

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
YÜKSEK LİSANS TEZİ

KÜTAHYA FAYI'NIN BATI KESİMİNİN AKTİF
TEKTONİĞİNİN GPR VE ELEKTRİK ÖZDİRENÇ
YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

Yusuf AKGÜN
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Tezin Sunulduğu Tarih: 20/06/2012

Tez Danışmanı:
Yrd. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

YUSUF AKGÜN tarafından YRD. DOÇ. DR. CAHİT ÇAĞLAR YALÇINER yönetiminde hazırlanan “KÜTAHYA FAYI’NIN BATI KESİMİNİN AKTİF TEKTONİĞİNİN GPR VE ELEKTRİK ÖZDİRENÇ YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER

Danışman

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAC

Jüri Üyesi

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi: 20/06/2012

Prof. Dr. İsmet KAYA
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

AŞIRMA (İNTİHAL) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyarak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Yusuf AKGÜN

TEŞEKKÜR

“Kütahya Fayı’nın Batı Kesiminin Aktif Tektoniğinin GPR VE Elektrik Öz direnç Yöntemleriyle İncelenmesi” isimli bu yüksek lisans tez çalışmasında, tez konusunun belirlenmesinden itibaren beni yönlendiren, araştırmanın her aşamasında destek ve katkı sağlayan danışmanım, değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER’ e çok teşekkür ederim.

Tezin yazım aşamasında yorum ve tecrübelerini benimle paylaşan, ayrıca arazi çalışmaları boyunca yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Süha ÖZDEN’ e çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarında beni yalnız bırakmayan, tezin her aşamasında desteğini esirgemeyen, her konuda yardımcı olan çalışma arkadaşım Elif FIRATLIGİL’ e ve Emine DONAT’ a çok teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında beni sabırla destekleyen, yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen başta annem ve babam olmak üzere tüm aileme çok teşekkür ederim.

Yusuf AKGÜN

SİMGELER ve KISALTMALAR

⁴⁰Ar/³⁹Ar: Argon 40/Argon 39

B: Batı

BKB: Batı-Kuzeybatı

cm: Santimetre

D: Doğu

DAÖ: Doğru Akım Öz direnci

DGD: Doğu-Güneydoğu

G: Güney

GB: Güneybatı

GD: Güneydoğu

GGB: Güney-Güneybatı

GPR: Ground Penetrating Radar

K: Kuzey

K/Ar: Potasyum/Argon

KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu

KB: Kuzeybatı

KD: Kuzeydoğu

KKD: Kuzey- Kuzeydoğu

km: Kilometre

km²: Kilometre kare

m: Metre

mm: Milimetre

M.Ö.: Milattan Önce

M.S.: Milattan Sonra

MTA: Maden Tetkik ve Arama

My: Milyon yıl

OSL: Optik Lüminesans

Rb/Sr: Rubidyum/Stronsiyum

YB/DS: Yüksek Basınç/Düşük Sıcaklık

yy: Yüzyıl

ÖZET

KÜTAHYA FAYI'NIN BATI KESİMİNİN AKTİF TEKTONİĞİNİN GPR ve ELEKTRİK ÖZDİRENÇ YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

Yusuf AKGÜN

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi

Danışman: Yard. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER

20/06/2012, 105

Bu tez çalışması kapsamında daha önce birçok çalışmaya konu olmuş Kütahya Fayı'nın batı kesiminde uygulanacak olan jeolojik, jeomorfolojik ve jeofizik (Yeraltı Radarı ve Doğru Akım Özdirenc Yöntemleri) çalışmalarıyla fayın tam lokasyonu belirlenmiştir. D-B uzanlı Kütahya Havzası'nı güneyden sınırlayan Kütahya Fayı, Paleozoyik yaşlı temel kayalar ile Tersiyer yaşlı örtü kayalar arasında belirgin bir morfoloji sunmaktadır. Kütahya Fayı'nın sadece güneyden denetlediği Kütahya Havzası yarı-graben görünümündedir.

Arazi çalışmaları sırasında Kütahya Fayı boyunca yapılan gözlemler sonucunda bölgenin farklı tektonik rejimler etkisi altında kaldığı belirlenmiştir. Bu sonuca fay zone boyunca kıvrım, ters fay, doğrultu atımlı fay ve normal fay gibi farklı tektonik rejim sonucu gelişmiş yapısal unsurların gözlenmesiyle varılmıştır. Ayrıca yine Kütahya Fayı boyunca gözlenen fay düzlemleri üzerinde hem doğrultu atımlı faylanmaya ait fay çizgileri hem de normal faylanmaya ait fay çizgileri, bölgenin farklı rejimler sonucu şekillendiğini gösterir. Yapılan gözlemler değerlendirildiğinde, Kütahya Fayı KD-GB doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişmiş sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak hareketine başlamış olup, günümüzde ise KKD-GGB doğrultulu genişlemeli tektonik rejim altında normal fay olarak hareketine devam etmektedir.

Havza içerisinde gömülü olarak bulunan fayların tespit edilmesi içinse yeraltı radarı ve doğru akım özdirenc yöntemleri uygulanmıştır. Bunun için fay boyunca üçgen yüzeyler, birikinti konileri, fay önü çökelleri gibi aktif tektonik unsurların gözlemlendiği yerlerde profil

noktaları belirlenmiştir. Uygulanan yöntemlerle fay zonunun kesin yeri, derinliği ve diğer parametreleri belirlenmiştir.

Anahtar Sözcükler: Kütahya Fayı, Kütahya Havzası, Aktif Tektonik, Yeraltı Radarı (GPR), Doğru Akım Özdirenç Yöntemi.

SUMMARY

Active Tectonic Investigation of Western Part of Kütahya Fault with GPR (Ground Penetrating Radar) and Electrical Resistivity Methods.

Yusuf AKGÜN

Çanakkale Onsekiz Mart University

Institute of Science,

Department of Geological Engineering Master Thesis

Supervisor : Assist. Prof. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER

20/06/2012, 105

The scope of this thesis, exact location of Kütahya Fault was determined with geological, geomorphological and geophysical (GPR and Electrical Resistivity) methods which has been subject to many previous studies. The Kütahya fault shows a distinctive morphology between Paleozoic age basement rocks and Tertiary age cover rocks and also forms the southern border of E - W trending Kütahya basin. Kütahya basin is a half-graben looking which is controlled by Kütahya fault from southern part.

Along the fault zone, the folds, thrust fault, strike slip fault and normal fault traces were observed and because of these observation the region effected from different tectonic regimes were understood. Beside these the fault planes on Kütahya fault also include normal and thrust fault scratches which is an also evidence for the different tectonic regimes in the region. The Kütahya fault primarily formed as a left lateral strike slip fault under the effect of NE - SW trending compression regime, but nowadays the fault has a normal fault character which was developed by NNE - SSW trending extensional tectonic regime.

The GPR and Electrical Resistivity methods were conducted to determine buried fault locations in the basin. On this purpose the profile lines placed to the field, where active tectonic structures (triangular surface, sedimentation cones, etc.) observed. With geophysical methods, the exact location of the fault, depth and the other parameters were determined.

Key Words: Kutahya Fault, Kutahya Basin, Active Tectonic, GPR (Ground Penetrating Radar), DC Resistivity methods.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
AŞIRMA (İNTİHAL) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER ve KISALTMALAR.....	v
ÖZET.....	vi
SUMMARY.....	viii
BÖLÜM 1 – GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı, Kapsamı ve Önemi.....	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı.....	1
1.2.1. İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı.....	1
1.2.2. İnceleme Alanının Jeomorfolojik Özellikleri.....	3
1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri.....	4
BÖLÜM 2 – ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
BÖLÜM 3 – MATERYAL VE YÖNTEM.....	11
3.1. Çalışma Yöntemleri.....	11
3.1.1. Büro Çalışması.....	11
3.1.2. Arazi Çalışmaları.....	11
3.1.2.1. Fay Morfolojisi Analizi.....	12
3.1.2.2. Sığ Jeofizik.....	12
3.1.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	14
3.1.4. Tez Yazımı.....	14
BÖLÜM 4 – ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	15
4.1. Temel Kayalar.....	15
4.1.1. Afyon Zonu.....	16
4.1.2. Tavşanlı Zonu.....	19
4.2. Örtü Kayalar.....	20
4.2.1. Tunçbilek Formasyonu.....	20
4.2.2. Civanadağ Tüfleri.....	23
4.2.3. Saruhanlar Formasyonu.....	25
4.2.4. Çokköy Formasyonu.....	26

4.2.5. Emet Formasyonu.....	28
4.2.6. Taştıtepe Volkanitleri.....	30
4.2.7. Kocayataktepe Formasyon.....	32
4.2.8. Traverten ve Alüvyonlar.....	33
BÖLÜM 5 – YAPISAL JEOLJİ.....	34
5.1. Bölgesel Tektonik.....	34
5.2. Kütahya Fayı ve Uzanımı.....	35
5.3. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri.....	38
5.3.1. Uyumsuzluklar.....	38
5.3.2. Kıvrımlar.....	39
5.3.3. Faylar.....	41
BÖLÜM 6 – SIĞ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR.....	44
6.1. Yeraltı Radarı.....	44
6.1.1. GPR Yönteminin Tarihçesi ve Uygulama Alanları.....	47
6.1.2. Veri Toplama (GPR Ölçümleri).....	48
6.1.3. Veri İşleme.....	51
6.1.4. Yeraltı Radarı (GPR) Ölçümleri.....	54
6.2. Elektrik Özdirenç (Rezistivity).....	70
6.2.1. Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) Yöntemi.....	71
6.2.1.1. Elektrod Dizilimleri.....	73
6.2.2. Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) Yönteminin Tarihçesi ve Uygulama Alanları.....	74
6.2.3. Doğru Akım Özdirençine Etki Eden Faktörler.....	75
6.2.4. Veri Toplama (DAÖ) Ölçümleri.....	76
6.2.4.1. Yerelektrik Sondajı.....	76
6.2.4.2. Profil Ölçüsü.....	77
6.2.4.3. Görünür Özdirenç Seviye Haritası.....	79
6.2.5. Veri Yorumlama.....	80
6.2.5.1. Doğru Akım Özdirenç Verilerinin 1-B Yorumlanması.....	81
6.2.5.2. Doğru Akım Özdirenç Verilerinin 2-B Yorumlanması.....	83
6.2.5.3. Doğru Akım Özdirenç Verilerinin 3-B Yorumlanması.....	83
6.2.6. Elektrik Rezistivite ve IP (Yapay Uçlaşma) Ölçümleri.....	84
BÖLÜM 7 – DEPREMSELLİK.....	89
BÖLÜM 8 – SONUÇLAR ve ÖNERİLER	95

KAYNAKLAR.....	98
EKLER.....	I
ÇİZELGELER.....	II
ŞEKİLLER.....	III
ÖZGEÇMİŞ.....	IX

BÖLÜM-1**GİRİŞ****1.1. Çalışmanın Amacı, Kapsamı ve Önemi**

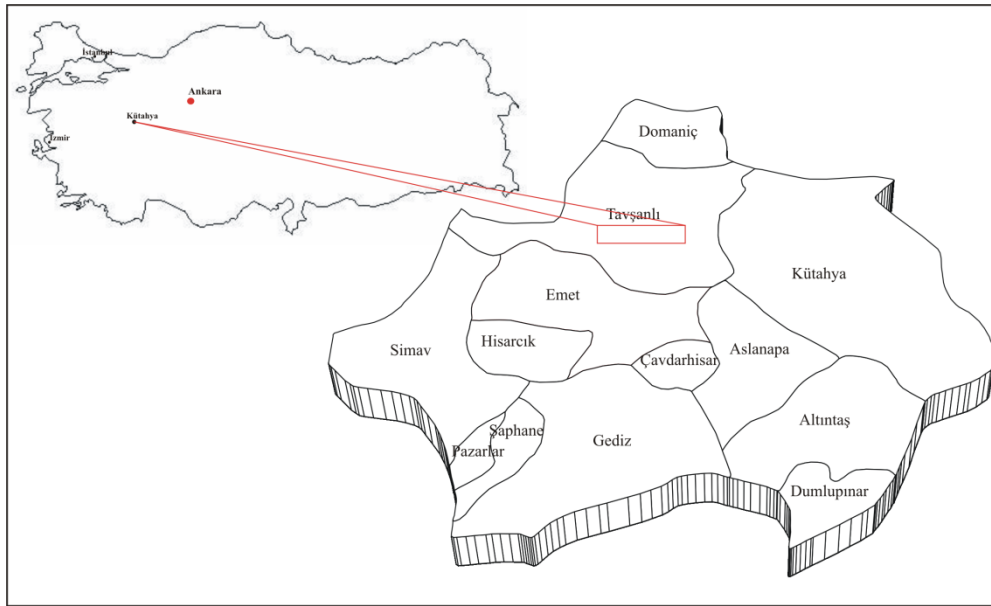
Bu tez çalışması kapsamında daha önce gerçekleştirilen birçok çalışmada detaylı olarak ortaya konan Kütahya Fay Zonu'nun batı kesiminde uygulanacak olan jeolojik, morfolojik ve jeofizik (Yeraltı radarı ve Doğru akım öz direnç yöntemleri) çalışmalar ile fayın tam lokasyonu belirlenmeye çalışılacaktır.

Bu doğrultuda Kütahya Fayı'nın batısının ve yakın civarının genel jeolojik birimleri, diri fayları, gerek arazi gözlemleri gerekse uzaktan algılama yöntemleri ile önceki çalışmalara dikkat edilerek hazırlanacaktır. Saha çalışmalarında ikincil iş olarak yapılacak jeofizik uygulamaları ile de aktif fayın kesin yeri, derinliği ve diğer parametreleri belirlenmeye çalışılacaktır.

Son olarak toplanan tüm veriler bir bütün olarak ele alınarak Kütahya Fayı batı kesiminin oluşumundan günümüze kadar olan tektonik aktivitesi ve karakterinin ortaya konulması hedeflenmiştir.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı**1.2.1. İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı**

Kütahya, Ege Bölgesi'nin İç Batı Anadolu Bölümü'nde yer alır. İç Anadolu Bölgesi ile denize kıyısı olan Ege Bölümü arasında geçiş alanıdır. Çalışma alanı Kütahya iline bağlı Tavşanlı ilçesi ve Kütahya il merkezi arasında bulunmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde Bursa, kuzeydoğusunda Bilecik, doğusunda Eskişehir ve Afyon, güneyinde Uşak, batısında Manisa ve Balıkesir illeri ile çevrilidir (Şekil 1.1).



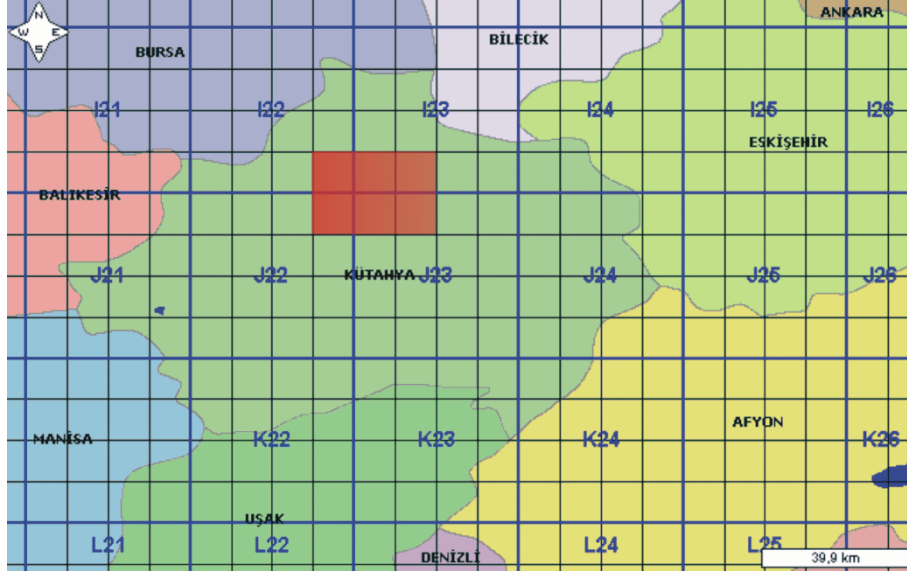
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanına ulaşım her yönden karayolu ile sağlanmaktadır. Çalışma alanına Harmancık-Kütahya Karayolu ve bu yolun bağlandığı köy yollarından ulaşılmaktadır. Ayrıca çalışma alanına çevre illerden demiryoluyla da ulaşılabilir. Balıkesir’den Tavşanlı’ya bağlanan demiryolu, Tavşanlı ilçesinden kuzeyde Eskişehir’e güneyde Afyon’a bağlanmaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Çalışma alanındaki ulaşım ağı haritası (Anonim 1, 2012).

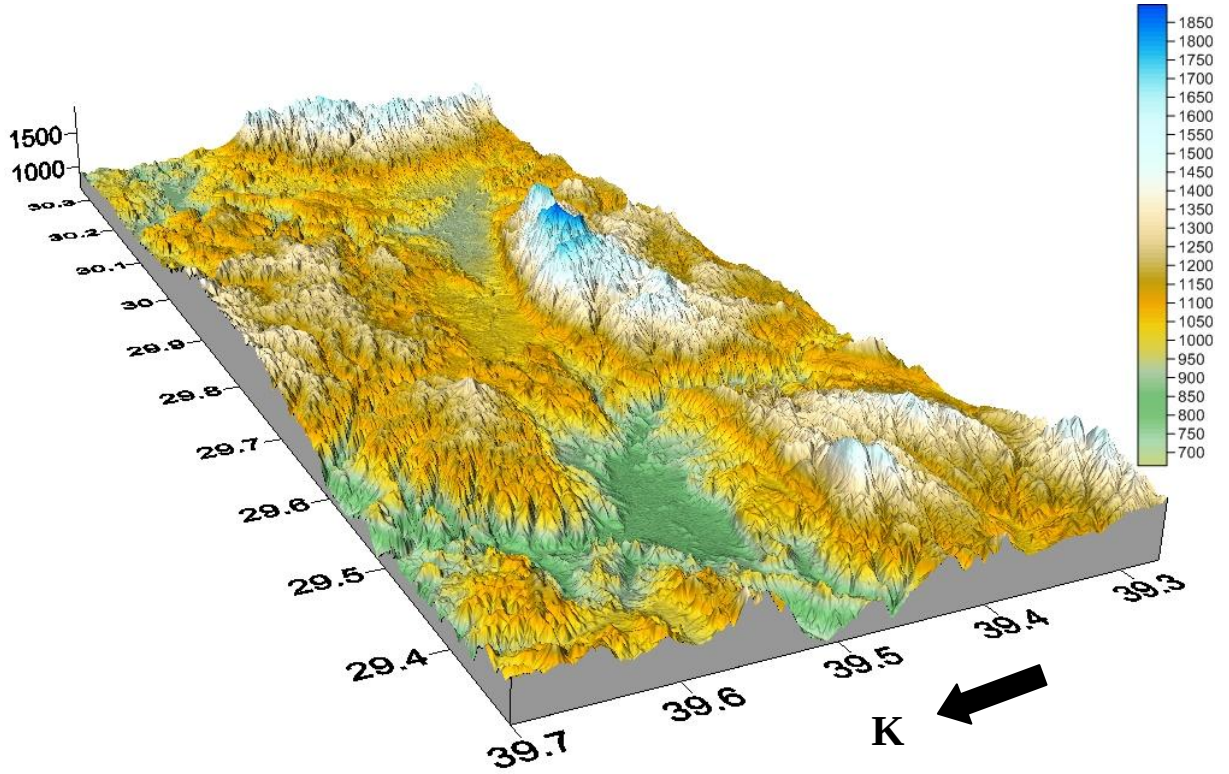
İnceleme alanı 1 / 25.000 ölçekli Kütahya İ22 c3 paftalarını, Kütahya İ23 d3-d4 paftalarını, Kütahya J22 b2 paftalarını, Kütahya J23 a1-a2 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. İnceleme alanının 1/ 25.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki konumu (Anonim 1, 2012).

1.2.2. İnceleme Alanının Jeomorfolojik Özellikleri

İnceleme alanını içerisinde bulunduran Kütahya ilinde ortalama yükselti 1.200 metredir. İnceleme alanı genellikle dağlardan ve ovalardan oluşmaktadır. Dağların uzanış biçimleri sistematik dağılış göstermemektedir (Anonim 2, 2012).İnceleme alanının güneybatısında Budağan Dağı, batısında Okluk Dağı, güneydoğusunda ise Yellice Dağı yer almaktadır. Buradan da anlaşılacağı gibi çalışma alanının güney kesimi yüksek bir morfoloji gösterirken, kuzey kısmı ise alçak morfolojiye sahip ovalardan oluşmaktadır. Çalışma alanındaki önemli ovaları Kütahya Ovası, Yoncalı Ovası, Köprüören Ovası, Aslanapa Ovası ve Tavşanlı Ovası oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Kocası Çayı ile Tavşanlı Çayı ve baraj göllerinden Enne Barajını bulundurmaktadır. Aynı zamanda alanda Sofular ve Belkavak Göletleri bulunmaktadır (Şekil 1.4).



Şekil 1.4. İnceleme alanının jeomorfolojik özellikleri.

Çalışma alanındaki bazı önemli yükselimler; Kayaca Tepe (1100 m), Kızıl Tepe (1375 m), Koca Tepe (1123 m), Türkmen Tepe (1269 m), Kızılcakaya Tepe (1329 m), Oyak Tepe (1110 m.)'dir.

1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri

Tavşanlı-Kütahya arasında bulunan çalışma alanı; Ege Bölgesi'nde yer almasına rağmen, denizden uzaklık ve yükseltiye bağlı olarak iklimi kıyı Ege'den daha farklıdır. Kütahya ve çevresinin iklimi Ege, Marmara ve İç Anadolu Bölgeleri arasında bir geçiş tipidir. İklim ve sıcaklık şartları bakımından, her üç bölgenin özelliklerini taşır. Sıcaklık şartları İç Anadolu, yağış şartları Marmara Bölgesi tesiri altındadır.

Çalışma alanında yer alan doğal bitki örtüsü Akdeniz, Karadeniz ve İç Anadolu bölgelerinin özelliklerini taşır. Kütahya'da kuru ormanlar çoğunluktadır. Bunu bozkır bitki toplulukları takip etmektedir. Ormanları, daha çok dağ eteklerindeki platolarda yer almaktadır (Anonim 2, 2012).

BÖLÜM-2

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Nebert (1960), Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit içeren Neojen havzalarının karşılaştırmalı litostratigrafisini ve tektonik evrimini incelemiş olup, Neojen'in çakıl, kum ve kireçtaşları ile volkanik ve piroklastik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı Alabarda bölgesinin Neojen sahası ile birlikte serpantin temeli içinden adalar şeklinde oluşmuş Tavşanlı batısındaki bütün Neojen sahalarının, önceden geniş Tunçbilek linyit bölgesi ile birleşik bir örtü halinde olduğunu belirtmiştir. Miyosen'e ait bu bu sediman örtüsünün tümünün daha yaşlı KB-GD etkili daralma hareketi etkisi altında kaldığı belirtilmiştir. Üst Pliyosen ya da Pliyosen-Kuvaterner dönemine ait genç tektonik olayların, Neojen öncesindeki alt yapı içinde karışık bir fay ve blok tektoniği meydana getirdiğini, birleşik Neojen örtüsünün bu sürede yırtılıp ve parçalandığı söylenerek, yüksekte bulunan örtü bölümlerinin kısa zamanda aşınmaya maruz kalarak, irili ufaklı diğer parçaların ise, serpantin masifleri arasına sıkışarak aşınmadan kurtulduğuna değinilmiştir. Bunların bugünkü faylarla sınırlı tektonik blokları teşkil etmekte olduğunu, bugüne kadar kabul edildiği gibi ufak ve izole sedimantasyon havzalar olmadığı söylenmiştir.

Kalafatçıoğlu (1961; 1964), Bilecik-Kütahya-Tavşanlı-Harmancık-İnegöl ile Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisini incelemiş, Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin üzerine gre ve kireçtaşlarından oluşan fosilli Permiyen'in uyumsuz olarak geldiğini ve üzerindeki kireçtaşı, filiş, şist, radyolarit, volkanik breş, diyabaz ve serpantinitten oluşan Üst Kretase'nin bulunduğunu savunmuştur. Ayrıca bölgedeki Neojen litolojisinin kaba konglomera ile başladığını ve üzerine kumlu, killi, marnlı, kalkerli bir istif ile Miyosen sonunda başlayıp Pliyosen'de etkinliğini artıran volkanizmadan meydana geldiğini ifade etmiştir.

Akkuş (1962), Kütahya-Gediz arasındaki çalışmalarında Paleozoyik yaşlı olduğunu ileri sürdüğü epimetamorfik kayaların üzerinde uyumsuz olarak Mesozoyik kristalize kireçtaşları ve bunlarla ilişkili Kretase yaşlı ofiyolitlerin, en üstte ise Alt Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşlarının bulunduğunu belirtmektedir.

Kalafatçıoğlu (1962), Tavşanlı-Dağardı bölgesindeki serpantin ile kalkerleri incelemiş ve bu birimleri Üst Kretase olarak yaşlandırmıştır. Aynı zamanda Batı Anadolu'da Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı iki ofiyolit serisinin bulunduğunu söylemiştir.

Kaya (1972), araştırmalarda bulunduğu Budagan Dağ alanını (Tavşanlı) yaklaşık BKB doğrultulu düşey büyük fay ile birbirinden bağımsız oluşmuş kayaç topluluklarını kapsayan iki kesime ayırır. Kuzeyde temel ultrabaziktir ve bütün birimler aşınma yüzeyleriyle ayrılmıştır. Lavsonit-albit-şist birimi tektoniğe bağlı olmaksızın ultrabaziklerin üzerine gelir. Diyabaz lav ve tüfleri kuzeyden güneye, ultrabazik üzerine transgresif aşmalıdır. Büyük fayın güneyinde ise alttan üste doğru şist (Paleozoyik ?), metasedimentitler (Jura ?) ve afanitik kireçtaşı (Maestrihtiyen) yer alır.

Akdeniz ve Konak (1979)'ın Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci dolaylarının 1/25.000 ölçekli genel jeolojisine yönelik çalışmalarında tanımladıkları karasal Neojen istifi, alüvyal “Taşbaşı Formasyonu” ile başlar ve flüvyal-gölsel “Kızılbük Formasyonu” ile devam eder. Erken Neojen çökellerini, altta piroklastikler (“Civanadağ tüfleri”) ve üstte lavların (“Akdağ volkanitleri”) oluşturduğu riyolit-riyodasit-dasit-andezit bileşim aralığındaki kalkalkali volkanitler örter. Kendilerinden yaşlı kaya birimlerini uyumsuzlukla örten alüvyal - gölsel “Hisarcık” ve gölsel “Emet” formasyonları üzerine, alüvyal “Toklalgölü Formasyonu” gelir. Bölgenin alkali mafik volkanizmasını simgeleyen “Nasa Bazaltı” Kuvaterner yaşlı kabul edilmiştir.

Tokay ve Doyuran (1979), Ege Bölgesi'nin tipik tektonik yapısını oluşturan çöküntü havzalarından başlıcalarının Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir, Simav, Gediz, Bergama ve Edremit çöküntü havzaları olduğuna ve bu çöküntü havzalarının genel doğrultularının kabaca doğu-batı olduğuna dikkat çekmişlerdir. Gediz ve dolaylarını içeren tektonik haritada doğu-batı yönlü genel gidişlerin yanı sıra, çok sayıda ve farklı doğrultularda fayların da varlığı ortaya çıkarmışlardır. Bu fayların kabaca BKB - DGD ve KD - GB yönlerinde geliştiğini bu durumun, bölgenin karmaşık blok faylanmalardan etkilendiğini belirtmişlerdir. Bölgede genellikle düşey atımdı normal faylar egemen olduğunu, Batı Anadolu'nun tipik çöküntü havzalarının varlığından da anlaşılacağı gibi, bölgenin gerilme kuvvetlerinin etkisi altında olduğunu, bu kuvvetlerin etkilerinin sürekli olduğunu ve bununda bölgede çok eskiden beri süregelen ve zaman zaman şiddetli olabilen depremlerden anlaşıldığına dikkat çekmişlerdir.

Ercan (1981), Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri üzerinde çalışmış, bu alanda esas olarak kalkalkalin, yer yer de alkalin nitelikli volkanitlerin varlığından söz etmiştir. Tavşanlı volkanitleri olarak isimlendirdiği yöre volkanitleri için, daha çok, çeşitli araştırmacıların görüşlerinden bahsetmiştir. Bunun yanında Kütahya ve Emet yörelerinde Tavşanlı volkanitlerinde olduğu gibi alkali bazaltik lavlarla kalkalkalin andezitik lavların bir arada olduğundan bahsetmiştir.

Okay (1981), Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması isimli çalışmasında, çalışma alanının hemen batısında bulunan Tavşanlı yöresindeki kayaçları peridotit, ofiyolitli melanj, mavişist ve mermer olarak tanımlamış ve bu kayaları da İzmir-Ankara zonu içerisinde betimlemiştir. Anakaya türü bakımından birbirlerine çok benzeyen mavişist ve ofiyolitli melanj kayaları arasındaki tek fark mavişistlerin ofiyolitli melanj kayalarına nazaran yüksek basınç/düşük ısı metamorfizmasından daha çok etkilenmesidir. Araştırmacı çalışmasında, Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin çökelme, mavişist metamorfizması ve yerleşme yaşını Üst Kretase-Paleosen olarak vermiştir.

Ercan (1983), Batı Anadolu'daki diğer volkanik kayaçlarla birlikte; Gediz, Simav ve Emet çevresindeki volkanitlerde petrokimyasal çalışmalar yapmıştır. Araştırmacı; bölgede Orta Miyosen'den itibaren oluşmaya başlayan kalkalkalin nitelikli kıta kabuğu ürünü volkanizmanın gençleştikçe alkaline nitelik kazandığını ve Pliyosen'den itibaren Kuvaterner'e doğru alkali bazaltik volkanitlerin egemen olduğunu da ileri sürmüştür.

Okay (1984), Kuzeybatı Anadolu'da, Karakaya Kompleksi, Tavşanlı ve Afyon zonları olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırt etmiştir. Araştırmacı Anatolidlerde Alpin orojenezi sırasında iki metamorfik kuşak oluştuğunu, kuzeydeki YB/DS metamorfizma geçiren bölümü Tavşanlı Zonu, daha güneydeki ofiyolit kütleleri altında kalan platformun taban kesimlerinin ısınması sonucu oluşan metamorfik zonu da Afyon Zonu olarak tanımlamıştır.

Baş (1986), Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi çalışmasında; Tersiyer'in Eosen yaşlı denizel kireçtaşlarıyla başladığını belirtmiştir. Orta Miyosen'de başlayan neotektonik evre ile çöküntü havzalarının gelişmeye başladığını ve Orta Miyosen'de başlayan grabenleşme ile havzada akarsu ve göl oluşuklarının çökeldiğini, gölsel ortamın Pliyosen sonuna kadar devam ettiğini ortaya koymuştur. Geç Miyosen'de etkin olan asidik volkanizmanın Pliyosen sonuna kadar piroklastik kayaçları oluştururken; Pliyosen'de bu volkanizmaya paralel bazik-ortaç bileşimli bir volkanik aktivite olduğunu belirtmiştir.

Şener ve Gevrek (1986); Simav-Emet-Tavşanlı yörelerinin hidrotermal alterasyon zonları isimli çalışmalarında, Kütahya-Ilıca yöresinde, Neojen yaşlı bazaltlarla, Kretase yaşlı kireçtaşlarının gözlemlendiğini ve bu yörede Kretase yaşlı kireçtaşı ile jeotermal akışkanın etkileşimi sonucu silisifiye ve bazalt ile diğer birimler arasında ise montmorillonit zonlarının gelişmiş olduğunu tespit edilmiştir. Yine Göbel ve Başköy yörelerinde de güncel tektonizmanın hakim olduğu yerlerdeki kireçtaşlarının mezotermal

solüsyonlarla etkileşimi sonucu montmorillonit-kaolonit zonlarının gelişmiş olduğu saptanmıştır. Bu veriler ışığında yörede 100°-160°C rezervuar sıcaklığına sahip bir jeotermal akışkandan söz etmişlerdir.

Baş (1987), Tavşanlı-Domaniç bölgesindeki volkanitlerin Orta-Üst Miyosen’de dasit-riyolit şeklinde başladığını, Pliyosen’de dasit ve riyolitlerle aralanmalı olarak andezit ve bazaltik andezitlerin türediğini belirtmiştir. Kayaçların tümünün subalkali özellikte olduğunu ve volkanizmanın çöküntü havzalarıyla sınırlı görsel ortamda geliştiğini tespit etmiştir. Bu çalışmada grabenlerle ilgili Batı Anadolu volkanitleri esas olarak manto ve kabuk kökenli olarak iki grupta toplanmıştır. Buna göre, incelenen volkanitler kabuk kökenli olup; Miyosen yaşlı dasit-riyolitlerin kimyasal bileşiminin üst kıta kabuğuna, Pliyosen andezitlerinin ise alt kıta kabuğuna uyduğunu yazmıştır.

Şaroğlu ve ark., (1992), MTA adına Türkiye Diri Fay Haritası’nı yapmışlardır. Bu bölgede Simav ve Kütahya Faylarını aktif fay olarak göstermişlerdir.

Kaya ve ark., (1995), Tavşanlı (Kütahya) güneyindeki ankimetamorfik kayaların stratigrafisi ve yapısal konumu: İzmir-Ankara Zonu ile bağlantısı isimli bu çalışmada İzmir-Ankara zonu ile Menderes Masifinin en kuzeydeki şist ve gnays kitleleri arasında yer alan ankimetamorfik kayalar; Orta Triyas yaşlı alt sleyt birimi, Erken Liyas yaşlı üst sleyt birimi ve Orta Liyas yaşlı kireçtaşı birimi olmak üzere üç belirgin stratigrafi birimine ayrılmıştır.

Koçyiğit ve Bozkurt (1997), Kütahya-Tavşanlı çöküntü alanının neotektonik özelliklerini çalışmışlardır. Çalışma alanı Kütahya-Tavşanlı olarak geçse de, araştırmada daha dar bir alanda çalışmışlardır. Özburan (2009) tarafından yapılan çalışmanın merkezinde kalan bir alanda yaptıkları incelemelerde araştırmacılar, Baş, (1986) tarafından yapılan ve sonraki araştırmacılarca genel kabul görmüş çalışmaya bazı eleştiriler getirerek, formasyon ad ve yaşlarında yapılan değişiklikleri tabloda toplamışlardır. Ayrıca araştırmacılar, neotektonik dönemin erken Pliyosen sonunda başladığını vurgulamışlar ve grabenin Pliyo-Kuvaterner’de yarı graben olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Bu tespit tarafımızdan yapılan değerlendirmelerle örtüşmektedir.

Arslan (1979), “Kütahya – Tunçbilek sahasındaki sondaj örneklerinin palinoloji incelemesi” isimli çalışmasında Kütahya – Tunçbilek havzasında gerçekleştirilmiş olan sondajlardan alınmış 33 örneğin palinoloji incelemesini yaparak 21 cins 48 tip bulmuştur. Kömürlerin içerdiği spor ve polenlerin Tersiyer tipleri olup, genç polenlerin varlığı ile Üst Miyosen yaşını uygun görmüştür. Spor ve polenler ve onlara bağlı bitkiler ile kömürün oluşumu sırasındaki iklimin Akdeniz iklimi özellikleri taşıdığını saptamıştır.

Bozkurt (2001), Batı Anadolu'nun, dünyanın en hızlı gerilen ve sismik bakımdan aktif olan bölgelerinden birisi olup; Ege açılma bölgesinin bir parçası olduğunu; yaklaşık D-B gidişli grabenlerin ve basenleri sınırlayan aktif normal fayların batı Türkiye'nin en göze batan Neotektonik yapıları olduğunu belirtmiştir.

Gürer ve ark., (2005), Ege bölgesinin doğusunda yer alan Kütahya'nın, BKB uzanımlı bir havza içinde yer aldığını, "Kütahya Grabeni" adı verilen bu havzanın tabanında, güneyde çoğunlukla yeşil şist fasiyesindeki metamorfitler ile kuzeyde İzmir-Ankara Zonu'nun kapanma sürecine ilişkin kayıtları yansıtan ofiyolitik kayaların mostra verdiğini belirtmişlerdir. Bu kompleks temel üzerinde ise içerisinde önemli miktarda kömür bulunduran Neojen yaşlı çökel ve volkanoklastikler uyumsuzlukla bulunduğunu, Miyosen çökellerinin hem graben içinde hem de horstlar üzerinde yüzeylettiğini vurgulamışlardır. Grabenin dolgusu Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerden oluşup, bu özellikleri ile grabenin Pliyo-Kuvaterner'de oluştuğunu düşünmektedirler.

Koçyiğit ve Deveci (2005), Güneydoğuda Karaman ile kuzeybatıda Sındırgı arasındaki alanda, 10-30 km genişlikte, 500 km uzunlukta, KB-GD gidişli ve süreksiz verrev atımlı normal bir fay sisteminin yüzeylettiğini belirtip, bu büyük sismojenik kuşağı Akşehir-Simav Fay Sistemi (ASFS) olarak adlandırılmışlardır. Akşehir-Simav Fay Sistemi'nin güneydoğu yarısı, kuzeyde yer alan Batı Orta Anadolu ile güneyde yer alan Isparta Açısı arasındaki coğrafik sınırı oluşturduğunu, buna karşın fay sisteminin kuzeybatı yarısının Batı Anadolu içinde uzandığını ve en kuzeybatıda KD- gidişli Akhisar fay zone ile birleşerek sona erdiğini vurgulamışlardır.

Yalçiner ve ark., (2005), Aktif tektonikte yeni bir yöntem olan Very Low Frequency-Electromagnetik (VLF-EM) yöntemi ile, Eskişehir havzasında örtülü aktif fayların yerlerini belirlemeye çalışmışlardır. Bulunan anomaliler incelenerek süreksizlik zonlarının yerleri tespit edilmiş ve haritalarda gösterilmiştir. Elde edilen sonuçlar, daha önce jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak oluşturulmuş diri fay haritalarıyla karşılaştırıldığında sonuçların uyumlu olduğunu belirtmektedirler.

Yükünç (2007), Hisarcık (Kütahya) alanı içerisindeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen zaman aralığında gerçekleştiğini belirtmiştir. Bu dönem içinde altta Hacibekir Grubu ve üstte Emet Grubu olmak üzere birbirinden uyumsuzlukla ayrılmış iki üst birim ayırtlayarak, alttan üste, Hacibekir Grubu kapsamındaki Taşbaşı Formasyonu, Akdağ Volkanitleri, Kızılbük Formasyonu ve Köpenez Tüfü ile Emet Grubu kapsamındaki Kızılyar Formasyonu, Ören Formasyonu, Hisarcık

Formasyonu ve Dereköy Volkanitinin yöntemli tanımlarını yapmış; özellikle volkanik kaya birimlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri analiz etmiştir.

Özburan ve Gürer (2009), Kütahya ve çevresinde sıkışmalı yapılarla temsil edilen paleotektonik rejimin, gerilmeli yapıların geliştiği Neotektonik döneme geçişini Geç Pliyosen-Kuvaterner (?) arası olarak önermişlerdir ve fay zonu boyunca gözlenen, sıcak-soğuk su kaynaklarının varlığı, üçgen yüzeyler, asılı vadiler, fay önü tortullarından ve yelpazelerden oluşan genç çökeller ile mikrodeprem aktivitesine dayanarak bu fay zonunun çok genç ve aktif olduğunu belirtmişlerdir.

BÖLÜM-3

MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Çalışma Yöntemleri

Bu tez projesi birbirini izleyen üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Bunlar sırasıyla büro çalışması, arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve sonrasında tez yazım aşamalarıdır.

3.1.1. Büro Çalışması

Büro çalışması aşamasında, çalışma alanı ve yakın çevresinde daha önceden yapılmış değişik amaçlı çalışmalar derlenerek gözden geçirilmiş ve böylece havza ve yakın kenarının stratigrafisi, tektonik yapısı ve diğer jeolojik unsurları hakkında genel bilgi edinilmiştir. Ayrıca saha gözlemleri ile çalışma alanına ait MTA tarafından hazırlanan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarından yararlanılarak Kütahya Fayı'nın batı kesiminin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur.

3.1.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışması aşamasında inceleme alanında yüzeyleyen kaya birimleri, bunlar arasındaki yapısal ilişkiler, faylar ve yapısal unsurlar gözlenerek fay düzlemlerinden ölçümler alınmış ve bunlardan yararlanılarak diri fay haritası yapılmıştır.

Aktif fayları bazı durumlarda saptamak son derece zordur. Örneğin aktif fay üzerindeki hareket (yer değiştirme ya da kayma hızı) çok düşük, buna karşın o alandaki çökme hızı çok yüksek ise, bu gibi durumlarda fay çoğu kez kalın bir sedimanla (alüvyon ile) örtülmekte ve tanınması güçleşmektedir. Diğer taraftan, fayın türü de bazı durumlarda fayın tanınmasını güçleştirmektedir. Örneğin, doğrultu atımlı faylarda olduğu gibi, fay üzerindeki kayma, fayın doğrultusuna paralel yönde gerçekleşiyorsa, bu tür fayların belirlenmesi de son derece zor olmaktadır. Çünkü bu tür fayların jeomorfolojik yansıması ya çok az ya da hiç yoktur.

3.1.2.1. Fay morfolojisi analizi

Fay zonu morfolojisi, Kuvaterner'de aktivitesini sürdüren fayların tanımlanmasında kullanılan temel yaklaşımlardan biridir (Pantosti and Yeats, 1993; Keller and Pinter, 1996; Burbank and Anderson, 2001). Yüzeyde deformasyon meydana getiren depremler, üzerinde oluştukları fayların özelliklerine bağlı olarak yeryüzünde çeşitli izler

oluşturmakta ve devam eden fay aktiviteleri ile bu izler gelişmektedir. Oluşan bu morfoloji kullanılarak fayların uzanımı haritalanmakta ve özellikleri hakkında bilgi edinilebilmektedir.

Normal faylarda yükselen taban bloğu aşınmakta ve aşınan malzeme düşen tavan bloğu üzerinde çökmektedir. Bu süreç doğa tarafından aşınma ve taşınma ile dengelenmeye çalışılmakta ve karakteristik yeryüzü şekilleri oluşmaktadır. Bu yapılardan en önemlileri fay sarplıkları ve basamakları, ütü altı yapılar (üçgen façetalar), aynı çizgisellik üzerindeki uçları kesilmiş sırtlar, asılı vadiler, sıkışma alanları, alüvyal yelpazeler, kaplumbağa sırtları, dere ötelenmeleri ve asimetrisi, eğimlenmiş birimler ve sıralı su kaynaklarıdır.

Doğrultu atımlı faylarda ise yatay yönde meydana gelen yer değiştirmeler sonucunda farklı morfolojik yapılar oluşmaktadır. Bu yapılar ise; çizgisel vadiler, dere ötelenmeleri, kapanma sırtları, sarplıklar, bel verme gölcükleri, su kaynakları ve basınç sırtlarıdır. Fay zonuna ait bu morfolojik özellikler ancak uygun jeomorfolojik ve iklim koşullarında korunabilmektedir. Korunabilen yapıların tespiti ve yorumlanması, sayısal çözümlemelerle desteklendiğinde üzerinde geliştikleri fayların özellikleri hakkında önemli bilgiler verebilmektedir (Jackson and McKenzie, 1983; Paton, 1992; Pinter and Keller, 1995). Tez çalışması kapsamında bu yapılar ayrıntılı olarak incelenmiş ve diri olduğu düşünülen fayların kinematik özellikleri hakkında fikir edinilerek bu faylar haritalanmıştır.

3.1.2.2. Sığ jeofizik Çalışmalar

Sığ jeofizik, genelde 0 ile 100 m derinlikler arasında bulunan ortamların fiziksel özelliklerini yüksek çözünürlükte tanımlamaya çalışan bir jeofizik araştırma dalıdır. Bu yöntemle yüzeye yakın ortamlar içerisinde gömülü olarak bulunan her türlü yapının boyutu, derinliği, uzanımı vb. gibi özellikleri değişik fiziksel yöntemler yardımıyla tanımlanmaya ve görüntülenmeye çalışılmaktadır. Bu yöntemlerden yeraltı radarı (Ground Penetrating Radar, GPR) ve elektrik öz direnç-IP bu çalışmada kullanılmıştır.

Yeraltı Radarı (GPR) aktif fay çalışmalarında etkin olarak kullanılan sığ jeofizik yöntemlerinden biridir. GPR yöntemi, yatay doğrultuda elektrik alan vektörü olan bir verici anten aracılığı ile yer içine gönderilen çok yüksek frekanslı elektromanyetik dalgaların (radyo dalgaları) ara yüzeylerden yansımalarının gözlemlenmesi ilkesine dayanmaktadır. GPR, tıp biliminde yıllardır kullanılan ve “ultrasonografi” olarak bilinen insan vücudunun içinin görüntülenmesini sağlayan cihazlarla benzerliği ile göze

çarpmaktadır. Tıp çalışmalarında kullanılan antenler (tıp dilinde proplar) 1–10 MHz iken, yer bilimlerinde kullanılan antenler 10–2300 MHz mertebelerindedir. Sonuçta tıp dünyasında birkaç on santim, yer bilimlerinde ise birkaç on metreler araştırılmaktadır. GPR yönteminin kullanım alanları; yer araştırmaları, tünel araştırmaları, yapı araştırmaları, arkeojeofizik araştırmaları, endüstriyel atık, sızıntı ve çevre kirlenmesinin araştırılması, eski veya kaydı bulunmayan şehir altyapılarının araştırılması, adli tıp araştırmaları, yeryüzü ve galerilerde maden araştırmaları olarak sıralanabilir.

GPR yöntemi son yıllarda aktif tektonik çalışmalarda da kullanılmaktadır (Slater and Niemi, 2003; Ferry, 2004; Altunel et al., 2009; Yalçiner ve ark., 2004, 2005, 2009). Ülkemizde de kullanılmaya başlanan bu yöntem ile çok yüksek çözünürlükte görüntüler elde edilebilmektedir. Yöntem örtülü aktif fayların araştırılmasında olduğu gibi, gömülü antik kentlerdeki hasarların belirlenmesinde de etkili olmaktadır. Bu çalışmada GPR yöntemi kullanılarak, çalışılan bölgelerde fayın lokasyonu ve yer altı özellikleri hakkında bilgiler elde edilmeye çalışılmıştır. Çalışma kapsamında 250 MHz'lik antenler kullanılarak yüzeyden yaklaşık 10 metre derinliğe ulaşılabilinmiştir.

Elektrik Öz direnç-IP cihazları ile sığ derinliklerde yüksek hassasiyetli olarak yeraltı görüntülenebilmektedir. Bu tarz çalışmalar 2 boyutlu olarak uygulanarak, aktif fay zonlarının tespiti mümkün olmaktadır. Elektrik yöntemlerde yeryüzünde toprağa çakılan iki paslanmaz metal-çelik elektrot aracılığı ile yer içine elektrik akımı gönderilmektedir. Yeryüzündeki diğer iki noktada yerleştirilen iki elektrot yardımı ile de yer içinde oluşan gerilim farkı ölçülmektedir. Geliştirilen çoklu elektrot sistemleri ile aynı anda birçok noktada hızlı ve güvenilir ölçümler alınarak 2 boyutlu görüntüler oluşturulabilmektedir.

Çalışma kapsamında "SYSCAL PRO Switch 48 (5m)" marka elektrik öz direnç cihazı ile çalışma alanında, morfolojiye dayalı arazi gözlemleri ile belirlenen alanlarda, ölçümler yapılmıştır. Cihaz yeni geliştirilen ölçüm teknolojileri sayesinde yeraltındaki jeolojik birimlerin elektriği iletmeye karşı dirençlerinin (elektrik öz direnç-ROH) yanı sıra, kayaçların elektrik ile indüklenme (yapay polarizasyon) değerlerini de ölçebilmektedir. Daha önceki aktif fay çalışmalarında da kullanıldığı üzere (örneğin Smilox-Tohon et al., 2006), süreksizlik zonlarının belirlenmesinde en yaygın ve etkin elektrot dizilimleri olan Dipole-Dipole ve Wenner-VES dizilimleri, her iki ölçüm yönteminde de (IP-polarizasyon ve ROH-öz direnç) ayrı ayrı uygulanarak tek bir lokasyonda toplam 4 ayrı profil elde edilmiştir.

3.1.3. Laboratuvar Çalışmaları

Arazi çalışmalarındaki dikkatli ölçümlerin sonrasında, iyi bir verinin oluşması ve iyi bir yorumlama yapabilmek için iyi bir filtreleme gerekmektedir (Yalçiner ve ark., 2009). Bu işlemler için ticari olarak elde edilebilen ReflexW (Sandmeier, 2003) programı kullanılarak datalar görselleştirilmiş ve yorumlanmıştır.

3.1.4. Tez Yazımı

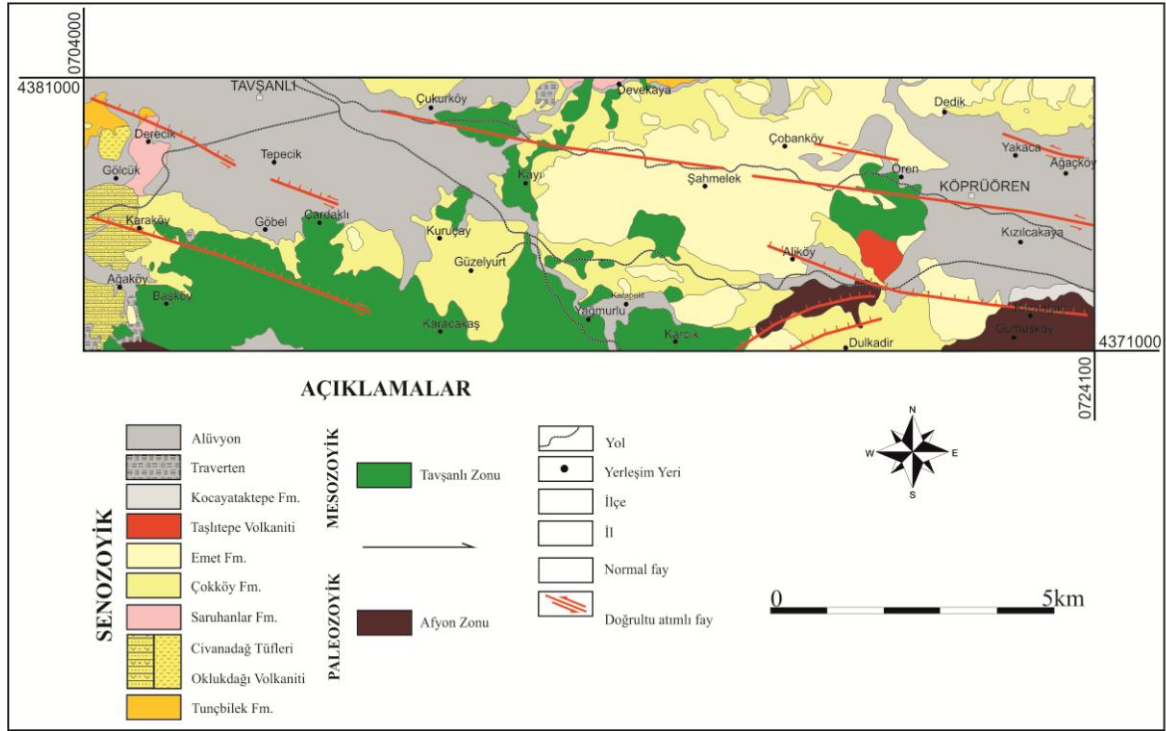
Tez yazım çalışmaları kapsamında, yapılan çalışmalar sonucu elde edilen veriler değerlendirilip yorumlanarak Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez formatına uygun olarak yazılmıştır. Tez yazılırken bu projenin amaçlarına uygun olarak özellikle yapısal jeoloji, sığ jeofizik yöntemler ve depremsellik çalışmaları üzerinde durulmuştur. Bu şekilde ana bölüm olarak hazırlanan tez, başlıca şu bölümlerden oluşmaktadır.

1. Giriş
2. Önceki Çalışmalar
3. Materyal ve Yöntem
4. Araştırma Bulguları ve Tartışma
5. Yapısal Jeoloji
6. Sığ Jeofizik Yöntemler
7. Depremsellik
8. Sonuçlar ve Öneriler
9. Kaynaklar

BÖLÜM-4

ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

Çalışma alanı Temel kayalar ve Örtü kayalar olmak üzere iki birim olarak incelenmiştir (Şekil 4.1).

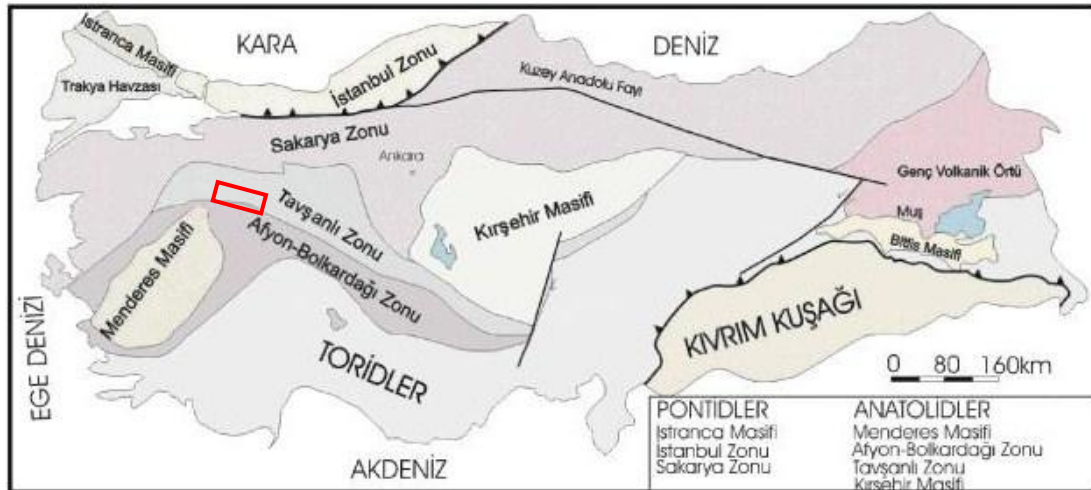


Şekil 4.1. Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA'dan değiştirilmiştir).

4.1. Temel Kayalar

Okay (1984a, 1986) tarafından iki zon olarak incelenen bölge metamorfitle, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu olarak adlandırılarak tanımlanmıştır (Şekil 4.2).

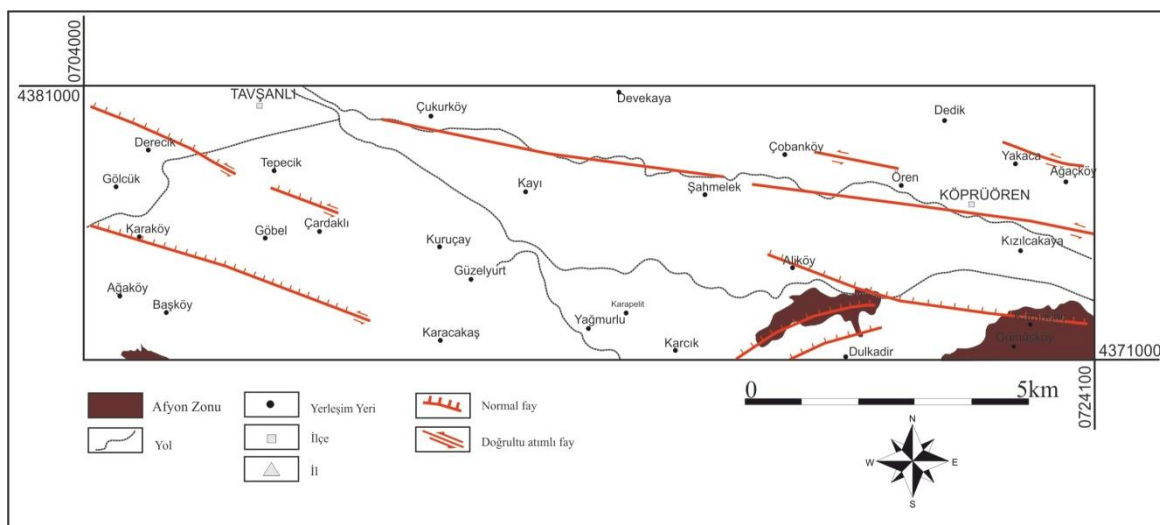
Özburan (2009) ise; Kütahya ve çevresindeki temel kayaları, tabanda şistler ve onun üzerinde uyumlu olarak bulunan mermerler ve bu kayaların üzerinde de tektonik dokanakla Neotetis'in kuzey kolu olan İzmir-Ankara Okyanusu'nun, kapanma sürecine dair farklı aşamaların kayıtlarını taşıyan, yeşilşist ve mavişist zonlu metamorfitle, bulunduğu ofiyolitik kayaların bulunduğunu belirtmiştir.



Şekil 4.2. Türkiye’deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı (Okay, 1987).

4.1.1. Afyon Zonu

Torit-Anatolit Platformu'nun kuzeye bakan pasif kıta kenarında yer alan Afyon Zonu, Ketin (1966) tarafından Anatolidler içinde değerlendirilmiş olup, ilk olarak Okay (1984) tarafından ayırtlanmıştır. Afyon Zonu (Şekil 4.3), Kaya (1972), Gün ve ark., (1979) ve Okay (1986) tarafından Menderes Masifi örtü kayaçları, Özgül (1976) tarafından Bolkardağ Birimi, Okay (1984) ve Özcan ve ark., (1988) tarafından Afyon-Bolkardağ Zonu, Okay ve ark., (1996) ile Tolluoğlu ve ark., (1997) tarafından Afyon Zonu, Özcan ve ark., (1990) ile Göncüoğlu ve ark., (1997) tarafından ise Kütahya-Bolkardağ Kuşağı adı altında tanımlanmıştır.



Şekil 4.3. İnceleme alanında yüzlek veren Afyon Zonu'nun haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

Düşük dereceli bölgesel metamorfizma ürünü bu kayalar Karakaya metamorfitlerinin güneyinde, Pontidleri Anatolidler'den ayıran kenet kuşağı boyunca ve ofiyolit kütlelerinin altında; metabazik, metaçört, mermer ve fillatlardan oluşmuş kuşak içindeki metabaziklerde "glokofan-lavsonit", "lavsonit-sodik-piroksen-klorit" parajenezleri yaygın olarak bulunmaktadır. Yüksek basınç metamorfizmasını Kretase ortalarında geçiren mavişistler, kalın bir pasif kıta kenarı istifini yansıtmaktadır (Okay, 1984). KB Anadolu'daki mavişistlerin, yapısal-stratigrafik konumu, oluşum, metamorfizma ve yerleşim yaşına ilişkin farklı görüşler vardır. Okay (1984; 1985)'a göre mavişist kuşağı, Menderes Masifi kuzey kenarı üzerinde tektonik dokonakla yer alan bir napı oluşturur. Şentürk ve Karaköse (1979) ile Gözler ve ark., (1996)' ne göre ise mavişistler içinde yer alır; epiklastik ve volkaniklastik kayalar Triyas denizinde çökelmiş ve Geç Triyas-Erken Liyas sırasında kıtalar üzerine itilmişlerdir. Göncüoğlu ve ark., (1996)' nin gözlemlerine göre mavişistler, Neotetis'in kapanmasına ilişkin kayalardır; Karakaya orojenezi ile İzmir-Ankara Zonu'nun bir araya geldiği yörelerde birbiri ile karıştırılmıştır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Karaağaç köyünde gözlenen Afyon Zonu'na ait şistler ve rekristalize kireçtaşları arasındaki uyumlu dokanağın görünümü (35S0739855D/4373277K, 1083m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Özcan ve ark., (1988)'nin tanımladığı genel stratigrafik düzen Tavşanlı Zonu'na çok benzer; yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş platform tipi çökellerden oluşmaktadır. Erken Triyas'ta karasal kıvrıntılılarla (Kıyır Formasyonu) başlayan Mesozoyik tortullaşmasının Triyas ve Jura dönemlerini belirleyen neritik platform koşulları Erken Kretase'de değişir; giderek derinleşen platformun üzerinde, Orta Maastrichtiyen'e kadar pelajik çökeller (egemen olarak çörtlü kireçtaşları) birikir (Gökçeyayla Formasyonu). Orta Maastrichtiyen'de ofiyolitli karmaşıklara (Çöğürler karışığı) derecelenen pelajik tortullaşma, İzmir-Ankara okyanusu'nun kapanmasıyla sona erer. Okyanusal litosferden türeyen ofiyolit napları (Kınık Ofiyoliti) Erken Paleosen'de Afyon Zonu'na ulaşır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında gözlenen rekristalize kireçtaşları içerisindeki fayın genel görünümü (35S0740914D/4373155K, 1031m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Özburan (2009)'da çalışmasında Afyon Zonu adlamasını kullanarak; Afyon Zonu kayaçlarını, tipik olarak şelf ortamını yansıtan zon kayaçları olarak tanımlamıştır. 1500 m üzerinde kalınlığa sahip bu kayaçların, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma sonucu gelişmiş; metakumtaşı, metasilttaşı ve metakuvarsitler ile metabazit ve rekristalize kireçtaşından oluştuğunu belirtmiştir. Tarafımızca da, daha çok kabul görmüş ve yaygın olarak kullanılan, Afyon Zonu adlaması tercih edilmiştir.



Şekil 4.7. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki büyük kireçtaşı blokları içeren serpantinitleten genel görünüm (35S 0723890D/4379169K, 958m,Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucunda yer alan ve Kretase'de yüksek basınç-düşük sıcaklık (YB/DS) koşullarında metamorfizma geçirmiş kesimini oluşturur. Anatolid-Torid platformunun en kuzey ucunu oluşturan ve İzmir-Erzincan kenet zonunun en güneyinde yer alan Tavşanlı zonu altta İnönü mermeri ile temsil edilir. Üste doğru yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş metaçört ve metaşeyl aralanmasından oluşan metavolcano-sedimanter istif olan İnönü mavişistlerine geçer (Okay, 1984). Tavşanlı zonuna ait kayaların çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığı metamorfizmanın ise Turoniyen-Alt Senomaniyen zaman aralığında geliştiği düşünülmektedir (Okay, 1984).

4.2. Örtü Kayalar

4.2.1. Tunçbilek Formasyonu (Tt):

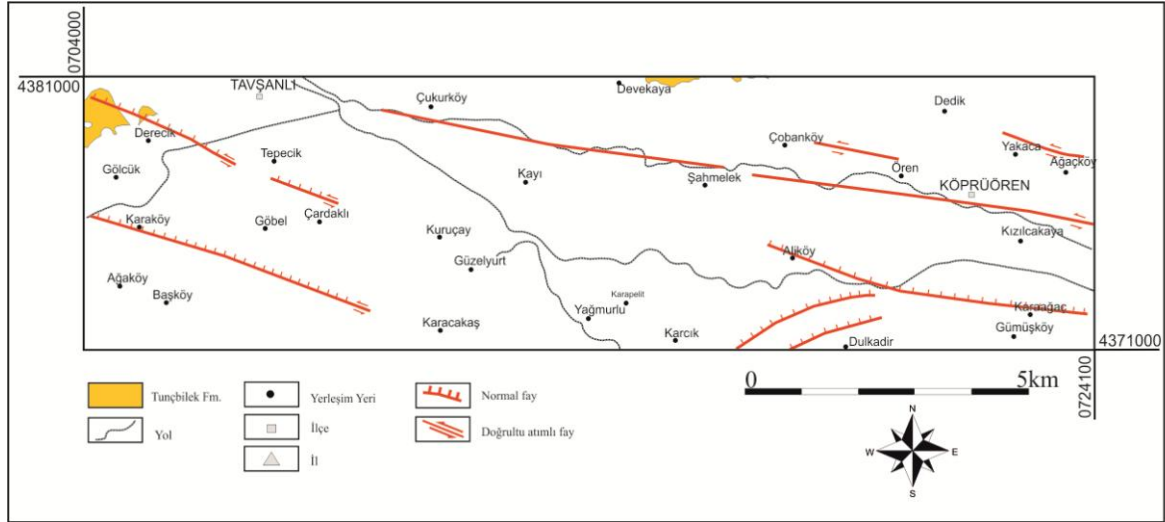
Başta kömür olmak üzere; marn, kil, kumtaşı, konglomera ve kireçtaşıdan oluşmaktadır. Birim Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Kızılbük Formasyonu, Şengüler (1999) tarafından Seyitömer Formasyonu, Çelik (1999) ve Özburan (2009) tarafından ise Tunçbilek Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarından bir görünüm (35S0710437D/4383266K,826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Beke Formasyonu üzerine uyumlu olara gelen Tunçbilek Formasyonu Baş (1986) tarafından Demirbilek Üyesi, Gurağaç Üyesi ve Yeldeğirmeni Üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. 1- Demirbilek Üyesi: Kil, marn, kömür ile az oranda silttaşı, konglomera ve kireçtaşı ara düzeylerinden oluşur. Tunçbilek batısındaki Demirbilek köyü 200 metre doğusunda tipik olarak, ayrıca Tunçbilek, Seyitömer havzaları ve Gediz batısında gözlenmektedir. Üye kil ve marn ardalınması şeklinde başlar, üst kesimlere doğru marnlar etkin duruma geçer, renk koyu gri, yeşilimsi, mavimsidir. 14 metre kalınlığa kadar ulaşan kömürlü düzeyler ya tek bir damar ya da kil – marnlarla ardalınma şeklindedir (Baş, 1986). Polen ve yaprak analizlerinden birimin yaşını Üst Miyosen olarak saptamıştır. 2- Gurağaç Üyesi: Konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kilden oluşan üye tipik olarak Tunçbilek güneybatısındaki Gurağaç köyü, Soğucak ve Ömerli köyleri çevresinde ve Hotanlı dere vadisi yamaçlarında gözlenir (Şekil 4.10). Çapraz tabakalanma çok yaygındır. 3- Yel değirmeni Üyesi: Kireçtaşından yapılmış birim adını, tipik görüldüğü yer olan Tunçbilek güneybatısındaki Yel değirmeni tepeden almaktadır. Birimin alt kesimleri kimi yerde çakıl ve kum içeriklidir. Üst kesimler ise yer yer silisifiye olmuştur. Yaygın renk bej, krem, kirli beyaz ve açık kahverengidir. Stratigrafik konumu göz önüne alarak birime Üst Miyosen yaşı verilmiştir (Baş, 1986).

Tunçbilek Formasyonu Seyitömer ve çevresinde, Arslanlı köyü ve çevresinde, Ayvalı köyü kuzeyinde, Sırören doğusunda ve Kepez köyü dolaylarında olmak üzere geniş bir alanda yayılım göstermektedir (Özburan, 2009) (Şekil 4.9). Tunçbilek Formasyonu Beke Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Baş, 1986).



Şekil 4.9. İnceleme alanında yüzlek veren Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

Tunçbilek Formasyonu'nun özellikle kil-marn ve kömürlü seviyeleri, spor ve polenler, yaprak izleri, ostracoda fosilleri ve memeli fosilleri içermektedir. Ve bu haliyle pek çok araştırmacıya konu olmuştur (Nebert, 1960; Baş, 1983; Özcan, 1986; Kaya, 1993; Çelik, 1999; Yavuz, 1999; Kapan-Yeşilyurt, 2000). Birimin yaşı Nebert (1960) tarafından Miyosen, Benda (1971) Üst Miyosen, Arslan (1979) yapmış olduğu palinoloji incelemesi sonucu Üst Miyosen (Sarmasien - Ponsiyen), Baş (1983) polen, yaprak izleri ve ostracoda fosillerine dayanarak Üst Miyosen (Ponsiyen), Özcan (1986) omurgalı fosilleri ve sporpolenlere dayanarak birime Geç Miyosen (Sarmasiyen sonu-Ponsiyen başı), Kapan-Yeşilyurt (2000; 2001) Geç Miyosen yaşıyla birimi incelemiştir.



Şekil 4.10. Yeniköy üzerindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Tunçbilek Formasyonu 0 – 400 m arasında değişen kalınlığa sahiptir (Baş, 1986). Birim birçok araştırmacı birim içerisindeki kil tabakalarının 5 - 40 m arasında değişen kalınlığa sahip olduğu belirtmiştir. Ayrıca birim içerisinde yaklaşık 30 m kalınlığındaki kalın linyit katmanlarından söz edilmiştir.

Birimin genel olarak litolojisi, fasiyes özellikleri ve yer yer silisifiye olması, bölgede dingin bir tatlısu-göl, ancak eş zamanlı volkanizmalı bir ortamı düşündürmektedir. Kömür örneklerinde yapılan incelemelerde siderit ve bor içeriklerinin yüksek olması nedeniyle linyit kömürlerinin, volkano-sedimanter bir havzanın ürünü oldukları belirtilmiştir (Çelik ve Karayığit, 2004b).

4.2.2. Civandağ Tüfleri (Tc):

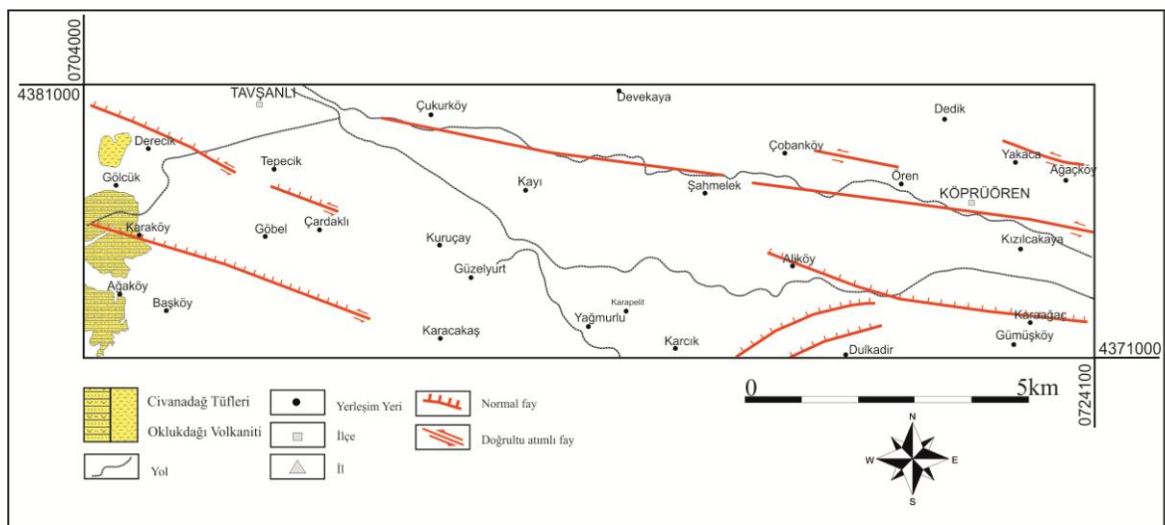
Kuzeybatı Anadolu'da geniş bir yayılımı bulunan asidik bileşimli tüfler Akdeniz ve Konak (1979) tarafından tipik olarak Civanadağ'da gözlenmiş ve buraya göre adlanmıştır. Birim sarımsı, pembe, gri, beyaz renkli, çoğunlukla katmansız, yer yer kil düzeylidir. Genelde kül ve tuf tane boyu evcinken kimi yerde lapili boyutlu pomza parçaları gözlenir. Üste doğru volkanik kayaç parçaları olağandır. Tüflerin mineralojik bileşimini biyotit, hornblend, plajiyoklas, ortoklas ve kuvars oluşturur. Bozuşma ürünü olarak kaolinleşme

etkindir. Tüfler, patlama merkezleri çevresinde doğrudan su içine çökelme ve akarsularla sığ göl ortamına taşınma özelliklerini gösterir (Baş, 1986) (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Civanadağ Volkaniti'ne ait tüflerin görünümü (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Tüfleri Oklukdağı çevresinde, Tavşanlı-Harmancık yolu kenarlarında yaygın olarak görmek olasıdır (Baş, 1986) (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. İnceleme alanında yüzlek veren Civanadağ Tüfleri ile Oklukdağı Volkanitleri'nin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Nebert (1960) bu tüfleri kendi sınıflaması ile P1 litolojisinde anlatmış ve Pliyosen'e dahil etmiştir. Ancak, Baş (1986) kuzeybatı Anadolu'nun diğer kesimlerindeki tüflerle yaptığı karşılaştırmada, Civanadağ tüflerinin yaşını Miyosen olarak ifade etmiştir.

Civanadağ tüflerinin kalınlığı Oklukdağı Volkanitleri ile birlikte 300 m kadar ölçülmüştür (Baş, 1986).

Tüfler, patlama merkezleri çevresinde doğrudan su içine çökme ve akarsularla sığ göl ortamına taşınma özelliklerini gösterir (Baş, 1986).

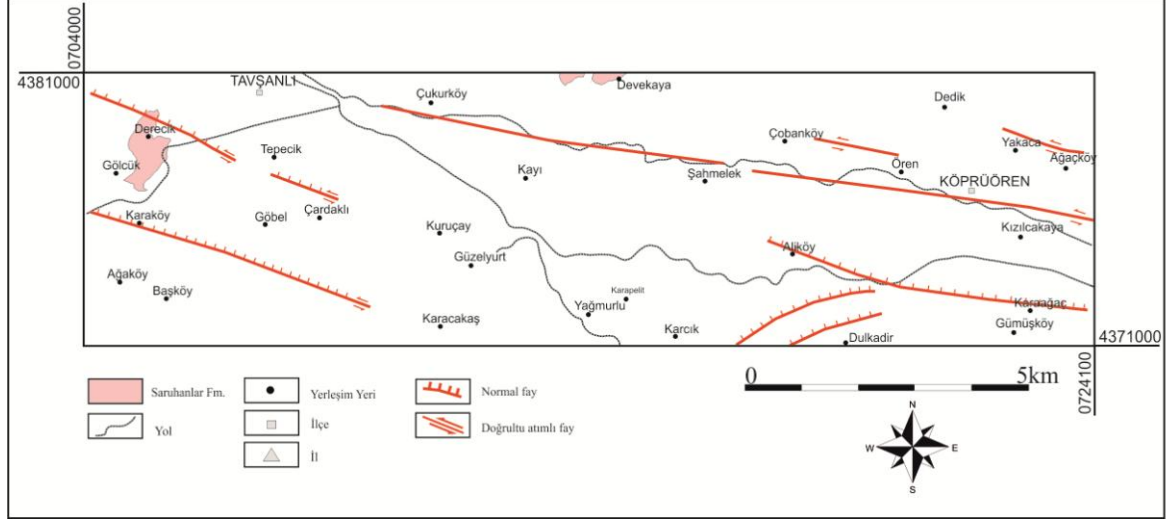
4.2.3. Saruhanlar Formasyonu (Ts):

Başlıca konglomera, kumtaşı, marn, tüf, tüfit ve kimi yerde kireçtaşı ara düzelerinde oluşur (Şekil 4.13). Nebert (1962)'in Domaniç serisi olarak tanımladığı birim Saruhanlar Formasyonu ile başlamaktadır. Yaygın renk beyaz, açık gri ve gridir. Birimin ana litolojisini oluşturan konglomera bileşenleri Beke Formasyonu'ndakilere göre daha küçük boyutlu ve daha yuvarlakçadır. Çimento daha ufak kırıntıların yanı sıra genelde tüfojendir. Kireçtaşları birkaç ara düzeyde yer alır. Formasyonun alt kesimlerinde büyük ağaç parçaları olağandır (Baş, 1986).



Şekil 4.13. Derecik Köyü'nde Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşlarına ait genel bir görünüm (35S0707015D/4379468K, 879m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).

Birim Tunçbilek-Domaniç arasındaki Saruhanlar köyü batı bitişiğinde tipik olarak gözlenmekte olup, Karaköy ve Ömerler kuzeyinde de yüzlek vermektedir (Baş, 1986) (Şekil 4.14).



Şekil 4.14. İnceleme alanında yüzlek veren Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşılarının haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

Formasyon içerisinde yaş elde edilebilecek fosil bulunamamıştır. Formasyon, Üst Miyosen yaşlı birimler üzerine geldiğinden, onlardan kırıntı içerdiğinden ve ayrıca yöredeki diğer çalışmalarla denştirilerek Alt Pliyosen yaşında olabileceği belirtilmiştir. Formasyon 300 m'ye kadar kalınlık sunabilmektedir (Baş, 1986).

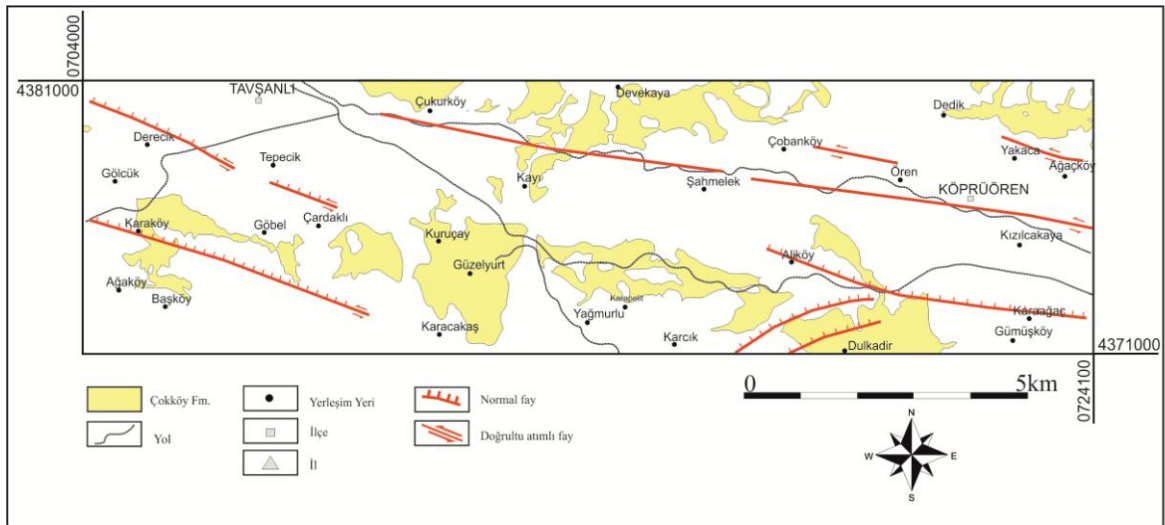
4.2.4. Çokköy Formasyonu (Tç):

Marn, kil, kumtaşı, konglomera, tüf, tüfit ve yer yer kireçtaşı ara düzeylerinden yapılıdır (Şekil 4.15). Açık yeşil, beyaz, gri ve kahverenkli olabilen birimin litolojisi bölgeden bölgeye değişiklikler gösterir. Domaniç dolaylarında marnlar etkinken diğer yerlerde çoğu zaman kumtaşı ve konglomeralar daha yaygın olarak gözlenir. Litolojiler arası yanal ve düşey geçişler yaygındır. Arada çört tabakaları ve mercekleri olağandır. Batı Anadolu'daki bor tuzları bu formasyon içinde yer almaktadır.



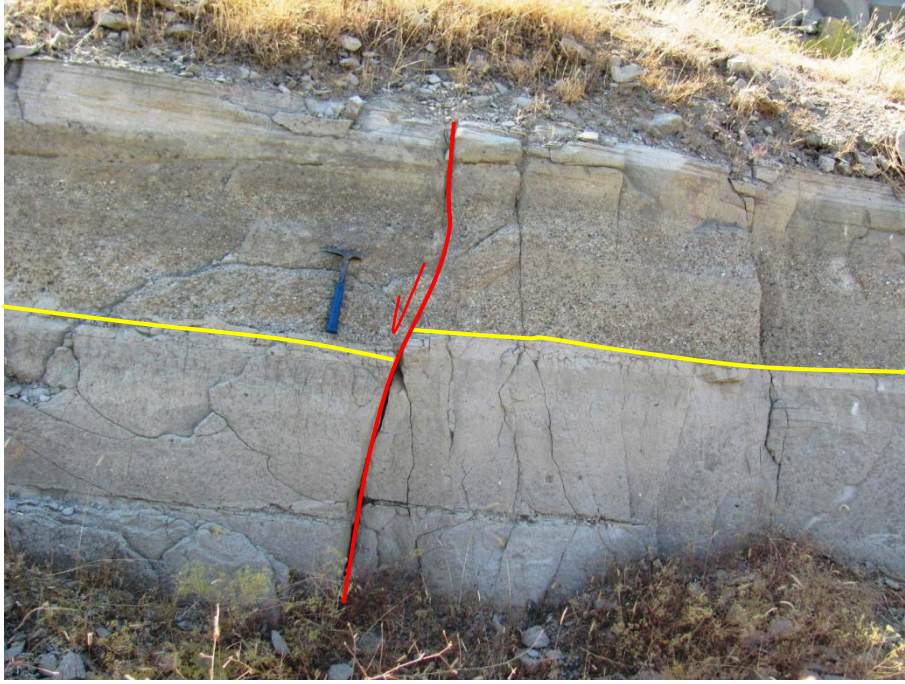
Şekil 4.15. Şahmelek mevkiinde bulun volkanik kökenli ince taneli çakıl taşı ve kumtaşından oluşan Çokkoy Formasyonu'na ait genel bir görünüm (35S0726607D/4379814K, 1027m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Domaniç havzasındaki Çokkoy kuzey bitişiğinde formasyonun tipik kesiti gözlenir. Formasyon; Domaniç, Seyitömer, Aslanapa ve Gediz dolaylarında çok geniş alanlar kaplar (Baş, 1986) (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. İnceleme alanında yüzlek veren Çokkoy Formasyonu'na ait volkanik kumtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

Formasyon içerisindeki marnlı ve kireçtaşı düzeylerden elde edilen Ostrokoda ve Gastropoda fosillerinden Alt-Orta Pliyosen yaşı elde edilmiştir (Baş, 1986). Kapan-Yeşilyurt (2000), Domaniç yöresi Hamitabat dolaylarında yaptığı ölçülü stratigrafi kesitinde birimi Dasiyen (Alt Pliyosen) olarak yaşlandırmıştır.



Şekil 4.17. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çökköy Formasyonu içerisinde oluşmuş mikro faylanmalar (35S0724203E/4380568N, 956m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Çökköy Formasyonu, Baş (1983; 1986) tarafından 0-200 m kalınlıkla tanıtılmıştır. Çelik ve Kerey (1999) tarafından da 200 m kalınlığı olduğunu belirtilmiştir.

İstifin litolojik ve yapısal özellikleri, tane boyunun diğer kırıntılara göre (Beke Formasyonu) küçülmesi ve kil, marn, kireçtaşı fasiyeslerinin görülmesi, tatlı su ortamının derinleştiğini ve tektonik açıdan dinginliği önermektedir. Ortamdaki tüflerin varlığını halen koruyor olması, volkanik faaliyetin tamamen son bulmadığının kanıtıdır (Özburan, 2009) (Şekil 4.17).

4.2.5. Emet Formasyonu (Te):

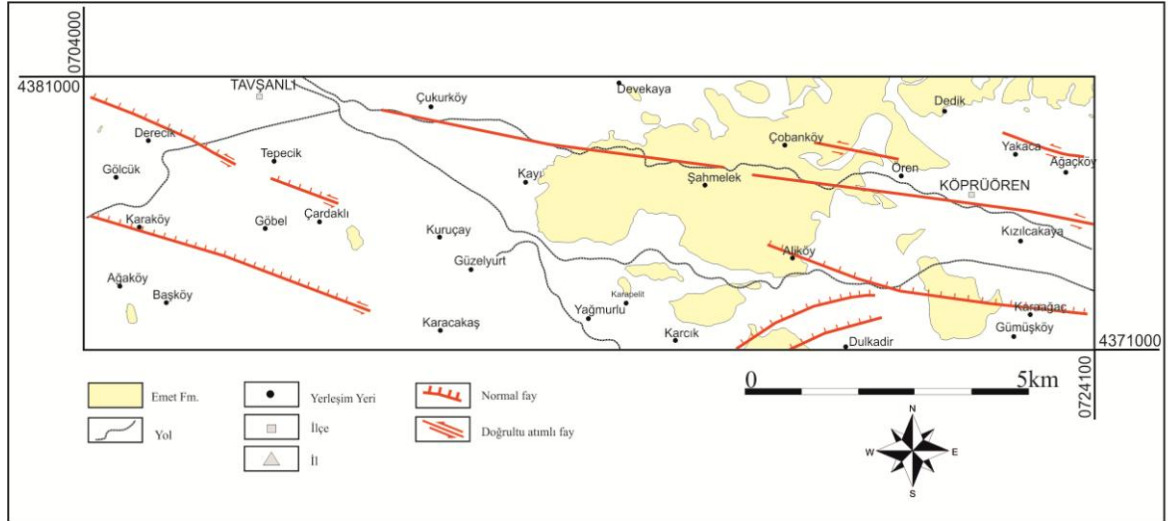
Akdeniz ve Konak (1979) tarafından kireçtaşı ve marn ara düzeylerinden yapılu birim olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.18). Kireçtaşları beyaz, gri, krem renkli, yer yer bol gözenekli, alt kesimleri fazlaca killi, üste doğru yer yer silisifiye, orta kalın tabakalı yatay

veya yataya çok yakındır. Birim hafif ondüleli bir yapı gösterir. Marnlar açık yeşil renkli olup formasyonun alt kesimlerinde daha yaygındır. Postvolkanik silis gelimi Emet Formasyonu’nu daha da belirgin bir şekilde etkilemiştir. Kireçtaşı ve marnlar silisifiye edilmiş ya da bunlar arasına ve üstlerine silis mercek ve bantları yerleşmiştir (Baş, 1986).



Şekil 4.18. Aliköy mevkiinde Emet Formasyonu’na ait gölsel kireçtaşı içerisinde gözlenen doğrultu atımlı faydan bir görünüm (35S0730951D/4374944K, 1018m, Bakış yönü: G’den K’ye doğru).

Formasyon; Domaniç havzasında, Seyitömer, Kütahya ve Gediz dolaylarında yaygındır (Baş, 1986) (Şekil 4.19).



Şekil 4.19. İnceleme alanında yüzlek veren Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

Kireçtaşları bol Gastropoda içeriklidir. Bunlardan elde edilen yaşlar saha gözlemleri ve diğer çalışmalarla denştirilerek birime Orta-Üst Pliyosen yaşı verilmiştir (Baş, 1986). Kapan-Yeşilyurt (2000) ile Kapan-Yeşilyurt ve Taner (2001), Domaniç, Tunçbilek yörelerindeki çalışmalarında buldukları karakteristik mollusk faunasına dayanarak Romaniyen (Üst Pliyosen) yaşı verilmiştir.

Birim su üstü olmaları aşınmalara uğrayarak bazı yerde ya hiç mostra veremezken, bunun yanında Porsuk vadisi gibi pek çok yerde de 1,5 m yi bulan katman kalınlığı ve 150 m yi bulan istif kalınlığı ile neredeyse yatay konumlu bir şekilde yüzlek vermektedir (Özburan, 2009).

Emet Formasyonu, bölgenin tümüyle yükselmesinden önce çökelen ve göl ortamının bölgede geniş alanlarda yüzeylediği son dönem ürünüdür. Geniş alanları kaplayan göl sularının daha da ilerleyerek en geniş dönemine ulaştığı ortamı temsil eder. Silisifiye olmuş katmanlar göl çevresindeki volkanizma etkisinin kanıtıdır (Özburan, 2009).

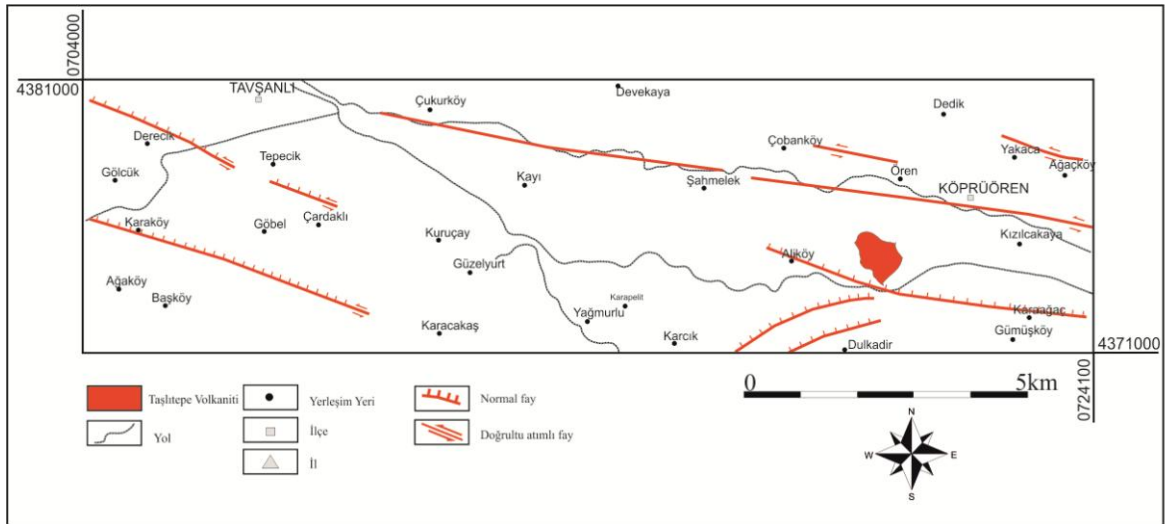
4.2.6. Taşltepe Volkanitleri

Özburan, (2009) siyah, siyahımsı kahve ve kızılımsı siyah renklerde gözlemlediği bazalt, andezitik bazalt ve olivin bazalt bileşimli kayalar Taşltepe Volkaniti olarak tanımlarken, Arık ve Temur (2003) bu yöredeki volkanitlerin siyah, koyu gri renklerde bol gözenekli bazaltlar ve koyu pembe andezitlerle temsil edildiğini belirtmiştir (Şekil 4.20). Araştırmacılar Solçalı Tepe kuzeyinden alınan örnekleri olivin bazalt, Balıklı mevki, Taşltepe ve Çaltepe'den aldığı örnekleri de bazalt bileşiminde tanımlamışlardır.



Şekil 4.20. Aliköy'ün 3km ilerisinde bulunan dış yüzeyi altere, ortaça bileşimli Taşltepe Volkaniti'nden bir görünüm (35S0732459D/4374138K, 1006m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Birim, Arık ve Temur (2003) tarafından, Ören köy güneyinde Taşltepe Volkaniti adı altında tanımlanmıştır (Şekil 4.21).

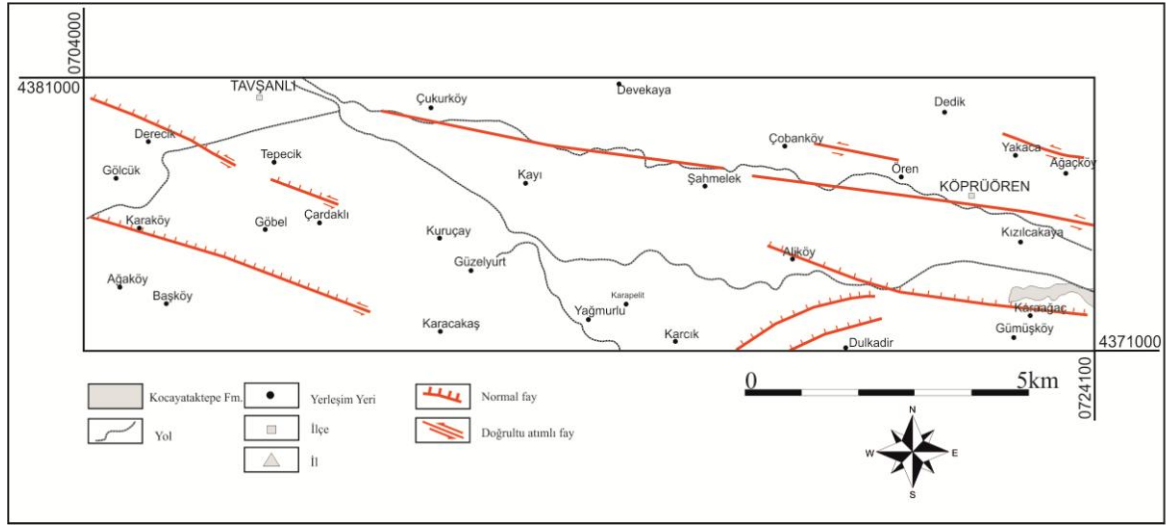


Şekil 4.21. İnceleme alanında yüzlek veren Taşltepe Volkaniti'nin haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

4.2.7. Kocayataktepe Formasyonu (Qk):

Tutturulmamış veya az tutturulmuş kaba kırıntılardan oluşur. Başlıca renk kırmızı ve kahverengidir. Bileşenler çok kökenli olup taneler değişik derecede yuvarlaklık gösterir. Çimento, aynı litolojideki daha ufak tanelerdir. Arada silt boyutlu tanelerden oluşan düzeyler olağandır (Baş, 1986).

Tipik kesiti Kocayataktepe (Seyitömer kuzeybatısı) güneybatı yamacındadır. Yayılım alanları genelde Neojen havzasının temel kayalar ile dokanağına yakın kesimlerdir (Baş, 1986) (Şekil 4.22).



Şekil 4.22. İnceleme alanında yüzlek veren Kocayataktepe Formasyonu'na ait genç birimlerin haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

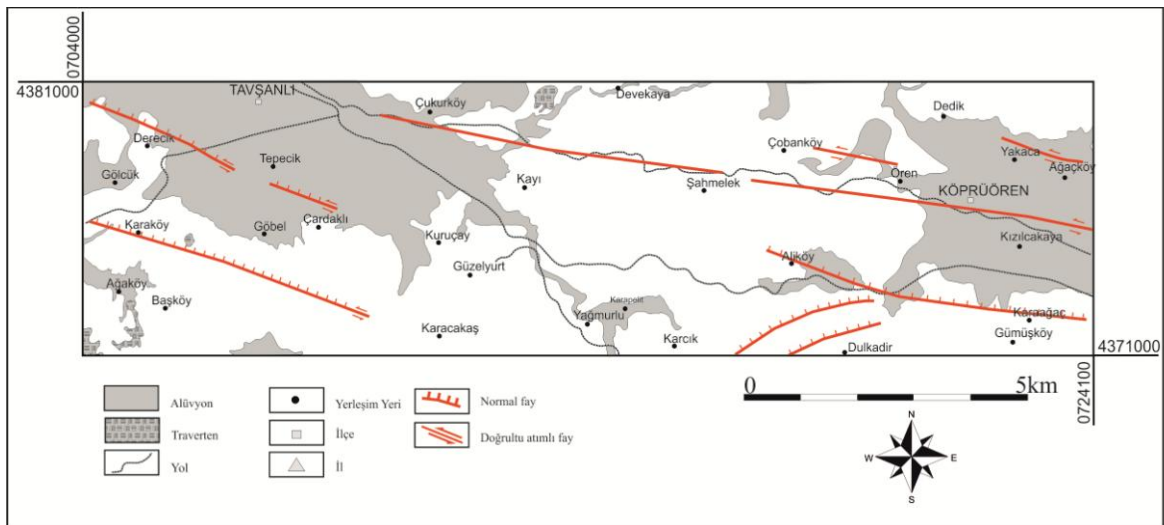
Üst Pliyosen yaşlı kireçtaşı çakılları içermesi, formasyonun Kuvarterner yaşlı olduğu görüşünü desteklemektedir. Büyük sellenmelerle ilişkili olarak eski vadi dolgusu veya taraçalar şeklindedir (Baş, 1986).

4.2.8. Traverten (Qtr) ve Alüvyonlar (Qe, Qy):

Travertenler Gediz kuzeybatısında genişçe bir alanda gözlenir (Şekil 4.24). Eski alüvyonlar Tavşanlı batısında ve Çavdarhisar yöresinde geniş düzlükler oluşturur. Yeni alüvyonlar oluşumlarını günümüzde sürdürmektedir (Baş, 1986) (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Kayaarası mevki güneyindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (35S0711654D/4384107K, 814m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).



Şekil 4.24. İnceleme alanında yüzlek veren alüvyon ve travertenlerin haritadaki dağılımı (MTA'dan değiştirilmiştir).

BÖLÜM-5

YAPISAL JEOLojİ

5.1. Bölgesel Tektonik

Batı Anadolu, tektonik olarak dünyanın önemli açılma alanlarından biridir (Şekil 5.1). Bölgede Orta Miyosen-Pliyosen zaman aralığında başladığı ileri sürülen bu tektonik rejim D-B doğrultularında gelişmiş fay zonlarının yer aldığı bir açılma bölgesi oluşturmaktadır (Dumont ve ark., 1979; Angelier ve ark., 1981; Şengör 1987; Seyitoğlu ve Scott 1991, 1992; Cohen ve ark., 1995; Koçyiğit ve ark., 1999; Yılmaz ve ark., 2000; Alçiçek ve ark., 2005). Bu fay zonları çalışma alanının orta kısmında oldukça geniş bir alan kaplayan Kütahya Havzası'nı oluşturmaktadır. Kütahya Havzası temel birimlerin oluşturduğu yükselti içerisindeki çöküntü alanı görünümündedir.



Şekil 5.1. 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu ve ark., 1986).

İnceleme alanının yer aldığı İç Batı Anadolu, Neotetis'in kuzey kolu olan İzmir-Ankara Okyanusu'nun, kapanma sürecine dair farklı aşamaların kayıtlarını taşıyan bir kuşaktır (Gürer ve ark., 2005). Bölgede daha önce çalışma yapan araştırmacılar bu kapanma sürecinin Orta Miyosen'de başlayıp günümüze kadar devam ettiği konusunda hemfikirdir (Akkuş, 1962; Kalafatçıoğlu, 1964; Dumont ve ark., 1979; Angelier ve ark., 1981; Baş, 1986; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992; Cohen ve ark., 1995; Koçyiğit ve ark., 1999; Yılmaz ve ark., 2000; Bacak ve Uz, 2003; Alçiçek ve ark., 2005;

Yıldız ve Kuşçu, 2006). Akkuş (1962) yapmış olduğu çalışmasında doğu-batı doğrultusunda uzanan Paleozoyik yaşlı yüksek dağların Hersinien, Laramien ve Alpin hareketlerinin etkisi altında kalmalarından dolayı oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapıya sahip olduğunu, Mesozoyik yaşlı kireçtaşı formasyonunun Üst Kretase sonunda Laramien ve Alpin orojenezini geçirmiş olduğunu, geniş sahalar kaplayan, genellikle yatay birimlerden oluşan Neojen yaşlı göl fasiyesinin Alpin hareketlerine maruz kaldıklarını belirtmektedir.

5.2. Kütahya Fayı ve Uzanımı

Kütahya şehir merkezinin yakın güneyini K60B doğrultusunda sınırlayan Küyahya Fay Zonu, yaklaşık 40 km uzunluğa sahiptir (Şaroğlu ve ark., 1987, 1992). Küyahya Fay Zonu'nun geometrisi ile ilgili farklı görüşler olmasına karşın daha önce bölgede çalışmış olan araştırmacıların ortak fikri Küyahya Fay Zonu'nun ana karakteristiğinin normal fay olduğu yönündedir (Şaroğlu ve ark., 1987; Koçyiğit ve Bozkurt, 1997; Bozkurt, 2001, 2003; Gürer ve ark., 2005) (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Çökköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminden bir görünüm (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Temelde normal faylanma verileri sunan Küyahya Fay Zonu'nun geometrisinin yanı sıra ikincil bileşenleri hakkında da farklı görüşler mevcuttur. Bu görüşlerden ilki; fayın özellikle kuzeybatı bölümünde eğim atımın yanı sıra sağ yönlü doğrultu atım bileşenine sahip olduğu, (Şaroğlu ve ark., 1987, 1992). İkincisi ise bu fayın sol yanal doğrultu atım bileşenli normal fay niteliğinde olduğu yönündedir (Gürer ve ark., 2005) (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminin yakından bir görünümü (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

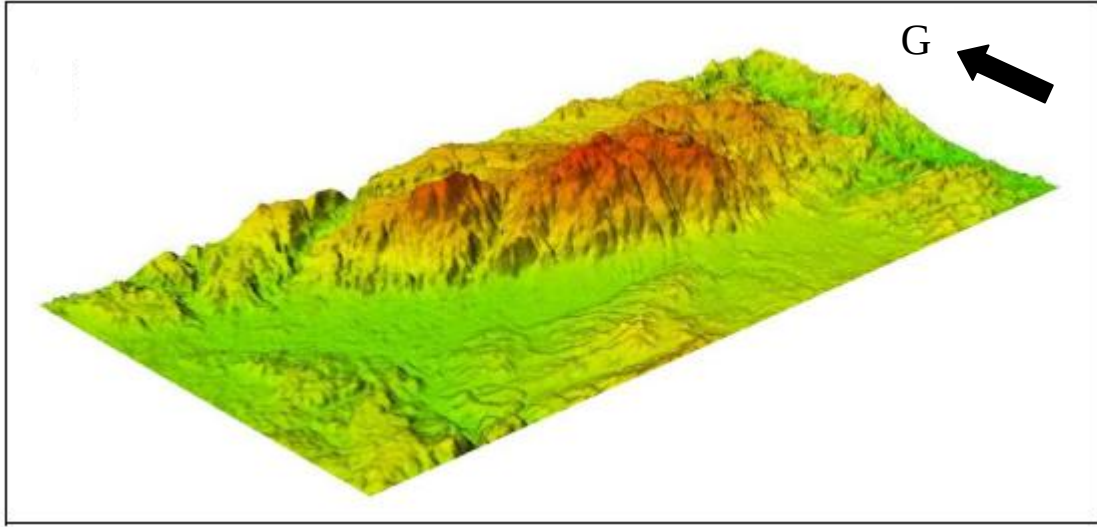
Baş (1986), Şaroğlu ve ark., (1992); Koçyiğit ve Bozkurt, (1997); Bozkurt, (2001), Gürer ve ark., (2005), Özbüran ve Gürer, (2009) ve benzeri birçok çalışmada Kütahya Fay Zonu aktif bir fay olarak tanımlanmıştır. Bu araştırmacılar tarafından Kütahya Fay Zonu'nun Neojen yaşlı kaya topluluklarını keserek Kuvaterner yaşlı çökelleri etkilediği ve fay zonu boyunca sıcak-soğuk su kaynaklarının varlığı, üçgen yüzeyler, asılı vadiler, fay önü tortullarından ve yelpazelerden oluşan genç çökellerin gözlenmesiyle fayın aktifliği kanıtlanmıştır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Tektonik bakımdan aktif olan bölgelerde faylanmaya bağlı oluşan üçgen yüzeyler (35S0735261D / 4377836K, 1027m, Radar, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Koçyiğit ve Bozkurt, (1997) Kütahya Havzası'nın oluşum yaşını ve kökenini araştırdıkları çalışmalarında, Kütahya Fay Zonu'nun geometrisi ve depremselliğinin ele alınmış ve yine Kütahya Fay Zonu'dan aktif bir fay olarak söz edilmiştir. Barka ve Reilinger, (1997) çalışmalarında Kütahya Fay Zonu'nun Batı Anadolu'daki başlıca faylanmalardan biri olduğunu belirtmiş olup, GPS hızları ve sismik aktivite verilerini değerlendirerek Kütahya Fay Zonu'nu aktif bir fay zonu olarak tanımlamışlardır.

Çalışma alanı Batı Anadolu açılma bölgesinin kuzeydoğu sınırında, yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanan bir koridor görünümündedir. Bu koridor önceki çalışmalarda havza veya graben olarak da tanımlanmış, (Bozkurt, 2001) bazı çalışmalarda koridoru oluşturan çöküntü alanının her iki kenarı, bazılarında ise yalnızca güney kenarı aktif faylarla sınırlandırılmıştır. Bununla birlikte daha önceki çalışmalardaki genel kanı havzanın yalnızca güneyini sınırlayan fayların aktif olduğu yönündedir. Böylece güneyden Kütahya Fayı ile sınırlanan havza yarı-graben görünümü kazanmıştır (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Kütahya Havzası'nın ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) görüntüsü. Ölçeksizdir. (30 metre çözünürlük) .

5.3. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri

5.3.1. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında gözlemlenen jeolojik birimler arasında üç adet uyumsuzluk tespit edilmiştir. İlk uyumsuzluk Permiyen yaşlı Afyon Zonu'na ait metamorfik kayalar ile Üst Kretase yaşlı Tavşanlı Zonu'na ait ofiyolitik kayalar arasında gözlenmektedir. Bu uyumsuzluk zamansal boşluktan kaynaklanmaktadır. Bir diğer uyumsuzluk ise Tavşanlı Zonu'na ait bu ofiyolitik kayalar ile Neojen yaşlı gölsel birimler arasında belirlenmiştir. Bu birimler arasındaki uyumsuzluk ise hem zamansal boşluk hem de ayrımlı kaya uyumsuzluğundan kaynaklanmaktadır. Son olarak alüvyon tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Kayaarası mevkiî güneyindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltası ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (35S0711654D/4384107K, 814m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

5.3.2. Kıvrımlar

Çalışma alanında yapılan jeolojik gözlemler sonucunda Permien yaşlı Afyon Zonu'na ait rekristalize kireçtaşları ve Pliyosen yaşlı Çökköy Formasyonu (Şekil 5.7) ile Emet Formasyonu (Şekil 5.8) içerisinde yer alan birimlerde kıvrımlanmalar mevcuttur.

Yükseltileri oluşturan Permien yaşlı rekristalize kireçtaşları Hersinien, Laramien ve Alpin hareketlerinin etkisi altında oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapıya sahiptir (Şekil 5.9). Pliyosen yaşlı Çökköy Formasyonu ve Emet Formasyonu'na ait genç birimler ise sadece Alpin hareketleri sonucu kıvrımlanmıştır.



Şekil 5.7. Tavşanlı-Kütahya karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonu'nu etkileyen sıkışma ve açılma rejimi sonucu oluşmuş kıvrım, ters fay, doğrultu atımlı fay ve normal fayların görünümü (35S0727942D/4379184K, 1076m, Bakış yönü: GD'dan KB'ya doğru).



Şekil 5.8. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu'na ait görsel kireçtaşı marn ardalı içerisinde gözlenen ondilasyonun görünümü (35S0730467D/4378638K, 1066m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 5.9. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında yer alan Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşlarında sıkışma sonucu oluşmuş kıvrımlardan bir görünüm (35S0740914D/4373155K, 1031m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

5.3.3. Faylar

İnceleme alanı Batı Anadolu bölgesinin genişlemeli rejimi altında gelişmiş faylanmalardan oluşmaktadır. İnceleme alanı boyunca Kütahya Fayı'na ait düzlemler ve Kütahya Fayı'na paralel olarak gelişmiş birçok faylanma gözlenmiştir. İncelenen düzlemlerden bazılarında hem normal fay (Şekil 5.10) karakterini hem de doğrultu atımlı fay (Şekil 5.11) karakterini yansıtan kronolojik fay düzlemleri gözlenmiştir. Bunun sonucunda Kütahya Fayı bir zamanlar sıkışma rejimi altında sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak çalışmış, günümüzde ise açılma rejimi altında normal fay olarak davranış göstermektedir (Şekil 5.12). Emet Formasyonu içerisinde gözlenen normal fayın atımı yaklaşık 2m yer değişimi oluşturmuştur (Şekil 5.13)



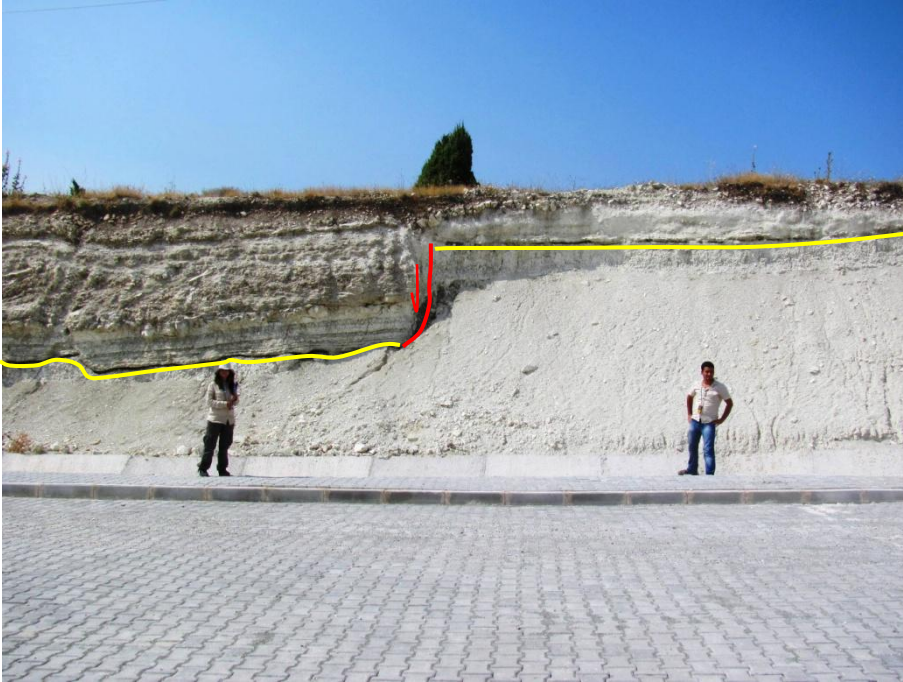
Şekil 5.10. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonu'na ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü (35S0723880D/4379690K, 1035m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).



Şekil 5.11. Çobanköy yakınlarında bulunan Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşı içerisindeki doğrultu atımlı faylanmadan bir görünüm (35S0725995D/4379943K, 1019m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.12. Çoban köyün 2km uzağında yer alan ÇokkÖy Formasyonu içerisindeki 70cm lik yer değışiminin gözleendiğı faydan yakın bir görünüm (35S0725995D/4379943K, 1019m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.13. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu içerisinde gözlenen yaklaşık 2m atıma sahip fayın görünümü (35S0730546D/4379199K, 1134m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

BÖLÜM-6

SIĞ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

Çalışma alanında yapılan jeolojik ve jeomorfolojik gözlem lokasyonları harita üzerine işaretlendiği zaman, gözlemlerin yapıldığı noktaların belirli bir doğrultu üzerinde dizildiği görülmektedir. Özellikle morfolojide görülen ani değişimlerin yüzeysel mi yoksa derine doğru uzanan bir yapı mı olduğunu belirlemek amacıyla siğ jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Bu amaçla belirlenen lokasyonlarda GPR (Ground Penetrating Radar), elektrik öz direnç (resistivity) (RHO) çalışmaları yapılmıştır.

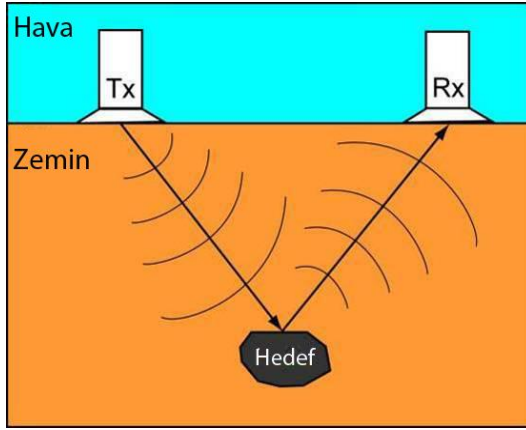
6.1. Yeraltı Radarı (GPR)

Yeraltı araştırma, yeraltı penetrasyon ve yeraltı radarı gibi birçok isim ile tanımlanan yeraltı radarı (GPR) sistem olarak elektromanyetik frekanslar ile yeraltından bilgi toplamaya dayanır. Çoğunlukla İngilizce adının kısaltılmışı GPR (Ground Radar Penetration) sistemi yaygın olarak kullanılmaktadır. GPR sisteminin tasarımı çok geniş bir yelpazede tanımlanır ve genel olarak yapılacak uygulamaya uygun seçimlere göre yapılır. Bunlarda etkili olan hedef derinliği, hedef büyüklüğü ve araştırma yapılacak alandır. Bu sayede GPR yönteminin uygulama alanları doğru seçilecek sistem ile oldukça geniştir.

Genel olarak GPR verileri belirli aralıklarla belirlenmiş grid alanlarında uygulanır. Yöntem genel olarak antenlerden üretilen elektromanyetik sinyallerin yeraltındaki gidiş-geliş yolculuğu sırasında uğradığı değişimlerin orijinal sinyallerden farkı ile ilgilenir (Conyers, 2004). Radar sinyalleri seyahat ortamlarının fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre hızlarını belirleyerek hedefe ulaşır ve hedef hakkında da bilgi toplar. Yolculuk zamanı bilindiği durumlarda ortamın hızı da bilindiğinden, hedef derinliği de hassas olarak belirlenebilmektedir. Radar sinyallerinin seyahat süreleri nanosaniye (10^{-9} sn) cinsinden belirlenir. Böylece yerüstündeki antenler 2 – 20 cm aralığında bazen sabit bazen de değişken aralıklarla hareket ederek bilgi toplarlar. Radar antenlerinin etki edeceği derinlik iki ana faktöre bağlıdır; 1) antenin frekansı ve 2) uygulama alanındaki toprak yapısının özellikleri (genel olarak su içeriği). İkinci faktör genel olarak anten seçimini de etkilemektedir. Elektromanyetik sinyalin seyahatinin etkileneceği ortamlar ve sinyal saçılımı en önemli unsurlardır. Enerji transferinin iki önemli bileşeni elektrik ve manyetik sabitlerdir. Bağımsız olarak yansıyan dalgalar (dalga formu olarak da adlandırılır) dijital olarak yeraltından yansıyarak toplanır, bu şekilde birçok iz elde edilerek bir araya getirilip

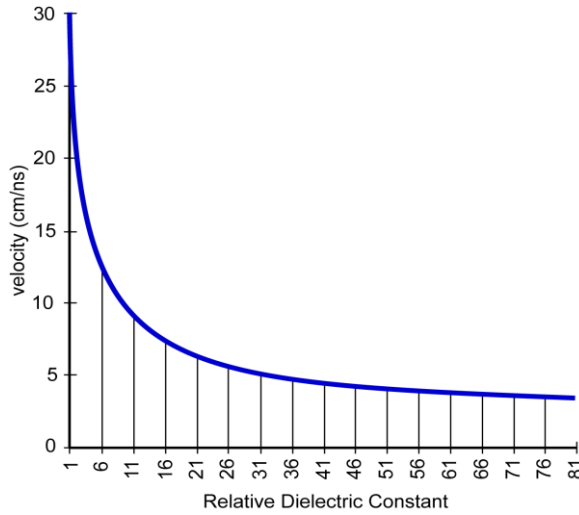
2 boyutlu düşey kesit olarak profil haline getirilir. Binlerce izin grid içerisinde bir araya getirilerek profillerin elde edilmesiyle de gerek 2 boyutlu gerekse 3 boyutlu yeraltı görüntüsüne ulaşılır.

GPR, hem verici Tx hem de alıcı Rx antenlerden oluşur. Verici antenler kısa yüksek frekanslı radyo sinyalleri yayarlar (Şekil 6.1). Sinyaller bir hedefe ya da farklı dielektrik sabitine sahip tabakalara çarpıp geri geldiklerinde alıcı antenler bunları kayıt eder (Şekil 6.1.).



Şekil 6.1. GPR sistemindeki antenlerin şematik gösterimi.

GPR genelde sismik yansıma ile karşılaştırılır. Sadece sismik dalgalar bir tabakada yansındıklarında ürettikleri yansımaları oluştururken, GPR hem tabakalarda hem de gömülü objelerden yansımalar üretir. Değişik elektromanyetik özelliklere sahip gömülü tank, sedimanter tabakalar, su tablası veya arkeolojik kalıntılar gibi objeler GPR’da yansımalara neden olur. Genelde, gömülü objenin farklı dielektrik sabitine sahip olması ile GPR yansımaları oluşur. Dielektrik sabiti genel olarak bir maddenin elektromanyetik bir yük üzerine uygulandığı zaman depolayabildiği yükü göstermektedir ve $\epsilon_r = (c/v)^2$ formülü ile hesaplanır, burada “ ϵ_r ” dielektrik sabitini, “ c ” ışık hızını (30 cm/ns) ve “ v ” ise elektromanyetik enerjinin maddeden geçiş hızını göstermektedir. Bu sebeple dielektrik sabiti elektromanyetik hız ile ters orantılıdır ve Şekil 6.2’de gösterilmektedir.



Şekil 6.2. Dielektrik sabiti ile elektromanyetik hız arasındaki ilişki (Daniels, 2004).

Radar frekanslarında, su ~81 dielektrik sabitine sahip iken, kuru kayalar genelde 3 – 5 arasında dielektrik sabitine sahiptir. Genelde kayaların dielektrik sabiti değerleri içerdikleri su ile orantılı olarak 6 – 30 arasında değişir. Çizelge 6.1’de 100 MHz frekansına göre bazı maddelerin elektromanyetik hızları ve relatif dielektrik sabitleri gösterilmektedir (Davis and Annan, 1989).

Çizelge 6.1. Bazı maddelerin relatif dielektrik sabitleri (RDC) ve elektromanyetik hızları (Davis and Annan, 1989).

Madde	RDC	Hız (cm/ns)
Hava	1	30
Kuru kum	3 – 5	15
Kuru silt	3 – 30	5.5–17
Buz	3 – 4	15
Asfalt	3 – 5	15
Volkanik kül	4 – 7	11–15
Kireçtaşı	4 – 8	10–15
Granit	4 – 6	13
Buzul	4 – 5	13–15
Kömür	4 – 5	13–15

Şeyl	5 – 15	8–13
Kil	5 – 40	5–13
Beton	6	12
Doygun silt	10 –40	5–10
Kuru kumlu kıyı bölgesi	10	10
Ortalama organik zengin toprak	12	8.5
Bataklık orman arazisi	12	8.5
Organik zengin tarım arazisi	15	8
Doygun kum	20 –30	5.5 – 6.7
Tatlı su	80	3.3
Deniz suyu	81 –88	3.3

6.1.1. GPR Yönteminin Tarihçesi ve Uygulama Alanları

James Clerk Maxwell 1864’de ve Heinrich Hertz 1886’da elektromanyetik dalgaların ve bunların yansımaları ile ilgili temel teoriyi ortaya koymuşlardır. Ancak 1924’e kadar, İngiliz fizikçi Sir Edward Victor Appleton’ın iyonosferin yüksekliğini elektromanyetik dalgalar ile belirlenmesini sağlayan denklemler oluşmamıştır. Daha sonra 1935’de İngiliz fizikçi Sir Robert Watson-Watt ilk pratik radar sistemini geliştirmiştir (Calligeros ve ark., 1997).

Olhoeft (2000)’e göre ilk GPR ölçümleri 1929 yılında Alman jeofizikçi W. Stern tarafından gerçekleştirilmiştir. Ancak, GPR genel olarak 1950’lerin sonlarına kadar unutulmuştur. Ancak Amerikan Hava Kuvvetlerinin radar sistemlerinin Grönland üzerindeki buz tabakasından etkilenecek yanlış yükseklik hesabı sonucu yaşadıkları kaza GPR’ın yeniden hatırlanmasına neden olmuştur. 1960 yılında John C. Cook yeraltındaki cisimlerin radar yöntemi ile belirlenebildiğini anlattığı “Tek dönlümlü sinyal sunumu, VLF radar ile buz ve kar kalınlıklarının uçaktan belirlenmesi” isimli makalesi ile duyurusunu yapmıştır (Cook, 1960). Cook ve diğer araştırmacılar daha sonraları da yeraltındaki cisimleri belirlemek için radar sistemleri geliştirmeye devam etmişlerdir.

En orijinal ve gelecek vaadeden yeraltı radar sistemi Moffatt ve Puskar (1976) tarafından sunulmuştur. Sistemlerinde kullandıkları antenler sayesinde gürültünün hedefe

oranını düşürerek yeraltından daha sağlıklı bilgiler elde etmişlerdir. Moffatt ve Puskar sistemlerini birçok uygulamada kullanmışlardır. GPR ile gömülü bir tüneli, fayları ve maden yataklarını belirlemişlerdir. Bunların yanı sıra ıslak zonlar konusunda da çalışmalarda bulunmuşlardır. Sonuç olarak GPR yönteminin yeraltı çalışmalarında geniş bir alanda kullanılabileceğini ortaya koymuşlardır. Ulriksen (1982) bu çalışmada GPR verilerinin değerlendirilmesi ve sunulması için kullanılacak temel formülleri ortaya koymuştur. GPR işleminde esas olan ham veriyi bozmadan işleyerek en anlaşılır hale getirmektir.

Yeni nesil GPR sistemleri, genelde sığ jeofizik çalışmalarında tahribat yapmadan kullanmaya yönelik olarak geliştirilmektedir. Sığ jeofizik araştırmalarında GPR birçok başarılı çalışmaya imza atmıştır. Bununla beraber tahribattan kaçınılan, tünel, yol inşaatı ve diğer bu tarz sivil mühendislik uygulamalarında GPR'ın önemi gün geçtikçe artmaktadır. GPR aynı zamanda jeolojik, neotektonik, hidroloji, arkeolojik ve kirlilik alanlarındaki çalışmalarda da kullanılmaktadır. Arktik ve Antarktik buz tabakalarının ve Kuzey Amerika'daki buzullardan, granit, kireçtaşı ve mermer gibi diğer sert kayaların haritalanması bunlara verilebilecek örneklerdendir (Daniels, 2004). Diğer yandan GPR günümüzde birçok başarılı aktif tektonik araştırmalarda da başarı ile uygulanmıştır (Bano ve ark., 2000, Audru ve ark., 2001, Meghraoui ve ark., 2001, Gross ve ark., 2002, Green ve ark., 2003).

Sonuç olarak GPR yönteminin kullanım alanları aşağıdaki gibi sıralanabilir;

- Arkeolojik Araştırmalar
- Aktif tektonik Araştırmalar
- Jeolojik ve Jeofizik Araştırmalar
- Bina güçlendirmesi
- Kuyu logu Çalışmaları
- Gezegen Araştırmaları
- Kablo ve Boru Tespiti
- Yol Çalışmaları
- Buz ve Kar Kalınlıkları
- Duvar durumu belirleme
- Demiryolları
- Köprü ayakları Araştırmaları
- Kirlilik alanları tespiti
- Adli Tıp Uygulamaları
- Mayın Aramaları (askeri)
- Beton Güçlendirme
- Tünel Kaplamaları

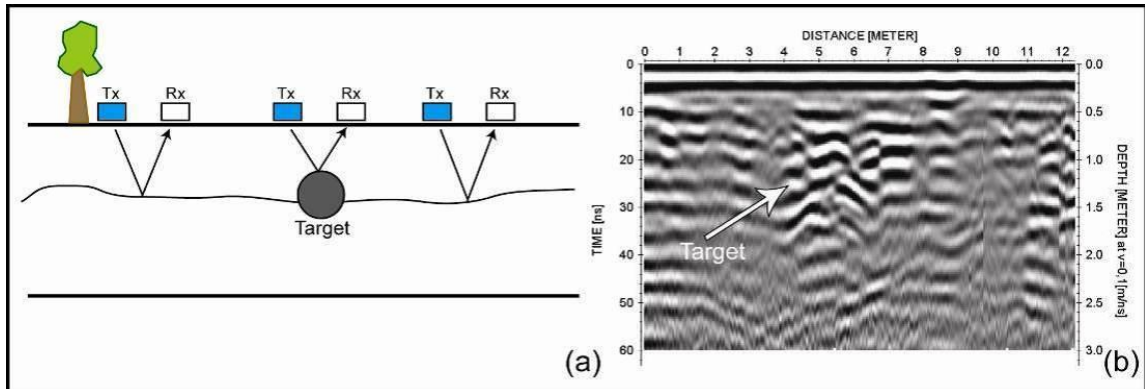
6.1.2. Veri Toplama (GPR Ölçümleri)

GPR ölçümlerinde veri toplamak için birçok anten düzeneği vardır. Bunlardan en sık kullanılanları i) sabit aralıklı ölçüm ve ii) ortak orta nokta anten düzenekleridir. Sabit

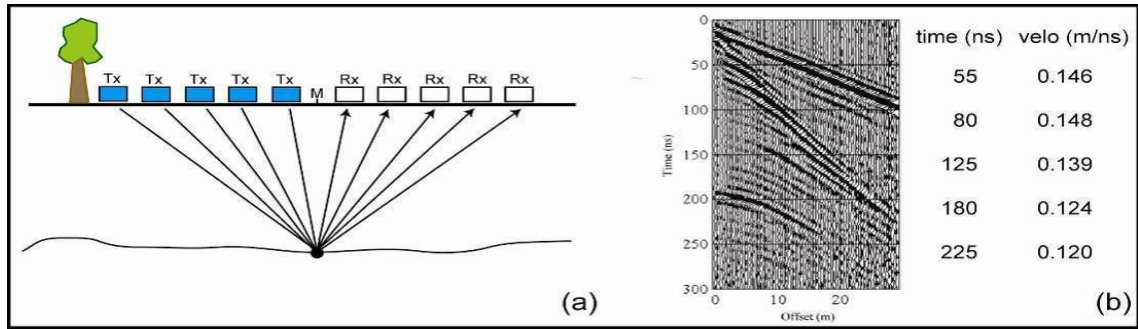
anten aralıklı düzenekte verici Tx ve alıcı Rx antenler arasında uzaklık/aralık sabit olarak belirlenir ve hareket ettirilir (Şekil 6.3a). Bu tür ölçümler tek kişi tarafından yapılabilir. Öte yandan sabit aralıklı ölçümler hedefi yalnızca bir defa görür (Şekil 6.3b). Ortak orta nokta ölçümünde ise belirlenen sabit bir orta noktanın iki tarafına yerleştirilen verici Tx ve alıcı Rx antenler düzenli aralıklar ile birbirlerinden uzaklaştırılır (Şekil 6.4a). Ortak orta nokta ölçümleri genel olarak tabakaların hızlarını belirlemek için kullanılır (Şekil 6.4b). Günümüzde korumalı antenler sabit aralıklı ölçümlerde, korumasız antenler ise ortak orta nokta ölçümlerinde kullanılmaktadır.

Ölçümlerde genel olarak korumalı antenler kullanılmaktadır (Şekil 6.5). Burada kutu içerisine yerleştirilmiş verici Tx ve alıcı Rx antenler yüzeyde ilerleyerek yeraltından çeşitli izler toplamakta ve bu izlerin binlercesi bir araya gelerek profili oluşturmaktadır.

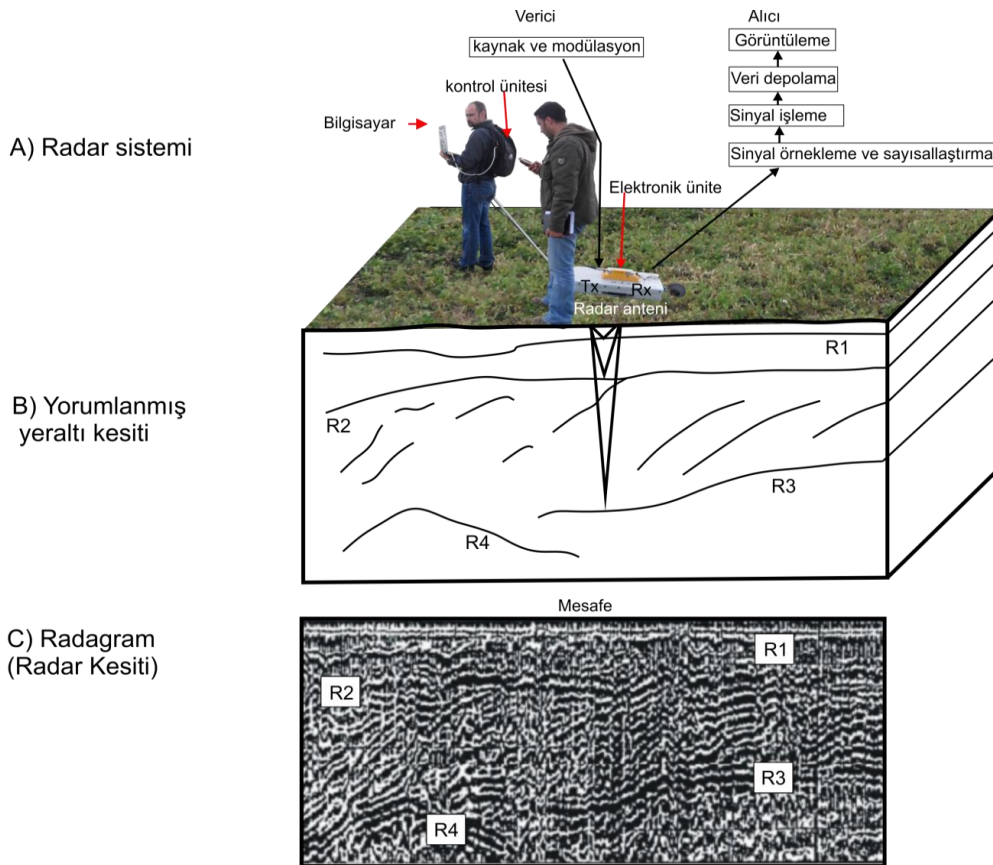
Ölçümler genellikle bir profil üzerinde, önceden belirlenmiş ölçüm noktalarında alınırlar. Her ölçüm noktasındaki izler yan yana getirilerek radagram adı verilen radar kesitleri elde edilir (Şekil 6.5). Bir alan üzerinde çalışıldığında, arazide paralel profiller kullanılarak ölçümler alınır. Sonuçlar üç boyutlu olarak görüntülenebilir (Kadioğlu, 2003).



Şekil 6.3. Sabit aralıklı anten ile uygulanan GPR ölçümü. (a) Sabit anten aralığının şematik gösterimi. (b) Sabit anten aralığı ile alınmış örnek bir GPR profili.



Şekil 6.4. Ortak orta nokta metodu ile uygulanan GPR ölçümü. (a) Ortak orta nokta metodunun şematik gösterimi. (b) Ortak orta nokta ile alınmış örnek bir GPR profili (örnek profil Travassos ve Menezes 2004'den alınmıştır).



Şekil 6.5. Bir profil boyunca elde edilen radagram a) Radar sistemi ile veri toplama b) Profil boyunca yeraltı kesiti c) Radagram görüntüsü.

Yansıma profilleri antenlerin bir hat üzerinde hareket etmesi ile toplanır. Fiberglas kablolar ile elektronik birime bağlı birçok frekanstaki anten veri toplama işleminde kullanılmaktadır. Fiberglas kablolardan toplanan sinyaller kontrol birimine gelerek

sayısallaşır. Bu kontrol biriminden ise çeşitli bağlantı yöntemleri ile bilgisayar ortamına aktarılır.

Yeraltı radarının taşınabilir olması, çevreye herhangi olumsuz bir etki yapmaması, diğer jeofizik yöntemlere göre çok daha hızlı veri toplanabilmesi ve yüksek çözünürlüklü yeraltı görüntülemesini yapabilmesi yöntemin en büyük avantajlarıdır. GPR yöntemini kısıtlayan durumlar ise; yüksek iletken bir ortamda çalışmaması ve derinlikle çözünürlük derecesinin azalmasıdır. Radar penetrasyon derinliği ve herhangi bir derinlikteki hedef nesnenin belirlenebilmesi o bölgedeki toprak özelliklerine bağlıdır. Toprak yüksek iletkenlikli ise GPR yöntemini etkisiz hale getirebilir. Yöntemin sonuç vermesi için aranan nesne ile çevre birim arasında yeterli elektriksel kontrastın olması gerekir. Radar verisi yorumu göreceli bir iştir. Bu nedenle yorumcunun deneyimi çok önemlidir. Ayrıca spektral analiz, sayısal süzgeçleme, dalgalar, elektromanyetik yöntem, sayısal analiz ve programlama, sayısal modelleme ve ters çözüm gibi konularda bilgi sahibi olması yorum gücünü etkileyen önemli bir unsurdur.

6.1.3. Veri İşleme

GPR’da Veri İşleme, elde edilen sayısal verilerin anlaşılır görüntüler haline getirilmesine dayanır. Bu işlem için genelde daha önceden uygulanmış örnek filtreler ve işlemler kullanılır. Özel durumlarda ise testlerle elde edilen işlemler uygulanır.

Daniels (2004)’e göre Veri İşleme, istenmeyen kirli gürültülerin azaltılması olarak tanımlanır. Mantıksal olarak, sinyaldeki gürültü oranı araştırılan hedefin belirlenip belirlenememesine neden olur. GPR genelde gürültüler ile çok fazla kirletilmiş sinyaller üretir. Temizlenebilen bu gürültülerin en doğru şekilde filtre edilmesi gerekmektedir. Gürültü temizlemek için kullanılan filtrelerin algoritmaları genelde çok karışık olmaktadır, en elverişli filtre parametrelerini kullanarak orijinal verinin en az hasar görmesi sağlanmalıdır.

İyi bir verinin oluşması için gereken dikkatli ölçüm sonrasında da iyi bir yorumlama yapabilmek için iyi bir filtreleme gerekmektedir (Yalçınar ve ark., 2009). Bu işlemler için ticari olarak elde edilebilen ReflexW (Sandmeier 2003) programı kullanılmıştır. Ana proses adımları aşağıdaki gibi özetlenebilir;

Ham veri (Şekil 6.6a).

İlk zaman filtresi: Bu filtre her iz için ayrı ayrı uygulanarak hava boşlukları en aza indirgenir ve diğer filtrelemeler için ön hazırlık yapılır (Şekil 6.6b).

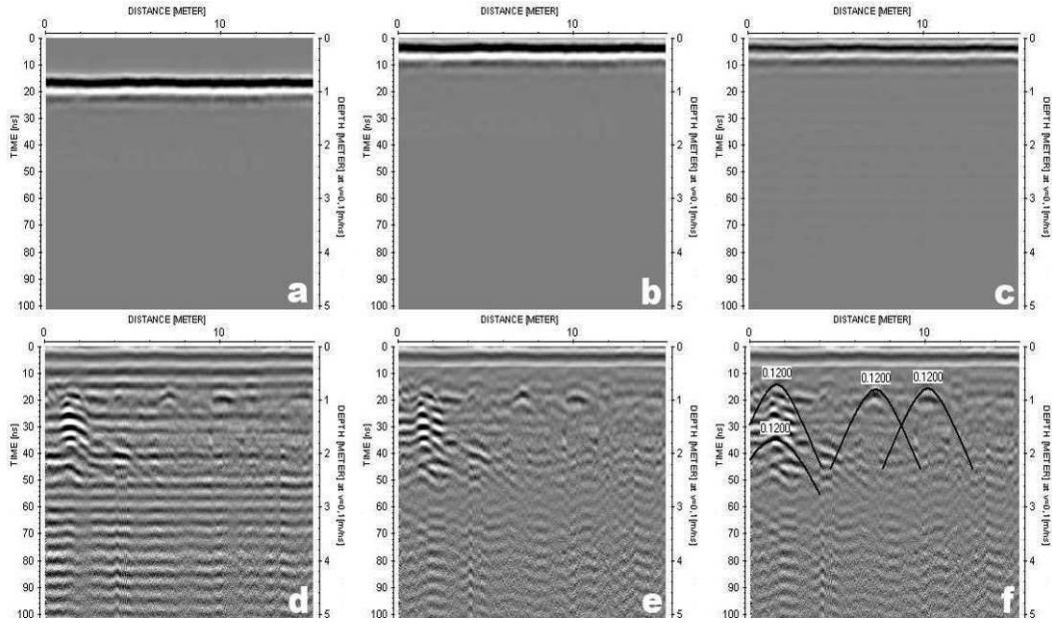
Akım düzeltmesi (Dewow): Bu filtre her iz için ayrı ayrı uygulanır. Bu seçenek ile tüm izlerden ortalama olarak DC akım ile oluşmuş etkiler temizlenir (Şekil 6.6c).

Enerji Geciktirme: Bu filtre her iz için ayrı ayrı uygulanır. Filtre aktivitesi ile seçilen artış eğrisi “y” ekseninde tüm profile uygulanır ve enerjideki gecikmeler ortaya çıkartılır. Tüm gerçek değerler doğal olarak kayıp edilir. Ancak tüm profile uygulanan bu artış ve azalış toplamda gerçekçiliği etkilememekte sadece görünürlüğü -yükseltmektedir. Tüm işlemler sonucunda izlerdeki enerjiler sabit bir değer ile çarpılır (Şekil 6.6d).

Ortalama değer temizleme: Bu filtre belirlenen izlere uygulanır. Filtre her seferinde seçilen belirli bir sayıda iz üzerinde işletilir. Aynı zamanda bu filtre kaydırmalı arka plan filtresi olarak da adlandırılır. Belirlenen sayıdaki iz üzerine uygulanan filtrede belirlenen değer toplam olarak izlere uygulanır ortada bulunan iz sabit tutularak diğerlerine yayılır. Görsel olarak bir çerçeve içerisinde kalan izlerin ortasındakine göre değer almalarına dayanır (Şekil 6.6e).

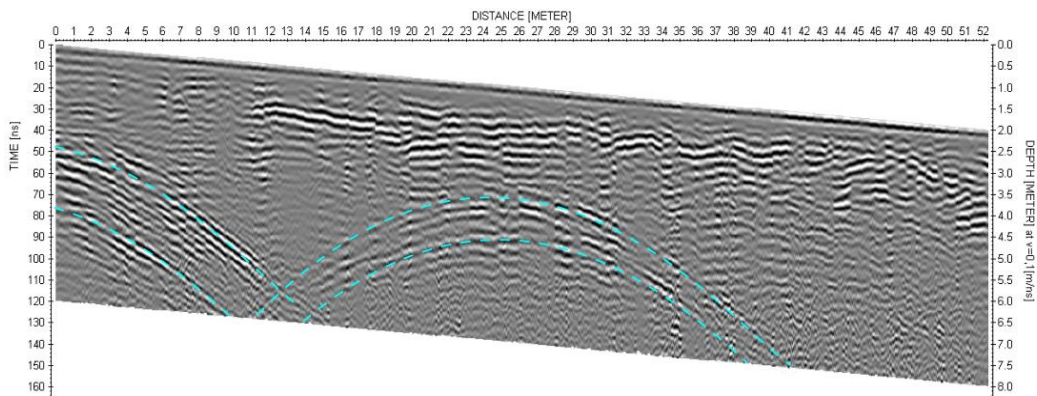
Hız analizi: Kırılma hiperbolları ölçümlere uygulanarak hız değerleri okunur (Şekil 6.6f).Topografik düzeltme (gerek duyulduğunda).

Yeraltındaki yapıların yerleşimini anlayabilmek için oluşturulacak görüntüleme haritaları, belirli zaman aralıkları ile hesaplanan yatay zaman kesitleri ile mümkün olabilir. Bu tarz veri değerlendirmeleri sayesinde yeraltındaki anomali yaratan yapıların yerleri ve şekilleri oldukça kolay saptanabilir (Leucci ve Negri, 2006).



Şekil 6.6. Örnek bir GPR profili ve işlem adımları. (a) Ham veri. (b) İlk zaman filtresi. (c) Akım düzeltmesi (dewow) (d) Enerji geciktirme (e) Ortalama değer temizleme (f) Hız analizi.

GPR verileri bazen yerüstünde bulunan nesnelerin (elektrik direkleri, güç hatları, metal çitler, ağaçlar, binalar vb.) yarattığı kırılma sinyalleri ile gürültü barındırabilir (Şekil 6.7). Bu genel olarak GPR profillerinde rastlanan hiperbolların yeraltından mı yoksa yer üstünden mi olduğunu anlamamanın ne kadar önemli olduğunu gösterir (Bano ve ark., 2000).

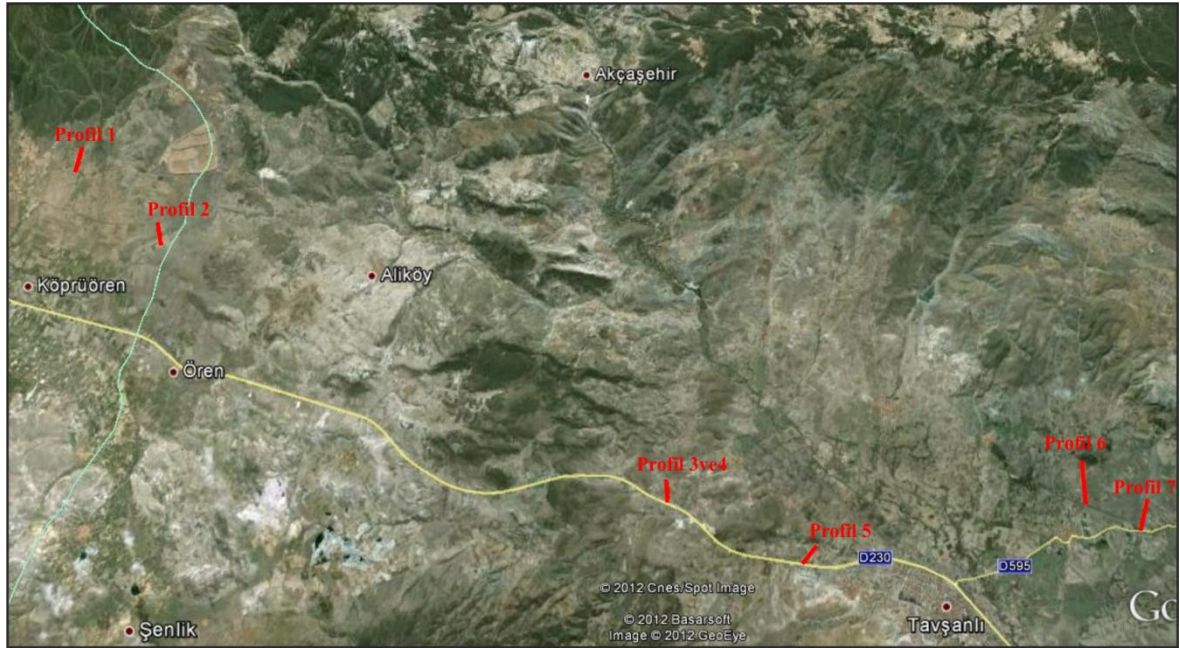


Şekil 6.7. Yerüstü yansımaları sonucu oluşan hiperbolları gösteren örnek GPR profili (kesikli mavi çizgiler) hiperbolların hızı 0,3 m/ns (havanın hızı).

6.1.4. Yeraltı Radarı (GPR) Ölçümleri

Yüzey izi çeşitli sebepler ile (insan etkileri, erozyon, çökelme ve benzeri) kaybolmuş yada örtülü hale gelmiş fayların belirlenmesinde oldukça yaygın olarak kullanılan GPR (Yeraltı Radarı) yöntemi, birçok çalışmada başarılı sonuçlar vermiştir (Yalçiner ve ark., 2012)

Çalışma alanında 7 ayrı lokasyonda GPR yöntemi ile siğ jeofizik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Her bir lokasyonda morfolojide görülen yapıyı dik şekilde kesen profil bilgileri toplanmış detay taramaları gerçekleştirilmiştir. Elde edilen ham veriler çeşitli filitreler kullanılarak işlenmiş ve profiller yorumlanmıştır. GPR yapılan lokasyonlarda profillerin konum ve teknik özellikleri Çizelge 6.2’de verilmiştir (Şekil 6.8).



Şekil 6.8. GPR profil yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.

Çizelge 6.2. Çalışma alanında yapılan GPR ölçüm profillerine ait konum ve teknik özellikler.

Profil Adı	Başlangıç Koordinatı (WGS 84) 35S	Bitiş Koordinatı (WGS 84) 35S	Anten (MHz)	Doğrultu	Profil Uzunluğu (m)
Profil 1	737733 D 437384 K	737729 D 4373261 K	250	K-G	600
Profil 2	735256 D 4374807 K	734955 D 4375327 K	250	K-G	600
Profil 3	721142 D 4379006 K	721125 D 4378852 K	250	K-G	150
Profil 4	721144 D 4378851 K	721226D 4378545 K	250	KD-GB	300
Profil 5	717623 D 4379790 K	717630 D 4379788 K	250	KB-GD	500
Profil 6	709633 D 4376674 K	709733 D 4377404 K	250	K-G	700
Profil 7	711087 D 4377039 K	711322 D 4376028 K	250	K-G	1000

Arazi gözlemleri dikkate alınarak fayın genel uzanımı üzerinde 7 ayrı lokasyonda GPR profili uygulanmıştır (Çizelge 6.2). Bu ölçümlerde 250 MHz’lik anten kullanılmış ve yüzeyden maksimum 10 m derinliğe kadar inilmiştir. 250 MHz antenin hata payı yatayda ± 10 cm dir.

GPR profillerinde birimlerin litolojik özelliklerine bağlı olarak elde edilen kontrastlarından yararlanılarak yatay reflektörler belirlenmiştir. Yorumlanmış profillerde gözlenen yatay reflektörler, farklı stratigrafik seviyelerin alt sınırlarını oluşturmaktadır ve bu seviyeler şekillerin üzerinde sarı, turuncu, yeşil ve mor renklerdeki çizgilerle gösterilmiştir. Bu profillerde gözlenen kırmızı renkteki çizgiler ise olası süreksizlik zonları olarak yorumlanmıştır.

Profil 1, Profil 3 ve Profil 7 kuzeyden güneye uygulanırken, Profil 2 ve Profil 6 ise güneyden kuzeye doğru uygulanmıştır. Profil 4’te kuzeydoğudan güneybatıya doğru

uygulanan GPR, Profil 5'te ise kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uygulanmıştır. Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller içinde uygulanan profillerde en çok 10 m derinliğe inilmiştir.

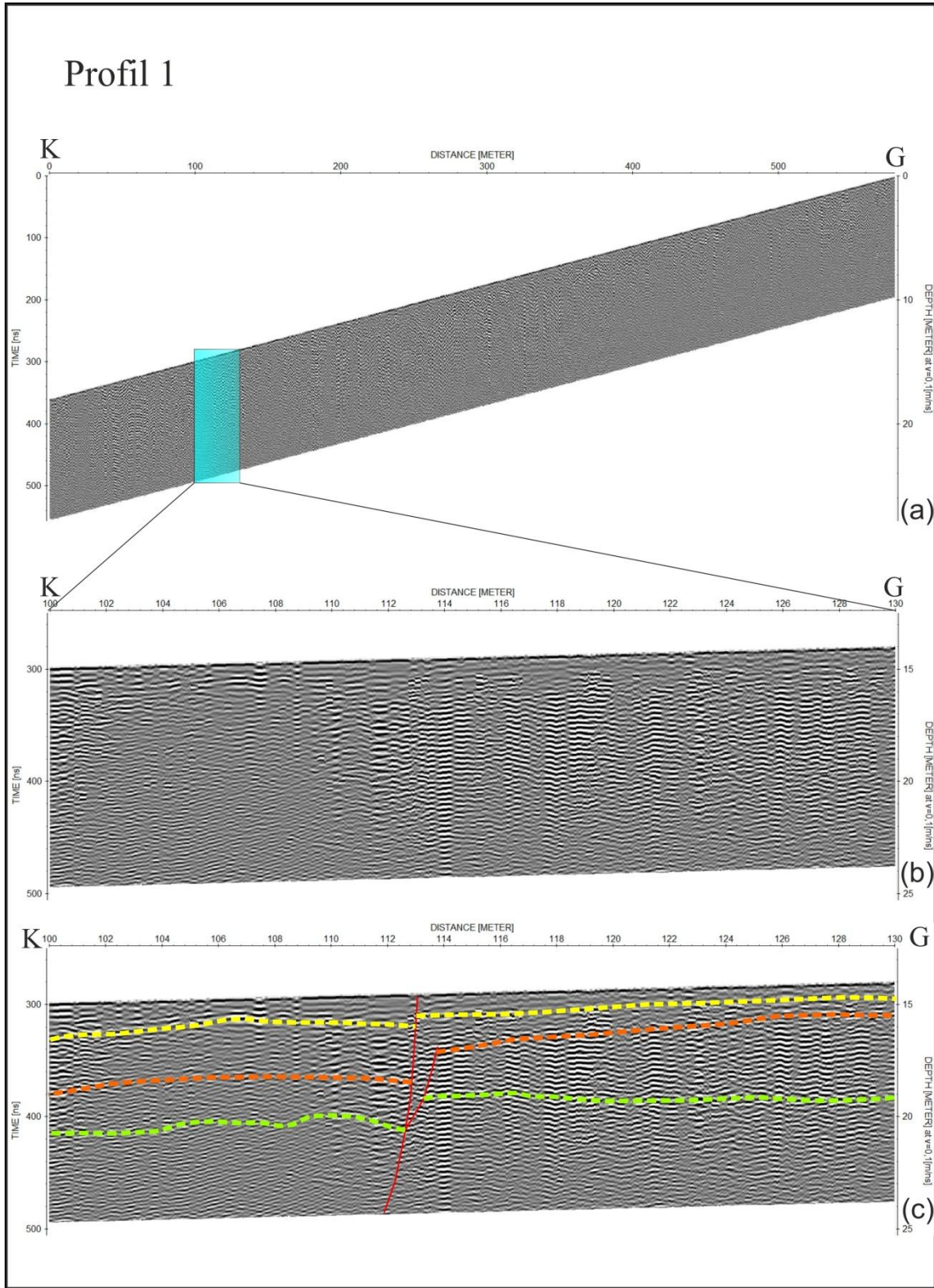
Gümüşköy'de kuzeyden güneye doğru uygulanan 600 metrelik Profil 1'de sarı, turuncu ve yeşil renkler ile yataya yakın olarak bulunan birimlerin alt sınırları belirtilmiştir. Profilin 113. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı çizgi ile işaretlenmiştir. Süreksizlik zonunun olduğu kısımda alt sınırları turuncu ve yeşil renklerle belirlenen birimlerde yaklaşık 2'şer metrelik yer değiştirmeler gözlenirken, alt sınırı sarı renkle belirlenen birimde 1'er metrelik yer değişimi gözlenir. Bu yer değiştirmeler stratigrafik sınırları temsil eden reflektörlerin sürekliliğini kesintiye uğratan anomaliler baz alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6.9 ve 6.10).

Gümüşköy'ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda güneyden kuzeye doğru uygulanan 600 metrelik Profil 2'de 364. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı kesikli çizgi ile işaretlenmiştir. Zemindeki su nedeniyle birim sınırları belirlenememiştir (Şekil 6.11 ve 6.12).

Kuzeyden güneye doğru uygulanan 150 metrelik Profil 3'te zemindeki su nedeniyle birim sınırları ve süreksizlik zonu belirlenememiştir (Şekil 6.13. ve 6.14.).



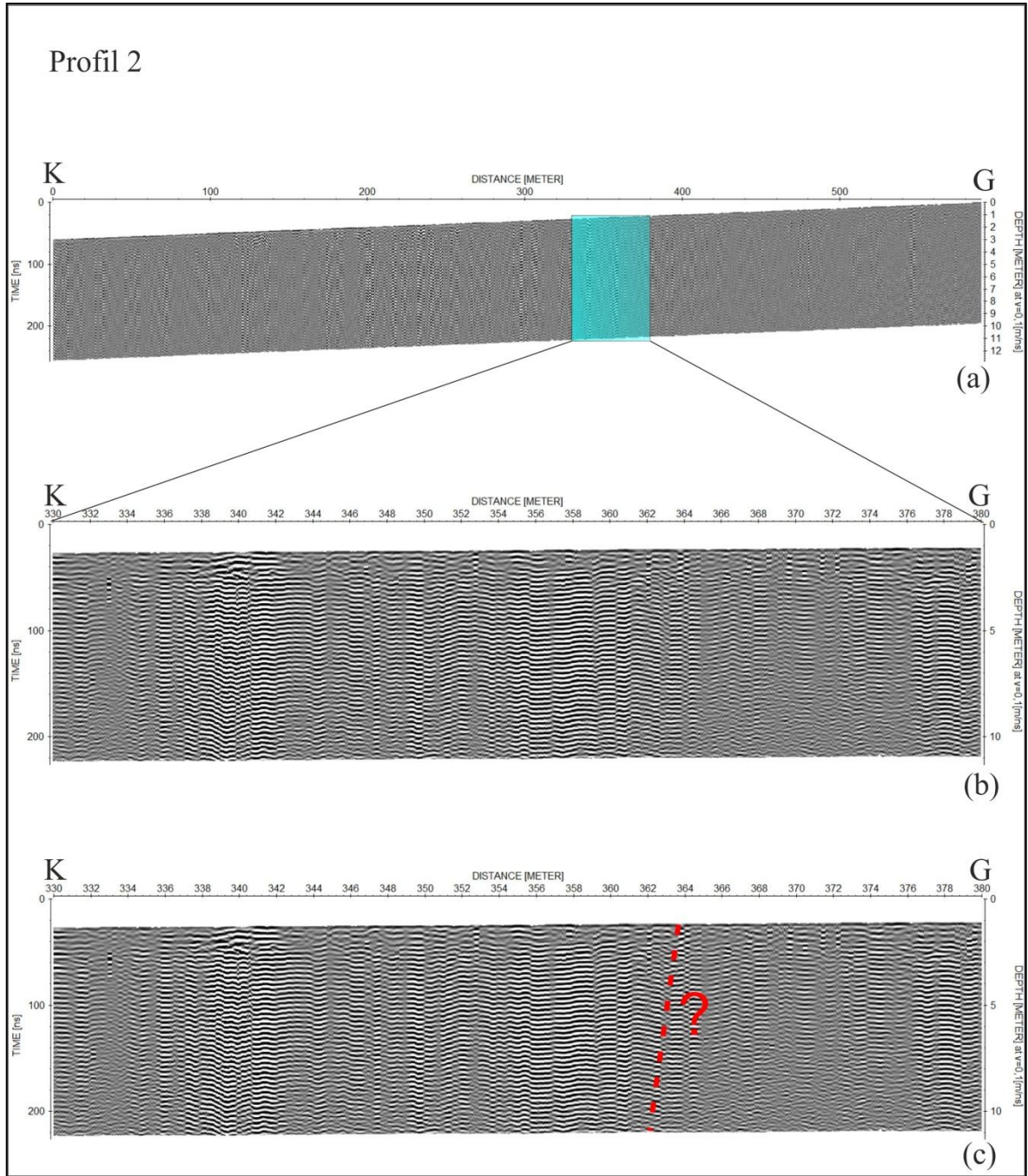
Şekil 6.9. Gümüşköy’de uygulanan Profil 1’in alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profillerinin alındığı yeri göstermektedir.



Şekil 6.10. Gümüşköy’de uygulanan Profil 1’in a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.10a’da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı çizgi süreksizlik zonlarını, diğer renkteki çizgiler ise olası tabaka alt sınırını göstermektedir. y eksenini 1/10 oranında abartılmıştır).



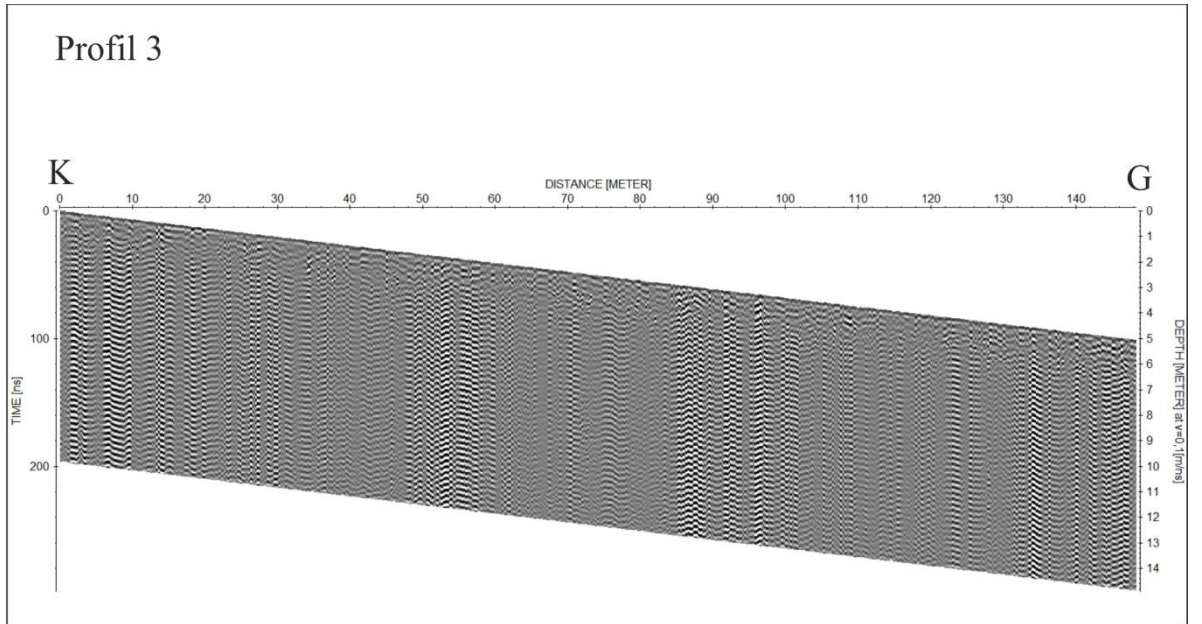
Şekil 6.11. Gümüşköy'ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda uygulanan Profil 2'in alındığı lokasyon. Bakış yönü kuzeye doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.



Şekil 6.12. Gümüşköy'ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda uygulanan Profil 2'nin a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.12a'da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı kesikli çizgi olası süreksizlik zonunu göstermektedir. y eksen 1/10 oranında abartılmıştır).



Şekil 6.13. Çukurköy'ün güneydoğusunda uygulanan Profil 3'ün alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.

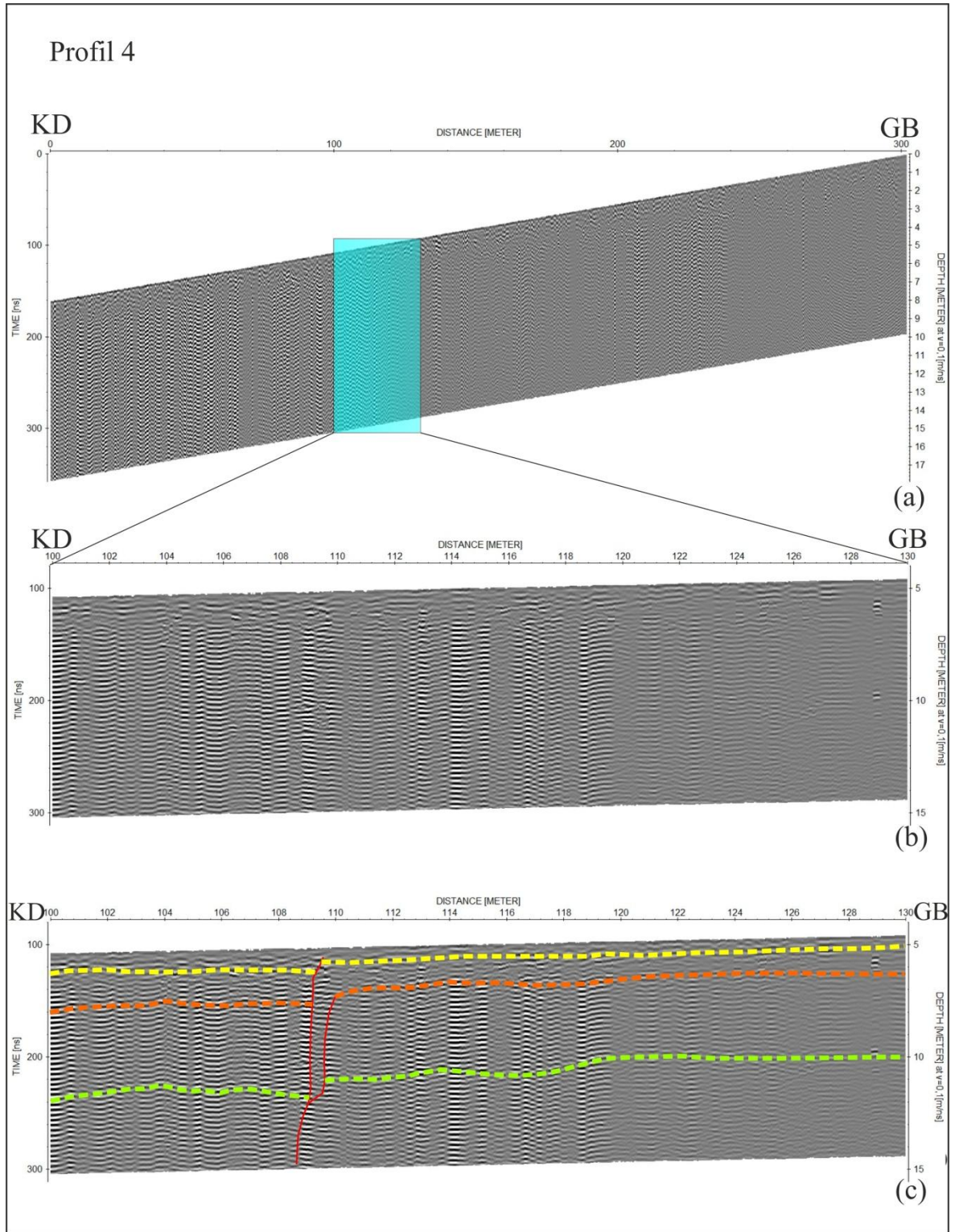


Şekil 6.14. Çukurköy'ün güneydoğusunda uygulanan Profil 3'ün işlenmiş ve yorumlanmış GPR profili (y eksenini 1/5 oranında abartılmıştır).

Profil 3'teki ölçüm araya kanalın girmesiyle sonlanmış olup, Profil 4 bu profilin devamı olarak yapılmıştır. Kuzeydoğudan güneybatıya doğru uygulanan 300 metrelik Profil 4'te sarı, turuncu ve yeşil renklerle yataya yakın olarak bulunan birimlerin alt sınırları belirtilmiştir. Profilin 110. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı çizgi ile işaretlenmiştir. Süreksizlik zonunun olduğu kısımda alt sınırları sarı, turuncu ve yeşil renklerle belirlenen birimlerde yaklaşık 1'er metrelik yer değiştirmeler gözlenmiştir. Bu yer değiştirmeler stratigrafik sınırları temsil eden reflektörlerin sürekliliğini kesintiye uğratan anomaliler baz alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6.15 ve 6.16).



Şekil 6.15. Çukurköy'ün güneydoğusunda uygulanan Profil 4'ün alındığı lokasyon. Bakış yönü güneybatıya doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.

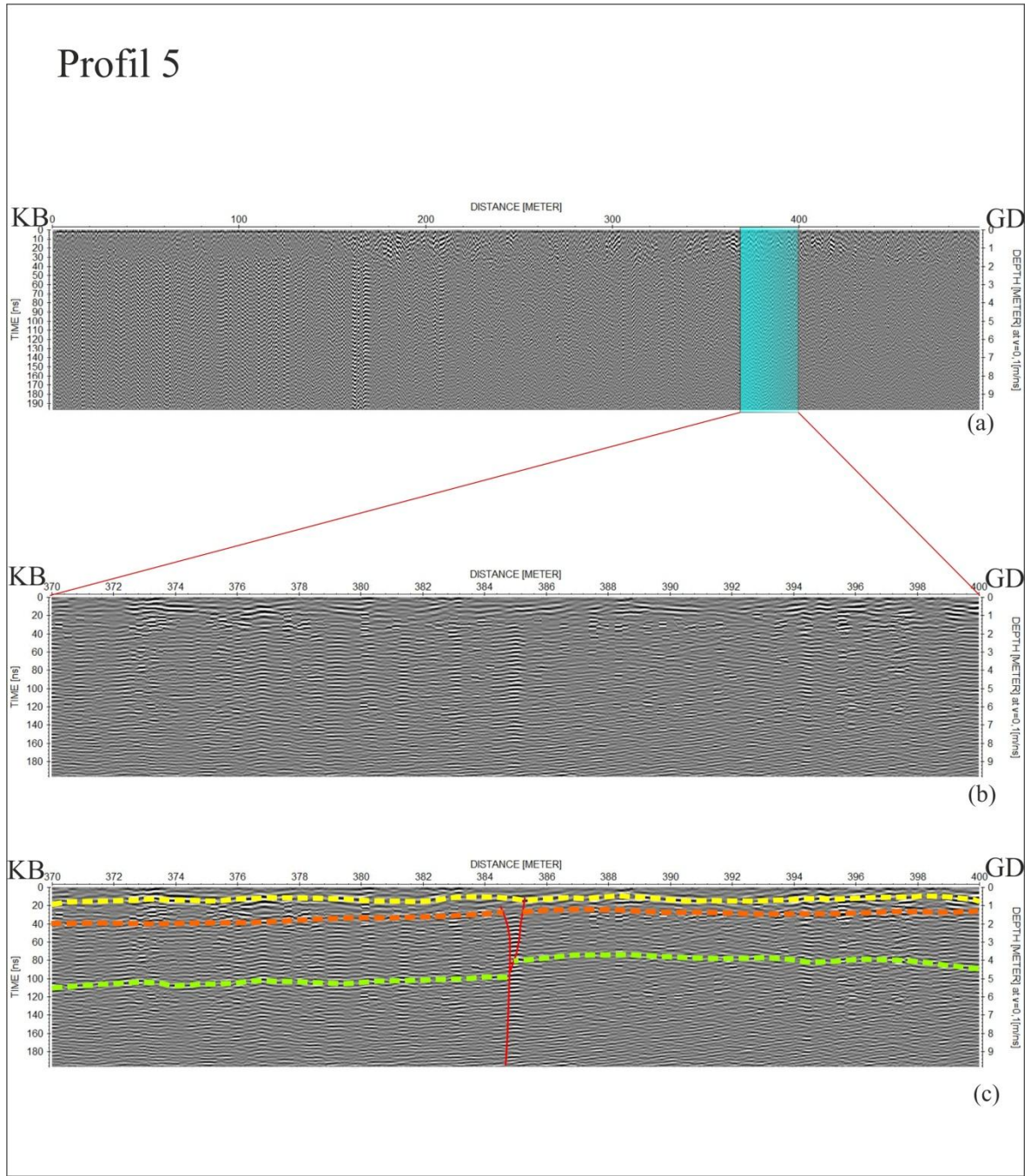


Şekil 6.16. Çukurköy'ün güneydoğusunda uygulanan Profil 4'ün a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.16a'da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı çizgi süreksizlik zonlarını, diğer renkteki çizgiler ise olası tabaka alt sınırını göstermektedir. y eksenini 1/10 oranında abartılmıştır).

Çukurköy'ün güneybatısında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uygulanan 500 metrelik Profil 5'te sarı, turuncu ve yeşil renkler ile yataya yakın olarak bulunan birimlerin alt sınırları belirtilmiştir. Profilin 385. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı çizgi ile işaretlenmiştir. Süreksizlik zonunun olduğu kısımda alt sınırları yeşil renklerle belirlenen birimde yaklaşık 1'er metrelik yer değiştirmeler gözlenmiştir. Bu yer değiştirmeler stratigrafik sınırları temsil eden reflektörlerin sürekliliğini kesintiye uğratan anomaliler baz alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6.17 ve 6.18).



Şekil 6.17. Çukurköy'ün güneybatısında uygulanan Profil 5'in alındığı lokasyon. Bakış yönü güneydoğuya doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.



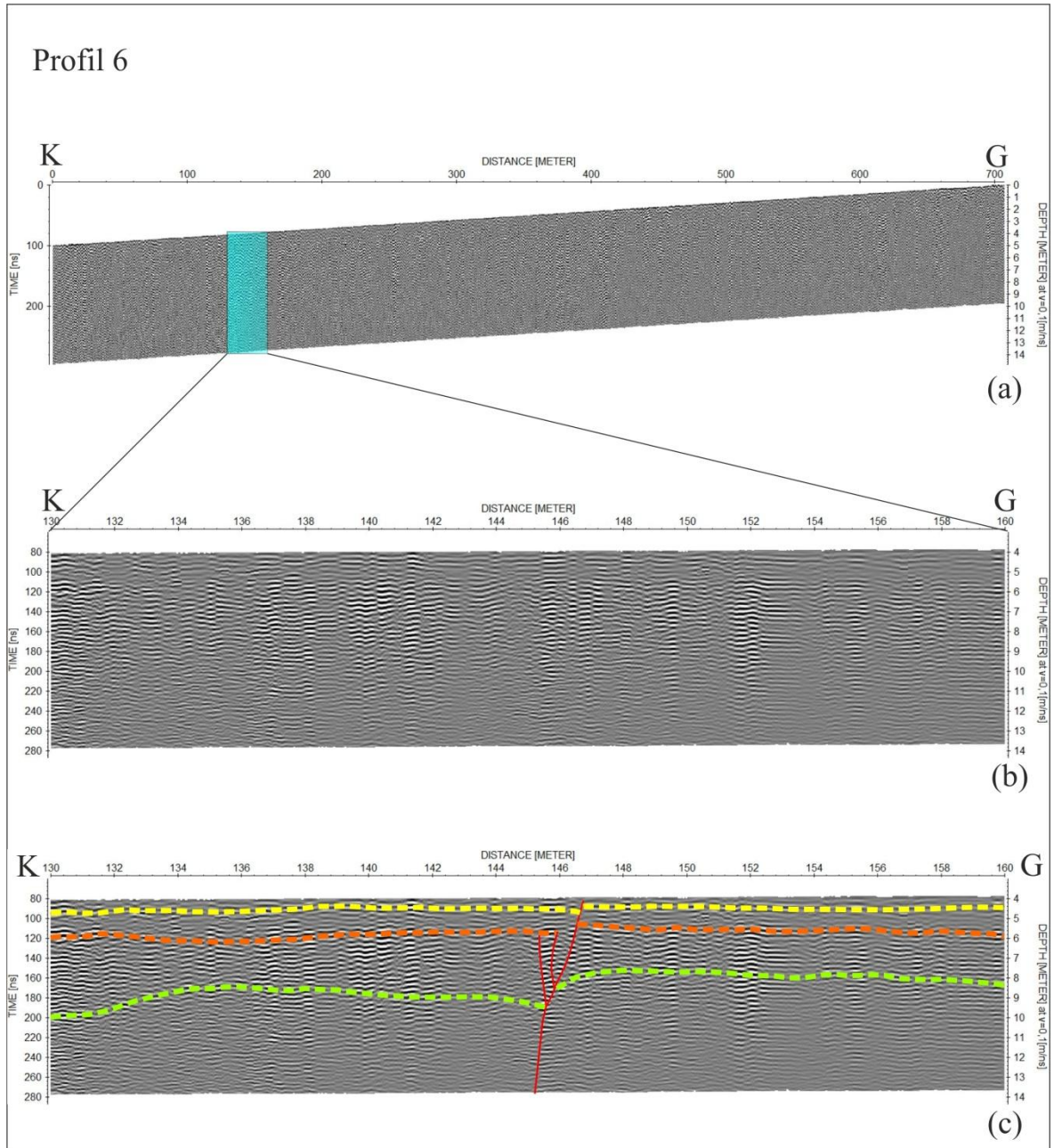
Şekil 6.18. Çukurköy'ün güneybatısında uygulanan Profil 5'in a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.18a'da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı çizgiler süreksizlik zonlarını, diğer renkteki çizgiler ise olası tabaka alt sınırlarını göstermektedir. y eksenini 1/10 oranında abartılmıştır).

Tepecik-Emet kanal girişinde güneyden kuzeye doğru uygulanan 700 metrelik Profil 6'da sarı, turuncu ve yeşil renklerle yataya yakın olarak bulunan birimlerin alt sınırları belirtilmiştir. Profilin 146. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı çizgi ile

işaretlenmiştir. Süreksizlik zonunun olduğu kısımda alt sınırları sarı, turuncu ve yeşil renklerle belirlenen birimde yaklaşık 1'er metrelik yer değiştirmeler gözlenmiştir. Bu yer değiştirmeler stratigrafik sınırları temsil eden reflektörlerin sürekliliğini kesintiye uğratan anomaliler baz alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6.19 ve 6.20).



Şekil 6.19. Tepecik-Emet kanal girişinde uygulanan Profil 6'nın alındığı lokasyon. Bakış yönü kuzeye doğrudur. (Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir).



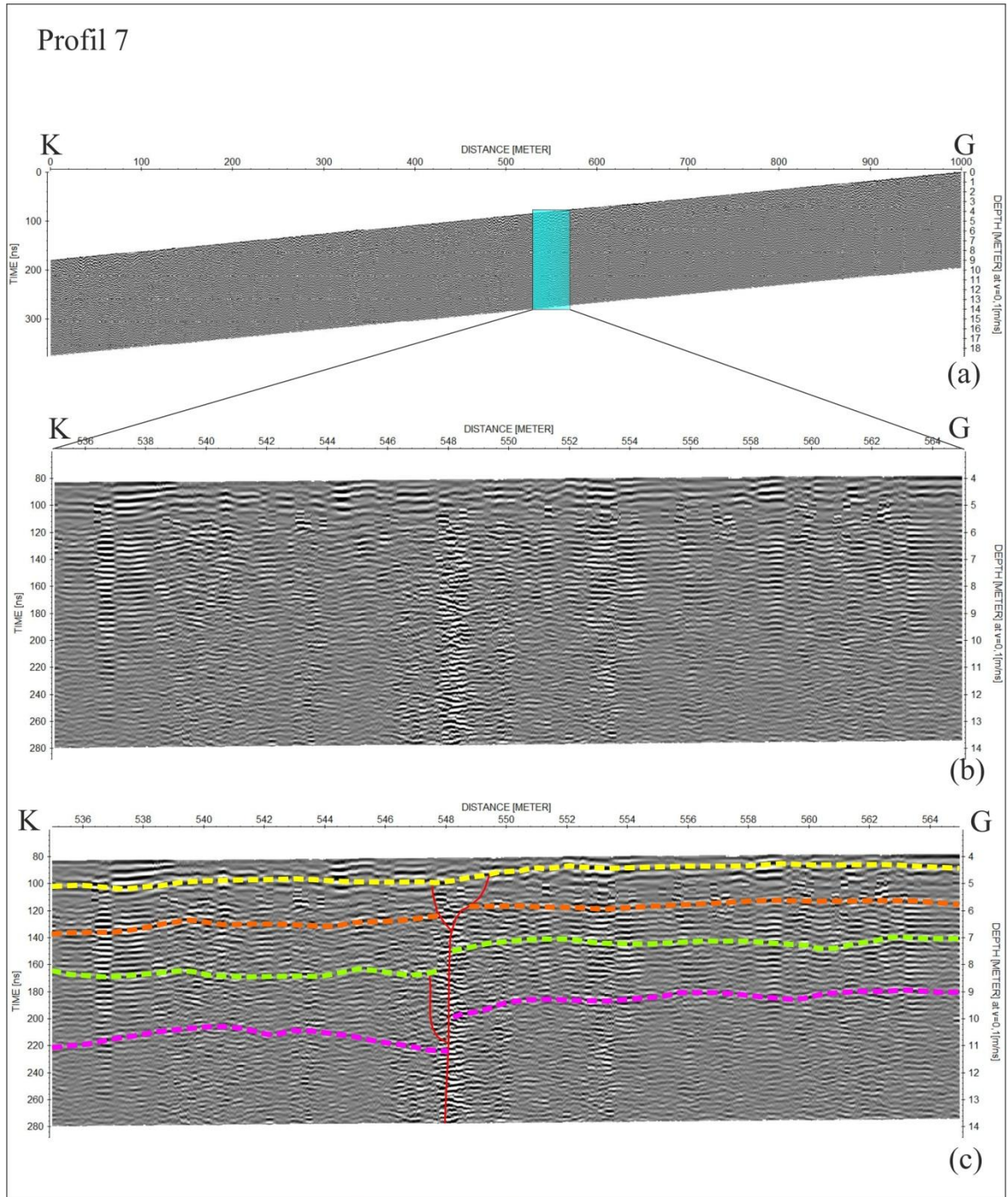
Şekil 6.20. Tepecik-Emet kanal girişinde uygulanan Profil 6'nın a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.20a'da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı çizgiler süreksizlik zonlarını, diğer renkteki çizgiler ise olası tabaka alt sınırını göstermektedir. y eksen 1/10 oranında abartılmıştır).

Göbel köyündeki köprüden itibaren, kuzeyden güneye doğru uygulanan 1000 metrelik Profil 7'de sarı, turuncu, yeşil ve mor renkler ile yataya yakın olarak bulunan birimlerin alt sınırları belirtilmiştir. Profilin 548. metresinde gözlemlenen olası süreksizlik zonu kırmızı çizgi ile işaretlenmiştir. Süreksizlik zonunun olduğu kısımda alt sınırları sarı

ve turuncu renklerle belirlenen birimde yaklaşık 1'er metrelik yer değiştirmeler gözlenirken yeşil ve mor renklerle belirlenen birimde yaklaşık 2'şer metrelik yer değiştirmeler gözlenmiştir. Bu yer değiştirmeler stratigrafik sınırları temsil eden reflektörlerin sürekliliğini kesintiye uğratan anomaliler baz alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6.21. ve Şekil 6.22.).



Şekil 6.21. Göbel köyündeki köprüden itibaren uygulanan Profil 7'nin alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. (Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir).



Şekil 6.22. Göbel köyündeki köprüden itibaren uygulanan Profil 7'nin a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü (Şekil 6.22a'da mavi bölge ile belirtilmiş alan), c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli (Kırmızı çizgiler süreksizlik zonlarını, diğer renkteki çizgiler ise olası tabaka alt sınırını göstermektedir. y eksenini 1/10 oranında abartılmıştır).

Kütahya yerleşim yeri içerisinde yapılan çalışmalarda şehirleşme, asfalt yollar, elektrik hatları, yeraltı su ve kanalizasyon şebekelerinin olumsuz etkilerinden en az etkilenecek lokasyonlar seçilmiş ve bu alanlarda çalışılmıştır. Bununla birlikte, sayılan etkenler GPR görüntülerinde önemli gürültüler oluşturmaktadır. Yapılan filtreleme işlemleri sonucunda mevcut profiller bütün bu gürültülerden arındırılmaya çalışılmıştır.

Yeraltı radarı (GPR) ölçüm sonuçlarına göre birimlerin ve süreksizlik zonunun en net olarak gözlendiği Profil 1, 4, 5, 6 ve 7'nin bulunduğu lokasyonda süreksizlik zonunun daha derinlere doğru devamlılığının araştırılması amacıyla Elektrik Rezistivite ve IP ölçüm çalışmaları da yapılmıştır.

6.2. Elektrik Özdirenç (Rezistivite)

Doğru Akım Özdirenç (Rezistivite) yöntemi olarak da bilinen doğru akım özdirenç (DAÖ) yöntemi, dünyada kullanılan en yaygın yapay kaynaklı yöntemdir. Kullanım kolaylığı, ekonomik olması, bilgi ve deneyim birikimi gibi birçok nedenle diğer yöntemlere nazaran daha çok tercih edilmesini sağlamaktadır.

Yöntemin esası; yeraltındaki jeolojik yapıların elektriksel özelliklerinin farklı olmasından yararlanarak; bu yapıların araştırılması, özelliklerinin tespiti, birbirinden ayırt edilmesi gibi sorunların çözümüdür. Böylece bu yöntemle yer içinin jeolojik yapısının elektrik özelliğine (özdirenç) göre haritalama yapılmaktadır. Bunun için genel olarak yere bir çift elektrodla (akım elektrodu) iki ayrı noktadan akım verilerek jeolojik yapıların elektriksel özelliklerine bağlı olarak yerde oluşacak yapay gerilimler diğer bir çift elektrodla (potansiyel elektrodu) ölçülür. Eğer yer içi homojen ise uygulanan akımın büyüklüğü ve elektrod aralığı bilgisinden yararlanılarak potansiyel dağılımı ve akım akış yolunu hesap etmek mümkün olur. Fakat yer içinde anormal şartlar ve heterojenitelerin yani elektriksel olarak iyi veya kötü iletken tabaka ve kütlelerin olması, normal akım ve potansiyel dağılımının şeklini bozarlar. Bu bozulmanın saptanmasıyla araştırılan yapıların varlığı ortaya çıkartılabilir.

Yerin rezistivitesi ölçülerin etüdü de yer ortam tamamıyla homojen ve izotrop kabul edilir. Bir ortamda potansiyel denklemi ohm kanunundan yararlanılarak yazılabilir. Buna göre bir devreden doğru akım akması durumunda;

$$R = \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (1)$$

olarak verilebilir. Burada ΔV ; potansiyel farkı (mV) cinsinden, I ; devreden geçen akım (mA) ise R ; direnç (Ωm)'dir.

Devre elemanının üç boyutlu, homojen ve izotrop olması halinde E ve J aynı yönde olacaktır. Bu durumda ohm kanununun diferansiyel şekli;

$$E = \rho \cdot J \dots\dots\dots (2)$$

dir. Burada; E ; potansiyel gradiyenti, J ; akım yoğunluğu, ρ ; ortamın rezistivitesidir. Rezistivitenin tersi olan ortamın iletkenliği ise;

$$r = \frac{1}{\rho} \dots\dots\dots (3)$$

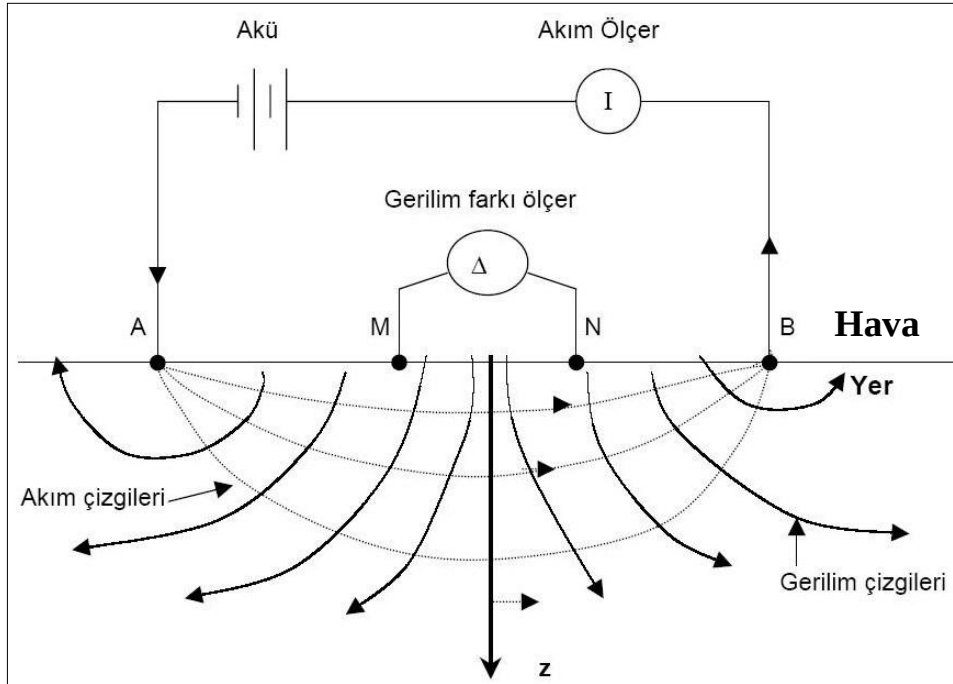
olarak verilebilir.

Doğada bulunan çoğu kayaç ve toprak cinsinin öz dirençleri hemen hemen aynı öz direnç aralıklarında bulunmaktadır. Bu bize çok önemli bir bilgi vermektedir. Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) yöntemi ile yapılan araştırma sonucu verilerin yorumunda, ters çözüm sonucunda hesaplanan öz direnç değeri ile ne tip kayaç olduğunu yazmak pek de doğru bir iş değildir. Bunu yapmadan önce, o araziye ait varsa jeolojik harita ve raporlar ve sondaj bilgileri incelenmelidir. Daha sonra Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) verisinin yorumu yapılabilir ve jeolojik birimlerin ne olabileceği söylenebilir.

6.2.1. Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) Yöntemi

Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) ölçü düzeneği Şekil 6.23.'deki gibi gösterilebilir. Bu düzende, bir güç kaynağı (akü), bir akımölçer ve bir gerilim farkı ölçer gereklidir. Burada, iki noktada yere çakılmış elektrodlar yardımı ile akım uygulanır (A ve B akım elektrodları) ve diğer iki noktada çakılmış elektrodlar arasında oluşan gerilim farkı ölçülür (M ve N gerilim elektrodları). Kullanılan elektrodlar genelde paslanmaz çelikten yapılmıştır. Eskiden, gerilim elektrodları için bakır-sülfat çözeltili fincanlar (potlar) kullanılırdı. Fakat günümüzde imal edilen ölçü aletleri, doğal kutuplaşma (self potential) etkisini giderecek şekilde imal edildiğinden gerilim elektrodu için de çelikten yapılmış elektrodlar kullanılır.

Burada A' dan (Source) yere verilen akım, yer içinden geçer ve B' ye (Sink) ulaşır. Bu akımdan dolayı, M ve N elektrodlarının arasında oluşan gerilim farkı ölçülür. Ölçülen bu gerilim farkı, tüm elektrodlar arasındaki uzaklığa ve ortamın jeolojik yapısına bağlıdır. Ayrıca elektrodların çakıldığı yer' de ölçülen gerilim farkını etkiler. Örneğin, akım elektrodları, iki taş arasına sıkıştırılırsa, akım geçmez ve M ve N arasında gerilim farkı oluşmaz (Şekil 6.23).



Şekil 6.23. Arazide ölçü sistemi. A ve B akım elektrodları, M ve N gerilim elektrodları. Akım çizgileri noktalı çizgi ve buna dik gerilim çizgileri düz çizgi olarak çizilmiştir (Van Nostran ve Cook, 1966).

Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) yönteminde, ölçülen büyüklük gerilim farkıdır. Fakat veri yorumunda fiziksel bir büyüklüğe ihtiyaç vardır. Bu fiziksel büyüklük özdirençtir. Ölçülen gerilim farkından (volt) özdirenç aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I}$$

Burada I (Amper), yere uygulanan akım ve k, geometrik katsayı (Geometric factor) olarak bilinir ve aşağıdaki gibi verilir.

$$k = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right\}}$$

Geometrik katsayı, elektrodlar arasındaki uzaklığa bağlıdır. Denklem, Ohm kanunu ve statik elektrik alanın integralinin yoldan bağımsız (konservatif) olması özelliklerinden yararlanarak çıkarılmıştır. Ayrıntı için Dizioğlu ve Keçeli (1981), Başokur (1990) ve Candansayar (1997)'a bakılabilir.

Burada özdirenç bağıntısı tekdüze (homogen) ve izotrop bir ortam için verilmiştir. Fakat gerçekte yer tekdüze değildir ve arazide ölçülen gerilim farkı (ΔV) kullanılarak geometrik katsayı (k) denkleminden hesaplanan özdirenç; “Görünür Özdirenç” olarak adlandırılır. Görünür özdirenç, yer içindeki jeolojik yapıya, bu yapının özdirencine ve kullanılan elektrod dizilimine bağlıdır.

Görünür özdirenç tanımlamasına göre; ortam tekdüze ve yarı sonsuz ise ölçülen görünür özdirenç ortamın özdirencine eşit olmalıdır. Tabakalı bir ortamda görünür özdirenç eğrisi akım elektrodları arasındaki uzaklığın yarısı olan $AB/2'$ nin küçük değerleri için birinci tabakanın özdirencine, büyük değerleri için son tabakanın özdirencine yakınsamalıdır. Ayrıca görünür özdirenç, $AB/2'$ nin ara değerlerinde de ara tabakaların özdirencine yakın olmalıdır (Spies and Eggers, 1986; Başokur, 1994). Arazide ölçülen gerilim farkları, tekdüze ve izotrop ortama ait olmadığından, bundan sonraki bölümlerde geometrik katsayı denklemi ile hesaplanan özdirenç görünür özdirenç olarak adlandırılacaktır ($\rho_a \neq \rho$).

6.2.1.1. Elektrod Dizilimleri

A, B akım ve M, N gerilim elektrodlarının farklı konumlarına göre farklı elektrod dizilimleri önerilmiştir. Aynı yer için farklı elektrod dizilimi ile ölçülen gerilim farkları ve dolayısı ile GÖ değerleri de farklı olmaktadır. Geleneksel elektrod dizilimleri, elektrodların bir bakışım (simetri) merkezine göre, çizgi boyunca dizilmesinden elde edilen; Schlumberger, Wenner ve dipol-dipol (dipole-dipole) ve pole-dipol (pole-dipole) dizilimleridir. Bu dizilimlerin yanı sıra, kullanılan çok-elektrodlü ölçü sistemlerine uygun ve uygulamada etkili olan dizilimler önerilmektedir.

Bu dizilimler amaca yönelik seçilmektedir. Schlumberger ve Wenner dizilimi derin amaçlı araştırmalarda kullanılmaktadır. Yanal süreksizliklerin belirlenmesinde ve maden aramacılığında ise daha çok dipol-dipol ve "Gradient" dizilimleri kullanılmaktadır (Şekil 6.24).

Elektrod Dizilimi	Geometrisi	K	Ölçülen
(a) Schlumberger	$\overline{AB} \geq 5\overline{MN}$ (veya $n \geq 3$ olmalı)	Genel olarak $K = \frac{\pi}{4} \overline{MN} \left[\frac{\overline{AB}^2}{\overline{MN}^2} - 1 \right]$ dir. Eğer, $\overline{MN} = a$ ve $\overline{AM} = \overline{NB} = na$ alınırsa $\pi n(n+1)a$	$\rho_a(\overline{AB}/2)$
(b) Wenner		$2\pi a$	$\rho_a(a)$
(c) Dipol-dipol		$\pi n(n+1)(n+2)a$	$\rho_a(na)$

Şekil 6.24. Kullanılan başlıca elektrod dizilimleri. Burada $n=1,2, \dots$ dir.

6.2.2. Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) Yönteminin Tarihçesi ve Uygulama Alanları

Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) Yöntemi 1920'lerden beri bilinen ve ilk defa Conrad Schlumberger tarafından ortaya konan, yeraltı yapısının elektrik rezistivite değişimi ölçme yöntemin temel ilkesidir. Yöntem, maden, mineral, jeotermal enerji kaynağı ve petrol aramaları ile hidrojeoloji ve mühendislik jeolojisi problemlerinin çözümünde kullanılır. Özellikle 1980 yılından sonra, arkeolojik yapıların aranmasında da kullanılan en etkili jeofizik yöntemlerdendir.

Sonuç olarak Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) yönteminin kullanım alanları aşağıdaki gibi sıralanabilir;

- Arkeolojik Araştırmalar
- Aktif tektonik Araştırmalar
- Jeolojik ve Jeofizik Araştırmalar
- Yeraltı Suyu Aramaları
- Topraktaki Tuzlanma
- Su Kalitesi
- Endüstriyel Minerallerin Aranması
- Baraj Güvenlik Çalışmaları
- İnorganik Kirlenme
- Organik Kirlenme
- Geoteknik
- Çakıl ve Kum Araştırmaları
- Gömülü Nesnelerin Aranması
- Kırık Arama ve Haritalama
- Yeraltında Yapı İşlemleri

6.2.3. Doğru Akım Özdirencine Etki Eden Faktörler

Literatür izlendiği zaman görülür ki aynı kayaç ortamı için özdirencinin geniş bir aralıkta değiştiği görülür. Bu değişimin nedenlerinden bazıları aşağıdaki gibi verilebilir (Kaya, 1999).

- **Kayaç Bileşimi:** Jeolojik ortamları oluşturan kayaçlar minerallerden, mineraller elementlerden meydana gelmektedir. Bilindiği metaller elektriksel açıdan diğer elementlere nazaran daha iletkenlerdir. Altın, gümüş, bakır, çinko, kurşun, civa, platin, demir, kalay gibi elementler ve pirit, kalkopirit, galenit, sfalenit, protin, magnetit, hematit gibi minerallerin kayaç içerisindeki miktarına bağlı olarak kayaç özdirencini düşürücü etki yaparlar (Kaya, 1999).
- **Gözeneklilik ve Saturasyon:** Kayaçların içerisinde bulundurdıkları gözeneklilik, tek başlarına, içerlerinde hava olacağı için özdirenci artırıcı rol oynarlar. Fakat gözenek içerisinde su, kil bulunması ve kayacın bu durumda etkin poroziteye sahip olmaları o ölçüde özdirenci azaltır (Kaya, 1999).
- **Kil:** Yerin özdirencini etkileyen bir diğer materyal kildir. Doğada killer değişik bileşimlerde bulunurlar. Özellikle şişme yani suyu bol miktarda emme özelliğine sahip montmorillonit tipi killer ve gözeneklerde kile, su beraber bulunuyor ise, özdirenci düşüren iletkenliği artıran bir etkidir. Ayrıca kil, suyla birlikte bulunması durumunda dokanak, çift tabaka oluşturur. Killeri yüksek dereceden iyon alıp-verme yeteneğine sahip minerallerdir ve iyon hareketliliği çok hızlı bir şekilde özdirencin

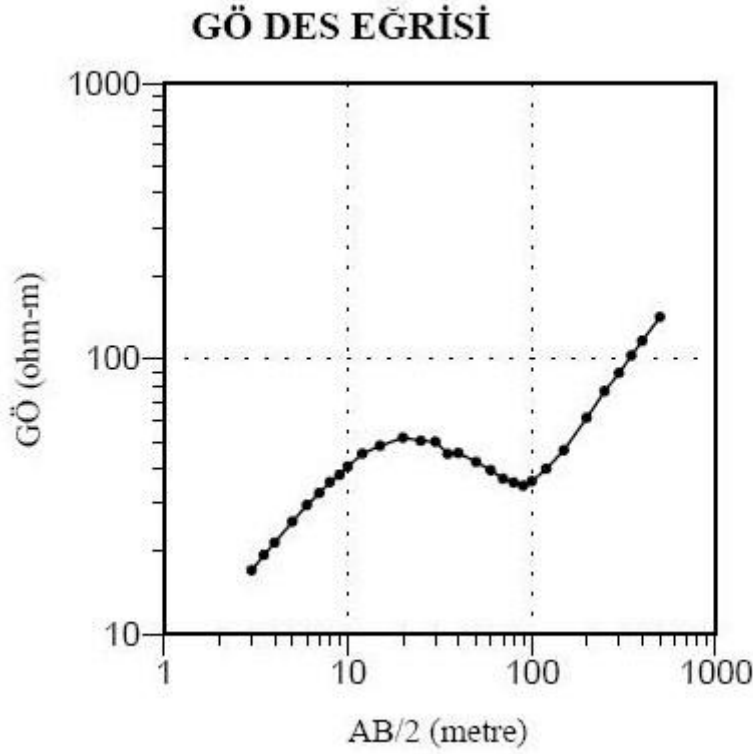
düşmesine neden olur ki arazi eğrisindeki eğimin 45° 'ye varan düşümü bunu temsil eder (Kaya, 1999).

- **Anizotropi:** Kayaçlarda elektrik akımının akışı yönlerine bağlı olduğu zaman anizotropiden bahsedilir. Elektriksel anlamda anizotropiden bahsedilen kayaçların yeraltındaki konumu bu yön bağımlılıktan dolayı öz direnci etkiler. Örneğin tabakalaşmaya dik doğrultuda gerçek rezistivite belli bir doğrultuda (transvers rezistivite)= ρ_1 ,ve bu doğrultuya dik bütün doğrultulara boyuna rezistivite (longitudinal rezistivite)= ρ_2 ile ifade edilirse anizotropi tarifi $\lambda^2 = \rho_1 / \rho_2$ olarak yapılır (Dizioğlu ve Keçeli, 1976).
- **Tuzluluk:** Ortamda bulunan her çeşit tuz ortam öz direncini artırıcı etki yapar. Deniz kıyısına yakın bölgelerde aşırı pompajdan dolayı çekilen tatlı suyun yerini deniz suyunun alması iletimi artırır. Ortamdaki tuzluluk iyice artarsa iletimde artar ve belli bir noktada sabitlenerek maksimuma ulaşır ki bu noktaya kıvamlilik sınırı denir (Kaya, 1999).
- **Sıcaklık:** Sıcaklığın artmasıyla çözünürlüğü dolayısıyla elektron miktarını ve iyon hareketliliğini artıracığından öz direnci düşürücü, iletkenliği artırıcı etki yapar (belli bir değere kadar) (Kaya, 1999).
- **Yaş ve Derinlik:** Kayacın yaşı ve bulunduğu derinlik öz direnci etkiler. Diğer bir yandan aynı tür kayacın yaşlısı dış etkilere daha fazla etkilenecek kırıklı-çatlaklı yani gözenekli yapıya sahiptir ve bünyelerinde su bulundurabilirler. Bu da kendisinden daha genç kayaca nazaran daha iletken olmalarını sağlar. Ayrıca kayacın aynı ve eşit yaşta olma koşulunda derindeki kayaç daha sığdaki kayaca oranla, basınçtan dolayı daha masif olduğundan dirençlidir (Kaya, 1999).

6.2.4. Veri Toplama (Doğru Akım Öz direnç (DAÖ) Ölçümleri)

6.2.4.1. Yerelektrik Sondajı

Yerelektrik delgisinde (geoelectric sounding) sabit bir nokta bakışım (symmetry) merkezi olacak şekilde, her ölçüm sonucunda bu noktanın iki tarafında elektrodların bir çizgi boyunca açılmasıyla uygulanır. Böylece yer içinde düşey yöndeki öz direnç değişimi incelenmeye çalışılır. Bu nedenle yöntem, "Düşey Elektrik Sondajı" (DES) (vertical electrical sounding) olarak da isimlendirilmektedir (Bhattacharya ve Patra, 1968).



Şekil 6.25. Schlumberger elektrod dizilimi için DES eğrisi.

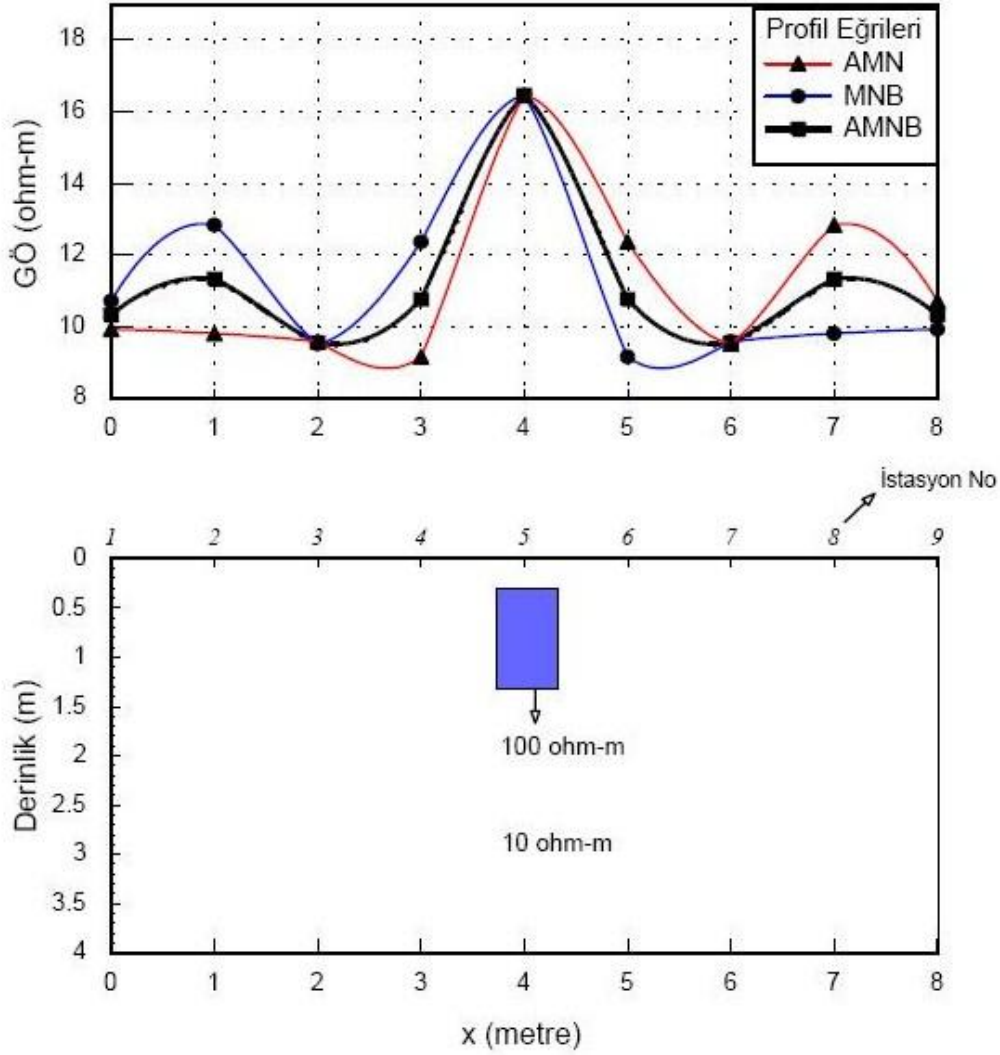
Bu şekilde ölçülen veri, x-ekseni $AB/2$ ve y-ekseni ölçülen görünür öz direnç (ρ_a) değerleri olacak şekilde çizilir (Şekil 6.25.). Elde edilen eğri, "DES eğrisi" olarak adlandırılır. $AB/2$ ve ölçülen görünür öz direnç değerlerinin çok geniş aralıkta değişmesinden dolayı, genel olarak DES eğrisinde her iki eksen de logaritmiktir. DES ölçüleri, hidrojeolojik çalışmalarda su tablasının derinliğinin ve kalınlığının belirlenmesinde, ana kaya üstündeki örtü kalınlığının bulunması vb. amaçlar için kullanılır.

DES verilerinin nicel yorumunu yapmak için bu verilere ters çözüm uygulanmalıdır. DES verileri, yer içinin 1-B olduğu kabul edilerek, 1-B ters çözüm yapılır. Ters çözüm sonunda, tabakalı ortama ait öz direnç ve kalınlıklar hesaplanır.

6.2.4.2. Profil Ölçüsü

Yer içinde yanal süreksizlikleri belirlemek amacı ile profil ölçüsü alınır. Bunun için elektrod dizilimine bağlı olarak elektrodlar arası uzaklık araştırılmak istenen derinliğe göre sabit tutulur (geometrik katsayı sabit). Bu şekilde, bir doğru boyunca her ölçü sonucu elektrodlar belli örnekleme aralıklarında kaydırılır. Burada $AB/2$ uzaklığı, araştırılmak istenen derinliğe bağlı olarak seçilir. Örneğin, 2 m. eninde ve 1m. derinlikteki tarihi bir sur duvarı araştırılmak isteniyorsa, iki-yönlü üç elektrod dizilimi için MN aralığı 2 m. ve $AB/2$

mesafesi 3, 5, 7 m. seviyeleri için profil ölçüsü alınmalıdır. Fakat bazı şartlarda, örtü tabakasının yüksek öz dirençli olması durumunda, bu mesafe yetersiz olabilir ve $AB/2$ mesafesi artırılmak zorunda kalınabilir.



Şekil 6.26. İki-yönlü üç-elektrod dizilimi ve AMNB görünür öz direnç profil eğrileri ve görünür öz direnç değerlerinin hesaplandığı 2-B modeli (Brizollari ve ark., 1989).

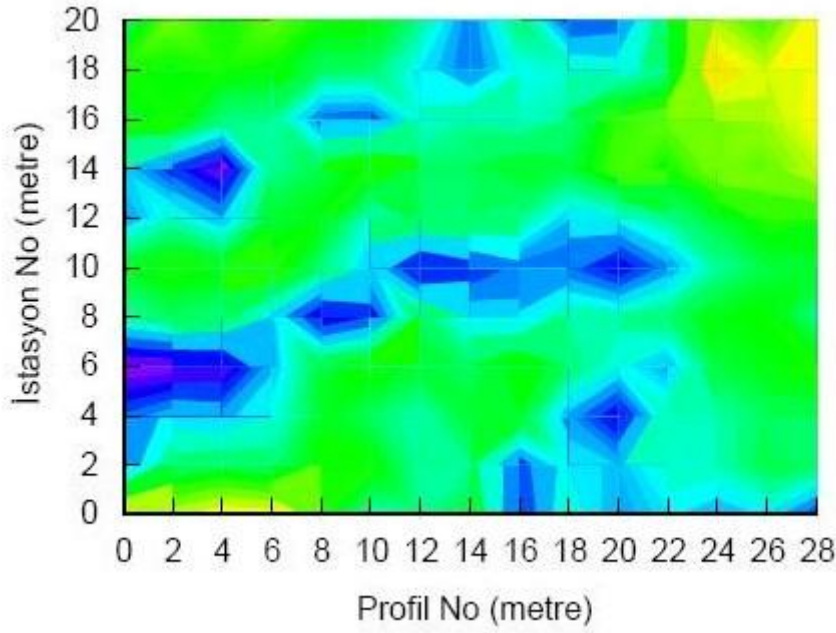
Profil ölçüsü verileri, x-ekseni ölçü noktalarının koordinatı(veya istasyon noktalarının numarası) ve y-ekseni ölçülen görünür öz direnç değerleri olacak şekilde bir eğri olarak sunulur. Bu eğri, “profil eğrisi” olarak adlandırılır (Şekil 6.26). Geleneksel elektrod dizilimlerinde, akım ve potansiyel elektrodları bir doğru boyunca bakışım merkezine göre dizilmekte idi. Bu bakışım merkezleri "istasyon noktaları" olarak isimlendirilmektedir. Ölçülen görünür öz direnç değerleri bu noktanın altına yazılmaktadır.

Profil ölçüsü verilerine çeşitli süzgeçler (Brizollari ve ark., 1989) ve dönüşümler (Candansayar ve ark., 1997) uygulanarak, yanal süreksizliklerin daha net görülmesi sağlanmaya çalışılabilir. Ayrıca, eğer araştırılan yapı biliniyorsa, bu yapıya benzer iki-boyutlu modeller oluşturularak düz çözüm yapılır. Düz çözüm sonucu hesaplanan profil eğrileri ve arazide ölçülen profil eğrileri karşılaştırılarak, yanal süreksizliği oluşturan yapı belirlenmeye çalışılır.

Bu ölçü tekniği daha çok baraj yeri seçimlerinde, ana kayada kırık ve çatlakların belirlenmesi, arkeolojik yapıların bulunması, fay yapılarının uzanım ve doğrultularının bulunması amacı ile kullanılır.

6.2.4.3. Görünür Özdirenç Seviye Haritası

x-y düzlemi üzerinde, birbirine paralel çizgiler boyunca, sabit bir AB/2 seviyesi için ölçülmüş profil ölçüsü verileri olsun. Ölçü istasyonlarının bu x-y düzlemi üzerinde işaretlenmesi ve her istasyonda ölçülmüş tüm görünür özdirenç verileri ile çizilen kontur haritalarına görünür özdirenç seviye haritası denilmektedir. Seviye haritalara, belirli bir seviyede, x ve y yönündeki yerin özdirenç yapısı hakkında bilgi verir. Bu tip haritalar, arkeolojik amaçlı araştırmalarda çok kullanılmaktadır. Örneğin, Şekil 6.27’de, Alaca Höyük arkeolojik sahasında AB/2=7 metre seviyesi için görünür özdirenç seviye haritası görülmektedir.



Şekil 6.27. Alacahöyük 7 metre AMNB Görünür Özdirenç (GÖ) seviye haritası (Candansayar ve ark., 1997).

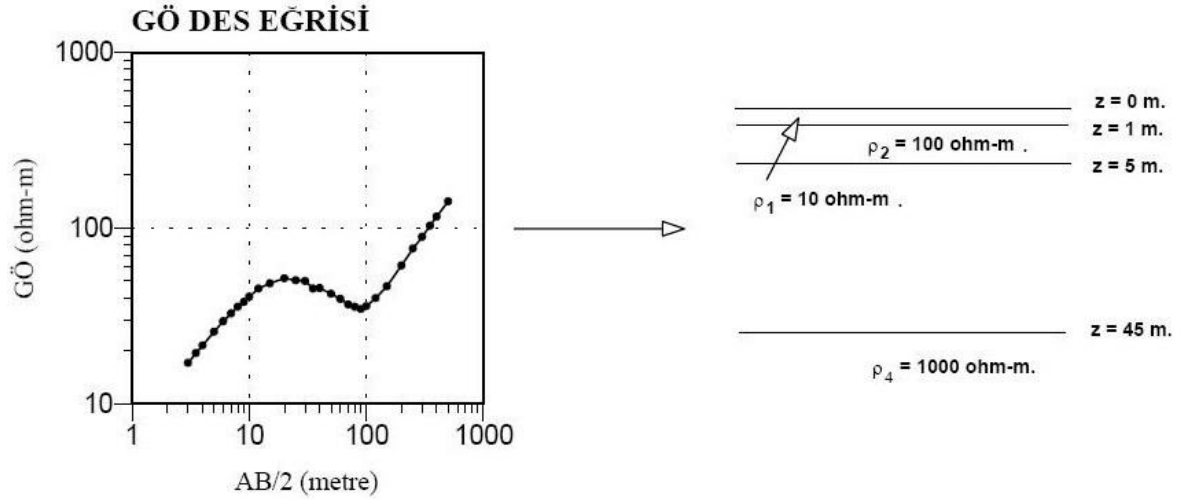
6.2.5. Veri Yorumlama

Doğru akım özdirenç yönteminde veriler, 1-B, 2-B ve 3-B olarak yorumlanabilir. Veriler nitel ve nicel olarak iki farklı şekilde yorumlanır. Nitel yorum, doğrudan Jeofizik veri üzerinden yapılan yorumdur. Doğru akım özdirenç yönteminde, jeofizik veri ölçülmüş görünür özdirenç değerleridir. Bu tip yorum jeolojik yapı hakkında kabaca bir bilgi verir. Doğru akım özdirenç yönteminin ilk uygulanmaya başladığı 1910' ların başında bu tip yorum yapılırdı.

Nicel yorum ise jeofizik verilerin (görünür özdirenç), bir matematiksel işlemden geçirildikten sonra elde edilen yerelektrik parametreler (özdirenç) ile yapılan yorumdur. Jeofizik veriden jeolojik parametrelerin elde edilmesi işlemine “Ters Çözüm” (inversion) denmektedir. Jeofizikte ters çözüm konusunda ayrıntılı bilgi için Tarantola (1987), Menke (1989), Parker (1994) ve Meju (1994)' nun kitaplarına bakılabilir. Bu konuda yazılmış Türkçe bir kaynak ise yoktur. Ters çözüm, günümüzde kullanılan tüm jeofizik yöntemlerinde temel veri işlem tekniğidir. Doğru akım özdirenç yönteminde de verilerin nicel yorumunu yapabilmek için, ters çözüm eri işlemi standart olmuştur. Doğru akım özdirenç yönteminde, eldeki veriye göre 1-B, 2-B ve 3-B ters çözüm yapılmaktadır.

6.2.5.1. Doğru Akım Özdirenç Verilerinin 1-B Yorumlanması

Bir noktada ölçülmüş DES verisi bize düşey yönde özdirenç değişimi hakkında bilgi verir. Bu nedenle DES verilerinin yorumu 1-B yorumdur. Bu verilerin nicel yorumunun yapılabilmesi için verilere 1-B ters çözüm uygulanmalıdır.



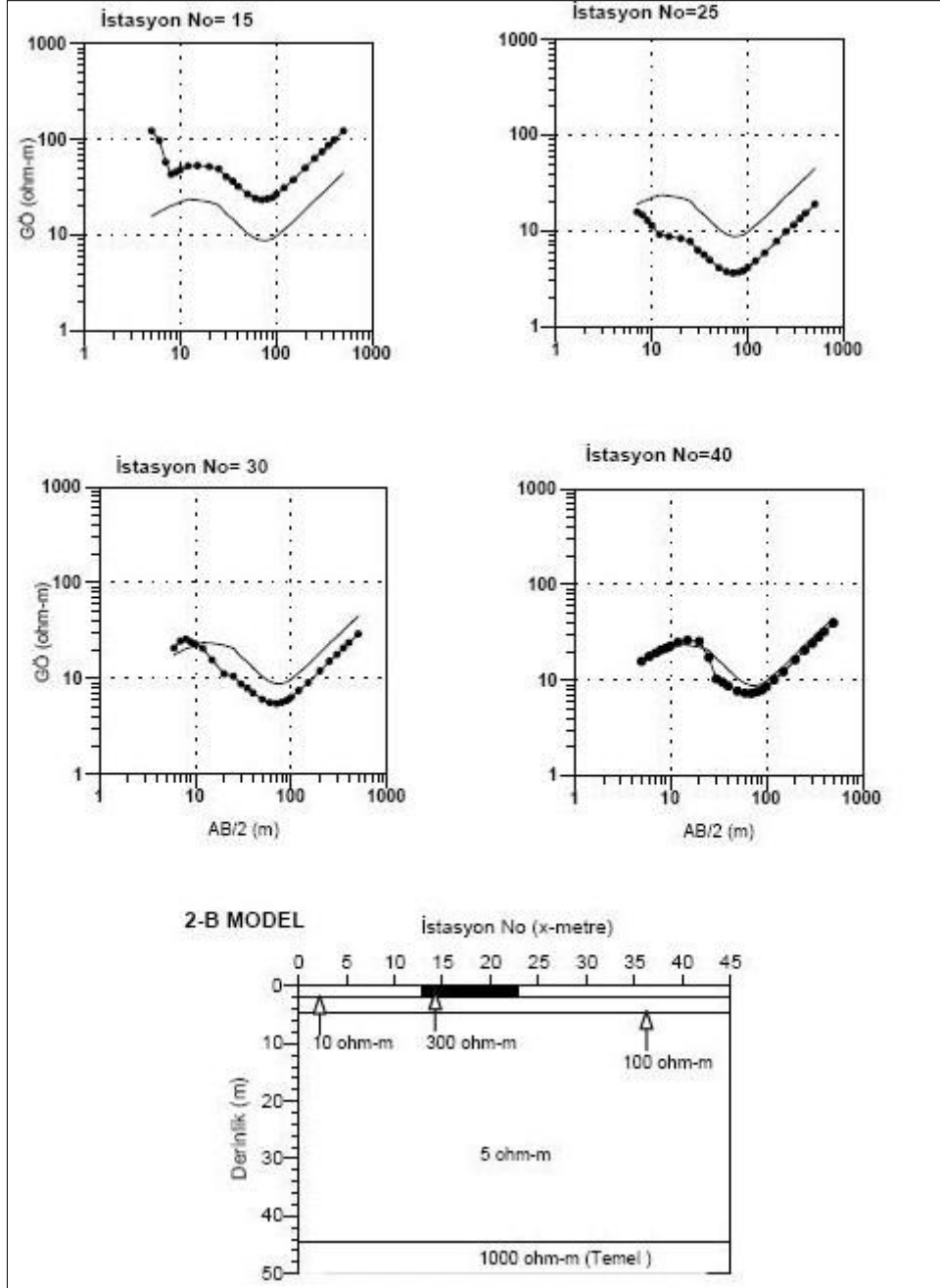
Şekil 6.28. Görünür özdirenç DES eğrisi ve 1-B ters çözüm sonucu elde edilen 1-B özdirenç modeli.

DES verilerinin 1-B ters çözümünde, yer içinin özdirence göre kendi içinde homojen ve izotrop katmanlardan oluştuğu varsayılır. Bu varsayıma göre DES görünür özdirenç verilerine uygulanan ters çözüm sonucu bu tabakalara ait özdirenç ve kalınlıklar hesaplanır (Şekil 6.28). Bu konuda ayrıntılı bilgi için Inman (1975), Başokur' a (1984, 1990, 1999) bakılabilir.

1-B yorumda yüzeye yakın küçük ölçekli 2-B ve 3-B'li yapıların etkisi düşünülmelidir. İletkenliği çevresine göre çok küçük veya büyük olan bu tip yapılar, ölçülen görünür özdirenç DES verilerini büyük oranda değiştirirler. Bu yapıların etkisinden dolayı, DES eğrilerinin 1-B yorumlanması sırasında ortamda olmayan ince tabakalar bulunabilir ya da tabakaların özdirenç değerleri olduğundan çok büyük ve ya küçük hesaplanabilir. Bu durum, uygulamacıların çok karşılaştıkları ve 1-B yorumda hata yapmalarına sebep olan önemli bir konudur.

Bu problemi daha açık anlatmak için Şekil 6.29'daki model ele alındığında, bu tabakalı ortamda, yüzeye yakın küçük ölçekli bir yapı görülmektedir. Cismin eni 5 ve boyu ise 2 metredir. Cismin özdirenci ile tabakaların kalınlıkları ve özdirençleri ise şekil üzerinde yazılmıştır. Önce bu cismin olmadığı tabakalı durum (1-B) için Schlumberger

elektrod dizilimine göre DES görünür öz direnç değerleri hesaplanmıştır. Bu cismin olması durumunda (2-B) ise 15, 20, 30 ve 40. metrelerde yine aynı dizilim için görünür öz direnç DES değerleri hesaplanmıştır.



Şekil 6.29. Tabakalı ortam (1-B) (sürekli eğri) ve örtü tabakasına gömülü öz direnci yüksek küçük bir cismin olması durumunda (2-B) (yuvarlak sembollü eğri) hesaplanan $G\ddot{O}$ DES eğrileri ve 2-B model.

1-B model için hesaplanan görünür öz direnç DES eğrisi düz çizgi ve cismin olması durumu için hesaplanan DES eğrileri ise yuvarlak işaretli eğrilerdir. Tabakalı ortam için çizilen DES eğrisinin 4 tabakalı modeli temsil ettiği görülmektedir. Fakat cismin olması durumunda çizilen DES eğrilerine bakıldığında, özellikle cisme yaklaştıkça saçılmalar görülmektedir. Bu cismin varlığından habersiz olunduğunda, bu eğriler 5 tabakalı olarak değerlendirilebilirler. Ayrıca tam cismin üstünde (15 nolu istasyon), 2-B model için hesaplanan DES eğrisinin, diğer eğriye paralel olarak yukarı doğru kaydığı görülmektedir. Bu etki doğru akım öz direnç yönteminde de kayma etkisinin (Shift effect) olduğunu göstermektedir.

Yine doğru akım öz direnç yönteminde, bir doğru boyunca farklı istasyonlarda ölçülmüş görünür öz direnç profil verileri de bize yaklaşık bir derinlikteki yanal süreksizlik hakkında bilgi vermektedir. Bu verilerin yorumu da 1-B bir yorumdur. Profil verilerinin 1-B yorumunda ölçülen görünür öz direnç verilerine çeşitli süzgeçler ve dönüşümler uygulanmaktadır.

6.2.5.2. Doğru Akım Öz direnç Verilerinin 2-B Yorumlanması

Sondaj-profil ölçü tekniği ile elde edilmiş veriler, hem yanal hem de düşey yönde yer içinin 2-B öz direnç yapısı hakkında bilgi verirler. Bu yöntem ile ölçülmüş GÖ değerleri ile yapma-kesit (pseudo section) çizilebilir. Çizilen bu veriler üzerinden nitel yorum yapılabilir. Nicel yorum için ise GÖ yapma-kesit verilerinin 2-B ters çözümünün yapılması gerekmektedir.

2-B ters çözümde yer içinin, öz direnci x ve z yönünde değişen, y yönünde ise sabit kalan bloklardan oluştuğu varsayılır. Bu kabule göre yapılan 2-B ters çözüm sonucunda, ölçülen GÖ değerlerinden tanımlanan bu bloklara ait öz direnç değerleri hesaplanır. Hesaplanan bu GÖ değerleri ile 2-B öz direnç modeli elde edilir. Bu konuda Uchida(1990), Loke ve Barker (1994, 1995) ve Candansayar ve Başokur (2001)'a bakılabilir.

6.2.5.3. Doğru Akım Öz direnç Verilerinin 3-B Yorumlanması

Birbirine paralel doğrultular boyunca ölçülmüş sondaj-profil verisi, bize yer içinin 3-B öz direnç dağılımı hakkında genel bir bilgi verir. Bu verilerin sunumu, genelde bütün doğrultular için yapma-kesitlerin alt alta çizilmesi ya da, bütün $AB/2$ değerleri için elde edilen seviye haritalarının bir arada çizilmesi şeklinde olur. Son yıllarda bazı grafik yazılımları sayesinde (MATLAB vb.) bu veriler ile hareketli şekiller hazırlanmakta ve

istenilen derinlik veya kesitler hareketli olarak izlenmektedir. Eldeki bu 3-B'li veriyi tek bir şekil ile görmek mümkün değildir.

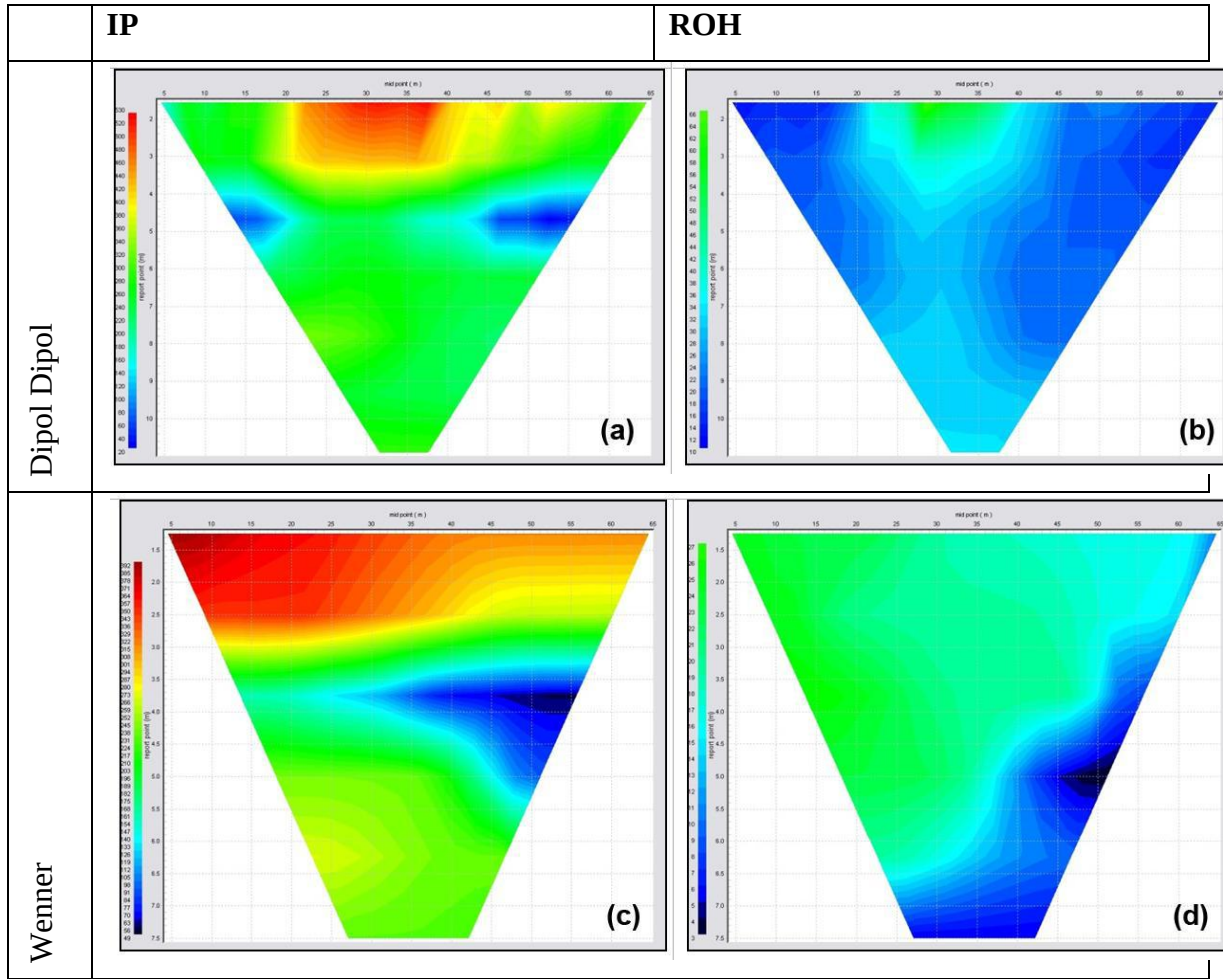
3-B verinin nicel yorumunu yapmak için, görünür özdirenç verilerine 3-B ters çözüm uygulamak gerekmektedir. Bu konuda Oldenburg ve ark., (1992, 1995), Spitzer(1996)'e bakılabilir. Günümüzde, 3-B veri toplamak mümkündür. Fakat bu verilerin 3-B ters çözümü çok yavaş olmaktadır. Bu konuda arazide uygulama örnekleri pek yoktur.

6.2.6. Elektrik Rezistivite ve IP (Yapay Uçlaşma) Ölçümleri

Faylanmaya ilişkin morfolojinin oldukça belirgin olduğu Kütahya'nın yaklaşık 4 km batısında bulunan bu lokasyonda (Şekil 6.30) aktif fay Üst Pliyosen yaşlı karasal kırıntılı birim ile Kuvaterner yaşlı alüvyal çökellerin sınırını oluşturmaktadır. Bu lokasyonda uygulanan elektrik ölçümleri, Dipol-Dipol ve Wenner-VES elektrot dizilimleri kullanılarak alınmıştır. Her iki dizilim içinde IP-polarizasyon ve ROH- özdirenç yöntemleri ayrı ayrı uygulanarak toplam 4 adet profil elde edilmiştir (Şekil 6.31). Alınan ölçümlerin tümünde 24 adet elektrot 3'er metrelik aralıklarla dizilmiştir. Toplam 72 metrelik dizilimin yatayda ilk ve son 5'er metrelik, düşeyde ise ilk 50-100 santimetrelik kısımlarından elektrot dizilimleri nedeniyle veri elde edilememiştir.



Şekil 6.30. Elektrik Özdirenç profil yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.

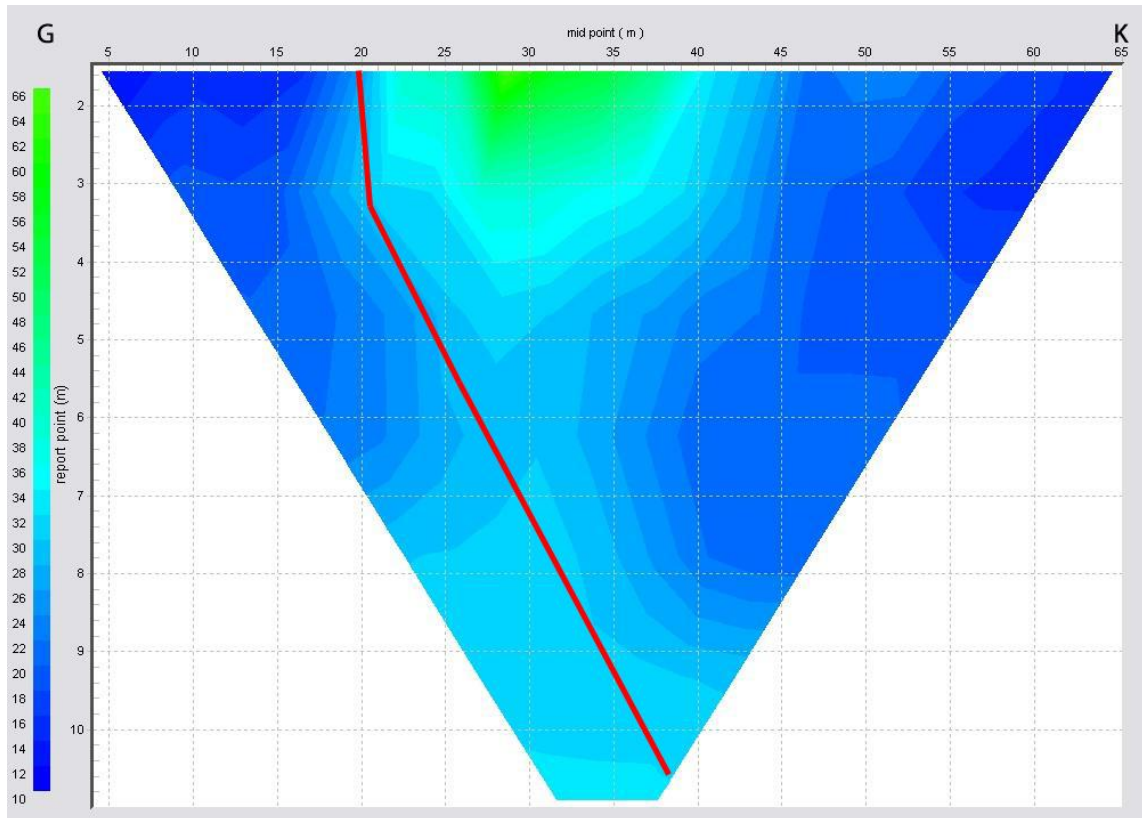


Şekil 6.31. Kütahya'nın 4 km batısında jeomorfolojik verileri test etmek amaçlı alınan elektrik öz direnç profilleri ham verileri. a) 50 voltluk Dipol-Dipol, IP ölçümü b) 50 voltluk Dipol-Dipol, ROH ölçümü c) Wenner, IP ölçümü d) Wenner, R OH ölçümü. Profillerin başlangıç noktası güney, bitiş noktası kuzey yönündedir.

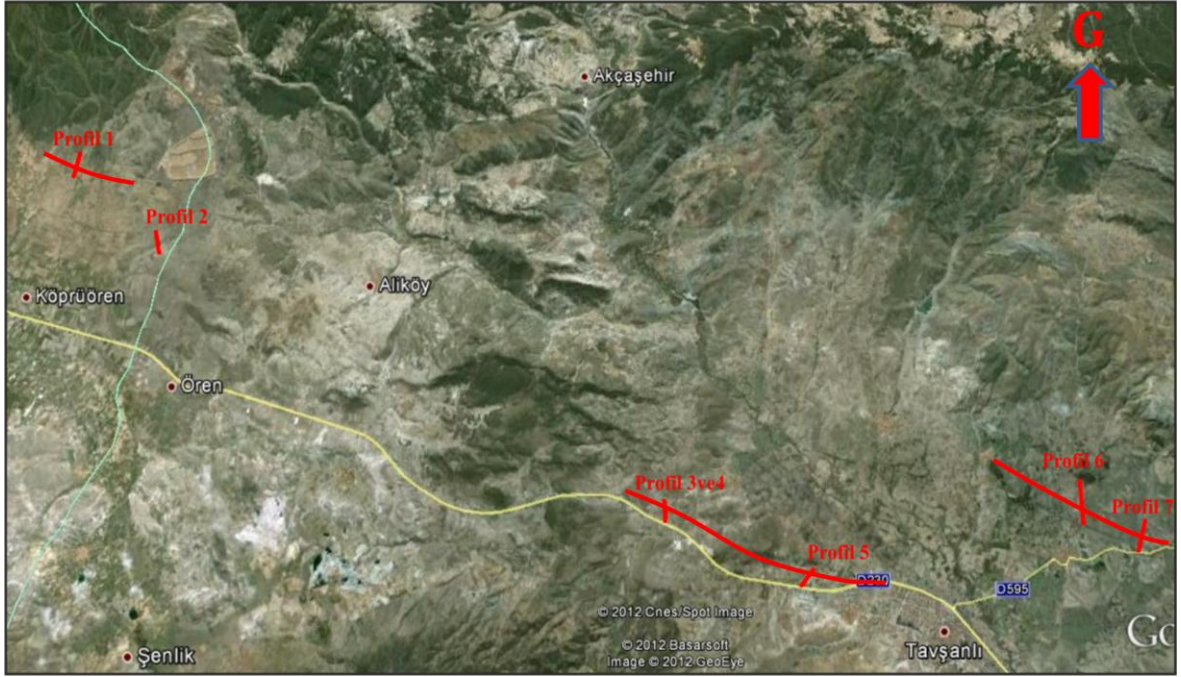
Elde edilen ham profiller ölçekli hale getirilerek yorumlamalar kolaylaştırılmıştır. Bu profillerde de gözlenebildiği gibi yer içindeki süreksizlikleri tespit etmede Dipol-Dipol, tabaka ve farklı birimleri tayin etmede ise Wenner-VES elektrot dizilimleri en uygun dizilimlerdir (Çağlar, 2007). Alınan profiller değerlendirildiğinde en az gürültülü ölçümün (en iyi görüntünün) ROH-öz direnç ölçüm yönteminde Dipole-Dipole elektrot dizilimi ile elde edildiği görülmüştür (Şekil 6.31b).

Kütahya'nın 4 km batısında yer alan lokasyonda 24 adet elektrotun zemine 3'er metre aralıklı dizilimiyle yapılan Dipol-Dipol-ROH ölçümünden elde edilen görüntüde profilin (Şekil 6.31b) 20. metrelerinde kırmızı çizgi ile gösterilen kısım Kütahya Fay Zonu'na ait süreksizliği göstermektedir. Yaklaşık 70 metrelik profilin başlangıç noktası güney bitiş noktası ise kuzey yönündedir. Profil dikkatle incelendiğinde kırmızı çizgi ile

belirtilen süreksizliğin her iki tarafında gözlenen mavi renkteki yataya yakın tabakalı birimlerin varlığı ve süreksizliğin kuzey tarafındaki birimlerin güneydekilere oranla daha aşağıda devam ettikleri net olarak tespit edilmiştir (Şekil 6.32). Rezistivite profilinde yeşil rengin gözlemlendiği alan süreksizliğin kuzey kesimindeki bloğun düştüğü ve bu alanda farklı bir malzemenin biriktiği görüntüsü vermektedir. Yeşil ile gösterilen öz direnç değerinin mavi alanlara göre daha yüksek öz direnç değerlerini simgelemesi, bu alanda daha kaba taneli ve/veya su içeriği daha düşük malzemeler çökeldiğini göstermektedir. Dolayısıyla rezistivite görünümü normal faylanmaya bağlı bir morfolojinin kaba taneli kolüvyal çökellerle ön tarafının doldurulduğu görünümünü sunmaktadır. Dahası bu görünüm arazi gözlemlerinde gözlenen fay morfolojisi ile de tutarlıdır. Elektrik öz direnç ölçümlerine göre 10 ile 100 Ω -m arasında değere sahip malzemeler “ıslak siltli ve kumlu toprak” olarak tanımlanmaktadır. Bu lokasyonda yapılan ölçümler sonucunda 10 ile 66 Ω -m değerleri arasında değişkenlik gösteren malzemelere rastlanmıştır. Bu tanımlamaya göre buradaki malzeme ıslak siltli ve kumlu toprak malzemedir (Çağlar, 2007).

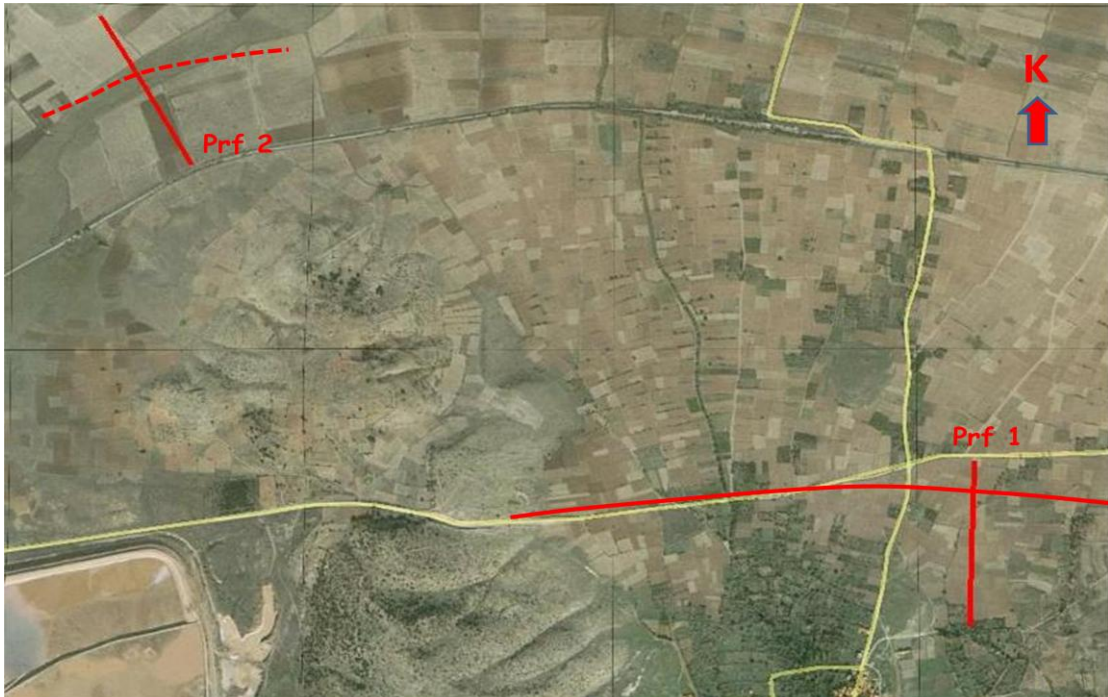


Şekil 6.32. Kütahya Fay Zonu’na ait süreksizliğin en iyi görülebildiği elektrik rezistivite profili. Profil Dipol-Dipol elektrot diziliminde ve ROH ölçümü sonucunda elde edilmiştir. Kırmızı çizgi profilde görülen süreksizliği temsil etmektedir.



Şekil 6.33. GPR profillerinden ve Elektrik Özdirenç Yöntemi ölçümünden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.

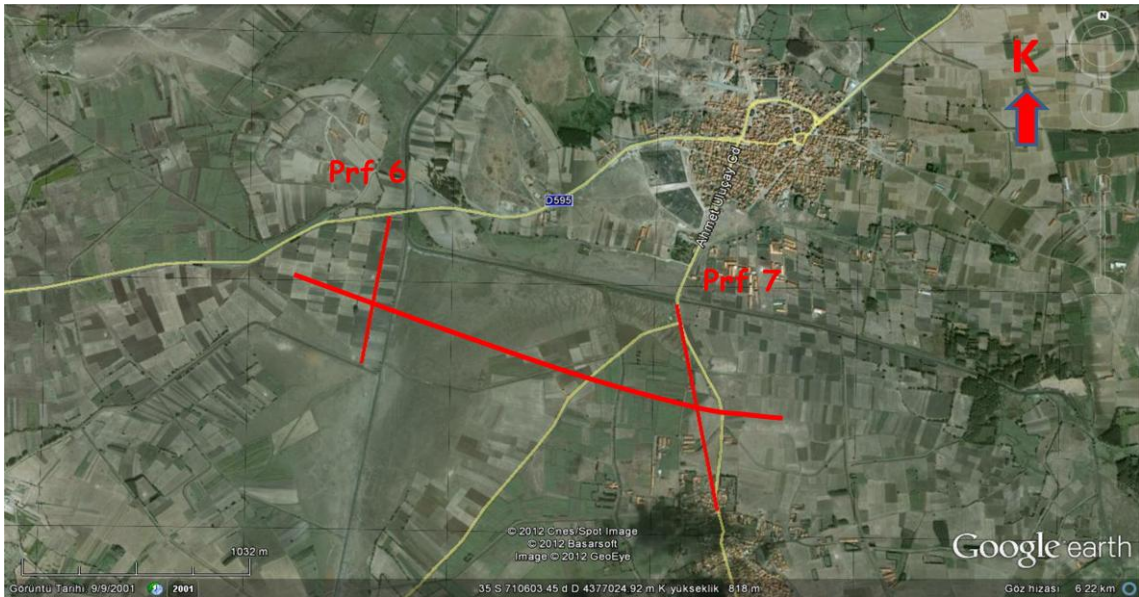
Yapılan GPR profilleri ve elektrik özdirenç yöntemi ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların yerleri Şekil 6.33'te gösterilmiştir.



Şekil 6.34. Profil 1 ve 2 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.



Şekil 6.35. Profil 3,4 ve 5 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.



Şekil 6.36. Profil 6 ve 7 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.

Profil 1 ve 2’de yapılan GPR ölçümlerine göre olası faylar Köprüören’in güneyinden Gümüşköy civarından geçmektedir (Şekil 6.34). Profil 3’te zemindeki su nedeniyle süreksizlik tespit edilememiştir. Profil 4 ve 5’te yapılan GPR ölçümlerine göre olası fayın Tavşanlı’nın güneydoğusundan geçtiği (Şekil 6.35), profil 6 ve 7’de yapılan GPR ölçümlerinde ise olası fayın Göbel’in güneyinden (Şekil 6.36) geçtiği tespit edilmiştir.

BÖLÜM -7

DEPREMSELLİK

Kütahya ve çevresinde mevcut olan antik yerleşim yerleri ve höyüklerden, bu bölgede yaşamın M.Ö. 3000’li yıllara dayandığını söylemek mümkündür (Bilgen 2009). Ancak tarihsel kaynaklar yalnızca Roma Dönemi’ne ait makrosismik olayların bilgilerinin güvenilir olduğunu göstermektedir.

Tarihsel ve aletsel dönemlere ait sismik kayıtlara bakıldığında çalışma alanı ve yakın çevresinde birçok depremin meydana geldiği görülmektedir. Bu depremlerden tarihi kayıtları olanlar Çizelge 7.1’de, aletsel kayıtları olanlar ise Çizelge 7.2’de yer, zaman ve büyüklükleri gibi farklı özellikleriyle listelenmiştir.

Çizelge 7.1. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş veya Kütahya ilinde hissedilmiş tarihsel depremler (Pınar ve Lahn, 1952 (1); Tabban, 1980 (2); Ambraseys and Jackson, 1998 (3); Ergin ve ark., 1967 (4); Calvi, 1941 (5); Öcal, 1968 (6); Plassard et Kogoj, 1968 (7); Karnik, 1971(8)).

Tarih	Yer, Koordinat	Şiddet No	Büyüklük (M)	Kaynak
M.S. 17	38.5 K, 27.8D			3
1700	39,42N 29,98E (4)	VI (4)		1, 4
1859	39,42N, 29,97E (4)	VI(4)		1, 4
1860	39 N, 30 E	VI		8
1880	38,60N, 27,1 E	IX		4
1886	39,55N, 29,95 E	VII		4
1896	39,3N, 29,2 E (4)	VII (2,4)	4.9 (2)	1, 2, 4, 5, 6,7

M.S. 17 yılında Kütahya’nın Gediz ilçesinde yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükte, 17.yy’ın sonunda veya 18. yy’ın başlangıcında Kütahya’da hasar oluşturabilecek büyüklükte depremler meydana gelmiştir. Bu depremlerin ardından 1859, 1860, 1880, 1886 yıllarında Kütahya’da da hissedilen birçok deprem meydana gelmiştir. 1896 yılında meydana gelen 4.9 büyüklüğündeki depremde ise Emet’te birçok ev hasar görmüş, minareler yıkılmış, ılıcaların suları fişkırmış, kısmen çoğalmış kısmen azalmış ve toprak çöküntüleri meydana gelmiştir (Altınok, 2010).

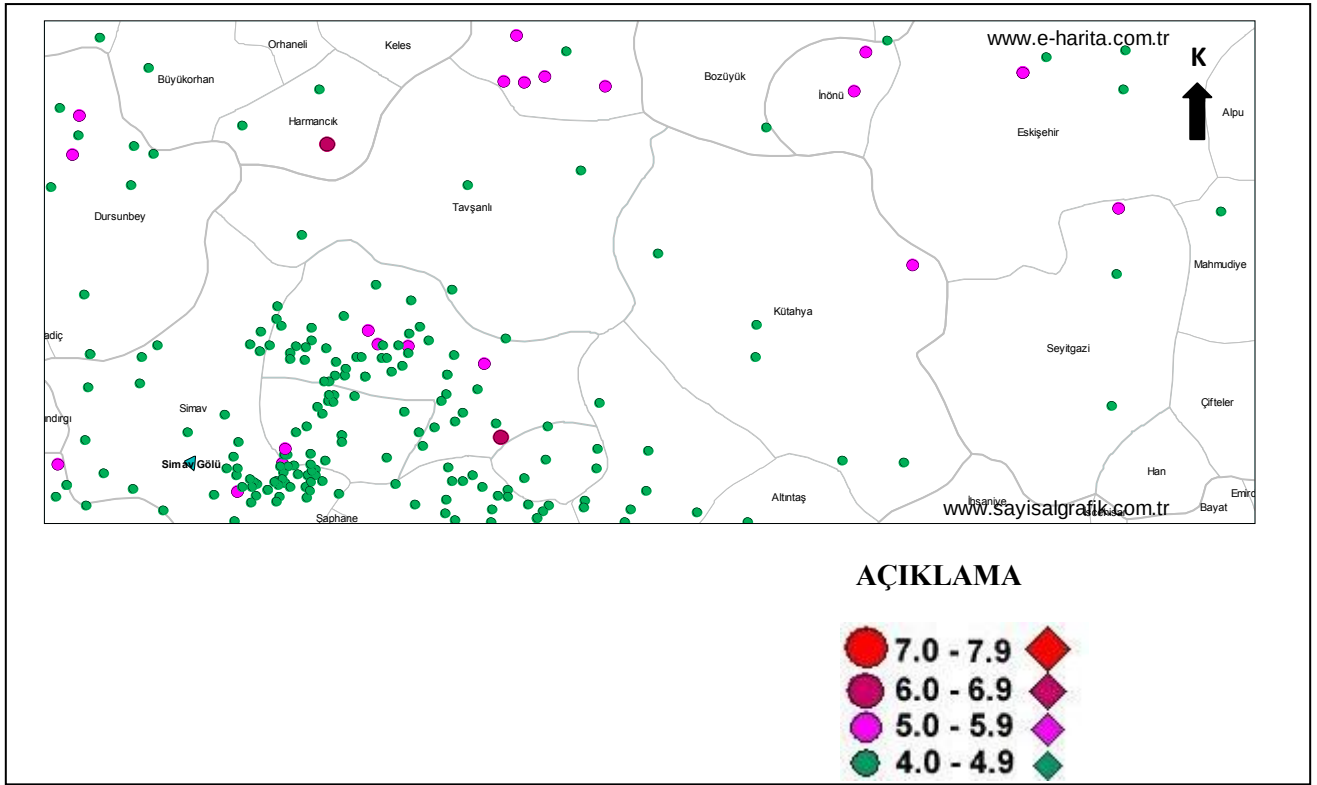
Çizelge 7.2. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelen veya Kütahya ilinde hissedilen aletsel olarak kaydedilmiş depremler (1. Tabban, 1980; 2. N.N.Ambraseys and J.A. Jackson 1998; 3. Mckenzie, 1972; 4. Ambrassey, 1989, 5. Ergin ve ark., 1967).

Tarih	Yer, Koordinat	Şiddet No	Büyüklik (M)	Kaynak
1926	Altıntaş		4.3	
2.5.1928	Emet 39.41 / 29.45	8	6.2	1
1930	Emet 39,34N, 29,25E (11)	VI (11)	4.9	1, 5
3,8,1939	39,8N, 29,7E	V		5
1939	Domanıç		5.5	4
1942	Domanıç		6.2	1
14.4.1943	39.34N, 29,25E			5
25.6.1944	Şaphane, Gediz, 39,04N, 29.4E (11)	8, 7 (11)	6.0	1, 5
1947	Dumlupınar		5.3	1
1953	Gediz	5		1, 3
20.2.1956	Domanıç	6		1
1956	Altıntaş	5		1
1956	Emet	5		1
1956	Hisarcık			1
1956	Çavdarhisar	5		1
1956	Akçaalan	5		1
1956	Gökler	5		1
1956	Şaphane			1
1956	Simav	5		1
1956	Çiftgöl	5		1
1956	Demirci	5		1
1956	Kuşu	5		1
1956	Tavşanlı	6		1
24.10.1957	40,03N, 29.78 E			5
1959	Domanıç	5		1
1962	Emet	5	5.3	1
1966	Gediz		4.7	1
1966	Simav	5		1
3.23.1969	39.16 / 28.48		5.6	1
3.25.1969	39.10 / 28.45	8	5.6	
4.30.1969	39.16 / 28.50		5.1	2,3
28.3.1970	Gediz 39.06 / 29.54		7.2	2, 3, 4
1970	Altıntaş	5		2,3

1970	Şaphane			1,4
1970	Tavşanlı	5		1
1970	Simav			1
16.4.1970	Altıntaş		5.4	1
19.4.1970	Çal		5.8	1
8.5.1970	Dumlupınar		4.3	1
1970	Emet		4.5	1
1970	Emet		5.2	1
1970	Emet	6		1
1970	Hisarcık			1
1970	Çavdarhisar			1
1970	Akçaalan	8-9		1
1971	Altıntaş			1
1971	Dumlupınar		4.7	1
1976	Emet		4.9	1

Aletsel veriler incelendiğinde çalışma alanının yakınında meydana gelmiş ve bu bölgeyi etkilemiş birçok deprem kayıt edildiği tespit edilmiştir. Bu depremlerin bazıları için kaynaklarda eklenen bilgilerden önemli olanları aşağıdaki gibi özetlenmiştir. Tabban (1980)'a göre, 2.5.1928 tarihinde Karasu vadisi içerisinde Tavşanlı'nın güneyinde bir deprem meydana gelmiş ve civar ilçelerde hasara neden olmuştur. 14.4.1943 tarihinde Kütahya, Bursa ve İnegöl'de kuvvetli hissedilmiş bir deprem meydana gelmiştir (Ergin ve ark., 1967). 25.6.1944'de Şaphane-Gediz'de meydana gelen deprem sonucu 20 km'lik yüzey kırığı oluşmuş, Çavdarhisar (Aizanoi antik kenti) hasar görmüş, Kütahya ve civardaki 7 ilçede binalarda hasara neden olmuştur (Ergin ve ark., 1967, Tabban 1980).

Tez çalışması kapsamında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Dairesi Başkanlığı'nca aletsel olarak kayıt edilmiş, Kütahya il merkezinde hissedilmiş birkaç deprem mevcuttur. Bu depremler ise Çizelge 7.3'te verilmiştir (Şekil 7.1.).



Şekil 7.1. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremlerin harita üzerindeki gösterimi (Anonim 3, 2012).

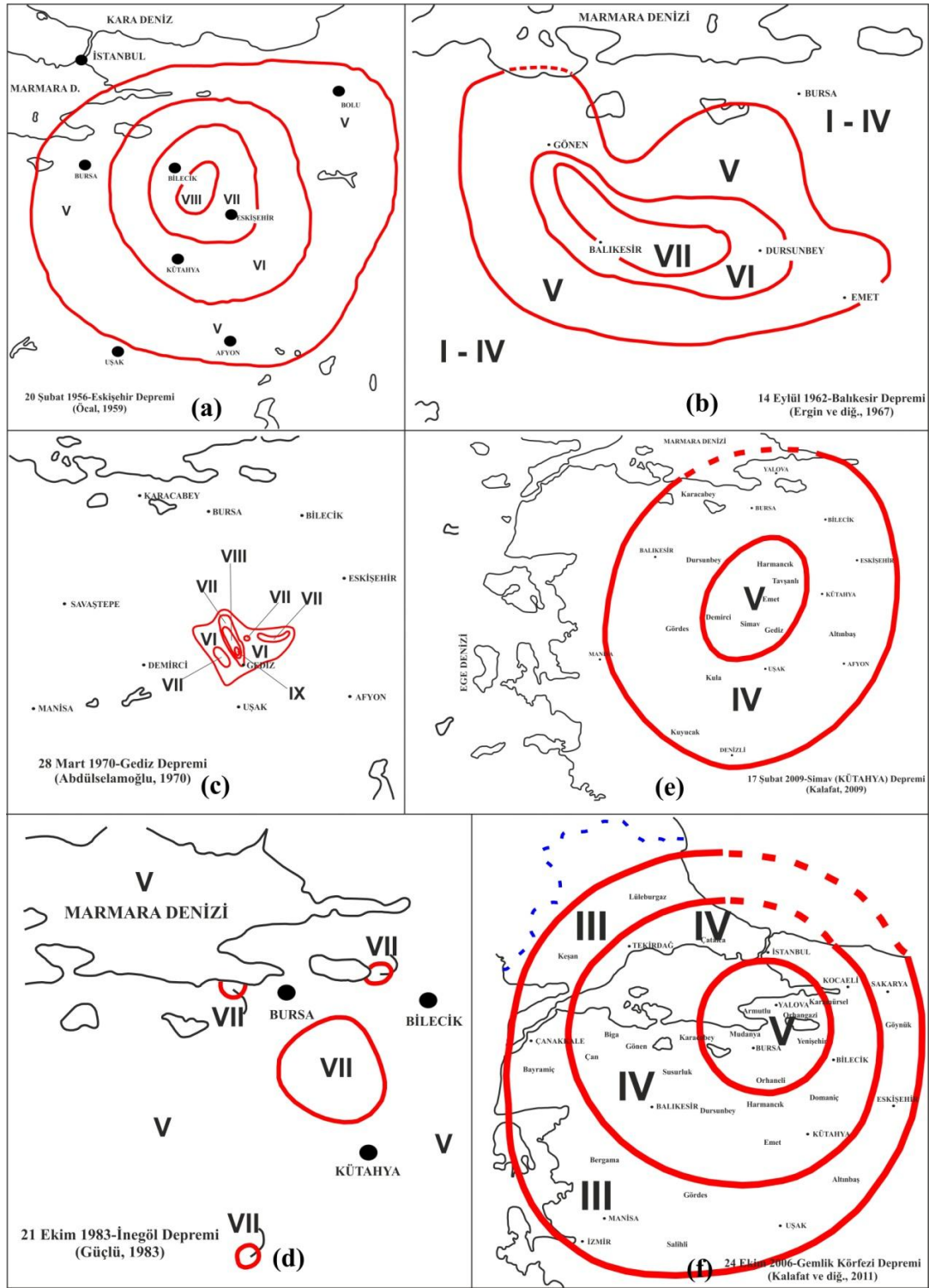
Çizelge 7.3. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremler (Anonim 3, 2012).

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
06.12.1993	14:25	39.20	30.18	33	4.1
29.05.1988	11:23	39.59	29.42	0	4.0
12.07.1977	02:26	39.43	29.25	10	4.0
14.03.1972	14:05	39.32	29.47	38	5.3
18.12.1971	00:43	39.50	29.10	0	4.3
15.04.1970	16:27	39.27	29.70	41	4.1
31.03.1970	01:07	39.41	29.32	25	4.0
30.03.1970	11:27	39.20	30.30	53	4.2
30.03.1970	08:08	39.40	30.00	0	4.4

30.03.1970	06:49	39.43	29.40	33	4.6
30.03.1970	05:20	39.20	29.80	0	4.1
29.03.1970	03:55	39.36	29.51	38	4.4
29.03.1970	02:45	39.35	30.00	40	4.3
28.03.1970	21:12	39.50	30.30	0	5.3
14.04.1943	08:15	39.62	29.64	40	4.9
02.08.1939	13:06	39.75	29.48	50	5.3
25.07.1939	03:40	39.75	29.52	50	5.2
02.05.1928	21:54	39.64	29.14	10	6.1
04.01.1927	04:49	39.50	29.80	15	4.2

Altınok (2010), Kütahya Fayı'nın aktif kollarını jeofizik yöntemlerle belirleyerek, günümüzde aktif olan bu fayların birinde hendek açılarak paleosismoloji çalışmaları yapmıştır. Bu çalışmaların sonucunda açılan hendekte güncel çökelleri kesen fay ve bu fay düzleminde meydana gelen iki deprem tespit etmiştir. Hendekten alınan örneklerin tarihlendirilmesi sonucu; bu iki depremden ilkinin M.Ö. 6000'li yıllarda, ikincisinin ise M.Ö. 5000'li yıllardan sonra meydana gelmiş olabileceği bulunmuştur. Ayrıca hendekte gözlenen birimlerin eğimleri ve yaşları karşılaştırılarak Kütahya Fayı'nın yıllık düşey yer değiştirme miktarı 0.2 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Yine Kütahya Fayı'nın aktif kolunun uzunluğu ve bu kol üzerinde açılan hendekteki birimlerin yer değiştirme miktarlarından yararlanılarak, Kütahya Fayı'nın yaklaşık 7 büyüklüğünde bir deprem üretebileceği tespit edilmiştir.

Aletsel dönemlerde çalışma alanında yıkıcı bir deprem meydana gelmemiş olsada yukarıda belirtilen paleosismoloji çalışmaları, çevresinde meydana gelen yıkıcı depremlerin çalışma alanını da etkilemesi (Şekil 7.2.), Eskişehir ve Simav Fayları gibi aktif faylarla benzerlik göstermesi, fay zonu boyunca birikinti konileri, üçgen yüzeyler, sıcak ve soğuk su kaynaklarının çıkışı fayın aktif, genç ve deprem üretme potansiyelinin olduğunu göstermektedir.



Şekil 7.2. Çalışma alanının yakın çevresinde meydana gelen depremlerden ne derecede etkilendiğini gösteren eşşiddet haritaları (a- 20 Şubat 1959 Eskişehir Depremi (Öcal, 1959), b-14 Eylül 1962 Balıkesir Depremi (Ergin ve ark., 1967), c- 28 Mart 1970 Gediz Depremi (Abdülcelamoğlu, 1970), d- 21 Ekim 1983 İnegöl Depremi (Güçlü, 1983), e- 17 Şubat 2009 Simav (Kütahya) Depremi (Kalafat, 2009), f- 24 Ekim 2006 Gemlik Körfezi Depremi (Kalafat ve ark., 2011)).

BÖLÜM-8

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

“Kütahya Fayı’nın Batı Kesiminin Aktif Tektoniğinin GPR ve Elektrik Öz direnç Yöntemleriyle İncelenmesi” isimli bu tez çalışmasında Kütahya Fayı 1/100.000 ölçekli haritaya ayrıntılı olarak işlenerek, fay düzlemi olarak görülemeyen ancak varlıklarını aktif tektonik yapılarla gösteren gömülü fayların sığ jeofizik yöntemlerle ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Çalışma alanında yapılan jeolojik incelemeler sonucunda, bölgenin temelini Paleozoyik yaşlı Afyon Zonu’na ait şistler ve bu şistler üzerinde uyumlu olarak bulunan kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Yapılan gözlemler sonucunda Paleozoyik yaşlı bu temel kayalar Üst Kretase döneminde İzmir-Ankara Okyanusu’nun kapanmasıyla oluşmuş Tavşanlı Zonu olarak adlandırılan ofiyolitik kayalarla uyumsuz olarak bulunmaktadır. İncelenen Neojen yaşlı örtü kayalar da hem Afyon Zonu kayaları hem de Tavşanlı Zonu kayalarıyla uyumsuzluk sunmakta olup, göl fasiyesi sonucu gelişmiş kayaç türlerini yansıtmaktadır. Ayrıca Neojen döneminde göl fasiyesi etkisinde gelişmiş bu kayaçlar birlikte Batı Anadolu’daki açılma rejiminin etkisiyle oluşmuş volkanizmaya ait kayaçlar uyumsuz şekilde bulunmaktadır. Son olarak bu birimlerin tümü Kuvaterner döneminde oluşmuş alüvyon ve traverten tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.

Yapılan tektonik gözlemler sonucu Kütahya Fayı temel kayalar ile örtü kayalar arasındaki sınırı oluşturan, KB-GD doğrultusunda 40 km uzunluğa sahip aktif bir fay olarak tanımlanmıştır. Kütahya Fayı, Alt Pliyosen yaşlı Çökköy ve Üst Pliyosen yaşlı Emet Formasyonları içerisinde geçerek bu birimleri etkilemiştir. Ayrıca fayın Kuvaterner yaşlı Kocayataktepe Formasyonu ve Taşlıtepe Volkaniti içerisinde geçtiği de gözlemlenmiştir. Bu genç birimler üzerinde incelenen fay düzlemlerinden, Kütahya Fayı’nın Geç Pliyosen’in hemen öncesinde sıkışmalı tektonik rejim altında sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak hareketine başladığı, günümüzde açılmalı rejim altında ise normal fay olarak hareketine devam ettiği tespit edilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında bu iki farklı hareketin gözlemlendiği kronolojik fay düzlemleri Evliya Çelebi Mahallesi’nde yer alan Kütahya Fayı’na ait ana fay düzleminde net olarak gözlenmiştir. Bu tektonik rejimlerle ilişkili olarak çalışma alanında kıvrımlar, ondülasyonlar, doğrultu atımlı faylar ve normal faylar gibi yapısal unsurlar gözlenmiştir.

Çalışma alanında jeofizik çalışmaları kapsamında GPR yöntemi ile en uzun 1000 m ve en kısa 150 m uzunluğunda 7 ayrı profilde ölçüm yapılmıştır.. Her bir lokasyonda morfolojide görülen yapıyı dik şekilde kesen profil bilgileri toplanmış detay taramaları gerçekleştirilmiştir. Bu ölçümlerde 250 MHz'lik anten kullanılmış ve Kuvaterner yaşlı birimlerde yüzeyden maksimum 10 m derinliğe kadar inilmiştir. Profil 1, Profil 3 ve Profil 7 kuzeyden güneye uygulanırken, Profil 2 ve Profil 6 ise güneyden kuzeye doğru uygulanmıştır. Profil 4'te kuzeydoğudan güneybatıya doğru uygulanan GPR, Profil 5'te ise kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uygulanmıştır.

Gümüşköy'de kuzeyden güneye doğru uygulanan 600 metrelik Profil 1'de yataya yakın olarak bulunan 3 birimin alt sınırları belirlenmiştir. Profilin 113. metresinde 1-2 m'lik yer değiştirme gösteren olası süreksizlik zonu tespit edilmiştir.

Gümüşköy'ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda güneyden kuzeye doğru uygulanan 600 metrelik Profil 2'de zemindeki su nedeniyle birim sınırları belirlenememiştir. Profilin 364. metresinde olası süreksizlik tespit edilmiştir.

Kuzeyden güneye doğru uygulanan 150 metrelik Profil 3'te zemindeki su nedeniyle birim sınırları ve süreksizlik zonu belirlenememiştir.

Profil 3'teki ölçüm araya kanalın girmesiyle sonlanarak, Profil 4 bu profilin devamı olarak yapılmıştır. Kuzeydoğudan güneybatıya doğru uygulanan 300 metrelik Profil 4'te yataya yakın olarak bulunan 3 birimin alt sınırları belirlenmiştir. Profilin 110. metresinde 1 m'lik yer değiştirme gösteren olası süreksizlik zonu tespit edilmiştir.

Çukurköy'ün güneybatısında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uygulanan 500 metrelik Profil 5'te yataya yakın olarak bulunan 3 birimin alt sınırları belirlenmiştir. Profilin 385. metresinde 1 m'lik yer değiştirme gösteren olası süreksizlik zonu tespit edilmiştir.

Tepecik-Emet kanal girişinde güneyden kuzeye doğru uygulanan 700 metrelik Profil 6'da yataya yakın olarak bulunan 3 birimin alt sınırları belirlenmiştir. Profilin 146. metresinde 1 m'lik yer değiştirme gösteren olası süreksizlik zonu tespit edilmiştir.

Göbel köyündeki köprüden itibaren, kuzeyden güneye doğru uygulanan 1000 metrelik Profil 7'de Profilin 548. metresinde 2 m'lik yer değiştirme gösteren olası süreksizlik zonu tespit edilmiştir.

Bölgede uygulanan bir diğer jeofizik yöntem elektrik öz direnç yöntemidir. Gpr profillerine yaklaşık paralel olarak 1 profil alınmıştır. Bu profilde süreksizlik tespit edilmiştir. Elde edilen süreksizlik Gpr profillerinde elde edilenler ile karşılaştırıldığında uyumlu oldukları gözlenmektedir. Bu jeofizik çalışmaları sonucunda elde edilen

süreksizliklerin daha iyi gözlemek ve anlayabilmek için bu süreksizliklerin gözlendiği profillerde hendek açılarak paleosismoloji çalışmalarının yapılması önerilmektedir

Bölgenin depremselliğine baktığımızda; tarihsel dönemde meydana gelmiş yıkıcı depremlerin bulunması, Kütahya Fayı'nın Eskişehir ve Simav Fayları gibi deprem üretme potansiyeli olan faylarla benzerlik sunması, fay boyunca birikinti konisi, fay önü çökeli, üçgen yüzeyler gibi aktif tektonik unsurların bulunması Kütahya Fayı'nın aktif bir fay olduğunu ve deprem üretme potansiyelinin olabileceğini göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Abdülseleamoğlu Ş., 1970. Gediz ve Yakın Çevresinin Jeolojisi ve Yapısal Özelliği. *Yer Bilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yayınları*, 3(1-2):1-6.
- Akdeniz N., Konak N., 1979. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi. *M.T.A. Raporu*, No: 6547.
- Akkuş M., 1962. Kütahya-Gediz Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *M.T.A. Dergisi*, 58: 21- 30.
- Alçıçek M. C., Kazancı N., Özkul M., 2005. Multiple Rifting Pulses and Sedimentation Pattern in the Çameli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 409–431.
- Altınok S., 2010. Kütahya Fay Zonu’nun Kuvaterner Aktivitesi. Yüksek Lisans Tezi, *Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Eskişehir.
- Altunel E., Meghraoui M., Karabacak V., Akyüz H. S., Ferry M., Yalçiner C. Ç., Munsch M., 2009. Archeological Sites (tell & road) Offset by the Dead Sea Fault in the Amik Basin, Southern Turkey. *Geophys. J. Int.*, 179: 1313-1329.
- Ambraseys N. N., Jackson J. A., 1998. Faulting Associated with Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region. *Geophysical Journal Int.*, 133: 390-406.
- Angelier J., Dumont J. F., Karamandereci H., Poisson A., Şimsek S., Uysal S., 1981. Analyses of Fault Mechanisms and Expansion of Southwestern Anatolia Since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75: 1-9.
- Anonim 1: <http://www.hgk.msb.gov.tr>.
- Anonim 2: <http://www.kutahya.gov.tr>.
- Anonim 3: <http://www.sayisalgrafik.com.tr>.
- Arık F., Temur S., 2003. Köprüören-Gümüşköy-Yoncalı Civarının Stratigrafisi. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 18 (1): 21-36.
- Arslan R., 1979. Kütahya-Tunçbilek Sahasındaki Sondaj Örneklerinin Palinoloji İncelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22 (1): 135-140.
- Bacak G., Uz B., 2003. Dağardı Güneyi (Tavşanlı-Kütahya) Ofiyoliti’nin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. *İ.T.Ü. Dergisi*, Ağustos sayısı, 86-99.
- Barka A., Reilinger R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data. *Annali di Geofisica*, XL(3): 587-610.

- Baş H., 1983. Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya Yörelerinin Tersiyer Jeolojisi ve Volkanitlerinin Petrolojisi. *M.T.A. Raporu*, No: 7293.
- Baş H., 1986. Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya Yörelerinin Tersiyer Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 27: 11-18.
- Baş H., 1987. Tavşanlı-Domaniç Volkanitlerinin Özellikleri ve Batı Anadolu Tersiyer Volkanizmasındaki Önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30: 67-80.
- Başokur A.T., 1984. Düşey elektrik sondajı. *TPAO*.
- Başokur A.T., 1994. Definitions of Apparent Resistivity for the Presentation of Magnetotelluric Sounding Data. *G.P.*, 42 (2):141-150.
- Başokur A.T., 1999. Automated 1D Interpretation of Resistivity Soundings by Simultaneous Use of the Direct and Iterative Methods. *G.P.*, 47 (2):149-178.
- Benda L., 1971. Principles of the Palynologic Subdivision of the Turkish Neogene. *Newsletter on Stratigraphy*, 1: 23-26.
- Bilgen A. N., 2009. 2. *Arkeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi*, 1-2.
- Bhattacharya P.K., Patra H.P., 1968. Direct Current Geoelectric Sounding Principles and Interpretation. *Elsevier Publishing Company* (Amsterdam-London-New York).
- Bozkurt E., 2001. Late Alpine Evolution of the Central Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 728-744.
- Brizzolari E., Samir A., Orlando L., Piro S., Versino L., 1989. Filtering and Crosscorrelating of Resistivity Profiles. *Boll. Teor.Appl.*, 16 (123-124):245-257.
- Burbank D. W., Anderson R. S., 2001. Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*, 274.
- Calvi V. S., 1941. Erdbeben Katalog der Turkei und Einiger Benaehbarter Gebiete (yayınlanmamış). *MTA Raporu*, Rapor No:276.
- Candansayar M.E., 1997. Doğru Akım Özdirenç Yönteminde Modelleme ve İki-Boyutlu Sığ Yapıların Aranmasında Elektrod Dizilimlerinin Ayrımlılıklarının Karşılaştırılması. Y.Lisans Tezi, *Ankara Üniversitesi*, (yayınlanmamış).
- Candansayar M.E., Başokur A.T., 2001. Detecting Small-Scale Targets by the 2D Inversion of Two-Sided Three-Electrode Data: Application to an Archaeological Survey. *Geophysical Prospecting*, 49 (1): 40 – 53.
- Cohen H.A., Dart C., Akyüz H.S., Barka A., 1995. Syn-rift Sedimentation and Structural Development of the Gediz and Büyük Menderes Grabens, Western Turkey. *Geological Society of London*, 152: 629-638.

- Çağlar İ., 2007. Maden Aramada Jeofizik Kullanımı ve Yöntemleri, Maden Aramada Modern Teknikler, Maden Aramalarında Bilgisayar Kullanımı ve Sondajcılıkta Yeni Gelişmeler Eğitim Semineri. *Yurt Madenciliğini Geliştirme Vakfı Seminerler Dizisi, Eğitim Notları Kitabı*, İ.T.Ü. Vakfı Maçka Sosyal Tesisleri, İstanbul, 18.
- Çelik Y., 1999. Domaniç (Kütahya) Neojen Havzasının Sedimentolojisi ve Kömür Potansiyeli. Doktora Tezi, *İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İstanbul, 186.
- Çelik Y., Karayiğit A.I., 2004b. Chemical Properties and Petrographic Composition of the Lacustrine Seyitomer Lignites (Miocene), Kutahya, Turkey. *Energy Sources*, 26: 339-352.
- Çelik Y., Kerey İ.E., 1999. Domaniç Neojen Havzası Kömür İçerikli Çökellerin Litofasiyesleri ve Depolanma Ortamları. 52. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler kitabı*, T.M.M.O.B., Jeoloji Mühendisleri Odası, 318-325.
- Dizioğlu M.Y., Keçeli A.D., 1981. Elektrik ve Elektromanyetik Prospeksiyon Yöntemleri. *T.C. İstanbul Üniversitesi yayınları*.
- Dumont J. F., Uysal S., Şimşek S., Karamanderesi H., Letouzey J., 1979. Formation of the Grabens in Southwestern Anatolia. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute*, 92: 7-18.
- Ercan T., 1981. Batı Anadolu Tersiyer Volkanitleri ve Bodrum Yarımadasındaki Volkanizmanın Durumu. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 2 (3-4): 263-282.
- Ercan T., Günay E., Savaşçın M.Y., 1983. Simav ve Çevresindeki Senozoyik Yaşlı Volkanizmanın Bölgesel Yorumlanması. *MTA Dergisi*, 97/98, 86401.
- Ergin K., Güçlü U., Uz Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 Yılından 1964 Sonuna Kadar). *İTÜ., Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları*, 24: 169.
- Ferry M., Meghraoui M., Girard J. F., Rockwell T. K., Kozacı Ö., Akyüz H. S., Barka A., 2004. Ground-Penetrating Radar Investigations along the North Anatolian Fault near Izmit, Turkey: Constraints on the Right-Lateral Movement and Slip History. *Geological Society of America*, 32 (1): 85-88.
- Göncüoğlu M.C., Dirik K., Kozlu H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane Map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37: 515-536.
- Güçlü U., 1983. 21 Ekim 1983 İnegöl Depremi Eşşiddet Haritası.

- Gün H., Akdeniz N., Günay E., 1979. Gediz ve Emet Güneyi Neojen Havzalarının Jeolojisi ve Yaş Sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 8: 3-13.
- Gürer Ö.F., Özburan M., Sanğu E., Bülent Doğan B., 2005. Kütahya Dolayının Neotektonik İncelemesi. *Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü BAPB-Proje*, No: 2005/14.
- Jackson J., McKenzie D., 1983. The Geometrical Evolution of Normal Fault Systems. *Journal of Structural Geology*, 5 (5): 471-482.
- Kalafat D., Güneş Y., Kekovalı K., Kara M., Deniz P., Yilmazer M., 2011. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; $M \geq 4.0$). *Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü*, 173.
- Kalafat D., 2009. 17 Şubat 2009 Simav (Kütahya) Depremi Eşşiddet Haritası.
- Kalafatçıoğlu A., 1961. Karaburun Yarımadasının Jeolojisi. *M.T.A. Dergisi*, 56.
- Kalafatçıoğlu A., 1962. Tavşanlı-Dağardı Arasındaki Bölgenin Jeolojisi ve Serpantinlerle Kalkerlerin Yaşı Hakkında Malumat. *M.T.A. Dergisi*, 58: 34-36.
- Kalafatçıoğlu A., 1964. Balıkesir Kütahya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 9 (1-2): 46-62.
- Kapan-Yeşilyurt S., 2000. İzmir-Manisa-Kütahya Yöresi Neojen Stratigrafisi ve Mollusk Faunası. *Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Ankara, 187.
- Kapan-Yeşilyurt S., Taner G., 2001. Neogene Stratigraphy and Molluscan Fauna of Domaniç-Tunçbilek Region (Kütahya-Western Anatolia). *International Fourth Geology Symposium Work in Progress on the Geology of Turkey and its Surroundings, (ITGS IV)*, Abstracts, 24-28 September, Adana, 35.
- Karnik V., 1971. Seismicity of the European Area 2.D.Rediel Publishing Company. *Dortrecht*, Holland.
- Kaya O., 1972. Tavşanlı Yöresi Ofiyolit Sorununun Ana Çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 15: 26-108.
- Kaya O., Sadeddin W., Altın D., Meriç E., İzver T., Vural A., 1995b. Tavşanlı (Kütahya) Güneyindeki Ankimetamorfik Kayaların Stratigrafisi ve Yapısal Konumu: İzmir-Ankara Zonu ile Bağlantısı. *M.T.A. Dergisi*, 117: 5-16.
- Kaya T., 1993. Türkiye’de (Seyitömer-Kütahya) İlk Kez Bulunan Moropus Elatus (Chalicotheriidae-Perissodactyla). *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2: 189-194.
- Keller E. A., Pinter N., 1996. Active Tectonics. *Prentice Hall*, 338.
- Ketin İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *M.T.A. Dergisi*, 66.

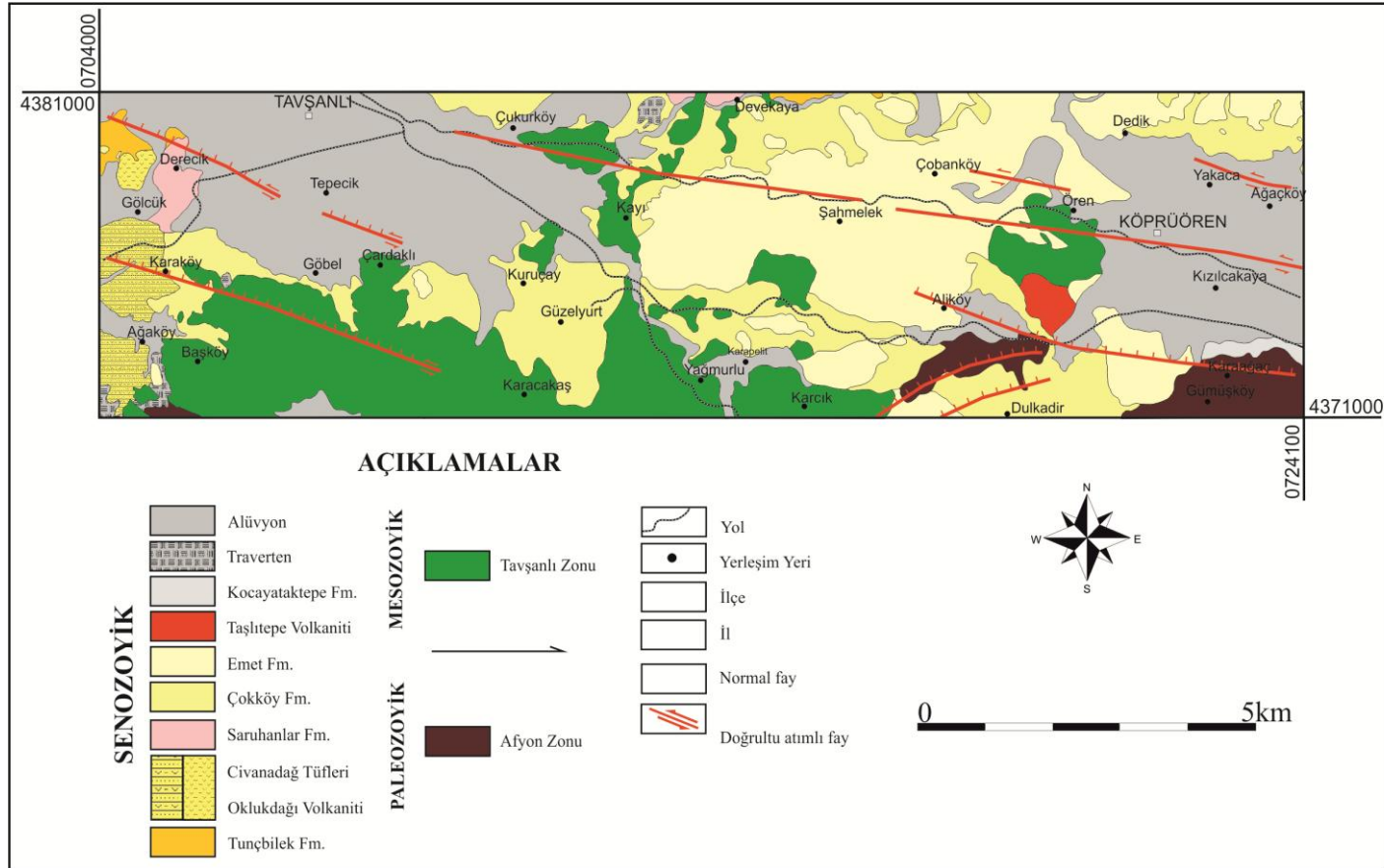
- Koçyiğit A., Bozkurt E., 1997. Kütahya-Tavşanlı Çöküntü Alanının Neotektonik Özellikleri. *TUBİTAK Araştırma Projesi, No: YDABÇAG-126*, 78.
- Koçyiğit A., Yusufoglu H., Bozkurt E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 605-616.
- Loke M. H., Barker R. D., 1995. Least-Squares Deconvolution of Apparent Resistivity Pseudosection. *Geophysics*, 60 (6): 1682-1690.
- McKenzie D. P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55: 217-254.
- Meju M., 1994. Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice. *SEG publication*.
- Menke W., 1989. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. *Academic Press, Inc.*
- Nebert K., 1960. Tavşanlı Batı ve Kuzeyindeki Linyit İhtiva Eden Neojen Sahasının Mukayeseli Stragtigrafisi ve Tektoniği. *M.T.A. Dergisi*, 54: 7-35.
- Nebert K., 1962. Serpantin Kitleleri Arasına Sıkışmış Bir Neojen Bloğuna Misal Olmak Üzere Alabarda (Tavşanlı) Linyit Bölgesi. *M.T.A. Dergisi*, 58: 31-37.
- Okay A.I., 1981. Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24: 85-95.
- Okay A.I., 1984a. Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. *Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu*, Ankara, 83-92.
- Okay A.I., 1984b. Distribution and Characteristics of the Northwest Turkish Blueschists, In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Editors: Dixon JE, Robertson AHF). *Geological Society of London Special Publication*, 17: 455-466.
- Okay A.I., 1985. Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. *Ketin Sempozyumu Kitabı'nda, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, 83-92.
- Okay A.I., 1986. High Pressure/Low Temperature Metamorphic Rocks of Turkey, In: Blueschists and Eclogites (Editors B.W. Evans and E.H. Brown). *Geological Society of America Memoir*, 164: 333-348.
- Okay A.I., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R., Akyüz S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan Events in Northwestern Turkey: Geologic and Geochronologic Constraints, In: Tectonics of Asia (Editors: Yin, A., Harrison, M.). *Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 420-441.

- Öcal N., 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir Zelzelesi'nin Makro ve Mikrosismik Etüdü. *İ.T.Ü., Sismoloji Enstitüsü Yayını*.
- Öcal N., 1968. Türkiye'nin Sismisitesi ve Zelzele Coğrafyası. *1850-1960 Yılları İçin Zelzele Kataloğu Kandilli Rasathanesi Yayınları*, No:8, İstanbul.
- Özburan M., 2009. Kütahya ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri. Doktora Tezi, *Kocaeli Üniversitesi 2005/14 nolu BAP*, Kocaeli.
- Özburan M., Gürer Ö.F., 2009. Kütahya ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri. *ATAG 13 Çalıştayı Bildiri Özleri Kitabı*, 40.
- Özcan A., Göncüoğlu M.C., Turan N., Uysal S., Şentürk K., Işık A., 1988. Late Paleozoic Evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt. *Middle East Technical University, Journal of Pure and Applied Sciences*, 21: 211-220.
- Özcan A., Göncüoğlu C., Turhan N., Şentürk K., Uysal Ş., Işık A., 1990. Konya-Kadınhanı-Ilgın Dolayının Temel Jeolojisi. *M.T.A. Raporu*, No: 9535.
- Özcan N., 1986. Seyitömer (Kütahya) Linyitlerinin Palinolojik Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İzmir, 78.
- Özgül N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeolojisi Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19: 65-78.
- Pantosti D., Yeats R. S., 1993. Paleoseismology of Great Earthquakes of the Late Holocene. *Annali Di Geofisica*, 36 (3-4): 237-257.
- Parker R., 1994. Geophysical Inverse Theory. *Princeton University Press*.
- Paton S., 1992. Active Normal Faulting, Drainage Patterns and Sedimentation in Southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 149: 1031-1044.
- Pınar N., Lahn E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. *T.C. Bayındırlık Bak. Yapı ve İmar İş. Reis. Y.*, Seri 6, (36).
- Pinter N., Keller E. A., 1995. Geomorphological Analysis of Neotectonic Deformation Northern Owens Valley, California. *Geol Rundsch*, 84:201-212.
- Plassard J., et Kogoj B., 1968. Catalogue des Seismes Recents a Liban. *Ann. Memoires de l'Observ. de Xsara*, Tome IV, Cahier 1.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey. *Geology Magazine*, 128: 155–166.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1992. The age of the Buyuk Menderes Graben (Western Turkey) and Its Tectonic Implications. *Geology Magazine*, 129: 239–242.

- Slater L., Niemi T. M., 2003. Ground-Penetrating Radar Investigation of Active Faults along the Dead Sea Transform and Implications for Seismic Hazards within the City of Aqaba, Jordan. *Tectonophysics*, 368: 33– 50.
- Smilox-Tohon D., Sintubin M., Muchez P., Verhaert G., Vanneste K., Fernandez M., Vandycke S., Vanhaverbeke H., Waelkens M., 2006. The identification of an Active Fault by a Multidisciplinary Study at the Archaeological Site of Sagalassos (SW Turkey). *Tectonophysics*, 420 (2006): 371–387.
- Spitzer K., 1995. A Three Dimensional Finite-Difference Algorithm for 3D Resistivity Modelling Using Conjugate Gradients Method. *Geophys.J.Int.*,123: 903-914.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Boray A., 1987. Türkiye'nin Aktif Fayları ve Depremsellikleri. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü*, Rapor No: 8174: 394, Ankara (yayımlanmamış).
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ., 1992. Türkiye Diri Fay Haritası (1/1.000.000). *Maden Tetkik ve Araştırma Enstitüsü*, Ankara.
- Şener M., Gevrek A.I., 1986. Simav-Emet-Tavşanlı Yörelerinin Hidrotermal Alterasyon Zonları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 28: 43-49.
- Şengör A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting. *Annual Review Earth Planetary Science*, 15: 213-244.
- Şengüler İ., 1999. Seyitömer (Kütahya) Yöresi Petrollü Şeyllerinin Ekonomik Kullanım Olanaklarının Araştırılması. Doktora Tezi, *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara, 190.
- Tabban A., 1980. Kentlerin Jeolojisi ve Deprem Durumu. *İmar ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Yayınları*.
- Tarantola A., 1987. Inverse Problem Theory. *Elsevier*.
- Tolluoğlu Ü., Erkan Y., Sümer Ö., Boyacı M., Yavaş F., 1997. Pre-Mesozoic Metamorphic Evolution of the Afyon Metasedimentary group. *Geological Bulletin of Turkey*, 40 (1): 1-14.
- Tokay F., Altunel E., 2005. Eskişehir Fay Zonu'nun İnönü-Dodurga Çevresinde Neotektonik Aktivitesi. *M.T.A. Dergisi*, 130: 1-15.
- Tokay M., Doyuran V., 1979. Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. 2Z, 200-210, Ağustos 1979.
- Uchida T., 1991. Two-Dimensional Resistivity Inversion for Schlumberger Sounding. *Butsuri-Tansa*, 44 (1): 1-17.

- Van Nostrand R. G., Cook K. L., 1966. Interpretation of Resistivity Data. *USGS*, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office., 449.
- Yalçiner Ç., Altunel E., Karabacak V., Akyüz S., 2004. Arkeosismoloji Çalışmalarında GPR Yönteminin Kullanımı. *ATAG-8 (Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı)* Bildiri Özleri Kitabı, Fırat Ü., Elazığ.
- Yalçiner Ç., Ferry M., Altunel E., Karabacak V., Akyüz S., 2005. Aktif Tektonik Çalışmalarında GPR Yönteminin Kullanımı. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu ve Bildiri Özleri Kitabı*, İTÜ, İstanbul.
- Yalçiner C. Ç., Bano M., Kadioğlu M., Karabacak V., Meghraoui M., Altunel E., 2009. New Temple Discovery at the Archaeological Site of Nysa (Western Turkey) Using GPR Method. *Journal of Archaeological Science*, 36 (2009): 1680-1689.
- Yalçiner C. Ç., Altunel E., Bano M., Meghraoui M., Karabacak V., Akyüz H.S., 2012. Application of GPR to Normal Faults in the Büyük Menderes Graben, Western Turkey. *Journal of Geodynamics*.
- Yavuz N., 1999. Palynostratigraphy and Coal Petrography of the Seyitömer Basin (Kütahya) Coals. Phd Thesis, *Middle East Technical University*, Ankara, 190.
- Yılmaz Y., Genc S.C., Gurer O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak S., Elmas A., 2000. When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and The Surrounding Area. Geological Society Special Publication 173*, Geological Society, London, 353–384.
- Yükünç M., 2007. Hisarcık (Kütahya) Çevresindeki Neojen Birimlerinin Stratigrafisi, Mineraloji-Petrografisi ve Jeokimyası. Yüksek Lisans Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi*, İzmir.

EKLER



EK-1. Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli genel jeoloji haritası (MTA'dan değiştirilmiştir).

ÇİZELGELER

Sayfa

Çizelge 6.1. Bazı maddelerin relatif dielektrik sabitleri (RDC) ve elektromanyetik hızları.....	46
Çizelge 6.2. Çalışma alanında yapılan GPR ölçüm profillerine ait konum ve teknik özellikler.....	55
Çizelge 7.1. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş veya Kütahya ilinde hissedilmiş tarihsel depremler.....	89
Çizelge 7.2. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelen veya Kütahya ilinde hissedilen aletsel olarak kaydedilmiş depremler.....	90
Çizelge 7.3. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremler.....	92

ŞEKİLLER

Sayfa

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanındaki ulaşım ağı haritası.....	2
Şekil 1.3. İnceleme alanının 1/ 25.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki konumu.....	3
Şekil 1.4. İnceleme alanının jeomorfolojik özellikleri.....	4
Şekil 4.1. Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası.....	15
Şekil 4.2. Türkiye'deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı.....	16
Şekil 4.3. İnceleme alanında yüzlek veren Afyon Zonu'nun haritadaki dağılımı.....	16
Şekil 4.4. Karaağaç köyünde gözlenen Afyon Zonu'na ait şistler ve rekristalize kireçtaşları arasındaki uyumlu dokanağın görünümü.....	17
Şekil 4.5. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında gözlenen rekristalize kireçtaşları içerisindeki fayın genel görünümü.....	18
Şekil 4.6. İnceleme alanında yüzlek veren Tavşanlı Zonu'nun haritadaki dağılımı.....	19
Şekil 4.7. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki büyük kireçtaşı blokları içeren serpantinlerden genel görünüm.....	20
Şekil 4.8. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarından bir görünüm.....	21
Şekil 4.9. İnceleme alanında yüzlek veren Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı.....	22
Şekil 4.10. Yeniköy üzerindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm.....	23
Şekil 4.11. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Civanadağ Volkaniti'ne ait tüflerin görünümü.....	24
Şekil 4.12. İnceleme alanında yüzlek veren Civanadağ Tüfleri ile Oklukdağı Volkanitleri'nin haritadaki dağılımı.....	24
Şekil 4.13. Derecik Köyü'nde Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşlarına ait genel bir görünüm.....	25
Şekil 4.14. İnceleme alanında yüzlek veren Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı.....	26

Şekil 4.15. Şahmelek mevkiinde bulun volkanik kökenli ince taneli çakıl taşı ve kumtaşından oluşan Çokköy Formasyonu'na ait genel bir görünüm.....	27
Şekil 4.16. İnceleme alanında yüzlek veren Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kumtaşlarının haritadaki dağılımı.....	27
Şekil 4.17. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş mikro faylanmalar.....	28
Şekil 4.18. Aliköy mevkiinde Emet Formasyonu'na ait gölsel kireçtaşları içerisinde gözlenen doğrultu atımlı faydan bir görünüm.....	29
Şekil 4.19. İnceleme alanında yüzlek veren Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarının haritadaki dağılımı.....	30
Şekil 4.20. Aliköy'ün 3km ileriside bulunan dış yüzeyi altere, ortaç bileşimli Taşlıtepe Volkaniti'nden bir görünüm.....	31
Şekil 4.21. İnceleme alanında yüzlek veren Taşlıtepe Volkaniti'nin haritadaki dağılımı.....	31
Şekil 4.22. İnceleme alanında yüzlek veren Kocayataktepe Formasyonu'na ait genç birimlerin haritadaki dağılımı.....	32
Şekil 4.23. Kayaarası mevkii güneyindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.....	33
Şekil 4.24. İnceleme alanında yüzlek veren alüvyon ve travertenlerin haritadaki dağılımı.....	33
Şekil 5.1. 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası.....	34
Şekil 5.2. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminden bir görünüm.....	35
Şekil 5.3. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminin yakından bir görünümü.....	36
Şekil 5.4. Tektonik bakımdan aktif olan bölgelerde faylanmaya bağlı oluşan üçgen yüzeyler.....	37
Şekil 5.5. Kütahya Havzası'nın ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) görüntüsü.....	38
Şekil 5.6. Kayaarası mevkii güneyindeki Tunçbilek Formasyonu'na ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.....	39

Şekil 5.7. Tavşanlı-Kütahya karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonu'nu etkileyen sıkışma ve açılma rejimi sonucu oluşmuş kıvrım,ters fay, doğrultu atımlı fay ve normal fayların görünümü.....	40
Şekil 5.8. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu'na ait gölssel kireçtaşı marn ardalanması içerisinde gözlenen ondilasyonun görünümü.....	40
Şekil 5.9. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında yer alan Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşlarında sıkışma sonucu oluşmuş kıvrımlardan bir görünüm.....	41
Şekil 5.10. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonu'na ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü.....	42
Şekil 5.11. Çobanköy yakınlarında bulunan Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşı içerisindeki doğrultu atımlı faylanmadan bir görünüm.....	42
Şekil 5.12. Çoban köyün 2km uzağında yer alan Çokköy Formasyonu içerisindeki 70 cm'lik yer değişiminin gözlemlendiği faydan yakın bir görünüm.....	43
Şekil 5.13. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu içerisinde gözlenen yaklaşık 2 m atıma sahip fayın görünümü.....	43
Şekil 6.1. GPR sistemindeki antenlerin şematik gösterimi.....	45
Şekil 6.2. Dielektirik sabiti ile elektromanyetik hız arasındaki ilişki.....	46
Şekil 6.3. Sabit aralıklı anten ile uygulanan GPR ölçümü. (a) Sabit anten aralığının şematik gösterimi. (b) Sabit anten aralığı ile alınmış örnek bir GPR profili.....	49
Şekil 6.4. Ortak orta nokta metodu ile uygulanan GPR ölçümü. (a) Ortak orta nokta metodunun şematik gösterimi. (b)Ortak orta nokta ile alınmış örnek bir GPR profili.....	50
Şekil 6.5. Bir profil boyunca elde edilen radagram a) Radar sistemi ile veri toplama b) Profil boyunca yeraltı kesiti c) Radagram görüntüsü.....	50
Şekil 6.6. Örnek bir GPR profili ve işlem adımları. (a) Ham veri. (b) İlk zaman filtresi. (c) Akım düzeltilmesi (dewow) (d) Enerji geciktirme (e) Ortalama değer temizleme (f) Hız analizi.....	53
Şekil 6.7. Yerüstü yansımaları sonucu oluşan hiperbolları gösteren örnek GPR profili (kesikli mavi çizgiler) hiperbolların hızı 0,3 m/ns (havanın hızı).....	53
Şekil 6.8. GPR profil yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.....	54
Şekil 6.9. Gümüşköy'de uygulanan Profil 1'in alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profillerinin alındığı yeri göstermektedir.....	57

Şekil 6.10. Gümüşköy’de uygulanan Profil 1’in a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	58
Şekil 6.11. Gümüşköy’ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda uygulanan Profil 2’in alındığı lokasyon. Bakış yönü kuzeye doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	59
Şekil 6.12. Gümüşköy’ün kuzeydoğusundaki tren istasyonunda uygulanan Profil 2’nin a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	60
Şekil 6.13. Çukurköy’ün güneydoğusunda uygulanan Profil 3’ün alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	61
Şekil 6.14. Çukurköy’ün güneydoğusunda uygulanan Profil 3’ün işlenmiş ve yorumlanmış GPR profili.....	61
Şekil 6.15. Çukurköy’ün güneydoğusunda uygulanan Profil 4’ün alındığı lokasyon. Bakış yönü güneybatıya doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	62
Şekil 6.16. Çukurköy’ün güneydoğusunda uygulanan Profil 4’ün a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	63
Şekil 6.17. Çukurköy’ün güneybatısında uygulanan Profil 5’in alındığı lokasyon. Bakış yönü güneydoğuya doğrudur. Sarı çizgi GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	64
Şekil 6.18. Çukurköy’ün güneybatısında uygulanan Profil 5’in a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	65
Şekil 6.19. Tepecik-Emet kanal girişinde uygulanan Profil 6’nın alındığı lokasyon. Bakış yönü kuzeye doğrudur. Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	66
Şekil 6.20. Tepecik-Emet kanal girişinde uygulanan Profil 6’nın a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	67
Şekil 6.21. Göbel köyündeki köprüden itibaren uygulanan Profil 7’nin alındığı lokasyon. Bakış yönü güneye doğrudur. Kırmızı oklar fayın muhtemel yerini ve morfolojik sarplığı, sarı çizgi ise GPR profilinin alındığı yeri ve gidiş yönünü göstermektedir.....	68

Şekil 6.22. Göbel köyündeki köprüden itibaren uygulanan Profil 7'nin a) İşlenmiş ve yorumlanmış GPR profili, b) İşlenmiş ve ayrıntı görüntü, c) Ayrıntı görüntünün yorumlanmış şekli.....	69
Şekil 6.23. Arazide ölçü sistemi. A ve B akım elektrodları, M ve N gerilim elektrodları. Akım çizgileri noktalı çizgi ve buna dik gerilim çizgileri düz çizgi olarak çizilmiştir.....	72
Şekil 6.24. Kullanılan başlıca elektrod dizilimleri.....	74
Şekil 6.25. Schlumberger elektrod dizilimi için DES eğrisi.....	77
Şekil 6.26. İki-yönlü üç-elektrod dizilimi ve AMNB görünür öz direnç profil eğrileri ve görünür öz direnç değerlerinin hesaplandığı 2-B modeli.....	78
Şekil 6.27. Alacahöyük 7 metre AMNB Görünür Öz direnç (GÖ) seviye haritası.....	80
Şekil 6.28. Görünür öz direnç DES eğrisi ve 1-B ters çözüm sonucu elde edilen 1-B öz direnç modeli.....	81
Şekil 6.29. Tabakalı ortam (1-B) (sürekli eğri) ve örtü tabakasına gömülü öz direnci yüksek küçük bir cismin olması durumunda (2-B) (yuvarlak sembol' lü eğri) hesaplanan GÖ DES eğrileri ve 2-B model.....	82
Şekil 6.30. Elektrik Öz direnç profil yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.....	84
Şekil 6.31. Kütahya'nın 4 km batısında jeomorfolojik verileri test etmek amaçlı alınan elektrik öz direnç profilleri ham verileri. a) 50 voltluk Dipol-Dipol, IP ölçümü b) 50 voltluk Dipol-Dipol, ROH ölçümü c) Wenner, IP ölçümü d) Wenner, R OH ölçümü. Profillerin başlangıç noktası güney, bitiş noktası kuzey yönündedir.....	85
Şekil 6.32. Kütahya Fay Zonu'na ait süreksizliğin en iyi görülebildiği elektrik rezistivite profili. Profil Dipol-Dipol elektrot diziliminde ve ROH ölçümü sonucunda elde edilmiştir. Kırmızı çizgi profile görülen süreksizliği temsil etmektedir.....	86
Şekil 6.33. GPR profillerinden ve Elektrik Öz direnç Yöntemi ölçümünden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin Google Earth görüntüsü üzerindeki görünümü.....	87
Şekil 6.34. Profil 1 ve 2 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.....	87
Şekil 6.35. Profil 3,4 ve 5 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.....	88
Şekil 6.36. Profil 6 ve 7 GPR ölçümlerinden tespit edilen gömülü fayların olası yerlerinin yakından görünümü.....	88

Şekil 7.1. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremlerin harita üzerindeki gösterimi.....	92
Şekil 7.2. Çalışma alanının yakın çevresinde meydana gelen depremlerden ne derecede etkilendiğini gösteren eşşiddet haritaları.....	94

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER:

Adı Soyadı: Yusuf AKGÜN

Doğum Yeri: Bucak

Doğum Tarihi: 20.07.1986

EĞİTİM DURUMU:

Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2006-2010)

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2010-2012)

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce

İLETİŞİM:

e-posta adresi: ysfakgn@gmail.com