

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**KUZEYBATI ORTA ANADOLU’NUN NEOTEKTONİĞİ VE ELDİVAN-
ELMADAĞ TEKTONİK KAMASININ KUZEY ANADOLU FAYI İLE İLİŞKİSİ**

Oktay PARLAK

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2015**

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Oktay PARLAK tarafından hazırlanan “**Kuzeybatı Orta Anadolu’nun Neotektoniği ve Eldivan-Elmadağ Tektonik Kamasının Kuzey Anadolu Fayı ile İlişkisi**” adlı tez çalışması 03/03/2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jüri Üyeleri:

Başkan: Prof. Dr. Ergun GÖKTEN
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Kadir DİRİK
Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Doç. Dr. Veysel IŞIK
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Prof. Dr. Tekin YÜRÜR
Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. İbrahim DEMİR
Enstitü Müdürü

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

03.03.2015

Oktay PARLAK

ÖZET

Doktora Tezi

KUZEYBATI ORTA ANADOLU'NUN NEOTEKTONİĞİ VE ELDİVAN-ELMADAĞ TEKTONİK KAMASININ KUZEY ANADOLU FAYI İLE İLİŞKİSİ

Oktay PARLAK

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU

Çankırı havzasının batı ve kuzeybatı kenarını sınırlandıran Neo-Tetis kenet zonu, Kuzey Anadolu Fayı ile Kırıkkale-Erbaa Fayı arasındaki KB-GD yönlü sıkışma nedeniyle, geç Pliyosen'de bir tektonik kama olarak hareketlenmiştir. Bu çalışmada, yakın zamanda tanımlanan ve “Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması” adı verilen neotektonik yapının Çankırı kuzeyindeki özellikleri ve Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkisi araştırılmıştır. Ankara-Çankırı arasında KKD-GGB doğrultulu olan bu yapı, Çankırı kuzeyinde doğrultu değiştirerek KD-GB ve daha doğuda DKD-BGB yönelimi kazanarak, Kuzey Anadolu Fayı'na paralel hale gelmektedir. Çankırı kuzeyinde tektonik kamanın batı kenarını bir normal fay olan Korgun Fayı sınırlandırmakta, Kuzey Anadolu Fayı'na yaklaştığında ise Devrez Fayı, tektonik kamanın BKB kenarını oluşturmaktadır. Doğu kenarı ise bindirme fayları ile sınırlandırılmıştır. Tektonik kamayı oluşturan normal ve bindirme faylarının eş zamanlı hareket ettiğini gösteren veriler elde edilmiştir. Geç Pliyosen-erken Pleyistosen yaşlı Değim formasyonunun çökelişi, Yapraklı batısında bindirme fayları, Korgun GD'sunda ise normal faylar tarafından denetlenmiştir.

Tektonik kama ile Kuzey Anadolu Fayı arasında Ilgaz ve Tosya havzaları yer almaktadır. Bu çalışmada elde edilen veriler, havzalardaki geç Miyosen ve Pliyosen yaşlı Alt ve Üst Pontus formasyonlarının normal faylanma kontrolünde depolandığını, yani bölgede en azından Tortoniyen-erken Pliyosen aralığında genişlemeli tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Üst Pontus formasyonu çökelişinin sonlarına doğru bu genişlemeli tektonik rejim etkisini yitirmiş, olasılıkla geç Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fayı oluşmuştur. Geç Pliyosen sonrasında, bölgedeki KB-GD yönlü sıkışma nedeniyle Neojen çökelleri bindirme, ters fay ve kıvrımlarla deformasyona uğramışlardır. Yine aynı sıkışma nedeniyle Çankırı havzasının B ve KB kenarında Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması oluşmuş ve Çankırı havzasının çökellerini deforme etmiştir.

Mart 2015, 189 sayfa

Anahtar Kelimeler: Çankırı Havzası, Ilgaz Havzası, Tosya Havzası, Kuzey Anadolu Fayı, Neotektonik, KB Orta Anadolu

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

NEOTECTONICS OF NORTHWEST CENTRAL ANATOLIA AND RELATIONSHIP BETWEEN ELDIVAN-ELMADAĞ PINCHED CRUSTAL WEDGE AND NORTH ANATOLIAN FAULT

Oktay PARLAK

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU

The Neo-Tethyan Suture Zone bordering the western and northwestern margins of Çankırı basin has been activated in late Pliocene as a tectonic wedge due to the NW-SE compression occurred between North Anatolian Fault Zone and Kırıkkale-Erbaa Fault. In this study, the properties of neotectonic structure in the North of Çankırı, which was recently defined and called as “Eldivan-Elmadağ Pinched Crustal Wedge” (EPCW) and its relationship with North Anatolian Fault Zone were searched. This structure having NNE-SSW trend between Ankara-Çankırı, changes its trend in the north of Çankırı through NE-SW direction and then in the east it gains ENE-WSW trend and becomes parallel to North Anatolian Fault Zone. In the north of Çankırı, Korgun Fault which is a normal fault, is bordering the western margin of the tectonic wedge and as being coming closer to North Anatolian Fault, Devrez Fault constitutes the WNW margin of it. On the other hand, the eastern margin of this tectonic wedge is bordered by thrust faults. The data were obtained verifying that the normal and thrust faults developing this tectonic wedge were activated concurrently. The deposition of late Pliocene-early Pleistocene Değim formation was controlled by thrust faults in the west of Yapraklı while it was controlled by normal faults in the SE of Korgun.

Ilgaz and Tosya basins are located in between the tectonic wedge and North Anatolian Fault. The data derived in this study indicates that the upper Miocene and Pliocene aged Lower and Upper Pontus formations in the basins were deposited under the control of normal faulting. In other words, there was an extensional tectonic regime in the region at least in the Tortonien-early Pliocene interval. Through the end of the depositional period of Upper Pontus formation, this extensional tectonic regime lost its effect and probably North Anatolian Fault has been developed in late Pliocene. After late Pliocene, the Neogene deposits were deformed by thrust, overthrust and folds due to the NW-SE directed compression in the region. Because of the same compression, along the W and NW margins of the Çankırı Basin, EPCW was developed and deformed the deposits of Çankırı Basin.

March, 2015, 189 pages

Key Words: Çankırı basin, Ilgaz basin, Tosya basin, North Anatolian Fault, Neotectonic, NW Central Anatolia

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu uzun çalışma sürecinde görüş ve önerileriyle beni yönlendiren, destekleyen ve büyük bir sabırla, daha iyisini yapabilmem için beni zorlayan danışman hocam Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU'na (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) teşekkür ederim.

Bir yıl boyunca geçici danışman hocam olan Doç. Dr. Veysel IŞIK'a (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) değerli fikir ve yorumlarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Tez İzleme Komitesi üyeleri Prof. Dr. Kadir DİRİK (Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) ve Prof. Dr. Ergun GÖKTEN'e (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) değerli katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmasının farklı aşamalarında yardımlarını esirgemeyen MTA Genel Müdürlüğü çalışanlarından Mustafa SEVİN, Gökhan ATICI, Fatma BELİNDİR ve Rukiye ÇİÇEK'e teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışmasının arazi incelemelerinin bir kısmı MTA Genel Müdürlüğü tarafından yürütülen “Çankırı-Çorum havzasını çevreleyen ofiyolitik kayaçların jeolojisi, petrojenezi, tektoniği ve cevher içerikleri” adlı proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. MTA Genel Müdürlüğü çalışanlarına teşekkür ederim.

Ve daima bana güvenip destekleyen, anlayış ve yardımlarını eksik etmeyen sevgili aileme sonsuz sevgi ve teşekkürlerimi sunuyorum. Değerli eşim Banu PARLAK'a katkılarından ve sabrından dolayı çok teşekkür ederim.

Oktay PARLAK
Ankara, Mart 2015

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI

ETİK	i
ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı	3
1.2 Çalışma Alanı	4
1.3 Materyal ve Yöntem	5
1.4 Bölgesel Tektonik	5
2. ÇANKIRI HAVZASI	10
2.1 Çankırı Havzası'nın Neojen Öncesi Tektonik Gelişimi	10
2.2 Çankırı Havzası'nın Neojen Tektonik Gelişimi	17
2.2.1 “Ankara Orojenik Fazı” modeli	17
2.2.2 “Çok Fazlı Deformasyon” modeli	19
2.2.3 “Kısıtılmış Tektonik Kama” modeli	21
2.2.4 KB Orta Anadolu’da etkin olan tektonik rejim hakkında tartışmalar ve yeni bulgular	26
2.4 Çankırı Havzası'nın Stratigrafisi	33
2.4.1 Ahlat ofiyolitli melanji (Kça)	35
2.4.2 Yaylacık formasyonu (JKdy)	37
2.4.3 Karadağ formasyonu (Kk)	37
2.4.4 Kavak formasyonu (Kçk)	38
2.4.5 Yapraklı formasyonu (Kçy)	38
2.4.6 İncik formasyonu (Ti)	39
2.4.7 Güvendik formasyonu	39
2.4.8 Kızılırmak formasyonu	41

2.4.9 Kılçak formasyonu	41
2.4.10 Kumartaş formasyonu (Tk)	42
2.4.11 Kumartaş formasyonu Çankırı üyesi (Tkç)	42
2.4.12 Hançili formasyonu (Th)	43
2.4.13 Mamak formasyonu (Tma)	43
2.4.14 Tekke formasyonu (Tt)	44
2.4.15 Bayındır formasyonu (Tb)	45
2.4.16 Bayındır formasyonu Süleymanlı üyesi (Ts)	45
2.4.17 Bozkır formasyonu (Tbo)	46
2.4.18 Değim formasyonu (Td)	47
2.5 Tektonik	48
2.5.1 ETKK'nın doğu kenarı	48
2.5.2 ETKK'nın batı kenarı	70
2.6 Çankırı Havzası İçin Sonuçlar	86
3. KUZEY ANADOLU FAYI VE ORTA KESİMİNDE YER ALAN	
HAVZALAR	88
3.1 Kuzey Anadolu Fayı	88
3.2 Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu	90
3.3 KAF'ın Orta Bölümündeki Havzalarda Yapılan Çalışmalar	91
3.4 Ilgaz Havzası	102
3.4.1 Stratigrafi	104
3.4.1.1 Bekirli formasyonu (TRJb)	104
3.4.1.2 Akbayır formasyonu (JKda)	104
3.4.1.3 Hacıhasan formasyonu (Kdh)	106
3.4.1.4 Göbene formasyonu (Kdg)	106
3.4.1.5 Ödemiş formasyonu (Kçö)	107
3.4.1.6 Morandere formasyonu (Tm)	107
3.4.1.7 Alt Pontus formasyonu (n2)	107
3.4.1.8 Üst Pontus formasyonu (n3)	109
3.4.1.9 Alpagut formasyonu (Ta)	109
3.4.2 Ilgaz havzasının tektoniği	110
3.4.3 Ilgaz havzası için sonuçlar	124

3.5 Tosya Havzası	125
3.5.1 Tosya Fayı	127
3.5.2 Devrez Fayı	137
3.5.3 Tosya havzası içerisindeki faylar	146
3.5.4 Tosya havzası için sonuçlar	156
4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR	158
4.1 Çankırı Havzası	158
4.2 Ilgaz ve Tosya Havzaları	163
KAYNAKLAR	170
ÖZGEÇMİŞ	188

SİMGELER DİZİNİ

σ_1	En büyük gerilme eksen
σ_2	Ortaç gerilme eksen
σ_3	En küçük gerilme eksen
Φ	Gerilme tensörünün boyut oranı

Kısaltmalar

AKTK	Abdüsselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması
B	Batı
BGB	Batı güneybatı
D	Doğu
DAFZ	Doğu Anadolu Fay Zonu
DCFZ	Devrez Çayı Fay Zonu
DEM	Digital Elevation Model (Sayısal Yükseklik Modeli)
DGD	Doğu güneydoğu
DKD	Doğu kuzeydoğu
EKTK	Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kaması
G	Güney
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
GGB	Güney güneybatı
GGD	Güney güneydoğu
GPS	Global Positioning System (Küresel Konumlandırma Sistemi)
GVB	Galatya Volkanik Bölgesi
K	Kuzey
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
KAK	Kuzey Anadolu Kerojeni
KAMZ	Kuzey Anadolu Makaslama Zonu
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
KEFZ	Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu
KKB	Kuzey kuzeybatı
KKD	Kuzey kuzeydoğu
MN	Memeli Neojen
MTA	Maden Tetkik ve Arama
My	Milyon yıl
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarının Çankırı-Çorum civarındaki genel dağılımı	2
Şekil 1.2 Çalışma alanlarının 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasındaki konumu (Anonim 2002'den yararlanılarak çizilmiştir).....	4
Şekil 1.3 Kuzeydoğu Akdeniz bölgesindeki ana suture zonlarını ve kıtasal blokları gösteren tektonik harita (Okay ve Tüysüz'den (1999) Türkçeleştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 1.4 Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd. (1985), Barka (1992) ve Bozkurt'dan (2001) alınmıştır).....	8
Şekil 1.5 Türkiye ve civarında GPS ölçümleri ile saptanan güncel yatay hareketler (Şengör vd. 2005)	9
Şekil 2.1 Çankırı havzası ve çevresindeki tektonik birliklerin stratigrafilerini ve birbirleriyle ilişkilerini gösteren şematik kesit (Tüysüz ve Dellaloğlu'ndan (1992) yeniden çizilmiştir).....	11
Şekil 2.2 Orta Pontid'lerin Turoniyen (Geç Kretase)-Maastrichtiyen aralığındaki jeodinamik gelişimini gösteren blok diyagramlar (Keskin vd. 2008).....	13
Şekil 2.3 Orta Anadolu havzalarının Geç Kretase-Eosen aralığındaki tektonik gelişimlerini gösteren paleotektonik haritalar (Görür vd.'nden (1998) Türkçeleştirilerek alınmıştır)	15
Şekil 2.4 Çankırı havzası ve çevresindeki tektonik birliklerin günümüzdeki yapısal konumunu gösteren taslak blok diyagram (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992'den yeniden çizilmiştir).....	16
Şekil 2.5 Çankırı havzası batı kesiminin tektonik gelişimini gösteren diyagramlar (Kaymakçı vd. 2001).....	20
Şekil 2.6 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu arasında Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kamasının (EKTk) durumunu gösteren blok diyagram (Seyitoğlu vd. 2009).....	21
Şekil 2.7 Doğu Akdeniz ve Ortadoğu'daki GPS yamulma ve dönme oranlarını gösteren harita (Allmendinger vd. 2007).....	22
Şekil 2.8 Reilinger vd. (2006)'nden alınan hızlara göre hesaplanmış ana yamulmalar (Seyitoğlu vd. 2009).....	23

Şekil 2.9 AnkNET tarafından kaydedilen, ETKK ile ilişkili mikrodepremlerin odak mekanizması çözümleri (Seyitoğlu vd. 2009).....	24
Şekil 2.10.a. Miyosen’de Himalayalar’da Güney Tibet sıyrılma fayı ile ana bindirme sistemi arasındaki ilişkiyi gösteren şematik kesit (Burchfiel vd. 1992) b. Yüksek Himalaya zonunda normal fay ve bindirme ile sınırlandırılan kama yapısı c. Kısalma etkisi altında gelişen normal fay ve kama geometrisi (Ring ve Glodny 2010).....	25
Şekil 2.11 Neo-Tetis kenet zonu batısındaki Koyunbaba fayından elde edilen ölçümlerin alt yarıküre eşit-alan projeksiyonunda değerlendirilmesi (Önal vd. 2006).....	28
Şekil 2.12 KB Orta Anadolu’nun geç Senozoyik tektonik gelişimi için önerilen modeller (Seyitoğlu vd. (1997) ve Esat’tan (2004), yararlanılarak hazırlanmıştır).....	30
Şekil 2.13 Çankırı-Çorum, Ilgaz ve Tosya havzaları ile jeoloji haritası yapılan alanlarının yakından görünümü (Anonim 2002’den sadeleştirilerek ve SRTM görüntüsünden yararlanılarak hazırlanmıştır).....	34
Şekil 2.14 Neo-Tetis kenet zonu kayalarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Hakyemez vd. (1986)’nden yararlanılmıştır).....	35
Şekil 2.15 Neo-Tetis kenet zonu örtü kayalarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Karadenizli vd. (2004)’nden yeniden çizilmiştir).....	40
Şekil 2.16 Çankırı havzası batısında Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarını sınırlandıran faylar (Çankırı güneyindeki faylar Seyitoğlu vd. (2009)’nden alınmıştır).....	48
Şekil 2.17 1 nolu inceleme alanının jeoloji haritası ve A-A’ kesiti (Haritanın konumu için şekil 1.2, şekil 2.13’e bakınız).....	49
Şekil 2.18 Yenice-Karatekin köyleri civarının jeoloji haritası ve B-B’ kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17’ye bakınız).....	50
Şekil 2.19 Yenice Köyü (a) ve Deliklikaya Mah. (b) civarındaki bindirme (Konum için şekil 2.18’e bakınız).....	51
Şekil 2.20 Yenice ve Deliklikaya civarındaki bindirmenin uydu görüntüsü.....	51
Şekil 2.21 Akçavakıf-Merzi köyleri civarının jeoloji haritası, C-C’ ve D-D’ kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17’ye bakınız).....	53
Şekil 2.22 Akçavakıf Köyü KD’sunda ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.21’e bakınız).....	54

Şekil 2.23 Akçavakıf Köyü KD'sundaki bindirmenin devamında gelişen antiklinal yapısının ve kör bindirmenin konumu (Konum için şekil 2.21'e bakınız).....	54
Şekil 2.24 Akçavakıf Köyü KD'sundaki bindirmenin devamında gelişen antiklinal yapısının yakından görünümü ve Değim formasyonundaki kalınlık farkı (Konum için şekil 2.21'e bakınız).....	55
Şekil 2.25 Merzi ve Anzua köyleri arasındaki bölgenin jeoloji haritası (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız).....	56
Şekil 2.26 Merzi Köyü KD'sunda ofiyolit ve İncik formasyonu arasında gelişen bindirme (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	56
Şekil 2.27 Anzua Köyü civarında ofiyolitli melanj ile İncik formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	57
Şekil 2.28 Anzua Köyü KB'sında ofiyolit, İncik ve Değim formasyonları arasındaki ilişkinin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	57
Şekil 2.29 Merzi ve Anzua köyleri arasındaki ince ofiyolit dilimi ile Değim formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	58
Şekil 2.30 Anzua Köyü KB'sında, ofiyolit dilimi ile Değim formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	59
Şekil 2.31 Buttress uyumsuzluğu (a. Kaymakçı 2001, b. Allison 2013).....	59
Şekil 2.32.a. Anzua Köyü KB'sında, İncik formasyonu, Ahlat ofiyolitli melanjı ve Değim formasyonunu gösteren fotoğraf, b. Değim formasyonunun alt seviyelerindeki kör ters fay ve üst kesimlerdeki kıvrımlanma, c. Kör ters fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	60
Şekil 2.33 Anzua Köyü kuzeyinde Değim formasyonu içerisindeki sıkışma yapıları (Konum için şekil 2.25'e bakınız).....	61
Şekil 2.34 Ahlat-Merzi-Anzua köyleri civarının jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız).....	62
Şekil 2.35 Bindirmenin hemen önünde Değim formasyonunun a. genel görünümü ve b. yakından görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız).....	63
Şekil 2.36 Merzi Köyü KD'sunda ofiyolitli melanj, Değim formasyonu ve İncik formasyonunun Google Earth görünümü, a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış.....	64

Şekil 2.37.a.b.c. Merzi Köyü KD'sunda ofiyolitli melanj ile Değim formasyonu arasındaki bindirmenin farklı açılardan görünümü, d. Fay düzleminin yakından görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız).....	65
Şekil 2.38 Merzi Köyü KD'sunda bindirme önünde gelişen kıvrımlar (Konum için şekil 2.34'e bakınız).....	66
Şekil 2.39 Ahlat Köyü GD'sunda, bindirme dokanağında gelişen heyelanın iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız).....	67
Şekil 2.40 Yapraklı civarının jeoloji haritası (Konum için şekil 2.17'ye bakınız)....	68
Şekil 2.41 Yukarıöz Köyü kuzeyinde ofiyolitli melanj ve İncik formasyonu arasındaki ters fay (Konum için şekil 2.40'a bakınız).....	69
Şekil 2.42 Yapraklı KB'sında Kavak ve İncik formasyonları arasındaki bindirmenin iki farklı lokasyondaki görünümü (Konum için şekil 2.40'a bakınız).....	69
Şekil 2.43 Yapraklı KD'sunda Yapraklı formasyonu ile İncik formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.40'a bakınız).....	70
Şekil 2.44 Karatekin-Apsarı köyleri civarının jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız).....	71
Şekil 2.45 Karatekin Köyü civarının Google Earth görünümü.....	72
Şekil 2.46 Karatekin Köyü GD'sunda Değim formasyonunun yakından görünümü (Konum için şekil 2.44'e bakınız).....	72
Şekil 2.47 Apsarı Köyü kuzeyinde ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki normal faylı dokanağın görünümü (Konum için şekil 2.44'e bakınız).....	73
Şekil 2.48 Korgun civarının jeoloji haritası (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız).....	74
Şekil 2.49 Korgun GD'sundaki Karadağ formasyonu ile Değim formasyonu arasındaki normal faya ait kayma düzlemleri (Konum için şekil 2.48'e bakınız).....	75
Şekil 2.50.a. Korgun doğusunda Karadağ ve Değim formasyonları arasındaki normal faylı dokanak, b. Yakından görünümü (Konum için şekil 2.48'e bakınız).....	75
Şekil 2.51.a.b. Korgun GD'sunda Değim formasyonunu kesen normal fay, c. d. Değim formasyonunu kesen normal fay ve çökelme ile eş yaşlı normal fay (Konum için şekil 2.48'e bakınız).....	76

Şekil 2.52.a. Korgun civarının jeoloji haritası, b. 1/25.000 ölçekli topoğrafik veriden oluşturulmuş sayısal yükseklik modeli.....	77
Şekil 2.53 Korgun civarının sayısal yükseklik modeli.....	78
Şekil 2.54 Korgun kuzeyi ile Devrez Çayı arasındaki bölgenin jeoloji haritası (Konum için şekil 2.17'ye bakınız).....	79
Şekil 2.55.a. Mesutören Köyü güneyinde ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki normal fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	80
Şekil 2.56.a. Mesutören Köyü güneydoğusunda yer alan normal fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	81
Şekil 2.57 Kırıyın Köyü GB'sında İncik formasyonu içerisindeki fay düzlemi (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	82
Şekil 2.58 Kırıyın Köyü güneyinde ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki normal faylı dokanak (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	82
Şekil 2.59.a. Kırıyın Köyü ile Sezgin Mahallesi arasında yer alan normal fay ve çekme kıvrımları, b. Yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	83
Şekil 2.60 Mamak formasyonu içerisindeki normal faylar (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	84
Şekil 2.61 Sezgin Mahallesi batısında yer alan normal fay (Konum için şekil 2.54'e bakınız).....	85
Şekil 3.1 Kuzey Anadolu fay zone (Barka 1992).....	88
Şekil 3.2 Kuzey Anadolu Kerojeni (Şengör vd. 2005).....	90
Şekil 3.3 Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın (KEFZ) segmentleri (Erturaç 2009, Erturaç ve Tüysüz 2012).....	91
Şekil 3.4 Kuzey Anadolu Fay zoneunda yer alan Neojen-Kuvaterner havzalarındaki sedimanter istiflerin stratigrafik korelasyonu (Barka'dan (1984, 1992) düzenlenmiştir).....	93
Şekil 3.5 Orta Miyosen başından itibaren Anadolu'nun tektonik gelişimi (Barka'dan (1984, 1992) yeniden çizilmiştir).....	94
Şekil 3.6 Tosya civarının jeodinamik modeli (Dhont vd. 1998).....	98
Şekil 3.7 Radar ve uydu görüntüsünün yapısal yorumu (Dhont vd. 1998).....	99

Şekil 3.8.a.Çerkeş-Vezirköprü arasında yer alan havzalar ve KAF, b. Havzaların günümüzdeki konumu (üstte) ve KAF'ın hareketinden önceki konumu (altta) (Hubert-Ferrari vd. 2002).....	100
Şekil 3.9 Ilgaz havzasının jeoloji haritası.....	103
Şekil 3.10 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Ilgaz havzası doğu kesimindeki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.9'a bakınız).....	104
Şekil 3.11 İnceleme alanı kuzey kesiminin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Hakyemez vd. 1986 ile Sevin ve Uğuz'dan 2011 yararlanılmıştır).....	105
Şekil 3.12.a. Alt Pontus formasyonundaki kıvrımlanma, b. Alt ve Üst Pontus formasyonları arasındaki açısız uyumsuzluk.....	108
Şekil 3.13 Ilgaz batısı ve güneyinin (2 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	111
Şekil 3.14.a. Okçular ve Seki köyleri güneyindeki, ofiyolit ile Alt Pontus formasyonu arasındaki ters fay, b. Ofiyolitlere doğru eğimli olan Alt Pontus formasyonuna ait tabakalar (Konum için şekil 3.13'e bakınız)....	112
Şekil 3.15 Ödemiş Köyü güneyinde Ödemiş formasyonu ve Morandere formasyonu arasındaki bindirmenin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	112
Şekil 3.16 Ödemiş formasyonu ve Morandere formasyonu arasındaki bindirmenin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	113
Şekil 3.17 Ödemiş Köyü GD'sunda, Morandere formasyonu ve Üst Pontus formasyonu arasındaki ters fayın iki farklı lokasyondaki görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	113
Şekil 3.18 Ödemiş Köyü GD'sundaki birimlerin ilişkilerini, farklı açılardan gösteren Google Earth görüntüleri (Konum için şekil 3.9'a bakınız).....	114
Şekil 3.19 Alpagut Köyü kuzeyinde Morandere formasyonunu kesen volkanikler (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	115
Şekil 3.20 Başdıbek ve Gaziler köyleri civarındaki KD-GB doğrultulu fayların uzaktan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	116
Şekil 3.21 Gaziler-Başdıbek köyleri civarının (Ilgaz havzası güneyi) Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.9'a bakınız).....	116
Şekil 3.22 Gaziler-Başdıbek köyleri civarının (Ilgaz havzası güneyi) sayısal yükseklik modeli (Konum için şekil 3.9'a bakınız).....	117

Şekil 3.23 Normal faylarda fay sarplığı ile üçgen yüzeylerin oluşumunu ve zaman içerisindeki gelişimini gösteren şekiller (Hamblin 1976).....	118
Şekil 3.24 Gaziler-Başdibek köyleri civarında Devrez Fayı'nın (İlgaz havzası güneyi) Google Earth görünümü.....	118
Şekil 3.25 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 1 ve 2 numaralı faylar, a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	120
Şekil 3.26 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 3 numaralı fay, a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	120
Şekil 3.27 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 4 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	121
Şekil 3.28 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 5 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	121
Şekil 3.29 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 6 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	122
Şekil 3.30.a. Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 7 numaralı fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	122
Şekil 3.31 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 8 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	123
Şekil 3.32 İnköy güneyinde Mamak formasyonunu kesen 9 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız).....	123
Şekil 3.33 Tosya havzası ve civarının morfotektonik haritası.....	126
Şekil 3.34 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız).....	127
Şekil 3.35 Tosya havzası GB'sının (3 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	128
Şekil 3.36 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız).....	129
Şekil 3.37 Akbük köyü girişinde metamorfik temel ve Üst Pontus formasyonu arasındaki normal faylı dokanağın uzaktan görünümü (Konum için şekil 3.35'ye bakınız).....	129

Şekil 3.38 Çifter köyü KD'sunda normal fayın Üst Pontus formasyonu tarafından üzerlendiği kesim (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	130
Şekil 3.39 Çifter köyü KD'sunda Tosya Fayı'nın Üst Pontus formasyonu tarafından üzerlendiği kesimin Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	130
Şekil 3.40 Fayın üzerlendiği kesimden alınan enine kesit ve SRTM görüntüsünden alınan profil (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız).....	131
Şekil 3.41 Tosya KB'sındaki 4 nolu çalışma alanının jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	131
Şekil 3.42 Ermelik KB'sında, Tosya Fayı'na ait kayma yüzeylerinin farklı açılardan görünümü (Konum için şekil 3.41'e bakınız).....	132
Şekil 3.43 Tosya KD'sundaki 5 nolu çalışma alanının jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	132
Şekil 3.44 Tosya KD'sunda Tosya Fayı'nın Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	133
Şekil 3.45.a. Tosya KD'sunda Tosya Fayı'nın uzaktan görünümü, b. Fay zonunda gelişmiş ezik zon (Konum için şekil 3.43'e bakınız).....	133
Şekil 3.46 Tosya havzasının KD'sundaki 8 nolu çalışma alanının jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	134
Şekil 3.47.a. Kalkaman deresindeki gömülü fay, b. şematik görünümü (Konum için şekil 3.46'ya bakınız).....	134
Şekil 3.48.a. Kalkaman deresindeki gömülü fayın yakından görünümü, b. Fay zonundaki silisli, breşleşmiş kireçtaşları, c. Üst Pontus formasyonunun üst seviyeleri (Konum için şekil 3.46'ya bakınız).....	135
Şekil 3.49 Fay zonundaki breşleşmiş kireçtaşlarının yakından görünümü (Konum için şekil 3.48.b'ye bakınız).....	136
Şekil 3.50 Akkolkişlağı KD'sunda Tosya Fayı'na ait ondülasyonlu kayma yüzeyleri (Konum için şekil 3.46'ya bakınız).....	136
Şekil 3.51 Fay zonunda gözlenen breş zonu (Konum için şekil 3.46'ya bakınız).....	137
Şekil 3.52 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız).....	138

Şekil 3.53.a.b.c. Yuvasaray Köyü'nde bulunan fay düzlemine ait fotoğraflar, d. Yukarıkayı köyü yakınında bulunan faylar (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	139
Şekil 3.54 Sofular-Eski Mahalle arasında Devrez Fayı'nın sayısal yükseklik modeli üzerindeki görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	140
Şekil 3.55 Çevlik Köyü civarında Devrez Fayı'nın sayısal yükseklik modeli üzerindeki görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	141
Şekil 3.56.a. Devrez çayı yatağından yukarıda bulunan taraça çökelleri, b. Dere yatağındaki derine kazılma (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	141
Şekil 3.57.a. Tosya havzasının GB ucunda, Çeltikbaşı Köyü civarında Devrez Fayı'nın Google Earth görünümü, b. Tosya havzasının KD ucunda İnceçay Köyü civarında Devrez Fayı'nın Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	142
Şekil 3.58 Tosya havzası KD ucunda Devrez Fayı'nın Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	144
Şekil 3.59 Tosya GD'sundaki Aşağıdikmen Köyü batısında Devrez Fayı'nın Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	145
Şekil 3.60 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 1a ve 1b numaralı normal faylar (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	147
Şekil 3.61 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 2 numaralı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	148
Şekil 3.62 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonu içerisindeki çökeltme ile eş yaşlı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	148
Şekil 3.63 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 4 numaralı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	149
Şekil 3.64 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 5 numaralı normal fay a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.35'e bakınız).....	149
Şekil 3.65 6 nolu fay (Konum için şekil 3.33'e bakınız).....	150
Şekil 3.66 Zincirlikuyu Köyü civarının (6 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	150
Şekil 3.67 Tosya havzasının KD'sunda taraça çökellerini kesen 7a, 7b ve 7c numaralı faylar (Konum için şekil 3.66'ya bakınız).....	151
Şekil 3.68 8 numaralı fay (Konum için şekil 3.66'ya bakınız).....	151

Şekil 3.69 Tosya havzasının KD'sunda taraça çökellerini kesen 9a ve 9b numaralı faylar (Konum için şekil 3.66'ya bakınız).....	152
Şekil 3.70 Tosya havzasının KD'sundaki 10 numaralı fay (Konum için şekil 3.66'ya bakınız).....	152
Şekil 3.71 Karaköy kuzeyinin (7 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız).....	153
Şekil 3.72 Karaköy KB'sında yer alan 11 ve 12 numaralı faylar (Konum için şekil 3.71'e bakınız).....	153
Şekil 3.73 Karaköy KB'sında yer alan fayların yakından görünümü, a. 11 numaralı fay, b. 12 numaralı fay (Konum için şekil 3.71'e bakınız).....	154
Şekil 3.74 13a, 13b ve 13c numaralı faylar (Konum için şekil 3.71'e bakınız).....	155
Şekil 3.75 14 numaralı fayın iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.46'ya bakınız).....	155
Şekil 4.1 ETKK yakınında meydana gelen mikrodremlerin odak mekanizması çözümleri (Deprem bilgileri ve odak mekanizması çözümleri Seyitoğlu vd. (2009)'nden alınmıştır).....	162
Şekil 4.2 KAF'ın orta bölümündeki havzalarda, sol yanal bir sistem içerisinde geliştiği kabul edilen fay ve eklemlerin oluşturdukları sıkışma ve genişleme yönleri (Hancock ve Barka 1980).....	164
Şekil 4.3 Ilgaz havzası, Çankırı havzası, KAF ve ETKK'nın konumları.....	169

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1 Elmadağ-Edige civarındaki tektonik olaylar, jeolojik yapılar, tektonik rejimler ve paleotektonik-neotektonik dönem geçişi (Koçyiğit ve Deveci 2008).....	18
Çizelge 3.1 Ilgaz ve Tosya havzaları arasında (Yerkuyu Köyü güneyinde) gözlenen fayların sınıflandırılması.....	119
Çizelge 3.2 Tosya havzasında gözlenen fayların sınıflandırılması.....	146
Çizelge 4.1 KAF civarında yer alan havzalarda ölçülen mezoskobik yapıların sınıflandırılması (Hancock ve Barka 1983) (Grup 1 sol yanal, Grup 2 ise sağ yanal makaslamayla ilişkilendirilmiştir).....	164

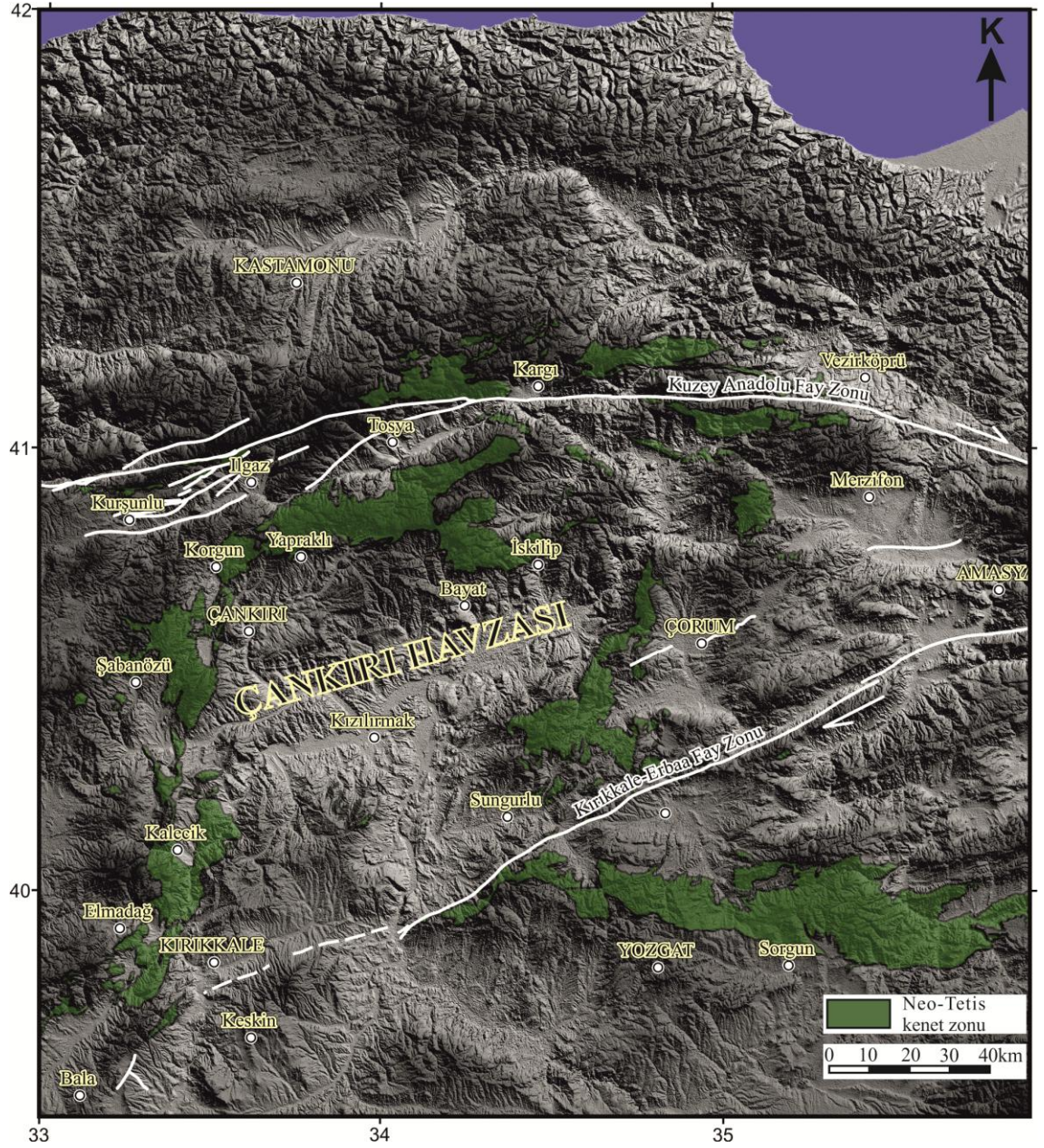
1. GİRİŞ

Neo-Tetis Kenet Zonu kayaçları ile batı, kuzey ve doğudan çevrelenen ve Türkiye'nin önemli sedimanter havzalarından birisi olan Çankırı havzası, KB Orta Anadolu'da yer almaktadır (Şekil 1.1).

KB Orta Anadolu'yu denetleyen neotektonik rejim Şengör (1980) tarafından "Ova rejimi" olarak tanımlanmıştır. Buna göre Orta Anadolu, doğudaki sıkışma bölgesi ile batıdaki genişleme bölgesi arasında kalan geçiş kesimi olarak değerlendirilmiştir. Koçyiğit vd. (1995) ise Orta Anadolu'daki kıtalararası yakınlaşmanın Pliyosen'e kadar devam ettiğini (Ankara Orojenik Fazı), geç Pliyosen sonrasında ise sıkışma rejiminin değişerek yeni bir tektonik rejimin geliştiğini ileri sürmüştür. Kaymakçı (2000) ve Kaymakçı vd. (2001), bölgedeki sıkışma rejiminin Burdigaliyen'de (erken Miyosen) sona erdiğini, Burdigaliyen-Tortoniyen (geç Miyosen) aralığında genişleme rejiminin, Tortoniyen'den günümüze kadar da doğrultu atım rejiminin etkin olduğunu savunmuşlardır.

Yakın zamanda ise KB Orta Anadolu'da "Eldivan-Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kamasi" (EKTk) olarak isimlendirilen yeni bir neotektonik yapı tanımlanmıştır (Seyitoğlu vd. 2000, 2009). Ankara ve Çankırı arasında KKD gidişli, batı kenarı normal faylarla, doğu kenarı ise bindirmelerle sınırlandırılan bu tektonik kamanın geç Pliyosen'den bu yana aktif olduğu belirtilmiştir. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) arasında gelişen KB-GD yönlü sıkışma sebebiyle, Çankırı havzasının batı kenarında yer alan Neo-Tetis Kenet Zonu kayaçlarının bir tektonik kama şeklinde yeniden hareketlendiği ve Neojen çökellerini deformasyona uğrattığı belirtilmektedir. Bu tektonik kamanın Ankara ile Çankırı arasındaki bölümü ayrıntılı olarak araştırılmıştır (Seyitoğlu vd. 1997, 2000, 2009, Esat 2004, Önal vd. 2006, İleri 2007).

Benzer şekilde Çankırı havzası ile KAFZ arasında yer alan Ilgaz ve Tosya havzalarını etkileyen tektonik rejim konusunda da pek çok fikir ayrılığı söz konusudur.



Şekil 1.1 Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarının Çankırı-Çorum civarındaki genel dağılımı

KAFZ'nun orta kesiminde yer alan havzalarda yapılan çalışmalarda, bu havzalardaki deformasyonlar ve KAFZ'nun gelişimi hakkında oldukça farklı yorumlar bulunmaktadır. Örneğin bazı araştırmacılar havzalardaki Neojen-Kuvaterner yaşlı çökellerin içerdiği mezoskobik kırık analizlerine dayanarak Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Messiniyen'de terslendiğini ve sol yanal olarak hareket ettiğini savunmuşlardır (Hancock ve Barka 1980, 1981, 1983, Barka 1984, Barka ve Hancock 1984, Över vd. 1997).

Ancak bu sol yanal öneriye Şengör vd. (1983) karşı çıkararak makaslama yönündeki terslenmelerin ancak lokal, çek-ayır havza içi doğrultu atımlı faylarda olabileceği ve bunun da ana fay zonunda yön değişimine sebep olmadığı belirtilmiştir. Buna ek olarak böyle bir terslenmenin, tüm Doğu Akdeniz'in neotektonik gelişiminde büyük etkiler yaratmış olması gerektiği vurgulanmış ve bunun için yeterli kanıtın olmadığı ifade edilmiştir (Şengör vd. 1982, 1983). Ayrıca Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz ve Tosya havzalarının kuzey ve güneyini sınırlandıran fayların türü konusunda çok farklı görüşler ileri sürülmüş ve havzaların gelişimi konusunda bir fikir birliği sağlanamamıştır (Barka 1984, Andrieux vd. 1995, Över vd. 1997, Dhont vd. 1998, Özaksoy 2000, Hubert-Ferrari vd. 2002).

1.1 Çalışmanın Amacı

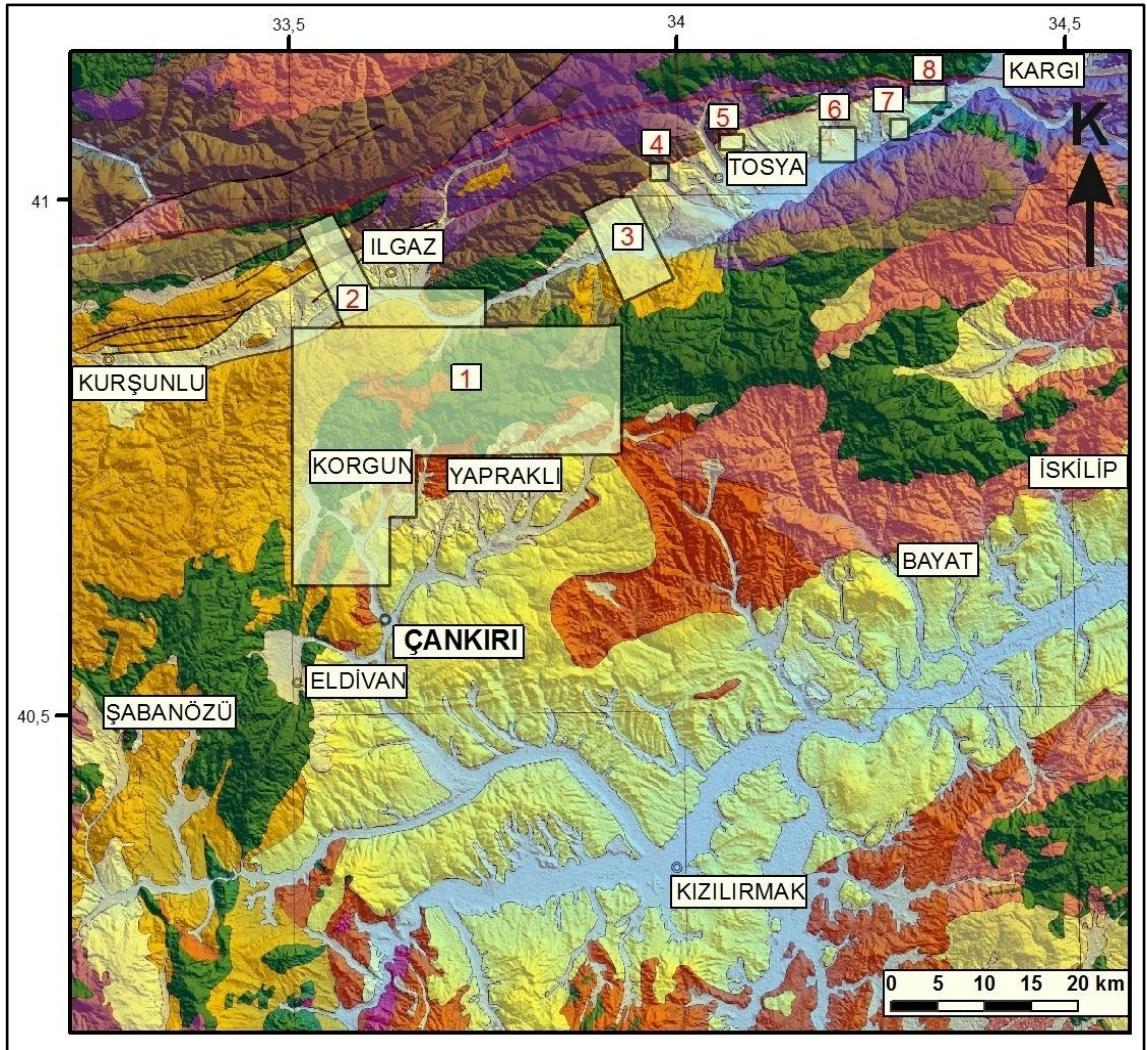
Bu çalışmanın amaçlarından birisi, “Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kaması” (EKTK) olarak tanımlanan yapının KKD'ya doğru devamının araştırılması ve bu yapının detaylarını belirleyerek, havza çökellerindeki deformasyon etkisinin saptanmasıdır. Bu nedenle öncelikle Çankırı kuzeyinde Neo-Tetis Kenet Zonu'nu sınırlandıran ve oldukça tartışmalı olan fayların türlerinin belirlenmesi ve fayların detaylı olarak haritalanması amaçlanmıştır.

Ayrıca EKTK ve KAFZ arasında yer alan Ilgaz ve Tosya havzalarının gelişimlerinde etkin olan tektonik rejimlerin belirlenmesi, bu havzalar ile KAFZ ve EKTK arasındaki geçişin nasıl meydana geldiğinin saptanması amaçlanmıştır.

Sonuç olarak elde edilen veriler ışığında bölgede etkin olan tektonik rejimlerin belirlenmesi ve KB Orta Anadolu'nun neotektoniğine katkı konulması hedeflenmiştir.

1.2 Çalışma Alanı

Çalışma alanı genel olarak 3 ana bölgeye ayrılabilir; Çankırı kuzeyi, Korgun, Yapraklı ve Devrez çayı arasında kalan bölge, Çankırı havzasının kuzeybatı ve kuzey kenarını oluşturmaktadır ve 1 nolu inceleme alanı olarak belirlenmiştir. 2 nolu inceleme alanı Ilgaz havzası içinde KB-GD yönünde uzanan bir alanı kapsamaktadır. 3, 4, 5, 6, 7 ve 8 nolu inceleme alanları ise Tosya havzası içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 Çalışma alanlarının 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasındaki konumu (Anonim 2002'den yararlanılarak çizilmiştir)

1.3 Materyal ve Yöntem

Bu tez çalışmasında arazi çalışmalarına çok uzun bir süre ayrılmış olup, arazi çalışmalarının büyük kısmı MTA Genel Müdürlüğü tarafından yürütülen “Çankırı-Çorum havzasını çevreleyen ofiyolitik kayaçların jeolojisi” adlı proje kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Çankırı, Ilgaz ve Tosya havzalarındaki inceleme alanlarının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları çoğunlukla yeniden çizilmiş, çok az bir kısmı revize edilerek kullanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında ve öncesinde 1/35.000 ve 1/10.000 ölçekli hava fotoğraflarından faydalanılmıştır. Ayrıca bölgenin Aster ve uydu görüntüleri ile sayısal yükseklik modellerinden (DEM) yararlanılmıştır.

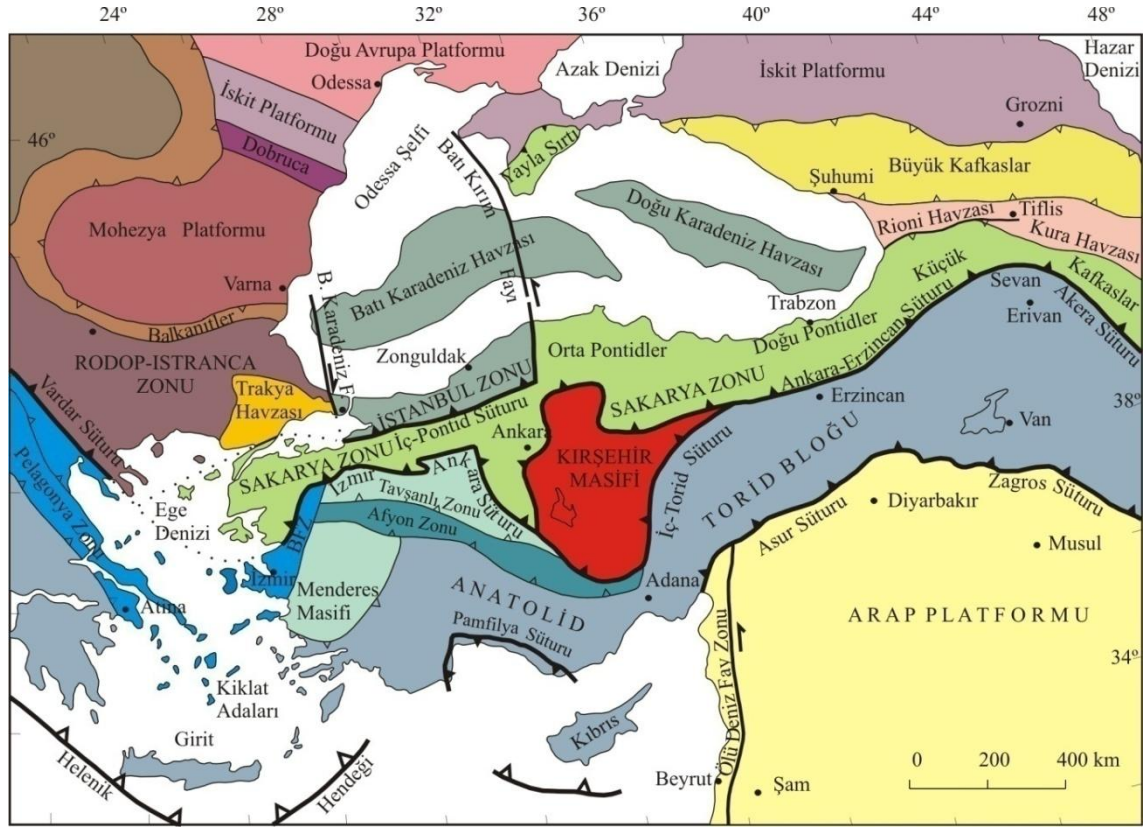
Tez çalışması “Çankırı havzası” ve “Kuzey Anadolu Fayı ile orta kesiminde yer alan havzalar” olarak iki ana bölüme ayrılmış olup, Çankırı havzası bölümünde havzanın KB’sının jeolojisi ve tektoniği anlatılacaktır. Diğer bölüm ise Kuzey Anadolu Fayı ile güneyinde yer alan Ilgaz ve Tosya havzalarının jeolojisi ve tektoniğine ayrılmıştır. Daha sonra KB Orta Anadolu için genel bir yoruma gidilmiştir.

1.4 Bölgesel Tektonik

Alp-Himalaya orojenik kuşağı içerisinde bulunan Türkiye’nin paleotektoniği, Lavrasya ve Gondwana kıtalarını birbirinden ayıran Tetis okyanusunun evrimi ile ilişkilidir (Okay 2008).

Türkiye, jeolojik olarak, Alpid orojeni süresince kaynaşarak birleşen çok sayıda kıtacıktan oluşan bir mozaik görünümündedir (Şekil 1.3). Bu kıtasal parçalar Istranca Zonu, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu, Anatolid-Torid Bloğu, Kırşehir Masifi ve Arap Platformu olarak adlandırılmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör vd. 1982, Okay ve Tüysüz 1999). Başlangıçta bu kıtacıkları birbirinden ayıran bu okyanusların kalıntıları Anadolu’da yaygın olarak izlenmektedir ve bunlar genel olarak ofiyolitler ve yığışım

karmaşığından oluşan kenet kuşakları ile temsil edilirler. Bu kenet kuşakları ise İç-Pontid kenet kuşağı, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı, İç-Torid kenet kuşağı ve Bitlis (Asur)-Zagros kenet kuşağı olarak sıralanabilir (Okay ve Tüysüz 1999).



Şekil 1.3 Kuzeydoğu Akdeniz bölgesindeki ana suture zonlarını ve kıtasal blokları gösteren tektonik harita (Okay ve Tüysüz'den (1999) Türkçeleştirilerek alınmıştır)

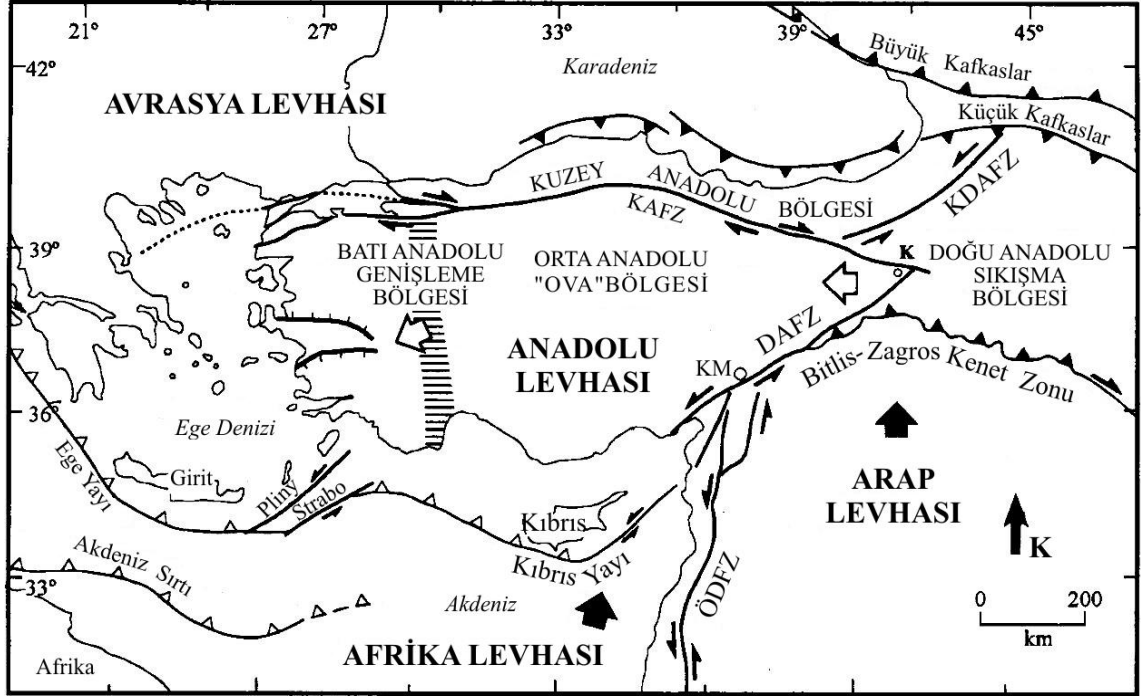
Suturelar eski dalma batma zonlarını işaret etmek üzere içi dolu üçgenli kalın çizgilerle gösterilmiştir. İçi boş üçgenli kalın çizgiler aktif dalma-batma zonlarını, içi boş üçgenli ince çizgiler ana kıvrım ve bindirme kuşaklarını gösterir, BFZ; Bornova Filiş Zonu

Istranca, İstanbul ve Sakarya zonlarından oluşan Pontid Birliği, Lavrasya kıtasına ait özellikler göstermektedir ve Anatolid-Torid Bloğu ile Kırşehir Masifi'nden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı ile ayrılmaktadır. Anatolid-Torid Bloğu ise Gondwana kıtasına has özellikler göstermektedir fakat Gondwana'nın ana kütesinden Neo-Tetis'in güney kolu ile ayrılmıştır. Gondwana'nın kuzey kenarını oluşturan Arap Platformu ile Anatolid-Torid Bloğu Bitlis (Asur)-Zagros kenet kuşağı boyunca bir araya gelir (Okay ve Tüysüz 1999, Okay 2008).

Oligosen sonu itibarıyla Anadolu'daki tektonik birlikler (Arap Platformu hariç) tek bir kara kütlesi halinde kaynaşarak birleşmişlerdir. Bitlis-Zagros kesiminde Neo-Tetis'in güney kolunun kapanması, kenet oluşumu ve Arabistan-Avrasya levhalarının çarpışması, geç orta Miyosen'de sonlanmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Türkiye'de neotektonik dönemin başlangıcı olarak kabul edilen bu çarpışmanın ardından devam eden K-G yönlü sıkışma, Arabistan levhasının Afrika levhasına göre kuzeye olan hareketini erken Pliyosen'e kadar durdurmuştur (Hempton 1987, Robertson vd. 1991, Yılmaz 1993, Yılmaz vd. 1993). Sonuç olarak geç orta Miyosen-erken Pliyosen aralığında Anadolu'nun doğu kısmı uzun süren kıta içi yakınlaşmaya maruz kalmıştır (McKenzie 1969) ve bunun sonucunda Anadolu-İran platosunda kabuk kalınlaşması ve yükselme meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd 1979). Yakın zamanda yapılan sismolojik ve jeokimyasal çalışmalar ise Doğu Anadolu'da kalın kabuk oluşumu yerine, manto tarafından desteklenen ince kabuk (yığışım prizması) bulunduğunu göstermektedir ve dalan levhanın kopması da volkanizmanın jeokimyasal imzasını kontrol etmektedir (Keskin 2003, Şengör vd. 2003, Şengör vd. 2008). Doğu Anadolu'da yaklaşık 11 My önce başlayan sıkışmalı-kısalmalı tektonik rejim yerini, erken Pliyosen'de kaçma tektoniğine bırakmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile sınırlandırılan Anadolu levhasının batı-güneybatıya doğru kaçıışı ile Türkiye 4 farklı neotektonik bölgeye ayrılmıştır (Şekil 1.4). Bu neotektonik bölgeler; K-G doğrultulu sıkışmalı tektonik rejimle temsil edilen "Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi", KAFZ'nun kuzeyinde kalan, kabaca K-G kısalma ile karakterize olan ve zayıf aktivite gösteren "Kuzey Anadolu Bölgesi", K-G yönlü genişleme ile karakterize olan "Batı Anadolu Genişleme Bölgesi" ve gerilme kökenli ovalardan oluşan KD-GB kısalma, KB-GD genişleme etkisindeki "Orta Anadolu Ova Bölgesi" olarak tanımlanmıştır (Şengör vd. 1985).

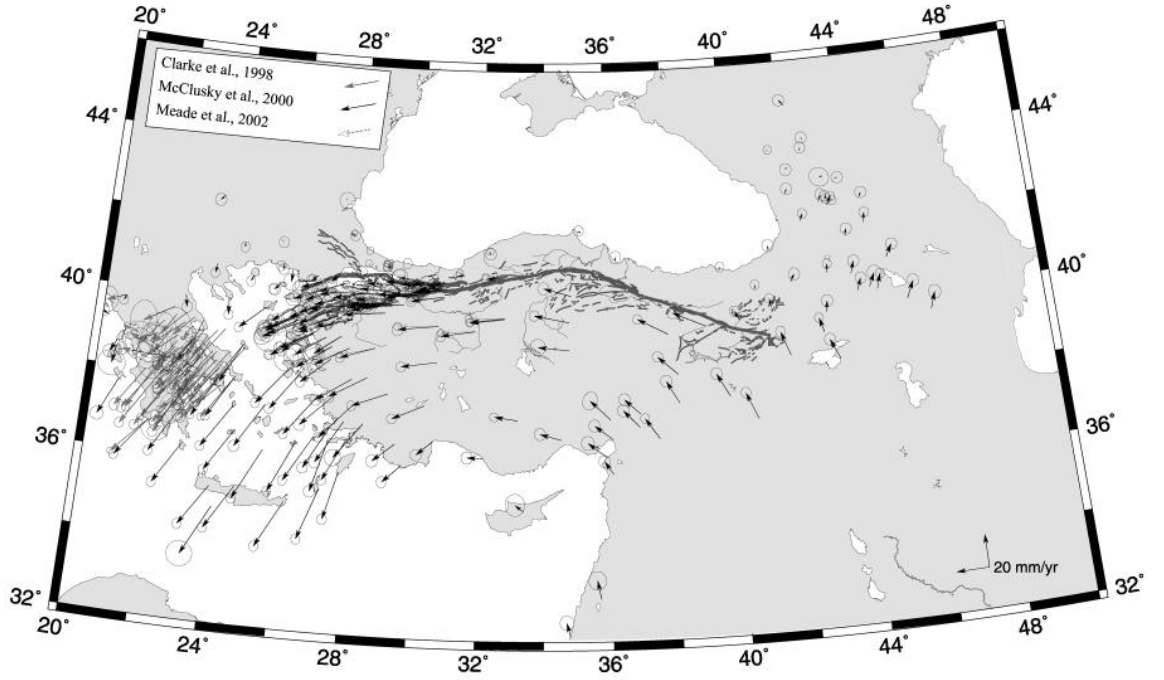
Doğu Akdeniz bölgesinin günümüzdeki jeodinamiği ise Avrasya ve Afrika/Arabistan levhaları arasındaki göreceli hareketler sonucunda oluşmaktadır. Doğuda Avrasya ve Arabistan levhalarının çarpışması sonucu Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı, batıda ise Afrika levhasının Anadolu bloğunun altına dalması sonucu Ege Yayı ve Kıbrıs Yayı oluşmuştur. Avrasya levhası-Anadolu bloğu arasındaki sınır KAFZ ile Arabistan-Afrika levhaları arasındaki sınır ise Ölü Deniz Fayı ile belirlenmiştir. Karlıova üçlü eklemide

birleşen KAFZ ve DAFZ ise Anadolu levhasını bir kama şeklinde sınırlandırmaktadır (McKenzie 1970, 1972, Şengör ve Yılmaz 1981, Dewey vd. 1986).



Şekil 1.4 Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd. (1985), Barka (1992) ve Bozkurt'dan (2001) alınmıştır)

GPS ölçümlerine göre Arabistan levhası, Avrasya levhasına göre K-KB yönünde yaklaşık 25 mm/yıl oranında hareket ederken, Afrika levhası, Avrasya'ya göre yaklaşık 10 mm/yıllık hızla kuzeye doğru hareket etmektedir (Şekil 1.5). Afrika ve Arabistan levhaları arasındaki hız farkı (~15 mm/yıl) sol yanıl Ölü Deniz Fayı ile karşılanmaktadır (DeMets vd. 1990, 1994, Oral vd. 1995,). Güncel GPS verileri KAFZ'nun kayma hızının 15-25 mm/yıl, DAFZ'ndaki kayma hızının ise 9-15 mm/yıl arasında olduğunu göstermektedir. Anadolu levhasının batıya kaçış hızı ise yaklaşık 21 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Oral vd. 1995, McClusky vd. 2000, Reilinger vd. 2006).



Şekil 1.5 Türkiye ve civarında GPS ölçümleri ile saptanan güncel yatay hareketler (Şengör vd. 2005)

Anadolu levhasının hareketi doğuda KAF'na paralel iken, 31°D-36°D boylamları arasında transpresyonel, 31°D boylamının batısında ise transtansiyonel ilişki söz konusudur

Tüm bu sistemin ana kaynağını oluşturan neden yakın zamanda Afar manto sorgucu olarak düşünülmektedir (Faccenna vd. 2013). Yazarlar Doğu Akdeniz bölgesindeki kıtasal çarpışma, yayardı genişleme ve kaçma tektoniği gibi birbirleriyle kinematik olarak ilişkili olayların, dalan levhanın geri çekilmesi ve manto yükselmesi tarafından kontrol edildiğini belirtmektedirler. Arabistan-Anadolu-Ege bölgesinde, genişlemeli alanlar dışında aynı zamanda levha içlerinde de gözlemlenen yaygın Neojen volkanizmasının jeokimyası Afar lavlarıyla benzerlik göstermektedir. Sonuç olarak Helenik hendeğindeki geri çekilme ile Afar manto sorgucundaki yükselme, Arabistan'ın kuzeye hareketine, Arabistan boyunca kuzeye doğru volkanizmaya, Anadolu'nun yükselmesine, batıya hareketine ve Ege'deki genişlemeye neden olmuştur. Tüm bu olayların başlangıcı ise yaklaşık 40 My önceye dayanmaktadır (Faccenna vd. 2013).

2. ÇANKIRI HAVZASI

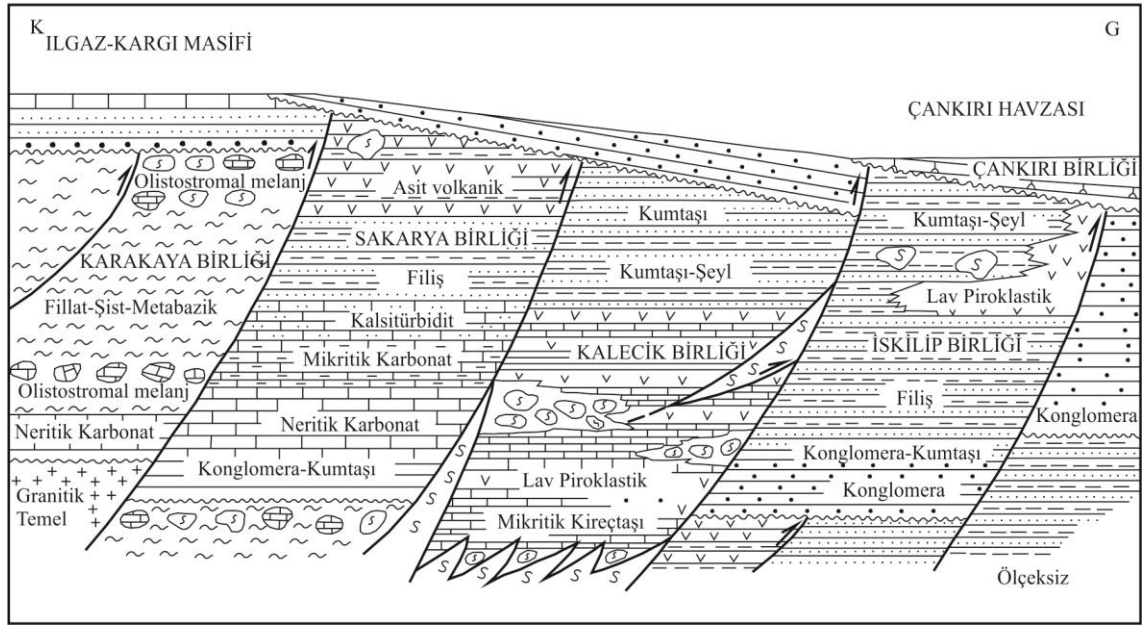
Türkiye'nin önemli çökel havzalarından biri olan Çankırı havzası, farklı kıtasal ve ofiyolitik birliklerinin bir araya geldiği kritik bir alanda yer almaktadır. Çankırı havzası, geç Paleosen (?) -erken Eosen aralığında kuzeydeki Sakarya Kıtası ile güneydeki Kırşehir Kıtası'nın çarpışması sonucu ve iki kıta arasındaki İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu üzerinde gelişen çarpışma sonrası bir havzadır (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, Tüysüz 1993).

2.1 Çankırı Havzası'nın Neojen Öncesi Tektonik Gelişimi

Çankırı havzası ve çevresinde, Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) tarafından yapılan çalışmada farklı birliklerin birbirleri ile ilişkilerinin saptanabilmesi ve havzayı denetleyen tektoniğin belirlenebilmesi amacıyla, belirli zaman dilimlerinde ve belirli bir tektonik rejim altında gelişmiş olan tektonik birlikler ayırtlanmıştır (Şekil 2.1). Bu tektonik birlikler Kırşehir Birliği, Karakaya Birliği, Sakarya Birliği, Kalecik Birliği, İskilip Birliği ve Çankırı Birliği olarak isimlendirilmiştir.

Kırşehir Birliği, Çankırı havzası güneyinde yer alan Kırşehir Masifi'ndeki ileri derecede metamorfik kayalardan oluşmaktadır (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992). Yaşı bilinmeyen bu ileri derecede metamorfik kayalar olasılıkla Pan-Afrikan bir temel üzerinde gelişmiş olan Mesozoyik öncesi yaşlı bir Atlantik tipi kıta kenarı çökel istifinin metamorfizması sonucunda oluşmuşlardır (Seymen 1984). Bu Paleozoyik yaşlı temel ve üzerinde gelişen Permien yaşlı karbonat platformu, olasılıkla Triyas'ta parçalanarak yerini kısa ömürlü, dar ancak uzun ve derin bir denize bırakmıştır. Tüm Kuzey Anadolu'da izlenen Karakaya Denizi, Triyas sonunda kapanmış ve artıkları metamorfizmaya uğramıştır (Şengör ve Yılmaz 1981, Tüysüz ve Dellaloğlu 1992). Karakaya Birliği'ni genelde altta Paleozoyik yaşlı metaofiyolit dilimleri içeren metamorfik kayalar ile üstte Triyas yaşlı kırıntılı, karbonatlı, volkanikli, olistolitli kayalar oluşturmaktadır (Sevin ve Uğuz 2011). Kırşehir ve Karakaya birlikleri bölgenin Neo-Tetis evrimi süresince kıtasal temeli oluşturmuşlardır (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992).

ZAMAN	TEKTONİK BİRLİK	LİTOLOJİ	TEKTONİK ORTAM	TEKTONİK OLAYLAR
GEÇ MİYOSEN	ÇANKIRI BİRLİĞİ	Karasal kırıntılılar ve evaporitler	Dağarası havzası	Neo-Tektonik dönem
OLİGOSEN EOSEN	İSKİLİP BİRLİĞİ	Karasal kırıntılılar Regresif kırıntılılar ve volkanikler Filiş ve volkanikler Transgresif kırıntılılar	Çarpışma sonrası Molas havzası	Çankırı havzasının kapanması Çankırı havzasının açılması
GEÇ MAASTRİH. SENOMANİYEN	KALECİK BİRLİĞİ	Regresif kırıntılılar Filiş Pelajik sedimanlar ve volkanikler Ofiyolit ve ofiyolitli melanj	Yay arası havza Ensimatik yay	Neo-Tetis'in kapanması - Kırşehir masifi üzerine ofiyolit üzerlemesi - Ensimatik yay-kıta çarpışması
SENOMANİYEN LİYAS	SAKARYA BİRLİĞİ	Filiş ve volkanikler Kalsitübiditler Pelajik karbonatlar Neritik karbonatlar Transgresif kırıntılılar	Ensialik yay Pasif kıta kenarı Karbonat platformu Rift ilişkili havza	Yitim - Okyanus tabanı altına - Kıta altına Neo-Tetis'in açılması
TRİYAS PERMİYEN	KARAKAYA BİRLİĞİ	Olistostromal malanj Lav, tüf, klastikler ve karbonatlar Neritik karbonat	Yay ardı havza Karbonat platformu	Bölgesel metamorfizma Karakaya havzasının kapanması Karakaya havzasının açılması
PREKAM. (?)		Granitik temel		

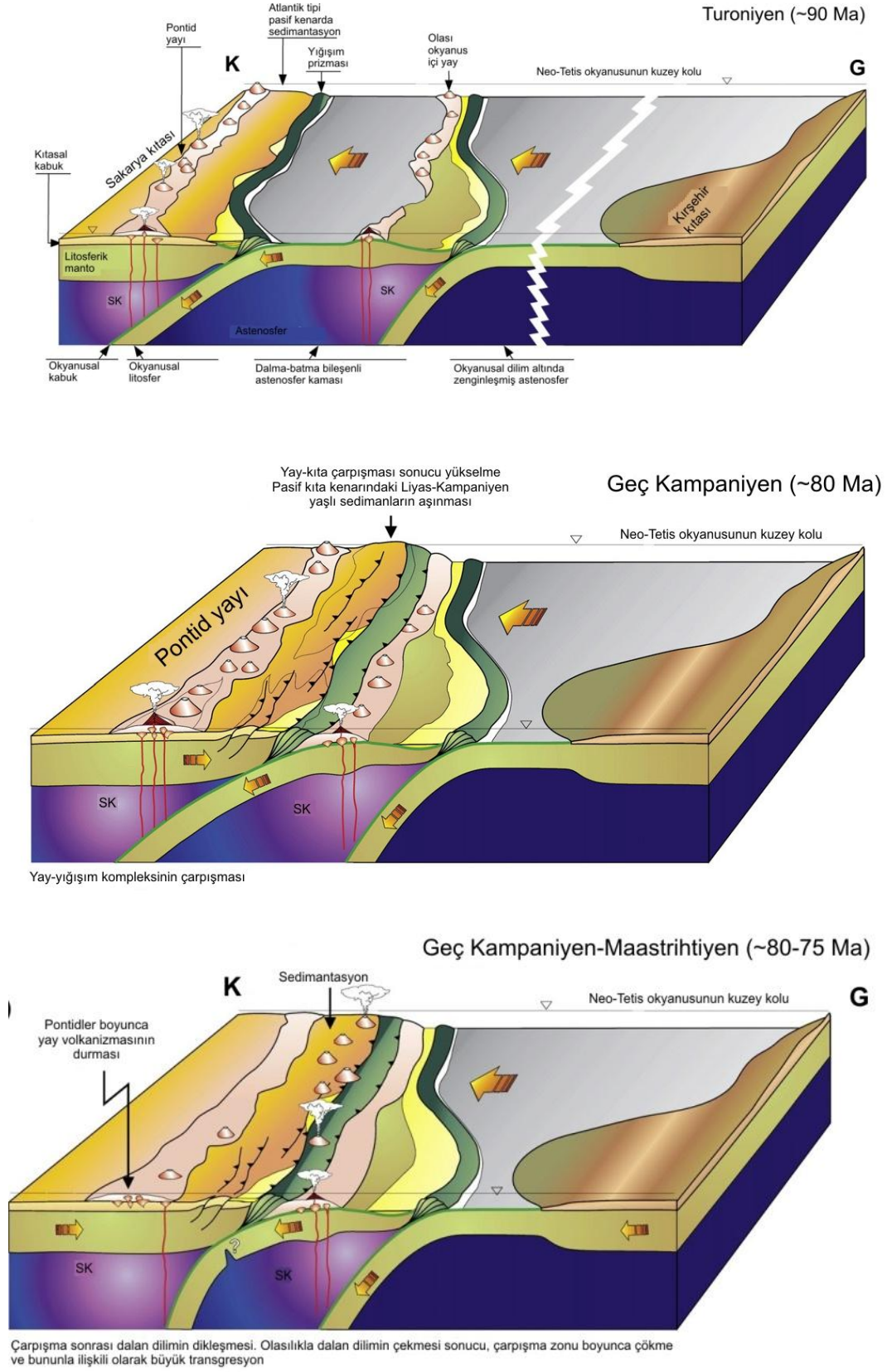


Şekil 2.1 Çankırı havzası ve çevresindeki tektonik birliklerin stratigrafilerini ve birbirleriyle ilişkilerini gösteren şematik kesit (Tüysüz ve Dellaloğlu'ndan (1992) yeniden çizilmiştir)

Tetis okyanusu içerisinde Geç Kretase'den itibaren yay-hendek ilişkili olarak meydana gelmeye başlayan havzaların kısmen metamorfik masifler üzerinde açıldığı ve masif kayaçlarının, içlerinde aktarılmış ofiyolit dilimlerini de içeren Geç Kretase-Tersiyer tortullarına temel oluşturduğu belirtilmiştir (Gökten 1983, 1986, 1993).

Liyas (Erken Jura)-Geç Kretase döneminde ise bölgede genişlemeli rejim etkin olmuştur ve normal faylanmalarla belirlenen bu genişleme rejiminin başlangıcı Hettangiyen (erken Liyas)'dir (Görür vd. 1983). Liyas'da Kimmer Kıtası sürekli olarak parçalanmaya uğramış, gittikçe kapanmakta olan Paleo-Tetis'in güneyinde Neo-Tetis'in kuzey kolu bir kenar havzası olarak açılmaya başlamış ve Anatolid-Torid Platformu'nun şekillenmesine neden olmuştur. Neo-Tetis'in kuzey kolunu oluşturan İntra-Pontid, İzmir-Ankara ve İç-Torid okyanusları bu dönemde oluşmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Pontidlerin güneyinde riftleşme ve buna bağlı olarak horst-graben topoğrafyası gelişmiştir ve bu düzensiz topoğrafya üzerinde Sakarya Birliği çökelmiştir. Karakaya Birliği'nin metamorfik kayaları üzerinde çökelmiş Liyas-Geç Kretase yaşlı Sakarya Birliği, Çankırı havzasında genellikle üstteki Karakaya ve alttaki Kalecik birlikleri arasında tektonik dilim halinde yer almaktadır (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992). Sakarya Birliği çalışma alanında Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Yaylacık ve Akbayır formasyonları ile temsil edilmektedir.

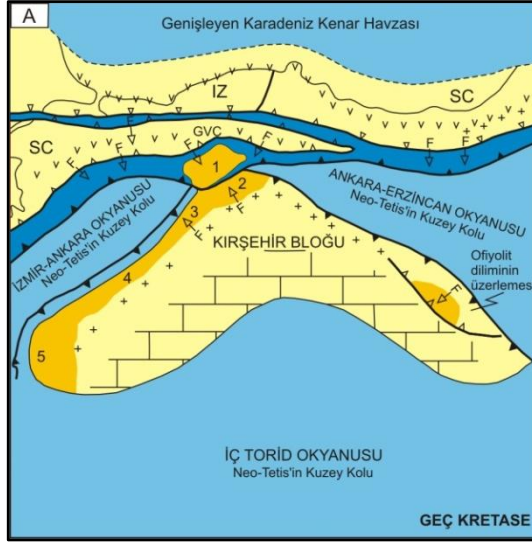
Geç Kretase başından itibaren bölge tekrar sıkışmalı bir rejimin etkisi altına girmiştir. Liyas-Erken Kretase aralığında gelişmiş olan ve kuzeyde Sakarya Kıtası ile güneyde Kırşehir Bloğu'nu birbirinden ayıran Neo-Tetis'in kuzey kolu (Ankara-Erzincan Okyanusu), Senomaniyen'de (Geç Kretase) kuzeye doğru dalmaya başlamıştır. Ankara-Erzincan Okyanusu kuzeyde Sakarya Kıtası altına doğru dalarlarken, bu dalma batmanın daha güneyinde ve aynı zamanda okyanus içerisinde ikinci bir dalma batma zonu ve buna bağlı olarak bir ensimatik yay gelişmiştir. Geç Maastrichtiyen'de (Geç Kretase) ise güneydeki ensimatik yay kuzeydeki Sakarya kıtası ile çarpışmış ve bu bölgedeki dalma batma sona ermiştir (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, Tüysüz 1993). Keskin vd. (2008)'ne göre Geç Kretase'de (olasılıkla Albien'de (geç Erken Kretase), Yılmaz vd. 1997) Tetis Okyanusu'nun okyanusal litosferi kuzeye, Sakarya Kıtası'nın altına doğru dalmaya başlamıştır. Bu dalma-batma sonucunda kuzeyde Pontid yay magmatizması ve Sakarya Kıtası'nın güney kenarı boyunca ise yığışım prizması gelişmiştir (Şekil 2.2). Geç Kampaniyen'de (Geç Kretase) gerçekleşen yay-yığışım prizması çarpışmasının ardından bölgede aşınma, çökme, sedimantasyon ve volkanizma gelişmiştir (Keskin vd. 2008).



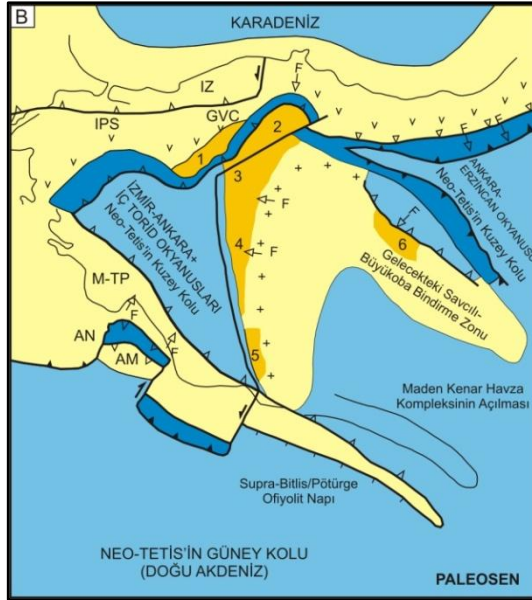
Şekil 2.2 Orta Pontid'lerin Turoniyen (Geç Kretase)-Maastrichtiyen aralığındaki jeodinamik gelişimini gösteren blok diyagramlar (Keskin vd. 2008)

Kaymakçı vd. (2009)'ne göre ise kuzeyde Sakarya Kıtası'nın altına doğru olan dalma-batma, Santoniyen (Geç Kretase)-Maastrichtiyen aralığında gerçekleşirken, güneydeki okyanus içi dalma-batma, daha yaşlıdır. Ankara-Erzincan Okyanusu'ndan güneye doğru ilerleyen ofiyolit napları güneydeki Kırşehir masifi üzerine tırmanmışlar ve Kırşehir masifinin metamorfik temeli üzerinde gelişmekte olan çökellerin metamorfizmasına neden olmuşlardır (Kaymakçı vd. 2009). Ofiyolit yerleşmesinin ardından olasılıkla İç Torid Okyanusu'nun Kırşehir Kıtası altına dalması ve bu kıtanın sıkışarak kalınlaşması sonucu gelişen Üst Kretase-Paleosen yaşlı (Ayan 1963, Ataman 1972) granitik kayalar, ofiyolitik kayaları ve altlarındaki metamorfik temeli kesmişlerdir (Tüysüz 1993). Bu durum bazı araştırmacılar tarafından Neo-Tetis'in aynı zamanda güneydeki Kırşehir Bloğu altına dalması ile açıklanmıştır. Bu görüşe bağlı olarak Neo-Tetis okyanusunun ikisi kuzeye biri güneye olmak üzere en azından üç dalma batma zonunda tüketilmiş olduğu ve Maastrichtiyen sonunda kuzeydeki Sakarya ve güneydeki Kırşehir kıtalarının çarpıştıkları belirtilmektedir (Görür vd. 1984, Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, Görür vd. 1998).

Görür vd. (1998)'ne göre, Geç Kretase çarpışması sırasında Kırşehir Bloğu olasılıkla bumerang şekline sahiptir ve bu çarpışma bir sırt boyunca gerçekleşmiştir (Şekil 2.3). Kırşehir Bloğu, büküldüğü kesimden Sakarya Kıtası'na tutturulmuştur. Paleosen'de Kırşehir Bloğu saat yönünün tersine dönmeye başlamış ve Paleosen sonunda Kırşehir Bloğu'nun doğu kolu Sakarya Kıtası ile çarpışmıştır. Orta Eosen sonunda ise İç Torid Okyanusu kapanmış, Menderes-Toros Platformu, Sakarya Kıtası ve batıda Kırşehir Bloğu ile çarpışmıştır. Çarpışma sırasında magmatik yayla ilişkili havzalar oluşmuştur ve yakınlaşan kıtasal bloklar arasında deforme olmuşlardır.

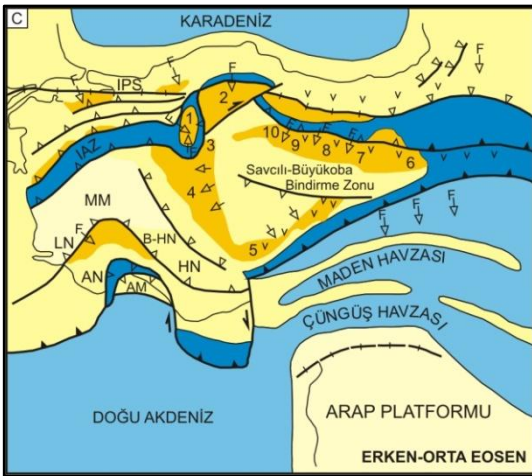


SC: Sakarya Kıtası
 IZ:İstanbul Zonu
 GVC: Galatya Volkanik Kompleksi
 M-TP: Menderes-Toros Platformu
 AN: Antalya Napları
 AM: Alanya Masifi
 IPS: İntra-Pontid Kenedi
 IAZ: İzmir-Ankara Kenedi
 MM: Menderes Masifi
 LN: Likya Napları
 B-HN: Beyşehir-Hoyran Napları
 HN: Hadim Napları



Oklar sediman dağılım yönünü göstermektedir, çoğunlukla filiş (F)

v: Yay volkanikleri
 +: Yay plütonikleri



- 1: Haymana Havzası
- 2: Çankırı Havzası
- 3: Kırıkkale Havzası
- 4: Tuzgölü Havzası
- 5: Ulukışla Havzası
- 6: Şarkışla Havzası
- 7: Refahiye Havzası
- 8: Sivas Havzası
- 9: Yıldızeli Havzası
- 10: Yozgat-Sorgun Havzası

Şekil 2.3 Orta Anadolu havzalarının Geç Kretase-Eosen aralığındaki tektonik gelişimlerini gösteren paleotektonik haritalar (Görür vd. (1998)'nden Türkçeleştirilerek alınmıştır)

2.2 Çankırı Havzası'nın Neojen Tektonik Gelişimi

Çankırı havzasının Oligosen sonrası gelişimi konusunda oldukça farklı görüşler sunulmaktadır. Öncelikle bu görüşler 3 ana başlık altında anlatılacak, daha sonra ise Kuzeybatı İç Anadolu'da etkin olan tektonik rejim tartışılacaktır.

2.2.1 “Ankara Orojenik Fazı” modeli

Bu modele göre İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kapanmasının ardından gelişen çarpışma sonrası sıkışmalı rejim, Koçyiğit'e (1991, 1992) göre geç Miyosen'e kadar, Türkmenoğlu vd. (1994) ile Koçyiğit vd. (1995)'ne göre ise erken Pliyosen sonuna kadar kesintisiz devam etmiştir. Koçyiğit ve Deveci'ye (2008) göre ise sıkışmalı rejim erken Pliyosen sonuna kadar devam etmiştir fakat kabuk kalınlaşmasına bağlı çökme nedeniyle gelişen genişleme rejimi ile kesintiye uğramıştır.

Koçyiğit (1991, 1992) Ankara civarında yaptığı çalışmalara dayanarak, KB Orta Anadolu'da geç Miyosen'e kadar devam eden çarpışma sonrası sıkışmalı rejimin, geç Miyosen'den sonra doğrultu atımlı faylanmaya bağlı yeni bir tektonik rejime dönüştüğünü belirtmektedir. Daha önce KB-GD doğrultulu olan sıkışma yönünün, Pliyo-Kuvaterner yaşlı bu neotektonik dönemde K-G doğrultulu olarak değiştiği ve günümüzde bu sıkışmanın etkin olduğu ifade edilmektedir.

Koçyiğit vd. (1995) tarafından “Ankara Orojenik Fazı” olarak tanımlanan modele göre ise kuzeydeki Sakarya Kıtası ile güneydeki Menderes-Toros ve Kırşehir Blokları arasındaki kıta içi yakınsama Oligosen, Miyosen ve erken Pliyosen boyunca sürmüştür. Buna paralel olarak yaşlı temel kayaları (yay masifi), Sakarya Kıtası'nın aktif kıta kenarı sedimanları ve ona eklenmiş olan geç Kretase ofiyolitli melanji güneye doğru Menderes-Toros Platformu ve Kırşehir Bloğu üzerine bindirme dilimleri halinde taşınmıştır. Bu tektonik taşınmaya, Oligosen-erken Pliyosen yaşlı karasal sedimentasyon ve Galatya Volkanik Kompleksi boyunca da andezitik-bazaltik volkanik aktivite eşlik etmiştir. Bu tektonik taşınma sırasında temel kayaları ve Oligosen-alt

Pliyosen örtü kayaları kıvrımlanma ve bindirme fayları ile deformasyona uğramış, kalınlaşmış ve bir ters fay zonuna (Ankara İmbrike Ters Fay Zonu) dönüşmüştür. Erken Pliyosen sonuna kadar devam eden aşırı kabuk kalınlaşması ve tektonik yükselme, yerçekiminin de etkisiyle, geç Pliyosen'den başlayarak sıkışma tektoniğinin değişip yeni bir tektonik rejimin doğmasına yol açmıştır.

Bu yeni tektonik rejimde depolanan ve deformasyon geçirmemiş olan, geç Pliyosen-erken Kuvaterner yaşlı Büyükacıbey formasyonu, erken Pliyosen sonuna kadar deformasyona uğramış birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir. Büyükacıbey formasyonu, neotektonik dönem yapıları olan dikçe eğimli, doğrultu bileşeni egemen normal faylar eşliğinde çökelmiştir (Türkmenoğlu vd. 1994, Koçyiğit vd. 1995).

Koçyiğit ve Deveci (2008) ise, geç Miyosen-erken Pliyosen yaşlı Edige formasyonunun normal fay denetiminde, genişlemeli bir rejimde çökelindiğini, daha sonra ise sıkışma-daralma türü bir tektonik rejim ile deformasyona uğradığını belirtmektedirler. Geç Pliyosen'den sonra ise bölgede doğrultu atımlı yeni bir tektonik rejimin geliştiği ifade edilmektedir (Çizelge 2.1).

Çizelge 2.1 Elmadağ-Edige civarındaki tektonik olaylar, jeolojik yapılar, tektonik rejimler ve paleotektonik-neotektonik dönem geçişi (Koçyiğit ve Deveci 2008)

ZAMAN	TEKTONİK OLAYLAR VE SÜREÇLER	JEOLÖJİK YAPILAR	TEKTONİK REJİM	TEKTONİK PERİYOD
GEÇ PLİYÖSEN-KUVATERNER	doğrultu atımlı faylanma kontrolünde Edigekoru formasyonunun sedimantasyonu	doğrultu atımlı fay	doğrultu atım rejimi	NEOTEKTONİK DÖNEM
	Edige formasyonunun deformasyonu ve yükselimi	doğrultu atımlı faylanma bindirme ve ters faylanma kıvrımlanma	doğrultu atım-sıkışmalı-kısalmalı rejim	
GEÇ MİYÖSEN-ERKEN PLİYÖSEN	normal faylanma kontrolünde Edige formasyonunun sedimantasyonu	normal faylar	genişlemeli rejim	PALEOTEKTONİK DÖNEM
MİYÖSEN ÖNCESİ				

Sonuç olarak yazarlar Ankara-Elmadağ civarında yaptıkları çalışmalara dayanarak, geç Eosen-erken Pliyosen aralığında kıta-içi yakınlaşmanın ve sıkışmanın devam ettiğini fakat kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak kısa süreli genişleme evrelerinin yaşandığını, geç Pliyosen-günümüz aralığında ise bölgede doğrultu atımlı bir tektonik rejimin ve K-G yönlü bir sıkışmanın etkin olduğunu belirtmektedirler (Çizelge 2.1).

2.2.2 “Çok Fazlı Deformasyon” modeli

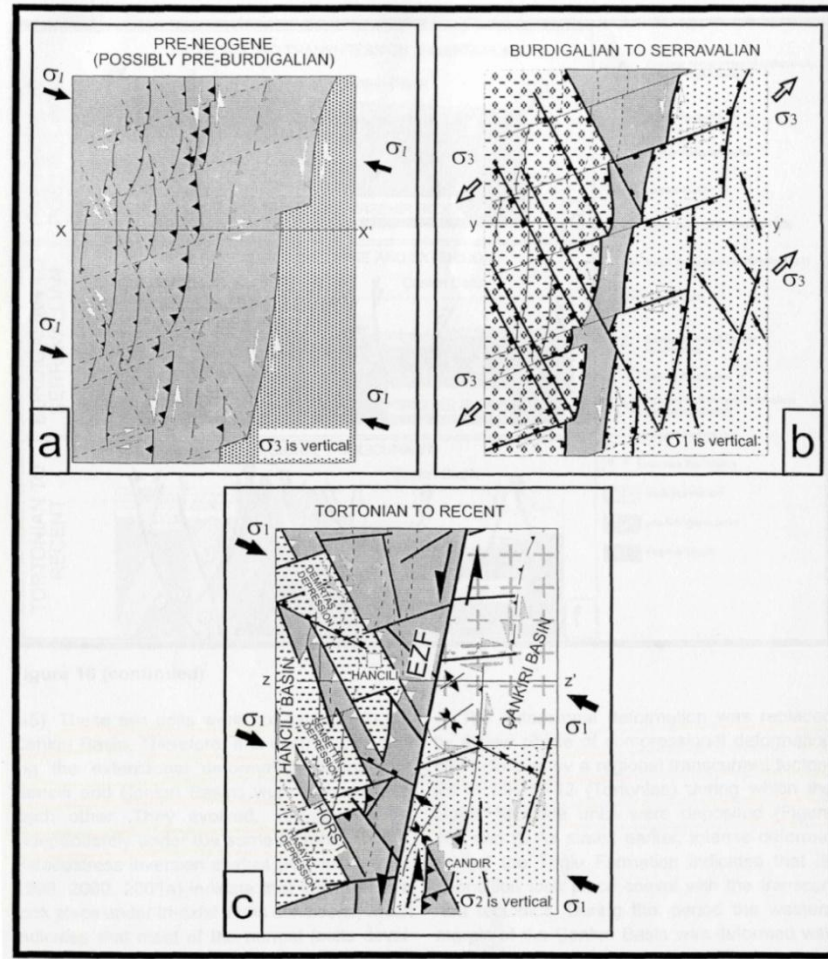
Bu modele göre, bölgede Burdigaliyen’e kadar sıkışma rejimi, Burdigaliyen-Tortoniyen aralığında genişleme rejimi ve Tortoniyen’den günümüze kadar da doğrultu atım rejimi etkindir (Şekil 2.5).

Kaymakçı (2000) ve Kaymakçı vd. (2001), Kırşehir Bloğu’nun Sakarya Kıtası’na Burdigaliyen öncesinde çarpmasıyla, Çankırı havzasında Neojen öncesi sıkışmalı rejimin sona erdiğini belirtmektedirler. Akitaniyen (erken Miyosen) yaşlı Kılçak formasyonu bu sıkışmalı rejimin son ürünü olarak gösterilmektedir. Geç Paleosen-Burdigaliyen öncesi olarak sınırlandırılan bu evrede havzanın güneyinde ise doğrultu atım faylanması ve bindirmelerin birleşiminden oluşan transpresyonel bir rejimin etkin olduğu belirtilmektedir. Yine bu evrede Sungurlu Fay Zonu’nun sol yanal doğrultu atımlı bir fay olarak çalışması gerektiği savunulmaktadır (Kaymakçı vd. 2003).

Neojen döneminde ise iki farklı tektonik rejim gelişmiştir. Bunlardan ilki; Burdigaliyen-Tortoniyen aralığında etkin olan ve orojenik çökmeye bağlı olarak gelişen genişlemeli tektonik rejimdir. Bu genişlemeli dönem içinde Neo-Tetis kenet zonu kayaçları, normal faylarla sınırlandırılmış bir paleo-yükselti şeklinde batıdaki Hançili ve doğudaki Çankırı havzalarını birbirinden ayırmıştır. Aynı tektonik rejim altında depolanmalarına rağmen, bu iki havzada birbirinden farklı istifler gelişmiştir (Kaymakçı 2000, Kaymakçı vd. 2001). Bu dönemde havzanın güney kesiminde normal faylanmayla ilişkili oblik genişlemeli rejim etkindir (Kaymakçı vd. 2003).

Tortoniyen’den günümüze ise Kuzey Anadolu Fayı’nın etkisi ile bölgede transpresyonel bir tektonik rejim etkin olmuştur. Hançili ve Çankırı havzalarında genişlemeli dönemde oluşan normal faylar, bu dönemde transpresyonel (yanal sıkıştırmalı) faylara dönüşmüştür (Kaymakçı 2000, Kaymakçı vd. 2001). İlk evrede sol yanal olarak çalışan Sungurlu Fay Zonu, bu dönemde sağ yanal doğrultu atımlı fay olarak yeniden aktif hale gelmiştir (Kaymakçı vd. 2003).

Kaymakçı vd. (2001)’ne göre Çankırı havzasının batı kenarını sınırlandıran Eldivan Fay Zonu, sol yanal transpresyonel ve transtansiyonel pek çok faydan oluşmaktadır ve Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun antitetik makaslaması (R’) olarak kabul edilmiştir.

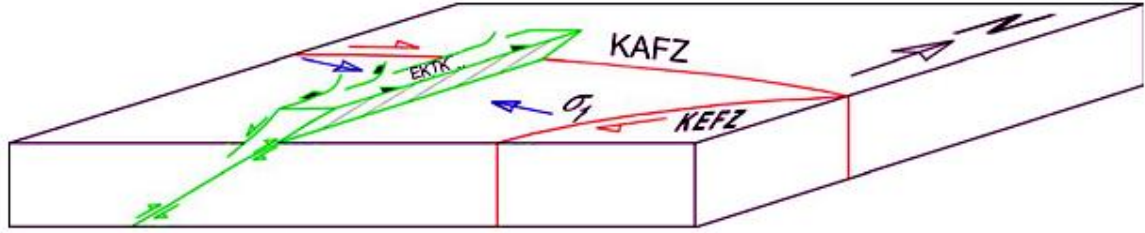


Şekil 2.5 Çankırı havzası batı kesiminin tektonik gelişimini gösteren diyagramlar (Kaymakçı vd. 2001)

a. Neojen öncesi bindirme, b. Erken-orta Miyosen genişleme evresindeki normal faylanma, Hançili ve Çankırı havzalarının ayrılması, c. Tortoniyen-Günümüz aralığında, yanal atıma bağlı sıkışma

2.2.3 “Kısıtılmış Tektonik Kama” modeli

Bu modelde, İç Anadolu’da Neo-Tetis kenet zonunun kapanması ile ilişkili kıtalararası yaklaşmanın Miyosen başında, olasılıkla orojenik çökme ile genişlemeli tektonik rejime döndüğü, geç Pliyosen’de ise bir tektonik kamanın Çankırı havzasını parçaladığı ileri sürülmektedir (Seyitoğlu vd. 1997, 2000, 2009). Bu modele göre; sağ yanal Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu arasında gelişen KB-GD yönlü sıkışma sonucu, Çankırı havzasının batı kenarındaki Neo-Tetis kenet zonu, geç Pliyosen’de neotektonik bir yapı olarak yeniden hareketlenmiş ve KKD gidişli, batı kenarındaki normal faylar ve doğu kenarındaki bindirmeler eş zamanlı çalışarak bir tektonik kama oluşturmuştur. Bu kama yapısı Çankırı havzasının Neojen birimlerini parçalamıştır (Seyitoğlu vd. 2000, 2009, Esat 2004, Şekil 2.6).

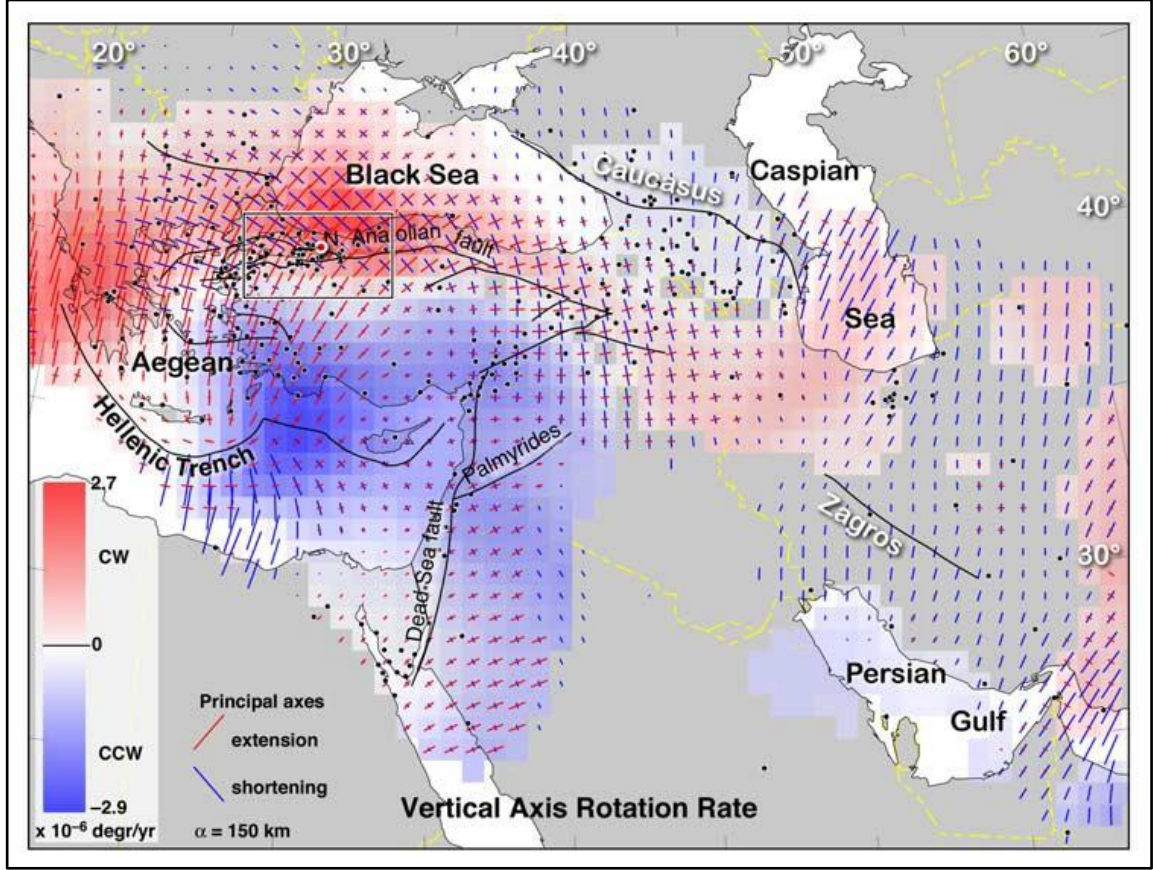


Şekil 2.6 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu arasında Eldivan-Elmadağ Kısıtılmış Tektonik Kamasının (EKTK) durumunu gösteren blok diyagram (Seyitoğlu vd. 2009)

Yazarlar, Eldivan-Elmadağ Kısıtılmış Tektonik Kaması (EKTK)’nın neotektonik bir yapı olduğunu kanıtlamak için GB ucunun Kırıkkale-Erbaa Fay zonunun daha güneyinde devam etmediğini EKTK’nın KAFZ ve KEFZ arasında sınırlı kaldığını göstermişlerdir (İleri 2007, Seyitoğlu vd. 2009). Ayrıca bu tektonik kamanın normal ve bindirmeli kenarlarından elde edilen yapısal verilerin, GPS verileriyle ve bölgedeki mikrodepremlerin odak mekanizması çözümleriyle uyum içinde olduğu belirtilmektedir.

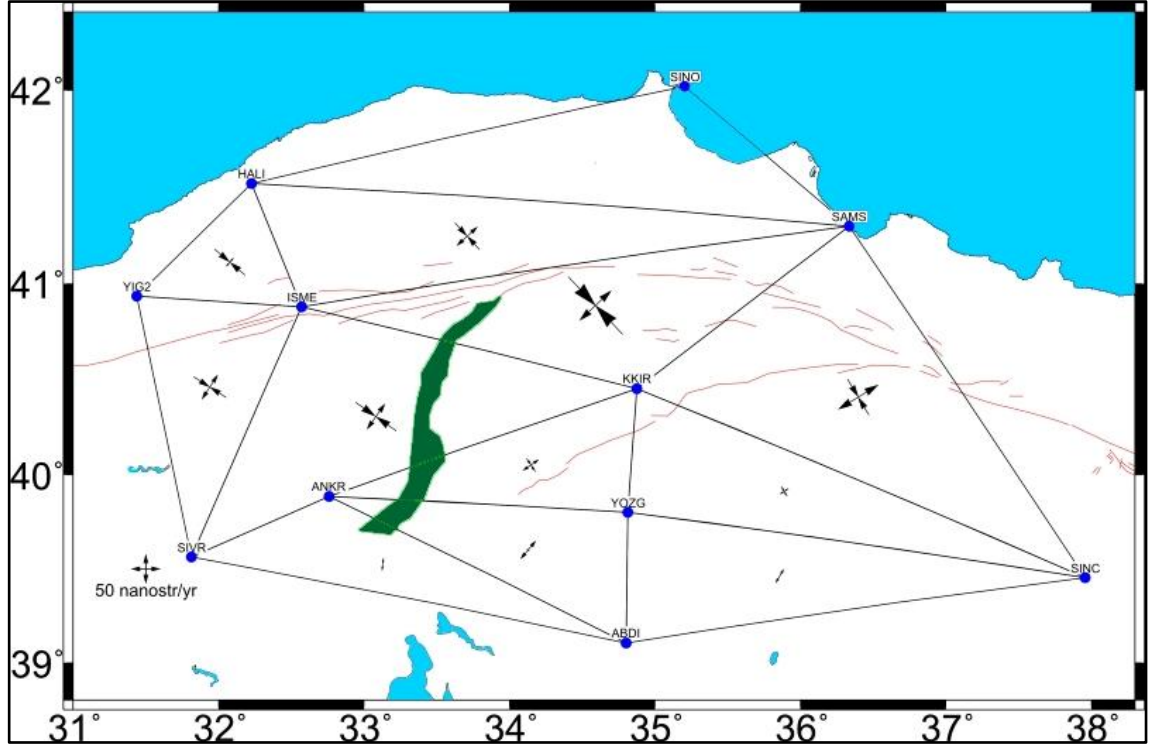
Reilinger vd. (2006)’nden alınan GPS verileriyle hesaplanan yamulma eksenleri, KAFZ ile KEFZ arasındaki bölgede, sıkışmanın KB-GD doğrultulu olduğunu doğrulamaktadır (Allmendinger vd. 2007, Seyitoğlu vd. 2009) (Şekil 2.7-2.8). Ayrıca Erturaç ve Tüysüz

(2012), deprem odak mekanizması çözümlerine dayanarak bölgede KB-GD doğrultulu bir sıkışmanın etkin olduğunu belirtmektedir.



Şekil 2.7 Doğu Akdeniz ve Ortadoğu'daki GPS yamulma ve dönme oranlarını gösteren harita (Allmendinger vd. 2007)

Bölgedeki ana yapılar kalın siyah çizgilerle gösterilmektedir. Asıl sonsuz küçük yatay yamulma eksenleri, büyüklüklerinin mutlak değeriyle ölçeklendirilen, renkli-kısa çizgilerle gösterilmiş olup, kırmızı çizgiler genişlemeyi, mavi çizgiler ise kısılmayı ifade etmektedir. Renkli alanlar, düşey ekseninde dönme miktarındaki değişimleri (kırmızı saat yönü, mavi saat yönünün tersi) göstermektedir

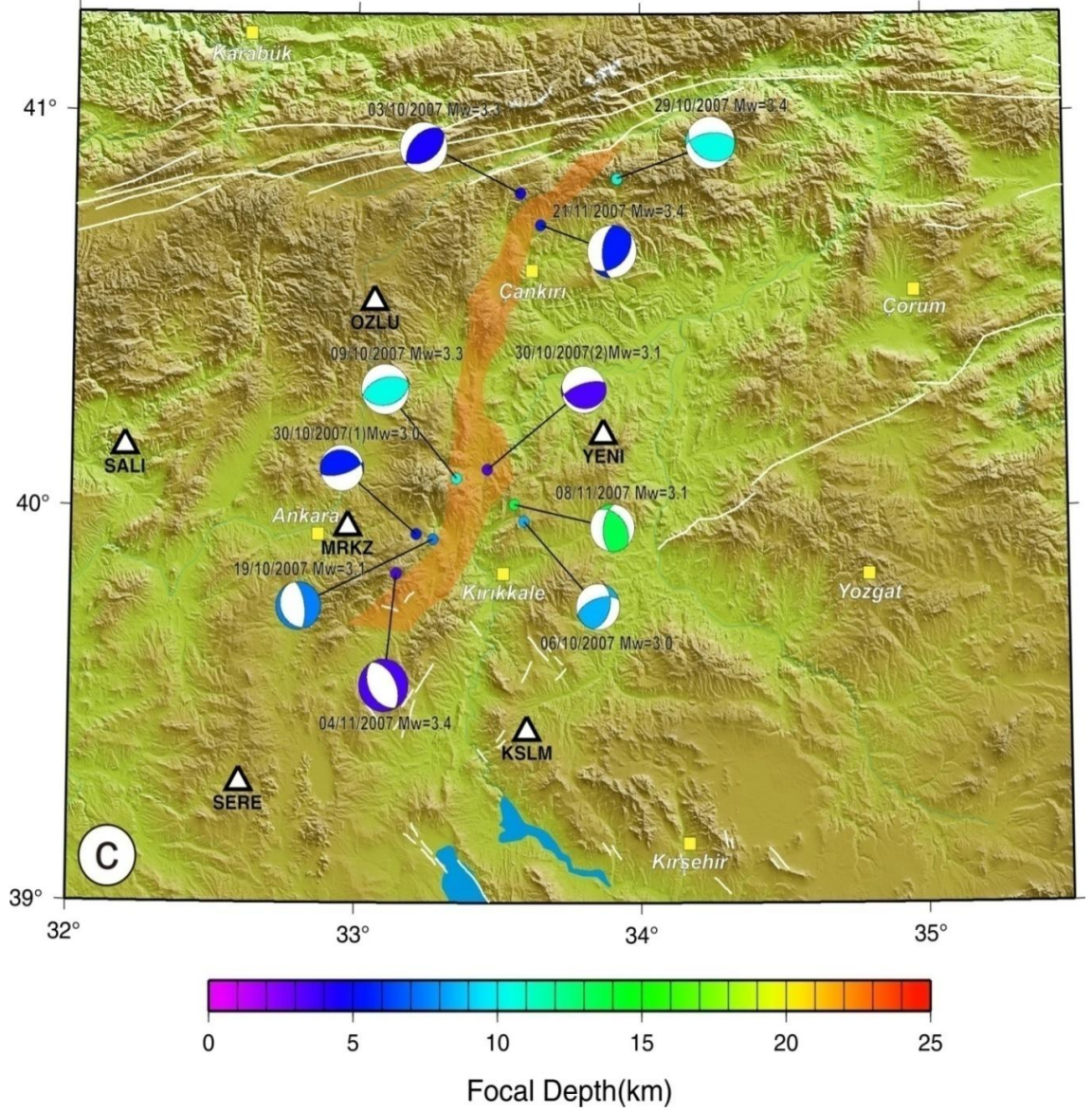


Şekil 2.8 Reilinger vd. (2006)'nden alınan hızlara göre hesaplanmış ana yamulmalar (Seyitoğlu vd. 2009)

Kırmızı çizgiler fayları, yeşil alan ise ETKK'nın konumunu göstermektedir

GPS verileri kullanılarak ETKK'nın geç Pliyosen'den beri 2,8 km'lik bir kısalmayı karşıladığı öne sürülmüştür (Seyitoğlu vd. 2009).

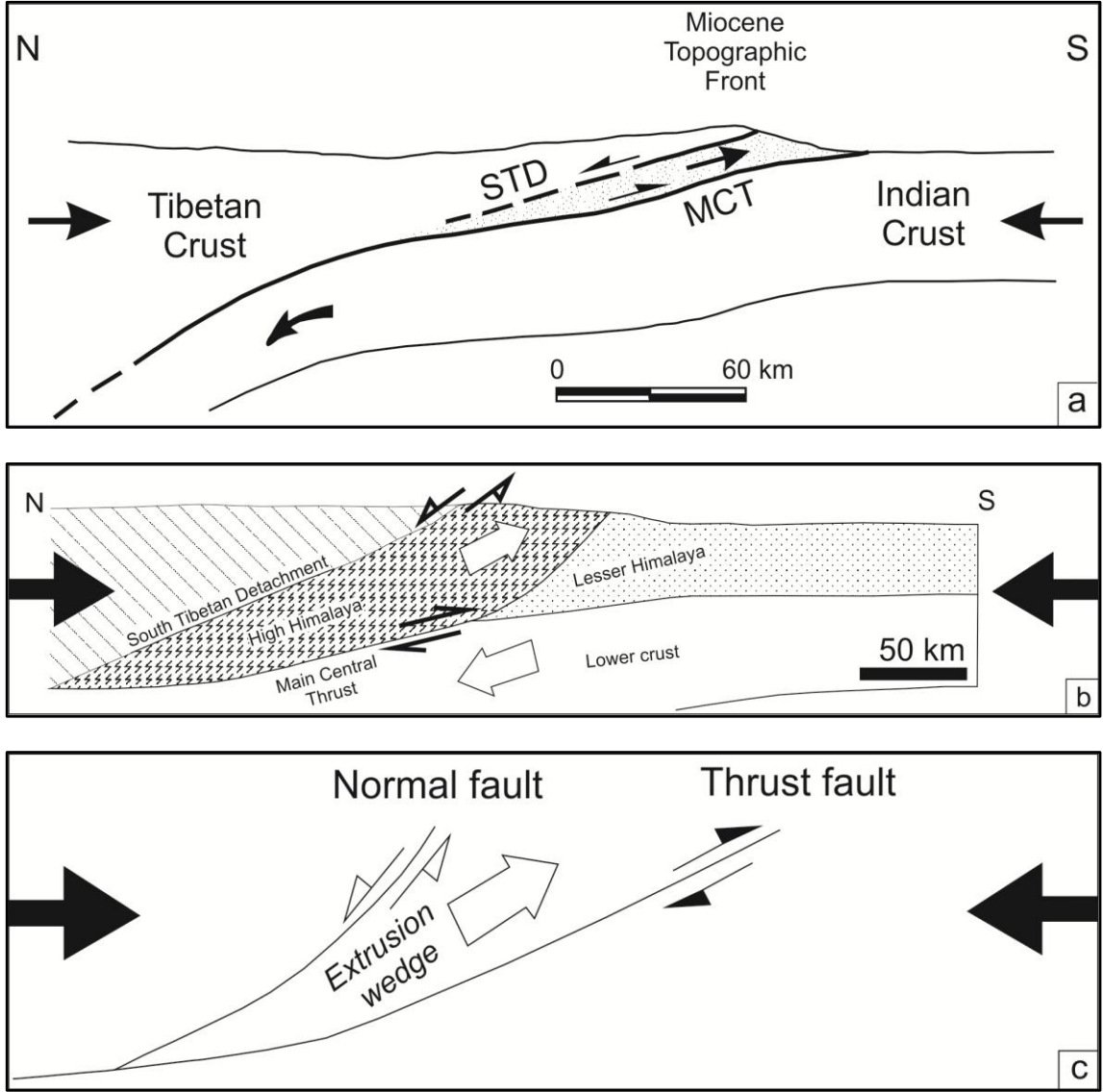
ETKK'nın doğu ve batı kenarlarını oluşturan birbirlerine yarı paralel bindirme ve normal fayların birlikte çalışabildiklerini göstermek için AnkNET sismik ağı kurulmuştur (Seyitoğlu vd. 2009). AnkNET kayıtları ile büyüklüğü 3 civarında olan depremlerin odak mekanizma çözümleri hem bindirme hem de normal fay karakteri göstermektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 AnkNET tarafından kaydedilen, ETKK ile ilişkili mikrodepremlerin odak mekanizması çözümleri (Seyitoğlu vd. 2009)

Kama geometrilerini sınırlayan bindirme ve normal fayların eş zamanlı hareketleri hakkındaki çalışmalar Himalayalar'da 20 yılı aşkın süredir Burchfiel vd. 1992, Grujic vd. 1996, Fossen 2000 ve Law vd. 2004 tarafından yapılmaktadır ve bu yapılar detaylı şekilde tanımlanmıştır. Bu çalışmalar Yüksek Himalaya zonunun üstünün normal fayla (South Tibetan Detachment) ve zonun tabanının bindirme ile (Main Central Thrust) sınırlandırıldığını göstermiştir (Şekil 2.10.a). Jeofizik veriler yorumlanarak, sınır fayların paralel olmadığı fakat Tibet platosunun altında, aşağı doğru birbirlerine yaklaştıkları belirlenmiştir (Nelson vd. 1996). Himalaya kama modellerindeki normal

fayların hiçbirinin oluşumu litosferik genişleme ile ilişkili değildir. Güney Tibet Sıyrılma Fayı sadece Yüksek Himalaya zonunun yukarı çıkışını kolaylaştırmaktadır (Ring ve Glodny 2010, Şekil 2.10.b).



Şekil 2.10.a*. Miyosen’de Himalayalar’da Güney Tibet sıyrılma fayı ile ana bindirme sistemi arasındaki ilişkiyi gösteren şematik kesit (Burchfiel vd. 1992) b. Yüksek Himalaya zonunda normal fay ve bindirme ile sınırlandırılan kama yapısı c. Kısılma etkisi altında gelişen normal fay ve kama geometrisi (Ring ve Glodny 2010)

*Kama yapısı yukarıda kuzeye eğimli normal faylarla, aşağıda ise kuzeye eğimli bindirme faylarıyla sınırlandırılmıştır. Derindeki geometrisi ise tartışmalıdır. STD: South Tibetan Detachment system, MCT: Main Central Thrust,

Brunel vd. (1994) tarafından da Çin'in batısında yer alan doğu Pamir dağlarında Himalayalar'dakine benzer yapılar tanımlanmış olup, kuzeydeki bindirmenin ve güneydeki normal fayın eş zamanlı olarak geliştiği belirtilmiştir.

Ring ve Glodny (2010) Avrupa Alp'lerinden ve Ege Denizi'nden 3 kama örneği tanımlanmış ve kamalardaki taban bindirmesi ile üstteki normal fayların eşzamanlı olarak hareket ettiği ispatlanmıştır. Bu çalışmada yüksek basınç kayaçlarının kama şeklinde önemli ölçüde yükseldiği ve bu kamanın üst kesiminin normal faylı, tabanının ise bindirmeli olduğu belirtilmektedir. Yazarlara göre yükselen kamanın üst kenarındaki normal fay litosferik genişlemenin bir sonucu değildir ve sadece geometrik etkidir.

Bu tür normal faylar Ring ve Glodny (2010) tarafından “**kısalma etkisi altındaki normal faylar**” olarak tanımlanmışlardır (Şekil 2.10.c). Bu tanımlamaya göre, fayların üzerlerindeki hareketin eşzamanlı olması, yapısal olarak altındaki bindirme faylarıyla aynı kayma hızına sahip olması ve bu bindirme faylarına yarı paralel olması gerekmektedir.

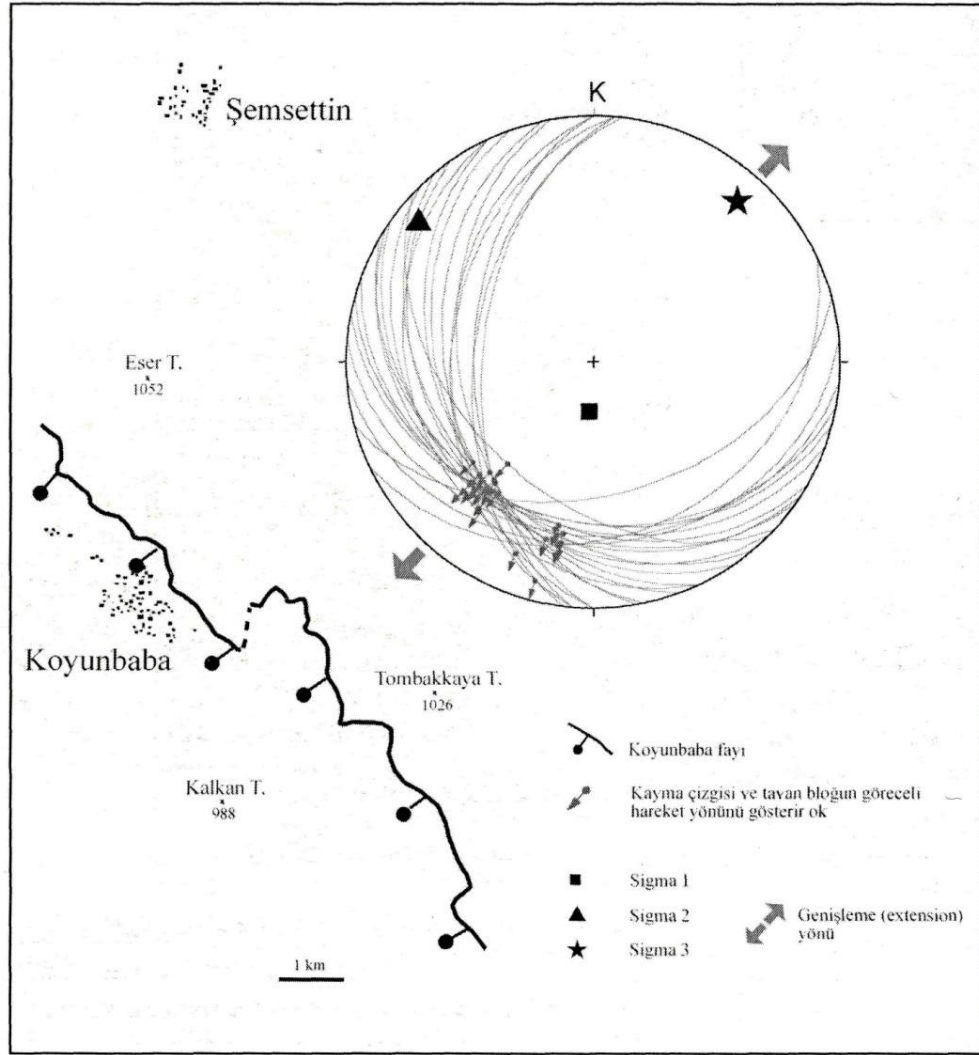
2.2.4 KB Orta Anadolu'da etkin olan tektonik rejim hakkında tartışmalar ve yeni bulgular

Seyitoğlu vd. (1997), daha önce Koçyiğit (1991, 1992) tarafından KB İç Anadolu'da çarpışma sonrası sıkışma rejiminin geç Miyosen'e kadar devam ettiğinin kanıtı olarak gösterilen lokasyonlarda, sıkışmalı rejime dair herhangi bir veri bulunmadığını, Neo-Tetis kenet zonu kayaçları ile Neojen birimleri arasındaki ilişkinin normal faylı olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, bindirme olduğu belirtilen dokanakların normal faylı oluşuna, üste doğru incelen istifin varlığına ve Galatya volkaniklerinin jeokimyasında zaman içinde, kalkalkalenden alkalene geçişe (Tankut vd. 1990, Keller vd. 1992, Seyitoğlu ve Scott 1992) dayanarak bölgedeki sıkışmalı rejimin erken Miyosen'de sona erdiğini, erken Miyosen'den sonra olasılıkla orojenik çökmeye bağlı olarak genişlemeli rejimin etkin olduğunu savunmuşlardır. Pliyosen'den günümüze ise Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı olarak bölgede transpresyonel ya da transtansiyonel bir tektonik rejimin hakim olduğunu öne sürmüşlerdir (Seyitoğlu vd. 1997).

Daha sonra aynı lokasyonda (Ankara-Yuvaköy), Özsayın vd. (2005) tarafından, Neo-Tetis kenet zonu kayaçları ile Miyosen birimleri arasındaki dokanaklardan ikisi incelenmiş ve söz konusu dokanakların bindirme olduğu sonucuna varılmıştır. Yazarlar bindirmelerin Koçyiğit (1992) tarafından haritalanan ters faylarla uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Bunun üzerine Seyitoğlu vd. (2006) aynı lokasyonlardaki gözlemlerini yenilemişler ve jeofizik yöntemlerle fayın niteliğini araştırmışlardır. Bu çalışma sonucunda da, tartışmalı olan tektonik sınırın güneye eğimli normal fay karakterinde olduğu ve bölgede Miyosen sonrasında K-G yönlü sıkışmayı kanıtlayacak herhangi bir verinin bulunmadığı belirtilmiştir. Yine bu çalışmada, bölgedeki Neojen sedimanter birimlerin güneye eğimli bazı normal fayları üzerlediği ve sedimanter birimlerin çökeliminin bu faylar tarafından kontrol edildiği, dolayısıyla bu dönemde genişlemeli bir tektonik rejimin etkin olduğu ifade edilmiştir.

Çankırı havzasının batı kenarındaki fayların niteliği konusunda da benzer bir tartışma yaşanmıştır. Neo-Tetis kenet zonu kayalarının batı kenarı, Koçyiğit (1995) tarafından D ve KD'ya eğimli B verjanslı bindirmeler olarak, Kaymakçı (2000) tarafından ise GB ya eğimli KD verjanslı bindirmeler olarak haritalanmıştır. Seyitoğlu vd. (2000) ise Ankara-Çankırı arasındaki Neo-Tetis kenet zonu kayalarının doğu kenarının bindirme, batı kenarının ise normal faylı olduğunu belirtmişlerdir. Yorum farklılıklarına çözüm getirmek amacıyla Önal vd. (2006) Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarını batıdan sınırlandıran faylardan biri olan Koyunbaba Fayı'nı incelemişler, fayın geometrik ve kinematik özelliklerini araştırarak fay üzerindeki hareket yönünü saptamışlardır. Bu çalışmaya göre, KB doğrultulu ve GB'ya eğimli olan fay düzleminden ve altında yer alan kataklastik zondan elde edilen mezoskobik ve mikroskobik kinematik veriler, fayın tavan bloğunun GB'ya hareket ettiğini ve Koyunbaba Fayı'nın normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir (Şekil 2.11). Sonuç olarak yazarlar elde ettikleri verilerin, bölgede öne sürülen batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli tektonik kama modeli ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir (Önal vd. 2006).



Şekil 2.11 Neo-Tetis kenet zonu batısındaki Koyunbaba fayından elde edilen ölçümlerin alt yarıküre eşit-alan projeksiyonunda değerlendirilmesi (Önal vd. 2006)

Karadenizli vd. (2003) tarafından Çankırı havzasında Neojen’de etkin olan tektonik rejimi saptayabilmek amacıyla Kumartaş ve Hançili formasyonlarının depolanma ortamları incelenmiş ve fasiyes analizi yapılmıştır. Ayrıca bölgenin stratigrafisinin kurulabilmesi ve Oligosen-Pliyosen aralığındaki paleocoğrafik evriminin ortaya konulması amacıyla, Karadenizli vd. (2004) tarafından memeli fosil lokasyonlarında cins-tür tayini yapılmış ve kat mertebesinde yaşlar verilmiştir. Bu çalışma sonucunda mikromemeli fosillerine dayanarak bölgenin Neojen stratigrafisi yeniden oluşturulmuştur. Memeli fosilleri ile erken-orta Miyosen olarak yaşlandırılan Kumartaş ve Hançili formasyonlarının yanal-düşey geçişli olduğu, yukarı doğru incelen bir istif gelişimi sundukları ve genişlemeli tektonik rejimde depolandıkları belirtilmiştir.

Yazarlar, çökelme ile eş yaşlı normal faylar içeren bu birimlerin, geç Pliyosen’de batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama (Seyitoğlu vd. 2000) ile parçalandığı ve deforme edildiği görüşünü desteklemişlerdir (Karadenizli vd. 2003, 2004). Tektonik kamanın her iki yanında ise kalın bir alüvyal yelpaze çökeli olan, geç Pliyosen-erken Pleistosen yaşlı Değim formasyonunun çökeldiği belirtilmektedir (Karadenizli 2011).

Ayrıca, Koçyiğit’te (1995) gösterilen bindirme sistemlerinin kıtalararası yakınlaşmadan kaynaklanmadığı belirtilmekte olup, Kaymakçı (2000) tarafından öne sürülen erken-orta Miyosen’de bir paleo-yükselti tarafından ayrılan iki farklı havza (Çankırı ve Hançili havzaları) ve iki farklı stratigrafi modelinin geçerli olamayacağı savunulmaktadır. Buna en önemli kanıt olarak da Kılçak, Kumartaş ve Hançili formasyonlarının havzanın her iki tarafında da bulunması gösterilmektedir (Karadenizli vd. 2003, 2004, Seyitoğlu vd. 2004, Karadenizli 2011).

Erken-orta Miyosen’de genişlemeli tektonik rejimin varlığını savunan bir diğer çalışma da Savaşçı ve Seyitoğlu (2004) tarafından yapılmış olup, bu çalışmada Çankırı havzasının batı kenarında yüzeyleyen Kumartaş ve Hançili formasyonları içinde çökelme ile eş yaşlı normal faylar saptanmıştır. Yazarlar bu çalışmada elde ettikleri verilerle birlikte, Kumartaş ve Hançili formasyonlarının üste doğru tane boyu incelmesine, Galatya volkaniklerinin zamana bağlı olarak jeokimyasındaki değişime (Seyitoğlu vd. 1997) ve Galatya volkanik kompleksi güneyinde Miyosen’deki genişleme verilerine (Yürür vd. 2002) dayanarak, genişleme verilerinin lokal olmayıp bölgesel bir anlamı olduğunu savunmaktadırlar (Savaşçı ve Seyitoğlu 2004).

KB Orta Anadolu’nun Oligosen sonrası tektonik gelişimi için ileri sürülen görüşler şekil 2.12’de özetlenmiştir.

Zaman (My)	Devre	Çağ	Koçyiğit 1991b, 1992	Koçyiğit vd. 1995	Koçyiğit ve Deveci, 2008	Seyitoğlu vd. 1997	Seyitoğlu vd. 2000, 2009	Kaymakçı vd. 2001	Kaymakçı vd. 2003
-1	PLEYİSTOSEN	KALABRİYEN							
-2									
-3	ERKEN	PIASENZİYEN			Doğrultu atm rejimi				
-4	GEÇ	ZANKLEYAN	Doğrultu atımlı faylanma nedeniyle sıkışmalı rejim	Yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	Doğrultu atm-sıkışma-kısalma rejimi	KAF zonu üzerindeki hareketle bağlı olarak transpresiyonel ve/veya transansiyonel rejim	KAF zonu üzerindeki hareketle bağlı olarak transpresiyonel rejim		
-5									
-6		MESSİNİYEN			Genişlemeli rejim			Sıkışma rejiminden dereceli olarak transpresiyonel rejime geçiş	
-7									
-8									
-9	GEÇ	TORTONİYEN							
-10									
-11									
-12									
-13	ORTA	SERRAVALİYEN	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Ankara Orojenik Fazı	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Olasılıkla yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	Olasılıkla yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	Olasılıkla yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	KAF zonu üzerindeki hareketle bağlı olarak transpresiyonel rejim
-14									
-15									
-16		LANGİYEN							
-17									
-18									
-19	ERKEN	BURDIGALİYEN							
-20									
-21									
-22									
-23		AKİTANİYEN							
-24	OLİGOSEN	ŞATTİYEN				Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Çarpışma sonrası transpresiyona bağlı sıkışmalı rejim

Şekil 2.12 KB Orta Anadolu'nun geç Senozoyik tektonik gelişimi için önerilen modeller (Seyitoğlu vd. (1997) ve Esat'tan (2004), yararlanılarak hazırlanmıştır)

KB Orta Anadolu'daki tektonik rejimin niteliği konusunda inceleme alanı dışında yapılan bazı araştırmalar da aşağıda özetlenmiştir;

Gökten vd. (1988), Ankara KB'sındaki (Bağlum-Kazan) Geç Kretase'den Miyosen'e kadar olan birimlerin, Miyosen sonrası ana orojenez evresinde birlikte deformasyona uğrayarak kıvrımlandıklarını belirtmişlerdir. Bölgede geç Kampaniyen öncesinde başlayan sıkışmalı rejimin etkilerinin Miyosen'e kadar sürdüğü ve Pliyosen sonrasında genişlemeli rejimin etkin olduğu ifade edilmiştir (Gökten vd. 1988).

İnceleme alanının GB'sında yer alan Beypazarı havzasında, Yağmurlu vd. (1988) tarafından yapılan çalışmalarda, Neojen istifinin, havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlandıran büyüme faylarının etkisi altında depolandığı ve havza kenarlarında basamaklı bir normal fay sisteminin geliştiği saptanmıştır. Bölgede Miyosen başından itibaren etkin olduğu varsayılan genişleme rejimi, olasılıkla Pliyosen başında yerini, Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında geliştiği düşünülen KB-GD yönlü sıkışma rejimine bırakmıştır. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gelişen tek yönlü sıkışma kuvvetlerine bağlı olarak, Neojen havzasını kuzeyden sınırlandıran büyüme faylarının, yeni tektonik dönemde yer yer kuzeye eğimli ters faylara dönüşmelerine karşın, havza güneyindeki büyüme faylarında bu tür değişiklikler etkili olmamıştır (Yağmurlu vd. 1988).

Benzer bir çalışma da İnci (1991) tarafından yapılmış olup, Beypazarı havzasında çökelişin ve havza geometrisinin orta-geç Miyosen'de genişlemeli tektonik rejimle kontrol edildiği ifade edilmektedir. Bu genişlemeli rejim Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketi sonrasında sıkışmalı tektonik rejime dönmüş, havzanın özellikle kuzeyindeki bütün birimler kıvrımlanmışlar ve havzadaki bazı normal faylar, yüksek açılı ters faylara dönüşmüşlerdir.

Gökten vd. (1996) Ayaş-Güdül-Çeltikçi bölgesinin Tersiyer volkanizmasını ve tektonik gelişimini incelemişler ve bölgede Paleosen öncesi (olasılıkla geç Kampaniyen)-erken Pliyosen aralığında, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi etkilerinin görüldüğünü belirtmişlerdir. Bu dönemdeki, BGB yönlü genişlemelerin Beypazarı havzasının gelişimine sebep olabileceği ifade edilmektedir. Bölgedeki neotektonik dönemin erken Pliyosen'de başladığı ve erken Pliyosen-günümüz aralığında, olasılıkla Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı olarak KB-GD doğrultulu genişleme rejiminin etkin olduğu belirtilmiştir (Gökten vd. 1996).

Yürür vd. (2002) ise Galatya Volkanik Bölgesi (GVB)'nin güneydoğu kesiminin, KB-GD ile KKB-GGD ve KKD-GGB doğrultulu genişlemeli bir tektonik rejim geçirdiğini belirtmektedirler. Yazarlar, GVB'ni etkileyen genişleme verilerinin, Kuzey Anadolu Fay zonuna ait gerilmelerle uyumlu olmadığını, bu nedenle KAF'ın oluşumundan önce

bölgede bir genişlemeli tektonik rejimin etkin olduğunu ve bu genişlemeli rejimin KAF'ın oluşum yaşı olan Pliyosen'den önce gelişmiş ve bitmiş olduğunu iddia etmişlerdir. Ayrıca, Beypazarı ve Nallıhan havzalarındaki verilere de dayanarak genişlemenin erken Miyosen'de başlamış ve geç Miyosen'de bitmiş olabileceğini belirtmişlerdir.

Temel vd. (2010), Galatya Volkanik Bölgesi güneyindeki alt-orta Miyosen yaşlı Polatlı bazaltlarında yaptıkları jeokimya ağırlıklı çalışmalara dayanarak, kıta içi magmatizma ürünleri olan bu kayaların, Galatya Volkanik Bölgesi ve Beypazarı havzası ile eşzamanlı oluştuğunu belirtmektedirler. Ayrıca coğrafi olarak da birbirine yakın gelişen bu olayların K-G yönlü genişlemeyle ilişkili olduğu ve KB Orta Anadolu'daki kıtasal riftleşmenin erken Miyosen'de başladığı savunulmaktadır. Batı Anadolu'nun geç Oligosen-erken Miyosen'den beri genişlemeye uğramasıyla ilişkili olarak, erken Miyosen'de Polatlı'daki levha içi volkanik aktivitenin bu genişlemeli tektonik rejim içinde gelişmiş olabileceğini düşünmektedirler.

Esat ve Seyitoğlu (2010) ve Esat (2011) Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) ve Eskişehir Fay Zonu (EFZ) arasında kalan alanda KB-GD yönünde daralmanın hakim olduğunu belirterek, Eldivan Elmadağ Kısırılmış Tektonik Kaması'na (EKTK) paralel, Abdüsselam Kısırılmış Tektonik Kaması'nı (AKTK) Ankara'nın batısında tanımlamışlardır. EKTK'ya benzer olarak AKTK'ı da doğu kenarı bindirme, batı kenarı normal faylarla sınırlanmış ve AKTK'nın batı kenarında Neojen sedimanter birimler içerisinde normal faylarla ilişkili çekme kıvrımı şeklinde senklinaller gözlenirken, doğu kenarında bindirmeler ve kör bindirmelerle ilişkili KKD uzanımlı geniş ölçekte kıvrımlanmaların gözlemlendiği belirtilmiştir. AKTK'nın her iki tarafındaki faylar sismik yansıma verileri ile görüntülenmiş, doğudaki kör bindirmelerin Kuvaterner dolguyu etkiledikleri ortaya konmuştur (Seyitoğlu vd. 2013). Bölgede deforme sedimanter istifin yaşına dayanarak AKTK'nın Pliyosen sonrası gelişmiş olduğu belirtilmiştir (Esat 2011).

Kuzey İç Anadolu'da KAFZ, KEFZ ve EFZ arasında kalan alanda birbirine paralel KKD-GGB doğrultulu EKTK ve AKTK ile onlarla belli bir açı yapan DKD-BGB

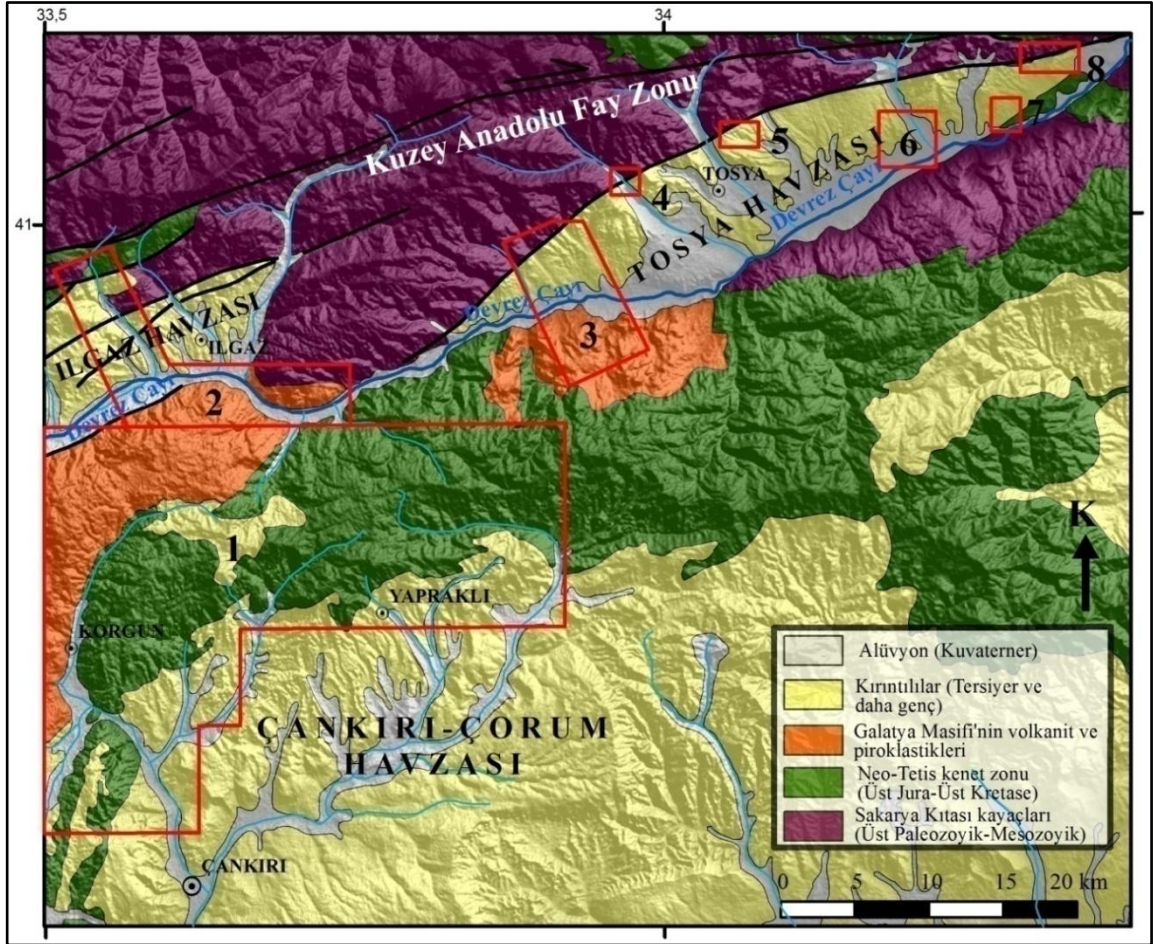
doğrultulu Çayırhan-Beypazarı monoklinali altında kör bindirmelerin varlığı ana tektonik yapılar olarak tanımlanmış (Esat ve Seyitoğlu 2010, Esat 2011) ve bu yapılar dikkate alınarak TUTGA verileri kullanılarak yapılan blok modelleme çalışmasında ETKK üzerinde belli segmentlerde 12.5 ± 3.2 mm/yıl daralmanın gerçekleştiği belirtilmiştir (Seyitoğlu vd. 2013).

Gökten vd. (2013) Çankırı-Çorum havzasının harita görüntüsünde, Kuzey Anadolu Fayı ile Kırıkkale-Erbaa Fayı arasında kalan alanı Çankırı-Çorum tektonik kaması olarak tanımlamışlardır. Bu alanın batıda ise "Elmadağ İmbrike Bindirme Zonu" ile sınırlandırıldığı belirtilmiştir. Kama şeklindeki bölgenin kuzey ve orta kesimlerinde farklı yönelimler sunan sıkışma yapılarının, KEF'e yakın alanda faya paralel yönelimlerinin bu alan içerisindeki saat yönünün tersi bir dönmeyle ilişkili olduğu ifade edilmiştir. KAFZ ile KEFZ arasındaki yamulma hızı farklılığı, tektonik kamanın batıya hareketinin Elmadağ bindirme zonunda durdurulması ve KAFZ'ın Havza'dan sonra güneybatıya yönelimi, bu dönmenin sebepleri olarak belirlenmiştir (Gökten ve Meydan 2006, Gökten vd. 2013). Ayrıca Çankırı-Çorum havzasının KAFZ'a yakın kesimlerinde transtansiyonel rejimin, KEFZ yakınlarında ise transpresyonel rejimin etkin olduğu belirtilmiştir (Gökten vd. 2013).

2.4 Çankırı Havzası'nın Stratigrafisi

Sakarya Kıtası, Kırşehir Kıtası ve Neo-Tetis Kenet zonu üzerinde açılan Çankırı havzası, 7500 m. kalınlığında bir sedimanter istif içermektedir (Karadenizli 2011). Havzada yapılan çalışmalarda çok sayıda ve farklı stratigrafik dizilimlerin oluşturulduğu görülmektedir (Birgili vd. 1975, Akyürek vd. 1982, 1984, Hakyemez vd. 1986, Kaymakçı 2000, Karadenizli vd. 2004). Özellikle Oligosen sonrası stratigrafisi pek çok araştırmacı tarafından farklı tanımlanmış ve yaş aralıklarında birlik sağlanamamıştır. Fakat yakın zamanda yapılan çalışmalarla havzadaki Neojen birimleri, mikro memeli fosillerine ve palinolojik verilere dayanarak ayrıntılı bir şekilde yaşlandırılmıştır (Şen vd. 1998, Kaymakçı 2000, Saraç 2003, Ünay vd. 2003, Karadenizli vd. 2004, Karadenizli 2011).

Çankırı havzasının KB kenarını kapsayan 1 nolu çalışma alanındaki (Şekil 2.13) birimler Ahlat ofiyolitli melanji, Yaylacık formasyonu, Karadağ formasyonu, Kavak formasyonu, Yapraklı formasyonu, İncik formasyonu, Kumartaş formasyonu ve Çankırı Üyesi, Mamak formasyonu, Tekke formasyonu, Bayındır formasyonu ve Süleymanlı Üyesi, Bozkır formasyonu, Değim formasyonu ve alüvyon olarak sıralanabilir (Şekil 2.14, 2.15). Arazi verileri ve önceki çalışmalar ışığında bu birimlerden kısaca bahsedilecektir (**Formasyonlardan alınan örneklerin petrografik analizleri, MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analiz ve Teknolojileri Dairesi'nde Banu Parlak ve Gökçe Gürtekin tarafından yapılmıştır**).



Şekil 2.13 Çankırı-Çorum, Ilgaz ve Tosya havzaları ile jeoloji haritası yapılan alanlarının yakından görünümü (Anonim 2002'den sadeleştirilerek ve SRTM görüntüsünden yararlanılarak hazırlanmıştır)

Hakyemez vd. (1986) ofiyolitli melanj içerisindeki bloklardan elde ettikleri fosillere göre blokların yaşının Üst Jura'dan Turoniyen'e kadar uzandığını belirtmişlerdir. Akyürek vd. (1997) ise radyolarit ve çörtlü kireçtaşlarındaki radyolary faunasına dayanarak birimin yaşını geç Titoniyen (Geç Jura)-erken Berriasien (Erken Kretase) olarak değerlendirmişlerdir. Tüysüz ve Tekin (2007) de birimdeki radyolaryalardan geç Valanjiniyen (Erken Kretase), erken Barramiyen (Erken Kretase), orta Albiyen (Erken Kretase), geç Senomaniyen (Geç Kretase), pelajik bloklardaki radyolary fosillerine göre de Bajosiyen (Orta Jura), Batoniyen (Orta Jura) ve erken Kalloviyen (Orta Jura) yaşı elde etmişlerdir.

Hakyemez vd. (1986), Ahlat ofiyolitli melanjinin tektonik süreçlerle oluştuğunu belirtmektedir. Melanj oluşumu sırasında gelişen olistostromal birimler Kavak formasyonu içinde de yer almaktadır. Melanjda birincil istiflenmenin pek çok yerde kaybolmuş olması, blokların yanarda birdenbire küt olarak kesilmesi ve ortamsal açıdan farklı blokların yan yana bulunuşu, blok boyutlarının dev ölçülere varabilmesi, çökel kaya bloklarının yer yer serpantinitle sarılı olması, matriksin olmayışı, kıtasal blokların azlığı ve çok yaygın makaslama kırıklarının gelişmiş olması tektonik kökenin baskınlığını doğrulamaktadır. Ahlat ofiyolitli melanji bir dalma-batma kuşağında, okyanus kabuğu ve üst manto kayalarının dilimlenmesi ile oluşmuştur. Melanj içinde kıtasal blokların azlığı ve hatta pek çok yerde hiç bulunmayışının yanı sıra, yalnızca uzakça türbiditik filiş bloklarını içermesi, ayrıca dilimlenmeye katılan filiş istifinin yine asıl olarak uzakça karakterli olması ve son olarak da dalma-batma ile birlikte gelişen yay volkanizmasının bazik karakterinin ağır basması, bu dalma-batmanın okyanus içinde gelişmeye başladığını göstermektedir (Hakyemez vd. 1986).

Formasyondan alınan kayaç örneğinin petrografik tanımlaması serpantinit (serpantinleşmiş harzburjit) olarak yapılmış olup, tipik ağsı dokuya sahip olan kayaçta, köken kayaca ait olivin ve serpantinleşmiş (bastitleşmiş) ortopiroksen mineralleri, kıızımsı-kahve renklere kromit ve opak mineraller bulunmaktadır.

Fay zonundan alınan diğer kayaç örneğinin petrografik tanımlaması ise karbonatlaşmış silisleşmiş kayaç olarak yapılmıştır. Fe-oksit ve klorit oluşumlarına da rastlanılan kayaç,

bileşim açısından lisvenite benzemekle birlikte ultrabazik kökene (serpantinitler) ait izler gözlenememiştir.

2.4.2 Yaylacık formasyonu (JKdy)

Formasyon inceleme alanının KD'sunda yüzeylemektedir. Ilıslık Köyü kuzeyinden başlayıp KD'ya doğru Devrez Çayı güney kenarı boyunca yayılım göstermektedir. Yaylacık formasyonu genel olarak boz, sarı, pembemsi-gri-sarı renkli killi kireçtaşı, kalkışist, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve metavolkanitlerden oluşmaktadır. Şistozite belirgindir.

İnceleme alanında formasyonun dokanakları tektonik olup, yaşı bulunan fosillere göre Hakyemez vd. (1986) tarafından Geç Jura-Erken Kretase olarak belirlenmiştir.

2.4.3 Karadağ formasyonu (Kk)

Formasyonun adı Akyürek vd. (1982, 1984)'nden alınmıştır. Çoğunlukla kumtaşı-şeyl-killi kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Yer yer kırmızı, bordo renkli radyolarit ve çamurtaşı içermektedir.

Kumtaşları; sarı, bej, sarımsı kahve renkli olup, ince-orta tabakalıdır. İyi laminalanma gösterirler ve oldukça pekişmişlerdir. Şeyller gri, killi kireçtaşları sarımsı beyaz olup, her iki kaya türü de ince tabakalı ve sıkı tutturulmuştur. Bu tabakalar kumtaşlarının veya kırıntılı kireçtaşlarının üzerine geçişli olarak gelir ve yapraklanma gösterebilirler.

İnceleme alanı içerisinde oldukça geniş yayılım gösterir. Sarıdağ'ın (G31-d1) doğu kesiminde, Korgun ilçesi ile İkiçam ve Karatepe (G31-a4) köyleri arasında yaklaşık K-G yönünde uzanır. G31-a3 paftasının ise güney kesimlerinde mostra vermektedir.

Karadağ formasyonunun yaşı elde edilen fosillere dayanarak Senomaniyen-Turoniyen olarak belirlenmiştir (Akyürek vd. 1979, 1980, 1982, 1984, Hakyemez vd. 1986).

Karadağ formasyonunun oluşumundaki temel sürecin türbidit akıntıları olduğu, genelde uzakça (distal) ve ortaç (intermediate) türbidit özellikleri gösterdiği, şeyllerin ve killi kireçtaşlarının ise pelajik çökelim evrelerini yansıttığı belirtilmiştir. Kumtaşlarının bazen tümüyle volkanik malzemedan oluşması, eşzamanlı bir volkanizmanın aralıklı etkinliği olarak yorumlanmıştır (Hakyemez vd. 1986).

2.4.4 Kavak formasyonu (Kçk)

Kavak formasyonu çoğunlukla volkanitlerden oluşmaktadır. Yer yer çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı seviyeleri de içermektedir. Volkanitler genellikle koyu renkli olup, bazalt, andezit ve diyabaz dayklarından oluşmaktadır.

Kavak formasyonu inceleme alanında G31-a3 paftasının güneyinden başlayıp DKD'ya doğru uzanarak G31-b4 paftasının güney kesiminde geniş bir alanda yüzeylemektedir. İnceleme alanında formasyonun alt dokanağı tektonik olmasına rağmen havzanın farklı kesimlerinde alt dokanağın uyumsuz olduğu belirtilmiştir (Hakyemez vd. 1986). Üst dokanağında ise Yapraklı formasyonu ile geçişlidir. G31-b4 paftasında Yapraklı formasyonu ile yanal yönde de geçiş göstermektedir.

Kavak formasyonundan elde edilen fosillere göre yaşı geç Turoniyen-Maastrichtiyen olarak belirtilmiştir (Hakyemez vd. 1986).

2.4.5 Yapraklı formasyonu (Kçy)

Formasyon genellikle gri, beyaz ve sarımsı renkli marn, killi-kumlu kireçtaşı ve kumtaşı ar dalanmasından oluşmaktadır.

İnceleme alanında G31-a3, G31-b4 ve G31-b3 paftalarının güney kesimlerinde yüzeylemektedir. Yapraklı formasyonu, Kavak formasyonu üzerine geçişli olarak gelmektedir.

Formasyonun yaşı bulunan fosillere dayanarak geç Senoniyen (Geç Kretase)-Maastrichtiyen olarak belirtilmiştir (Hakyemez vd. 1986).

2.4.6 İncik formasyonu (Ti)

Çoğunlukla kiremit rengi, pembe, sarımsı kırmızı ve şarabi renkli olan birim çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Çakıltaları; orta-kalın-çok kalın tabakalı, orta-iyi tutturulmuş olup, orta derecede boylanmaya sahiptir. Çakıllar genellikle yuvarlaktır ve ofiyolit kökenlidir, çakıl boyutu birkaç cm'den 10-15 cm'ye kadar değişebilmektedir. Kumtaşları; ince-orta tabakalı ve genellikle sıkı tutturulmuşlardır. Silttaşları; orta tabakalı, sütlü kahve, pembemsi renkli olup çok sıkı tutturulmuşlardır.

İnceleme alanında çoğunlukla G31-a3, G31-a4, G31-b3 ve G31-b4 paftalarında yayılım göstermektedir.

Konglomeraların içindeki fosilli kireçtaşı bloklarına Bartoniyen-Priaboniyen yaşları verilmiştir. Ayrıca İncik formasyonu üzerine uyumlu olarak geç Oligosen yaşlı birimlerin geldiği saptanmış ve formasyonun yaşının erken Oligosen olduğu belirtilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

Formasyondan alınan kayaç örneğinin petrografik tanımlaması silttaşı olarak yapılmış olup, kayaç ağırlıklı olarak silt boyu, eser miktarda da ince kum boyu tanelerden oluşmaktadır ve bağlayıcı olarak karbonat ile çok az kil tespit edilmiştir.

2.4.7 Güvendik formasyonu

Kaymakçı (2000) tarafından tanımlanan bu formasyon inceleme alanında gözlenmemekte olup Delice, Sungurlu ve Yerköy civarında mostra verdiği belirtilmektedir (Karadenizli vd. 2004).

ZAMAN (My)	SERİ	KAT	AVRUPA MEMELİ FAUNA ZONLARI	FORMASYONLAR	AÇIKLAMALAR
1	PLİYOSEN	GEÇ	0.7	Alüvyon	Alüvyon (Qa) Çakıl, kum, silt, çamur
2	PLİYOSEN	GEÇ	1.64 MN-17	Deyim Formasyonu	Değim Fm. (Td) Çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı
3	PLİYOSEN	GEÇ	2.6 MN-16	Bozkır Formasyonu	Bozkır Fm. (Tbo) Jips, kireçtaşı, kili, kiltası, çamurtaşı, kumtaşı
4	PLİYOSEN	GEÇ	3.4 MN-15		
5	PLİYOSEN	GEÇ	4.2 MN-14		
6	PLİYOSEN	GEÇ	5.4 MN-13	Süleymanlı Üyesi	Bayındır Fm. Süleymanlı Üyesi (Ts) Çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
7	PLİYOSEN	GEÇ	6.6 MN-12	Bayındır Formasyonu	Bayındır Fm. (Tb) Jips, killi kireçtaşı, çamurtaşı, kumtaşı
8	PLİYOSEN	GEÇ	8.0 MN-11		
9	PLİYOSEN	GEÇ	8.7 MN-10		
10	PLİYOSEN	GEÇ	9.7 MN-9		
11	PLİYOSEN	GEÇ	11.1	Çankırı Üyesi	Tekke Fm. (Tt) Andezit, bazalt, tüf
12	PLİYOSEN	GEÇ	MN-7-8		
13	PLİYOSEN	GEÇ	13.5		
14	PLİYOSEN	GEÇ	MN-6		
15	PLİYOSEN	GEÇ	15.0		
16	PLİYOSEN	GEÇ	MN-5		
17	PLİYOSEN	GEÇ	17.0 MN-4		
18	PLİYOSEN	GEÇ	18.0		
19	PLİYOSEN	GEÇ	MN-3		
20	PLİYOSEN	GEÇ	20.5		
21	PLİYOSEN	GEÇ	MN-2		
22	PLİYOSEN	GEÇ	22.5		
23	PLİYOSEN	GEÇ	MN-1		
24	PLİYOSEN	GEÇ	23.8		
25	PLİYOSEN	GEÇ		Kızılırmak Formasyonu	Kızılırmak Fm. (Tk1) Kumtaşı, çamurtaşı, çakıltası
26	PLİYOSEN	GEÇ		Güvendik Fm.	Güvendik Fm. (Tg) Jips, kiltası, kumtaşı, çamurtaşı
27	PLİYOSEN	GEÇ		İncik Formasyonu	İncik Fm. (Ti) Çakıltası, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
28	PLİYOSEN	GEÇ			
29	PLİYOSEN	GEÇ			
30	PLİYOSEN	GEÇ			
31	PLİYOSEN	GEÇ			
32	PLİYOSEN	GEÇ			
33	PLİYOSEN	GEÇ			
34	PLİYOSEN	GEÇ			
35	PLİYOSEN	GEÇ			
36	PLİYOSEN	GEÇ			
37	PLİYOSEN	GEÇ			
38	PLİYOSEN	GEÇ			
39	PLİYOSEN	GEÇ			
40	PLİYOSEN	GEÇ			
41	PLİYOSEN	GEÇ			
42	PLİYOSEN	GEÇ			
43	PLİYOSEN	GEÇ			
44	PLİYOSEN	GEÇ			
45	PLİYOSEN	GEÇ			
46	PLİYOSEN	GEÇ			
47	PLİYOSEN	GEÇ			
48	PLİYOSEN	GEÇ			
49	PLİYOSEN	GEÇ			
50	PLİYOSEN	GEÇ			
51	PLİYOSEN	GEÇ			
52	PLİYOSEN	GEÇ			
53	PLİYOSEN	GEÇ			
54	PLİYOSEN	GEÇ			
55	PLİYOSEN	GEÇ			
56	PLİYOSEN	GEÇ			
57	PLİYOSEN	GEÇ			
58	PLİYOSEN	GEÇ			
59	PLİYOSEN	GEÇ			
60	PLİYOSEN	GEÇ			
61	PLİYOSEN	GEÇ			
62	PLİYOSEN	GEÇ			
63	PLİYOSEN	GEÇ			
64	PLİYOSEN	GEÇ			
65	PLİYOSEN	GEÇ			
66	PLİYOSEN	GEÇ			
67	PLİYOSEN	GEÇ			
68	PLİYOSEN	GEÇ			
69	PLİYOSEN	GEÇ			
70	PLİYOSEN	GEÇ			
71	PLİYOSEN	GEÇ			
72	PLİYOSEN	GEÇ			
73	PLİYOSEN	GEÇ			
74	PLİYOSEN	GEÇ			
75	PLİYOSEN	GEÇ			
76	PLİYOSEN	GEÇ			
77	PLİYOSEN	GEÇ			
78	PLİYOSEN	GEÇ			
79	PLİYOSEN	GEÇ			
80	PLİYOSEN	GEÇ			
81	PLİYOSEN	GEÇ			
82	PLİYOSEN	GEÇ			
83	PLİYOSEN	GEÇ			
84	PLİYOSEN	GEÇ			
85	PLİYOSEN	GEÇ			
86	PLİYOSEN	GEÇ			
87	PLİYOSEN	GEÇ			
88	PLİYOSEN	GEÇ			
89	PLİYOSEN	GEÇ			
90	PLİYOSEN	GEÇ			
91	PLİYOSEN	GEÇ			
92	PLİYOSEN	GEÇ			
93	PLİYOSEN	GEÇ			
94	PLİYOSEN	GEÇ			
95	PLİYOSEN	GEÇ			
96	PLİYOSEN	GEÇ			
97	PLİYOSEN	GEÇ			
98	PLİYOSEN	GEÇ			
99	PLİYOSEN	GEÇ			
100	PLİYOSEN	GEÇ			

Şekil 2.15 Neo-Tetis kenet zone örtü kayalarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Karadenizli vd. (2004)'nden yeniden çizilmiştir)

Kalın evaporit ve ince kırıntılardan oluşan formasyonun alt dokanağında yanal ve düşey geçişli olarak İncik formasyonu bulunmaktadır. Güvendik formasyonunun yaşı elde edilen memeli fosillerine göre geç Oligosen olarak verilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

2.4.8 Kızılırmak formasyonu

Birgili vd. (1975) tarafından isimlendirilen formasyon, inceleme alanı dışında Kızılırmak ilçesinden Sulakyurt'a kadar geniş bir alanda yayılım göstermektedir.

Çoğunlukla kumtaşı, çamurtaşı ve konglomeradan oluşan Kızılırmak formasyonunun alt dokanağında geçişli olarak Güvendik formasyonu, üst dokanağında ise uyumsuz olarak Miyosen birimleri yer almaktadır (Karadenizli vd. 2004).

Kızılırmak formasyonunun yaşı Birgili vd. (1975) ve Hakyemez vd. (1986) tarafından polen ve ostrakodlara göre geç Miyosen olarak saptanmıştır. Karadenizli vd. (2004) ise memeli fosillerine göre formasyonun yaşını geç Oligosen olarak belirlemişlerdir.

2.4.9 Kılçak formasyonu

Şen vd. (1998) tarafından tanımlanan formasyonunun, inceleme alanı dışındaki Kumartaş ve Kılçak köyleri civarında gözlenebildiği belirtilmiştir.

Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası, kireçtaşı ve kömür damarlarından oluşan Kılçak formasyonunun alt dokanağı uyumsuz olup, üst dokanağında ise Kumartaş formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Özcan 2003, Karadenizli vd. 2004)

Kılçak formasyonuna memeli fosillerine dayanarak erken Miyosen (MN1-2) yaşı verilmiştir (Brujin ve Saraç 1992, Şen vd. 1998, Kaymakçı 2000, Karadenizli vd. 2004).

2.4.10 Kumartaş formasyonu (Tk)

Kırmızı, sarımsı kırmızı ve pembemsi renklerde olan formasyon, konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır.

Formasyon, inceleme alanı dışında yer alan Kumartaş Köyü GD'sunda, altındaki Kılçak formasyonu ile uyumludur. Yanal ve düşey olarak Hançili formasyonuna geçer.

Kumartaş formasyonunun yaşı memeli fosillerine göre erken-orta Miyosen (MN3-8) olarak belirlenmiştir (Karadenizli vd. 2004, Karadenizli 2011).

2.4.11 Kumartaş formasyonu Çankırı üyesi (Tkç)

Sarımsı kırmızı, sarımsı krem, açık gri renkli, orta-kalın katmanlı, yer yer masif çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ve siltaşlarından oluşmaktadır. Kumartaş ve Hançili formasyonları ile geçişlidir.

Kumartaş formasyonu ile olan litolojik benzerliği ve yaş ilişkisi nedeniyle, Esat (2004) tarafından üye olarak tanımlanan bu birimin tip lokalitesinin Çankırı şehir merkezi ve çevresi olduğu belirtilmiştir.

İnceleme alanı içerisinde G31-d1 paftasının güney yarısında gözlenmektedir. Özellikle Çankırı-Korgun yolu boyunca yolun her iki yanında bulunan ve daha önceki çalışmalarda İncik formasyonu olarak belirtilen birimler bu çalışmada Çankırı Üyesi olarak haritalanmıştır.

Formasyondan alınan iki kayaç örneğinin petrografik tanımlaması çakıltası olarak yapılmıştır. Kırıntılı dokuya, karbonat bağlayıcıya ve kötü boylanmaya sahip olan örneklerde, karbonatlaşmış kayaç parçalarına ve sedimanter kayaç parçalarına rastlanılmıştır.

2.4.12 Haçili formasyonu (Th)

Akyürek vd. (1980) tarafından tanımlanan formasyon, marn, kiltası, silttaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve kömür damarlarından oluşmaktadır.

Haçili formasyonunun tabanında Kumartaş formasyonu bulunmaktadır. Üst sınırında ise Kumartaş formasyonunun ankırı  yesi ile geçişlidir.

Haçili formasyonunun yaşı memeli fosillerine göre erken-orta Miyosen (MN4-MN9) olarak saptanmıştır (Kaymakçı 2000, Karadenizli vd. 2004, Karadenizli 2011).

2.4.13 Mamak formasyonu (Tma)

Formasyon aglomera, t f, tüfit ve lavlardan oluşmaktadır. Aglomeralar, krem, gri, yer yer sarı renkli tüflerle tutturulmuş bloklar içermektedir. Kalın katmanlıdırlar. Lavlar ise koyu gri, siyah, koyu yeşil renkli andezit ve bazaltlardan oluşmaktadır.

İnceleme alanında Korgun civarından başlayarak kuzeye doğru oldukça geniş bir yayılım göstermektedir.

İnceleme alanı dışında, piroklastiklerden 13-18 My (Deleuil 1977), obsidyenlerden 18-23 My (Ercan vd. 1990, Biggazi vd. 1993), 23-25 My (Wagner 1987), 19-22 My (Keller vd. 1992) radyometrik yaşları elde edilmiştir. Mamak formasyonunun stratigrafik konumuna dayanarak orta Miyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir (Hakyemez vd. 1986).

Formasyondan alınan kayaç örneğinin petrografik tanımlaması bazalt olarak yapılmış olup, örnekte vesiküler doku ve porfirik doku izlenmektedir. Hamur volkan camı ile kristalitlerden oluşmaktadır ve volkan camı killeşmiştir.

Formasyondan alınan diğerk kayaç örneğinin petrografik tanımlaması ise tuf olarak yapılmış ve kayacın killeşmiş volkan camı içerisindeki özşekilsiz, kırıklı plajiyoklaz, kuvars ve biyotit kristalleri ile kayaç parçalarından oluştuğı tespit edilmiştir.

2.4.14 Tekke formasyonu (Tt)

Genellikle andezit, bazalt ve tüflerden oluşmaktadır. Andezitler koyu yeşil, bazaltlar ise siyah renklidir. Mamak formasyonu ile geçişlidir.

İnceleme alanında G31-a4 paftasının orta ve kuzey kesimlerinde ve G31-b2 paftasının güney kesimlerinde yaygınca rastlanılmaktadır.

Galatya volkanitlerinden, alınan en genç radyometrik yaş 9-11 My (Keller vd. 1992, Wilson vd. 1997, Tankut vd. 1998) olup, Tekke formasyonu Hakyemez vd. (1986) tarafından stratigrafik konumuna dayanarak orta-geç Miyosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

Formasyondan alınan kayaç örneklerinden iki tanesinin petrografik tanımlamaları andezit olarak yapılmış olup, kayacın porfirik dokuya sahip olduğu, öz-yarı özşekilli plajiyoklaz ve piroksen fenokristalleri içerdiği, hamurun volkan camı ile kristalitlerden oluştuğı ve killeştiğı belirlenmiştir.

Bir diğerk kayaç örneğı tuf olarak tanımlanmış olup, kayacın volkan camı içerisindeki kristaller ve kayaç parçalarından oluştuğı saptanmıştır. Köşeli şekilli pomza parçaları, plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan akma dokulu andezitik kayaç parçaları, plajiyoklaz mikrolitleri içeren opaklaşmış volkanik kayaç parçaları ve piroklastik parçalar izlenmiştir. Kristal olarak plajiyoklaz ve biyotit mineralleri içermektedir.

Bazalt olarak tanımlanan diğerk iki kayaç örneğı ise porfirik dokuya sahiptir. Plajiyoklaz ve piroksen fenokristalleri ile mikrofenokristalleri içeren örneklerin hamuru plajiyoklaz mikrolitlerinden ve iddingsitleşmiş minerallerden (olivin?) oluşmaktadır.

2.4.15 Bayındır formasyonu (Tb)

Bayındır formasyonu krem, beyaz renkli jipslerden ve beyaz, açık gri renkli killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. İstif içerisinde farklı seviyelerde kırmızı çamurtaşları ve kumtaşları da gözlenebilmektedir.

Bayındır formasyonu altta Çankırı üyesi ile uyumlu olarak bulunur. Üst kesimlerinde ise lokal olarak uyumsuz, fakat genelde uyumlu olarak Bozkır formasyonu gelir. İnceleme alanı içerisinde G31-d1 paftasının güneydoğu köşesinde görülmektedir.

Formasyona memeli fosillerine göre geç Miyosen (MN10-13) yaşı verilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

Formasyondan alınan kayaç örneklerinden ikisinin petrografik tanımlamaları killi kireçtaşı olarak yapılmış olup, kırıntılı dokuya sahip olan kayaç mikritik karbonat minerallerinden oluşmakta, aralarda az miktarda kuvars tanelerine ve Fe-oksit oluşumlarına rastlanılmaktadır. Jips olarak tanımlanan diğer örnek ise özşekilsiz jips minerallerinden oluşmakta ve az miktarda ince karbonat tanecikleri izlenmektedir.

2.4.16 Bayındır formasyonu Süleymanlı üyesi (Ts)

Birim kırmızımsı pembe renkli çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltası ardalanmasından oluşmaktadır. Çamurtaşları; orta-kalın tabakalı, orta-sıkı tutturulmuş, kumtaşları; ince tabakalı ve sıkı tutturulmuştur. Çakıltaları ise orta-kalın tabakalı ve gevşek tutturulmuş olup yarı köşeli-köşeli çakıllardan oluşmaktadır. İncelenen alanda genellikle G31-d1 paftasının güney kesimlerinde gözlenmektedir.

Süleymanlı üyesine memeli fosillerine göre geç Miyosen (MN13) yaşı verilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

Süleymanlı üyesinden alınan kayaç örneklerinden üçünün petrografik tanımlamaları kumtaşı olarak yapılmış olup, kayacın kaba silt- orta kum tane boyunda, yarı köşeli-köşeli tanelerden oluştuğu ve karbonat bağlayıcıya sahip olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca örneklerde kireçtaşı, çört, radyolarit ve volkanik kayaç parçaları izlenmiştir.

Bir diğer örnek ise çakıllı silttaşı olarak tanımlanmış olup, kayacın genelde silt boyu tanelerden oluştuğu fakat çakıl boyutunda kayaç parçaları da içerdiği, karbonat bağlayıcıya sahip olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca serpantin, radyolarit, silisifiye parçalar, kuvars ve epidot içeren kayaç parçalarına rastlanılmıştır.

2.4.17 Bozkır formasyonu (Tbo)

Beyaz, kirli beyaz renkli olan bu istif evaporitlerden oluşmaktadır. Formasyonda daha önce belirlenen fasiyesler; tabakalı-laminalı jips, nodüler tabakalı jips, jips arenit, oolitik kireçtaşı, kaliş, kıltaşı, kırmızı çamurtaşı, organik maddece zengin çamurtaşı ve kumtaşıdır.

Bozkır formasyonunun alt sınırında bazen lokal uyumsuz olarak Süleymanlı üyesi bulunur. Genelde alttaki birimlerle uyumludur. Üst sınırında ise uyumsuz olarak Değim formasyonu yer alır. İnceleme alanında çoğunlukla G31-d1 paftasının doğu yarısında yayılım göstermektedir.

Formasyonun yaşı memeli fosiline göre erken Pliyosen (MN14-16) olarak verilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

Formasyondan alınan kayaç örneklerinin petrografik tanımlamaları kırıntılı kireçtaşı olarak yapılmış olup, örneklerin mikritik karbonat bağlayıcı içerisindeki mikritik kireçtaşı ve fosilli kireçtaşı parçalarından oluştuğu, boşlukların ikincil karbonat ile doldurulduğu tespit edilmiştir.

2.4.18 Değim formasyonu (Td)

Değim formasyonu kırmızı, pembe, kırmızımsı sarı renkli çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Çakıllar ve taneler genellikle ofiyolit kökenlidir. Diğer birimler ile uyumsuz ilişkilidir.

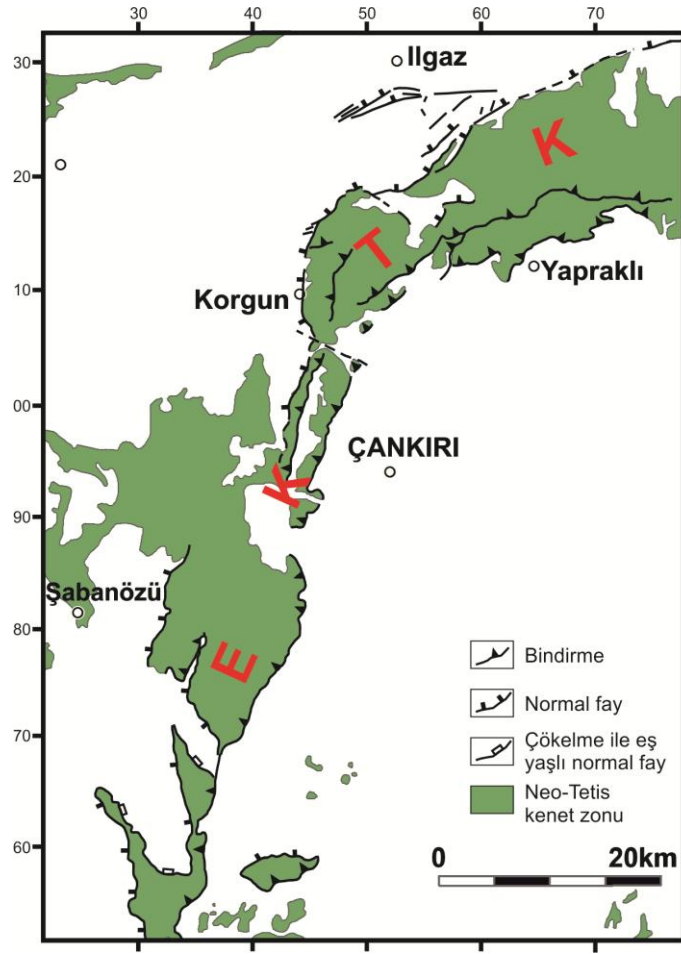
Bu formasyonun yanal devamı olan litolojilerden Kaymakçı (2000) tarafından memeli fosilleri bulunmuş ve yaşı geç Pliyosen-erken Pleyistosen (MN17) olarak verilmiştir (Karadenizli vd. 2004).

Formasyondan alınan kayaç örneklerinden iki tanesi kumtaşı olarak tanımlanmış olup, örneklerin köşeli, kötü boylanmış, tane boyu 2,50-0,08 mm arasında değişen kayaç parçalarından oluştuğu ve mikritik karbonat bağlayıcıya sahip olduğu tespit edilmiştir.

Çakıltası olarak tanımlanan diğer örnek ise kırıntılı dokuya ve mikritik karbonat bağlayıcıya sahiptir. Kayaç parçası olarak radyolarit, çört ve serpantinit parçalarına; ayrıca kuvars ve plajiyoklaz tanelerine, yer yer de opak minerallere ve Fe-oksit oluşumlarına rastlanılmıştır.

2.5 Tektonik

EKTK olarak tanımlanan neotektonik yapının (Şekil 2.16) Ankara ile Çankırı arasındaki kesimi daha önce detaylı olarak incelenmiş olup (Seyitoğlu vd. 2000, Esat 2004, Önal vd. 2006, İleri 2007, Seyitoğlu vd. 2009), bu yapının KD'ya doğru devamı da bu çalışma kapsamında araştırılmıştır. Bu bölümde tektonik kamanın doğu ve batı kenarını sınırlandıran faylar iki başlık altında anlatılacaktır.

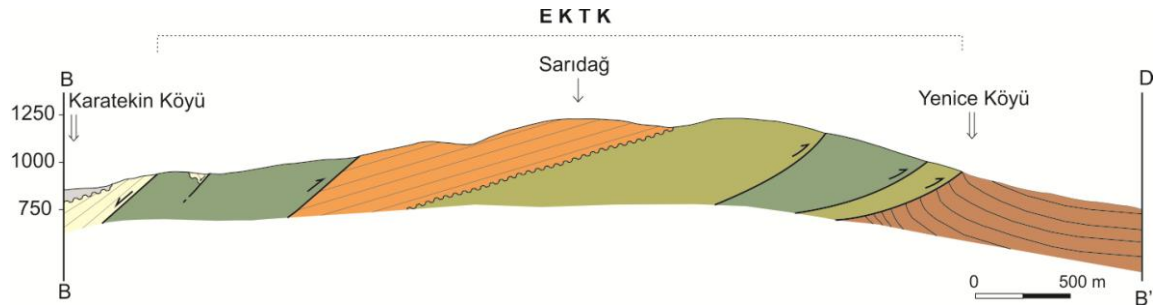
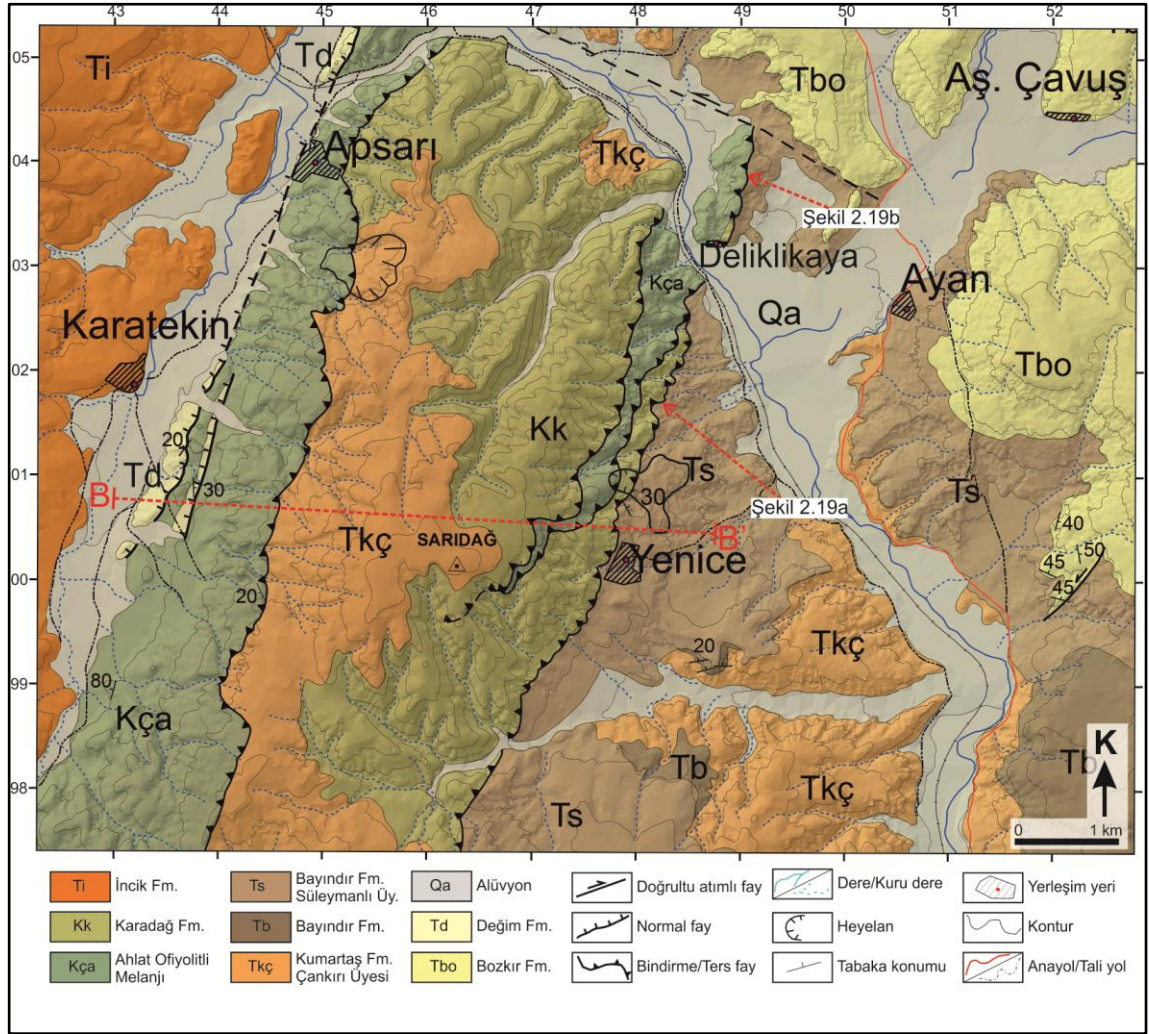


Şekil 2.16 Çankırı havzası batısında Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarını sınırlandıran faylar (Çankırı güneyindeki faylar Seyitoğlu vd. (2009)'nden alınmıştır)

2.5.1 EKTK'nın doğu kenarı

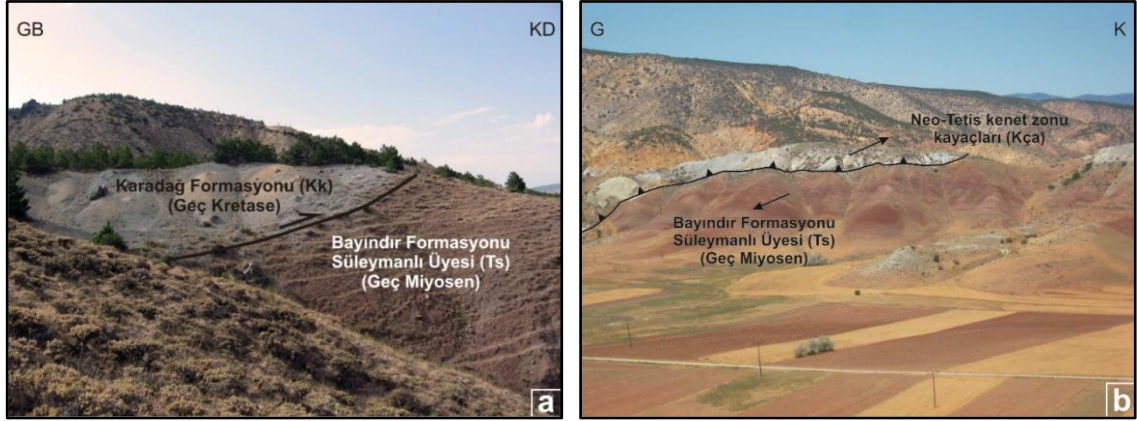
İnceleme alanında Neo-Tetis kenet zonu kayalarının bindirmeli doğu kenarı Çankırı kuzeybatısında ve kuzeyinde görülebilir (Şekil 2.17).

Yenice Köyü GB ve KD'sunda, temele ait birimlerden olan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Ahlat ofiyolitli melanji ve Geç Kretase yaşlı Karadağ formasyonu, geç Miyosen yaşlı Bayındır formasyonunun Süleymanlı üyesine bindirmektedir (Şekil 2.18, 2.20).

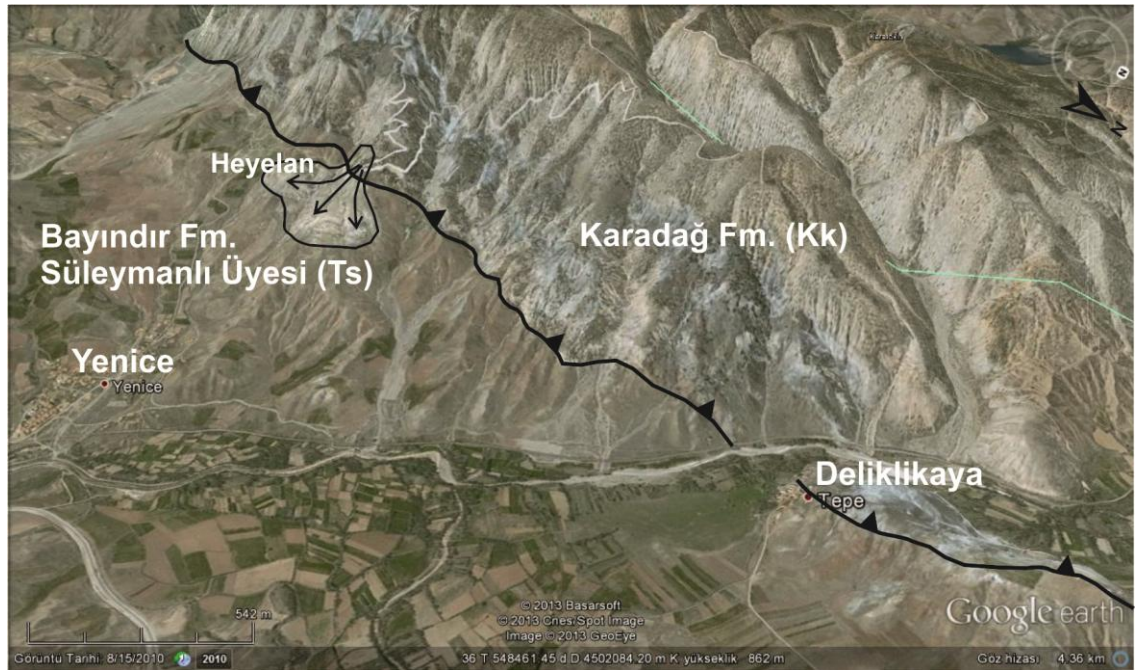


Şekil 2.18 Yenice-Karatekin köyleri civarının jeoloji haritası ve B-B' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)

Yaklaşık olarak K20°D-K30°D doğrultusunda uzanan bindirme, 8 km’lik bir hat boyunca oldukça net bir şekilde izlenebilmektedir. Bindirmenin, özellikle derelerde çok keskin “V” şekline sahip olduğu görülmektedir. Bindirme düzleminin eğimi genellikle 30°-40° civarında olup, yer yer yataya yakındır (Şekil 2.19)



Şekil 2.19 Yenice Köyü (a) ve Deliklikaya Mah. (b) civarındaki bindirme (Konum için şekil 2.18’e bakınız)



Şekil 2.20 Yenice ve Deliklikaya civarındaki bindirmenin uydu görüntüsü

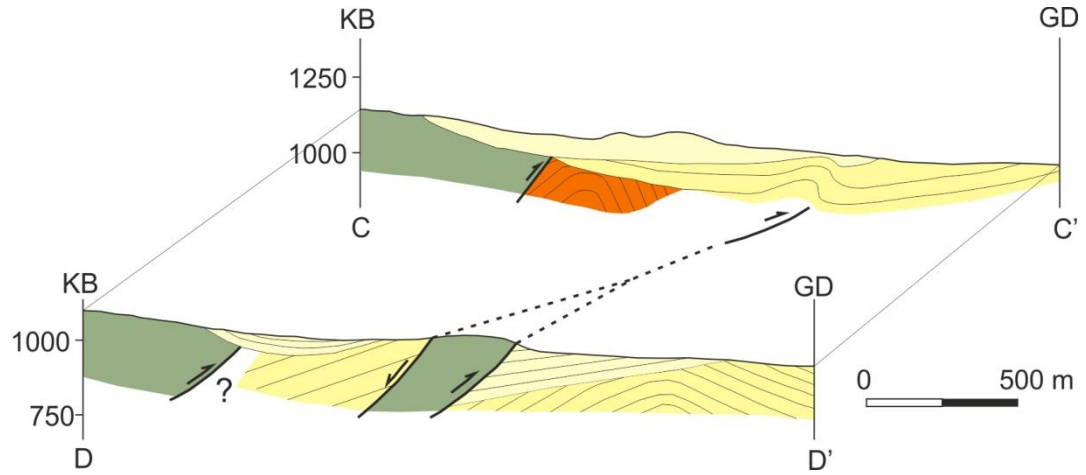
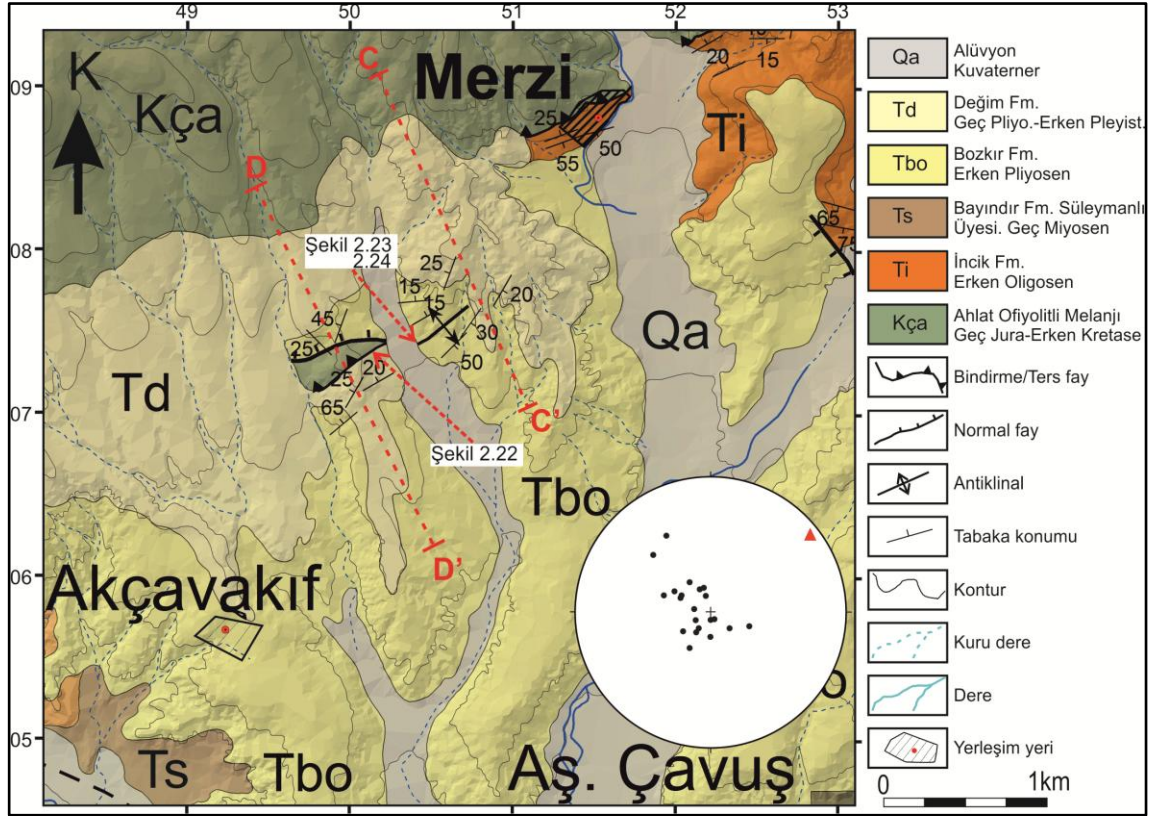
EKTK'nın doğu kenarını oluşturan bu bindirme fayı çalışma alanı dışında güneye doğru izlendiğinde (şekil 2.16), Değim formasyonunun çökelimini kontrol ettiği formasyon içi uyumsuzluklar kullanılarak rapor edilmiştir (Seyitoğlu vd. 2009).

Bu bindirme hattının batısında, Sarıdağ'ın st kısmında Kumartaf formasyonu ankırı yesi'ne ait krem-sarı-kırmızımsı renkli akıltaşları, Karadağ formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (şekil 2.18). Biraz daha batıda Ahlat ofiyolitli melanđı, Kumartaf formasyonu ankırı yesi'ne, Apsarı Köyü ve kuzeyinde ise Karadağ formasyonuna yaklaşık KKD doğrultusu boyunca bindirmektedir (şekil 2.18, Sarıdağ'ın batısındaki bindirme). K20°D doğrultulu olan bindirme düzleminin eğimi genellikle yüksek olup yer yer ters fay niteliği kazanmaktadır.

Bu bindirme boyunca çok deforme olan ofiyolitlerde ağsı doku gelişmiş, bazı kesimleri tamamen altere olmuş, karbonatlaşmış ve silisleşmiştir. Karbonat ve silis oluşumlarının yanı sıra Fe-oksit ve klorit oluşumlarına rastlanmaktadır.

Akçavakıf Köyü KD'sunda ise küçük bir ofiyolit kaması Değim formasyonuna bindirmektedir (şekil 2.21). Değim formasyonu bu alanda, kırmızımsı pembe renkli olup gevşek tutturulmuş çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Çakılların tamamına yakını ofiyolit kökenlidir. Bu genç birimlere ait tabakalar KD doğrultulu olup, ofiyolitlere doğru 20°-25° eğimlidir (şekil 2.22). Ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki bu bindirme, DKD'ya doğru bir kr bindirme haline gelerek Bozkır formasyonu içerisinde büyük bir asimetrik antiklinal oluşturmaktadır (şekil 2.23-2.24). Antiklinal eksenini gidişi ile bindirme doğrultusu birbirine paraleldir. Tabaka konumlarına ait kutup noktalarının eşit alan ağı üzerindeki dağılımlarına göre, kıvrım ekseninin konumu K52°D/07°KD olarak belirlenmiştir (şekil 2.21).

Ofiyolitik kamanın diğer kenarı ise Bozkır formasyonu ile normal faylıdır. Bu alanda Bozkır formasyonuna ait tabaka doğrultuları kısa mesafelerde KD ve KB arasında değişmektedir ve 50°'ye varan eğim kazanmışlardır (şekil 2.21).



Şekil 2.21 Akçavakıf-Merzi köyleri civarının jeoloji haritası, C-C' ve D-D' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)

Sağ alttaki beyaz daire Bozkır formasyonundaki kıvrım kanatlarına ait tabaka ölçümlerinin, kutup noktalarını (siyah noktalar) ve kıvrım ekseninin konumunu (kırmızı üçgen) göstermektedir

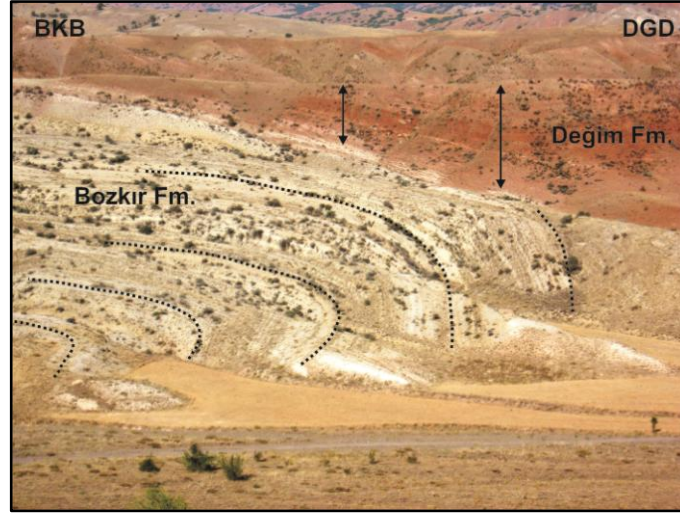


Şekil 2.22 Akçavakıf Köyü KD'sunda ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.21'e bakınız)

Tabaka konumu işareti, ofiyolite doğru eğimli olan tabakayı göstermektedir

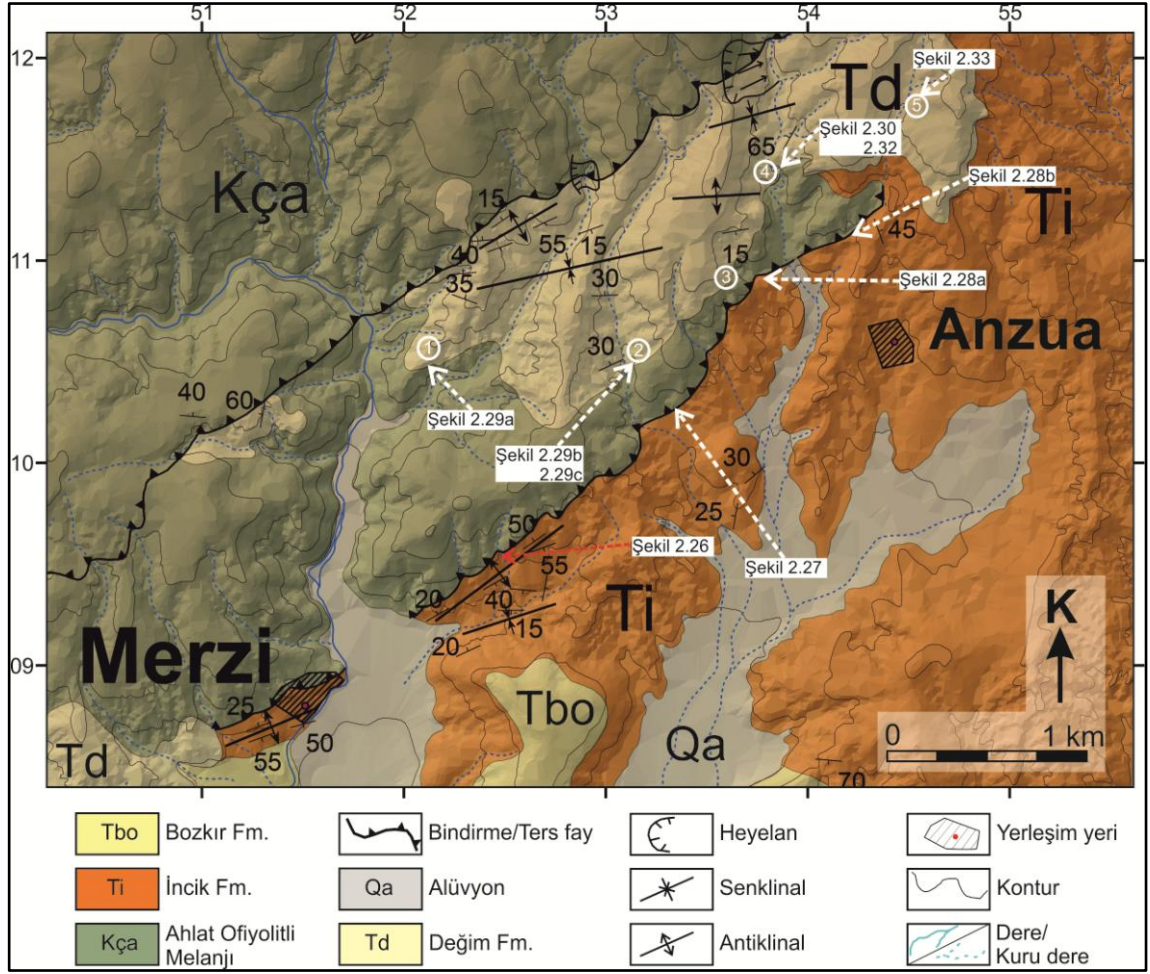


Şekil 2.23 Akçavakıf Köyü KD'sundaki bindirmenin devamında gelişen antiklinal yapısının ve kör bindirmenin konumu (Konum için şekil 2.21'e bakınız)

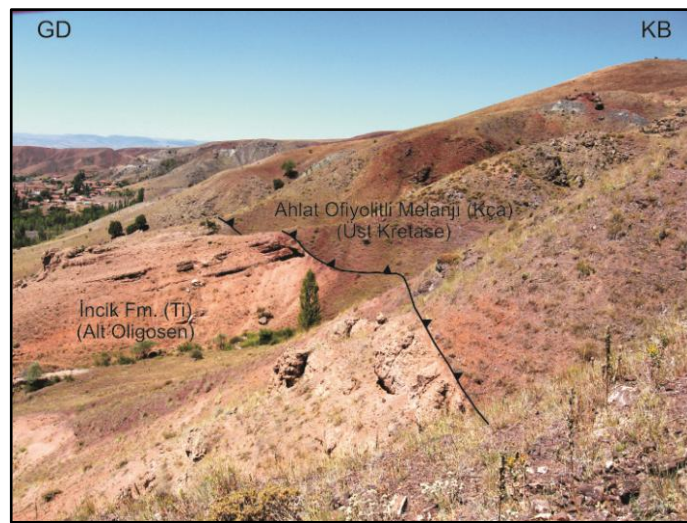


Şekil 2.24 Akçavakıf Köyü KD'sundaki bindirmenin devamında gelişen antiklinal yapısının yakından görünümü ve Değim formasyonundaki kalınlık farkı (Konum için şekil 2.21'e bakınız)

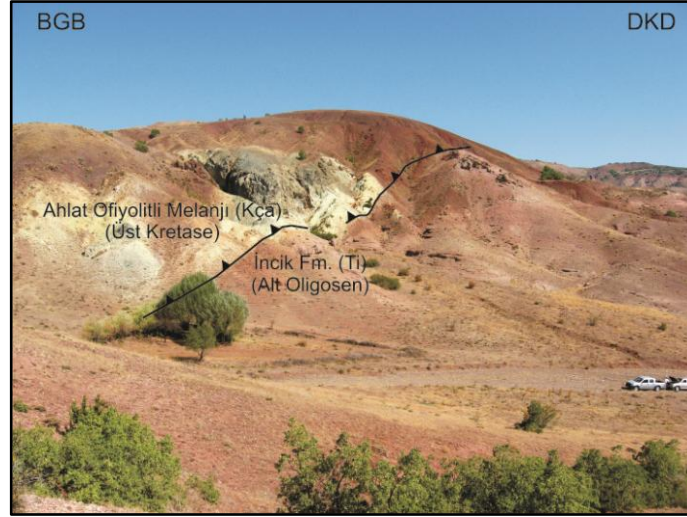
KD'ya doğru ilerlediğimizde, ETKK'nın doğu kenarını oluşturan ana bindirme hattının Merzi Köyü'nün kuzeyinden geçtiği görülmektedir. Fakat bu bindirmenin güneyinde, Merzi ve Anzua köyleri arasında ince bir ofiyolit dilimi yer almaktadır (Şekil 2.25). Bu alanda Ahlat ofiyolitli melanjı, İncik formasyonuna KD-GB doğrultusunda bindirmektedir (Şekil 2.26-2.28). İncik formasyonuna ait tabakalar KD doğrultulu ve 20°-50° KB'ya eğimlidir. Bindirme düzleminin doğrultusu yaklaşık K50°D olup, KB blok yükselmiştir ve bindirme önünde, büyük kıvrımlar gelişmiştir. Ancak bu bindirme Merzi Köyü BGB'sında Değim formasyonu tarafından örtülmektedir. Daha yaşlı olduğu düşünülen bu bindirme Anzua Köyü kuzeyinde sonlanmaktadır (Şekil 2.25).



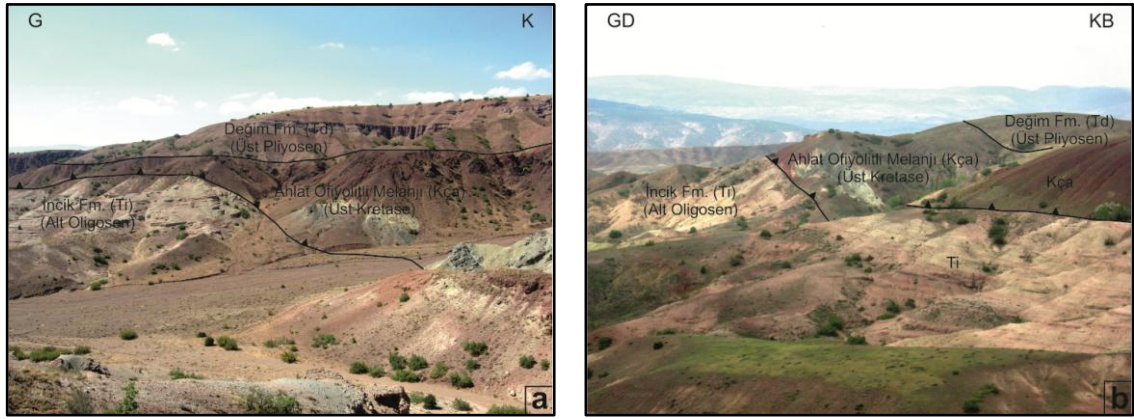
Şekil 2.25 Merzi ve Anzua köyleri arasındaki bölgenin jeoloji haritası (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)



Şekil 2.26 Merzi Köyü KD'sunda ofiyolit ve İncik formasyonu arasında gelişen bindirme (Konum için şekil 2.25'e bakınız)

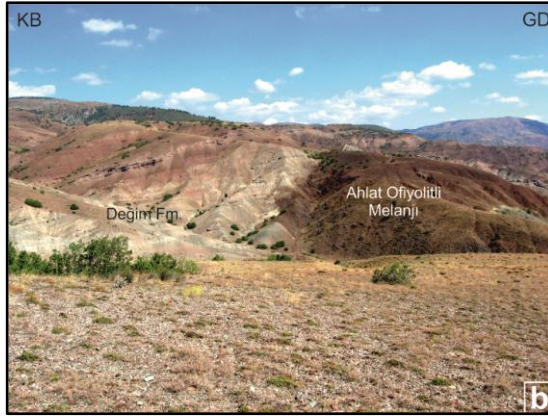
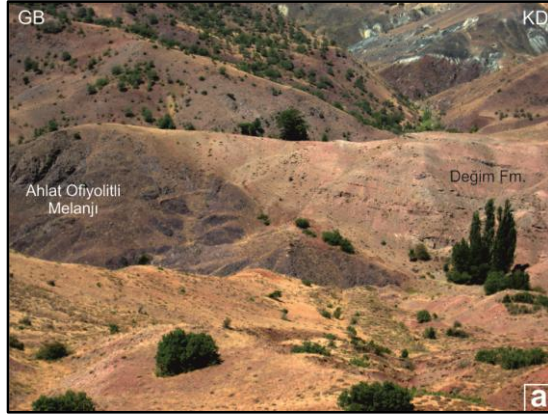


Şekil 2.27 Anzua Köyü civarında ofiyolitli melanj ile İncik formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.25'e bakınız)



Şekil 2.28 Anzua Köyü KB'sında ofiyolit, İncik ve Değim formasyonları arasındaki ilişkinin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 2.25'e bakınız)

KD-GB uzanımlı bu ofiyolit diliminin KB sınırında Değim formasyonu yer almaktadır. Şekil 2.25'de 1 numara ile gösterilen lokasyonda Değim formasyonu ofiyolitler üzerinde uyumsuz olarak bulunurken (Şekil 2.29a), 2 numaralı lokasyonda (Şekil 2.25) ise iki birim arasındaki dokanak hakkında net bir şey söyleyebilmek oldukça zordur. Bu alanda Değim formasyonuna ait olan ve 30°'ye kadar eğimlenen tabakalar dokanağa verev bir şekilde kesilmektedir (Şekil 2.29.b.c).



Şekil 2.29 Merzi ve Anzua köyleri arasındaki ince ofiyolit dilimi ile Değim formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi (Konum için şekil 2.25'e bakınız)

a. 1 nolu lokasyon, b, c. 2 nolu lokasyon

3 numaralı lokasyonda (Şekil 2.25) ofiyolitlerin İncik formasyonuna bindirdiği, Değim formasyonunun da ofiyolitlerin üzerinde uyumsuz olduğu net olarak görülmektedir (Şekil 2.28). 4 numaralı lokasyonda (Şekil 2.25) ise ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki dokanak sarımsı-kahve renkli, altere, ezik bir zon haline gelmiştir (Şekil 2.30).

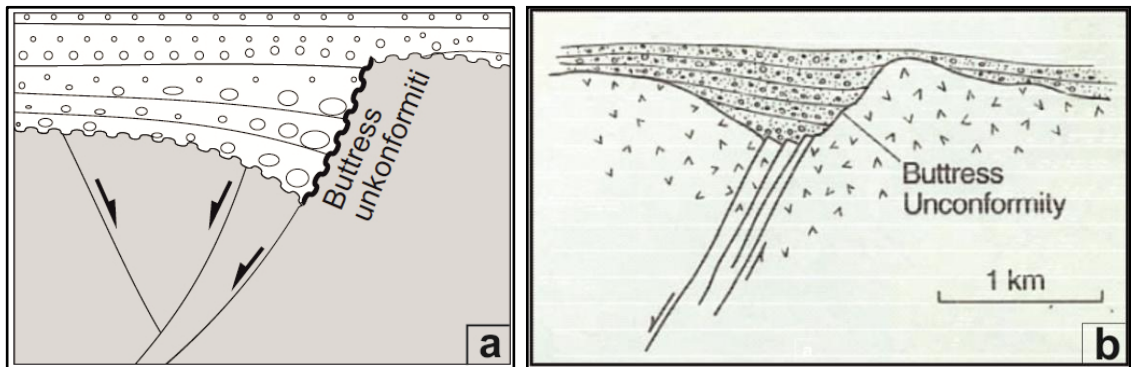


Şekil 2.30 Anzua Köyü KB'sında, ofiyolit dilimi ile Değim formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi (Konum için şekil 2.25'e bakınız)

4 nolu lokasyon

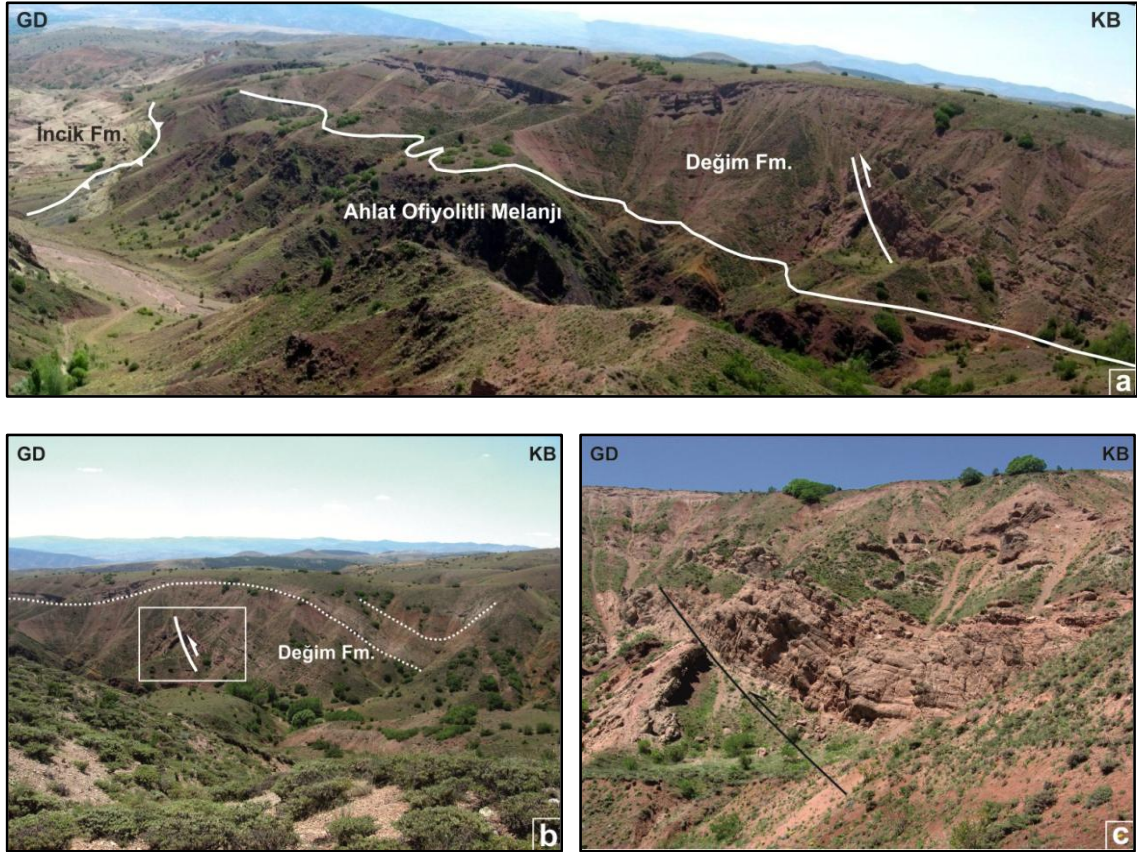
Sonuç olarak Anzua Köyü'nün batısında yer alan ofiyolit dilimi ile üzerindeki Değim formasyonu arasındaki dokanak bazı lokasyonlarda uyumsuz olarak gözlenirken, bazı lokasyonlarda (net olarak faylı denilememesine rağmen) dokanağın bir miktar oynadığı söylenebilir.

Ofiyolit dilimi ile Değim formasyonu arasındaki dokanağın, özel bir uyumsuzluk türü olan "Buttress (yaslanma/dayanma) uyumsuzluğu" olabileceği de düşünülmektedir (Şekil 2.31). Bu uyumsuzluk türü, tektonik aktivitenin çok yoğun olduğu bölgelerde, çöken bloğun hızla doldurulması ve çökelen birimlerin fay duvarına yaslanması sonucu oluşmaktadır (Kaymakçı 2001). Genç tabakaların uçlarının kesildiği bu uyumsuzluk türünün, genellikle normal faylanmadan kaynaklandığı belirtilmiştir (Allison 2013).



Şekil 2.31 Buttress uyumsuzluğu (a. Kaymakçı 2001, b. Allison 2013)

Şekil 2.25’de 4 numara ile gösterilen lokasyonda Değim formasyonunun alt seviyelerinde kör bir ters fay bulunmaktadır. Etrafındaki tabakaları oldukça deformasyona uğratan bu fay, formasyonun üst seviyelerinde ise yayvan bir kıvrımlanmaya neden olmuştur (Şekil 2.32). Faylanmanın olduğu seviyelerde tabakalar 65°’ye kadar eğimlenmişlerdir.



Şekil 2.32.a. Anzua Köyü KB’sında, İncik formasyonu, Ahlat ofiyolitli melanji ve Değim formasyonunu gösteren fotoğraf, b. Değim formasyonunun alt seviyelerindeki kör ters fay ve üst kesimlerdeki kıvrımlanma, c. Kör ters fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.25’e bakınız)

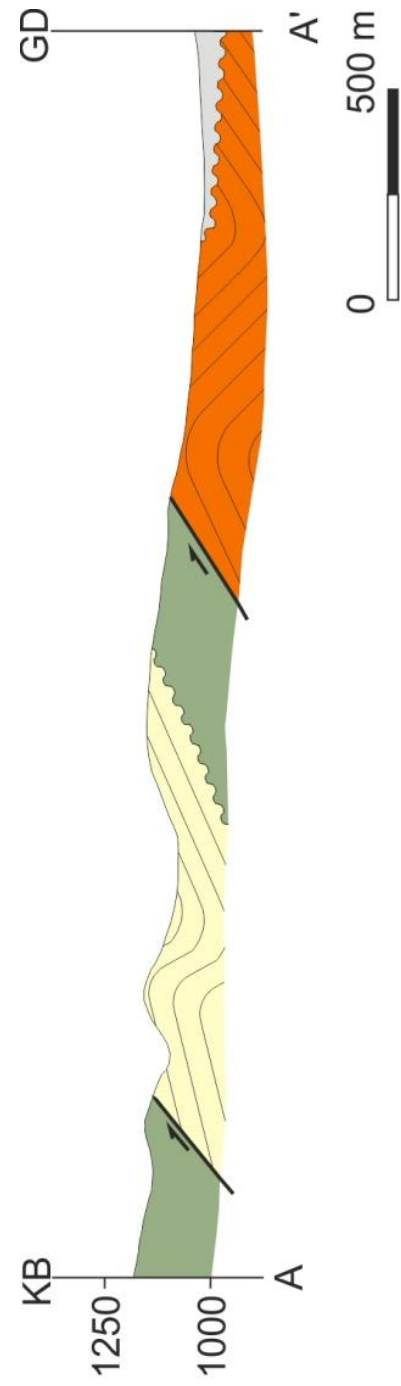
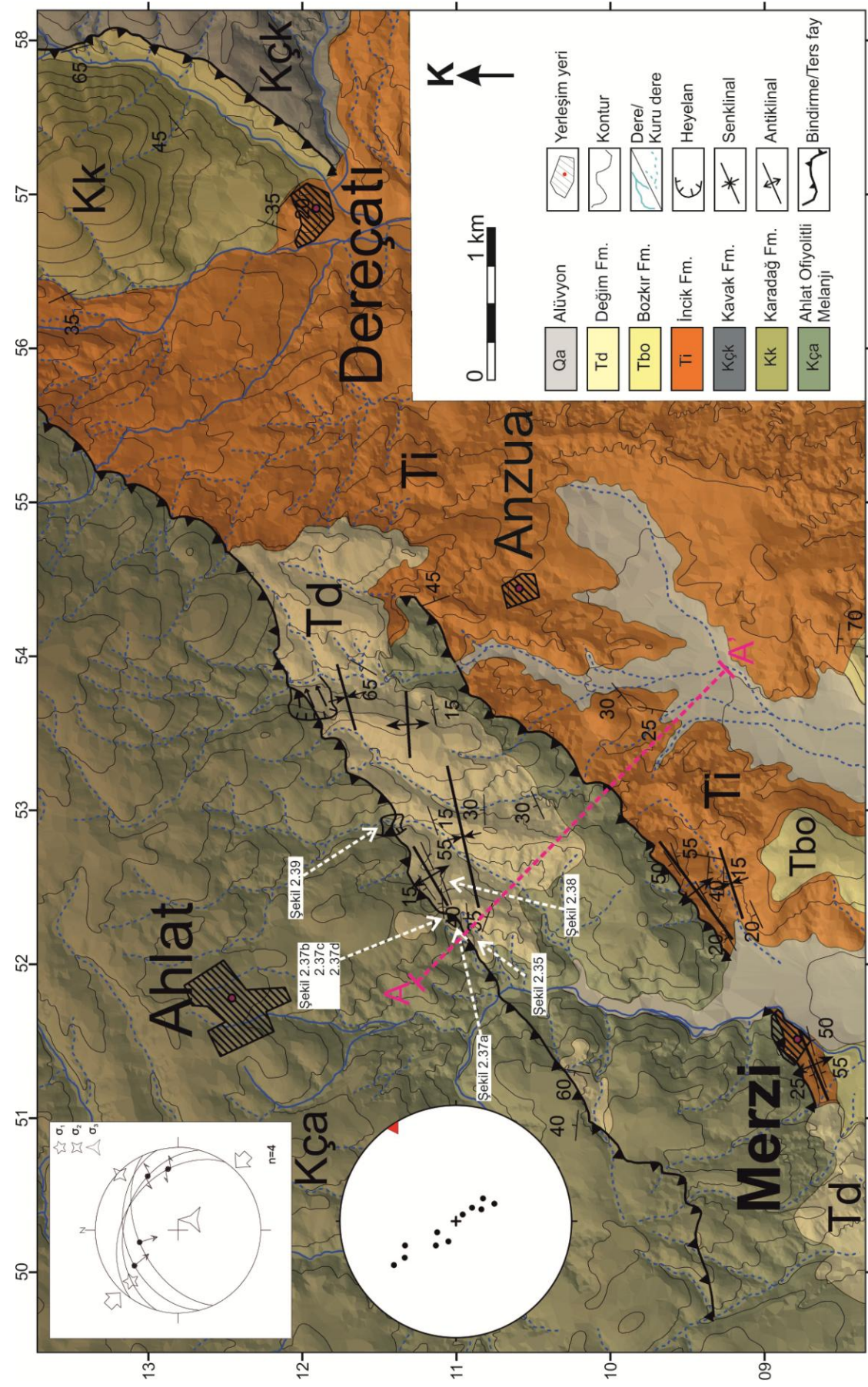
5 numaralı lokasyonda (Şekil 2.25) ise Değim formasyonu içerisinde sedimentasyonla eş yaşlı sıkışma yapılarını görmek mümkündür. Formasyonun alt seviyelerinde küçük atımlara ve kıvrımlanmalara neden olan ters fay ve bindirmeler, üst kesimlere doğru sönümlenmekte olup, üzerini örten tabakalarda deformasyon gözlenmemektedir (Şekil 2.33).



Şekil 2.33 Anzua Köyü kuzeyinde Değim formasyonu içerisindeki sıkışma yapıları (Konum için şekil 2.25'e bakınız)

Merzi ile Anzua köyleri arasında uzanan bu ofiyolit dilimi ile ilgili tüm veriler göz önüne alındığında, bunun da küçük bir tektonik kama yapısı olabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Bu tektonik kamanın GD kenarının İncik formasyonu ile bindirmeli olduğu rahatlıkla görülebilmektedir. Bunun yanı sıra Değim formasyonunun alt seviyelerinde de pek çok sıkışma yapısı görülmektedir. Tektonik kamanın KB kenarında ise Değim formasyonu yer almakta olup, dokanağın her yerde orijinal konumunda olmadığı saptanmıştır (dokanağa verev olarak kesilen tabakalar, dokanak boyunca gelişen altere, ezik zonlar vb.). Tektonik kamanın uzanımı ve sıkışma yapılarının konumu, kuzeyindeki ana tektonik kamayla (EKTk) son derece uyumlu olup, büyük olasılıkla KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejimi altında gelişmiştir. Tüm bu veriler değerlendirildiğinde, Değim formasyonunun çökeliminin ilk evrelerinde küçük tektonik kamanın aktif olduğu, daha sonra aktivitesinin azaldığı ve bölgedeki deformasyonun büyük oranda kuzeydeki ana tektonik kama (EKTk) tarafından karşılandığı sonucuna ulaşılmıştır.

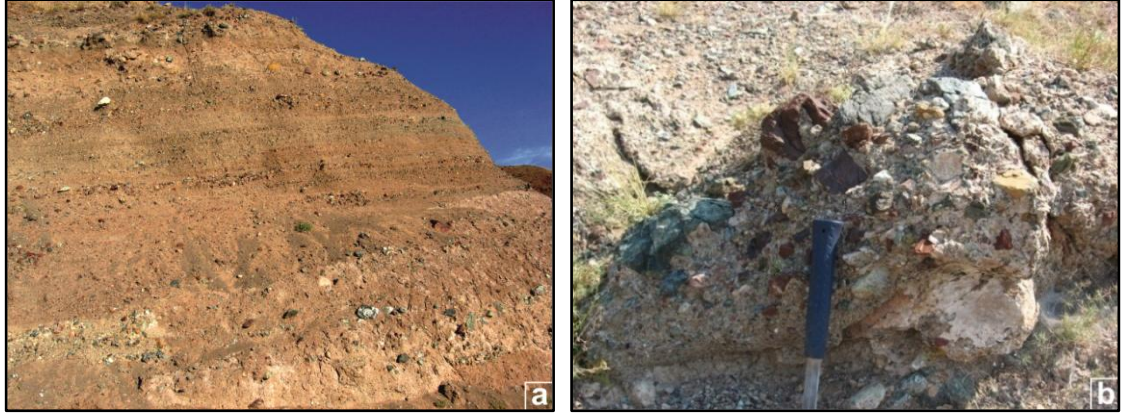
EKTk'nın doğu kenarını oluşturan ana bindirme ise bu küçük ofiyolit diliminin yaklaşık 1,5 km kuzeyinden geçmektedir. Buradaki bindirme zonunda (Ahlat Köyü güneyinde) Ahlat ofiyolitli melanjı, Değim formasyonuna bindirmektedir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34 Ahlat-Merzi-Anzua köyleri civarının jeolojisi haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)

Sol üstteki beyaz daire fay düzlemlerinin alt yarıküre eşit alan stereografik izdüşümünü göstermektedir. Sol ortadaki beyaz daire ise Değim formasyonundaki kıvrım kanatlarına ait tabaka ölçümlerinin kutup noktalarını (siyah noktalar) ve kıvrım ekseninin konumunu (kırmızı üçgen) göstermektedir.

İki birim arasındaki dokanağın oluşturduğu "V"lerin sivri ucu derelerde belirgin olarak KB'yı göstermektedir. Değim formasyonuna ait tabakalar 15° - 60° ile ofiyolitik temele doğru eğimlidir. Değim formasyonu bu alanda gri, pembemsi gri renkli ve orta tabakalı olup, çoğunlukla ofiyolit çakıllarından oluşmaktadır. Çakıllar yarı köşeli-köşelidir, orta derecede tutturulmuşlardır ve boylanma kötüdür (Şekil 2.35). Önceki çalışmalarda Ahlat-Merzi-Dereçatı köyleri civarındaki sedimanter birimlerin tamamı İncik formasyonu olarak kabul edilmiştir (Hakyemez vd. 1986, Sevin ve Uğuz 2011). Fakat özellikle Ahlat Köyü GGD'sunda Değim formasyonu gerek litolojik özellikleri, gerekse drenaj sistemi ile arazide ve uydu görüntülerinde İncik formasyonundan rahatlıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 2.36).



Şekil 2.35 Bindirmenin hemen önünde Değim formasyonunun a. genel görünümü ve b. yakından görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız)



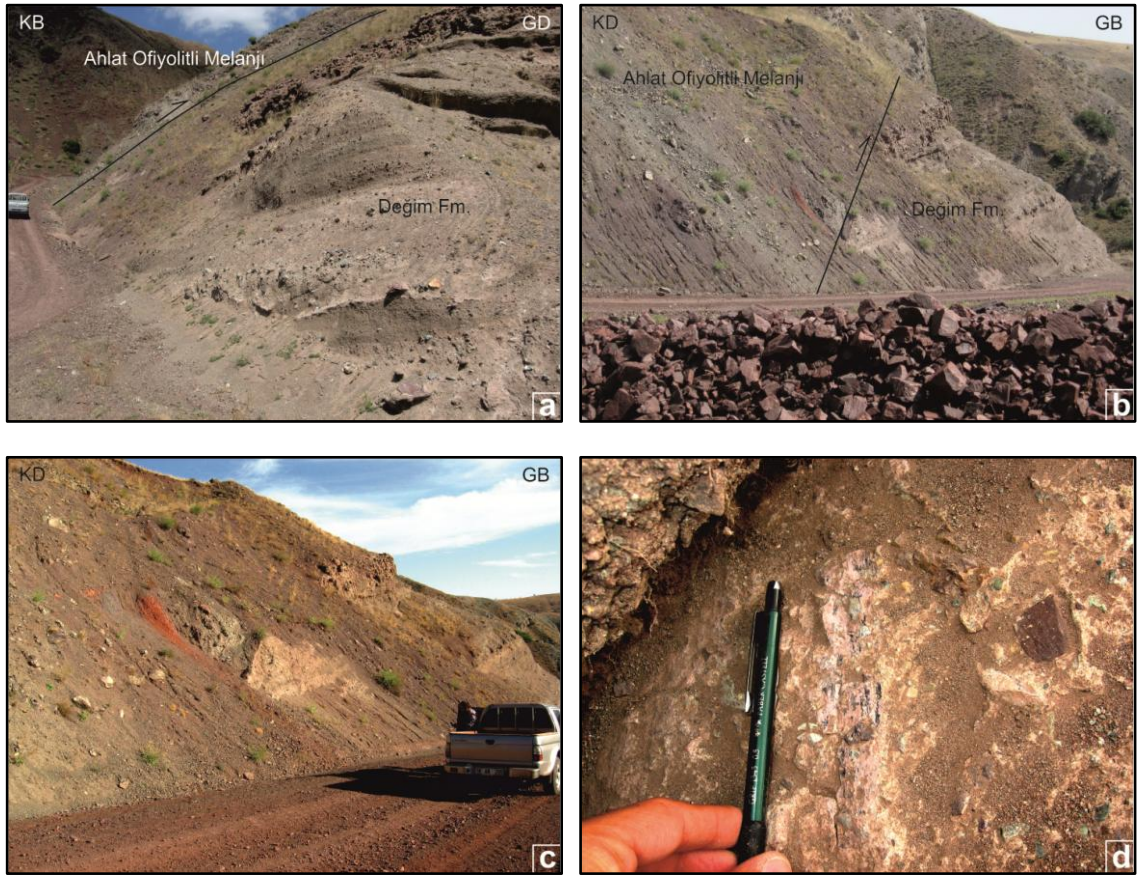
Şekil 2.36 Merzi Köyü KD'sunda ofiyolitli melanj, Değim formasyonu ve İncik formasyonunun Google Earth görünümü, a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış

Ahlat Köyü güneyinde yaklaşık K55°D doğrultulu olan bindirme, GB'ya doğru ofiyolitler içerisinde devam etmekte ve Merzi Köyü KB'sına kadar takip edilebilmektedir. Bu alanda serpantinler, radyolaritlere bindirmektedir. Çok deforme

olan serpantinlerde ağsı doku gelişmiş olup yer yer lifsi ve yapraklanmalı görünümündedir.

Ahlat Köyü güneyindeki yol yarmasında ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki bindirme düzlemini görmek mümkündür (Şekil 2.37).

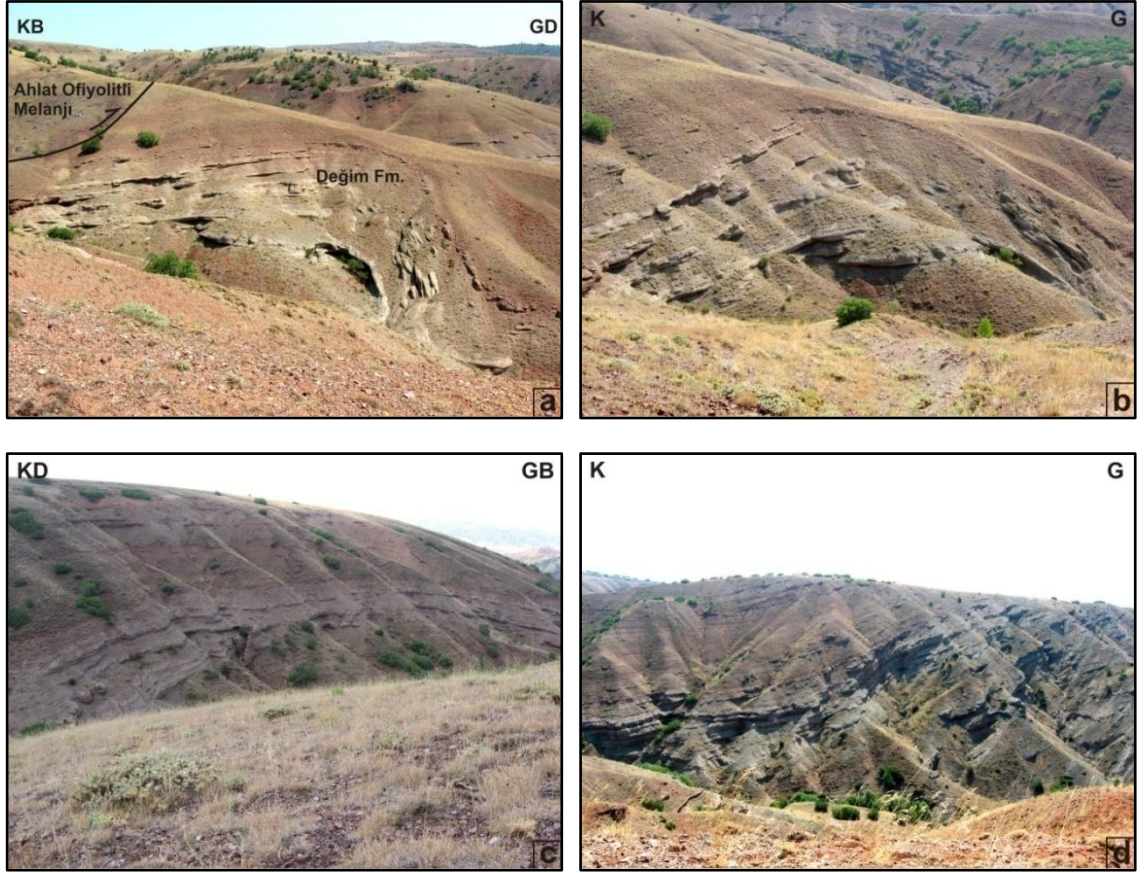
Merzi Köyü KD'sundaki ofiyolitli melanj ile Değim formasyonu arasındaki bindirme zonundan 4 adet fay düzlemi ölçümü alınmıştır. Asal gerilim dağılımı $\sigma_1=313^\circ/17^\circ$, $\sigma_2=044^\circ/03^\circ$ ve $\sigma_3=144^\circ/72^\circ$ olup Φ değeri 0,909'dur (Şekil 2.34).



Şekil 2.37.a.b.c. Merzi Köyü KD'sunda ofiyolitli melanj ile Değim formasyonu arasındaki bindirmenin farklı açılardan görünümü, d. Fay düzleminin yakından görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız)

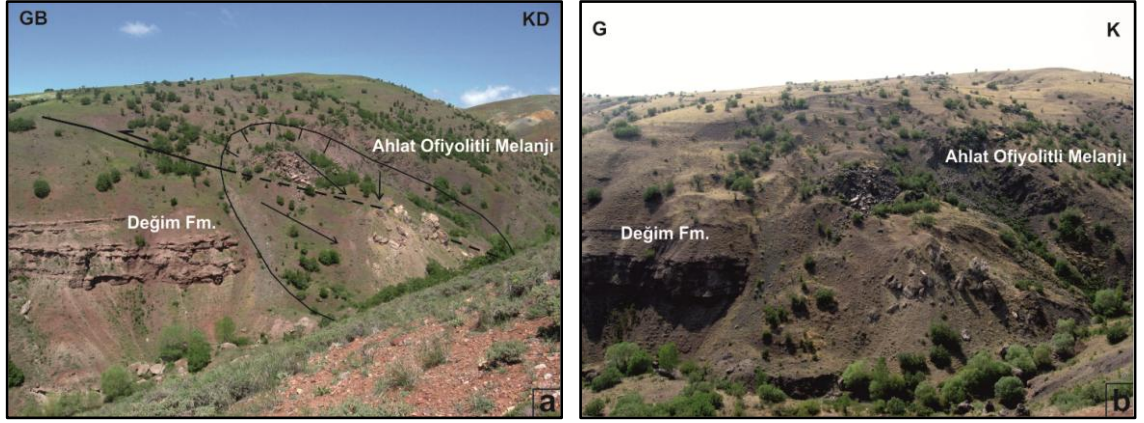
KD'ya doğru ise bindirme önünde, Değim formasyonu içinde büyük asimetrik kıvrımlar gelişmiştir (Şekil 2.38.a-2.38.b). Bindirme zonu yakınında, Değim formasyonundaki

asimetrik kıvrımların konumu, bindirme ile uyum içindedir. Tabaka konumlarına ait kutup noktalarının eşit alan ağı üzerindeki dağılımlarına göre, kıvrım ekseninin konumu $K56^{\circ}D/01^{\circ}KD$ olarak saptanmıştır (Şekil 2.34). Bindirmeden uzaklaştıkça kıvrımlar yayvanlaşmakta ve tabaka eğimleri azalmaktadır (Şekil 2.38.c-2.38.d).



Şekil 2.38 Merzi Köyü KD'sunda bindirme önünde gelişen kıvrımlar (Konum için şekil 2.34'e bakınız)

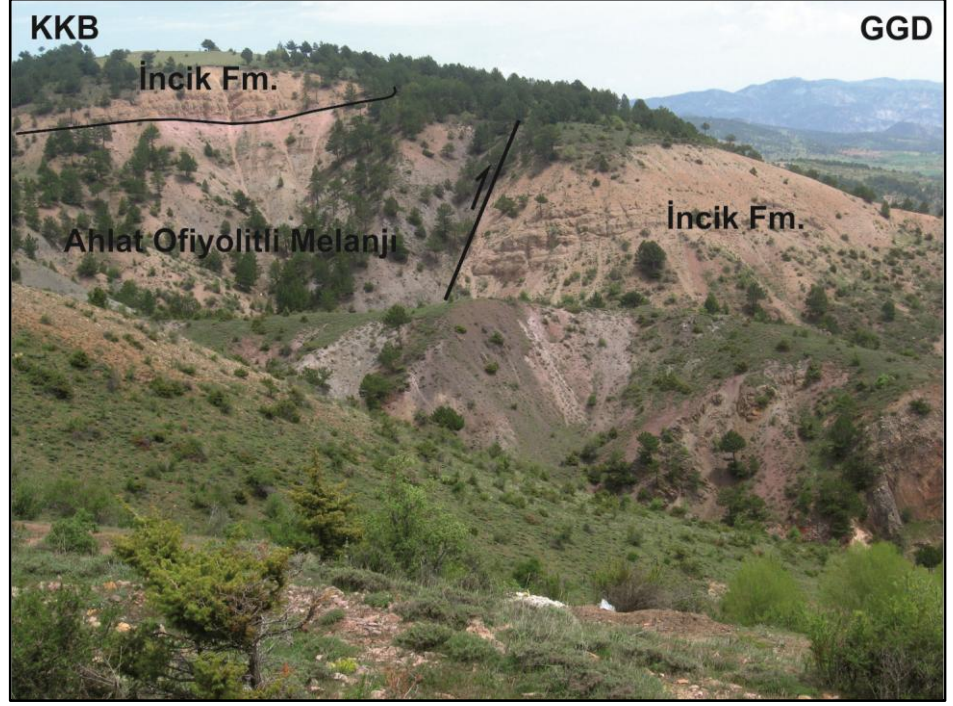
Ahlat Köyü GD'sunda, Ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki bindirme büyük bir heyelanla örtülmüştür (Şekil 2.39). Değim formasyonuna ait tabakaların heyelanlı bölgeye geldiğinde aniden kesildiği görülmektedir.



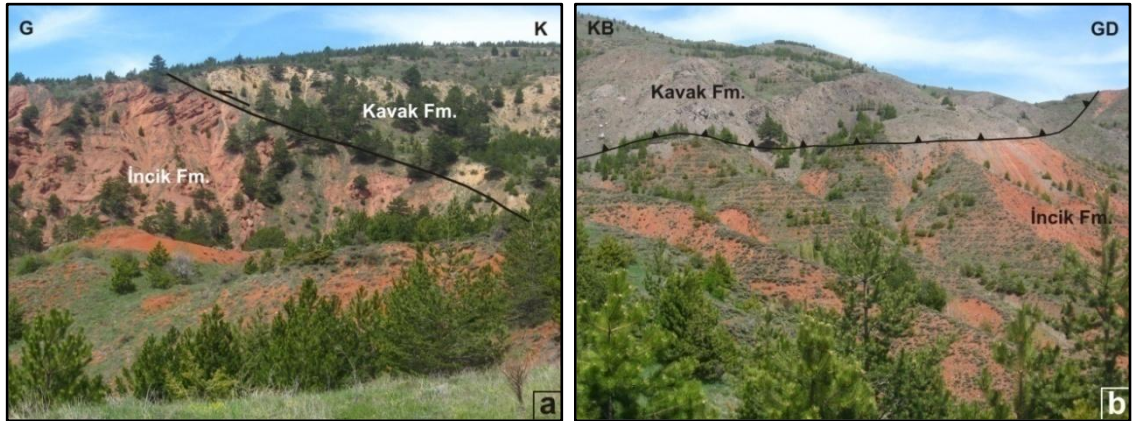
Şekil 2.39 Ahlat Köyü GD'sunda, bindirme dokanağında gelişen heyelanın iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 2.34'e bakınız)

KD doğrultulu bu ana bindirme, Dereçatı Köyü kuzeyinden itibaren DKD doğrultusunu kazanarak Yukarıöz Köyü kuzeyinden ve Aşağıöz Köyü'nden geçerek doğuya doğru devam eder (Şekil 2.40). Bu bölgede ofiyolitler, Dereçatı Köyü kuzeyinde İncik ve Karadağ formasyonlarına, doğuya doğru ise Kavak ve Yapraklı formasyonlarına bindirmektedir (Şekil 2.41). Daha güneyde Yapraklı ilçesinden geçen ve KD doğrultusunda uzanarak ana bindirme zonuna bağlanan başka bir bindirme daha bulunmaktadır (Şekil 2.40). Güneydeki bu bindirme zonunda ise Yapraklı ve Kavak formasyonları İncik formasyonuna bindirmektedir (Şekil 2.42-2.43).

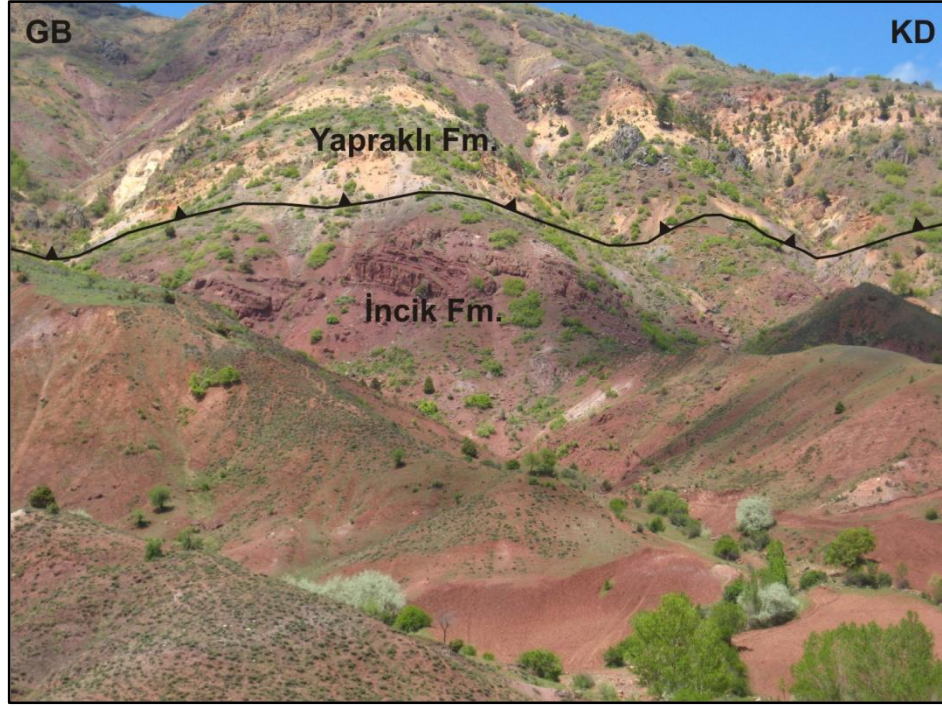
Tüm bu bindirme zonları boyunca, pek çok lokasyonda ezik zonları, yoğun alterasyonları, kuvars ve kalsit oluşumlarını, ofiyolitlerde lisvenitleşme ve ağsı doku gelişimini görmek mümkündür.



Şekil 2.41 Yukarıöz Köyü kuzeyinde ofiyolitli melanj ve İncik formasyonu arasındaki ters fay (Konum için şekil 2.40'a bakınız)



Şekil 2.42 Yapraklı KB'da Kavak ve İncik formasyonları arasındaki bindirmenin iki farklı lokasyondaki görünümü (Konum için şekil 2.40'a bakınız)



Şekil 2.43 Yapraklı KD'sunda Yapraklı formasyonu ile İncik formasyonu arasındaki bindirme (Konum için şekil 2.40'a bakınız)

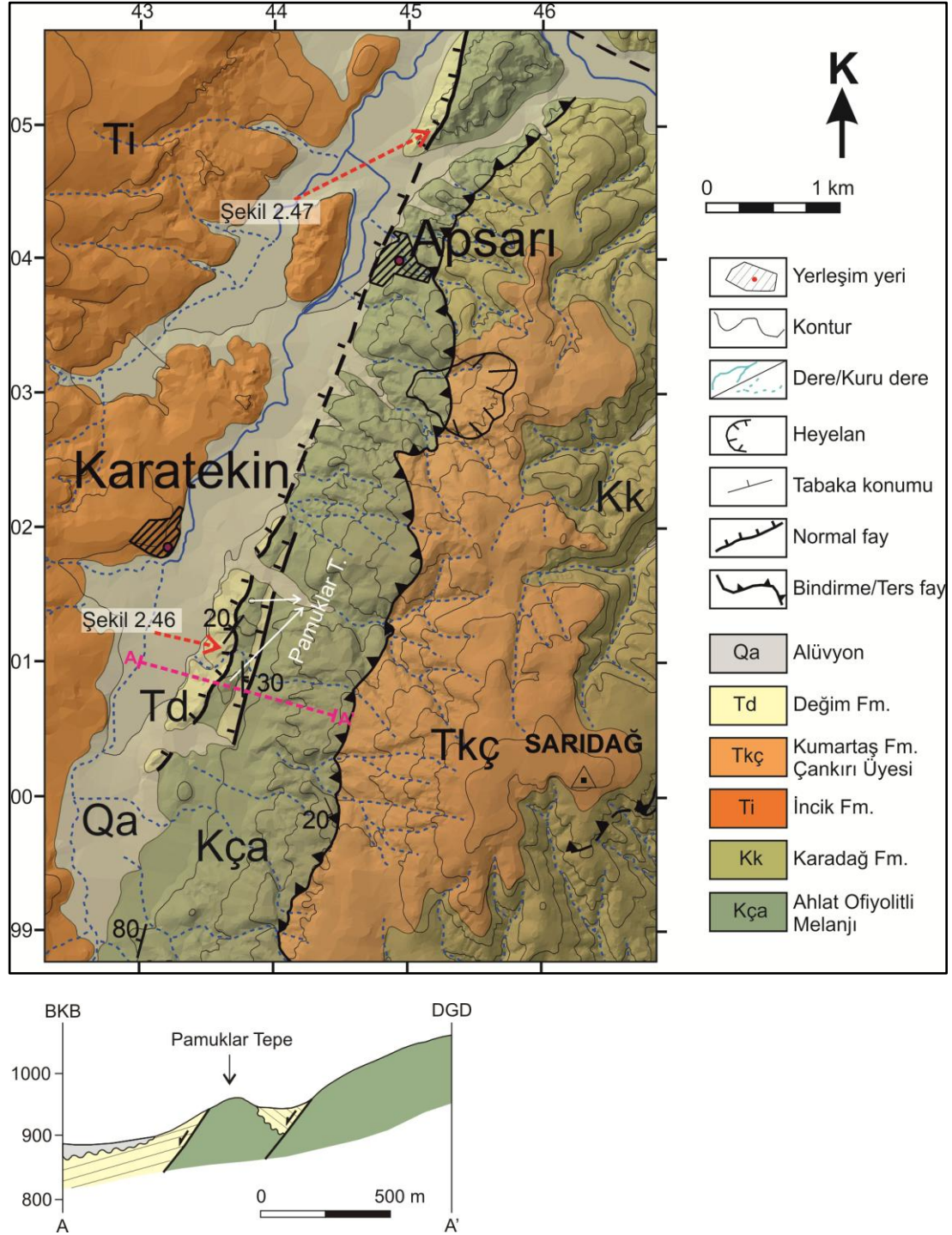
2.5.2 ETKK'nın batı kenarı

Neo-Tetis kenet zonunun batı kenarını sınırlandıran faylar bazı çalışmalarda Korgun Fayı veya Eldivan Fay Zonu ismiyle kısmen yer almıştır (Kaymakçı 2000, Kaymakçı vd. 2000, 2001, Adıyaman vd. 2001, Rojay ve Karaca 2008). Fakat sol yönlü doğrultu atımlı veya normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı olarak çizilen bu faylara ait hiçbir yapısal veri sunulmamıştır. Literatürde bu faylarla ilgili bir gözleme rastlanılamamıştır.

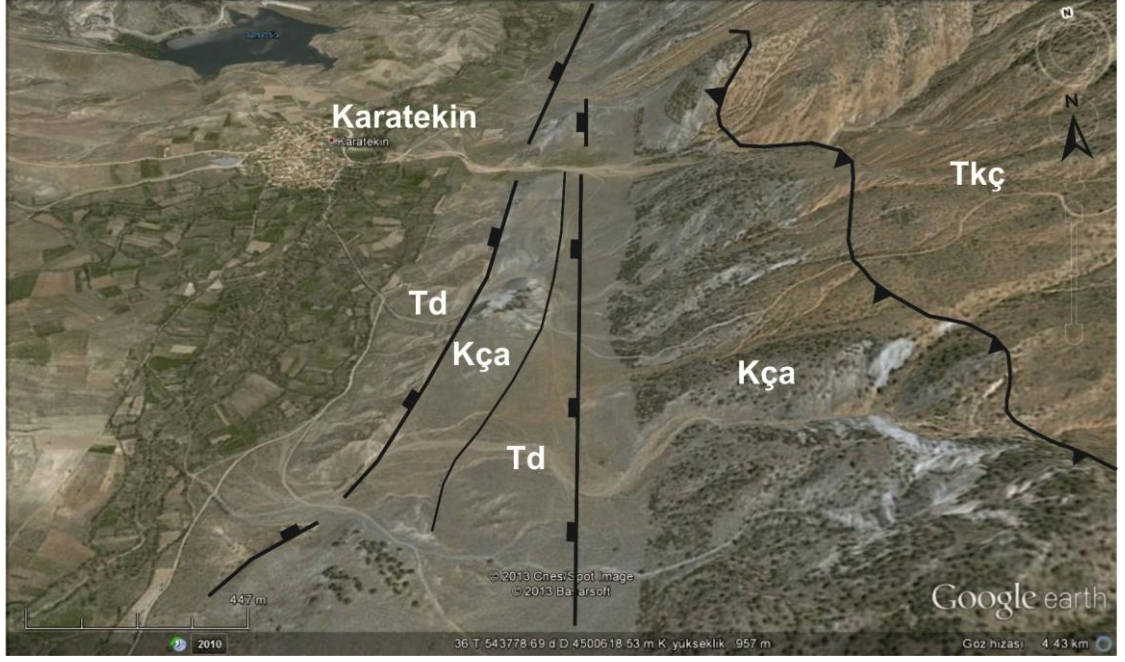
İnceleme alanında Neo-Tetis kenet zonunu batı ve kuzeybatıdan sınırlandıran faylarla ilgili arazi gözlemleri aşağıda sunulmuştur.

Karatekin Köyü güneyinde ofiyolitlerin batı kenarı normal fayla sınırlandırılmıştır (Şekil 2.44-2.45). K25°D doğrultulu olan fay, KB'ya eğimlidir ve KB blok düşmüştür. Bu alanda köşeli, breşik görünümlü, karbonat çimentolu ve kötü boylanmalı olan Değim formasyonu, çoğunlukla ofiyolit kökenli harzburjit, peridotit, yer yer çört ve karbonat

çakıllarından oluşmaktadır (Şekil 2.46). Pamuklar Tepe'nin doğu yamacında Değim formasyonuna ait tabakalar faya doğru (doğuya) 30° eğimlidir (Şekil 2.44).



Şekil 2.44 Karatekin-Apsarı köyleri civarının jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)

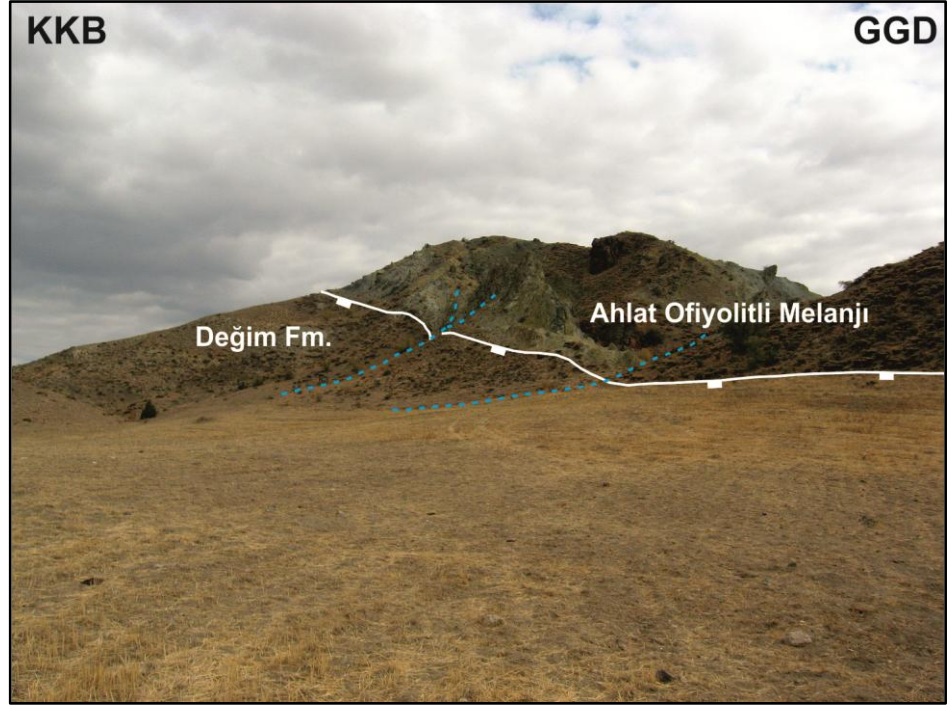


Şekil 2.45 Karatekin Köyü civarının Google Earth görünümü



Şekil 2.46 Karatekin Köyü GD'sunda Değim formasyonunun yakından görünümü (Konum için şekil 2.44'e bakınız)

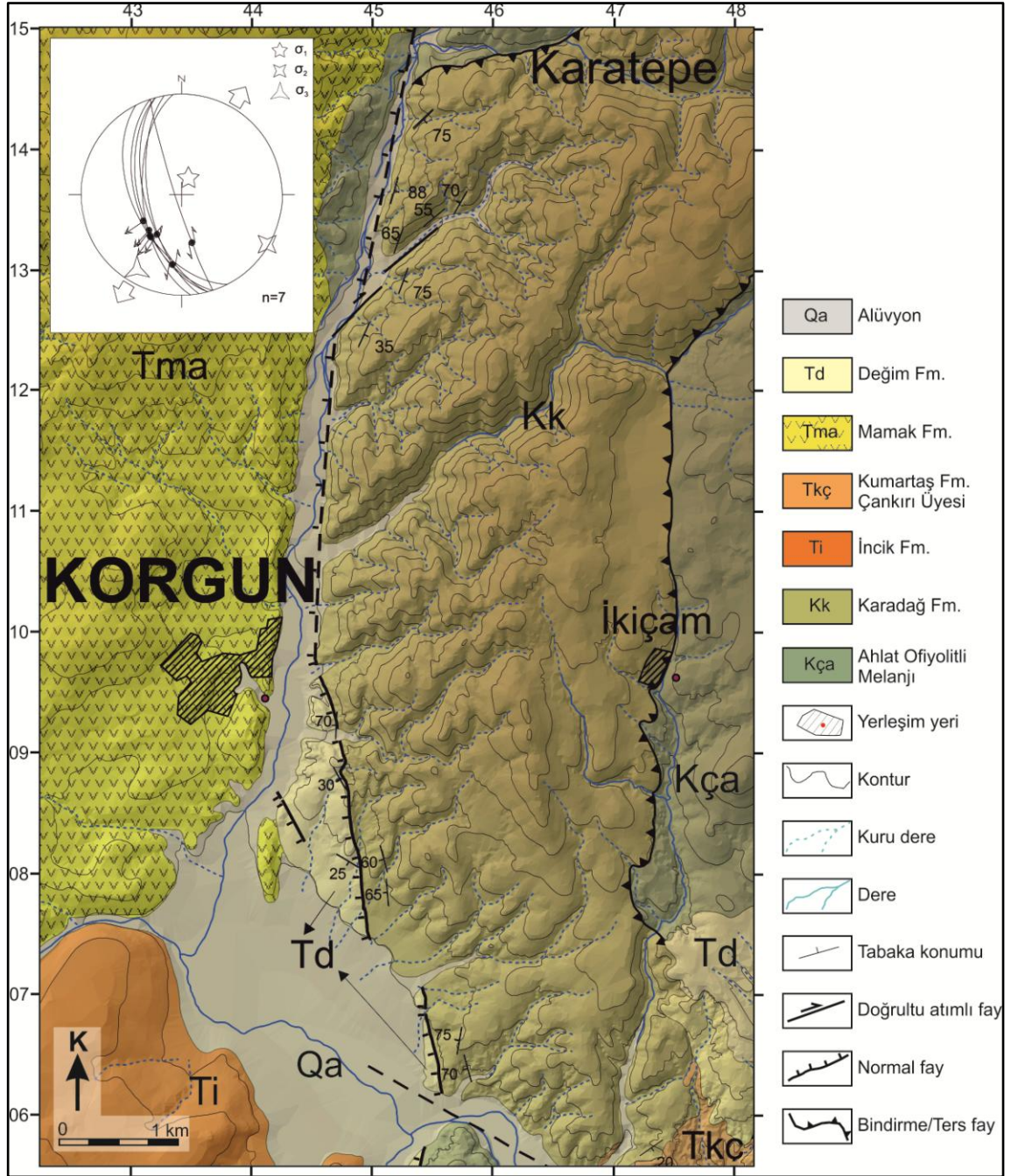
Apsarı Köyü kuzeyinde ofiyolitler ile Değim formasyonu belirgin bir hat boyunca birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 2.47). Ofiyolitlerde yoğun alterasyon, yapraklanma ve ağsı doku gelişmiştir.



Şekil 2.47 Apsarı Köyü kuzeyinde ofiyolit ile Değim formasyonu arasındaki normal faylı dokanağın görünümü (Konum için şekil 2.44'e bakınız)

Korgun güneydoğusunda Karadağ formasyonu ile Değim formasyonu arasındaki dokanağın normal faylı olduğu çok net olarak görülmektedir (Şekil 2.48). Yaklaşık olarak K10°B doğrultusunda uzanan faya ait büyük kayma düzlemlerini görmek mümkündür (Şekil 2.49). 50°-85° ile GB'ya doğru eğimli olan fay düzlemlerinin doğrultuları da K5°B ile K20°B arasında değişmektedir. İyi korunmuş bu fay düzlemleri üzerinde çok belirgin ondülasyonlar ve kayma çizikleri yer almaktadır. Bulunan fay düzlemlerindeki ondülasyon eksenleri ve kayma çizikleri, Korgun Fayı'nın normal fay olduğunu gösteren önemli verilerden birisidir.

Korgun Fayı'ndan elde edilen 7 adet fay düzlemi ölçümüne ait asal gerilim dağılımı $\sigma_1=022^\circ/76^\circ$, $\sigma_2=120^\circ/02^\circ$ ve $\sigma_3=211^\circ/14^\circ$ olup Φ değeri 0,651'dir (Şekil 2.48).



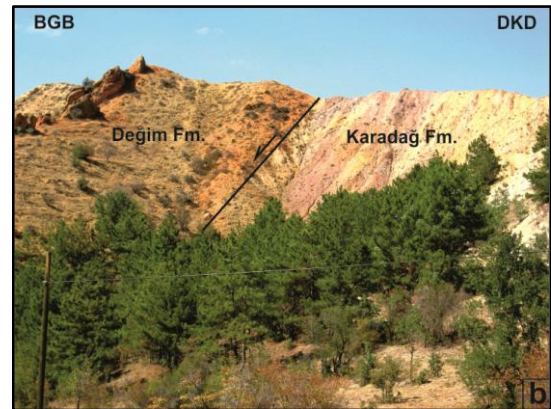
Şekil 2.48 Korgun civarının jeoloji haritası (Haritanın konumu için şekil 2.17'ye bakınız)

Sol üstteki beyaz daire fay düzlemlerinin alt yarıküre eşit alan stereografik izdüşümünü göstermektedir



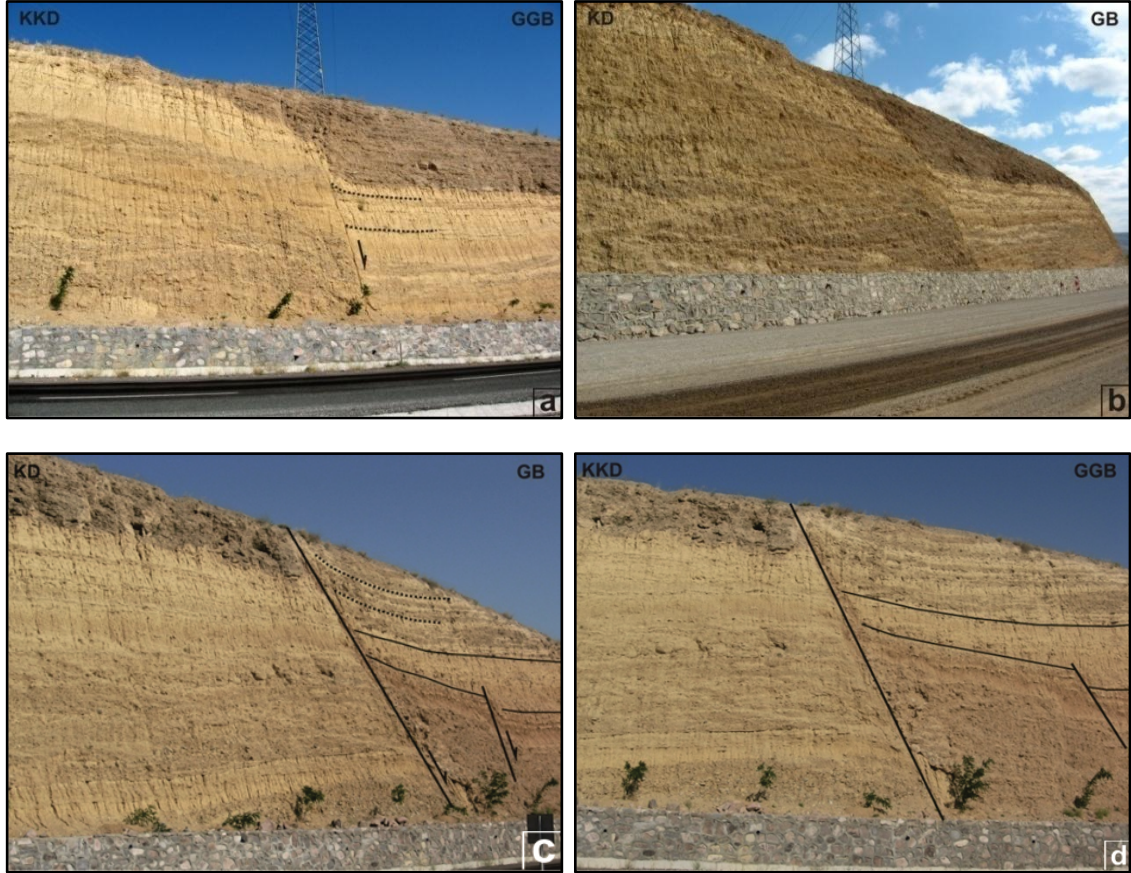
Şekil 2.49 Korgun GD'sundaki Karadağ formasyonu ile Değim formasyonu arasındaki normal faya ait kayma düzlemleri (Konum için şekil 2.48'e bakınız)

Korgun doğusunda Karadağ formasyonu ile Değim formasyonu arasında fay düzlemi bulunamamasına rağmen iki birim arasındaki dokanağın oldukça keskin olduğu görülebilmektedir. Değim formasyonuna ait tabakalar GB'ya doğru 30° eğimlidirler (Şekil 2.50). Faydan uzaklaştıkça tabaka eğimleri azalmaktadır.



Şekil 2.50.a. Korgun doğusunda Karadağ ve Değim formasyonları arasındaki normal faylı dokanak, b. Yakından görünümü (Konum için şekil 2.48'e bakınız)

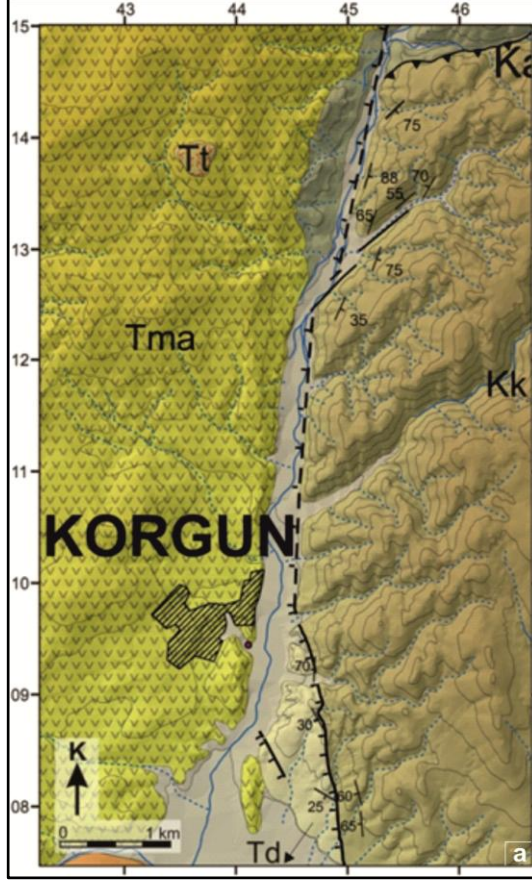
Kuzeye doğru ilerlediğimizde yine Değim formasyonu içerisinde, KB doğrultulu ve GB'ya eğimli normal faylar yer almaktadır (Şekil 2.51). Çok belirgin çekme kıvrımlarına sahip olan bu normal fayların bazıları çökelme ile eş yaşlı olup, şekil 2.51.c-2.51.d'de ikinci fayın olduğu kısımdaki tabakalarda kalınlık farkı belirgindir.



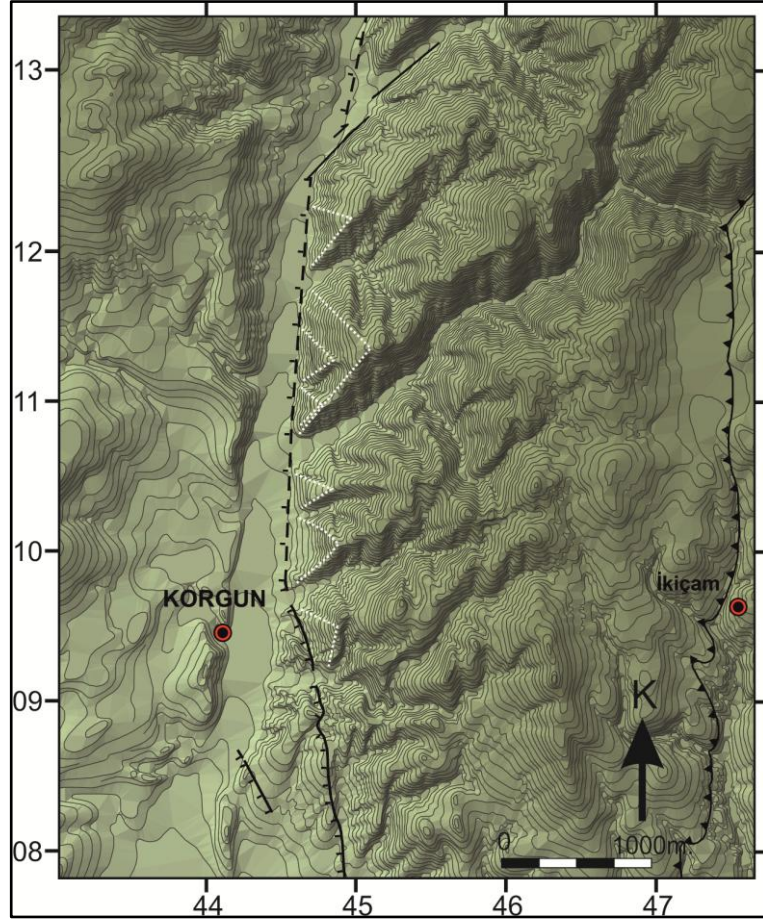
Şekil 2.51.a.b. Korgun GD'sunda Değim formasyonunu kesen normal fay, c. d. Değim formasyonunu kesen normal fay ve çökelme ile eş yaşlı normal fay (Konum için şekil 2.48'e bakınız)

Korgun GD'sunda yaklaşık K10°B doğrultusunda olan fay, Korgun doğusunda K-G doğrultusuna dönmekte olup, buradan itibaren derin bir vadi içerisinde geçmektedir (Şekil 2.52). Kuzeye doğru oldukça çizgisel bir şekilde uzanan fay, Karadağ formasyonu-Alüvyon dokanağını oluşturmaktadır. Morfolojik olarak çok belirgin olan bu fayın iki yanında ani bir topoğrafik farklılık söz konusudur (Şekil 2.52.b). Fayın doğusunda yer alan Karadağ formasyonunun üst seviyeleri ile fayın geçtiği dere yatağı arasında yaklaşık 350 m'lik kot farkı bulunmaktadır. Vadinin doğu yamacında, büyük üçgen yüzeyler oluşmuştur (Şekil 2.53). Ayrıca fayın geçtiği alanda temele ait birimler

88°'ye kadar eğim kazanmışlardır. Korgun vadisinde de doğrultu atımlı faylanma verisi bulunamamıştır.



Şekil 2.52.a. Korgun civarının jeoloji haritası, b. 1/25.000 ölçekli topoğrafik veriden oluşturulmuş sayısal yükseklik modeli



Şekil 2.53 Korgun civarının sayısal yükseklik modeli

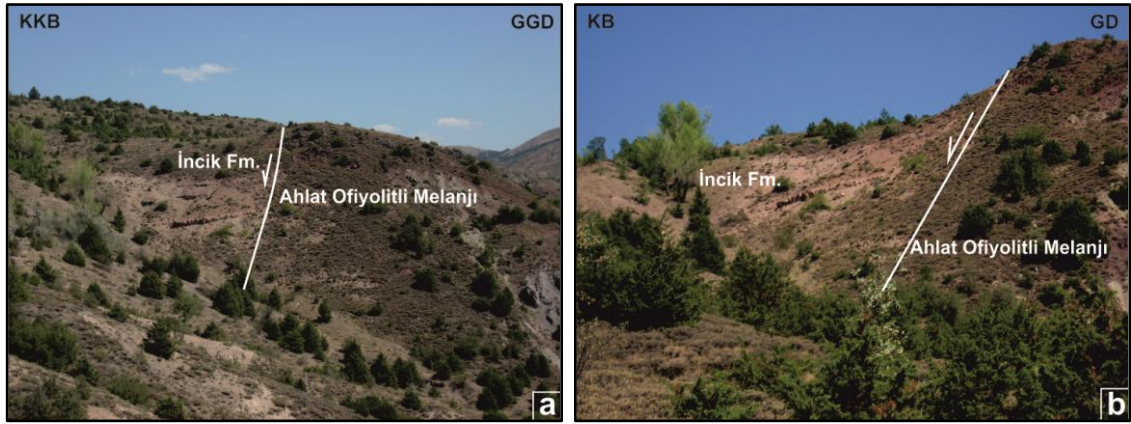
Kesikli beyaz çizgiler Korgun Fayı'nın geçtiği vadide oluşan üçgen yüzeyleri göstermektedir

Dikenli, Kesecik, Mesutören, Kıyısın, Sezgin ve Aşağıçiftlik köyleri civarında da Neo-Tetis kenet zonu kayaları ile Mamak ve İncik formasyonları arasındaki dokanakların normal faylı olduğu pek çok noktada görülebilmektedir (Şekil 2.54).

Dikenli ile Kesecik köyleri doğusunda ofiyolitli melanj ile Galatya Masifine ait volkanikler arasındaki dokanak da normal faylıdır. Kesecik Köyü güneyinde fay morfolojisi belirgindir ve derelerde iki birimin yan yana geldiği görülebilmektedir. İki birimin dokanağında, KD doğrultulu, oldukça dik, KB'ya eğimli, fay düzlemine benzer düzlemler bulunmaktadır, fakat korunmamışlardır. Faya doğru yaklaştıkça çok deforme olan ofiyolitler, ağsı bir görünüm kazanmaktadır ve silisli-karbonatlı seviyeler artmaktadır. Dokanak boyunca lisvenitler yoğun olarak gözlenmektedir (Şekil 2.54).

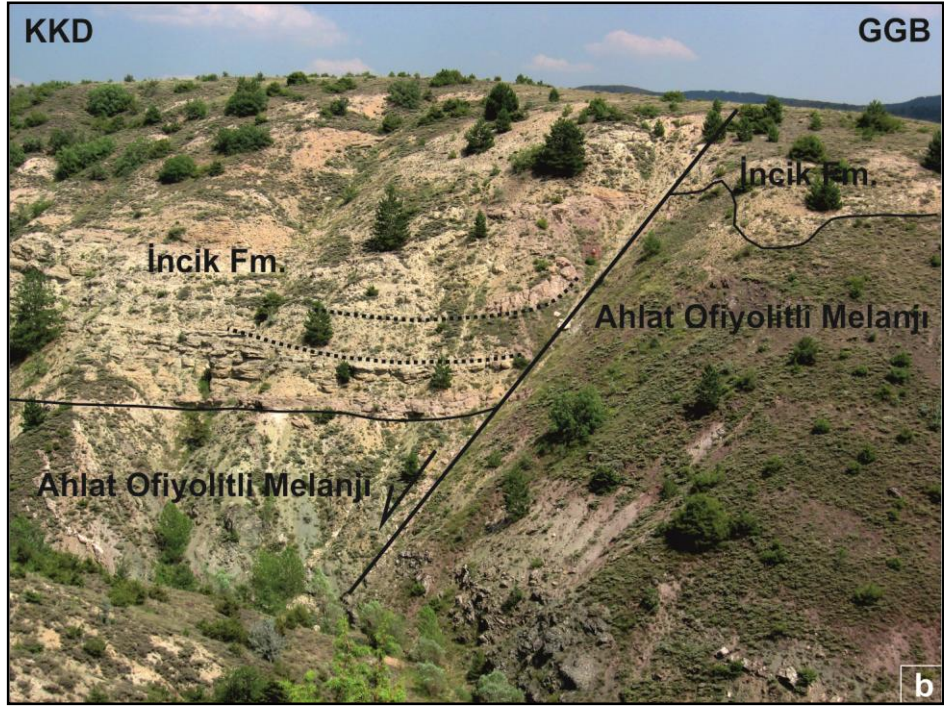
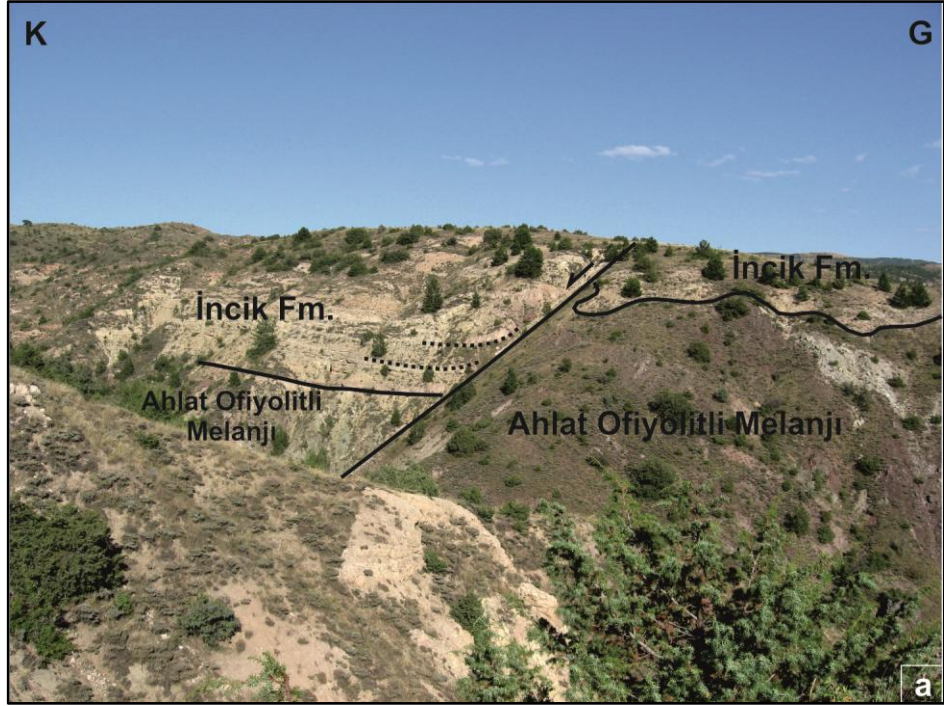
Mesutören Köyü güneyinden itibaren doğuya doğru ise ofiyolitli melanj ile sedimanter birimler arasındaki faylar oldukça iyi gözlenebilmektedir. Buradaki fayların büyük kısmı K60°D doğrultusunda, diğerleri ise K70°B doğrultusundadır (Şekil 2.54).

Mesutören Köyü GB'sında faya yakın kesimlerde İncik formasyonuna ait tabakalar faya doğru 35° kadar eğimlenmişlerdir. Mesutören Köyü güneyinde ise ofiyolit ile İncik formasyonunun karşı karşıya geldiği ve dokanağın normal faylı olduğu görülmektedir. Fayın doğrultusu yaklaşık K60°D olup, KB blok düşmüştür. Tabakalar ofiyolit dokanağına geldiğinde aniden kesilmektedir (Şekil 2.55). Ofiyolit içerisindeki radyolarit ve çamurtaşları breşleşmiş, serpantinli kısımlar ise ezilmiş ve killeşmişlerdir.



Şekil 2.55.a. Mesutören Köyü güneyinde ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki normal fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Kıyısın Köyü GB'sındaki normal fay dere yarmasında oldukça net izlenebilmektedir (Şekil 2.56). Yaklaşık K70°B doğrultulu ve KD'ya eğimli olan fayın KD bloğu düşmüştür. İncik formasyonuna ait tabakalarda, normal faylanmayı işaret eden çekme kıvrımları çok belirgindir.



Şekil 2.56.a. Mesutören Köyü güneydoğusunda yer alan normal fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Kıyısın Köyü GB'sında İncik formasyonu içerisinde bulunan fay düzleminin konumu $K45^{\circ}D/30^{\circ}GD$ olup, düzlem üzerindeki kalsit dolgusunda kayma çizikleri rahatlıkla görülmektedir (Şekil 2.57).



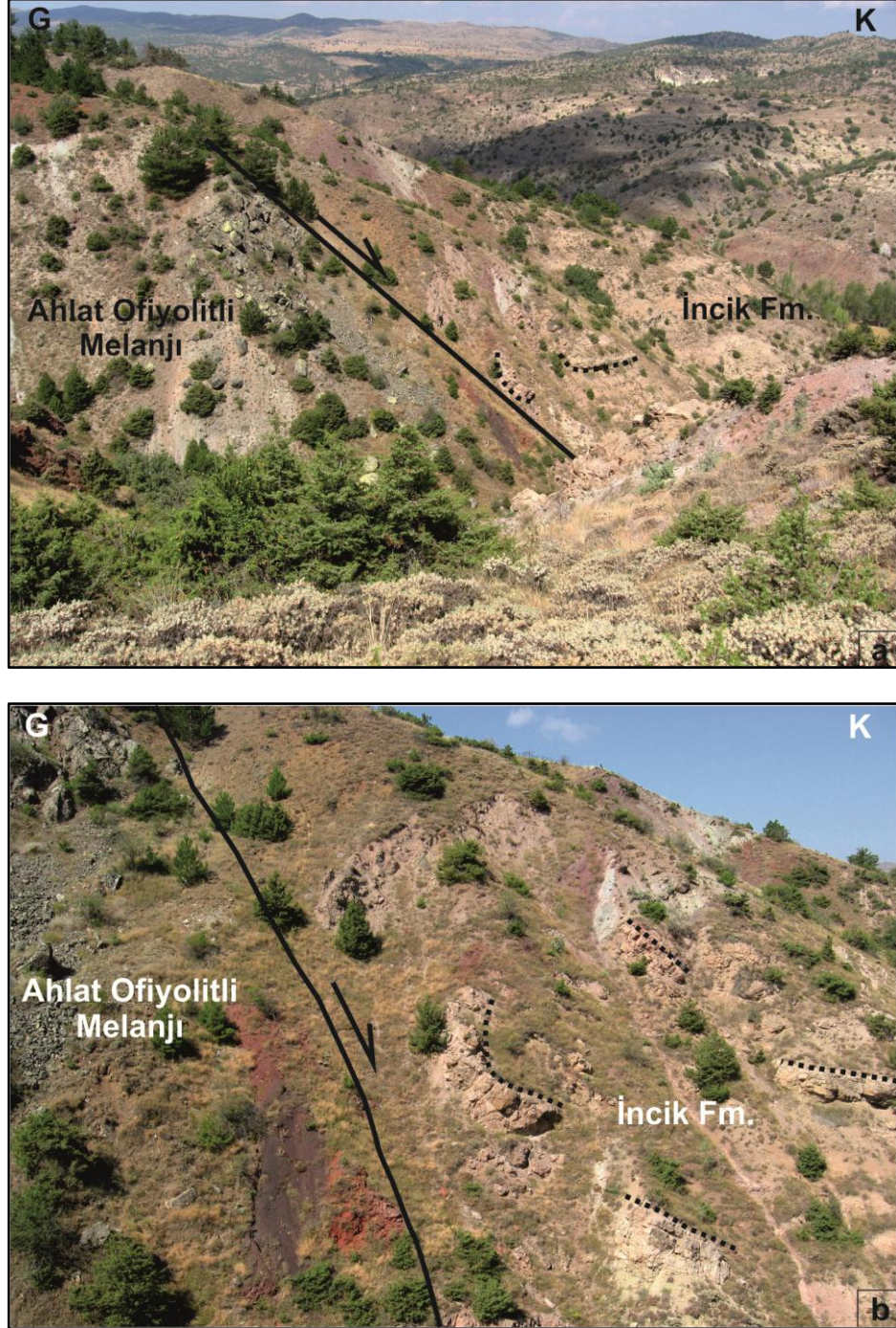
Şekil 2.57 Kıyısın Köyü GB'sında İncik formasyonu içerisindeki fay düzlemi (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Kıyısın Köyü güneyinde Ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki normal fay KD doğrultulu olup GD blok düşmüştür (Şekil 2.58).



Şekil 2.58 Kıyısın Köyü güneyinde ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki normal faylı dokanak (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Kıyısın Köyü GD'sunda da Ofiyolit ile İncik formasyonu arasındaki dokanak yine normal faylıdır (Şekil 2.59). K60°D doğrultulu fay, KB'ya eğimlidir ve KB blok düşmüştür. Yine bu alanda da İncik formasyonundaki çekme kıvrımları çok belirgindir.



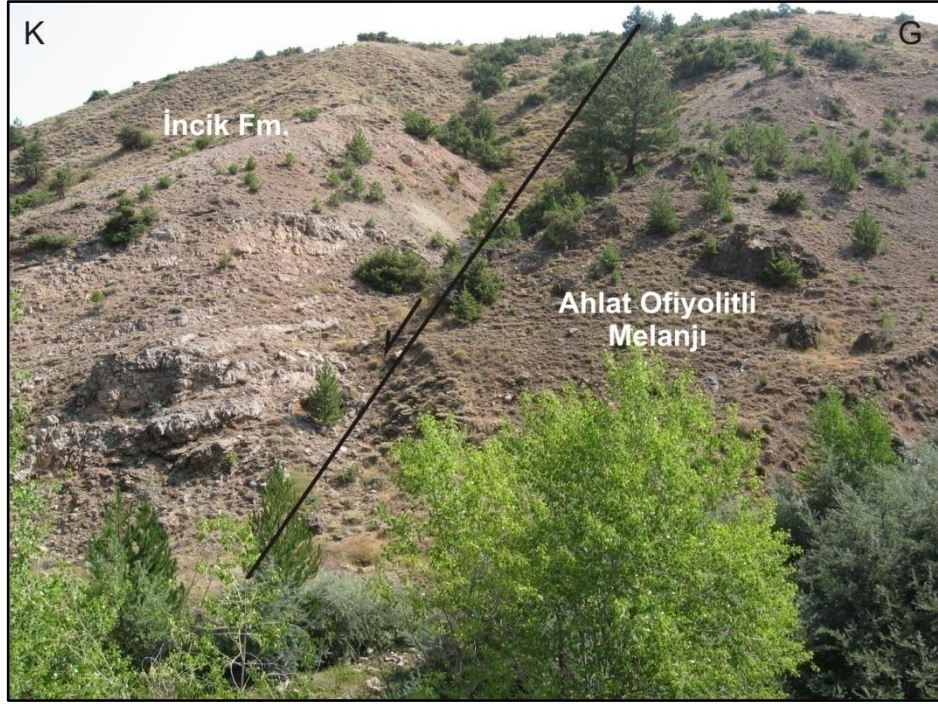
Şekil 2.59.a. Kıyısın Köyü ile Sezgin Mahallesi arasında yer alan normal fay ve çekme kıvrımları, b. Yakından görünümü (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Kıyısın Köyü doğusunda, Mamak formasyonunun tüfleri içerisinde, KD-GB doğrultulu çok sayıda normal fay yer almaktadır (Şekil 2.60).



Şekil 2.60 Mamak formasyonu içerisindeki normal faylar (Konum için şekil 2.54'e bakınız)

Sezgin Mahallesi batısındaki faylı kesimlerde çok fazla deformasyon gözlenmektedir. Ofiyolitlerde ağsı doku gelişmiş, makaslamaya uğramıştır ve sarımsı, kahve renkli lisvenit benzeri oluşumlar bulunmaktadır. Ofiyolit içinde ikincil kuvars oluşumlarına da rastlanılmaktadır. İncik formasyonuna ait tabakalar 35° ve yer yer daha yüksek eğimli olup, bütün dokanak boyunca ezilmiş bir zon bulunmaktadır. Şekil 61'de görüldüğü üzere Ofiyolit-İncik formasyonu dokanağında İncik formasyonuna ait tabakalar kesilmektedir.



Şekil 2.61 Sezgin Mahallesi batısında yer alan normal fay (Konum için şekil 2.54’e bakınız)

Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarını batı ve kuzeybatıdan sınırlandıran normal faylar Sezgin Mahallesi yakınlarına kadar genellikle tek bir hat olarak uzanmaktadır. Sezgin Mahallesi ile Kuşçayırı Köyü arasında ise birbirine paralel birkaç kol halinde KD’ya doğru uzanan normal faylar Devrez Çayı’na ulaşmakta ve Devrez Fayı ile birleşmektedir. Yuvasaray Köyü kuzeyinden itibaren çoğunlukla Devrez vadisini takip ederek KD’ya doğru uzanan bu faylar Tosya havzasının GB kenarına ulaşmaktadır (Şekil 3.9, 3.33).

2.6 Çankırı Havzası İçin Sonuçlar

Bu çalışmada Eldivan-Elmadağ Kısıtlanmış Tektonik Kaması (EKTk) olarak adlandırılan neotektonik yapının Çankırı kuzeyindeki özellikleri araştırılmıştır.

Çankırı güneyinde K-G yönünde devam eden EKTk, Çankırı kuzeyinde doğrultu değiştirerek KD-GB ve daha doğuda DKD-BGB yönelimi kazanarak Kuzey Anadolu Fayı'na paralel hale gelmektedir.

İnceleme alanında EKTk'nın bindirmeli doğu ve güneydoğu kenarı Çankırı kuzeyinde görülebilir. Bu alanda ofiyolitik kenet zonu kayalarının, geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Değim formasyonuna bindirdiği çok net olarak görülmektedir. Bindirme zonu içerisinde yer alan fay düzlemlerini, breş zonlarını, alterasyonları ve bindirme önünde gelişen büyük kıvrımları görmek mümkündür. EKTk'nın KD'ya doğru döndüğü alanda, aynı sistemde gelişmiş, bir kenarı normal faylı, diğer kenarı bindirmeli küçük kama yapıları da yer almaktadır.

İnceleme alanında EKTk'nın batı ve kuzeybatı sınırının ise normal faylı olduğunu gösteren çok sayıda veri elde edilmiştir.

Çankırı kuzeyinde EKTk'nın batı kenarını oluşturan Korgun Fayı'nın açık şekilde gözlenen fay düzlemlerinden normal fay karakterinde olduğu saptanmıştır. Korgun güneydoğusunda Neo-Tetis Kenet Zonu kayaları ile Değim formasyonu arasında bulunan fay düzlemlerindeki ondülasyon eksenleri ve kayma çizikleri, bu fayların doğrultu atımlı olmadığını, aksine normal fay olduklarını göstermektedir.

Tektonik kamanın KD'ya doğru döndüğü bölgede normal faylar da dönmekte ve kamanın KB sınırını oluşturmaktadır. Çekme kıvrımlarına göre normal fay olduğu çok kesin olarak söylenebilen bu faylar çoğunlukla KD doğrultulu ve KB'ya eğimlidir.

EKTK'nın batı ve kuzeybatı kenarını sınırlandıran normal faylar KD'ya doğru uzanarak Devrez Çayı'nı takip etmekte ve Tosya havzasının GB'sına ulaşmaktadır. Tosya havzasının güneyini sınırlandıran Devrez Fayı, aynı zamanda EKTK'nın BKB sınırını oluşturmaktadır. Devrez Fayı ile ilgili daha ayrıntılı bilgi bölüm 3.5.2'de verilecektir.

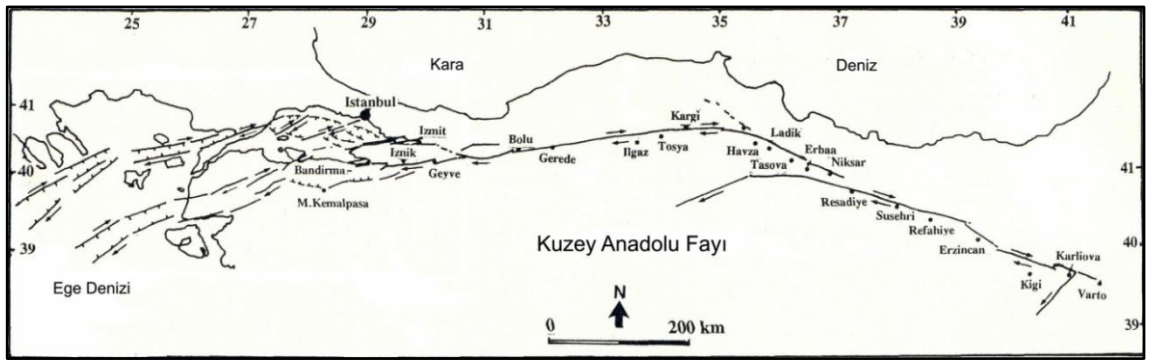
Sonuç olarak tez çalışmasında elde edilen veriler EKTK'nın, doğu ve güneydoğu sınırında geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Değim formasyonuna bindirdiğini ve aynı zamanda bu formasyonun çökelimini denetlediğini göstermektedir (Şekil 2.32-2.33, 2.38. EKTK'nın batı ve kuzeybatı sınırı ise Korgun güneyi ve doğusunda yine Değim formasyonu ile normal faylıdır. Korgun doğusunda Değim formasyonundaki çökelme ile eş yaşlı normal faylar, çökelimin bu alanda (EKTK'nın batısında) ise normal faylanma kontrolünde gerçekleştiğini göstermektedir. Her iki fay sisteminin Değim formasyonunun çökelimini denetlediği görülmektedir.

Bu veriler ışığında EKTK'nın normal faylı B-KB kenarı ile bindirmeli D-GD kenarının eşzamanlı olarak geliştiği söylenebilir.

3. KUZEY ANADOLU FAYI VE ORTA KESİMİNDE YER ALAN HAVZALAR

3.1 Kuzey Anadolu Fayı

Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Anadolu levhasını kuzeyden sınırlandıran, doğuda Karlıova ile batıda Saros Körfezi arasında uzanan, yaklaşık 1500 km uzunluğunda aktif sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Ketin 1948, McKenzie 1972, Şengör 1979, Barka 1992, Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Kuzey Anadolu fay zone (Barka 1992)

Ernst Nowack tarafından 1928’de yayımlanan araştırma raporlarında Kuzey Anadolu’da dağ silsilesini batıdan doğuya kesen devasa bir hat olduğu ve bu hat üzerinde sıcak su kaynaklarının da bulunduğu belirtilmiştir. İki ayrı silsilenin kenarına karşılık geldiği düşünülen bu çizgiye “Paflagonya Nedbesi” adı verilmiştir. Salomon-Calvi (1937) tarafından ise “Tonale Hattı” olarak isimlendirilen bu yapı kuzey kıtaları ile Gondwana kıtaları arasındaki çarpışma kuşağı olarak yorumlanmış ve hala aktif olduğu vurgulanmıştır.

Ketin (1948) tarafından ise Kuzey Anadolu Fayı, ilk kez sağ yanal doğrultu atımlı aktif bir fay olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada KAF boyunca Anadolu bloğunun batıya kaçtığı ve bu kaçışı sağlayacak sol yanal bir fayın daha olması gerektiği belirtilmiştir.

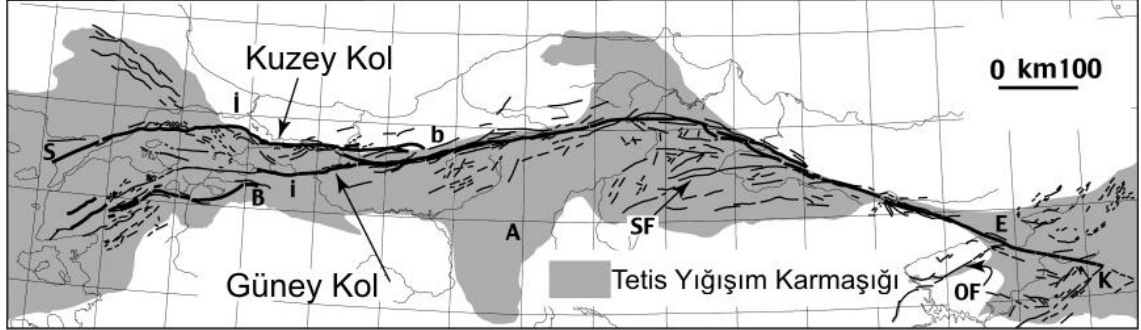
Batıya doğru hareket eden Anadolu bloğunun kuzey sınırını oluşturan KAF, Doğu Anadolu'daki sıkışmalı rejim ile Ege'deki genişlemeli rejimi birbirine bağlar (McKenzie 1972, Şengör 1979).

Birkaç yüz metre ile 40 km genişliğindeki bir zon içerisinde gelişen KAF, Karadeniz'in yaklaşık 100 km güneyinde yer alır ve kıyıya paralel bir yay şeklinde uzanır. Karlıova-Vezirköprü arasında KB doğrultusunda ilerleyen fay, Kargı civarında D-B, Tosya-Bolu arasında ise GB doğrultusunda devam eder ve Tosya-Kargı dolaylarında kuzeye doğru dışbükey bir yay oluşturur. Doğuda Karlıova üçlü eklemi ile batıda Mudurnu Vadisi arasında genellikle tek kol halinde ilerleyen KAF, Mudurnu Vadisi'nden sonra 3 kola ayrılmaktadır. Kuzey kol İzmit Körfezi, Marmara Denizi ve Saros Körfezi'nden Ege Denizi'ne doğru devam eder. KAF'ın batıdaki en aktif bölümünü oluşturan kuzey kol üzerindeki kayma hızının orta ve güney kola oranla daha fazla olduğu jeodezik çalışmalarla da saptanmıştır (Meade vd. 2002). Ortadaki kol Geyve, İzmit Gölü, Gemlik, Marmara Denizi'nin güney kıyıları ve Biga yarımadasından geçerek Ege Denizi'ne uzanır. Güneydeki kol ise Yenişehir, Bursa, Manyas, Yenice, Gönen ve Edremit'ten Ege Denizi'ne doğru ilerler (Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Barka 1992).

Şengör vd. (2005) tarafından Paleozoik-erken Tersiyer yaş aralığındaki Kuzey Anadolu Tetis yığılma karmaşığı içerisindeki tüm deformasyon zonu Kuzey Anadolu Kerojeni (KAK) olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.2). Tetis yığılma karmaşığı içerisinde yer alan makaslama zonu ise Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ) olarak isimlendirilmiş ve KAF'ın büyük oranda bu zayıflık zonlarını kullandığı belirtilmiştir. Yazarlar KAF'ın KAMZ'nin baskın bir üyesi olduğunu ve KAF ile KAMZ'nin birlikte KAK'ı oluşturduğunu belirtmektedirler.

Yazarlara göre, KAMZ doğudan batıya doğru genişlemektedir (Tokat civarındaki lokal genişleme ihmal edilirse). Erzincan civarında yaklaşık 10 km'lik dar bir zon oluşturan KAMZ, Marmara bölgesinde maksimum genişliğe ulaşır. Batıya doğru genişlediği belirtilen KAMZ'nin orta-geç Miyosen'de olduğu saptanmıştır. Yaklaşık 11 My önce Erzincan civarında oluşmaya başlayan KAMZ'nin 11 cm/yıl'lık bir kayma hızıyla batıya doğru genişleyerek ilerlediği görüşündedirler. KAF'ın ise doğuda yaklaşık 13-11

My önce oluşarak batıya doğru ilerlediğini ve Marmara bölgesine 200 bin yıl önce ulaştığını belirtmektedirler (Şengör vd. 2005).



Şekil 3.2 Kuzey Anadolu Kerojeni (Şengör vd. 2005)

Kalın çizgiler kerojenin Kuzey Anadolu Fayı (KAF) olarak bilinen en aktif parçasını göstermektedir. Kerojenin tamamı Tetis yığılma karmaşığı olarak gösterilen alanda yer almaktadır. SF: Sungurlu Fayı, OF: Ovacık Fayı

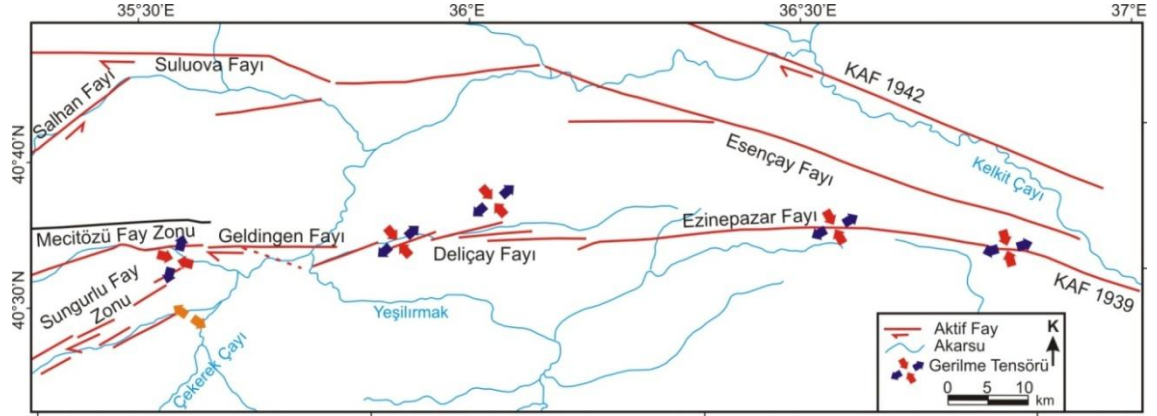
3.2 Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu

Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ) KAF'nin orta kesiminde balık kılçığı yapısı oluşturan önemli yan kollardan birisidir. Bu fayın doğu kesimi 1939 Erzincan depreminde kırılmıştır (Ketin 1948, 1957, Ambraseys 1970, Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Tatar vd. 1995). Niksar havzasının GB'sında KAF'dan ayrılan bu fay, GB'ya doğru uzanmakta ve Kırıkkale yakınlarında sonlanmaktadır (Şekil 1.1).

GPS ölçümlerine göre (Reilinger vd. 2006) fay üzerinde 1,35 mm/yıl'lık sağ yanal kayma hızı hesaplanmıştır ve güncel aktivitesi olan neotektonik bir yapı olduğu belirtilmektedir (Seyitoğlu vd. 2009).

Erturaç (2009) kuzeyde KAF, güneyde ise KEFZ (Ezinepazarı-Sungurlu Fayı) arasında kalan bölgeyi Amasya Makaslama Zonu olarak isimlendirmiş ve bölgenin neotektonik evrimini incelemiştir. Erturaç ve Tüysüz (2012) ise fayı geometrik ve kinematik özelliklerine göre 5 segmente ayırmışlar (Şekil 3.3) ve en doğudaki segment üzerinde yer alan havzalardaki genç çökellere dayanarak fayın oluşumunun orta Pleyistosen'de (0,7-1 My) başladığını belirtmişlerdir. En batıdaki iki segmentin ise geç Miyosen-erken

Pliyosen aralığındaki çökelimi kontrol ettiğini ve bu segmentlerin orta Pleyistosen'den sonra yeniden hareketlendiğini ileri sürmüşlerdir.



Şekil 3.3 Ezinepazar-Sungurlu Fayı'nın (KEFZ) segmentleri (Erturaç 2009, Erturaç ve Tüysüz 2012)

Koçbulut (2003), KEFZ'nin tektonik ve kinematik özelliklerini incelemiş ve bölgedeki fayların çoğunlukla sağ yanal doğrultu atımlı faylar olduğunu, az miktarda da normal bileşenlerinin bulunduğunu saptamıştır. Kinematik verilere dayanarak bölgede KB-GD yönlü bir sıkışmanın var olduğu ifade edilmiştir.

Gökten vd. (2013) KEFZ'nin, GB kesimini araştırmışlar ve Delice-Samanlı arasındaki alanda fayın kinematik karakterinin değişkenlik gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu alanın kuzeydoğusunda fayın sağ yanal doğrultu atımlı olduğu, doğu-batı gidişli orta kesimde ise fayın ters fay/bindirme özelliği gösterdiği ifade edilmiştir. Fayın GB kesiminin ise sol yanal doğrultu atımlı ve lokal olarak normal fay karakterinde olduğu belirtilmiştir.

3.3 KAF'ın Orta Bölümündeki Havzalarda Yapılan Çalışmalar

KAF ve ana kolları boyunca çok sayıda havza ve çöküntü alanları yer almaktadır. Erzincan, Reşadiye, Niksar, Suluova, Taşova-Erbaa, Havza, Tosya, Çerkeş-Kurşunlu-İlgaz, Pamukova, İznik Gölü, Gemlik Körfezi, İzmit Körfezi, Marmara Denizi ve Gelibolu havzaları bunlardan bazılarıdır. Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökeller içeren bu

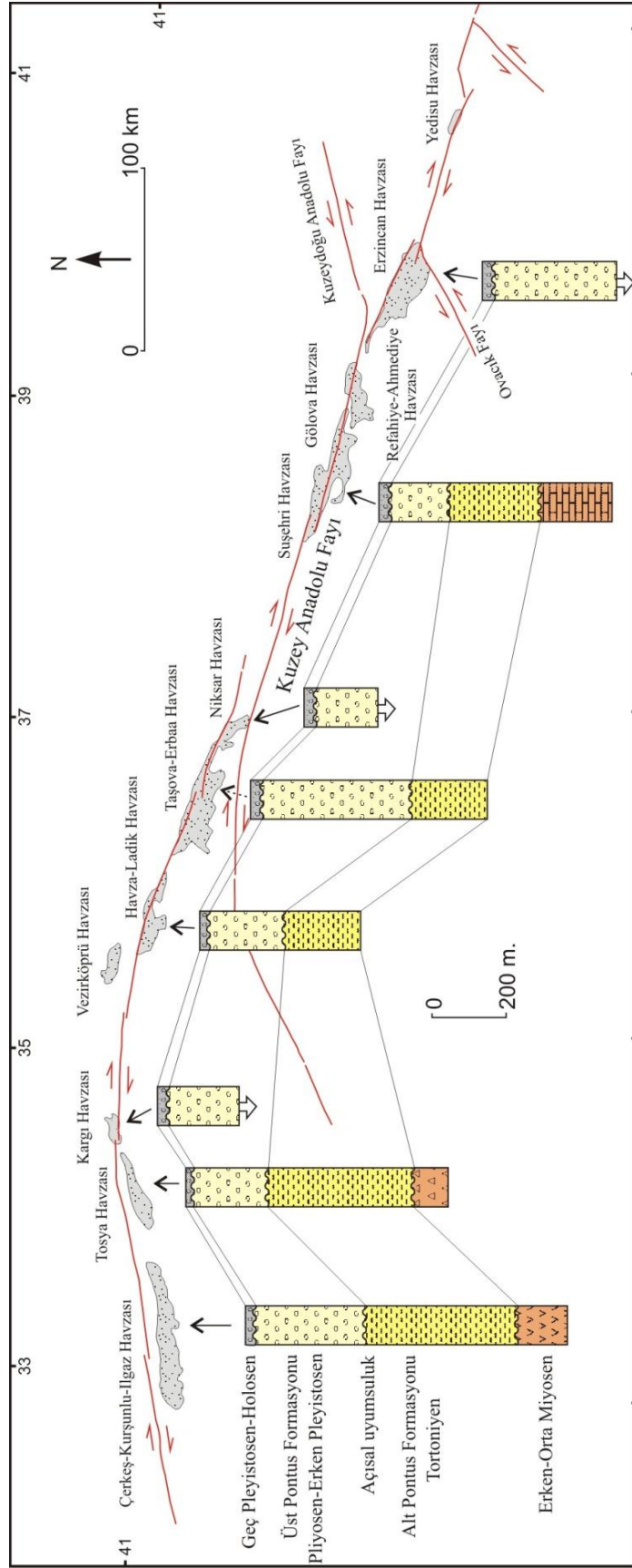
havzalar KAF'ın yaşı ve gelişimi hakkında değerli bilgiler içerdikleri için oldukça önemlidirler (Bozkurt 2001, Şengör vd. 2005).

Barka (1984) Kuzey Anadolu'da neotektonik dönemin başlangıcı ve KAF hakkındaki en doğru bilgilerin, KAF üzerinde veya yakınında yer alan Neojen-Kuvaterner havzalarından elde edilebileceğini belirtmiştir (Şekil 3.4). Yazar, eski ve yeni tektonik rejimleri yansıtan bu havzaların stratigrafilerinin önemini vurgulamıştır.

Barka (1984) tarafından KAF'ın kuzeye doğru yaptığı yay boyunca fay zonu üzerinde veya yakınında yer alan beş Neojen-Kuvaterner havzasının stratigrafisi ve tektoniği çalışılmış, havzaların kökeni, tektonik gelişimleri ve KAF ile olan ilişkileri tartışılmıştır.

Söz konusu olan çalışmada incelenen havzalar Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz havzası, Tosya havzası, Kargı havzası, Havza-Ladik havzası ve Taşova-Erbaa havzası olup, bu havzalardaki korele edilebilir tek birim Pontus Grubu çökelleridir (Alt Pontus ve Üst Pontus formasyonları ile ilgili ayrıntılı bilgi bölüm 3.4.1'de sunulmuştur). Pontus formasyonu ilk kez Irrlitz (1971, 1972) tarafından kullanılmış olup, havzalar içindeki geç Pliyosen'den eski çökelleri kapsamaktadır. Irrlitz (1971, 1972) Pontus formasyonunu alt ve üst seri olarak ikiye ayırmış fakat Barka (1984) Alt Pontus ve Üst Pontus formasyonları şeklinde iki ayrı formasyon olarak kabul etmiştir. Barka'ya (1984) göre Alt Pontus formasyonu daha çok gölsel ve flüviyal fasiyesten oluşurken, Üst Pontus formasyonu büyük çoğunlukla flüviyal fasiyesten oluşmaktadır ve iki formasyon arasında açısız uyumsuzluk vardır. Ayrıca Alt Pontus formasyonunun yaşı Tortoniyen olarak kabul edilirken, Üst Pontus formasyonunun yaşı, ostrakod ve polen analizlerine dayanarak Pliyosen-erken Pleyistosen olarak kabul edilmiştir (Şekil 3.4).

Barka (1984) tarafından havzalardaki stratigrafik ve yapısal veriler değerlendirilerek elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenmiştir; a) Kargı havzası dışında havzaların kökeni KAF'a bağlı gelişen pull-apart havza değildir, daha çok Neo-Tetis paleotektonik dönemde yaklaşık K-G sıkışma ile oluşmuş dağarası havzalar olarak gelişmişlerdir, b) Neo-Tetis paleotektonik dönemi Tortoniyen sonlarına kadar devam etmiş ve Tortoniyen sonlarına doğru KAF'ın geniş bir sağ yanal makaslama zonu olarak gelişmeye başladığı



Şekil 3.4 Kuzey Anadolu Fay zonunda yer alan Neojen-Kuvaterner havzalarındaki sedimanter istiflerin stratigrafik korelasyonu (Barka'dan (1984, 1992) düzenlenmiştir)

belirtilmektedir. Havzanın güney kenarındaki olası ters faylar ise Çerkeş'te Ulusu Fayı, Kurşunlu-Ilgaz arasında Devrez Fayı olarak adlandırılmış olup, bazı morfolojik verilere göre bu fayların sağ yanal bileşenlerinin de olduğu öne sürülmektedir.

Fakat söz konusu çalışmada, havzanın güneyini sınırlandırdığı belirtilen bu olası ters faylarla ilgili hiçbir veri sunulmamıştır.

Özaksoy (2000) tarafından Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz havzasının oluşumu ve tektonik evrimi incelenmiştir. Buna göre havzanın batı kesiminin kuzeyini sınırlandıran ve Çerkeş Fay Takımı olarak isimlendirilen fayların, Barka (1984) ve Koçyiğit'te (1990) belirtildiği gibi bindirme fayı olmadığı, aksine belirgin normal eğim atım bileşenine sahip sağ yanal doğrultu atımlı faylar oldukları belirtilmiştir. Benzer şekilde havzanın güneyini sınırlandıran Ulusu Fayı'nın da Barka'da (1984) belirtildiği gibi ters fay olmadığı, eğim atım bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı olduğu belirtilmektedir. Alt Pontus formasyonu içindeki kıvrım ve tansiyon çatlaklarının K-G yönlü bir sıkışma sonucunda gelişmiş olabileceği ifade edilmektedir. Üst Pontus formasyonunda ise daha çok normal ve büyüme faylarının egemen olduğu ve Üst Pontus formasyonunun KKD-GGB doğrultulu bir çekme rejiminin etkisi altında kaldığı belirtilmektedir. Ancak yazar, Alt Pontus formasyonunda detaylı çalışma yapılamadığı için bu aşamaya kadar Barka'nın (1984) çalışmalarının göz önünde tutulduğunu ve söz konusu K-G yönlü sıkışmanın nedeninin gerçekten de iki levha arasındaki kıta içi yaklaşmayla ilgisinin olup olmadığının araştırılması gerektiğini vurgulamaktadır (Özaksoy 2000).

Özaksoy (2000), KAF'ın orta bölümünde günümüzdeki gerilme rejiminin transpresyonel karakterde olduğunu, Bellier vd. (1997) tarafından belirtilen transtansiyonel rejime kanıt olarak gösterilen jeolojik gözlemin KAF'ın ana kolu üzerinde yapıldığını belirtmektedir. KAF zonunda KB-GD doğrultusunda bir sıkışma rejiminin bugün halen etkinliğini sürdürdüğü, Çerkeş ve Ulusu faylarının da K80B doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak oluştukları ve bu iki fay sisteminin birlikte hareketi ile KKD-GGB doğrultulu bir çekme rejimi sonucunda havzanın açıldığı ve Üst Pontus formasyonuna ait birimlerin çökeldiği ileri sürülmektedir. Bu rejime bağlı olarak havzada sedimantasyonla eş yaşlı ve sedimantasyon sonrası normal fayların geliştiği

belirlenmektedir. Ender olarak görülen ters fayların ise, normal fayların hareketi sonucu gelişen yerel sıkışmaya bağlı olarak oluştuğu sonucuna varılmıştır (Özaksoy 2000).

Andrieux vd. (1995)'nin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta kesiminde ve Kastamonu civarında yaptıkları çalışmaya göre ise, bölgede erken Neojen yaşlı kıvrım, bindirme ve düşey doğrultu atımlı faylardan oluşan transpresyonel, iki kuşak yer almaktadır. Bu yapılar Pontus Grubu'nun çökelişi sırasında, Neotektonik periyot süresince aktif olmuşlardır. Bu süreçte ve günümüze kadar tektonik rejim genellikle transpresyoneldir (Andrieux vd. 1995).

Ancak yazarlar, buna ek olarak Tosya havzasının özellikle batısında Alt Pontus serisi içerisinde çökme ile eş yaşlı normal faylar gözlemlendiğinden söz etmektedirler. Bu durum yazarlar tarafından, Ilgaz havzasında (Över vd. 1993) olduğu gibi Tosya havzasının batısında da Alt Pontus çökelişinin, Ege genişlemesinden etkilendiği şeklinde yorumlanmıştır (Andrieux vd. 1995). Söz konusu Ege genişlemesinin ise 11-13 milyon yıl (Angelier vd. 1982, Ridley 1984) önce veya en erken Miyosen'de (Seyitoğlu vd. 1992) başladığı belirtilmektedir (Andrieux vd. 1995).

Över vd. (1997) Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kesiminde geç Senozoyik'deki stres değişimini incelemişlerdir. Öncelikle yazarlar Alt Pontus formasyonu içerisinde alınan örneklerdeki "Ostracod ve Charophyt" fosillerinden elde ettikleri yaklaşık yaşları yorumlayarak Alt Pontus formasyonunun Pliyosen yaşında olması gerektiğini belirtmişlerdir. Bu yaklaşıma göre Üst Pontus formasyonunun yaşını ise Pleyistosen olarak kabul etmişlerdir. Yazarlara göre ilk bölgesel olay, orta KAF'daki sağ yanal bileşenle üretilen ve KB yönlü σ_1 ile karakterize edilen geç Miyosen-erken Pliyosen (?) yaşlı sıkışmalı tektonik rejimdir. Pliyosen'deki genişlemeli dönem ise iki ayrı normal faylanmalı stres rejimi ile karakterize edilmektedir. İlk genişlemeli evre Alt Pontus formasyonunun tabanını etkileyen çökme ile eş yaşlı normal faylanmayla temsil edilmektedir ve olasılıkla erken-orta Pliyosen'de kısa bir dönemde etkin olmuştur. İkinci genişlemeli evrede oluşan normal faylar ise KB yönlü genişlemeyi göstermekte olup Alt Pontus formasyonunu etkilemiştir. Pleyistosen-günümüz aralığında ise KB ve KD yönlü σ_1 ve σ_3 eksenleri ile tanımlanan doğrultu atım rejimi egemendir. Bu son stres

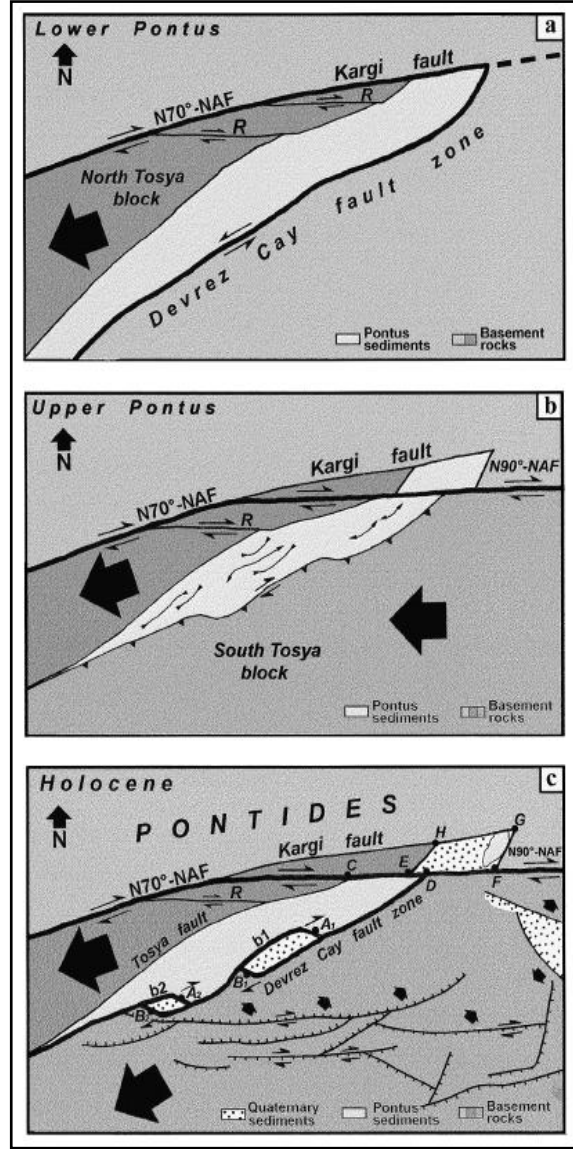
rejimi Pleyistosen’de transpresyondan transtansiyona geçerek değişmiştir (Över vd. 1997).

Alt Pontus çökelimi sırasında KD ve ardından KB yönlü genişlemenin etkin olduğu, KD yönlü genişlemenin bölgedeki sağ yanal doğrultu atım rejimiyle uyumlu olduğu, KB yönlü genişlemenin ise KAF’ın sağ yanal hareketiyle açıklanamayacağı belirtilmektedir. Yazarlar sağ yanal doğrultu atımlı bir sistemle ilişkilendiremedikleri bu normal fayları, KAF’ın Pliyosen’de sol yanal hareket etmesiyle (Hancock ve Barka’ya (1981) dayanarak) açıklamanın daha uygun olacağını düşünmüşlerdir (Över vd. 1997).

KAF’ın orta kesimindeki bükümün doğusunda ve batısında, Pontus sedimantasyonunun sırasıyla geç Miyosen’de (Irrlitz 1972) ve Pliyosen’de başladığı ve bu zaman farkının da KAF’ın aktivitesinin batıya doğru yayılmasıyla ilişkili olduğu belirtilmiştir. Orta KAF’daki stres değişiminin Ege’deki tektonik değişimlerle eş zamanlı olduğu ve stres büyüklüğündeki değişimlerin Ege jeodinamiğine bağlı olduğu vurgulanmaktadır (Över vd. 1997).

Dhont vd. (1998) ise Tosya havzasının oluşum ve gelişimini açıklamak için birkaç farklı bloğun yer değiştirmesiyle ilişkili çok fazlı tektonik model önermektedir (Şekil 3.6).

Buna göre; ilk aşamada erken Tortoniyen’de KAF/Kargı fay sistemi ile Devrez Çayı Fay Zonu (DCFZ) arasında bir havza oluşmuştur. Orta Pleyistosen’deki ikinci aşamada ise K90° doğrultulu Riedel fayı günümüzdeki KAF’ı oluşturmak üzere yeniden aktive olmuştur. Tosya ve Kargı havzaları bu aşamada ayrılmaya başlamışlardır. Holosen’deki üçüncü aşamada ise DCFZ boyunca GB’ya doğru bölgesel yer değiştirme söz konusudur ve bunun sonucunda Tosya havzasının güney sınırı boyunca iki çek-ayır havza oluşmuştur (Dhont vd. 1998).



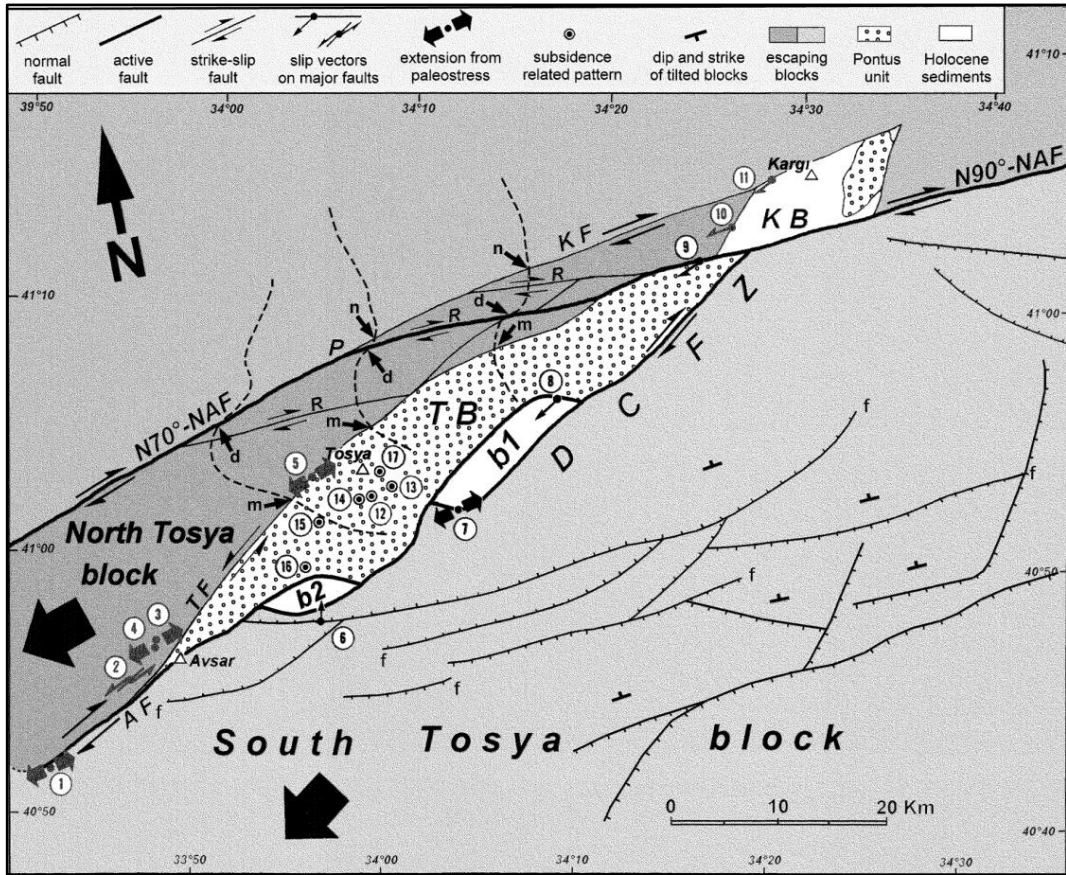
Şekil 3.6 Tosya civarının jeodinamik modeli (Dhont vd. 1998)

a. Alt Pontus (Tortoniyen), b. Üst Pontus (Pliyosen-orta Pleyistosen), c. Holosen

Yazarlar, bölgede belirgin sarplıklar oluşturan Avşar Fayı ile DCFZ'nin aktif olarak nitelendirilebileceğini, Tosya Fayı'nın ise aktif olmadığını çünkü kesilen ana derelerde ötelenme görülmediğini belirtmektedirler (Şekil 3.7). Tosya Fayı'na yakın lokasyonlardaki erken Miyosen yaşlı birimler ile Üst Pontus birimlerinden elde edilen verilere dayanarak geç Pontus zamanında ve/veya sonrasında BGB-DKD yönlü genişlemenin etkin olduğu saptanmıştır. Bu genişleme yönünün ise Tosya Fayı'nın sol yanal hareketi ile açıklanabileceğini düşünmüşlerdir. Benzer şekilde sağ yönlü olarak gösterilen Avşar Fayı (Sol yanal hareket ettiği kabul edilen Tosya Fayı'nın yeniden

aktif olan segmenti olarak düşünülmüştür) üzerindeki bir lokasyonda erken Miyosen birimlerinden de BGB yönlü genişleme saptanmıştır. Yazarlar bunun da Tosya Fayı'nın sol yanal hareketi ile uyumlu olduğu sonucuna varmışlardır (Dhont vd. 1998).

DCFZ'nin güneyinde ise temel kayaları ve erken Miyosen yaşlı kayaların KD-GB ve D-B doğrultulu faylarla kesildiği ve bu fayların normal listrik faylanma geometrisiyle uyumlu olduğu belirtilmektedir (Dhont vd. 1998).



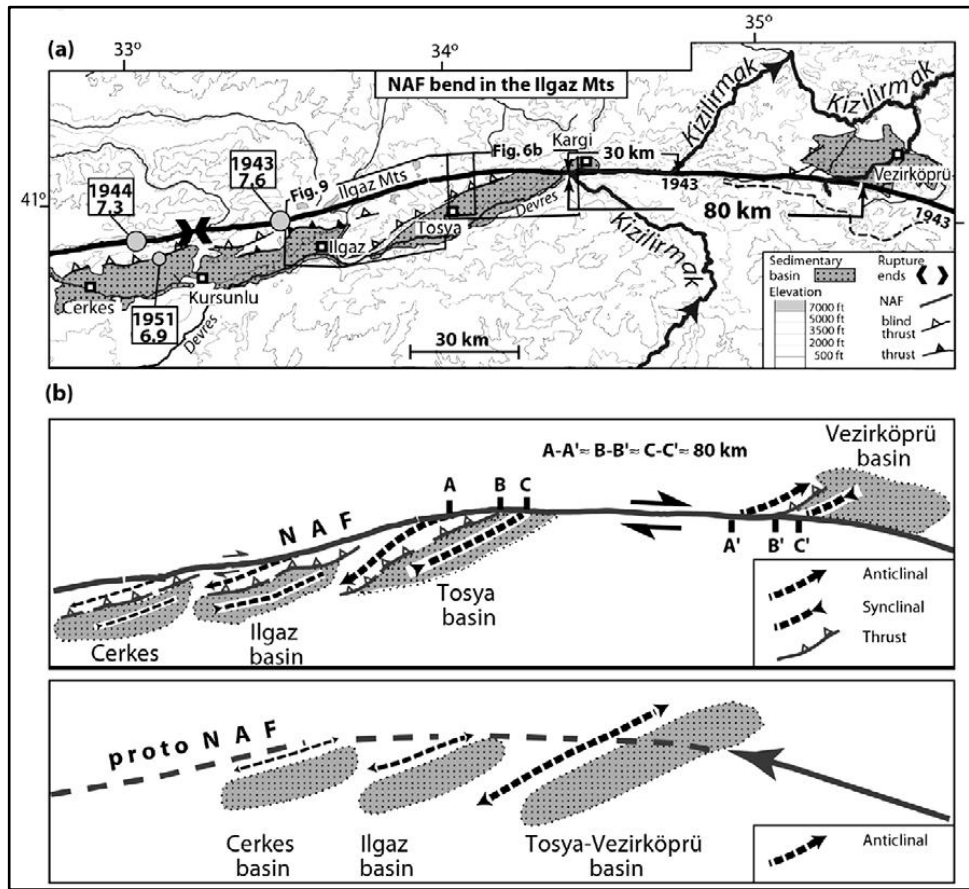
Şekil 3.7 Radar ve uydu görüntüsünün yapısal yorumu (Dhont vd. 1998)

b1 ve b2: Holosen çek-ayır havza, AF: Avşar fayı, DCFZ: Devrez Çayı fay zone, f: Eğimlenmiş blokları sınırlandıran genişlemeli faylar, KB: Kargı havzası, KF: Kargı Fayı, NAF: Kuzey Anadolu Fayı, TB: Tosya havzası, TF: Tosya fayı

Hubert-Ferrari vd. (2002) tarafından Kuzey Anadolu Fayı'nın orta ve doğu kesiminde yapılan çalışmalarda, (morfolojik ve yapısal unsurlara dayanarak) fay boyunca toplam

yer değiştirmenin 80-85 km civarında olduğu düşünülmektedir. Buna göre 13 milyon yıldan bu yana 6,5 mm/yıl'lık bir kayma hızı hesaplanmıştır.

KAF'ın orta kesimindeki üç büyük dağarası havza (Tosya, Ilgaz ve Çerkeş) ile ilişkili kıvrımlanmalar olduğu ileri sürülmektedir (Şekil 3.8). Barka'ya (1984) dayanarak bu havzaların kuzey kenarlarının bindirmeli olduğu ve yaklaşık 30 km uzunluğunda olan bindirme kıvrımlarının ortalama doğrultularının sağ yanal atımlı KAF ile uyumlu olduğu belirtilmektedir.



Şekil 3.8.a.* Çerkeş-Vezirköprü arasında yer alan havzalar ve KAF, b. Havzaların günümüzdeki konumu (üstte) ve KAF'ın hareketinden önceki konumu (altta) (Hubert-Ferrari vd. 2002)

*Havzaların tamamının kuzey-kuzeybatı kenarları bindirmelerle sınırlandırılmıştır.

Tosya havzası ve antiklinalinin KAF ile kesildiği ve fayın kuzeyinde bunların devamı olarak kıyaslanabilecek iki sedimanter havzanın olduğu ifade edilmektedir. Bunlardan

biri Tosya havzası yakınındaki Kargı havzası, daha büyük olan diğeri ise yaklaşık 80 km doğudaki Vezirköprü havzasıdır. Kuvaterner yaşlı sedimanlardan oluşan Kargı havzasının, Tosya havzasının devamı olamayacak kadar genç olduğu, fakat üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı akarsu ve gölsel çökellerin depolandığı Vezirköprü havzasının, Tosya havzasının devamı olabileceği belirtilmiştir (Hubert-Ferrari vd. 2002).

Yazarlar, Tosya ve Vezirköprü havzasının fay tarafından ayrılmadan önce birleşik olduğunu düşünmektedirler. Buna birinci gerekçe olarak, Tosya antiklinalinin devamı gibi kabul edilebilecek olan küçük bir dağ sırasının, Vezirköprü havzasının batı kenarını sınırlandırması gösterilmektedir. İkinci olarak ise, Vezirköprü havzasında günümüzde kuzeye doğru akan nehir sisteminin, alüvyal sedimanların tamamını taşımak için yetersiz kalacağı belirtilmektedir. Buna dayanarak, faylanmadan önce Kızılırmak nehrinin Tosya ve Vezirköprü havzalarından aktığı ve bu sedimanların Kızılırmak nehri tarafından taşındığı ifade edilmektedir (Hubert-Ferrari vd. 2002).

Hubert-Ferrari vd. (2002), Tosya ve Vezirköprü havzalarını parçalanmadan önce tek bir havza olarak kabul ettikleri için, Tosya havzasının kuzey kenarında var olduğunu düşündükleri KD-GB doğrultulu ters fayları, Vezirköprü havzasının KB kenarında da devam ettirmişlerdir. Ancak Vezirköprü havzasının jeolojisi ve neotektoniği Dirik (1994) tarafından detaylı olarak incelenmiştir. Dirik (1994) havzanın kuzeyinin normal bileşene sahip sağ yanal doğrultu atımlı faylarla denetlendiğini belirtmektedir. Ayrıca Vezirköprü havzası ile Merzifon havzası arasında yer alan Tavşandağı'nın halen yükselimine devam etmesi sebebiyle havzada çok hızlı bir aşınmanın olduğundan söz edilmektedir (Dirik 1994).

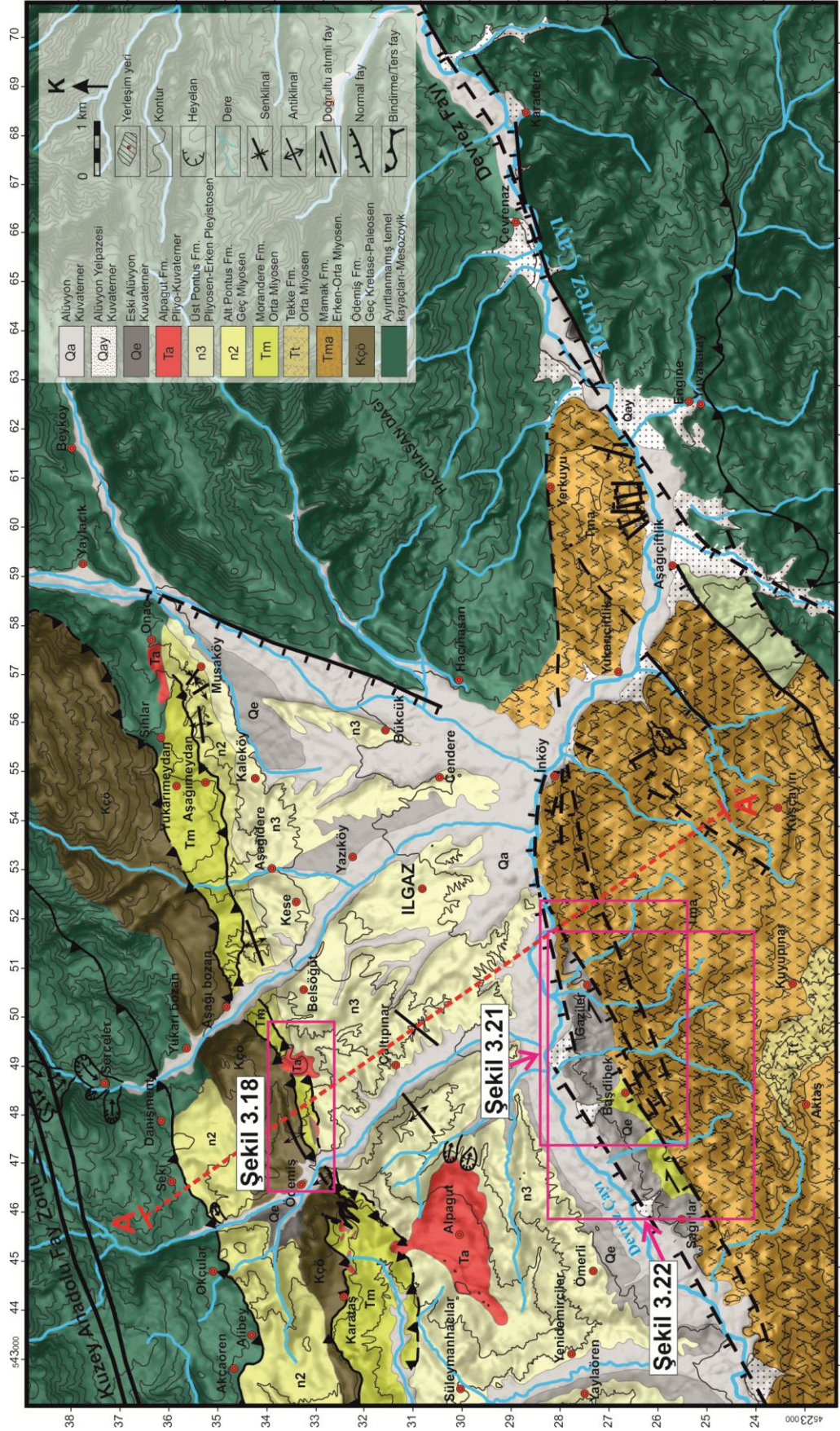
3.4 Ilgaz Havzası

Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz havzası 45-50 km uzunluğunda, 15-20 km genişliğinde, yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan bir havzadır (Şekil 1.2). Kuzey Anadolu Fayı, 2 nolu inceleme alanındaki Okçular ve Seki köylerinin yaklaşık 2,5 km kuzeyinden geçmektedir. Bu çalışma kapsamında havzanın Ilgaz civarında yer alan doğu kesimi incelenmiştir (Şekil 3.9).

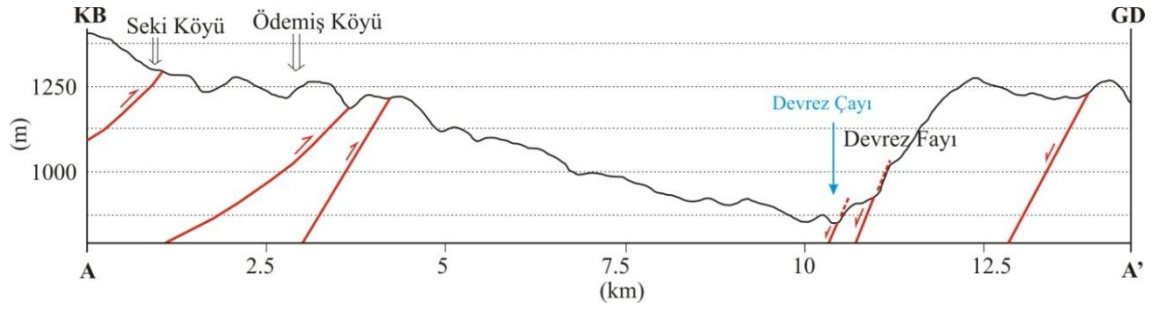
Havza tabanı kuzeyden güneye ve batıdan doğuya doğru alçalmaktadır (Şekil 3.10). Havzanın doğu kenarında yer alan Hacıhasan Dağı, Ilgaz havzası ile Tosya havzasını birbirinden ayırmaktadır.

Havzanın genellikle kuzey kesiminde bulunan yüksek aşınım yüzeyleri 1100-1400 m yükseklikte olup, Devrez çayı tabanından 350-400 m yukarıda yer almaktadır. 1100-1150 m yükseklikte bulunan alçak aşınım yüzeyleri ise Devrez çayı tabanından 200 m kadar yukarıda yer almaktadır (Akkuş 1980).

Ilgaz havzasının güney kesiminde, Devrez çayı güneyindeki fayların aktivitesiyle vadi tabanının alçalmasına bağlı olarak birbirini kesen alüvyon yelpazeleri gelişmiştir (Şekil 3.9). Yine güneydeki fayların hareketine bağlı olarak özellikle Başdibek ve Gaziler köyleri civarında büyük taraçalar oluşmuştur. Bu taraçalar bugünkü Devrez çayı yatağından 40-45 m yukarıda bulunmaktadır.



Şekil 3.9 Ilgaz havzasının jeolojisi haritası



Şekil 3.10 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Ilgaz havzası doğu kesimindeki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.9'a bakınız)

3.4.1 Stratigrafi

Ilgaz ve Tosya havzalarında yer alan birimler genellikle aynı olduğu için bu bölümde tek başlık altında anlatılacaktır. Formasyonlar için önceki çalışmacıların (Irrlitz 1971, 1972, Akyürek vd. 1982, Barka 1984, Yılmaz ve Tüysüz 1984, Hakyemez vd. 1986) kullandıkları isimler kullanılmış olup, bunlar Bekirli formasyonu, Akbayır formasyonu, Hacıhasan formasyonu, Göbene formasyonu, Ödemiş formasyonu, Morandere formasyonu, Alt Pontus formasyonu, Üst Pontus formasyonu ve Alpagut formasyonu olarak sıralanabilir (Şekil 3.11).

3.4.1.1 Bekirli formasyonu (TRJb)

Yılmaz ve Tüysüz (1984) tarafından isimlendirilen formasyon, Tosya havzasının kuzey kesimlerinde yayılım göstermektedir. Bekirli formasyonu inceleme alanlarında şist, gnays, fillit, mermer, kalkışist metakumtaşları ve metadiyabazlardan oluşmaktadır.

Formasyonun yaşı Triyas-Erken Jura olarak belirtilmiştir (Yılmaz ve Tüysüz 1984, Sevin ve Uğuz 2011).

3.4.1.2 Akbayır formasyonu (JKda)

Formasyonun adı Akyürek vd. (1982) tarafından verilmiş olup, inceleme alanı içerisinde Okçular Köyü KB'sında sınırlı bir alanda yayılım göstermektedir.

Akbayır formasyonu; krem, beyaz, açık gri renkli killi kireçtaşlarından ve kırıntılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Alt ve üst dokanakları tektonik olan bu formasyon, Hakyemez vd. (1986) tarafından Yaylacık formasyonunun yanal eşdeğeri olarak değerlendirilmiştir ve elde edilen fosillere göre Geç Jura-Erken Kretase yaşı verilmiştir.

M E S O Z O Y İ K				S E N O Z O Y İ K										ÜST SİSTEM
TRİYAS	JURA	K R E T A S E		Ü S T	T E R S İ Y E R				KUVATERNER	SİSTEM				
		ALT	ÜST		PALEO-SEN	M İ Y O S E N	N E O J E N							
								PALEOSEN						
BEKİRLİ	AKBAYIR	HACHASAN GÖBENE	Ö D E M İ Ş	MAMAK TEKKE		MORAN- DERE	ORTA	ALT PONTUS	ÜST PONTUS	ALPAGUT	ESKİ ALÜV.	ALÜV.	FORM.ASYON	
TRJb	JKda	Kdh	Kdg	Kçö	Tma Tt	Tm	n2	n3	Ta	Qe	Qa	KAYA TÜRÜ		
													AÇIKLAMALAR	
													Çakıl, kum, silt	
													Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı	
													Bazalt, andezit	
													Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı	
													Marn, kilitaşı, kumtaşı, çakıltaşı	
													Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı	
													Andezit, bazalt, tuf	
													Aglomera, tuf, tüfit, andezit, bazalt	
													Kireçtaşı, marn, kumtaşı, volkanit	
													Volkanit, killi kireçtaşı	
													Kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı, volkanit	
													Killi kireçtaşı, kırıntılı kireçtaşı	
													Fillit, şist, gnays, mermer, kalkışist, metadiyabaz	

Şekil 3.11 İnceleme alanı kuzey kesiminin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Hakyemez vd. 1986 ile Sevin ve Uğuz'dan 2011 yararlanılmıştır)

3.4.1.3 Hacıhasan formasyonu (Kdh)

Hakyemez vd. (1986) tarafından isimlendirilen formasyon genellikle kumtaşı ve şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Yer yer killi kireçtaşı ve volkanik ara seviyeleri içermektedir.

Hacıhasan formasyonu, Ilgaz doğusundaki Hacıhasan Köyü ile Tosya kuzeyi arasındaki alanda geniş yayılım göstermektedir. İnceleme alanı içerisinde Akbük, Çifter ve Suluca köyleri kuzeyinde görülebilmektedir.

Formasyonun alt dokanağı tektonik olup, Göbene formasyonu ile yanal geçişlidir. Her iki formasyon da Ödemiş formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenir.

Formasyonun yaşı Hakyemez vd. (1986) tarafından elde edilen fosillere dayanarak Senomaniyen-Turoniyen olarak saptanmıştır.

3.4.1.4 Göbene formasyonu (Kdg)

Hakyemez vd. (1986) tarafından isimlendirilen formasyon, büyük ölçüde volkanitlerden ve az miktarda killi kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Hacıhasan, Göbene ve Akbük köyleri arasında yayılım gösteren formasyon, inceleme alanı içerisinde Yerkuyu Köyü kuzeyinde görülebilir.

Genellikle koyu renkli, altere volkanitlerden ve açık renkli tüflerden oluşan Göbene formasyonu, Hacıhasan formasyonu üzerine geçişli olarak gelmektedir. Hakyemez vd. (1986) tarafından saptanan fosillere dayanarak birime Senomaniyen-Turoniyen yaşı verilmiştir.

3.4.1.5 Ödemiş formasyonu (Kçö)

İnceleme alanı içerisinde Ödemiş ve Karataş köyleri civarında yüzeyleyen formasyon kireçtaşı, marn, kumtaşı ve yer yer volkanitlerden oluşmaktadır. Kireçtaşları ve marnlar bol miktarda makro ve mikrofosil içermektedir.

İnceleme alanında Ödemiş formasyonunun alt ve üst dokanakları tektoniktir. Fakat havzanın farklı kesimlerinde Ödemiş formasyonunun Hacıhasan ve Göbene formasyonları üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilmiş olup, bulunan fosillere dayanarak formasyona Kampaniyen-Paleosen yaşı verilmiştir (Hakyemez vd. 1986).

3.4.1.6 Morandere formasyonu (Tm)

Ödemiş ve Karataş köyleri güneyinde yüzeyleyen formasyonun tip lokalitesi yine bu alanda yer alan Morandere'dir. Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı aralanmasından oluşan birim yer yer kireçtaşı seviyeleri içermektedir. Çakıltaşları; gri, pembemsi gri renkli, kalın tabakalı, iyi boylanmalı ve sıkı tutturulmuştur. Kumtaşları; pembe, gri, yer yer açık kahve renkli, ince-orta tabakalı, iyi boylanmalı ve orta-sıkı derecede tutturulmuştur. Çamurtaşları ise; kırmızı renkli, kalın tabakalı, yer yer masif ve dağılgandır.

Morandere formasyonunun yaşı Hakyemez vd. (1986) tarafından, stratigrafik konumuna dayanarak orta-geç Miyosen olarak kabul edilmiştir.

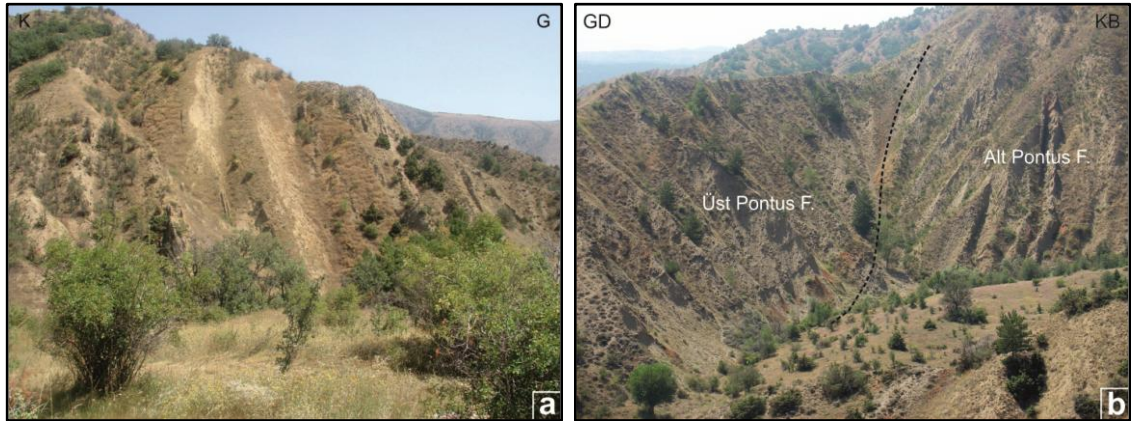
Hakyemez vd. (1986), Morandere formasyonunu Barka'nın (1984) Devrez formasyonu ile deneştirmişlerdir.

3.4.1.7 Alt Pontus formasyonu (n2)

Formasyon genel olarak yeşilimsi gri, yer yer boz renkli marn, kıltaşı, kumtaşı, çakıltaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Ilgaz havzasında Okçular ve Seki köyleri

güneyinde yayılım gösteren Alt Pontus formasyonu bu kesimde çoğunlukla silttaşı, kumtaşı ve çakıltası içermektedir. Tosya havzasında ise alt seviyelerde açık gri, yeşilimsi gri renkli marn, kiltası, silttaşı gibi gölsel birimler egemen olup, üst seviyelere doğru flüvyal birimlere geçilmektedir. Tosya havzasındaki inceleme alanı içerisinde Alt Pontus formasyonu Çifter ve Suluca köyleri güneyinde yayılım göstermektedir.

Ilgaz KD'sundaki Musaköy civarında (Şekil 3.9), Alt Pontus formasyonu oldukça kıvrımlı bir yapı sunmakta olup, tabakalar yer yer 70° kadar eğimlenmişlerdir (Şekil 3.12). Alt Pontus ve Üst Pontus formasyonları arasındaki açısız uyumsuzluğun en belirgin olduğu yer de burasıdır. Ilgaz havzasında, Alt Pontus formasyonu Üst Pontus formasyonundan daha fazla deformasyona uğramıştır. Tosya havzasında ise Alt Pontus formasyonunda kıvrımlı bir yapı gözlenmemektedir ve açısız uyumsuzluk Ilgaz havzasındaki kadar belirgin değildir.



Şekil 3.12.a. Alt Pontus formasyonundaki kıvrımlanma, b. Alt ve Üst Pontus formasyonları arasındaki açısız uyumsuzluk

Alt Pontus formasyonunun Havza, Ladik, Taşova, Erbaa ve Kurşunlu civarında linyit içerdiği belirtilmektedir (Lange vd. 1967, Irrlitz 1971, 1972).

Havzalarda korele edilebilir tek birim olan Pontus formasyonu ilk kez Irrlitz (1971, 1972) tarafından kullanılmış olup, havzalar içindeki geç Pliyosen'den eski çökelleri kapsamaktaydı. Irrlitz (1971, 1972) Pontus formasyonunu alt ve üst seri olarak ikiye ayırmış ancak, Hancock ve Barka (1980, 1981) bu iki birim arasında bir açısız

uyumsuzluk saptamışlar ve Kuzey Anadolu Fayı'nın ana kırığına yaklaştığında bu açılal değerin arttığını belirtmişlerdir (Barka 1984). Irrlitz (1972) Alt Pontus formasyonunun yaşını Pannoniyen olarak belirlemiş (ostrakod, polen, mollüske dayandırılarak) ve erken Pliyosen'e karşılık geldiğini kabul etmiştir. Barka (1984) ise Alt Pontus formasyonunun yaşının Tortoniyen olması gerektiğini iddia etmiştir. Benda (1971), Alt Pontus formasyonunun palinolojik incelemelere göre Kızılhisar sporomorf topluluğunu içerdini belirtmektedir. Bu topluluğun yaş aralığının 11-5 milyon yıl arasında olduğu saptanmıştır (Benda ve Meulenkamp 1979). Bu veriler ışığında Alt Pontus formasyonu Tortoniyen-Messiniyen aralığında çökeltmiştir. Över vd. (1997) ise Alt Pontus formasyonunun Pliyosen yaşında olduğunu belirtmektedir.

3.4.1.8 Üst Pontus formasyonu (n3)

Genellikle flüvyal çökellerin hakim olduğu Üst Pontus formasyonu, inceleme alanında çakıltası, kumtası ve çamurtaşından oluşmaktadır. Çakıltaları genellikle orta tabakalı olup, yer yer kalın tabakalar da görülebilmektedir. Çoğunlukla temele ait birimlerden oluşan çakıllar, köşeli ve yarı köşelidir. Çakıl boyutu birkaç cm'den 20-25 cm'ye kadar değişebilmektedir. Genellikle orta-gevşek derecede tutturulmuşlardır. Ilgaz havzasında Ilgaz, Çaltıpınar Köyü ve Devrez çayı arasındaki alanda yüzeyler. Tosya havzasında ise Çifter ve Suluca köyleri civarında yüzeyler.

Üst Pontus formasyonunun yaşı Irrlitz (1972) tarafından geç Pliyosen-erken Pleyistosen, Barka (1984) tarafından Pliyosen-erken Pleyistosen olarak kabul edilmiştir. Över vd. (1997) tarafından ise formasyonun yaşının Pleyistosen olduğu iddia edilmiştir.

3.4.1.9 Alpagut formasyonu (Ta)

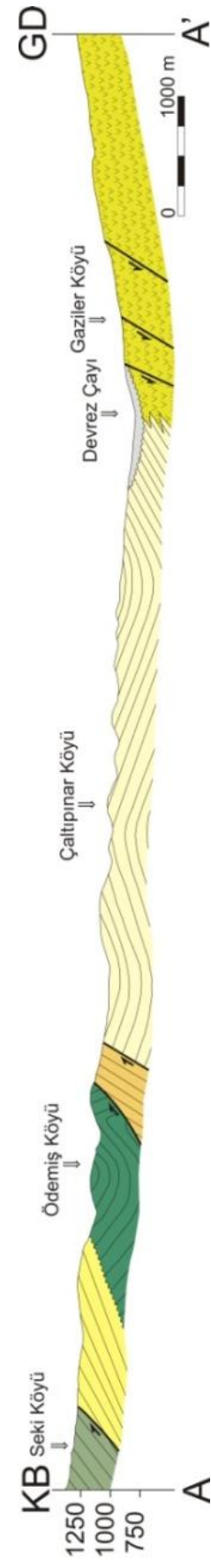
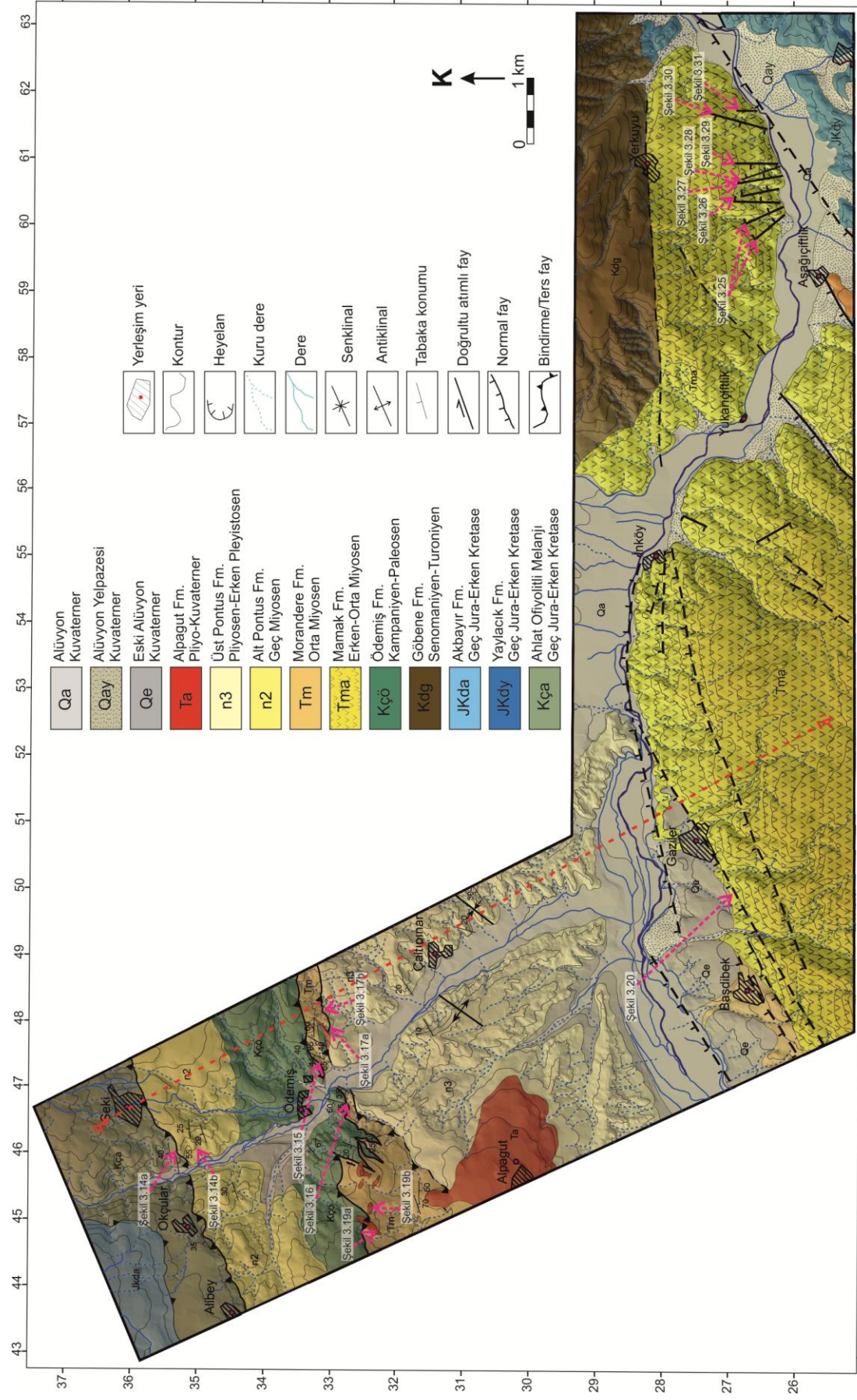
İnceleme alanı içerisinde Ilgaz havzasını orta kesimlerinde, Alpagut ve Ödemiş köyleri civarında görülmektedir. Genellikle koyu gri, siyahımsı renkli bazaltlardan ve yer yer andezitlerden oluşmaktadır. Alpagut formasyonu, Ilgaz havzasında Ödemiş, Alpagut ve Karataş köyleri yakınlarında Morandere ve Üst Pontus formasyonlarını kesmektedir.

Stratigrafik konumuna dayanarak Alpagut formasyonunun Pliyo-Kuvaterner yaşımda olması gerektiği belirtilmektedir (Barka 1984, Hakyemez vd. 1986). Bu volkanizmanın Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketi ile oluşan yersel genişlemeye bağlı olarak geliştiği ileri sürölmüştür (Barka 1984).

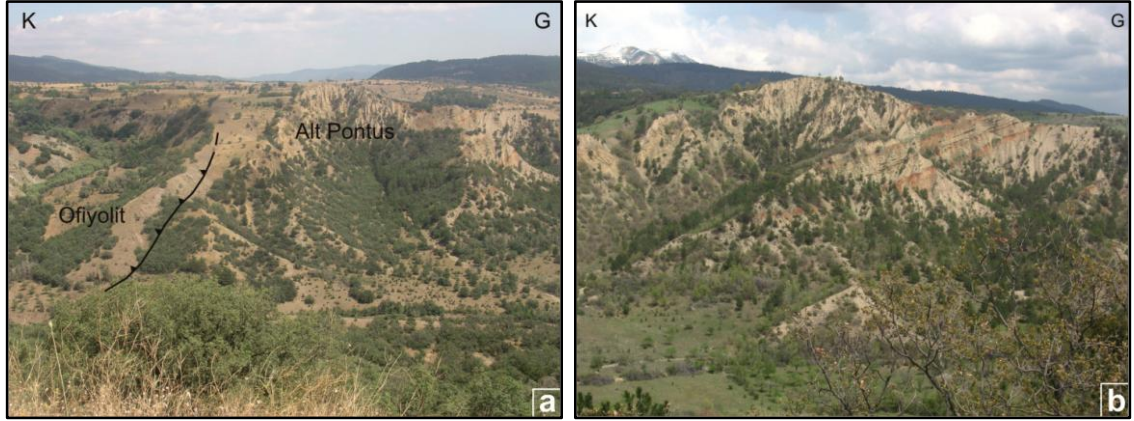
Formasyondan alınan iki kayaç örneğinin petrografik tanımlaması bazalt olarak yapılmıştır.

3.4.2 Ilgaz havzasının tektoniği

Ilgaz yerleşim alanı KB'sında havzanın kuzey kenarı bir ters fayla sınırlandırılmıştır (şekil 3.13). Alibey, Okçular ve Seki köyleri civarında gözlemlenebilen, yaklaşık K60°D doğrultulu bu ters fayın güneyinde Alt Pontus formasyonu, kuzeyinde ise ofiyolitler yer almaktadır. Ofiyolitler ile Alt Pontus formasyonu arasındaki dokanağın oluşturduğu "V"lerin sivri ucu derelerde KKB'ya doğrudur. Alt Pontus formasyonuna ait tabakalar 20°-30° KKB'ya, temele ait birimler ise 35°-40° KB'ya eğimlidir (şekil 3.14).



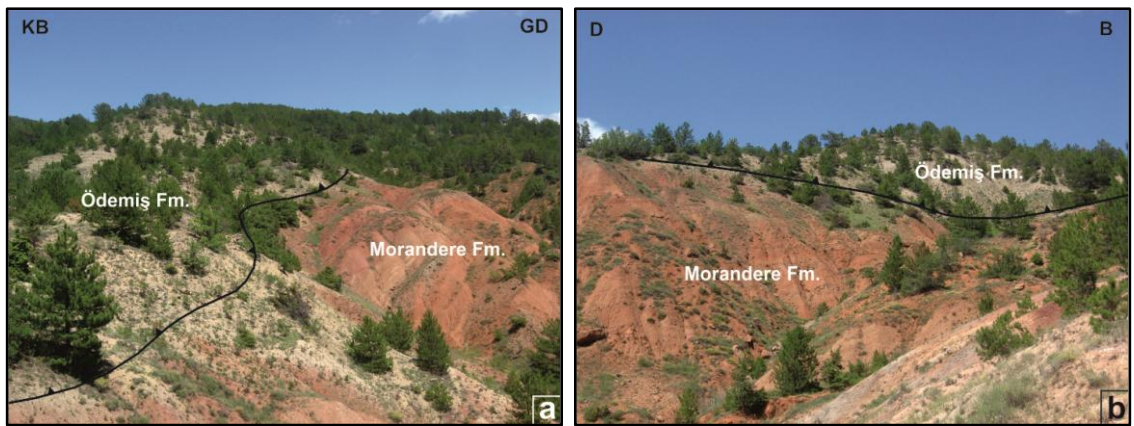
Şekil 3.13 Ilgaz batısı ve güneyinin (2 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)



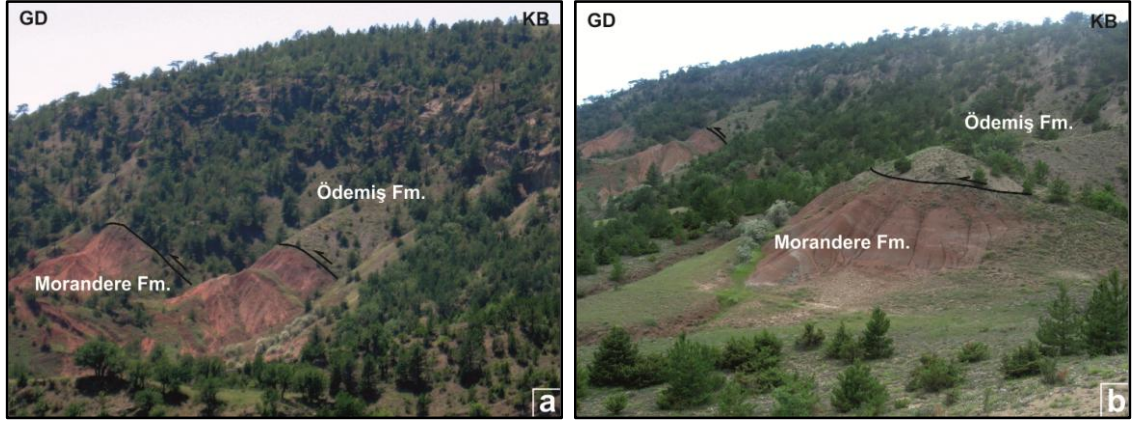
Şekil 3.14.a. Okçular ve Seki köyleri güneyindeki, ofiyolit ile Alt Pontus formasyonu arasındaki ters fay, b. Ofiyolitlere doğru eğimli olan Alt Pontus formasyonuna ait tabakalar (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Yaklaşık 2 km güneye inildiğinde ise Ödemiş Köyü güneyinde, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Ödemiş formasyonunun, orta-geç Miyosen yaşlı Morandere formasyonuna bindirdiği görülmektedir (Şekil 3.13, 3.15-3.16). Bu alanda temele ait birimler 85° 'ye kadar, Morandere formasyonuna ait birimler ise 65° 'ye kadar eğim kazanmışlardır.

Bu bindirme, Alpagut Köyü kuzeyinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltlar tarafından kesilmektedir (Şekil 3.13, 3.18). Yine bu alanda yaklaşık bindirmeye paralel $K60^{\circ}D$ gidişli bir antiklinal yer almaktadır.

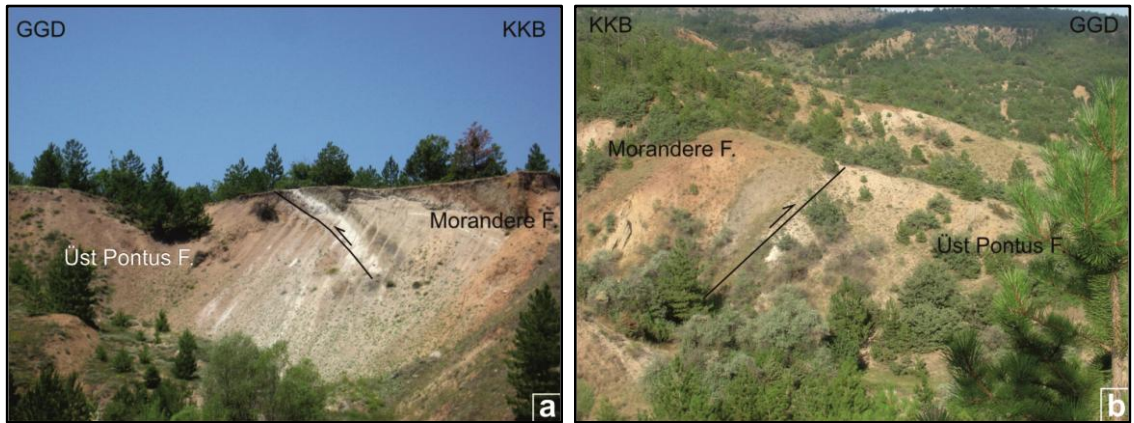


Şekil 3.15 Ödemiş Köyü güneyinde Ödemiş formasyonu ve Morandere formasyonu arasındaki bindirmenin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

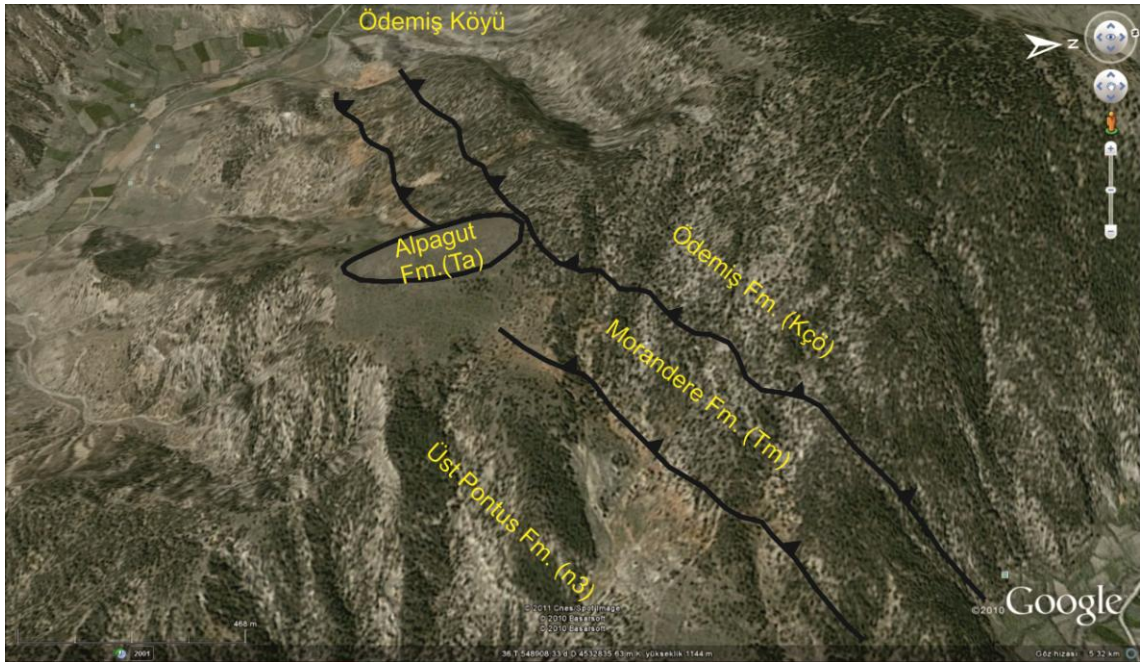


Şekil 3.16 Ödemiş formasyonu ve Morandere formasyonu arasındaki bindirmenin iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Yaklaşık 500 m güneyde ise Morandere formasyonu, Üst Pontus formasyonu üzerine bir ters fayla itilmiştir (Şekil 3.13, 3.17). Girçen çayı doğusunda belirgin olan bu ters fay Girçen çayı batısında da bir miktar takip edilebilmektedir. Daha sonra iki birimin dokanağı Moran deresini takip etmektedir. Alpagut Köyü kuzeyinde, ters fayın geçtiği lokasyonda Morandere formasyonuna ait tabakalar 70° eğim kazanmışlardır. Benzer şekilde bu ters fay da Ödemiş Köyü GD'sunda Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltlar tarafından kesilmektedir (Şekil 3.13, 3.18).



Şekil 3.17 Ödemiş Köyü GD'sunda, Morandere formasyonu ve Üst Pontus formasyonu arasındaki ters fayın iki farklı lokasyondaki görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

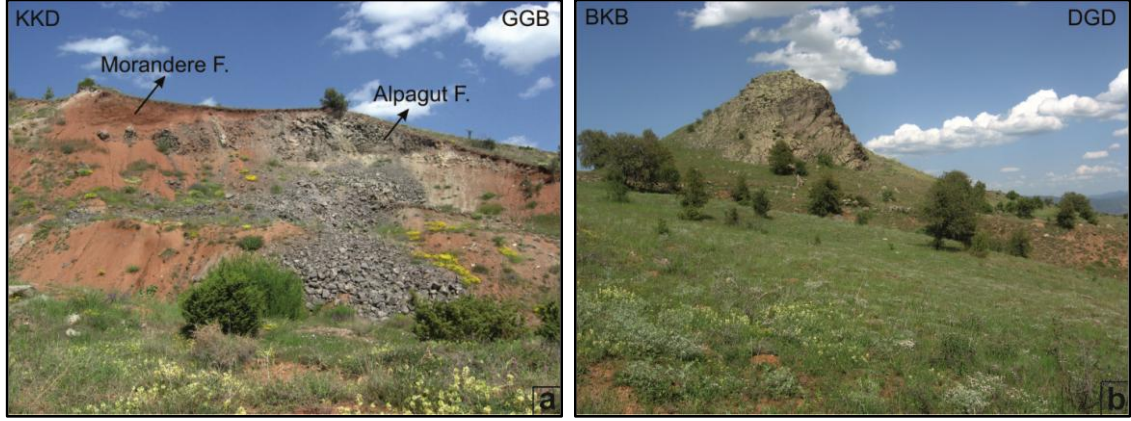


Şekil 3.18 Ödemiş Köyü GD’sundaki birimlerin ilişkilerini, farklı açılardan gösteren Google Earth görüntüleri (Konum için şekil 3.9’a bakınız)

Daha güneyde, Çaltıpınar Köyü yakınlarında ise Üst Pontus formasyonu içerisinde, eksenleri KD-GB yönünde gelişen yayvan kıvrımları görmek mümkündür (Şekil 3.13).

Alpagut Köyü civarında ve kuzeyinde genç volkanikler Morandere formasyonunu ve Üst Pontus formasyonunu kesmektedir. Alpagut Köyü’nün 2,5 km KKB’sındaki

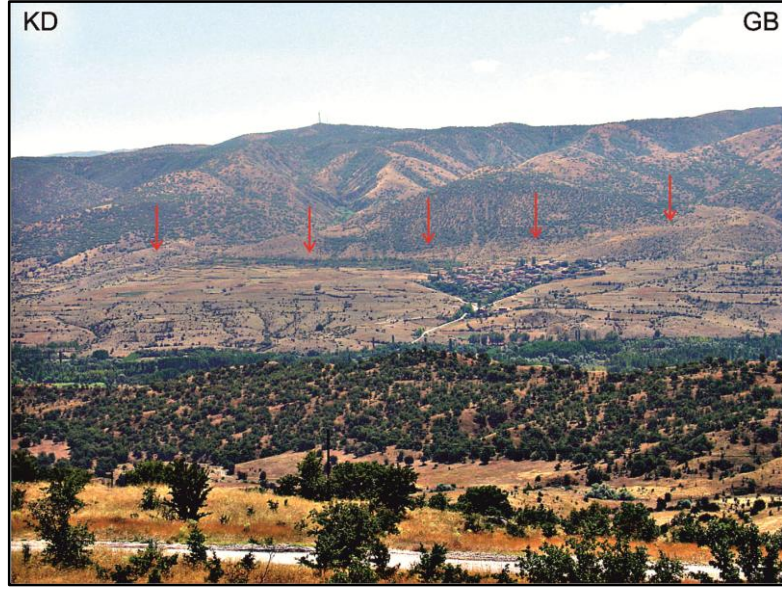
Karataş Köyü’nde genç volkanikler ile Morandere formasyonunun kesme ilişkisi görülebilmektedir (Şekil 3.19).



Şekil 3.19 Alpogut Köyü kuzeyinde Morandere formasyonunu kesen volkanikler (Konum için şekil 3.13’e bakınız)

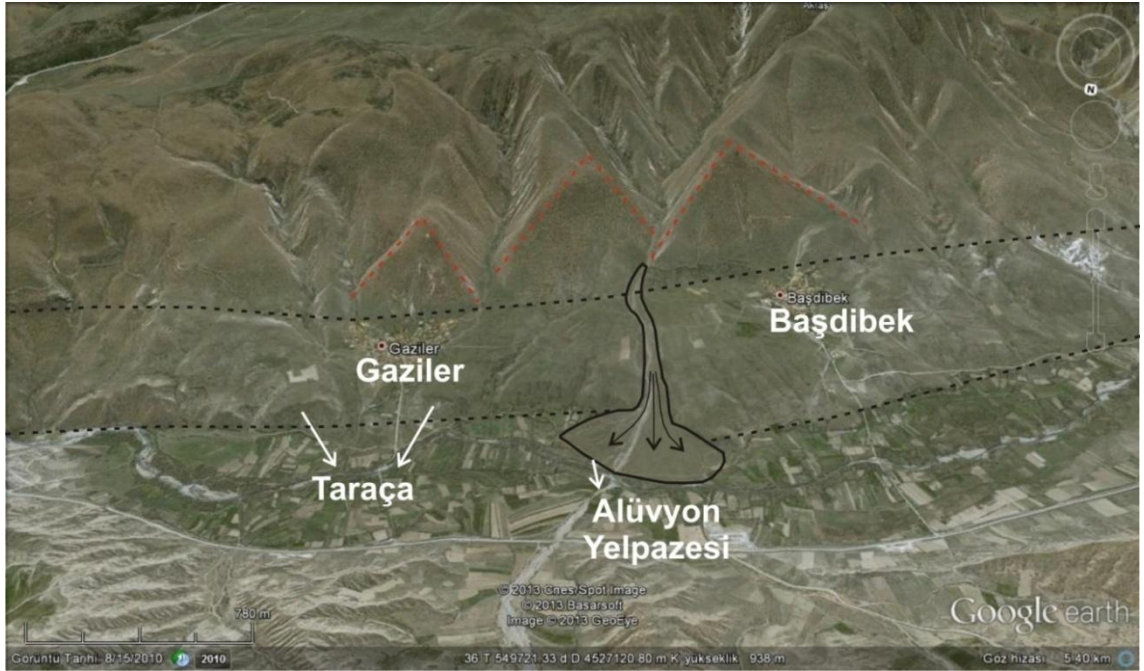
Ilgaz havzasının güneyini ise KD-GB doğrultulu yaklaşık birbirine paralel çok sayıda fay sınırlandırmaktadır (Şekil 3.9-3.10, 3.13). Barka (1984) tarafından bu fayların batıdaki devamı Çerkeş-Kurşunlu civarında “Ulus Fayı”, Ilgaz civarında ise “Devrez Fayı” olarak isimlendirilmiş olup, bunlar ters fay olarak yorumlanmıştır fakat ayrıntılı bilgi verilmemiştir. Özaksoy (2000) ise Çerkeş civarında Ulus Fayı’na ait fay düzlemi mostralarının azlığına dikkat çekmiş ve bulunan küçük bir düzleme dayanarak Ulus Fayı’nın eğim atım bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanında İnköy, Gaziler ve Başdibek köyleri civarında gözlenebilen bu fayların bazıları Mamak formasyonu içerisinden geçmektedir, bazıları ise Mamak formasyonu ile taraça çökellerini birbirinden ayırmaktadır. Fay sarplıkları ve çizgisellikleri ile morfolojik olarak da oldukça belirgin olan ve basamak şeklinde gelişen bu fayların önünde büyük alüvyon yelpazeleri, üçgen yüzeyler ve taraçalar bulunmaktadır (Şekil 3.20-3.22).



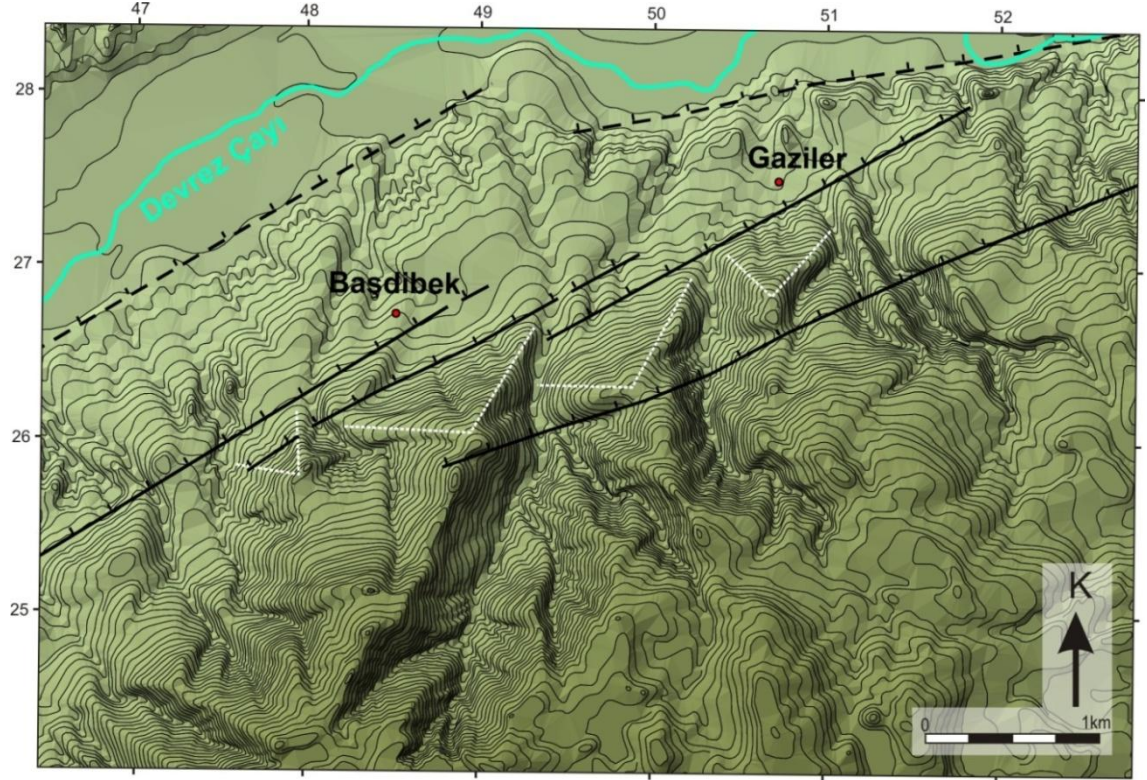
Şekil 3.20 Başdıbek ve Gaziler köyleri civarındaki KD-GB doğrultulu fayların uzaktan görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Oklar fayın yaklaşık konumunu göstermektedir



Şekil 3.21 Gaziler-Başdıbek köyleri civarının (Ilgaz havzası güneyi) Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.9'a bakınız)

Siyah kesikli çizgiler fayların yaklaşık konumunu, kırmızı kesikli çizgiler ise üçgen yüzeyleri göstermektedir

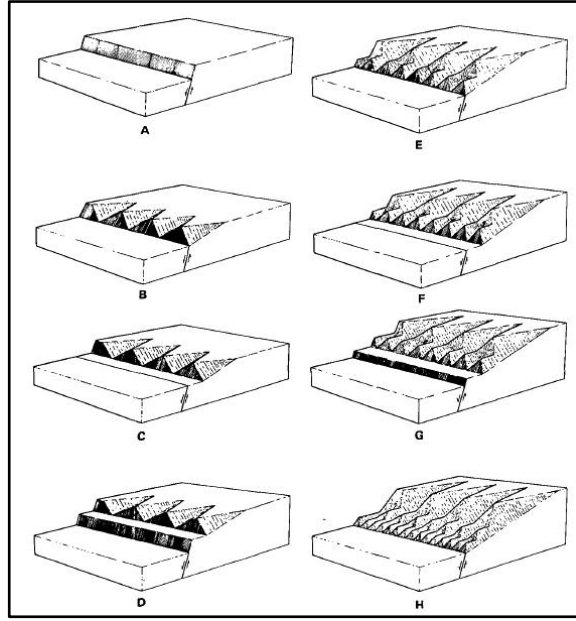


Şekil 3.22 Gaziler-Başdibek köyleri civarının (Ilgaz havzası güneyi) sayısal yükseklik modeli (Konum için şekil 3.9'a bakınız)

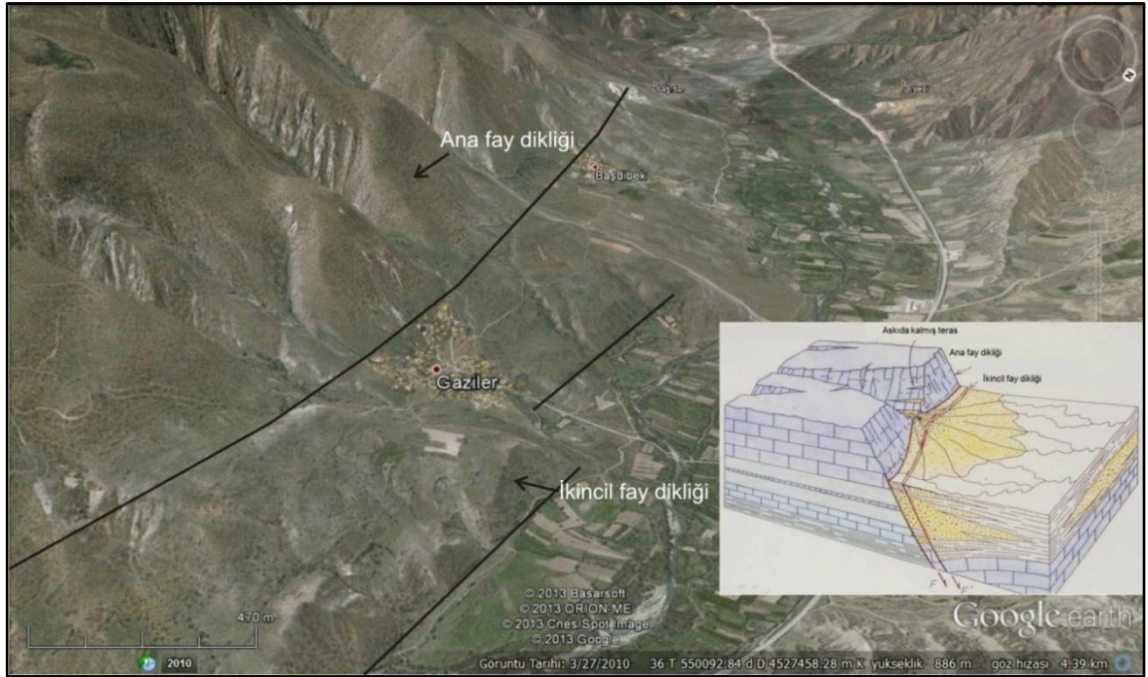
Beyaz kesikli çizgiler üçgen yüzeyleri göstermektedir

Ters fayların yüzeyde oluşturdukları fay sarplığı düzensiz şekilli iken, normal faylar, genellikle düzgün gidişli fay sarplığı oluştururlar. Fay sarplığının üst kesimleri zamanla erozyon nedeniyle aşınır ve düşen kesimden geriye doğru ilerler fakat sarplığın alt kesimindeki aktif fayın hareketi nedeniyle sarplık yenilenir (Şekil 3.23). Normal faylarda yükselen bloğun akarsularla yarılması sonucu üçgen yüzeyler ve "V" şeklinde vadiler oluşur. Fay sarplığındaki ani değişimler nedeniyle, sarplığın önünde belirgin alüvyon yelpazeleri ve birikinti konileri gelişir. Dinginlik dönemlerinde vadi içinde biriken alüvyonlar, aktif dönemlerdeki fay hareketleri nedeniyle vadi tabanının yükselmesine bağlı olarak yükselirler ve askıda kalmış taraçaları oluştururlar.

Yukarıda da değinildiği gibi Ilgaz havzasının güneyinde basamak şeklinde gelişen Devrez Fayı boyunca oldukça düzgün gidişli fay sarplıkları, "V" şekilli vadiler, üçgen yüzeyler, yükselmiş taraçalar ve alüvyon yelpazeleri yer almaktadır (Şekil 3.24).



Şekil 3.23 Normal faylarda fay sarplığı ile üçgen yüzeylerin oluşumunu ve zaman içerisindeki gelişimini gösteren şekiller (Hamblin 1976)



Şekil 3.24 Gaziler-Başdibek köyleri civarında Devrez Fayı'nın (Ilgaz havzası güneyi) Google Earth görünümü

Devrez Fayı ile ilgili daha ayrıntılı bilgiler bölüm 3.5.2'de verilecek olup, Ilgaz havzasının GD'sundaki Yuvasaray Köyü'nde yer alan bir fay düzleminde elde edilen veriler, bu fayın sol yanal bileşeni olan normal fay olduğunu göstermektedir. Tüm bu

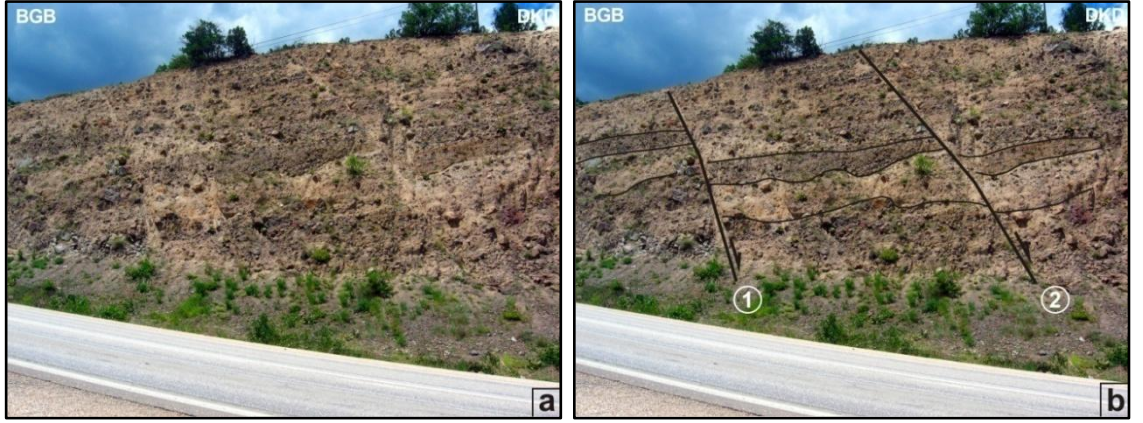
verilere dayanarak Devrez Fayı'nın bir miktar doğrultu atım bileşeni olan normal fay olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Ilgaz havzası ve Tosya havzası arasında (Aşağıçiftlik Köyü KD'sunda), Mamak formasyonunun volkaniklerine ait yol yarmalarında çok sayıda mezoskobik fay görmek mümkündür (Şekil 3.9, 3.13). Orta Miyosen yaşlı Mamak formasyonunu kesen bu fayların neredeyse tamamı normal fay olup, çoğunun çekme kıvrımları ve atımları belirgindir. Özellikle Yerkuyu Köyü güneyinde yoğunlaşan bu faylar, anlatımda kolaylık sağlaması açısından numaralandırılmış ve çizelge 3.1'de toplu olarak sunulmuştur.

Çizelge 3.1 Ilgaz ve Tosya havzaları arasında (Yerkuyu Köyü güneyinde) gözlenen fayların sınıflandırılması

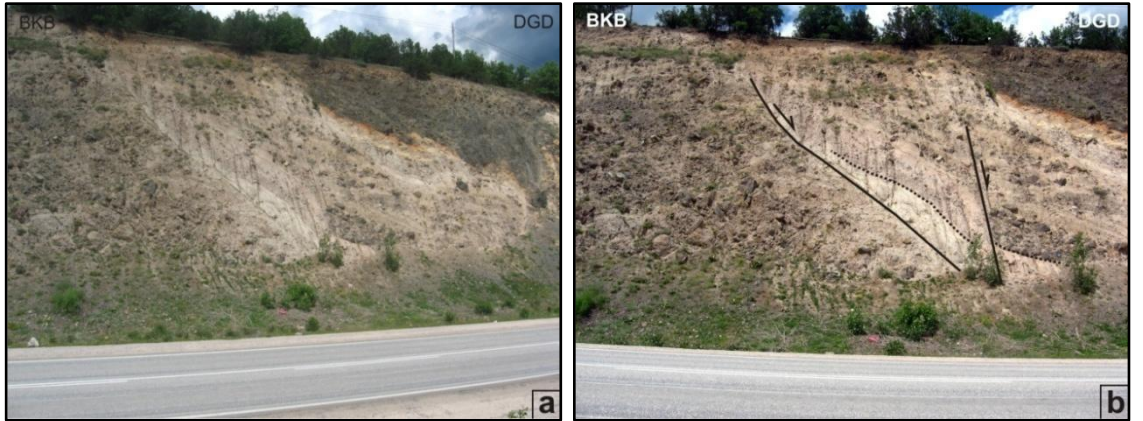
Fay No	Fayın konumu	Fayın türü	Yaklaşık Genişleme yönü	Koordinat (UTM)
1	K40°B/60°KD	Normal	KD-GB	560.162-4526.308
2	K25°B/60°KD	Normal	DKD-BGB	560.162-4526.308
3	K15°B/50°KD	Normal	DKD-BGB	560.200-4526.320
4	K10°B/55°KD	Normal	DKD-BGB	560.646-4526.283
5	K20°B/80°KD	Normal?	DKD-BGB	560.600-4526.304
6	K-G/50°B	Normal	D-B	560.630-4526.312
7	K15°D/50°KB	Normal	BKB-DGD	561.445-4526.526
8	K-G/60°B	?	?	561.517-4526.547
9	K30°B/40°GB	Normal	KD-GB	555.480-4526.253
10	K25°D/65°KB	Normal	KB-GD	555.630-4527.722

Çekme kıvrımlarına göre normal fay olduğu düşünülen 1 numaralı fayın konumu K40°B/60°KD, 2 numaralı fayın konumu ise K25°B/60°KD'dur (Şekil 3.25).



Şekil 3.25 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 1 ve 2 numaralı faylar, a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Yine volkanikler içerisinde gözlemlenen 3 numaralı fayın konumu $K15^{\circ}B/50^{\circ}KD$ 'dur (Şekil 3.26)



Şekil 3.26 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 3 numaralı fay a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Çekme kıvrımları oldukça belirgin olan 4 numaralı fayın konumu ise $K10^{\circ}B/55^{\circ}KD$ 'dur (Şekil 3.27).



Şekil 3.27 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 4 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Oldukça dik bir düzleme sahip 5 numaralı fay $K20^{\circ}B/80^{\circ}KD$ konumundadır (Şekil 3.28).



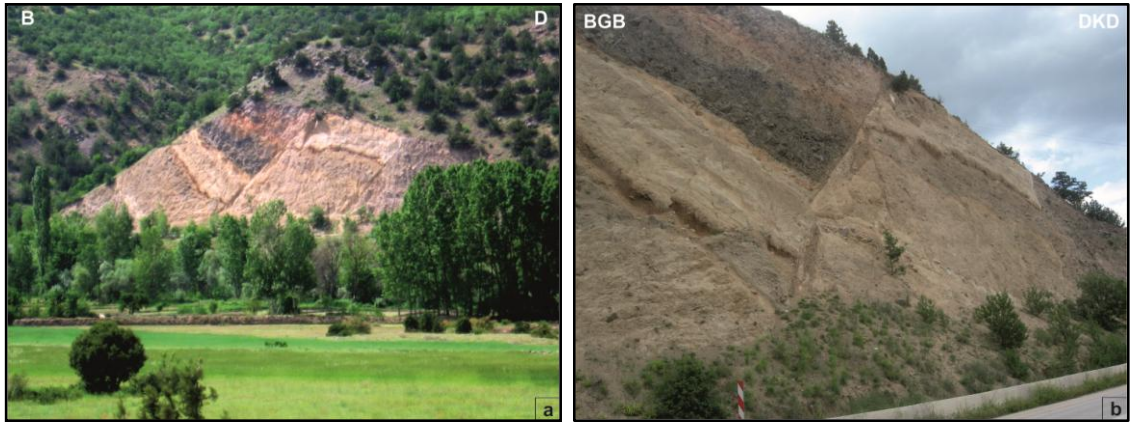
Şekil 3.28 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 5 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

6 numaralı fayın çekme kıvrımları belirgin olup, K-G/50°B konumundadır (Şekil 3.29).



Şekil 3.29 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 6 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Yaklaşık 15 m. atıma sahip olan, K15°D/50°KB konumundaki 7 numaralı fay, Sezgin Mahallesi'nden KD'ya doğru uzanan fayların devamı olabilecek konumdadır (Şekil 3.30).



Şekil 3.30.a. Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 7 numaralı fay, b. Fayın yakından görünümü (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

Biraz daha doğuda yer alan ve yine büyük bir fay olan 8 numaralı fayın konumu, K-G/60°B'dır ve fayın türüne ait net bir yorum yapılamamıştır (Şekil 3.31).



Şekil 3.31 Yerkuyu Köyü güneyinde Mamak formasyonunu kesen 8 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

İnköy güneyinde yer alan 9 numaralı fay K30°B/40°GB konumundadır (Şekil 3.32).



Şekil 3.32 İnköy güneyinde Mamak formasyonunu kesen 9 numaralı fay (Konum için şekil 3.13'e bakınız)

3.4.3 Ilgaz havzası için sonuçlar

KAFZ'nun güneyinde Ilgaz ve Tosya havzaları yer almaktadır. Bu havzaların dolgularından olan geç Miyosen yaşlı Alt Pontus formasyonu çoğunlukla gölsel, yer yer flüviyal çökellerden oluşmaktadır. Pliyosen yaşlı Üst Pontus formasyonu ise genellikle flüviyal çökellerle temsil edilmektedir.

Ilgaz havzasının kuzey kenarı yaklaşık $K60^{\circ}D$ doğrultulu bir ters fayla sınırlandırılmakta olup, ofiyolitik birimler ile Alt Pontus formasyonu arasındaki bu ters fay Okçular ve Seki köyleri güneyinde görülebilmektedir. Daha güneyde, Ödemiş Köyü civarında ise Geç Kretase-Paleosen yaşlı Ödemiş formasyonu, orta-geç Miyosen yaşlı Morandere formasyonuna bindirmektedir. Belirgin kıvrımlanmaların da görüldüğü bu alandaki birimler 85° 'ye kadar eğimlenmişlerdir. Bu bindirmenin hemen güneyinde ise orta-geç Miyosen yaşlı Morandere formasyonu, Pliyosen yaşlı Üst Pontus formasyonu üzerine bir ters fayla itilmiştir. Her iki fay da Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltlar tarafından kesilmektedir. Ilgaz havzasındaki kıvrım eksenleri KD-GB gidişli olup, bindirme ve ters faylara paraleldir. Bu kıvrımlar havza kuzeyinde oldukça belirgin ve dar kanatlı iken, havzanın ortasına doğru yayvanlaşmakta, havza güneyinde ise gözlenmemektedir.

Ödemiş Köyü güneyinde Morandere formasyonu ile Üst Pontus formasyonu arasındaki dokanağın ters faylı olması, bu sıkışmanın Pliyosen sonrası gerçekleştiğini göstermektedir. Ilgaz havzasının kuzey ve orta kesimlerinde gözlemlenen bindirme, ters fay ve kıvrımlar KB-GD yönlü sıkışmayı işaret etmektedir ve bu sıkışma yönü Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgede oluşturduğu gerilme rejimiyle uyumludur. Dolayısıyla söz konusu sıkışma yapılarının, havza çökellerinin (Alt ve Üst Pontus) oluşumundan sonra ve Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketi sonucunda geliştiği düşünülmektedir.

Havzanın güney kenarı ise doğrultu atım bileşeni olan normal faylar tarafından sınırlandırılmaktadır. Söz konusu bu faylar, daha güneyde yer alan faylarla birlikte ETKK'nın KB kenarını oluşturmaktadır.

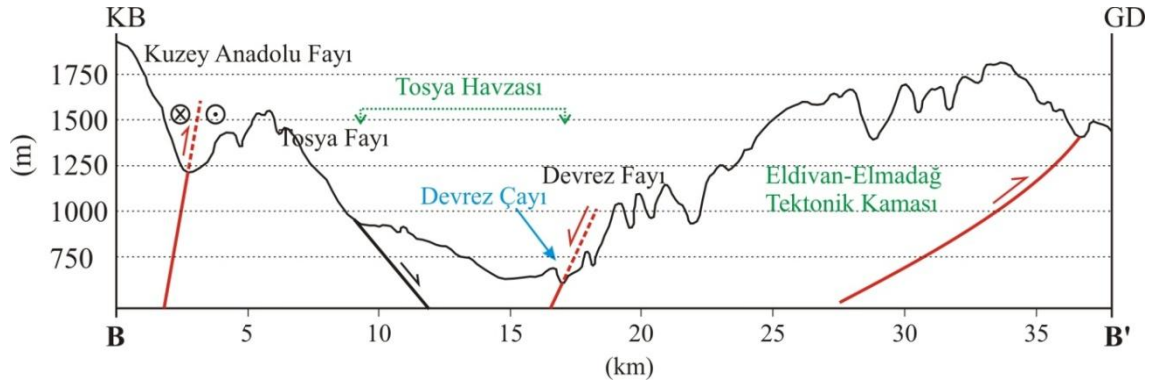
3.5 Tosya Havzası

Tosya havzası yaklaşık 50 km uzunluğunda, KD-GB doğrultusunda uzanan, mercek şekilli asimetrik bir havzadır. Havzanın kuzey ve güneyi faylarla sınırlandırılmıştır. KAF'ın ana kırığı bu bölgede yaklaşık K80°D doğrultulu olup, Tosya ilçesinin 8 km kuzeyinden geçmektedir (Şekil 3.33-3.34).

Havzanın güneyinden Devrez çayı akmaktadır. Güncel topoğrafyası GGD'ya eğimli olan Tosya havzası, asimetrik bir havzadır. Havzanın kuzeyinden Devrez çayına kadar olan kesimde Pontus Grubu ve daha genç çökeller gözlenirken, Devrez çayı güneyinde Pontus Grubu öncesi birimler gözlenmektedir. Havza dolgusundaki asimetri, Pontus formasyonları çökelişi sırasındaki tektonik aktiviteyle ilişkili olabilir.

Tosya havzasında Neojen dolguları üzerinde gelişen aşınım yüzeyleri Akkuş (1980) tarafından yüksek aşınım yüzeyleri ve alçak aşınım yüzeyleri olarak ikiye ayrılmıştır. Buna göre 800-1100 m. yükseklikte bulunan yüksek aşınım yüzeyleri, Tosya batısında, daha çok üzerleri düz sırtlar, Tosya doğusunda ise peneplene yakın düzlükler halinde görülmektedir. Tosya havzasının kuzey kesiminde görülen yüksek aşınım yüzeyleri, Devrez çayı tabanından 300-450 m. yukarıda bulunmaktadır. Daha güneyde yer alan alçak aşınım yüzeyleri ise Devrez çayı tabanından 50-160 m. yukarıda yer almaktadır.

Tosya havzasının kuzey kenarı Tosya Fayı ile güney kenarı ise Devrez Fayı ile sınırlandırılmıştır. Her iki fay da pek çok haritada yer almasına rağmen, literatürde bu faylarla ilgili detaylı bilgilere ulaşmak mümkün olmamıştır. Fayların türü konusunda da çok farklı görüşler ileri sürülmüştür. Barka (1984) Tosya Fayı'nı, Üst Pontus formasyonunun çökelişinden (Pliyosen-erken Pleyistosen) önce aktivitesini yitirmiş bir ters fay olarak kabul ederken, Tüysüz ve Erturaç (2005) ise Oğuz Fayı olarak isimlendirdikleri aynı fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay olarak nitelendirmişlerdir. Fakat bu faylarla ilgili detaylı bir bilgi veya arazi gözlemine yer verilmemiştir. Dhont vd. (1998) ise Tosya Fayı'nın aktivitesini yitirmiş, sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğunu savunmuştur.

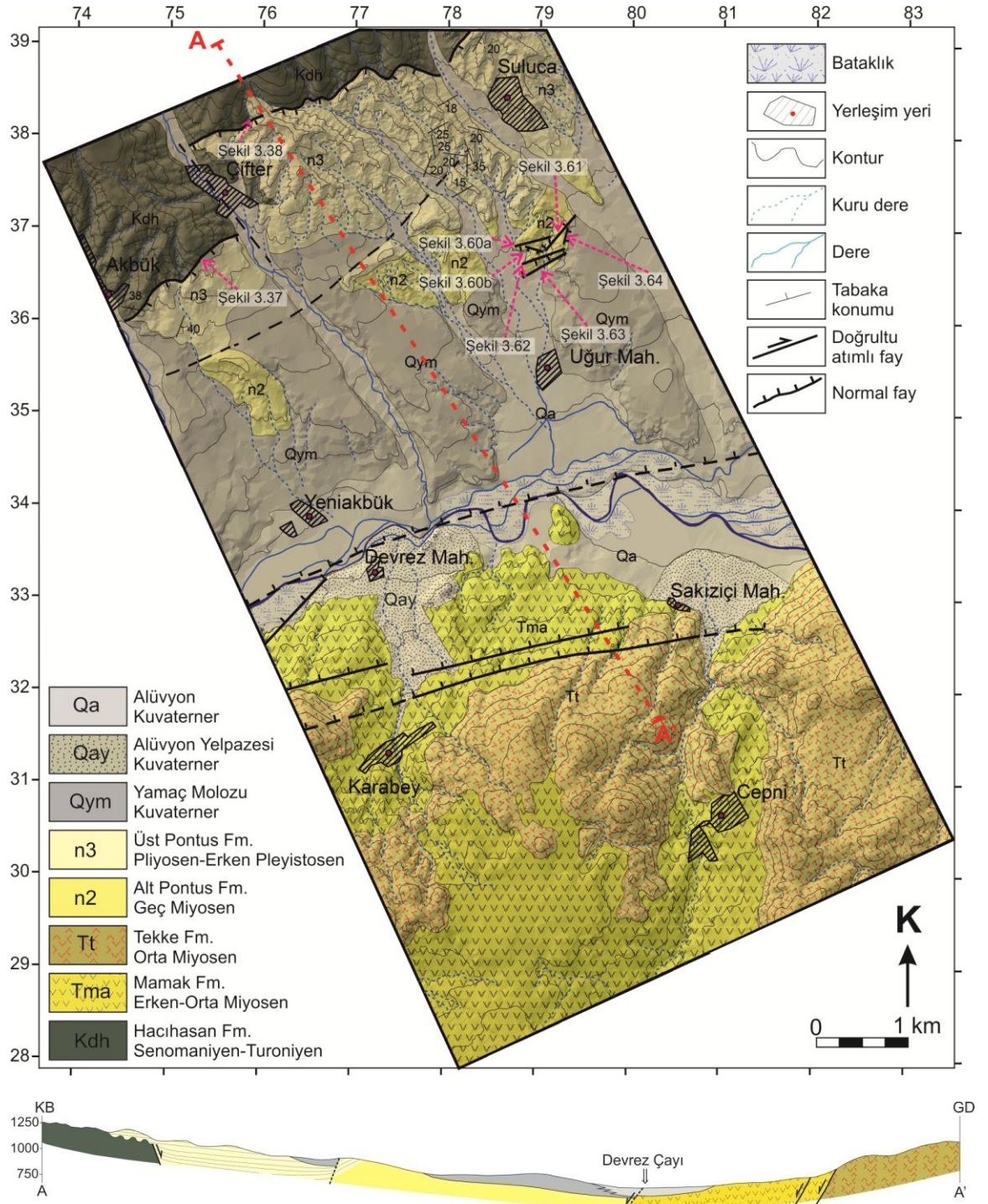


Şekil 3.34 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız)

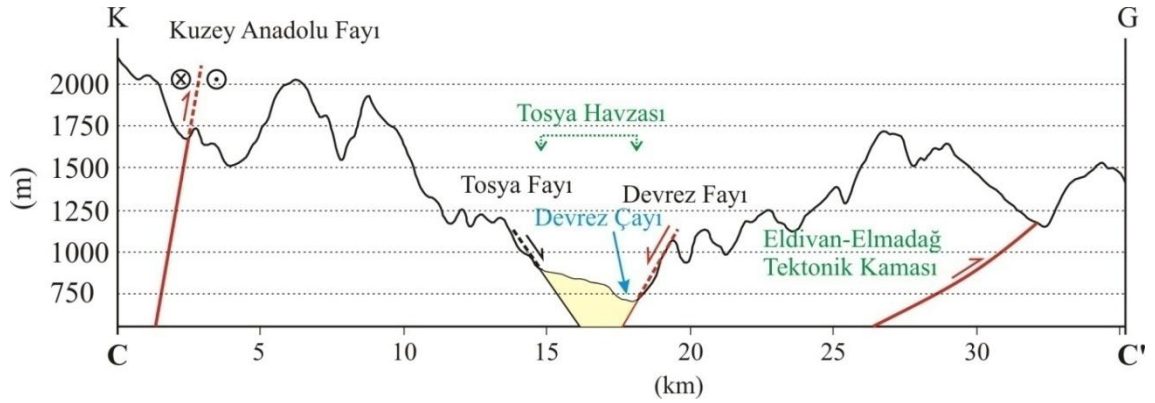
3.5.1 Tosya Fayı

Tosya havzasının kuzey kenarı, KD-GB doğrultulu, GD'ya eğimli bir normal fayla sınırlandırılmıştır (Şekil 3.33). Morfolojik olarak çok belirgin olan Tosya Fayı'nın her iki tarafı arasında 800 m'den fazla topoğrafik farklılık söz konusudur (Şekil 3.36). Tosya havzasının KD'sunda, Kargı yakınlarında KAF tarafından kesilen Tosya Fayı, havzadaki Neojen birimleri ile kuzeydeki temele ait birimler arasındaki dokanağı oluşturur.

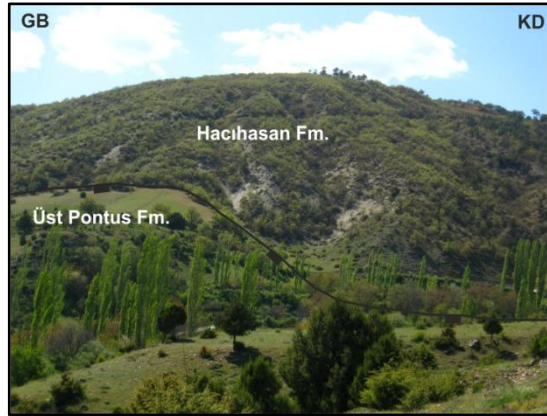
Faya yakın alanlarda, Üst Pontus formasyonuna ait tabakaların eğimleri stratigrafik seviyelerin üst kesimlerinde belirgin olarak azalmaktadır. Akbük köyü girişinde (Şekil 3.35, 3.37) gözlenebilen fayın önündeki Üst Pontus formasyonuna ait tabakaların konumu ise K20°D/40°GD iken daha üst seviyelerdeki tabaka eğimleri 10°'ye kadar düşmektedir.



Şekil 3.35 Tosya havzası GB'sının (3 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası ve A-A' kesiti (Haritanın konumu için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)



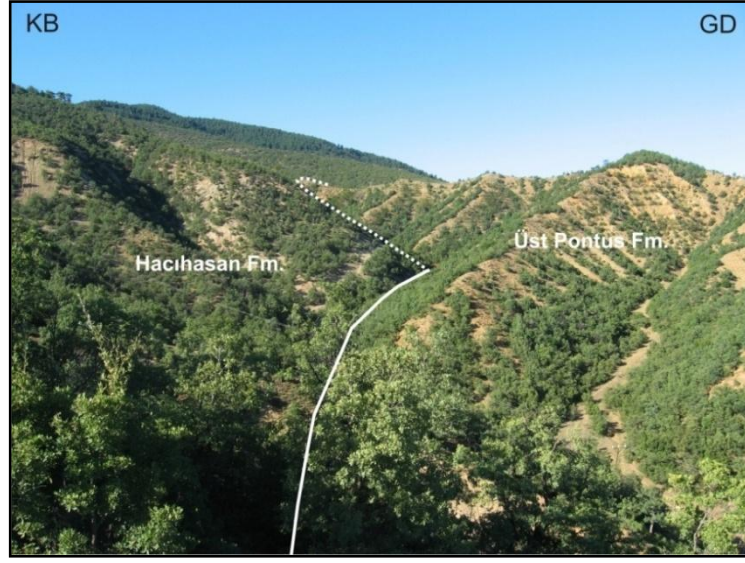
Şekil 3.36 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız)



Şekil 3.37 Akbük köyü girişinde metamorfik temel ve Üst Pontus formasyonu arasındaki normal faylı dokanağın uzaktan görünümü (Konum için şekil 3.35'ye bakınız)

Tosya batısındaki birkaç lokasyonda, fayın Üst Pontus formasyonunun üst seviyeleri tarafından üzerlendiği tespit edilmiştir. İnceleme alanı içerisinde Çifter Köyü KD'sunda fayın üzerlendiği kesim çok iyi görülmektedir (Şekil 3.35, 3.38-3.40).

Üst Pontus formasyonunun alt seviyelerinde oldukça yüksek olan tabaka eğimlerinin üst seviyelere doğru belirgin olarak azalması ve fayın üzerlendiği kesimlerde yer yer yataya yaklaşması; çökelimin başlangıçta bu fay tarafından denetlendiğini, daha sonra fayın aktivitesini yitirdiğini ve formasyonun üst seviyeleri tarafından üzerlendiğini göstermektedir.



Şekil 3.38 Çifter köyü KD'sunda normal fayın Üst Pontus formasyonu tarafından üzerlendiği kesim (Konum için şekil 3.35'e bakınız)

Tosya Fayı düz çizgi ile üzerlendiği kesim ise kesikli çizgi ile gösterilmiştir

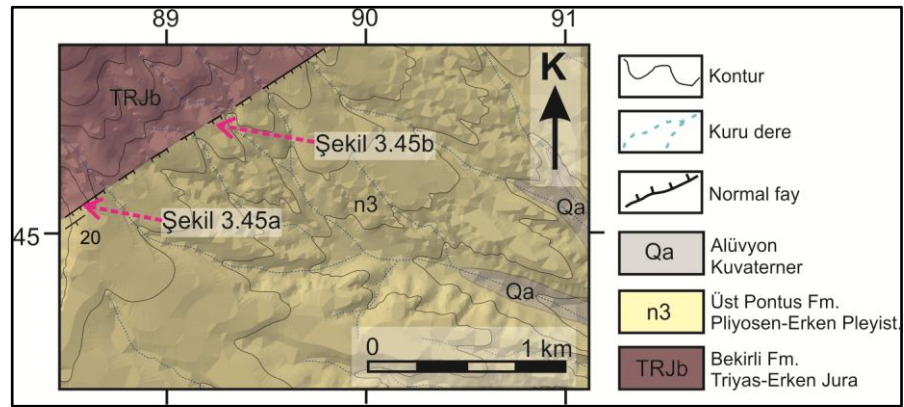


Şekil 3.39 Çifter köyü KD'sunda Tosya Fayı'nın Üst Pontus formasyonu tarafından üzerlendiği kesimin Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)



Şekil 3.42 Ermelik KB'sında, Tosya Fayı'na ait kayma yüzeylerinin farklı açılardan görünümü (Konum için şekil 3.41'e bakınız)

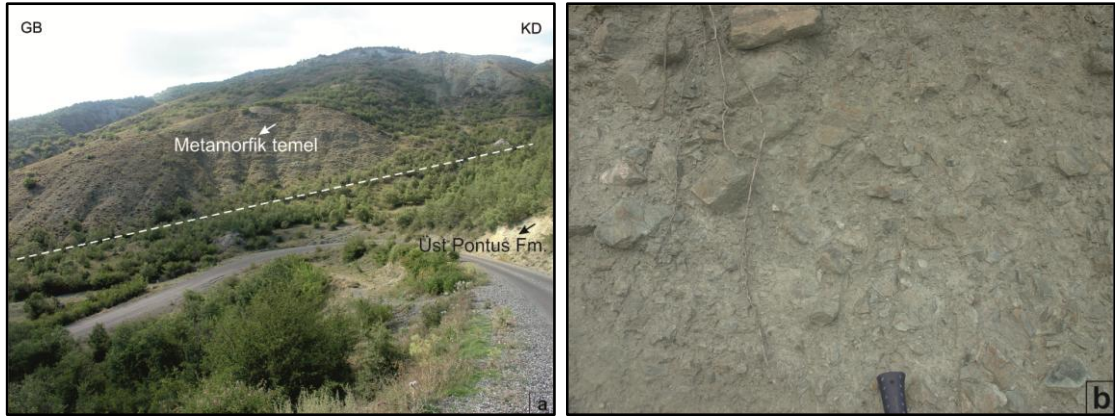
Tosya KD'sunda, K55°D/70°GD konumunda olan (Şekil 3.43) fayın geçtiği kesimde çok belirgin eğim kırıklığı gözlenmektedir (Şekil 3.44) ve oldukça geniş ezik bir zon yer almaktadır (Şekil 3.45).



Şekil 3.43 Tosya KD'sundaki 5 nolu çalışma alanının jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)

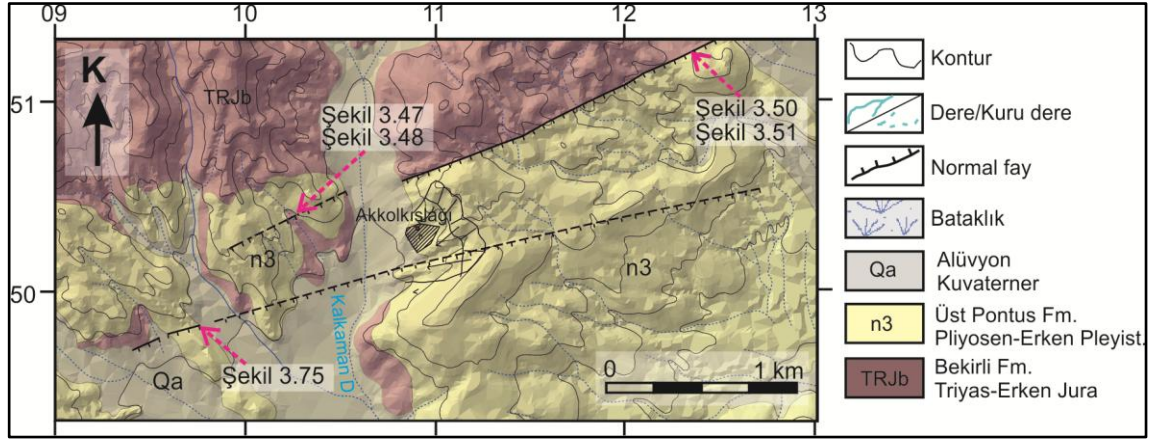


Şekil 3.44 Tosya KD'sunda Tosya Fayı'nın Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

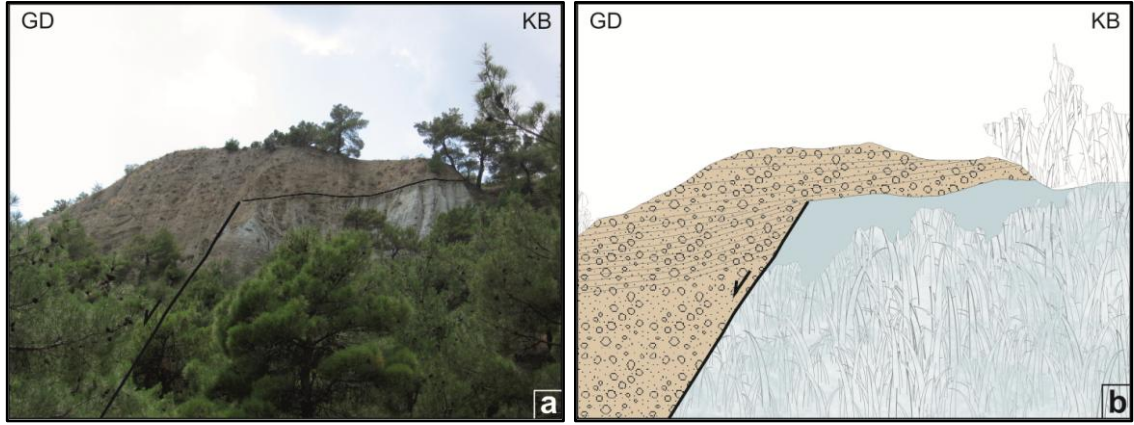


Şekil 3.45.a. Tosya KD'sunda Tosya Fayı'nın uzaktan görünümü, b. Fay zonunda gelişmiş ezik zon (Konum için şekil 3.43'e bakınız)

Tosya havzasının KD'sunda, Kalkaman Deresi'ndeki yarmada, metamorfik temel ile Üst Pontus formasyonu arasında $K45^{\circ}D$ doğrultulu, GD'ya eğimli, büyük bir gömülü fay bulunmaktadır (Şekil 3.46-3.47).



Şekil 3.46 Tosya havzasının KD'sundaki 8 nolu çalışma alanının jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)



Şekil 3.47.a. Kalkaman deresindeki gömülü fay, b. şematik görünümü (Konum için şekil 3.46'ya bakınız)

Üst Pontus formasyonunun alt seviyelerindeki tabakalar GD'ya doğru eğimli iken, fayın üzerlendiği kesimdeki tabakalar yatay konumludur. Bu da Tosya Fayı'nın başlangıçta Üst Pontus formasyonunun çökelişini denetlediğini, aktivitesini yitirdikten sonra ise formasyonun üst seviyeleri tarafından üzerlendiğini veya çökeliş hızının fayın aktivitesinden fazla olduğunu göstermektedir.



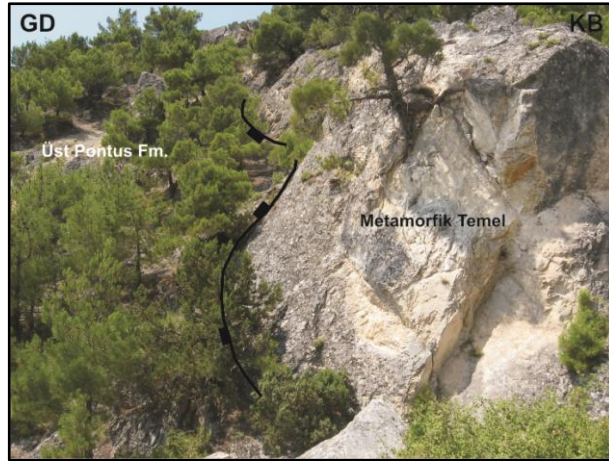
Şekil 3.48.a. Kalkaman deresindeki gömülü fayın yakından görünümü, b. Fay zonundaki silisli, breşleşmiş kireçtaşları, c. Üst Pontus formasyonunun üst seviyeleri (Konum için şekil 3.46'ya bakınız)

Fayın dereden geçtiği alanda, temele ait kireçtaşları aşırı derecede silisleşmiş, breşleşmiş ve 85° 'ye kadar eğim kazanmışlardır (Şekil 3.48-3.49). Kireçtaşlarının konumu $K45^{\circ}D/85^{\circ}GD$ olarak ölçülmüştür.

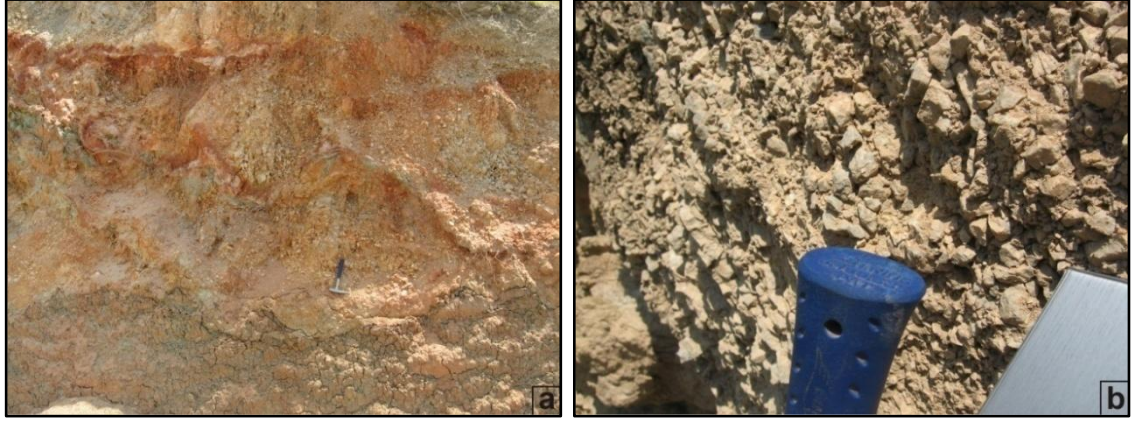


Şekil 3.49 Fay zonundaki breşleşmiş kireçtaşlarının yakından görünümü (Konum için şekil 3.48.b'ye bakınız)

Bu gömülü fayın yaklaşık 2 km KD'sunda, Metamorfik Temel ile Üst Pontus dokanağında (Şekil 3.46) kayma yüzeyine benzer, ondülasyonlu büyük yüzeyler bulunmaktadır (Şekil 3.50). Kayma çizikleri korunmamıştır fakat ondülasyon eksenlerinin gidişi normal fay olduğuna işaret etmektedir. Yüzeyin konumu $K50^{\circ}D/75^{\circ}GD$, ondülasyon eksenlerinin konumu ise $K30^{\circ}B/65^{\circ}GD$ 'dur. Ayrıca yoğun breşleşme gözlenmektedir (Şekil 3.51).



Şekil 3.50 Akkolkışlağı KD'sunda Tosya Fayı'na ait ondülasyonlu kayma yüzeyleri (Konum için şekil 3.46'ya bakınız)



Şekil 3.51 Fay zonunda gözlenen breş zonu (Konum için şekil 3.46'ya bakınız)

Bu tez çalışması sırasında, GB'dan KD'ya doğru Tosya Fayı'nın tamamı boyunca yapılan arazi gözlemlerinde elde edilen sonuçlar ile önceki çalışmalarda fayın türü konusunda yapılan saptamalar arasında belirgin farklılıklar söz konusudur. Öncelikle fayın eğiminin GD'ya doğru olduğu pek çok lokasyonda net olarak gözlenmektedir. Bu da, Tosya Fayı'nın ters fay olması ihtimalini ortadan kaldırmaktadır. Fayın Üst Pontus formasyonunun üst seviyeleri tarafından üzerlenmesi ve çok gözlem yapılmasına rağmen, fayı yaklaşık dik kesen KB-GD uzanımlı derelerde bir ötelenme ve/veya Kuvaterner yaşlı çökellerde hiçbir deformasyona rastlanılamaması da fayın aktif olduğu görüşünü geçersiz kılmaktadır. Ayrıca Tosya Fayı doğrultu atımlı fay morfolojisi sunmamaktadır (uzamış tepeler, basınç sırtı vb.). Ermelik Köyü KB'sında bulunan GD'ya eğimli kayma yüzeyleri, Kalkaman Deresi'ndeki gömülü fay ve Kalkaman Deresi'nin KD'sundaki ondülasyonlu kayma yüzeyleri gibi veriler, Tosya Fayı'nın başlangıçta Üst Pontus formasyonunun çökelişini denetleyen, daha sonra aktivitesini yitirmiş bir normal fay olduğunu göstermektedir.

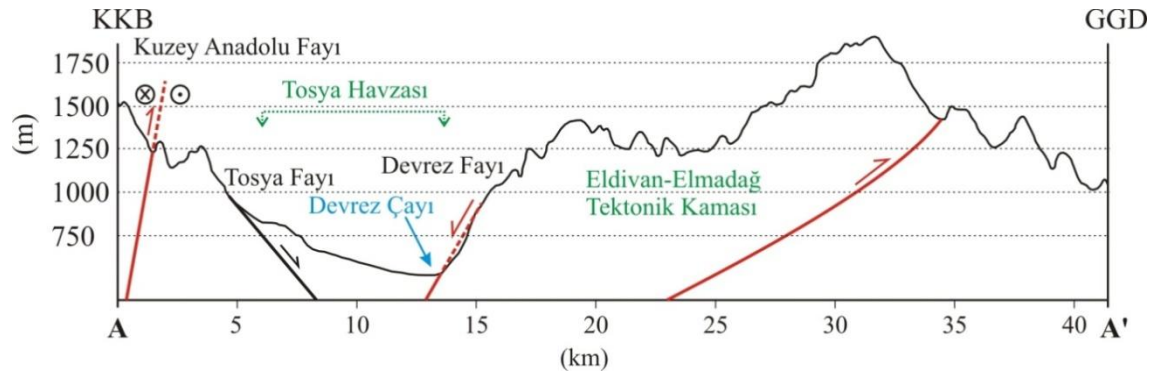
3.5.2 Devrez Fayı

Tosya havzasının güneyini sınırlandıran ve büyük ölçüde Devrez çayını takip eden Devrez Fayı GB'da Aşağıçiftlik Köyü yakınlarından, KD'da Kargı ovasına kadar uzanmaktadır (Şekil 3.33).

Devrez Fayı, Barka (1984) tarafından aktif, oblik-ters (sağ yanal) bir fay olarak, Dhont vd. (1998) tarafından ise aktif, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak kabul edilmiştir.

Aşağıçiftlik Köyü'nden itibaren yaklaşık K60°D doğrultusunda uzanan fay, Tosya havzası GB'sında DKD'ya dönmekte, Tosya güneyinden itibaren ise tekrar K60°D doğrultusunu kazanmaktadır. Tosya havzasını güneyden sınırlandıran Devrez Fayı'nın güneyinde Neo-Tetis kenet zonu kayaçları, Sakarya Zonu kayaçları, Mamak ve Tekke volkanitleri yer almaktadır.

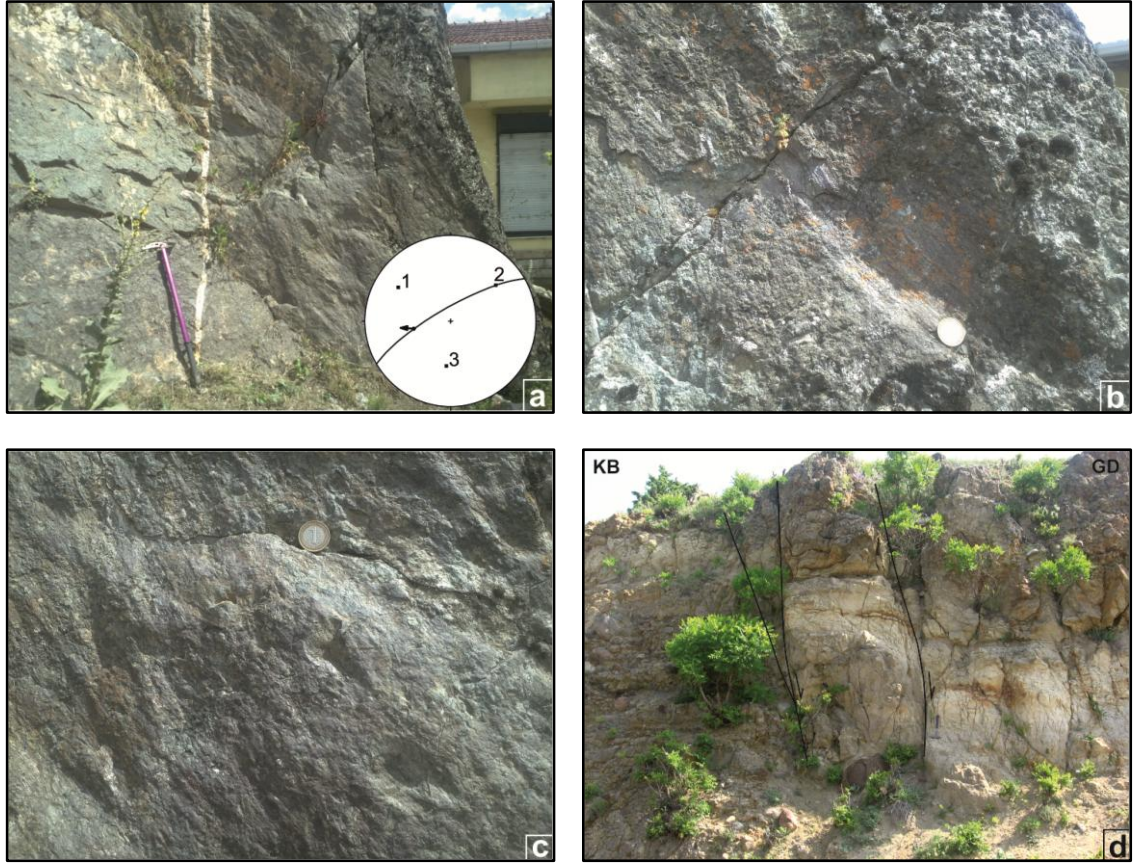
Güneydeki büyük yükselim alanı ile Devrez vadisindeki çöküntüyü sınırlandıran Devrez Fayı morfolojik olarak çok belirgindir. Fayın güney bloğundaki yükselim 1000 m'den fazla olup, güneydeki vadiler oldukça dik yamaçlıdırlar (Şekil 3.52, 3.54-3.55).



Şekil 3.52 SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Tosya havzası civarındaki fayların konumu (Kesit yeri için şekil 3.33'e bakınız)

Tosya havzasının GB'sında yer alan Yuvasaray Köyü'nde, Devrez Fayı'na ait olabilecek bir fay düzlemi bulunmaktadır. K60°D/77°KB konumunda olan fay düzleminden elde edilen verilerin kinematik analizi, fayın sol yanal bileşenli normal fay olduğunu göstermektedir (Şekil 3.53.a.b.c).

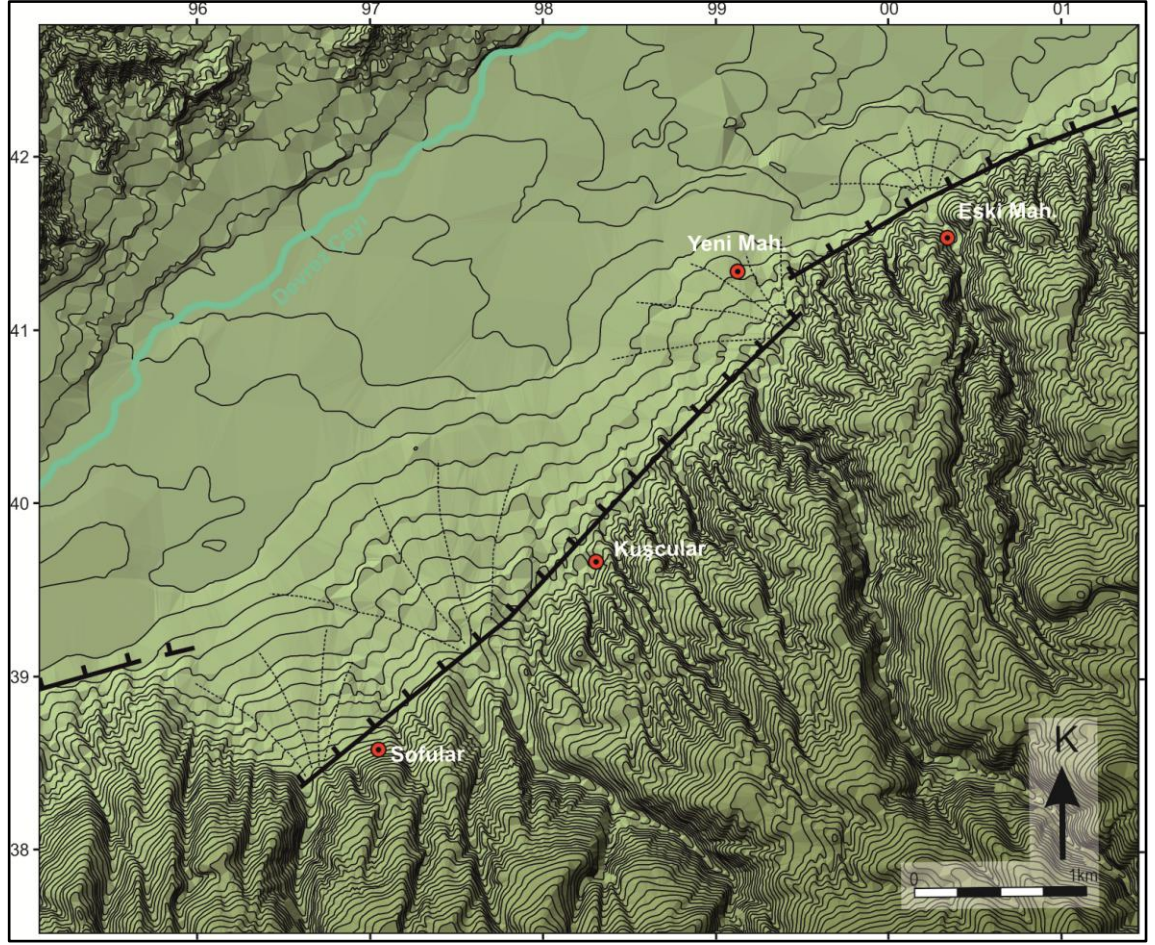
Devrez Fayı'nın güneyinde ana fay paralel/yarı paralel konumda bulunan normal faylar da yer almaktadır. Havzanın GB'sındaki Yukarıkayı Köyü yakınında orta Miyosen yaşlı Mamak formasyonuna ait volkanosedimanter birimlerde bulunan normal faylar K30°-50°D doğrultulu olup, atımları belirgindir (Şekil 3.53.d).



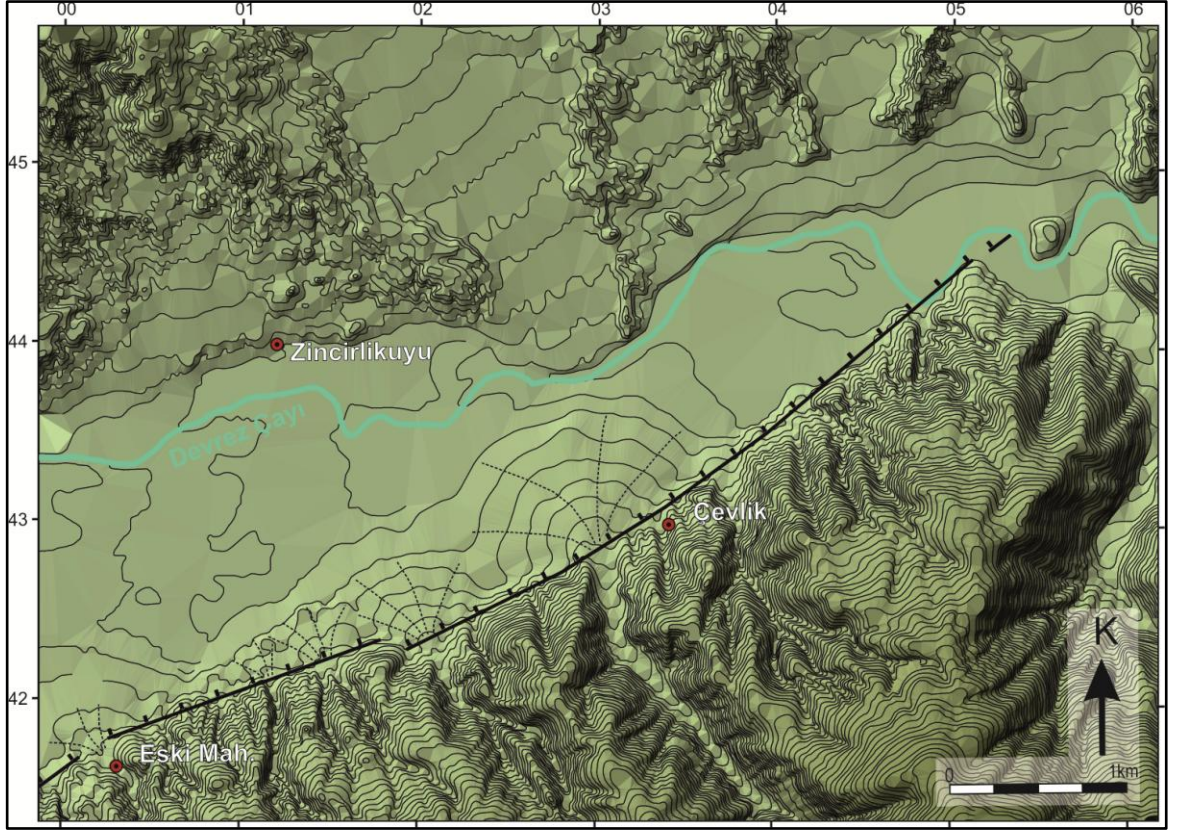
Şekil 3.53.a.b.c. Yuvasaray Köyü'nde bulunan fay düzlemine ait fotoğraflar, d. Yukarıkayı köyü yakınında bulunan faylar (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

Devrez Fayı'nın hemen önünde, güneydeki aşırı yükselimden kaynaklanan çok sayıda birikinti konisi ve yelpazesi gelişmiştir. Devrez çayı tabanının Devrez Fayı tarafından alçaltılmasına bağlı olarak yan derelerin taban seviyesi de alçalmış ve dereler denge profiline ulaşmak için hızla derine doğru kazmaya başlamışlar ve taşınan malzemeyi mansap kısmına yığarak birikinti konilerini ve alüvyon yelpazelerini meydana getirmişlerdir (Şekil 3.33, 3.54-3.55).

GB'da Aşağıdikmen Köyü ile KD'da Ortalık Köyü arasındaki (Şekil 3.33) alanda alüvyon yelpazelerinin yatağa doğru büyümesiyle birlikte Devrez çayı yatağı da kuzeye doğru atılmıştır (Akkuş 1980).

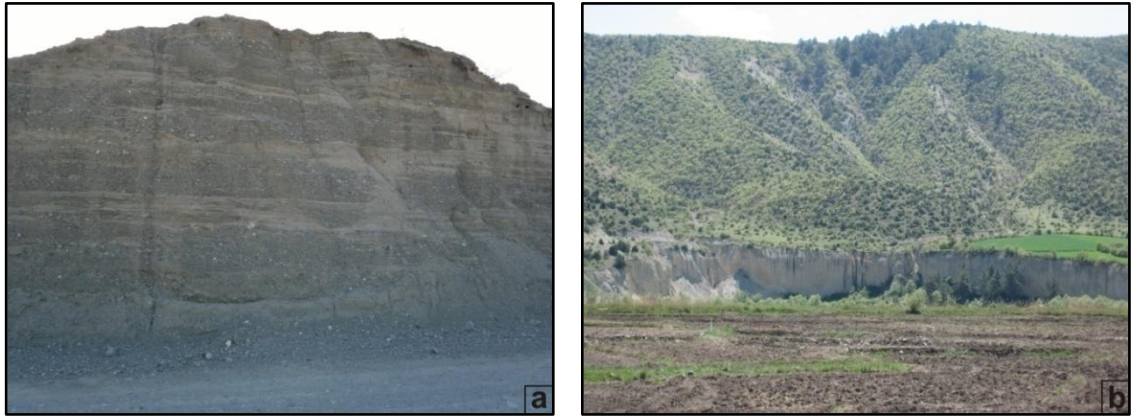


Şekil 3.54 Sofular-Eski Mahalle arasında Devrez Fayı'nın sayısal yükseklik modeli üzerindeki görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)



Şekil 3.55 Çevlik Köyü civarında Devrez Fayı'nın sayısal yükseklik modeli üzerindeki görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

Çevlik Köyü kuzeyinde, Devrez Fayı'nın aktivitesine bağlı olarak bugünkü vadi tabanından 40-80 m. yüksekte bulunan, kalın taraça çökellerini görmek mümkündür. Ayrıca Devrez çayı yatağının çok dar ve derine kazılmış olduğu da birçok noktada görülmektedir (Şekil 3.56).



Şekil 3.56.a. Devrez çayı yatağından yukarıda bulunan taraça çökelleri, b. Dere yatağındaki derine kazılma (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

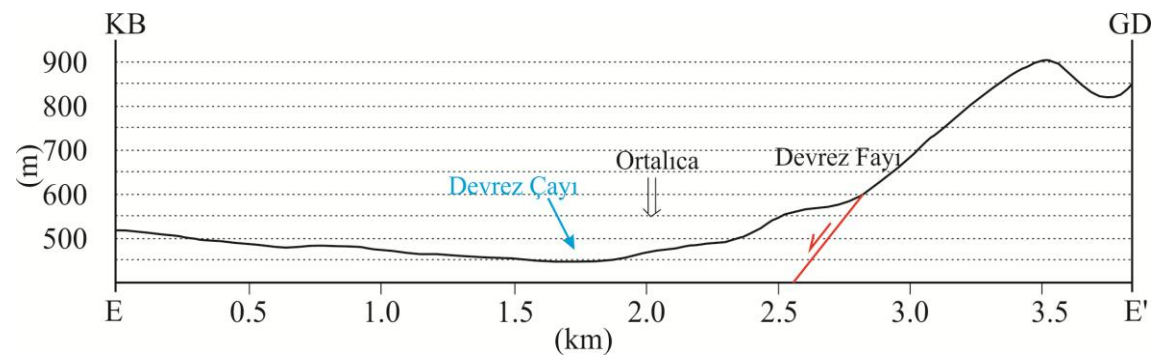
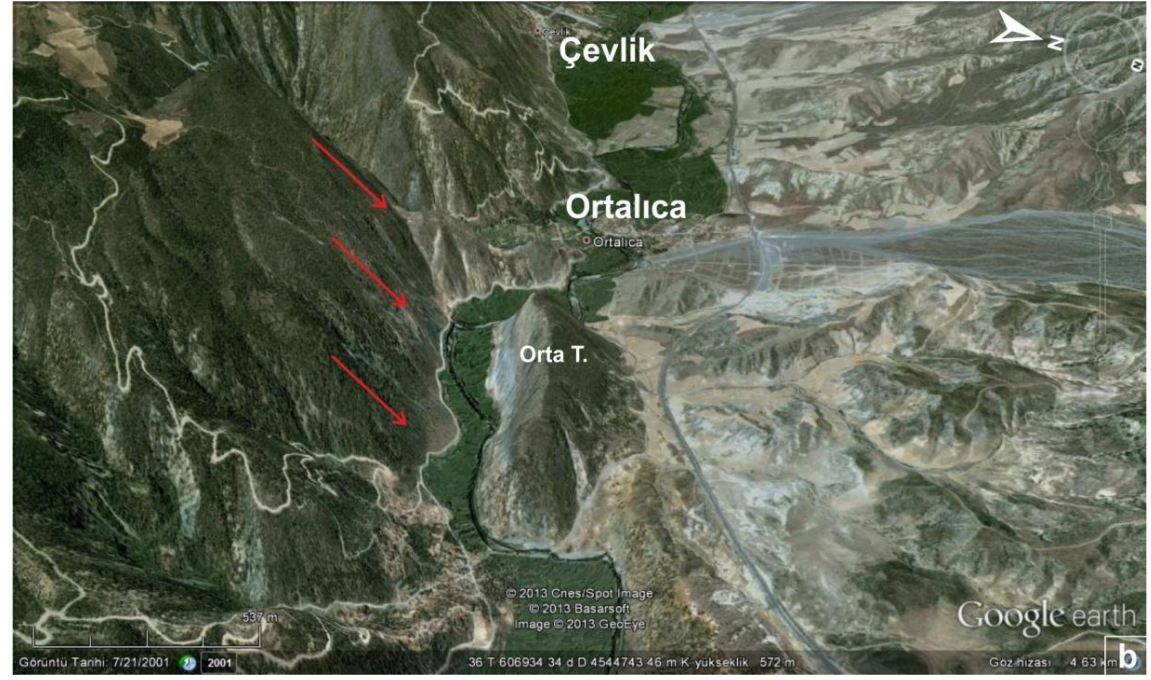
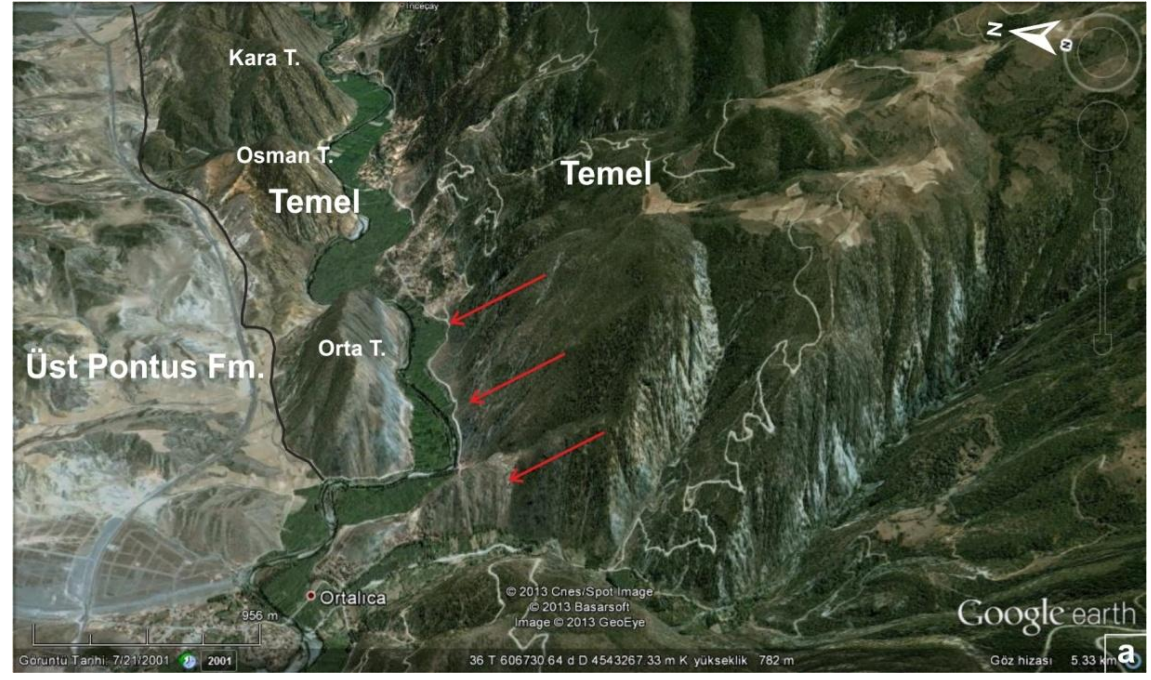
Alüvyon yelpazelerine ek olarak, büyük üçgen yüzeyleri de görmek mümkündür (Şekil 3.57).



Şekil 3.57.a. Tosya havzasının GB ucunda, Çeltikbaşı Köyü civarında Devrez Fayı'nın Google Earth görünümü, b. Tosya havzasının KD ucunda İnceçay Köyü civarında Devrez Fayı'nın Google Earth görünümü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

Beyaz kesikli çizgiler fay zonunda gelişen üçgen yüzeyleri göstermektedir

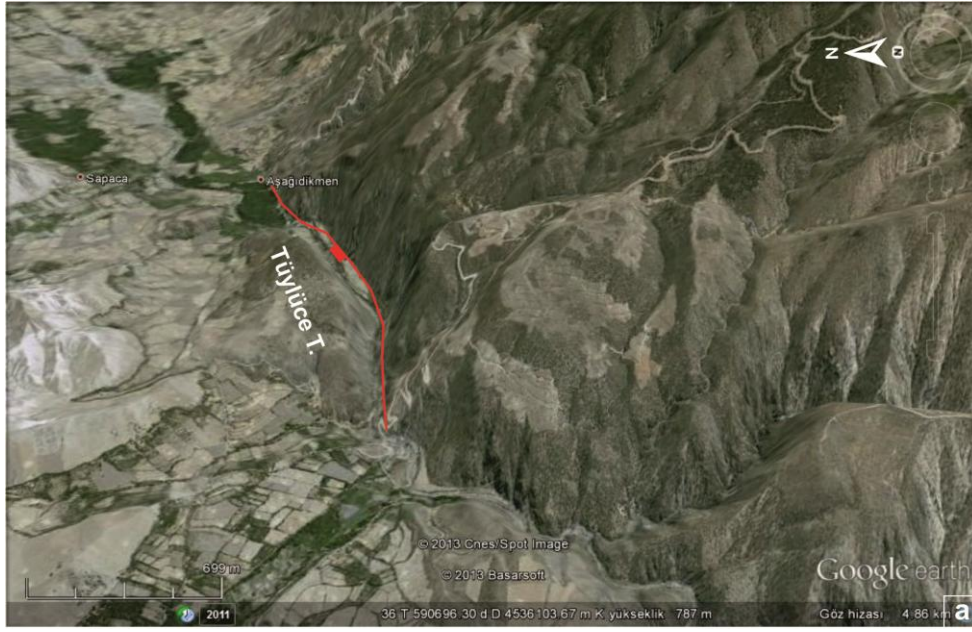
Bazı çalışmalara göre Devrez Fayı, Ortalıca Köyü'nden itibaren KD'ya doğru (şekil 3.58'de Orta T., Osman T. ve Kara T.'nin bulunduğu alan) iki kola ayrılmakta ve bu alanda pozitif iek yapısı oluşturmaktadır (Barka 1984, Tüysüz ve Erturaç 2005). Fakat Orta, Osman ve Kara Tepe'nin KB yamaçlarında faylanmaya dair hiçbir veri bulunamamıştır. Özellikle Kara Tepe'nin KB yamaçlarında, st Pontus formasyonunun temele ait birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu gözlenebilmektedir (şekil 3.58.a). Bu tepelerin GD'sunda ise Devrez Fayı, fay sarplığı, üçgen yüzeyleri (şekil 3.57.b) ve yüksek eğimli birikinti konileri ile daha belirgindir (şekil 3.58).



Şekil 3.58 Tosya havzası KD ucunda Devrez Fayı'nın Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

a. Temele ait birimler ile Üst Pontus formasyonu arasındaki uyumsuz dokanak, b. Ortalıca Köyü güneyindeki eğim kırıklığı (kırmızı oklar fayın yaklaşık konumunu işaret etmektedir), c. Fay boyunca gelişen alüvyon yelpazeleri, d. SRTM görüntüsünden alınmış topoğrafik profil üzerinde, Ortalıca Köyü güneyindeki eğim kırıklığı ve fayın konumu

Ortalıca Köyü doğusundaki Orta Tepe'nin, güneydeki büyük kütleden kopmuş bir parça olduğu Google Earth görüntülerinde de izlenebilmektedir. Şekil 3.58.c'de görüldüğü üzere bu parçanın yalnızca düşey yönde hareket ettiği, sağ yanal olarak ötelenmiş olmasının pek mümkün görülmediği sonucuna varılmıştır. Benzer şekilde Aşağıdikmen Köyü batısındaki Tüylüce Tepe'nin de güneyden kopmuş bir parça olduğu ve yanal yönde bir hareketin olmadığı düşünülmektedir (Şekil 3.59).



Şekil 3.59 Tosya GD'sundaki Aşağıdikmen Köyü batısında Devrez Fayı'nın Google Earth görüntüsü (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

3.5.3 Tosya havzası içerisindeki faylar

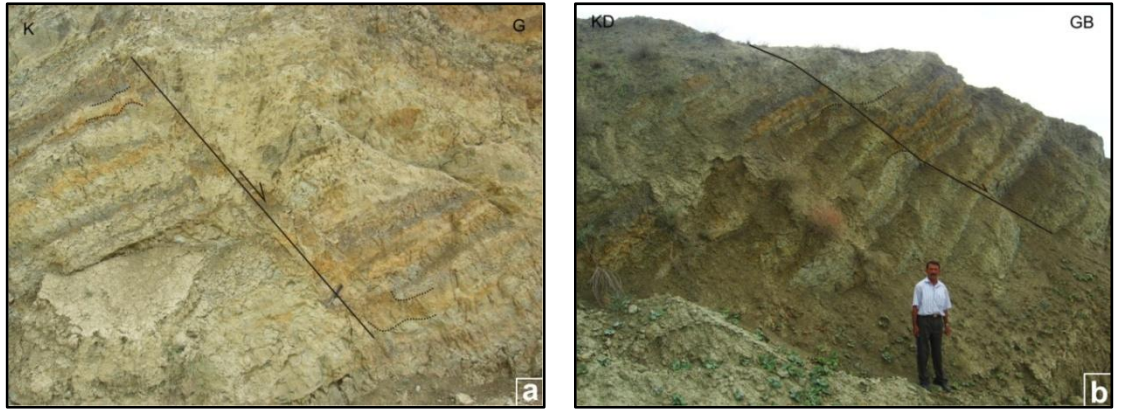
Tosya ve Devrez fayları haricinde, Tosya havzasında Alt ve Üst Pontus formasyonları ile Kuvaterner yaşlı çökeller içerisinde, çok sayıda mezoskobik fay tespit edilmiştir. Havza çökelleri aşınmaya karşı dayanıksız oldukları için faylar çok fazla korunamamaktadır. Fakat özellikle kiremit ocakları için açılan yeni yarmalarda söz konusu fayları gözlemlemek mümkün olmaktadır. Çizelge 3.2’de sunulan bu faylar iki gruba ayrılmış olup, aşağıda fayların özelliklerinden kısaca bahsedilecektir.

Çizelge 3.2 Tosya havzasında gözlenen fayların sınıflandırılması

	Fay No	Formasyon	Fayın konumu	Fayın türü	Yaklaşık Genişleme yönü	Koordinat (UTM
Grup 1	1a	Alt Pontus	K75D/55GD	Normal	KKB-GGD	578.724-4536.782
	2	Alt Pontus	K40D/50KB	Normal	KB-GD	579.073-4536.762
	3	Alt Pontus	K70D/45GD	Çökelme ile eş yaşlı normal	KKB-GGD	578.871-4636.569
	4	Alt Pontus	K60D/70KB	Normal	KB-GD	578.860-4536.550
	5	Alt Pontus	K20D/65GD	Normal	BKB-DGD	578.931-4536.520
	14	Üst Pontus	K70D/80GD	Normal	KB-GD	609.715-4549.878
Grup 2	1b	Alt Pontus	K75B/55GB	Normal	KKD-GGB	578.724-4536.782
	6	Üst Pontus	K15B/75KD	Normal	DKD-BGB	587.708-4539.451
	7a	Taraça	K05B/75KD	Normal	DKD-BGB	601.136-4544.210
	7b	Taraça	K20B/70KD	Normal	DKD-BGB	601.136-4544.210
	7c	Taraça	K25B/70KD	Normal	DKD-BGB	601.136-4544.210
	8	Taraça	K45B/65KD	Normal	KD-GB	601.256-4544.196
	9a	Taraça	K70B/50GB	Normal	KKD-GGB	602.425-4544.173
	9b	Taraça	K55B/48GB	Normal	KD-GB	602.425-4544.173
	10	Üst Pontus	K65D/80GD	Sağ yönlü doğrultu atımlı	KD-GB	600.178-4545.512
	12	Alüvyon	K25B/80GB	Normal	DKD-BGB	607.326-4545.655
	13a	Üst Pontus	K75B/65KD	Normal	KKD-GGB	608.474-4546.874
	13b	Üst Pontus	K30B/60GB	Normal	KD-GB	608.474-4546.874
	13c	Üst Pontus	K15B/70GB	Normal	DKD-BGB	608.474-4546.874

Çizelge 3.2’de Grup 1 olarak gösterilen faylar sadece Alt ve Üst Pontus formasyonlarında gözlemlenmiştir ve yaklaşık KB-GD yönlü genişlemeyi işaret etmektedir. Grup 2 olarak sınıflandırılan diğer faylar ise Alt ve Üst Pontus formasyonları ile Kuvaterner yaşlı çökellerde gözlemlenmiştir ve yaklaşık KD-GB yönlü genişlemeyi göstermektedir.

Havzanın GB’sında yer alan Uğur Mahallesi kuzeyindeki kiremit ocaklarında gözlemlenen 1a numaralı normal fay, $K75^{\circ}D/55^{\circ}GD$ konumundadır. Alt Pontus formasyonunu kesen ve yaklaşık 3 m.’lik atımı olan fayın çekme kıvrımları belirgindir (Şekil 3.60.a). Aynı lokasyonda bulunan diğer normal fay (1b) ise $K75^{\circ}B/55^{\circ}GB$ konumundadır (Şekil 3.60.b).



Şekil 3.60 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 1a ve 1b numaralı normal faylar (Konum için şekil 3.35’e bakınız)

Uğur Mahallesi kuzeyinde bulunan ve yine Alt Pontus formasyonunu kesen 2 numaralı fay $K40^{\circ}D/50^{\circ}KB$ konumundadır (Şekil 3.61).



Şekil 3.61 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 2 numaralı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız)

Uğur mahallesi kuzeyindeki 3 numaralı fay Alt Pontus formasyonu içerisinde gelişen çökelme ile eş yaşlı bir normal fay olup, çekme kıvrımları ve kahverenkli seviyedeki kalınlık farkı belirgindir. Bu fayın konumu $K70^{\circ}D/45^{\circ}GD$ 'dur (Şekil 3.62). Alt Pontus formasyonunu kesen 4 numaralı normal fayın konumu ise $K60^{\circ}D/70^{\circ}KB$ 'dır (Şekil 3.63).

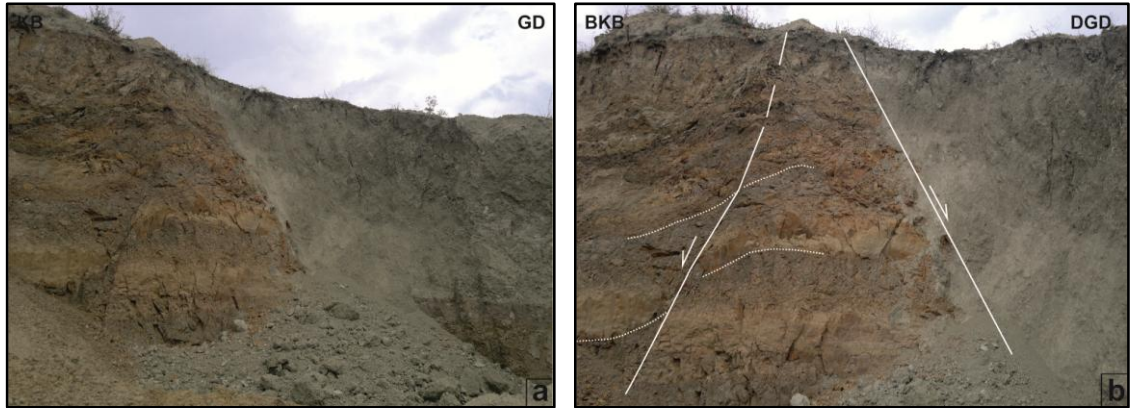


Şekil 3.62 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonu içerisindeki çökelme ile eş yaşlı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız)



Şekil 3.63 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 4 numaralı normal fay (Konum için şekil 3.35'e bakınız)

Yine Uğur Mahallesi kuzeyinde bulunan 5 numaralı fay K20°D/65°GD konumunda olup, Alt Pontus formasyonunu kesmektedir (Şekil 3.64).



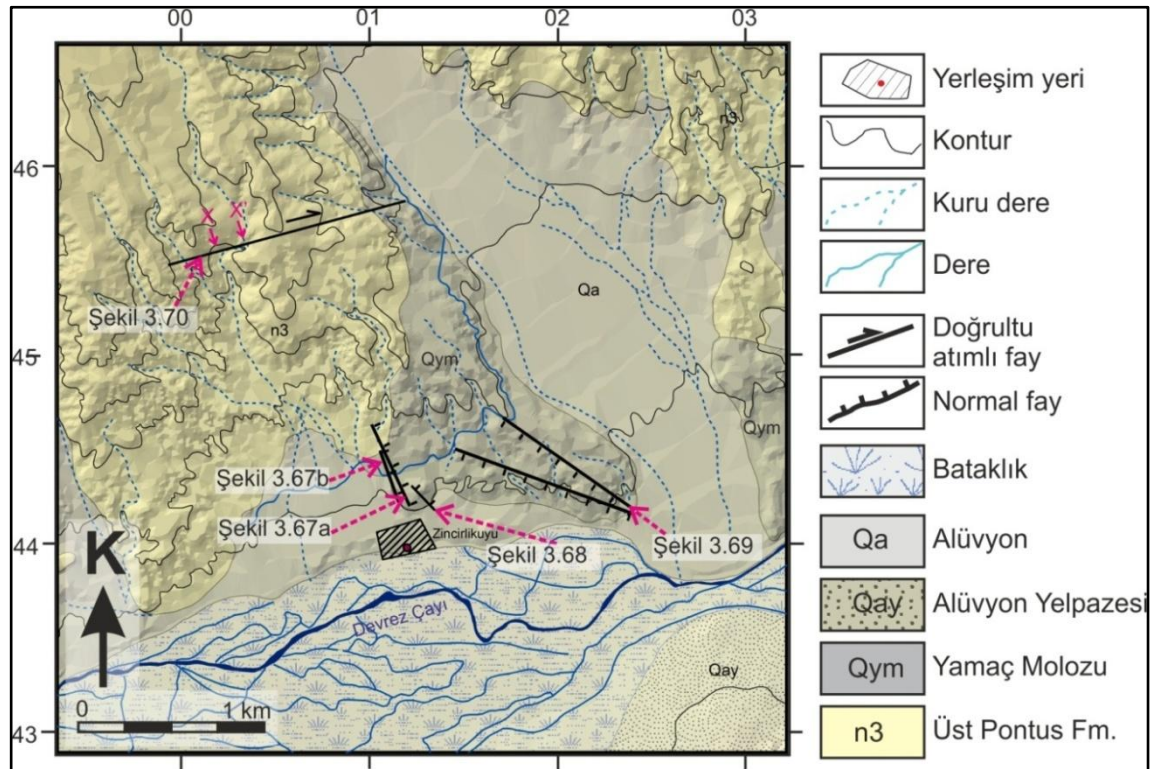
Şekil 3.64 Uğur Mahallesi kuzeyinde Alt Pontus formasyonunu kesen 5 numaralı normal fay a. Yorumlanmamış, b. Yorumlanmış (Konum için şekil 3.35'e bakınız)

Tosya güneyindeki yol yarmasında gözlemlenen 6 numaralı fay, Üst Pontus formasyonunu kesmekte olup K15°B/75°KD konumundadır (Şekil 3.65).

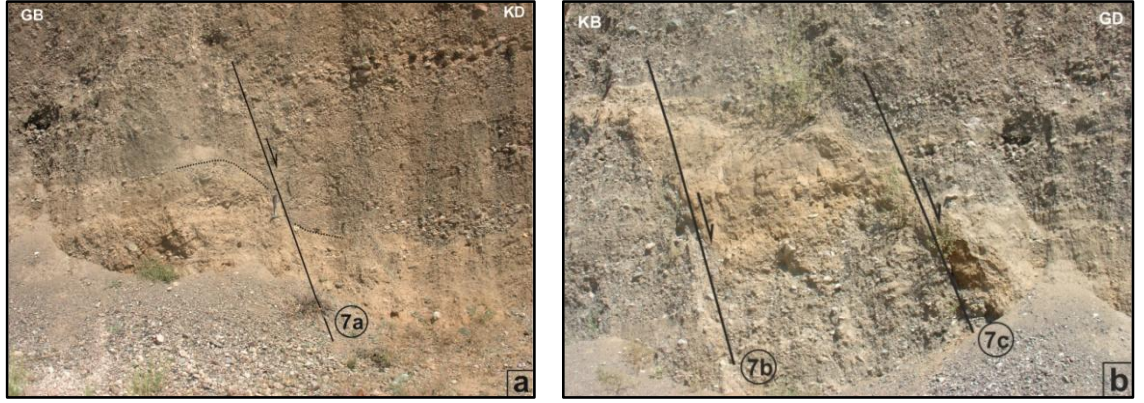


Şekil 3.65 6 nolu fay (Konum için şekil 3.33'e bakınız)

Zincirlikuyu Köyü kuzeyinde yer alan 7a, 7b ve 7c numaralı fayların konumu ise $K25^{\circ}B/70^{\circ}KD$, $K20^{\circ}B/70^{\circ}KD$ ve $K05^{\circ}B/75^{\circ}KD$ 'dur. Ölçülen her üç fay da taraça çökelleri içerisinde gözlemlenmiştir (Şekil 3.66-3.67).



Şekil 3.66 Zincirlikuyu Köyü civarının (6 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)



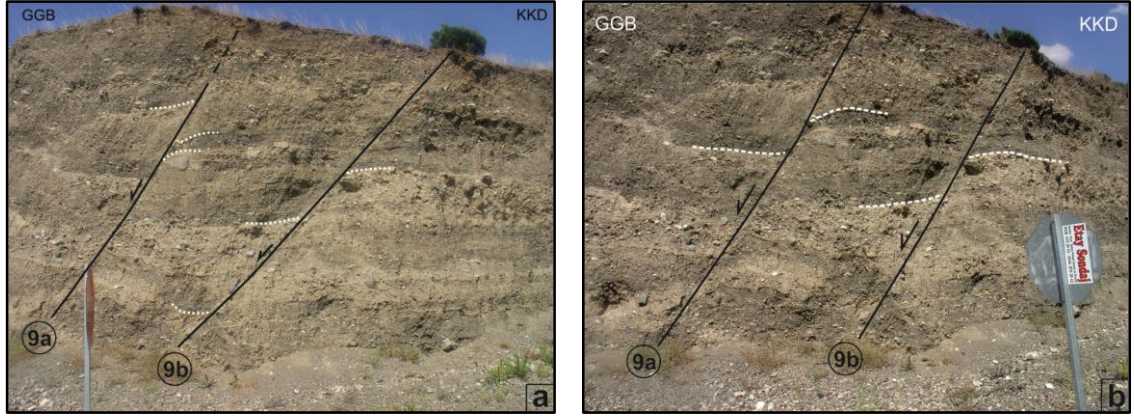
Şekil 3.67 Tosya havzasının KD'sunda taraça çökellerini kesen 7a, 7b ve 7c numaralı faylar (Konum için şekil 3.66'ya bakınız)

Zincirlikuyu Köyü kuzeyindeki yol yarmasında taraça çökellerini kesen 8 numaralı fayın konumu $K45^{\circ}B/65^{\circ}KD$ 'dur (Şekil 3.68).



Şekil 3.68 8 numaralı fay (Konum için şekil 3.66'ya bakınız)

Tosya havzasının KD'sundaki 4 numaralı inceleme alanında, taraça çökellerini kesen genç faylar ölçülmüştür (Şekil 3.66). 9a ve 9b numaralı fayların konumu $K70^{\circ}B/50^{\circ}GB$ ve $K55^{\circ}B/48^{\circ}GB$ 'dır. Çekme kıvrımları belirgin olan bu normal faylar yaklaşık 1,5 m. atıma sahiptir (Şekil 3.69).



Şekil 3.69 Tosya havzasının KD'sunda taraça çökellerini kesen 9a ve 9b numaralı faylar (Konum için şekil 3.66'ya bakınız)

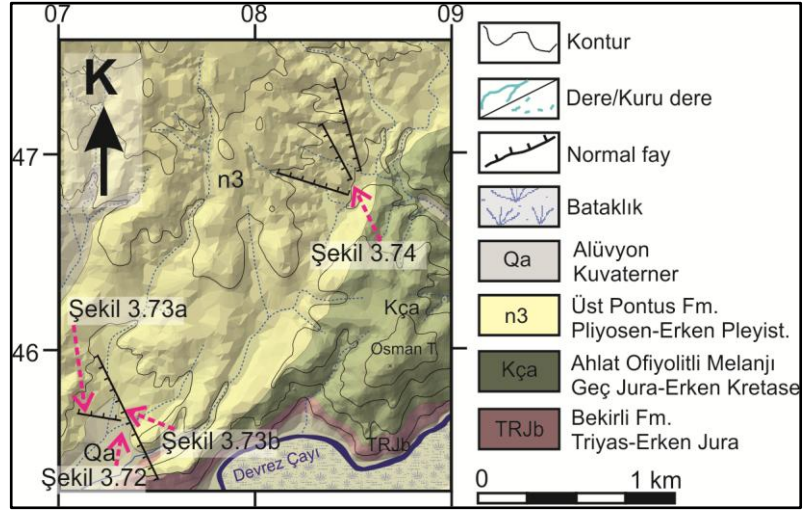
10 numaralı fay ise olasılıkla eğim atım bileşeni de olan sağ yanal atımlı bir fay olarak yorumlanmıştır. Oldukça dik bir yüzeye sahip olan bu fayın konumu $K65^{\circ}D/80^{\circ}GD$ 'dur (Şekil 3.70). Fay tarafından kesilen bir derede yaklaşık 150 m. sağ yanal ötelenme gözlemlenmiştir (Şekil 3.66'da X-X' ile gösterilmiştir).



Şekil 3.70 Tosya havzasının KD'sundaki 10 numaralı fay (Konum için şekil 3.66'ya bakınız)

Karaköy KB'sında gözlemlenen 11 numaralı fayın konumu $K80^{\circ}B/70^{\circ}KD$ 'dur. Fay, yol yarmasının alt seviyelerinde oldukça belirgin iken, en üst seviyelerde deformasyon gözlenmemektedir (Şekil 3.71-3.73).

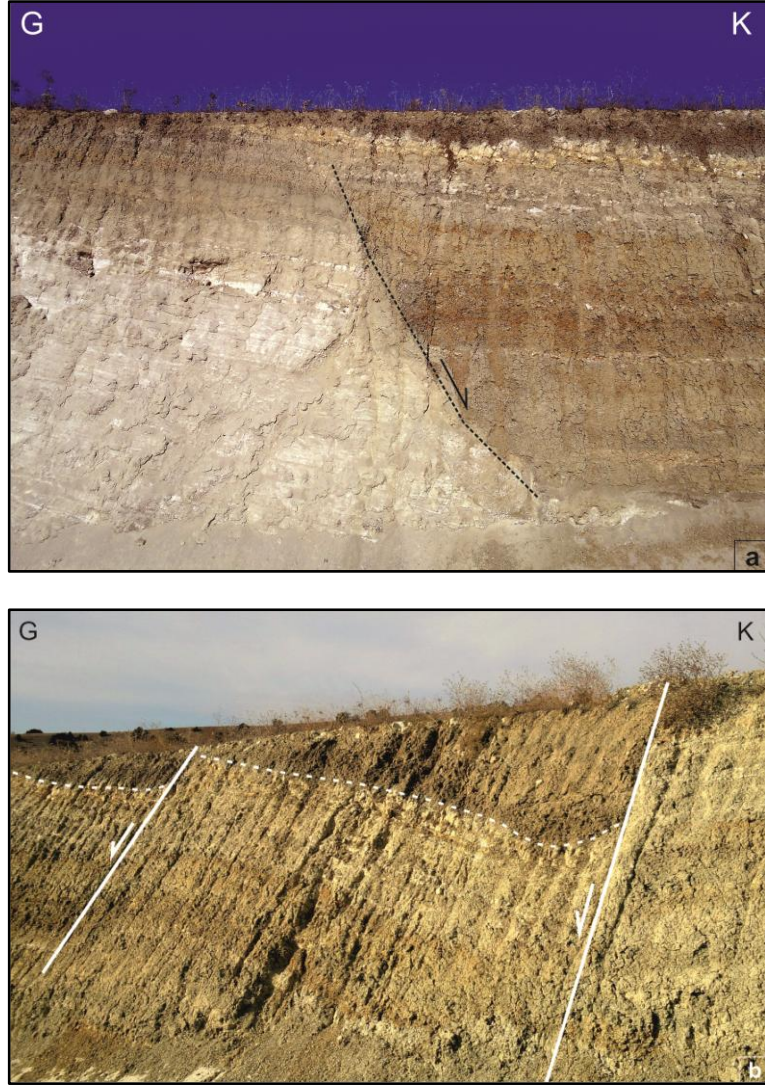
Aynı lokasyonda bulunan 12 numaralı fayın konumu ise K25°B/80°GB olup, bu fay güncel toprağı da kesmektedir (Şekil 3.71-3.73)



Şekil 3.71 Karaköy kuzeyinin (7 nolu inceleme alanının) jeoloji haritası (Konum için şekil 1.2 ve 2.13'e bakınız)

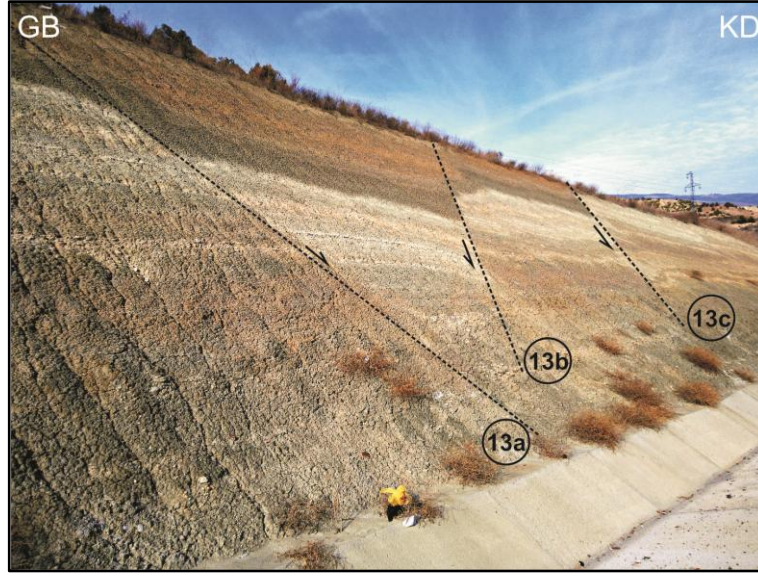


Şekil 3.72 Karaköy KB'sında yer alan 11 ve 12 numaralı faylar (Konum için şekil 3.71'e bakınız)



Şekil 3.73 Karaköy KB'sında yer alan fayların yakından görünümü, a. 11 numaralı fay, b. 12 numaralı fay (Konum için şekil 3.71'e bakınız)

Üst Pontus formasyonunu kesen 13a, 13b ve 13c numaralı fayların konumları ise $K75^{\circ}B/65^{\circ}KD$, $K30^{\circ}B/60^{\circ}GB$ ve $K15^{\circ}B/70^{\circ}GB$ 'dir (Şekil 3.74).



Şekil 3.74 13a, 13b ve 13c numaralı faylar (Konum için şekil 3.71'e bakınız)

Üst Pontus formasyonunu kesen 14 numaralı fayın konumu ise $K70^{\circ}D/80^{\circ}GD$ 'dur (Şekil 3.75).



Şekil 3.75 14 numaralı fayın iki farklı açıdan görünümü (Konum için şekil 3.46'ya bakınız)

3.5.4 Tosya havzası için sonuçlar

Bir mercek şeklinde KD-GB doğrultusunda uzanan Tosya havzasının kuzey kenarı, Tosya Fayı tarafından sınırlandırılmıştır. Tosya Fayı'nın tamamı boyunca yapılan arazi gözlemleri sonucunda, bu fayın aktivitesini yitirmiş bir normal fay olduğu sonucuna varılmıştır.

KB'daki metamorfik temel ile GD'daki Pontus Grubu çökelleri birbirinden ayıran Tosya Fayı'nın Üst Pontus formasyonunun üst seviyeleri tarafından yer yer üzerlendiği görülmektedir. Üst Pontus formasyonunun çökeliminin başlangıçta Tosya Fayı tarafından denetlendiği fakat daha sonra fayın aktivitesini yitirdiği ve bu çökellerin üst seviyeleri tarafından üzerlendiği düşünülmektedir. KD-GB doğrultulu olan Tosya Fayı'nın GD'ya eğimli olması, yanal yönde harekete dair hiçbir verinin bulunamaması ve fay düzlemlerindeki ondülasyon eksenlerinin gidişi ve havzanın KD kenarındaki gömülü normal fayın varlığı, Tosya Fayı'nın normal fay olduğu görüşünü kuvvetlendirmektedir.

Tosya havzasını güneyden sınırlandıran Devrez Fayı ise morfolojik olarak çok belirgin olup, fay sarplıkları, büyük üçgen yüzeyleri, asılı taraçaları, derine kazılmış dere yatakları, yüksek eğimli birikinti konileri ve büyük alüvyon yelpazeleri ile aktif bir normal fay görünümü sunmaktadır.

Tosya Fayı ve Devrez Fayı ile sınırlandırılan Tosya havzasının içerisindeki Neojen-Kuvaterner yaşlı çökellerde de çok sayıda normal fay tespit edilmiştir. Çizelge 3.2'den de anlaşılacağı üzere Grup 1 olarak sınıflandırılan KD doğrultulu faylar Tosya Fayı'na paralel/yarı paralel olup, yaklaşık KB-GD yönlü bir genişlemeyi göstermektedir ve bu faylar yalnızca Pontus Grubu çökellerde gözlenmiştir. Grup 2 olarak sınıflandırılan KB doğrultulu diğer faylar ise Alt ve Üst Pontus formasyonları ile Kuvaterner yaşlı çökellerde gözlemlenmiştir ve yaklaşık KD-GB yönlü genişlemeyi göstermektedir.

Grup 2 olarak sınıflandırılan KB doğrultulu fayların konumları KAF ile uyum içerisindedir ve bu faylar KAF'ın hareketine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır. Grup 1 olarak sınıflandırılan KD doğrultulu fayların konumları ise KAF ile uyumlu değildir. Kuvaterner yaşlı çökellerde gözlenemeyen, yalnızca Pontus Grubu çökellerde gözlenebilen bu fayların oluşumunu KAF ile açıklamak pek mümkün görülmemektedir. Çünkü Kuzey Anadolu Fayı'nın bu bölgede oluşturduğu genişleme yönü KD-GB iken (Reilinger vd. 2006, Seyitoğlu vd. 2009), bu faylar KB-GD yönlü genişlemeyi işaret etmektedir. Bu nedenle Alt ve Üst Pontus formasyonlarının sağ yanal bir sistem içinde geliştiğini söylemek zordur.

Ayrıca havzada çökelimin, bir normal fay olan Tosya Fayı tarafından kontrol edilmiş olması ve Alt Pontus formasyonu içerisinde çökelme ile eş yaşlı normal fayın bulunması ve bunlara ek olarak daha önce yapılan çalışmalarda da (Hancock ve Barka 1981, Över vd. 1997, Özaksoy 2000) Alt ve Üst Pontus formasyonlarında gelişen çökelme ile eş yaşlı normal fayların tespit edilmesi, Pontus Grubu çökelimi sırasında havzada genişlemeli bir sistemin etkin olduğunu göstermektedir.

4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu bölümde tez çalışması kapsamında elde edilen veriler, önceki araştırmalarla birlikte iki alt bölüm halinde tartışılacaktır.

4.1 Çankırı Havzası

Sakarya ve Kırşehir kıtalarının çarpışması ve Neo-Tetis okyanusunun kapanmasının ardından geç Paleosen-erken Eosen’de gelişmeye başlayan Çankırı havzası, geç Eosen-Oligosen’de karasal bir havza haline gelmiştir (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992, 1994). Geç Kretase’den itibaren etkin olan kıtalararası sıkışma rejimi, Miyosen’den itibaren olasılıkla orojenik çökme nedeniyle genişlemeli rejime dönüşmüştür (Seyitoğlu vd. 1997, 2000, 2009). Erken-orta Miyosen olarak yaşlandırılan (Karadenizli vd. 2004) Kumartaş ve Hançili formasyonlarındaki çökeltme ile eş yaşlı normal faylar, yukarı doğru incelen istifin varlığı, bu formasyonların fasiyes analizi, depolanma ortamları ve bu dönemde Galatya volkaniklerinin jeokimyasındaki değişim, genişlemeli rejimin kanıtları olarak sunulmuştur (Seyitoğlu vd. 1997, 2000, 2009, Karadenizli vd. 2003, 2004, Savaşçı ve Seyitoğlu 2004).

Bölüm 2.2.4’de değinildiği gibi, inceleme alanının dışında yer alan Beypazarı-Nallıhan havzalarında ve Galatya Masifi’nin güneydoğu kesiminde (KB Orta Anadolu) Kuzey Anadolu Fayı’nın oluşumundan önce genişlemeli tektonik rejimin hakim olduğunu belirten çalışmalar da bulunmaktadır.

Yağmurlu vd. (1988), Beypazarı havzasındaki Neojen istifinin, havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlandıran büyüme faylarının etkisi altında genişlemeli bir sistemde depolandığını, Pliyosen başından itibaren etkin olan sıkışmalı rejime bağlı olarak ise ters fay ve kıvrımların oluştuğunu belirtmektedir. Söz konusu KB-GD yönlü sıkışma rejiminin ise, Kuzey Anadolu Fayı’nın etkisi altında gelişmiş olabileceğini ileri sürmüştür.

İnci’de (1991) Beypazarı havzasında, çökelimin ve havza geometrisinin orta-geç Miyosen’de genişlemeli tektonik rejimle kontrol edildiğini belirtmektedir. Bu genişlemeli rejim Kuzey Anadolu Fayı’nın hareketi sonrasında sıkışmalı tektonik rejime dönmüş ve havzanın özellikle kuzeyindeki bütün birimler kıvrımlanmışlardır.

Galatya Volkanik Bölgesi’nin güneydoğu kesiminde Yürür vd. (2002) tarafından yapılan çalışmalarda, bölgenin KB-GD ile KKB-GGD ve KKD-GGB doğrultulu genişlemeli bir tektonik rejim geçirdiği ve genişleme verilerinin, Kuzey Anadolu Fay zonuna ait gerilmelerle uyumlu olmadığı saptanmıştır. Bu nedenle bu genişlemeli rejimin KAF’ın oluşum yaşı olan Pliyosen’den önce gelişmiş ve bitmiş olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar bölgedeki verilere de dayanarak genişlemenin erken Miyosen’de başlamış ve geç Miyosen’de bitmiş olabileceğini belirtmişlerdir.

Galatya Volkanik Bölgesi’nin güneyinde Temel vd. (2010) tarafından yapılan çalışmaya göre ise alt-orta Miyosen yaşlı Polatlı bazaltlarının oluşumunun genişlemeli bir sistemle ilişkili olduğu ve KB Orta Anadolu’daki genişlemenin erken Miyosen’de başladığı savunulmaktadır.

Sonuç olarak Çankırı havzasında genişlemeli rejimde depolanan Neojen çökelleri, geç Pliyosen sonrasında havzanın batı kenarındaki bir tektonik kamayla (EKTK) parçalanmışlardır. Batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli olan bu tektonik kamanın KAFZ ve KEFZ arasındaki KB-GD yönlü sıkışma sebebiyle geliştiği ileri sürülmüştür (Seyitoğlu vd. 2000, 2009).

Bu tez çalışmasında elde edilen veriler de EKTK’nın varlığını desteklemekte ve EKTK’nın Çankırı kuzeyinde KD’ya ve daha sonra da DKD’ya döndüğünü göstermektedir.

EKTK’nın bindirmeli doğu ve güneydoğu kenarı Çankırı ile Yapraklı KD’su arasındaki pek çok lokasyonda gözlenebilmektedir. KD ve DKD doğrultulu olan bindirme zonu boyunca, kıvrımlar, yoğun alterasyonlar, breş zonları, kayma yüzeyleri ve heyelanlar

gelişmiştir. Çankırı havzası çökellerini deformasyona uğratan bu bindirmenin etkilediği en genç birim geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Değim formasyonudur. Tektonik kamanın doğu kenarında bindirme zonu önünde depolanan Değim formasyonu içerisinde sıkışma yapıları yoğun bir şekilde görülmektedir.

EKTK'nın daha tartışmalı olan batı ve kuzeybatı sınırının ise normal faylı olduğu saptanmıştır. Önceki araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarının batı dokanağı, uyumsuz veya sol yönlü doğrultu atımlı bir fay (Korgun Fayı/Eldivan Fayı) olarak çizilmiştir (Hakyemez vd. 1986, Kaymakçı 2000, Kaymakçı vd. 2000, 2001, Adıyaman vd. 2001, Rojay ve Karaca 2008). Fakat Korgun GD'sunda bulunan fay düzlemleri, Korgun Fayı'nın normal fay olduğunu çok net bir şekilde ispatlamaktadır. Bu alanda yaklaşık K-G doğrultulu olan Korgun Fayı, Neo-Tetis kenet zonunun batı kenarını oluşturmaktadır. Korgun kuzeyinden itibaren ise Neo-Tetis kenet zonu KD'ya dönmekte ve KB kenarı yine normal faylarla sınırlandırılmaktadır. KD-GB doğrultulu bu normal faylar, Tosya havzasının GB'sında Devrez Fayı ile birleşmektedir. Yani Tosya havzasının güneyinde EKTK'nın BKB sınırını Devrez Fayı oluşturmaktadır.

Bölüm 2.3'de değinildiği gibi dünyanın farklı bölgelerinde, bir kenarı normal faylı, diğer kenarı bindirmeli pek çok tektonik kama yapısı tanımlanmış olup, EKTK da bu yapılarla çok benzerlik göstermektedir. Ring ve Glodny (2010) tektonik kamanın üst kenarındaki normal fayları “kısılma etkisi altındaki normal faylar” olarak tanımlamış ve bunun litosferik genişlemeyle ilişkili olmadığını, kamanın yükselmesinden kaynaklanan geometrik bir etki olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanında EKTK'nın D-GD kenarını oluşturan bindirmeler ile B-KB kenarını oluşturan normal fayların eş zamanlı olarak hareket ettiğini gösteren veriler de elde edilmiştir. Değim formasyonunun çökelişi, Ahlat Köyü GD'sunda bindirme tarafından kontrol edilirken, Korgun GD'sunda normal faylar tarafından kontrol edilmiştir.

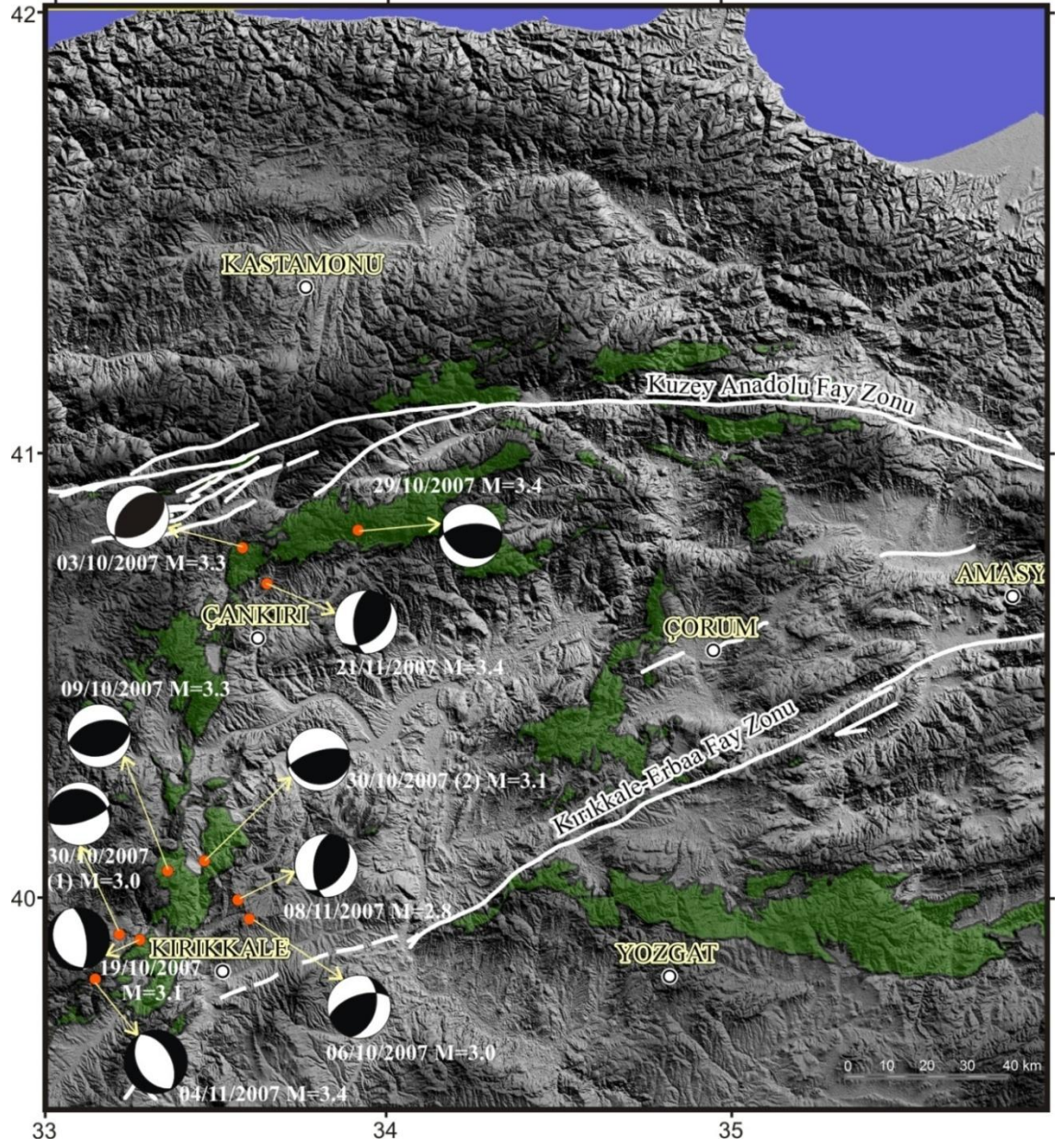
Bu bölgedeki sıkışmanın KB-GD yönlü olduğu, yayınlanan GPS verileriyle doğrulanmaktadır (Allmendinger vd. 2007, Seyitoğlu vd. 2009). Erturaç ve Tüysüz

(2012), deprem odak mekanizması çözümlerine dayanarak KAFZ ile KEFZ arasındaki bölgede KB-GD doğrultulu bir sıkışmanın etkin olduğunu belirtmektedirler. Ayrıca Esat (2011) tarafından Ankara batısında ETKK'ya benzer bir yapı olarak Abdüsselam Kısıtlanmış Tektonik Kaması (AKTK) tanımlanmış olup, KD-GB doğrultulu sıkışma yapılarının Ankara'nın batısında da devam ettiği saptanmıştır. Bu nedenle KAFZ, KEFZ ve Eskişehir Fay Zonu arasında kalan bölgenin "KB Orta Anadolu Sıkışma Bölgesi" adı altında ayrı bir neotektonik bölge olarak değerlendirilmesi gerektiğini önermiştir (Esat 2011).

Bölgedeki sismik etkinliği sağlıklı olarak saptayabilmek amacıyla Ankara Üniversitesi tarafından 2007 yılında AnkNET adlı sismik ağ kurulmuş olup kaydedilen mikrodrepremlerin odak mekanizması çözümleri yapılmıştır (Seyitoğlu vd. 2009). Bu çalışmaya göre ETKK civarında meydana gelen depremlerin çoğunun odak mekanizması çözümleri bindirme bileşenlidir ve KB-GD yönlü bir sıkışmayı göstermektedir. ETKK'nın batı sınırında meydana gelen ve normal faylanmayı gösteren depremler ise KD-GB yönlü genişlemeyi göstermektedir (Seyitoğlu vd. 2009, Şekil 4.1).

ETKK'nın Çankırı kuzeyinde kalan kesiminin bir yay çizerek Kuzey Anadolu Fay Zonuna bağlanmasının yanında GPS verilerinden elde edilen yamulma analizleri ile uygunluğu ve mikrodrepremlerin odak mekanizması çözümleri KAF ve ETKK arasındaki jenetik ilişkiyi doğrulamaktadır.

Sonuç olarak ETKK, Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu arasındaki KB-GD yönlü sıkışma sonucunda gelişmiş ve geç Pliyosen sonrasında etkin olmuş bir neotektonik yapıdır.



Şekil 4.1 EGTK yakınında meydana gelen mikrodrepremlerin odak mekanizması çözümleri (Deprem bilgileri ve odak mekanizması çözümleri Seyitoğlu vd. (2009)'nden alınmıştır)

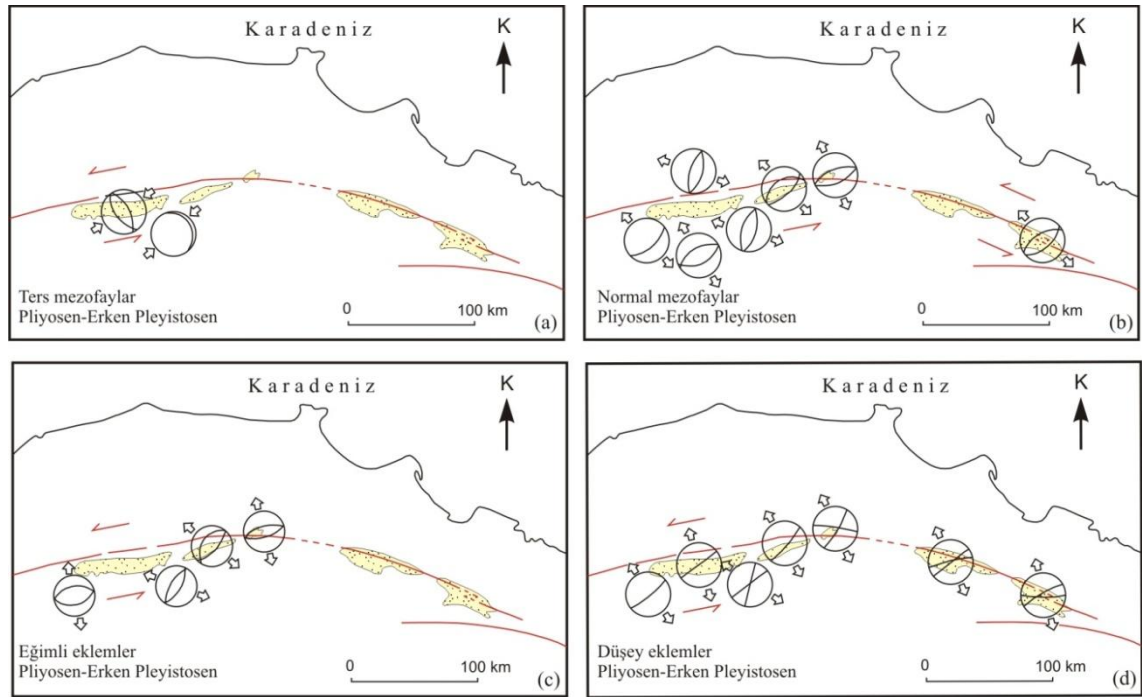
4.2 Ilgaz ve Tosya Havzaları

Ilgaz ve Tosya havzaları daha önce yapılan çalışmalarda çoğunlukla, sıkışmalı tektonik rejimde gelişen dağarası havzalar olarak yorumlanmıştır. Barka (1984) tarafından KAF üzerinde veya yakınında yer alan beş Neojen-Kuvaterner havzasının (Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz, Tosya, Kargı, Havza-Ladik ve Taşova-Erbaa) stratigrafisi ve tektoniği çalışılmış ve Kargı havzası dışındaki havzaların paleotektonik dönemde, yaklaşık K-G sıkışma ile oluşmuş dağarası havzalar olarak geliştikleri sonucuna ulaşılmıştır. Paleotektonik dönem Tortoniyen sonlarına kadar devam etmiş ve yine Tortoniyen sonlarına doğru KAF'ın geniş bir sağ yanal kayma (shear) zonu olarak gelişmeye başladığı kabul edilmiştir. Yine bu çalışmaya göre Messiniyen'de tektonik rejimin tamamen farklılaşması sonucu KAF terslenerek sol yanal hareket etmiş, Pliyosen başlarında ise KAF'ın ana kırığı oluşmuş ve sağ-yanal hareketi günümüze kadar devam etmiştir (Şekil 3.5).

Yine aynı havzalarda Hancock ve Barka (1980, 1981, 1983), Barka ve Hancock (1984) tarafından yapılan çalışmalar sonucunda Alt ve Üst Pontus formasyonları içerisinde gelişen ve konumları Kuzey Anadolu Fayı ile uyuşmayan çok sayıda normal fay ve çökme ile eş yaşlı normal fay tespit edilmiştir. Yazarlar, Pontus Grubu'nu kesen mezoskobik fay ve çatlakların analizine dayanarak, fay zonu üzerinde (Messiniyen'de) sol yanal hareketin olduğunu ve bu fayların oluştuğunu iddia etmektedirler. Sağ yanal makaslamayla ilişkili kırıklar hem Pontus formasyonunda hem de onu üzerleyen geç Pleyistosen-Holosen yaşlı sedimanlarda yaygın iken, sol yanal makaslamayla ilişkilendirilen kırıklar Pontus formasyonu ile sınırlandırılmıştır (Çizelge 4.1). KB doğrultulu ters faylar daha az yoğunlukta olup, sadece Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz havzasındaki Kurşunlu bölgesinde Alt Pontus formasyonu içerisinde gözlenmiştir. Normal faylar ise KKD ve DKD doğrultulu olup, Alt ve Üst Pontus formasyonlarında eşit oranda yaygındır (Hancock ve Barka 1980, Şekil 4.2).

Çizelge 4.1 KAF civarında yer alan havzalarda ölçülen mezoskopik yapıların sınıflandırılması (Hancock ve Barka 1983) (Grup 1 sol yanal, Grup 2 ise sağ yanal makaslamayla ilişkilendirilmiştir)

		Ters mezofaylar	Normal mezofaylar	Doğrultu atımlı faylar	Eğimli eklemler	Düşey eklemler
Grup1	Pontus Fm.	KB doğrultulu	KD doğrultulu	Gözlenemedi	KD doğrultulu	KD doğrultulu
Grup2	Pontus Fm.- Holosen	KD doğrultulu	KB doğrultulu	KD doğrultulu veya ana faya paralel	KB doğrultulu	KB doğrultulu



Şekil 4.2 KAF'nin orta bölümündeki havzalarda, sol yanal bir sistem içerisinde geliştiği kabul edilen fay ve eklemlerin oluşturdukları sıkışma ve genişleme yönleri (Hancock ve Barka 1980)

Bunlara ek olarak, daha önce yapılan çalışmalarda da (Hancock ve Barka 1981, Över vd. 1997, Özaksoy 2000) Alt ve Üst Pontus formasyonlarında gelişen çökeltme ile eş yaşlı normal fayların varlığından söz edilmektedir. Yukarıda da değinildiği gibi Hancock ve Barka (1980, 1981, 1983), Barka ve Hancock'un (1984) yaptığı çalışmalarda KAF ile uyumlu olmayan çok sayıda fay ve çatlak ölçülmüş ve bunların Messiniyen'de fayın sol yanal hareket etmesine bağlı olarak oluştuğu sonucuna

varılmıştır. Yazarlar sol yanal terslenmenin Messiniyen’de olduğunu, KAF’ın ise sağ yanal olarak Pliyosen başından itibaren var olduğunu belirtmektedir (Şekil 3.5, sayfa 80’e bakınız). Fakat bu durumda, Pliyosen-erken Pleyistosen yaşlı olarak düşündükleri Üst Pontus formasyonunda sol yanal makaslamayla ilişkilendirdikleri fayların olmaması gerekirdi. Ayrıca Çizelge 4.1’den de anlaşılabacağı gibi, sol yanal makaslama sistemi içerisinde gelişmesi beklenen ikincil sol veya sağ yönlü doğrultu atımlı faylar hiç görülmemektedir.

Şengör vd. (1983) ise Hancock ve Barka (1980, 1981) tarafından “uyumsuz yapılar” olarak nitelendirilen mezoskobik kırıkların, KAFZ’nun terslenmesi ile açıklanamayacağını belirtmiştir. Böyle bir terslenmenin, tüm Doğu Akdeniz’in neotektonik gelişiminde derin etkiler yaratmış olması gerektiği vurgulanmış ve bunun için kesin kanıt olmadığı ifade edilmiştir (Şengör vd. 1982, 1983). Makaslama yönündeki terslenmelerin ancak lokal, çek-ayır havza içi doğrultu atımlı faylarda olabildiği ve bunun da ana fay zonunda yön değişimine yol açmadığı ifade edilmiştir. Şengör vd. (1983) tarafından 1968 Bartın depreminin odak mekanizması çözümü yapılmış ve bu çözümün DKD-BGB yönlü kısalmayı, KKB-GGD yönlü genişlemeyi işaret ettiği belirtilmiştir. Bu odak mekanizması çözümünden elde edilen yönler ile yukarıda sözü edilen “uyumsuz yapıların” benzerlik gösterdiği ve bunların tümünün, Kuzey Anadolu’nun yaklaşık D-B yönlü sıkışması ile ilişkili olabileceği ileri sürülmüştür. Yazarlar söz konusu yapıları, fay zonunun terslenmesi ile açıklamaktansa, Afrika ve Arabistan civarındaki yükseltilerinden yanal hareketle kaçmaya çalışan Anadolu Bloğu’nun kuzey kesimindeki D-B yönlü sıkışmayla açıklamanın daha uygun olacağını düşünmüşlerdir. Bartın depremi odak mekanizması çözümüne dayanarak, bu sistemin sadece Alt Pontus döneminde değil günümüzde de geçerli olduğunu savunmuşlardır (Şengör vd. 1983). Fakat Alptekin vd. (1986) tarafından yapılan Bartın depremi odak mekanizması çözümü KD-GB doğrultulu ters faylanmayı göstermektedir. Daha sonra yapılan diğer çalışmalar da depremin KD-GB doğrultulu bir ters faydan kaynaklandığını destekler niteliktedir (Taymaz ve Tan 1999, Yürür 2003, Kuşçu vd. 2004). Sonuç olarak Bartın depremi odak mekanizması çözümleri KB-GD yönlü sıkışmayı göstermekte olup, söz konusu “uyumsuz yapılarla” benzerlik sunmamaktadır.

Dolayısıyla Şengör vd. (1983) tarafından ileri sürülen görüş de (yaklaşık D-B yönlü sıkışma) bu yapıları açıklamakta yetersiz kalmaktadır.

Özaksoy (2000) ise Çerkeş-Kurşunlu havzasında, Barka'ya (1984) dayanarak Alt Pontus çökellerinin geç Miyosen sonrasında K-G yönlü bir sıkışmanın etkisi altında kaldığına işaret etmektedir. Yazar Üst Pontus formasyonunun ise KKD-GGB yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında kalmış olduğu belirtilmektedir. Havzanın kuzeyini sınırlandıran sağ yanal doğrultu atımlı Çerkeş Fayı'nın ve havzanın güneyini sınırlandıran sağ yanal doğrultu atımlı Ulusu Fayı'nın (Devrez Fayı) geç Pliyosen'de oluştukları, bu iki fayın hareketiyle havzanın pull-apart (çek-ayır) havza haline geldiği ve Üst Pontus formasyonunun transtansiyonel bir rejim altında depolandığı ifade edilmiştir. Sonuç olarak başlangıçta bir dağ-arası havza olan Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz havzasının, daha sonra doğrultu atım rejimi ile pull-apart havzaya dönüşen, polijenik bir havza olduğu belirtilmektedir.

Ilgaz ve Tosya havzalarının tektonik evrimi konusunda bu çalışmada elde edilen arazi verileriyle önceki çalışmalar arasında belirgin farklılıklar olduğu görülmektedir.

Öncelikle Ilgaz havzasının kuzey ve orta kesiminde çok fazla sıkışma yapısı gözlenirken, Tosya havzasında birkaç küçük yayvan kıvrım dışında hiçbir sıkışma yapısı gözlenememiştir.

Ilgaz havzasında yer alan bindirme, ters fay ve kıvrımların konumları Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturduğu gerilme rejimiyle uyum içindedir. Havzanın kuzeyindeki ofiyolitler ile geç Miyosen yaşlı Alt Pontus formasyonu arasındaki ters fay; havzanın ortasındaki Ödemiş formasyonu ile orta-geç Miyosen yaşlı Morandere formasyonu arasındaki bindirme; Morandere formasyonu ile Pliyosen-erken Pleyistosen yaşlı Üst Pontus formasyonu arasındaki ters fay ve Üst Pontus formasyonu içerisindeki kıvrımlar, bu yapıların Üst Pontus çökelişinden sonra geliştiğini göstermektedir. Dolayısıyla KD-GB doğrultulu bu sıkışma yapıları, önceki çalışmalarda kabul edildiği gibi K-G yönlü kıtalar arası sıkışmanın ürünü olmayıp, KAF'ın bölgede yarattığı KB-GD yönlü sıkışma rejiminin bir sonucudur.

Bu tez kapsamında yapılan arazi çalışmalarında Alt ve Üst Pontus formasyonlarının Ilgaz havzasındaki çökelişi sırasında etkin olan tektonik rejimi saptamaya yardımcı olacak net bir veri elde edilememiştir. Fakat önceki çalışmalarda (Hancock ve Barka 1981, Över vd. 1997, Özaksoy 2000) Alt ve Üst Pontus formasyonlarında gelişen çökeltme ile eş yaşlı normal fayların varlığından söz edilmektedir. Ayrıca bu tez çalışması sırasında Tosya havzasından elde edilen veriler Pontus grubunun genişlemeli bir sistemde çöktüğünü göstermektedir.

Barka'da (1984) Tosya havzasının kuzey ve güney kenarının ters faylı olduğu ifade edilmiş, fakat bu ters faylarla ilgili hiçbir veri sunulmamıştır. Bu tez kapsamında yapılan arazi çalışmalarında da havza kenarlarının ters faylı olduğuna dair hiçbir veri bulunamamıştır.

Tosya havzasının kenar zonlarına bakıldığında, havzanın kuzey kenarının KD-GB doğrultulu bir normal fay tarafından sınırlandırıldığı ve Üst Pontus formasyonu çökelişinin bu fay tarafından denetlendiği görülmektedir. Tosya Fayı olarak isimlendirilen bu fay, bir kaç lokasyonda Üst Pontus formasyonu tarafından üzerlenmektedir ve günümüzde aktif değildir.

Havzanın güney kenarı ise Devrez Fayı tarafından sınırlandırılmaktadır. Devrez Fayı büyük alüvyon yelpazeleri, asılı kalmış taraçaları ve üçgen yüzeyleri ile aktif fay morfolojisi sunmaktadır. Arazi çalışmaları ile hava fotoğrafı ve uydu görüntüsü incelemelerinden elde edilen veriler, Devrez Fayı'nın doğrultu atım bileşenli normal fay olduğunu işaret etmektedir.

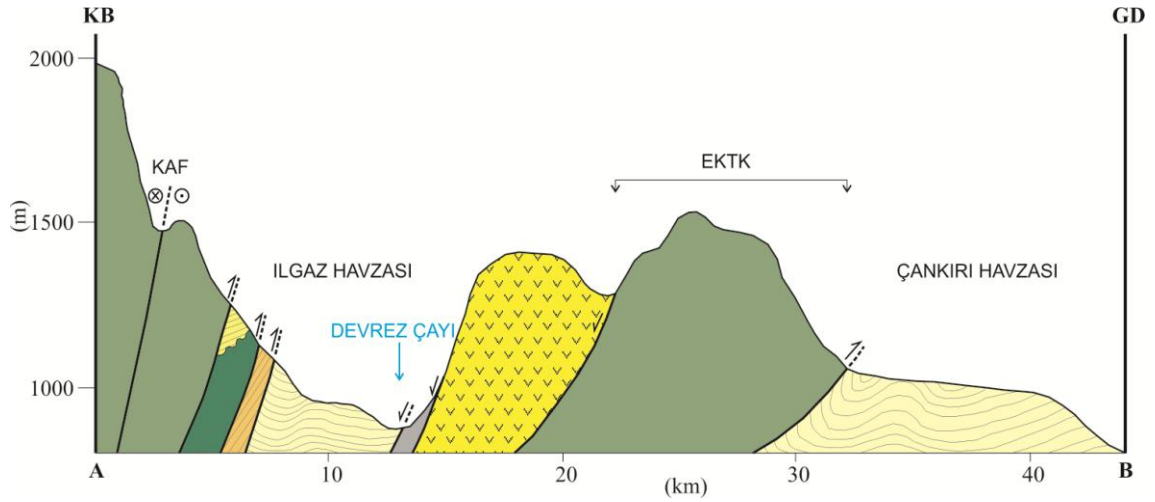
Bunlar dışında havza içerisinde çok sayıda normal fay gözlenmiştir. Çizelge 3.2'de Grup 1 olarak sınıflandırılan faylar yaklaşık KB-GD yönlü bir genişlemeyi işaret etmektedir ve sadece Pontus Grubu çökeltilerde gelişmiştir. Grup 2 olarak sınıflandırılan faylar ise KD-GB yönlü genişlemeyi göstermekte olup, hem Pontus Grubu hem de üzerleyen Kuvaterner yaşlı çökeltilerde gözlenmektedir. Buna göre Grup 2'deki faylar Kuzey Anadolu Fayı'nın günümüzdeki gerilme rejimi ile uyum içindedir. Ayrıca

Kuvaterner yaşı çökellerde de gözlenmesi sebebiyle bu gruptaki fayların Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki uzak etkisi sonucunda geliştiği düşünülmektedir.

Grup 1'deki fayların doğrultuları ise sağ yanal bir fay zonunda gelişemeyecek konumdadır. Çünkü Kuzey Anadolu Fayı'nın bu bölgede oluşturduğu genişleme yönü KD-GB iken (Reilinger vd. 2006, Seyitoğlu vd. 2009), söz konusu faylar KB-GD yönlü genişlemeyi işaret etmektedir. Bu nedenle büyük olasılıkla Alt ve Üst Pontus formasyonlarının sağ yanal bir sistem içinde geliştiğini söylemek zordur.

Bu veriler ışığında geç Miyosen yaşı Alt Pontus formasyonunun çökelişi sırasında ve Pliyosen yaşı Üst Pontus formasyonu çökelişinin bir kısmında bölgede genişlemeli tektonik rejimin hakim olduğunu ve Üst Pontus çökelişinin sonlarına doğru (olasılıkla geç Pliyosen) KAF'ın oluştuğunu söyleyebiliriz. Genişlemeli bir tektonik rejimde depolanan havza çökelleri KAF'ın oluşumundan sonra ters fay, bindirme ve kıvrımlarla deforme olmuşlardır. Ilgaz havzasından da görüldüğü üzere sıkışma yapıları, KAF sisteminin sıkışma yönünde gelişmişlerdir ve bu hareket havza çökellerinin (Alt ve Üst Pontus) oluşumundan sonra olmalıdır.

Sonuç olarak, bu çalışmada elde edilen verilere ve daha önce yapılan çalışmalara dayanarak KB Orta Anadolu'da Miyosen'de genişlemeli rejimin etkin olduğunu söyleyebiliriz. Çankırı havzasında Neojen çökellerinin genişlemeli tektonik rejimde depolanması ile ilgili çalışmalar Bölüm 2.2.4 ve Bölüm 4.1'de verilmiştir. Bu çalışmada ulaşılan sonuçlar da Ilgaz ve Tosya havzalarında Alt ve Üst Pontus formasyonlarının normal fay kontrolünde depolandığını, yani bölgede en azından Tortoniyen-erken Pliyosen aralığında genişlemeli tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir. Üst Pontus formasyonunun çökelişinin sonlarına doğru bu genişlemeli tektonik rejim etkisini yitirmiş, olasılıkla geç Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fayı oluşmuştur. Geç Pliyosen sonrasında, bölgedeki KB-GD yönlü sıkışma nedeniyle Neojen çökelleri bindirme, ters fay ve kıvrımlarla deformasyona uğramışlardır. Yine aynı sıkışma nedeniyle Çankırı havzasının B ve KB kenarında ETKK oluşmuş ve Çankırı havzasının çökellerini deforme etmiştir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 Ilgaz havzası, Çankırı havzası, KAF ve ETKK'nın konumları

Tez çalışması sırasında bazı sorunların cevapları tam olarak bulunamamış olup, Yukarıda da değinildiği üzere, Ilgaz havzasının kuzey ve orta kesiminde çok fazla sıkışma yapısı gözlenirken, Tosya havzasında birkaç küçük yayvan kıvrım dışında hiçbir sıkışma yapısı gözlenememiştir. Ilgaz havzasında (özellikle havzanın doğusunda) Alt Pontus Formasyonu'nun daha fazla deformasyona uğradığı ve iki formasyon arasında açılal uyumsuzluk olduğu gözlenirken, Tosya havzasında bu durum geçerli değildir. Ilgaz havzasındaki açılal uyumsuzluk özellikle havzanın KD'sundaki Musaköy civarında belirgindir (Bölüm 3.4.1.6). Buradaki açılal farkın lokal bir sıkışmadan kaynaklanıp kaynaklanmadığı araştırılmalıdır. Bu tez çalışması sırasında Ilgaz havzasındaki Üst Pontus formasyonunu kesen Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltlardan radyometrik yaşlandırma amaçlı örnekler alınmış fakat ödenek yetersizliğinden dolayı yaşlandırılammıştır. Bu örneklerin radyometrik yaş tayinleri yapılabilirse, Alt ve Üst Pontus formasyonlarının yaşları ve Kuzey Anadolu Fayı'nın gelişimi hakkında çok daha kesin sonuçlar ortaya konulabilir. İleride yapılacak çalışmalarla bu sorunların cevapları bulunmaya çalışılacaktır.

KAYNAKLAR

- Adıyaman, Ö., Chorowicz, J., Arnaud, O.N., Gündoğdu, M.N. and Gourgaud, A. 2001. Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data. *Tectonophysics*, 338, 135-165.
- Akkuş, A. 1980. Devrez Çayı Vadisinin jeomorfolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Fak., Doktora tezi, 130 s.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağ, Z. ve Sunu, O. 1979. Eldivan Şabanözü (Çankırı) dolayında ofiyolit yerleşimine ilişkin bulgular: JMO yayınları s. 9; Ankara.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O. 1980. Eldivan-Şabanözü (Çankırı) ve Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: 6741, (Yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. 1982. Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: 7298, (Yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. 1984. Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri: *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20; 31-46.
- Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y.F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan, N., Gönenç, O., Granit, Y. ve Yaşar, T. 1997. 1/100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Kırşehir – F15 paftası, No:34, MTA Ankara.
- Allison, D. 2013. University of South Alabama, Structural Geology Lectures Notes, <http://www.usouthal.edu/geography/allison/GY403/GY403Lectures.html>.
- Allmendinger, R.W., Reilinger, R. and Loveless, J. 2007. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, 26, TC3013, DOI:10.1029/2006TC002030

- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. and Toksöz, M.N. 1986. Source mechanism of the Bartın earthquake of September 3, 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin. *Tectonophysics*, 122, 73-88.
- Ambraseys, N.N. 1970. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics* 9, 143-165.
- Andrieux, J., Over, S., Poisson, A. and Bellier, O. 1995. The North Anatolian Fault Zone: distributed Neogene deformation in its northward convex part. *Tectonophysics* 243, 135–154.
- Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E. and Huchon, R. 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86: 159-196.
- Anonim. 2002. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Sinop paftası. MTA, Ankara.
- Ataman, G. 1972. Ankara'nın güneydoğusundaki granitik-granodiyoritik kütlelerden Cefalık Dağ'ın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma . *Hacettepe Fen ve Müh. Bil. Derg.*, 2, 1, 44-49.
- Ayan, M. 1963. Contribution a l'étude petrographique et géologique de la region situee au Nord-Est de Kaman. MTA Yayını, 115, 332 pp.
- Barka, A. 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki bazı Neojen-Kuvaterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi. *Ketin Simpozyumu, Türkiye Jeo. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara.
- Barka, A.A. and Hancock, P.L. 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault Zone. In *The geological evolution of the Eastern Mediterranean* (eds J. E. Dixon and A. H. F. Robertson), pp. 763–74. Geological Society of London, Special Publication no 17.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, (3), 663-684.

- Barka, A. 1992. The North Anatolian Fault zone: *Annales Tectonicae*, v. 6, pp. 164-195.
- Bellier, O., Över, S., Poisson, A. and Andrieux, J. 1997. Recent temporal change in the stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys. J. Int.* 131, 61–86.
- Benda, L. 1971. Grundzüge einer polen analytischen Glederung des Türkischen Jungtertiars, Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, heft 113, 46 p.
- Benda, L. and Meulenkamp, J.E. 1979. Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine micro fossils and mamman zones, marine and continental stages and the radiometric scale. *Annales Geol.Des Pays Helleniques. (hors ser.)* 1, 61-70.
- Biggazi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. and Özdoğan, M. 1993. Fission Track Dating Obsidions in Central and Northern Anatolia, *Bull. Volcanol.*, 55, 588-595.
- Birgili, Ş., Yoldaş, R. ve Ünalın, G. 1975. Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Raporu, no: 5621.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bruijn, H. De and Saraç, G. 1992. Early Miocene rodent faunas Eastern Mediterranean area. Part II, Mirabella (Paracricetodontinae, Muroidea), *Proc. Kon. Neder. Akad. Wetensch., Amsterdam*, B95; 25-40.
- Brunel, M., Arnaud, N., Tapponnier, P., Pan, Y. and Wang, Y. 1994. Kongur Shan normal fault: Type example of mountain building assisted by extension (Karakoram fault, eastern Pamir). *Geology*, 22, 8, 707-710.
- Burchfiel, B.C., Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D. and Jiene, X. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 269; 48 pp.

- Deleuil, A. 1977. Contribution a la geochronologie potassium argon du volcanisme Neogene D'Anatolie occidentale (regions de Kızılcahamam et de Uşak Turquie). These L'Universite Paul Sabatier de Toulouse (sciences) p. 85.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1990. Current plate motions, Geophys. J. Int., 1001, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroglu, F. and Şengör, A.M.C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the tectonics of Eastern Anatolia-young collision zone. In: Coward, J., Ries, A.C. (Eds.), Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19, pp. 3-6.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T. and Köse, O. 1998. Polyphased tectonics along the North Anatolian Fault in the Tosya basin area (Turkey). Tectonophysics, 299, 213-227.
- Dirik, K. 1994. Tectono-stratigraphy of the Vezirköprü area (Samsun-Turkey). Ph.D. Thesis in Geol. Eng. Dept. at METU, Ankara.
- Ercan, T., Yeğingil, Z., Biggazi, G., Oddone, M. ve Özdoğan, M. 1990, Kuzeybatı Anadolu obsidiyen buluntularının kaynak belirleme çalışmaları. Jeoloji Müh. Derg. 36, 19-32.
- Erturaç, M.K. 2009. Amasya ve çevresinin morfotektonik evrimi. Doktora tezi (yayınlanmamış). İstanbul Teknik Üniversitesi, 347 s., İstanbul.
- Erturaç, M.K. and Tüysüz, O. 2012. Kinematics and Basin Formation Along the Ezinepazar-Sungurlu Fault Zone, NE Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol.21; 1-24.
- Esat, K. 2004. Çankırı-Eldivan arasının stratigrafisi ve tektoniği. Yüksek lisans tezi (yayınlanmamış), Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

- Esat, K. and **Seyitoğlu, G.** 2010. Neotectonics of North Central Anataolia: A strike-slip induced compressional regime. Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstracts with Programs (14-6), p. 38, Middle East Technical University, Ankara.
- Esat, K. 2011. Ankara çevresinde Orta Anadolu'nun Neotektoniği ve depremselliği. Doktora tezi (yayınlanmamış). Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 160 s., Ankara.
- Facenna, C., Becker, T.W., Jolivet, L. and Keskin, M. 2013. Mantle convection in the Middle East: Reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback. Earth and Planetary Science Letters, 375, 254-269.
- Fossen, H. 2000. Extensional tectonics in the Caledonides: Synorogenic or postorogenic? Tectonics, 19, 2; 213-224.
- Gautier, P., Bozkurt, E., Valerie Bosse Hallot, E. and Dirik, K. 2008. Coeval extensional shearing and lateral underflow during Late Cretaceous core complex development in the Niğde Massif, Central Anatolia, Turkey. Tectonics, 27, TC1003, DOI: 10.1029/2006TC002089.
- Gökten, E. 1983. Şarkışla güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 26, 167-176.
- Gökten, E. 1986. Paleocene carbonate turbidites of the Şarkışla region; Their significance inan orogenic basin: Sediment. Geol, 49-143-165.
- Gökten, E., Kazancı, N. ve Acar, Ş. 1988. Ankara kuzeybatısında (Bağlum-Kazan arası) Geç Kretase-Pliyosen serilerinin stratigrafisi ve tektoniği. MTA Dergisi, 108, 69-81.
- Gökten, E. 1993. Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfitleleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 83-93.

- Gökten, E., Özaksoy, V. and Karakuş, K. 1996. Tertiary volcanic and tectonic evolution of the Ayas-Güdül-Celtikci region, Turkey. *International Geology Review*, 38, 926-934.
- Gökten, E. ve Meydan, M. 2006. Kuzey Anadolu Fayı Zonu ve Kırıkkale-Erbaa Fayı Arasında Kalan Kama Şekilli Alanda Saat Yönü Tersİ Dönme ile İlgili Deformasyon Yapıları. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri.
- Gökten, E., Kelling, G. and Meydan, M. 2013. The kinematic significance of rotation-related deformation features in a fault-defined wedge associated with the North Anatolian Fault, central Turkey. *Journal of Geodynamics* 65, 228– 243.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y. 1983. Pontidlerde Neotetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 26/1, 11-20.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. and Şengör, A.M.C. 1984. Palaeotectonic evolution of the Tuz gölü basin complex, central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. In *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, ed. JE Dixon, AHF Robertson, Geol. Soc. London Spec. Publ. 17: 467-82.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C. 1998. Tectonic evolution of the central Anatolian basins. *International Geology Review*, 40; 831-850.
- Grujic, D., Casey, M., Davidson, C., Hollister, L.S., Kündig, R., Pavlis, T. and Schmid, S. 1996. Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics*, 260, 21–43.
- Hakyemez, Y., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş., Can, B., Dağır, Z. ve Sözeri, B. 1986. Yapraklı-Ilgaz-Çankırı-Çandır dolayının jeolojisi. MTA rapor no, 7966, 114 s.
- Hamblin, W.K. 1976. Patterns of displacement along the Wasatch Fault. *Geology*, v.4, p. 619-622.

- Hancock, P.L. and Barka, A.A. 1980. Plio-Pleistocene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone. *Nature*, 286, 591-594.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A. 1981. Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone. *J. Struc. Geol.*, 3, 383-392.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A. 1983. Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian fault zone. *J. Struct. Geol.* 5, 217-220.
- Hempton, M.R. 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, 6, 687-705.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. and Barka, A.A. 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107, B10, 2235, DOI:10.1029/2001JB000393.
- Irritz, W. 1971. Neogene and older Pleistocene of the intramontane basins in the Pontic region of Anatolia: *Newsl. Stratigr.* 1, 3, 33-36.
- Irritz, W. 1972. Lithostratigraphie und tektonische entwicklung des Neogens in Nordostanatolien: *Beih. Geol. Jb.* 120, 1-111.
- Işık, V., Lo, C.H., Göncüoğlu, C. and Demirel, S. 2008. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages from the Yozgat Batholith: Preliminary Data on the Timing of Late Cretaceous Extension in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Geology*, 116, 510-526.
- Işık, V. 2009. The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 507-521.
- İleri, İ. 2007. Eldivan-Elmadağ tektonik kaması güney sınırının yapısal özellikleri. Yüksek lisans tezi (yayınlanmamış), Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

- İnci, U. 1991. Miocene alluvial fan-alkali playa lignite-trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: sedimentology and tectonic controls on deposition. *Sed. Geol.*, Vol. 71, pp. 72-97.
- Karadenizli, L., Seyitoğlu, G., Saraç, G., Kazancı, N., Şen, Ş., Hakyemez, Y. ve Savaşçı, D. 2003. Çankırı-Çorum Havzası batı kenarının Erken-Orta Miyosen paleocoğrafik evrimi. *MTA Dergisi* 126, 69-86.
- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Antoine, P.O., Kazancı, N., Varol, B., Alçıçek, M.Ç., Gül, A., Ertan, H., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D., Antoine, A., Filoreau, X., Hervet, S., Bouvrain, G., Bonis, L. ve Hakyemez, Y. 2004. Çankırı-Çorum havzasının batı ve güney kesiminin memeli fosillere dayalı Oligo-Miyosen biyostratigrafisi ve dolgulanma evrimi. *MTA rapor no*, 10706, 199 s.
- Karadenizli, L. 2011. Oligocene to Pliocene palaeogeographic evolution of the Çankırı-Çorum Basin, Central Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*. 237, 1-29.
- Kaymakçı, N. 2000. Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı basin (Central Anatolia Turkey). PhD. Thesis, Univ. Utrecht. *Geologica Ultraiectina*, no:190, 247 p.
- Kaymakci, N., White, S.H. and Van Dijk, P.M. 2000. Paleostress inversion in a multi-phase deformed area: kinematic and structural evolution of the Cankiri Basin (central Turkey): Part 1. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and its Surroundings*. Spec. Publ. - Geol. Soc.Lond., Vol. 173, pp. 445– 473.
- Kaymakçı, N. 2001. Yapısal jeoloji ders notları (I). <http://www.metu.edu.tr/~kaymakci/ders>
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H. and Van Dijk, P.M. 2001. Neogene tectonic development of the Çankırı basin (Central Anatolia, Turkey). *Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 13, 1, 27-56.

- Kaymakçı, N., White, S.H. and Van Dijk, P.M. 2003. Kinematic and structural development of the Cankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). a paleostress inversion study. *Tectonophysics* 364, 85–113.
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H. and Van Dijk, P.M. 2009. Tectono-stratigraphy of the Cankırı Basin: Late Cretaceous to early Miocene evolution of the Neo-Tethyan Suture Zone in Turkey. In: Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R. (Eds.), *Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction: The Geological Society, London, Special Publications*, 311, 67–106.
- Keller, J., Jung, D., Eckhardt, F.J. and Kreuzer, H. 1992. Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean andesitic massif, Pontus, Turkey. *Acta Volcanologica*, 2; 267-276.
- Keskin, M. 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30 (24), 8046. DOI:10.1029/ 2003GL018019.
- Keskin, M., Genç, S.C. and Tüysüz, O. 2008. Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, Vol. 104, 267-305.
- Ketin İ. 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geologia Rundschau*, 36, 77–83.
- Ketin İ. 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı. *İTÜ Derg.* 15:49-52.
- Koçbulut, F. 2003. Göynücek-Gediksaray Kuzeyinde (GB Amasya) Ezinepazar-Sungurlu Fayı’nın Neotektonik Özellikleri. Doktora tezi (Yayınlanmamış), Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 211 s.
- Koçyiğit, A. 1990. Tectonic setting of the Gölova Basin: Total offset of the North Anatolian Fault Zone, E Pontide, Turkey. *Annales Tectonicae*, 4, 155-170.

- Koçyiğit, A. 1991. Changing stress orientation in progressive intracontinental deformation as indicated by the neotectonics of the Ankara region (NW central Anatolia). TPJD Bülteni, 3(1), 43-55.
- Koçyiğit, A. 1992. Southward-vergent imbricate thrust zone in Yuvaköy: a record of the latest compressional event related to the collisional tectonic regime in Ankara-Erzincan suture zone. TPJD Bülteni, 4(1), 111-118.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N. and Akyol, E. 1995. Postcollisional tectonics of Eskisehir-Ankara-Çankırı segment of İzmir-Ankara-Erzincan suture zone (IAESZ): Ankara orogenic phase. TPJD Bülteni, 6(1), 69-86.
- Koçyiğit, A. and Deveci, Ş. 2008. Ankara Orogenic Phase, Its Age and Transition From Thrusting-dominated Palaeotectonic Period to the Strike-slip Neotectonic Period, Ankara (Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences Vol. 17, 2008, pp. 433–459
- Kuşçu, İ., Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Anderson, G.A., Minshull, T.A., Görür, N. ve Şengör, A.M.C. 2004. Amasra açıklarında (Güneybatı Karadeniz) aktif kütle kayması ve bunun bölgesel tektonik hareketlerle ilişkisi. MTA Dergisi, 128, 27-47.
- Lange, P., Sanstleben, C. ve Memikoğlu, O. 1967. Kurşunlu-İlgaz (Çankırı) bölgesinin linyit etüdü: Maden Tetkik Arama Enst. Derleme Rapor 3575, 15s.
- Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L. 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan slab, Everest massif, Tibet. Journal of the Geological Society, London, 161, 305–320.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G. 2000. Global positioning system constraints on

- plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3): 5695-5719.
- McKenzie, D.P. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18, 1-32.
- McKenzie, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., Özener, H. 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 208–15.
- Nelson, K.D., Zhao, W. and Brown, L.D. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH Results. *Science*, 274, 1684–1688.
- Nowack E. 1928. Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 80 (Monatsbericht, No. 8-10): 304-12.
- Okay A. and Tüysüz O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 156, ed. B Durand, L Jolivet, F Horv'ath, M S'ernanne, pp. 475–515.
- Okay, A. I. 2008. Geology of Turkey: A synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksoz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kinik, I. and Lenk, O. 1995. Global positioning system offers evidence of plate motions in Eastern Mediterranean. *EOS* 76 (2), 9-11.

- Önal, Z., Işık, V. ve Seyitoğlu, G. 2006. Çankırı havzası batısında bulunan Koyunbaba fayının Koyunbaba-Hasayaz arasındaki karakteri hakkında mezoskobik ve mikroskobik gözlemler ve bunların bölgesel tektonik modeller üzerine etkisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 49, 3, 1-12.
- Över, S., Bellier, O., Poisson, A. and Andrieux, J. 1993. Late-Cenozoic fault kinematics within basins along the Central North Anatolian Fault Zone (Turkey). Terra Nova, 5; 264.
- Över, S., Bellier, O., Poisson, A. and Andrieux, J. 1997, Late Cenozoic stress state changes along the central North Anatolian Fault Zone: Annales Tectonicae, Vol. 11, pp. 75-101.
- Özaksoy, V. 2000. Çerkeş-Ilgaz segmentinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun sismotektoniği, Doktora Tezi (yayınlanmamış), Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 116 s.
- Özcan, F. 2003. Kılçak formasyonunun Çankırı havzası stratigrafisindeki yeri ve tektonik konumu. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 38s.
- Özsayın, E., Yürür, T. ve Dirik, K. 2005. Yuva ve Yakacık köyleri (Ankara kuzeybatısı, İç Anadolu) civarındaki Üst Kretase ofiyolitik karmaşığı ile Miyosen birimlerinin dokanak ilişkileri ile ilgili yeni gözlemler. Yerbilimleri, 26(3), 55-59.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research, 111: 1-26.

- Ridley, J. 1984. Listric normal faulting and the reconstruction of the synmetamorphic structural pile of the Cyclades. In: J.F.Dixon and A.M.F. Robertson (Editors). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17: 755-761.
- Ring, U. and Glodny, J. 2010. No need for lithospheric extension for exhuming (U)HP rocks by normal faulting. Journal of the Geological Society, 167, 225-228.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degan, P. and Jones, G. 1991. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the eastern Mediterranean region, Paleogeogr., Paleoclimat., Paleocol., 87, 289-344.
- Rojay, B. and Karaca, A. 2008. Post-Miocene deformation in the south of the Galatean Volcanic Province, NW of central Anatolia (Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 653-672.
- Salomon-Calvi, W. 1937. Die Fortsetzung der Tonalenlinie in Kleinasien. Yüksek Ziraat Enst. Çalışmalarından, No. 9, pp. 11-13
- Saraç, G. 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları, MTA Raporu, No: 10609.
- Savaşçı, D. ve Seyitoğlu, G. 2004. Çankırı havzasına ait Kumartaş ve Hançili formasyonları içerisinde çökelme ile eş yaşlı tektonik yapılar. Türkiye Jeoloji Bülteni, 47, 60-73.
- Sevin, M. ve Uğuz, M.F. 2011. 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Çankırı-G31 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü yayını, Ankara.
- Seyitoğlu, G.**, Scott, B. C. and Rundle, C. C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. Journal of the Geological Society, London, 149, 533-38.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H. and Karadenizli, L. 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Paleogene to Late Neogene in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary observations. Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 77-83.

- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. and Karabıyıkoglu, T. 2000. Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: implication for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone. *Terra Nova* 12, 245-251.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. and Saraç, G. 2004. Neogene tectono-sedimentary development of western margin of Çankırı basin, central Turkey: reply to the comment of Kaymakçı 2003. *Terra Nova*, 16, 163-165.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B., Işık, V., Esat, K., Akkaya, İ. ve Sağol, Ö. 2006. Yuvaköy (Ankara) kuzeyinde Üst Kretase ofiyolitik melanj ile Neojen birimler arasındaki tektonik sınırın niteliği hakkında jeolojik ve jeofizik veriler. *Yerbilimleri*, 27(3), 163-171.
- Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Karadenizli, L., Kaypak, B., Şen, Ş., Kazancı, N., Işık, V., Esat, K., Parlak, O., Varol, B., Saraç, G. and İleri, İ. 2009. A late Pliocene-Quaternary pinched crustal wedge in NW central Anatolia, Turkey: a neotectonic structure accommodating the internal deformation of the Anatolian plate. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52(1), 121-154.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B., Esat, K., Kaypak, B., Aktuğ, B., Işık, V. ve Aldaş Uyar, G. 2013. Ankara çevresindeki aktif fayların jeolojik ve jeofizik yöntemlerle incelenmesi. *Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği, Ulusal Deprem Programı*. Proje no: TUJJB-UDP-01-10 Sonuç Raporu. 142 s.
- Seymen, İ. 1984. Kırşehir masifi metamorfizlerinin jeoloji evrimi, *Türkiye Jeoloji Kurumu. Ketin Simpozyumu*, 20-21 Şubat 1984, 133-148.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Kazancı, N., Varol, B. and Araz, H. 1998. Mammal biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia-Turkey: *Eclogae Geologicae Helvetica* 91; 307-320.

- Şengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London* 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F. 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu yayını, 40 s.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Burke, K. and Dewey, J.F. 1982. Tectonics of the North Anatolian Transform Fault: in Işıkara, A. M. and Vogel, A. editors, *Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction*, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, pp. 3-22.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoglu, S. and Canitez, N. 1983. Neotectonics of the Pontides: implications for 'incompatible' structures along the North Anatolian fault. *Journal of Structural Geology*, 5, 211-216
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T. and Zor, E. 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.* 30 (24), DOI: 10.1029/2003GL017858, 2003.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. and Rangin, C. 2005. The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D. and Kayan, I. 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications

for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, *Earth Sci. Rev.*, 90(1–2), 1–48, DOI:10.1016/j.earscirev.2008.05.002.

Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T. 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Güvem area, Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998), 285-301.

Tatar, O., Piper, J.D.A., Graham, P.R. and Gürsoy, H. 1995. Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, central Turkey. *Tectonophysics* 244, 251–266.

Taymaz, T. and Tan, O. 1999. Source Parametres of September 3, 1968 Bartın (SW-Black Sea) and October 5, 1977 (NAF) Kursunlu Earthquakes Obtained From Inversion of Teleseismic Body-Waveforms. 22nd General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG. IASPEI Symposia: Seismotectonics ST2/E/13-A5. Abstracts A, P. A-169, The Univ. of Birmingham, UK, July 19-30, 1999.

Temel, A., Yürür, T., Alıcı, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H. and Demirbağ, H. 2010. Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: An example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 289-306.

Türkmenoğlu, A., Koçyiğit, A. ve Özalp, T. 1994. Anadolu'daki bazı üst Tersiyer havzalarının evrimi ve ekonomik potansiyeli için tip alan çalışması: Güneybatı Çankırı havzası. Tübitak proje raporu no: YBAG-0058, Ankara.

Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A.A. 1992. Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın jeolojik evrimi: Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri, 333-349.

Tüysüz, O. 1993. Karadenizden Orta Anadolu'ya Jeotravers: Kuzey Neo-Tetis'in tektonik evrimi: TPJD., C.5., No.1, Ankara.

Tüysüz, O. ve Erturaç, M.K. 2005. Kuzey Anadolu Fayının Devrez Çayı ile Soruk Çayı Arasındaki Kesiminin Özellikleri ve Fayın Morfolojik Gelişimdeki Etkileri.

Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul, pp. 26-40.

Tüysüz, O. and Tekin U.K. 2007. Timing of imbrication of an active continental margin facing the northern branch of Neotethys, Kargı Massif, northern Turkey. *Cretaceous Research*, 28, 754–764.

Ünay, E., De Bruijn, H., Saraç, G. 2003. The Oligocene rodent record of Anatolia: a review. In: Reumer, J.W.F., Wessels, W. (Eds.), *Distribution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia: A volume in honour of Hans de Bruijn- Deinsea*, 10, 531–537.

Wagner, G. 1987. Deutsches archaologisches institut Demirhöyük Die Ergebnisse der ausgrabungen 1975-1978 Herausgegeben von Manfred Korfmann, Band 2: Naturnissan-schaftliche Unter suchungen (1987), Verlag Philipp von Zabern Mainz am Rhein, 26-29.

Wilson, M., Tankut, N. and Güleç, N. 1997. Tertiary volcanism of the Galatia Province, NW Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 42, 105-121.

Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. and Önal, M. 1988. Tectonic Characteristics and Structural Evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene Basins, Central Anatolia. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, Vol. 21, no. 1-3: 127-143.

Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O. 1984. Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No. 7838, Ankara.

Yılmaz, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 251-271.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. and Genç, C. 1993. Ophiolitic and methamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt, *Tectonics*, 12, 1280-1297.

- Yürür, M.T., Temel, A. and Köse, O. 2002. Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia. Geological Bulletin of Turkey, Volume 45, Number 1, 85-98.
- Yürür, M.T. 2003. Large spatial dispersion of the main shock epicenter of the 1944 Gerede earthquake (NW Anatolia, Turkey): A fault-triggering mechanism? Yerbilimleri, 28, 1-8.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Oktay PARLAK

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Tarihi : 01.01.1973

Medeni Hali : Evli

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Ankara Mustafa Kemal Lisesi (1990)

Lisans : Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği
Bölümü (1997)

Yüksek Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Katı Yer
Bilimleri Anabilim Dalı Jeodinamik Programı (Eylül 2001-Haziran
2004)

Çalıştığı Kurumlar ve Yıl

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 2000-Günümüz

Özel Sektör 1997-1999

Yayınları

Hakemli Dergi

Delibaş, O., Parlak, O., Pekdemir, F., Baran, C., 2012. Pınarbaşı Granitoidi (Gediz-Kütahya) Mo-Cu, Pb-Zn ve Sb±Ag Cevherleşmeleri: Polimetallik Cevherleşmelere Orta-Batı Anadolu'dan Bir Örnek. *Yerbilimleri*, 33 (2), 151-176.

Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Karadenizli, L., Kaypak, B., Şen, Ş., Kazancı, N., Işık, V., Esat, K., **Parlak, O.**, Varol, B., Saraç, G., İleri, İ., 2009. A Late Pliocene - Quaternary Pinched Crustal Wedge in NW Central Anatolia, Turkey: A neotectonic Structure Accommodating the Internal Deformation of the Anatolian Plate. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (1), 121.

Ulusal Kongre Sunum

Parlak, O., Akyüz, S., 2004. Çelikhan-Erkenek Arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 8. Toplantısı Bildiri Özleri, s.19, Fırat Üniversitesi, Elazığ.

Uluslararası Kongre Sunum

Parlak, O., Seyitoğlu, G., 2010. The relationship between Eldivan-Elmadağ Pinched Crustal Wedge and North Anatolian Fault Zone: An approach to the age of central North Anatolian Fault Zone. Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstracts with Programs (8-5), p.33, Middle East Technical University, Ankara.