



OSMANGAZI ÜNİVERSİTESİ
BİLİMSEL ARAŞTIRMA PROJELERİ KOMİSYONU

ESKİŞEHİR BÖLGESİNİN NEOTEKTONİK
DÖNEMDEKİ TEKTONO-STRATİGRAFİK VE
SEDİMANTOLOJİK GELİŞİMİ

Doç. Dr. Faruk Ocakoğlu
ESOGÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü

FİNAL RAPORU
(15 MAYIS 2003-15 KASIM 2005)

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
1. GEREKÇE VE AMAÇ.....	1
2. PROJENİN GENEL İŞ-AKIŞ ŞEMASI.....	2
3. GÖZDEN GEÇİRİLMİŞ STRATİGRAFİ.....	3
4. NEOJEN ÇÖKELLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ.....	13
5. AKTİF FAYLAR.....	19
5.1. Önceki Çalışmalar ve Adlandırmada İzlenen Tutum.....	19
5.2. Monoklinaller.....	20
5.3. Faylar.....	22
5.3.1. İnönü fayı.....	24
5.3.2. Turgutlar fayı.....	29
5.3.3. Yusufklar fayı.....	30
5.3.4. Tevlüke fayı.....	31
5.3.5. Karagözler fayı.....	31
5.3.6. Çukurhisar fayı.....	32
5.3.7. Kovalıca fayı.....	33
5.3.8. Bozüyük fayı.....	33
5.3.9. Yörükçepni fayı.....	34
5.3.10. Uludere fayı.....	34
5.3.11. Kavacık fayı.....	34
5.3.12. Keskin fayı.....	35
5.3.13. Muttalip fayı.....	36
5.3.14. Cumhuriyet fayı.....	37
5.3.15. Gökdere fayı.....	39
5.3.16. Aşağıdanişment fayı.....	39

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
5.3.17. Sepetçi fayı.....	41
5.3.18. Kozlubel fayı.....	42
5.3.19. Gökçeoğlu fayı.....	42
5.3.20. Arapkuyusu fayı.....	44
5.3.21. Kanlıpınar fayı.....	44
5.3.22. Sultandere fayı.....	45
5.3.23. Meşelik fayı.....	46
5.3.24. Kümbet fayı.....	47
6. JEOMORFOLOJİ.....	48
6.1. Aşınım Düzlükleri Ve Paleovadiler.....	48
6.2. Taraçalar.....	53
6.2.1. 910 m taraçası.....	53
6.2.2. 850 m taraçası.....	54
6.2.3. 810 m taraçası.....	56
7. JEOFİZİK ÇALIŞMALAR.....	58
7.1. VLF Çalışmaları.....	58
7.1.1. Muttalip fayı üzerinde VLF-EM uygulaması.....	59
7.1.2. Keskin segmenti üzerinde VLF-EM uygulaması.....	59
7.1.3. Çukurhisar segmenti üzerinde VLF-EM uygulamaları.....	62
7.1.4. Sultandere segmenti üzerinde VLF-EM uygulamaları.....	62
7.1.5. İnönü segmenti üzerinde VLF-EM uygulaması.....	65
7.2. Sismik Yansıma Çalışmaları.....	66

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
7.2.1. Uygulama yöntemleri.....	66
7.2.1.1 Sismik veri toplama.....	66
7.2.1.2. Sismik kırılma yöntemi.....	68
7.2.1.3. Sismik yansıma yöntemi.....	69
7.2.2. Sonuçlar.....	70
7.2.2.1. Ziraat fakültesi profili.....	71
7.2.2.2. Satılmış Profili.....	71
7.2.2.3. Tevlüke profili.....	74
7.2.2.4. Cumhuriyet Profili.....	74
7.2.2.5. Muttalip Profili.....	77
8. HENDEK ÇALIŞMALARI.....	79
8.1. Sultandere Segmenti Üzerinde Hendek Çalışmaları.....	80
8.1.1. Sultandere-1 hendeği.....	81
8.1.2. Sultandere-2 hendeği.....	82
8.1.3. Sultandere-3 hendeği.....	83
8.2. Çukurhisar Segmenti Üzerindeki Hendek Çalışmaları.....	83
8.2.1 Satılmışoğlu-1 hendeği.....	83
8.2.2 Satılmışoğlu-2 hendeği.....	84
8.3. İnönü Fayı Üzerinde Paleosismolojik Çalışmalar.....	85
9. SONDAJ VERİLERİYLE ESKİŞEHİR GRABENİNDEKİ SEDİMAN KALINLIKLARININ BELİRLENMESİ.....	88
10. MORFOMETRİ.....	95
10.1. Fay Sarplıklarının Morfometrik Karakterizasyonu.....	95
10.2. Drenaj Havzasının Asimetrisinin Belirlenmesi.....	97
10.3. Porsuk Irmağı ile Eksenel Sarısu Nehrinin Büklümlülük Endekslerinin Belirlenmesi.....	98

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
11. DEPREMSELLİK.....	101
11.1. Eskişehir Bölgesi Aletsel Dönem Verilerinin Değerlendirilmesi.....	101
11.2. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depreminin Kaynak Zonunun Belirlenmesi.....	102
11.2.1. Yöntem ve Kullanılan Malzeme.....	102
11.2.2. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depreminde Oluşan Hasarın Dağılımı.....	106
11.2.3. Azalım Fonksiyonları Kullanılarak Hasar Dağılımının Belirlenmesi.....	108
11.3. GIS Temelli Şiddet Analizleri Kullanılarak Muttalip Segmentinden Kaynaklanacak Deprem Hasarının İncelenmesi.....	112
11.4. Eskişehir Merkezli Ekim 2003 Depremlerinin Bölge Depremselliği Açısından Anlamı.....	113
12. TARTIŞMA.....	115
13. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	117
TEŞEKKÜR.....	119
DEĞİNİLEN BELGELER.....	120

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 3.1. Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gözler vd., 1997' den kısmen değiştirilmiştir).....	4
Şekil 3.2. Proje alanının jeoloji haritası (Gözler vd., 1997' den kısmen değiştirilmiştir.).....	5
Şekil 3.3. İnceleme alanındaki Miyosen çökellerinin ölçülü kesitleri.....	7
Şekil 3.4. Miyosen ve Pliyosen birimleri arasındaki açısal uyumsuzluk (Musaözü köyünün doğusu).....	8
Şekil 3.5. Gökdere doğusunda gevşek Pliyosen çakıl ve kumların aralanması.....	10
Şekil 3.6. İnönü doğusunda büyük ölçekli heyelanlar ve eski ve aktif tektonik hatlarla ilişkisi....	11
Şekil 3.7. Kanlıpınar fayının kent merkezindeki (Hamamyolu civarı) sıcaksu çıkışlarıyla ilişkisi (Sıcaklık verileri Özyağcı (1963)'dan alınmıştır).....	12
Şekil 4.1. Kızılınlar doğusunda bir Miyosen paleovadisinin dolgu mimarisi.....	14
Şekil 4.2. Kızılınlar ve Yeniincesu yörelerinde Miyosen paleocoğrafyası.....	14
Şekil 4.3. Pliyosen'de paleoakıntı deseni ve başlıca çökeltme ortamlarının konumu.....	15
Şekil 4.4. (a) Kızılınlar güneyinde Pliyosen çökellerinde gözlenen kireçtaşı çakılları, (b) Çakıllı seviyeler içinde gözlenen düzlem çapraz tabakalar, (c) Keskin civarında Pliyosen istif, (d) Hamidiye köyü kuzeyinde izlenen çapraz tabakalar, (e) Pliyosen çökellerini üzerleyen görsel istif.....	18
Şekil 5.1. Oklubalı doğusunda İnönü fayıyla ilişkili olarak gelişen Oklubalı monoklinali.....	20
Şekil 5.2. Hisarönü tepelerinde Çukurhisar fayına bağlı olarak geliştiği düşünülen bir monoklinal (a ve b birbirlerinde 250 m uzaklıktalar) ve monoklinal üzerinde gelişen normal faylar (c).....	21
Şekil 5.3. Kireçköy civarında Gökçeoğlu fayına bağlı olarak gelişen bir monoklinalin uzaktan görünüşü.....	21
Şekil 5.4. Kireçköy monoklinali.....	22
Şekil 5.5. Proje alanındaki aktif faylar ve ilgili güncel sedimantasyon.....	23
Şekil 5.6. Eskişehir Fay Zonunun Eskişehir civarında oluşturduğu büyük ölçekli morfolojik üniteler.....	24
Şekil 5.7. Proje alanındaki fay düzlemi gözlem noktaları.....	26
Şekil 5.8. İnönü batısında kolüvyonlar içinde gelişmiş olan deformasyonla yaşıt oluşumlar.....	27
Şekil 5.9. İnönü fayının İnönü ilçesinde görünümü. Sarplık 150 m civarındadır.....	28

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
Şekil 5.10. İnönü batısındaki bir heyelanın birikim zonunun İnönü fayı tarafından düşürülmesi...	28
Şekil 5.11. İsmetpaşa debriz lobunun uzaktan görünümü ve apeks kısmında aktif fayla düşürülmesi.....	29
Şekil 5.12. Turgutlar segmenti ve ilişkili drenaj sistemleri.....	30
Şekil 5.13. Tevlüke Tepe civarının Jeoloji haritası.....	31
Şekil 5.14. Akpınar Köyü'nde Çukurhisar Fayı. Fayın Akpınar Köyü'nde yakından görünüşü.....	32
Şekil 5.15. Bozüyük Fayına ilişkin el çizimleri.....	33
Şekil 5.16. Kavacık Köyü kuzeyinde faya paralel şistozite yönelmesi.....	34
Şekil 5.17. Alınca köyünün 1.5 km kadar batısında Keskin fayına dik jeolojik kesit.....	35
Şekil 5.18. Keskin fayında şistler üzerinde gelişmiş bir fay aynası. Arka planda düşen blok üzerinde kırmızı çamurtaşları bulunur.....	35
Şekil 5.19. Muttalip kuzeyinde Muttalip Fayı'na ilişkin el çizimleri.....	36
Şekil 5.20. Muttalip Fayı'nın KD-GB profili.....	37
Şekil 5.21. Cumhuriyet Köyü kuzeyinde Muttalip ve Cumhuriyet fayları nedeniyle ortaya çıkan basamaklanma.....	38
Şekil 5.22. Cumhuriyet fayında taraçalar.....	38
Şekil 5.23. Gökdere Fayı'na antitetik gelişmiş fay seti (Gökdere kuzeyi).....	40
Şekil 5.24. Aşağıdanişment köyü batısında serpantinitlelerdeki fay aynası ve kayma çizikleri.....	41
Şekil 5.25. Pliyosen çökellerinde gelişen fay setleri ve karşılık gelen gerilim yönleri (Beyazaltın batısı).....	41
Şekil 5.26. Pliyosen çökellerinin güneye doğru ofiyolitik temel üzerinde aşması (Gökçeoğlu batısı).....	42
Şekil 5.27. Sivrihisar horstunun kuzey ve güneyinde Pliyosen çökellerinin geometrisi ve Gökçeoğlu Fayı'nın konumu.....	43
Şekil 5.28. Güneli civarında Gökçeoğlu Fayı'nın kuzey kolu.....	43
Şekil 5.29. Arapkuyusu fayı'nın kesit ve plan görünümü (Kayalık Tepe güneyi).....	44
Şekil 5.30. Karapınar mahallesi kuzeyinde Kanlıpınar fayı.....	45

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
Şekil 5.31. Sultandere fayında tavan bloğu üzerinde gelişen taraçaların gelişimi.....	46
Şekil 5.32. Aşağıkuzfındık doğusunda (Pamucak civarı) Kümbet Fayı.....	47
Şekil 6.1 Jeomorfolojik açıklamalar için lejant harita.....	48
Şekil 6.2. Kozlubel doğusunda Pliyosen çökellerinde kuzeye aşma.....	49
Şekil 6.3. Oluklu ve Yeşilyurt paleovadilerinin düşük çözünürlüklü DEM' lerde görünüşü (a, b); Oluklu paleovadisinin boyuna (c) ve enine (d) kesitleri.....	50
Şekil 6.4. Sivrihisar horstu üzerinde gözlenen paleovadinin A) DEM üzerinde görünüşü ve enine kesiti; B) bugünkü morfolojinin oluşumunu açıklayan blok diyagramlar.....	52
Şekil 6.5. Karacaşehir taraçasının Porsuk yatağına göre konumu ve topoğrafik profili.....	53
Şekil 6.6. Karacaşehir taraçasının enine kesiti.....	54
Şekil 6.7. Eğim haritası üzerinde Karacaşehir taraçalarının konumu.....	54
Şekil 6.8. a- Karacaşehir 850 m taraçası üzerinde yarı tıkızlaşmış çakıllar. b- 850 m taraçasının Büyükdülüce tepeye iç bükey bağlantısı.....	55
Şekil 6.9. OGÜ taraçasında Porsuk çökellerinin geometrisi.....	56
Şekil 7.1. Muttalip ve Keskin segmentleri üzerindeki VLF-EM ölçüm hatları.....	59
Şekil 7.2. Muttalip segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.....	60
Şekil 7.3. Keskin segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.....	61
Şekil 7.4. Satılmışoğlu civarındaki hendeklerin konumları.....	62
Şekil 7.5. Satılmışoğlu segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.....	63
Şekil 7.6. Sultandere segmenti üzerinde açılan hendeklerin konumu.....	64
Şekil 7.7. Sultandere fayı segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması..	64
Şekil 7.8. İnönü segmenti üzerinde Oklubalı civarında alınan VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.....	65
Şekil 7.9. Proje kapsamında gerçekleştirilen sismik çalışma yerleri.....	67
Şekil 7.10. Sismik kırılma yönteminin şematik gösterimi.....	68

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
Şekil 7.11. Sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi.....	69
Şekil 7.12. Ziraat Fakültesi sismik yansıma zaman kesiti.....	72
Şekil 7.13. Ziraat Fakültesi sismik yansıma derinlik kesiti.....	72
Şekil 7.14. Satılmış sismik yansıma zaman kesiti.....	73
Şekil 7.15. Satılmış sismik yansıma derinlik kesiti.....	73
Şekil 7.16. Tevlüke sismik yansıma zaman kesiti.....	75
Şekil 7.17. Tevlüke sismik yansıma derinlik kesiti.....	75
Şekil 7.18. Cumhuriyet sismik yansıma zaman kesiti.....	76
Şekil 7.19. Cumhuriyet sismik yansıma derinlik kesiti.....	76
Şekil 7.20. Muttalip sismik yansıma zaman kesiti.....	78
Şekil 7.21. Muttalip sismik yansıma derinlik kesiti.....	78
Şekil 8.1. Muttalip fayı civarında asılı halde bulunan bazı yaşlı yelpazeler.....	80
Şekil 8.2. Sultandere-1 hendeğinde gözlenen stratigrafi.....	81
Şekil 8.3. Sultandere-2 hendeğinde gözlenen stratigrafi.....	82
Şekil 8.4. Sultandere-3 hendeğinde gözlenen stratigrafi.....	83
Şekil 8.5. Satılmışoğlu-1 hendeğinin stratigrafisi.....	84
Şekil 8.6. Satılmışoğlu-2 hendeğinde gözlenen stratigrafi.....	84
Şekil 8.7. İnönü fay sarplıklarında gelişmiş kolüvyonlar. A) Kolüvyon üst yüzeylerinde dikkat çekici bir profil kırıklığı yoktur. B) Bazı kolüvyonların görünür kalınlıkları 25 m’yi bulur. C) Üst seviyelerde fay sarplığına dayanan sedimanlarda makaslama izleri gözlenmez. D) Daha alt seviyelerde fay düzlemine dayanan sedimanlarda deformasyon mevcuttur. E) Aynı alt seviyede gevşek çakıllar içinde bir antitetik paleosismik olay.....	86
Şekil 8.8. İnönü hendeğinin genel görünümü.....	87
Şekil 8.9. İnönü hendeğinde metamorfikler ile kolüvyonlar arasındaki örselenmemiş dokanak...	87
Şekil 9.1. Eskişehir grabeni ve yakın civarında DSİ tarafından yapılan su sondajlarının konumu (ayrıntılar için Ek-1’e bakınız).....	90

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

	<u>Sayfa</u>
Şekil 9.2. Eskişehir grabeni batı bölümünde Mumcu (1972) tarafından yapılan elektrik sondajlarının konumu (ayrıntılar için Ek-2'ye bakınız).....	91
Şekil 9.3. Elektrik sondajlarından elde edilen alüvyon kalınlığı dağılımı.....	92
Şekil 9.4. Elektrik sondajlarından elde edilen Pliyosen çökel kalınlığının dağılımı.....	92
Şekil 9.5. Elektrik sondajlarından elde edilen temel derinliği haritası.....	93
Şekil 9.6. DSİ sondajlarından elde edilen alüvyon kalınlığı dağılımı.....	93
Şekil 9.7. DSİ sondajlarından elde edilen Pliyosen çökellerinin kalınlığının dağılımı.....	94
Şekil 9.8. DSİ sondajlarından elde edilen toplam çökel kalınlığının dağılımı.....	94
Şekil 10.1. Proje alanında belirlenen fay sarplıkları.....	96
Şekil 10.2. Eskişehir havzası ve yakın civarında drenaj asimetrisi hesaplamalarının yapıldığı drenaj havzaları.....	99
Şekil 10.3. Porsuk ve Sarısu nehirlerine ait büklümlük hesapları.....	100
Şekil 11.1. Eskişehir bölgesinde aletsel dönem deprem episantırlarının dağılımı.....	101
Şekil 11.2. Eskişehir bölgesi aletsel dönem depremlerinin derinliğe göre alansal yayılımı ve deprem sayısı arasındaki ilişki.....	102
Şekil 11.3. Eskişehir bölgesinin jeoloji haritası (Gözler vd., 1997'den alınarak gözden geçirilmiştir; Simgelerin karşılık geldiği birimler için Çizelge 11.2'ye bakınız).....	105
Şekil 11.4. 20 Şubat 1956 depreminin toplam hasar oranı dağılımı (rakamlar Çizelge 1'de yerleşimlere karşılık gelen sıra numaralarını göstermektedir).....	107
Şekil 11.5. 20 Şubat 1956 depreminin A) Ağır, B) Ağır+orta hasar oranları dağılımı. C) İnönü fayı, D-F) Tevlüke-Turgutlar fayı, G-I) Kavacık fayı fiktif depremleri için şiddet dağılımları.....	111
Şekil 11.6. Fiktif Muttalıp depreminin (Odak derinliği 5 km) yaratacağı şiddetin dağılımı (kırmızı beşgen episentri gösterir).....	113
Şekil 11.7. 2003 yılı Ekim ayı başı Eskişehir merkezli depremler ve odak çözümleri.....	114

ÇİZELGELER VE EKLER DİZİNİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 3.1. Gökçekısık ve Karacahisar kesitlerinden alınan volkanik kayaların radyometrik analiz sonuçları.....	6
Çizelge 5.1. Bazı EFZ segmentleri üzerinde ölçülen fay düzlemleri ve kayma çizikleri	25
Çizelge 6.1. Proje kapsamında alınan örneklerin ¹⁴ C analiz sonuçları.....	57
Çizelge 7.1. Sismik yansıma profillerine ait bilgiler.....	70
Çizelge 10.1. Proje alanındaki fay segmentlerinin bazı morfometrik karakteristikleri.....	97
Çizelge 10.2. Proje alanında asimetrisi hesaplanan drenaj alanları (drenaj kapsamı için Şekil 20'ye bakınız).....	97
Çizelge 11.1. 20 Şubat 1956 depremindeki hasar durumu (Öcal, 1959'a bazı eklemelerle).....	104
Çizelge 11.2. Eskişehir civarındaki litostratigrafi birimlerinin kayatürü özellikleri, zemin tanımı ve azalım formüllerine girdi oluşturan Gb ve Gc değerleri.....	106
Çizelge 11.3. 20 Şubat 1956 depreminin oluşturduğu hasar oranları ve bazı faylar üzerindeki fiktif depremlerin oluşturacağı şiddet değerleri (<i>Fiktif deprem adlandırmasında simgeden sonraki ilk sayı odak derinliğini, ikinci sayı fayın eğim açısını göstermektedir. Yani kav2-80, 80 derecelik fay üzerinde 2 km derinde oluşan depremi simgelemektedir</i>).....	109
Çizelge 11.4. 1956 depremi ile Muttalip segmenti üzerinde gerçekleşebilecek iki fiktif depremin yaratacağı şiddetler ve 1956 depreminin neden olduğu ağır hasar oranı.....	112
Çizelge 11.5. 2003 Ekim ayı başında Eskişehir merkezli depremler (Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır).....	114
Ek 1. DSİ sondaj verilerinin litostratigrafik birimlere göre değerlendirilmesi.....	122
Ek 2. Mumcu (1972) tarafından yapılan elektrik sondajlarının litostratigrafik birimlerine göre değerlendirilmesi.....	131

ÖZET

Batıda Bozüyük ile doğuda Alpu arasında (Eskişehir, KB Anadolu) Eskişehir Fay Zonu'nu oluşturan segmentler morfolojik, jeofizik ve jeolojik verilere dayanarak belirlenmiş ve 1/25.000 ölçeğe haritalanmış; deprem tekrarlanma aralıklarını belirlemek üzere bazıları üzerinde hendekler açılmış; fay sarplıkları ve genel olarak fayla biçimlendirilmiş arazinin morfometrik karakterizasyonu yapılmış; faylarla ilgili bazı taraçalar haritalanıp kozmojenik radyonüklidlerle yaşlandırılmışlardır. Bunlara ek olarak bölgenin aletsel dönem depremselliği, 20 Şubat 1956 Eskişehir depremine özel bir vurguyla ele alınmıştır. Ayrıca zonun bu kesimde ortaya çıkış zamanını belirleyebilmek üzere bölgenin Miyo-Pliyosen stratigrafisi yeni arazi gözlemleri ve radyometrik yaşlandırmalar ışığında gözden geçirilmiştir.

Stratigrafik, sedimentolojik ve morfolojik çalışmalar Eskişehir Fay Zonu'nun Geç Pliyosen'e kadar çıkan bir flüviyal-gölsel çökel sistemi ile bunun korelan aşınma yüzeylerinden oluşan az çok düz bir peyzajın üzerine kurulduğunu göstermektedir. Morfolojik gözlemler ve jeofizik (VLF ve Sismik yansıma) çalışmalara göre proje alanında uzunlukları 4-26 km ve düşey atımları 100-400 m arasında değişen 20'den fazla aktif fay segmenti mevcuttur. Faylar baskın olarak eğim atım bileşenlidir; zayıf bir sağ yanal bileşen gösterebilirler. Eskişehir grabeni, içinde 100 m kadarlık bir Kuvaterner çökeli bulunduğu halde kuzey ve güneyinden bu aktif faylarla sınırlandırılmıştır. Morfometrik çalışmalar grabenin kuzey kenar faylarının güney fayları kadar aktif olduğuna ve süren yamulmanın bölgenin flüviyal özelliklerini etkilediğine işaret etmektedir.

Uygun segmentler üzerinde yapılan hendek çalışmalarında olasılıkla sedimentasyon hızının tekrarlanma aralığına oranla daha yüksek olması yüzünden herhangi bir güvenilir sismik olaya rastlanmamıştır. Hendeklerin derinliği (yer yer > 5 m) dikkate alındığında bunun riskte bir artış anlamına geldiği söylenebilir. Öte yandan 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin hasar verilerinin yeniden değerlendirilmesi, bu depremin kaynak fayının havza kuzeyindeki Kavacık fayı olabileceğini göstermektedir. Bu ise komşu Muttalip fayına ciddi bir gerilim yüklemesi anlamına gelmektedir ki, ivme azalım formülleri bu fayın tamamının kırılması durumunda Muttalip ve Eskişehir'de çok ciddi bir sarsıntının ortaya çıkacağını göstermektedir.

ABSTRACT

Within the area between Bozüyük to the west and Alpu to the east (Eskişehir, NW Turkey) segments of the Eskişehir Fault Zone were determined and mapped in 1/25.000 scale on the base of the morphological, geophysical and geological dataset. Many trenches were dug upon some of them in order to determine their earthquake recurrence intervals. Faults scarps and fault modified terrain were characterized morphometrically by using GIS based computer technology. Fluvial terraces in relation to some active faults were mapped and dated by cosmogenic radionuclides too. The seismicity of the area was discussed with a special emphasis upon the February 20, 1956 Eskişehir earthquake. Lastly the Mio-Pliocene stratigraphy of the region was revised according to some new field observations and radiometric dating in order to fix the onset of the Eskişehir Fault Zone.

Stratigraphical, sedimentological and morphological observations prove that the Eskişehir Fault Zone overprinted on a more or less smooth landscape made of fluvio-lacustrine sediments and their correlative erosional surfaces. Morphotectonic studies coupled with the geophysical (VLF and seismic reflection) investigations revealed more than 20 active fault segments with lengths between 4 and 26 km and the vertical offsets in the order of 100-400 m. Faults are dominantly dip slip with a slight right lateral component. The Eskişehir graben with a 100 m thick Quaternary sediment infill is delimited by these active faults from the north and south. Morphometric evaluations proved that the northern faults are as active as the southern faults and the ongoing deformation reflects on the fluvial characteristics of the region.

The trench studies on suitable fault segments did not reveal any reliable paleoseismic event, probably due to long recurrence intervals with respect to high sedimentation rates. Regarding the high trench depths (>5 m in places) this would mean a considerable increase in their seismic risk. On the other hand, a re-evaluation of the damage data belonging to February 20, 1956 Eskişehir earthquake indicate that the source fault should have been the Kavacık fault to the north of the graben. This information implies a stress transfer to the neighboring Muttalip fault which could produce a serious shaking in Muttalip and Eskişehir as indicated by acceleration attenuation equations.

1. GEREKÇE VE AMAÇ

Eskişehir Ovası, üzerinde yoğun yapılaşmanın bulunduğu Orta Anadolu bölgesinin genç çöküntü alanlarından birisidir. Ovanın batısı ile daha doğuda Sivrihisar civarında yapılan az sayıdaki tektonik çalışma (Altunel ve Barka, 1998; Koçyiğit, 2000; Tokay, 2001) bölgenin aktif tektonizmaya maruz kaldığını göstermektedir. Eskişehir Fay Zonu (EFZ) adıyla da bilinen bu yapıdan kaynaklanmış tarihsel depremler bu bulguları desteklemektedir (Öcal, 1959). Bölgenin depremsellik açısından bu hassas konumuna karşın özellikle Eskişehir yerleşim yeri yakın civarında aktif fayların konum, uzanım ve karakterlerine ilişkin ayrıntılı morfotektonik ve sedimantolojik çalışmalar bulunmamaktadır. Bu durum, yakın geçmişte yerel yönetimlerin hazırlattıkları imar planlarına esas raporlar (örneğin Ayday vd., 2001) üzerinden ciddi boyutlarda tartışma ve karmaşaya yol açmıştır. Eskişehir Ovasında sanayi ve tarımsal amaçlı yaygın yeraltısuyu kullanımı da söz konusudur. Bu nedenle başta DSİ olmak üzere bazı kurum ve kişiler tarafından ova içinde akifer nitelikli birimlerin yayılım ve kökeni konusunda ayrıntılı bilgilere ihtiyaç duyulmaktadır. Bu ise Eskişehir çöküntüsünün tektono-stratigrafik evrimini ve sedimanter dolun mimarisini ortaya çıkarmayı gerektirmektedir. Son olarak, karmaşık geometriye ve jeolojik tarihçeye sahip fay kontrollü kıta içi havzalara iyi bir örnek oluşturan Eskişehir çöküntüsünün incelenmesi Neotektonik dönemin Anadolu'nun bu bölgesindeki başlangıç yaşına, karakterine ve evrimine ışık tutarak bölge jeolojisi ile ilgili önemli bir bilimsel boşluğu dolduracaktır.

Çalışma, Eskişehir bölgesinin (özellikle İnönü, Eskişehir ve Alpu ovaları ile yakın civarının) morfotektonik özelliklerini (aktif faylarla bunların yarattığı yüzey şekillerini) ortaya çıkarmayı, jeofizik yöntemlerle aktif fayların derinlere doğru uzanımını belirlemeyi ve bu aktif yapılar üzerinde hendek çalışmaları vasıtasıyla paleosismik olayların tekrarlanma sıklıklarına yaklaşımı amaçlamaktadır. Ayrıca genç havza dolgularının sedimanter mimarilerinin (farklı flüviyal alt ortamlarla alüvyal yelpazeler, yamaç molozları vb.) belirlenmesi ve bunlara yol açan etmenlerin ortaya çıkarılması da planlanmaktadır. İlk grup amaç için hava fotoğrafı incelemeleri, arazi çalışmaları ve bilgisayar ortamında sayısal arazi modellerinden yararlanılarak morfometrik analizlerin yapılması planlanmıştır. İkinci grup amaca ulaşabilmek için ise bölgedeki Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökellerin stratigrafilerinin yeniden kurulmasına, yaşlandırılmalarına ve çökeltme ortamı özelliklerinin ayrıntılarıyla değerlendirilmesine ihtiyaç bulunmaktadır. Projede yaşlandırma çalışmalarına özellikle ağırlık verilecektir; çünkü Eskişehir civarındaki hemen hiç bir Neojen-Kuvaterner biriminden elde edilmiş mutlak yaş tayini bulunmamaktadır. Son olarak aktif tektonik yapıların belirlediği morfotektonik özelliklerle bunlara karşılık gelen sedimanter çökeller ihtiyaç duyulan alanlarda ayrıntılı şekilde incelenerek sedimanter süreçler, paleo-akıntı yönü, geometri vb. parametreler kullanılarak ilişkilendirilecek; böylelikle paleotektonik ve neotektonik dönemler, tektonik yapıları ve bunlara karşılık gelen stratigrafik kaydın ortamsal yorumu yardımıyla birbirinden ayrılmaya çalışılacaktır.

2. PROJENİN GENEL İŞ-AKIŞ ŞEMASI

Proje GIS tabanlı bir bilgisayarda değerlendirme eksenine sahiptir. Bu nedenle ilk olarak çalışmaların daha çok yoğunlaşacağı İ24 ve İ25 paftalarının sayısal topografya verileri sağlanmış, bu topoğrafik altlık üzerinde bilgisayar temelli görsel ve sayısal analizlerle arazideki drenaj ağları, çizgisellikler ve alüviyal yelpazeler türünden çökel jeomorfik birimler belirlenmiştir. Bu amaca yönelik olarak bölgenin büyük ölçekli hava fotoğraflarından da yararlanılmıştır. Belirlenen jeolojik özellikler arazi çalışmaları vasıtasıyla ayrıntılı olarak incelenmiştir. Arazi çalışmalarında, ihtiyaç duyulan kesimlerde yerel jeolojik harita alımı, sedimantolojik kesit yapımı ve taslak çizimi işlemleri gerçekleştirilmiştir. Uygun alanlarda varlığı saptanan aktif yapılar üzerinde hendekler açılarak paleosismolojik çalışmalar yapılmıştır. Genç alüviyonun geometrisinin ortaya çıkarılabilmesi ve aktif yapılardan etkilenip etkilenmediğinin anlaşılması amacıyla anahtar yerlerde sismik ve VLF çalışmaları da gerçekleştirilmiştir. Birbirine eklenen bu jeofizik çalışmalar sayesinde aktif yapılar tarafından belirlendiği düşünülen havza kenarları test edilmiştir. Ayrıca Eskişehir havzası içindeki sediman kalınlıklarının değişimini belirlemek üzere DSİ Genel Müdürlüğü tarafından daha önce açılmış kuyu bilgileri yeniden değerlendirilmiştir.

Neojen yaşlı istiflerde inceleme bütün alanı kapsayacak yekpare yeni bir stratigrafik çerçevenin oluşturulmasında ve sedimantoloji çalışmalarında yoğunlaştırılmıştır. Bu amaca yönelik olarak yerel ayrıntılı jeolojik harita alımı ve standart fasiyes analizleri kullanılmıştır. Neojen istifinin jeokronolojik yaşının saptanabilmesi için K-Ar analizine yönelik bazaltik lavlardan ve daha alt stratigrafik seviyelerdeki piroklastik çökellerden 2 adet örnek alınmıştır. Ayrıca, proje çalışmaları sırasında belirlenen bazı paleosismik olaylar ile aşınım düzlüklerinin (taraçaların) yaşlarının kozmojenik nüklid (^{14}C) analizleri ile saptanabilmesi için 3 adet örnek alınmıştır.

Son aşamada, elde edilen tüm veriler, bölgenin Neojen ve özellikle Pliyo-Kuvaterner evrimini ortaya çıkarmak üzere tartışılarak sentezlenmiştir.

3. GÖZDEN GEÇİRİLMİŞ STRATİGRAFI

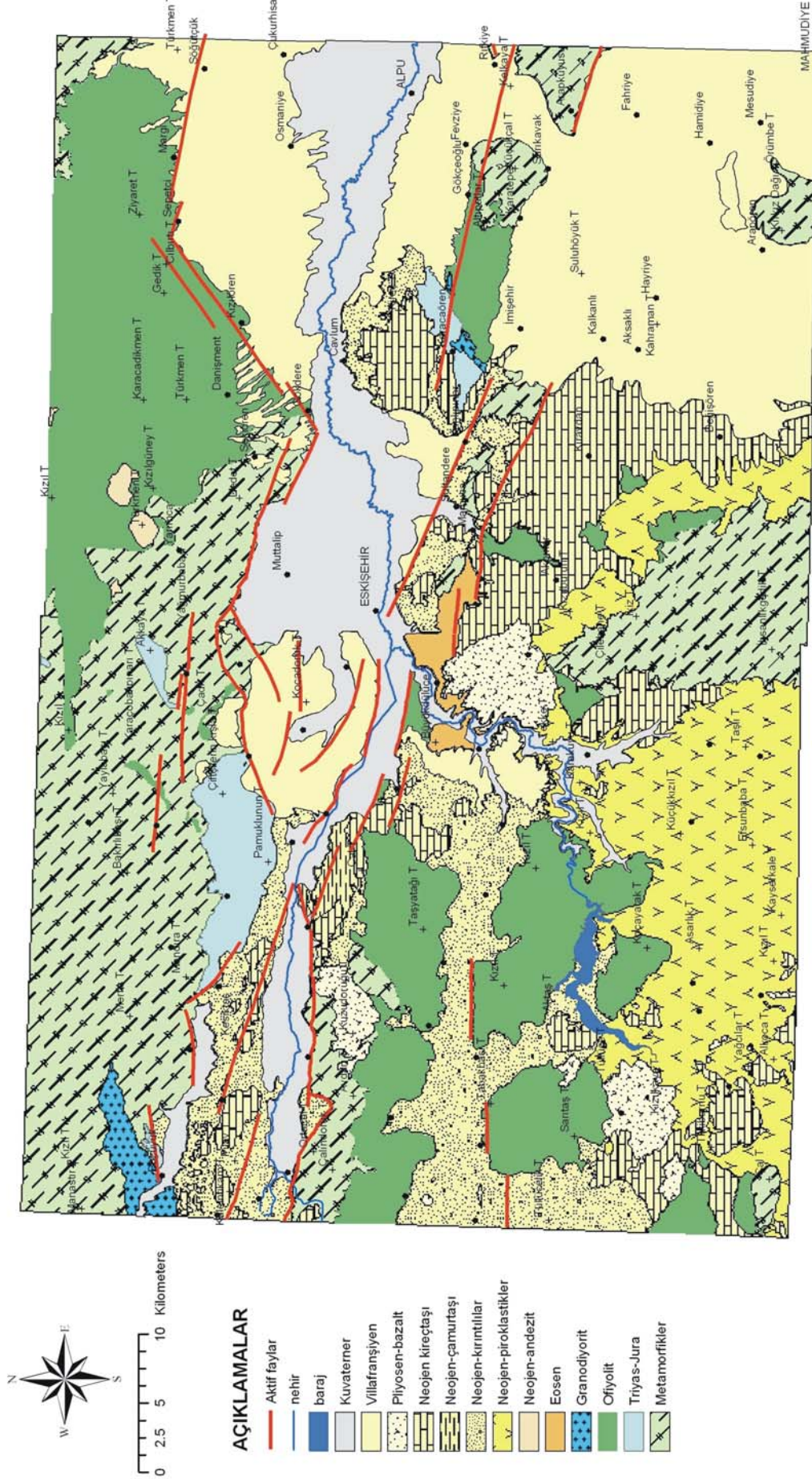
Bölgeyi kapsayan önceki çalışmalarda ortaya konan stratigrafinin eleştirel bir değerlendirmesi özellikle Neojen istiflerine ilişkin önemli farklılıkların varlığını göstermektedir. Bu nedenle proje çalışmalarına alanın stratigrafisini yeniden gözden geçirmekle başlanmıştır. İncelemelerimiz sonucunda oluşturulan genelleştirilmiş stratigrafi sütunu Şekil 3.1’de verilmiştir.

Kesitin Neojen öncesi bölümünde, Eskişehir bölgesindeki yegane bölgesel ölçekli çalışma olan Gözler vd. (1997)’ne sadık kalınmıştır. Buna göre Neojen öncesi birimler, herbiri farklı jeodinamik çerçeveyi yansıtan, birbirlerinden uyumsuzlukla ayrılmış 4 kaya birliğine ayrılabilir. Stratigrafik olarak en altta granatlı amfibolit, eklojit, piyemontitli kuvarsit, glokofan-lavsonit şist, epidot albit şist ve mermer ardaşmasından oluşan mavişist fasiyesinde metamorfik kayalar bulunur (Gözler vd., 1997. Okay vd. (2002) Eskişehir kuzeyinde Triyas yaşını verdikleri bu metamorfikler içinde mavi ve yeşilşist fasiyesinde kayalardan ibaret iki birim ayırtlamışlardır. Göncüoğlu vd.(2000), aynı kayaları Neotetis’in kuzey kolunun kapanma ürünü olarak değerlendirmişlerdir. Birim, Eskişehir-Bozüyük hattının kuzeyindeki yüksek alanlarda geniş yayılıma sahiptir (Şekil 3.2). Güncel Eskişehir havzasının güneyinde de kabaca D-B gidişli yükseltiiler şeklinde Alpu’dan İnönü batısına kadar uzanır. Eskişehir BKB’sında Zemzemiye ve Bozüyük kuzeyinde küçük yüzlekler veren ince bir Jura istifi anılan metamorfikleri uyumsuz olarak üzerler. İstif altta kumtaşlarından, stratigrafik olarak üste doğru da bol denizel fosilli masif kireçtaşlarından oluşmaktadır (Gözler vd., 1997). İzmir-Ankara Zonu’na ait ofiyolitler bir tektonik melanj şeklinde anılan birlikleri tektonik olarak üzerlerler. İnönü-Eskişehir hattı güneyinde serpantinleşmiş peridotit napları şeklinde gözlenen bu birlik Eskişehir KD’sunda radyolarit, kireçtaşı, şist ve serpantinileri kaotik bir şekilde içerir (Şekil 3.2).

Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılı sedimanter istifler daha yaşlı kayaları uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.1). Yaygın yüzlekleri Kızılinler, Karacaşehir ve Eskişehir kent merkezi güneyinde bulunan birim (Şekil 3.2) baskın olarak kırmızımsı renkli çakıtaşı ve kumtaşlarından oluşur. Masif ve kaba yatay tabakalanma en yaygın sedimanter yapılarıdır. Çakıllar çoğunlukla ofiyolitlerden türemiştir; orta derecede yuvarlaktır ve sıkça imbrikasyon gösterirler. İnce çakıllı ve kumlu seviyelerde tekne ve düzlem çapraz tabakalar sık olmasa da izlenebilir. Bazı çamurlu seviyelerde kuruma çatlakları bulunabilir. Belirtilen genel özellikleriyle bu istifin bir yakınsak örgülü akarsu sistemi tarafından çöktüldüğü ileri sürülebilir. Gözler vd. (1997), Mamuca (GB Eskişehir) civarında bu kırıntılı istifin Küziyen (geç Orta Eosen) yaşlı zengin bir foraminifer faunası içeren, kirli sarı, yeşil renkli killi kireçtaşları tarafından stratigrafik olarak üzerlendiğini rapor etmektedir.

Üst Sistem		Sistem		Seri	Kalınlık (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENZOYÖK		PLİYOSEN	MIYÖSEN				
		KUVAATERNER			10		Alüvyon
					250		Tabanda çakıltaşı, yukarı doğru kilitaşı, çamurtaşı ve kumtaşı ardalanması. Alanın Kd'sunda karbonatlara geçilir.
			Orta		30		Bazaltik bileşimli piroklastikler ve lavlar
			Erken		150		Asidik/ortaç bileşimli tüfler ve üzerleyen epiklastik ve karbonat çökeller
					500		Tabanda konglomera ve kumtaşları, yukarı doğru marn ve kireçtaşları
					500		Kırmızımsı renkli, iyi tıkklaşmış çakıltaşı, kumtaşı ile az miktarda kilitaşı ve piroklastikler
MESOZOYÖK		JURA-KRETASE			400		Gabro, peridotit ve mermer bloklarını kaotik bir şekilde içeren tektonik melanj
					100		Alt kesimde çakıltaşı ve kumtaşından ibaret silisiklastikler, yukarı doğru killi kireçtaşı ve kireçtaşına giçiş
		JURA ÖNCESİ			800		Metadetritikler (bloklı seri)
					1200		Eklojit, granatlı amfibolit, kuvarsit, mermer, ve şistlerden ibaret metamorfik seri

Şekil 3.1. Eskişehir ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gözler vd., 1997' den kısmen değiştirilmiştir).



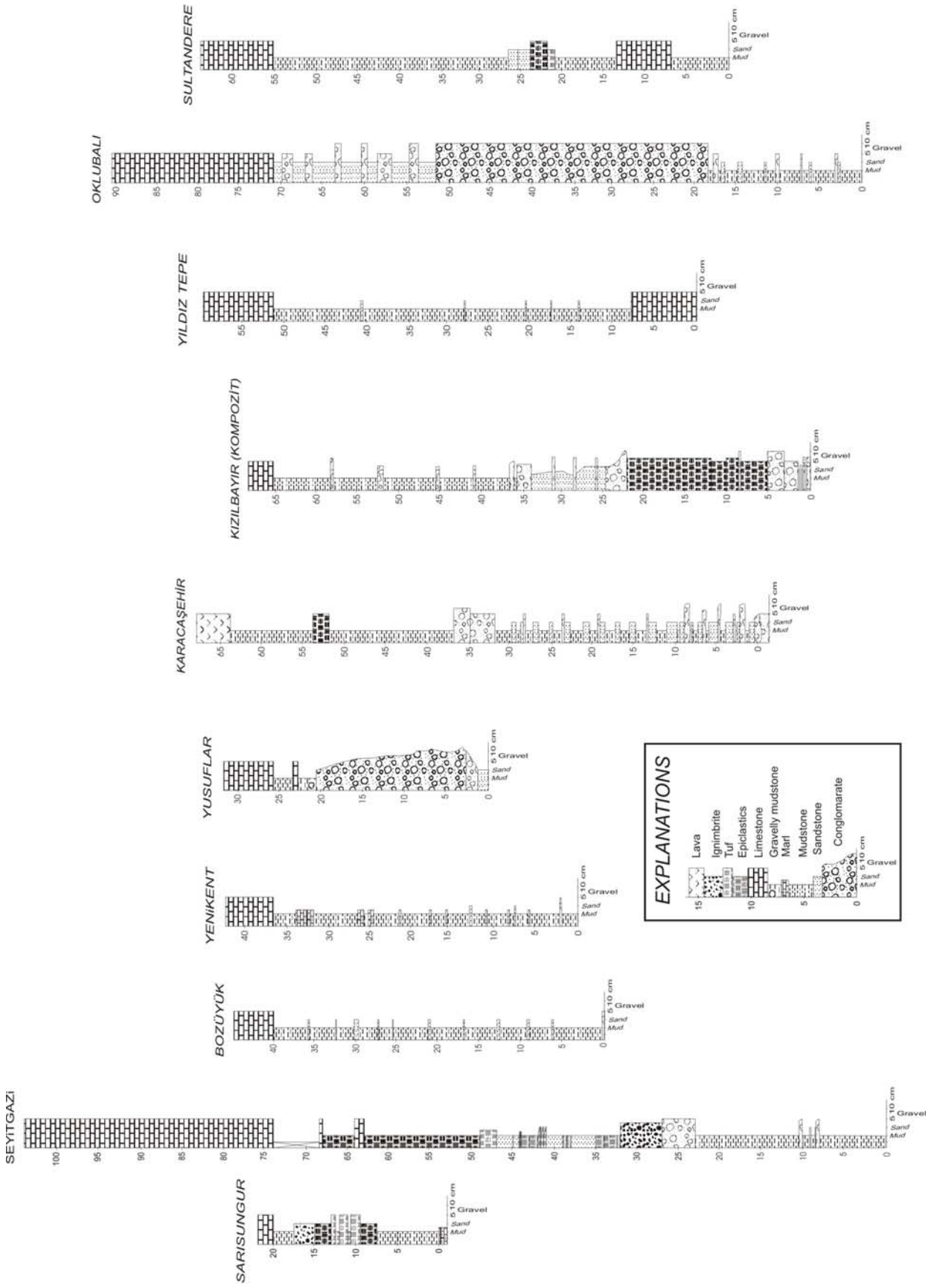
Şekil 3.2. Proje alanının jeolojisi haritası (Gözler vd., 1997' den kısmen değiştirilmiştir).

Neojen istifleri, Neojen öncesi istiflerle karşılaştırıldığında güncel Eskişehir havzasının güneyinde ve kuzeydoğusunda geniş yayılım gösterirler (Şekil 3.2). Daha yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelen ilk birimler kalınlığı ve tane boyu yerden yere değişen silisiklastiklerden ibarettir (Şekil 3.3). Alanın GD'sunda ve hemen dışında seyitgazi ilçesinin doğu yamaçlarında –taban ilişkisi gözlenemeyen- Miyosen istifinin en alt stratigrafik seviyeleri kalın, sarı renkli, kaliçili çamurtaşları ile ardalanmış ince (en çok 1 m kadar) çakılı kumtaşı ve ripilli kumtaşılarından oluşur. İstifin 23. metresinden başlayarak piroklastik ve epiklastik gerecin ardalanmasından oluşan 40 m kalınlığında bir pakete geçilir. İstif içinde 4 m kalınlıkta bir lahar, 5 m kalınlıkta bir ignimbirit ve 5-6 kadar ince (30 cm) piroklastik döküntü seviyesi de gözlenir. İstifin en üst kesimleri silis yumrularını yaygın olarak içeren beyaz, masif kireçtaşlarından oluşur. Epiklastik volkanik seviyelerdeki düzlem çapraz tabakalar kırıntılı volkanik gerecin B ve KB'ya doğru taşındığını göstermektedir. Eskişehir havzası güneyinde Porsuk nehrinin yatağına yakın Gökçekısık civarında piroklastik istif iyi gelişmiştir (Şekil 3.3). Bu istifin en alt kesimlerine karşılık gelen iki seviye (FC-05-3 ve FC-05-4) pomzalarındaki feldispatlardan K-Ar yöntemi ile Tübingen Üniversitesi'nde (ALMANYA) yaşlandırılmıştır (Çizelge 3.1). Analizi yapan uzmanlar FC-05-3 nolu örnekten yeterli miktarda feldispat çıkarılamadığından bu analize düşük güvenilirlik vermişlerdir.

Çizelge 3.1. Gökçekısık ve Karacahisar kesitlerinden alınan volkanik kayaçların radyometrik analiz sonuçları

Örnek no	Deneme No	Koordinat	Kaya Türü	Analiz Türü	%K	40Ar (cm STP/g)	40Ar(%)	Yaş (Ma)
FC-05	FC-05-1	X: 282536	Bazalt	Tüm kayaç	3.12	1.913×10^{-6}	49.3	15.7±0.7
	FC-05-2	Y:4400985		Tüm kayaç	1.64	1.006×10^{-6}	44.8	15.7±0.7
FC-05-3	FC-05-3	X: 276500	Tüf	Feldispat'ta	5.44	3.784×10^{-6}	5.95	17.8±4.1
FC-05-4	FC-05-4	Y: 4392600	Tüf	Feldispat'ta	5.52	3.385×10^{-6}	42.4	15.7±0.7

Kızılınler G'inde Miyosen istifinin anılan en üst kireçtaşı seviyelerinin yanal eşdeğeri olan sarı renkli karbonatlı çamurtaşları yaygın bir bazaltik lav tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.1; Şekil 3.2). Aynı lavlara batıda İnönü ve Erenköy civarında da rastlanır. Servais (1982), Bellon et al. (1979)'a atıfla, bu lavların 5,5 Ma yaşında bir bazanitik alkali volkanizmaya ait olduğunu belirtmektedir. Ancak Karacahisar köyü güneyinden alınan bir örnekteki (FC-05) iki tecrübe bu lavların erken Orta Miyosen (Langiyen) yaşında olduğunu göstermektedir.(Çizelge 3.1; Şekil 3.3).

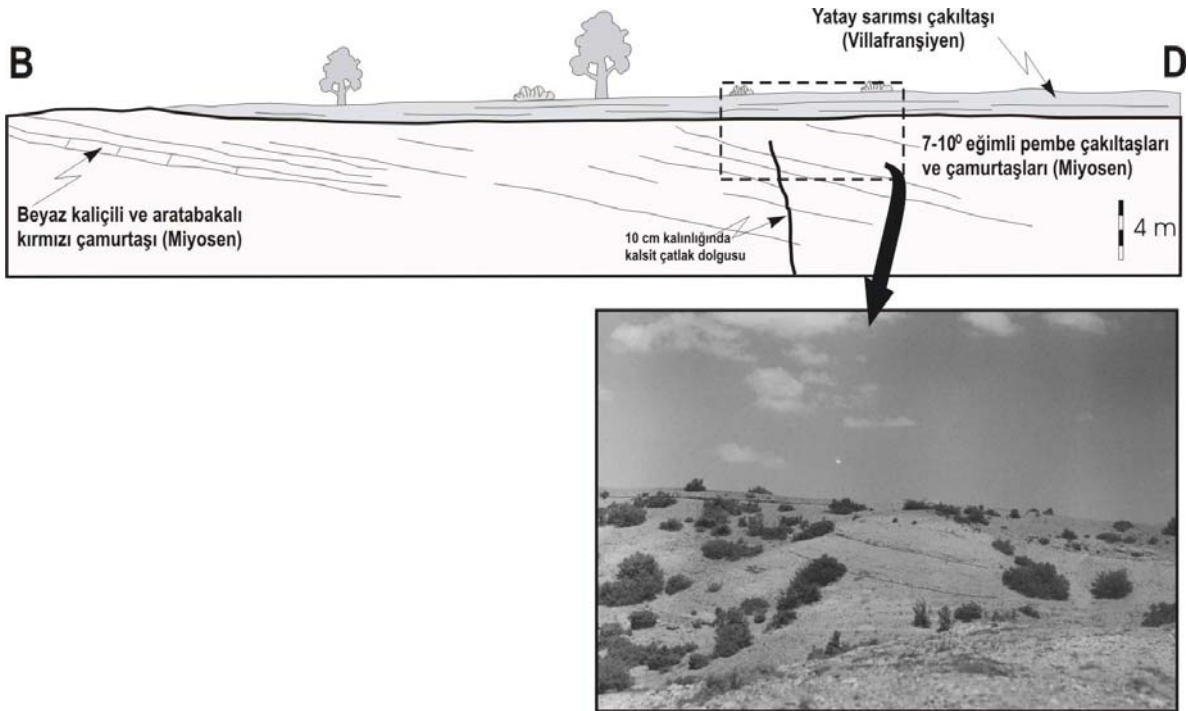


Şekil 3.3 İnceleme alanındaki Miyosen çökellerinin ölçülü kesitleri

Miyosen istiflerinin yayılımının önceki çalışmalarda hem birbirlerinden hem de bu çalışmadan oldukça farklı değerlendirildiği anlaşılmaktadır. Örneğin Gözler vd. (1997) -olasılıkla MTA kamplarında farklı paftaları farklı araştırmacıların haritalaması ve bunların daha sonra iyi kenarlaştırılmaması yüzünden- İ24 paftasının güneyinde hiç Miyosen istifi tanınamışlardır. Halbuki doğudaki Miyosen istiflerinin batıya doğru uzandığı litolojik ve fiziksel deneştirmelerden açıktır.

Öte yandan aynı araştırmacılar güncel Eskişehir havzası kuzeydoğusundaki bütün kırıntılı ve karbonat istiflerini -yanlış bir şekilde- Miyosen istifine dahil etmişlerdir ki, bunun neden yanlış olduğuna ilişkin gözlemlerimizi ileriki bölümlerde sunacağız. Büyük ölçüde Gözler vd (1997)'ni temel alan 2002 tarihli 1/500.000 ölçekli MTA Jeoloji Haritası'nda ise bazı Miyosen birimleri Pliyosen olarak gösterilirken bazı alanlar da yanlış biçimde Miyosen olarak gösterilmiştir.

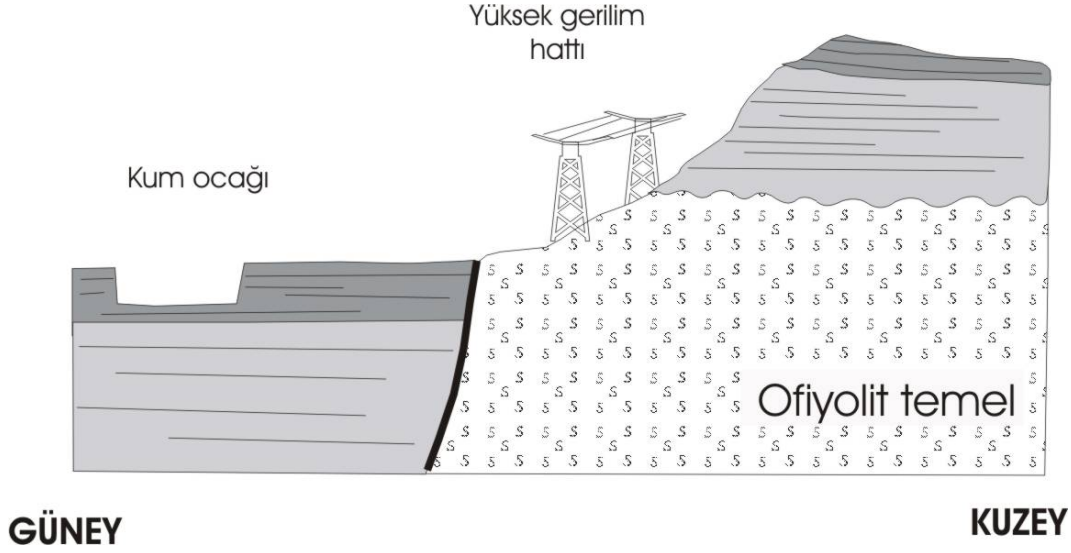
İnceleme alanındaki Pliyosen istifleri litolojik ve yapısal özellikleri açısından Miyosen birimlerinden farklılıklar gösterirler. Çoğunlukla onlar üzerine küçük bir açısız uyumsuzlukla ya da diskonformite ile gelirler (Şekil 3.4). Miyosen istifleri alanın çoğu yerinde yaygın karbonat dolgularıyla belirgin çatlak ve faylar içerirken Pliyosen birimlerinde deformasyon emareleri ender ve yereldir. Bu özellikleriyle onları Miyosen istiflerinden ayırmak kolaydır.



Şekil 3.4. Miyosen and Pliyosen birimleri arasındaki açısal uyumsuzluk (Musaözü köyünün doğusu).

Bölgedeki Pliyosen çökelleri bir kaç lokalitede memeli fosilleri sayesinde güvenilir bir şekilde yaşlandırılmıştır. Becker-Platen ve Sickenberg (1968) ilk kez Eskişehir KB'sında Yukarı Söğütönü civarında (Şekil 3.2) zengin bir memeli fosil faunası (*Canis sp*, *Vulpes sp*, *Elephantidae*, *Rhinocerotidae*, *Equus(Allohippus) stenorhis* (?), *Cervinae*) saptayarak bu seviyeye geç Erken Pleyistosen yaşını vermişlerdir. Yine Eskişehir batısında Akçayır köyü dolayında (Şekil 3.2) belirlenen, istifin tabanına yakın kesimine karşılık gelen ikinci bir memeli yatağındaki *Anancus arvernensis*, *Hipparion sp.* and *Gazella sp.* fosilleri Erken Villafransiyum (Erken Pliyosen) yaşını vermektedir (Sickenberg ve Tobien, 1975). De Bruijn vd. (1992) Yukarısöğütönü faunasını daha sonar yeniden değerlendirmişler ve bunun Villanien'e (MN 17, Geç Pliyosen) karşılık geldiğini belirtmişlerdir. Memeli fosilleri içeren iki stratigrafik seviye geometrik ve ortamsal açılardan uyumlu gözükmektedir. Bu durumda bu istifin Erken Pliyosen-en Geç Pliyosen arasında oluştuğu söylenebilir.

En iyi Pliyosen istifi yüzeylenmeleri Eskişehir GB'sında Porsuk nehrinin genel K-G gidişine paralel olarak uzanır (Şekil 3.2). Daha kuzeyde, Aşağı ve Yukarı Söğütönü köyleri civarında, doğuya doğru Muttalıp ve Gökdere köyleri kuzeyinde; daha doğuda Osmaniye ve Bahçecik köylerinin yer aldığı hafif engebeli Alpu ovasıyla kuzeydeki sepetçi, Margı ve Söğütçük köyleri civarında yatay konumlu Pliyosen istifi geniş bir yayılım sunar (Şekil 3.2). Birimin fasiyes özellikleri yerden yere farklılıklar gösterir. Örneğin Uluçayır köyü kuzeyinde iyi yuvarlaklaşmış, iri (en çok 15 cm çaplı) bileşenlerden oluşan gevşek çakıllarla ardalanan kırmızımsı yeşilimsi çamurtaşı ve kumtaşı söz konusuysen Eskişehir batısında en büyük çakıl çapları 3-4 cm'e kadar düşer. Bu çakıllı seviyeler Eskişehir'in B ve GB'sında geniş alanlarda çakıl ocağı olarak işletilegelmiştir. Çamurlu seviyeler baskın olarak sarımsı ve açık kahverenkli dirler. Muttalıp kuzeyinde ve doğuda Gökdere civarında gözlenen, sarımsı kırmızımsı renkli, yer yer tıkkız çakıltaşı/çamurtaşı istifi ilk bakışta Pliyosen'e ait değilmiş gibi gözükürse de Gökdere doğusundaki bir yüzlekte, tipik gevşek Pliyosen çakılları ile kırmızı renkli kırıntılı istifin ardalandıkları pek açık gözükür (Şekil 3.5). Güncel Eskişehir havzası boyunca yüzeyleyen bu kırmızımsı istifler çoğunlukla güneye yönelmiş paleoakıntılar gösterirler (Ayrıntılar için "Sedimantoloji" bölümüne bakınız). Alpu kuzeyindeki Söğütçük civarında Pliyosen istifi ortamsal açıdan çeşitlenerek, karasal ve göl sel çökellerin güneye eğimli bir non-konformite yüzeyinde kuzeye doğru aşmalarla ardalandıkları görülür. Bu kesimde Pliosen istifinin en alt flüviyal seviyeleri çoğunlukla sepiyolit (lületaşı) cevherleşmeleri sunar. Göl sel düzeylerde kalın, yeşil çamurtaşları ile beyaz kireçtaşlarının ritmik ardalanması tipiktir. Bunlar, Eskişehir GD'sundaki Miyosen kireçtaşlarından farklı olarak hiç silika yumru ve seviyeleri içermezler, iyi tabakalıdır.



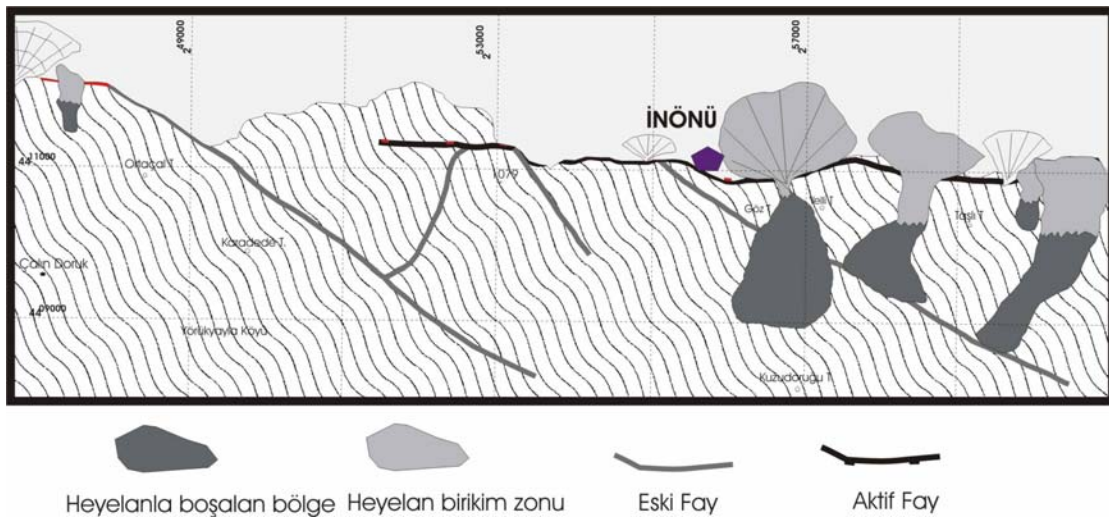
Şekil 3.5. Gökdere doğusunda gevşek Pliyosen çakıl ve kumların ardalanması.

Öte yandan Pliyosen istifi Alpu güneyi ile Çifteler KB'sında da geniş yayılım gösterir (Şekil 3.2). Alpu güneyinde stratigrafik olarak en alt seviyelerde tamamen serpanitit çakıllarından oluşan sepiyolitli konglomeralar yaygındır. Geometrik aşma ilişkileri ve çakıl imbrikasyonları tabanda, kuzeye hafifçe eğimli bir topoğrafyanın varlığını göstermektedir. Daha güneyde, Sivrihisar yükseltisi güneyinde, üsttekine çok benzeyen sepiyolitli litolojiler güneye doğru 10-12⁰'lik eğimlere sahiplerdir. Birim güneye doğru hızla yataylaşarak Ankara asfaltı boyunca, daha güneyde Hamidiye ve Mahmudiye civarında gözlenen tipik sarımsı çakıltaşlarıyla ardalanmış bol çapraz tabakalı gevşek çakıllara evrilir. Bu polijenik çakıllar genel olarak D ve KD'ya doğru güvenilir paleoakıntı verileri sunmaktadır.

Eskişehir havzasının güncel çökelleri Porsuk nehriyle Eskişehir kenti batısında ona kavuşan Sarısu deresi ve ilişkili yan kolların biriktirdiği kırıntılardan oluşmaktadır. Güncel çökellerin yayılımı, gelecek bölümlerde tartışılacağı üzere, doğrudan aktif tektonik hatlarla ilişkili gözükmemektedir.

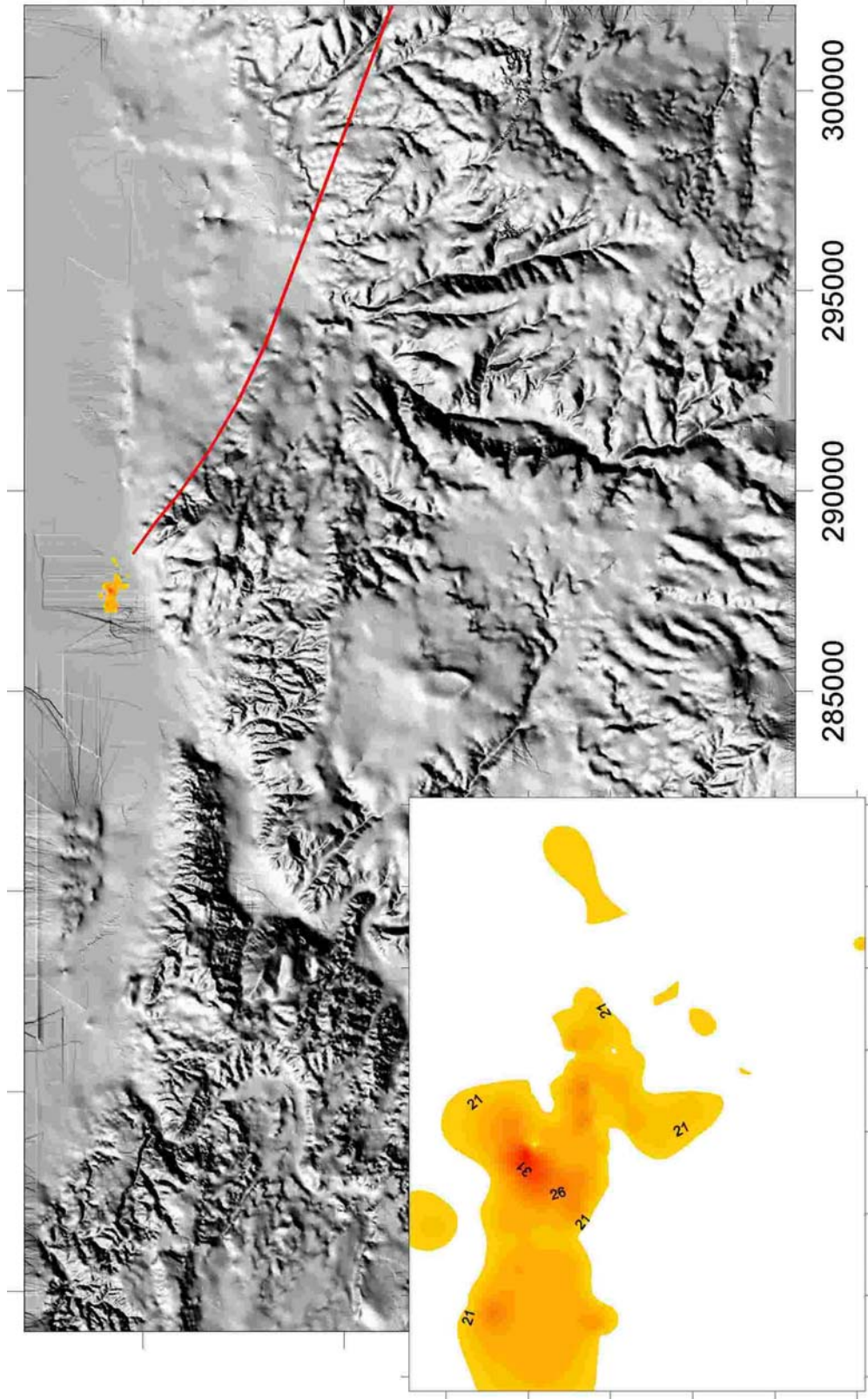
Alanın en KB'sında gözlenen Bozüyük Kuvaterneri'nin genişliği 1,5 km'yi geçmez; plan görünümde kaykılmış Z şekilli deseni ile tipiktir (Şekil 3.2). Yeşil renkli Miyosen çamurtaşları içine deşilmiş geniş, olgun bir flüviyal vadinin kısmen doldurulmasıyla oluşmuş gibidir. Bu kesimde alüvyon alanların keskin büklümlerinden büyük drenaj alanına sahip akarsuların alüvyal düzlüğe katılması tipiktir. Bu veriler Bozüyük ovasının gelişmesinin, her biri 5-6 km uzunluğunda, sağa sıçrayan 3 normal fay segmenti tarafından denetlendiğini göstermektedir (ayrıntılar için "Aktif Tektonik Yapılar" bölümüne bakınız).

Bozüyük ovası güneyinde, mermerler üzerinde uyumsuz olarak duran Miyosen çamurtaşı ve kireçtaşı istifinden oluşan D-B gidişli bir yükseltinin de güneyinde İnönü ovası yer alır (Şekil 3.2). Ova, Oklubalı doğusuna kadar 20 km boyunca D-B doğrultusunda uzanır. Halen, aksel Sarısu deresi ile yan kollarının biriktirdiği sedimanlarla dolmaktadır. Ovanın güney kenarı aktif faylar tarafından belirlenen çok açık bir çizgiselliğe sahiptir. Bu kenar, alüvyal ve kolüvyal yelpazeler yanında İnönü doğusundaki 3 adet moloz lobu ile bezenmiştir (Şekil 3.6). Moloz lobları tipik olarak ince taneli bir volkanik matris içinde iri (yer yer 3-4 m) bazalt bloklarından oluşur. Moloz loblarının türediği yüksek kesimde heyelan taşları belirgindir. Ova kuzey kenarı ise güney kenarla karşılaştırıldığında daha az sarp ve girintili çıkıntılıdır; iki normal fay segmentinin tavan blokları üzerinde şekillenmiştir.



Şekil 3.6. İnönü doğusunda büyük ölçekli heyelanlar ve eski ve aktif tektonik hatlarla ilişkisi

Doğuya doğru Çukurhisar civarında İnönü ovası belirgin biçimde GD'ya doğru bükülmüştür. Turgutlar'dan Eskişehir kent merkezine kadar, güneyden Akçayır dere ve başka bazı küçük derelerin katılmasıyla, kuzey ve güneyden aktif fayların denetimiyle D-B doğrultusunda uzanımını sürdürür. Eskişehir kent merkezi ve doğusunda güncel birikimin gerçekleştiği ovanın K-G genişliği 10 km'yi geçer. Ovanın kuzey ve güney kenarları aktif faylarla sınırlandırılmıştır. Kuzey kenarda, 100'lerce metre çaplı yan alüvyal yelpazelerin havza içine doğru bir kaç km ilerleyerek sarı çakıllı kumlara evrildiği gözlenmektedir. Güneyde ise alüvyal yelpazelerin yalnızca OGÜ Ziraat Fakültesi'nin batısında aktif bir segmentle ilişkili olarak geliştiği gözlenmektedir. Ova merkezi kesimi Porsuk nehrinin kanal ve taşkın çökelleri ile kaplıdır. Sulama suyu amaçlı yapılan sondajlara göre alüvyon kalınlığı merkezi kesimde 90 m'yi bulmaktadır (DSİ, 1975). Kent merkezinde (Hamamyolu civarında, Şekil 3.7) bu akarsu çökelleri üzerinde sıcaklığı 56 °C varan bazı kaynaklar mevcuttur (Mutlu ve Sarız 2001). Bu konuya daha sonraki bölümlerde değinilecektir.



Şekil 3.7. Kanlıpınar fayının kent merkezindeki (Hamamyolu civarı) sıcaksu çıkışlarıyla ilişkisi (Sıcaklık verileri Mutlu ve Sarıöz (2001)'den alınmıştır).

Doğuda Gökdere'ye doğru Eskişehir ovasının hızla daraldığı ve ardından daha dar bir kuşak halinde Alpu'ya doğru uzandığı gözlenir. Bu kesimde güncel sedimanlar, çok yayvan yükseltilerden oluşan Geç Pliyosen çakılları üzerinde gelişmişlerdir. Litolojik olarak onlara çok benzemektedirler. Belki de bu yüzden farklı jeoloji haritalarında (Örneğin DSİ, 1977; Gözler vd., 1997) Kuvaterner alanının sınırı farklı çizilmektedir.

Pliyosen ve Kuvaterner çökellerinin ova içindeki kalınlıkları Bölüm 7'de daha ayrıntılı şekilde ele alınacaktır.

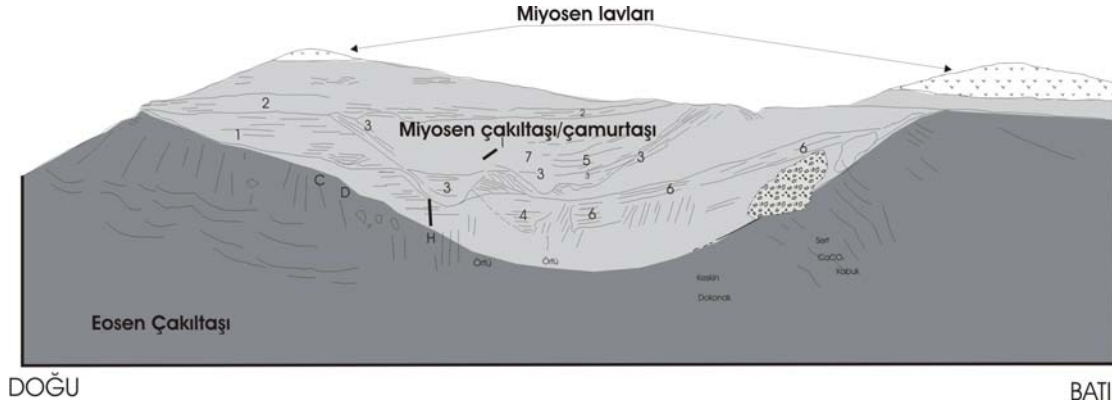
4. NEOJEN ÇÖKELLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ

Bu bölüm özellikle Miyosen ve Pliyosen çökellerinin ortamsal özelliklerine ve paleoakıntı verilerine ayrılmıştır. Böylece bölge morfolojisinin Eskişehir Fay Zonu'ndan (EFZ) önceki durumu ve EFZ'nin bu morfoloji üzerinde neden olduğu değişiklikler daha iyi anlaşılacaktır.

Bölgenin değişik yerlerinden alınan Miyosen sedimantolojik logları değişen kalınlıklar ve ortamsal özellikler sunarlar (Şekil 3.3). Genel bir eğilim olarak güneye (Seyitgazi ilçesine) doğru gidildikçe Miyosen istifinin kalınlaştığı ve piroklastik seviyelerin daha kalın ve yaygın olduğu söylenebilir. Daha güneydeki Kırka dolayında asidik volkanik ürünlerle gölsel kireçtaşlarının ardalanarak kalın bir borlu istif oluşturdukları bilinmektedir. Ancak Çukurhisar civarında grabene komşu bazı lokalitelerde (örneğin Şekil 3.3'te Oklubalı kesiti) kalın ve kaba kırıntılı çökellerin varlığı dikkat çekicidir.

Jeolojik haritalama çalışmaları, öte yandan, Gökçekısıık ve daha güneyde gözlenen piroklastik düşme ve akış çökellerinin kuzey ve kuzeybatıya geçmediğini ya da çok inceldiklerini göstermektedir. Piroklastik düşme çökellerinin mesafe bağımlı; piroklastik akış çökellerinin hem mesafe hem de eğim bağımlı taşıma/çökeltme süreçleri olduğu düşünüldüğünde Miyosen paleocoğrafyası için kuzeye doğru genel olarak yükselen bir topoğrafya öngörmek gerekecektir.

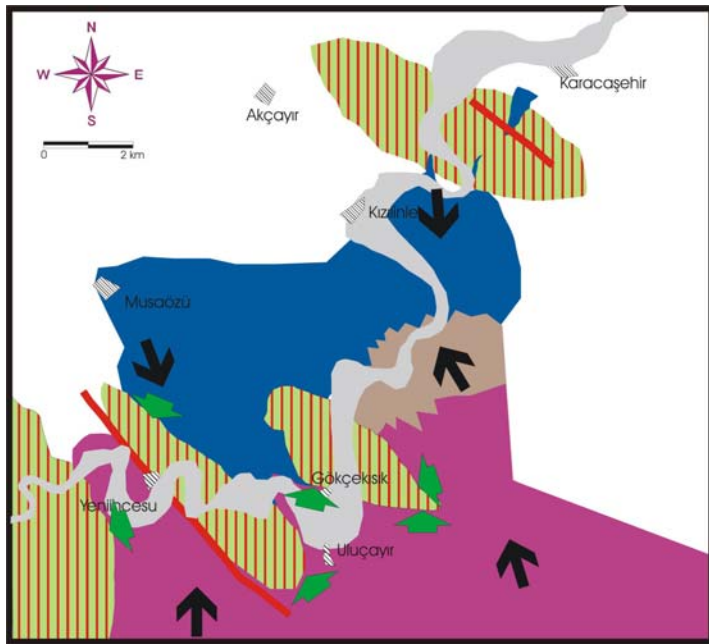
Yerel paleo-jeomorfik gözlemler bu hipotezi destekleyen bazı veriler ortaya çıkarmıştır. Bunlardan biri Kızılinler köyünün 500 m doğusunda, içinde Miyosen silisiklastik seviyelerinin biriktiği üstünden erken Orta Miyosen lav akışlarıyla mühürlenmiş bir paleovadidir (Şekil 4.1). Gözlenen morfoloji eski vadinin güneye eğimli olduğunu, akışkan akışlarıyla (fluid-flow) dolduğunu, ve dolması sırasında bir büyük heyelana maruz kaldığını göstermektedir. Bu eski vadinin 1 km kadar doğusunda benzer yönelimli ikinci bir vadi daha tanınabilmektedir. Karacaören köyünün 2 km batısında D-B kesitinde açıkça izlenen üçüncü bir paleovadi mevcutsa da bunun hangi tarafa akaçlandığı belirsizdir.



Şekil 4.1. Kızılınler doğusunda bir Miyosen paleovadisinin dolgu mimarisi.

Eskişehir ve Sultandere güneyinde bazı yerlerde Miyosen istifi oldukça incedir. Eskişehir güneyinde Emek mahallesi civarında mermerler 900 m kodlarında bile gözükürler. Üzerinde ince bir karbonat istifi çöküp aşınmış olabilir. Sultandere güneyinde ise Orta Miyosen istifinin en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşları ince (20 m) bir örtü şeklinde ultramafik temeli üzerler (Şekil 3.2).

Kızılınler güneyinde Miyosen çökellerinin yayılımı ve temel üzerine aşma (onlap) ilişkileri gözetilerek ignimbiritlerin çökelişi sırasındaki topoğrafyayı yeniden kurmak mümkün olmuştur (Şekil 4.2). Bu harita KB-GD gidışli ofiyolit yükselimsinin ignimbiritler ve epiklastik çökeller tarafından aşmalarla kısmen örtüldüğünü; daha sonra (olasılıkla Geç Miyosen'de) Yeniincesu civarında doğrultu atımlı bir fayla dokanak civarının deformatsiyona uğradığını göstermektedir. Ayrıca bu haritada ignimbiritlerin Musaözü ve Kızılınler köylerine kadar ulaşamadıkları daha batıdaki Nemli civarında ise oldukça ince (20-30 cm) biriktikleri görülmektedir.

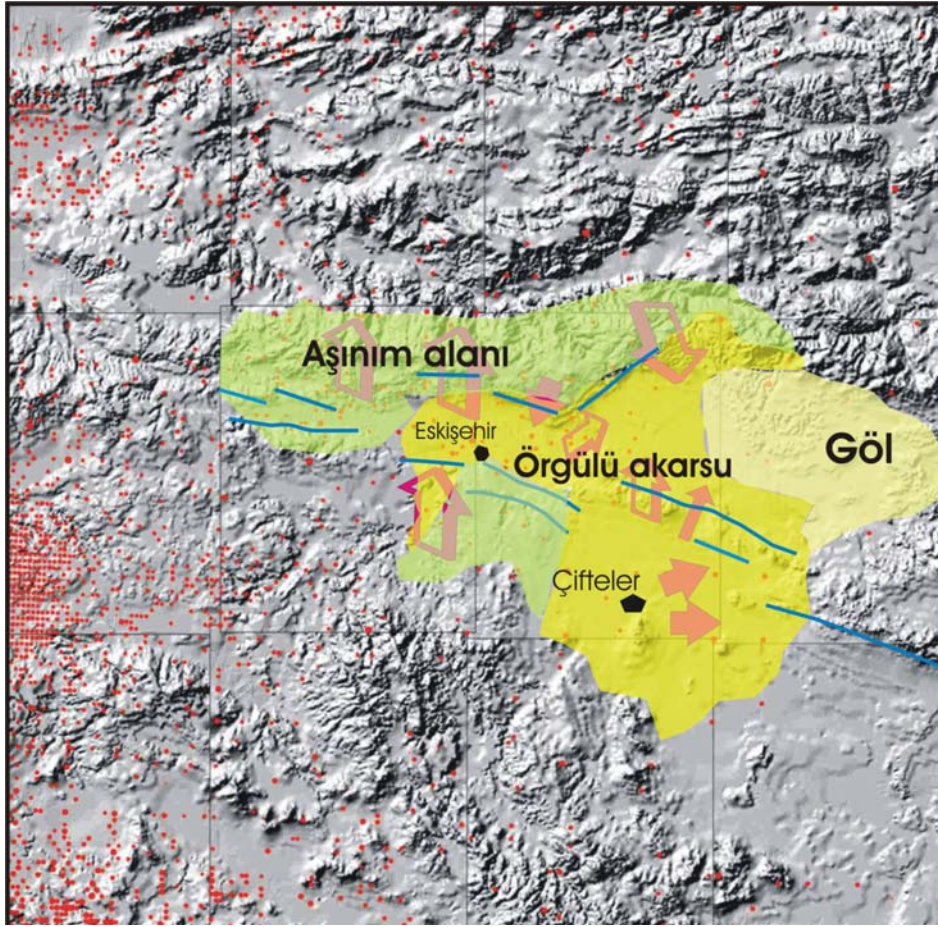


AÇIKLAMALAR

- | | | |
|---------------------------|------------------------|----------------------|
| Aktarılmış piroklastikler | Veri yok | Aşma yönü |
| Piroklastik kayalar | Porsuk nehrinin yatağı | Sediman taşınma yönü |
| Temel yükselimi | Epiklastik kayalar | Doğrultu atımlı fay |

Şekil 4.2. Kızılınler ve Yeniincesu yörelerinde Miyosen paleocoğrafyası.

Pliyosen dönemi paleocoğrafyası, bu dönem sedimanları alanın pek çok yerinde hala yatay konumda bulduklarından daha güvenilir bir şekilde ortaya çıkarılabilmektedir (Şekil 4.3). Bu çökellerin yüzeylemediği, ancak ilksel jeomorfik özelliklerin (özellikle paleovadiler ve aşınım düzlükleri) seçilebildiği kesimler de bu haritada temsil edilmiştir. Stratigrafik ve jeomorfik verilerin olmadığı alanlarda (İnönü civarı ve güneyi gibi) ise paleocoğrafik tahminde bulunmak mümkün olmamıştır.



Şekil 4.3. Pliyosen'de paleoakıntı deseni ve başlıca çökeltme ortamlarının konumu.

Kızılınler güneyinde bulunan Pliyosen çökellerinin en eksiksiz kesiti Kızılınler'in 1,5 km GB'sında Akyokuş'ta bulunur. İstifin, Miyosen'in sarımsı çakıllı kumtaşları ile olan dokanağı kolay ayırtedilemez. Yukarı doğru kalınlığı 4 m'yi bulan, gevşek tutturulmuş iri çakıllardan oluşan bir seviyeye geçilir. Çapları 15-20 cm'i bulan vesiküler bazalt parçaları, siyah volkan camları, akış laminasyonu gösteren açık renkli lavlar bu seviyenin başlıca bileşenleridir. Bazı seviyelerde ise kireçtaşı/killi kireçtaşı çakılları yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.4a). Bazalt ve kireçtaşlarının Orta Miyosen istifinden türediklerine şüphe yoktur. Asidik lavlar ise güneydeki Kütahya civarındaki yaygın ve çeşitli Miyosen lavlarından türemiş olmadırlar. Yukarı doğru kalın sarımsı yeşilimsi çamurtaşlarına

geçilir ki, bunlar içinde yer yer 20-25 cm kalınlığa ulaşan tabaka ya da yumru geometriye kalıçlar gözlenir. Üste doğru çakıllı seviyeler içinde bol miktarda çakıllıklardan oluşmuş düzlem çapraz tabakalar bulunur (Şekil 4.4b). Bunlar, genel olarak kuzeye yönelmiş paleoakıntılar gösterirler. Sedimantolojik özellikleri istifin örgülü (dikey yönde bazen menderesli) akarsularla çökeltildiğini göstermektedir.

Bu lokaliteden 4 km kadar KB'da Akçayır köyünde istif benzer şekilde kalın sarımsı/grimsi, kök izli çamurtaşları ile ardalanan 2-2,5 m kalınlıkta çakıllı seviyelerden oluşur. Çamurtaşları içinde düzensiz tabakalı, kalınlığı 30 cm'ye ulaşan kalıçlar bulunabilmektedir. Çakıllı seviyelerde en büyük çakıl çapı 3-4 cm'ye geçmez. Çakılların çevresi kalın bir karbonat kabukla sarılmıştır. Düzlem çapraz tabakalar ve çakıl imbrikasyonu, B'ya yer yer GB'ya yönelen paleoakıntılara işaret eder. Bu seviyelerin mendereli akarsularla çökeltildiği düşünülmüştür.

Daha kuzeyde Karagözler'in 1200 m GD'sunda, asfaltın güneyinde bir çakıl ocağında örgülü akarsuya atfedilebilecek 3 m kalınlığında bir çakıltaşı istifi gözlenmiştir. En büyük çakıl çapı 3 cm kadar olan bu paketin farklı seviyesindeki düzlem çapraz tabakalar tutarlı bir şekilde doğuya doğru bir paleoakıntıya işaret etmektedir. Karagözlerin hemen girişindeki bir çakıl ocağında ise K70D'ya yönelmiş paleoakıntıları gösteren düzlem çapraz tabakalar mevcuttur.

Alanın daha kuzeyinde Keskin civarında Pliyosen istifinin karakteri değişir. Şistler üzerine uyumsuz gelen 20 m kadarlık bir istif parçası baskın olarak sarımsı/kırmızımsı renkli çamurtaşı ve çakıltaşıdan oluşur (Şekil 4.4c). Bileşenler tamamen şist ve yeşil kayaç parçalarından türemiştir. Tane destekli kaba yatay tabakalı seviyelerle matriks destekli çakıltaşları hem akışkan akışı hem de çamur akışlarının sözkonusu olduğunu göstermektedir. Çakıl imbrikasyonları D'ya ve GB'ya paleoakıntılar göstermektedir.

Cumhuriyet köyünün 2 km kadar KB'sındaki Baş pınar civarında yüzeyleyen Pliyosen istifi görünüş özellikleri açısından Keskin'dekine benzemekle birlikte biraz daha sarımsı ve iyi çimentolanmıştır. Başlıca bileşenler radyolarit, mermer ve şistlerden türemiştir. Bileşen çapları 10-15 cm'ye ulaşabilmektedir. Çoğunlukla şist çakıllarında gözlenen belirgin imbrikasyon K60D'dan giren akıntıya işaret etmektedir.

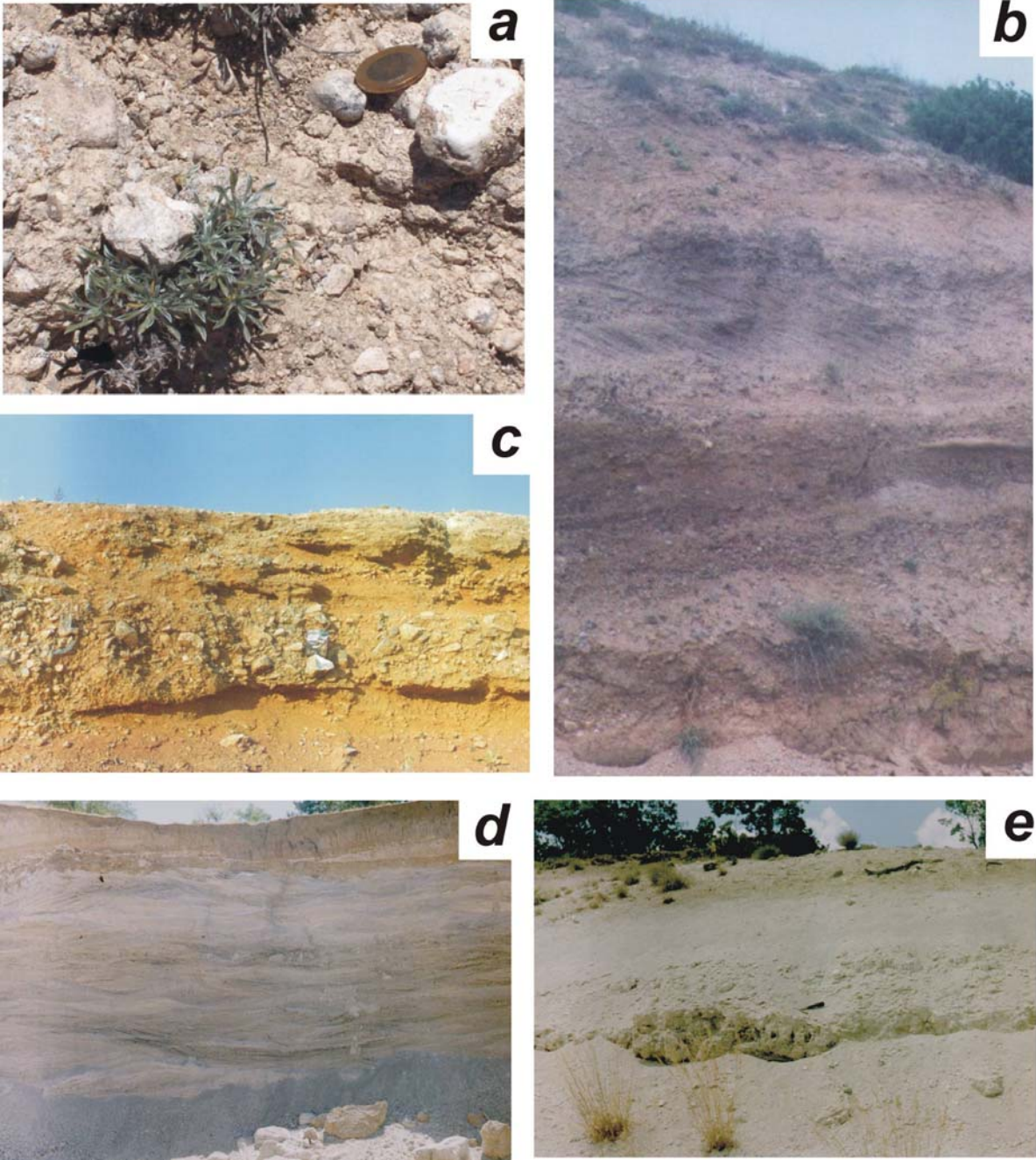
Gökdere'nin 2,5 km DKD'sunda asfalt yolun hemen güneyindeki bir çakıl ocağı çok uygun bir gözlem olanağı sunar. 3 m yüksekliğindeki yarmada batıdan doğuya paleoakıntıyı gösteren çok sayıda düzlem be tekne çapraz tabakalanma mevcuttur.

Alpu'nun güneyindeki alanlarda paleoakıntı verileri nadirdir. Bunlardan Karahöyük lüle taşı ocakları civarında (Gökçeoğlu'nun 3 km KB'sı) çakıl imbrikasyonları K ve KB'ya yönelmiş

paleoakıntıları kanıtlamaktadır. Aynı bölgedeki aşma ilişkisi de istifin en alt seviyeleri oluşurken kuzeye eğimli bir topoğrafyaya işaret etmektedir.

Anlaşılma kolaylığı açısından Çifteler Pliyosen'i olarak isimlendireceğimiz Sivrihisar horstu güneyinde kalan alanda çok sayıda paleoakıntı verisi mevcuttur. Bu kesimdeki istif Eskişehir GB ve B'sındaki gri, gevşek çakılların baskın olduğu istife çok benzer. Hamidiye köyü kuzeyinde (Şekil 4.4d), Mahmudiye batısında ve doğusunda, Eskişehir-Ankara asfaltının hemen güneyindeki pek çok çakıl ocağında D ve KD'ya yönelmiş bir örgülü akarsuyun çakıllı/kumlu seviyeleri mevcuttur. Bunlar içindeki büyük ölçekli düzlem ve tekne çapraz tabakalanma güvenilir paleoakıntı verisi kaynaklarını oluşturmuştur.

Buraya kadar ortamsal özellikleri ve Paleoakıntı verileri özetlenen Pliyosen çökelleri alanın KD'suna doğru (Alpu K ve KD'su) gölsel bir istife geçerler (Şekil 4.4e). Özdenk köyü civarında toplam 80 m kalınlığa ulaşan bu gölsel istif, 1,5-3 m kalınlığındaki beyaz (yer yer pudra görümlü) kireçtaşlarıyla, kalın (3-5 m) gri çamurtaşlarının ritmik ardalanmasından oluşur. İstifin tabanında 25 m kalınlığında sarımsı bir paket bulunur. Kalın (5-10m) , sarı çamurtaşlarıyla ardalanmış, yer yer 2 m kalınlıkta sigmoidal çapraz tabakalardan oluşan bu istif nokta barlarla ardalanmış taşkın çökelleri olarak yorumlanmıştır. Alanın KD'sundaki bu Pliyosen gölü paleoakıntıların gösterdiği üzere bütün civar akarsuların yöneldiği kapalı bir havzanın en çukur bölümüne karşılık gelmektedir.



Şekil 4.4. (a) Kızılinler güneyinde Pliyosen çökellerinde gözlenen kireçtaşı çakılları, (b) Çakıllı seviyeler içinde gözlenen düzlem çapraz tabakalar, (c) Keskin civarında Pliyosen istif, (d) Hamidiye köyü kuzeyinde izlenen çapraz tabakalar, (e) Pliyosen çökellerini üzerleyen gölsel istif.

5. AKTİF TEKTONİK YAPILAR

5.1. Önceki Çalışmalar ve Adlandırmada İzlenen Tutum

Eskişehir bölgesi, jeomorfolojik açıdan oldukça belirgin, içinde güncel sedimantasyonun gerçekleştiği, bir biriyle bağlantılı bir dizi çöküntü alanıyla ve bunları sınırlayan çizgiselliklerle tipiktir (Şekil 3.3). Öcal (1959) tarafından sismik özellikleri ve yarattığı hasar incelenen 20 Şubat 1956 depremi bölgenin aktif yamulmaya maruz kaldığının sağlam bir kanıtını oluşturmuştur. Gerçekten bölgedeki genel amaçlı MTA ve DSİ araştırmalarında bölgeyi kat eden adlandırılmamış aktif tektonik yapılar haritalanmıştır (Gözler vd., 1984/1985; Esen vd., 1975, Gözler vd., 1997). Erken bölgesel sentezlerde (örneğin Şengör vd., 1985) bu çizgisellikler “Eskişehir fayı” olarak adlandırılmış, Batı Anadolu’daki bu ve benzer faylar ve ilişkili grabenlerin derin kabuk yapısı ve genel deformasyon sitilinin anlaşılmasında anahtar öneme sahip olduğu belirtilmiştir. Eskişehir fayı, ilkin Şaroğlu vd. (1987) tarafından kabaca BKB doğrultulu, kısa, sistematik olmaktan uzak, çöküntüyü özellikle güneyden sınırlayan, kuzeyde ise saçılmış kısa kurtçuklar şeklinde haritalanmıştır. Araştırmacılar görece uzun segment dizilimlerine batıda İnönü-Dodurga Fay Zonu, Eskişehir civarında Eskişehir Fay Zonu ve doğuda Kaymaz civarında da Kaymaz Fay Zonu adını vermişlerdir. Yine bir bölgesel sentez niteliğindeki Barka vd. (1995)’de, Eskişehir fayı, batıda Bursa’dan başlatılıp doğuda Sivrihisar doğusuna kadar uzatılmış; büyük bir bölgesel önem yüklenerek, bu fayın, doğrultu atımlı faylarla karakteristik Orta Anadolu’yu, genişlemenin daha büyük ve normal faylarla gerçekleştiği Batı Anadolu ve Ege bölgesinden ayıran bir ana jeolojik eleman olduğu belirtilmiştir. Altunel ve Barka (1998) Bursa’dan Kaymaz’a kadar uzanan bu hattı ilk kez “Eskişehir Fay Zonu” olarak adlandırmışlar ve Eskişehir yakın civarında yaptıkları morfolojik çalışmalarla, zonun bu kesimde birkaç aktif segmentten oluştuğunu göstermişlerdir. Koçyiğit (2000), Orta Anadolu’nun neotektoniğini özetlediği çalışmada Bursa’dan Tuzgölü’ne değin uzandığını belirttiği bu zona İnönü-Eskişehir Fay Zonu adını vermiştir. Önerilen bu iki adlamadan “Eskişehir Fay Zonu”, daha kısa olduğundan ve zonun önemli bir morfolojik belirtisi olan Eskişehir ovasını telmih ettiğinden ara raporlarda ve bu nihai raporda yeğlenmiştir.

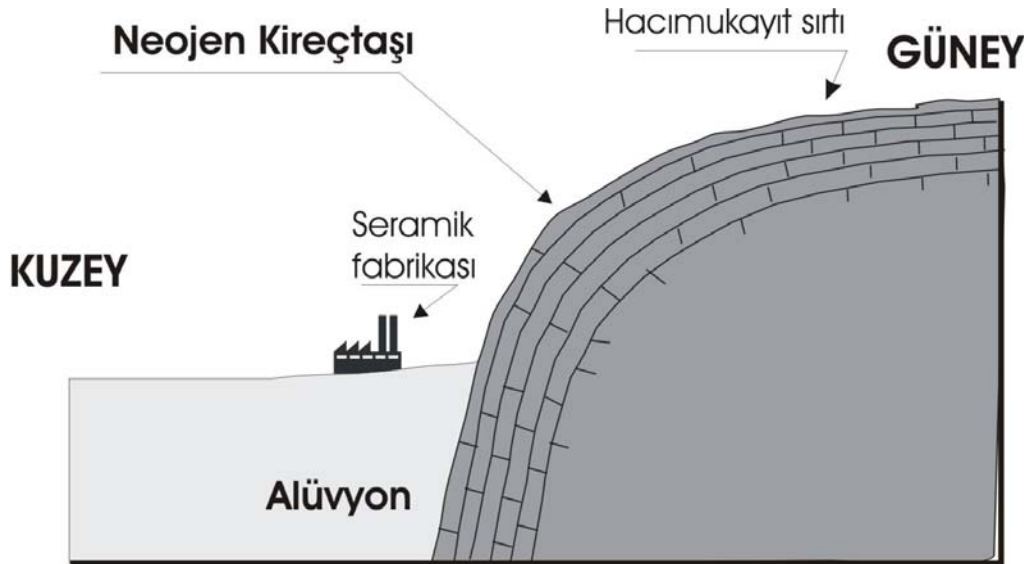
Proje alanında aktif tektonik yapıların saptanması için 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalama, hava fotoğrafı incelemeleri ve bilgisayar temelli imaj analizleri yapılmıştır. Jeolojik haritalama sırasında morfolojik gözlemlere özel bir önem verilmiş; bununla yetinilmeyerek fay aynası, kayma çizikleri gibi kinematik bilgi kaynakları özellikle aranmıştır.

Bölgede belirlenen aktif yapılar türlerine göre monoklinaller ve faylar olmak üzere iki ana gruba ayrılarak açıklanacaktır. İki grup kökensel olarak birbirleri ile yakın ilişki içindedir.

5.2. Monoklinaller

Çukurhisar fayı ile Oklubalı batısındaki İnönü fayı ve Cavlum ve Kireçköy civarında (Eskişehir doğusu) havza kuzeyindeki faylarla ilişkili olarak gelişmiş benzerdirler. Her üç alanda da monoklinaller Miyosen istifindeki iyi tabakalı gölge kireçtaşlarında özellikle belirgindir.

Oklubalı batısında İnönü fayının belirgin fay sarplıkları doğuya doğru uzanır (Şekil 3.2). Kuzdorğu tepe doğusundan türeyen km-çaplı eski heyelanlar nedeniyle fay izinin belirsizleştiği Kütahya yolu-Oklubalı kavşağı doğusunda iyi tabakalı, beyaz renkli Miyosen kireçtaşları ortaya çıkar. Hacımukayit sırtında 8-10⁰ gibi düşük açılarla kuzeye eğimli kireçtaşları İnönü fayının doğuda doğrultusuna paralel kesimde kısa mesafede yüksek (55-60⁰) eğimlere ulaşırlar (Şekil 5.1). Bu genel eğilim parça parça yüzlelerde Oklubalı'nın 1 km doğusunda asfalt kuzeyindeki motopompa kadar izlenebilmektedir.

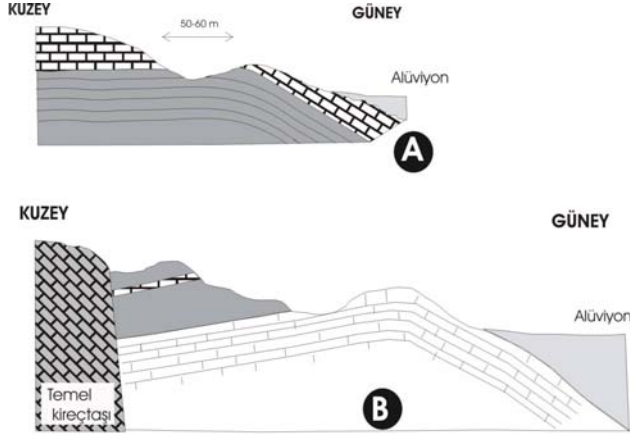


Şekil 5.1. Oklubalı doğusunda İnönü fayıyla ilişkili olarak gelişen Oklubalı monoklinali.

İnönü kuzeyinde Hisarönü tepe civarında, bu kez Çukurhisar fayı ile ilişkili bir başka monoklinal izlenir (Şekil 5.2). Bu kesimde yatay konumlu Miyosen kireçtaşları yaklaşık 60 m'de 30-40⁰ kadarlık bir eğim kazanır. Monoklinal eksen civarında metrik eğim atıma sahip normal faylar gözlenmektedir. KB gidişli bu hattın en KB ucundaki Akpınar köyünde gölge kireçtaşlarında 70 m'lik düşey atım açıklıkla gözlenir.

Eskişehir'in doğusunda Kireçköy ve Cavlum civarında üçüncü bir monoklinal yer alır (Şekil 5.3). Burada Miyosen kireçtaşları kuzeyde Alpu ovasına doğru daha yavaş (km'de 5⁰) eğim kazanır. Aslında bu kesimde yalnız, kuzeye eğimli kanada sahip bir monoklinalden ziyade güney, kuzey ve

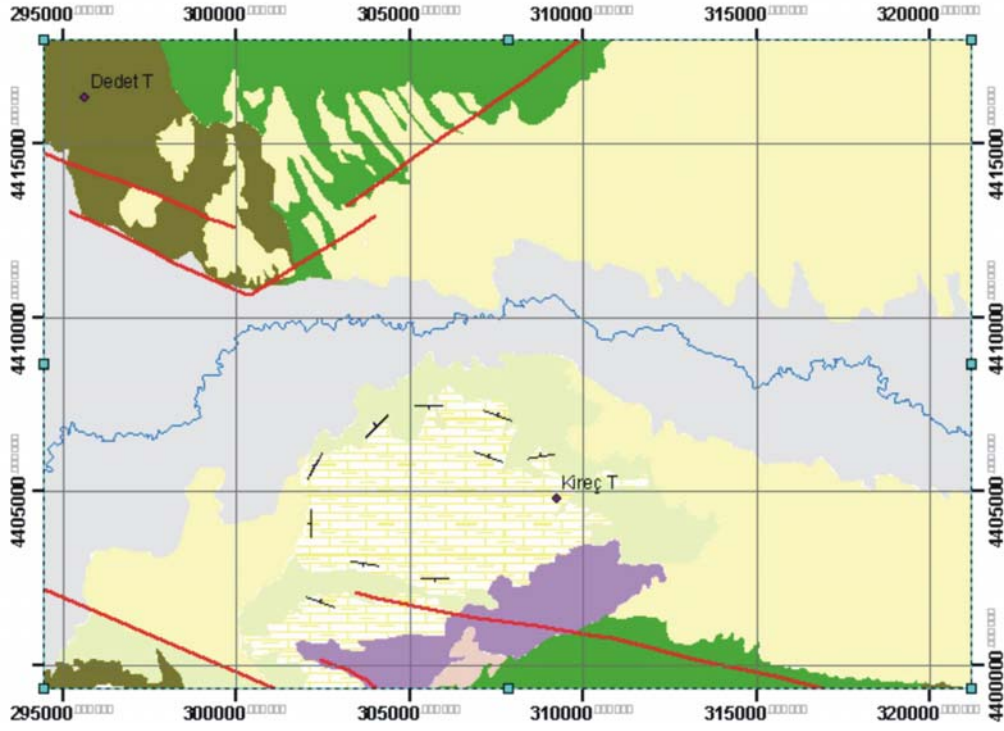
batıya eğimli dom benzeri bir yapıdan söz etmek daha uygun olacaktır (Şekil 5.4). Güneye eğim Gökçeoğlu fayındaki eğim atımla ve kuzeye eğim ise havzayı kuzeyden sınırlayan Danişment fayıyla ilişkilendirilebilir. Batıya eğim, Gökdere segmentinin ova içinde alüvyon altındaki uzantısına işaret edebilir.



Şekil 5.2. Hisarönü tepelerinde Çukurhisar fayına bağlı olarak geliştiği düşünülen bir monoklinal (a ve b birbirlerinde 250 m uzaklıktalar) ve monoklinal üzerinde gelişen normal faylar (c)



Şekil 5.3. Kireçköy civarında Gökçeoğlu fayına bağlı olarak gelişen bir monoklinalin uzaktan görünüşü.

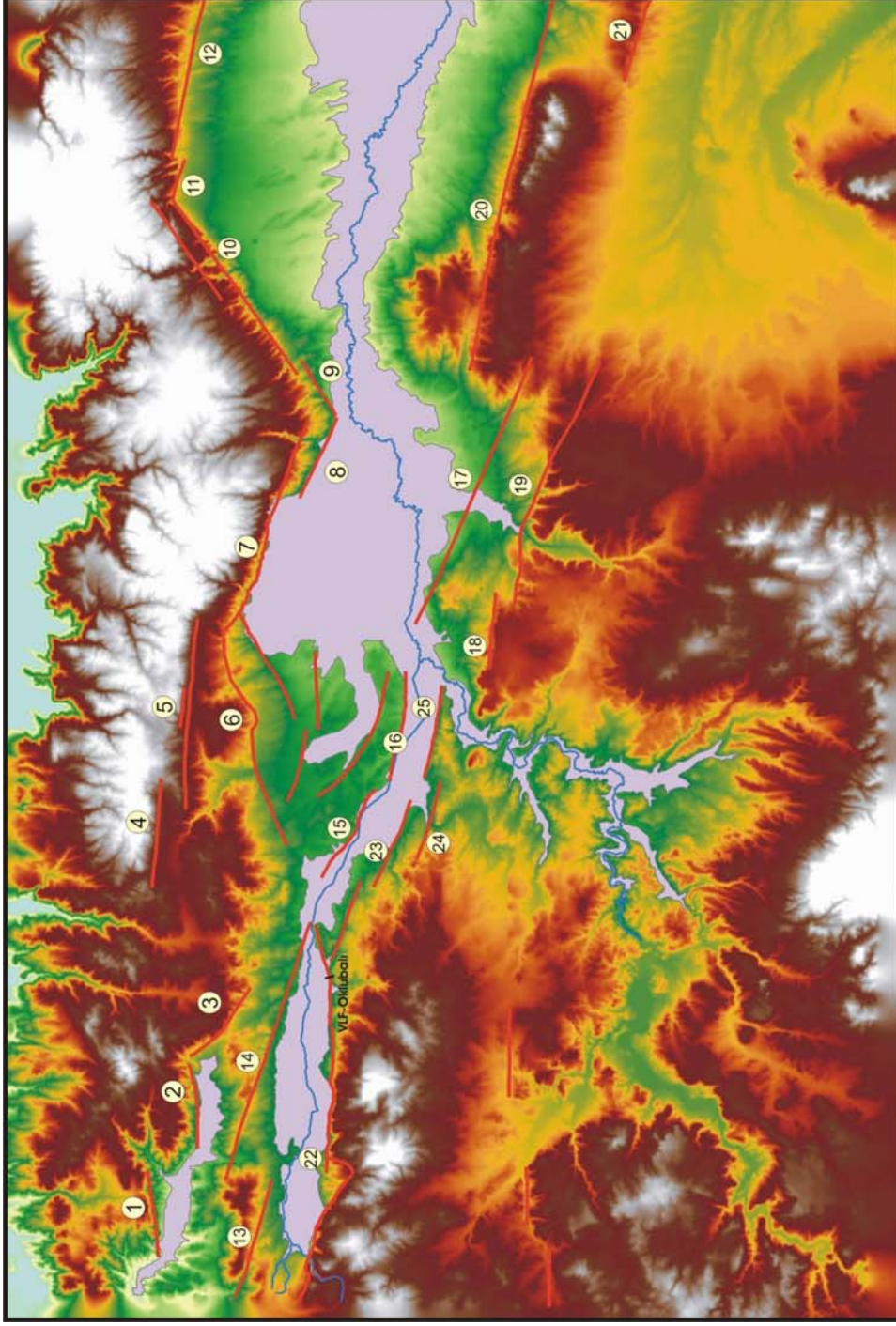


Şekil 5.4. Kireçköy monoklinali.

5.3. Aktif Faylar

Eskişehir Fay Zonu (EFZ), ortalama 15 km genişliğinde bir kuşak şeklinde BKB doğrultusunda alanı kateder (Şekil 3.2). Bu genel gidiş Eskişehir KD'sunda Cumhuriyet köyünden başlayarak daha doğuda Sepetçi köyüne kadar 15-20 km boyunca kesintiye uğrayarak KD'ya döner. Havza güney kenarı da Kanlıkavak ile Cavlum arasında bu genel gidişe ayak uydurur. EFZ'yi oluşturan fay segmentleri, 1/25.000 ölçekli haritalama hasasiyesinde 5-25 km uzunluğa, yer yer bir kaç yüz metre genişliğe sahiptir. Segment bitimleri çoğunlukla bir kaç km ölçekli öne veya geriye sıçramalarla tipiktir. Her bir segment yakındaki bir yerleşim yeri adıyla anılmıştır (Şekil 5.5). Bölgenin büyük ölçekli morfolojik özellikleri (kuzeyde Bozdağ horstu, Eskişehir grabeni, İnönü horstu, Sivrihisar horstu ve Kümbet yarı-grabeni) doğrudan EFZ ile ilişkili gözükmedirler (Şekil 5.6).

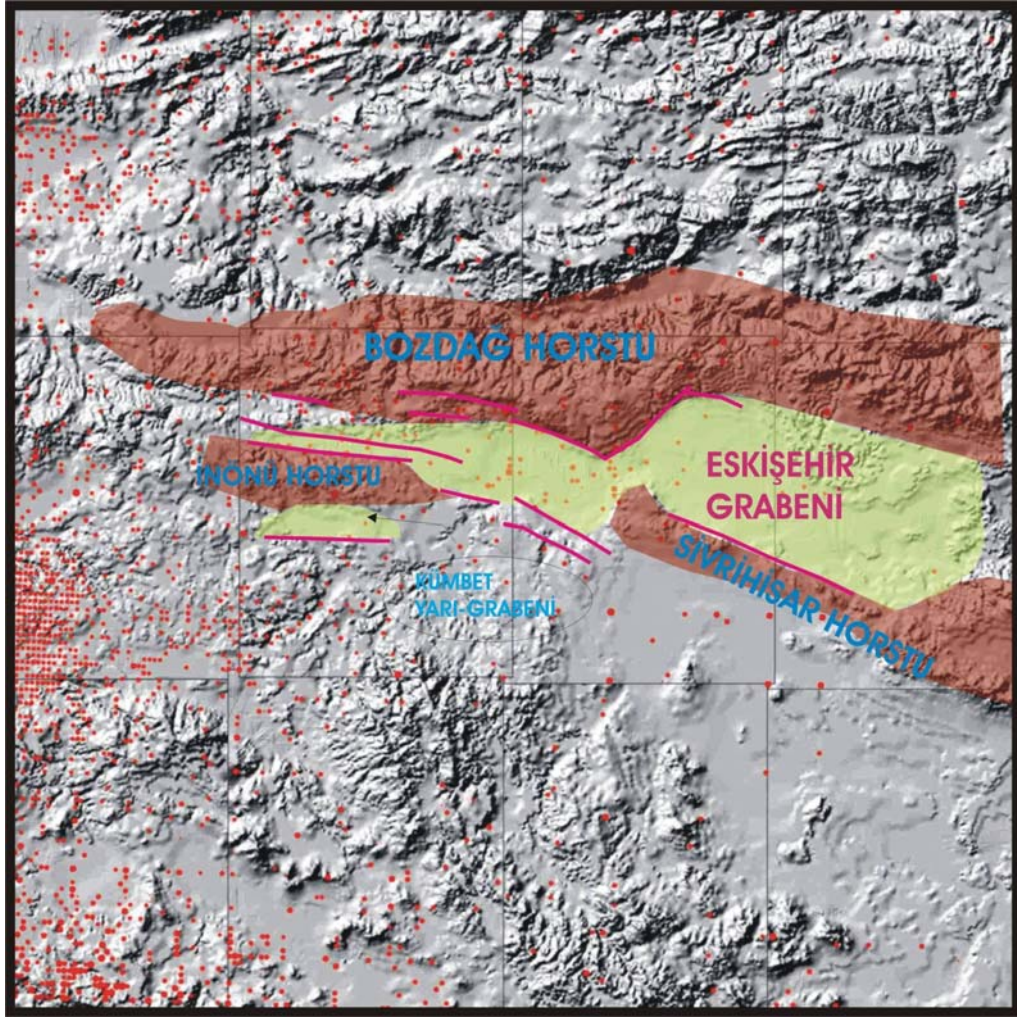
Çalışmanın bu bölümünde EFZ'yi oluşturan segmentlere (tekil faylara) ilişkin morfotektonik ve jeolojik veriler sunulacaktır.



1. Bozüyük Segmenti
2. Yörükçepni Segmenti
3. Poyra Segmenti
4. Uludere Segmenti
5. Kavacık Segmenti
6. Keskin Segmenti
7. Muttalip Segmenti
8. Cumhuriyet Segmenti
9. Gökdere Segmenti
10. Aşağıdanişment Segmenti
11. Sepetçi Segmenti
12. Kozlubl Segmenti
13. Kovalıca Segmenti
14. Cukurhisar Segmenti
15. Satılmış Segmenti
16. Karagözler Segmenti
17. Kanlıpınar Segmenti
18. Meşelik Segmenti
19. Sultandere Segmenti
20. Gökçeoğlu Segmenti
21. Arapkuyusu Segmenti
22. İnönü Segmenti
23. Turgutlar Segmenti
24. Yusufklar Segmenti
25. Tevliuke Segmenti

 Kuvaterner çökelleri

Şekil 5.5 .Proje alanındaki aktif faylar ve ilgili güncel sedimantasyon



Şekil 5.6. Eskişehir Fay Zonunun Eskişehir civarında oluşturduğu büyük ölçekli morfolojik üniteler.

5.3.1. İnönü fayı

Batıda İ24 paftası sınırından doğuda Oklubalı KD'suna kadar genel olarak D-B doğrultusunda 25 km boyunca uzanır (Şekil 3.2). Katettiği alan boyunca güneydeki metamorfik araziye kuzeydeki İnönü ovasının güncel sedimanlarından belirgin sarplıklarla ayırır. Fay, daha önce Altunel ve Barka (1998) tarafından tanımlanan "İnönü-Çukurhisar segmenti"nin batı kesimine karşılık gelir. Şaroğlu vd. (1987)'nde bu fay "İnönü-Dodurga Fay Zonu" olarak isimlendirilmiş ve aktif olduğu belirtilmiştir.

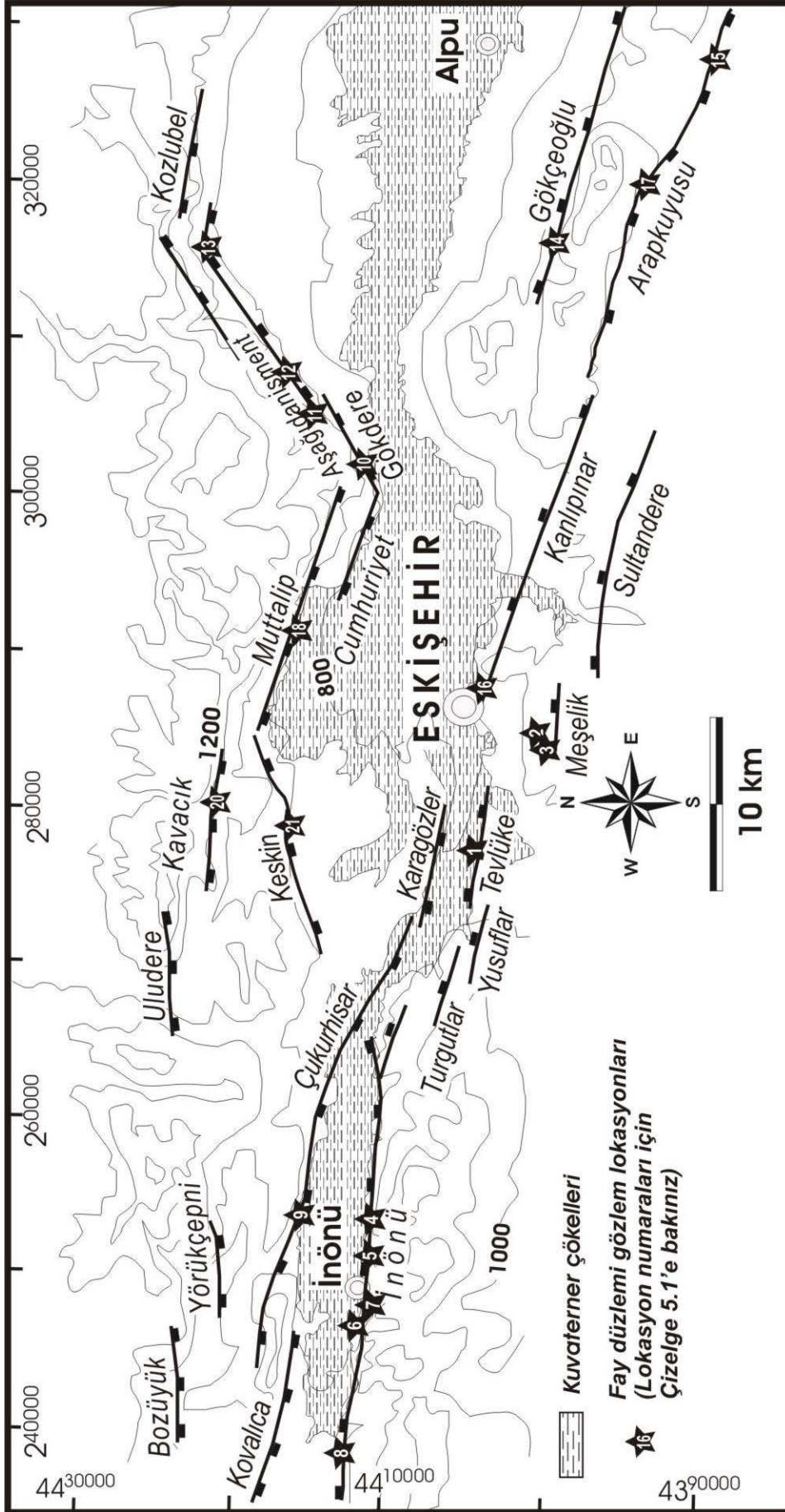
Koçyiğit (2000), kuzeye $75-80^{\circ}$ eğimli bu fay üzerinde 200 m'yi bulan bir düşey atımın varlığını belirtmekte; ana fay üzerindeki normal devinim hızının 0,07-0,13 mm/yıl civarında olduğunu hesaplamaktadır.

İnönü fayının en batısında Eskikale tepe kuzeyinde fay morfolojisi az belirgindir. Kuzeydeki düşen blok, üzerindeki kalın bir ayrışma zonu sayesinde tarım arazisi olarak kullanılıyorsa da zemindeki mermer ve şistler yer yer belirgindir. Doğuda kale tepeye doğru morfolojide çok belirgin bir sarplık ortaya çıkar. DSİ regülatörünün 150 m kadar doğusunda mermerler üzerinde gelişen bir fay

aynası D-B/62⁰ K konumundadır (Çizelge 5.1, Şekil 5.7). Kayma çizikleri yalnız normal bir hareketin varlığını göstermektedir. Kandilli G ve GD'sunda taban bloğu üzerine yerleşen akarsular ve önlerinde biriktirdikleri yelpazeler fay morfolojisini karmaşıklştırmaktadır. Kandilli G'inde kuzeye akan Mezarlı derenin, düşen blok üzerinde km-çaplı bir alüviyal yelpaze oluşturduğu; bu yelpaze üzerine ayrı ve küçük bir kol olan Kocakaya derenin 100-150 m çaplı daha genç bir yelpaze çökelttiği ve bu çökel sistemin Mezarlık derenin yatağını 20 m kadar kazmasıyla inaktif hale dönüştüğü anlaşılmaktadır.

Çizelge 5.1. Bazı EFZ segmentleri üzerinde ölçülen fay düzlemleri ve kayma çizikleri.

	Koordinat (UTM)		Fay düzlemi	Çizik eğimi	Litoloji	İlgili segment
	X	Y				
1	279050	4404500	N80W/80 SW	-	Orta Miyosen lavları	Tevlüke
2	285425	4404500	N85W/80 SW	90 ⁰	Geç Miyosen çakıltaşı	Meşelik
3	285500	4404425	N75E/38 NW	90 ⁰	Orta Miyosen kireçtaşı	Meşelik
4	256020	4410670	N75E/60 NW	12 ⁰ SE	Triyas mermerleri	İnönü
5	255088	4411100	N85W/77 NE	16 ⁰ SE	Triyas mermerleri	İnönü
6	253100	4410300	N85E/70 NW	10 ⁰ SE	Triyas mermerleri	İnönü
7	253300	4411125	N30W/75 NE	0	Triyas mermerleri	Yaşlı fay
8	246150	4412500	EW/62 N	90 ⁰	Triyas mermerleri	İnönü
9	258250	4415500	N80W/60 SW	-	Orta Miyosen kireçtaşı	Çukurhisar
10	301875	4411825	N65E//80 NW	90 ⁰	Geç Pliyosen çakıltaşı	Gökdere
11	304800	4414375	N75E/85 SE	75 ⁰ SW	Serpantinit	Aşağıdanişment
12	307100	4415800	N70E/85 SE	-	Geç Pliyosen çakıltaşı (kalsit çatlak dolgulu)	Aşağıdanişment
13	314750	4421175	N85W/65 SW	90 ⁰	Radyolarit	Sepetçi
14	314925	4399200	N75E/60 NW	30 ⁰ SE	Serpantinit	Gökçeoğlu
15	315600	4396250	EW/50 S	90 ⁰	Geç Pliyosen çakıltaşı	Arapkuyusu
16	289000	4404770	N50W/75 NE	-	Orta Miyosen kireçtaşı	Kanlıpınar
17	325350	4391100	N85E/75 SE	-	Triyas mermerleri	Arapkuyusu
18	292200	4415275	N75W/52 SW	-	Geç Pliyosen çakıltaşı	Muttalip
19	292600	4415250	N79W	-	Geç Pliyosen çakıltaşı (kalsit çatlak dolgulu)	Muttalip
20	283000	4420200	N85W/58 SW	-	Şist	Kavacık
21	280500	4416000	N50W/57 SW	-	Gnays	Keskin

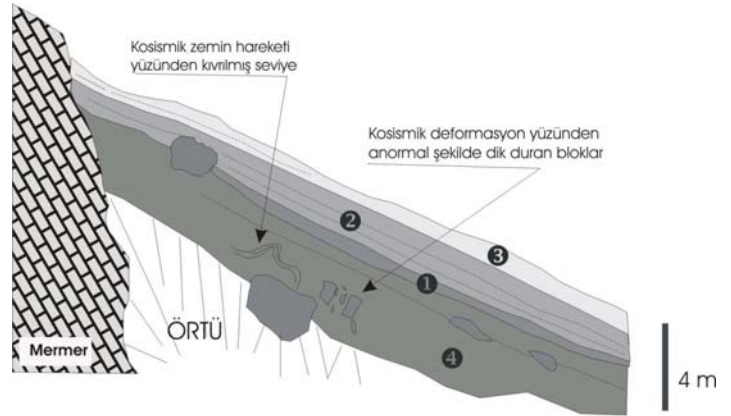


Şekil 5.7. Proje alanındaki fay düzlemi gözlem noktaları.

Kandilli GD'sunda (Pilav tepenin 250 m kadar kuzeyi) mermerlerin oluşturduğu sarplık aniden GD'ya Kapıkaya ve Toramanın sırtına doğru döner (Şekil 3.2). Üzerinde kayma çiziklerine rastlanmayan bu fay boyunca çamurtaşı ve gösel kireçtaşlarından oluşan, çoğunlukla örtülü Miyosen istifi mermerlerle dokanağa gelir. Kapıkaya doğusunda (Çatak dere şelalesinde) güncel taluslar üzerinde DSİ tarafından açılan bir çakıl ocağında oldukça makaslanmış yeşil marnların mermerlerle dokanağı açıkça izlenebilmektedir. Doğuda Toramanın sırtı civarında KD gidişli, Kavisli bir başka fay ilkiyle birleşir. Bu sonuncu fay Mercan pınarı civarında D-B gidişli asıl İnönü fayı tarafından kesilir. Bu alt bölümün sonunda tartışılacağı üzere, bütün görkemli morfolojik görünüşüne karşın, bu KD ve KB gidişli faylar paleotektonik yapılar olmalıdırlar.

Pınarbaşı sırtı kuzeyinde D-B gidişli morfoloji yeniden ortaya çıkar. Bu morfoloji batıdaki alçak alanlarda bulunan Miyosen istiflerinin içine doğru giderek belirsizleşir. Sırtın KD'sunda ana fay aynasının konumu K85D/70 KD ve kayma çizikleri D'ya 80-85° eğimli (pitch) ölçülmüştür (Çizelge 5.1). Başka deyişle çok küçük bir sağ yanal atım sözkonusudur. Aynı yerde çakıl ocağı olarak işletilen talusların bir boyuna kesitinde (Şekil 5.8) bir seviyede levhamsı mermer bloklarının anormal bir şekilde dike yakın konumda bulunduğu gözlenmiş; aynı düzeydeki daha ince taneli bir seviyedeki kıvrımla birlikte bunlar yüzey kırığı oluşturmamayan bir deprem sırasında gelişen (co-seismic) deformasyon yapıları olarak değerlendirilmiştir.

Daha doğuda, Belediye yüzme havuzlarının hemen güney ucunda çakıl ocakları sayesinde açığa çıkan bir fay aynası bulunur. Bu fay Kısayol derenin kollarındaki aşınmalar nedeniyle morfolojik olarak az çok belirgindir. Belirtilen fay aynası K 30 B/75 KD konumundadır. Üzerindeki kayma çizikleri yataydır. Yatay çizikler üzerinde onları keser vaziyette bulunan az sayıda düşey çizik de mevcuttur. Fay boyunca kırmızı çamurtaşı, yeşil kumtaşı/çakıltaşından oluşan Miyosen çökellerinin ileri ölçüde makaslandığı izlenir. Daha sonra ayrıntılı olarak tartışılmak üzere bu fayın önceki paragraflarda belirtilen yaşlı faylarla aynı aileden olduğu söylenebilir. Az sayıdaki düşey çizikler fayın neotektonik dönemde eğim atımlı karaktere büründüğünü kanıtlamaktadır.



- 1- İnce taneli kolüvyon: Organik çamur yüzünden siyahimsi
- 2- Kaba taneli kolüvyon: Az matriksli
- 3- Matriksi bol, sarımsı kolüvyon
- 4- Kırmızımsı çok iri taneli kolüvyon

Şekil 5.8. İnönü batısında kolüvyonlar içinde gelişmiş olan deformasyonla yaşıt oluşumları.

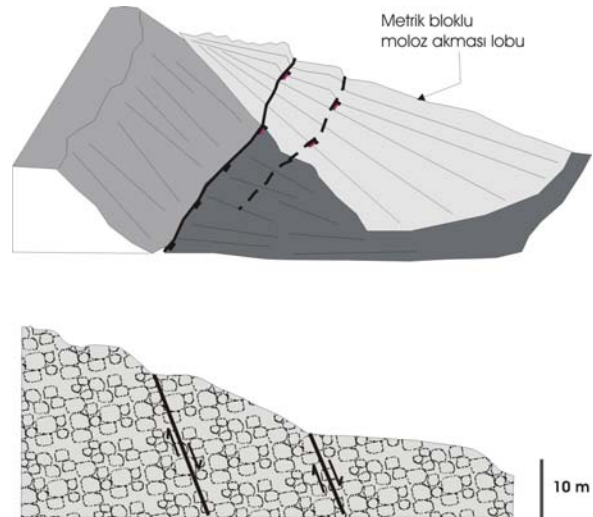
İnönü fayı, İnönü ilçesi güneyi boyunca muazzam bir morfoloji sunar (Şekil 5.9). Burada mermerler üzerinde gelişmiş 150 m kadar yükseklikte bir fay sarplığı bulunmaktadır. Fay, plan görünümde düşük bir kıvrımlılığa sahiptir (Şekil 3.2). Civardaki iki fay aynası D-B'dan hafifçe sapmakta ve 60-80° civarında eğim açıları ile doğuya doğru küçük (15-20°) bir "pitch" vermektedir (Çizelge 5.1). Hafif bir sağ yanal atım buralarda da sözkonusudur.



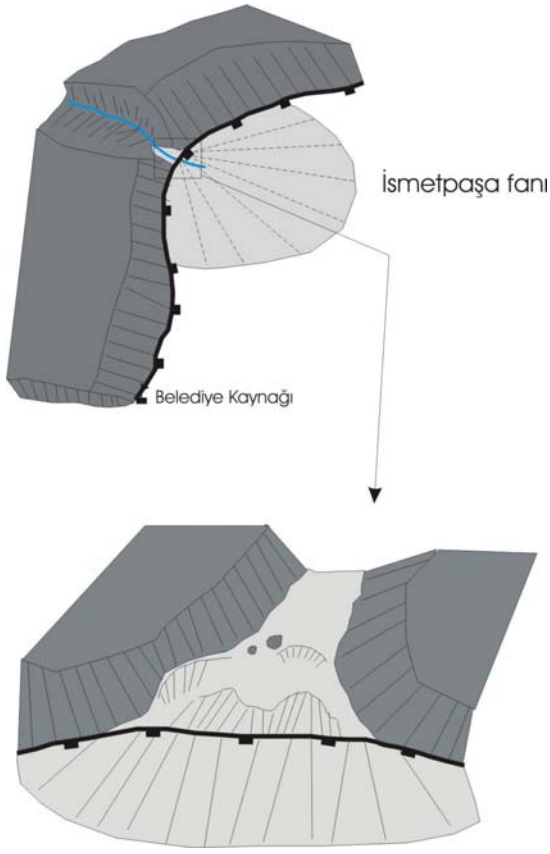
Şekil 5.9. İnönü fayının İnönü ilçesinde görünümü. Sarplık 150 m civarındadır.

Doğuda Hacımukayyıt sırtına doğru İnönü fayının oluşturduğu morfoloji, güneyden gelen hacimli heyelanlar yüzünden kısmen belirsizleşir (Şekil 3.6). Bu heyelanlar (daha çok moloz akışları) aslen K60B gidişli büyük ölçekli bir eski fayın yarattığı süreksizlik (paralanma) yüzünden civarda yaygın olarak yüzeyleyen bazaltik lavların İnönü fayının yarattığı alçak alanlara doğru hareketlenmesinden kaynaklanmaktadır. Üzerinde bitki örtüsünün gelişmesi, yer yer dereciklerin yerleşmesi bu heyelanların eski olduklarını kanıtlamaktadır. Yine de bu heyelanların birikme zonları arasında kalan alanlarda fay sarplığının D-B doğrultusunda uzandığı anlaşılabilir. Bu heyelanlardan ortadakinin birikim zonu İnönü fayı tarafından 10m kadar düşürülmüştür (Şekil 5.10). Batıdaki İsmetpaşa lobunun apeks kısmında da fay doğrultusuna karşılık gelen kesimde 10 m kadarlık bir düşey atım mevcuttur (Şekil 5.11).

Hacımukayyıt sırtından doğuya doğru yine bir sarplık gözlenmekle birlikte bu, daha çok akarsuların yarattığı girinti çıkıntılarla bezenmiştir. Bu kesimde fay bir monoklinale evrilmekte (Bkz. Bölüm "5.1. Monoklinaller" altbölümü); Oklubalı doğusunda ise bu yapı morfolojide oldukça belirgin bir iz bırakarak DKD ve BKB yönlerinde iki faya çatallanmaktadır (Şekil 3.2).



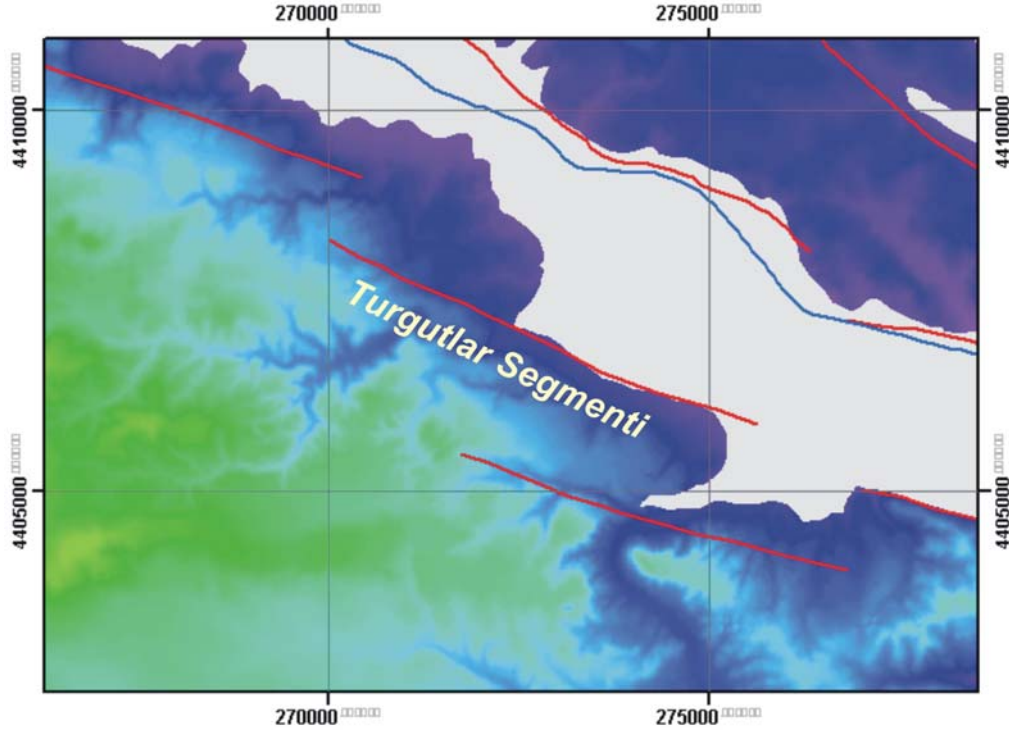
Şekil 5.10. İnönü batısındaki bir heyelanın birikim zonunun İnönü fayı tarafından düşürülmesi



Şekil 5.11. İsmetpaşa debris lobunun uzaktan görünümü ve apeks kısmında aktif fayla düşürülmesi.

5.3.2.. Turgutlar Fayı

Turgutlar köyünü kateden 5 km uzunluğundaki KB-GD gidişli çizgisel bir sarpılıkla kendini belli eder. KD blok düşmüş, GB blok yükselmiş olmalıdır. Alanda fayın açık bir jeolojik verisi gözlenememiştir. Taban bloğunda serpantinitle onu uyumsuz olarak üzerleyen Miyosen gölsel kireçtaşları bulunur. Kireçtaşları çoğunlukla 5^0 veya en fazla 10^0 ile KD'ya eğimlidir. Bu durum, hemen kuzeydeki güneye eğimli Çukurhisar segmenti üzerinde Turgutlar segmentinden daha büyük bir eğim atıma işaret etmektedir. Morfolojik olarak bu fayla ilişkili olarak K ve KD'ya doğru akan iki akarsu sisteminin faya doğru aniden doğuya yönelmesi tipiktir (Şekil 5.12). Bu ise, olasılıkla fayın neden olduğu yüzey eğimlenmesi ile ilişkilidir. Sarpılığın boyutuna bakarak fay üzerindeki düşey atımın 50-60 m civarında olduğu ileri sürülebilir. Bu fay doğuya doğru olasılıkla Tevlüke fayıyla birleşmektedir.



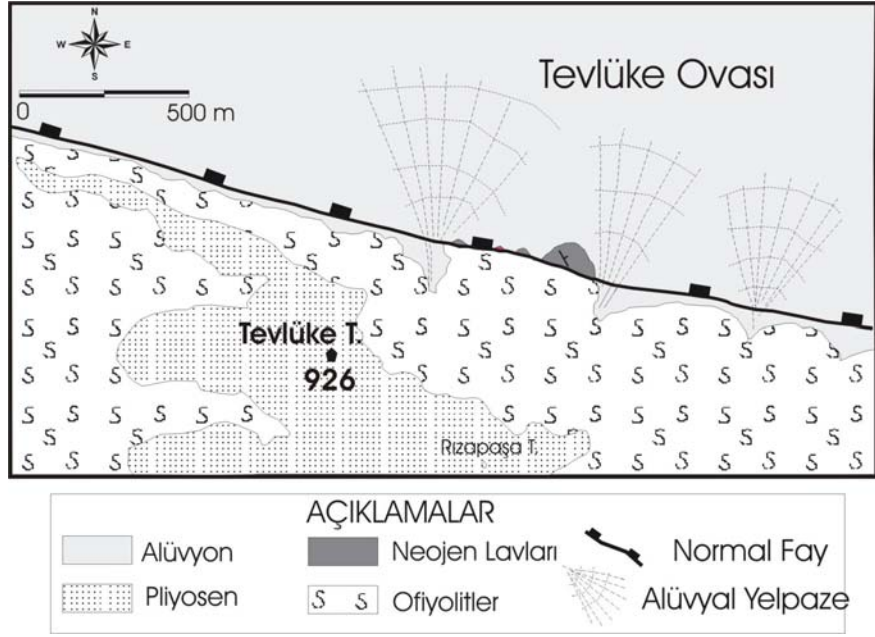
Şekil 5.12. Turgutlar segmenti ve ilişkili drenaj sistemleri.

5.3..3. Yusufklar Fayı

KB gidişli, 4 km uzunluğunda küçük bir segmenttir. Doğuya doğru sağa sıçramayla, oldukça belirgin morfoloji sunan Tevlüke fayına geçer. Kuzeyde ise Turgutlar fayıyla büyük oranda üsteleşir. Fay, Yusufklar batısında morfolojik ve jeolojik kanıtlar taşır. Morfolojik açıdan kuzeye doğru akan olgun bir menderesli akarsu sistemi olan Takmak derenin (Şekil 5.12) omuzlarında yer alan 960 m'lerde yatay Miyosen kireçtaşları üzerinde gelişen aşınım yüzeyinin Yusufklar fayının KD'sunda, KD'ya doğru hafifçe (5^0 kadar) eğimlendiği gözlenir. Turgutlar fayının taban bloğunu oluşturan bu yüzeyde kireçtaşlarının da KD'ya doğru $5-10^0$ eğimli olduğu daha önce belirtilmişti. Yusufklar batısında, stratigrafik olarak en üstte yer alan bu kireçtaşlarının 50-60 m'lik bir düşey atıma maruz kaldıkları gözlenebilmektedir. Ayrıca Yusufklar B ve GB'sında ana akarsu Takmak dere ile yan kollarının D ve KD'ya ani dönüşü tipiktir.

5.3.4 Tevlüke fayı

Tevlüke tepe batıda Kocayatak T. kuzeyinden doğuda Kütahya yoluna kadar 6 km boyunca uzanır. Oldukça belirgin bir morfoloji sunar. Yer yer gözlenen üçgen fay façetaları, küçük boyutlu (100'lerce m çaplı) alüviyal yelpazeler, sarplığa dik kısa mesafeli ve paralel drenaj fayın



Şekil 5.13. Tevlüke Tepe civarının Jeoloji haritası.

aktifliğini gösteren morfolojik verilerdir. Tevlüke tepenin 800 m kadar KD'sunda ortaç bileşimli lavlarla (olasılıkla andezit) ofiyolitler arasında gözlenen K80B gidişli faylı dokanak ana fayın bir görünüşü olabilir (Şekil 5.13). Bu segment üzerinde yürütülen sismik yansıma çalışmaları fayın varlığını doğrulamaktadır (Bkz Bölüm 7.2). Öte yandan Tevlüke tepede ofiyolitlerle Pliyosen istifisi arasında 900 m kodunda gözlenen uyumsuzluk yüzeyinin su sondajlarında hemen kuzeyde çöküntü içinde 740 m'de bile kesilmediği anlaşılmaktadır. Bu durum 160 m'den fazla bir düşey atıma işaret etmektedir.

5.3.5. Karagözler fayı

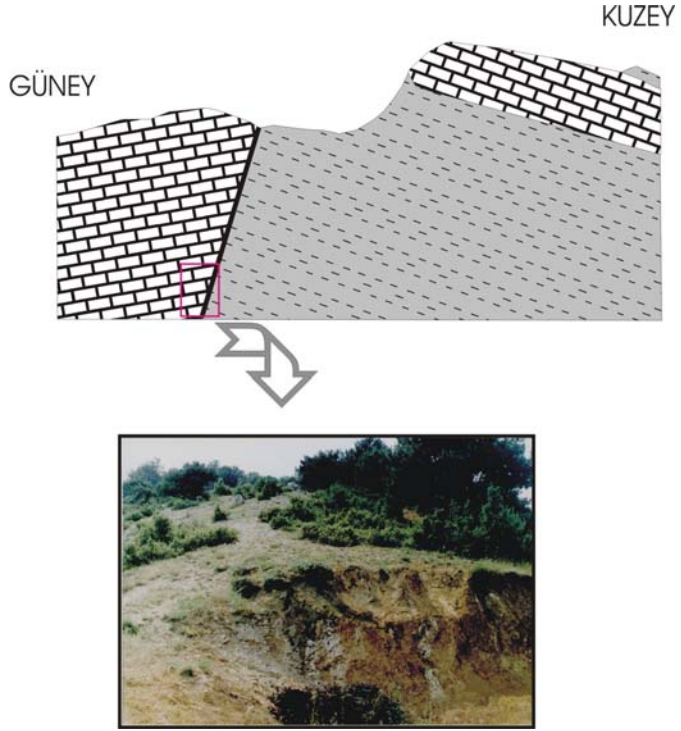
Yalnızca morfolojik verilere dayanılarak varlığı ileri sürülen bir aktif yapıdır. Doğuda 822 rakımlı tepenin 600 m kadar güneyinde morfolojik olarak izlenmeye başlanır. Batıya doğru tren yoluna az çok paralel olarak Varaka tepenin 100 m güneyine kadar 7 km boyunca BKB doğrultusunda uzanır. Güneydeki Tevlüke fayına paralelliği son derece dikkat çekicidir. Fay boyunca sarımsı çamurtaşı ve gevşek tutturulmuş kumtaşı ve çakıltası araldanmasından oluşan Pliyosen çökelleri kuzeydeki yükselen blok üzerinde asılı kalmışlardır. Tavan bloğu üzerinde ise Sarısu nehrinin kanal ve taşkın çökelleri yer almaktadır. Fay hattına yakın mesafede Karagözler'in hemen girişinde ve 1,5 km DGD'sundaki terk edilmiş kum ocaklarında Pliyosen çakıllarının hiç bir deformasyon izi göstermediği saptanmıştır.

5.3.6. Çukurhisar fayı

Karagözler fayının, KB ucunda 1 km kuzeye sıçradığı görülür. Buradan batıya doğru gözlenmeye başlayan bu yeni fay Çukurhisar güneyinde alüvyonlarla örtülmekle birlikte KB'da Akpınar köyüne kadar 25 km boyunca izlenebilmektedir. Fayın doğu ucuna yakın gerçekleştirilen VLF çalışmaları fayın varlığına işaret ederken sismik yansıma çalışmaları fayı yadsımaktadır (bkz.Bölüm 7).

Satılmışoğlu GD'sunda Turgutlar'dan KD'ya giden asfalt yolun demiryolunu kestiği alanda gri, ince taneli Miyosen sedimanlarında 30 m yüksekliğinde, az eğimli bir sarplık mevcuttur. VLF çalışmaları bu sarplığın bir faya karşılık geldiğini göstermektedir. Sarplık üzerinde geriye oldukça aşındırılmış vadilerin varlığı izlenebilmektedir. Demiryolu ile Turgutlar yolunun kesiştiği kesimde, eski yüzey kırıklarının kümülatif sonucu olarak yorumlanabilecek bu hafif sarplık üzerinde, yanal yönde 100'lerce metre izlenebilen, yer yer tarla sınırlarını oluşturan 1-1,5 m yüksekliğinde taze bir yüzey mevcuttur. K60B gidişli bu taze yüzeyin bölgede yakın geçmişte gelişen bir yüzey kırığına ait olması olasılığı üzerine bu kesimde bir hendek açılmış, ancak herhangi bir paleosismik olaya rastlanmamıştır (Bkz. Bölüm 8).

Çukurhisar güneyindeki alüvyon örtünün batısına doğru, topoğrafyadaki çok belirgin çizgisellik yeniden ortaya çıkar. BKB gidişli bu sarplığın kuzey bloğunda sarımsı yeşilimsi renkte ince taneli kırıntılardan ibaret Miyosen istifli yüzeyler. KB'da Hisarönü tepelerine doğru Miyosen istifinin üst seviyelerini oluşturan iyi tabakalı algal kireçtaşı sayesinde BKB gidişli çizgiselliğin bir monoklinalden kaynaklandığı anlaşılmaktadır. Monoklinal ekseninde metrik atımlı faylar da mevcuttur. Çukurhisar fayı, en KB ucunda, Akpınar köyünde Miyosen kireçtaşlarında 70m'lik bir düşey atım yaratarak varlığını açıkça ele verir (Şekil 5.14). Akpınar köyü batısında fay morfolojik olarak belirsizleşir; yerine daha güneydeki aynı doğrultulu Kovalıca fayı ortaya çıkar.



Şekil 5.14. Akpınar Köyü'nde Çukurhisar Fayı. Fayın Akpınar Köyü'nde yakından görünüşü.

5.3.7. Kovalıca fayı

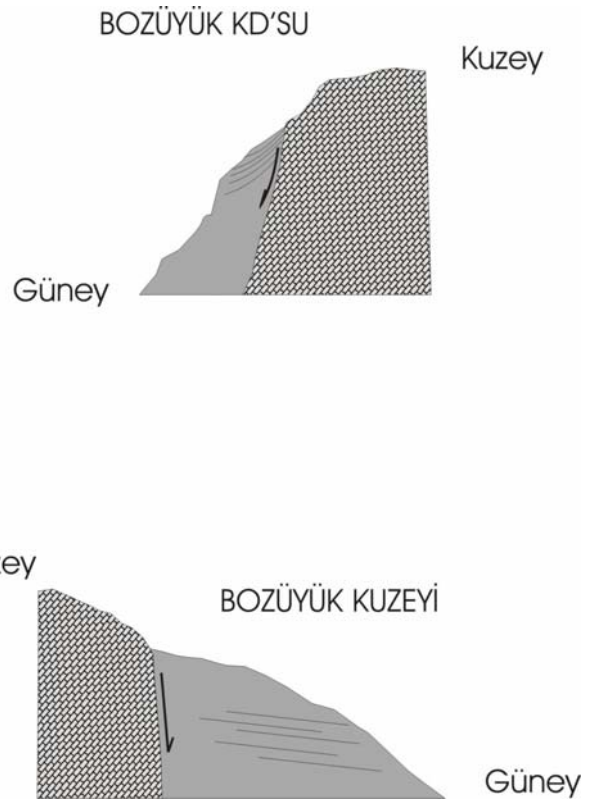
Bu fay Bozüyük-Kütahya yolu üzerindeki OTOSAN fabrikasının oradan KB'da Saraycık civarına kadar 10 km izlenir. BKB doğrultusunda dizilen ve mermerlerden ibaret Kaleintikam tepe, İntikam tepe ve Pilav tepe ile güneydeki düşen blok üzerinde yeralan Miyosen çamurtaşlarından başka bir jeolojik kanıt bulunamamıştır. Anılan sıralı tepelerin 4-5 km boyunca hep 1000-1050 m kotlarında yeralması, öte yandan Miyosen istifinin graben içinde 900-950 m kotlarında bulunması, fay boyunca eğim atımının 100 m'den fazla olduğunu gösterebilir.

5.3.8. Bozüyük fayı

Bozüyük ovasının kuzey kenarı her seferinde 1-2 km güneye sıçrayan D-B gidişli 3 çizgisellikle belirlenmiştir. En batıda Karayolları Bakımevi civarında yeralanın, küçük bir kısmı inceleme alanında kaldığından isimlendirilmeyen bir çizgisellik 2 km kadar güneye sıçrayarak Bozüyük ilçesinin kuzeyi boyunca 5 km kadar D-B doğrultusunda uzanır. Çizgisellik temel kireçtaşları üzerine sıvanan yeşil marn (üste doğru gösel kireçtaşı) istifinde gelişmiştir. Miyosen istifi temel kireçtaşlarıyla olan dokanak yakınında güneye eğimliken, dokanaktan uzaklaştıkça hızla yataylaşır (Şekil 5.15). İki birim arasındaki dokanak, kayma çizikleri gözlenememekle birlikte yüksek açılı (80°) bir normal fay olmalıdır.

Tektonik dokanak yakınında Miyosen çamurtaşı ve kumtaşı istifi, olasılıkla eski sıcak su alterasyonlarıyla, sarımsı kırmızımsı bir renge bürünürler.

Fay üzerindeki toplam atım Miyosen istifinin yüzeyleyen kalınlığı olan 150 m değerinden daha büyük olmalıdır.



Şekil 5.15. Bozüyük Fayına ilişkin el çizimleri.

5.3.9. Yörükçepni fayı

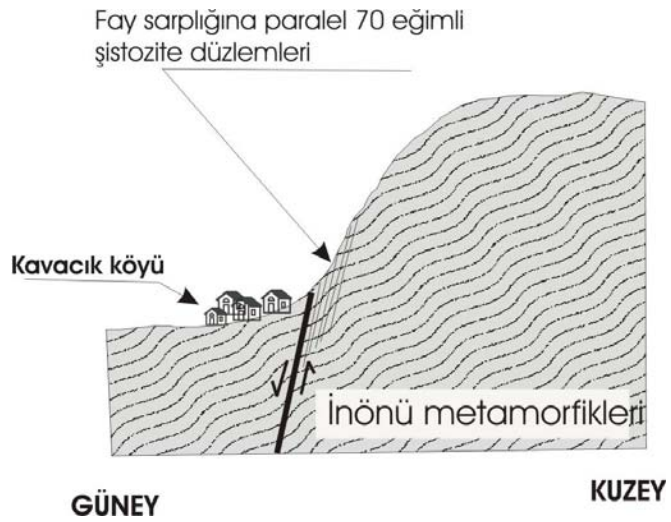
Bozüyük ovasının doğu kesimindeki kuzey sınırını oluşturur. Yörükçepni'nin 1,5 km batısındaki Karaburun tepe güneyinden Yeniçepni'ye kadar 5 km kadar uzanır. Kuzeydeki metamorfikleri (başlıca şist ve aratabaklı mermerler) Bozüyük havzası güncel çökellerinden ayırır. Belirgin bir morfolojik sarpılık dışında jeolojik kanıt (fay aynası, ötelenen seviyeler vs.) bulunamamıştır. Yörükçepni fayı, doğu ucunda, Poyra civarından KB'ya doğru uzanarak çok belirgin bir morfoloji veren ve Bozüyük ovasının da GD'ya doğru yönelmesine yol açan bir faya bağlanmaktadır.

5.3.10. Uludere fayı

Alanın KB'sında Uludere köyünün 2 km kadar batısından başlayıp Karaçobanpınar köyünün 1,5 km GD'na kadar 10 km boyunca, yaklaşık D-B doğrultusunda uzanır. Topoğrafyada çok belirgin bir çizgisel sarpılık oluşturmuştur. Fayın yükselen bloğu (taban bloğu) üzerindeki zirveler yaklaşık 1350 m kotlarındayken güneydeki düşen bloktaki zirveler 1050-1100 m kotlarındadırlar. Bu veriye dayanarak fay üzerinde 250-300 m civarında bir düşey atımdan sözedilebilir. Fayın uzanımı boyunca tüm alan oldukça makaslanmış şistlerle kaplı olduğundan atımın büyüklüğü ve karakterini yansıtacak güvenilir veriler bulunamamıştır.

5.3.11. Kavacık Fayı

Bu fay, Eğriöz köyünün 2 km KD'sunda Eşmelerindüzü sırtı civarından başlayıp D-B doğrultusunda doğuya doğru, Bozkaya köyü doğusuna kadar, 12 km boyunca uzanır. Uzanımı boyunca çok belirgin ve çizgisel, 200-250 m yüksekliğinde bir fay sarpılığı gelişmiştir. Tamamen iyi yapraklanma gösteren metamorfik kayaçların yüzeylediği alanda Kavacık fayının oluşturduğu sarpılık boyunca metamorfik kayaçlardaki şistozitenin 60-70° güneye eğimli konumda



Şekil 5.16. Kavacık Köyü kuzeyinde faya paralel şistozite yönelmesi.

bulunduğu gözlenmektedir (Şekil 5.16). Sarpılık üzerine, geriye aşındırmanın pek az geliştiği, birbirine paralel çok sayıda küçük vadiler türemiştir. Bu fayın doğu ucunda yer alan Bozkaya köyü 1956 depreminde tamamen yıkıldığından güneydeki Kayı köyüne taşınmıştır. Ayrıca 1956 depreminin Kandilli rasathanesi kayıtlarındaki episantırı ve artçı sarsıntıları da bu köyün pek yakınına düşmektedir.

5.3.12. Keskin fayı

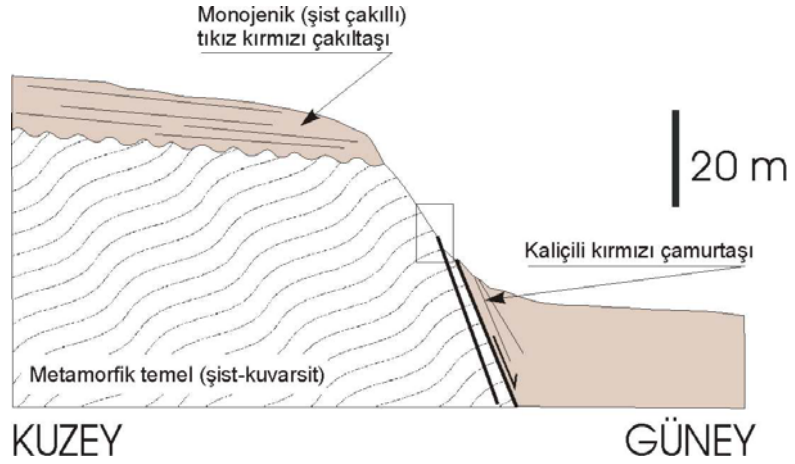
Keskin köyünün 5 km kadar batısında, topoğrafyanın D-B doğrultusunda belirginleştiği kesimde başlar. Keskin, Alınca ve Emirceoğlu köylerini katederek Kozkayı köyü güneyine kadar uzanır. Fay sarplığı, paralel ve geriye doğru epey deşilmiş bir dizi vadi tarafından işlenmiştir. Bu vadilerin çoğu Keskin ile

Alınca arasında düşen blok üzerinde aniden silinirler. Taban bloğunun zirvelerini oluşturan yükseltiler 1050-1100 m'de iken tavan bloğu çoğunlukla 900 m kotlarında yer alır. Taban bloğu üzerinde 930 m kotlarında yer alan ofiyolitlerle kırmızı Pliyosen çökelleri arasındaki uyumsuzluk yüzeyi Alınca köyü güneyinde Eskişehir ovası içinde ova kodu olan 800 m'lere kadar hiç bir yerde izlenmemektedir. Bu durum, fay boyunca düşey atımın 150'den fazla olduğunu göstermektedir.

Keskin fayı üzerinde fay aynası ve kayma çizikleri aramak üzere Alınca köyünün 1.5 km kadar batısında yer alan çizgisel sarplıkta gözlemler yapılmıştır. Keskin'den doğuya doğru kabaca D-B



Şekil 5.18. Keskin fayında şistler üzerinde gelişmiş bir fay aynası. Arka planda düşen blok üzerinde kırmızı camurtaşları bulunur



Şekil 5.17. Alınca köyünün 1.5 km kadar batısında Keskin fayına dik jeolojik kesit

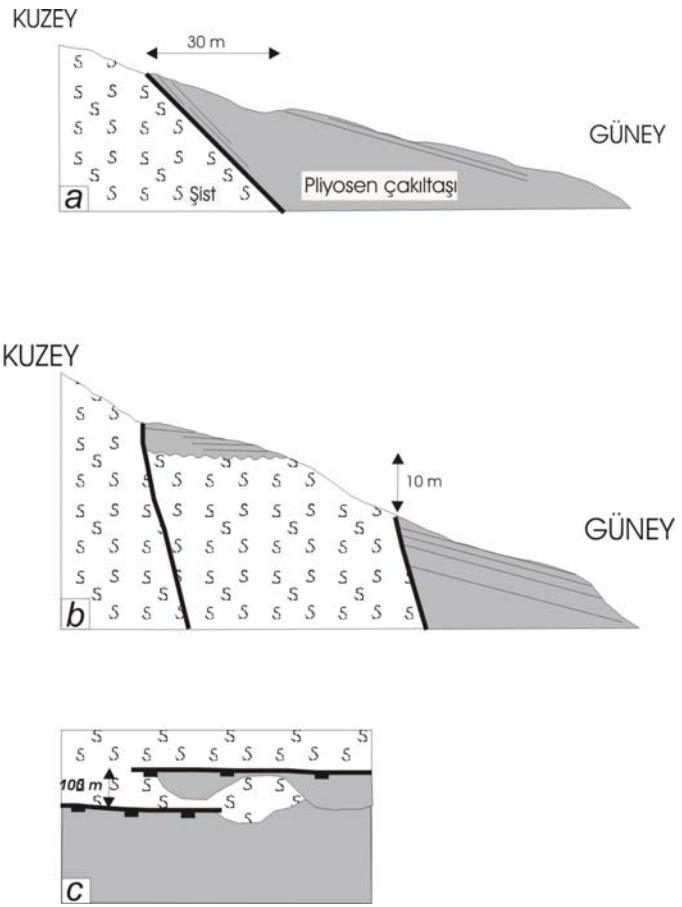
doğrultusunda uzanan Keskin fayı Sülüklü dereye ani bir dönüş yaparak inceleme yapılan K 50 B gidişli sarplığa kavuşur. Sarplığa dik bir jeolojik kesitte (Şekil 5.17) kırmızı renkli Pliyosen istifinin miktarı belirsiz bir düşey atıma maruz kaldığını ve şistlerin sarplığa paralel, K50B/57 GB konumlu şistozite gösterdiği anlaşılmaktadır (Şekil 5.18). Şistlere hemen komşu Pliyosen sedimanları yoğun alterasyon (renk değişimi, dokusal tıkkızlık, çözünme) gösterirler ve olasılıkla dik konumludurlar.

5.3.13. Muttalip fayı

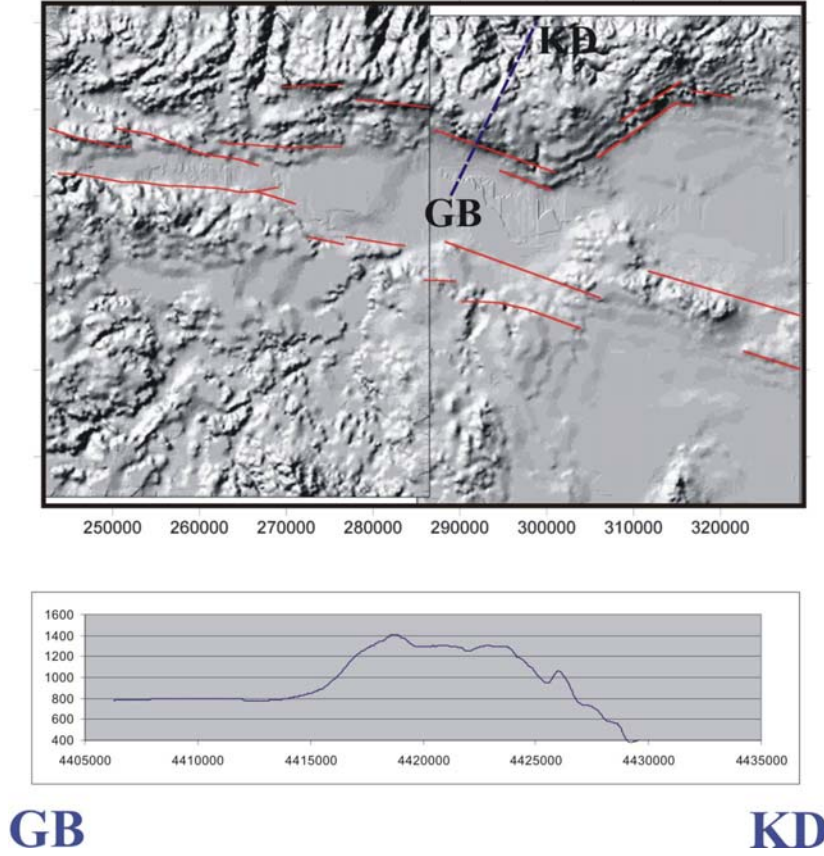
Muttalip köyü (Eskişehir K'yi) kuzeyinde 790 m kotlarındaki Eskişehir ovasından 1250 m kotlarına yükselen çok keskin bir sarplıklı kendini belli eder. KB'da İmamların Aliosman ağılı civarında ortaya çıkan fay DGD doğrultusunda Cumhuriyet köyünün 1,5 km kuzeyine kadar 14 km boyunca uzanır. Fay boyunca taban bloğundan türeyen iri metamorfik kayaç blokları tavan bloğu üzerinde 100'lerce m çaplı alüviyal yelpazeler oluşturmaktadır. Bloklular yelpazeler ova içine doğru 1-1,5 km'de birleşerek çakıllı kumlara dönüşmektedir.

Muttalip fayı, güncel yelpazeleri belirgin bir şekilde kesmiyorsa da, uzandığı kesim boyunca kırmızı çamurtaşı ve gri çakıltaşlarında oluşan Pliyosen istifini ile metamorfik kayaları karşı karşıya getirir. Muttalip kuzeyindeki orman bakımevinin 200 m kadar batısında fay 45° GGB'ya eğimlidir. (Şekil 5.19.a). Orman kulübesinin 150 m kadar doğusunda Pliyosen çakıltaşlarında ana faya paralel gelişmiş traverten dolguları, faydaki 100 m kadarlık sıçramalar ve ana faya paralel onun hemen üzerindeki bir sentetik fay düzleminde saf eğim atım belirgindir (Şekil 5.19.b,c).

Muttalip fayının yükselen bloğu üzerinde (Cumhuriyet köyünün 4 km kadar kuzeyinde eski Sekiören köyü batısında) Pliyosen istifinin taban kodu 1150-1200 m'lerde iken yükseltisi 800 m olan Eskişehir ovası kuzeyinde ovanın altında bir kottadır (Şekil 5.20). Bu, Muttalip fayı üzerindeki düşey atımın 350-400 m'den fazla olduğunu kanıtlamaktadır. Segment üzerinde yürütülen sismik yansıma çalışmaları havza içine doğru sentetik fayların mevcut olmadığını göstermektedir (Bkz. Bölüm 7).



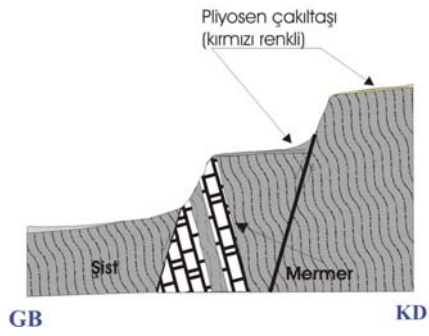
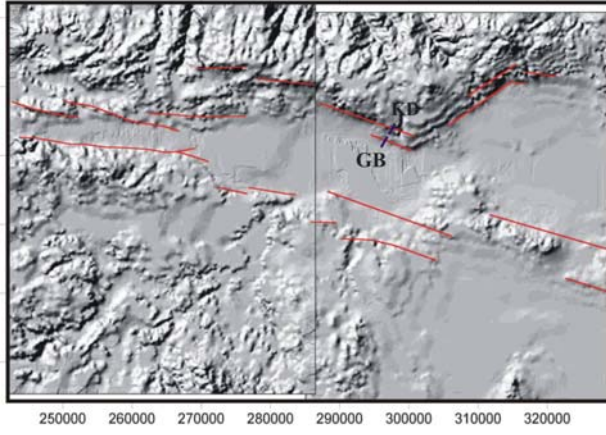
Şekil 5.19. Muttalip kuzeyinde Muttalip Fayı'na ilişkin el çizimleri.



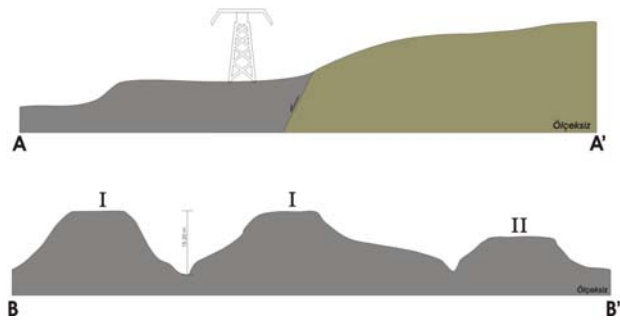
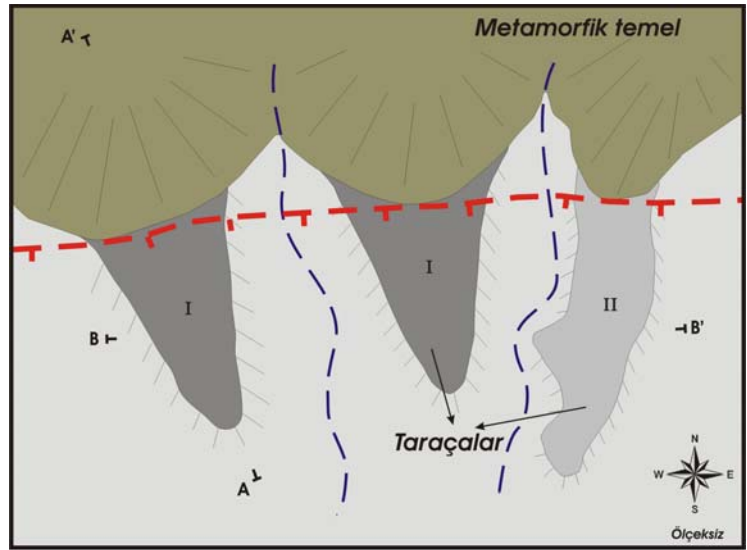
Şekil 5.20. Muttalip Fayı'nın KD-GB profili.

5.3.14. Cumhuriyet fayı

Muttalip fayının doğu ucunda kısmen örtüşerek güneye sıçramasıyla Botaş Röle istasyonu civarında ortaya çıkar. Eskişehir ovasından, kuzeyde, ince bir Pliyosen örtünün korunduğu Tahtadüzü sırtına doğru belirgin bir basamaklanma yaratır. Fay KB ucunda Tekkeşin ağılı civarında Muttalip fayının tavan bloğu üzerinde gelişen bir alüvyon yelpazesi ile örtülür. Fay GD'da Refiğin ağılı civarına kadar 8 km boyunca K65B doğrultusunda uzanır. Morfolojik basamaklanma Cumhuriyet fayı üzerindeki düşey atımın 70-80 m'den fazla olduğunu göstermektedir (Şekil 5.21). Fayın batı ucunda Tekkeşin ağılı civarında çok evreli yelpaze gelişimleri gözlenir (Şekil 5.22). Yaşlı yelpaze yüzeyi 830-840 m. kotlarında yer alır ve temele yakın taraçalar halinde korunmuştur. II. yelpaze yüzeyi bunun 15 m. kadar altında bulunur. Her iki yelpaze yüzeyi de bugün küçük derecikler tarafından aşındırılmaktadır (Şekil 5.22).



Şekil 5.21. Cumhuriyet Köyü kuzeyinde Muttalip ve Cumhuriyet fayları nedeniyle ortaya çıkan basamaklanma.



Şekil 5.22. Cumhuriyet fayında taraçalar.

5.3.15. Gökdere fayı

Eskişehir havzasının KD'ya doğru ani olarak dönmeye zorlayan fay sisteminin en GB'daki elemanıdır. Gökdere köyünün 1,5 km GB'sında başlayıp 2,5 km KD'sundaki Pamuklar sırtı civarında sona erer. Belirgin bir topoğrafik sarplık sunar; ancak bu sarplık Arap dere, Çatak dere, İğdeli dere gibi sarplığa dik gelişmiş bir dizi dereyle derin bir şekilde kazanmıştır.

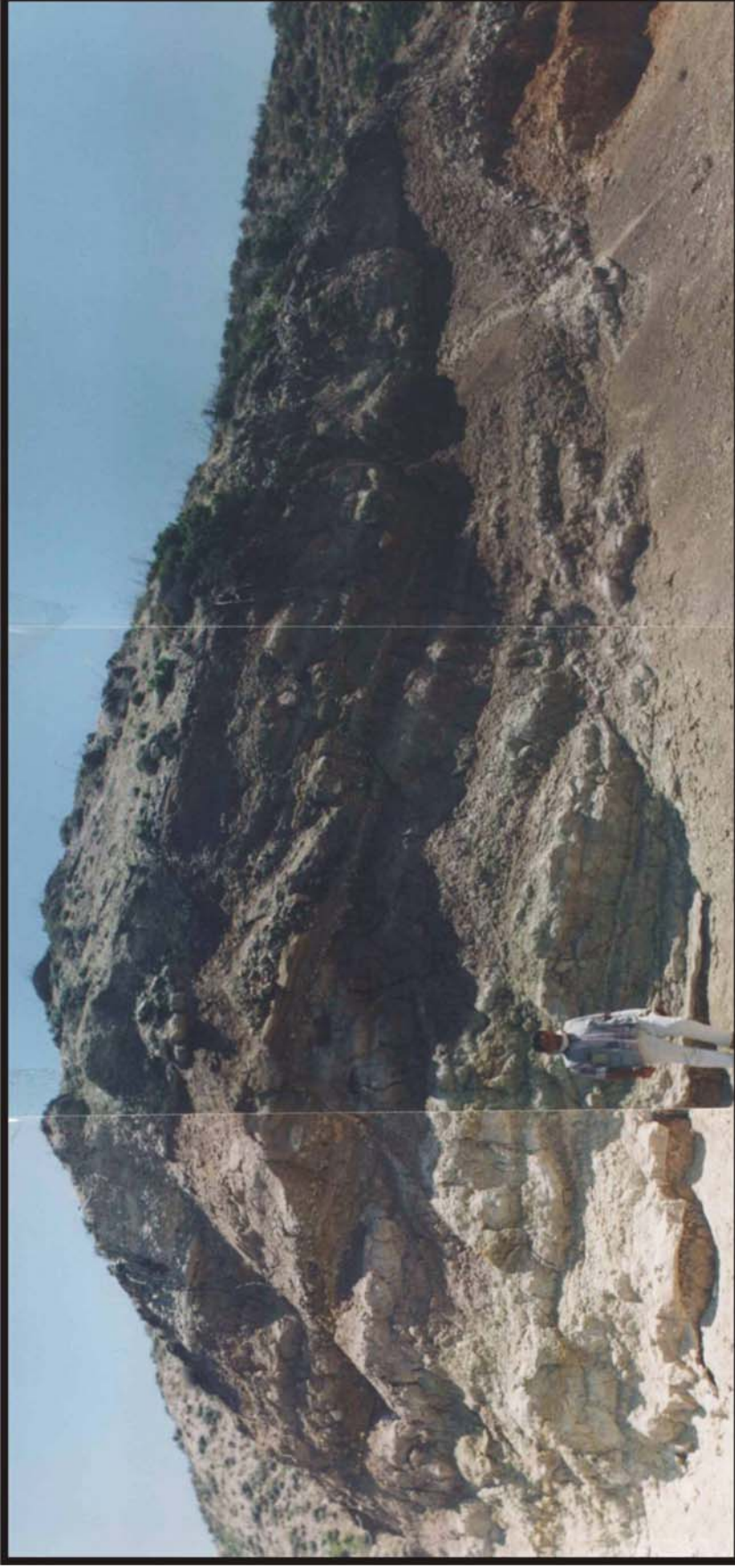
Morfolojik görünüm dışında, Gökdere köyünün 300 m kadar kuzeyinde, Ahılar'a çıkan yol üzerinde ana faya paralel ancak onun antitetiği bir dizi fayın Pliyosen çökellerini kestiği gözlenmektedir (Şekil 5.23). K65D/80 KB konumlu bu antitetik faylar üzerinde saf eğim atım gözlenmektedir (Çizelge 5.1).

5.3.16. Aşağıdanişment fayı

Gökdere fayının 1,5 km kadar kuzeye sıçradığı Pamuklar sırtı kuzeyindeki 927 rakımlı tepe civarından başlayıp K52D doğrultusunda Beyazaltın (Sepetçi) beldesine kadar uzanır. Gökdere fayı gibi topoğrafyada belirgin bir sarplık oluşturur. Bu sarplık geriye doğru epeydeşilmiş birbirine paralel bir dizi dere tarafından işlenmektedir. Aşağıdanişment köyünün 800 m kadar batısında iki yerde radyolaritler üzerindeki fay aynalarında küçük bir sağ yanal atım (pitch: GB'ya 75-80°) izlenmektedir (Çizelge 5.1; Şekil 5.24). Aşağıdanişment köyünün 2 km KD'sunda Pliyosen yaşlı kırmızı çakıltaşlarının bu fayla 50 m'den fazla düşürülmüş olduğu açıkça izlenebilmektedir. Daha doğuda Gündüzler ve Beyazaltın'a doğru fayın yarattığı sarplık oldukça görkemli hale gelir. Ancak sarp yamaçlardan türeyen taluslar yüzünden taze bir dokanak görmek mümkün olmamıştır.

Gündüzler'le Beyazaltın arasında Aşağıdanişment fayının 2 km kuzeyinde ona paralel uzanan ikinci bir çizgisellik bulunur. Bu çizgisellik topoğrafyada 50 m kadarlık bir seviye farkıyla belirgindir ve GB'ya gidildikçe silikleşir. Bunun, Aşağıdanişment fayının sentetiği faylardan biri olması kuvvetle muhtemeldir.

Aşağıdanişment fayı üzerindeki atım GB'dan KD'ya gidildikçe artmaktadır. Gündüzler kuzeyindeki eğim kırıklıklarından yararlanarak 350 m'yi aşkın bir düşey atım önerilebilir.



Şekil 5.23. Gökdere Fayı'na antitetik gelişmiş fay seti (Gökdere kuzeyi).



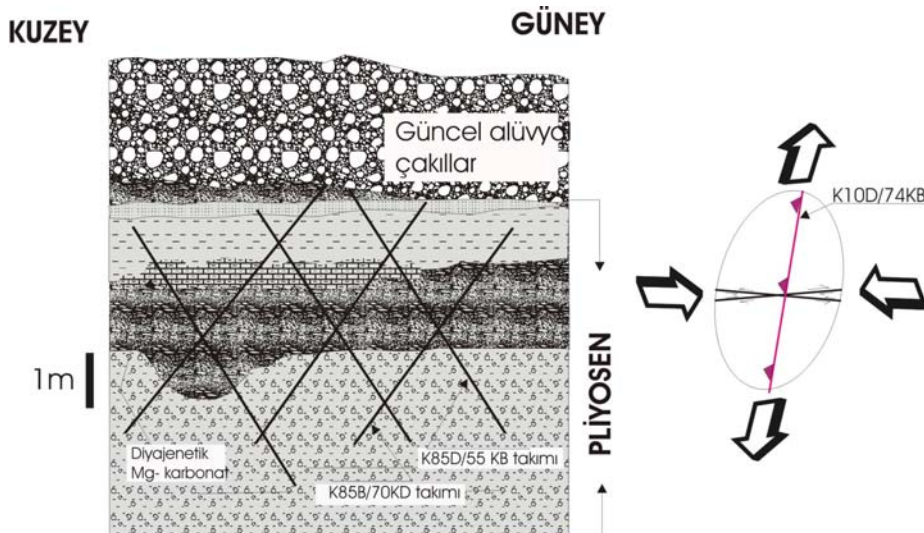
Şekil 5.24. Aşağıdanişment köyü batısında serpentinitlerdeki fay aynası ve kayma çizikleri.

5.3.17. Sepetçi fayı

Aşağıdanişment fayı Beyazaltın'ın 1 km batısında neredeyse 90^0 'lık bir dönüşle Sepetçi fayına bağlanır. Bu fay nedeniyle topoğrafik sarplık aniden DGD'ya döner. Ofiyolitik temelin sarplığı Beyazaltın'ın 2 km doğusunda iyice silikleşir. Ofiyolitlerle lületaşlı Pliyosen çökellerini ayıran Sepetçi fayı daha GD'ya doğru Pliyosen çökelleri içinde kaybolur. Maltepe sırtı ve daha doğuya doğru Pliyosen topoğrafyası kabaca güneye eğimli hale gelir.

Sepetçi fayının GB ucuna yakın bir lokalitede radyolaritler üzerinde gelişmiş bir fay aynası K85B/65 GB konumlu ve kayma çizikleri saf eğim atımı göstermektedir (Çizelge 5.1). Beyazaltın'ın KB'sı boyunca dokanaktaki Pliyosen çakılları dik ya da yüksek açılı konuma sahiptir.

Beyazaltın PTT'sinin 750m BKB'sındaki bir açık lületaşı ocağında Pliyosen çakıltaşı /kumtaşı/çamurtaşı ardalanmasının etkin bir deformasyona maruz kaldığı anlaşılmaktadır (Şekil 5.25). Alanda ölçülen yaklaşık D-B doğrultulu eklem sistemleri baskın olarak doğrultu atım bileşenine sahip iken yaklaşık K-G gidişli eklemler ters fay karakterindedir. Bu verilere göre çizilen maksimum çekilme yönü (K10D) bu civardaki Sepetçi fayının uzanım ve karakteriyle uyumludur.



Şekil 5.25. Pliyosen çökellerinde gelişen fay setleri ve karşılık gelen gerilim yönleri (Beyazaltın batısı).

5.3.18. Kozlubel fayı

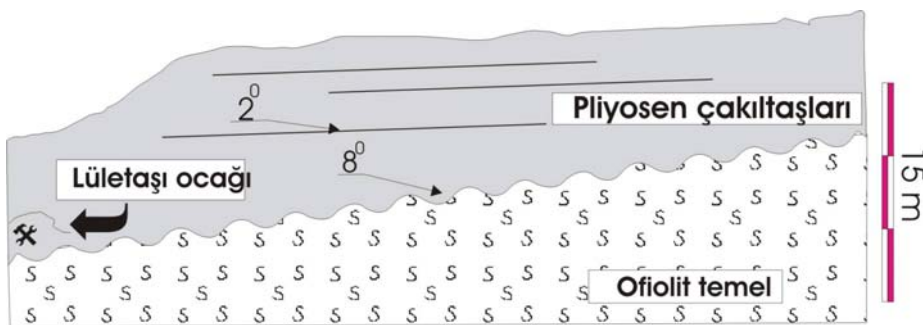
Sepetçi fayına az çok paralel bir şekilde uzanır. Akkaya tepenin (Beyazaltın'ın 2,5 km kuzeydoğusu) GB'sında Pliyosen çökellerini kireçtaşlarıyla karşı karşıya getirir. Akkaya tepenin 250 m GD'suna kadar fayın yolaçtığı topoğrafik sarpılık belirgin ve D-B gidişlidir. Kozlubel doğusuna doğru fay belirgin bir sarpılık yaratmaz; ancak bütün arazinin güneye doğru hafifçe eğimlenmesi tipiktir. Yine de Söğütçük'ün 500 m KB'sında Gavurdamı mevkiinde Kozlubel fayının Pliyosen istifindeki gölsel kireçtaşları ile sarı renkli çakıltaşlarını karşı karşıya getirerek belirginleştiği gözlenmektedir.

5.3.19. Gökçeoğlu fayı

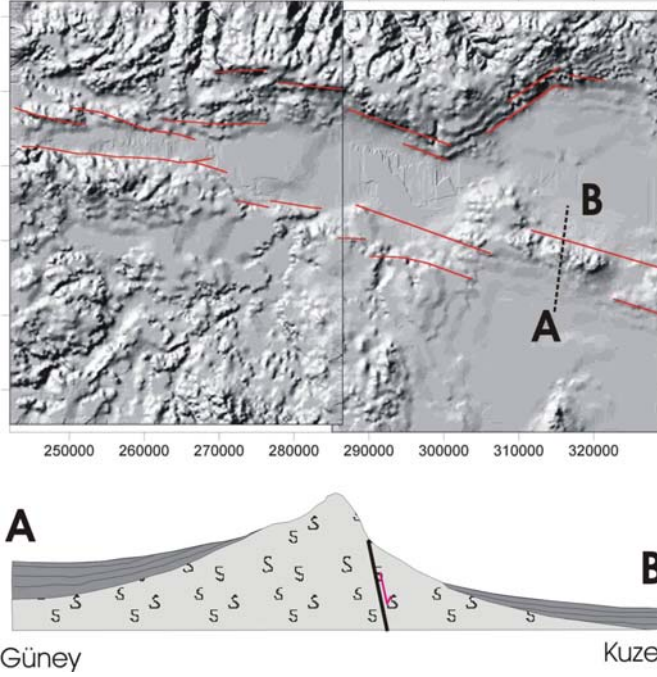
Eskişehir havzasını güneydoğudan sınırlayan önemli aktif yapılardan biridir. Güneyinde Sivrihisar horstunun batı uzantısı yer alır. Fay morfolojik açıdan oldukça belirgin olmakla birlikte bir kaç lokalite dışında jeolojik kanıt sunmaz.

Gökçeoğlu fayı, batıda Asırlık dere güneyindeki Tilki tepe ve Taşpınar tepe civarında ofiyolitik temel üzerindeki bir dizi BKB gidişli boyunla belirginleşmeye başlar. Doğuya doğru Gökçeoğlu güneyi ve Fevziye güneyinde muazzam bir topoğrafya oluşturur. Güneli ile Aktepe arasında kısmen silikleşen fay topoğrafyası Boklukaya tepe kuzeyinde yeniden belirginleşir ve inceleme alanının dışına çıkar.

Gökçeoğlu fayının kuzeydeki düşen (tavan) bloğu, beklenenin aksine güncel alüviyal yelpazelerin bulunduğu bir çökme alanı değil bir aşınım alanıdır. Karahöyük lületaşı ocaklarının bulunduğu kesimde (Gökçeoğlu'nun 3 km batısı) Pliyosen çakıltaşlarının ofiyolitler üzerinde gelişmiş 8° kuzeye eğimli bir aşınım yüzeyini güneye doğru aşmaları ve kendilerinin de 2° kadarlık bir eğim kazandığı görülmektedir (Şekil 5.26). Daha güneye doğru, Altıpatlar tepenin 600 m kuzeyinde topoğrafik profilde ani bir kırıklık oluşmakta; bu nokta Gökçeoğlu fayının konumunu göstermektedir. Bu profil kırıklığının taban bloğunun zirvesine kadar olan düşey mesafesi (200 m) Gökçeoğlu güneyinde fayın düşey atımının iyi bir ölçüsüdür (Şekil 5.27).

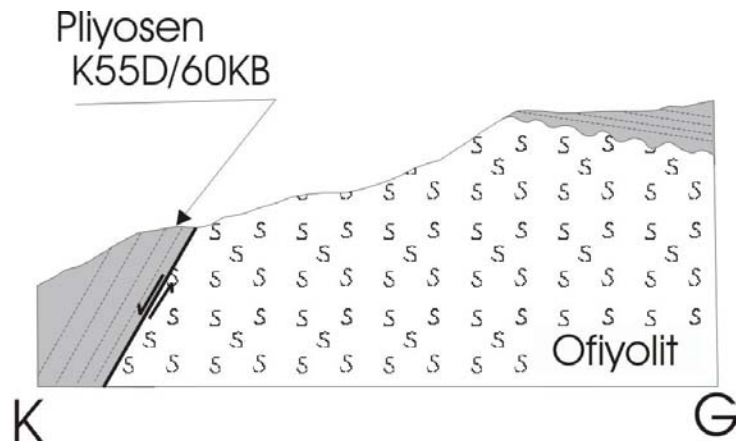


Şekil 5.26. Pliyosen çökellerinin güneye doğru ofiyolitik temel üzerinde aşması (Gökçeoğlu batısı).



Şekil 5.27. Sivrihisar horstunun kuzey ve güneyinde Pliyosen çökellerinin geometrisi ve Gökçeoğlu Fayı'nın konumu.

Alanın en doğusunda Aktepe köyünün 1 km kadar doğusunda (859 rakımlı tepenin hemen kuzeyi) Gökçeoğlu fayının çatallanarak birbiriyle küçük bir açı yapan iki kola ayrıldığı anlaşılmaktadır. Güneydeki kol yalnızca morfolojik olarak kendini gösterirken, kuzeydeki kol Pliyosen çakıllarını 60° kadar eğlendirmiş (Şekil 5.28) ve açık bir fay sarplığı oluşturmuştur.

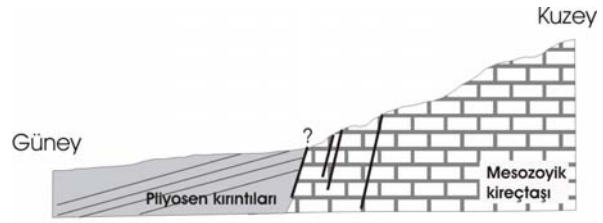


Şekil 5.28. Güneli civarında Gökçeoğlu Fayı'nın kuzey kolu.

Güneli ile Aktepe arasında fay morfolojisinin aniden silikleşmesi özellikle dikkat çekicidir. Kelkaya tepe kuzeyinde en fazla 50m yüksekliğinde bir çizgisel sarplık izlenmektedir. Bu durum, Pliyosen istifinin oluşmasının erken evrelerinde henüz Eskişehir ovası ve Sivrihisar horstu gelişmeden çok önce yayvan ve derin (300 m kadar) bir vadinin varlığını gerektirmektedir (Ayrıntı için bkz. Bölüm 6).

5.3.20. Arapkuyusu fayı

Alanın doğusunda Sivrihisar horstunu güneyden sınırlar. Doğudan gelerek Tarım İşletmeleri Numune Ağılı ve Kayalık tepe güneyinde fay aynaları yaratarak çok belirgin olmayan bir topoğrafyayla Sarıkavak güneyine kadar uzanır. Daha batıya geçtiğine ilişkin bir kanıt bulunamamıştır. Kayalık tepe güneyinde sarımsı renkli Pliyosen çakıllı çamurtaşları faya yakın kesimde 15° ile güneye eğimlidir. Çok net olmayan dokanağın hemen taban bloğu (mermer) üzerinde $70-75^{\circ}$ güneye eğimli perde şekilli fay aynaları gözlenmiştir (Şekil 5.29). Kayalık tepe civarındaki morfolojik verilerle Arapkuyusu fayı üzerindeki düşey atımın 50m civarında olduğu söylenebilir.



Şekil 5.29. Arapkuyusu fayı'nın kesit ve plan görünümü (Kayalık Tepe güneyi).

5.3.21. Kanlıpınar fayı

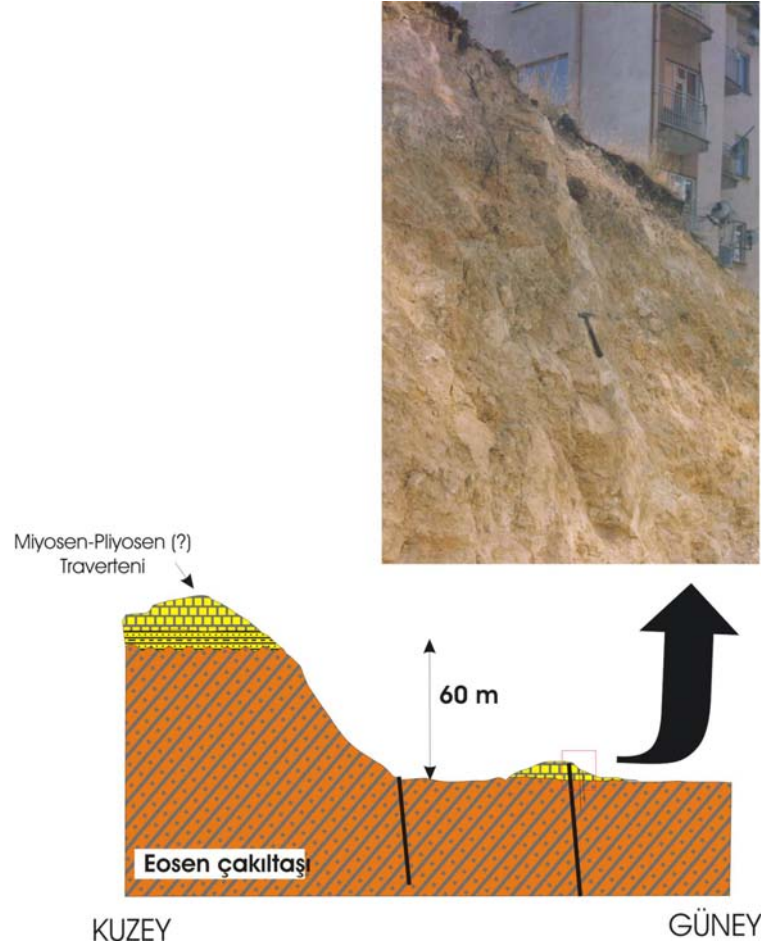
Eskişehir kent merkezinden GD'da Kanlıpınar köyü doğusuna kadar 16 km boyunca uzanır. Kent içinde Karapınar mahallesi doğusu, Emek ve Yetmişbirevler mahalleleri civarında K70B gidişli belirgin bir sarplık oluşturur. Sultandere kuzeyinde Sarıungur dere tarafından silinen sarplık Kanlıpınar köyü güneyi ve GD'sunda bazı dereciklerin konumlarını belirlemiştir.

Kanlıpınar fayının varlığına ilişkin jeolojik kanıtlar da mevcuttur. İlk olarak, kötü yüzeylenme koşullarına karşın sarımsı yer yer kırmızımsı renkli Pliyosen istifinin Miyosen istifi ile olan dokanağının bu hatta yakın ve paralel uzandığı söylenebilir. Kanlıpınar'ın 500 m KB'sında metamorfikler üzerinde uyumsuz duran Pliyosen istifinin en alt seviyeleri 20° KD'ya eğimlidir. 2 km GD'da Hacıbabanın çeşme mevkiinde (yol yarmasında) kırmızı/kahverengi çamurtaşı ve çakıltaşı ibaret Pliyosen (?) istifinin şist ve ofiyolitlerden ibaret bir melanjla tektonik dokanak sonucu dikleştiği gözlenmektedir.

Kent merkezinde, Karapınar mahallesindeki huzurevinin 500 m KKD'sunda Kanlıpınar fayının Miyosen kireçtaşlarında 50-60 m kadar düşey atım yarattığı gözlenmektedir. Düşen blok üzerinde, askeri lojmanların hemen doğu sınırında sarımsı çakıltaşı/çamurtaşı/kumtaşı aralanmasının K50B/75

KD konumlu bir dizi sentetik fayla paralel olduğu izlenir (Şekil 5.30). Fay yüzeyleri yer yer pudra görünümlü beyaz karbonatla doludur (Şekil 5.30).

Bu noktadan KB'ya doğru Kanlıpınar fayının belirgin bir morfolojik izi gözlenmez. Ancak fay doğrultusunda 1,5 km KB'da Hamamyolu civarında bir çok sıcak su kaynağı mevcuttur (Şekil 3.7). Kaynaklardan çıkan suların sıcaklığı yer yer 56 °C'yi geçmektedir (Mutlu ve Sarıöz, 2001). Eşsıcaklık eğrileri DGD doğrultusunda belirgin bir şekilde uzamaktadır. Sıcaksu kaynaklarının konumuyla eşsıcaklık eğrilerinin geometrisinin Kanlıpınar fayı ile çakışması kaynakların bu aktif fayla ilişkili olabileceğini göstermektedir.



Şekil 5.30. Karapınar mahallesi kuzeyinde Kanlıpınar fayı.

5.3.22. Sultandere fayı

Bölgede daha önce çalışan araştırmacılar tarafından da tanınan bir faydır (Örneğin Altunel ve Barka, 1998; A. Koçyiğit, Sözlü görüşme, 2001).

En güneydoğuda Seyitali tepe, Yukarıkışla tepe ve Çırçır çeşme arasında Miyosen kireçtaşları üzerinde çok belirgin KB uzanımlı bir basamaklanma yaratır. Bu kesimde KD blok düşmüş ve hafifçe (3-5°) GB'ya eğimlenmiştir. Düşey atım 40-50 m'den fazla değildir.

Gülpınar köyü güneyine doğru fay D-B doğrultusuna döner, fay sarplığı bazıları (örneğin Sarısungur dere, Kaynarca dere) epey olgun bir dizi vadi tarafından işlenmiştir. Kaynarca dere ve Canavar dere vadilerinde 940-950 m kotlarında gelişmiş bazı taraçalar dikkat çekicidir. Bu taraçalar doğuya doğru fay taraçalarına bağlanmaktadır (Şekil 5.31). Bu gözlem, Neotektonik olmakla birlikte,

hatırı sayılır bir süredir Sultandere fayının çalışmadığını; yerine, Sarıungur dere ve kolları tarafından kemirildiğine işaret etmektedir.

Gülpınar'ın GD'sunda Akçalıdüzü'nde fay topoğrafyası yeniden açıkça izlenir. Burada kuzeydeki yükselen blok üzerinde Miyosen kireçtaşlarının 1000 m kodundaki aşınım yüzeyi

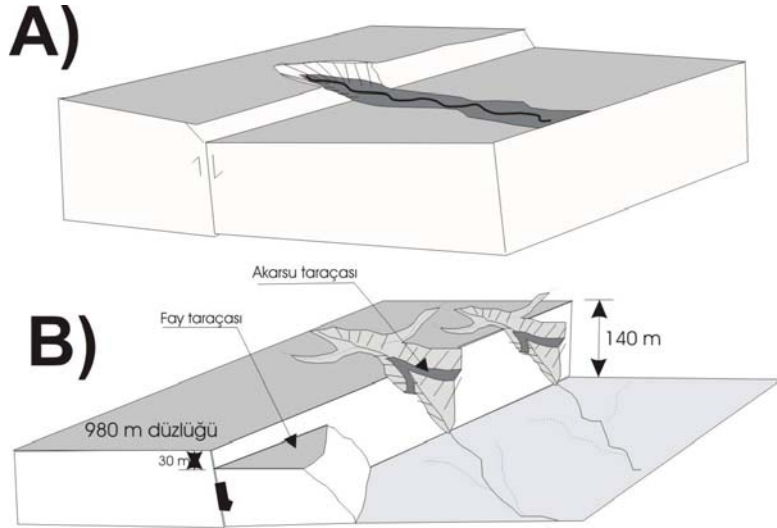
düşen blokta 960 m'de çok iyi korunmuştur. Çırçır çeşme'dekine benzer şekilde burada da 2-3°'lik bir güneye eğimlenme izlenir. Daha batıda Asri mezarlık civarında güneye sokulan bir drenaj sistemiyle fayın morfolojik verileri tamamen ortadan kalkar.

5.3.23. Meşelik fayı

Sultandere fayının batıda sonlandığı kesimde, 1000-1010 m kotlarında çok geniş bir aşınım düzlüğü izlenir. Bu düzlüğün doğu kısmı Miyosen kireçtaşları üzerinde gelişirken batı kısmı kireçtaşlarını üzerleyen Orta Miyosen bazaltik lavları üzerinde gelişmiştir. 1000 m aşınım düzlüğü kuzeye doğru, güneyden kuzeye akan akarsuların oluşturduğu D-B gidişli bir aşınım cephesi ile sınırlanır. Bu aşınım alanlarının en kuzey ucunda Gültepe ve Yenikent mahalleri civarında 940 m kotlarında yaygın bir Miyosen kireçtaşı mesası bulunmaktadır.

1000 m aşınım düzlüğünü kuzeyden sınırlayan aşınım cephesinin D-B doğrultusunda çizgiselliği hemen bu kesimden bir fayın geçtiğine işaret sayılmıştır. Doğuya doğru Kadribey çiftliği ve Asri mezarlık kuzeyindeki boyun ve uzamış sırtlar ek morfolojik veriler olarak değerlendirilmiştir. Sultandere fayı ile Meşelik fayı arasındaki sıçrama bölgesinde belirgin bir drenajın gelişmesi de Meşelik fayının varlığını ve konumunu desteklemektedir. Bunlara ek olarak, kent merkezinden güneyde aşınım düzlüğü üzerindeki Kayapınar köyüne giden asfalt yolun aşınım düzlüğüne çıkılıveren noktasında, Miyosen çakıltaşı/çamurtaşı istifinde fay aynaları gözlenmektedir. Aynalar üzerindeki kayma çizikleri bunun bir normal fay olduğunu kanıtlamaktadır (Çizelge 5.1).

Meşelik fayı, batıya doğru bir kaç km uzanarak kaybolur. KB'da Tevlüke fayına sıçrama zonuna Porsuk nehrinin yerleştiği anlaşılmaktadır (Şekil 5.5).



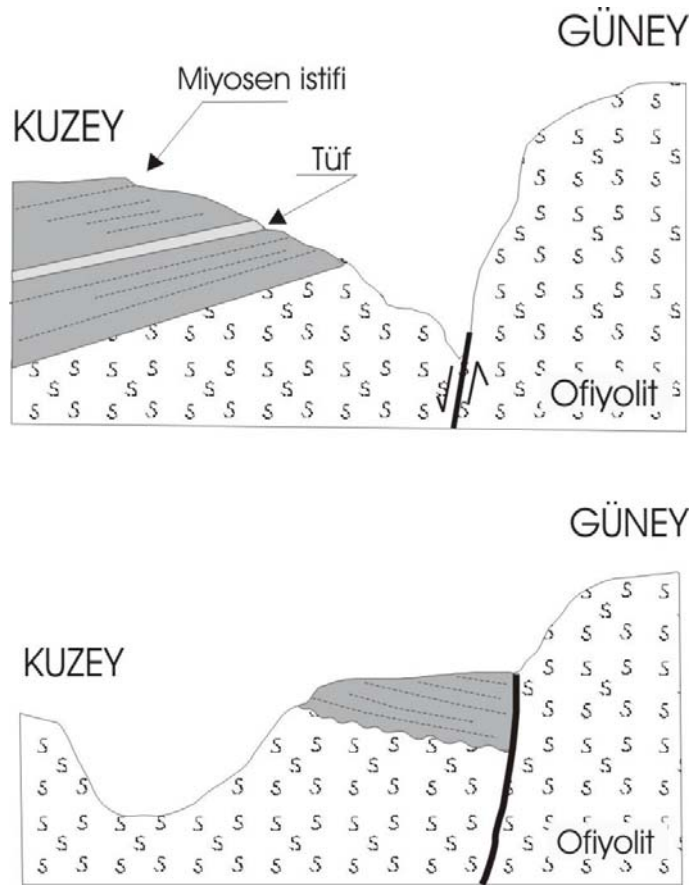
Şekil 5.31. Sultandere fayında tavan bloğu üzerinde gelişen taraçaların gelişimi.

5.3.24. Kümbet fayı

İnönü fayının 10 km kadar güneyinde D-B doğrultusunda uzanan bir alçak alan ve bunu güneyden sınırlayan bir dizi çizgisellik dikkat çekicidir. Kuzeyde İnönü horstu ile sınırlanan bu çöküntü alanına Kümbet yarı grabeni adı verilmiştir (Şekil 5.6). Bu çizgiselliklerden ilki Kümbet doğusundan 7 km doğuya kadar uzanır ve sonra silikleşir. Güneyde serpantinlerden oluşan yükselen blok 1050 m kotlarındayken üzerinde Miyosen istifinin alt seviyelerindeki piroklastiklerin gözlemlendiği düşen blok 950 m kotlarındadır. Fay sarplığı Susuz dere ve Ilıcak derenin kolları tarafından etkin bir şekilde aşındırılmıştır. Batıya doğru Kümbet ve Kümbet Yeniköy civarında baskın olarak sarımsı çamurtaşlarından oluşan Miyosen istifi aniden güneye sokulur. Temeldeki ofiyolitlerle Miyosen istifinin oluşturduğu geometrik yapı Kandilli doğusunda rastlanılanla neredeyse özdeştir: Miyosen çökelleri ile ofiyolitler arasında KB gidişli, olasılıkla doğrultu atımlı bir büyük fay ve doğuda temelle yine olasılıkla tektonik dokanaklı KD

gidişli bir başka dokanak. Aşağıkuzfındık'ın 3 km kadar doğusunda D-B gidişli fay yeniden ortaya çıkar ve KB gidişli fayı keser. Bu kesimde Yar pınarları mevkiinde düşey atım marifetiyle Miyosen çökelleriyle ofiyolitlerin karşı karşıya geldikleri açıkça görülmektedir (Şekil 5.32). Miyosen tabanındaki uyumsuzluğun az çok yatay ve taban bloğundaki ofiyolitlerin en üst noktasından geçtiği varsayılırsa fay üzerindeki düşey atım 130 m civarında hesaplanır.

Kümbet fayı Aşağıkuzfındık köyü G ve GD'su boyunca belirgin fay sarplıkları gösterir; ancak bu sarplıklar kuzeye akan bazı derecikler vasıtasıyla 1-1,5 km güneye kadar deşilmiştir. Fay daha batıda 1 km kadar güneye sızır ve giderek belirsizleşir.

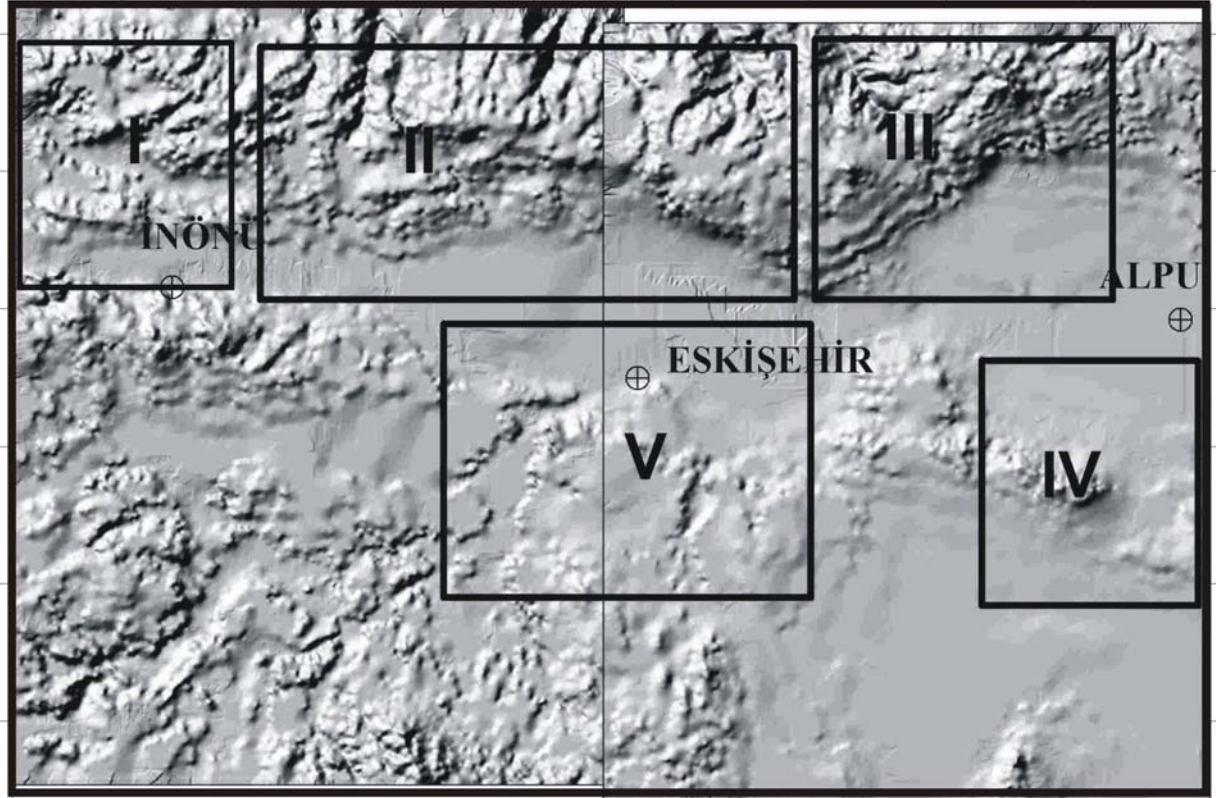


Şekil 5.32. Aşağıkuzfındık doğusunda (Pamucak civarı) Kümbet Fayı.

6. JEOMORFOLOJİ

Bu bölümde arazi çalışmaları sırasında gözlenen, aktif tektonik yapılarla doğrudan ilişkili morfotektonik yapılar dışındaki jeomorfolojik özellikler (aşınım yüzeyleri, monadnoklar, eski vadiler, taraçalar vb.) tanıtılacak ve anlamları tartışılacaktır.

Metnin kolay izlenmesi açısından göndermeler Şekil 6.1'deki numaralanmış alanlara yapılacaktır.

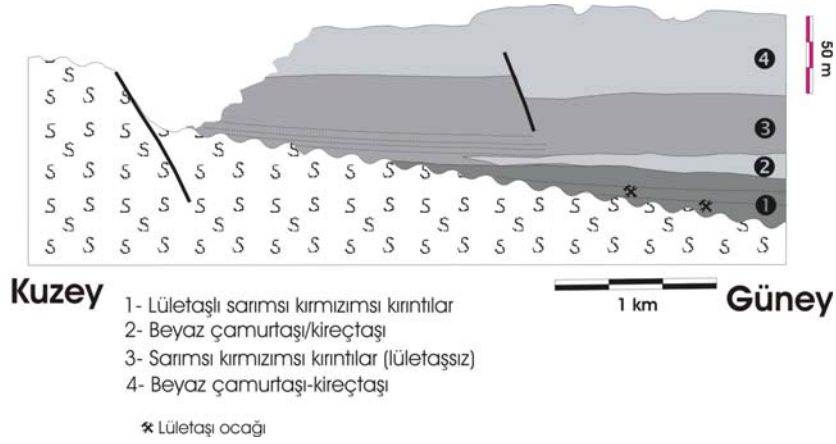


Şekil 6.1 Jeomorfolojik açıklamalar için lejant harita.

6.1. Aşınım Düzlükleri Ve Paleovadiler

İnceleme alanından elde edilen jeomorfolojik bulguların en önemlisi çok geniş alanlarda izlenen bir aşınım yüzeyi ve bunun bağlı yaşlandırılmasıdır. Bu bulgunun paleocoğrafyanın daha doğru kurulabilmesi açısından son derece değerli olduğu düşünülmektedir.

Bu konuda ilk önemli bulgu Alan III'te (Şekil 6.1) Kozlubel köyünden doğuya (Söğütçük kuzeyine) bakarak çizilen bir K-G jeolojik kesitte ortaya çıkmaktadır (Şekil 6.2). Bu kesitte Pliyosen istifi içinde uzaktan renkleri ile ayrılabilen 4 seviyenin, güneye eğimli (harita üzerinden hesaba göre, K20B doğrultusunda 12°) bir uyumsuzluk yüzeyi üzerinde kuzeye doğru yatay olarak aşıkları gözlenmektedir. Yataylık, çökelim sonrası bir tiltlenmenin olmadığına işaret olarak kabul edilebilir.



Şekil 6.2. Kozlublub doğusunda Pliyosen çökellerinde kuzeye aşma.

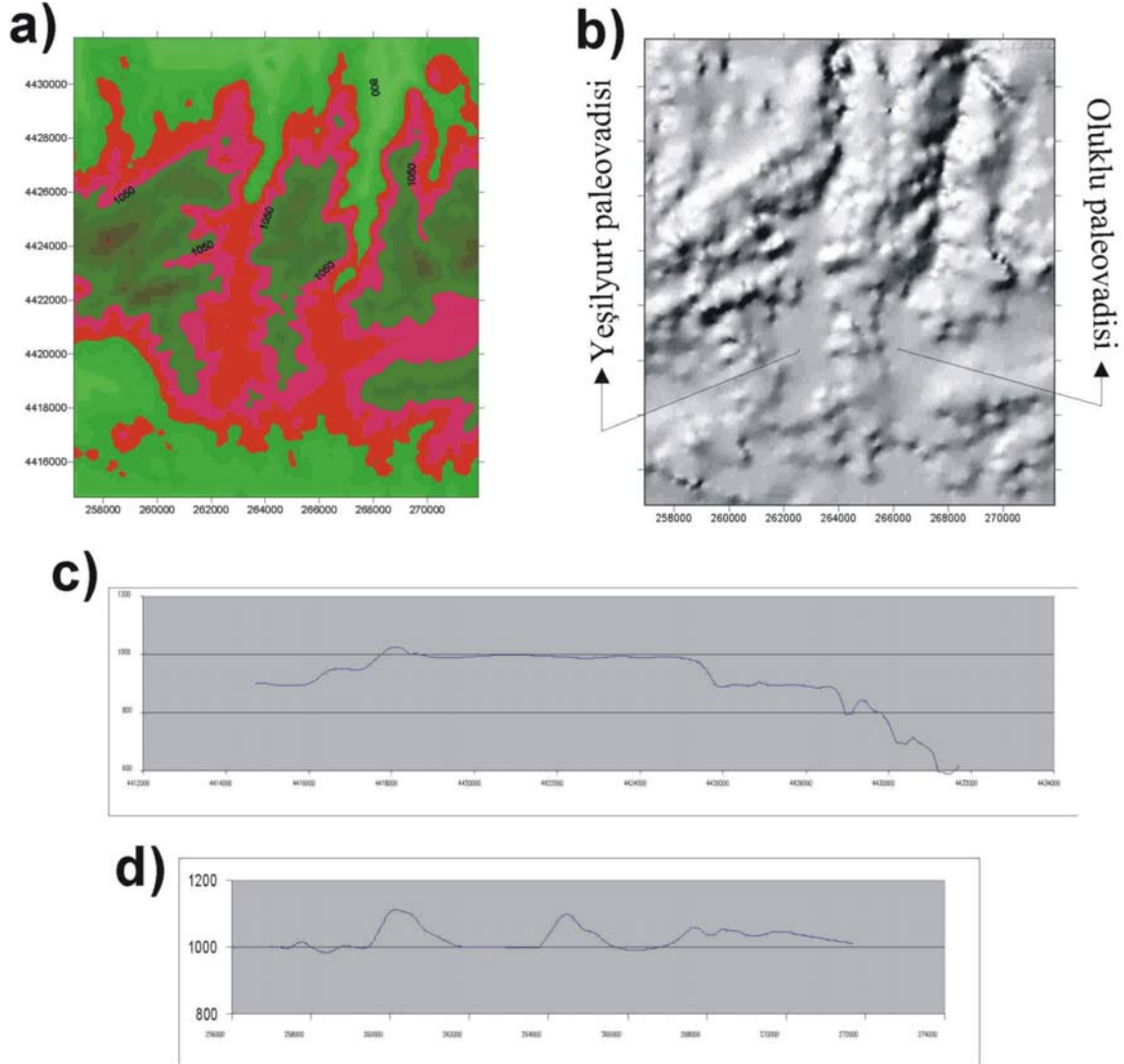
Pliyosen istifinin tabanında yeralan (ve olasılıkla istif içindeki pek çok seviyenin korelanı olan) bu uyumsuzluk yüzeyi GGD'ya akan paralel vadilerle bezenmekle birlikte kuzeyde Taycılara kadar (Yükselti: 1400 m) kesiksiz bir şekilde izlenebilmektedir. Daha kuzeydeki Sakarya nehrinin güney yan kolları anılan aşınım yüzeyini derin bir şekilde kazımakta, sık vadiler arasında ince uzun, pek az eğimli diller/sırtlar yaratmaktadır.

Alan III'in batı kesiminde Gökdere ve Aşağıdanişment köyleri kuzeyinde, anılan aşınım yüzeyinin kalıntıları yaygın olarak bulunur. Danişment köyü civarında Pliyosen istifinin aşınarak sıyırılmasıyla GD'ya eğimli yüzey açığa çıkmıştır. Bu yüzey KD'ya doğru yassı tepeler ve az eğimli sırtlar şeklinde uzayıp gitmektedir. Gündüzler kuzeyinde Aşağıdanişment fayının kuzeyinden geçen bir fayla 1300 m'lerden 1000 m'lere düşmektedir.

Alan III'in batı ucundaki Cumhuriyet köyü kuzeyinde aşınım yüzeyi 1200 m'lerdeki zirvelerde (Sulukaraağaç, Atalantekke, Tuzla tepe, Bakacak tepe, vb.) yeralır. Bunlardan Atalantekke, kenarlarından hızla kemirildiğinden bir mesa görünümündedir.

Alan II, bir zamanlar (henüz EFZ ve Eskişehir grabeni ortaya çıkmadan önce) güneyden kuzeye akmış iki paleovadi (Oluklu ve Yeşilyurt) sistemiyle karakteristiktir. Bunlar alüvyon tabanlı, yayvan kenarlı olgun vadilerdir. Oluklu paleovadi sistemi kuzeyde, sakarya nehrinin yan kollarından birinin (Değirmendere) geriye (güneye) etkin aşındırmasıyla sınırlanır (Şekil 6.3). Vadinin korunan kısmı 5 km uzunluğundadır. Vadi tabanının eğimi $0,5^0$ kadardır. Korunan morfolojiden, eski vadinin 1000 m'nin üzerindeki alanları drene ederek monadnoklar (batıda Küçükmandıra tepe, Adaca tepe; doğuda Türkmen tepe, Kanaş tepe) bırakan 980 m yatak koduyla kuzeye doğru akan bir akarsuyu barındırdığı anlaşılmaktadır. 3 km kadar doğudaki Yeşilyurt paleovadi sistemi 970 m yatak koduna sahiptir. Yatak eğim yönünden bunun da bir zamanlar kuzeye aktığı anlaşılmaktadır. Yeşilyurt

paleovadisinin doğusuna doğru 1000 m kotlarındaki geniş düzlükler etkin bir şekilde kemirilmektedir. Yine de eski aşınım düzlüğünün kuzeye eğimli olduğu teşhis edilebilmektedir. Bu yüzey'in Uludere fayı ile düşürüldüğü kesimde fayın her iki bloğu üzerinde de yüzey kuzeye eğimlidir.



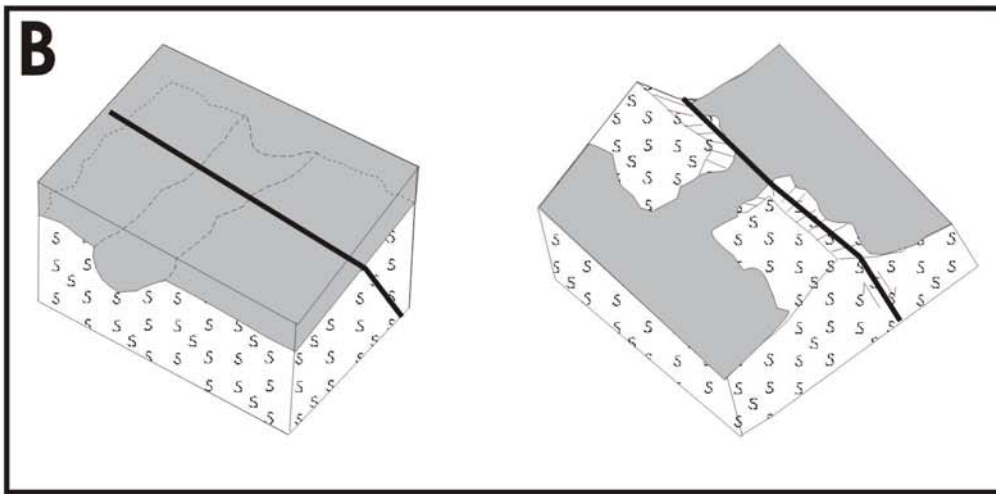
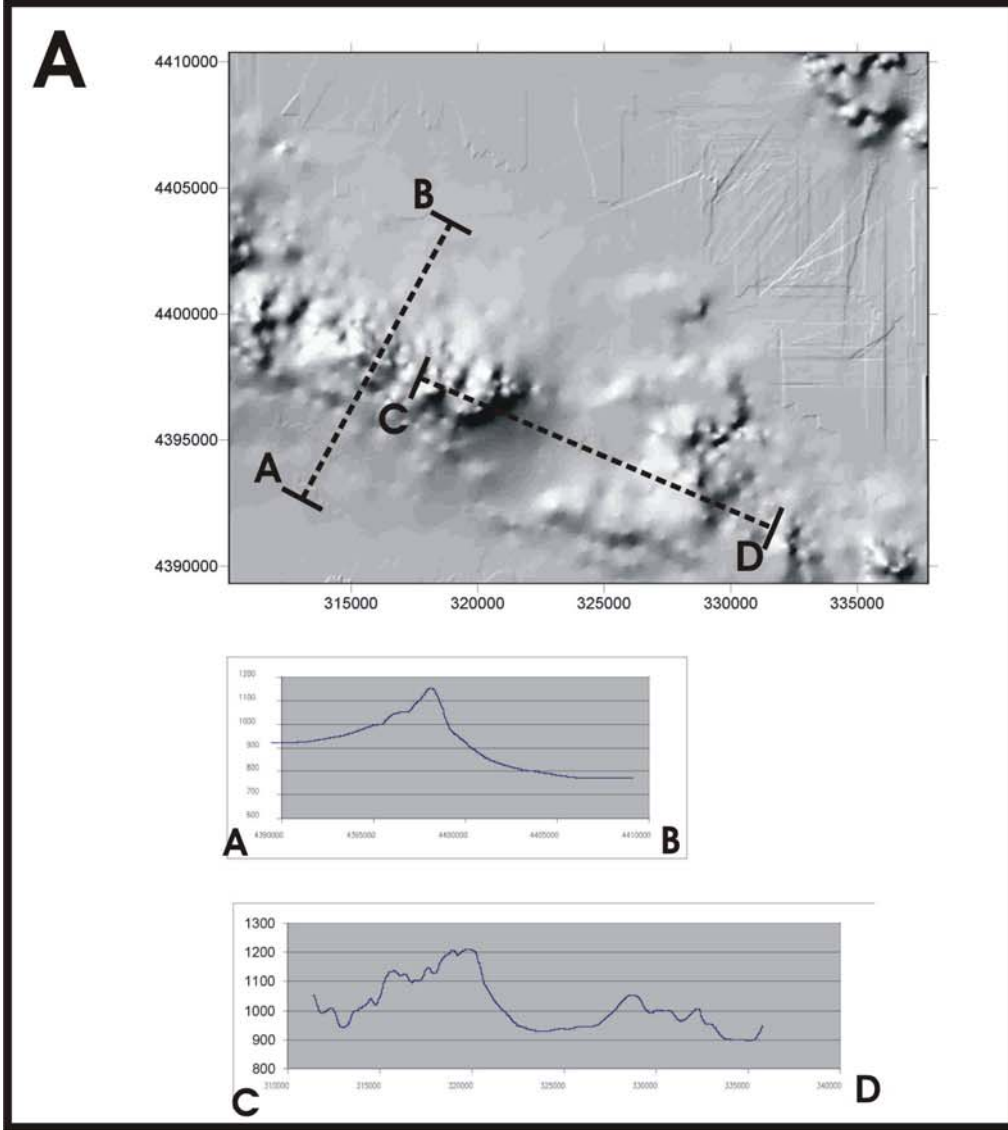
Şekil 6.3. Oluklu ve Yeşilyurt paleovadilerinin düşük çözünürlüklü DEM' lerde görünüşü (a, b); Oluklu paleovadisinin boyuna (c) ve enine (d) kesitleri.

Alan I'de Bozüyük'ün K ve KD'sunda, ortasında Alibeydüzü köyünün bulunduğu 950-1000 m kotlarında üstte değinilen aşınım düzlüğü uzanmaktadır. Bu düzlük K, GB ve GD kenarlarından aşınmayla kemirilmektedir. Bu durum düşük çözünürlüklü Sayısal Arazi Modellerinden de izlenebilmektedir. Geometrisi, bu eski düzlüğün muhtemelen kuzeye eğimli olduğunu göstermektedir. Bu durum daha doğudaki iki paleovadinin gidiş yönleriyle uyumludur.

Buraya kadar ki bulgular özetlenecek olursa; Güncel Eskişehir havzasının kuzeyi, Pliyosen istifinin çökelişi sırasında farklı yönlerde eğimli iki yüzeyle karakterize edilir. Cumhuriyet köyünün doğusunda G ve GGD'ya eğimli, 900 m'lerden 1200 m'lere yükselen bir aşınım yüzeyi mevcuttur. Buna karşın daha batıda 970-980 m yatak koduna sahip iki alüvyon tabanlı olgun vadi güneyden kuzey alanlara doğru uzanmaktadır. Vadiler ve yan kolları arasında 1000 m'lerde düzlükler ve monadnoklar oluşmuştur.

Alan IV, daha önce Gökçeoğlu fayını özetlerken ifade edilen bir garipliği içermektedir. Fay, Güneli ile Aktepe arasında aniden silikleşmektedir (Şekil 6.4). Bu durum Pliyosen istifinin tabanında, alanı GB'dan KD'ya kateden geniş bir paleovadinin varlığı ile açıklanabilir. Vadi dolgusu (kırmızı çamurtaşı ve kumtaşıyla ardalanan az miktarda çakıltaşı) düşük enerjili bir akarsu sisteminin varlığını göstermektedir. KD'ya yönelik, o kesimde Pliyosen gölsel çökellerinin varlığıyla uyumludur. Ayrıca izleyen bölümde verileri sunulacağı üzere Çifteler kuzeyindeki geniş alanlarda Pliyosen paleoakıntıları KD ve D yönelmişlerdir.

Alan V'te Pliyosen uyumsuzluğunun en düşük kotları 900 m kotlarında yer alır (Tevlücke tepede 900 m; Emir düzündeki 890 m). Bu bölgede çok geniş alanlar 900-1000 m kotlarında Miyosen kireçtaşları ile bazaltlar üzerinde gelişen düzlüklerden ibarettir. Bu düz alanları bir zamanlar Pliyosen sedimanları ile kaplıyken aşınmış, ya da Pliyosen sedimanlarının korelan aşınım yüzeyi olarak düşünmek akla yakındır.



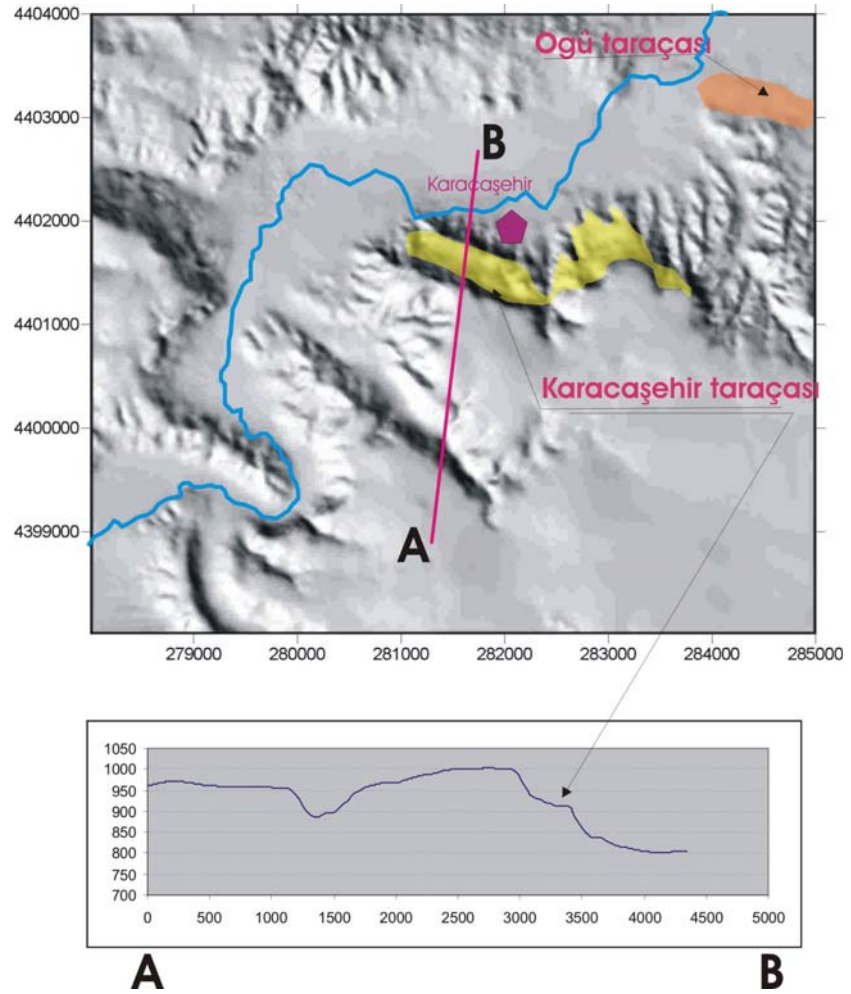
Şekil 6.4. Sivrihisar horstu üzerinde gözlenen paleovadinin A) DEM üzerinde görünüşü ve enine kesiti; B) bugünkü morfolojinin oluşumunu açıklayan blok diyagramlar.

6.2. Taraçalar

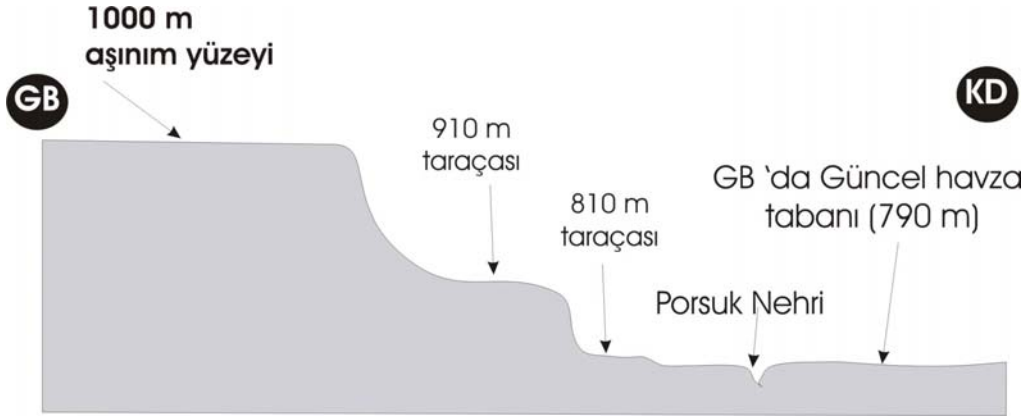
6.2.1. 910 m taraçası

Karacaşehir civarında (Alan V'in batı kesimi) Porsuk nehrinin 910 m'de bıraktığı yaygın bir taraça seviyesi bulunur. Bu seviye nehir yatağının doğuya yöneldiği Karacaşehir kalesi kuzeyinde başlar, GD'ya doğru (Söğütlü dereye kadar) 1 km boyunca 250 m'lik bir şerit halinde devam eder (Şekil 6.5). Söğütlü dere civarında tamamen aşındırılmışken, KD'ya doğru yeniden ortaya çıkar. Bu kesimde 400 m çaplı bir heyelan nedeniyle taraça 20 m

kadar düşerek 880 m kotlarına inmiştir. Daha doğuda Yarbaşı kuzeyine doğru taraça daha genç bir drenaj sistemiyle büyük ölçüde silinmiştir. Yine de yeni ve eski topoğrafyalar arasındaki eğim kırıklığı farkedilebilmektedir. Karacaşehir taraçası GB'da Kızılınler köyü civarında geniş alanlara yayılan mesaların üst yüzeyine bağlanır. Karacaşehir taraçasının güney sınırı, batı kesiminde 1 km boyunca çok belirgin bir KB çizgisellik sunduğundan Gözler vd.(1997) tarafından bir fay olarak tanıtılmıştır. Bir tesadüf eseri bu gidiş daha doğuda tarafımızdan da tanımlanan Meşelik fayına karşılık gelmektedir. Ancak bu morfolojik elemanın BKB gidişli bir faya karşılık gelmediği fayın (!) K ve G blokları boyunca iyi bir nirengi olan bazaltik lav akışının alt yüzeyinin yükseltisinin değişmemesinden anlaşılmaktadır. Tersine bu morfolojik şekil, enine kesitinde, bütün uzanımı boyunca, 1000 m'lerden 910 m'lere içbükey olarak bağlanmasıyla tipiktir (Şekil 6.6). İçbükeylik kısmen lav zirvelerinden kaynaklanan taluslar yüzündendir. Ek olarak taraçanın kabaca güncel Porsuk yatağının gidişine paralellik sunduğu söylenebilir.



Şekil 6.5. Karacaşehir taraçasının Porsuk yatağına göre konumu ve topoğrafik profili.

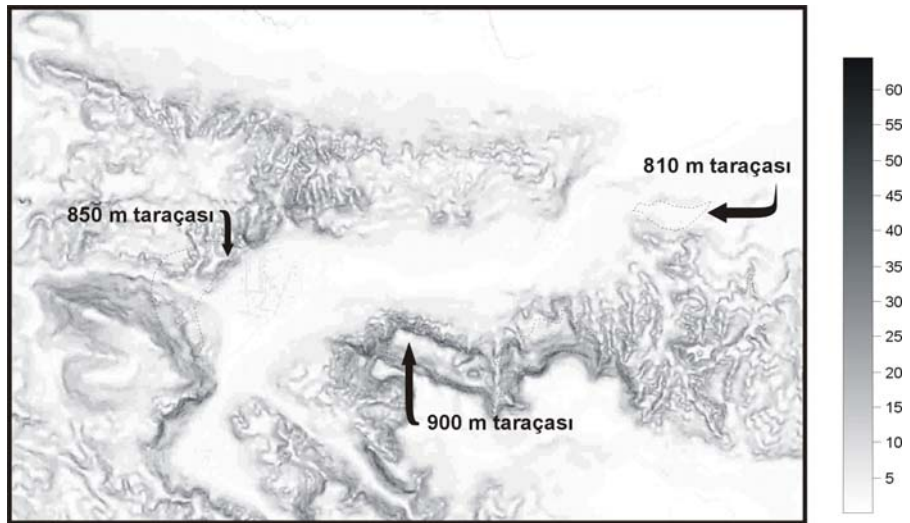


Şekil 6.6. Karacaşehir taraçasının enine kesiti.

6.2.2. 850 m taraçası

Büyükdülüce Tepesinin 1,5 km kadar KD'sunda serpantinitlet üzerinde gelişmiş bir düzlük ve üzerinde korunmuş birkaç m'lik yarı tıkkızlaşmış gri renkli akarsu çakıllarından oluşur (Şekil 6.7, 6.8a). Çakıllar iyi derecede yuvarlaktır ve çoğunlukla asidik volkanik lavlardan türemişlerdir. Metreler boyunda bazalt blokları da mevcuttur. Taraçanın korunan genişliği 200 m'yi geçmez. Porsuk vadisinin kenarlarını etkin bir şekilde aşındıran küçük derecikler tarafından kemirilmesi sürmektedir. Taraçanın kuzey ve kuzeybatıya doğru eski uzantısı bu kemirilmeler yüzünden ortadan kalkmıştır. Büyükdülüce T.'nin 850 m taraçasına içbükey bir düzlemlle bağlanması da (Dülüce derenin ikisi arasında kazınmasına karşın) arazide tipik olarak izlenebilmektedir (Şekil 6.8b). Kızılınler köyünün 700 m güneyinde (Akyokuş ve Tuzla mvk. civarı) aynı yüzeyin 860 m kotlarında uzandığı gözlenir; ancak bu yüzey üzerinde flüviyal çakıllar bulunmaz. Daha güneyde yine Porsuk'un gömülü menderes kuşağı içinde Gökçekısıık'ın hemen batısında 862 m kotunda ve Uluçayır batısında 860 m kotunda gevşek flüviyal

çakıllarla kaplı düzlükler mevcuttur. Bunlar Porsuk'un bugünkü seviyesinden 30-40 m kadar yukarıdaki eski aşındırma/biriktirme etkinliklerinin ürünü olan yaygın bir düzlüğü temsil etmektedir.



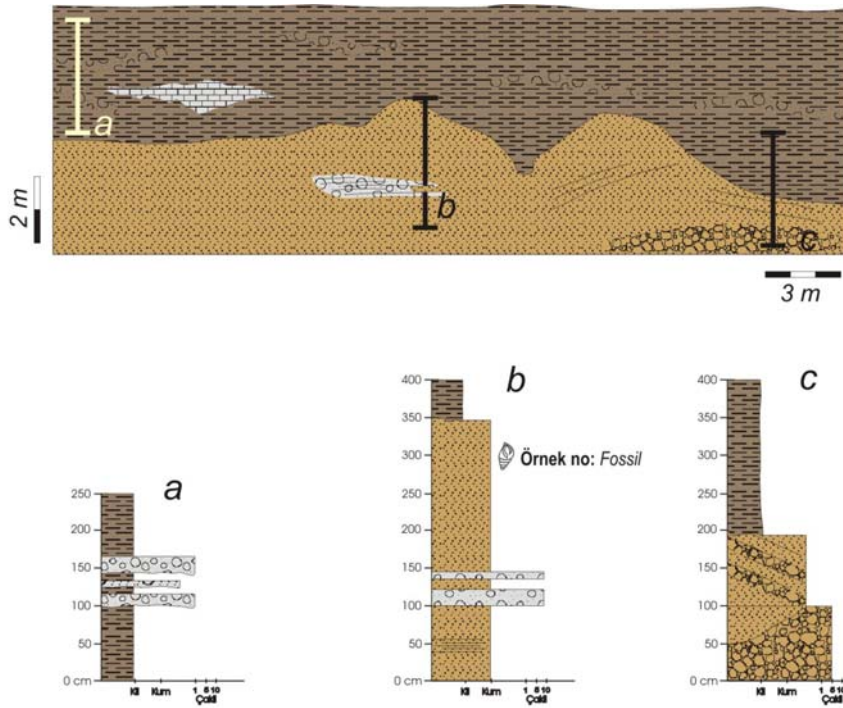
Şekil 6.7. Eğim haritası üzerinde Karacaşehir taraçalarının konumu.



Şekil 6.8. a- Karacaşehir 850 m taraçası üzerinde yarı tıkızlaşmış çakıllar. b- 850 m taraçasının Büyükdölüce tepeye iç bükey bağlantısı.

6.2.3. 810 m taraçası

Karacaşehir'in 2 km kadar KD'sunda Osmangazi Üniversitesi Meşelik Kampüsü içinde 810-820 kotlarında topoğrafyanın yeniden kırılarak yayvanlaştığı görülür. Alan tamamen daha güneydeki Eosen istifinden türeyen kırmızı çamur baskın güncel kırıntılarla kaplıdır. Yakın zamanda Merkezi Kütüphane inşaatı için yapılan temel kazısında, büyük bir şans eseri, yüzeyin 3 m kadar altında grimsi sarımsı renkli iyi boylanmış gevşek çakıl ve kumlardan ibaret bir istif açığa çıkarılmıştır (Şekil 6.9). Sedimentolojik gözlemler bu paketin kuzeye doğru ilerleyen akışkan akışlarıyla oluştuğunu göstermektedir. Bileşenler bol ve çeşitli (riyolitik ve bazaltik) volkanik kayaç parçalarından türemiştir. Bunlar, Porsuk nehrinin 810 m kotlarında (bugünkünden 20 m yukarda) akarken çok güneyden (Kütahya civarından) getirerek biriktirdiği sedimanlar olmalıdır. Kanal çökellerini üzerleyen masif sarımsı kumtaşı/silttaşı içinde bulunan bir küçük bir gastropod fosili ¹⁴C tekniği ile Geochron laboratuvarlarında (ABD) incelenmiş ve yaklaşık 35 bin yıl yaşında olduğu belirlenmiştir (Çizelge 6.1).



Şekil 6.9. OGÜ taraçasında Porsuk çökellerinin geometrisi.

Çizelge 6.1. Proje kapsamında alınan örneklerin ¹⁴C analiz sonuçları

<i>Örnek No</i>	<i>Koordinat</i>	<i>Malzeme türü</i>	<i>Del ¹³C (‰)</i>	<i>¹⁴C Yaşı</i>
Fossil	X: 285250 Y: 4406000	Kavkı	-5.9	35200±1300
İnönü-1	X: 255088 Y: 4411100	Sediman	-25.3	16720±110
İnönü-2	X: 255130 Y: 4411100	Sediman	-28.2	12280±110

Her iki morfolojik gözlem, genel morfolojiden aşıkâr olan Porsuk'un Tevlüke fayının taban bloğu üzerinde zaman içinde yatağını derinleştirmesi olgusuna ayrıntılar getirmektedir. Kuramsal olarak bu taraçaların oluşması için akarsu yatağı ilgili kotlardayken ortaya çıkacak güçlü bir derine aşındırma faaliyeti gereklidir. Bu ise kaide seviyesinin düşmesiyle (Tevlüke fayının üzerindeki düşey atımla) ilişkili olabileceği gibi, Porsuk'un taşıdığı su miktarının artmasıyla da (iklimsel neden) ilişkili olabilir. Bu iki nedenden ilki, yakın civardaki morfolojik verilerle daha uyumludur. Tevlüke fayında düşey atım gerçekleşmeksizin kazınma olsaydı kuzey blok üzerinde alüvyon içinde de kazınma beklenirdi. Ancak kazınma yerine bütün ova halen 790 m kodunda sediman birikimine sahne olmaktadır.

7. JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

7.1. VLF çalışmaları

VLF-EM (Very Low Frequency – ElectroMagnetic) elektromanyetik bir yöntem olup yapay kaynaklı radyo frekanslarını işleyerek dijital veriler olarak toplayan ve bu verileri hem havadan hem de zemin içinden alıp kıyaslama ile yeraltı hakkında bilgi veren bir yöntemdir. VLF-EM kullanım açısından bir çok jeofizik yöntemden daha rahat ve hızlıdır. Bu yöntemle tek bir alıcı ile tek noktada üç farklı frekansta ve üç ayrı derinlikte ölçüm yapılabilir. Her noktada alınan ölçümler her frekans için dört farklı bileşen ile kaydedilmektedir. Bunlar IP (In-Phase), OP (Out-of-Phase), TILT (eğim açısı) ve TOTAL (Toplam alan)'dir. Yöntemsel olarak gerçel bileşen IP, sanal bileşen OP, eğim açısı TILT ve toplam alan bileşeni TOTAL ayrı ayrı değerlendirilmektedir. Kullanılan cihazın bir özelliği olarak aynı anda üç farklı frekanstan veri alınarak üç farklı derinlikten alınan bilgi ile olası süreksizlik zonunun gömülü kalan kısmının takibi mümkün olmaktadır. Böylece fayın yüzeyde morfoloji vermediği durumlarda VLF-EM yöntemi ile fayın yeri belirlenebilmektedir.

VLF-EM çalışmaları uzunca bir süre derin jeofizik araştırmalarda ve çevresel kirlilik araştırmalarında kullanılmıştır. Yeni gelişen VLF-EM alıcıları sayesinde teknik, örtü katman kalınlığı belirleme ve arkeoloji gibi daha sığ derinliklerdeki incelemelerde de kullanılmaya başlanmıştır. VLF-EM, ilke olarak iletkenlik farkını belirlemeyi esas alır. Bu doğrultuda alınan ölçümlerde birkaç VLF-EM bileşeni ile ortamın iletkenliğini ve yapısal açıdan farklılıklarını tespit etmek mümkün olmaktadır.

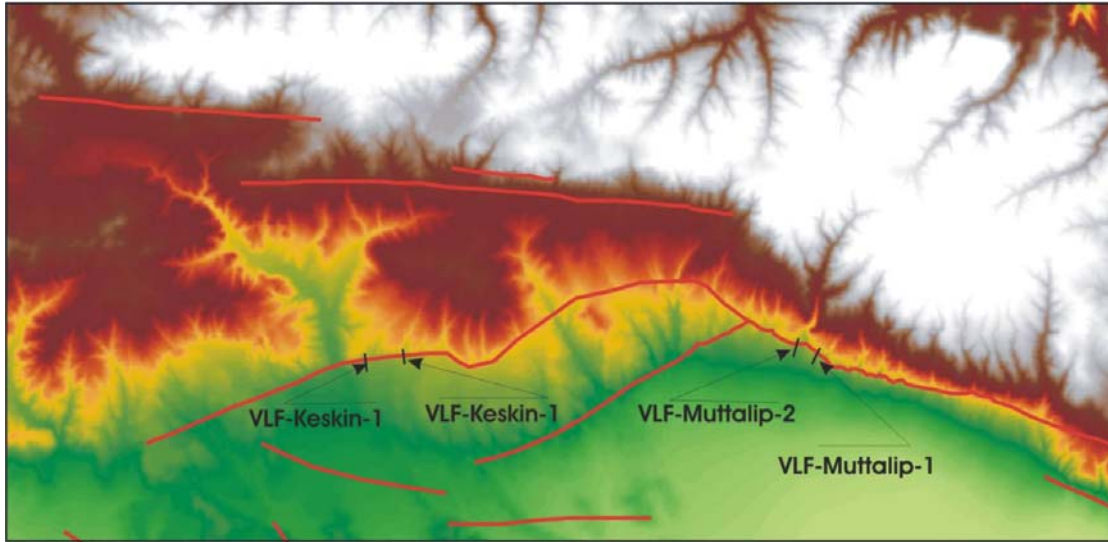
VLF-EM yönteminin fay araştırmalarında kullanımı oldukça yenidir. VLF-EM yöntemi ilk kez 1999 Kocaeli depreminden sonra paleosismoloji çalışmalarında kullanılmış ve gerek sığ derinliklerde gerekse daha derinlerde başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Proje kapsamında izleyen çalışmaları yapan Jeofizik Y. Müh Çağlar Yalçın'ın, Eskişehir Fay Zonu'nun Tevlüke segmenti ile Ölü Deniz Fayı ve Deliler Fayı (Sivas) üzerinde de VLF-EM çalışmaları bulunmaktadır.

Proje kapsamında EFZ'ye ait Muttalip, Keskin, Çukurhisar, Sultandere ve İnönü segmentleri üzerinde üstte ana hatları özetlenen VLF-EM tekniği uygulanmıştır. İzleyen altbaşlıklarda bu segmentler üzerindeki VLF-EM hatları boyunca elde edilen sonuçlar değerlendirilecektir.

7.1.1. Muttalip fayı üzerinde VLF-EM uygulaması

Muttalip segmentinin KB kesiminde Emirpınar Kışlası ile Hacitopal Çeşme civarında segmenti kesen, K-G gidişli iki adet VLF-EM hattı ile fayın derinlere doğru uzanımı, eğim açısı ve alüvyon kalınlığı gibi konulara açıklık getirilmeye çalışılmıştır (Şekil 7.1). Muttalip-1 hattının 500 m kadar doğusunda Emirpınar kışlasını geçtikten sonra Pliyosen çakıllarıyla dokanağa yakın kesimde kalkıştıkları üzerindeki 50°-60° güneye eğimli fay aynası oldukça belirgindir.

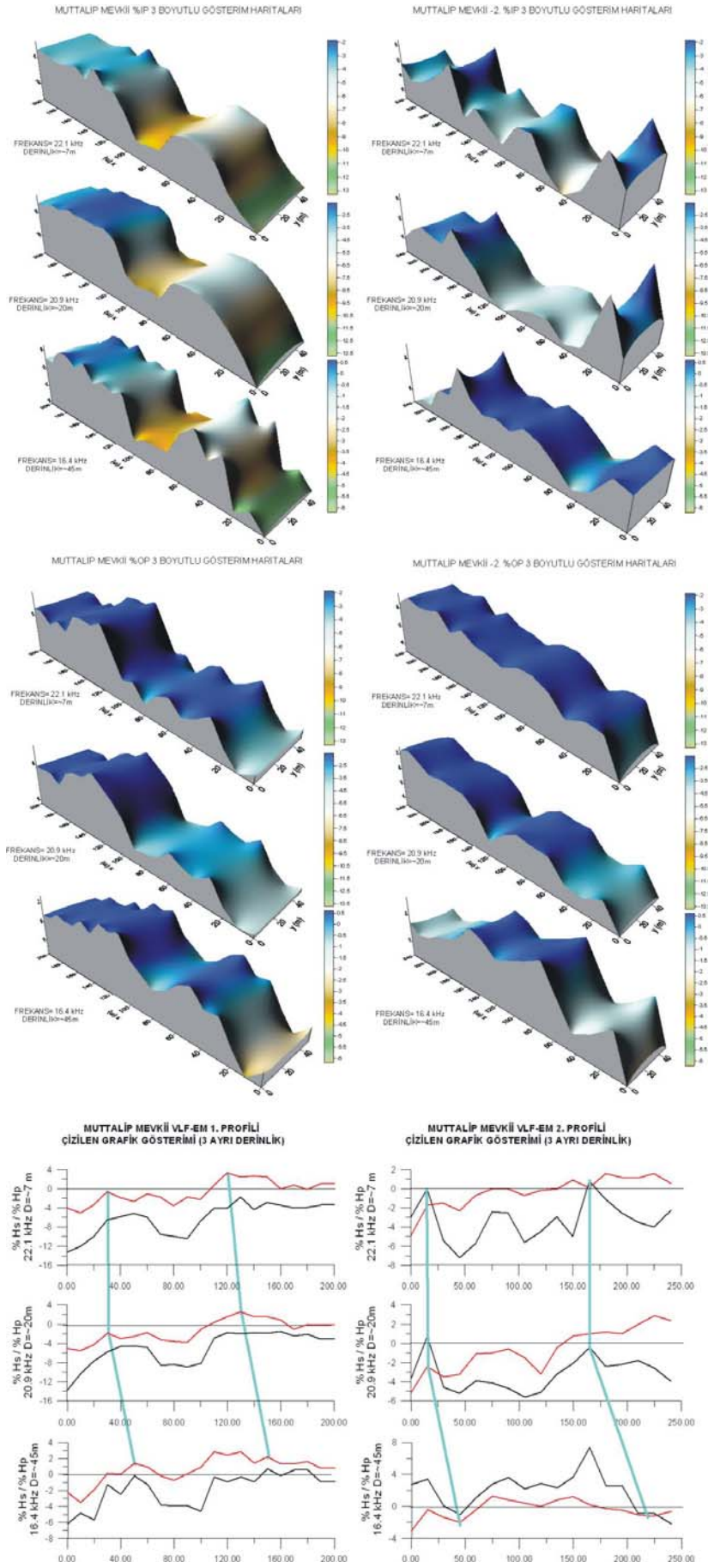
Atılan VLF-EM hatları güncel yelpaze tortulları altında temel ile Pliyosen arasındaki tektonik hattın varlığını ortaya koyduğu gibi alüvyal yelpaze içinde, yüzey belirtisi sunmayan ikincil bir fayın varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 7.2). Belirlenen faylar kuzeye 56-63 derece kadarlık eğime sahiptirler.



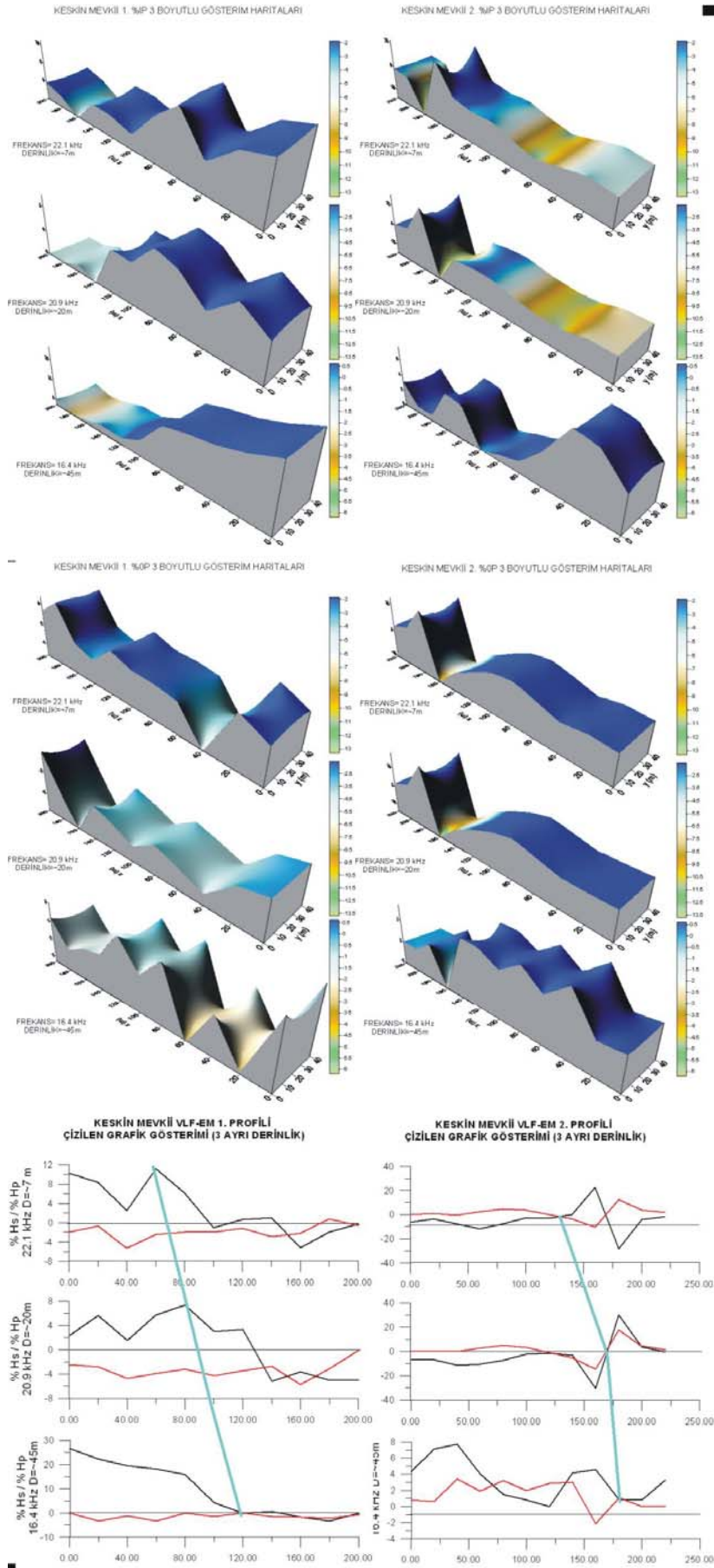
Şekil 7.1. Muttalip ve Keskin segmentleri üzerindeki VLF-EM ölçüm hatları.

7.1.2. Keskin segmenti üzerinde VLF-EM uygulaması

Keskin'in 2.5 km kadar doğusunda Aken çeşmenin tam kuzeyindeki vadi içinde, buradan geçen Keskin segmentini K-G doğrultusunda kesecek şekilde bir VLF-Keskin-1 hattı seçilmiştir. İkinci bir VLF hattı (VLF-Keskin-2) daha batıda fayın kısmen silikleştiği kesime yerleştirilmiştir (Şekil 7.1). Hatlar boyunca yapılan ölçümler ve bunların yorumlanması, bu civarda derinlere doğru uzanan, güneye 56 derece kadar eğimli bir fay düzleminin varlığını göstermektedir (Şekil 7.3). Bu eğim değeri 1.5 km kadar doğuda fayın kısa bir mesafe için KB'ya döndüğü kesimde şistler üzerinde gözlenen eğime oldukça yakın bir değerdir.



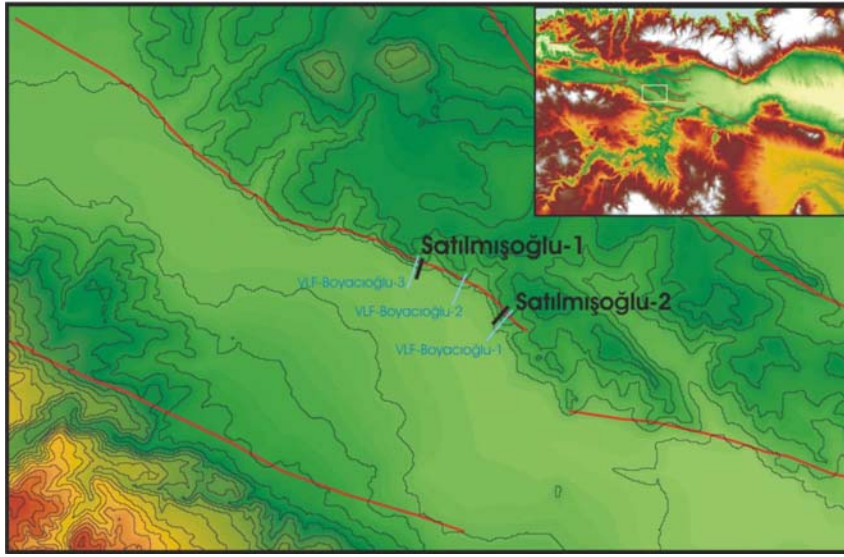
Şekil 7.2. Muttalip segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.



Şekil 7.3. Keskin segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.

7.1.3. Çukurhisar segmenti üzerinde VLF-EM uygulamaları

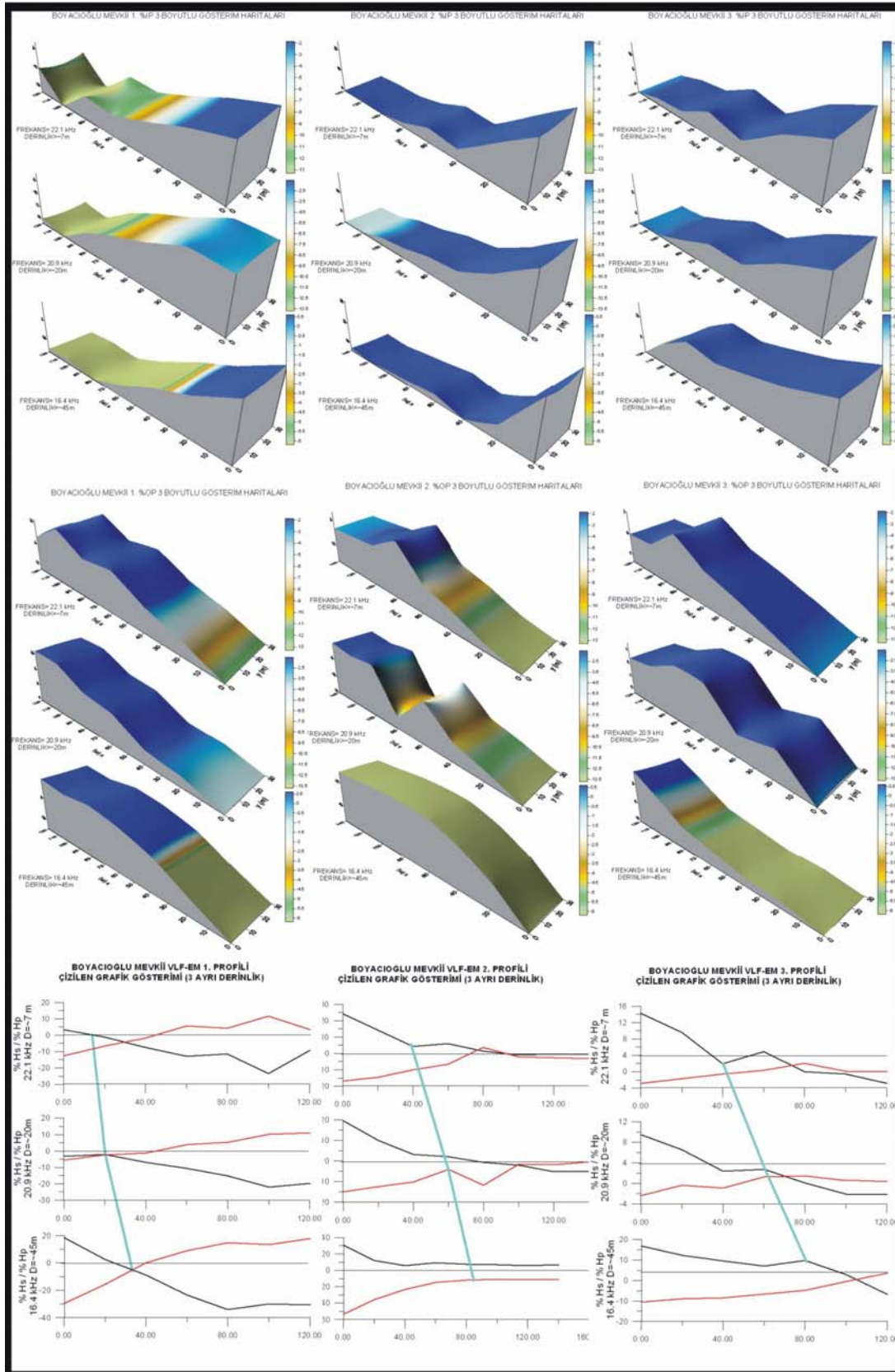
Bu segment Eskişehir havzasının daraldığı batı kesimde Karagözler segmentinin 1 km kadar sıçramasıyla ortaya çıkar. Daha önce bu segmentin GD ucu üzerinde yanal devamlı metrik profil kırıklarının varlığına işaret edilmişti. Bu dönemde, Satılmışoğlu'nun 1.5-2 km kadar doğusunda K-G gidişli konumlanan 3 adet VLF-EM hattı boyunca Çukurhisar Fayı'nın derine doğru devamı test edilmiştir (Şekil 7.4). Her üç VLF-EM hattında da, derine doğru uzanan güneye eğimli bir faya rastlanmıştır (Şekil 7.5). Fay düzleminin eğimi 50 derece kadardır.



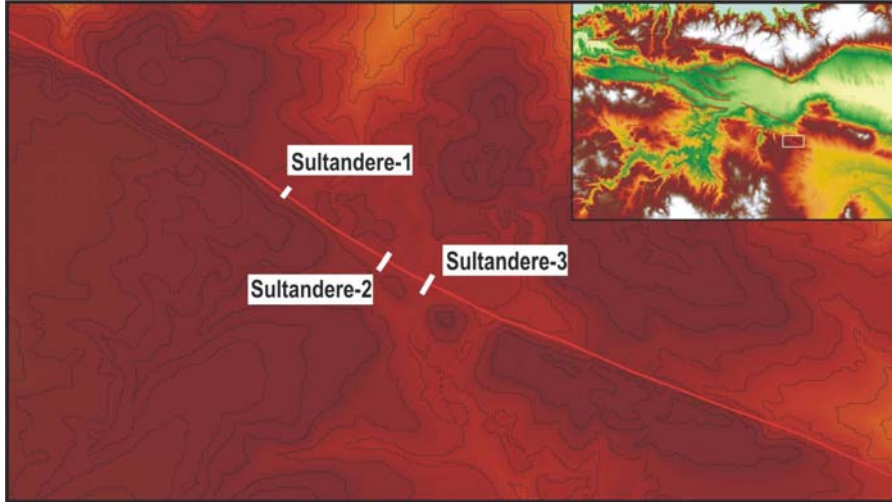
Şekil 7.4. Satılmışoğlu civarındaki hendeklerin konumları.

7.1.4. Sultandere Segmenti Üzerinde VLF-EM Uygulamaları

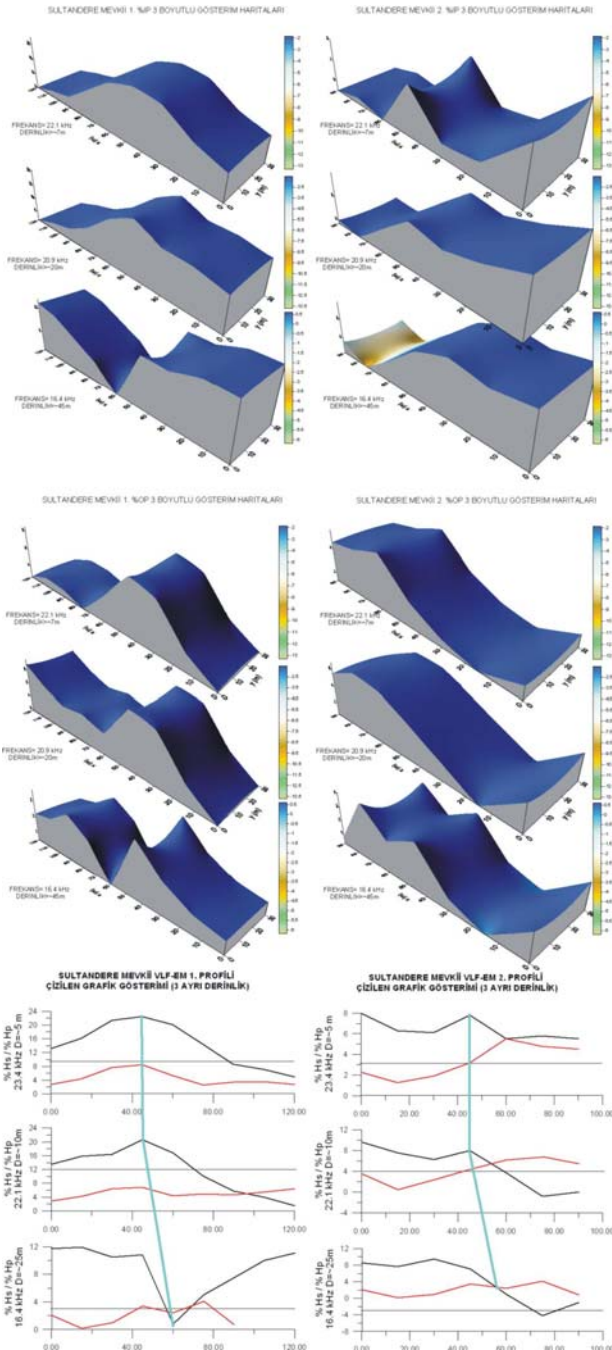
Sultandere segmenti üzerindeki üç hendekte, hendek kenarı boyunca hendek adları ile anılan 3 adet hat boyunca VLF-EM ölçümü yapılmıştır (Şekil 7.6) Sultandere-3 hendeği boyunca alınan ölçümler yüksek yeraltısuyu seviyesi yüzünden kullanışsızdır. Diğer iki hendekte yüzeyde açık belirti veren ancak hendek çalışmalarında nüfuz edilemeyen fayın derinlere doğru uzandığı ortaya çıkarılmıştır. VLF-EM profillerinin değerlendirilmesi Sultandere fayının eğiminin 53-63° kadar olduğunu göstermektedir (Şekil 7.7).



Şekil 7.5. Satılmışoğlu segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.



Şekil 7.6. Sultandere segmenti üzerinde açılan hendeklerin konumu.

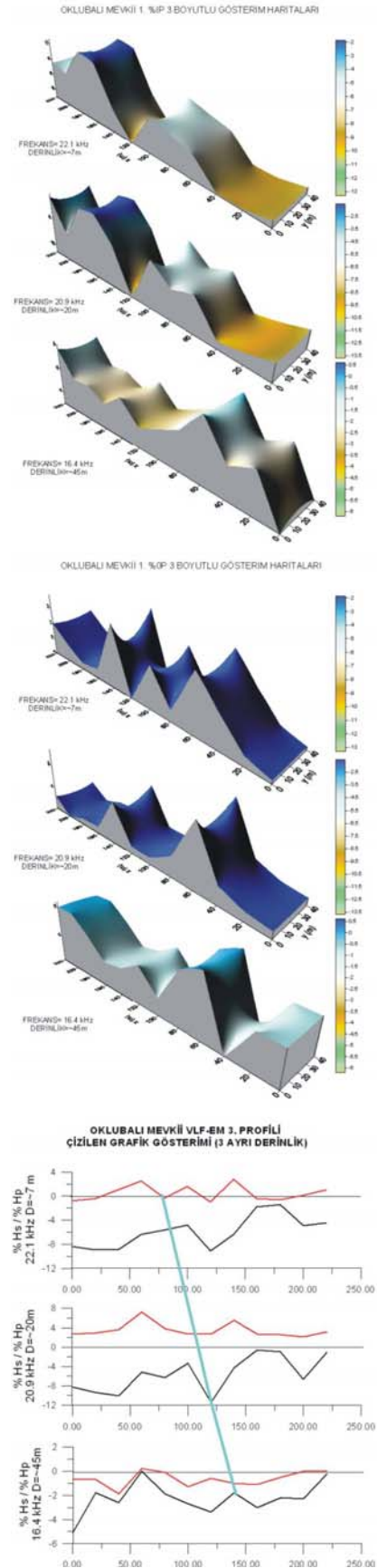


Şekil 7.7. Sultandere fayı segmenti üzerindeki iki profilin VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.

7.1.5. İnönü Segmenti Üzerinde VLF-EM uygulaması

İnönü segmenti ilçe merkezinin 4 km kadar doğusunda Taşlıtepe'den başlayarak daha doğuda güneydeki yükselen bloktan kaynaklanan heyelanların birikim zonları ve Balık dere gibi bazı derelerin derin aşındırması yüzünden belirsizleşir. Hacımukayyıt sırtı kuzeyinde fayın konumunu tam olarak belirlemek amacıyla fay gidişine dik doğrultuda bir hat boyunca VLF-EM ölçümleri yapılmıştır (Hattın konumu için Şekil 5.5'e bakınız). Bu hatta ilişkin değerlendirmeler Şekil 7.8'de verilmiştir.

Kalın yamaç molozu nedeniyle en üstteki sinyalin çok belirgin olmasına karşın daha alttaki iki sinyal, fayın Hacımukkayıt sırtının hemen önünden geçtiğini, kuzeye yüksek açıyla (56 derece kadar) eğimli olduğunu kanıtlamaktadır.



Şekil 7.8. İnönü segmenti üzerinde Oklubalı civarında alınan VLF-EM sonuçları ve yorumlanması.

7.2. Sismik Yansıma Çalışmaları

Belirlenen beş ayrı bölgede jeolojik birimlerin yayılımını, derinlere doğru değişimini ve geometrisini belirleyebilmek amacıyla sismik yansıma çalışmaları yapılmıştır (Şekil 7.9). Bölgede daha önce DSİ tarafından elde edilen elektrik öz direnç (rezistivite) ölçüleri de yansıma kesitleri ile ilişkilendirilmiştir.

Cumhuriyet, Muttalip, Tevlüke, Satılmış ve Ziraat Fakültesi bölgelerinde yapılan sismik yansıma zaman kesitlerinin derinlik kesitlerine dönüştürülmesi amacıyla sismik kırılma ölçümleri de gerçekleştirilmiştir. İzleyen bölümlerde uygulama yöntemleri açıklanmış ve elde edilen sismik kesitler yorumlanmıştır.

7.2.1. Uygulama yöntemleri

Bölgedeki sismik yansıma çalışmalarında sabit ofset yöntemi kullanılmış 5 m jeofon aralığı seçilmiştir. Enerji kaynağı olarak, buffalo gun ve balyoz atışları test edilmiş ve ölçümlere balyoz ile devam edilmiştir.

7.2.1.1 Sismik veri toplama

Sismik kayıtlar için EG&G Geometrics firmasınınca üretilen ES-1225 kayıtçısı kullanılmıştır. Kullanılan sistem; sayısal kayıtçı, jeofonlar, kablolar ve portatif bilgisayardan oluşmaktadır. Sismik kayıtçı, ES-1225, sayısal verileri 12-bit duyarlılıkla toplamaktadır. 12 kanallı kayıt sistemi aşağıdaki birimlerden oluşmaktadır;

- a) Sinyal düzenleyici
- b) Analog/Sayısal çevirici
- c) CPU (Merkezi İşlem Birimi)
- d) CRT (Ekran)
- e) Yazıcı

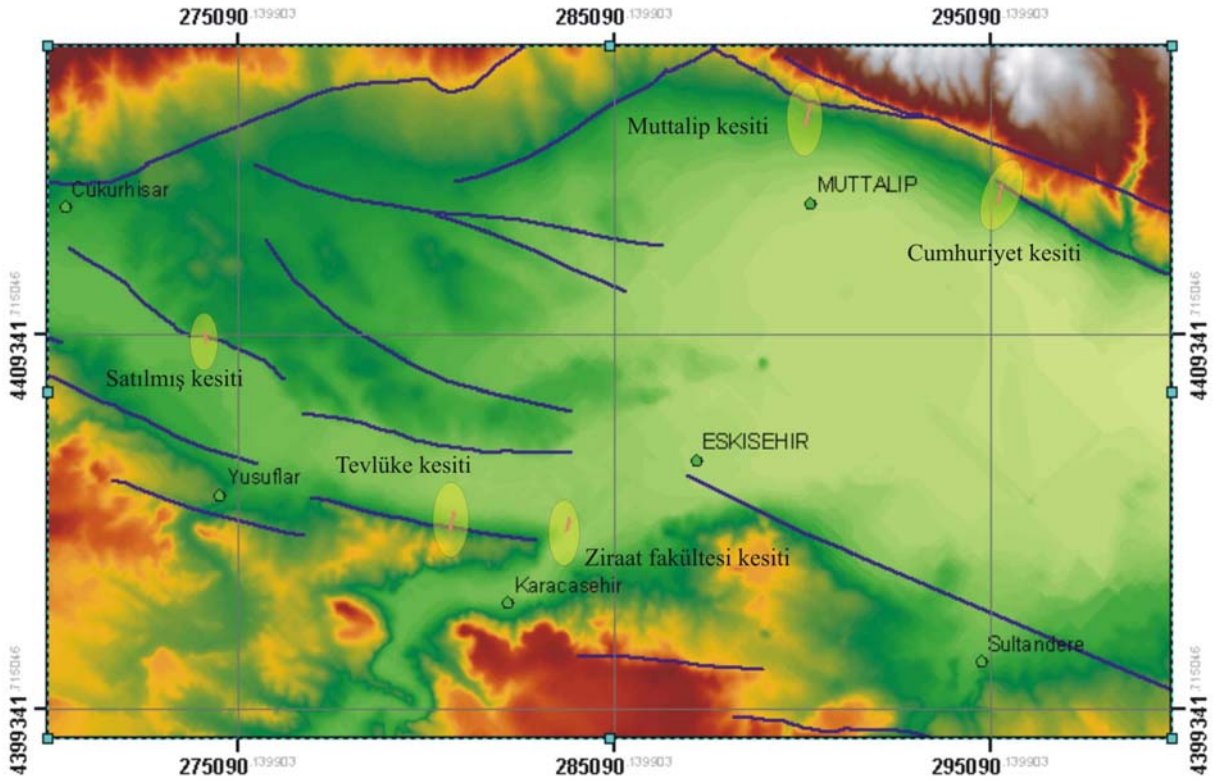
Sinyal düzenleyici 12 kanallı bir yükselticidir. Her kanalın kazancı birbirinden bağımsız olarak 6 dB aralıklarla 66 dB 'e kadar ayarlanabilmektedir.

Analog/sayısal çevirici, analog verileri önceden belirlenen bir aralıkla örnekler. Her bir kanal için maksimum örnek sayısı 1024 'tür. Ancak, genelde yuvarlak olması açısından 1000 kullanılır. Kayıt süresi 25 milisaniye ile 2000 milisaniye arasında değişebilir ve önceden ayarlanabilir. Çalışmamızdaki kırılma ölçümlerinde kayıt süresi 250 ve 500 milisaniye olarak seçilmiştir ve buna göre örnekleme aralığı 0.25 ve 0.50 milisaniye seçilmiştir.

Sistem temel olarak bir ‘‘Sinyal Yığıma’’ sismografıdır. Burada yığıma terimi, atışın her yapılışında bellekte saklanan sinyallerin üst üste yığılması, genliklerin toplanması anlamında kullanılmaktadır. Bu işlem sırasında, her atış sonunda oluşan sinyaller sayısallaştırıldıktan sonra aletin belleğinde saklanmaktadır. Birbirini izleyen atışlar sonunda oluşan sinyaller bir öncekinin yerini almayıp bir önceki değerle toplanır. Böylece tekrarlanan atışlarla yığılan genlikler giderek büyür; gürültü rastgele karakterde olduğu için yığılma sırasında neredeyse sabit kalır. Bu nedenle, yığıma işlemi ile sinyal/gürültü oranı önemli ölçüde düzeltilmiş olur.

Sistemin ön panelinde yer alan bir yazıcı yardımıyla sismogramların analog kayıtları alınabilir. Bu kayıtlarda, 12 kanalın tümünde kaydedilen sismogramlarla beraber, kayıt sırasında seçilen parametreler ve diğer etiket bilgileri yer alır.

Kayıtçı bir adet RS-232C seri çıkışa sahiptir. Bu çıkış yardımıyla aletin kaydettiği sayısal sismogramlar arazide bir bilgisayara kaydedilebilmektedir. Bu çalışmada veriler arazide bir portatif dizüstü bilgisayara kaydedilmiştir.



Şekil 7.9. Proje kapsamında gerçekleştirilen sismik çalışma yerleri.

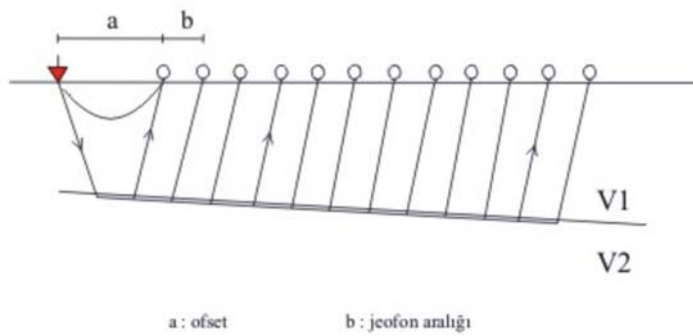
7.2.1.2. Sismik kırılma yöntemi

Bilindiği üzere, sismik kırılma yönteminde, arayüzeylerden kırılıp gelen dalgalarla doğrudan gelen dalgaların yayılımı kaydedilir. Kırılma yönteminin ilkeleri Şekil 7.10'da gösterilmiştir.

Sismik enerji kaynağı olarak portatif bir tüfek (buffalo gun) kullanılmıştır. Sismik kaynağın aynı yerde birden fazla patlatılması ile sinyaller belli bir seviyeye gelene kadar biriktirilerek kayıtlar alınmıştır. P boyuna dalga kayıtları merkez frekansı 14 Hz olan jeofonlarla alınmıştır.

Yukarıda değinildiği gibi, kırılma sismogramları 12 kanallı sayısal kayıtçıyla kaydedilmişlerdir. Kayıtları arazide anında incelemek ve işlenmek amacıyla alınan analog sismogramlara ek olarak veriler, büroda incelenmek ve işlenmek amacıyla, arazide sayısal olarak bir portatif bilgisayara kaydedilmişlerdir. Sistemin bu yeteneği sismik verilerin gelişmiş bilgisayar paket programları ile işlenmesi ve değerlendirilmesi olanağı sağlamaktadır. Analiz ve değerlendirmede kullanılan yazılım paketi Rimrock Geophysics (ABD) Firması tarafından hazırlanan "SIPx" adlı bir yazılımdır.

İlk tabakadan gelen doğrudan varışlar için sismik hız her atış noktası ile jeofon arasındaki uzaklığın geliş zamanına bölünmesiyle hesaplanır. İlk tabakanın altından gelen kırılmış varışların hesaplanması için iki metod kullanılır: (1) tabaka hızını temsil eden varış zamanları üstüne en küçük kareler yöntemi ile doğru oturtulmasıyla yapılan regresyon ve (2) farkların çizilmesi (Redpath, 1973) üstüne en küçük kareler yöntemi ile doğru oturtulmasıyla uygulanan Hobson-Overton (Scott, 1973) metodudur.



Şekil 7.10. Sismik kırılma yönteminin şematik gösterimi.

7.2.1.3. Sismik yansıma yöntemi

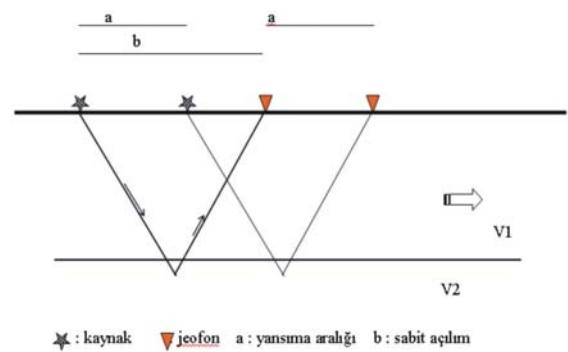
Sismik yansıma ölçümlerinde *Sabit Açılım (Common Offset)* veri toplama tekniği kullanılmıştır. Bu uygulamada kaynak alıcı uzaklığı sabit tutulur. Kullanılan kayıt sistemi kanal dondurma özelliğine sahip olduğundan, ilk atış noktası birinci jeofondan uygun bir mesafede tutulmuştur. Uygun bir sinyal elde edildikten sonra birinci kanal dondurularak atış noktası, ikinci jeofona uzaklığı öncekine eşit olacak bitimde yeni bir noktaya kaydırılır. Bu işlem serimin son jeofonuna kadar aynen tekrarlanır. Aynı işlem izleyen serimler için de gerçekleştirilir ve sismik yansıma zaman kesitleri oluşturulur. Şekil 7.11'da sismik yansıma uygulamalarında kullanılan sabit açılım tekniğinin ilkeleri görülmektedir.

Yansıma çalışmalarında uygun sabit açılım uzaklığının belirlenmesi çok önemlidir. Bu uzaklık çeşitli faktörler tarafından denetlenmektedir. Öncelikle, sismogramın önemli bir kısmı sismik literatürde "ground roll" adı verilen yüzey dalgaları ile kaplanır. Düşük hızlı bir üst katmanın bulunması halinde yansımış sinyaller bu tür yüzey dalgaları tarafından maskelenirler. Bu durumda optimum açılım uzaklığının, yüzey dalgaları penceresinin ötesinde seçilmesi gerekir. İkinci nokta, doğrudan gelen dalgalarla baş dalgalarının zaman uzaklık grafikleri belirli bir mesafede kesişirler. Bu kesişme mesafesinin ötesinde yer alan bir jeofona ilk gelen dalga kırılmış dalga olup, bunu yansımış dalga izler. Kesişme mesafesi civarında doğrudan gelen, kırılmış ve yansımış dalgalar arasındaki zaman farkları çok küçüktür. Bu durumda bunların kolayca ayırt edilebilmelerini sağlamak amacıyla, sabit açılım uzaklığının kesişme mesafesinin ötesinde seçilmesi gerekir.

Öte yandan, ortamın özellikle üst seviyeleri oldukça soğurucudur. Bunun sonucunda, geometrik saçılmaya ek olarak, dalga genliği uzaklıkla azalır. Uygun bir sabit açılım uzaklığını belirleyebilmek bakımından, sahada ölçme işlemlerine başlamadan önce, bir dizi test ölçümleri yapılmıştır. Bunun için, filtre kesme frekansları, yüzey dalgası penceresi, jeofon aralığı, toplam kayıt süresi ve her kanalın kazancını belirlemek amacıyla belirli sayıda sismik kırılma ölçümleri alınmıştır.

Sabit açılım tekniği ile arazide toplanan sismik yansıma verileri işlenmemiş ham verilerdir. Sismik yansıma verilerinin değerlendirilmesinde kullanılan paket program "Geoflex" yazılım paketidir. Bu program yardımı ile sismik yansıma verilerine çeşitli düzeltmeler de yapılabilmektedir.

Bunlar statik düzeltme, band-geçiren süzgeçleme, mute ve Otomatik Genlik Kontrolü (AGC)'dür.



Şekil 7.11. Sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi.

7.2.2. Sonuçlar

Bu b6l6mde Ziraat Fak6ltesi, Satılmış, Tevl6ke, Cumhuriyet ve Muttalip b6lgelerinde yapılan sismik çalışmaların sonuçları ayrı başlıklar altından verilecektir. Profillerin konumları ve başka bazı 6zellikleri izelge 7.1’de verilmiştir. Her b6lgede iki farklı kesit (zaman kesiti ve derinlik kesiti) hazırlanmıştır.

Çizelge 7.1. Sismik yansımaya profillerine ait bilgiler.

Profil Adı	Başlangıç Koordinatı		Uzunluğu	Doğrultusu	Serim Sayısı	Sabit offset
	X	Y				
Ziraat fak6ltesi	283843	4404103	355	K10 ⁰ D	6	40
Satılmış	274250	4409420	295	K5 ⁰ D	5	45
Tevl6ke	280729	4404130	535	K20 ⁰ D	9	40
Cumhuriyet	295390	4413344	535	K20 ⁰ D	9	40
Muttalip	290307	4415485	535	K10 ⁰ D	9	45

Zaman kesitleri, 6st b6l6mlerde açıklanan programlar yardımıyla serimlerin peş peşe dizilmesi ile oluşturulmuştur ve ham verilerdir.

Derinlik kesitleri hazırlanırken, her profilde b6l6m 7.2.1.3’de açıklanan sismik kırılma 6l6mlerinden belirlenen sismik hızlar kullanılarak 6ncelikle zaman kesitlerindeki ilk seviyenin derinliği hesaplanmıştır. Sonraki seviyeler için hızın derinlere doğru arttığı d6ř6n6lerek ağırlıklı ortalama hızlar hesaplanmış ve derinlik kesitine d6n6řt6r6lm6řt6r. Bilindiği gibi derinlerden hız bilgisi alabilmek için dinamit gibi g6l6 enerji kaynakları veya kuyu sismiği kullanmak gerekir. Burada b6yle bir imkan bulunamadığı için en fazla 20-30 m derinlerin hız bilgileri edinilmiştir. Oysa yansımaya kesitleri çok daha derinlerden bilgi içermektedir ve bunları derinlik kesitlerine d6n6řt6rmek için hız bilgilerine ihtiyaç vardır. Bu çalışmada sismik yansımaya zaman kesitlerinin derinlik kesitlerine d6n6řt6r6lmesinde ilk yansımaya y6zeyi için alanda 6l6len sismik hızlar kullanılmıştır. Zaman kesitlerindeki alt seviyeler için hızın derinlere doğru arttığı d6ř6n6lerek artan hız kullanılmış ve her seviye için ağırlıklı ortalama hızlar hesaplanmıştır. Hız artımları +200 m/sn olarak seçilmiş ve ağırlıklı ortalama hızlar (V_{RMS}) aşağıdaki form6l kullanılarak her yansımaya y6zeyi veren seviye için hesaplanmıştır.

$$(V_{RMS}) = [(V_1 * V_1 * \Delta t_1 + V_2 * V_2 * \Delta t_2 + \dots + V_n * V_n * \Delta t_n) / (\Delta t_1 + \Delta t_2 + \dots + \Delta t_n)]^{1/2}$$

Derinlerden bilgi almak ve y6zey dalgalarının etkisinden kurtulmak amacıyla her profilde yapılan test 6l6mleri sonucu *sabit offset* uzaklıkları belirlenmiştir. Derinlik kesitleri, zaman kesitlerinin her profilde belirlenen offset uzaklıklarının yarı mesafesi kadar geriden başlamaktadır. Bu çalışmada

derin bilgilerin istenmesi ve yüzey dalgalarının etkileme alanı gibi faktörler yansıma kesitlerinde sığ bilgilerin alınmasını olanaksız kılmıştır.

Sismik yansıma zaman kesitlerinin renklendirilmesi ve derinlik kesitlerine dönüştürülmesindeki tercihler yorumcuya aittir. Farklı bir değerlendirme ancak ham veri (sismik yansıma zaman kesiti) üzerinden yapılmalıdır. Yukarıda da değinildiği gibi özellikle derinlik kesitlerinin oluşturulmasında hızın derinlere doğru artışı ve +200 m/sn hız artımı kabulü yapılmıştır. Burada dikkate alınması gereken derinlik kesitlerindeki derinlik değerlerinin yaklaşık olduğudur. Ancak, geometrik görüntünün gerçeğe daha yakın ifadesi vardır.

7.2.2.1. Ziraat fakültesi profili

Şekil 7.12’de verilen Sismik Yansıma Kesiti’nde ilk yansıma yüzeyi, profil başında 180 msn iken profil sonunda 220 msn’dir. Bunun altında değişik seviyelerde yansıma yüzeyleri izlenmektedir. Kesitte izlenebilen son yüzey ise kesitin başlarında 270 msn sonlarında ise 420 msn civarındadır.

Şekil 7.13’de verilen derinlik kesitinin oluşturulmasında kullanılan sismik hız değerleri ilk arayüzey için 1500 m/sn ve izleyen yüzeyler için sırasıyla 1700, 1900, 2100, 2300 m/sn dir. Sismik hızlardan hesaplanan ağırlıklı ortalama sismik hızlar ($V_{(RMS)}$) ise sırasıyla 1500, 1530, 1580, 1670 ve 1765 m/sn olarak hesaplanmıştır.

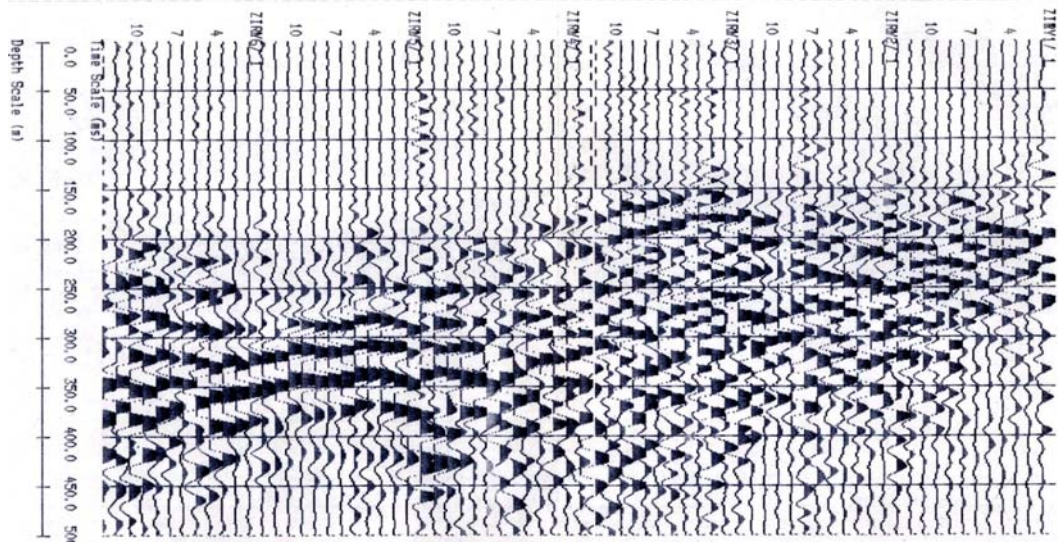
Jeolojik açıdan Ziraat Fakültesi yansıma kesitini yorumlamak zordur. Her durumda 120 m derinlerden itibaren belirginlik kazanan bir tabakalı istifin (Eosen ya da Miyosen) varlığı ileri sürülebilir. Kesitin güneyinde reflektansların oldukça karışması temelin sığlaştığına işaret edebilir.

7.2.2.2. Satılmış Profili

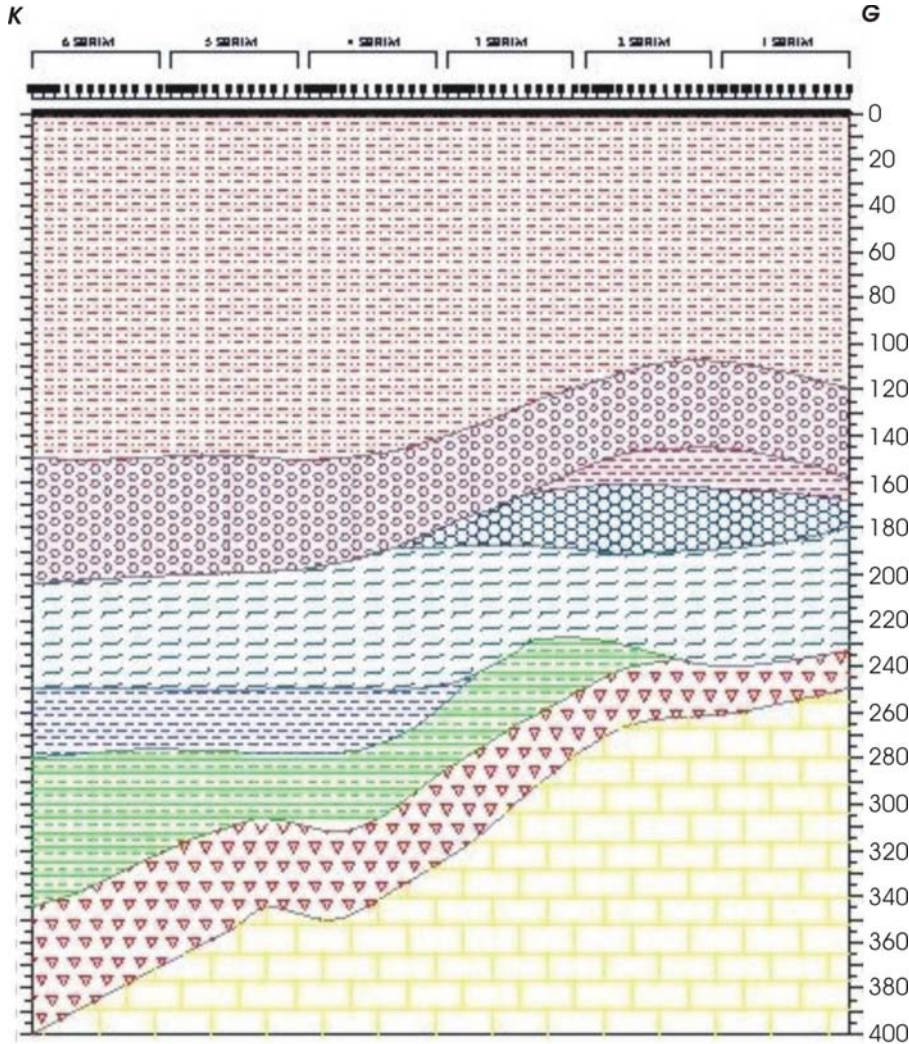
Profil üzerinde 4. serimin 8. jeofonu asfalt yol, 11 ve 12. jeofonlar demiryolu üzerine rastladığından bu kesimlerden kayıt alınamamıştır.

Şekil 7.14’de verilen yansıma zaman kesitinde ilk yansıma yüzeyinin tüm kesit boyunca yaklaşık 50 msn’de geldiği görülmektedir. Bunun altında yaklaşık 250 msn’ye kadar değişik izler görülse de bunlar aynı birim içerisindeki arayüzeyler olarak değerlendirilmiştir. Oysa kesitin başında ve sonunda 250 msn olan varış zamanı 2. serimde 300 msn’ye ulaşmaktadır. Kesitteki son yansıma yüzeyi 350-400 msn’lerde izlenmektedir. Şekil 7.15 verilen derinlik kesitinde ilk seviye için kullanılan sismik hız değeri 1450 m/sn dir. Alt yansıma yüzeyleri için sırasıyla 1600, 1800, 2000 ve 2200 m/sn sismik hızlar kullanılmış ve bunların herbiri için $V_{(RMS)}$ ağırlıklı ortalama hızlar hesaplanarak derinlik kesiti oluşturulmuştur. Belirlenen $V_{(RMS)}$ hızlar sırasıyla 1450, 1575, 1610, 1650, 1700 m/sn dir.

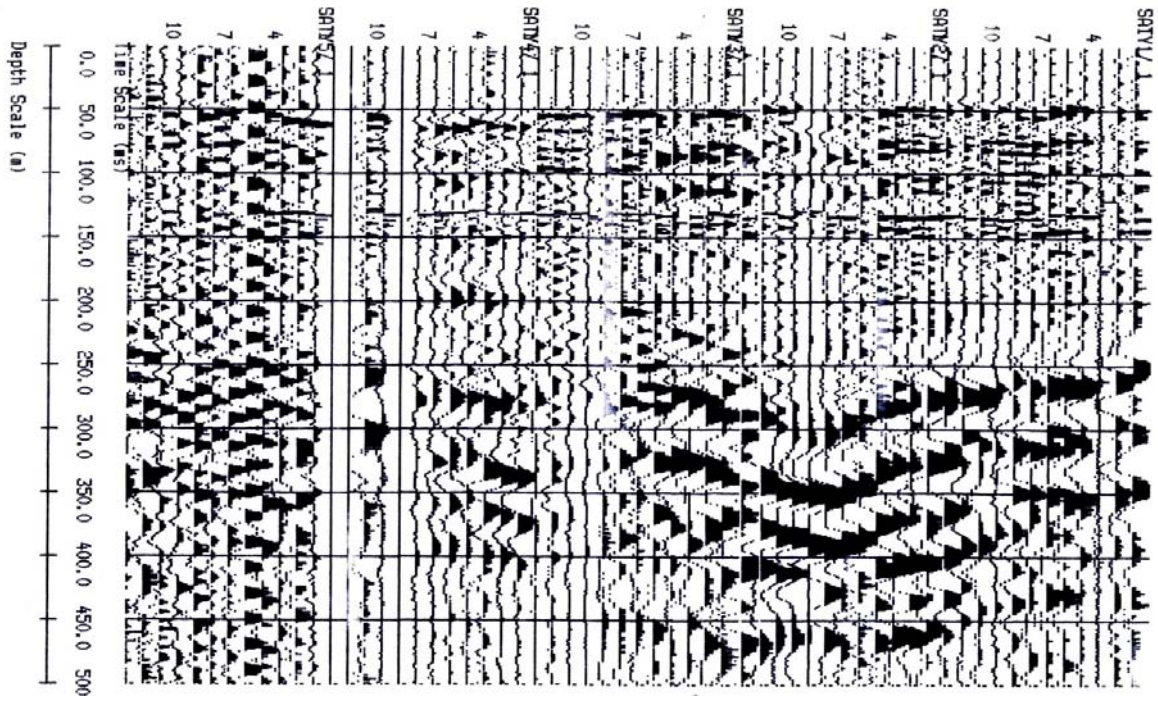
Jeolojik açıdan, Satılmış kesitinin güneye eğimli bir fay düzlemini kesmesi ümit edilmiştir. Çukurhisar segmenti olarak adlanan bu aktif yapı üzerindeki çalışmalar morfolojiye göre 30 m civarında bir eğim atımının varlığını göstermektedir (Bkz, bölüm 3.3.2.). Faya tekabül eden 2. serim başlangıcına yakın kesimde bir reflaktan yüzeyin 20 m kadar düştüğü izlenebilmektedir (Şekil 7.14).



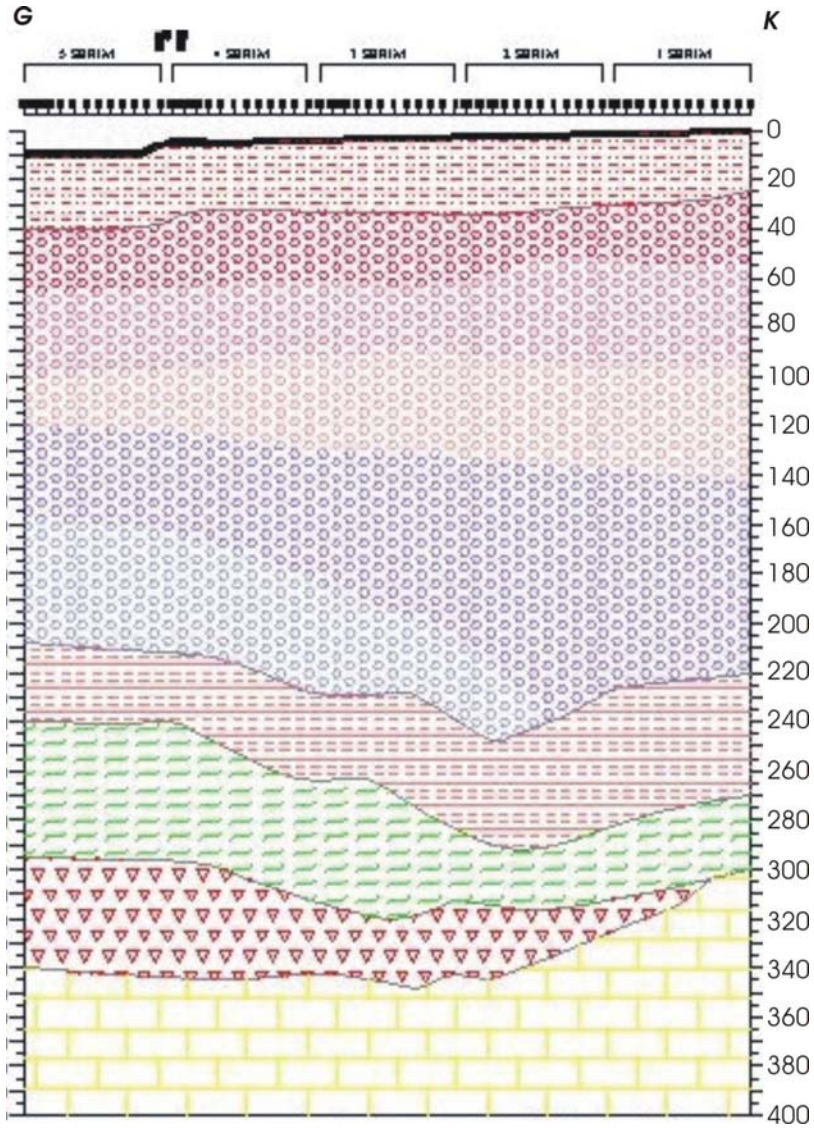
Şekil 7.12 Ziraat Fakültesi sismik yansıma zaman kesiti



Şekil 7.13. Ziraat Fakültesi sismik yansıma derinlik kesiti



Şekil 7.14. Satılmış sismik yansıma zaman kesiti



Şekil 7.15. Satılmış sismik yansıma derinlik kesiti

7.2.2.3. Tevlüke profili

Şekil 7.16'da verilen Sismik Yansıma Zaman Kesiti'nde izlenebilen ilk yansıma yüzeyi 50-100 msn, son yansıma yüzeyi ise 450-490 msn civarındadır. Kesitteki yansıma yüzeyleri takip edildiğinde izlerin 1. serimin ortalarına doğru sürekliliğini kaybettiği gözlenir. İzlerin sürekliliğinin olmadığı bu kesim kayanın yüzeyde veya yüzeye çok yakın olduğu kesimdir.

Şekil 7.17'de sunulan derinlik kesinin oluşturulmasında 680, 1250, 1400, 1600, 1800, 2000, 2200, 2400 m/sn sismik hızları kullanılmış ve bunlara bağlı olarak $V_{(RMS)}$ ağırlıklı ortalama hızlar sırasıyla 680, 1080, 1115, 1160, 1260, 1360, 1430 ve 1500 m/sn olarak hesaplanmıştır. Önceki bölümlerde değinildiği gibi kesitlerde kullanılan renklerin benzer veya aynı olması jeolojik bir anlam taşımaz.

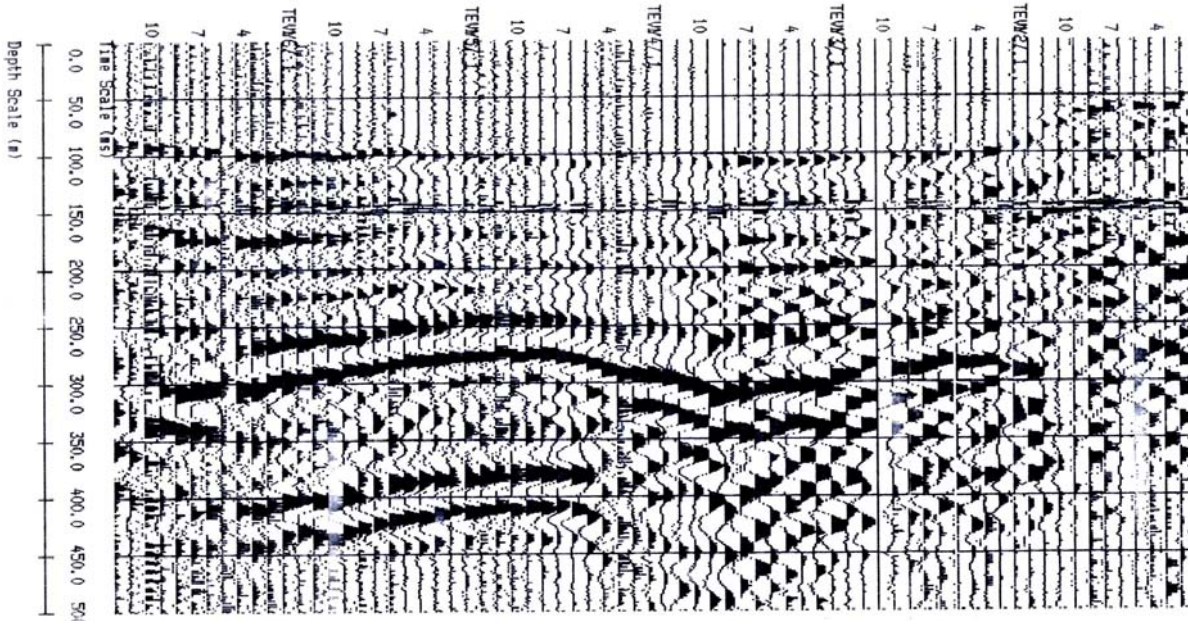
Tevlüke profili, ofiyolitik temel ile Pliyosen çökellerini sınırlayan kuzeye eğimli fayı açıkça resmetmektedir (Şekil 7.17). 3. Serim başlangıcında 180 m'lerde gözlenen açısız uyumsuzluk dikkat çekicidir. Eğimli duran tabakalı istiflerin hattın 3-4 km güneyinde Kütahya yolu üzerinde göslenen Eosen çakıltaşları olması kuvvetli bir olasılıktır. Tevlüke sismik kesiti Tevlüke segmenti üzerinde, 70 m'si topoğrafik sarplıkla ifadesini bulan toplam 250 m civarında bir düşey atımı kanıtlamaktadır.

7.2.2.4. Cumhuriyet Profili

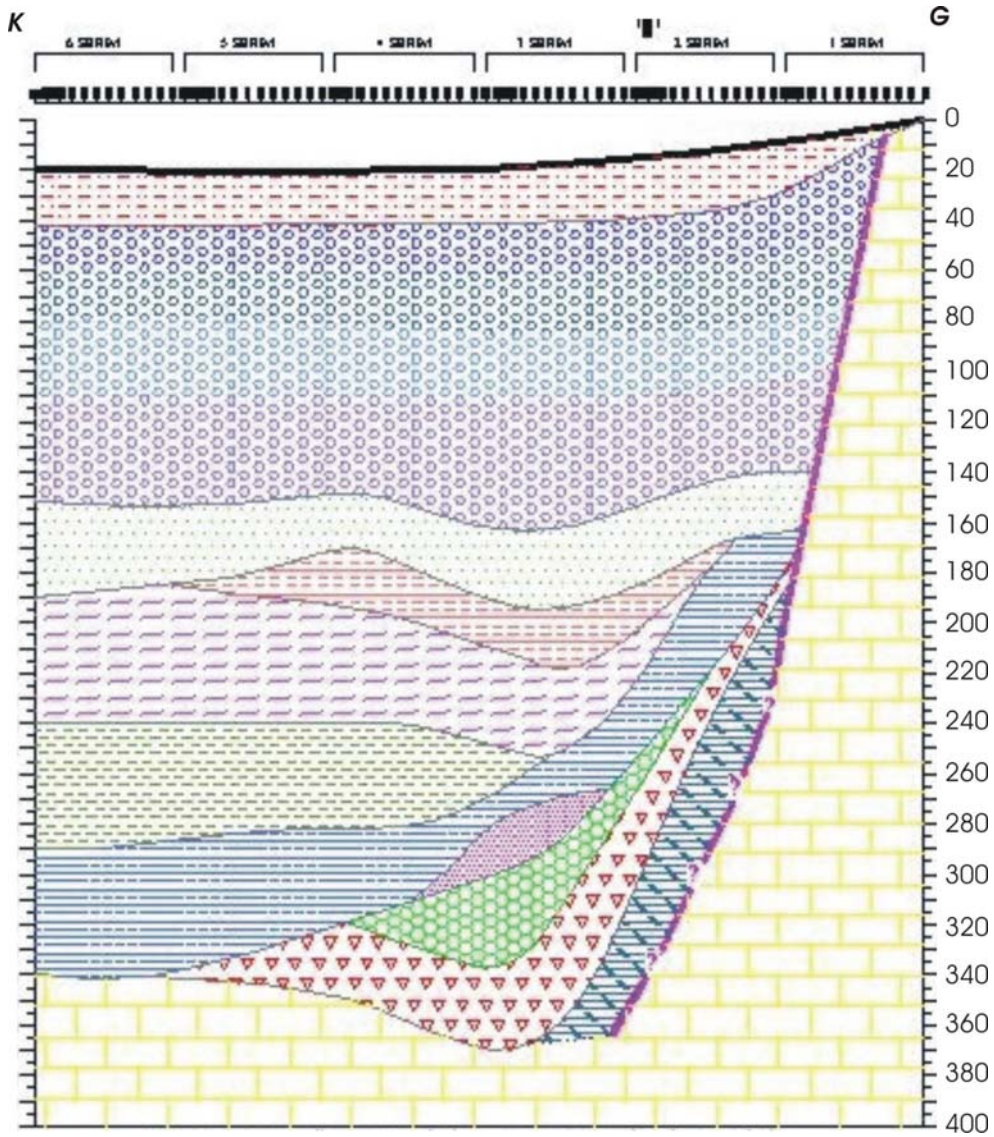
Şekil 7.18'de verilen zaman kesitine bakıldığında ikinci serimdeki izlerin bozukluğu profili kesen yüksek gerilim hattından kaynaklanmaktadır. Kesitte ilk yansıma yüzeyi 60-100 msn, son yansıma yüzeyi ise 250 msn civarında olduğu görülmektedir. Serimin başlarında (birinci serimin ilk jeofonları) kaya yüzeye yakın veya yüzeydedir. Kesitteki yansıma izlerinin sürekliliği söz konusu serimin başında kaybolmaktadır. Başka deyişle yansıma yüzeyi oluşturacak bir yapının olmadığı veya ortamın sismik anlamda homojen olduğunu söylemek mümkündür.

Şekil 7.19'da verilen Derinlik kesitinin oluşturulmasında kullanılan sismik hızlar sırasıyla 700, 1500, 1700, 1900, 2100, 2300 m/sn ve $V_{(RMS)}$ ağırlıklı ortalama hızlar sırasıyla 700, 890, 1100, 1210, 1420, 1600 m/sn olarak hesaplanmıştır.

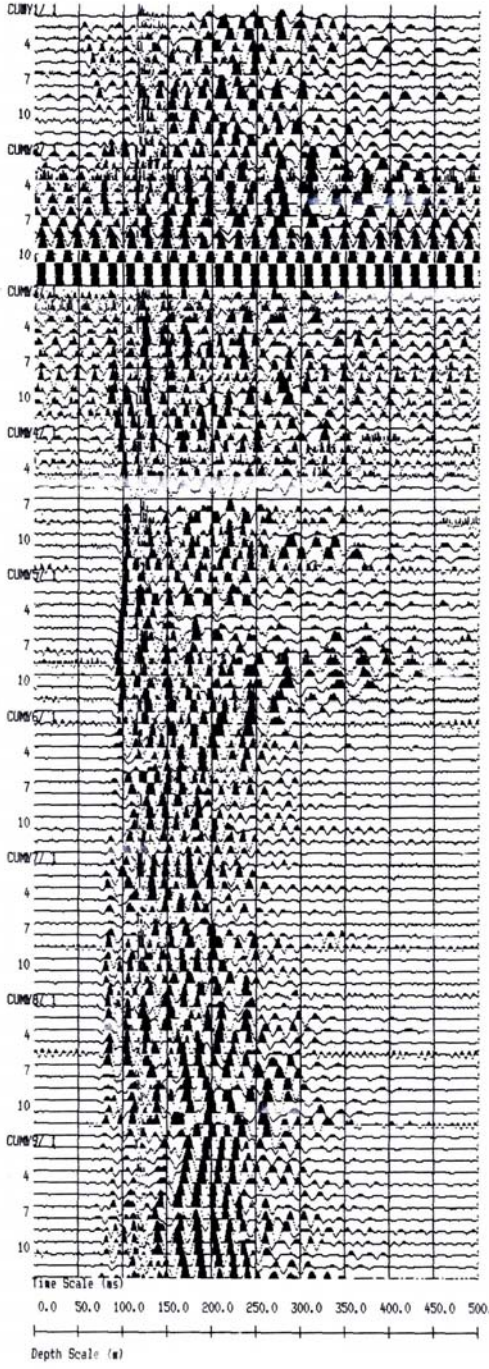
Cumhuriyet profili graben içine doğru temel derinliğinin değişimi konusunda açıklık getirmektedir. Şekil 7.18, yanal devamlı reflektan yüzeylerin 250 msn civarından itibaren kaybolduğunu göstermektedir ki bu, metamorfik temele ulaşıldığına işaret eder. Daha üstteki reflektan yüzeylerde dikkat çekici düşey ötelenmelere rastlanmamaktadır.



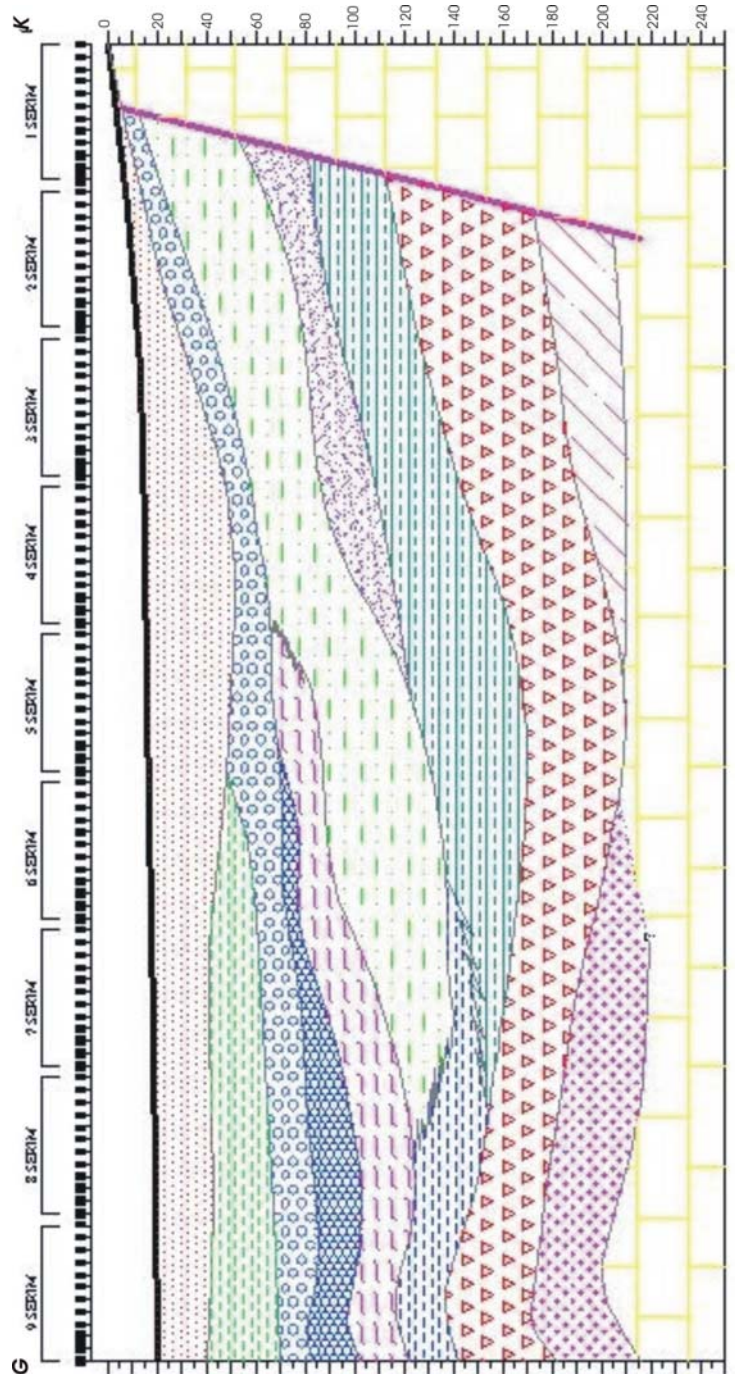
Şekil 7.16. Tevlüke sismik yansıma zaman kesiti.



Şekil 7.17. Tevlüke sismik yansıma derinlik kesiti.



Şekil 7.18. Cumhuriyet sismik yansıma zaman kesiti.



Şekil 7.19. Cumhuriyet sismik yansıma derinlik kesiti.

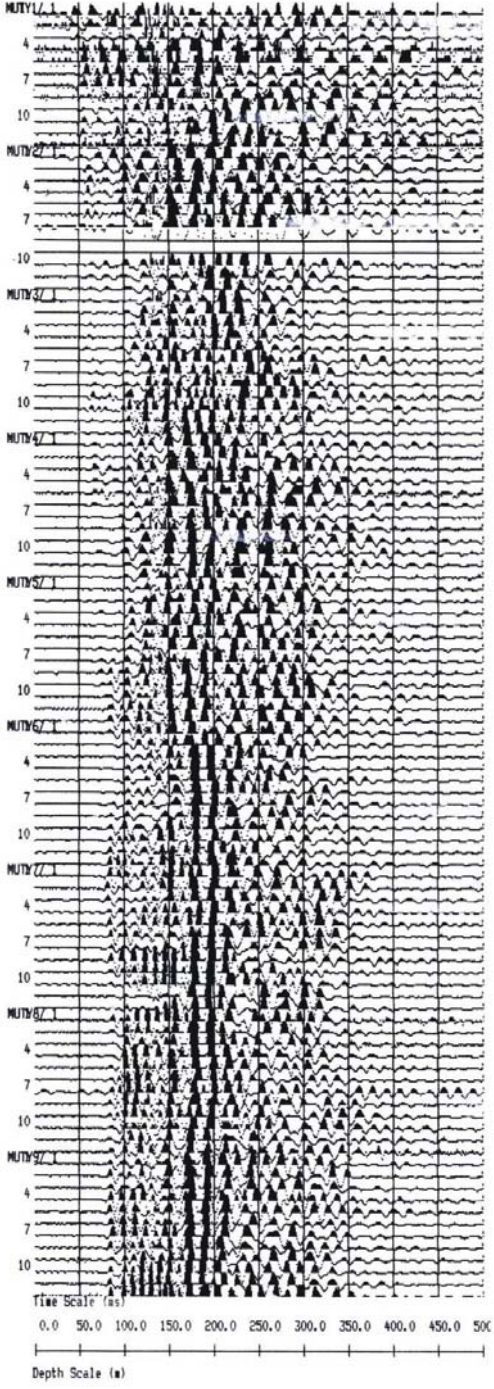
7.2.2.5. Muttalip Profili

Sismik Yansıma Zaman Kesitinde (Şekil 7.20) ilk yansıma yüzeyi serim sonunda 90 msn iken serim başlarında 55 msn'ye çıkmaktadır. Profilde ölçümlere kaya üzerinden veya kayanın yüzeye çok yakın olduğu kesimden başlanmıştır. Birinci serimin ilk jeofonlarında (1.,2.,...,7., jeofonlar) aşağıya (geç zamanlara) doğru izlerde bir karışıklık görülmektedir. Bunun anlamı yansıma yüzeyi verecek bir ortamın olmayışdır. Kesit genelinde izlenebilen yüzeylerin bu kesimlerde sürekliliği yoktur. Sözkonusu kaya içerisinde yansıma yüzeyi verebilecek bir jeolojik ortam zaten beklenmemektedir.

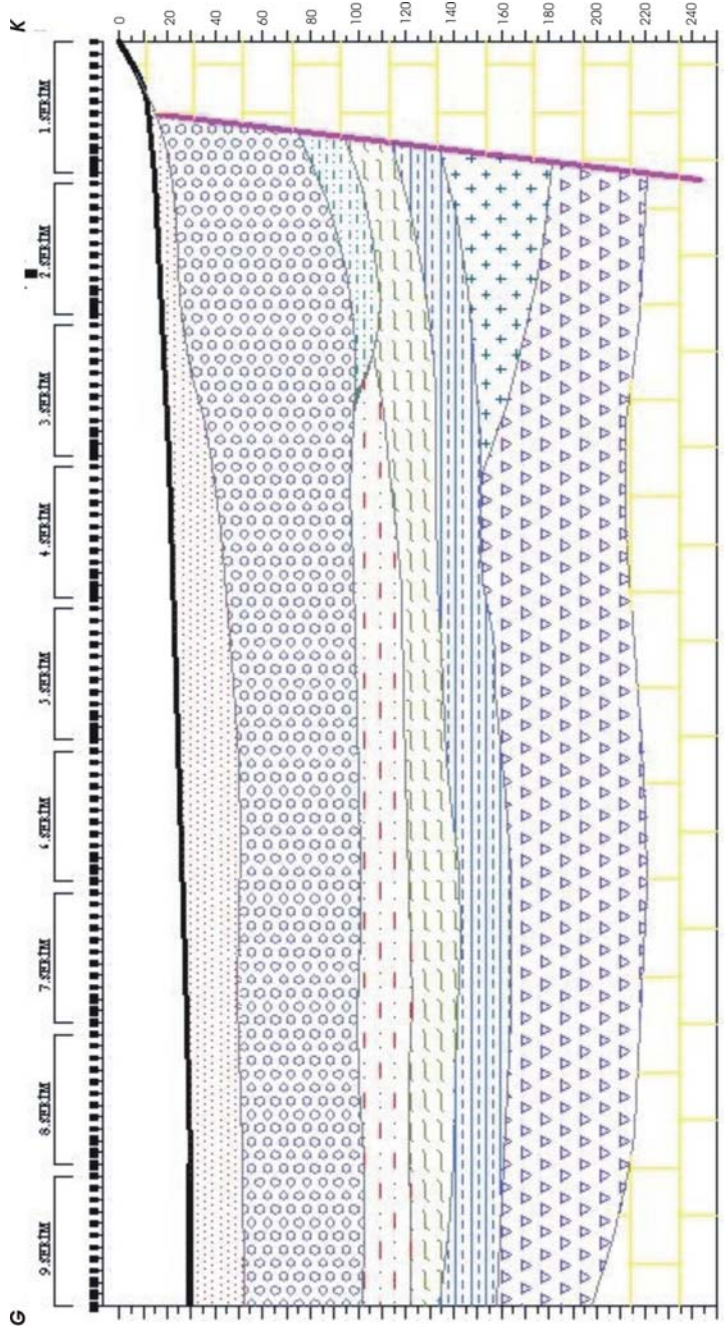
Şekil 7.21'te derinlik kesiti verilmiştir. Derinlik kesitinin oluşturulmasında kullanılan sismik hızlar sırasıyla 700, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000 m/sn ve $V_{(RMS)}$ ağırlıklı ortalama hızlar sırasıyla 700, 942, 1000, 1080, 1200, 1320 m/sn olarak hesaplanmıştır.

Muttalip profilinde de 200 msn civarından (~140 m)metamorfik temele girilir. Havza içine doğru iki reflektan seviye hiçbir düşey ötelenmeye uğramaksızın uzanır (Şekil 7.20; 7.21).

Şekil 7.20. Muttalip sismik yansıma zaman kesiti.



Şekil 7.21. Muttalip sismik yansıma derinlik kesiti.



8. HENDEK ÇALIŞMALARI

Hendek çalışmaları, aktif faylar tarafından geçmişte yaratılan yüzey kırıklarının sedimanter kayıt içinde araştırılmasını amaçlar. Bu çalışmalar sayesinde bir segment üzerinde hangi sıklıkla ve hangi büyüklükte yüzey kırıklarının olduğu ortaya çıkarılabilir. Bu sonucu veriler ise bir bölgenin sismik risk analizlerine katılacak önemli girdiler niteliğindedir.

Çoğu EFZ segmenti, üzerinde güncel sedimantasyon mevcut olmadığından hendek çalışmaları için uygun değildir. Havzayı kuzeyden sınırlayan segmentlerden Muttalip segmenti dışındakilerin tümü bu sınıftandır (Şekil 5.5). Güney segmentleri içinde Gökçeoğlu, Arapkuyusu, Meşelik, Yusufklar ve Turgutlar segmentleri üzerinde belirgin Kuvaterner sedimantasyonunun bulunmadığı faylardır. Bütün bu faylarda hem düşen hem de yükselen blok, Porsuk Nehri'nin yan kolları tarafından etkin olarak aşındırılmaktadır.

Haritalama çalışmaları, paleosismolojik çalışmalar için kuzeyde Muttalip ve Satılmış; güneyde de Sultandere, Tevlüke ve İnönü segmentlerinin morfoloji ve üzerlerindeki Kuvaterner sedimantasyonu nedeniyle uygun olabileceğini göstermiştir. Kuzeyde Muttalip Fayı, uzanımı boyunca çapları 100'lerce m ile birkaç km arasında değişen alüvyal yelpazelerle belirginlik kazanmaktadır (Şekil 5.5). Bu yelpazeler çoğunlukla çok evreli bir gelişim sunmakta, böylece ilksel yelpaze yüzeylerinden bazılarının bugünkü yelpaze yüzeylerinden daha yukarıda asılı kaldığı gözlenmektedir (Şekil 8.1). Fay boyunca gözlemler eski ve yeni yelpaze yüzeylerinde aktif faylardan kaynaklanan herhangi bir yerdeğiştirmenin mevcut olmadığını göstermektedir. Sakarlıca yolu üzerinde, Muttalip köyünün 2 km kuzeyindeki Hacitopal çeşmesi civarında çakıl almak amacıyla yüzeyden 6–7 m derine inilen ocaklarda da yatay konumlu, gri renkli güncel alüvyal yelpaze çakıllarının herhangi bir deformasyona uğramadığı izlenmiştir. Bu veriler nedeniyle hendek kazısının yararsız gözüktüğü Muttalip segmenti üzerinde ya hızlı alüvyal çökelim ya da düşük tektonik devinim hızı nedeniyle aktif faylara ait eski yüzey kırıklarının daha derinlerde gömülü kaldığı sonucuna varılmıştır.

Tevlüke segmentinin deprenselliği daha önce Altunel vd (2003) tarafından bir kaç uzun hendekle araştırılmış, ancak çoğunlukla ince taneli kolüvyonlardan ibaret yüzey sedimanlarında herhangi bir deformasyon izine rastlanmamıştır.

Hendek çalışmaları açısından umutlu, üstte belirtilen segmentlerin dışındaki üç fay (Sultandere, Satılmış ve İnönü) üzerindeki çalışmalar aşağıda ayrı başlıklar altında özetlenmiştir.



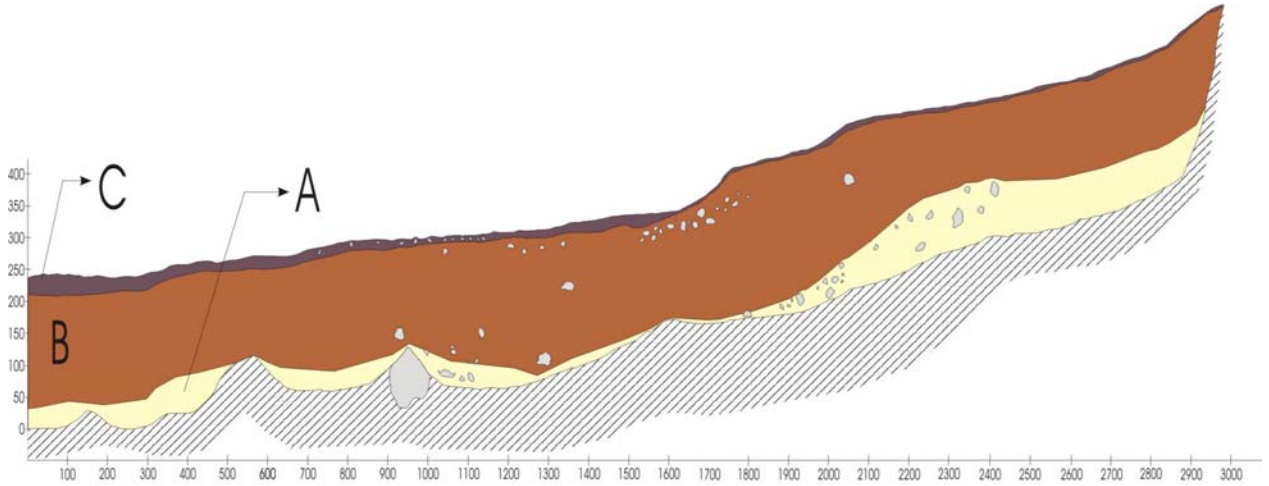
Şekil 8.1. Muttalip fayı civarında asılı halde bulunan bazı yaşlı yelpazeler.

8.1 Sultandere Segmenti Üzerinde Hendek Çalışmaları

Sultandere segmenti üzerindeki hendek çalışmaları fayın GD kesiminde (Kanlıpınar güneyi) Kocaannık Tepe ile Yukarıkişla Tepeler arasında 3 ayrı yerde gerçekleştirilmiştir (Şekil 7.6). Bu aktif fayın varlığına ilişkin morfolojik veriler Bölüm 5.3'te sunulmuştur. Bir jeofizik tekniği olan VLF-EM ile de buradaki süreksizlik yüzeyinin varlığı kesinleşmiştir (Bkz Bölüm 7.1). Sultandere-1 hendeği fay sarplığı önündeki kolüvyonları kateder; 25 m uzunlukta ve ortalama 2.5 m derinliktedir. Sultandere-2 hendeği daha sonra güneydeki Bağırsak Dere tarafından kapılan küçük bir dereciğin ağzında ve fay sarplığını katedecek şekilde açılan 20,5 m uzunluğunda bir hendektir. Bu hendek yeri, kapılan dereciğe ait tabakalı sedimanların görülebileceği ve bunların fay tarafından kesilmiş olabileceği umularak seçilmiştir. Sultandere-3 hendeği, fay sarplığına dik gelişmiş benzer ancak biraz daha büyükçe bir vadinin ağzında açılmıştır. Bunun uzunluğu 30 m ve ortalama derinliği 4 m'dir.

8.1.1. Sultandere-1 hendeği

Fay sarplığına yaslanan bu hendekte 3 seviyeden oluşan stratigrafi, kalınlığı değişerek bütün hendeğ boyunca devam eder (Şekil 8.2). En altta beyazımsı/sarımsı kum boyu karbonat parçalarından oluşan içinde yer yer kahverengimsi kil topraklarını barındıran bir seviye bulunur. Bu birim, fay sarplığına doğru iri (> 15 cm) kireçtaşı bloklarından ibaret bir talusa geçer. Bloklar arası sarımsı renkli kum/çamur'la doludur. Hendeğin ortalarına yakın kesimde 1 m çaplı, olasılıkla düşme/yuvarlanma sonucu taşınmış bloklar da mevcuttur. Bu sarımsı seviye saçılmış kireçtaşı çakıllarını ve bitki köklerini bulunduran kalın (~ 2 m) ve masif bir toprağa geçer. Hendekte en üst seviyede 20 cm'den ince, bol bitki köklü, daha bol ve iri çakıllı (~ 5 cm çaplı) kızılımsı kahverenkli bir birim bulunur. Bu sonucu, fay sarplığına yaklaşıldıkça inceler. Bu hendekte, özetlenen üçlü stratigrafiyi bozacak herhangi bir deformasyon gözlenmemiştir.



B: Beyazımsı, sarımsı, kum-silt. masif. hemen hiç klast yok, kahverengi kil toprakları var.

C: Bitki köklü, yer yer 5 cm çaplı kireçtaşı blokları içeren çakıllı toprak. rengi kızılımsı kahverengi.

A: Kırmızımsı, kahverengi renkli. Tek tük saçılmış çakıllı, Bitki köklü, masif toprak

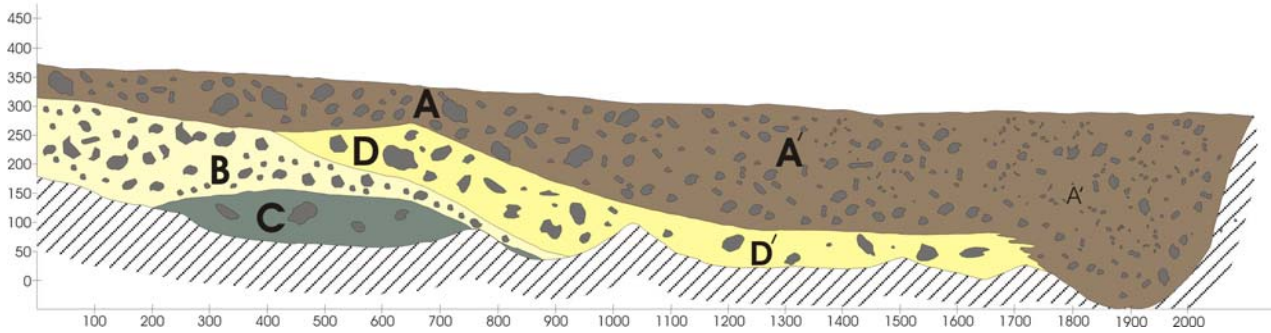
Şekil 8.2. Sultandere-1 hendeğinde gözlenen stratigrafi.

8.1.2. Sultandere-2 hendeği

Hendeğin fay sarplığına dayandığı kesimde altta yeşilimsi, açık gri renkli marn (içinde yer yer karbonat kafaları mevcut) ve bunu üzerleyen sarımsı-kırmızımsı çözünme breşinden ibaret ana kaya stratigrafisi gözlenir (şekil 8.3). Bunu, kireçtaşı bloklarından ve yer yer kumlardan ibaret bir seviye zerler. Bu seviye fay sarplığından uzaklaşıldıkça masif görünümlü, sarımsı renkli, içinde tek tük iri bloklar bulunduran kumlara geçer (distal kolüvyon). Bu seviye sarplığa yakın kesimde koyu gri, yer yer 15 cm çaplı orta derecede yuvarlak kireçtaşı blokları içeren bir birime geçiş gösterir. Bu sonuncu ise sarplıktan uzaklaşıldıkça koyu kahve, kıızımsı çakıllı, masif toprağa geçer. Masif akıllı toprak birimi hendeğin sonlandığı kesimde 3.5 metre kalınlığa ulaşır.

Sultandere-2 hendeğinde de ana kaya ve üzerindeki kolüvyal kamayı etkileyen bir tektonik unsura rastlanmamıştır.

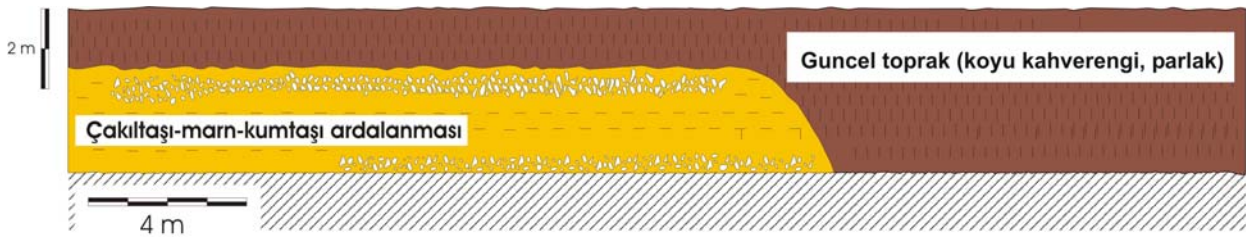
- A :akıllı-bloklı güncel toprak
15 cm çaplı, orta derecede yuvarlak kireçtaşı parçaları bulunuyor.
Bol bitki köklü, koyu gri renkli
- A': A'nin yanal devamı, koyu kahverengi kırmızımsı toprak. Yer yer 5 cm çaplı kireçtaşı çakılları mevcut
- B: Sarımsı, kırmızımsı çözünme bresi
Ana kaya beyaz, bej renkli kireçtaşı
- C: Yeşil, açık gri marn, yer yer karbonat kafaları mevcut
- D: Sarımsı, kırmızımsı, yer yer 13 cm çaplı çakıllara sahip. Çakıllar üstteki birime göre daha kösell. Kum boyu malzeme de içeriyor.
- D': D'nin yanal devamı. Sarımsı renkli kum boyu malzeme.
Tek tük iri çakıllı, distal kolüvyon. Masif görünümlü.
A birimine geçişi dereceli



şekil 8.3. Sultandere-2 hendeğinde gözlenen stratigrafi.

8.1.3. Sultandere-3 hendeği

Derinliği 4 m'ye ulaşan bu hendek, eski sarplık tarafından gri renkli çakıltaşı, kumtaşı ve marn ardalanması üzerinde gelişmiş ~ 1 m kalınlığında koyu kahverengi bir toprak seviyesini içerir (Şekil 8.4). Kırıntılı litolojiler çok tıkHz olmamakla birlikte bileşenleri büyük oranda metamorfiklerden türemiştir ve iyi derecede yuvarlaktır. Bu birim Orta Miyosen yaşlı kireçtaşı istifinin tabanında yeralmalıdır. Hendeğin ortasını biraz geçildiğinde (13 m civarı) temele ait kırıntılı birimlerle arasında geçişli yatay sınır eğim kazanır ve hendek tabanında kaybolur. Gözlemlerimiz bu dokanağın tektonik olmadığını, eski fay sarplığı üzerinde pasif olarak bir toprak gelişimi mevcut olduğunu göstermiştir. Sonuç olarak, oldukça derin olmasına karşın Sultandere-3 hendeğinde herhangi bir paleosismik olayla karşılaşılmasıdır.



Şekil 8.4. Sultandere-3 hendeğinde gözlenen stratigrafi.

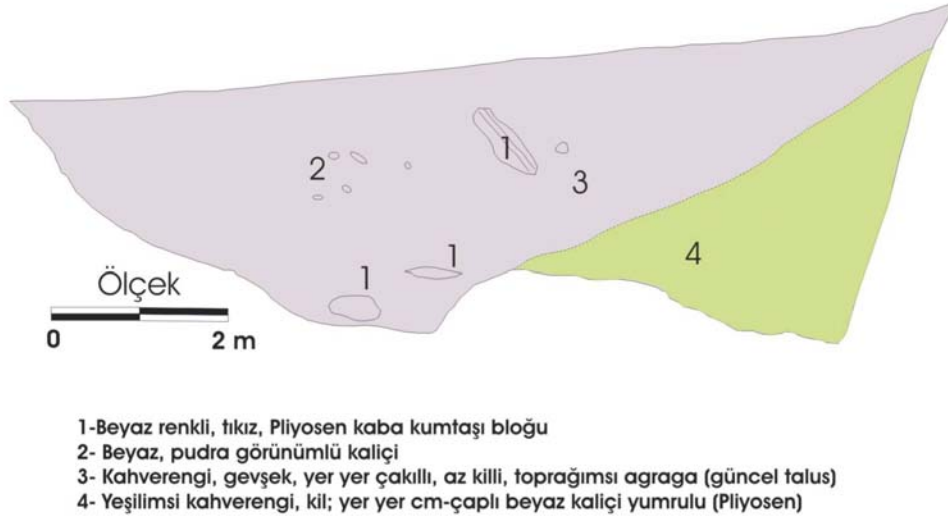
8.2. Çukurhisar Segmenti Üzerindeki Hendek Çalışmaları

Birbirine yakın iki hendek, morfolojik veriler sunan bu fayın üzerinde doğu ucuna yakın açılmıştır (Şekil 7.4). Satılmışoğlu-1 hendeği belirgin morfolojik kırıklığın bulunduğu kesimde başlar ve düşen blok üzerinde 12 m kadar uzanır. Derinliği yer yer 5 m'ye ulaşır. Satılmışoğlu-2 hendeği, yükselen blok üzerindeki metrik profil kırıklıklarını da kapsayacak şekilde tasarlanmış uzun ve daha sığ bir hendeştir.

8.2.1 Satılmışoğlu-1 hendeği

Hendek çok kalın (~ 5 m) bir çamurlu istiften oluşur. Altta yeşil/kahverengimsi, içinde yer yer beyaz kaliçi topçukların bulunduğu bir çamurtaşı istifi yeralır (Şekil 8.5). Yukarı doğru, belirgin bir geçiş izlenmeksizin, gevşek, belli belirsiz düşey çatlaklar içeren toprağımsı kahverengi bir birime geçilir. Bunun içinde Pliyosen istifine ait çakıltaşı/kaba kumtaşı blokları ile beyaz, pudra görünümlü kaliçiler yaygındır. Alttaki birim Pliyosen istifinin çamurlu kesimleri, üstteki birim ise sarplık üzerinde gelişmiş, yer yer iri bloklar içeren ince taneli bir kolüvyon olarak yorumlanmıştır. VLF profillerinde

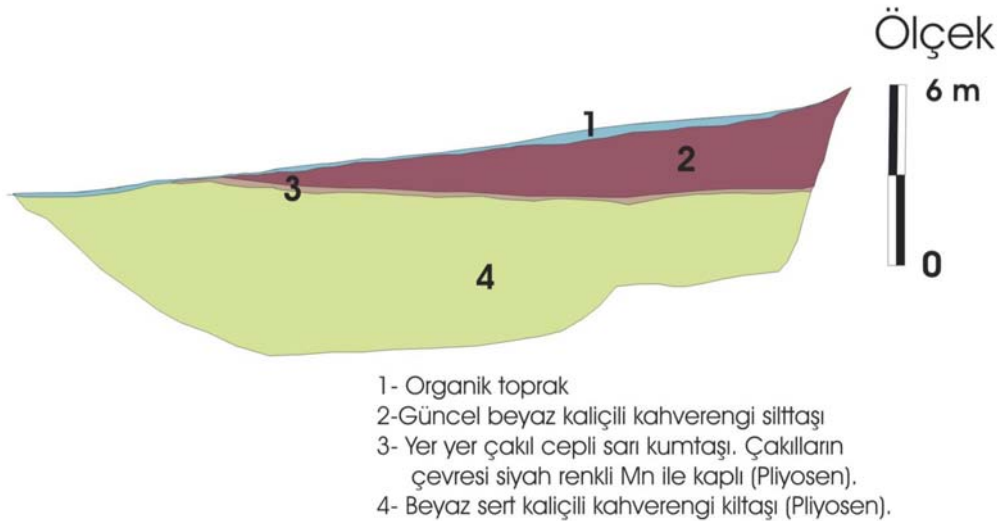
açık bir süreksizliğin varlığı izlenmekle birlikte (Bkz Bölüm 7.1) 5 m derinliğindeki Satılmışoğlu-1 hendeğinde herhangi bir paleosismik olaya rastlanmamıştır.



Şekil 8.5. Satılmışoğlu-1 hendeğinin stratigrafisi.

8.2.2 Satılmışoğlu-2 hendeği

Yükselen blok üzerinde yanal devamlılığı büyük 1 m yüksekliğindeki bir engebeyi katederek düşen blok üzerinde 10 m'den fazla uzanır. Hendeğin duvarında en altta, sert beyaz kaliçi yumruları içeren kahverengi marn/kiltaşı ve bunun üzerinde sarımsı kumtaşı (çapraz tabakalı ve yer yer çakıl cepli) seviyesi gözlenir (Şekil 8.6). Çakıllar iyi derecede yuvarlaktır, çevreleri siyah renkli, eli boyayan bir maddeyle (olasılıkla bir Mn-hidroksit) sarılmıştır. Çakıllı kumlu seviye üste doğru yeniden kaliçili kahverengi çamurtaşına geçiş gösterir. Satılmışoğlu-2 hendeğinde, fay sarplığı olarak yorumlanan kesimde kumlu seviyenin fayla ötelenmediği anlaşılmaktadır. Bu durum, fayın daha güneyden geçtiği şeklinde yorumlanabilir.



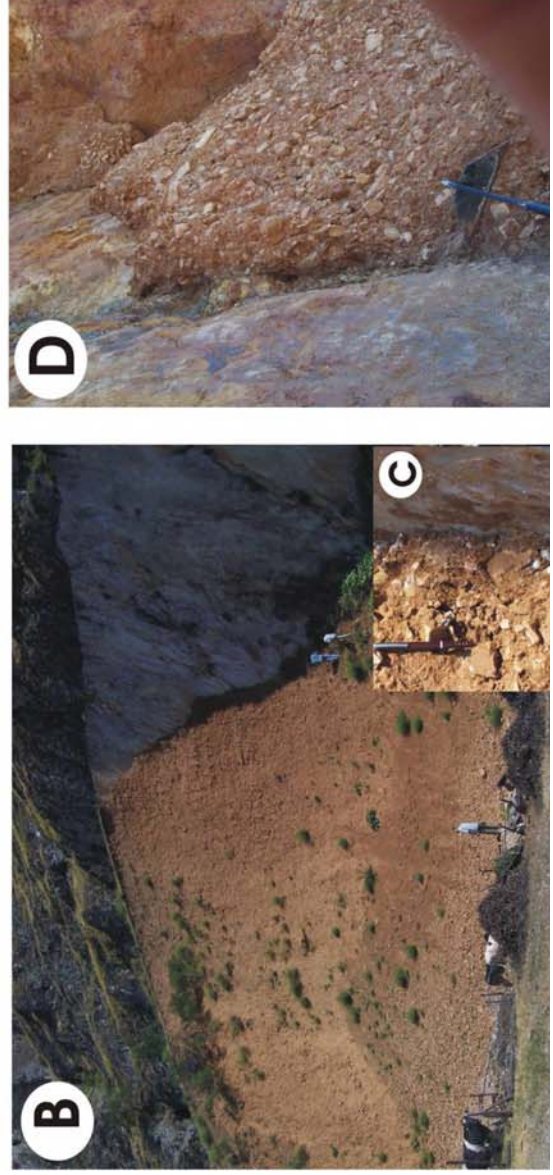
Şekil 8.6. Satılmışoğlu-2 hendeğinde gözlenen stratigrafi.

8.3. İnönü Fayı Üzerinde Paleosismolojik Çalışmalar

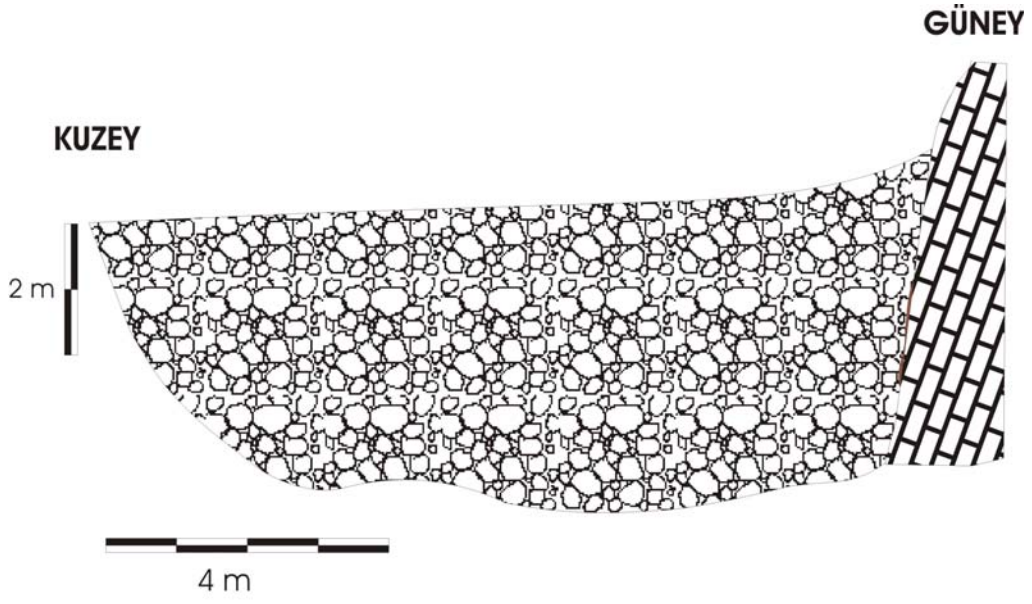
İnönü segmenti; Eskişehir Fay Zonu'nun en uzun ve görkemli bölümünü oluşturur. Sarplığın özellikle yüksek olduğu İnönü ilçe merkezi ve yakın batısı oldukça kalın kolüvyon birikimi gösterir. 1980'li yıllarda demiryolu yapımına çakıl sağlamak için açılan ocaklardan kolüvyon kalınlığının 25 – 30 m olduğu anlaşılmaktadır. Örselenmemiş kolüvyon yüzeylerinde eski bir yüzey kırığı ile ilişkili olabilecek profil kırıklığına rastlanmamıştır (Şekil 8.7a).

İnönü ilçe merkezindeki yer yer 25 m yüksekliğindeki çakıl ocakları birer doğal hendek olarak değerlendirilmiştir.(Şekil 8.7b). Bu yarmalarda kolüvyonun serbest yüzeyinden yarılarak ortaya çıkarılan daha alt seviyelere doğru mermer/şistlerle kolüvyonlar arasında ki fay düzlemi dikkatlice incelenmiş ve bir makaslanmanın izleri aranmıştır. Neredeyse ova koduna kadar ne dokanakta kolüvyonların bir makaslanması/çakılların gerilimle yeniden yönelmesi ne de kolüvyal tabakaların deformasyonu gözlenmiştir (Şekil 8.7c). Kolüvyonun üstten ? m'sine karşılık gelen kesiminde, killi matriksten alınan bir örnek (İnönü-1) ¹⁴C tekniği ile 16 bin yıla yaşlandırılmıştır (Çizelge 6.1). İlçe merkezinde ova kodunun daha da altına kadar açılan çakıl ocaklarından birinde kolüvyonlar içinde çakıl dizilimi ile kendini belli eden bir antitetik fay saptanmıştır (Şekil 8.7e). Aynı kotta mermerlerle kolüvyon arasındaki dokanakta kolüvyal çamurların belirgin bir şekilde makaslandığı gözlenmiştir (Şekil 8.7d). Bu makaslanmış kolüvyonun matriksinden (Örnek no: İnönü-2) elde edilen yaş ise 12 bin yıl mertebesinde (Çizelge 6.1).

Daha batıda Belediye yüzme havuzu civarındaki fay sarplığı daha önce çakıl ocağı olarak değerlendirilmiş, böylelikle burada 10 m kadar derinlikte fay aynasını açığa çıkaran bir hendek açılmıştır. Bu hendekte, kolüvyonlarda belli belirsiz bir kıvrımlanma ve iri blokların kısa kenarları üzerinde anormal duruşu gibi durumlar gözlenmişse de kolüvyonları kesen bir faya rastlanmamıştır (Şekil 5.7). Bu doğal hendeğin tabanından başlayarak derine doğru 5 m inen ikinci bir hendek bu proje kapsamında kazdırılmıştır. (Şekil 8.8). Tamamen masif olan kırmızı çamur destekli talus çoğunlukla 3– 5 cm (ender olarak 30 cm) çaplı köşeli mermer bloklarından ibarettir ve fay aynasına hiçbir deformasyon (makaslanma, yönelme) göstermeksizin dayanır (Şekil 8.9). Fay aynası beyazımsı/yeşilimsi bir milonit ile kaplıdır. Milonit ile birlikte dokanaktaki kırmızı çamurtaşı da siyah renkli mangan zenginleşmesi ile boyanmıştır. Fay aynası ile temas halindeki kolüvyal sedimanların hiç örselenmediklerine bakılarak burada da en son paleosismik olayın hendekte gözlenen en yaşlı kolüvyal seviyeden de yaşlı olduğu sonucuna varılmıştır.



Şekil 8.7. İnönü fay sarpılıklarında gelişmiş kolüvyonlar. A) Kolüvyon üst yüzeylerinde dikkat çekici bir profil kırıklığı yoktur. B) Bazı kolüvyonların görünür kalınlıkları 25 m²'yi bulur. C) Üst seviyelerde fay sarpılığına dayanan sedimanlarda makaslama izleri gözlenmez. D) Daha alt seviyelerde fay düzlemine dayanan sedimanlarda deformasyon mevcuttur. E) Aynı alt seviyede gevşek çakıllar içinde bir antitetik paleosismik olay.



Şekil 8.8. İnönü hendeğinin genel görünümü.



Şekil 8.9. İnönü hendeğinde metamorfikler ile kolüvyonlar arasındaki örselenmemiş dokanak.

9. SONDAJ VERİLERİYLE ESKİŞEHİR GRABENİNDEKİ SEDİMAN KALINLIKLARININ BELİRLENMESİ

Eskişehir Fay Zonu'nun morfotektonik karakteristiklerinin tam olarak anlaşılabilmesi için çöküntü içindeki Pliyosen ve Kuvaterner arazileri altındaki litolojilerin dağılım ve kalınlıklarının bilinmesine ihtiyaç bulunmaktadır. Bunların, proje amaçlarında belirtildiği üzere, sayısal hale getirilerek jeomorfoloji ile birlikte değerlendirilmesi önemli verimler sağlayacaktır.

Proje kapsamında çoğunluğu Eskişehir grabeni ile Çifteler civarında (alanın GD'sunda) açılmış, DSİ arşivlerinden sağlanan 306 adet sondaj kuyusu litostratigrafik birim mertebesinde sayısallaştırılarak bilgisayar ortamına kaydedilmiştir (Şekil 9.1; Ek-1). Ayrıca Eskişehir ovasında, Mumcu (1975) tarafından ölçümleri alınıp değerlendirilen ve jeolojik kesitlere dönüştürülen elektrik sondajları da ayrı bir veri takımı olarak sayısallaştırılarak irdelenmiştir (Şekil 9.2; Ek-2).

Ek 1'de, bazıları aşağıda belirtilen nedenlerle sorunlu olan bu kuyuların tümünün litoloji bilgileri verilmiştir.

Kullanılan kuyu verileri ile ilgili olarak karşılaşılan sorunlar şöyle sıralanabilir.

- i. Kuyu koordinatlarının eksikliği: DSİ arşivindeki az sayıda kuyunun koordinatı belirtilmemiştir. Yalnızca mevkii ya da köy adıyla kuyu yeri tarifi yapılmış, bazen de bunların hiçbiri yapılmamıştır. Bu tür veriler veri tabanına hiç alınmamıştır. Başka bazı kuyularda UTM koordinatları eksik ifade edildiğinden (örneğin 1000m X 1000m'lik bir grid karesi tariflenmekte; X=072, Y=558 gibi) mevki adlarından yararlanarak kuyu konumlandırılmaya çalışılmış; mevki adından yararlanılamıyorsa bu kuyular da veri tabanı dışında tutulmuştur. Son olarak, kuyu koordinatlarında X ve Y değerlerinin yerdeğiştirdiği durumlar saptanmış; bunlar köy ve mevki adı vasıtasıyla mümkün olduğu ölçüde düzeltilmiştir.
2. Kuyubaşı determinasyon eksikliği: Kuyu verileriyle ilgili en ciddi sorun budur. Öylesine ki değerlendirmenin bütününe felç edebilecek bir ağırlığa sahiptir. Birbirine komşu iki kuyudan birinde “filiş-kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı” olarak bir tek tanımlama yapılırken diğerinde 8-10 farklı litolojik seviye ayrılmıştır. Bu türden az bilgi taşıyan kuyulardan, kolay tanınabilecekleri düşünülerek yalnızca Kuvaterner ve Temel'e (şist, ofiyolit vb.) ilişkin bilgiler alınmıştır.

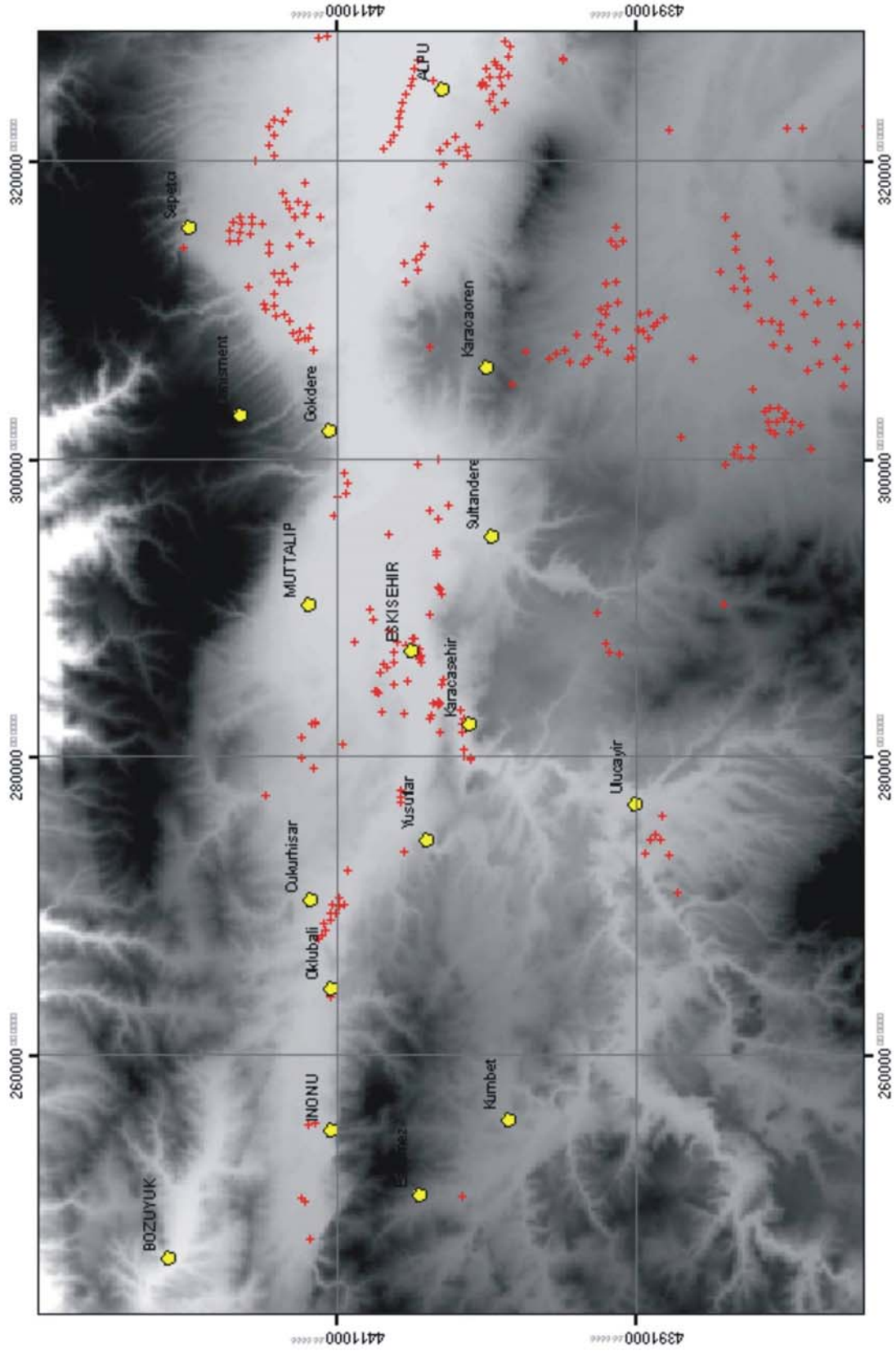
Kuyu başı determinasyon eksikliğinin bir başka yansıması kuyu loglarında litostratigrafi birimlerinin belirtilmesiyle ilgilidir. Yürütülen proje açısından kuyulardaki farklı litolojik seviyelerden öte, litostratigrafi birimlerinin kendileri önemlidirler. Bu açıdan graben dışı alanlarda kurduğumuz stratigrafinin (Kuvaterner; Pliyosen; Miyosen (bir kaç kil ve kireçtaşı üyesi); Temel

(Eosen; ofiyolitler; şistler)) graben içindeki devamına (aktif yapılar tarafından düşürülüp düşürülmediğine, kalınlıklarında değişimin bulunup bulunmadığına) vurgu yapmaktayız. Bu vurgu açısından DSİ kuyuları hayal kırıklığı yaratıcıdır. Çok sayıdaki kuyuda litolojik ardalama tarif edilmiş, ancak hangi seviyeden itibaren Kuvaterner'in bitip Pliyosen'e ya da Miyosen'e geçildiği işaretlenmemiştir. Bu durum kuyularda Pliyosen ve Kuvaterner birimlerinin ayrılmasını çok güçleştirmektedir. Çünkü bu iki farklı yaştaki birimler litolojik ve mekanik açıdan çok benzerdir. Her ikisi de polijenik gevşek çakıllarla ardalanan yeşilimsi kahverengimsi çamurlardan oluşmaktadır. Bu güçlük kısmen kuyulardaki rezistivite ve gama loglarının yeniden etüdü ve kısmen de yakın civarın yüzey jeolojisiyle denestirme sayesinde aşılabilecektir.

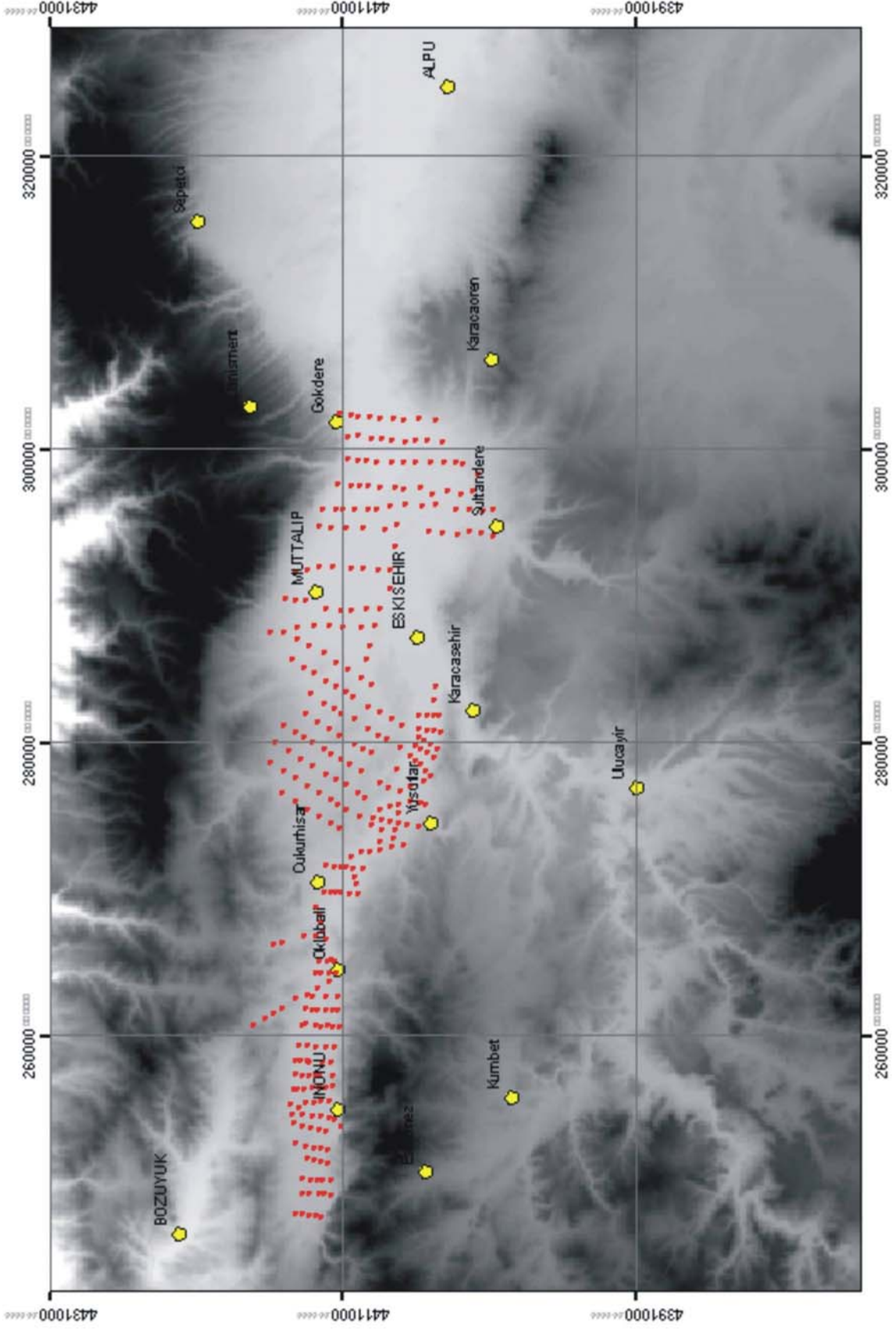
- 8 Bazı alanlarda kuyuların sığ kalması ya da hiç olmaması: Muttalip civarındaki geniş alanda hiç DSİ kuyusu gözükmemektedir. Halbuki burası Muttalip fayı üzerindeki atımın gerçek büyüklüğünü belirlemek için oldukça önemlidir. Daha batıya doğru Aşağısöğütünü ve Yukarısöğütünü civarındaki Pliyosen birimlerinin tabanına inebilen pek az sondaj bulunmaktadır. Bu durum ofiyolitler üzerindeki Pliyosen uyumsuzluk yüzeyini bir anahtar seviye olarak kullanmayı güçleştirmektedir. Benzer şekilde İnönü ovasında kuyu sayısı çok azdır.

Mumcu (1975)'dan sayısallaştırılan elektrik sondajı verileri alüvyonun Eskişehir'in KKD'sunda en kalın (100 m kadar) olduğunu göstermektedir (Şekil 9.3). İnönü ovasında alüvyon kalınlığı 50 m'ye ulaşmaktadır. Bu iki ovayı birbirine bağlayan satılmış çukurluğunda Kuvaterner çökel kalınlığı 20 m'yi geçmektedir. Aynı araştırmacıdan elde edilen verilere göre Pliyosen çökelleri yalnızca ana graben içinde tespit edilebilmiştir. Kalınlıkları Eskişehir ile Muttalip arasında yer yer 200 m'yi aşmaktadır (Şekil 9.4). Mumcu (1975)'ya göre temelin en derinde olduğu kesim ova içinde Eskişehir ve Muttalip'in doğu kesimleridir. Çukurhisar doğusunda da BKB gidişli bir kuşakta temel oldukça derinlerde (450 m kotlarında) yer almaktadır. Aynı haritada bu iki derin çukurluğun KKD gidişli bir çizgisellikle bağlandığı anlaşılmaktadır (Şekil 9.5). Bu çizgisellik aynı zamanda kuzeydeki Kavacık ve Muttalip faylarının sıçrama zonuna karşılık gelmektedir. Morfolojik belirtisi olmayan bu çizgiselliğin bir paleotektonik fay olması mümkündür. Kuzeydeki aktif fayların bu fayda kesilmesi bu zonun neotektonik dönemde bir transfer fay olarak kullanıldığına işaret edebilir.

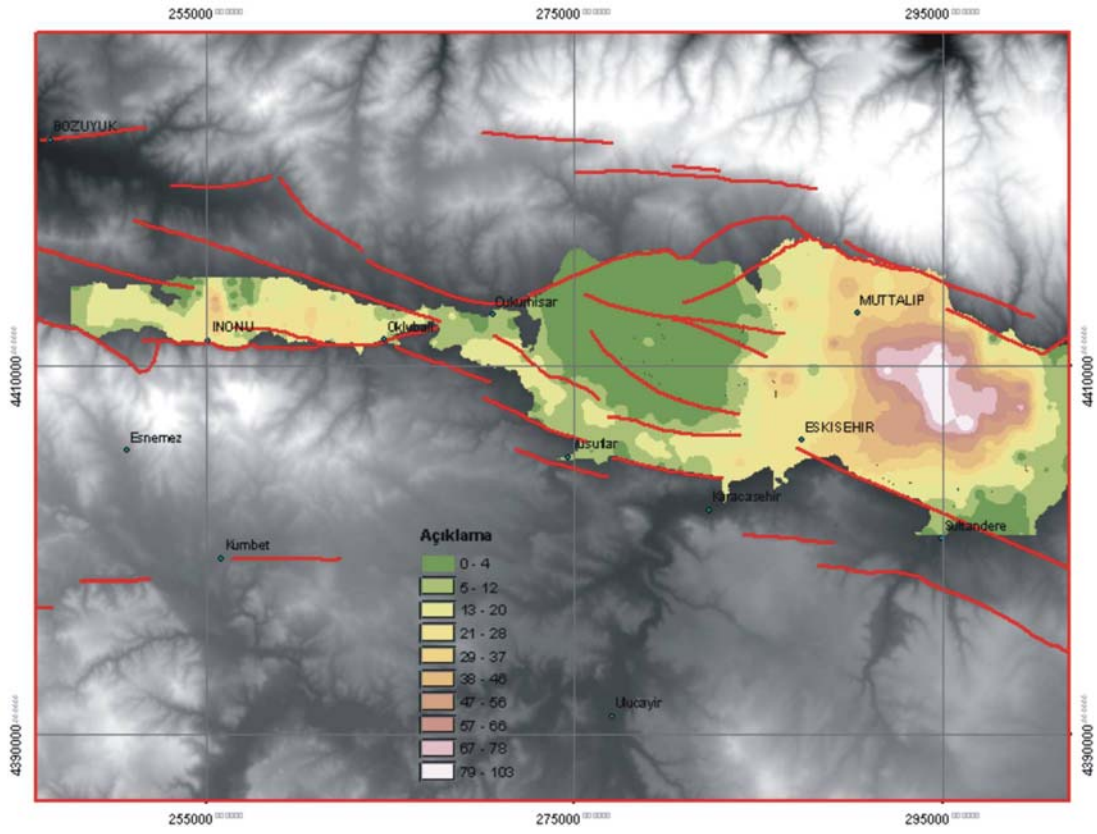
DSİ arşivindeki sondajlardan gelen bilgiler daha karışıktır. Bunlara göre tüm Eskişehir havzasında alüvyon kalınlığı Havza kuzeyinde (Muttalip ve Cumhuriyet segmentleri önünde) en fazladır (Şekil 9.6). Pliyosen çökelleri en büyük kalınlığa Sultandere ile Alpu güneyinde ve Mahmudiye civarında ulaşırlar (Şekil 9.7). Şekil 9.8, sondajlarda kesilen toplam sediman kalınlığının değişimini göstermektedir. Sondajların çoğunda temel kayalara ulaşılmadığından bu şekil büyük oranda sondaj derinliklerinin bir yansımasıdır. Yine de Alpu ve Çifteler ovalarında kalın bir Miyos-Pliyosen istifinin mevcut olduğu söylenebilir.



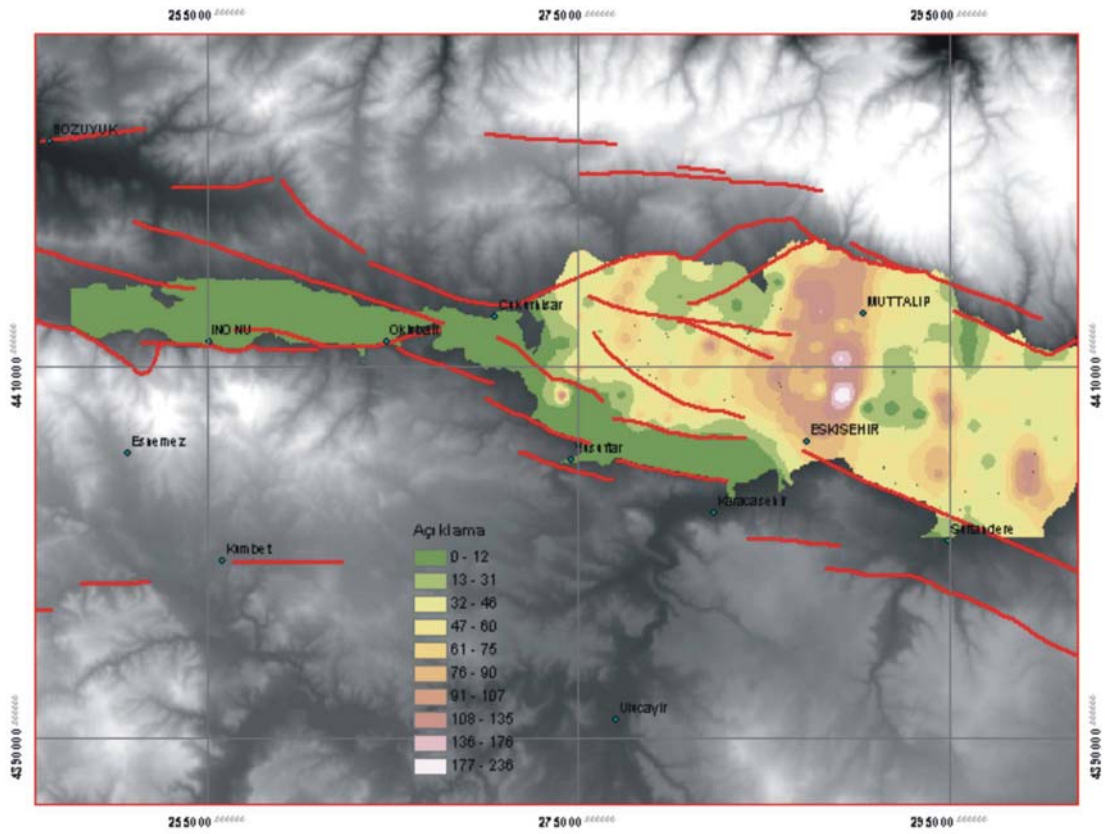
Şekil 9.1. Eskişehir grabeni ve yakın civarında DSI tarafından yapılan su sondajlarının konumu (ayrıntılar için Ek-1'e bakınız).



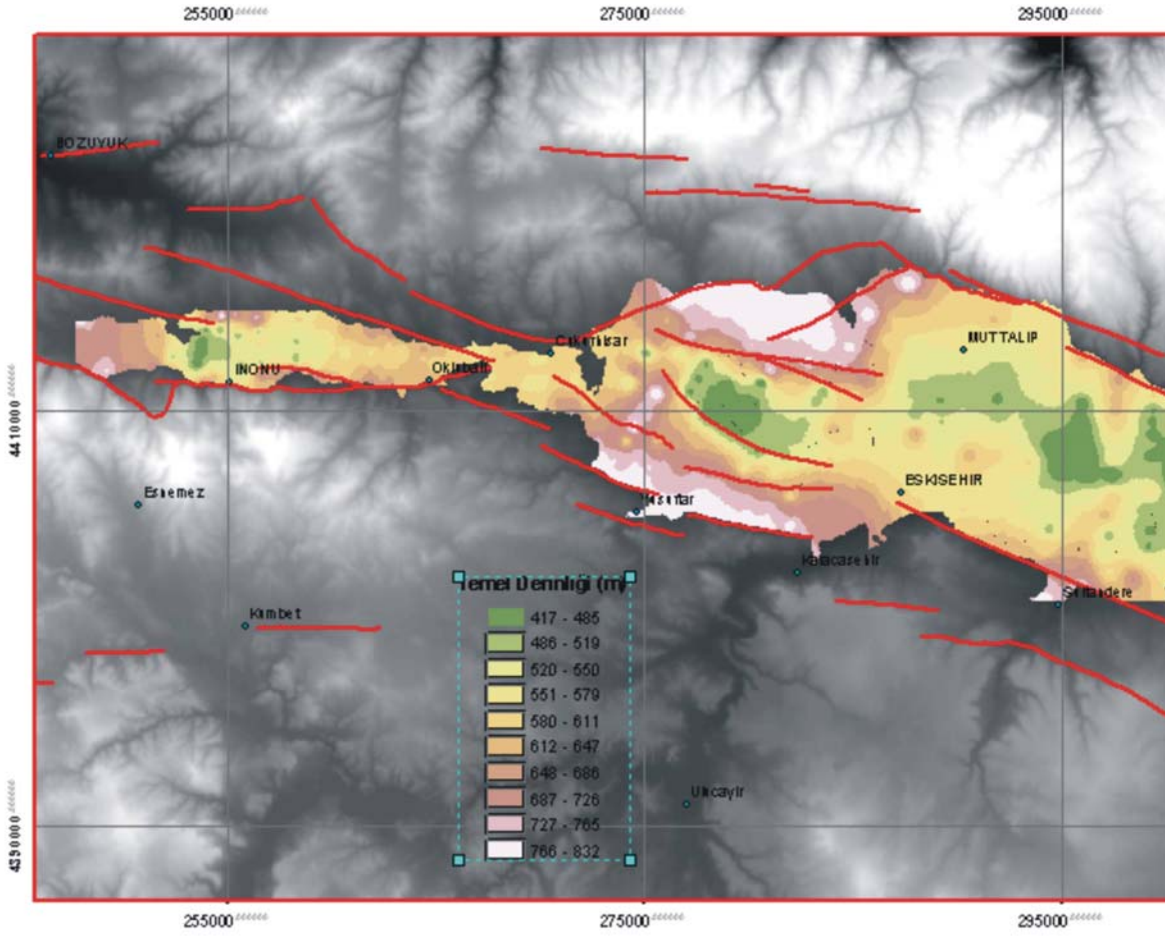
Şekil 9.2. Eskişehir grabeni batı bölümünde Mumcu (1972) tarafından yapılan elektrik sondajlarının konumu (ayrıntılar için Ek-2'ye bakınız).



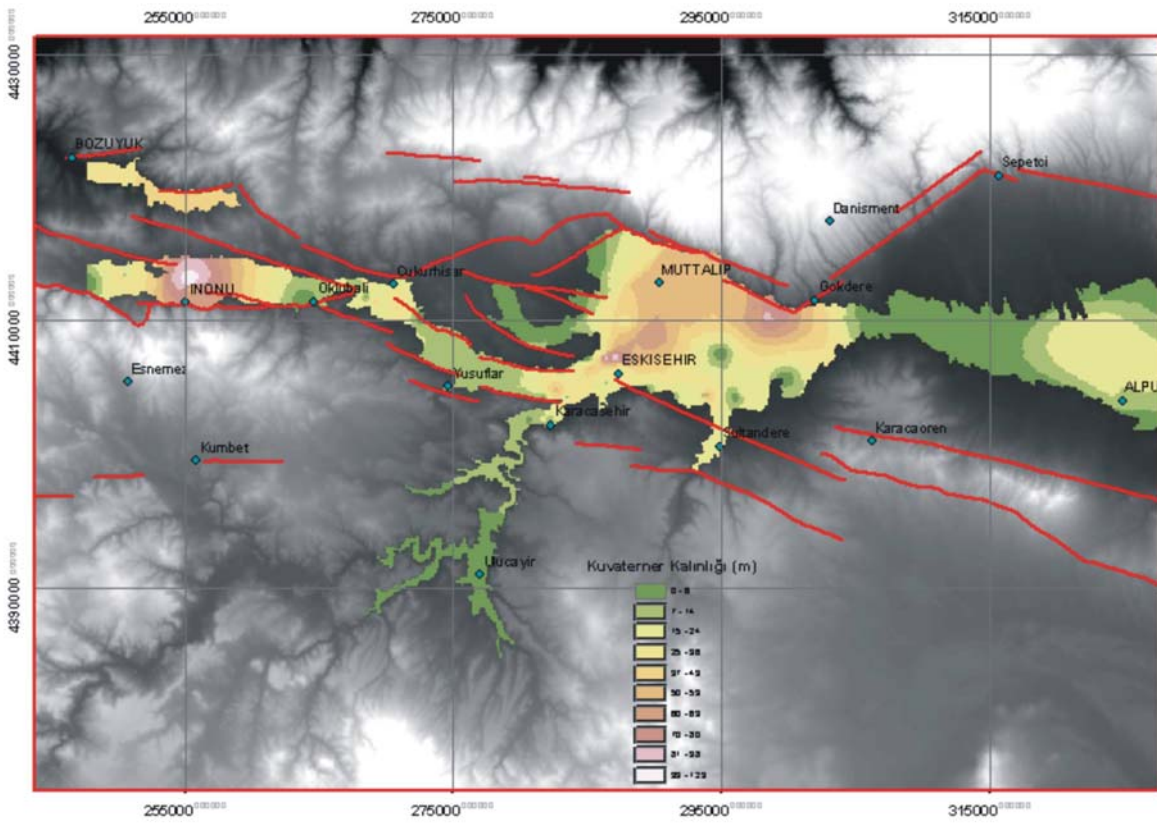
Şekil 9.3. Elektrik sondajlarından elde edilen alüvyon kalınlığı dağılımı.



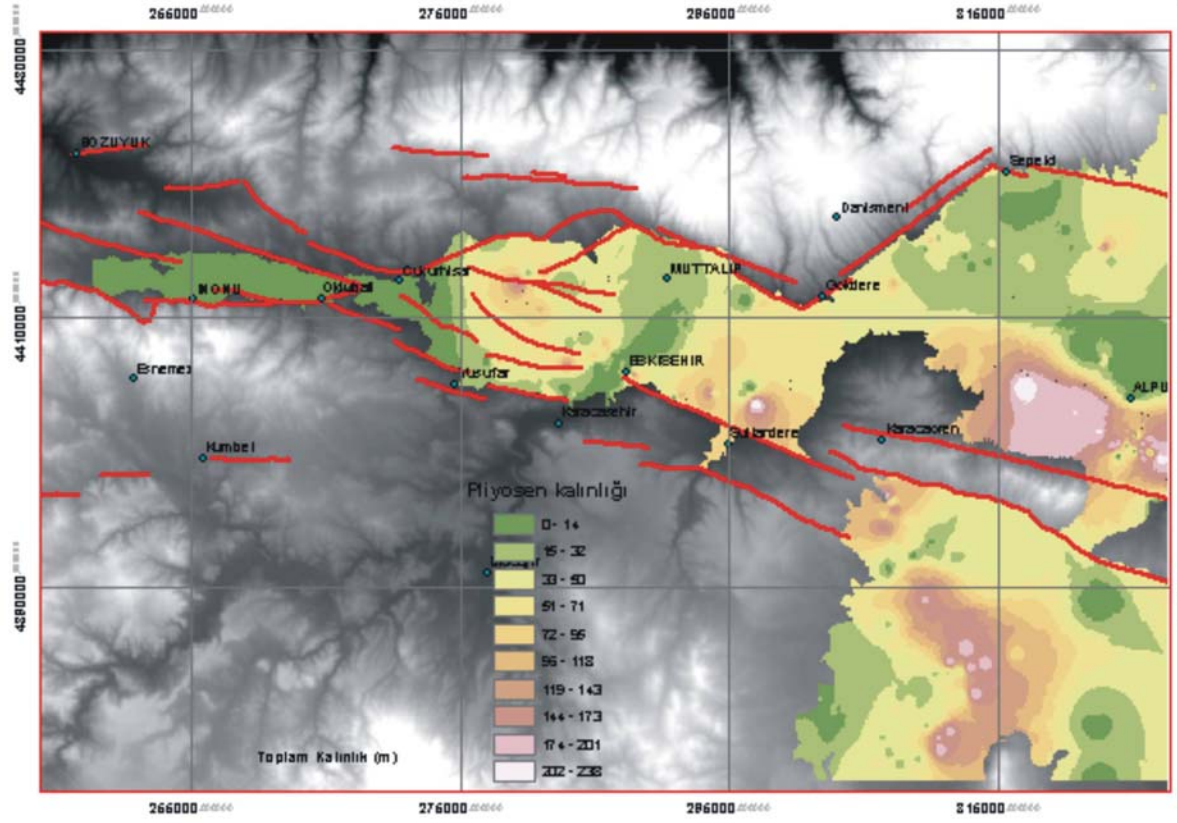
Şekil 9.4. Elektrik sondajlarından elde edilen Pliyosen çökel kalınlığının dağılımı.



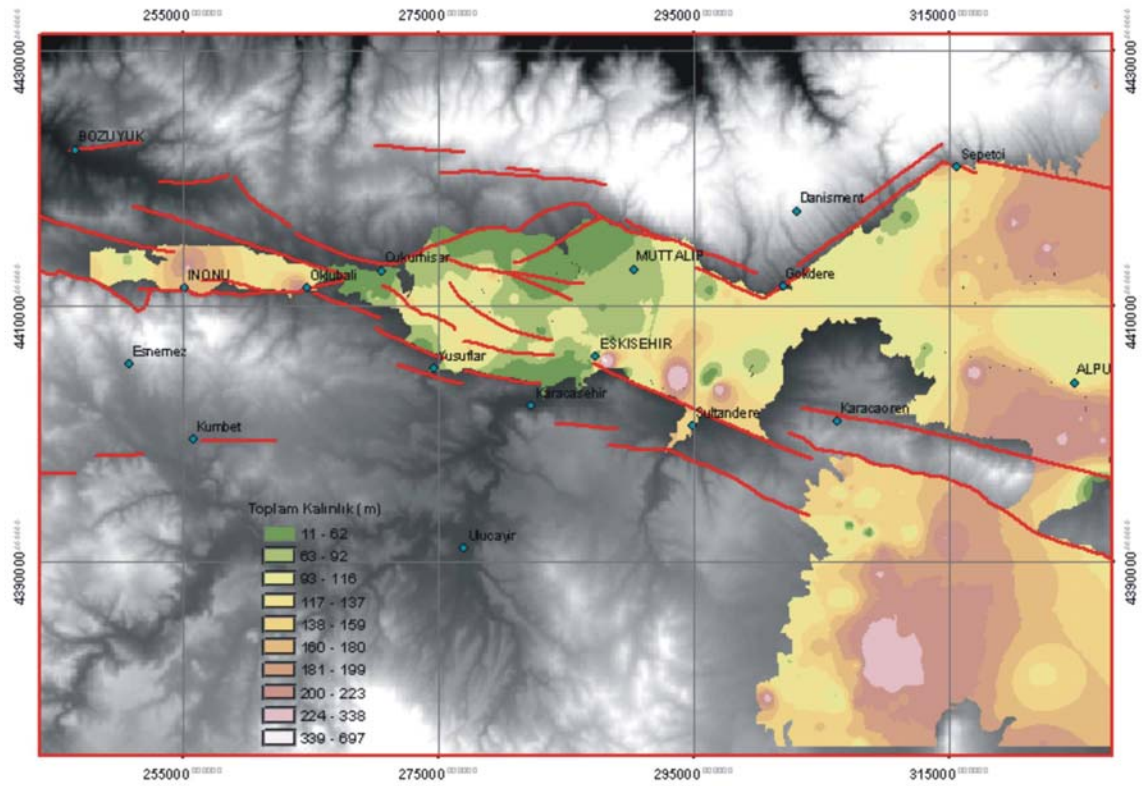
Şekil 9.5. Elektrik sondajlarından elde edilen temel derinliği haritası.



Şekil 9.6. DSİ sondajlarından elde edilen alüvyon kalınlığı dağılımı.



Şekil 9.7. DSİ sondajlarından elde edilen Pliyosen çökellerinin kalınlığının dağılımı.



Şekil 9.8. DSİ sondajlarından elde edilen toplam çökel kalınlığının dağılımı.

10. MORFOMETRİ

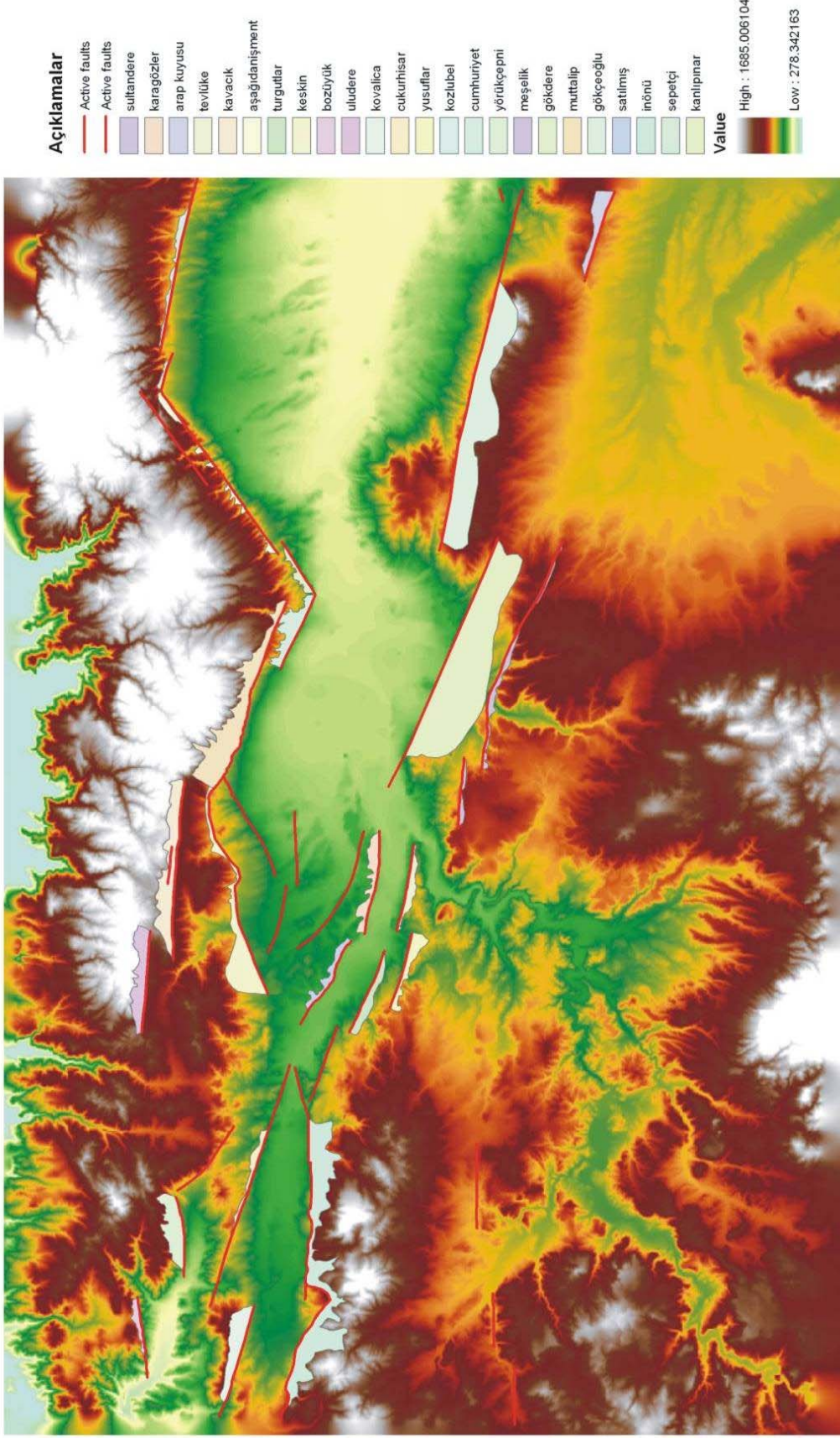
Proje alanının sayısal topoğrafik verileri üzerinde, bölgede hüküm süren aktif tektoniğin yerşekilleri üzerine etkisini nicel olarak ortaya koymak amacıyla aşağıdaki bir dizi morfometrik çalışma yapılmıştır. Morfometrik çalışmalar aksi belirtilmedikçe 20 m aralıklı bir grid kütüğü altlığı üzerinde gerçekleştirilmiştir.

10.1 Fay Sarplıklarının Morfometrik Karakterizasyonu

Her bir sarplığın eğim, bakışım (eğim yönü), drenaj yoğunluğu, dağ cephesi bükümlülüğü gibi parametreleri saptanmıştır. Farklı faylara ait fay sarplığı morfometrik indekslerinin karşılaştırılmasıyla bu fayların bağlı düşey atım hızları konusunda yaklaşımlarda bulunmak mümkün olabilecektir.

Fay sarplıklarının morfometrik karakterizasyonunda en kritik nokta arazi gözlemlerine ve 3 boyutlu sayısal arazi modellerine dayanarak fay sarplığının çizilmesidir (Şekil 10.1). Fay sarplığının alt sınırı, doğal olarak arazide aktif fayın izine karşılık gelmektedir. Üst sınır ise, faylanmanın başladığı anda taban blok üzerinde gelişmeye başlayan fay sarplığı zirvesinin bugün (kütle hareketleri ve akarsuların geriye aşındırması ile) ulaştıkları cephedir. Faylanma öncesi topoğrafyanın oldukça belirgin olduğu bazı segmentlerde (örneğin Tevlüke ve Muttalip fayları gibi) fay sarplığı emniyetle belirlenirken ilksel topoğrafyanın silindiği alanlarda (örneğin Çukurhisar fayı) fay sarplığı daha az güvenilirlikle belirlenebilmiştir. Sarplıklara ait ortalama morfometrik karakteristikler Çizelge 10.1'de sunulmuştur.

Ayrıntılı yorumlaması Bölüm 12'de yapılacak olmakla birlikte, bu veriler havzayı kuzeyden sınırlayan fayların daha yüksek ortalama eğim değerlerine sahip olduğunu; bunlar üzerinde gelişen drenaj yoğunluğunun çoğunlukla daha yüksek olduğunu göstermektedir (Çizelge 10.1). Dağ cephesi bükümlülük endeksi de havzayı kuzeyden sınırlayan faylarda genel olarak daha yüksektir; başka deyişle fay cephesi derin vadilerle kazılacak zamanı bulamamıştır. Bütün bu veriler kuzey faylarının görece yüksek aktivitesine işaret edebilir.



Şekil 10.1. Proje alanında belirlenen fay sarpılıkları

Çizelge 10.1. Proje alanındaki fay segmentlerinin bazı morfometrik karakteristikleri.

Fay adı	Parametre	Eğim (10 m grid) (ortalama)	Bakışım (10 mgrid) (ortalama)	Büklümlülük (20 m grid)		Drenaj yoğunluğu (5 m grid) (ortalama)	
				Dağ tabanı uzunluğu (m)	Fay izi uzunluğu (m)		Endeks
Arap kuyusu		5.6	200.9	6589	7925	1.203	3.47
Aşağıdanişment		15.32	144.9	13919	22335	1.605	4.46
Bozüyük		16.86	174.8	5723	7304	1.276	3.3
Cumhuriyet		12.29	190.5	5778	7541	1.305	4.38
Gökçeoğlu		10.33	172.52	19031	25233	1.326	3.84
Gökdere		12.55	160.67	4197	6850	1.632	4.95
İnönü		13.92	165.7	26387	36819	1.395	4.5
Kanlıpınar		4.25	157	18829	21614	1.148	3.82
Karagözler		15.65	183.09	7316	10110	1.382	4.02
Kavacık		12.51	183.02	12468	13611	1.092	4.63
Keskin		5.45	165.01	14586	20101	1.378	5.01
Kovalıca		9.14	190.65	8054	10025	1.245	3.83
Kozlubel		7.95	186.11	12242	16162	1.320	5.11
Meşelik		8.84	151.03	4998	5657	1.132	2.47
Muttalıp		15.42	202.64	14821	21340	1.440	4.9
Sepetçi		14.17	194.77	2749	4324	1.573	4.13
Sultandere		9.02	151.14	16945	25565	1.509	4.47
Tevlüke		10.43	152.33	6108	7423	1.215	1.57
Uludere		12.78	195.94	11.193	10.698	0.956	4.72
Yörükçepni		12.82	182.9	7.152	6.409	0.896	4.24
Yusuflar		7.87	153.12	12.736	5.289	0.415	4.69
Satılmışoğlu		3.6	218.3	6894	11804	1.712	3.14
Turgutlar		5.66	86.25	6138	6524	1.063	3.47
Çukurhisar		8.6	187.9	15792	21337	1.351	3.1

10.2 Drenaj Havzasının Asimetrisinin Belirlenmesi

Bir aktif yapı yüzünden geniş alanların eğimlenip eğimlenmediğini ortaya çıkarmak için hedef alandaki bir aksel akarsu sisteminin her iki yanındaki drenaj alanı birbiriyle karşılaştırılmıştır. Tektonik açıdan duraylı (ya da tektonikten farklı tarafları eşit ölçüde etkilenen) bir drenaj havzasında bu iki alan az çok eşit iken, eğimlenmiş havzalarda aktif olarak yükselen kesimdeki drenajın (bu kesimdeki subsekant kollarda daha hızlı geriye aşındırması yüzünden) daha geniş alan kaplaması beklenir.

Çizelge 10.2. Proje alanında asimetrisi hesaplanan drenaj alanları (drenaj kapsamı için Şekil 10.2'ye bakınız).

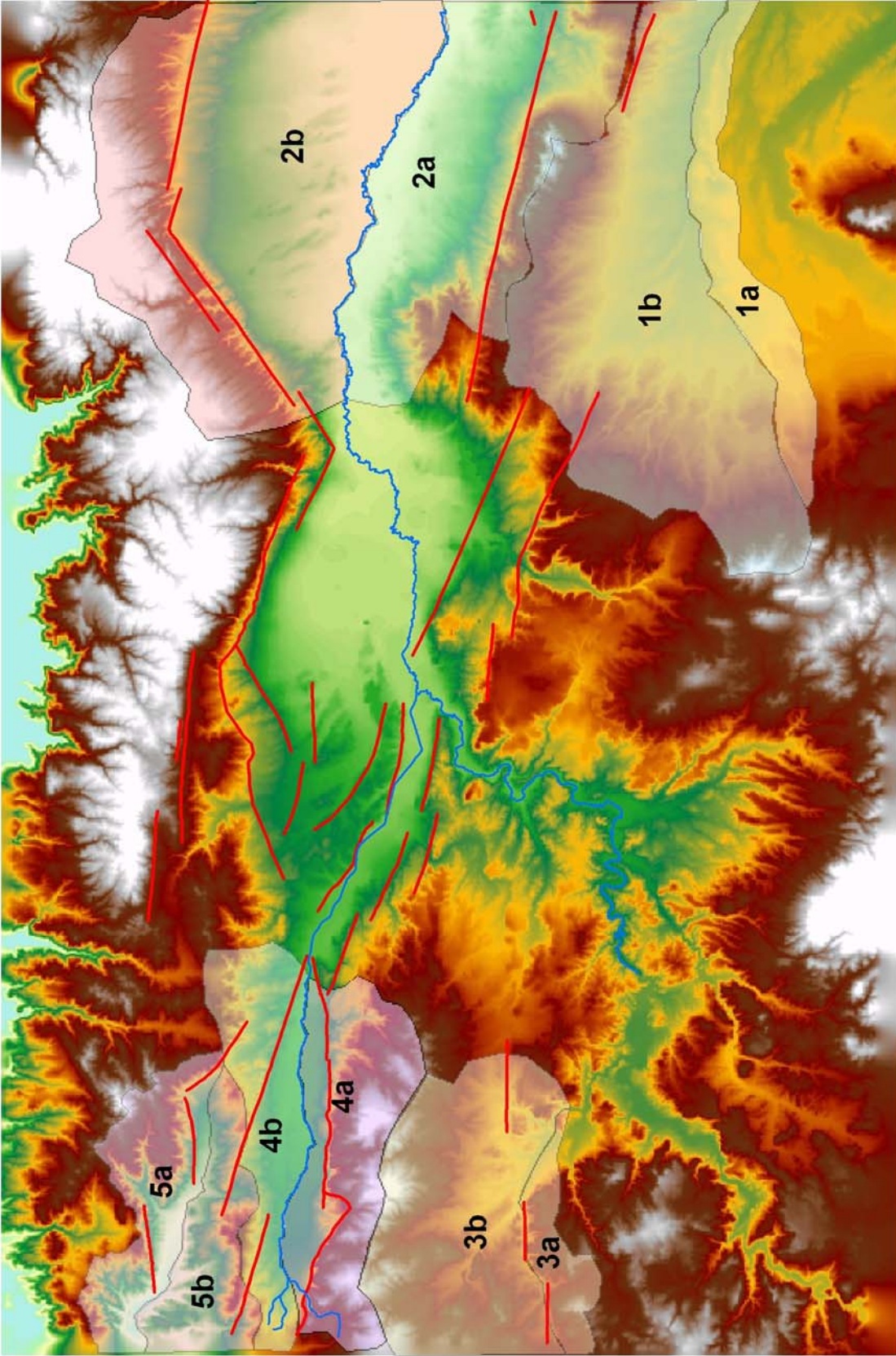
Havza ID	Alt havza No	Yüzey Alanı (m ²)	Oran
1	a	80,406,353	0.214
	b	375,371,097	
2	a	269,353,358	0.589
	b	457,273,770	
3	a	36,406,954	0.192
	b	189,482,346	
4	a	98,986,620	0.726
	b	136,308,070	
	a	90,644,764	

Eskişehir havzasının içi ile yakın civarında 5 adet drenaj havzasının asimetri endeksleri belirlenmiş ve sonuçları sıralanmıştır (Şekil 10.2; Çizelge 10.2). Elde edilen sonuçlar Eskişehir havzasının güneyinde Gökçeoğlu ve İnönü fayları ile ilişkili olarak (1 ve 3 nolu drenajlar) önemli ölçüde drenaj asimetrisinin varlığına işaret etmektedir. Havza içinde (2, 4 ve 5 nolu drenajlar) belirgin bir asimetrinin bulunmaması havzanın her iki kenarının da eşit ölçüde aktif olduğunu kanıtlamaktadır.

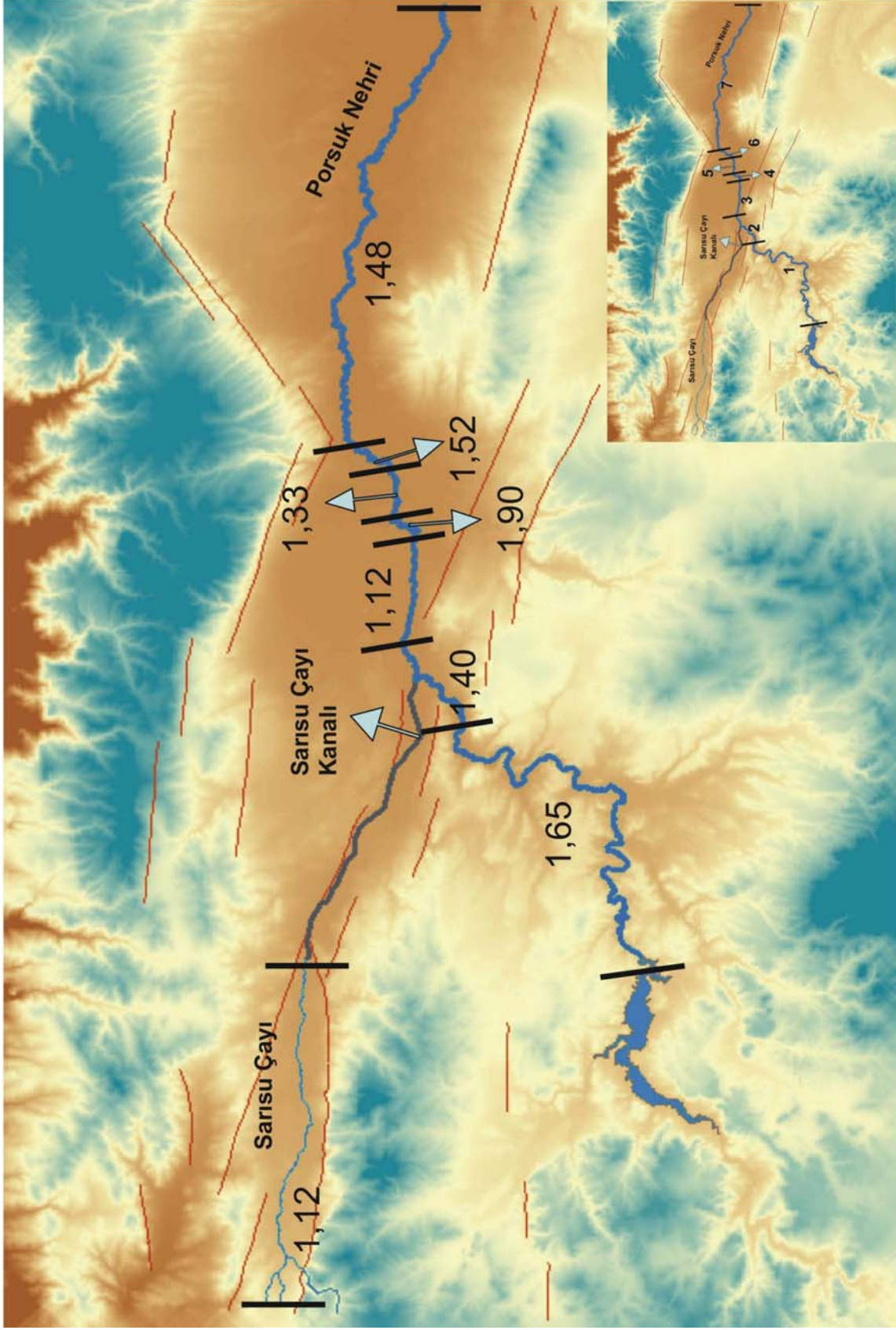
10.3 Porsuk Irmağı ile Eksenel Sarısu Nehrinin Büklümlülük Endekslerinin Belirlenmesi

Akarsuyun büklümlülüğü, talveği boyunca yatağının uzunluğunun menderes kuşağının kuş uçuşu uzunluğuna oranı olarak ifade edilir. Porsuk ırmağının graben güneyinde kalan kesimi için hesaplama ayrı yapılmıştır (Şekil 10.3). Ek olarak graben içinde Porsuk menderes kuşağının çok belirgin yön değiştirdiği segmentler için büklümlülük endeksleri ayrı ayrı hesaplanmıştır.

Porsuk Nehri'nin güneyden grabene girmeden önceki kesiminin büklümlülüğü oldukça yüksektir (1,65) ve bunun nedeni nehrin Miyo-Pliyosen zemine gömülmüş bir menderesli vadi içinde akması olarak düşünülmüştür. Havza içinde graben doğrultusuna paralel uzanan menderes kuşakları (Şekil 10.3'de 3, 5 ve 7 nolu kuşaklar) daha düşük büklümlülük sunarken (1,12 – 1,48) havza gidişiyle belirgin açı yapan kuşaklar (Şekil 10.3'de 2, 4 ve 6 nolu kuşaklar) çok daha yüksek büklümlülüğe sahiptir (1,52 – 1,90). Havzanın batı kesiminde yer alan eksenel Sarısu Çayı'nda ise büklümlülük oldukça düşüktür (1,12). Bu durum havzayı her iki kenardan da sınırlayan faylar yüzünden havza tabanında ortaya çıkan hassas eğim değişimleri ile açıklanabilir.



Şekil 10.2. Eskişehir havzası ve yakın civarında drenaj asimetrisi hesaplamalarının yapıldığı drenaj havzaları.



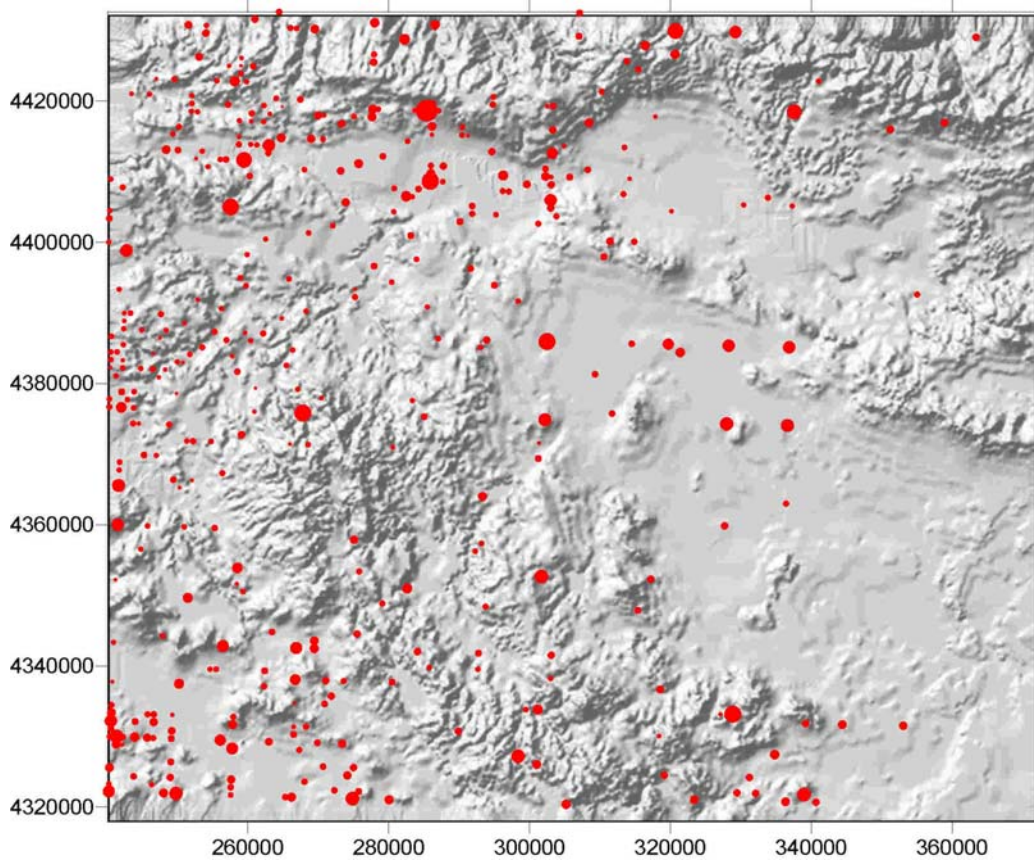
Şekil 10.3. Porsuk ve Sarısu nehirlerine ait bükümlük hesapları.

11. DEPREMSELLİK

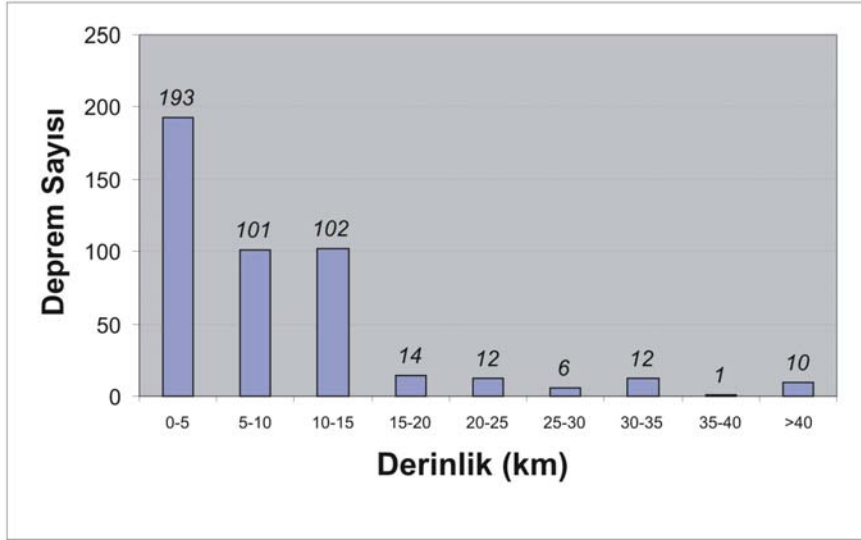
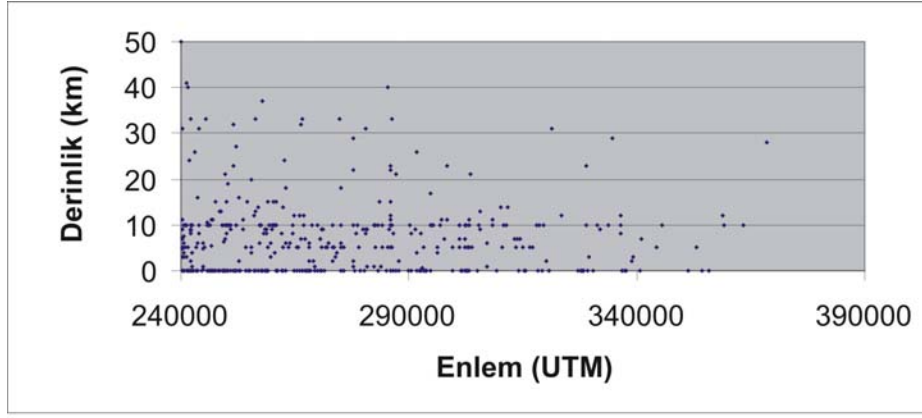
Bu bölümde Eskişehir'i de kapsayan KB Anadolu'nun bir bölümünün aletsel dönem sismolojik özellikleri Kandilli Rasathanesi kayıtları kullanılarak istatistiksel olarak değerlendirilecek, bölgedeki hasar yaratıcı depremlerden biri olan 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin hasar dağılımı ve kaynak fayı üzerinde durulacaktır. Son bir alt bölümde Ekim 2003 tarihli Eskişehir merkezli bazı sarsıntıların bölgenin depremselliği açısından taşıdığı anlam tartışılacaktır.

11.1. Eskişehir Bölgesi Aletsel Dönem Verilerinin Değerlendirilmesi

Şekil 304, Eskişehir ve geniş çevresinde 1900-2000 döneminde gerçekleşen depremlerin episantr dağılımını göstermektedir. Deprem yoğunluğunun batıdan doğuya genel olarak azaldığı söylenebilir (Şekil 11.1). Eskişehir grabeninin içi ve kenarları geçen yüzyıl boyunca hissedilir ölçüde daha çok depremi tecrübe etmiştir. Dönem boyunca gerçekleşen 8 büyük (≥ 5) depremden 6'sı Eskişehir grabeni ile ilgilidir. Gerçekleşen depremlerin büyük bölümü (%87) 15 km'den sığ odak derinliklerine sahiptir (Şekil 11.2).



Şekil 11.1. Eskişehir bölgesinde aletsel dönem deprem episantrlarının dağılımı.



Şekil 11.2. Eskişehir bölgesi aletsel dönem depremlerinin derinliğe göre alansal yayılımı ve deprem sayısı arasındaki ilişki.

11.2. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depreminin Kaynak Zonunun Belirlenmesi

Bu bölümde Eskişehir bölgesinde yıkım yaratan tek aletsel dönem olayı olan 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin hangi faydan kaynaklanmış olabileceğini ortaya çıkarmak üzere literatürdeki ampirik yer ivmesi azalım formülleri vasıtasıyla Coğrafi Bilgi Sistemi temelli bir yaklaşımla fiktif bazı depremlerin neden olacağı hasarlar belirlenmiş ve bunlar 1956 depreminin hasar dağılımı ile karşılaştırılmıştır.

11.2.1. Yöntem ve Kullanılan Malzeme

20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin kaynak fayının araştırılmasında kullanılan temel malzeme Öcal (1959) tarafından yayımlanan hasar bilgileridir. Basın haberlerinden ve bölgedeki bazı resmi kurumlarla yazışmalardan derlenen bu bilgiler Eskişehir, Bilecik ve Bozüyük civarındaki yerleşimlerde hasar gören ev, ahır ve samanlık sayılarını farklı hasar kategorileri için (ağır, orta ve hafif) göstermektedir. Bu bilgilerde bazı yerleşimlere ait hasarlı umumi binaların sayıları (okul ve camiler)

bulunurken diğerlerinde bu binalar ayrı gösterilmemiştir. Öcal (1959) tarafından sunulan bu çizelgelerde dikkat çekici bir başka özellik yüksek hasarlı yerleşimler arasında bulunduğundan hasar beklenen bazı köylerin (Muttalip köyü gibi) bu çizelgede yer almamasıdır. Bu durum, hasar gören ancak hasar verilerine ulaşamayan bazı köylerin mevcut olduğunu kanıtlamaktadır. Çizelge 11.1, Öcal (1959) tarafından oluşturulan belirtilen özelliklere sahip veri takımının hasar gören ev sayıları ile ilgili bölümünü ve yerel halkla yaptığımız konuşmalar sonucunda ağır ve orta hasarın gerçekleşmediği bazı köylere ait bilgileri kapsamaktadır. Hasar oranlarının belirlenebilmesi için her bir yerleşimin 1955 Genel Nüfus Sayımındaki nüfusu da çizelgeye eklenmiştir. Bu sonuncu veriden, her yerleşimde hane başına fert sayısının eşit ve 3 kişi olduğu kabulüyle hane sayılarına ve hasar oranına geçilmiştir (Çizelge 11.1).

Kaynak fayın araştırılmasında ikinci aşama, gözlenen hasar dağılımını yaratması muhtemel depremlerde (fiktif deprem) gerçekleşecek hasar dağılımının ivme azalım formülleri vasıtasıyla belirlenmesidir. Bu amaçla Boore vd (1993) tarafından önerilen ve Tüysüz (2003) tarafından İstanbul için deprem senaryolarında kullanılan aşağıdaki azalım formülünden yararlanılmıştır.

$$\text{Log}_{10}a_y = b_1 + b_2 \times (M_w - 6) + b_4 \times (D_2 + h_2)^{1/2} + b_5 \times \log_{10}(D_2 + h_2)^{1/2} + b_6 \times G_b + b_7 \times G_c + \varepsilon$$

Burada;

- a_y : Maksimum yatay yer ivmesi
- M_w : Depremin moment büyüklüğü
- H : Odak derinliği
- D : Episentr uzaklığı
- G_b, G_c : Yatay zemin kayma dalgası (Vs) hızı ile belirlenen, zeminin özelliklerine göre 0 ya da 1 olabilen katsayılarıdır (Boore vd, 1993).
- $b_1, b_2, b_3, b_4, b_5, b_6$ ve b_7 sırasıyla -0.105, 0.229, 0, 0, -0.778, 0.162, 0.251 değerine sahip katsayılar

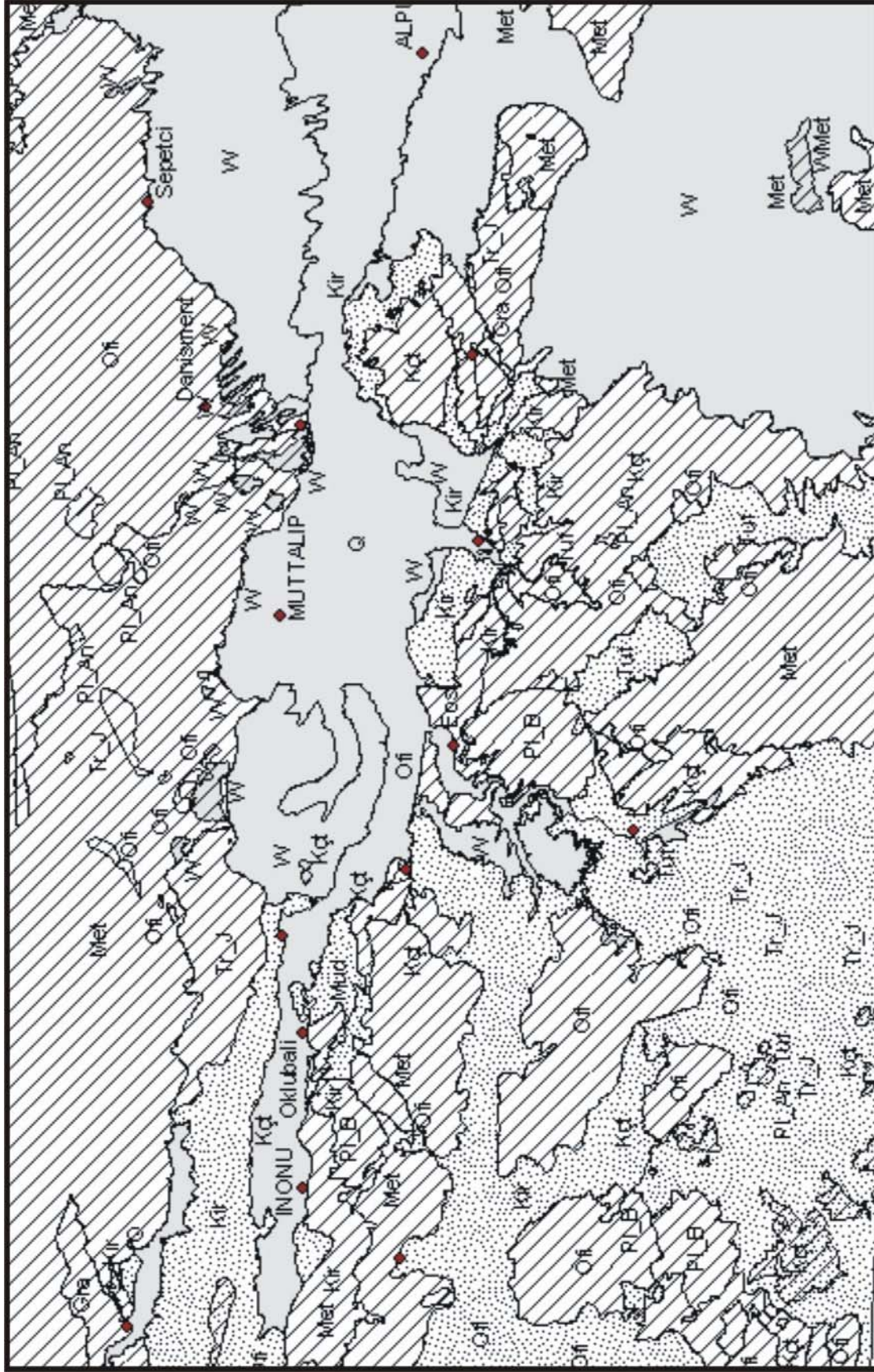
Azalım formülünden de anlaşılacağı üzere yüzeydeki herhangi bir noktada depremin üreteceği maksimum yatay yer ivmesi deprem odağına olan mesafe ve zemin özelliklerinin karmaşık bir fonksiyonu ile belirlenmektedir. Maksimum yatay yer ivmesinden (A_y) şiddete (I) geçiş Arıoğlu vd. (2001) tarafından geliştirilen şu eşitlikle gerçekleştirilmiştir.

$$I = 1,748 \ln(a_y) - 1,078$$

Fiktif şiddet haritalarının oluşturulmasında Gözler vd. (1997) tarafından hazırlanan tarafımızdan gözden geçirilen jeolojik harita, baskın litolojinin yumuşaklığı temelinde yeniden gruplanarak kullanılmıştır (Şekil 11.3, Çizelge 11.2). Yukarıdaki formüllere göre belirlenen fiktif şiddetler 1956 hasar bilgilerinin mevcut olduğu köyler üzerinde yeniden örneklerek Çizelge 11.3 oluşturulmuştur.

Çizelge 11.1. 20 Şubat 1956 depremindeki hasar durumu (Öcal, 1959'a bazı eklemelerle).

<i>İlçe</i>	<i>Köy</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Toplam hasar</i>	<i>Ağır</i>	<i>Orta</i>	<i>Hafif</i>	<i>Toplam Nüfus</i>	<i>Ev Sayısı</i>
Eskişehir	Merkez	287618	4405058	10322	90	764	9468	120092	41411
Eskişehir	Aşağısöğütönü	280564	4409954	99	49	25	25	357	123
Eskişehir	Alınca	281677	4416302	90	33	29	28	290	100
Eskişehir	Keskin	276881	4415643	236	65	72	99	797	275
Eskişehir	Kozkayı	287102	4419474	56	39	10	7	162	56
Eskişehir	Emirceoğlu	283645	4416378	1	1	0	0	191	66
Eskişehir	Kavacık	282910	4420234	95	50	25	20	284	98
Eskişehir	Satılmış	272756	4410106	175	49	48	78	771	266
Eskişehir	Yukarısöğütönü	278848	4411758	216	120	62	34	712	246
Eskişehir	Uludere	271949	4422290	242	62	104	76	913	315
Eskişehir	Çukurhisar	270726	4412477	439	65	347	27	2074	715
Bozüyük	Oklubalı	264495	4411380	187	84	53	50	972	335
Bozüyük	Merkez	246748	4422000	121	17	58	46	8201	2828
Bozüyük	Poyra	260232	4417888	22	10	10	2	770	266
Bozüyük	Akpınar	252008	4417724	19	1	7	11	499	172
Söğüt	Borçak	261030	4438618	121	80	21	20	719	248
Söğüt	Behçetiye	278369	4425910	6	1	3	2	201	69
Söğüt	Çalkara	276868	4430526	11	0	11	0	663	229
Söğüt	İnhisar	276525	4436000	2	1	1	0	883	304
Söğüt	Hisarcık	273475	4432000	5	4	1	0	567	196
Söğüt	Akköy	282500	4442800	1	1	0	0	1237	427
Söğüt	Tozman	287000	4439000	2	0	2	0	732	252
Söğüt	Harmanköy	280400	4445500	5	0	5	0	830	286
Söğüt	Muratça	282250	4444500	4	4	0	0	475	164
Söğüt	Dömez	253308	4434700	19	2	17	0	322	111
Söğüt	Dudaş	264581	4435268	10	5	5	0	517	178
Söğüt	Oluklu	263145	4421420	1	1	0	0	582	201
Söğüt	Ahırköy	267005	4423299	7	6	1	0	609	210
Söğüt	Rızapaşa	263978	4423198	6	5	1	0	218	75
Söğüt	Sıraca	261352	4435926	4	3	1	0	313	108
Söğüt	Zemzemiye	266866	4417270	3	0	3	0	489	169
Söğüt	Merkez	259363	4434811	23	4	13	6	2764	953
Söğüt	Çaltı	264970	4438378	3	1	1	1	1453	501
Söğüt	Katlıç	275950	4446250	3	3	0	0	295	102
Söğüt	Hamitabat	262578	4445645	5	0	1	4	382	132
Söğüt	Ortaca	272164	4427285	12	8	2	2	510	176
Söğüt	Tarpak	281025	4434500	10	0	10	0	763	263
Söğüt	Zeyve	256900	4433600	3	0	1	2	290	100
Söğüt	Samrı	271500	4435500	17	10	6	1	1031	356
Söğüt	Küre	257165	4444748	1	0	1	0	1290	445
Pazaryeri	Merkez	274800	4431500	7	2	5	0	5200	1793
Bilecik	Kurtköy	248100	4433900	11	1	9	1	1235	426



Şekil 11.3. Eskişehir bölgesinin jeoloji haritası (Gözler vd., 1997'den alınarak gözden geçirilmiştir; Simgelerin karşılık geldiği birimler için Çizelge 11.2'ye bakınız).

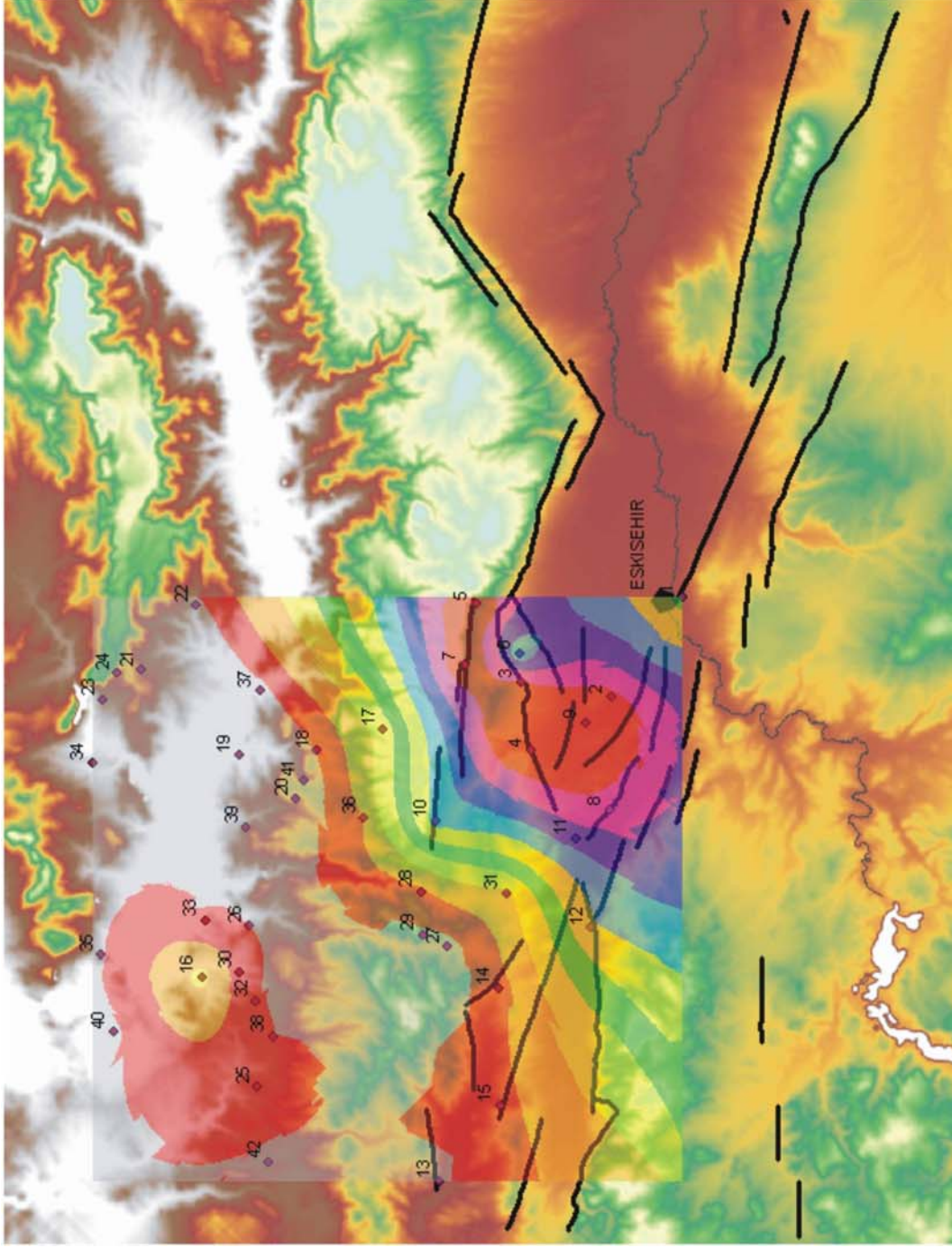
Çizelge 11.2. Eskişehir civarındaki litostratigrafi birimlerinin kayatürü özellikleri, zemin tanımı ve azalım formüllerine girdi oluşturan Gb ve Gc değerleri.

<i>Simgeler</i>	<i>Yaş</i>	<i>Litoloji</i>	<i>Zemin Tanımı</i>	<i>Gb</i>	<i>Gc</i>
Q	Kuvaterner	Gevşek çamur, kum ve çakıl ar dalanması	Yumuşak, gevşek zemin	0	1
W	Pliyosen	Gevşek/orta derecede tıkız çamur, kum ve çakıl	Yumuşak, gevşek zemin	0	1
Pl_B	Geç Miyosen	Vesiküler, kırıklı, siyah/kahverengi bazalt	Katı, sıkı zemin	0	0
Pl_An	Geç Miyosen	Koyu gri bol çatlaklı andezit	Kaya zemin	0	0
Kçt	Geç Miyosen-Pliyosen	Tabakalı/masif algal kireçtaşı	Kaya zemin	0	0
Mud	Geç Miyosen-Pliyosen	Sarımsı yeşil çamurtaşı/kumtaşı ar dalanması	Katı, sıkı zemin	1	0
Tuf	Orta-Geç Miyosen	Beyazımsı sarımsı, en çok orta derecede kaynaşmış pümis akışı	Katı, sıkı zemin	1	0
Kir	Orta Miyosen	Kısmen tıkız sarımsı kumtaşı, çakıltaşı ve çamurtaşı ar dalanması	Katı, sıkı zemin	1	0
Eos	Eosen	Kızıl renkli tıkız çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanması	Kaya zemin	0	0
Ofi	Mesozoyik	Gabro ve serpantinleşmiş ultramafitler	Kaya zemin	0	0
Gra	Mesozoyik	Granodiyorit	Kaya zemin	0	0
Tr_J	Triyas-Jura	Tıkız kireçtaşı, çamurtaşı ve kumtaşı ar dalanması	Kaya zemin	0	0
Met	Jura öncesi	Gnays, kuvarsit, şist ve kalkıştler	Kaya zemin	0	0

Yöntemsel açıdan sonraki aşama farklı eğim ve odak derinliğine sahip faylar tarafından oluşturulacak fiktif şiddetlerin 20 Şubat 1956 depremi hasar dağılımı ile görsel olarak karşılaştırılmasıdır. Bu amaçla gerçekleşen ve fiktif hasarlar yeniden gridlenerek eşhasar eğrileri oluşturulmuştur.

11.2.2. 20 Şubat 1956 Eskişehir Depreminde Oluşan Hasarın Dağılımı

20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin hasar oranı (Çizelge 11.1’de “toplam hasar”) dağılımı Şekil 11.4’de gösterilmiştir. En çok yıkım, merkezinde Kavacık, Kozkayı, Keskin ve Yukarısöğütünü köylerinin bulunduğu KD gidişli bir elips içinde gerçekleşmiştir. Bu kesimde hasar oranı %70’i geçmektedir. Yerel halktan kişiler yüksek hasar yüzünden Kozkayı köyünün tamamen terkedildiğini belirtmişlerdir. Hasar oranı, maksimum hasarın 10-15 km ötesinde (örneğin Zemzemiye ve Behçetiye köylerinde) sıfırlanmaktadır. Alanın KB’sındaki Borçak köyünde gözlenen civardaki ortalamadan çok daha yüksek hasar oranları (% 49) dikkat çekicidir ve olasılıkla yerel zemin büyütmesiyle ilişkilidir (Şekil 11.4). Hasar verilerinin güvenilirliğini test etmek amacıyla Şekil 11.5A ve B’de, hasar merkezi yakın civarında ağır ve orta hasarlı binaların oranları gösterilmiştir. Şekiller arasındaki yüksek görsel uyum, hasar dağılımına temel olan anketle elde edilen kısmen subjektif nitelikteki verilerin önemli oranda gerçeği yansıttığına işaret etmektedir.



Şekil 11.4. 20 Şubat 1956 depreminin toplam hasar oranı dağılımı (rakamlar Çizelge 1 'de yerleşimlere karşılık gelen sıra numaralarını göstermektedir).

11.2.3. Azalım Fonksiyonları Kullanılarak Hasar Dağılımının Belirlenmesi

20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin kaynağı olarak bölgedeki 3 aktif fay segmenti, o büyüklükte ($M=6.4$) bir deprem üretmeleri durumunda neden olabilecekleri hasarlar açısından değerlendirilmişlerdir. Bu aktif faylar proje kapsamında 1/25.000 ölçekli olarak haritalanmış ve morfometrik özellikleri belirlenmiştir. Fiktif hasarları incelenen faylar; batıda yer alan 26 km uzunluğundaki kuzeye eğimli ($70-80^0$) İnönü segmenti, Eskişehir GB'sında BKB doğrultusunda uzanan, tek bir parça olarak kırılmaları muhtemel Tevlüke ve Turgutlar segmentleri (toplam 14 km uzunlukta) ve havzayı kuzeyden sınırlayan çok sayıda segmentten biri olan 13 km uzunluktaki Kavacık segmentidir. Yatay yer ivmelerinin belirlenmesine yönelik azalım fonksiyonlarının odaktan uzaklığa ve zeminin kaya türüne bağlı olması maksimum hasarın gerçekleştiği alanın kuzey ve güneyindeki son iki segmentin tercih edilmesine neden olmuştur. İnönü segmenti ise daha önce Şaroğlu vd. (2005) tarafından 1956 depreminin kaynağı olarak ileri sürüldüğünden bu çalışmaya dahil edilmiştir.

Aday fayların 1956 depremi büyüklüğünde bir deprem üretmeleri durumunda neden olabilecekleri şiddet değerleri her bir fayın farklı eğim açıları ve odak derinlikleri için Çizelge 11.3'te verilmiştir.

Çizelge 11.3. 20 Şubat 1956 depreminin oluşturduğu hasar oranları ve bazı faylar üzerindeki fiktif depremlerin oluşturacağı şiddet değerleri (*Fiktif deprem adlandırmasında simgeden sonraki ilk sayı odak derinliğini, ikinci sayı fayın eğim açısını göstermektedir. Yani kav2-80, 80 derecelik fay üzerinde 2 km derinde oluşan depremi simgelemektedir*).

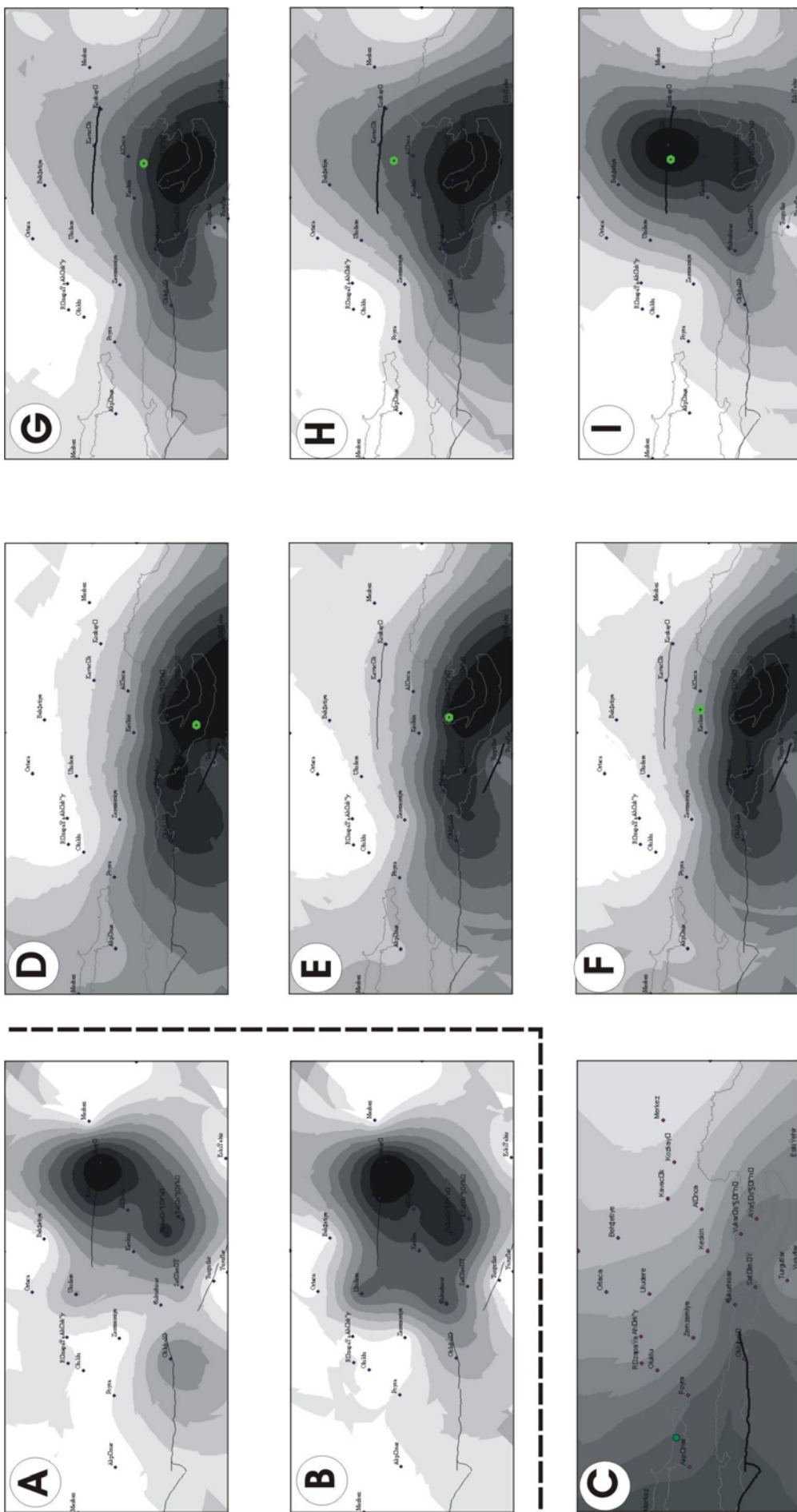
YERLEŞİMLER				HASAR		KAVACIK FAYI							TEVLÜKE FAYI			İNÖNÜ FAYI
İlçe	Köy	X	Y	Hasar (ağır)	Hasar (ağır+orta)	kav2_80	kav5_80	kav5_70	kav5_60	kav10_80	kav10_70	kav10_60	tev20_80	tev20_70	tev20_60	in20_70
Merkez	Eskişehir	287618	4405058	0.22	2.06	8.11	8.11	8.15	8.24	7.98	8.07	8.19	7.67	7.67	7.56	6.86
Merkez	Aşağısöğütünü	280564	4409954	39.80	60.11	8.74	8.68	8.77	8.92	8.41	8.51	8.64	7.81	7.82	7.76	7.12
Merkez	Alınca	281677	4416302	33.00	62.00	8.96	8.49	8.57	8.66	7.73	7.75	7.73	6.70	6.79	6.81	6.12
Merkez	Keskin	276881	4415643	23.65	49.85	8.37	8.14	8.22	8.30	7.61	7.65	7.65	6.73	6.78	6.80	6.28
Merkez	Kozkayı	287102	4419474	69.81	87.71	8.42	8.12	8.08	8.04	7.55	7.50	7.45	6.53	6.67	6.71	5.95
Merkez	Kavacık	282910	4420234	51.06	76.58	9.60	8.61	8.55	8.43	7.72	7.65	7.54	6.58	6.71	6.77	6.09
Merkez	Satılmış	272756	4410106	18.43	36.48	8.39	8.36	8.42	8.51	8.17	8.26	8.35	7.78	7.72	7.69	7.36
Merkez	Yukarısöğütünü	278848	4411758	48.88	74.13	8.95	8.85	8.96	9.10	8.50	8.61	8.70	7.81	7.82	7.79	7.19
Merkez	Uludere	271949	4422290	19.69	52.72	7.77	7.62	7.61	7.56	7.30	7.25	7.16	6.51	6.57	6.67	6.45
Merkez	Çukurhisar	270726	4412477	9.09	57.61	8.40	8.36	8.41	8.47	8.16	8.23	8.27	7.72	7.68	7.68	7.46
Merkez	Turgutlar	273500	4406400	0.00	0.00	7.15	7.14	7.19	7.28	7.01	7.11	7.23	6.78	6.69	6.61	6.26
Merkez	Yusuflar	274500	4404800	0.00	0.00	7.71	8.07	8.14	8.23	7.96	7.70	7.82	7.79	7.33	7.24	6.85
Yarımcı	Merkez	291900	4420750	1.63	1.63	7.65	7.53	7.50	7.47	7.22	7.17	7.11	6.39	6.54	6.58	5.81
Yarımcı	Sekiören	298800	4415300	0.00	0.00	6.94	6.91	6.90	6.93	6.77	6.77	6.79	6.28	6.39	6.37	5.62
Bozüyük	Oklubalı	264495	4411380	25.06	25.95	7.90	7.88	7.91	7.95	7.78	7.83	7.87	7.57	7.49	7.49	7.61
Bozüyük	Merkez	246748	4422000	0.60	0.99	7.08	7.07	7.07	7.06	7.03	7.03	7.01	6.90	6.87	6.92	7.70
Bozüyük	Poyra	260232	4417888	3.77	7.53	7.38	7.36	7.38	7.38	7.27	7.27	7.27	7.00	6.96	7.02	7.42
Bozüyük	Akpınar	252008	4417724	0.58	4.65	6.95	6.92	6.94	6.94	6.88	6.89	6.88	6.75	6.70	6.74	7.44
Söğüt	Behçetiye	278369	4425910	1.44	5.77	8.24	7.93	7.85	7.71	7.43	7.32	7.17	6.43	6.55	6.67	6.21
Söğüt	Çalkara	276868	4430526	0.00	4.81	7.55	7.40	7.34	7.23	7.11	7.00	6.87	6.28	6.39	6.53	6.19
Söğüt	Oluklu	263145	4421420	0.50	0.49	6.93	6.89	6.89	6.88	6.76	6.75	6.72	6.36	6.36	6.43	6.71
Söğüt	Ahırköy	267005	4423299	2.86	3.33	7.21	7.14	7.15	7.12	6.96	6.93	6.86	6.40	6.44	6.53	6.59
Söğüt	Rızapaşa	263978	4423198	6.65	7.98	6.97	6.92	6.92	6.90	6.79	6.77	6.72	6.34	6.35	6.44	6.67
Söğüt	Zemzemiye	266866	4417270	0.00	1.78	7.23	7.17	7.20	7.20	7.01	7.02	7.00	6.54	6.53	6.58	6.61
Söğüt	Ortaca	272164	4427285	4.55	5.68	7.51	7.38	7.35	7.28	7.11	7.04	6.92	6.36	6.44	6.57	6.39

Görsel değerlendirmeye olanak sağlamak için gerçekleşen ile beklenen (fiktif) hasarlar eş şiddet haritalarına dönüştürülerek Şekil 11.4'te sunulmuştur. İnönü segmentinde 20 km odak derinliğine sahip bir depremde ortaya çıkacak hasar görece yumuşak Miyosen yaşlı zeminlerin yaygın olduğu İnönü ovası ile daha kuzeydeki İnönü ve Akpınar dolaylarında 7,6 şiddete varan sarsıntılar yaratmaktadır (Şekil 11.5C). Şiddet alüvyal zeminlerin yaygın olduğu doğuya doğru (Çukurhisar ve Satılmış köyleri civarında) bir girinti yaratmakla birlikte odaktan uzaklaştıkça doğuya doğru azalmaktadır.

Birlikte kırılmaları durumunda 20 Şubat 1956 depremi büyüklüğünde bir enerji boşaltabilecek Tevlüke ve Turgutlar segmentlerinin yaratacağı hasar dağılımı, merkezinde Aşağısöğütünü ve Yukarısöğütünü köylerinin bulunduğu, uzun ekseni ova gidişine karşılık gelen bir elipse benzer (Şekil 11.5D-F). Genel olarak K-KD'ya doğru hasar dağılımı dereceli olarak azalmaktadır. Bu fayda eğim açısının 80^0 yerine 60^0 alınması maksimum hasar zonunu hafifçe kuzeye (Eskişehir havzası içine) çekmekte, ancak Kavacık ve Kozkayı civarlarında önemli hasar farklılığı yaratmamaktadır.

Kavacık fayının yaratacağı hasarın odağın konumuna bağlılığı daha hassastır. Odak derinliğinin 10 km ve fay eğiminin 60^0 olması durumunda maksimum hasar Tevlüke-Turgutlar fiktif depreminde olduğu gibi Aşağısöğütünü köyü civarında gerçekleşmektedir (Şekil 11.5G). Odak derinliği sabit kalmak üzere fay eğiminin 80^0 kabul edilmesi, merkez az çok sabit kalmak üzere hasarın kuzeye doğru hafifçe kaymasına yol açmaktadır (Şekil 11.5H). Kavacık fayında oluşacak bir depremin odak derinliğinin sığ (2 km kadar) ve eğiminin de 80^0 olması durumunda hasar dağılımı radikal bir şekilde değişerek maksim hasar zonu sert zemin (şist ve gnayslar) üzerine kurulan Kavacık ve Kozkayı köylerine kaymakta ve G-GB'ya doğru da önemli bir hasar zonu uzanmaktadır (Şekil 11.5I).

Görsel karşılaştırma 20 Şubat 1956 depremi hasar dağılımına en iyi uyumun Kavacık fayı üzerindeki sığ (<2 km) odaklı bir depremin hasar dağılımı ile olduğunu göstermektedir (Şekil 11.5I). Çizelge 306, gerçekleşen hasar ile fiktif hasarlar arasındaki en iyi korelasyonun Kavacık fayı için ve odağın çok sığ (2 km kadar) olması durumunda gerçekleştiğini göstermektedir.



Şekil 11.5. 20 Şubat 1956 depreminin A) Ağır, B) Ağır+orta hasar oranları dağılımı. C) İnönü fayı, D-F) Tevlüke-Turgutlar fayı, G-I) Kavacak fayı fiktif depremleri için şiddet dağılımları.

11.3. GIS Temelli Şiddet Analizleri Kullanılarak Muttalip Segmentinden Kaynaklanacak Deprem Hasarının İncelenmesi

Eskişehir kuzeyinde yapılmış aktif tektonik çalışmalar ve 1956 depreminin hasar dağılımının incelenmesi 15 km uzunluğundaki Muttalip segmentinin gelecekte kırılarak 6.44 büyüklüğünde bir deprem üretebileceğini göstermektedir. Muttalip segmentinin morfotektonik özellikleri önceki ara raporlarda ayrıntılı bir şekilde ele alınmış olmakla birlikte segment üzerinde paleosismoloji çalışması henüz gerçekleştirilmemiştir. Bu yüzden segmentin ne zaman deprem üreteceği konusunda belirsizlik sürmektedir.

Muttalip segmentinin ne zaman deprem üreteceği belirsiz kalmakla birlikte 6.44 büyüklüğünde deprem üretmesi durumunda ortaya çıkacak yıkıma bazı yaklaşımlar mümkündür. Bunun için literatürde Boore vd. (1993) tarafından verilen azalım ilişkileri kullanılmış, ortaya çıkacak şiddet değerleri ile yıkım arasındaki ilişki için de 1956 depreminin hasar dağılımından yararlanılmıştır. Olası bir depremde gerçekleşecek yıkım miktarı YAS'ın yüksekliği, gevşek zeminin üstten 20 m'sinin ayrıntılı litolojisi, sıvılaşma, rezonans ve üstyapı kalitesi gibi nedenlerle burada belirtilenden daha yüksek olacaktır.

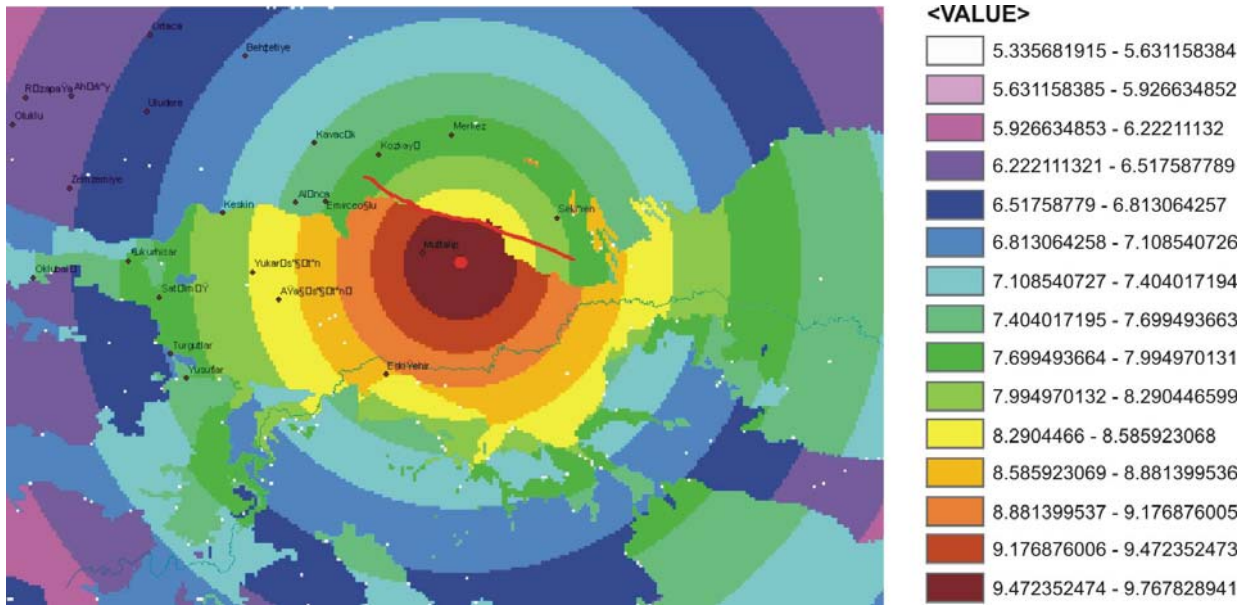
Çözümlemede segmentin eğimi için 60^0 (yüzey çalışmaları sırasında sıkça gözlenen fay düzlemi eğimi) ve odak derinliği için 5 ve 10 km olmak üzere iki olasılık dikkate alınmıştır.

Belirtilen parametreler ve azalım ilişkileri kullanılarak elde edilen Eskişehir kent merkezi ve bazı yakın yerleşimlerde ortaya çıkacak şiddet değerleri ile 1956 depreminde gerçekleşen şiddet değerleri ve hasar oranları çizelge 4'te verilmiştir.

Çizelge 11.4. 1956 depremi ile Muttalip segmenti üzerinde gerçekleşebilecek iki fiktif depremin yaratacağı şiddetler ve 1956 depreminin neden olduğu ağır hasar oranı.

YERLEŞİMLER	1956 Depremi şiddeti	1956 depremi ağır hasar oranı (%)	Muttalip depremi (5 km) şiddeti	Muttalip depremi (10 km) şiddeti
Eskişehir	8,11	0,22	9,45-8,82	8,8-8,61
Muttalip	8,58	Veri yok	9,60	8,73
Aşağısöğütünü	8,74	39,8	8,44	8,28
Yukarısöğütünü	8,95	48,88	8,31	8,16
Kavacık	9,60	76,58	7,42	7,09

Şekil 11.6, 5 km odak derinliğine sahip fiktif Muttalip depreminde Eskişehir kent merkezinin yüksek yer ivmeleri ile kentin kuzeyinde (odağa daha yakın) 9,45 ve güneyinde 8,82 şiddetinde sarsılacağını göstermektedir. 1956 depreminde kentin güneyindekine yakın yer ivmelerinin Aşağısöğütünü ve Yukarısöğütünü köylerinde %40-50 oranlarında ağır hasar yarattığı anlaşılmaktadır. Kuzeydeki 9.45 şiddetinin %60 civarında ağır hasar oranına karşılık geleceği söylenebilir. Böyle bir depremin Muttalip'te yaratacağı şiddet 9,6'yı bulmaktadır. Bu ise 1956 depreminde Kavacık köyünde gözlenen ve %76 oranında ağır hasara neden olan şiddete eşittir.

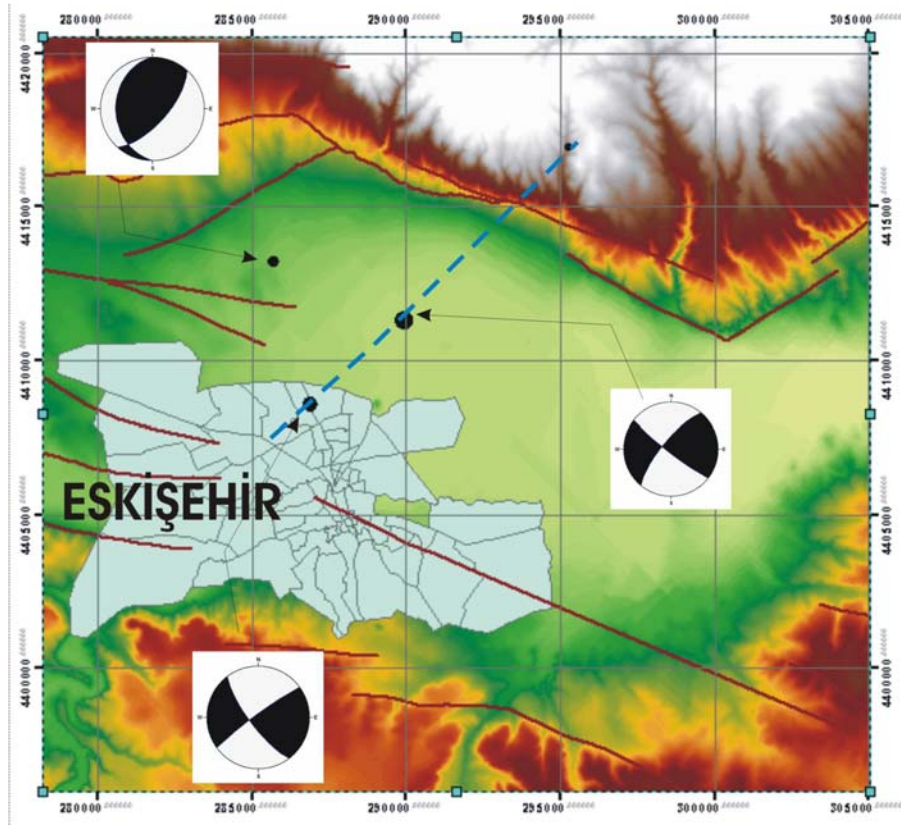


Şekil 11.6. Fiktif Muttalip depreminin (Odak derinliği 5 km) yaratacağı şiddetin dağılımı (kırmızı beşgen episentri gösterir).

11.4. Eskişehir Merkezli Ekim 2003 Depremlerinin Bölge Depremselliği Açısından Anlamı

2003 yılı ekim ayının ilk 4 günü merkezüstleri Eskişehir kent merkezi ve hemen kuzeyi olan 5 yersarsıntısı olmuştur (Çizelge 11.5). Bunlardan dördü, ortada en büyük ($M_d=4.2$) deprem olmak üzere, K 44 D doğrultusunda oldukça belirgin bir dizilim sunarlar. 3.7 büyüklüğündeki bir deprem ise kent merkezinin 7 km kadar kuzeyine odaklanır.

Dr. Doğan Kalafat'tan (Kandilli Rasathanesi) sağlanan odak mekanizması çözümleri, merkezüstleri KD doğrultusunda uzanan iki depremin neredeyse saf doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. Bu iki depremin KD doğrultusunda uzanan tercihli düğüm düzlemlerinin doğrultusu kuzeyle sırasıyla 39^0 ve 56^0 'lik açılar yapmaktadır ve her ikisi de sol yönlüdürler (Şekil 11.7). Aynı düşen sarsıntıya ait odak çözümlenmesi ise biri K-G/30D ve diğeri K42D/67 KB konumlu, baskın olarak ters fay düzlemlerine işaret etmektedir.



Şekil 11.7. 2003 yılı Ekim ayı başı Eskişehir merkezli depremler ve odak çözümleri.

Özellikleri belirtilen 2003 Ekim depremleri bölgedeki güncel gerilim yönleri konusunda ipuçları sağlayabilir. Grabenin kabaca D-B doğrultusunda uzanması ve havzayı kuzeyden sınırlayan Muttalip fayı üzerindeki saf normal atım (Çizelge 11.5) Eskişehir yakın civarının kabaca K-G doğrultusunda çekildiğini kanıtlamaktadır. Bölgesel ölçekli GPS verileri Eskişehir bölgesinin KKD-GGB doğrultusunda çekilip buna dik yönde ve çok daha zayıf oranda sıkıştığını kanıtlamaktadır (Kahle vd., 1998'de Şekil 4). Ancak odak çözümlerinin gösterdiği sol yönlü doğrultu atımlı faylar K-G doğrultulu bir sıkışmaya işaret ederek tezat oluşturmaktadır. Üstelik bu sıkışma yönü K-G (ya da K42 D) doğrultulu baskın olarak eğim atım bileşene sahip ters fay kinematığı ile de çelişkilir.

Çizelge 11.5. 2003 Ekim ayı başında Eskişehir merkezli depremler (Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır).

<i>Tarih</i>	<i>Saat</i>	<i>Enlem(N)</i>	<i>Boylam(E)</i>	<i>Derinlik(km)</i>	<i>MD</i>	<i>Yer</i>
04/10/2003	20:53:06	39.8415	30.4957	8.6	3.7	ESKİŞEHİR
03/10/2003	01:42:48	39.7725	30.4877	5.0	2.8	ESKİŞEHİR
03/10/2003	01:27:47	39.8250	30.5460	17.4	4.2	ESKİŞEHİR
02/10/2003	20:22:05	39.7997	30.5112	16.1	3.9	ESKİŞEHİR
01/10/2003	00:43:10	39.8775	30.6062	10.4	3.0	ESKİŞEHİR

12. TARTIŞMA

Eskişehir Fay Zonu (EFZ) literatürde sıkça telaffuz edilmekle birlikte üzerinde ayrıntılı çalışmaların mevcut olmadığı, Anadolu levhacığı içindeki önemli kabuk yamulması zonlarından biridir. Proje, elde edilen bulgular sayesinde bu zonun Bozüyük ile Alpu arasındaki kesimine değişik açılımlar sağlamıştır. Açılımlardan bazıları mevcut literatür bilgilerine ciddi revizyonlar yaparken, bazıları da (örneğin morfometri, taraçaların kozmojenik radyoizotoplarla yaşlandırılması) Ulusal literatürde ilk kez uygulanan yöntemler sayesinde orijinal niteliğe sahiptir. İzleyen paragraflarda elde edilen bulguların anlamı, önemi ve sınırlılıkları değerlendirilmektedir.

Bölgenin stratigrafisindeki, haritalama ve radyometrik analizlere dayalı revizyon, bölgesel jeolojiye önemli katkılardan birini oluşturmaktadır. Önceki stratigrafik literatüre kaynaklık eden Gözler vd., (1997)'de bölgede 10'u aşkın Miyo-Pliyosen birimi ayırt edilmiş, bunların büyük ölçüde birbirleriyle yanal geçişli oldukları ileri sürülmüştür. Dikkatli bir gözlem aslında bu yanal geçiş senaryosunun farklı araştırmacılar tarafından haritalanan paftaları kenarlaştırma zorlukları nedeniyle türetildiğini ortaya koyabilecektir. Bütün alanın yeniden gözlenmesi sayesinde proje sürecinde daha yalın bir stratigrafinin oluşturulduğu söylenebilir. Buna göre birkaç olay seviyeden ibaret asidik piroklastik paket, bunun altında bir silisiklastik istif, üstünde epiklastik volkaniklerden ve silisiklastiklerden ibaret bir başka istif, bunları üzerleyen yanal devamsız kireçtaşları ve onları da üzerleyen bazaltlar; bütün bu istifi çoğunlukla diskonformite, yerel olarak küçük bir açıl uyumsuzlukla üzerleyen bir başka flüviyal kırıntılı istif bölge stratigrafisinin iskeletini oluşturur. Gözler vd., (1997) ve izleyenleri tarafından bazik lavlar ve daha altındaki piroklastik/silisiklastik istif çoğu yerde Pliyosen'e, bazı yerlerde de (özellikle İ25 paftasında) Orta-Geç Miyosen'e yerleştirilmiştir. Asidik piroklastikler ve daha üstte bulunan bazik lavlar elde ettiğimiz radyometrik yaşlara (15.7 Ma) göre Erken-Orta Miyosen'e karşılık gelmektedir ki bu, diskonformite altındaki bütün istifin Erken-Orta Miyosen'e dahil edilmesi gerektiğini göstermektedir. Şu halde bütün yataylığına ve genç jeomorfolojik görünüşüne karşın bu çökeller oldukça yaşlıdır ve yaygın kabul gören tektonik bölümlenme paradigmalarına göre paleotektonik döneme aittirler. Ancak sadeleştirilen ve radyometrik yaşlarla sabitlenen bu stratigrafinin yanal yönde deneştirilmesinde hala bazı belirsizlikler mevcuttur. Kaymaz horstunun iki yanındaki lületaşlı kırıntılar stratigrafik bütünlük açısından Pliyosen'e aitmiş gibi gözükmele birlikte Erken Miyosende olabilirler. Proje amaçlarını fazlasıyla aşan bu konunun özellikle sedimatoloji disiplini kullanılarak netleştirilmesi yararlı olacaktır.

Projenin ikinci önemli katkısının Pliyosen paleocoğrafyasının kurgulanması ve bunun aktif tektonik ile ilişkilendirilmesi olduğu söylenebilir. Pliyosen'de, henüz EFZ yokken, kısmen K-G sıkışma ile deformasyona uğramış geniş ve düz bir Miyosen arazisi ve bunu çevreleyen temel üzerinde kuzeye akan bir örgülü/menderesli akarsu sistemi ile bunun aşınma yüzeyi eşdeğerlerinin mevcudiyeti ileri sürülmektedir. Bu rökonstrüksiyonun önemi, EFZ'nin güneyinde ve kuzeyinde yükselen bloklar

üzerinde de Pliyosen çökelleri ile eşdeğeri aşınma yüzeylerini göstermesidir ki, bu EFZ'nin, Pliyosen'in memeli fosilleriyle ve kozmojenik olarak da yaşlandırılan en üst seviyelerinden daha genç olduğuna işaret etmesidir.

Projede ana amaç olarak aktif fayların haritalanması pratik sonuçları nedeniyle literatüre en önemli katkıyı oluşturmaktadır. Bu yöndeki çalışmalar ana hatlarıyla Koçyiğit (2000) tarafından ileri sürülen, Eskişehir çöküntüsünün kuzeyinden ve güneyinden baskın normal faylarla belirlenen bir graben olduğu hipotezini doğrulamış; bunu, her bir segmenti uzunluk, atım ve karakter yönünden ayrıntılı çalışarak incelmış hale getirmiştir. Gerek morfometri çalışmaları gerekse 1956 depreminin kaynak fayını sorgulayan çalışmalarımız graben kuzeyinin de oldukça aktif olduğuna işaret etmektedir.

Proje kapsamında yapılan paleosismoloji çalışmaları ne yazık ki beklenen başarıyı sağlayamamıştır. Yalnızca İnönü kolüvyonları içinde fay aynası üzerinde deforme killer saptanabilmiş ve bunlar yaşlandırılmıştır. Elde edilen yaş alanın morfolojisi dikkate alındığında yakın civardan elde edilen ikinci bir yaşla çelişkilidir. Bu nedenle bunun gerçek bir paleosismik olayı yansıttığı şüphelidir. Çeşitli hendekler üzerindeki diğer birçok denememizde oldukça derinlere inilmesine karşın paleosismik olaya rastlanmaması çökme hızlarına göre deprem tekrarlanma aralıklarının oldukça geniş olmasından kaynaklanmaktadır.

Projede önemli maliyet ögesi olan sismik yansıma çalışmaları Muttlip ve Cumhuriyet fayları önündeki kalın Miyo-Pliyosen istifinin nerdeyse yatay bir nonkonformite ile temel üzerinde yer aldığını göstermektedir. Bu kesitlerden anılan ana faylara paralel önemli antitetik ya da sentetik fayların mevcut olmadığı izlenmektedir. Eskişehir GB'sında haritalanan Tevlüke fayının derinlere doğru devamı sismik yansıma profiinden de anlaşılmaktadır. Ancak derinlerde Pliyosen altında uyumsuz yer alan bir başka sismik paketin (olasılıkla Eosen çakıldaşları) varlığı izlenmektedir ki bu durum fayın yükselen bloğunda mevcut değildir. Bu durum fayın daha eski olduğuna ve neotektonik dönemde yeniden kullanıldığına işaret edebilir. Satılmış civarındaki sismik yansıma profilleri ise haritalama ve VLF bulgularına uygun olarak bir faya işaret etmektedir.

Son olarak DSİ arşivindeki mevcut sondaj verilerinin yardımıyla graben içindeki farklı birimlerin kalınlıklarının belirlenmesinin de tatmin edici sonuçlar vermediği belirtilmelidir. Yine de Kuvaterner kalınlığının Eskişehir ile Muttalip arasında en çok (100 m) olduğu söylenebilir ki, bu da Muttalip segmenti üzerinde önemli bir düşey atımın varlığına işaret eder. Grabenin merkezi kesimlerinde toplam sediman kalınlığı 350-400 m'yi geçmektedir. Özellikle sismik risk analizlerine temel oluşturacak farklı sertlikteki zeminlerin kalınlıklarının daha emin belirlenebilmesi için yeni derin karotlu sondajlar ve bunları havzanın değişik kesimlerine yayacak yeni elektrik rezistivite çalışmalarına ihtiyaç bulunmaktadır.

13. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Eskişehir grabeninin jeolojik evrimini aydınlatmayı amaçlayan bu projede ulaşılan başlıca sonuçlarla gelecek çalışmalar için önerilerimiz aşağıda sıralanmıştır.

- 1- Proje alanında birbirinden uyumsuzlukla ayrılmış üç Senozoyik litostratigrafi paketi mevcuttur. Bunlardan ilki Erken (!)-Orta Miyosen yaşlı bir volkanojenik/silisiklastik/karbonat istifli, ikincisi Pliyosen yaşlı bir akarsu-göl istifli, üçüncüsü ise Kuvaterner yaşlı Eskişehir grabeni içinde ve kenarlarında gelişmiş alüvyal/kolüvyal çökellerdir. İlk paket grabenin derinlerinde ve dışında geniş yayılım sunar ve K-G yönlü sıkışmanın izlerini taşır. İkinci paket ve ilişkili aşınım yüzeyleri de grabeni çevreleyen horstlar üzerinde çoğunlukla izlenir.
- 2- Stratigrafik ve sedimantolojik veriler Eskişehir Fay Zonu'nun Eskişehir civarında yaşı Geç Pliyosen'e kadar çıkan bu ikinci paket (akarsu-göl istifli) üzerine kurularak onu parçaladığını göstermektedir. Şu halde bölgenin neotektonik çökelleri graben içi ile kenarlarında gelişmiş Kuvaterner çökelleridir.
- 3- Proje alanında Eskişehir Fay Zonu, uzunlukları 26 km'ye ulaşabilen 20'den fazla segmentten oluşur. Segmentler baskın olarak eğim atım bileşenine sahip normal fay karakterindedirler. Bazıları üzerindeki düşey atım 400 m'yi geçer. Yer yer hafif bir sağ yanal bileşen izlenebilir. Eskişehir çöküntüsü, kuzeyde güneye görece düşük (50-70⁰), güneyde kuzeye daha yüksek açılarla (70-80⁰) eğimli bu fayların denetiminde bir graben şeklinde gelişimini sürdürmektedir.
- 4- Eskişehir Fay Zonu segmentlerinden bazıları olasılıkla Eskişehir kent merkezine doğru sokulur. Bunlardan BKB doğrultusunda uzanan Kanlıpınar segmenti kent merkezindeki (Hamamyolu) sıcaksu kaynaklarıyla üsteleşir. Batıdaki Karagözler fayı ile önceki elektrik özdirenç çalışmaları ile belirlenen başka bazı fayların kent merkezindeki uzanımı halen belirsizdir.
- 5- Uygulanan jeofizik teknikler (VLF ve sismik yansıma) arazi çalışmalarıyla ileri sürülen aktif fayların varlığını genel olarak desteklemektedir. Ayrıca kuzey havza kenarı boyunca alınan sismik yansıma profilleri ana faya paralel, dikkat çekici sentetik/antitetik gömülü fayların mevcut olmadığını göstermektedir.
- 6- Aktif faylardan uygun olanlar üzerinde, derinliği 5 m'yi aşan hendeklerde eski depremlerin izleri araştırılmıştır. Bazı hendeklerde fay sarplığının pasif olarak kolüvyonlarla dolduğu izlenmekle birlikte hiç birinde ikna edici bir paleosismik olaya rastlanmamıştır. Bu durum, sediman birikim hızlarının deprem tekrarlanma aralıklarına kıyasla daha yüksek kaldıkları şeklinde yorumlanmıştır. Öte yandan hendeklerde paleosismik olayın gözlenmemesi yakın

geçmişte yüzey kırığı yaratacak depremlerin olmadığı, dolayısıyla riskin bağıl olarak artmış olduğu şeklinde de yorumlanabilir.

- 7- Önceki elektrik öz direnç ve su sondajı verilerinin yeniden değerlendirilmesi Eskişehir ovasındaki en büyük kuvaterner sediman birikiminin Muttalip ile Eskişehir kent merkezi doğusunda yer aldığı; graben içindeki toplam sediman kalınlığının 400 m'yi aştığını göstermektedir. Hassas modellere girdi oluşturması durumunda verilerin pek çok belirsizlik içerdiği gözden ırak tutulmamalıdır.
- 8- Fay sarplıkları üzerindeki morfometrik çalışmalar havza kuzey faylarının güney faylarına göre oldukça aktif olduklarını kanıtlamaktadır. Drenaj havzası asimetrisi ve akarsu bükümlülüğü gibi daha genel endeksler bölgenin aktif olarak deforme olduğunu kanıtlamaktadır.
- 9- Bölgedeki aletsel dönem depremlerinin analizi bunların baskın olarak sığ odaklı (<10 km) depremler olduklarını ve Eskişehir grabeni ile civarında dikkat çekici bir yoğunlaşma gösterdiklerini ortaya koymaktadır.
- 10- 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin hasar dağılımının yeniden incelenmesi ve GIS teknikleriyle deprem episantrının konumu ile ilişkilendirilmesi, bu depremin kaynağının güney kenar fayları olamayacağını kanıtlamaktadır. Oluşan hasarı en iyi karşılayan fiktif deprem episantrı oldukça sığdır (2 km) ve havza kuzey kenarında Kavacık köyü civarına düşmektedir.
- 11- Hasar analizinin gösterdiği üzere, 1956 depremi kuzeydeki Kavacık fayından kaynaklanmış ise, bu durum komşusu Muttalip fayı üzerine bir gerilim aktarımı anlamına gelecektir. İvme azalım formüllerinin uygulanması, tamamının kırılması durumunda 6.4 büyüklüğünde (1956 depremininkine eşit) bir deprem yaratacak Muttalip fayının Muttalip'te çok şiddetli ve Eskişehir'de şiddetli sarsıntı yaratacağını göstermektedir.
- 12- Eskişehir bölgesinde deprem risk analizlerine girdi oluşturacak deprem tekrarlanma aralıklarının belirlenebilmesi için daha çok sayıda ve daha derin hendek çalışmalarına ihtiyaç olduğu bu proje ile daha açık anlaşılmıştır.
- 13- Gerek Eskişehir Fay Zonu'nun uzun dönemli evrimi gerekse deprem risk analizleri açısından graben içindeki Kuvaterner çökellerinin yayılımı ve yaşı konuları halen aydınlatılmayı beklemektedir. Bu amaçla yeni sondajlar ve eşgüdümlü jeofizik çalışmalarına ihtiyaç bulunmaktadır.

TEŞEKKÜR

Raporun yazarları hendek çalışmaları için sağladıkları olanaklar nedeniyle DSİ III. Bölge Müdür Yardımcısı Sn. Nazmi Mumcu'ya ve İnönü Belediye Başkanlığına teşekkür borçludur. Jeo. Müh. Salih Akan projenin bazı arazi çalışmalarına refakat etmiştir. Jeo. Y. Müh. Sanem Açıkalin'ın arazi ve büro çalıőmalarındaki üstün katkılarını özellikle belirtmek isteriz. Dr. Levent Tezcan (HÜ), proje boyunca GIS konusundaki bıktırıcı sorularımıza usanmadan yanıt vermiştir. Son olarak Prof. Dr. Ali Koçyigit'in (ODTÜ) yönlendirme ve cesaretlendirmelerinin projeye önemli bir itki sağladığı da belirtilmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunel, E. ve Barka, A., 1998. Eskişehir Fay Zonu'nun İnönü-Sultandere arasındaki neotektonik aktivitesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 1998, 2, 41-52.
- Altunel, E., Ocakoğlu, F., Karabacak, V., Orhan, A. ve Yalçın, C., 2003, Odunpazarı Belediyesi İçinde İmara Kapatılan Alanın Yerleşime Uygunluk Açısından İncelenmesi, Odunpazarı Belediyesi İçin Hazırlanmış Etüt Raporu (yayınlanmamış).
- Arıoğlu, E., Arıoğlu, B.M. ve Girgin, C., 2001. Doğu Marmara Depreminin yer ivme değerleri açısından değerlendirilmesi. *Beton Prefabrikasyon*, Ocak-Nisan 2001, 57-58, 5-15.
- Ayday, C., Atlan, M., Nefeslioğlu, H.A., Canıgür, A., Yerel, S. ve Tün, M., 2001. Eskişehir Büyükşehir Belediyesi Eskişehir Yerleşim Yerinin Yerleşim Amaçlı Jeoloji ve Jeoteknik Etüt Raporu. Anadolu Üniversitesi, Uydu ve Uzay Bilimleri Araştırma Enstitüsü, Eskişehir.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, C., 1995. The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. In: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşın, M.Y. & Tarcan, G. (eds.) *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Proceedings*, Volume-I, 3-17.
- Becker-Platen, J.D. ve Sickenberg, 1968. Die unterpleistozanen Kiese von Eskişehir (Anatolien) und ihre Säugetierfauna.-Mitt. Geol. Ins. Techn. Hochsch. Hannover, 8, 7-20, 2 Abb, Hannover.
- Boore, D.M., Joyner, W.B. ve Fumal, T.E., 1993. Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: an interim report, U.S. Geological Survey open-file Report 93-509.
- De Bruijn, H., Daams, R., Daxner-Hock, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P., Morales, J., Heinzmann, E., Mayhew, D.F., Van Der Meulen, A.J., Schmidt-Kittler, N. ve Telles Antunes, M., 1992. Reports of the RCMNS Working Group on Fossil Mammals, Reinsburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy*, 26, 2/3, 65-118.
- DSİ, 1975. Eskişehir ve İnönü ovaları hidrojeolojik etüd raporu. DSİ, Jeoteknik ve yeraltısuyu dairesi, Ankara, 49 p.
- DSİ, 1977. Eskişehir-Alpu ovası hidrojeolojik etüd raporu, DSİ, Jeoteknik ve yeraltısuyu dairesi., Ankara, 39 p.

- Esen, E., Yakal, M. ve Gökçen, M., 1975. Eskişehir ve İnönü ovaları hidrojeolojik etüt raporu. DSİ III. Bölge Müdürlüğü, Eskişehir.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. ve Yaliniz, M.K., 2000. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.D.A., (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 139-161.
- Gözler, M.Z., Cevher, F. ve Küçükayman, A., 1984/1985. Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *MTA Dergisi*, 103, 40-54.
- Gözler, M.Z., Cevher, F. Küçükayman, A. ve Asutay, H.J., 1997. Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. *MTA Report No. 9973*, Ankara.
- Kahle, H.G, Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. ve Cross, P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Koçyiğit, A., 2000. Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği. Haymana-Tuzgözü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (WORKSHOP), TPJD Özel Sayı 5, 1-26.
- Mumcu, N., 1975, Eskişehir ve İnönü ovaları jeofizik rezistivite etüt raporu, DSİ III. Bölge Müd, 13 s.
- Mutlu, H. ve Sariiz, K., 2001. Geochemical and isotopic characteristics of Eskişehir thermal waters, Turkey. In: Dora, O.Ö., Özgenç, İ. ve Sözbilir, H. (eds.) *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Proceedings*, pp 189-196.
- Okay, A.I., Monod, O. ve Monie, P., 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Öcal, N., 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir Zلزelesinin Makro- ve Mikrosismik Etüdü. İTÜ Sismoloji Enstitüsü Yayını, 49 p.
- Redpath, Bruce B., 1973, Seismic refraction exploration for engineering site investigations: Technical Report E-73-4, Explosive Research Laboratory, Livermore, CA (NTIS Report AD-768 710).
- Scott, J. H., 1973, Seismic refraction modeling by computer: *Geophysics*, v. 38, n. 2, p. 271-284.

- Servais, M., 1982. Collision et suture Tethysienne en Anatolie Centrale: Etude structurale et metamorphique (HP-BT) de la zone Nord Kütahya. L'universite de Paris-Sud, Centre D'Orsay. 349 pp.
- Sickenberg, O. ve Tobien, H., 1975. New Neogene and Lower Quaternary vertebrate fauna in Turkey. News. Stratgr., 1, 3, pp. 51-61.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Active Faults and sismicity in Turkey. MTA report No:8174, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Doğan, A., ve Yıldırım, C., 2005. Eskişehir Fay Zonu ve Deprem Potansiyeli. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı. s. 11.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation (Eds.: K.T. Biddle ve N. Christie-Blick). Soc. Econ. Paleont. Min. Spec.Pub., 37, 227-264.
- Tokay, F., 2001, Eskişehir Fay Zonunun İnönü-Dodurga segmentinin naotektonik özellikleri, Osmangazi Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi, 67 s,Eskişehir.