

**ESKİŞEHİR FAYI'NIN KİNEMATİĞİ,
DEPREMSELLİĞİ VE UZAKTAN ALGILAMA
YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ**

**Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

Erdem GÜNDOĞDU

**Danışman:
Doç. Dr. Süha ÖZDEN**

**Ocak, 2009
ÇANAKKALE**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Erdem Gündoğdu tarafından **Doç. Dr. Süha Özden** yönetiminde hazırlanan “**Eskişehir Fayının Kinematığı, Depremselliği ve Uzaktan Algılama Yöntemiyle İncelenmesi**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

Yönetici

Doç. Dr. Süha ÖZDEN

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER

Jüri Üyesi

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi: **08/01/2009**

Prof. Dr. Neşet AYDIN

Müdür V.

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu yüksek lisans tez çalışması Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında, Doç. Dr. Süha ÖZDEN denetiminde hazırlanmıştır. Konunun seçiminden araştırmanın sonuna kadar her aşamada, desteklerinden ve katkılarından dolayı değerli hocam, danışmanım **Doç. Dr. Süha ÖZDEN**'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin, özellikle depremsellik kısmında, odak mekanizma çözümlerindeki ve ayrıca tezimin yazım aşamasındaki katkılarından dolayı değerli hocam **Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER**'e teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin özellikle uzaktan algılama kısmındaki katkılarından ve desteklerinden dolayı; ayrıca tezimin yazım aşamasında yapıcı eleştirilerinden yararlandığım değerli hocam sayın **Yrd. Doç. Dr. Öznur KARACA**'ya teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasındaki katkılarından ve özellikle final aşamasında değerli görüşlerinden yararlandığım, sayın hocam **Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN**'a teşekkür ederim.

Bu çalışmaya Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri (ÇOMÜ-BAP) bütçe kısmında önemli destekler sağlamıştır. Bu nedenle mezunu olduğum ve eğitimimi halen sürdürdüğüm Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesine ayrıca teşekkür ederim.

Tezimin literatür taraması kısmındaki katkılarından dolayı değerli hocalarım, sayın **Prof. Dr. Erdiñç YİĞİTBAŞ** ve sayın **Prof. Dr. Doğan PERİNÇEK**'e ayrıca teşekkür ederim.

Çalışmanın, petrografi kısmındaki yardımlarından dolayı sayın hocam **Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK**'a; tezimin şekil ve tablolarının oluşturulmasında; bilgisayar programlarının temini ve kullanımı konusundaki katkılarından dolayı **Araş. Gör. Özkan ATEŞ**'e; tezimin final ve yazım aşamasındaki desteklerinden dolayı **Araş. Gör. Deniz ŞANLIYÜKSEL**'e teşekkür ederim.

Eskişehir'de arazi çalışmaları sırasında değerleri vakitlerini ve emeklerini harcayarak benimle birlikte arazi çalışmalarında yer alan, Jeoloji Mühendisi ve değerli arkadaşlarım; **Seray ÇINAR**'a, **Hakan İŞLER**'e, **Seyfettin GENÇ**'e ve **İsmet Turgut KULAKOĞLU**'na teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her aşamasında olduğu gibi, bu yüksek lisans tez çalışmasında da, maddi ve manevi olarak her zaman yanımda olan **aileme** sonsuz teşekkür ederim.

KINEMATIC ANALYSIS, SEISMICITY AND REMOTE SENSING ANALYSIS OF ESKISEHIR FAULT

ABSTRACT

This study is aim to kinematic evolution, seismicity and remote sensing studies of the Eskisehir Fault (EF), which is one of the main active faults in the northwestern Anatolia elongated a 150 km long with the WNW-ENE to E-W trending between Bursa and SE Eskisehir. EF represent a right lateral widespread intra-continental fault zone, which is separated from central Anatolian block than Aegean extensional province. Regional NW-SE directed compression has been determined from the bedding of the rock units and lianement analysis of the Palsar image by remote sensing studies. Kinematic evolution of this fault determined from inversion of both measured fault-slip vectores and earthquake focal mechanism solutions. The inversion of slip vectors measured on fault planes indicates that the right lateral strike-slip stress regime is dominant having a consistent NW-trending σ_{Hmax} (σ_1) and NE-trending σ_{Hmin} (σ_3) axes. This stress regime changes old transpressional to young transtensional probably in Quaternary time. Also, the earthquake focal mechanism inversions confirm that the regional transtensional stress regime, which continues into recent time. However, local consistent NE-trending σ_{Hmin} (σ_3) extension directed the normal faulting regime shows in related with the development of the İnönü and Eskisehir basins.

Kinematic evolution and/or change in the stress regime probably is resulted from (1) coeval influence of the forces due to the subduction processes along the Cyprus and Hellenic arc in the south, (2) continental collision Anatolia/Arabian plate in the east, (3) anti-clockwise rotation and (4) westward escape and/or extrusion of the Anatolian Block.

Key Words: Eskisehir Fault, Kinematic Analysis, Inversion, Earthquake, Remote Sensing

ESKİŞEHİR FAYI'NIN KİNEMATİĞİ, DEPREMSELLİĞİ VE UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ

ÖZET

Bu çalışma, Eskişehir Fayının (EF) kinematığı, depremselliği ve uzaktan algılama yöntemiyle incelemesini hedeflemiştir. Eskişehir Fayı, DKD-BGB doğrultulu genel gidişi içerisinde, KB-GD ve D-B doğrultularında uzanan, bir çok segmentten oluşan, KB'da Bursa'dan GD'da Sivrihisar'a kadar yaklaşık olarak 150 km. uzanımına sahip olan, orta Anadolu'yu, batı Anadolu açılma rejiminden ayıran, aktif ve sağ yanal doğrultu atımlı bir deformasyon zonedir. Eskişehir Fayının davranış biçimini ortaya çıkarmak için, düzlemsel yapıların durumları, fay topluluklarının kinematik analizi çalışmalarında fay-atım verileri, depremlerin odak mekanizması çözümlerinin ters çözümleri ve Palsar görüntüsü üzerindeki uzaktan algılama çalışmaları ile elde edilen çizgisellikler kullanılmıştır. Düzlemsel yapılar ve çizgisellikler bölgesel sıkışma yönünün KB-GD yönünde olduğu göstermiştir. Fay topluluklarının kinematik analizi sonucunda, EF'nin en büyük asal gerilme ekseninin KB yönünde σ_{hmax} (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin KD yönünde σ_{hmin} (σ_3) olduğu sağ yönlü doğrultu atımlı bir faylanma olduğu ve kendi içerisinde birbiriyle uyumlu olan iki tektonik fazdan oluştuğu ve olasılıkla Kuvaterner'de bu iki rejimin değişim geçirdiği görülmüştür. Bunlardan göreceli olarak daha yaşlı olanı transpresyonel, genç olanı ise transtansiyonel rejimdir. Depremlerin ters çözümleri de günümüzdeki rejimin transtansiyonel olduğunu göstermektedir. Ayrıca, transtansiyonel tektonik rejimle uyumlu lokal normal faylanmalar ise, Eskişehir ve İnönü havzalarıyla sınırlıdır. Bu tektonik rejim değişimleri, Anadolu bloğuyla sınırlı olan diğer levhaların (Arap-Afrika) sınırlarındaki farklı etkileşimlerden ortaya çıkan stress magnitüdlerindeki değişimlerden kaynaklanmaktadır.

EF boyunca, başlangıçtaki transpresyonelden, günümüzdeki transtansiyonele kadar tektonik rejimin değişmesi (1) Doğu Anadolu'da Arap-Anadolu levhalarının çarpışması (2) Ege'de Afrika levhasının Anadolu bloğunu kendine çekmesi, (3)

Afrika levhasının Kıbrıs ve Helen yitim zonları boyunca ağırlığını koruyamayarak kopması (4) Anadolu bloğunun batı-güney batıya olan rotasyonu ile ilişkilidir.

Anahtar Kelimeler: Eskişehir fayı, Kinematik analiz, Ters çözüm, Deprem, Uzaktan Algılama

Bu yüksek lisans tez çalışması, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (COMU-BAP 2007/45 numaralı proje) tarafından desteklenmiştir.

TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	v
ABSTRACT.....	vii
İÇERİK.....	viii
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı, Kapsamı ve Önemi.....	1
1.2. Çalışma Yöntemleri.....	2
1.3. Çalışma Alanının Konumu.....	4
1.4. Çalışma Alanının Yeryüzü Biçimi.....	5
1.5.Önceki Çalışmalar.....	6
BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK ÖZELLİKLERİ.....	12
2.1. Tavşanlı Zonu.....	16
2.1.1. İnönü Mermerleri.....	16
2.1.2. İnönü Mavişistleri.....	18
2.1.3. Arifler Melanjı.....	19
2.2. Bozüyük Granodiyoriti.....	21
2.3. Bilecik Kireçtaşı.....	22
2.4. Mamuca Formasyonu.....	24
2.5. Porsuk Formasyonu.....	26
2.6. Ilıca Formasyonu.....	29
2.7. Kuvaterner.....	31
BÖLÜM 3. ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİK ÖZELLİKLERİ.....	32
3.1. Bölgesel Tektonik.....	32
3.2. Eskişehir Fayı'nın Uzanımı.....	34
3.3. Eskişehir Fayı'nın Yaşı.....	36
3.4. Eskişehir Fayı'nın Hareket Hızı.....	37
3.5. Tabaka, Şistozite, eklem takımlarının durumları ve değerlendirilmesi...38	

BÖLÜM 4. FAY TOPLULUKLARININ KİNEMATİK ANALİZİ.....	40
4.1. Fay Topluluklarının Kinematik Analizinde Kullanılan Yöntem.....	40
4.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analizlerinin Sonuçları.....	46
4.2.1. Transpresiyonel Tektonik Rejim.....	47
4.2.2. Transtansiyonel Tektonik Rejim.....	49
4.2.3. Açılma Rejimi (Lokal Normal Faylanma).....	51
BÖLÜM 5. ÇALIŞMA ALANININ DEPREMSELLİĞİ.....	56
5.1 Tarihsel depremler.....	56
5.2. Aletsel dönemde kaydedilen depremler.....	57
5.2.1. 20.Şubat.1956 (Mw=6.4) depremi.....	58
5.2.2. Büyüklükleri 5.0-5.9 arasındaki depremler.....	59
5.2.3. Büyüklükleri 4.0-4.9 arasındaki depremler.....	60
5.2.4. Büyüklükleri 3.0-3.9 arasındaki depremler.....	61
5.2.5. Büyüklükleri 3.0'dan küçük olan depremler.....	61
5.3. Eskişehir ve Civarında 2005-2008 Yılları Arasında Meydana Gelmiş ve Bunlar Arasından Seçilmiş Bazı Depremlerin Odak Mekanizması Çözümlemeleri ve Ters Çözümü.....	62
BÖLÜM 6. ÇALIŞMA ALANININ UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ.....	64
6.1. Çalışma Alanının ALOS (PALSAR) Görüntüleriyle İncelenmesi.....	66
6.1.1. ALOS Uydusu.....	66
6.1.2. Görüntü İşleme.....	70
6.1.2.1. Doku Analizi.....	70
6.1.2.2. Gürültülerin Ortadan Kaldırılması.....	71
6.1.2.3. Kenar Belirleme.....	72
BÖLÜM 7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	75
KAYNAKÇA.....	78
Tablolar.....	89
Şekiller.....	90
Özgeçmiş.....	94

BÖLÜM 1

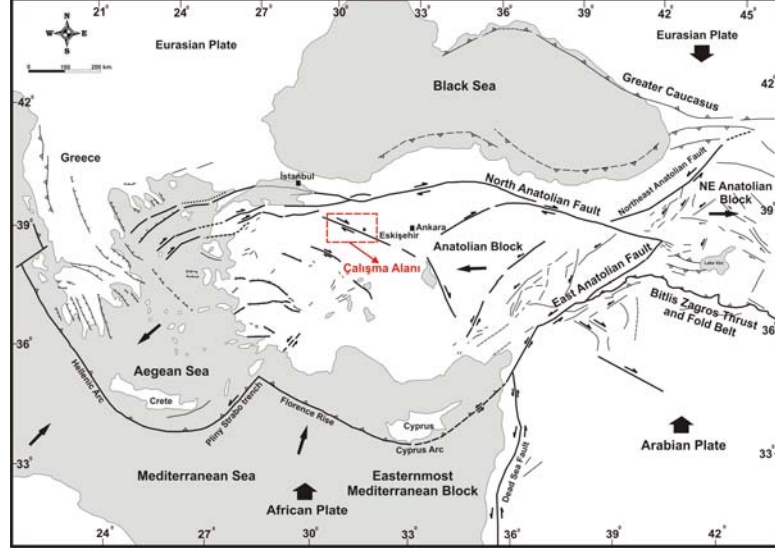
GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı, Önemi ve Kapsamı

Bu yüksek lisans tez çalışması, Anadolu'da Neotektonik dönemde çoğunlukla doğrultu atımlı faylarla temsil edilen orta-doğu Anadolu bölgesi ile çoğunlukla normal faylarla temsil edilen batı Anadolu (Ege açılma bölgesi) bölgesi arasında bir geçiş sistemi olarak yer alan ve aynı zamanda kıta içi bir deformasyon zonuna karşılık gelen, Eskişehir Fayı'nın ve yakın civarının geçmişten günümüze kinematik davranış biçimi ve deprenselliğinin, sayısal analiz yöntemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak ortaya çıkarılmasını amaçlamıştır (Şekil 1.1). Bu çalışma; tektonik deformasyonların ve değişimlerinin, sadece kıta kenarlarında değil, aynı zamanda kıta içlerinde de varlığını ortaya koyması açısından önemlidir. Bu tektonik deformasyonların, Anadolu bloğunun çevresindeki levhalar ile olan ilişkilerinden doğduğunu kanıtlaması açısından da evrensel bir anlam taşımaktadır.

Bu genel amaç içerisinde, öncelikle Eskişehir Fayı'nın ilişkili olduğu jeolojik birimlerin litolojik ve petrografik özellikleri belirlenerek genel jeolojik bir temel oluşturulmuş, ardından Eskişehir Fayı'nın geometrisi ve kinematik gelişimini anlayabilmek için sahada fay düzlemleri üzerindeki kinematik veriler ölçülmüştür. Bu çalışmaları günümüzdeki sismik aktivite ile karşılaştırabilmek için, aletsel dönemdeki (1900 sonrası) depremlerin dağılımları incelenmiş ve özellikle 2005-2008 yılları arasında meydana gelmiş çeşitli büyüklükteki depremlerin odak mekanizmalarının ters çözümleri yapılarak Eskişehir fayı ve yakın civarının günümüzdeki davranış biçimi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ayrıca saha çalışmalarında elde edilen tabaka ve eklem gibi diğer düzlemsel yapısal elemanların değerlendirilmesine yardımcı olması amacıyla; uzaktan algılama çalışmaları, Alos-Palsar görüntüleri kullanılarak gerçekleştirilmiş ve çalışma sahasındaki çizgiselliklerden sayısal bir analiz yapılmıştır. Bu veriler, saha çalışmaları ile karşılaştırılarak bölgesel sıkışma ve açılma yönleri belirlenmeye çalışılmıştır. Sonuç olarak bu tez çalışma ile, tektonik rejim değişim bölgelerini sınırlandıran Eskişehir fayının, geçmişten günümüze nasıl bir davranış biçimi sergilediği, bugün nasıl

çalıştığı ve bu davranış biçiminin levha tektoniği açısından sebep-sonuç ilişkisinin ne olduğu ortaya çıkarılmıştır.



Şekil 1.1. Türkiye'nin ana neotektonik unsurları üzerinde çalışma alanının konumu (Şengör, 1979 ve Barka, 1992).

1.2.Çalışma Yöntemleri

Eskişehir Fayının kinematiki, deprenselliği ve uzaktan algılama yöntemleriyle incelenmesini konu alan tez çalışmasında; literatür taraması, saha çalışmaları ve laboratuar çalışmaları olmak üzere üç ana yol izlenmiştir. Bu temel yolların dışında çalışma kapsamında kullanılan metodlar, ilgili bölümlerde detaylı olarak anlatılmıştır.

1.2.1. Literatür Taraması: Bu aşamada ilk olarak, çalışma alanı ve yakın civarı ile ilgili yapılan jeolojik çalışmalar derlenmiştir. Daha sonra, çalışma alanı ve yakın çevresinin 1/25.000 ve 1/100.000 ölçekli topografik ve jeolojik haritaları temin edilmiştir.

1.2.2. Saha Çalışmaları: Saha çalışmaları sırasında ise, çalışma sahasının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Ardından, mostra koşullarının izin verdiği yerlerde şistozite, foliasyon, tabaka ve eklemler ölçülmüştür. Eskişehir Fayı

üzerinde, yine mostra koşullarının izin verdiği yerlerde ve çeşitli yaşlardaki birimler üzerinde gelişen fay düzlemlerinden yararlanılarak, fay düzlemlerinin ve kayma vektörlerinin durumları ölçülmüştür. Bu çalışmalar sırasında, 1/100.000 ve 1/25.000 ölçekli topografik ve jeolojik haritalar üzerine diri faylar ile olası faylar işaretlenmiştir. Eskişehir Fayı'nın en aktif segmenti olarak düşünülen ve kinematik ölçümlerinde en yoğun olduğu İnönü segmenti ve civarının ise, ayrıca 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Eskişehir Fayı'nın ilişkili olduğu ve çalışma alanında yüzlek veren jeolojik birimlerin, bölgesel jeokronolojik ve jeodinamik yorumlamalarda ihtiyaç duyulan yaş konakları ve petrografik özellikleri belirlenmek için kayma numuneleri (el örneği) alınmıştır.

1.2.3. Laboratuvar Çalışmaları: Çalışma sahasından alınan el örneklerinin ince kesitleri hazırlanmış ve mikroskopta incelenmiştir. Araziden elde edilen sayısal verilerin bilgisayar ortamında hesaplanmalarına geçilmiştir. Bu kapsamda; öncelikle şistozite, foliasyon, tabaka ve eklemler'den ayrı ayrı gül diyagramları oluşturulmuştur. Ardından; saha çalışmalarında fay düzlemlerinden alınan kinematik ölçümler (fay düzlemlerinin ve kayma vektörlerinin durumları) bilgisayar destekli, Carey 'in (1979) terslenme (inversion) metodundan sonra geliştirilen bilgisayar destekli Carey-Gaillardis ve Mercier 'in (1987) terslenme (inversion) metodu ile değerlendirilmiştir. Ayrıca bu tez çalışmasının depremsellik bölümünde ise, aletsel dönemde (1900'dan günümüze) meydana gelmiş olan tüm depremler ($M_w \geq 2.0$) seçilmiş ve bunların arasından özellikle 2005-2008 yılları arasındaki depremlere bakılmıştır. Bu bölgede meydana gelen 11 adet ($M_w \geq 2.9$) depremin odak çözümlenmeleri, Dr. Tolga Bekler tarafından, Dreger (2002) tarafından geliştirilen yöntemle yapılmıştır. Odak mekanizması çözümleri yapılan depremler, Carey 'in (1979) terslenme (inversion) metodundan sonra geliştirilen bilgisayar destekli Carey-Gaillardis ve Mercier 'in (1987) terslenme (inversion) metodu ile değerlendirilmiştir. Ayrıca bölgenin uzaktan algılama çalışmaları bölümünde ise, Alos-Palsar görüntüleri satın alınmış, bu görüntüler üzerindeki zenginleştirmeler ve filtrelemeler yardımıyla bir çizgisellik analizi yapılarak diğer verilerle birlikte yorumlanmıştır.

1.2.4. Tez Yazımı: Bu aşamada elde edilen tüm veriler birlikte değerlendirilerek, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak yazılmıştır. Rapor yazımı aşamasında, saha gözlemleri ve büroda sahadan elde edilen sayısal verilerin değerlendirilmesi ile ortaya çıkan sonuçlar sırasıyla anlatılmıştır. Böylelikle tez, yedi ana başlık altında toplanmıştır:

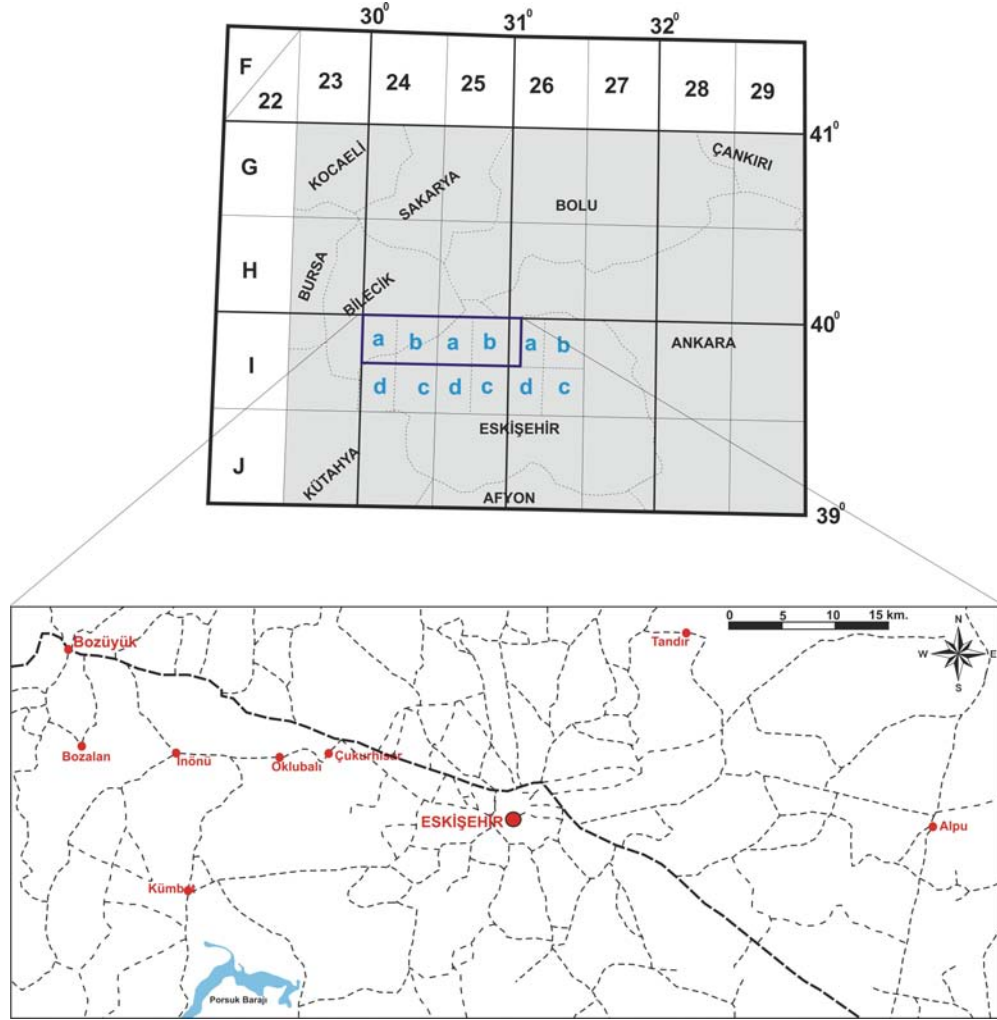
- Giriş
- Çalışma Alanının Jeolojik Özellikleri
- Çalışma Alanının Tektonik Özellikleri
- Fay Topluluklarının Kinematik Analizi
- Çalışma Alanının Depremselliği
- Çalışma Alanın Uzaktan Algılama Yöntemiyle İncelenmesi
- Sonuçlar

1.3. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı 1/25.000 ölçekli; Eskişehir İ 24 a1, a2, a3, a4, b1, b2, b3, b4 paftalarının tamamını, Eskişehir İ 25 a1, a2, a3, a4, b1, b2, b3, b4 paftalarının tamamını ve Eskişehir İ 26 a1 ve a4 paftalarının batı kısımlarını kapsar (Şekil 1.2.). Çalışma alanı; aynı zamanda Anadolu'nun orta - batı kesiminde, $29^{\circ}57'30'' - 30^{\circ}50'0''$ boylamları ve $39^{\circ}35'00'' - 40^{\circ}00'00''$ enlemleri arasında yer almaktadır (Şekil 1.2). Çalışma alanına ana ulaşım iki şekilde mümkündür;

a-) Eskişehir-Bursa karayolu üzerinden ulaşım; Eskişehir'e 45 km uzaklıkta bulunan Bozüyük ilçesinden, çalışma alanının batı bölümüne ulaşım Kandilli otobüsleri ve İnönü-Oklubalı-Çukurhisar dolmuşlarıyla sağlanmaktadır. Çalışma alanının doğu kesimlerine ulaşım ise; Eskişehir şehir merkeziden kalkan Sultandere, Mamuca ve Muttalip otobüsleriyle sağlanmaktadır.

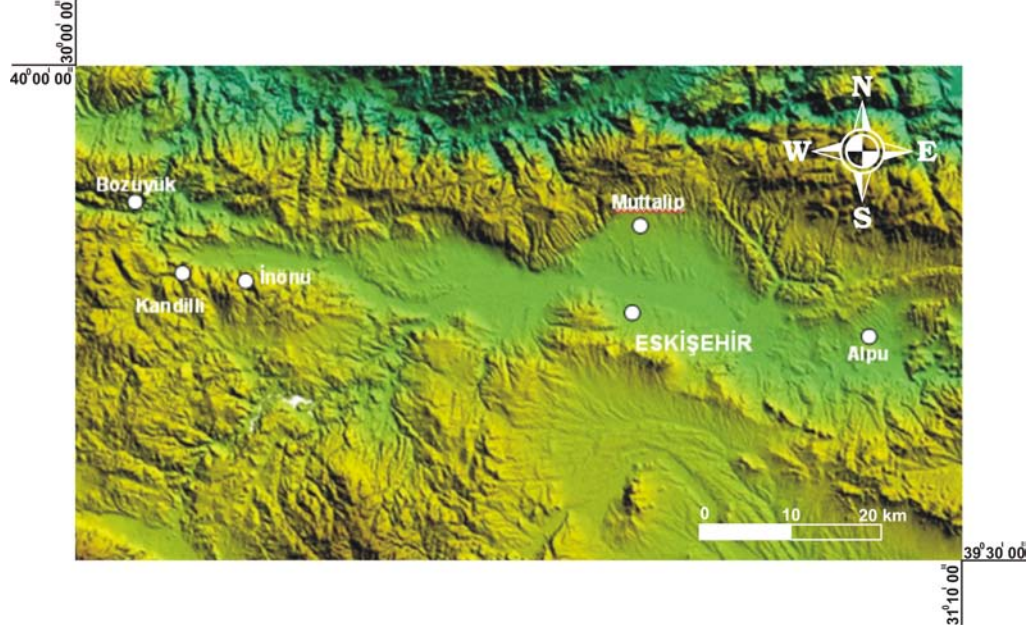
b-) Afyon-Kütahya karayolu üzerinden ulaşım ise; Kütahya'ya yaklaşık 80 km. uzaklıkta bulunan Bozüyük (yeni karayolu) ve İnönü sapağlarından sağlanmaktadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının konumu (A: Çalışma alanının Türkiye 1:100 000 ölçekli pafta indeksindeki konumu, B: Çalışma alanının sınırları ve ulaşım olanakları [www.kgm.gov.tr]).

1.4. Çalışma Alanının Yeryüzü Biçimi

Çalışma alanı genel olarak, kuzey kısımları yüksek kota sahip dağlık arazilerden, güney kesimi nispeten daha alçak dağlık arazilerden ve çalışma alanının iç kesimleri geniş yayılım sunan ovalardan oluşur (Eskişehir ve İnönü Havzaları) (Şekil 1.3). Özellikle İnönü yerleşim yerinin GD'su ve Eskişehir yerleşim yerinin GB'sında, Porsuk Deresi'nin geçtiği alanlar yine nispeten alçak bir morfoloji sunmaktadır. Çalışma alanının en yüksek yerleri; Kaleintikam Tepe (1044 m), Kuzudoruğu Tepe (1333 m), Kocatuzla Tepe (1194m), Kocababa Tepe (1267 m) dir.



Şekil 1.3. Çalışma alanının morfolojik yapısı (Global Mapper 8 programı ile oluşturulmuştur).

1.5. Önceki Çalışmalar

Gözler ve diğ., (1985); Eskişehir civarında yaptıkları genel jeolojik amaçlı çalışmalarında; Eskişehir ili ve çevresinde en altta Jura öncesi oluşmuş ofiyolit-metamorfik-metadetritik tektonik birliğin yer aldığını bildirmektedirler. Jura yaşlı birimlerin, detritik ve kireçtaşından oluştuğunu belirtmektedirler. Yazaralara göre; bu birimlerin üzerinde ise, Paleosen, Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı sedimanter ve volkanik kayalar yer almaktadır. En genç birim ise Pleyistosen yaşlı gevşek tutturulmuş kum, çakıl ve kilaşlarıdır. Bölgede derinlik kayacı olarak porfirik dokulu granitler, volkanik kayaç olarak da andezitler, tüfler ve bazaltlar bulunmaktadır. Eskişehir'in kuzey ve güneyinden geçen ve bugünkü morfolojiyi oluşturan düşey fay sistemlerinin, genellikle D-B doğrultusunda olduğu, kuzeyde yer alanların güneye, güneyde yer alanların kuzeye eğimli olduğu bu çalışmada belirtilmektedir. Ayrıca bölgedeki doğrultu atımlı ve ters fayların da bölgenin yapısının oluşmasında önemli rol oynadıklarını gözlemlemişlerdir.

Saroğlu ve diğ., (1992); Batıda Uludağ'dan, doğuda Kaymaz'a kadar uzanan BKB-DGD doğrultulu Eskişehir Fay Zonu'nu; İnönü-Dodurga Fay Zonu, Eskişehir Fay Zonu ve Kaymaz Fay Zonu olarak ayrı ayrı isimlendirmişlerdir.

Barka ve diğ., (1995); Tarihsel-aletsel deprem verileri ve GPS ölçümlerine dayanarak, Eskişehir Fayı üzerindeki hareket hızının 1-2 mm/yıl mertebesinde olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Eskişehir Fay Zonu üzerindeki deformasyon hızının düşük, bundan dolayı da büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının geniş olduğunu belirtmektedirler.

Reilinger ve diğ., (1996); Tarihsel-aletsel deprem verileri ve GPS ölçümleri ile Eskişehir Fayı üzerindeki hareket hızının 1-2 mm/yıl mertebesinde olduğunu belirtmişlerdir.

Platzman ve diğ., (1997); Anadolu Bloğunun B-GB yönünde, saatin tersi yönünde bir rotasyonunun olduğunu, yaptıkları paleo-manyetizma çalışmalarıyla bu rotasyonun günümüzden 0-5 Milyonyıl (Ma) öncesinde $1.2^{\circ} / \text{Ma}$, 5-12 Milyon öncesinde $6.5^{\circ} / \text{Ma}$, 12 Milyonyıldan da öncesinde ise, yaklaşık sıfır ($-0.041^{\circ} / \text{Ma}$) olduğunu hesaplamışlardır.

Altunel ve Barka (1998); Genel doğrultuları BKB-DGD olan ve batıda Uludağ ile doğuda Kaymaz arasında uzanan bu fayı, Eskişehir Fay Zonu olarak tanımlamış, Ege-Batı Anadolu bloğunu Kuzeydoğu'da Orta Anadolu bloğundan ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonu olup; doğrultusu D-B ile KB-GD arasında değişen fay segmentleri ile temsil edildiğine değinmişlerdir. Pleyistosen ve Holosen birimlerinde görülen depolanma sırasına ve sonrasına ait fayların, EFZ'nun en az Pleyistosen'den bu yana aktif olduğunu ifade etmektedirler. Bu yüzyılda meydana gelmiş en büyük deprem olan 20 şubat 1956 Eskişehir Depremi ($M=6.4$)'nin hasar dağılımı ile Oklupal-Turgutlar arasında uzanan yaklaşık 10 km. uzunluğundaki BKB-DGD doğrultulu segment üzerinde meydana geldiğinden bahsetmişlerdir.

Koçyiğit (2000); Eskişehir Fayı'nın, İnönü segmenti civarındaki atım verilerini değerlendirerek, bu fay üzerinde 0,07-0,13 mm/yıl mertebesinde bir düşey devinim hızının olduğunu ileri sürmüştür.

Bozkurt (2001); Eskişehir Fay Zonu'nun BKB-DGD gidişli ve önemli oranda normal bileşeni olan sağ yanal bir yapıda olduğuna değinmiştir. Bu fay zonu hakkında bilgilerin sınırlı olup, fayın en son 1956 Eskişehir depremi (M=6,5) ile yeniden kırıldığını belirtmiştir.

Açıkalın ve diğ., (2005); Eskişehir Fay Zonu üzerindeki morfometrik çalışmalarla, Eskişehir Fay Zonu'nda bulunan segmentlerin morfometrik karakteristiklerini (eğim, bakışım, bükümlülük ve drenaj yoğunluğu) saptamışlardır.

Ocakoğlu ve diğ., (2005a); Eskişehir Fay Zonunun segmentleri üzerinde hendek çalışmaları için ihtiyaç duyulan güncel sedimantasyonun bulunmadığını, bu alandaki çalışmaların, ancak 4 segment (Muttalip, Sultandere, Satılmış ve İnönü segmentleri) üzerinde, toplam 7 lokalitede yürütüldüğünü söylemektedirler. Çoğu derin (>5 m) kazıda hiçbir paleosismolojik olaya rastlanmamasını, yer seçiminin doğruluğu, yüksek sedimantasyon hızları ve tekrarlanma aralıklarının genişliğine ilişkin bir tartışmayı zorladığına değinmişlerdir. Eskişehir Fay Zonu segmentleri üzerinde yapılan hendek çalışmalarında, yer yer kalın kolüvyonları üzerleyen kalın toprak profilini kesen paleosismik olaylar gözlenmediğini, İnönü segmentinde gözlenen bir olayın ise, oldukça derinlerde olduğunu belirtmişlerdir. Bu durum, ilgili segmentler üzerindeki depremlerin geniş tekrarlanma aralıklarıyla ve kısmen yüksek sedimantasyon oranları ile ilişkili olması gerektiğini ve sonuç verici hendek çalışmaları için daha derin hendekler ya da faylar üzerinde sedimantasyon hızının daha düşük olduğu yeni alanların seçilmesi gerektiğini belirtmişlerdir.

Ocakoğlu ve diğ., (2005b); Eskişehir Fay Zonu'nun, Eskişehir havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan 20 km. genişliğinde iki kuşak halinde BKB-DGD doğrultusunda uzandığını; fay zonunun kuzey kuşağının, güneye nazaran daha parçalı olduğunu ve yer yer birbirine koşut uzanan segmentlerin uzunluğunun 4-19

km. kadar olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca üzerlerindeki düşey atımın da morfolojik verilere göre 400 m'ye kadar çıkabildiğine, bu kuşak üzerinde kabaca D-B gidişli zonla belirgin açı yapan ve güncel havza geometrisini de belirleyen KD gidişli bir transfer fayı bulunduğunu belgelemişlerdir. Hem bu transfer fayı, hem de zonun diğer segmentleri üzerindeki kayma çiziklerinin saf bir eğim atımı belgelediğine değinmişlerdir.

Açıklan ve Ocakoğlu (2005); 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin ana ve artçı şoklarının deprem üssü konumunun, üç gözlem kurumu (Kandilli, USGS ve Deprem Araştırma Enstitüsü) verilerine dayanılarak incelendiği bu çalışmalarında, bunlardan yalnızca Kandilli verilerinin, Eskişehir grabeni içine düşmesinden dolayı, daha gerçekçi olduğunu ortaya sürmüşlerdir. Bu verilere göre, ana ve artçı şok dağılımlarının heasplanmasıyla, deprem üsleri Eskişehir kentinin 10 km. kadar kuzeyinde Bozkaya Köyü civarında noktalandığını ve bütün bu verilerin ışığında 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin, Eskişehir havzasının kuzey kenar faylarından Kavacık segmenti üzerinde gerçekleştiğini belirtmişlerdir.

Tokay ve Altunel (2005); Eskişehir Fay Zonu içinde yer alan İnönü-Dodurga segmentinde tarihsel ve aletsel kayıtlarda önemli bir depreme rastlanmadığını, sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik bir fay olan İnönü-Dodurga segmentinin yaklaşık BKB-DGD ve D-B doğrultusunda uzanarak morfolojide keskin bir çizgisellik oluşturduğunu belirtmişlerdir. İnönü-Dodurga segmenti, güneyinde yer alan KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayların İnönü havzasında son bulmalarına neden olduğunu, ayrıca rezistivite verilerinin, İnönü havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan gömülü fayların varlığına işaret ettiğine değinmişlerdir. İnönü-Dodurga segmentinin güney kenarı boyunca asılı vadilerin yer aldığını, Eskişehir fay zonu üzerindeki mevcut deprem kayıtları, jeofizik verileri ve asılı vadilerin varlığı, İnönü-Dodurga segmentinin aktif olduğunu ve güncel morfolojinin gelişmesinde önemli rol oynadığını belirtmişlerdir.

Yalçınmer ve diğ., (2005); Aktif tektonikte yeni bir yöntem olan Very Low Frequency-Electromagnetik (VLF-EM) yöntemi ile, Eskişehir havzasında örtülü aktif

fayların yerlerini belirlemeye çalışmışlardır. Bulunan anomaliler incelenerek süreksizlik zonlarının yerleri tespit edilmiş ve haritalarda gösterilmiştir. Elde edilen sonuçlar, daha önce jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak oluşturulmuş diri fay haritalarıyla karşılaştırıldığında sonuçların uyumlu olduğunu belirtmektedirler.

Şaroğlu ve diğ., (2005); Eskişehir Fay Zonu'nun Tahtaköprü (Bursa) ile Sivrihisar arasında yaklaşık 150 km uzunluğunda, sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay zonu olduğunu, batı ucunda Bursa bendine birleşen fay zonunun doğu ucunda Tuz Gölü fayı ile bağlantılı olup bu fayların meydana getirdiği KB-GD uzanımlı tektonik zonun Batı Anadolu açılmalı tektonik rejiminin Anadolu Levhası içerisindeki doğu sınırını oluşturduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, 20 Şubat 1956 depreminin, fayın İnönü segmentinden kaynaklandığından ve segmentler üzerinde eski depremlerin tekrarlanma aralığını ortaya koyabilecek paleosismolojik bulgular mevcut olmadığından söz etmişlerdir.

Dirik ve diğ., (2005); Eskişehir Fay Zonu'nun tek bir fay zonu olmayıp, birbirine paralel ve değişik uzunluklardaki üç fay zonundan oluştuğunu, Eskişehir'in KB'sından Tuzgölü'nün güneyindeki Sultanhanı'na dek uzandığını belirtmişlerdir. Eskişehir Fay Zonunu oluşturan faylar üzerinde ve yakın çevresinde büyüklüğü 4 ile 6 arasında değişen birçok depremin meydana geldiğine ve depremlerin episantır dağılımına göre bu fay sisteminin aktif olduğuna değinmişlerdir.

Ocakoğlu (2007); Eskişehir Fay Zonu'nun, Anadolu plakası içerisinde önemli ana yapılardan biri olduğunu, Bozüyük ve Alpu arasında uzanan, 15 km. genişliğinde, 100 km. uzunluğunda ve uzunlukları 5 ile 25 km. arasında değişen 21 segmentten oluştuğunu belirtmiştir. Eskişehir Fay Zonu'nun morfolojik incelemelere göre, BKB yönlü uzandığını, bu fay zonuna ait segmentlerin güneyde; kuzeye doğru eğimli, kuzeyde ise; güneye doğru eğimli olduğunu vurgulamıştır. Bu fayların baskın karakterinin eğimli atımlı normal fay olmasına karşın, daha batıda sağ yönlü bileşeninde olduğunu ve tahmin edilen düşey yerdeğiştirme miktarının 450 m.den fazla olduğuna değinmiştir. Miyosen yaşlı birimlerin üzerinde küçük değerli açılal uyumsuzlukla Pliyosen karasal çökellerinin olduğunu ve bu birimlerin Eskişehir Fay

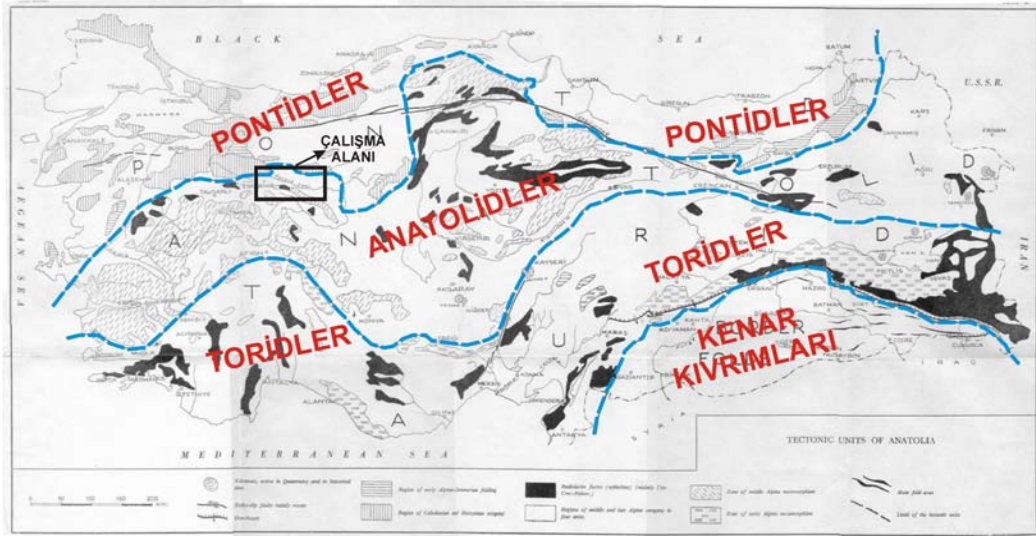
Zonu tarafından kesildiğini belirtmiştir. Ayrıca Eskişehir Fay Zonu'nun Pliyosen sonrası ve günümüzde normal bir fay olarak çalıştığını ve düşük oranda bir deformasyon hızına sahip olduğunu belirtmiştir.

Özsayın ve Dirik (2007); Batıda Günyüzü, doğuda Yeniceoba arasında yüzeyleyen KB–GD gidişli Yeniceoba fay zonunun (YFZ) Kelhasan yükselimi'nin kuzey kenarını ve Yeniceoba Ovası'nın güney kenarını kontrol ettiğini belirtmişlerdir. Fay düzlemleri üzerinde üst üste gözlenen iki fay çizdiği setinin daha eski sağ yanal doğrultu atımlı bir faylanmayı ve daha genç olan sağ yanal bileşenli normal bir faylanmanın varlığına işaret ettiğine değinmişlerdir. KB–GD gidişli Cihanbeyli fay zonunun (CFZ) ise; batıda Suluklu kuzeyi, doğuda ise Cihanbeyli arasında çok belirgin olarak yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Kelhasan yükselimi'nin güney kenarını kontrol eden fay zonunun, fay diklikleri, üçgen yüzeyler, alüvyon yelpazeleri ve su kaynağı dizilimleri ile karakterize olduğuna dikkat çekmişlerdir. Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları ile daha genç akarsu çökelleri arasındaki fay düzlemlerinde yapılan ayrıntılı saha çalışmaları ve kinematik analizlerle, CFZ'nun birbirine paralel ve tamamen normal fay karakterli fay serilerinden oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

BÖLÜM 2

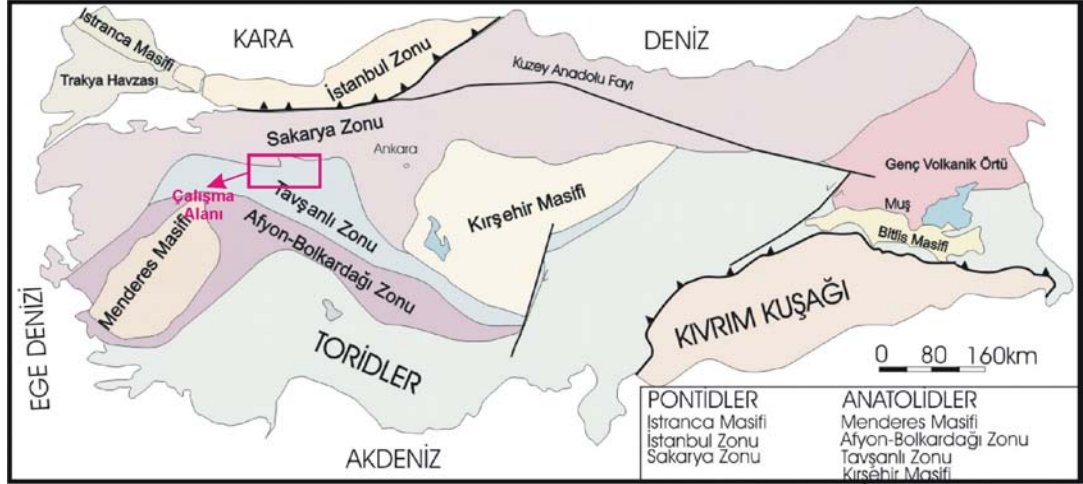
ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

Çalışma alanı, bölgesel anlamda bakıldığında Türkiye'nin dört ana tektonik birliğinden (Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları) Pontid ve Anatolid-Torid tektonik birliği içerisinde yer alır (Ketin, 1966) (Şekil 2.1). Bu bölge, Geç Kretase'de kapanan Neotetis okyanusunun kuzey kolunu temsil eden eski bir suture zonu ya da tektonik kontak zonu olup, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı olarak tanımlanmıştır (Bailey and Mc Clay, 1953; Okay, 1984). Bu kuşağın çalışma sahasında kalan kesiminde; kuzeyde Sakarya kıtası, güneyde ise Anatolid-Torid platformu yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Eskişehir fayı, bu eski yama zonunu takip eden ve bunun üzerinde şekillenmiş paleotektonik bir hattı izlemektedir.



Şekil 2.1. Türkiye'nin ana tektonik birliklerinin dağılımı (Ketin, 1966).

Bu kapsamda çalışma alanının güneyi, Anatolidlerin dört alt tektonik birliğinden (Menderes Masifi, Afyon Zonu, Tavşanlı Zonu, Kırşehir Masifi) olan, Tavşanlı Zonu'na ait temel kayalarından oluştuğu görülmektedir (Okay, 1987). Çalışma alanının kuzeydoğu ve kuzeybatı kesimlerinde ise, Pontidler'in üç alt ana zonundan olan (Istranca Masifi, İstanbul Zonu, Sakarya Kıtası) biri olan Sakarya Kıtası'na (Bilecik Kireçtaşı) ait temel kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 2.2).

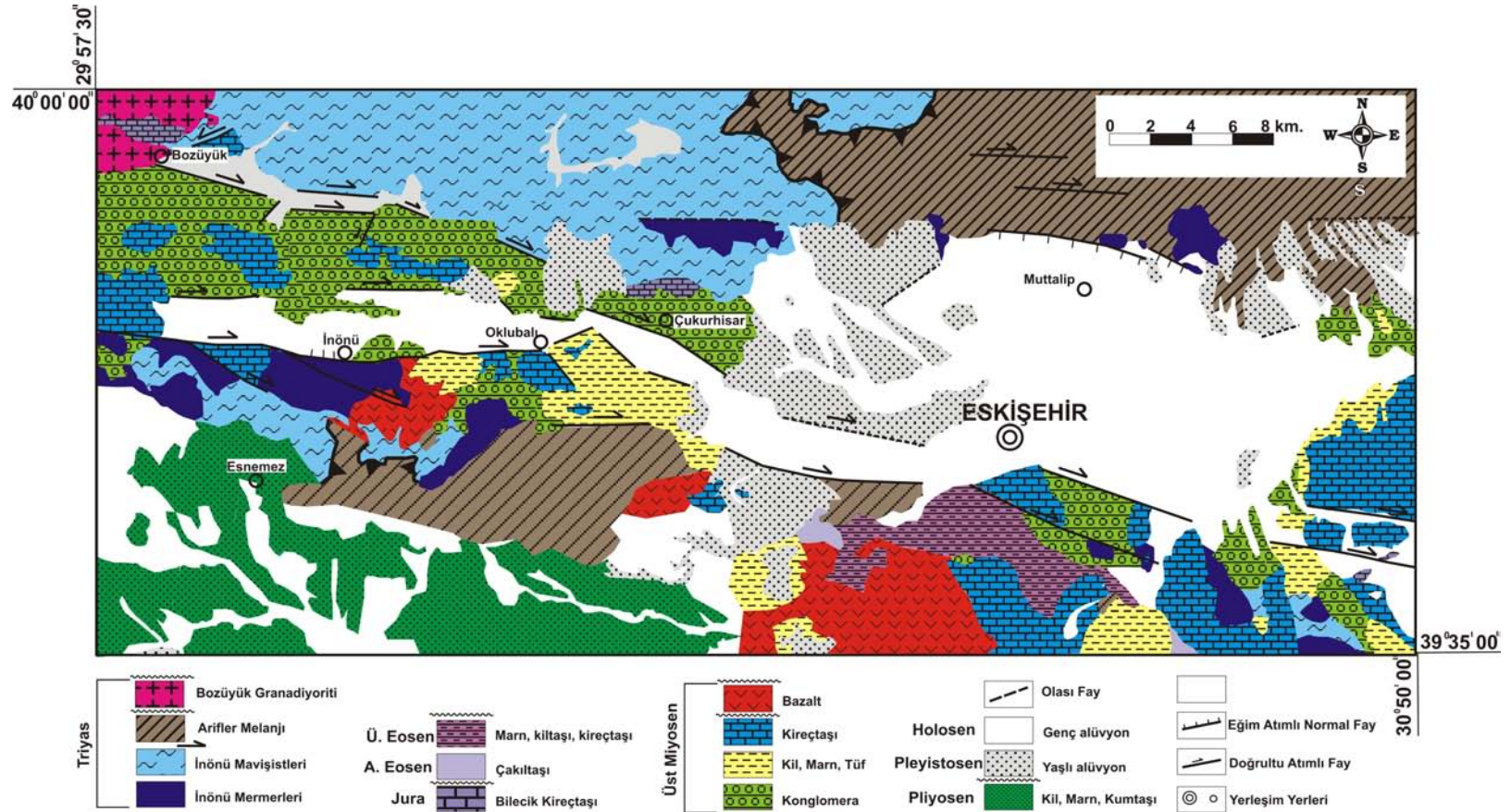


Şekil 2.2. Türkiye’deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı (Okay, 1987).

Çalışma alanının güney kesimlerinde temeli, Tavşanlı Zonu’na ait, Triyas yaşlı birimler oluşturmaktadır. Bu birimler; İnönü Mermerleri, İnönü Mavişistleri ve bunların üzerinde tektonik bir dokanakla yer alan ofiyolitik melanjdir (serpantin, gabro, peridotit, kireçtaşı). Tavşanlı Zonu’na ait bu temel birimleri, yine Triyas yaşlı Bozüyük granodiyoritini kesmektedir. Triyas yaşlı bu temel birimlerin üzerinde ise, Jura yaşlı Bilecik kireçtaşı olarak adlandırılan bir sedimanter istif bulunmaktadır. Bütün bu Mesozoyik yaşlı birimlerin üzerinde kalın bir Tersiyer istifi yer alır. Tersiyer istifi; Eosen yaşlı Mamuca Formasyonunu oluşturan konglomera, marn, kiltası ve kireçtaşıyla başlamaktadır. Bu istifin üzerine çalışma alanında uyumsuzlukla gelen ve çok fazla alanda mostra veren Üst Miyosen yaşlı Porsuk Formasyonu olarak isimlendirilen, konglomera-kumtaşı, kil, marn, tuf ve kireçtaşları yer almaktadır. Pliyosen dönemine ait volkanik aktivitelerin ürünü olan tuf ve bazaltlardan sonra ise, yine Pliyosen döneminde Ilıca Formasyonu’na ait yer yer volkanik malzemelerde barından sedimanter bir istif yer almaktadır ve böylece Tersiyer istifi son bulmaktadır. Tüm bu birimleri Kuvaterner yaşlı bir alüvyonlar uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2.3 ve 2.4).

Üstsisitem	Sistem	Seri	Kat	Askat	Formasyon	Kalınlık (m.)	LİTOLOJİ			
SENOZOYİK	Kuvaterner		HOLOSEN			0-45		Genç Alüvyon		
			PLEYİSTOSEN			0-35		Yaşlı Alüvyon		
	TERSİYER	Neojen	PLİYOSEN	ÜST	İLİCA		50-400		Marn, kilitaşı, andezit, bazalt, konglomera, kumtaşı, tüf, tüft	
				ALT-ORTA					Bazalt	
			MİYOSEN	ÜST	PORSUK		100			Kireçtaşı
				ORTA			30-40			Kilitaşı, marn, tüf
				ALT			55-70			Kumtaşı, Konglomera
			Paleojen	EOSEN	ORTA	MAMUCA		50		Marn, kilitaşı, kireçtaşı
		ALT					250-300		Çakiltıtaşı, Konglomera	
		MESOZOYİK			JURA	ÜST	BİLECİK KİREÇTAŞI	25		Kireçtaşı
TRİYAS	ÜST				BOZÜYÜK GRANODİYORİTİ				Granadiyort	
	ÜST				ARIFLER OFİYOLİTİK MELANJİ	400			Radyolarit, gabro çamurtaşı, kireçtaşı, serpantin, diyabaz, peridotit	
	ALT				İNÖNÜ MAVİŞİSTLERİ	700-1000			Şişt	
			ALT	İNÖNÜ MERMERLERİ				Mermir		

Şekil 2.3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).



Şekil 2.4. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

2.1. Tavşanlı Zonu:

Anatolid platformunun en kuzey ucunu oluşturan Tavşanlı Zonu, kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca Pontidler ile dokanaktadır; güneyde ise Afyon Zonu'nun metamorfizmaları üzerinde tektonik olarak yer alır (Okay, 1984). Tavşanlı Zonu, çalışma alanında altta İnönü mermerleri ile temsil edilir, üstte doğru yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş metaçört ve metaşeyl ardalanmasından oluşan metavolcano-sedimanter istif olan İnönü mavişistlerine geçer (Okay, 1984).

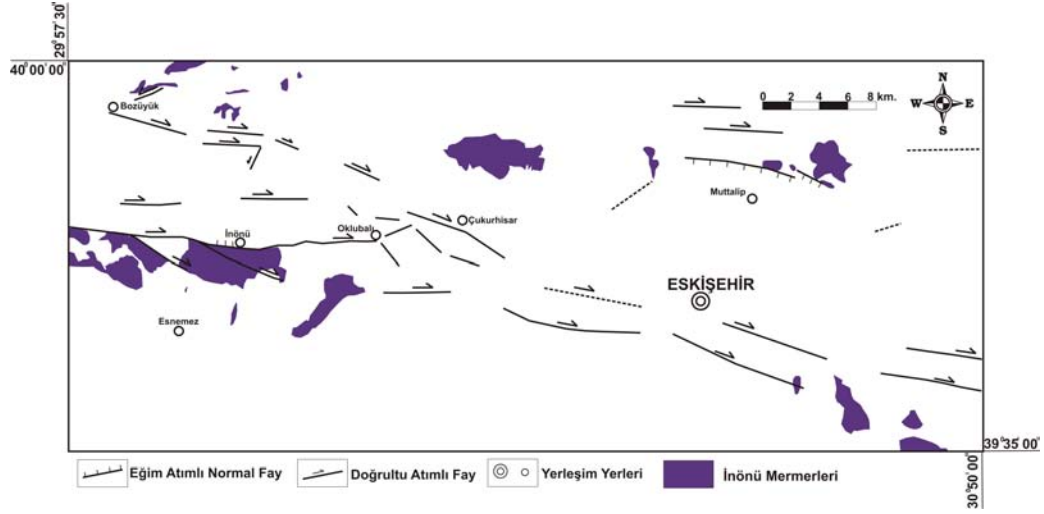
2.1.1. İnönü Mermerleri:

Genel Tanım ve Kaya Türü: Tavşanlı Zonu'nun, inceleme alanındaki en alt düzeyini oluşturan İnönü Mermerleri, ilk kez Servais (1982) tarafından isimlendirilmiştir. Daha sonra Küçükayman ve diğ. (1987) tarafından Geyiktepe Mermerleri olarak da yeniden tanımlanmıştır. Bu çalışmada Servais (1982) isimlendirmesine sadık kalınmıştır. Kalın katmanlı ve beyaz renkli bir yapı sunan İnönü Mermerleri; enine, boyuna ve makaslama olmak üzere çok sayıda çatlak düzlemleri içermektedir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5. İnönü Mermerlerinden genel bir görünüm (Bakış Yönü: KKD'dan GGB'ya) (UTM koordinatı: 36 S, 02.53375 E - 44.10980 N).

Yayılm ve Konum: İnönü ve Kandilli'nin güneyinde, Çukurhisar kuzeyinde, Bozüyük kuzeydoğusunda, Eskişehir güneydoğusunda ve Muttalıp kuzeybatısında yüzlek veren ve daha çok masif bir görünüme sahip olan İnönü Mermerleri; (Şekil 2.6) Eskişehir Fayı boyunca, Kuvaterner yaşlı çökellerle dokanak halindedir (Şekil 2.7). Çalışma alanında, İnönü Mermerlerinin tabanı görülmemektedir.



Şekil 2.6. Çalışma alanının temelini oluşturan, Triyas yaşlı İnönü Mermerlerinin haritadaki yayılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).



Şekil 2.7. İnönü Mermerlerinin, Eskişehir Fayı boyunca, Kuvaterner çökellerle olan dokanağı (Bakış Yönü K'den G'ye) (UTM koordinatı: 36S 02.56108 E – 44.10862).

Yaş: Tavşanlı Zonu'na ait kayaların çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığı, metamorfizmanın ise Turoniyen-Alt Senomaniyen zaman aralığında geliştiği öne sürülmektedir (Okay, 1984).

Kalınlık: İnönü Mermerleri'nin, çalışma alanında tabanı gözlenmediğinden bu birimin kalınlığı çalışma alanı için söylenemez. Fakat, önceki çalışmalara göre birimin genel kalınlığı yaklaşık 200 m'dir (Gözler ve diğ., 1997).

Ortamsal Yorum: İnönü Mermerleri sığ-orta kabuksal düzeylerde metamorfizmaya uğramışlardır (Gözler ve diğ., 1985).

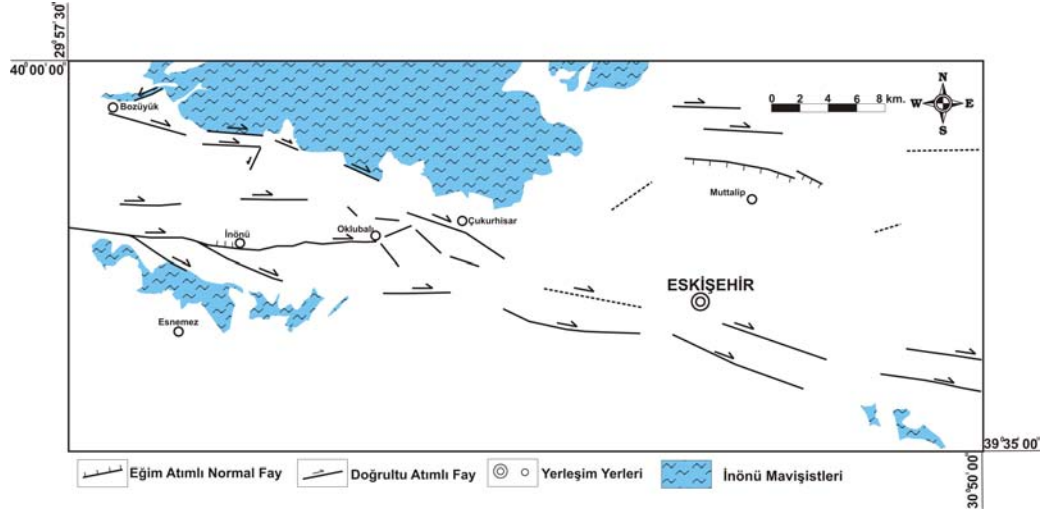
2.1.2. İnönü Mavişistleri

Genel Tanım ve Kaya Türü: Yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması gösteren ve metavolcano-sedimanter bir istif olan İnönü Mavişistleri, mermer-çört-metabazit ardalanması ile başlayıp, üste doğru metaçört-metabazit ve metaşeylllerden oluşur (Şekil 2.8) (Okay, 1984). İnönü mavişistlerine ait örnekler üzerinde yapılan çalışmalar sonunda, lavsonit, glokofan-lavsonit ve glokofan-epidot zonları ayırt edilmiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967).



Şekil 2.8. İnönü Mavişistleri'nden bir görünüm (Bakış Yönü: B'dan D'ya) (UTM koordinat: 36 S 02.45735 E – 44.10281 N).

Yayılm ve Konum: İnönü Mermerleri'nin üzerinde keskin bir dokanakla uyumlu olarak yer alan İnönü Mavişistleri; İnönü güneyinde, Esnemez ile Yörükyayla arasında ve Dodurga güneyinde yüzlek vermektedir. Çalışma sahasının kuzey kesimlerinde ise; Bozüyük ile Çukurhisar kuzeyinde geniş bir hat boyunca gözlenir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9. Çalışma alanında gözlenen İnönü Mavişistleri'nin yayılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

Yaş: Alt Kretase yaşında olduğu düşünülen (Okay, 1984) mavişistlerden Mihalhçık dolayında K/Ar yöntemiyle 65 ve 82 my'lık yaşlar elde edilmiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967).

Kalınlık: Ofiyolitler tarafından tektonik olarak üzerlenen İnönü Mavişistleri'nin inceleme alanındaki kalınlığı kesin olmamakla birlikte 700-1000 m arasında değiştiği söylenmektedir (Gözler ve diğ., 1985).

Ortamsal Yorum: İnönü Mavişistleri, Triyas öncesi çökelmiş olan çört ve şeyler ile ortamda bulunan bazaltlar, yüksek basınç / düşük sıcaklık metaformizması sonucu, metavolcano-sedimanter istif haline dönüşmüşlerdir.

2.1.3. Arifler Melanji

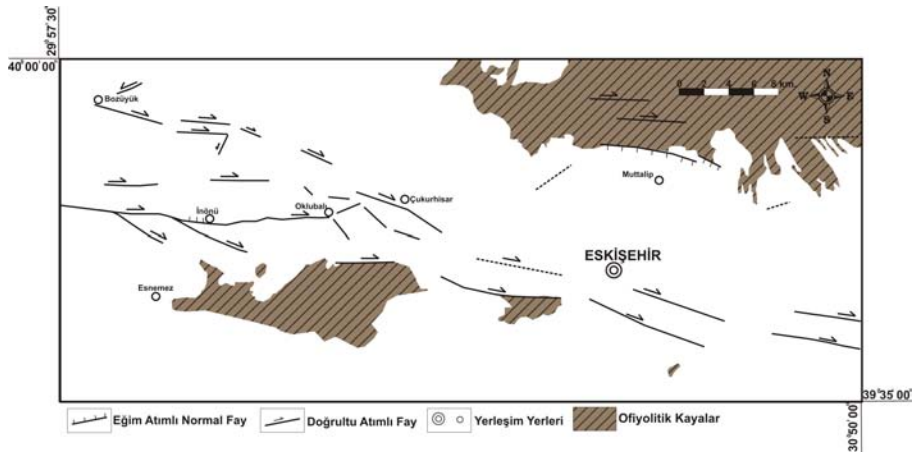
Genel Tanım ve Kaya Türü: Düzenli bir istif göstermeyen ofiyolitik melanji; radyolaritler, radyolaryalı kireçtaşları, çamurtaşları, serpantin, diyabaz, kireçtaşı, şist blokları ile yer yer serpantinleşmiş peridotit ve kısmen metamorfizma geçirmiş

diyabaz ve gabrolarla temsil edilen Arifler Melanjı, Küçükayman ve diğ. (1987) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 2.10).



Şekil 2.10. Yörükçepni Köyü'nün girişindeki ofiyolitlerden bir görünüm (Bakış Yönü: GGB'dan KKD'ya) (UTM koordinat: 36 S 02.58121 E -44.19640 N).

Yayılm ve Konum: Muttalıp'ın kuzeyinde ve İnönü güneyinde kabaca D-B konumlu bir hat boyunca yüzlek veren bu birim, çalışma sahasında oldukça geniş bir yayılım sunar (Şekil 2.11). Birim, çalışma sahasında İnönü Mavişistleri üzerine tektonik dokanakla gelmektedir.



Şekil 2.11. Çalışma alanında gözlenen ofiyolitlerin haritadaki dağılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

Yaş: Melanja ait çamurtaşları ve radyolaryalı kireçtaşları ile rekrystalize kireçtaşı bloklarından alınan örneklerde yaş verecek fosillere rastlanmamıştır. Ancak metamorfik, metadetritik, ofiyolit'den oluşan tektonik birliğin bir üyesi olan metadetritikler üzerinde Jura transgresif olarak yer aldığından, ofiyolitlerin yerleşim yaşının da Jura öncesi olduğu düşünülmektedir (Gözler ve diğ., 1985).

Kalınlık: Radyolarit, radyolaryalı kireçtaşı, çamurtaşı, serpantin, diyabaz, kireçtaşı, şist bloklarından oluşan birimin kalınlığı 400 m dir (Gözler ve diğ., 1985).

Ortamsal Yorum: Radyolaritleri, çamurtaşları, diyabazları, radyolaryalı kireçtaşları, rekrystalize kireçtaşı ve serpantin blokları ile jeosenkinal tipi bir çökel istifini sunan melanj ile metaperidotitleri ve metagabroları ile de okyanus kabuğu malzemesi örneği sunan birimler tektonik olaylar sonucu yan yana gelmişlerdir. Eklojitler, granatlı amfibolitler, piroksenitler, amfibolitler tektonik ilişkiler sunarak bugünkü yapıyı oluşturmuşlardır (Gözler ve diğ., 1985).

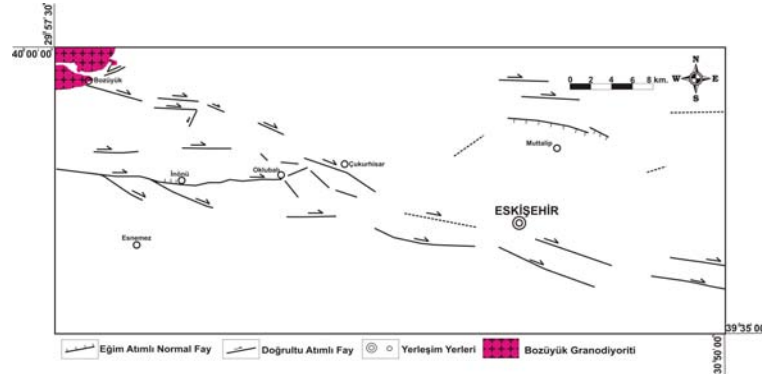
2.2. Bozüyük Granodiyoriti

Genel Tanım: Gözler ve diğ., (1985) tarafından Bozüyük Granodiyoriti olarak isimlendirilen birim; holokristalen dokulu, dokanağa yakın yerlerde biyotit ve amfibollerde yönelme içeren; %20 alkali feldspat, %55 plajyoklas, %15 Hornblend, %10 biyotit ve muskovit'den oluşan Granodiyorittir (Gözler ve diğ., 1997).



Şekil 2.12. Bozüyük girişinde gözlenen granodiyoritler (Bakış Yönü: G'den K'ye)
(UTM koordinat: 36 S 02.44646 E-4423621 N).

Yayılım ve Konum: Birim; çalışma alanının KB'sında çok dar bir alanda yüzlek vermektedir. Birim, kendisinden yaşlı olan İnönü mermerleri, mavişistlerini keser konumda, Arifler melanjını ise hem keser hem de örter konumda yer almaktadır. (Şekil 2.13).



Şekil 2.13. Çalışma alanındaki Bozüyük Granodiyorit'leri'nin yayılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

Yaş: Çalışma alanında yer alan ve Tavşanlı Zonu'na ait temel kayaları kesen Bozüyük Granodiyoriti, Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşları tarafından da uyumsuzlukla örtülmektedir. Triyas yaşlı birimleri kesmesi ve Jura yaşlı birimler tarafından örtülmesi göz önünde bulundurularak birimin yaşı Üst Triyas olarak değerlendirilmiştir (Gözler ve diğ., 1985).

Ortamsal Yorum: Birimin, Tavşanlı zonuna ait temel birimleri intrüzif olarak kesip yerleşmiştir.

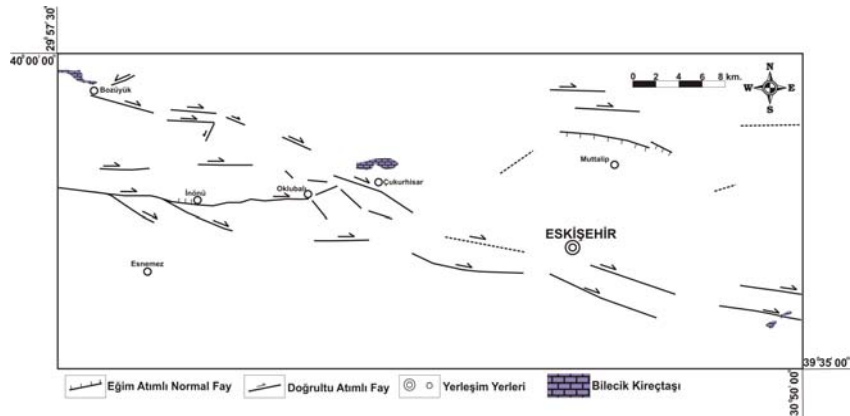
2.3. Bilecik Kireçtaşı

Genel Tanım: Batı Anadolu ve Orta Sakarya'da Altınlı (1971) tarafından Bilecik Kireçtaşı olarak tanımlanan bu birim; beyaz, gri renkli, orta-kalın katmanlı ve yer yer de silis arakatlı ve biyosparitik-biyomikritik kaya tipindedir (Gözler ve diğ., 1985). Kuzeybatı Anadolu'daki karbonatlı kayaçlar Bilecik Kireçtaşı, kırıntılı kayaçlar Bayırköy Formasyonu ise olarak adlandırılmıştır. Bu istif, altta Liyas yaşlı bir taban çakıltaşı-kumtaşı ile başlamaktadır. Üste doğru dereceli olarak pembemsi-bej renkli, oolitle, neritik kireçtaşı ve mikritik Bilecik Kireçtaşına geçer (Gözler ve diğ., 1985). Fakat çalışma alanında Bayırköy Formasyonu'na ait birimler gözlenmemektedir (Şekil 2.14).



Şekil 2.14. Çukurhisar kuzeyinde yüzlek veren Bilecik Kireçtaşları'ndan bir görünüm (Bakış Yönü D'dan B'ya) (UTM koordinat:36 S 02.70356E–44.14281 N).

Yayılım ve Konum: Çalışma alanında Çukurhisar kuzeyinde, Eskişehir-Çimsa çimento fabrikası civarında yüzlek veren Bilecik Kireçtaşları (Şekil 2.15) bol kırıklı ve çatlaklı bir yapı sunmaktadır. Çalışma sahasında birimin tabanında Arifler melanjı yer alırken, Eosen yaşlı birimler tarafından ise uyumsuzlukla üzerlenmektedir.



Şekil 2.15. Çalışma alanındaki Bilecik Kireçtaşları'nın yayılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

Fosil içeriği ve yaşı: Değişik lokasyonlardan alınan örneklerde; *Nautiloculina* sp., *Textulariidea*, *Lagenidae*, *Conicospirillina basillieasis*, *Valvulina lugeoni*, *Pseudocyclammina* sp., *Salenoporacedea* fosillerine göre birimin yaşı Üst Jura-Alt Kretase olarak belirlenmiştir (Gözler ve diğ., 1985).

Kalınlık: İnceleme alanında gözle görülür bir kalınlık sunmamakla beraber, Çukurhisar kuzeyinde yaklaşık 25 m kalınlığındadır.

Ortamsal Yorum: Sığ ve sakin bir ortamda çökelen Bilecik Kireçtaşları, Üst Permian-Triyas sonunda gelişen karmaşık olaylardan sonra Liyasta başlayıp Alt Kretasenin sonuna kadar devam eden sakin ve duraylı ortamın ürünleri olan bu kayalar, Alt Kretase sonrası gelişen tektonik olaylar sonucu hemen hemen bugünkü konumlarını kazanmışlardır. (Gözler ve diğ., 1985).

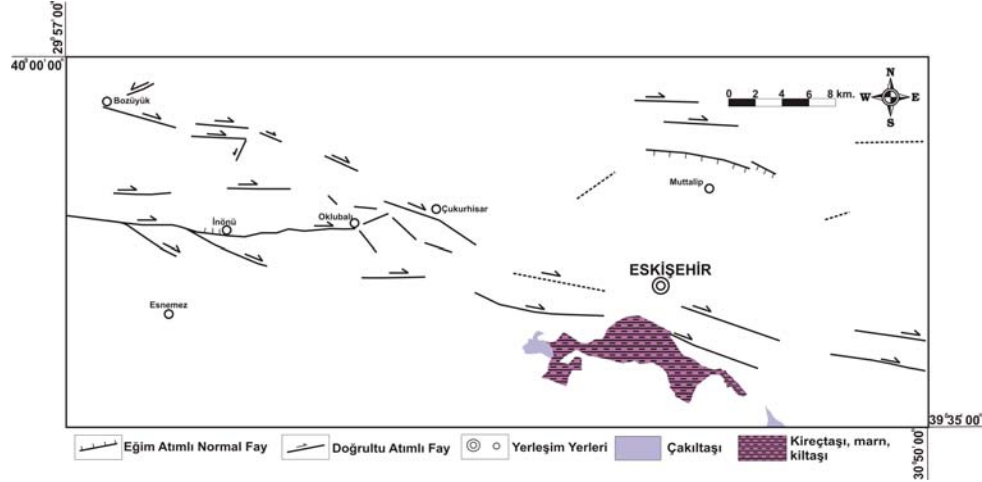
2.4. Mamuca Formasyonu

Genel Tanım: Bu birim, pembemsi renkli konglomera, kumtaşı, kilaşları ile bunların üzerine gelen kirlili sarı, yeşil renkli, bol nummulitli killi kireçtaşı birimi ile temsil edilmektedir (**Şekil 2.16**). Birim ilk defa Küçükayman ve diğ., 1987 tarafından isimlendirilmiştir.



Şekil 2.16. Eskişehir GD'sunda Mamuca Köyü yakınlarındaki, Mamuca Formasyonu'na ait kilaşlarından bir görünüm (Bakış Yönü: B'dan D'ya) (UTM koordinat: 36 S 0293673-4399247).

Yayılım ve Konum: Çalışma alanında, Eskişehir güneyinde Meşelik mevki ve Mamuca Köyü civarında yüzeylenmektedir (Şekil 2.17). Birim, Miyosen ve daha genç litolojiler tarafından örtülmüştür.



Şekil 2.17. Mamuca Formasyonu'nun çalışma alanındaki yayılımı (Gözler ve diğ., 1985 ve 1997'den değiştirilmiştir).

Fosil içeriği ve yaşı: Killi kireçtaşlarından alınan örneklerde *Alveolina canavarii* Checcir-Rispoli, *Assilina placentula* (Deshayes), *Nummulites leupoldi* Schaub, *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Alveolina oblongo* d'Orbigny, *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Orbitolites* sp., *Operculina* sp., *Nummulites* sp. foraminifer topluluğuna göre birimin yaşı Kuiziye'n'dir (Gözler ve diğ., 1985).

Kalınlık: Birimin konglomera-kumtaşı üyesi asıl kalınlığı teşkil etmektedir. Bu kalınlık 250-300 m dolayındadır. Killi kireçtaşı seviyesi ise 50 m. kalınlık göstermektedir.

Ortamsal Yorum: Mamuca Formasyonuna ait konglomera ve kumtaşları olarak yüksek enerjili bir ortamda depolanmış; konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı araldanması ise gelişigüzel biçimde oluşmuştur. Üst seviyelerde ise çökme sakin bir ortamın ürünleri şeklindedir. Konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı arakatıklar arasında yer yer görülen tüfit tabakaları bölgede bir volkanizmanın varlığına işaret etmektedir (Gözler ve diğ., 1985).

2.5. Porsuk Formasyonu:

Genel Tanım: Konglomera, çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve gösel kireçtaşlarından meydana gelen bu çökeller, Gözler ve diğ. (1997) tarafından, Porsuk Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Porsuk Formasyonu'nun en alt seviyelerini oluşturan çakıltaşı-kumtaşı üyesi, orta ve iri büyüklükte genelde granit çakılları olmak üzere, şist, mermer, tuf, radyolarit çakıllarından ibaret olup, yer yer oldukça sıkı tutturulmuştur. Çimentosu, kil veya karbonat'dan oluşmaktadır. Birim Çukurhisar ve civarında konglomera-çakıltaşı (Şekil 2.18); Bozüyük civarında ise kumtaşı litolojisi sunmaktadır. Kiltası, marn, tuf seviyeleri konglomera üzerinde yer almakta ve aralanmalı olarak devam etmektedir. Birim gri, beyaz, sarı renkli olup, tabaka kalınlıkları 1 cm ile 2 m arasında değişmektedir (Şekil 2.19). Porsuk Formasyonu'nun en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşları ise yer yer silisifiye olup, tabaka kalınlıkları 1-10 m. arasında değişmektedir. Orta-kalın ve düzgün katmanlıdır. Bozüyük yerleşim yerinin civarında ve özellikle yüksek kotlarda kırmızımsı renkli ve çört ara-katkılıdır (Şekil 2.20).



Şekil 2.18. Çukurhisar batısında gözlenen, Porsuk Formasyonuna ait çakıltaşları (A) ve bunların üzerine diskordansla gelen kireçtaşları (B) (UTM koordinat: 36 S 02.63623 E - 44.10930 N).

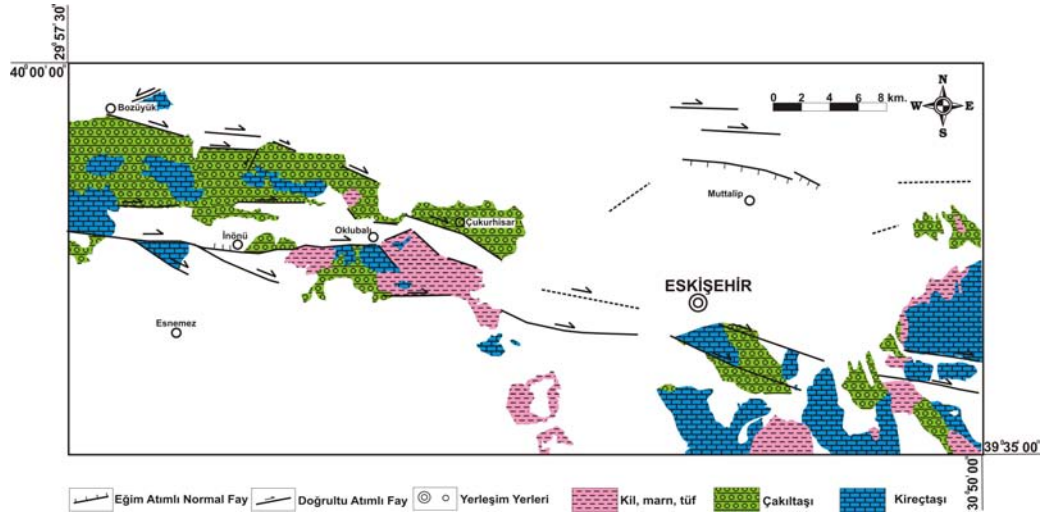


Şekil 2. 19. Çukurhisar kuzeyinde gözlenen, Porsuk Formasyonuna ait kilaşları (A)ve bunların üzerine uyumlu bir şekilde gelen kireçtaşları (B) (Bakış Yönü: B'dan D'ya) (UTM koordinat:36 S 02.63497 E – 44.10735 N).



Şekil 2.20. Bozüyük yerleşim yerinin yaklaşık 200 m. güneyinde görülen, yer yer silis ara katkılı kireçtaşları (Bakış Yönü: D'dan B'ya) (UTM koordinatı 36 S 02.46476 E – 44.22037 N).

Yayılım ve Konum: Çalışma alanında, oldukça yaygın bir alanda yüzlek veren Çakıltaşları ve kumtaşları; Bozüyük-İnönü-Çukurhisar hattı boyunca genel olarak D-B uzanımlı bir yayılım sunar. Ayrıca Eskişehir güneyi ve güneydoğusu ile, Mutlalıp doğusunda da yüzlekler vermektedir. Bu birimin üzerinde yer alan ve özellikle Çukurhisar ve Oklubalı Köyleri arasında geniş yüzlekler veren Porsuk Formasyonu'na ait kiltası, marn ve tüfler; Eskişehir güneyinde Sultandere civarında da görülmektedir. Porsuk Formasyonu'nun en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşları ise, Oklubalı güneyinde ve Oklubalı-Bozüyük-İnönü hattı arasında yaklaşık D-B uzanımlı bir alanda yüzlek vermektedir. Çalışma alanının doğusunda ise, Eskişehir G-GB'sında yaygın yüzlekler vermektedir. (Şekil 2.21).



Şekil 2.21. Porsuk Formasyonu'nun çalışma alanında içerisindeki yayılımı (Gözler ve diğ., 1985'den değiştirilmiştir).

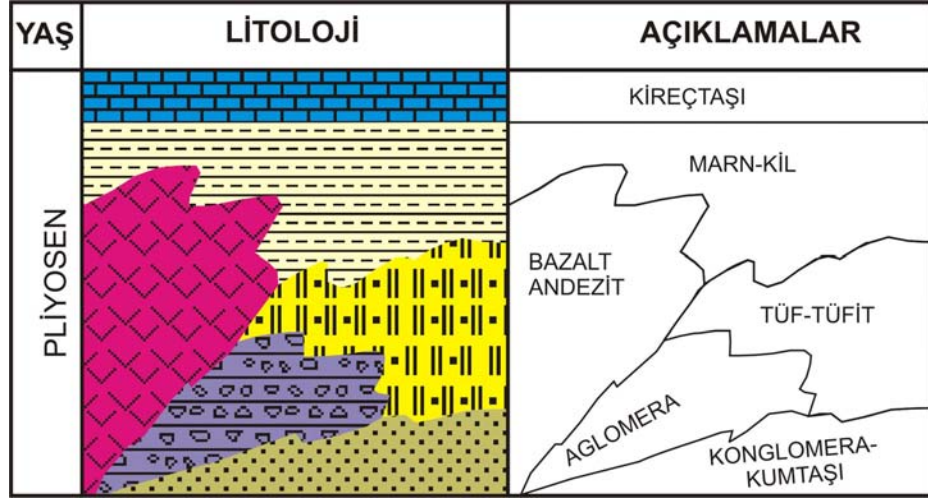
Fosil içeriği ve yaş: Yapılan çalışmalarda Miyosen birimlerine kesin yaş verecek bir fosil bulunamamıştır. Ancak bölgesel olarak yapılan korelasyonlar neticesi ve özellikle Ercan ve diğ., (1978) ve Baş (1983)'in çalışmalarına dayanarak bu birimin Üst Miyosen yaşında olduğu söylenebilir.

Kalınlık: Çakıltaşları; Çukurhisar civarında yaklaşık 40-50 m. kalınlık sunarken, kumtaşları Bozüyük ve çevresinde yaklaşık 15-20 m. kalınlık sunar. Kiltalarının ise, tabaka kalınlıkları 1 cm. ile 2 m. değişirken, Kiltası, marn ve tüften oluşan birimin genel kalınlığı yaklaşık 30-40 m.dir. Porsuk Formasyonu'nun en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşlarının kalınlığı yer yer 100 m.yi bulmaktadır.

Ortamsal Yorum: Porsuk Formasyonu, tipik olarak karasal fasiyes özelliklerini yansıtan akarsu ve göl sedimanlarından oluşmaktadır (Küçükayman ve diğ., 1987).

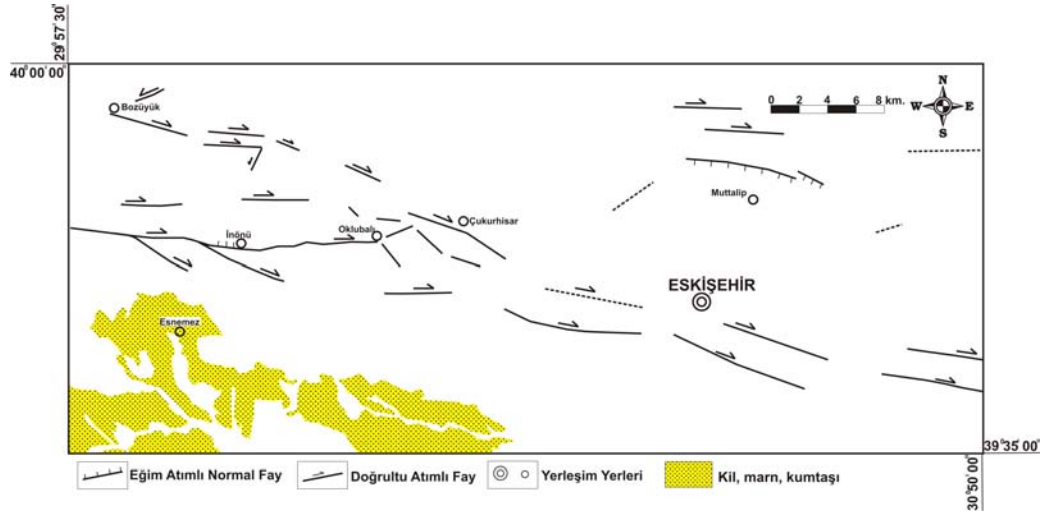
2.6. Ilıca Formasyonu

Genel Tanım: Alttan üste doğru konglomera-kumtaşı, marn-kiltaşı ve kireçtaşından oluşan bir istif sunar. Ayrıca bu birimleri kesen bazaltlar ile, bölgedeki volkanik faaliyetler sonucu oluşmuş aglomera, tuf ve tüfitler de, Gözler ve diğ. (1987) tarafından Ilıca Formasyonu içerisinde değerlendirilmiştir. Ilıca Formasyonu'nun en alt seviyelerini; yeşilimsi-kırmızımsı, alacalı, ani depolanma sonucu iri ve küçük parçaların kil, çamur ve FeO ile çimentolanmasıyla oluşmuş konglomera ve kumtaşları oluşturur. Bu seviyenin üzerinde ise; siyah, koyu gri, yeşilimsi renklerde, iri-orta boyda volkanik kayaç parçaları ve piroklastik malzemenin oluşan aglomera yer alır. Aglomeranın üst seviyelerinde yer alan tuf ve tüfitler; beyaz, sarımsı, boz, pembe renklerde, çoğunlukla silifiye olmuş, aralarında silis akıntıları ve silisleşmiş ağaç parçaları içerir. Tuf ve tüfitler, üst seviyelerinde yer alan kil ve marnlarla yanal geçişli; killi kireçtaşlarıyla düşey geçişlidir (Gözler ve diğ., 1997). Tüm bu birimleri kesen bazalt ve andezitler ise; koyu kahverengimsi, siyah, kırmızımsı pembe renklerde olup, gölsel çökeller arasında lav akıntıları şeklinde görülür (Gözler ve diğ., 1997). Bazalt ve andezitlerin üzerinde marn ve kiltaşından oluşan bir birim yer alır. Yeşil kirli beyaz ve kiremit renginde ince killi kireçtaşları ile ardalanmalı, bazalt akıntıları ile ara katkılı olan bu birim, diğer birimlerle yatay ve düşey geçişlidir (Gözler ve diğ., 1997). Ilıca Formasyonu'nun en üst seviyelerini ise; beyaz, sarımsı-boz renkli, yüksek poroziteli killi ve kumlu kireçtaşları oluşturur (Gözler ve diğ., 1997). Ilıca Formasyonu'nu oluşturan tüm bu birimler ve birbirleriyle ilişkisi Şekil 2.22.'de gösterilmiştir.



Şekil 2.22. Ilıca Formasyonu'nun stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz) (Gözler ve diğ., 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

Yayılm ve Konum: Ilıca Formasyonu, çalışma alanında Esnemez Köyü civarı ve güneyinde oldukça geniş bir yayılım sunmaktadır (Şekil 2.23).



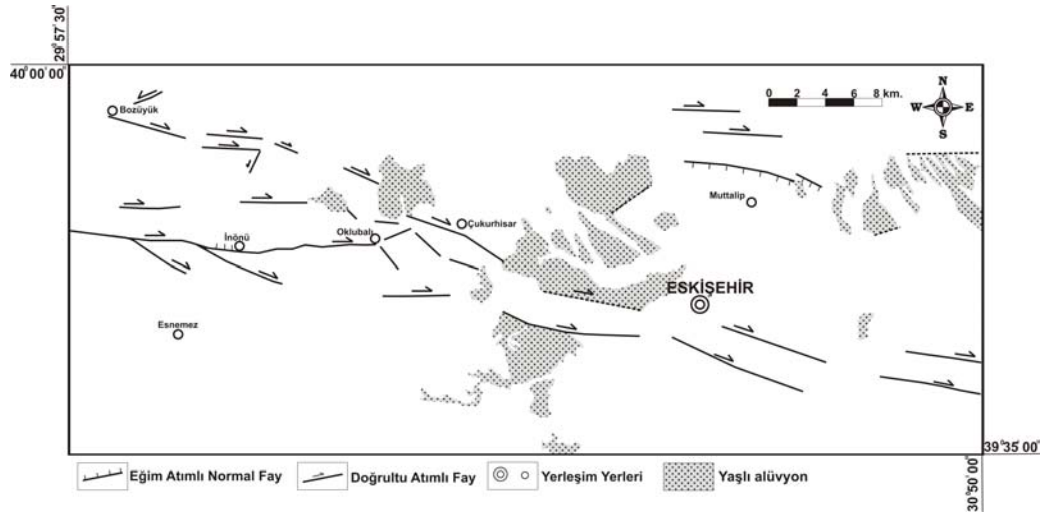
Şekil 2. 23. Ilıca Formasyonu'nun çalışma alanındaki yayılımı (Gözler ve diğ., 1997'den değiştirilmiştir).

Ortamsal Yorum: Genelde ani depolanma sonucu oluşmuş olan bu birimde, çakıl ve kum boyutundaki malzemeler iri ve köşelidir. Ayrıca yer yer volkanik kayaç parçalarından oluşan aglomeraların varlığı ise, bölgedeki volkanik bir faaliyeti göstermektedir.

2.7. Kuvaterner

2.7.1. Yaşlı Alüvyon

Miyosen formasyonları üzerinde küçük taneli çakıltaşlarının oluşturduğu konglomera ve kumtaşı tabakaları ile başlayan birim içinde çamurtaşları ve kireçtaşları da yer almaktadır. Konglomeralar gevşek tutturulmuş olup, daha eski formasyonlara ait çakılları ihtiva etmektedir. Çakılları 1-30 cm arasında değişmektedir. Kumlu killi seviyelerde bulunan omurgalı fosillerine göre birime Villafransıyen yaşı verilmiştir. Birimin kalınlığı 100-300 m arasında değişmektedir.



2.7.2. Genç Alüvyon

Genç alüvyon, Porsuk Çayı ve Sarısu deresi ile diğer akarsuların getirip biriktirdiği genellikle tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil gibi materyallerden meydana gelmektedir.

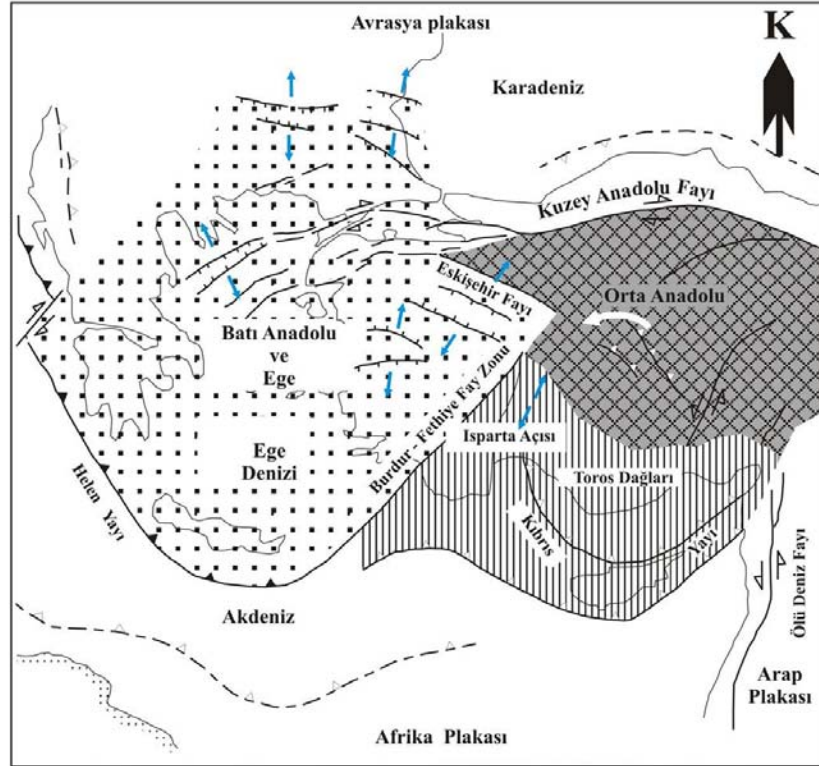
BÖLÜM 3

ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

3.1. Bölgesel Tektonik

Eskişehir Fay Zonu, paleotektonik dönemde Türkiye tektonik çatısının oluşumunda önemli rolü olan İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonuna paraleldir (Okay, 1984) ve bu zon içerisinde yer alan Anatolid-Torid platformu üzerinde gelişmiştir. İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu boyunca yerleşmiş BKB-DGD uzanımlı İnönü ve İnegöl havzalarının, Sakarya kıtasının güney ve Anatolid-Torid platformunun kuzey kenarındaki kayaçları süreksizlikle üzerlediği, bu her iki havzanın İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun geç sıkışma rejiminin ürünü olduğu ve bu havzaların son genişleme rejimi ile üzerlendiği belirtilmiştir (Koçyiğit ve Kaymakçı, 1995).

Eskişehir Fayı, doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu ile normal faylarla temsil edilen Ege açılma bölgesi arasında yer alır (Barka ve diğ., 1995; Altunel ve Barka, 1998). (Şekil 3.1). Son yıllarda yapılan çalışmalara göre, Ege Bölgesi ve Orta Anadolu'yu içine alan Anadolu bloğunun, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca batıya doğru hareket ettiği görüşü yoğunlaşmıştır (McKenzie 1972, 1978; Dewey ve Şengör 1979; Şengör 1982; Şengör ve diğ., 1985). Ancak Barka ve diğ., (1995)'ne göre, son GPS verileri Batı Anadolu'nun; KD-GB uzanımlı Fethiye-Burdur Fay Zonu ve BKB-DGD uzanımlı Eskişehir Fay Zonu ile Orta Anadolu'dan ayrıldığını ve batı-güney batıya doğru daha hızlı hareket ettiğini ortaya koymuştur. Batı Anadolu bloğunun batıya doğru hareket hızı kuzeyden güneye doğru artmaktadır; örneğin hareket hızı kuzeyde 20 mm/yıl'dan az iken güneyde 30-40 mm/yıl'dan fazladır (Barka ve diğ., 1995).



Şekil 3.1. Anadolu'nun neotektonik alt bölümleri. Seyrek noktalı alanlar açılma bölgelerini, çapraz alanlar sıkışma bölgelerini, dikey çizgili alanlar ise kompleks yapılar içeren bölgeleri temsil etmektedir. (Barka ve diğ., 1995).

Koçyiğit (2003)'in yaptığı çalışmada Orta Anadolu iki alt neotektonik bölgeye ayrılmıştır. Bunlar: (1) Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi ve (2) Kayseri-Sivas neotektonik bölgesidir. Birinci alt neotektonik bölge, çekme türü bir neotektonik rejim ve verrev atımlı normal faylanma ile karakterize edilir. İkinci alt neotektonik bölge ise sıkışma-genişleme türü bir neotektonik rejim ve egemen olarak doğrultu atımlı faylarla nitelendirilir.

GPS verilerine göre Batı-Orta Türkiye, Anadolu bloğunun saat yönü tersine dönmesi ve batıya doğru yer değiştirmesi ile karakterize edilir. Anadolu bloğunun orta kısmındaki iç deformasyon 2 mm/yıldan azdır (Reilinger ve diğ., 1997). Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'ndan oluşan iki büyük transform yapı arasında kalan Anadolu bloğu yaklaşık 25 mm/yıl hız ile batıya doğru hareket etmekte

(Straub, 1996; Straub ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1998; McClusky ve diğ., 2000) ve Anadolu bloğunun alt bölümü olan Batı Anadolu ise yaklaşık 30 mm/yıl hız ile güneybatıya doğru hareket etmektedir (Barka ve diğ., 1995). Bu veriler Batı Anadolu'nun Fethiye-Burdur fay zonu ve Eskişehir fay zonu ile Orta Anadolu'dan ayrıldığını, batı ve güneybatıya doğru hareket ettiğini ve Batı Anadolu bloğunun batıya doğru hareket hızının kuzeyden güneye doğru arttığını göstermektedir (Barka ve diğ., 1995).

Eskişehir, Güneybatı Türkiye genişleme bölgesinin kuzey sınırında ve iki önemli neotektonik rejimin ortak etki alanında olup, Eskişehir Fayı GB genişleme bölgesinin kuzey sınırını oluşturur (Koçyiğit, 2005).

3.2. Eskişehir Fayı'nın Uzanımı

Eskişehir Fayı'nın uzanımı, Eskişehir Fayı'nı oluşturan segmentler, Eskişehir Fayı'nın genel gidişi, doğrultusu ve karakteri hakkında çeşitli bilim adamları tarafından öne sürülen belli başlı görüşler şunlardır:

Genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zonu batıda İnegöl'den doğuda Tuz Gölü'ne kadar uzanır ve birbirini takip eden segmentlerden oluşur (Koçyiğit, 2000; Bozkurt, 2001)

Eskişehir fayı (McKenzie, 1978; Okay, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Barka ve diğ., 1995) olarak adlandırılan bu zon Şaroğlu ve diğ. (1987) tarafından Eskişehir-Bursa fay zonu olarak adlandırılmış, batıda Uludağ'dan doğuda Kaymaz'a kadar uzandığı belirtilerek İnegöl yöresi, İnönü-Dodurga fay zonu, Eskişehir fay zonu ve Kaymaz fayı olarak alt bölümlere ayrılmıştır.

Türkiye Diri Fay haritasında (Şaroğlu ve diğ., 1992) da gösterilen tüm bu alt bölümler Altunel ve Barka (1998) tarafından Eskişehir fay zonu olarak değerlendirilmiştir.

Eskişehir fay zonu, Türkiye'nin kuzeybatısında yer alan Trakya fay zonu ile birleştirilerek Trakya-Eskişehir Fay Zonu olarak da adlandırılmıştır (Yaltrak ve diğ., 1998, 2002, 2005; Sakınç ve diğ., 1999; Aksu ve diğ., 2002).

Dirik ve Erol (2003), Tuzgözü havzasının batı kenarını kontrol eden Ilıca, Yeniceoba, Cihanbeyli fay zonlarının muhtemelen Eskişehir Fay Zonu ile birleştiğini belirterek tüm bu zonları Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi içerisinde değerlendirmiştir.

Ocakoğlu (2007)'ye göre Eskişehir Fay Zonu, BKB-DGD doğrultulu, batıda Bozüyük ve doğuda Alpu arasında uzanan, yaklaşık 100 km. uzunluğunda; uzunlukları 5 ile 25 km. arasında değişen 21 segmentten oluşmaktadır.

Özsayın ve Dirik (2007)' ye göre İnönü-Eskişehir Fay Sistemi; Orta Anadolu'nun en önemli yapılarından biri olup KB'da Uludağ (Bursa) ve GD'da Sultanhanı arasında uzanır. İnönü-Eskişehir Fay Sistemi, İnönü-Sivrihisar arasında BKB-DGD gidişli, Sivrihisar'ın doğusunda ise KB-GD gidişlidir. Sivrihisar'ın doğusundan itibaren sırasıyla; Ilıca, Yeniceoba, Cihanbeyli ve Sultanhanı hattını izleyen İnönü-Eskişehir Fay Sistemi, en doğu ucunda Tuzgözü'nün güneyine kadar uzanır.

Batıda Bozüyük; doğuda Alpu arasında uzanan yaklaşık 100 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay sistemi olan Eskişehir Fayı; Batı Anadolu açılmalı tektonik rejiminin Anadolu levhası içerisindeki doğu sınırını oluşturur. Eskişehir Fayı özellikle Eskişehir havzası civarında yaklaşık 30 km genişliğe ulaşarak, birbirine aralı aşmalı sıralanan sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal fay segmentlerinden oluşur. Ana fay zonunda KB-GD doğrultulu segmentler sağ yönlü doğrultu atımlı, D-B uzanımlı olanlar ise sağ yönlü doğrultu atım bileşeni de olan normal faylar şeklindedir. Eskişehir Fayı içerisinde tanımlanmış ve Eskişehir ovasını kuzeyden Muttalıp ve civarında sınırlandıran faylar ise normal fay karakterindedir.

Eskişehir Fayı batıdan doğuya doğru; Dodurga, Kandilli, İnönü, Osmangazi ve Kaymaz segmentlerinden oluşan beş ana geometrik bölümden meydana gelir (Şaroğlu ve diğ., 2005).

3.3. Eskişehir Fayı'nın Yaşı

Pleyistosen ve Holosen birimlerinde görülen depolanma sırasına ve sonrasına ait faylar, Eskişehir fay zonunun en az Pleyistosen'den bu yana aktif olduğunu göstermektedir (Altunel ve Barka, 1995). Bunun güncel veriler ve arazi gözlemlerindeki en güzel kanıtı, Pleyistosen yaşlı kumlu-killi-karbonatlı seviyeleri, hatta güncel toprak örtüsünü kesen faylardır (Şekil 3.2). Ayrıca, İnönü civarında Eskişehir Fayına yaslanmış olarak duran Holosen çökellerinin varlığı fayın güncel aktivitesine örnek niteliğindedir (Şekil 3.3). Bunun yanısıra Eskişehir Fayının en erken, Anadolu'nun Neotektonik dönem yapılarından birisi olarak değerlendirilmesi sebebiyle, Geç Miyosen'den daha yaşlı olamayacağını göstermektedir. Bu görüşe karşı bir görüş, Yalıtırak ve diğ., (2002 ve 2005) tarafından ileri sürülmektedir. Eskişehir fayını, Marmara denizini de katederek, Orta Anadolu'dan KB Anadolu'da, Trakya havzasına kadar uzatmaktadırlar ve Neotektonik dönem öncesi eski bir Paleotektonik hat ile başladığını vurgulamaktadırlar. Böylelikle, fayın başlangıç yaşı daha eski devirlere kadar uzamaktadır.



Şekil 3.2. Sultandere yolunda, yolun batı tarafında mostra veren ve Pleyistosen yaşlı birimleri kesen normal faylar (GPS koordinatı: 36 S 02.52175 E- 44.17925 N).

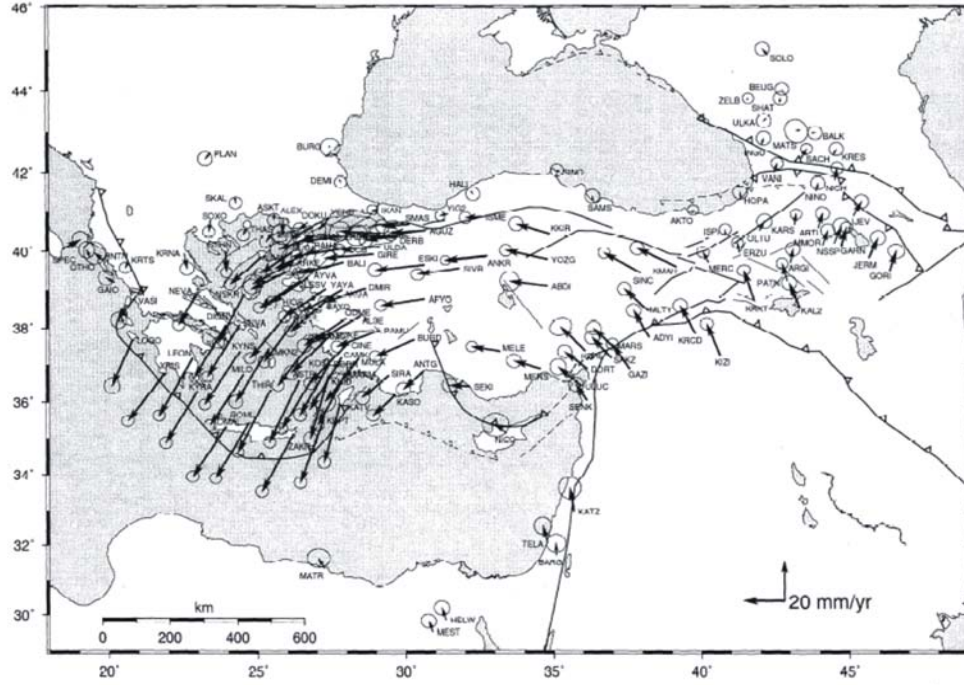


Şekil 3.3. İnönü yerleşim yerinin hemen güneyinde uzanan ve dike yakın 30 m. ye yakın bir düzlem sunan Eskişehir Fayı ile dokanak oluşturan Holosen yaşlı çökellerinin görünümü (Bakış yönü Doğudan, Batıya doğru).

3.4. Eskişehir Fayı'nın Hareket Hızı

Anadolu bloğunun batıya doğru olan hareket hızını belirlemek amacıyla yapılan GPS çalışmalarında (Kiratzi, 1993; Oral ve diğ., 1993; Reilinger ve diğ., 1996; 1997; Mc Clusky ve diğ., 2000; Hubert-Ferrari ve diğ., 2002) günümüzde KB Anadolu'da KAF üzerinde gerçekleşen sağ yanal doğrultu atımlı hareket hızı 16 mm/yıl ile 30 ± 2 mm/yıl arasında değişmektedir (Şekil 3.4). Bu oranı, Reilinger ve diğ. (2006), Bolu civarında, 24.2 mm/yıl olarak hesaplamışlardır. Bununla birlikte, Anadolu bloğunun orta-batı kesiminde yapılan GPS çalışmalarında ise (Straub, 1996; Staraub ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1998; Mc Clusky ve diğ., 2000) kayma hızı 25 mm/yıl iken, batı Anadolu'da bu oran (Barka ve diğ., 1995) 30 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Arazideki atım verilerine dayanarak Kocyigit (2000); bu hızı 0,07-0,13 mm/yıl olarak hesaplanmasına karşın, GPS ölçümleri Orta Anadolu ve Eskişehir fayı civarında Anadolu bloğunun batıya doğru olan ortalama hareket hızınının 1-3 mm/yıl (Barka ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1996; 1997;

Saroglu ve diğ., 2005) civarında olduğu ve KB ile Batı Anadolu'ya oranla düşük bir devinim hızına sahip olduğu bilinmektedir.

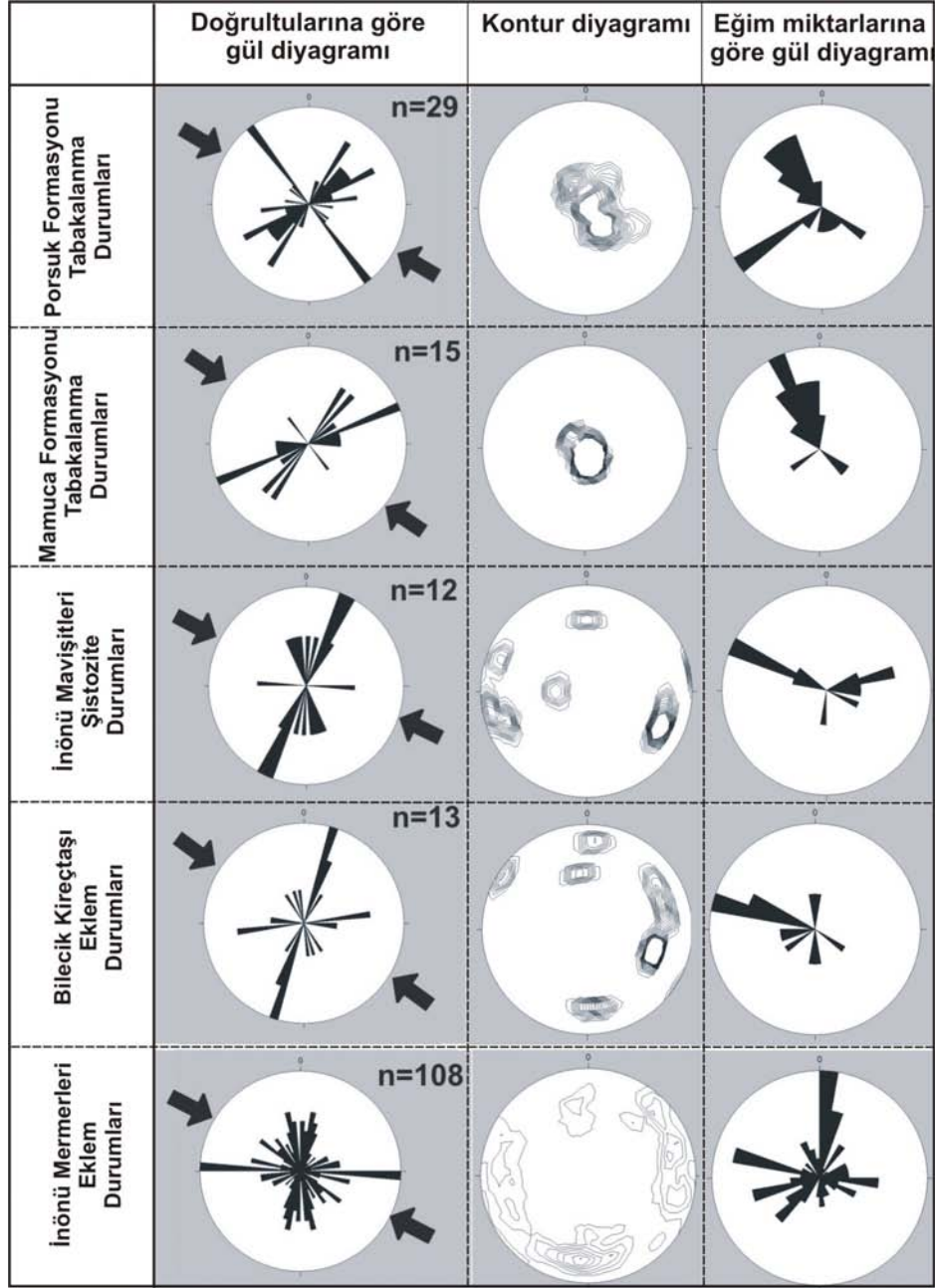


Şekil 3.4. GPS hız çalışmaları sonucunda, Türkiye ve yakın çevresindeki hareket hızı miktarları (McClusky vd., 2000).

3.5 Tabaka, Şistozite ve Eklem Takımlarının durumları ve değerlendirilmesi

Çalışma sahasında yüzeyleyen jeolojik birimlerden, Eskişehir Fayı ve yakın civarındaki bölgesel sıkışma durumlarının belirlenmesi amacıyla; tabaka ve şistozite durumları ölçülmüş ve sahada yüzlek veren eklemler ölçülerek türleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 3.4). Bu birimler; İnönü mermerlerinde derlenen eklemler, İnönü mavişistlerinden alınan şistozite ölçüleri, Bilecik kireçtaşı eklem durumları, Mamuca Formasyonunun kireçtaşı ve kiltaşlarından alınan katman durumları, Porsuk Formasyonunun kireçtaşı-kiltası-kumtaşlarının tabaka ölçümlerinden oluşmaktadır. Burada, tabaka ve şistozite düzlemlerinin wulf ağı alt yarımküresindeki kontur ve gül diyagramlarının sonuçları birbirleriyle uyumlu olup, bölgesel olarak Eskişehir havzası ve yakın civarında KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin geçmişten günümüze kadar hakim olduğu sonucunu vermektedir. Bu sıkışma rejimi içerisinde gelişen eklemlerin ise özellikle makaslama türü eklemler olduğu, bunun yanısıra,

boyuna ve tansiyon türü eklemler de mevcuttur (Şekil 3.5). Bu sonuç, bölüm 4, 5 ve 6'da ele alınan; fay topluluklarının kinematik analizi, depremlerin odak mekanizmalarının ters çözümleri ve uzaktan algılama çalışmalarında elde edilen çizgisellik analizi sonuçlarıyla karşılaştırılacaktır.



Şekil 3.5. Eskişehir civarından derlenen katman, şistozite ve eklem durumlarına ait kontur ve gül diyagramları.

BÖLÜM 4

FAY TOPLULUKLARININ KİNEMATİK ANALİZİ

Eskişehir Fayı üzerinde yüzlek veren jeolojik birimlerden, fay topluluklarının kinematik analizi gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda; 20 istasyondan, 209 adet fay düzlemi ölçülerek Carey (1979)'ın sayısal analiz yöntemiyle hesaplanmıştır. Değişik yaş ve litolojide yer alan jeolojik birimlerden derlenen faylardan özellikle genç döneme ait olanların varlığı sayesinde, bölgede Eskişehir Fayı'nın günümüzdeki ya da son tektonik rejim içerisindeki kinematik durumu belirlenmeye çalışılmıştır.

4.1. Fay topluluklarının kinematik analizinde kullanılan yöntem

Bu çalışma kapsamında kullanılan metod ilk defa Carey (1979) tarafından belirlenen ve daha sonra bazı yazarlar tarafından geliştirilen bilgisayar destekli bir sayısal analiz yöntemidir. Bu yöntemin uygulanması açısından bazı temel koşullar ve kriterler vardır.

Tektonik deformasyonun geliştiği birçok bölgede, bu deformasyonun ürünü olan kırık sistemleri de iyi gelişmiş olarak gözlenebilmektedir. Bununla birlikte kaya türü ve mostra koşulları uygun olduğu takdirde hareketin özelliklerini yansıtan veriler fay düzlemi üzerinde korunabilmektedir. Bu tür verilerin saha içerisinde birçok farklı lokasyonda ölçülmesiyle, hem fay sistemlerinin geometrisi ortaya konmakta, hem de geniş bir alanda deformasyonun ana karakterleri belirlenebilmektedir. Bu veriler, üst kırılmalı kabukta tektonik fazlar sırasındaki gerilme durumuyla yapısal deformasyon ilişkisinin belirlenmesini sağlamaktadır (Carey-Guailhardis ve Mercier, 1987).

Bir faya ait mostranın gözlemlendiği yerde, fayın doğrultu ve eğimi, kayma vektörü (pitch), fayın hareket yönü ile fayın türü belirlenebilir. Özellikle fayın hareket yönünün belirlenebilmesi kinematik analiz açısından büyük önem taşımaktadır. Bunlar, kırıkların oluşturdukları fay takımlarının geometrik ve kinematik karakterlerinin belirlenmesi için ilk verileri oluşturacaktır.

Tüm kırıklar, diğer süreksizliklerle ilişkilerinden sadece geometrik olarak (arakesitler, gerilmeler) değil, bununla birlikte aynı fay düzlemi üzerinde gelişen ve birbirini üzerleyen kayma vektörleri sayesinde tektonik rejime ait (kronolojik) bu farklı tektonik fazların ayırt edilmesinde önemli rol oynamaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında bir bölgedeki tektonik rejim ve deformasyon hakkında uygun sonuçlara ulaşabilmek için çok sayıda verinin elde edilmesi gerekir. Bununla birlikte verilerin yerleştirilmesi, analizi ve sınıflandırılması da ayrı bir önem taşımaktadır.

Fayların geometrisi de diğer düzlemsel ve çizgisel veriler gibi klasik streografik izdüşüm ile gösterilir. Tektonik analizlerde Wulf veya Schmidt' in eş alanlı alt yarım küre projeksiyonu kullanılmaktadır. Bu diyagramlarda fay düzlemleri ve üzerinde yer alan kayma çizgileri yardımıyla hareket yönlerinin gösterilmesi olasıdır. Hareketin yönleri düzleme ait doğrultu çizgisi ve eğim yayı üzerinde çizilen oklarla (pitch) gösterilir. Genellikle bu küçük okların içe doğru olanları ters, dışa doğru olanları normal hareketleri ve/veya bunların bileşenlerini ifade etmektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Üzerinde hareket yönünü gösteren fay toplulukları birçok farklı yöntemle değerlendirilebilir. Bu tür fay toplulukları, grafik yöntemlerden Arthaud (1969) yöntemi, deprem odak çözümlerinde kullanılan ve sismik faylara Pegoraro (1972), Angelier ve Mechler (1977) tarafından uygulanan standart diedron yöntemi (diédres droid) ve Carey (1976, 1979) ile aynı temel kuralları içeren Angelier (1975, 1984), Armijo ve Citeras (1979) tarafından uygulanan sayısal analiz yöntemi şeklinde üç yöntemle belirlenebilmektedir.

Arthaud (1969) yönteminde, üzerinde kayma çizgilerinin yönelimlerini içeren faylar kullanılarak bir tektonik faza ait bölgesel deformasyonun ana eksenlerinin belirlenmesi olanaklıdır. Arthaud (1969), fay düzlemine dik olan ve kayma çizgisini taşıyan düzlemi hareket düzlemi olarak ifade etmektedir. Bu düzlem, bölgesel deformasyona ait üç ana yönden X, Y, Z eksenlerinden birisini içermektedir. Bundan

dolayı, tüm hareket düzlemlerinin arakesitleri, bu üç ana eksene karşılık gelmek zorundadır. Arthaud (1969), her bir faya ait hareket düzleminin kutup noktasını streografik olarak iz düşürmektedir. Böyle bir diyagramda, hareket düzlemlerinin normaline dik olan birkaç hareket düzleminin ortak olduğu bir ana yön bulunur. Bu yön hareket düzlemlerinin kutup noktalarını içeren düzlemin normaline karşılık gelir.

İdeal olarak, hareket düzlemlerinin kutup noktaları üç ana yön boyunca birbirine dik üç düzlem boyunca uzanmaktadır. Bu yönlerden hangisini kısalma, uzama ve ortaç eksene karşılık geldiğinin belirlenmesinde faylarla ilgili açılma çatlaklarının, stilolitlerin yönelimlerinden faydalanılabilir. Stilolitlerin uzama yönüne ve açılma çatlaklarının kısalma yönüne dik olması durumundan yararlanılabilir. Eğer bunlar mevcut değilse, kısalma ve uzama eksen yönlerini değişik doğrultulardaki faylar üzerindeki hareket yönlerini kullanarak saptayabiliriz. Kısalma ve uzama yönleri, tüm fayların hareket yönleri ile uyumlu olmak zorundadır. Eğer fayların büyük çoğunluğu kullanılarak elde edilen üç ana yönle uyum sağlamayan bazı kırıklar varsa, bu kırıkların bir başka tektonik faz sırasında şekillenmesi ve hareketlenmesi olasıdır. Bununla beraber, eğer bir faya ait kronolojiyi gösterir saha verileri elde edilmişse, kırıkların ayrılması ve tektonik fazların belirlenmesi olanaklıdır (Arthaud, 1969).

Arthaud yöntemi, üç ana eksen (X, Y, Z) boyunca değişik değerlerde deformasyonun geliştiği durumlarda, bu eksenler boyunca çok farklı değerlere sahip bölgesel gerilmeler altında hareketlenen faylar için kullanılması oldukça güçtür (Bles ve Feuga, 1987).

Eş alan (diédre droid-standart diedron) yöntemini ilk olarak Pegoraro (1972) tanımlamış olup, daha sonra Angelier ve Mechler (1977) tarafından geliştirilerek deprem odak mekanizması çözümlmelerine ve fay topluluklarına uygulanmıştır. Burada, her bir fay üzerindeki hareketle fay düzlemi ve kayma çizgisine dik olan yardımcı bir düzlem ile dört bölgeye (diédre droid) ayrılabilir. Bu bölgelerden fayın hareket yönüne bağlı olarak karşılıklı bulunan ikisi sıkışma ve diğer ikisi de açılmaya karşılık gelmektedir. Yönetimin temel prensibi başlangıçta öncel

zayıflıkları içeren kaya kütlelerinde gözlenen fayların aynı tektonik dönemde, orta gerilme durumunda geliştiği ve üniform olarak kaya kütleleri içerisinde dağıldığı kabul edilmektedir. Böylece incelenen bölgede birbirine dik üç ana gerilme yönü, stres elipsoidinin eksenleri, maksimum sıkışma gerilmesi Sigma 1 (σ_1), orta gerilme eksenini Sigma 2 (σ_2), ve en küçük gerilme bileşeni Sigma 3 (σ_3), olmak üzere malzemenin süreksizliğine ve heterojenliğine bağlı olarak değişir. Aynı şekilde fay boyunca kaymalar da değişir. Değişik faylar üzerindeki hareket her zaman birbirinden bağımsız değildir. Burada sunulan ikinci koşul ise, bir fay düzleminin fay hareketlenmeden hemen önce makaslama üreten bir tanjansiyel gerilme sunmasıdır. Bott (1959); hareketin bu makaslama yönünde olduğunu kabul etmektedir. Böylelikle bu durumun her bir fay için hareket yönünde ana gerilmelerden Sigma 1'in sıkışma bölgesinde, Sigma 3'ün ise açılma bölgesinde yer aldığını göstermektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Bir deprem odak çözümlemesinde birbirine dik iki düzlem vardır. Bunlardan biri esas (ana) düzlem, diğer ise yardımcı düzlemdir. Fakat bunların birbirinden kesin olarak ayrılması önemli bir problem oluşturur. Bunlar kesişen iki düzlemin normalleridir. Burada bir sıkışma eksenini, bir de genişleme eksenini belirlenmektedir ve aynı zamanda bu eksenler sıkışma ve genişleme bölgelerinin iç simetri eksenlerine karşılık gelmektedir.

Bu yöntemin uygulaması el çizimi yardımıyla stereografik çizim yöntemlerinden Wulff veya Schmidt ağı üzerinde yapılabildiği gibi, bilgisayar destekli programlarla da oluşturulabilir.

Wallace (1951), Bott (1959) ve Price (1966)'ın mekanik yaklaşımlarının kullanılmasıyla birçok araştırmacı tarafından (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1976, 1979; Etchecopar ve diğ., 1981) kırılmış kaya kütlelerindeki fayların kinematığının yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır. Bu yöntemler için bazı temel ön koşullar şöyle sıralanabilir.

- 1) Kaya kütleleri içerisindeki bir tektonik faz, tek bir homojen stres tensörü ile karakterize edilmektedir.

- 2) Bu tektonik faz için malzemenin izotropik ve homojen olduğunu, her bir fay düzlemi üzerinde gelişen atımın, (kayma (S_i) çizgisi) bu fay düzlemi üzerinde etkin çözümlenmiş makaslama gerilmesinin (τ_i) doğrultusunda ve yönünde olduğu kabul edilir.
- 3) Faylarla ayrılmış bloklar arasında sürekli deformasyonun olmadığı, deformasyon sırasında fay düzlemi rotasyonlarının olmadığı ve kayma çizikleri üzerindeki atımın bağımsız ve fay genişliğinden küçük olduğu kabul edilmektedir. Böylece kaya kütlelerinin deformasyonu, faylar boyunca rijit blokların görelî yer değiştirmesiyle meydana gelmektedir. Makaslama tensöründeki fark, blokların hareketine neden olan çözümlenmiş gerilme tensöründen sorumludur. Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü, bu fazın sonucunda ortaya çıkan bağımsız kayma çizgilerinden elde edilebilir (Angelier ve Mechler, 1977).

Her bir ölçülmüş kayma çizgisi (1) için, bir fay düzlemine uygulanan gerilme (σ_1), $\sigma_1 = \sigma_n + \tau_i$ olarak belirlenir. Yukarıda belirtile hipotezi öngörülen atım vektörü (τ_i) ile gözlenen atım vektörü (S_i) arasındaki açının 0'a yaklaştığını gösterir. (τ_i) bileşenleri dört parametrenin fonksiyonudur. Bunlar bir coğrafik referans noktasına göre üç ana gerilme doğrultusunu veren üç Euler açısı ve ana gerilemeleri arasındaki R oranıdır (Carey, 1976; Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987).

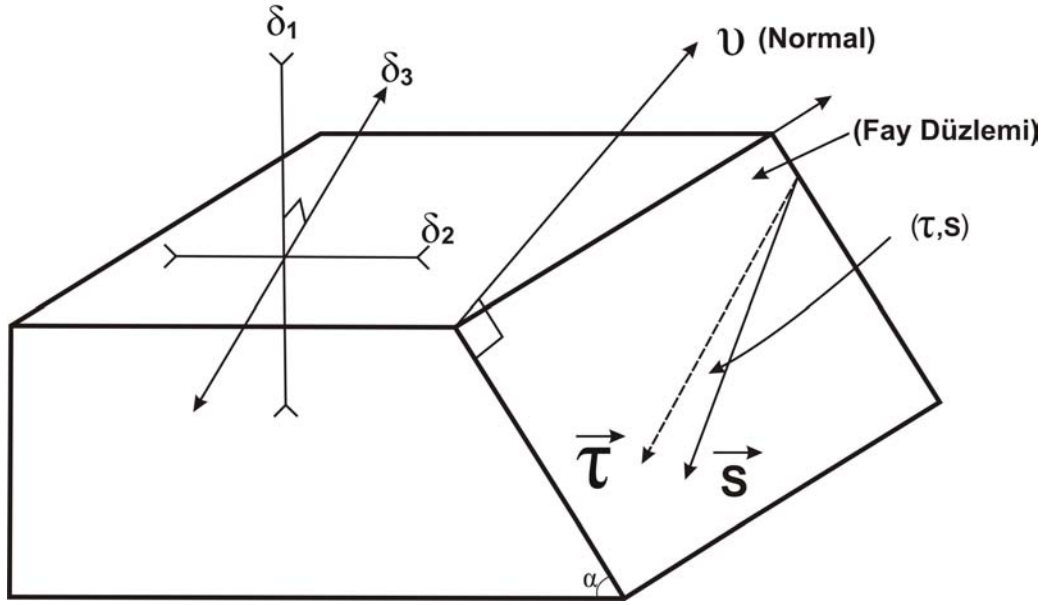
$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$$

σ_1 , σ_2 , σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme olmak üzere üç ana gerilme değerini vermektedir. R değeri 1 ($\sigma_2 = \sigma_3$) ile ($\sigma_1 = \sigma_2$) arasında değişir. Dört değer (τ_i , s_i) $\rightarrow 0$ ile uyumlu olmalı ve bu nedenle aşağıdaki fonksiyonun minimum olduğu durumda dört değer ile belirlenmelidir.

$$F = -\sum_{i=1}^N k_i \cos^2(\tau_i, s_i)$$

Burada N, fay düzlemlerinin sayısını ifade ederken, eğer (τ_i , s_i) < 90 ise $k_i=1$, (τ_i , s_i) ≥ 90 ise $k_i=-1$ dir. Pratikte, indirgenme matematiksel olarak, (τ_i , s_i) açısı 20'den küçük olduğunda iyi sonuç vermektedir (Carey, 1979). Çünkü histogram üzerindeki dağılım daha yakın bir aralıkta ve benzer faylar için bu sonucu

verebilir. Pratikte, (τ_i, s_i) açılarının %80'i 20'den küçük olması durumunda da sonuç güvenilir olarak kabul edilir. Açı arttıkça, çözümün doğruluğu ve ikinci minimum daha da uzaklaşmaktadır. Birden fazla tektonik faza karşılık gelen verilerin ayrılmasında daha karmaşık hesaplamalar kullanılır (Carey, 1979; Etchecopar ve diğ., 1981; Armijo ve diğ., 1982). Bu metot, seçilmiş sismik fay düzlemlerinin odak mekanizması çözümlerine de uygulanabilir (Özden, 1998).



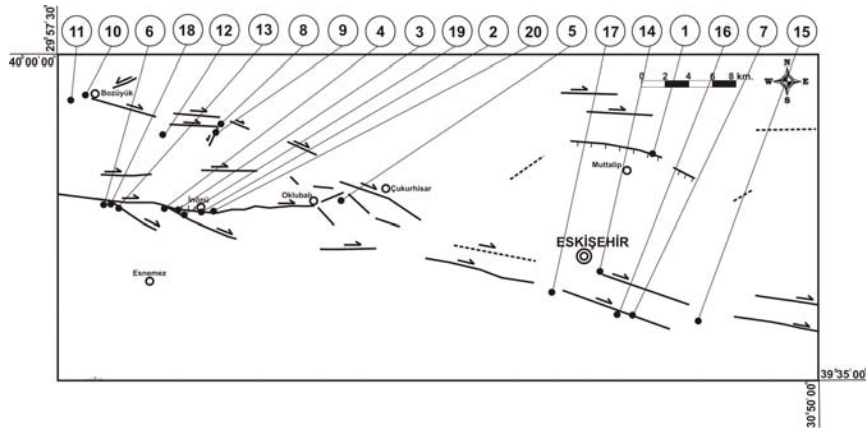
Şekil 4.1. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (s) arasındaki açı (s_1, s_2 ve s_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri) (Över ve diğ., 2001).

4.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analizlerinin Sonuçları

Çalışma sahasından elde edilen fayların, Carey (1979)'in fay topluluklarının kinematik analizi için geliştirmiş olduğu metotla ortaya çıkarılan sonuçları aşağıdaki şekildedir. Fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonlar, bir çok değişik yaşta jeolojik birimlerden oluşmaktadır (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların koordinatları, ölçülen jeolojik birimlerin yaşları ve litolojileri

İstasyon	UTM (X)	UTM (Y)	Boylam (E)	Enlem (N)	Yükseklik (m)	Yaş	Litoloji
1	36S 0294798	4414852	30°36'04"	39°51'32"	997	Triyas	Mermer
2	36S 0256108	4410862	30°09'03"	39°48'46"	875	Triyas	Mermer
3	36S 0253370	4411075	30°07'07"	39°48'50"	872	Triyas	Mermer
4	36S 0253050	4411230	30°06'54"	39°48'56"	934	Triyas	Mermer
5	36S 0265427	4411410	30°15'34"	39°49'13"	828	Üst Miyosen	Kireçtaşı
6	36S 0246931	4412161	30°02'35"	39°49'18"	928	Triyas	Mermer
7	36S 0294885	4398544	30°36'26"	39°42'44"	862	Üst Miyosen	Kumtaşı
8	36S 0258121	4419640	30°10'16"	39°53'32"	917	Triyas	Serpantinit
9	36S 0257740	4418916	30°10'01"	39°53'08"	901	Üst Miyosen	Kumtaşı
10	35S 0755228	4420986	29°59'07"	39°54'01"	747	Üst Miyosen	Kumtaşı
11	35S 0754435	4420467	29°58'34"	39°53'45"	768	Jura	Kireçtaşı
12	36S 0252175	4417925	30°06'08"	39°52'30"	816	Üst Miyosen	Kumtaşı
13	36S 0249175	4411275	30°04'11"	39°48'52"	881	Triyas	Mermer
14	36S 0288824	4404438	30°32'05"	39°45'49"	835	Üst Miyosen	Kireçtaşı
15	36S 0302478	4397834	30°41'45"	39°42'27"	952	Triyas	Mermer
16	36S 0292445	4398273	30°34'44"	39°42'33"	909	Triyas	Serpantinit
17	36S 0281650	4401340	30°27'07"	39°44'02"	932	Üst Miyosen	Kumtaşı
18	36S 0247152	4412053	30°02'45"	39°49'15"	913	Triyas	Mermer
19	36S 0253818	4410324	30°07'27"	39°48'26"	972	Triyas	Mermer
20	36S 0256722	4410800	30°09'29"	39°48'44"	958	Üst Miyosen	Kumtaşı



Şekil 4.2. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların dağılımı.

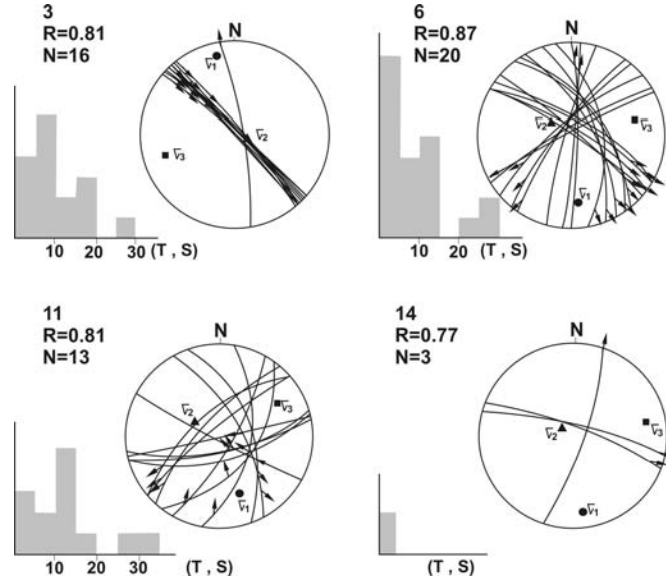
4.2.1. Transpresyonel tektonik rejim

3, 6, 11, 14 numaralı istasyonlardan ölçülen doğrultu atım verilerine göre, en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 168^\circ / 15^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 73^\circ / 17^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.82 olarak bulunmuştur.

Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme eksenini ise (σ_2) düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanmayla karşımıza çıkan bir tektonik rejimdir. (Şekil 4.3 ve Tablo 4.2). Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde olup $K12^\circ B$ 'dir. Buna karşın açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup $K73^\circ D$ 'dur.

Tablo 4.2. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1) , (σ_2) , (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları, ortalama (M.D.) ve standart sapma (S.D.) değerleri

İstasyon	N	σ_1 Az / dip	σ_2 Az / dip	σ_3 Az / dip	R	M.D.	S. D.	
3	16	346 / 8	170 / 75	254 / 13	0.81	9.7	12.2	
6	21	174 / 19	304 / 61	76 / 21	0.88	8.8	11.9	
11	13	160 / 24	296 / 58	61 / 20	0.81	20.1	26.1	
14	3	173 / 9	297 / 74	81 / 13	0.77	0.8	0.9	
SS.1	52	$\sigma_1 = 168^\circ / 15^\circ$ ve $\sigma_3 = 73^\circ / 17^\circ$					Rm= 0.82	



Şekil 4.3. Tablo 4.2.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.



Şekil 4.4. 3 numaralı istasyonda görülen, ters bileşenli doğrultu atımlı faylar (Transpresyonel tektonik rejim).

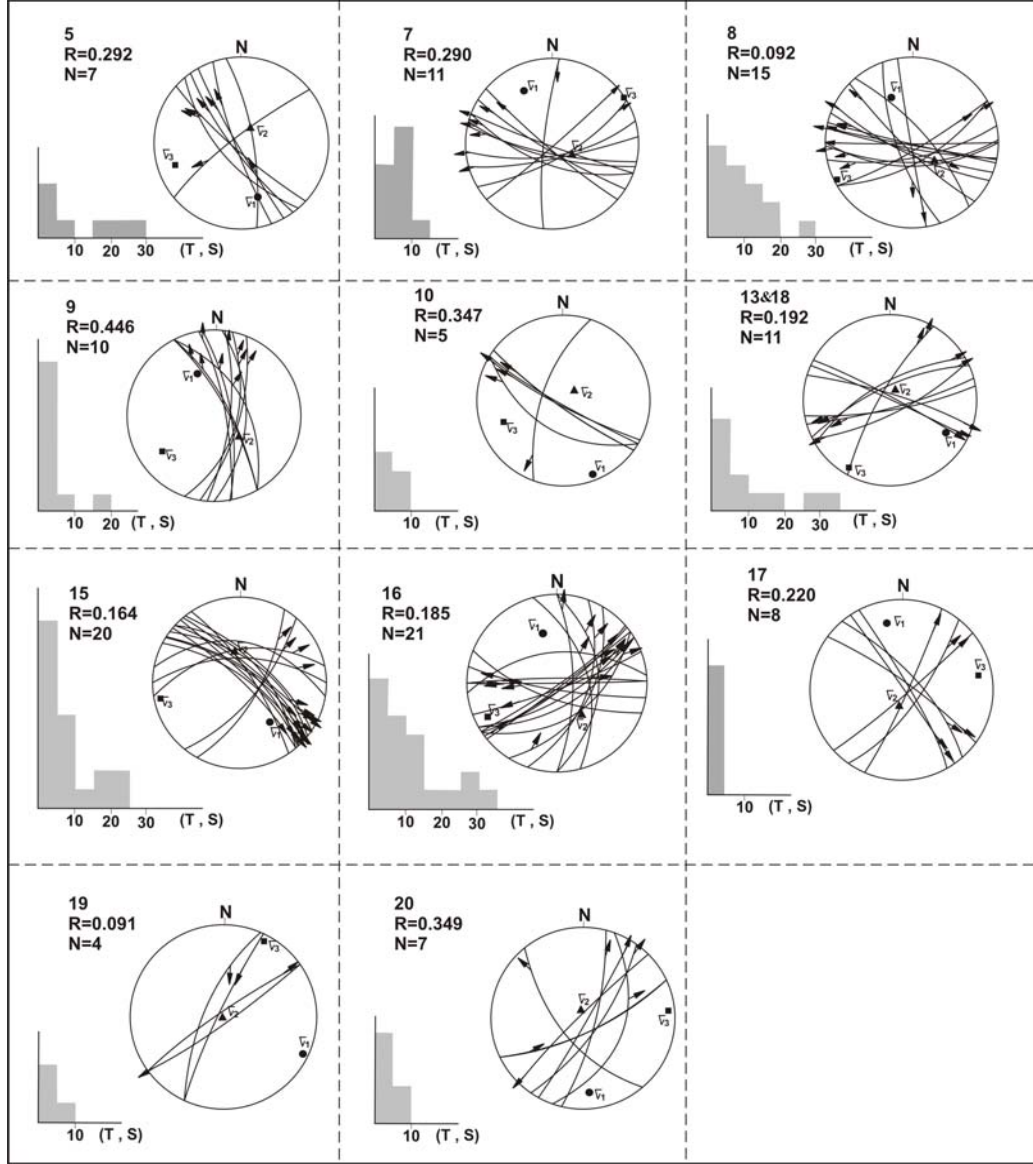
4.2.2. Transtansiyonel tektonik rejim

Birleştirilmiş istasyonlardan 13&18 ve tek başına değerlendirilmiş istasyonlardan 5, 7, 8, 9, 10, 15, 16, 17, 19 ve 20'deki doğrultu atım verilerine göre; (Şekil 4.5. ve Tablo 4.3.) göre en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 155^\circ / 24^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 243^\circ / 8^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.24 olarak bulunmuştur.

Tablo 4.3. Çalışma alanında, KB-GD doğrultulu (doğrultu atımlı gerilme rejimi) transtansiyonel tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1) , (σ_2) , (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları, ortalama (M.D.) ve standart sapma (S.D.) değerleri

İstasyon	N	σ_1 Az / dip	σ_2 Az / dip	σ_3 Az / dip	R	M.D	S. D.
5	7	165 / 16	34 / 66	260 / 17	0.29	11.0	14.8
7	11	332 / 22	153 / 68	62 / 0	0.29	5.4	6.4
8	15	334 / 30	148 / 60	242 / 3	0.09	9.5	11.6
9	10	347 / 50	133 / 35	235 / 17	0.45	2.7	3.5
10	5	159 / 4	55 / 73	250 / 17	0.35	3.4	4.7
13&18	11	120 / 16	315 / 74	211 / 4	0.19	10.8	14.8
15	20	165 / 53	352 / 37	259 / 3	0.16	7.8	10.3
16	21	344 / 44	142 / 44	243 / 11	0.19	11.2	14.1
17	8	345 / 15	199 / 72	78 / 10	0.22	2.1	2.7
19	4	116 / 2	245 / 87	26 / 3	0.09	2.9	3.2
20	7	176 / 11	345 / 79	85 / 2	0.35	3.5	4.9
SS.2	119	$\sigma_1 = 155^\circ / 24^\circ$ ve $\sigma_3 = 243^\circ / 8^\circ$ Rm= 0.24					

Burada en büyük asal gerilme eksen (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme eksen ise (σ_2) düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanmayla karşımıza çıkan bir tektonik rejimdir. Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde olup $K25^\circ B$ 'dir. Buna karşın açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup $K63^\circ D$ 'dur.



Şekil 4.5. Tablo 4.3.'de verilen doğrultu atımlı gerilme rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.



Şekil 4.6. 3 numaralı istasyonda ters bileşenli ve normal bileşenli doğrultu atımlı fayların kronolojik ilişkisi.

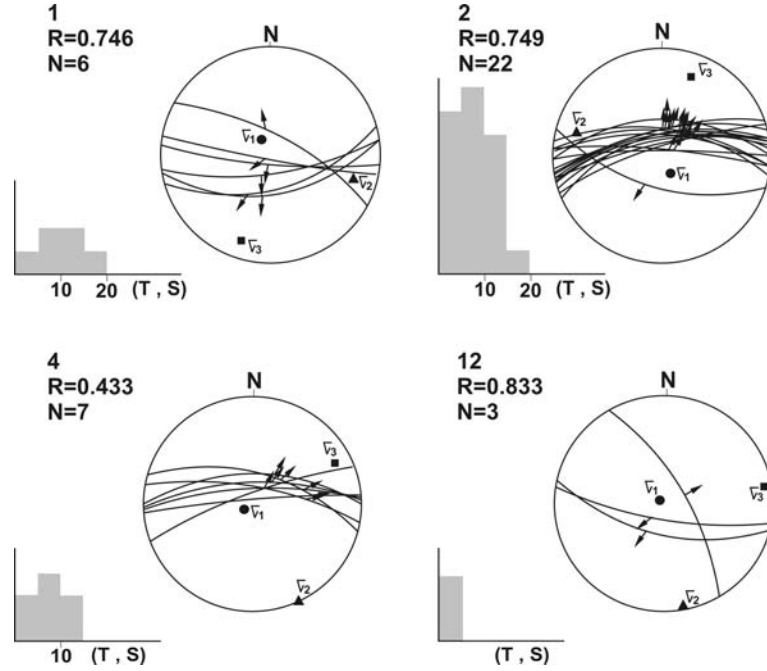
4.2.3. Açılma rejimi (lokal normal faylanma)

1, 2, 4 ve 12 numaralı istasyonlardan; değerlendirilmiş normal faylanmaya ait verilere göre (Şekil 4.7 ve Tablo 4.4.) göre en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 136^\circ / 6^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 226^\circ / 8^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.70 olarak bulunmuştur.

Tablo 4.4. Çalışma alanında, açılma rejimi (lokal normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1) , (σ_2) , (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları, ortalama (M.D.) ve standart sapma (S.D.) değerleri

İstasyon	N	σ_1 Az / dip	σ_2 Az / dip	σ_3 Az / dip	R	M.D.	S. D.
1	6	328 / 72	107 / 14	199 / 11	0.75	12.0	14.7
2	22	166 / 80	291 / 6	22 / 8	0.73	9.0	12.6
4	7	251 / 80	154 / 1	64 / 10	0.43	5.1	5.9
12	3	309 / 85	170 / 3	80 / 3	0.88	0.8	1.0
SS.3	38	$\sigma_2 = 135^\circ / 6^\circ$ ve $\sigma_3 = 226^\circ / 8^\circ$ R= 0.70					

En büyük asal gerilme eksenini (σ_1) düşey konumda, ortaç gerilme eksenini (σ_2) ve en küçük asal gerilme eksenininin (σ_3) yatay konumda olduğu normal faylanmalar olarak karşımıza çıkan bir açılma rejimidir (Şekil 4.4). Bu verilerin değerlendirilmesi sonucunda, bu bölgedeki açılma doğrultusu, (σ_3) yönünde olup, doğrultusu K 46° D'dur.



Şekil 4.7. Tablo 4.2'de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.



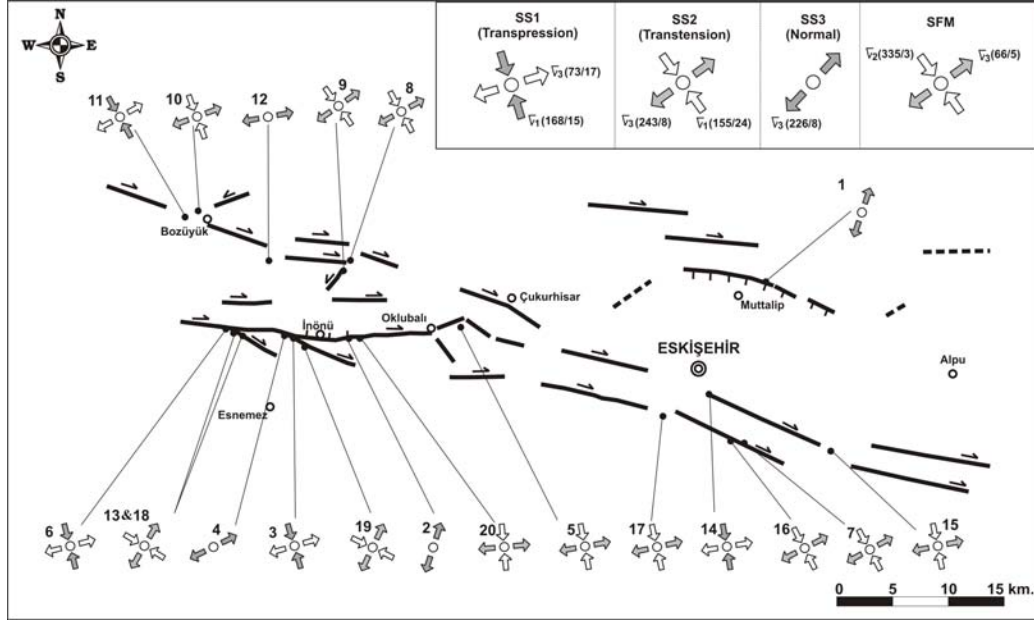
Şekil 4.8. 2 numaralı istasyonda görülen doğrultu atımlı ve normal fayların kronolojik ilişkisi.

Yukarıda verilen fay topluluklarının kinematik analizlerinin sonuçlarına göre, Eskişehir Fayının, transpresif bir tektonik rejimle birlikte hareketine başladığı fakat günümüzde transtansif tektonik rejim içerisinde davranışını sürdürdüğü görülmektedir. Ayrıca, Eskişehir ve İnönü havzalarını sınırlayan ve bölgesel ölçekli transtansif rejimle uyumlu olan yersel normal faylanmanın varlığı da görülmektedir (Şekil 4.8 ve 4.9). Eskişehir Fayı boyunca KB Anadolu ile orta-batı Anadolu geçiş kesiminde tektonik rejim değişikliğinin varlığı görülmektedir. Bu sonuca bizi götüren neden, tektonik rejimler arasında sahada fay düzlemleri üzerindeki kronolojik ilişkiler, asal gerilme eksenleri arasındaki R oranının değişimi ve güncel deprem verilerinin odak mekanizması ters çözümlerinin sonuçlarıyla olan karşılaştırmalar ve uyumudur. Eskişehir fayının transpreyonal tektonik rejime, olasılıkla Geç Miyosen sonrası doğu Anadoludaki kıta-kıta çarpışma süreciyle, KAF ve DAF'ın oluştuğu dönemle başladığı, olasılıkla Ege'deki yitim proseslerinin etkin olduğu Pliyo-Kuvaterner'de ise, transtansiyonel tektonik rejime geçtiği söylenebilir. Bu değişim asal gerilme eksenlerinin magnitüdlerindeki artış ve azalışla açıklanmıştır ve daha önce Anadolu bloğunun değişik kesimlerinde; KAF, DAF ve

Ölüdeniz fayları üzerinde; Över ve diğ. (1997, 2001, 2004 a, b, c, d), Bellier ve diğ. (1997) ve Özden ve diğ., (2002, 2008) tarafından ifade edilmiştir. Eskişehir fayı üzerinde ve sadece Eskişehir ile İnönü havzalarında karşılaşılan normal faylanmalar, transtansiyonel tektonik rejimle uyumlu olup, bu faz içerisinde lokal bir evre olarak durmaktadır. Ayrıca, yatay düzlemde en büyük en küçük asal gerilme eksenlerinin transpreyondan, transtansiyona geçerken oluşturdukları yaklaşık 13 derecelik fark ise, Anadolu bloğunun batı-güney batı Anadolu'ya doğru olan saat ibresinin tersi yönündeki rotasyon miktarı (Piper ve diğ., 1996; Platzman ve diğ., 1998) ve zamanı ile de uyum sağlamaktadır.

Yaş	Tektonik Faz	Bölgesel Gerilme Durumları	Deformasyon	Depremler
PLIYO-KUVATERNER	Normal Faylanma		Lokal Normal Faylanma KD-GB doğrultulu açılma gerilmesi altında gelişen ve transtansiyonel tektonik rejim içerisinde değerlendirilen; en küçük asal gerilme eksenini ($V_3 = 226$) ile temsil edilen normal faylanmalar	
	Doğrultu Atımlı Faylanma		Transtansiyonel Tektonik Faz: Değişik litolojilerdeki mezoskopik fay düzlemlerinden elde edilen en büyük asal gerilme eksenini ($V_1 = 155$) ve en küçük asal gerilme eksenini ($V_3 = 243$) ile temsil edilen doğrultu atımlı gerilme rejimi ve faylanmalar	Transtansiyonel Tektonik Rejim: 2005-2008 yılları arasında meydana gelen çeşitli büyüklüklerdeki depremlerin odak mekanizma çözümlerine göre, çalışma alanı KD-GB yönlü gerilme, KB-GD yönlü sıkışmanın etkisi altındadır. En büyük asal gerilme eksenini ($V_2 = 335$) ve en küçük asal gerilme eksenini ($V_1 = 66$), ve R oranı 0.21'dir.
	Doğrultu Atımlı Faylanma		Transpresiyonel Tektonik Faz: Değişik litolojilerdeki mezoskopik fay düzlemlerinden elde edilen en büyük asal gerilme eksenini ($V_1 = 168$) ve en küçük asal gerilme eksenini ($V_3 = 73$) ile temsil edilen doğrultu atımlı sıkışma rejimi ve faylanmalar	

Şekil 4.9. Çalışma sahasından elde edilen bölgesel gerilme durumlarının toplu olarak gösterimi.



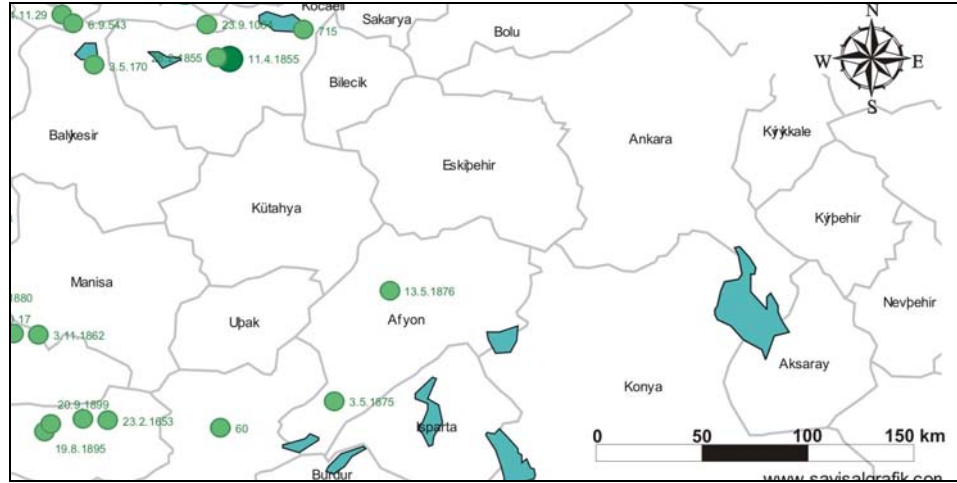
Şekil 4.10. Kinematik ölçümler sonucu belirlenen bölgesel ve lokal gerilme durumları.

BÖLÜM 5

ÇALIŞMA ALANININ DEPREMSELLİĞİ

5.1. Tarihsel depremler

Çalışma alanı ve civarında, 1900 yılından önce meydana gelen ve Eskişehir yerleşim birimini ve yakın civarını doğrudan etkileyecek bir depreme rastlanmamıştır. Ancak; çalışma alanı ve çevresine etki etmiş olabileceği düşünülen 5 adet ve özellikle 11.04.1855 tarihinde meydana gelmiş X şiddetindeki depremin varlığını göz önünde bulunduracak olursak, 1900 öncesi Eskişehir ve civarında bir deprem aktivitesinden bahsetmek mümkündür (Şekil 5.1, Tablo 5.1).



Şekil 5.1. Eskişehir civarında tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş bazı depremler (www.sayisalgrafik.com).

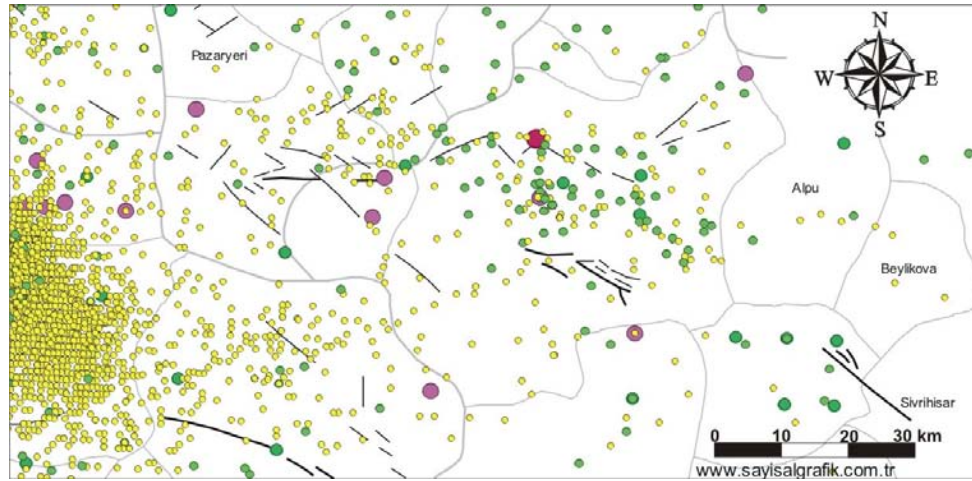
Tablo 5.1. Eskişehir civarında tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş bazı depremlerin parametreleri (www.koeri.boun.edu.tr)

Tarih	Enlem	Boylam	Şiddet	Yer
715	40.40	29.70	IX	İznik, İstanbul
23.09.1064	40.40	28.90	IX	İznik, Bandırma, İstanbul
28.02.1855	40.20	29.00	IX	Bursa, Kemalpaşa
11.04.1855	40.20	29.10	X	Bursa
13.05.1876	38.80	30.50	IX	Afyonkarahisar

5.2. Aletsel dönemde kaydedilen depremler

Bu bölümde, 1900-2008 tarihleri arasında meydana gelen depremlerin, çalışma sahası ve yakın civarındaki dağılımları ile bu depremlere ait parametreler aşağıda tablolar ve şekiller halinde verilmiştir. Sırasıyla, büyüklükleri, küçükten büyüğe doğru olmak üzere, bu çalışma kapsamında seçilen depremlere ait veriler, etkileşimli Türkiye Deprem Sitesi'nden yararlanılarak derlenmiştir. Bu depremlere ait verilere ulaşırken Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü kayıtları esas alınmıştır. Ayrıca, Eskişehir ve civarında 1900 ve sonrası yıllarda meydana gelmiş, büyüklükleri 2.0 ile 9.9 arasında olan tüm depremlerin dağılımları Şekil 4.1 'de topluca verilmiştir.

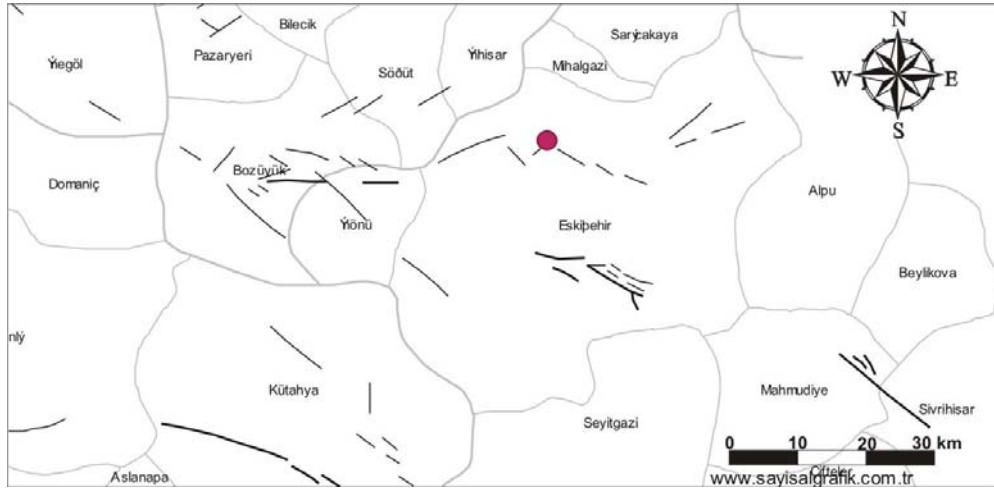
Ayrıca, 2005-2008 yıllarında arasında, çalışma alanında meydana gelmiş çeşitli büyüklüklerdeki 12 adet depremin ve 20.02.1956 (M=6.4) depreminin fay düzlemi çözümlenmeleri yapılmıştır.



Şekil 5.2. Eskişehir ve civarında, 1900 ve sonrası yıllarda meydana gelmiş, büyüklükleri 2.0 ile 6.4 arasında olan tüm depremlerin dağılımları. Bordo renkli simge, 20.02.1956 (Mw=6,4) depremini, pembe renkli simgeler büyüklükleri 5.0 ile 5.9 arasında olan depremleri, koyu yeşil renkli simgeler büyüklükleri 4 ile 4.9 arasında olan depremleri, açık yeşil renkli simgeler büyüklükleri 3 ile 3.9 arasında olan depremleri, sarı renkli simgeler ise büyüklükleri 3'den küçük olan depremleri göstermektedir.

5.2.1. 20.Şubat.1956 (M=6.4) Eskişehir depremi

Bu fay üzerinde son yüzyılda bilinen ve yüzey kırığı oluşturduğu iddia edilen bu deprem, 20 Şubat 1956 (M=6.4) (Öcal, 1969; Mc Kenzie, 1972) tarihindedir. Episantrı ve büyüklüğü konusunda fikir ayrılığı yaşanmaktadır. Bir grup yazar (Öcal, 1959; Şaroğlu ve diğ., 2005; Altunel ve Barka, 1998) bu depremin GB'daki İnönü segmentinden kaynaklandığını savunurken, Ocakoğlu ve diğ., (2005) hasar dağılımları ve back analiz çalışmalarıyla depremin episantrının Eskişehir havzasını kuzeyden sınırlayan Kavacık segmenti olduğunu iddia etmektedir.

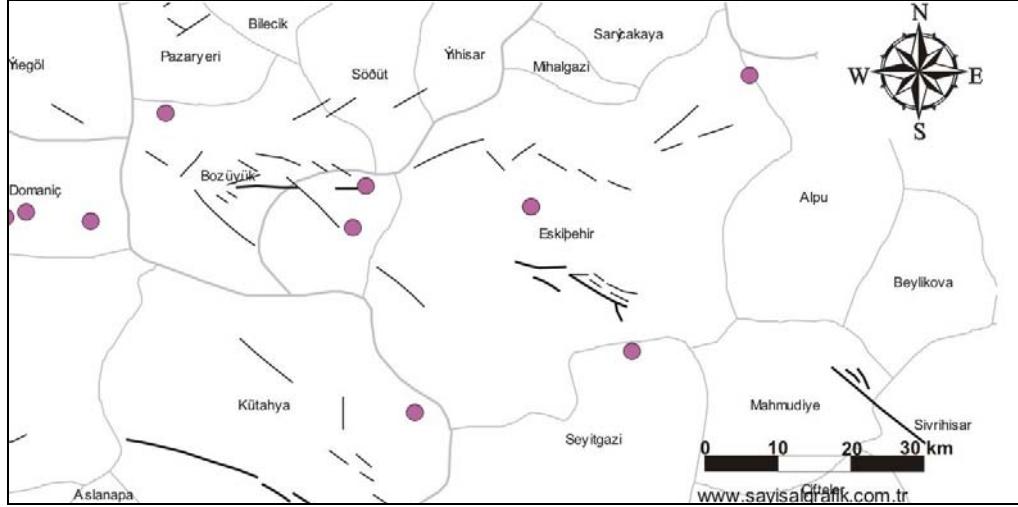


Şekil 5.3. 20.02.1956 depreminin merkez üssü'nü gösteren harita.

Tablo 5.2. 20.02.1956 depremine ait parametreler

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyükük
20.02.1956	20:31	39.89	30.49	40	6.4

5.2.2. Büyüklükleri 5.0-5.9 arasındaki depremler

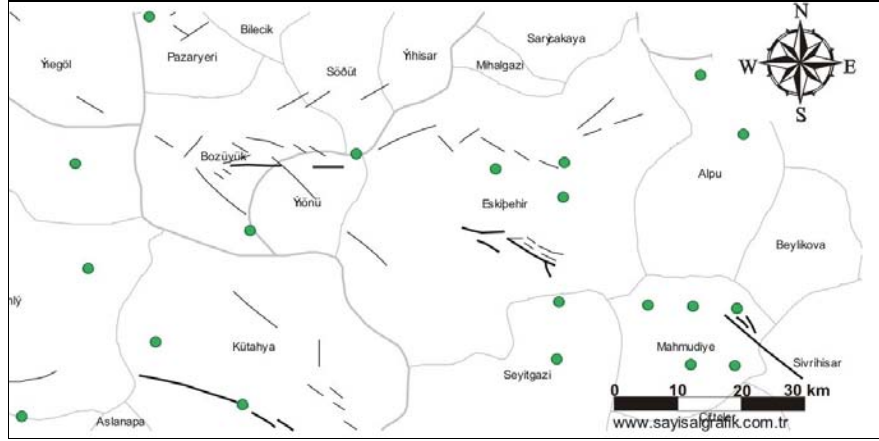


Şekil 5.4. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 5.0 ile 5.9 arasında olan depremlerin dağılımları.

Tablo 5.3. Eskişehir ve civarında meydana gelmiş, büyüklükleri 5.0-5.9 arasındaki depremlerin parametreleri

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
19.04.1970	13:50	39.60	30.70	0	5.3
19.04.1970	13:33	40.00	30.90	0	5.0
28.03.1970	21:12	39.50	30.30	0	5.3
28.03.1961	00:44	39.82	30.19	10	5.0
23.02.1956	06:04	39.76	30.17	60	5.2
19.10.1939	21:32	39.82	29.50	10	5.3
15.09.1939	23:16	39.76	29.56	20	5.7
09.08.1939	23:43	39.91	29.81	60	5.1
03.08.1939	12:32	39.75	29.68	50	5.5
06.05.1928	18:00	39.80	30.50	12	5.0

5.2.3. Büyüklükleri 4.0-4.9 arasındaki depremler

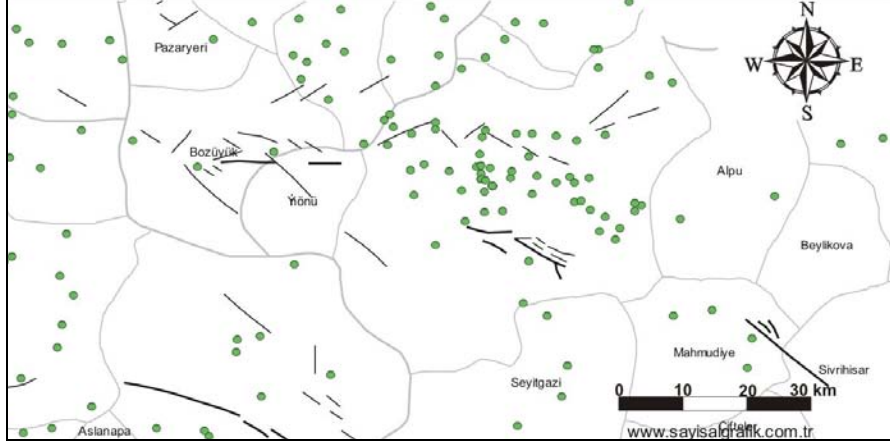


Şekil 5.5. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 4 ile 4.9 arasında olan depremlerin dağılımları.

Tablo 5.4. Eskişehir ve civarında meydana gelmiş, büyüklükleri 4.0-4.9 arasındaki depremlerin parametreleri

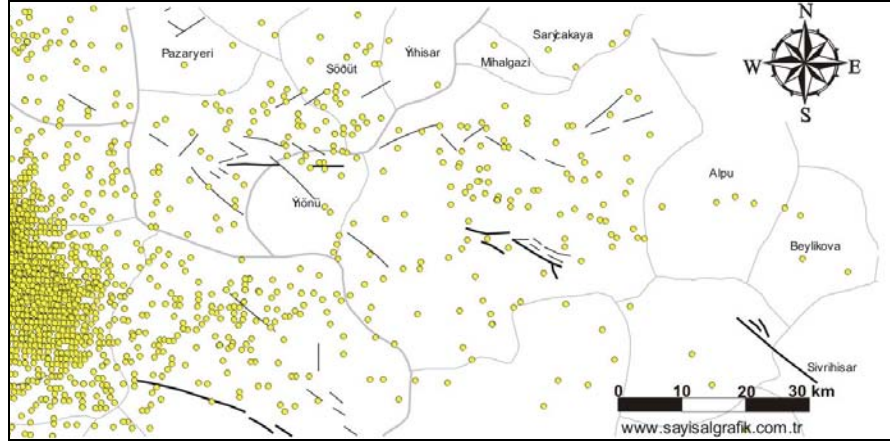
Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
02.10.2003	22:27	39.83	30.55	17	4.2
23.09.2000	14:24	39.84	30.70	11	4.0
24.10.1990	11:16	39.84	30.23	18	4.3
04.01.1989	14:55	39.78	30.70	5	4.3
19.04.1970	14:14	39.50	31.00	0	4.5
19.04.1970	13:50	39.60	30.70	0	4.9
16.04.1970	02:38	39.60	30.90	10	4.0
12.04.1970	08:39	39.50	31.00	0	4.2
04.04.1970	03:52	39.70	30.00	0	4.3
31.03.1970	05:21	39.60	31.10	0	4.3
30.03.1970	08:08	39.40	30.00	0	4.4
29.03.1970	07:40	39.60	31.00	0	4.3
29.03.1970	04:25	39.60	31.10	0	4.0
28.03.1970	21:52	39.50	31.10	0	4.4
28.03.1970	21:19	39.50	30.70	0	4.4
07.04.1967	17:40	40.00	31.00	0	4.3
24.10.1957	02:33	40.06	29.75	10	4.7
14.04.1943	08:15	39.62	29.64	40	4.9
31.07.1939	13:32	39.80	29.60	10	4.8
04.01.1927	04:49	39.50	29.80	15	4.2
01.05.1905	19:00	39.90	31.10	0	4.9

5.2.4. Büyüklükleri 3.0-3.9 arasındaki depremler



Şekil 5.6. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 3 ile 3.9 arasında olan depremlerin dağılımları.

5.2.5. Büyüklükleri 3.0'dan küçük olan depremler



Şekil 5.7. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 2.0 ile 2.9 arasında olan depremlerin dağılımları.

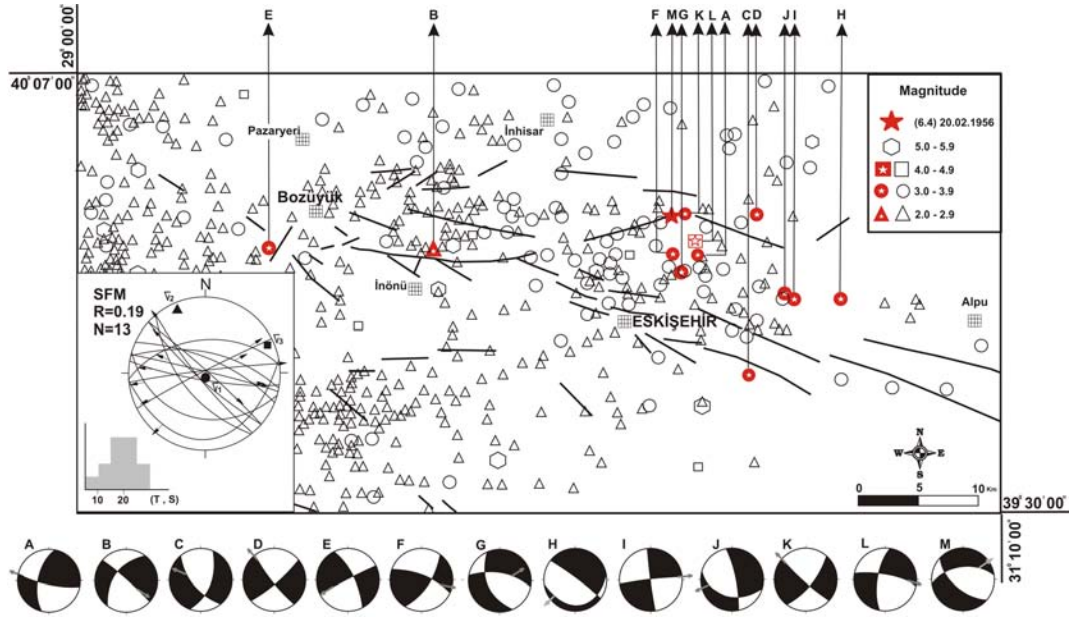
Bütün bu deprem dağılımları değerlendirildiğinde, özellikle 2.0 ile 4.0 büyüklüğü arasındaki depremlerin, Eskişehir Fayının, İnönü segmenti ve Eskişehir havzası içerisinde yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 5.7). Özellikle 4.0'den büyük depremlerin bir kaçı havza içerisine düşerken, diğer önemli bir çoğunluğu Eskişehir fayının, Eskişehir havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan segmentleri üzerinde yer almaktadırlar. Bu veri bize Eskişehir civarında olabilecek 5'den büyük depremlerin, Eskişehir fayının en aktif olan segmentleri üzerinde olabileceğini düşündürmektedir.

5.3. Eskişehir ve civarında 2005-2008 yılları Arasında Meydana Gelmiş ve Bunlar Arasından Seçilmiş Bazı Depremlerin Odak Mekanizması Çözümlemeleri ve Ters Çözümü

Bu bölümde, Eskişehir Fayı'nın günümüzdeki davranış biçimini ortaya çıkarmak için, Boğaziçi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nün 2005-2008 yılları arasındaki verileri arasından seçilen 12 depremin ve 20 Şubat 1956 Eskişehir depremi de dahil edilerek odak mekanizması çözümlemeleri, Dr. Tolga Bekler tarafından üç bileşen dalga formu modellemesi yöntemiyle (Dreger, 2002) yapılmış, ardından Carey ve Gailhardis (1987) tarafından geliştirilen sayısal analiz yöntemiyle ters çözümleri yapılmıştır. Bu ters çözüme göre, en büyük ve en küçük asal gerilme ekseninin yatay düzlemde, ortaç gerilme ekseninin merkezde olduğu doğrultu atımlı faylanmanın günümüzde etkin olduğu görülmektedir. Burada, en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 335^\circ / 3^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 66^\circ / 5^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.19 olarak bulunmuştur. Bu sonuçlar, Eskişehir Fayının günümüzde, transtansiyonel karakterde çalıştığını göstermektedir (Şekil 5.8 ve Tablo 5.5).

Tablo 5.5. Çalışma alanı ve civarında 2005-2008 yılları arasında meydana gelmiş 11 deprem ile 20.02.1956 (Mw=6.4) depremine ait parametreler (Koyu renkle ifade edilen düzlemler ana düzlem, diğerleri yardımcı düzlemdir)

No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	1. düzlem	2. düzlem	Büyüklik	Derinlik (km)	Referans
A	24.06.2008	09:09	39.82	30.56	195°/64°/-9°	100°/82°/-153°	3.0	14	Bu çalışma
B	26.10.2007	13:40	39.81	30.16	312°/85°/-135°	217°/45°/-7°	2.9	16	Bu çalışma
C	04.12.2006	10:11	39.58	30.65	141°/58°/-133°	21°/51°/-43°	3.1	10	Bu çalışma
D	20.11.2006	09:57	39.88	30.66	141°/80°/-169°	49°/79°/-11°	3.0	17	Bu çalışma
E	28.10.2006	01:21	39.79	29.57	243°/87°/-22°	334°/68°/-177°	3.1	10	Bu çalışma
F	08.12.2005	22:54	39.81	30.50	293°/68°/-152°	35°/64°/-25°	3.2	2	Bu çalışma
G	28.08.2005	17:51	39.78	30.51	282°/60°/-124°	156°/44°/-45°	3.1	6	Bu çalışma
H	31.05.2005	14:22	39.77	30.83	307°/84°/-83°	78°/10°/-139°	3.0	11	Bu çalışma
I	05.05.2005	16:14	39.76	30.74	173°/89°/-4°	263/86°/-178°	3.0	30	Bu çalışma
J	13.04.2005	17:23	39.77	30.71	348°/77°/-68°	107°/27°/-148°	3.2	9	Bu çalışma
K	05.04.2005	02:07	39.88	30.51	132°/81°/-158°	39°/68°/-9°	3.1	22	Bu çalışma
L	02.10.2003	22:27	39.83	30.55	284°/88°/-158°	193°/68°/-2°	4.2	17	Bu çalışma
M	20.02.1956	20:31	39.86	30.49	264°/50°/-140°	140°/56°/-38°	6.4	9	Mc Kenzie, 1972



Şekil 5.8. Çalışma alanı ve civarında 2005-2008 yılları arasında meydana gelmiş depremler arasından seçilen ve 20.02.1956 (Mw=6.4) depremlerin haritalaral yerleri, odak çözümleri ve ters çözümlü sonucu.

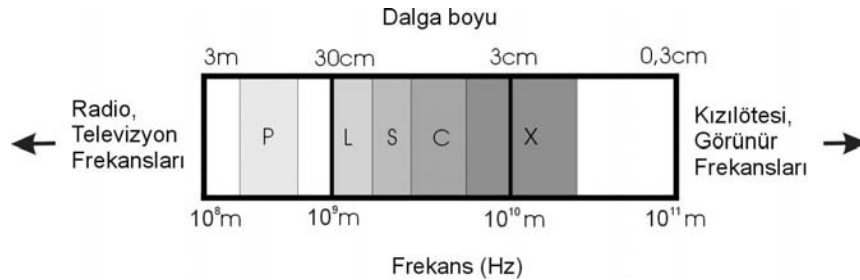
BÖLÜM 6

ÇALIŞMA ALANININ UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ

Son yıllarda yapılan jeolojik araştırmalarda kullanılan tekniklerden birisini uzaktan algılama verilerinin kullanımı ve bu görüntülerin işlenmesi oluşturmaktadır.

Uzaktan algılamayı, yeryüzünden belirli bir yükseklikte, uzaya yerleştirilen uydularla veya uçaklara monte edilebilen ölçüm aletleriyle, yeryüzündeki doğal ve yapay objeler hakkında bilgi toplayan ve değerlendirebilen bir teknik olarak tanımlayabiliriz (Sesören, 1999). Algılama işlemi, objelerle fiziksel bir temasa geçilmeden, elektromanyetik dalgaların yeryüzüne gönderilmesi ve bu dalgaların geri yansımalarının değerlendirilmesiyle oluşur. Uzaktan algılamanın yansıma ve yayılma özellikleri değişik tipteki algılayıcılar tarafından ölçülerek aktif ve pasif sistemler olmak üzere ikiye ayrılabilir. Pasif sistemler, veri toplayabilmek için gerekli enerjiyi dış bir enerji kaynağından (Güneş) alırlar, aktif sistemler bu enerjiyi kendileri üretirler.

Uzaktan algılamada kullanılan elektromanyetik spektrumun 1mm-1m dalga boyları arasında kalan mikrodalga bölgesi, çoğunlukla yüzey, yüzey örtüsü ve altının fiziksel özelliklerine karşı duyarlıdır. Mikrodalgalar yeryüzünden doğal olarak yayıldığı gibi, yapay olarak da üretilebilirler. Yapay olarak üretilen bu radyasyonu kullanan sistemlere aktif sistemler denir. RADAR (Radio Detection And Ranging) olarak bilinen bu sistemler, ilk olarak II. Dünya Savaşı sırasında kullanılmıştır. Radar dalga boyları, savaş sırasında güvenliği sağlayabilmek için (X), (L) ve (S) gibi harflerle gösterilmiş olup, bugün de olduğu gibi kullanılmaktadır (Şekil 6.1.)



Şekil 6.1. Elektromanyetik spektrumun mikrodalga boyları (RDLP, 1998).

RADAR kelime olarak İngilizce Radio Detecting And Ranging kelimelerinin baş harflerinden oluşmuş bir kısaltmadır. Radyo (Hedef) Algılama ve Mesafe Tayini olarak adlandırılan bu sistem gece veya gündüz, puslu veya sisli hava şartları fark etmeksizin radyo sinyalleri ile uzaydaki cisimlerin mesafe, konum ve/veya yüksekliklerini tarayarak bilgi toplamaktadır.

Genel olarak RADAR; çalışma prensibinin işleyişinde güçlü bir frekans üretici tarafından üretilmiş olan mikrodalga sinyali vardır ve bu sinyal radar anteninden hedefe gönderilir, hedefe çarptıktan sonra geri yansır ve geri dönen bu sinyal çok hassas bir alıcı tarafından toplanıp kayıt ünitesine kaydedilir. RADAR'ın çalışma prensibi ses dalgası yansıma prensibine çok benzer. Sesi yansıtan bir nesneye doğru bağırılması halinde (örneğin bir kayalık vadide veya mağarada) bir yankı işitilir. Eğer sesin havadaki yayılma hızı biliniyorsa nesnenin mesafesi ve genel yönü hesaplanabilir. Dönüş yankısı için geçecek süre, ses hızı biliniyorsa kabaca hesaplanabilir. Bu hesaba ilişkin eğimli mesafe aşağıdaki formül ile verilir. $C = \text{Işık Hızı (300.000 km/saniye)}$ $\Delta t = \text{geçen süre (s)}$ $D = \text{eğimli mesafe (m)}$ olmak üzere; $D = (C \cdot \Delta t) / 2$ 'dir.

RADAR'ın en önemli uygulama alanlarından biri olan haritalamada, mikrodalga sinyaller kullanılmakta ve bu sayede elde edilen tarama bilgileri ile fotoğraf ve benzeri şekiller elde edilmektedir.

Çalışma alanı; RADAR görüntülerinden; ALOS (PALSAR) görüntüleriyle incelenmiştir.

6.1. Çalışma Alanının ALOS (PALSAR) Görüntüleriyle İncelenmesi

6.1.1. ALOS Uydusu

NASDA tarafından yönetilen ALOS uydusu 24 Ocak 2006 tarihinde fırlatılarak yörüngesine yerleştirilmiştir. Daha önce 2004 yılında fırlatılması planlanan bu uydu teknik arızalardan dolayı yörüngesine geç yerleştirilmiştir. ALOS uydusu, Japonların ADEOS ve JERS-1 uydusundan sonra RADAR teknolojisinin kullanımını geliştirmiş bir yer gözlem uydusudur.

ALOS uydusunun amacı Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) üretmek bu veriler ile 1/25000'lik global topografik haritalar yapmaktır. Bunun yanı sıra deprem, yangın, volkanik patlamalar, petrol kirliliği gibi ciddi afetlerin bölgesel gözlemler şeklinde izlenmesi ile veriler elde ederek, belirlenemeyen kaynakların tespitinde analiz edilmiş verileri kullanılmıştır.

Tablo 6.1. ALOS uydusu genel özellikleri (www.nik.com.tr)

Yörünge	Güneş eşzamanlı, Tekrarlanan
Ekvator geçiş süresi	~10.30 (desc.); ~22.30 (asc.)
Yükseklik	691.65 km
Eğim	98.16 derece
Tekrarlanma periyodu	46 gün
Orbital kontrol	+/- 2.5 km (Ekvatorıda)
GPS orbital konum doğruluğu	1 m (off-line)
Star Tracker attitude determination accuracy	0.0002 deg (off-line) (~2.5 m on the ground)
İstikrarlı tutum	0.0004 derece/5 saniye
Zaman doğruluğu (abs.)	1 ms
High-speed Solid State Recorder (HSSR)	Kapasite: 96 Gb Veri sıklığı (max): 360 Mbps (kayıt) 240 Mbps (playback)
Ka-band anteni	240 Mbps (via DRTS)
X-band anteni	120 Mbps (direct GS down-link)
Solar Array Paddle	3 m x 22 m, 9 segment
Üretilmiş Güç	> 7 kW at EOL
Toplam Ağırlık	4000 kg

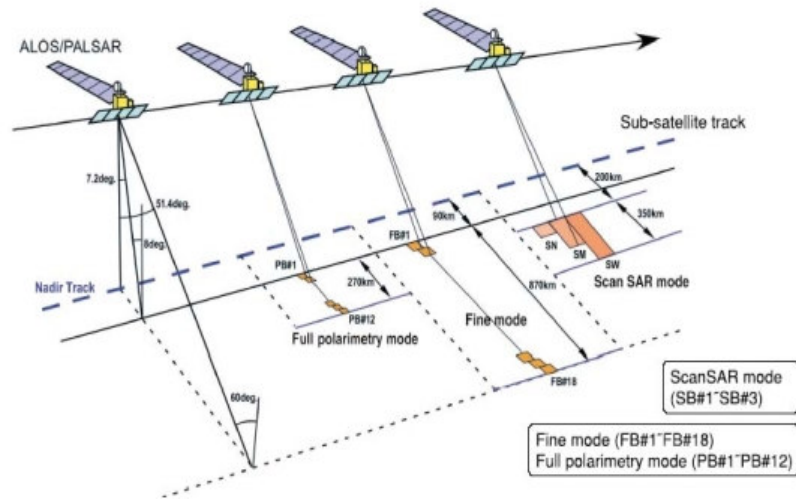
ALOS üzerinde PRISM, AVNIR-2 ve PALSAR olmak üzere 3 adet algılayıcı sensör bulunmaktadır. Çalışma alanı bu 3 görüntüden, Palsar ile incelenmiştir.

PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture RADAR)

Uydusunun Genel Özellikleri: Palsar, (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) L-Band SAR (Yapay Açıklıklı Radar) sensörü , gece veya gündüz her türlü hava koşulunda, 10 ila 100 metre mekansal çözünürlüklü görüntüler sağlayabilmektedir.

Tablo 6.2. Palsar Teknik Özellikleri

PALSAR	Yüksek Çözünürlük		ScanSAR	Polarimetri
Merkez Frekansı	1270 MH, (L-bant)			
Bant Genişliği	28 MHz	14 MHz	14, 28 MHz	14 MHz
Polarizasyon	HH veya VV	HH+HV veya VV+VH	HH veya VV	HH+HV+VH+VV
Geliş Açısı	8° ~ 60°	8° ~ 60°	18° ~ 43°	8° ~ 30°
Menzil Çözünürlüğü	7 ~ 44 m	14 ~ 88 m	100 m	24 ~ 89 m
Şerit Genişliği	40 ~ 70 km	40 ~ 70 km	250 ~ 350 km	20 ~ 65 km
Radyometrik Çözünürlük	5 bit	5 bit	5 bit	3 veya 5 bit



Şekil 6.2. PALSAR teknik özellikleri (www.nik.com.tr).

Tablo 6.3. Palsar ürünleri (www.nik.com.tr)

Ürün Tipleri	Ürün Modu	Polarizasyon	Format	İçerik
Level 1.0	Yüksek Çözünürlük Modu	1 polarizasyon (HH/VV)	CEOS	Ham veriye (Level 0) bit düzenlemesi ve yörünge bilgisi ekleme gibi düzeltmeler getirilerek elde edilir.
		2 polarizasyon (HH+HV/VV+VH)		
	Polarimetri Modu	4 polarizasyon (HH+HV+VV+VH)		
	ScanSAR Modu	1 polarizasyon (HH/VV)		
Level 1.1	Yüksek Çözünürlük Modu	1 polarizasyon (HH/VV)	Vexcel Standart SLC (Single Look Complex)	Level 1.0 verisine SAR iyileştirmesi yapılarak üretilir. Single-look complex (SLC) verisidir.
		2 polarizasyon (HH+HV/VV+VH)		
	Polarimetri Modu	4 polarizasyon (HH+HV+VV+VH)		
Level 1.5	Yüksek Çözünürlük Modu	1 polarizasyon (HH/VV)	CEOS	Level 1.0 verisine SAR iyileştirmesi yapılarak üretilen tek polarizasyonlu veridir.
Level 4.1	Yüksek Çözünürlük Modu	2 polarizasyon (HH+HV/VV+VH)	CEOS	Level 1.0 verisine SAR iyileştirmesi yapılarak üretilen çift polarizasyonlu veridir.
	Polarimetri Modu	4 polarizasyon (HH+HV+VV+VH)	CEOS	
Level 4.2	ScanSAR Modu 3 tarama	1 polarizasyon (HH/VV)	CEOS	Level 1.0 verisine SAR iyileştirmesi yapılarak üretilen ScanSAR modunda elde edilmiş veridir.
	ScanSAR Modu 4 tarama	1 polarizasyon (HH/VV)		
	ScanSAR Modu 5 tarama	1 polarizasyon (HH/VV)		

ALOS (üzerinde yer alan PALSAR sensörü ile) güneş-senkronlu yörünge içerisinde, her 100 dakikada bir veya bir günde 14 defa dünya çevresinde dönmektedir. ALOS, her 46 günde (tekrarlayan devir ile) bir kendi rotasında dönmektedir ve iç yörüngesi ekvatorundan yaklaşık olarak 59.7 km uzaklıktadır.

ALOS (Advanced Land Observing Satellite), kartografya, afet takibi, kaynakların incelenmesi ve bölgesel gözlemlere katkıda bulunmak için geliştirilmiştir. PALSAR (Aşamalı donanımlı L-band tipindeki sentetik açıklıklı radar) algılayıcısı olarak ALOS üzerine yerleştirilmiştir.

PALSAR, L-band frekansını kullanan, Japonlara ait ikinci SAR uydusudur. Japon Yer Araştırma Uydusu-1 (JERS-1) üzerinde yer alan Sentetik Açıklıklı Radar (SAR)'a göre, geliştirilmiş fonksiyonları ve performansı sayesinde daha ileri bir teknoloji sunmaktadır. PALSAR, hava koşullarına bağlı olmaksızın gece ve gündüz gözlem yapabilme yeteneğine sahip olan aktif bir mikrodalga sensörüdür. Yeryüzünde gerçekleşen doğal afetler, çevresel etkilerin denetimlerinde ve kaynak araştırmaları gibi konularda büyük katkıları olacağı beklenmektedir.

PALSAR verisi aşağıda belirtilen analizler üzerinde uygulanabilir:

a-) Arazi Kullanım Haritalarının Hazırlanması: Belirlenen çalışma alanına ait jeolojik yapıların analiz edilmesinde potansiyel doğal kaynak alanlarına ait verilerin toplanması

b-) Kıyı İle İlgili Alanların Haritalanması: Petrol veya yağ sızan alanların ortaya çıkartılması, Gelişmeye yönelik aktivitelerle birlikte gerçekleşen kirlenmenin izlenmesinde

c-) Çevre ve Doğal Afetlerin İzlenmesi: Heyelan, volkanik aktiviteler ve sel gibi afetlerin izlenmesinde Çevresel etkilerin izlenmesinde

d-) Polarimetrik SAR Verilerinin Uygulanma ve İşlenmesinin Geliştirilmesinde: Kaynakların incelenmesinde jeolojik yapı

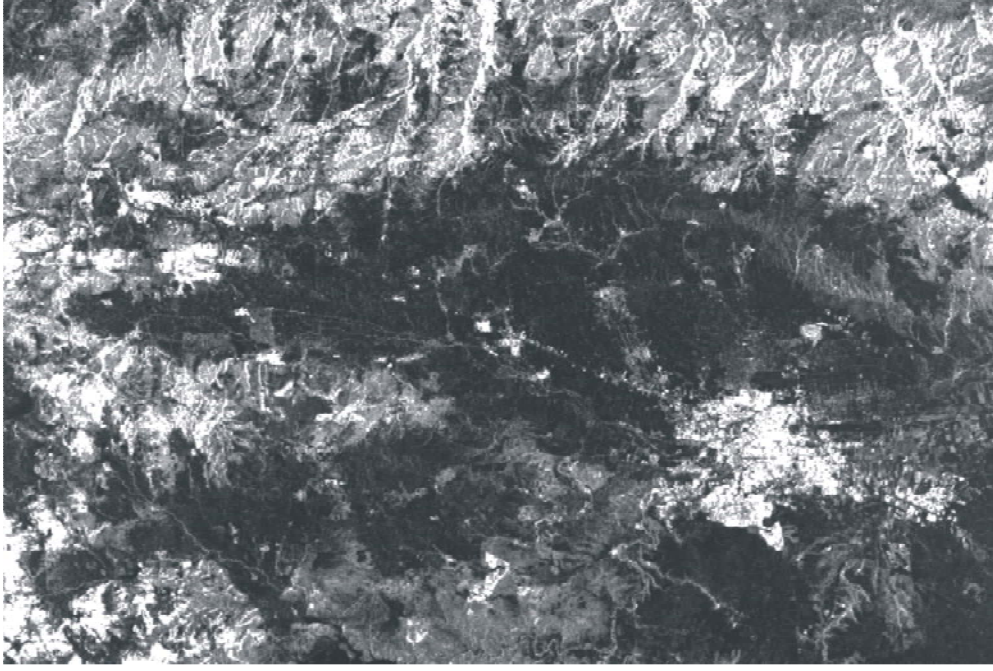
6.1.2. Görüntü İşleme

PALSAR görüntüleri, sırasıyla görsel yorumlama, parazitlerin ortadan kaldırılması, kenar zenginleştirme, doku analizi, işlemleriyle incelenmiştir. Aşağıda belirtilen bu işlemler için; ERDAS-IMAGINE 8.5 ve 9.1 yazılımları kullanılmıştır.

6.1.2.1. Doku Analizi

Radar görüntü işleme aşamalarından en önemlilerinden birisini doku analizi oluşturur. Doku, bir fotografik görüntüdeki detaylı yersel desen (biçim) değişimi ve tonların düzeni olarak da tanımlanabilir. Ton ise bir görüntü üzerindeki beyazın siyahtan ayırt edilebilen gri tonu olarak da bilinir (Radarsat, 2004). Doku analizi mikro, mezo ve makro olmak üzere üçe ayrılır. Mikro-doku parazitlerin ortadan kaldırılması işlemine karşılık gelmektedir. Parazitler görüntüden değil sistemden kaynaklanan bir dokudur. Ağaç topluluklarının bulunduğu bir ormanda makro doku ile ağaç gruplarını, meso doku ile ağacın dallarını, mikro doku ile de ağacın yapraklarının durumlarını görmek mümkündür. Farklı kaya birimleri farklı dokulara sahip olabilirler (ESA, 2004). Makro-doku, radar parlaklığındaki değişime karşılık gelir ki bu pek çok çözünürlük hücresinde gözlenir. Örnek olarak litolojik sınırlar, ormanlık bölgelerdeki gölgeler, yollar ve jeolojik çizgisellikler verilebilir. Doku, özellikle Jeoloji’de ve denizbilimlerinde radar görüntülerinin yorumlanması için çok önemli bir bileşeni oluşturur.

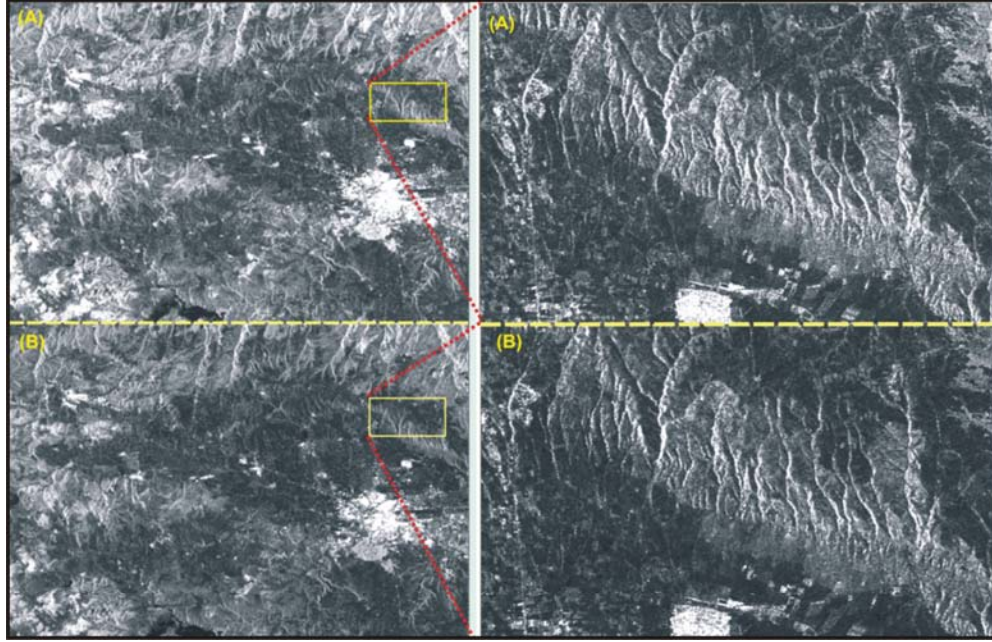
Çalışma alanının özellikle Kuzey kesimlerinde, yer yer B-GB kesimlerinde de açık renkli gözlenen bölgelerin yüksek kottaki yerleri, görüntünün merkezinde koyu renkli yerlerin düşük kottaki yerleri ve ovaları temsil ettiği söylenebilir. Görüntünün GD kesiminde, diğer yerlere göre nispeten daha açı ve parlak olan bölge ise Eskişehir yerleşim merkezidir (Şekil 6.3).



Şekil 6.3. Doku analizi sonucunda belirlenen bazı özellikler.

6.1.2.2. Gürültülerin ortadan kaldırılması

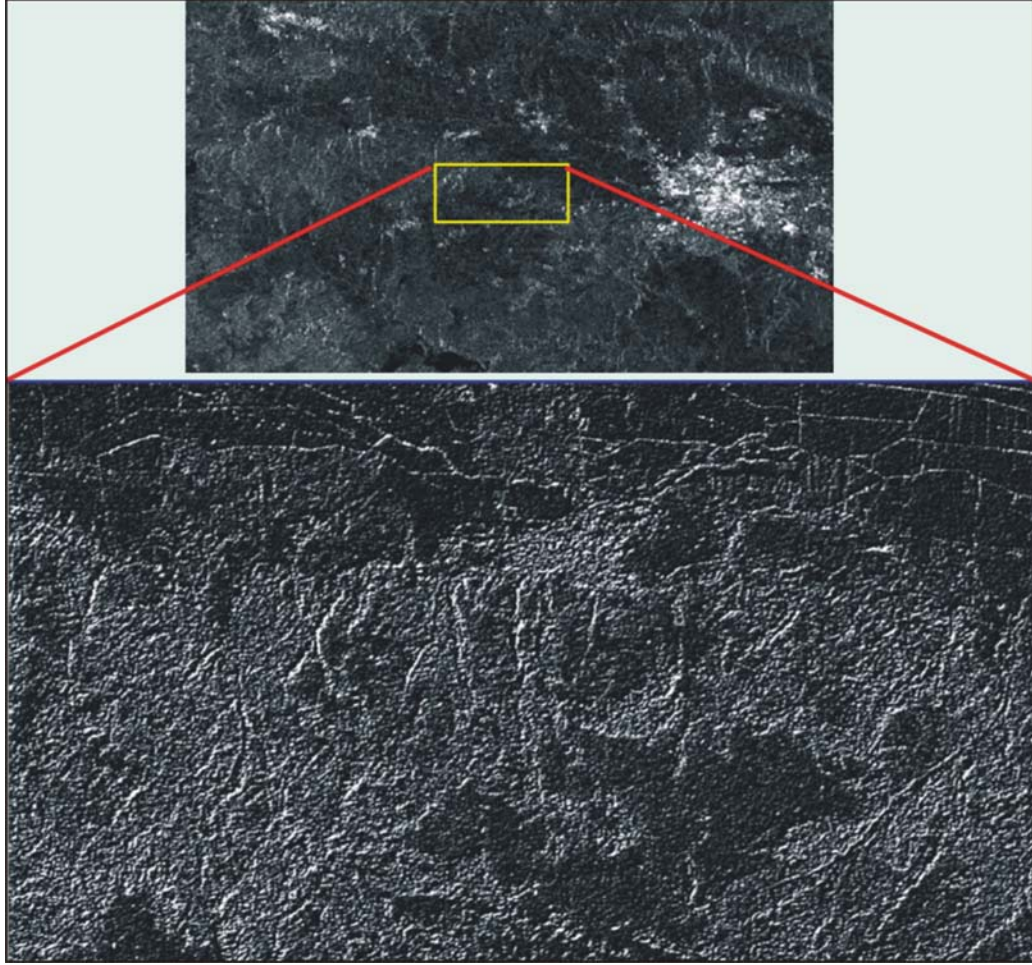
Herhangi bir radar görüntüsündeki bilgi içeren kısımları örten parazitler, radar görüntüleri için uygulanan bazı filtreler yardımıyla ortadan kaldırılabilir. Parazitler, görüntünün okunabilirliğini azaltır ve aynı boyutta veya çözünürlük hücresinden daha büyük taneler olarak görülür. Görüntüde istenmeyen bu bileşenler gelişigüzel bir parlaklığa sahip olabilirler. Bu çalışmada uygulanan birçok filtreleme sonucunda en iyi sonucu, Frost filtrelerinin verdiği ortaya çıkarılmıştır. Bu amaçla, inceleme alanını içine alan PALSAR görüntüsü ile filtrelenmiş görüntüler Şekil 6.4.'te verilmiştir. Parazitlerin; görüntünün okunabilirliğini azalttığı; ve aynı boyuttaki veya çözünürlük hücresinden daha büyük taneler olarak görüldüğü ve bunun sonucunda da görüntüde istenmeyen bu bileşenlerin gelişigüzel bir parlaklığa sahip olabildiği için, görüntünün okunmasında dezavantaj yaratan bu durum Frost filtresi ile giderilmiştir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4. İnceleme alanının, işlenmemiş Pulsar görüntüsü (A) ve Frost filtresi uygulanmış görüntü (B).

6.1.2.3. Kenar Belirleme

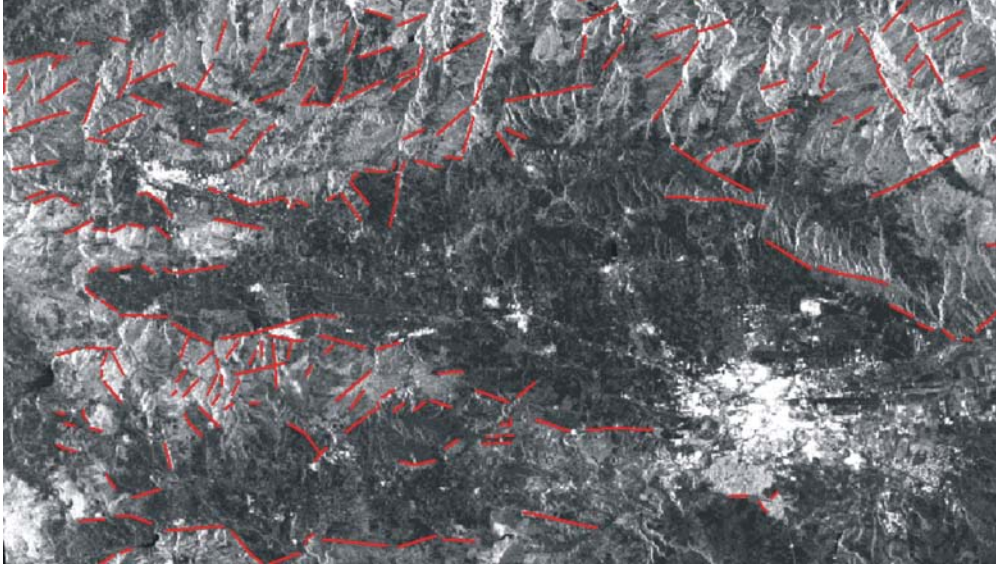
Radar görüntülerinin işlenmesi aşamalarından birisini de kenar belirleme çalışmaları oluşturmaktadır. Bu kısımda görüntüye kenar belirleme analizi kapsamında yönsel filtreleme zenginleştirilmesi uygulanmıştır. Bölge için elde edilen en büyük asal gerilme eksenini belirleyen KB-GD yönüne yaklaşık olarak paralel seçilerek ortaya çıkarılan kenar belirleme zenginleştirilmesi Şekil 6.5.'te gösterilmiştir. Bu zenginleştirmelerin sonucunda belirlenen çizgisellikler ise Şekil 6.6'da verilmiştir. Ayrıca bu çalışmada kenar belirleme filtresi; daha önceden Frost filtresinden geçirilmiş görüntülere uygulanmıştır.



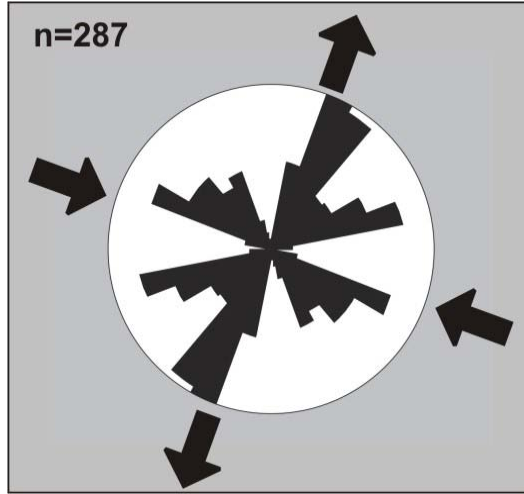
Şekil 6.5. Çalışma alanına ait Palsar görüntüsüne KB yönlü kenar belirleme filtresinin uygulanması.

Kenar belirme fitresi ve bunun sonucunda çizgiselliklerin belirlenmesi işlemlerinden sonra, toplam 287 adet çizgisellik ortaya çıkarılmıştır (Şekil 6.6). Bu çizgisellikler belirlenirken; yapısal, jeolojik, morfolojik unsurların dışındaki etkilerle oluşmuş yapay ve/veya doğal çizgisellikler dikkate alınmamıştır. Elde edilen bu 287 adet çizgiselliğin doğrultuları ölçülmüş ve doğrultularına göre gül diyagramı hazırlanmış olup, bu çizgiselliklerden elde edilen sıkışma ve açılma yönlerinin (Şekil 6.7), “fay topluluklarının kinematik analizi” kısmında belirtilen ve halen günümüzde etkin olan transtansiyonel rejimle uyumlu olduğu saptanmıştır (KD-GB açılma, KB-GD sıkışma).

Kinematik analiz sonuçlarından bulunan en büyük asal gerilme eksenine uyuşmayan sistemlerin, bölgenin paleotektonik dönemiyle ilişkili veya bölgedeki jeolojik birimler arasındaki sınırları oluşturan ve ton farklılığından ileri gelebilecek çizgisellikler olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 6.6. Kenar belirleme çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler.



Şekil 6.7. Kenar zenginleştirilmesi sonucunda belirlenen çizgiselliklerin durumunu gösterir gül diyagramı. Diyagrama göre, bölgede yaklaşık K20D-G20B yönlü açılma; K70B-G70D yönlü sıkışmanın egemen olduğu görülmektedir.

BÖLÜM 7

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Eskişehir Fayının kinematığı, deprenselliği ve uzaktan algılama yöntemiyle incelemesinden oluşan bu yüksek lisans tez çalışması kapsamında aşağıdaki şu sonuçlara varılmıştır. Eskişehir Fayı, DKD-BGB doğrultulu genel gidişi içerisinde, KB-GD ve D-B doğrultularında uzanan, birçok segmentten oluşan, KB'da Bursa'dan GD'da Sivrihisar'a kadar yaklaşık olarak 150 km. uzanımına sahip olan, aktif ve sağ yanal doğrultu atımlı bir deformasyon zonudur. Çalışma sahası Eskişehir ve İnönü havzaları ve yakın civarlarını kapsamaktadır. Bu çalışma kapsamında, bu alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası revize edilmiştir. Çalışma sahasında yüzeyleyen jeolojik birimlerin tabaka ve şistozite düzlemlerinin durumları ölçülerek Wulff ağı alt yarım küresinde değerlendirilmesi sonucunda, bölgesel sıkışma yönünün KB-GD yönünde olduğu tesbit edilmiştir.

Eskişehir Fayının davranış biçiminin anlaşılabilmesi için yapılan fay topluluklarının kinematik analizi çalışmalarının sonucunda; birbiriyle uyumlu olan iki tektonik fazın varlığı ortaya konulmuştur. Bunlardan göreceli olarak daha yaşlı olanı ters bileşenli doğrultu atımlı gerilme rejimi (transpresyonel) rejimidir ve Eskişehir fayının başlangıç evresini temsil eder. İkincisi ise, normal bileşenli doğrultu atımlı gerilme (transtansiyonel) rejimidir. Mesozoyik'ten Kuvaterner'e kadar yaştaki jeolojik birimlerden ölçülen fay düzlemlerine göre; transpresyonel fazın sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde K12°B, açılma doğrultusu ise (σ_3) yönünde K73°D'dur ve Rm oranı 0.82 olarak hesaplanmıştır. İkinci tektonik faz, K25°B sıkışma (σ_1) doğrultusunda ve K63°D açılma (σ_3) doğrultusundadır. Rm oranı 0.24 olarak belirlenmiştir. Bu da bize Eskişehir Fayının oluşumuna neden olan tektonik rejimin, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen sağ yanal doğrultu atımlı faylanma olduğunu göstermektedir. KAF üzerinde yapılan kinematik amaçlı çalışmalarda (Bellier ve diğ., 1997; Över ve diğ., 1997; Özden ve diğ., 2002, Özden ve diğ., 2008) doğrultu atımlı tektonik rejime ait belirlenebilen ilk tektonik fazın, transpresyonel olup, transtansiyonel tektonik fazın bunu üzerleyen genç bir evreyi temsil ettiği ve günümüzde etkin olduğu sonucuna varılmıştır. Eskişehir Fayı üzerinde de aynı sonuçlar bulunmuştur. Bu tektonik rejim değişimleri, Anadolu

bloğuyla sınırlı olan diğer levhaların (Arap-Afrika) sınırlarındaki farklı etkileşimlerden ortaya çıkan stress magnitüdlerindeki değişimlerden kaynaklanmaktadır (Bellier ve diğ., 1997; Över ve diğ., 1997; Özden ve diğ., 2002; Özden ve diğ., 2008). Ayrıca, Eskişehir Fayında, bu iki tektonik rejimle uyumlu olan lokal normal faylanmalar da belirlenmiştir. Bu normal faylanmalar, Eskişehir havzasıyla sınırlıdır. Bu açılma (σ_3) yönü, K46°D olup, bunlara ait Rm oranı 0.70'dir. Eskişehir fayı boyunca, 2005-2008 yılları arasında, 12 adet depremin ve 1956 Eskişehir depreminin odak mekanizmasıyla birlikte yapılan ters çözümleri sonucunda; en büyük (σ_1) asal gerilme ekseninin K25°B doğrultusunda ve en küçük (σ_3) asal gerilme ekseninin K73°D doğrultusunda ve yatayda olduğu doğrultu atımlı faylanma rejiminin günümüzde etkin olduğu ortaya konulmuştur. Burada Rm oranı 0.19 olarak hesaplanmıştır. Bu veriler, fay topluluklarının kinematik analizinde elde edilen verilerle uyum sağlamaktadır.

Eskişehir Fayı'nın başlangıç evresini temsil eden Transpresyonel evre ($\sigma_1=168^\circ$) ile, günümüzde etkin rejim olan bölgesel ölçekli transtansiyonel evre ($\sigma_1=155^\circ$) ve odak mekanizma çözümleri sonucunda ortaya çıkan SFM ($\sigma_2=155^\circ$) değerleri arasında, yatay düzlemde 13°'lik bir farkın olduğu belirlenmiştir. Transpresyonelden, transtansiyonele ve günümüzdeki depremlere kadar devam ve yatay düzlemde oluşan bu 13°'lik fark, Anadolu bloğunun Pliyosenden günümüze kadar saat ibresinin tersi yönündeki rotasyonundan kaynaklanmaktadır. Anadolu Bloğundaki bu rotasyon miktarı Platzman ve diğ. (1998) tarafından, günümüzden 0-5 Milyonyıl (Ma) öncesine kadar 1,2° / Ma; 5-12 Ma öncesinde ise 6,5° / Ma olarak hesaplanmıştır. 12 Ma'dan daha önceki zaman diliminde ise, bu rotasyon miktarı yaklaşık 0 (-0.041° / Ma) olarak bulunmuştur. Eskişehir Fayı'nda bulmuş olduğumuz 13°'lik bu rotasyonu, bölgesel ölçekli saat ibresinin tersi yönündeki rotasyonla karşılaştırdığımızda; 6°si; günümüzden 5 Ma öncesi (1,2°/Ma) tarafından karşılanmaktadır. Geriye kalan 7° ise; 5-12 Ma zaman aralığındaki 6,5° / Ma göz önünde bulundurulduğunda, yaklaşık 1 Ma tarafından karşılanmaktadır ve böylece yatay düzlemdeki bu 13°'lik fark yaklaşık 6 Ma'a karşılık gelmektedir. Tüm bu veriler ve hesaplamalar göz önünde bulundurulduğunda, Eskişehir Fayı'nın başlangıçtaki ilk deformasyonundan (transpresyonel evre), günümüze kadar

(transtansiyonel evre ve SFM) gelişen deformasyonlar toplam 6 Ma içinde gerçekleşmiştir. Bu da bize, Eskişehir Fayı'nın başlangıç yaşının yada transpresyonel evrenin başlangıcının; Geç Miyosen Sonu-Erken Pliyosen başlangıcı olduğunu göstermektedir.

Çalışma sahasındaki çizgisellikler, Palsar görüntüsü üzerinde belirlenmiştir. Bu çizgisellik analizi sonucunda, toplam 287 çizgisellik belirlenmiş ve bu çizgiselliklerin KD-GB yönünde yoğunlaştıkları görülmüştür. Bu sonuç bize, Eskişehir havzası civarında KB-GD doğrultulu sıkışma rejiminin varlığının başka bir kanıtıdır.

Tüm veriler birlikte değerlendirildiğinde, Eskişehir Fayının günümüzde, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen ve bölgesel olarak transtansiyonel, lokal olarak ise açılmalı tektonik rejim altında hareket ettiğini göstermektedir. Bu rejimin, başlangıçtaki transpresyonelden, günümüzdeki transtansiyonele kadar değişmesindeki nedenler; (1) Doğu Anadolu Arap-Anadolu levhalarının çarpışması (2) Ege'de Afrika levhasının Anadolu bloğunu kendine çekmesi, (3) Afrika levhasının Kıbrıs ve Helen yitim zonları boyunca ağırlığını koruyamayarak kopması (4) Anadolu bloğunun batı-güney batıya olan rotasyonudur.

KAYNAKLAR

Açıklan S. ve Ocakoğlu F., 2005. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depremi Hangi Faydan Kaynaklanmış Olabilir? *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı. Osmangazi Üniversitesi.* 28-30 Nisan 2005, Eskişehir. Bildiri Özleri Kitapçığı.

Açıklan S., Ocakoğlu F. ve Akan S., 2005. Eskişehir Havzası Civarında Eskişehir Fay Zonunun Morfometrisi. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı.* Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskişehir. Bildiri Özleri Kitapçığı.

Aksu A. E., Yaltrak C. ve Hiscott R.N., 2002. Quaternary Paleoclimatic Paleoenographic and Tectonic Evolution of the Marmara Sea and Environs. *Marine Geology*, 190: 9-18.

Altunel E. ve Barka A. A., 1998. Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere Arasında neotektonik aktivitesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni.* 41: 41-52.

Angelier J., 1975. Sur L'analyse Des Mesures Recueillies Dans Des Sites Failleâs: L'utiliteâ D'une Confrontation Entre Les Meâthodes Dynamiques Et Cineâmatiques. *C.R. Acad. Sci.* 281(II): 1805-1808.

Angelier J., 1984. Tectonic Analysis of the Slip Data Sets. *J. Geophys. Res.* 89: 5835-5848.

Angelier J. ve Mechler P., 1977. Sur Methode Graphique de Recherche des Contraintes Principales Egalement Utilisable en Tectonique et en Sismologie: La Methode Diédre Droit. *Bulletin de la Société Geologique de France*, 19: 1309-1318.

- Armijo R., Carey E. ve Cisternas A. 1982.** The Inverse Problem in Microtectonics and the Separation of Tectonic Phases. *Tectonophysics*, 82: 145-160.
- Armijo R. ve Cisternas A., 1979.** Un Problème Inverse en Microtectonique Cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 287: 595-598.
- Arthaud F., 1969.** Méthode De Détermination Graphique Dès Directions de Raccourcissement, D'allongement et Intermédiaire D'une Population de Failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 11:729-737.
- Bailey E. B. ve Mc Callien W. J., 1953.** Serpantin lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust : *Trans.Roy. Soc. Edin.* LXII, II, 403 - 442.
- Barka A. A., 1992.** The North Anatolian Fault Zone. *Ann. Tectonicae* 6: 164–195.
- Barka A. A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1995;** The Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. *IESCA*.
- Baş H., Akıncı H., Dinçel A., Okumuş A., Kıral K. ve Şen M. A., 1983.** Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 7293*
- Bellier O., Över S., Poisson A. ve Andrieux J., 1997.** Recent Temporal Change In The Stress State And Modern Stress Field Along North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys. J. Int.* 131: 61–86.
- Blés J. L. ve Feuga B., 1987.** The Fracture of Rocks. *North Oxford Academic Pres*, 131.
- Bott M. H. P., 1959.** The Mechanism of Oblique Slip Faulting. *Geol. Mag.* 96: 109–117.

- Bozkurt E., 2001.** Neotectonics of Turkey a synthesis, *Geodinamica Acta*. 14: 3-30.
- Carey E., 1979.** Recherche des Directions Principales de Contraintes Associées au Jeu D'une Population de Failles, *Revue Geological Dynamic and Géography Physic*. 21: 57-66.
- Carey E. ve Brunier B., 1974.** Analyse Théorique et Numérique d'une Modèle Mécanique Élémentaire Appliqué a l'étude d'une Population des failles, *Cr. Acad. Sci., Paris*, 279 :891-894.
- Carey-Gailhardis E. ve Mercier J.L., 1987.** A Numerical Method for Determining the State of Stress Using Focal Mechanisms of Earthquake Populations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 82: 165–179.
- Çoğulu E. ve Krummenacher D., 1967.** Problemes Geochronometriques Dans la partie N de Anatolie Centrale (Turquie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 47: 825-833.
- Dewey J. F. ve Şengör A. M. C., 1979.** Aegean and Surrounding Regiins: Complex mMultiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone : *Geol. Soc. Of America Bull.* 90: 84-92.
- Dirik K. ve Erol O., 2003.** Tectonomorphologic Evolution of Tuzgolulu and Surrounding Area, Central Anatolia-Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publications 5, 27–46 (In Turkish with English abstract)
- Dirik K., Akıl B. ve Özsayın E., 2005.** Eskişehir-Sultanhanı Fay Sistemi'nin Sivrihisar-Cihanbeyli Kesimi'nin Özellikleri, Orta Anadolu-Türkiye. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı*. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskişehir. Bildiri Özleri Kitapçığı.

- Dreger D. S., 2002.** Manual of the Time-Domain Moment Tensor Inverse Code (TDMT-INVC), Release 1.1, Berkeley Seismological Laboratory, Berkeley: 18.
- Ercan T., Dinçel A., Metin, S.; Türkecan A. ve Erdoğan G., 1978.** Uşak Yöresindeki Neojen Havzalarının Jeolojisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 21: 97-106.
- Etchecopar A., Vasseur G. and Daigniere M., 1981.** An Inverse Problem in Microtectonics for the Determination of Stress Tensors From Fault Striation Analysis, *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65.
- Gözler M. Z., Cevher F. ve Küçükayman A., 1985.** Eskişehir Civarının Jeolojisi ve Sıcak Su Kaynakları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 103: 40-54.
- Gözler M. Z., Cevher F. Ergül E. ve Asutay H. J., 1997.** Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi, *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:9973* Ankara (yayımlanmamış).
- Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., 2002,** Morphology, Displacement and Slip Rates Along the North Anatolian Fault, Turkey. *J. Geophys. Res. Solid Earth*: 107 (B10) (Art. No. 2235).
- Kahle K. G., Straub C., Reilinger R., McClusky S., King R., Hurst K., Veis G., Kastens K. ve Cross P., 1998.** The Strain Field in The Eastern Mediterranean Estimated by Repeated GPS Measurements. *Tectonophysics*. 294: 237-252.
- Ketin İ., 1966.** Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *MTA Derg.* , 66: 20-34.
- Kiratzi A. A., 1993.** A Study on the Active Crustal Deformation of the North and East Anatolian Fault Zones. *Tectonophysics* 225 (3): 191–203.

Koçyiğit A., 2000. Orta Anadolu'nun Genel Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği. *Haymana-Tuzgözü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (WORKSHOP), TPJD özel sayı 5: 1-26*

Koçyiğit A. ve Kaymakçı N., 1995. İnönü-İnegöl Superimposed Basins and Initiation age of Extensional Neotectonic Regime In West Turkey. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region 1995, 9-14 October, İzmir-Güllük, Turkey, 33.*

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 (18/3-4): 167-208.*

Küçükayman A., Genç Ş., Gök L., Kar H. ve Ateş M., 1987. Bozüyük-Tavşanlı-Kütahya Arasının Jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8356.*

McClusky S., Balassanian S., Barka A. A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King, R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealep A., Toksöz N. ve Veis, G., 2000. Global Positioning System Constraints on the Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and the Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105: 5695-5719.

McKenzie D. P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. Astron. Soc.* 55: 217-254.

McKenzie D. P., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions. *Geophys. J. Astr. Soc.* 55, 217-254

- Ocakoğlu F., 2007.** A Re-evaluation of the Eskisehir Fault Zone as a recent extensional structure in NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 31: 91–103
- Ocakoğlu F., Aıkalm S. ve Akan S., 2005-a.** Hendek Kazıları ile Yorumlanmalarındaki Güçlüklere Eskisehir Fay Zonu'ndan Bazı rnekler. *Eskisehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği alıştayı*. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskisehir. Bildiri zleri Kitapçığı.
- Ocakoğlu F., Aıkalm S. Akan S. ve Yalmer C. ., 2005-b.** Eskisehir Civarında Eskisehir Fay Zonu'nun Morfotektonik zellikleri. *Eskisehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği alıştayı*. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskisehir. Bildiri zleri Kitapçığı.
- Okay A.I., 1984.** Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. Ketin Sempozyumu, 20-21 şubat 1984, *Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*: 83-92.
- Okay A.İ., 1987.** Notes on the Geology of Northwest Turkey. Guide Book for the Field Excursion Along Western Anatolia, Turkey, *MTA*: 1-11.
- Oral M. B., Robert E. R., Toksoz N. M., Barka A. A. ve Kinik I., 1993.** Preliminary Results of 1988 and 1990 GPS Measurements in Western Turkey and Their Tectonic Implication. *Crustal Geodyn.* 23: 407–416.
- cal N., 1959.** 20 şubat 1956 Eskisehir Zelzelesi'nin Makro ve Mikrosismik Etd. *İ.T.. Sismoloji Enstitüsü Yayını*.
- ver S., Bellier O., Poisson A. ve Andrieux J., 1997.** Late Cenozoic Stress State Changes Along the Central North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Ann. Tectonicae* 11: 75–100.
- ver S., nlgen U.C. ve zden S., 2001.** Hatay Blgesinde Etkin Gerilme Durumları. *Yerbilimleri*, 23: 1-14.

- Över S., Özden S., Ünlügenç U.C. ve Yılmaz H., 2004a.** A synthesis: Late Cenozoic Stress Field Distribution at Northeastern Corner of the Eastern Mediterranean, SE Turkey. *Comptes Rendus Geosci.* 336 (1): 93–103.
- Över S., Özden S. ve Yılmaz H., 2004b.** Late Cenozoic Stress State Evolution Along the Karasu Valley, SE Turkey. *Tectonophysics* 380 (1–2): 43–68.
- Över S., Kavak K. S., O. Bellier ve Özden S., 2004c.** Is the Amik Basin (SE Turkey) a Triple Junction Area? *Analyses of SPOT XS Imagery and Seismicity, Int. J. Remote Sensing*, 25/19: 3857–3872.
- Över S., Özden S. ve Ünlügenç U. C., 2004d.** Late Cenozoic Stress Distribution Along the Misis Range in the Anatolian, Arabian, and African plate intersection region, SE Turkey. *Tectonics*, 23: 93-103
- Özden S., 1998.** Sivas Havzası Kuzey kenarında (Sakardağ) İzmir-Ankara-Erzincan kenet kusagının Tektonostratigrafisi ve Tektonik Deformasyon Biçimi, Unpub, Thesis, Cumhuriyet Univ. Sivas, 226 p.
- Özden S., Över S. ve Ünlügenç U. C., 2002.** Quaternary Stress Regime Change Along the Eastern North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Int. Geol. Rev.* 44 (11), 1037–1052.
- Özden S., Över S., Kavak K. S. ve Inal S. S., 2008.** Late Cenozoic Stress States Around the Bolu Basin Along the North Anatolian Fault, NW Turkey. *Journal of Geodynamics* 46: 48–62.
- Özsayın E. ve Dirik K., 2007.** Quaternary Activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba Fault Zones: İnönü-Eskisehir Fault System, Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 16: 471–492.

- Parejas E. 1943.** Une Phase Orogenique d'age Ypresien en Anatolie, *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Geneve*, 60 (1-2): 89-92.
- Pegoraro O., 1972.** Application de la Microtectonique a une Etude de Neotectonique sur le Golfe Maliaque (Gece centrale): These de 3 cycle, Montpellier.
- Piper J. D. A., Tatar O. ve Gursoy H., 1997.** Deformational Behavior of Continental Lithosphere Deduced From Block Rotations Across the North Anatolian Fault zone in Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150: 191–203.
- Platzman E. S., Tapırdamaz C. ve Sanver M., 1998.** Neogene Anticlock-wise Rotation of Central Anatolia (Turkey): Preliminary Palaeomagnetic and Geochronological Results. *Tectonophysics*, 299: 175-189.
- Reilinger R., Oral B., King R., McClusky S., Toksöz N., Barka A. A., Şahin M., Özaydın D., Kınık İ., Şanlı T., Prilepin M., Balassanian S., Kotzev V., Georgiev I., Tealeb A., Melzer Y. ve Mencin D., 1996.** GPS measurements in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Fall Meeting*.
- Reilinger R. E., McClusky S., Oral M. B., King R. W., Toksöz M. N., Barka A. A., Kınık İ., Lenk O. ve Şanlı I., 1997.** Global Positioning System Measurements of Present Day Crustal Movement in the Arabia-Africa -Eurasia Plate Collision Zone. *Journal of Geophysical Research*, 102: 9983-9999.
- Sakıncı M., Yalıtırak C. ve Oktay F. Y., 1999.** Palaeogeographical Evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys-Paratethys relations at Northwestern Turkey (Thrace). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 153: 17-40.
- Servais M. 1982.** Collision et Suture Tethysienne en Anatolie Centrale Etude Structurale et Metamorphique (HP-BT) de la Zone Nord Kütahya: Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa, 349 s.

- Sesören A., 1999.** Uzaktan Algılamada Temel Kavramlar. *Mart Matbaacılık Sanatları Ltd. Şti.*, İstanbul, 128s.
- Straub C., 1996.** Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia Inferred From GPS Measurements. Ph.D. Thesis, *Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) Zürich*, 122s (yayımlanmamış).
- Straub C. Kahle H. G. ve Schindler C. 1997.** GPS and Geological Estimates of the Tectonic Activity in the Marmara Sea Region, NW Anatolia. *J. Geophys. Res.* 102: 27587-27601.
- Şaroğlu F., Emre Ö. ve Boray A. 1987.** Türkiye'nin Aktif Fayları ve Depremsellikleri. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8174*: 394 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Şaroğlu F., Emre Ö. ve Boray A., 1992.** 1 : 1 000 000 Türkiye Diri Fay Haritası. MTA, Ankara.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Doğan A. ve Yıldırım C. Ç., 2005.** Eskişehir Fay Zonu ve Deprem Potansiyeli. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı*. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskişehir, Bildiri Özleri Kitapçığı.
- Şengör, A. M. C., 1979.** The North Anatolian Transform Fault: its age, Offset and Tectonic Significance. *J. Geol. Soc. Lond.* 136: 269–282.
- Şengör A. M. C., 1982.** Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler : *TJK Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli*: 59-71.

- 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 and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation (edited by Biddle, K.T. & Christie-Blick, N.). *Soc. of Eco. Paleo. and Min. Spec. Publ.*, 37: 227-264.
- Tokay F. ve Altunel E., 2005.** Eskişehir Fay Zonu'nun İnönü-Dodurga çevresinde Neotektonik Aktivitesi. *MTA Dergisi* 130: 1-15.
- Yalçınmer C. Ç., Altunel E., Karabacak V. ve Akyüz S., 2005.** Eskişehir Fay Zonu'nun VLF-EM Yöntemi Kullanılarak Araştırılması. *Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı*. Osmangazi Üniversitesi. 28-30 Nisan 2005, Eskişehir. Bildiri Özleri Kitapçığı.
- Yaltrak C., Alpar B. ve Yüce H., 1998.** Tectonic Elements Controlling the Evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, 300: 227-248.
- Yaltrak C., Sakınç M., Aksu A. E., Hiscott R., Galleb B. ve Ülgen U. B., 2002.** Late Pleistocene Uplift History Along Southwestern Marmara Sea Determined from Raised Coastal Deposits and Global sea Level Variations. *Mar. Geol.* 190: 283-306.
- Yaltrak C., Yalçın T., Yüce G. ve Bozkurtoğlu E., 2005.** Water-Level Changes in Shallow Wells Before and After the 1999 Izmit and Düzce Earthquakes and Comparison with Long-Term Water-Level Observations (1999–2004), NW Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 14: 281-309.

Wallace R. E., 1958. Geometry of Shearing Stres and Relation to Faulting. *J. Geol.*
59: 118.

Tablo 4.1. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların koordinatları, ölçülen jeolojik birimlerin yaşları ve litolojileri.....	46
Tablo 4.2. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin değerleri.....	47
Tablo 4.3. Çalışma alanında, KB-GD doğrultulu (doğrultu atımlı gerilme rejimi) transtansiyonel tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin değerleri.....	49
Tablo 4.4. Çalışma alanında, açılma rejimi (lokal normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin değerleri.....	51
Tablo 5.1. Eskişehir civarında tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş bazı depremlerin parametreleri.....	56
Tablo 5.2. 20.02.1956 depremine ait parametreler.....	58
Tablo 5.3. Eskişehir ve civarında meydana gelmiş, büyüklükleri 5.0-5.9 arasındaki depremlerin parametreleri.....	59
Tablo 5.4. Eskişehir ve civarında meydana gelmiş, büyüklükleri 4.0-4.9 arasındaki depremlerin parametreleri.....	60
Tablo 5.5. Çalışma alanı ve civarında 2005-2008 yılları arasında meydana gelmiş 11 deprem ile 20.02.1956 (Mw=6.4) depremine ait parametreler.....	63
Tablo 6.1. ALOS uydusunun genel özellikleri.....	66
Tablo 6.2. Palsar Teknik Özellikleri.....	67
Tablo 6.3. Palsar ürünleri.....	68

ŞEKİLLER

Sayfa No

Şekil 1.1. Türkiye'nin ana neotektonik unsurları üzerinde çalışma alanının konumu..	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının konumu.....	5
Şekil 1.3. Çalışma alanının morfolojik yapısı.....	6
Şekil 2.1. Türkiye'nin ana tektonik birliklerinin dağılımı.....	12
Şekil 2.2. Türkiye'deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı.....	13
Şekil 2.3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	14
Şekil 2.4. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası.....	15
Şekil 2.5. İnönü Mermerlerinden genel bir görünüm.....	16
Şekil 2.6. Çalışma alanının temelini oluşturan, Triyas yaşlı İnönü Mermerlerinin haritadaki yayılımı.....	17
Şekil 2.7. İnönü Mermerlerinin, Eskişehir Fayı boyunca, Kuvaterner çökellerle olan dokanağı.....	17
Şekil 2.8. İnönü Mavişistleri'nden bir görünüm.....	18
Şekil 2.9. Çalışma alanında gözlenen İnönü Mavişitleri'nin yayılımı.....	19
Şekil 2.10. Yörükçepni Köyü'nün girişindeki ofiyolitlerden bir görünüm.....	20
Şekil 2.11. Çalışma alanında gözlenen ofiyolitlerin haritadaki dağılımı.....	20
Şekil 2.12. Bursa-Eskişehir Karayolu üzerinde, Bozüyük girişinde gözlenen granodiyoritler.....	21
Şekil 2.13. Çalışma alanındaki Bozüyük Granodiyorit'leri'nin yayılımı.....	22
Şekil 2.14. Çukurhisar kuzeyinde yüzlek veren Bilecik Kireçtaşları'ndan bir görünüm.....	23
Şekil 2.15. Çalışma alanındaki Bilecik Kireçtaşları'nın yayılımı.....	23
Şekil 2.16. Eskişehir GD'sunda Mamuca Köyü yakınlarındaki, Mamuca Formasyonu'na ait kilaşlarından bir görünüm.....	24
Şekil 2.17. Mamuca Formasyonu'nun çalışma alanındaki yayılımı.....	25
Şekil 2.18. Çukurhisar batısında gözlenen, Porsuk Formasyonuna çakilaşları ve bunların üzerine diskordansla gelen kireçtaşları.....	26
Şekil 2. 19. Çukurhisar kuzeyinde gözlenen, Porsuk Formasyonuna ait kilaşları ve bunları üzerine uyumlu bir şekilde gelen kireçtaşları.....	27

Şekil 2.20. Bozüyük yerleşim yerinin yaklaşık 200 m. güneyinde görülen, yer yer silis ara katkılı kireçtaşları.....	27
Şekil 2.21. Porsuk Formasyonu'nun çalışma alanında içerisindeki yayılımı.....	28
Şekil 2.22. Ilıca Formasyonu'nun stratigrafik dikme kesiti.....	30
Şekil 2. 23. Ilıca Formasyonu'nun çalışma alanındaki yayılımı.....	30
Şekil 2.24. Kuvaterner'in (yaşlı alüvyon) çalışma alanındaki yayılımı.....	31
Şekil 3.1. Anadolu'nun neotektonik alt bölümleri.....	33
Şekil 3.2. Eskişehir yerleşim merkezinden, Sultandere'ye giderken, yolun batı tarafında mostra veren ve Pleyistosen yaşlı birimleri kesen normal faylar.....	36
Şekil 3.3. İnönü yerleşim yerinin hemen güneyinde uzanan ve dike yakın 30 m.ye yakın bir düzlem sunan Eskişehir Fayı ile dokanak oluşturan Holosen yaşlı çökellerin görünümü.....	37
Şekil 3.4. GPS hız çalışmaları sonucunda, Türkiye ve yakın çevresindeki hareket hızı miktarları.....	38
Şekil 3.5. Eskişehir civarından derlenen katman, şistozite ve eklem durumlarına ait kontur ve gül diyagramı.....	39
Şekil 4.1. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (s) arasındaki açı.....	45
Şekil 4.2. Çalışma sahasında yüzeyleyen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların dağılımı.....	46
Şekil 4.3. Tablo 4.2.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) gösterimi.....	48
Şekil 4.4. Üç numaralı istasyonda görülen, ters bileşenli doğrultu atımlı faylar.....	48
Şekil 4.5. Tablo 4.3.'de verilen doğrultu atımlı gerilme rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) gösterimi.....	50

Şekil 4.6. Üç numaralı istasyonda ters bileşenli ve normal bileşenli doğrultu atımlı fayların kronolojik ilişkisi.....	51
Şekil 4.7. Tablo 4.2’de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) gösterimi.....	52
Şekil 4.8. 2 numaralı istasyonda görülen doğrultu atımlı ve normal fayların kronolojik ilişkisi.....	53
Şekil 4.9. Çalışma sahasından elde edilen bölgesel gerilme durumlarının toplu olarak gösterimi.....	54
Şekil 4.10. Kinematik ölçümler sonucu belirlenen bölgesel ve lokal gerilme durumları.....	55
Şekil 5.1. Eskişehir civarında tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş bazı depremler.....	56
Şekil 5.2. Eskişehir ve civarında, 1900 ve sonrası yıllarda meydana gelmiş, büyüklükleri 2.0 ile 6.4 arasında olan tüm depremlerin dağılımları.....	57
Şekil 5.3. 20.02.1956 depreminin merkez üssünü gösterir harita.....	58
Şekil 5.4. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 5.0 ile 5.9 arasında olan depremlerin dağılımları.....	59
Şekil 5.5. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 4 ile 4.9 arasında olan depremlerin dağılımları.....	60
Şekil 5.6. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 3 ile 3.9 arasında olan depremlerin dağılımları.....	61
Şekil 5.7. 1900 ve sonrasında Eskişehir ve civarında meydana gelmiş olan, büyüklükleri 2.0 ile 2.9 arasında olan depremlerin dağılımları.....	61
Şekil 5.8. Çalışma alanı ve civarında 2005-2008 yılları arasında meydana gelmiş depremler arasından seçilen ve 20.02.1956 ($M_w=6.4$) depreminin haritasal yerleri, odak çözümleri ve ters çözümlerinin sonucu.....	63
Şekil 6.1. Elektromanyetik spektrumun mikrodalga boyları.....	64
Şekil 6.2. PALSAR teknik özellikleri.....	67
Şekil 6.3. Doku analizi sonucunda belirlenen bazı özellikler.....	71

Şekil 6.4. İnceleme alanının, işlenmemiş Palsar görüntüsü ve Frost filtresi uygulanmış görüntü.....	72
Şekil 6.5. Çalışma alanına ait Palsar görüntüsüne KB yönlü kenar belirleme filtresinin uygulanması.....	73
Şekil 6.6. Kenar belirleme çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler.....	74
Şekil 6.7. Kenar zenginleştirilmesi sonucunda belirlenen çizgiselliklerin durumunu gösterir gül diyagramı.....	74

ÖZGEÇMİŞ

11.11.1979 tarihinde Almanya (Einbeck)'da doğdum. Pendik Merkez İlkokulu'nda (1985-1990), Pendik Orhan Sinan Hamzooğlu Ortaokulu'nda (1990-1993), Tuzla Endüstri Meslek Lisesi (1993-1996) ve Kocaeli M.Y.O. (1997-1999)'nda okudum. 2002 yılında kazandığım Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-Jeoloji Mühendisliği Bölümünü, 2006 yılında 76,6 ortalamaıyla bölüm ikincisi olarak bitirdim. 02.10.2006-08.01.2009 tarihleri arasında, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-Fen Bilimleri Enstitüsü-Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında, Doç. Dr. Süha ÖZDEN danışmanlığında bu tez çalışmamı gerçekleştirdim.

Lisans öğrenimim boyunca "Kirazlı-Balaban (Çanakkale) Çevresinin Hidrojeolojik özellikleri" isimli bir bitirme ödevi yaptım. Ayrıca yine lisans öğrenimim boyunca 3 farklı proje ödevi sundum. **1.Doğrultu Atımlı Faylar ve Doğrultu Atımlı Faylar Denetiminde Gelişen Havzalar** **2.Tektonizmayla İlişkili Sedimanter Havzalar ve Sedimanter Havzaların Sınıflandırılması** **3.Kuzey Anadolu Fayı'nın Depremselliği**. 3 farklı kurumda ise staj yaptım. **1.** "Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Etili ve Yenice kollarının Neotektonik-Paleosismolojik Özellikleri" isimli TÜBİTAK projesinde (TÜBİTAK YDABAG-103Y 007 numaralı proje) **2.Kale Maden Endüstriyel Hammaddeler Sanayi ve Ticaret A.Ş. (Çan-Çanakkale)** **3.Kabasakal Mühendislik-Müşavirlik (Çanakkale)**

Yüksek lisans öğrenimim boyunca ise, Güney Marmara'nın Jeolojik ve Tektonik Özellikleri isimli bir yüksek lisans semineri verdim ve 2 tane projede araştırmacı olarak görev aldım:

- Tutkun, S. Z., Özden, S., Kürçer, A., Ateş, Ö., Ulugergerli, E., Ekinci, Y. L., **Gündoğdu, E.**, (2006-2009) Troia Fayının Paleosismolojisi. **GSRT-TÜBİTAK projesi.** (Proje No: 105Y360). (**Yardımcı Araştırmacı**)
- Özden, S. ve **Gündoğdu, E.** (2007-2009) Eskişehir Fayı'nın Kinematığı, Depremselliği ve uzaktan algılama yöntemiyle incelenmesi (ÇOMU-BAP Projesi) (Proje No: 2007/45) (**Araştırmacı**)

03.02.2009 tarihinden itibaren, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-Fen Bilimleri Enstitüsü-Jeoloji Mhendisliği Anabilim Dalı'nda, doktora yapmaktayım ve orta derecede İngilizce (KPDS:54) bilmekteyim.