay modeli, fay kinematığı ve paleostres analizlerindeki değişim ile de belirgindir. Grabenin orta ve doğu bölgelerindeki Miyosen sonrası faylanmalar yaklaşık saf eğim atımlı normal özelliktedir. Manisa Havzası'nın yer aldığı grabenin batı bölümü ise, eğim atımlı normal faylar ile beraber, doğrultu atımlı faylar ile baskındır. Gediz Grabeni boyunca ölçülen Miyosen sonrası fayların paleostres analizleri, grabenin orta ve doğu bölümünde yeralan normal fayların çoğunun K-G ve KKD-GGB yönlü genişleme kuvvetleri etkisi altında oluştuğunu göstermektedir. Bu durum, K-G yönlü bölgesel genişleme ile uyum göstermektedir. Ancak, grabenin batı bölümünde yeralan normal faylar KD-GB yönlü genişleme etkisi altında oluşmuşlardır. Bu durum, İBTZ içerisindeki en küçük asal gerilim ekseninin (σ_3) saat yönündeki rotasyonu ile açıklanabilir. σ_3 'ün KKB-GGD'dan KD-GB yönüne rotasyonunun, KAFZ'nun güney kolunun aktivasyonu ile bağlantılı olduğu görülmektedir. Gerilim mekanizmasında görülen saat yönündeki benzer bir rotasyon, Manisa güneyinde yüzlek veren Miyosen volkanitleri içerisinde haritalanan eşlenik doğrultu atımlı fay sistemi içerisinde de hesaplanmıştır (Uzel ve diğer., 2012). Bu bölgede meydana gelen son depremler, KD-GB uzanımlı faylardaki doğrultu atımlı hareketin, KD-GB yönlü kabuksal gerilme ilişkili genişlemeli tektonik rejim etkisi altında, D-B/KB-GD uzanımlı normal faylar ile beraber gelişebileceğini göstermiştir. BAGB içerisindeki yaklaşık K-G yönlü genişlemenin başlangıç zamanı 5-7 My olarak verilmiştir (Armijo ve diğer., 1996; Lips ve diğer., 2001). Bu durum, Gediz sıyrılma fayının taban bloğunda, 6.7 ± 1.1 My ve 6.6 ± 2.4 My yaşlar ile açıklanan, genişleme ile eşyaşlı muskovitler üzerinde yapılan $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ lazer-prop analizleri ile desteklenmektedir. Bu veriler, Gediz sıyrılma fayının yeniden aktivasyonu ve geç-evre ilişkili genişlemenin zamanını sınırlamaktadır (Lips ve diğer., 2001). Ayrıca, Gessner ve diğer. (2001) Salihli granitoidlerinden, 5.2 ± 0.3 My sonucu veren iki zirkon ve apatit fizyon-izi (fission-track) yaşı elde etmişlerdir. Bu veriler, Pliyosen'de Menderes Masifi'nin merkezinde soğuma oranının hızlı olduğunu göstermektedir. Bu durum, Gediz sıyrılma fayının taban bloğunda yükselen Menderes Masifi'nin merkez bölümünün, çalışma alanındaki Pliyo-Kuvaterner doğrultu atımlı faylarla baskın transtansiyondan genişleme baskın transtansiyona geçişle eşyaşlı olduğunu göstermektedir. Bu zaman, KAFZ'nun batıya doğru

yayılmasına ve BAGB içerisinde etkili olmasına karşılık gelebilmektedir (Flerit ve diğer., 2004). Bu evre boyunca, eski havza dolgusu çökelleri, KB-GD uzanımlı sol yönlü ve KD-GB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiş ve deforme edilmiştir. Haritalanan eşlenik doğrultu atımlı fayların, doğrultu atımlı baskın deformasyonun yatay kısalma bileşeninin bir sonucu olabileceği; Geç Pliyosen'den beri doğrultu atımlı fay baskın alanın, bir sonraki genişlemeli tektonik deformasyon etkisi ile tekrar hareket etmiş olabileceği sonucu ortaya çıkmıştır. Grabenlerin oluşmasına olanak sağlayan bu yeni tektonik faz erken Pleyistosen zamanında başlamıştır. Genişleme etkisi ile Gediz Grabeni'nin batı ucu segmentlere ayrılmış ve uzanımları D-B ile KB-GD arasında değişen üç havzaya ayrılmıştır (Kemalpaşa, Manisa ve Gölarmara havzaları). Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümünde daha önce yapılan bir çalışmada, fayın önce sol yönlü doğrultu atımlı, daha sonra ise eğim atımlı normal özellikte hareketine işaret eden kayma yüzeyi verileri yayınlanmıştır (S24, Şekil 4.28) (Bozkurt ve Sözbilir, 2006). İlk tektonik faz, erken-orta Pliyosen (?) zamanı ile ilişkilendirilen yaklaşık D-B yönlü sıkışmalı; sonraki faz ise, Batı Anadolu'daki modern graben oluşumu ile ilişkili Kuvaterner dönem genişlemeli tektonik faz ile ilişkilendirilmiştir. Manisa Fay Zonu'nun günümüzdeki geometrisi önceki doğrultu atımlı faylarla baskın faz ile günümüzdeki genişleme baskın fazların denetimi altında gelişen reaktivasyonun sonucunda şekillenmiştir.

Gediz Grabeni'nin Miyosen yaşlı sedimanter dolgusu içerisinde iki farklı doğrultuda kıvrımlar gelişmiştir; D-B ve KD-GB uzanımlı kıvrımlar. Gediz Grabeni'nin doğu ve orta bölümlerinde yer alan eski havza dolgusu içerisinde gözlenen D-B uzanımlı kıvrımların kökeni uzun süreden beri tartışma konusudur. Bazı araştırmacılar, bu kıvrımlara genişleme ilişkili fayların neden olabileceğini söylerken (örn. Seyitoğlu ve diğer., 2000; Sözbilir, 2002); bazı araştırmacılar ise bu duruma neden olan kısa süreli sıkışmanın varlığından söz ederler (örn. Koçyiğit ve diğer., 1999). Dumont ve diğer. (1979) göre, Ege yayındaki dalma batma zonuna bağlı olarak gelişen erken Pliyosen sıkışma fazı BAGB'ni etkilemiştir. Manisa Havzası'nın kuzeydoğu bölümünde yer alan Halitpaşa yarım grabeninde Kaya ve diğer. (2004) tarafından yapılan jeolojik haritalama, yapısal ve stratigrafik analiz

çalışmalarına göre, KB-GD uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu olarak tanımlanan Halitpaşa Transpresif Zonu'nun oluşumu, Ege yayı ilişkili erken Pliyosen sıkışma fazı ile ilişkilendirilmektedir. Ancak, Manisa Havzası'nda haritalanan KD-GB uzanımlı kıvrımlar, Pliyosen boyunca etkin olan doğrultu atımlı faylarla baskın deformasyon ile ilişkilendirilebilir. Erken Pleyistosen'den günümüze kadar etkili olan KD-GB yönlü genişleme, D-B ve KB-GD uzanımlı eğim/oblik atımlı normal faylar ile KD-GB uzanımlı transfer faylarının denetimi altında modern havza dolgusunun oluşumuna neden olmuştur. Erken Pleyistosen zamanında, BAGB içerisindeki gerilim modelinin değişimi Angelier ve diğer., (1981), Dumont ve diğer., (1979) ve Zanchi ve Angelier (1993) tarafından da açıklanmıştır.

BAGB'nin batı bölümünde, İzmir ve Manisa şehirleri yakınlarında, tarihsel dönemden günümüze değin yıkıcı depremlerin meydana geldiği bilinmesine rağmen, bu depremlerin hangi faylardan kaynaklandığı konusu üzerine yeterli çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmada, Manisa Fay Zonu üzerinde son 1000 yıl içerisinde tekrarlayan ve yüzey kırığı oluşturan olaylara ait izler kayıt altına alınmıştır. Söz konusu kayıtlar, Neojen öncesi temel kayaları ve Kuvaterner çökelleri kesen MFZ'nun batı bölümünde açılan iki hendekte saptanmıştır. Bunlardan en genç olanı 1845 AD (M=6.7) yılında Manisa'da yıkımlara neden olan Manisa Depremi ile eşleşmektedir. Elde edilen veriler açık bir şekilde Manisa Fay Zonu'nun Geç Pleyistosen–Holosen aktivitesini göstermektedir.

Manisa Fay Zonu boyunca meydana gelen aktivite için en göze çarpıcı veri Manastır Fayı ve bu fayın tavan bloğunda haritalanan geç Pleyistosen–erken Holosen çökellerini kesen ve öteleyen sintetik ikincil faylar üzerinde gözlenmiştir. Geç Pleyistosen–erken Holosen yaşlı çökeller üzerindeki yerdeğiştirmeler, çalışma alanında, Kuvaterner zamanı boyunca çoğu normal fayın en az bir kere yüzey kırığı oluşturduğu sonucunu ortaya çıkarmaktadır. En son benzer sismik aktivite, batıda Sığacık Körfezi'nde ve doğuda Alaşehir yakınlarında kayıt edilmiştir. Bu kuşakların her ikisinde de gelişen depremin tetiklediği yüzey deformasyonları kayıt altına alınmıştır (ör., Arpat ve Bingöl, 1969; Sözbilir ve diğer., 2009). Alaşehir bölgesinde meydana gelen depremler genellikle D–B uzanımlı normal faylar üzerinde meydana

gelir (Arpat ve Bingöl, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985), ama Sığacık Körfezi'nde meydana gelen depremler baskın olarak KB–GD doğrultulu sol yanal ve KD–GB doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı faylar üzerinde meydana gelmiştir (Aktar ve diğer., 2007; Sözbilir ve diğer., 2009). Benzer şekilde, 1 Ekim 1995 Dinar depremi ($M=6.1$) ile, KB–GD uzanımlı normal fayın tavan bloğunda meydana gelen faylanma ile 10 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuştur. (Altunel ve diğer., 1999; Eyidoğan ve Barka, 1996). 20 Eylül 1899 Menderes depremi de normal faylanma ile ilişkilidir ve 2 metre kadar düşey yerdeğiştirme ile sonuçlanmıştır (Altunel, 1999). Kuzeydoğuya doğru, Manisa Havzası'nda, aletsel dönemde meydana gelen bir depreme ait sismik veriler baskın olarak ve yaklaşık saf normal bir harekete işaret etmektedir. Bu çalışmada elde edilen verilere göre, Manisa Fay Zonu'nun doğu kolu 15 km uzunluğunda olan ve $M=7$ büyüklüğünde deprem üretebilecek bir sismojenik yapıdır. Orta ve batı kolları ise 10 km uzunluğunda ve $M=6.5$ büyüklüğünde deprem üretebilecek sismojenik zonlardan oluşur. Bu sonuç, Ege bölgesindeki tipik olarak orta büyüklüklerde deprem ürettiği kabul edilen aktif fayların büyük çoğunluğu ile uyum göstermektedir (Caputo ve Helly, 2008; Pavlides ve Caputo, 2004).

Manisa Havzası'nın güney ve kuzey bölgelerinde yeralan, $K80^{\circ}B$ doğrultulu eğim atımlı normal fayların taban bloğunda yükselen geç Miyosen yaşlı çökeller, bölgede haritalanan havza içi yükselimler ile de açıklanır. Bölgede yapılan haritalama çalışmaları ve arazi gözlemleri bu çökellerin Manisa Fay Zonu'nun doğu segmentinin taban bloğunda, orta Pleyistosen (781–126 binyıl aralığı) zamanından beri 200 metre kadar yükseltildiğini göstermektedir. Bu veriler Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümündeki kayma hızının en az 0.26 mm/yıl olduğunu göstermektedir. Doktora tez çalışması kapsamında, Manastır Fayı boyunca meydana gelen hareketin kayma hızı miktarını belirleyebilmek için uygun stratigrafik belirteçler de denetlenmiştir. Bu hesaplamada fay üzerindeki birikmiş yerdeğiştirme miktarı kullanılmıştır. Stratigrafik olarak, güncel açılma rejimi öncesindeki en yaşlı havza çökelleri olan geç Miyosen gölsel kireçtaşlarının (5 My; Bozkurt ve Sözbilir, 2006) tavan ve taban bloktaki temel ile olan uyumsuzluk seviyeleri karşılaştırılmıştır. Bölgede yaptığımız jeolojik haritalama çalışmaları, bu gölsel birimlerin 580 metre kotlarına yükselmiş olduğunu ortaya çıkarmıştır. Tavan blokta aynı birimin taban

seviyelerinin yer aldığı yükseklik ile karşılaştırıldığında düşey yerdeğiştirmenin yaklaşık 600 metre olduğu gözlenmektedir. Bu sonuç Manastır Fayı için hesaplanan kayma hızının yaklaşık 0.1 mm/yıl olduğunu göstermektedir. Bununla beraber Bozkurt ve Sözbilir (2006), Manisa Fay Zonu'nun merkez bölümü için, geç Miyosen yaşlı gösel karbonatların her iki bloktaki pozisyonlarına göre, bu bölgedeki Pliyo–Kuvaterner düşey yerdeğiştirmeyi 1500 metre olarak hesaplamışlardır. Bu deformasyon için geçen zaman aralığının 5 milyon yıl olduğunu göz önüne alırsak, fay zonunun bu bölümü için minimum kayma hızı 0.3 mm/yıl olarak hesaplanmaktadır. Elde edilen veriler Manisa Fay Zonu'nun doğu bölümlerinde yeralan Turgutlu Formasyonu'nun yaşı ve ötelenme miktarına bağlı olarak elde edilen kayma hızı verisi (0.26) ile uyumludur. Kayma hızının fay zonunun merkezinde en yüksek değerde; batı ve doğu bölümlerinde ise daha düşük değerlerde olması, Manisa Fay Zonu'nun bir bütün olarak düşünüldüğünde, enyüksek atımın merkez bölümde olması ve zonun uçlarına doğru atım miktarının azalması gerçeği ile paralellik göstermektedir. Bu deformasyon değerleri, Yunanistan'da yeralan aktif normal faylar için hesaplanan değerler ile benzerlik göstermektedir (Caputo ve diğer., 2004; Pavlides ve Caputo, 2004).

Bu çalışmada elde edilen bulgular, Manisa Fay Zonu'nun paleosismolojik incelemesi üzerine elde edilen ilk veriler olmasına rağmen, fay zonunun deprem tekrarlanma periyodunun hesaplanması ve sismik risk analizi için yeterli değildir. Ancak elde edilen mevcut verilere göre yorumlamak gerekirse, geçmişte meydana gelen olaylar arasındaki geçen süre baz alınarak Manisa Fay Zonu için deprem tekrarlama periyodu şu şekilde açıklanabilir: Manisa'da meydana gelen en son yıkıcı depremin 1845 AD (M=6.7) olduğu ve sırasıyla ikinci ve üçüncü son depremlerinde 1595 ve 926 AD depremleri olduğu göz önüne alındığında, en son büyük depremden sonra geçen zaman 167 yıl olarak hesaplanır. Daha önceki olayları hesaba kattığımızda, depremler arasında en az 250 ve en fazla 669 yıl zaman aralığı olduğu ortaya çıkmaktadır. Sonuç olarak, Manisa Fay Zonu için ortalama deprem tekrarlanma periyodu 250–669 yıl (ortalama 460 yıl) tahmin edilmektedir. Buna ek olarak, Yunanistan'da yeralan aktif normal faylar üzerinde yapılan paleosismoloji çalışmalarında elde edilen deprem tekrarlanma periyotları çoğunlukla 500 yıldan

fazla ve genellikle birkaç bin yıl olarak hesaplanmıştır (Pavlides ve Caputo, 2004). Manisa Fay Zonu üzerinde meydana gelen en son yıkıcı depremin 1845 yılında meydana geldiği ve son yıkıcı depremden sonra geçen zaman 167 yıl olduğu göz önüne alındığında önümüzdeki 83–502 (ortalama 293) yıl içerisinde Manisa Fay Zonu üzerinde yıkıcı bir deprem beklenebilir. Sonuç olarak, İzmir'den sonra Ege Bölgesi'nin ikinci büyük nüfusa ve sanayisine sahip olduğu Manisa Bölgesi sismik risk içermektedir. Bu çalışmada elde edilen veriler, Manisa Havzası'ndaki yerleşim alanlarında deprem tehlike analizlerine yönelik çalışmaların öncelikli olarak yapılmasını gerektirmektedir.

Zonun diğer bölümlerinde yapılacak sonraki paleosismolojik amaçlı çalışmalar ile (1) MFZ'nun her bir segmentinin sismik davranışının hesaplanması, (2) Bu fayların tam yaşları ve kayma miktarlarının hesaplanması, (3) Fay izleri üzerinde gözlenen heyelanların ve paleo-açılma çatlaklarında biriken dolgularının yaşlandırılması ve (4) Ana ve ikincil faylara ait serbest fay yüzeyleri üzerinde kozmojenik yaşlandırma çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Abrams, M. (2000). The Advance Spaceborne Thermal Emission ve Reflections Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 847–859.
- Abrams, M., ve Hook S. (2002). *ASTER User Handbook* (Version 2), California.
- Aki, K. (Ed.) (2003). *Glossary for earthquake ve engineering seismology*. Appendix 1. In *International Handbook of Earthquake ve Engineering Seismology* (W. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, ve C. Kisslinger, Eds.), 2 vols. Elsevier, New York.
- Akşit, O. (1983). *Manisa Tarihi (Magnesia Ad Sipylum) (Başlangıçtan M.S. 395 yılına kadar)*. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi yayınları no:3104, 167s
- Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. ve Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International*, 171 (3), 1363–1375.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H. ve Kekovalı, K. (2006). Crustal structure ve local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 166, 1259–1269.
- Akyüz, S. ve Altunel, E. (2001). Geological ve archaeological evidence for post-Roman earthquake surface faulting at Cibyra, SW Turkey. *Geodynamica Acta*, 14, 95–101.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y. (1983). Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi* 95/96,1-12

- Akyüz, H.S., Altunel, E., Karabacak, V. ve Yalçiner, C.Ç. (2006). Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, southern Turkey. *Tectonophysics*, 426, 281–293.
- Alexander, J. ve Leeder, M.R. (1987). Active tectonic control on alluvial architecture. In Ethridge, F.G., Flores, R.M., Harvey, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 39, 243–252.
- Allen, C. R. (1974). Geological criteria for evaluating seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1041–1057.
- Altın, Y., Ayan, T., Deniz, R., Celik, R. N., Ergun, M., Kahveci, M., ve diğer. (1999). *GPS Measurements in Turkey From 1990 to 1997*, Third Turkish-German Joint Geodetic Days, 1-4 Haziran 1999, İstanbul
- Altunel, E. (1998). Evidence for damaging historical earthquakes at Priene, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 25–35.
- Altunel, E. (1999). Geologic ve geomorphologic observations in relation to 20th. september 1899. Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 241–246.
- Altunel, E. ve Barka, A. (1996). Hierapolis' teki arkeoseismik hasarların değerlendirilmesi (Evaluation of archaeoseismic damages at Hierapolis). *Geological Bulletin of Turkey*, 39, 65–74.
- Altunel, E., Barka, A.A. ve Akyüz, H.S. (1999). Paleoseismicity of the Dinar Fault, SW Turkey. *TerraNova* 11, 297–302.
- Altunel, E., Stewart, I.S., Barka, A.A. ve Piccardi, L. (2003). Earthquake faulting at ancient Cnidus, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12 (1), 137–151.

- Ambraseys, N.N. (1988). Engineering Seismology. *Earthquake Engineering ve Structural Dynamics*, 17, 1–105.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. (1995). *The seismicity of Turkey ve adjacent Areas: A historical review, 1500–1800*. İstanbul: Eren publishing ve booktrade.
- Ambraseys, N. N. ve Jackson, J. A. (1990). Seismicity ve associated strain of central Greece between 1890 ve 1988. *Geophysical Journal International*, 101(3), 663–708.
- Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A. (1998). Faulting associated with historical ve recent earthquakes in the Eastern mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133, 390–406.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5835–48.
- Angelier, J. (1991). Inversion of field data in fault tectonics to obtain regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103, 363–76.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis ve paleostress reconstruction. In P.L. Hancock, (Ed). *Continental Deformation* (53–100). Pergamon Press, Oxford.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, İ.H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, Ş. (1981). Analyses of fault mechanisms ve expansion of Soutwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, T1–T9.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rıgo, A. ve Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for theLateCenozoic evolution of theAegean. *Geophysical Journal International*, 126, 11-53.

- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). The rift system of the western Turkey thoughts on its development. *Mineral Research ve Exploration Institute of Turkey Bulletin*, 73, 9.
- Audemard, F.A. (1989). *Neotectonique du Languedoc Mediterrane ´en: examen critique et synthe`se des donne´es existantes*. D.E.A. Memoir, Universite´ Montpellier II (U.S.T.L.), 60.
- Audru J.-C., Bano M., Begg J., Berryman K., Henrys S. ve Niviere B. (2001). GPR investigations on active faults in urban areas: the Georisc-NZ project in Wellington, New Zealand. *Earth ve Planetary Science*, 333 (8), 447-454.
- Ayhan, M. E., Ayhan, M. E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Altıner, Y. ve diğer. (2002). Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 216– 229.
- Bano, M., Marquis, G., Niviere, B., Maurin J.-C. ve Cushing M. (2000). Investigating alluvial ve tectonic features with ground-penetrating radar ve analysing diffraction patterns. *The Journal of Applied Geophysics*, 43, 33–41
- Barka, A. ve Reilinger R. (1997). Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic ve seismicity data, *Annali Di Geofisica*, X2(3), 587–610.
- Bean, G. E. (1997). *Eskiçağda Ege Bölgesi*, Arion yayınları. İstanbul 1995.
- Bellahsen, N. ve Daniel, J.M. (2005). Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Sructural Geology*, 27, 769–780.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., ve diğer. (2002). Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by

- Cl-36 cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F.J., ve diğer. (2003). Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from Cl-36 cosmogenic dating. *Terra Nova*, 15, 118–124.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Ganas, A., Ziazia, M., Plessa, A. ve Drakatos, G. (2006). Strike-slip motions in the Gulf of Sığacık (western Turkey): Properties of the 17 October 2005 earthquakes seismic sequence. *Tectonophysics*, 426, 263–279.
- Blikra, L.H. ve Nemeç, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies ve palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909–959.
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M. ve Brun, J.-P. (1997). Successive orthogonal ve oblique extension episodes in a rift zone: laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 16, 347–362.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (west Anatolia and Leovos Island). *Bulletin of Volcanology*, 36, 473–496.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, ve its tectonic implications. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, special publications*, 173, 385–403.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.

- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61–81.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: Implications on fault development ve regional tectonics. *Geodinamica Acta*, 19 (6), 427–453.
- Bozkurt, E. ve Rojay, B. (2005). Episodic, two-stage Neogene extension ve short-term intervening compression in western Anatolia: field evidence from the Kiraz basin ve Bozdağ horst. *Geodinamica Acta*, 18, 299–316.
- Bull, W.B. (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California*. U.S. Geological Survey Contract Report 14-0-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, ve Engineering, Menlo Park, California, 188.
- Bull, W. B. (1978). *Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California*. U.S. Geological Surfey Contact Report 14-08-001-G-394. Menlo Park, CA: Office of Earthquakes, Volcanoes, Engineering.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley-Blackwell, Oxford, 328.
- Bull, W.B. (2009a). *Tectonically Active Landscapes*. Wiley-Blackwell, Oxford, 326.
- Bull, W.B. (2009b). *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Blackburn Press, New Jersey, 326.

- Bull, W.B. ve McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north ve south of the Garlock fault, California. In Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, NY, 115–138.
- Burbank, D.W. ve Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Massachusetts, USA.
- Caputo, R. (1993). Morphogenic earthquakes: a proposal. *Bulletin of the Inqua Neotectonics Commission*, 16, 24.
- Caputo, R. ve Helly, B. (2005). The Holocene activity of the Rodia Fault, Central Greece. *Journal of Geodynamics*, 40 (2-3), 153–169.
- Caputo, R. ve Helly, B. (2008). The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics*, 453, 7–19.
- Caputo, R., Helly, B., Pavlides, S. ve Papadopoulos, G. (2004). Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault, Central Greece. A contribution to the seismic hazard assessment of Thessaly. *Tectonophysics*, 394 (1), 1–20.
- Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D. ve diğeri. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997. *Geophysical Journal International*, 135, 195–214.
- Cocard, M., Kahle, H.-G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., ve diğeri. (1999). New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 39–47.
- Collinson, J.D. ve Thompson D.B. (1982). *Sedimentary Structures*. London: Allen ve Unwin.

- Crider, J. G. (2001). Oblique slip ve the geometry of normal-fault linkage: mechanics ve a case study from the basin ve range in Oregon. *Journal of Structural Geology*, 23 (12), 1997–2009.
- Crider, J.G. ve Peacock, D.C.P. (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, 26 (4), 691–707.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2007). Anomalous stress field ve active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine*, 144, 687–699.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin? *Geodinamica Acta*, 21, 145–167.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49–79.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SWTurkey: temporal ve spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846–873.
- Dai F.C., Lee C.F. ve Xu Z.W. (2001) Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Environmental Geology* 40(3), 381–391.
- Dart, C., Cohen, H., Akyüz, H. ve Barka, A. (1995). Basinward migration of rift-border faults: implications for facies distributions ve preservation potential. *Geology*, 23, 69–72.
- Davis, J.C. (1986). *Statistics ve Data Analysis in Geology*. Wiley, New York. 646 pp.

- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., ve diğer. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W., and Horvath, F. (Editors), Structural controls on sedimentary basin formation. *Tectonophysics*, 282, 1-38.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean ve surrounding region: Complex multiplate ve continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84–92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone. *Geological Society Special Publication*, 19, 3–37.
- Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (2012). *Manisa bölgesi iklim özellikleri*. 29 Ocak 2011, <http://www.dmi.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?m=MANISA>
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187-197.
- Dramis, F. ve Blumetti, A.M. (2005). Some considerations about seismic geomorphology ve paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177–191.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. ve Fabre, R. (2002). Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion ve oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, 24, 1741–1752.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ.H. ve Letouzey, J. (1979). Formation of the grabens in southwestern Turkey. *Mineral Research ve Exploration Institute of Turkey Bulletin*, 92, 7-18.

- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171–185.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting ve accommodation faults in the Gediz ve Büyük Menderes Grabens (Western Turkey). In Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşın, G. Tarcan (eds). *Proceedings International Earth Sciences Colloquium on the Aegen Region*, (73–94). İzmir.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: Evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in west Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 441–470.
- Emre, Ö., Ere, Ö., Özalp S., Doğan A., Özaksoy V., Yıldırım C., ve diğer. (2005). *İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri*. Ankara: MTA Raporu no:10754.
- EMSC, Avrupa Ortadoğu Sismoloji merkezi (2012). *Son depremler*. 05 Ocak 2012, <http://www.emsc-csem.org>.
- England, P. (2003). The alignment of Earthquake T-axes with the principal axes of geodetic strain in the Aegean region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 47-54.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A. ve diğer. (1985). Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 28, 121–136.
- Ercan, E., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., 1996. Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 119, 103–112.

- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2, 1–20.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. (1967). *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu* (MS. 11-1964). İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü yayınları, No 28.
- Ergül, T. (1988). *Mitolojide Manisa (Magnesia/Manisa–Sardes Salihli)*. Manisa Turizm derneği yayını. 92.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J.A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir ve Gediz earthquake of 1969-1970 in western Turkey: implications for the nature ve geometry of deformationdeformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 81, 569–607.
- Eyidoğan, H. ve Barka, A. (1996). 1 Ekim 1995 Dinar Depremi: Kaynak Özellikleri ve Sismotektonik Yorum. *SDÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi IX. Mühendislik Sempozyumu*, Isparta.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. ve Meyer, B. (2004). The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224 (3-4), 347–362.
- Freeman, C. (1999). *Egypt, Greece ve Rome: Civilizations of the Ancient Mediterranean*. Oxford University Press.
- Friend P.F. ve Sinha R. (1993). *Braiding ve meandering parameters*. In: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), Braided Rivers. *Spl. Publication Geological Society of London*, 75, 105–111.

- Galadini, F., Hinzen, K.G. ve Stiros, S.C. (2006). Archaeoseismology at the beginning of the 21st century. *Journal of Seismology*, 10 (Springer Netherlands).
- Galli, P.A.C., Giocoli, A., Naso, J.A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Capini, S., ve diğer. (2010). Faulting of the Roman aqueduct of Venafrum (southern Italy): methods of investigation, results, ve seismotectonic implications. In: Sintubin, M., Stewart, I.S., Niemi, T.N., Altunel, E. (Eds.), Ancient Earthquakes. *Geological Society of America Special Paper*, 471, 233–242.
- Gallousi, C. ve Koukouvelas I.K. (2007). Quantifying geomorphic evolution of earthquake-triggered landslides ve their relation to active normal faults. An example from the Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics*, 440, 85–104.
- Girard, J. F. (2000). *Imagerie géoradar et modélisation des diffractions multiples*, PhD thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Glossary of Geology*, (2012). 10 Şubat 2012, <http://glossary.agiweb.org>.
- Graham, L.C. (1974). Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proceedings IEEE*, 62, 763-768.
- Gross, R., Green, A., Holliger, K., Horstmeyer, H. ve Baldwin, J. (2002). Shallow geometry ve displacements on the San Andreas fault near Point Arena based on trenching ve 3D georadar surveying. *Geophysical Research Letters*, 29 (34-1), 34-4.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Triana, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Italy: Istituto Nazionale di Geofisica.

- Hajdas, I., Bonani, G., Thut, J., Leone, G., Pfenninger, R. ve Maden, C. (2004). A report on sample preparation at the ETH/PSI AMS facility in Zurich. *Nuclear Instruments ve Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials ve Atoms*, 223–224, 267–271.
- Hakyemez, H.Y., Erkal, T. ve Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz ve Büyük Menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549–554.
- Hancock P.L. ve Barka A.A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 573–584.
- Hancock, P.L. ve Altunel, E. (1997). Faulted archaeological relics at Hierapolis (Pamukkale), Turkey. *Journal of Geodynamics*, 24 (1-4), 21–36.
- Hardcastle, K.C. ve Hills, L.S. (1991). BRUTE3 ve SELECT: Quick Basic 4 programmes for determination of stress tensor configurations ve separation of heterogeneous populations of fault slip data. *Computer Geoscience*, 17, 23–43.
- Hare, P.W. ve Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Bigamton Geomorphology Symposium*. Allen ve Unwin, Boston, 75–104.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. ve Walker, R.G. (1975). *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures ve Stratification Sequences*. SEPM Short Course Lecture Notes 2, 161. Society of Economic Palaeontologists ve Mineralogists, Tulsa, OK.
- Harvard Üniversitesi Sismoloji Grubu (2012). *Son depremler*. 21 Şubat 2012, <http://www.seismology.harvard.edu>.

- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 639–654.
- Higgins, R.I. ve Harris, L.B. (1997). The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: Results from analog modeling. *Journal of Structural Geology*, 19, 89–98.
- Hills, E.S. (1961). Morphotectonics ve geomorphical sciences with special reference to Australia. *Journal of the Geological Society of London*, 117, 77–89.
- Hodder, I. (2005). *New finds ve new interpretations at Çatalhöyük*. Çatalhöyük 2005 Archive Report. Catalhoyuk Research Project, Institute of Archaeology.
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A. ve Roberts, A.M. (1997). The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 73–78.
- Howgego, C. J. (1995). *Ancient history from coins*. Routledge, xvi, 176 p.
- Huang, W. (1993). Morphologic patterns of stream channels on the active Yishi Fault, southern Shandong Province, eastern China: implication for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, 219, 283–304.
- Huang, X.J. ve Niemann, J.D. (2006). An evaluation of the geomorphically effective event for fluvial processes over long periods. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 111, F03015.
- Ingersoll R.V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704-1719.

- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G. (2003). Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1–18.
- İnci, U., (1998). Miocene synvolcanic alluvial sedimentation in lignite-bearing Soma Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 63–78.
- İnci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51, 1–29.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions ve seismic moment tensors ve rates of active deformation in the Mediterranean ve Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45–73.
- Jones, R.E. ve Stiros, S.C. (2000). The advent of archaeoseismology in the Mediterranean. In: McGuire, W.G., Griffiths, D.R., Hancock, P.L., Stewart, I.S. (Eds.), *The Archaeology of Geological Catastrophes*. *Geological Society, London, Special Publications*, 171, 25–32.
- Jull, A. J. T. (2007). AMS method. In *Encyclopedia of Quaternary Science* (S. A. Elias, Ed.), 4, 2911–2918. Elsevier, Amsterdam.
- Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (2012). *Son depremler*. 26 Şubat 2012, <http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/1st5.asp>.
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 22, 35–58.
- Kaya, O., Ünay, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A., ve diğer. (2004). Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 13, 1–13.

- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F. ve Saraç, G. (2007). Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal*, 42, 85–109.
- Kaymakçı, N. (2006). Kinematic development ve paleostress analysis of Denizli basin (west Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes ve orientations. *Journal of Asian Earth Science*, 27, 207–222.
- Keefer, D.K. (1994). The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology*, 10 (1-4), 265-284.
- Keller, E.A. (1986). *Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes*. Active Tectonics National Academy Press, Washington D.C.
- Keller, E.A. ve Pinter, N. (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, ve Landscape*. Prentice Hall, New Jersey. 362.
- Kıncal C., Aygün A. ve Koca M.Y. (2009). Landslide susceptibility assessment in the _Izmir (West Anatolia, Turkey) city center and its near vicinity by the logistic regression method. *Environmental Earth Sciences* 59, 745–756.
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 167–28.
- 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 of London*, 156, 605–616.

- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. ve Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anotolian Plateau (Turkey) ve Lesser Caucasus: İmplication for Transition From Thrusting to Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Koçyiğit, A. ve Özacar, A. (2003). Extensional neotectonic regime through the NE edge of outer Isparta Angle, SW Turkey: new field ve seismic data. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 67–90.
- Kotzev, V., Nakov, R., Burchfiel, B. C., King, R. ve Reilinger R. (2001). GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998. *Journal of Geodynamic*, 31, 189–200.
- Koukouvelas, I., Mpresiakas, A., Sokos, E. ve Doutsos, T. (1996). The tectonic setting ve earthquake ground hazards of the 1993 Pyrgos earthquake, Peloponnese, Greece. *Journal of the Geological Society*, 153, 39–49.
- Köse, O. (2000). *Kuzey Anadolu fay kuşağında tektonik gerilim birikim noktalarının uzaktan algılama teknikleri ile belirlenmesi*. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Kültür Varlıkları ve Müzeler Genel Müdürlüğü, (2012). *Antik kentler*. 07 Ocak 2012, <http://www.kulturvarliklari.gov.tr/belge/1-43693/eski2yeni.html>
- Leeder M.R. ve Gawthorpe R.L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt block/half-graben basins. In M.P. Coward, J.F. Dewey, ve P.L. Hancock, (eds.). *Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication*, 28,139–152.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Scharer, U., Zhong, D., Liu, X. ve diğer. (1995). The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan China), tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251, 3–84.

- Lenk, O., Türkezer, A., Ergintav, S., Kurt, A.İ. ve Belgen, A. (2003). Monitoring the kinematics of Anatolia using permanent GPS network stations. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 55–66.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemand S., Noomen R. ve Veis G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 100, 12675–12690.
- Levret, A. (2002). *Histoire et aléa sismique*. Actes des Ve Rencontres du groupe APS, Perpignan (France), pp. 107–118. April 6–7, 2000.
- Lin, A., Miyata, T. ve Wang, T. (1998). Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, 293, 85–104.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H. ve Wijbrans, J. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781–792.
- Machette, M. N. (1978). Dating Quaternary faults in the southwestern United States by using buried calcareous paleosols. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, 6, 369–381.
- Malamud, B. D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. ve Reichenbach, P. (2004). Landslides, earthquakes, ve erosion. *Earth ve Planetary Science Letters*, 229, 45–59.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. ve Gardien V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone ve St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177(1-3), 139–149.

- Manisa Valiliği, (2010). *T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı Manisa Valiliği İl Çevre Ve Orman Müdürlüğü Manisa İl Çevre Durum Raporu*. 673, 03 Nisan 2010, http://www2.cedgm.gov.tr/icd_raporlari/manisaicd2011.pdf
- Marco, S., Agnon, A., Ellenblum, R., Eidelman, A., Basson, U. ve Boas, A. (1997). 817-yearold walls offset sinistrally 2.1 m by the Dead Sea transform, Israel. *Journal of Geodynamics*, 24, 11-20.
- Martin, S., Bigazzi, G., Zattin, M., Viola, G. ve Balestrieri, M.L. (1998). Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data. *Terra Nova*, 10, 217–221.
- Maruyama, T. ve Lin, A. (2004). Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan ve its implications for Cenozoic tectonic evolution. *Tectonophysics*, 383, 45–70.
- Massonet, D. (1993). Displacement fields mapped by radar interferometry. *Proceedings of the CRCM'93, Kobe*, December 6-11, 139-145
- Mayda S. (2002). Paleontological study of Neogene-Quaternary mammalian fauna from Aşagi Cobanisa (Manisa - Turgutlu). *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Ref: T8-17, Thessaloniki, Greece.
- Mayer, L. (1984). Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quaternary Research*, 22, 300–313.
- Mayer, L. (1986). *Tectonic geomorphology of escarpments ve mountain fronts*. Active Tectonics National Academy Press, Washington D.C.
- McCalpin, J. (1996). *Paleoseismology*. San Diego, California: Academic Press.

- McCalpin, J. (2009). *Paleoseismology* (2nd Ed.) . California: Academic Press, an imprint of Elsevier.
- Mcclusky, S. C., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. ve diğ er, (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics ve dynamics in the eastern Mediterranean ve Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- Mckenzie, D. P. (1978). Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt: the Aegean Sea ve surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217–254.
- Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R., Ergintav, S., Lenk, O. ve diğ er. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 208–215.
- Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M. ve Jongmans D. (2001). Active faulting ve paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. *Journal of Geophysical Research*, 105(B6), 13,809–13,841
- Meghraoui, M., Gomez, F., Sbeinati, R., Van der Woerd, J., Mouty, M., Darkal, A., ve diğ er. (2003). Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology, ve historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. *Earth ve Planetary Science Letters*, 210, 35e52.
- Mellaart, J. (1967). *Çatal Huyuk: A Neolithic Town in Anatolia*. McGraw-Hill, 181.
- Menges, C.M. (1990). Soil ve geomorphic evolution of bedrock facets on a tectonically active mountain front, western Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. *Geomorphology*, 3, 301–332.

- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis ve petroleum geology*. Springer-Verlag Inc., Berlin, 582.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of sedimentary basin analysis, third edition*. Springer-Verlag Inc., New York, N. Y., 616.
- Mitchell, S.G., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M. ve Rizzo, D. (2001). Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic Cl-36. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106, 4247-4264.
- Michetti, A. M., Audemard, F. A. M., ve Marco, S. (Eds.) (2005). Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics. Special Issue*, 408 (1-4), 3-21.
- Michetti, A.M. ve Hancock, P.L. (Eds.) (1997). Paleoseismology: understanding past earthquakes using Quaternary geology. *Journal of Geodynamics*, 24 (1-4), 3-10.
- Michetti, A.M., Audemard, F.A. ve Marco, S. (2005). Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, 408, 3-21.
- Moglen, G.E. ve Bras, R.L. (1995). The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resources Research*, 31, 2613-2623.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (2002). *1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, İzmir paftası*. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (2008). *1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, İzmir K18 paftası*. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Mueller, St., Kahle, H.-G. ve Barka, A. (1997). Plate-Tectonic Situation in the Anatolian–Aegean Region. In: Schinder ve Pfister (Eds.), *Active Tectonics of NW Anatolia — The Marmara-Poly Project*. VdF Hochschulverlag, Zürich, 13–28.
- Munsell Color Company, (1994). *Munsell Soil Color Charts, Revised Edition*. NY: Macbeth Division of Kollmorgen, New Windsor.
- NASA/JPL, (2005). *SRTM Documentation*. 29 Ocak 2005, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/Documentation/SRTM_Topo.pdf
- Nash, D.B. (1980). Morphological dating of degraded normal fault scarps. *Journal of Geology*, 88, 353–360.
- Nelson, A.R. (1992). Lithofacies analysis of colluvial sediments-An aid in interpreting the recent history of Quaternary normal faults in the Basin ve Range province, western United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 607–621.
- Norman T., Toker V., Altiner D., Örcen S., Demirtaşlı E. ve Korkmazer B. (1986). *Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları*. Türkiye Stratigrafi Komitesi. MTA Genel Müdürlüğü, 28, Ankara.
- NRC, (2003). *Living on an Active Earth: Perspectives on Earthquake Science*. 418. National Research Council, Board on Earth Sciences ve Resources, Washington, DC.
- Nyst, M. ve Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research* 109(B11), 406-430.
- Okay, A. ve Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli. S.

- Turgut, (ed.), *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri Kitabı* içinde (333-355). Ankara.
- Okay, A.İ., Satır, M., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleove Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic ve geochronologic constrains. In A. Yin, T.M. Harrison (eds.). *The tectonic evolution of Asia* (420–441). United States: Cambridge University Press.
- Okay, A.I. ve Altınır, D. (2007). A condensed Mesozoic section in the Bornova Flysch Zone: A fragment of the Anatolide-Tauride carbonate platform. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 257-279.
- Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık İ., ve diğer. (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS Transactions*, 76/9.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourles, D., Cinque, A. ve Finkel, R. (2004). Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from Cl-36 surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth ve Planetary Science Letters*, 225, 163–176.
- Papazachos, B. ve Papazachou, C. (1997). *The Earthquakes of Greece*. Thessaloniki: Ziti Publications.
- Paton, S. (1992). Active normal faulting, drainage patterns ve sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 1031–1044.
- Pavlidis, S. (1996). First Palaeoseismological results from Greece. *Annali Geofis*, 34, 545–555.

- Pavlidis, S. ve Caputo, R. (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean. *Tectonophysics*, 380, 159–188.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. ve Keller E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes ve drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.
- Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., ve diğer. (2009). Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics*, 28, TC6010, doi:10.1029/2009TC002555.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg-New York. 681s.
- Picotti, V., Ponza, A. ve Pazzaglia, F. J. (2009). Topographic expression of active faults in the foothills of the northern Apennines. *Tectonophysics*, 474, 285-294.
- Potter, P. E. (1978). Petrology ve chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86, 423-49.
- Ramirez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic Assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317–332.
- Ramsey, B. C. (2009). Dealing with outliers ve offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 51(3), 1023–1045.
- Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust ve its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, 30(1-2), 3–15.

- Reilinger, R. E., McClusky, S. C. ve Oral, M. B. (1997). GPS measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983–9999.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W. ve diğer. (2009). IntCal09 ve Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4), 1111–1150.
- Research Group for Active Faults of Japan, (1991). *Active faults in Japan -sheet maps ve inventories*. Revised ed. University of Tokyo Press, 437. (Japonca)
- Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence ve late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1575–1601.
- Roberts, S. ve Jackson, J.A. (1991). Active normal faulting in central Greece: an overview. In A.M Roberts, G. Yielding, B. Freeman, (Eds). *The geometry of normal faults*. Geological Society of London, *Special Publication 56*, 125–142.
- Rock, N.M.S. (1988). Numerical Geology. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 18, Springer-Verlag, New York. 427.
- Rutter, N., ve Cato, N. (Eds.) (1993). *Dating Methods of Quaternary Deposits*. Geoscience Canada Reprint Series. Geological Association of Canada, Toronto, ON.
- Sarı, C. ve M. Şalk. (2006). Sediment thicknesses of the Western Anatolia graben structures determined by 2-D ve 3-D analysis using gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 39-48.

- Savaşçın, Y. (1978). *Foça- Urla Neojen Volkanitlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi ve Kökensel Yorumu*. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi.
- Schlische, R.W. (1991). Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*, 3, 123–141.
- Schumm, A.S. (1986). *Alluvial River Response to Active Tectonics, studies in geophysics, active tectonics*. National Acedemy Press, Washington D.C., 80-94.
- Schumm, A. S., Dumont, J. F. ve Holbrook, J.M. (2002). *Active Tectonics ve Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276.
- Sevin, V. (2001). *Anadolunun Tarihi Coğrafyası I*. TTK yay. 2001
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension ve basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155–166.
- Seyitoğlu G. ve Scott B. (1992).The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) ve its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129, 239–242.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C. (1996). The age of Alaşehir graben (west Turkey) ve its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1–11.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. ve Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 1097–1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. 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, 15–26.

- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. ve Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic ve seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225.
- Similox-Tohon, D., Sintubin, M., Muchez, P., Verhaert, G., Vanneste, K., FernandezAlonso, M., ve diğeri. (2006). The identification of an active fault by a multidisciplinary study at the archaeological site of Sagalassos (SW Turkey). *Tectonophysics*, 420, 371–387.
- Sintubin, M. (2011). Archaeoseismology: Past, present ve future. *Quaternary International*, inpress. doi:10.1016/j.quaint.2011.03.056
- Sletten, K. ve Blikra, L.H. (2007). Holocene colluvial (debris-flow ve water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology ve palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 22(6), 619–635.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X, Tucker, G.E. ve Merritts, D.J. (2003). Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology ve hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53, 97-127.
- Solonenko, V. P. (1973). Paleoseismogeology. *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR Physics of the solid earth*, 9, 3–16 (Rusca).
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. (1981). *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.–1900 A.D.)*. TÜBİTAK raporu, No. TBAG-341.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics ve the geometry of related macroscopic structures: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey, *Turkish Journal of Earth Science*, 10, 51–67.

- Sözbilir, H. (2002). Geometry ve origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277–288.
- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 257–284.
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkul, F. ve Sümer, Ö. (2003). *An intermittently active transform zone accommodating NS extension in Western Anatolia ve its relation to the North Anatolian Fault System*. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian ve Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics ve Paleoseismology, ve Field Training Course in Paleoseismology, Ankara, Poster Session, 2/2.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Ersoy, Y., Erkül, F., ve diğer. (2007). Batı Anadolu’da İzmir-Balıkesir Transfer Zonu içinde kalan aktif doğrultu-atımlı faylarla sınırlı havzaların jeolojik özellikleri. S. Ergintav, (Ed.), *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 11. Toplantısı bildiri özleri kitabı*, (42). Kocaeli.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, E.Y., Koçer, T., ve diğer. (2008). D-B Uzanımlı İzmir Fayı ile KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı’nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi’ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik Ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51 (2), 91–114.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U. ve diğer. (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51(2), 217–238.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an

extension-parallel transfer zone: the Kocaya Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23(4), 423-448.

Stiros, S.C. (1988). Archaeology-A tool to study active tectonics. The Aegean as a case study. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 13, 1636-1639.

Stiros, S.C. ve Jones, R.E. (1996). *Archaeoseismology*. Fitch Laboratory Occasional Paper 7. Institute of Geology ve Mineral Exploration ve The British School at Athens, Athens.

Sümer, E. Ö., San, T. B., Gürçay, B., Pekesin, B. F., Avcı, M. K., Koruyucu, ve diğer. (2006). *Aster uydu verisi uygulamaları; Türkiye'den örnekler*. MTA Genel Müdürlüğü ve Japonya Uluslararası İş Birliği Ajansı özel yayım serisi 5, s 71.

Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). *Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri*. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Şengör A. M. C. ve Kidd W. S. F. (1979). Post-collisional Tectonics of the Turkish Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu F. (1985). Strike-slip faulting ve related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: K. Biddle, N. Christie-Blick (eds), *Strike-slip Deformation, Basin Formation ve Sedimentation. Society of Economic Paleontologists ve Mineralogists, Special Publications 37*, 227-264.

Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults ve differential stretching of hangingwalls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, In: M.P.

- Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds), Continental Extensional Tectonics. *Geological Society of London, Special Publication 28*, 575–589.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C. ve Yörük, A. (2008). The Earthquakes Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 405–418.
- Tan, O. ve Taymaz, T. (2001). Source parameters of November 6, 1992 Doganbey (İzmir) earthquake (M_w=6.0) obtained from inversion of teleseismic body-waveforms. In: *Proceedings of 4th International Turkish Geology Symposium: Work in Progress on the Geology of Turkey and Its Surroundings*, Çukurova University Publications, p. 171.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the North ve Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433–490.
- Taymaz, T., Tan, O. ve Yolsal, S. (2004). *Seismotectonics of western Turkey: a synthesis of source parameters ve rupture histories of recent earthquakes*. AGU Fall Meeting, Session T14, San Francisco-California, EOS Transactions 85, 47.
- Tibaldi, A. ve Pasquar, G. (1995). *Slope failure ve magma feeding at Stromboli volcano, Italy, ve sea-level changes*. SeaVolc Project EV5V-CT92-0170, Final Report, Commission of the European Communities, Brussels
- Todd, S.P. ve Went, D.J. (1991). Lateral migration of sand-bed rivers: examples from the Devonian Glashabeg Formation, SW Ireland ve the Cambrian Aldernay Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology*, 38, 997–1020.
- Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. In *Quaternary Geochronology: Methods ve Applications* (J. S. Noller, J. M. Sowers, ve W. R. Lettis, Eds.). *American Geophysical Union, Reference Shelf*, 4, 582.

- Tsodoulos, I., M., Koukouvelas I.,K. ve Pavlides S. (2008). Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics*, 453, 211–232.
- Türkiye İstatistik Kurumu, (2012). *Manisa ili için adrese dayalı nüfus sayım sonuçları*. 21 Şubat 2012, http://www.tuik.gov.tr/PreTablo.do?tb_id=39veust_id=11
- Tül, Ş. (2009). *Kişisel İletişim*. 04 Ekim 2009.
- Udden, J.A. (1898). *Mechanical composition of wind deposits*. Augustana Library Publication, 1, 69.
- USGS, (2012). *Deprem risk programı ve aletsel dönem deprem bilgileri*, 02 Ocak 2012, <http://earthquake.usgs.gov/research/topics.php?areaID>
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia ve its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Viola, G., Odonne, F. ve Mancktelow, N.S. (2004). Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike–slip ve transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system, Italian Eastern Alps. *Journal of Structural Geology*, 36, 401–418.
- Wallace, R.E. (1977). Profiles ve ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1267–1281.

- Wallace, R. E. (1981). Active faults, paleoseismology, ve earthquake hazards in the western United States. In *Earthquake Prediction: An International Review* (D. W. Simpson, ve P. G. Richards, Eds.), *Maurice Ewing Series, 4*, 209–216. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Wallace, R. E. (Chairman) (1986). *Active Tectonics: Studies in Geophysics*. 266. National Academic Science, Washington, DC.
- Watterson, J. (1975). Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. *Nature*, 253, 520–522.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I. ve diğeri. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology, 1*, 239–265.
- Wells D.L. ve Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, ve surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974–1002.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade ve class terms for clastic sediments. *Jour. Geology*, 30, 377-392.
- Wesnousky, S.G. (2006). Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature*, 444, 358-360.
- White, By S., Bretan, P.G. ve Rutter, E.H. (1986). Fault zone reactivation: kinematics ve mechanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A 317*, 81-97.

- Willgoose, G. ve Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form ve process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes ve Landforms*, 23, 611–623.
- Yalçiner C.Ç. (2009). *Investigation of buried objects with Ground Penetrating Radar: Application to archaeoseismology ve palaeoseismology in the Büyük Menderes Graben (Turkey)*. Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Doktora tezi, 157.
- Yeats, R. S. (1994). Historical paleoseismology. In Proceedings of the Workshop on Paleoseismology, 18–22 September 1994, Marshall, CA (C. S. Prentice, D. P. Schwartz, ve R. S. Yeats, Conveners). *United States Geological Survey, Open File Report, 94–568*, 208–210.
- Yeats, R. S., ve Prentice, C. S. (Eds.) (1994). Special Section: Paleoseismology. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 101(B3).
- Yeats, R., Sieh, K. ve Allen, C. (1997). *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press, 576.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F. ve Güner Y. (1987). Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., ve diğer. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt E., Winchester J.A. ve Piper J.D.A. (eds), *Tectonics ve Magmatism in Turkey ve the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication 173*, 353–384.
- Yönlü, Ö., Altunel, E., Karabacak, V., Akyüz, S. ve Yalçiner, C. (2010). Offset archaeological relics in the western part of the Büyük Menderes graben (western Turkey) ve their tectonic implications. In: Sintubin, M., Stewart, I.S., Niemi, T.N.,

- Altunel, E. (Eds.), Ancient Earthquakes. *Geological Society of America Special Publication*, 471, 269–279.
- Yusufoğlu, H. (1996). Northern margin of the Gediz graben: age ve evolution, west Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 11–23.
- Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C. (1990), Continental Deformation in Western Turkey: A Structural and Paleomagnetic Approach. *International Earth Sciences Colloquim on the Aegean Region*, 357-368, İzmir.
- Zanchi, A. ve Angelier, J. (1993). Seismotectonics of Western Anatolia: regional stress orientation from geophysic and geological data. *Tectonophysics*, 222, 259-274.
- Zebker, H.A. ve Goldstein, R.M. (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperature radar observations. *Journal of Geophysical Research*, 91, B5, 4993-4999
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J. ve Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolutions ve moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07316.
- Ziegler, P.A., Van Wees, J.-D. ve Cloetingh, S.A.P.L. (1998). Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300, 103–129.
- Zreda, M. ve Noller, J.S. (19989). Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake. *Science*, 282, 1097-1099.