

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**HATAY (ANTAKYA) - SAMANDAĞ ARASINDAKİ NEOTEKTONİK
DÖNEM YAPILARININ ARAŞTIRILMASI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Özge TEKEŞİN**

Anabilim Dalı : İklim ve Deniz Bilimleri

Programı : Yer Sistem Bilimi

OCAK 2011

**HATAY (ANTAKYA) – SAMANDAĞ ARASINDAKİ NEOTEKTONİK
DÖNEM YAPILARININ ARAŞTIRILMASI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Özge TEKEŞİN
(601071008)**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 20 Aralık 2010

Tezin Savunulduğu Tarih : 25 Ocak 2011

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ (İTÜ)
Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Ziyadin ÇAKIR (İTÜ)
Yrd. Doç. Dr. Caner İMREN (İTÜ)**

OCAK 2011

ÖNSÖZ

Tezi hazırlamamda değerli bilgi ve birikimlerini itina ile bana aktaran saygıdeğer hocam Prof. Dr. Okan Tüysüz'e minnetlerimi sunarım. Arazi çalışmalarında aktardığı bilgi ve gösterdiği yardımlardan ötürü Prof. Dr. Ş. Can Genç'e teşekkür ederim. Yer Radarı ile veri toplama ve işleme aşamalarında göstermiş olduğu yardımlardan dolayı Yard. Doç. Dr. Caner İmren'e teşekkür ederim. Ayrıca Arş. Gör. Dr. Ufuk Tarı, Nalan Lom ve Aras Tüysüz'e arazi çalışmalarında göstermiş oldukları yardımlardan dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmam süresince manevi desteklerini esirgemeyen başta ailem olmak üzere arkadaşlarım Ece Demirci ve Selma Atalay'a teşekkürü bir borç bilirim. Son olarak desteğini hiçbir zaman esirgemeyen Korkut Kaşıkçı'ya minnetlerimi sunarım.

Bu tez çalışması 109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi ve İTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi – “Lisansüstü Tezlerini Destekleme Programı” tarafından desteklenmiştir.

Aralık 2010

Özge Tekeşin

Jeofizik Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	v
KISALTMALAR.....	vii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xv
SUMMARY.....	xvii
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanının Konumu	1
1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	2
1.3 Literatür Özeti	3
2. ÇALIŞMA ALANI.....	9
2.1 Stratigrafik Jeoloji	9
2.1.1 Kızıldağ ofiyoliti (Mof)	9
2.1.2 Midyat grubu (Tmd)	14
2.1.2.1 Midyat kireçtaşı	15
2.1.3 Gildirli formasyonu (Tgd).....	16
2.1.4 Karaisalı formasyonu (Tki).....	18
2.1.5 Sebenoba formasyonu (Tsb)	19
2.1.6 Samandağ formasyonu (Tsmđ)	21
2.1.7 Güncel çökeller	23
2.2 Yapısal Jeoloji.....	26
2.2.1 Altın fayı	28
2.2.2 Gözene fayı	30
2.2.3 Sebenoba fayı	32
2.2.4 Nahırlı fayı	33
2.2.5 Çöğürlü fayı	33
2.2.6 Sutaşı fayı.....	35
2.2.7 Koçören fayı.....	37
2.2.8 Günyazı fayı.....	39
2.2.9 Antakya fayı.....	40
2.3 Bölgenin Depremselliği	42
2.3.1 Genç tektonik hareketler	42
2.3.2 Tarihsel ve aletsel deprem kayıtları.....	44
2.4 Hatay Bölgesinin Jeolojik Evrimi	47
3. MATERYAL VE YÖNTEM	51
3.1 Jeofizik Yöntem Tanımlanması ve Uygulanışı	51
3.1.1 Yer radarı (GPR) yöntemi.....	51
3.1.2 Yer radarı yönteminin tarihçesi.....	55
3.1.3 Yer radarının dayandığı elektromanyetik alan yayılım teorisi.....	56

3.1.4 Yer radarı uygulama alanları	57
3.1.5 Yer radarı yönteminin araştırma derinliği	58
3.1.6 Yer radarı yöntemi ile veri toplama	59
3.1.7 Yer radarı verilerinin veri işlemi.....	60
3.2 Yer Radarı Profilleri.....	62
4. SONUÇLAR	71
KAYNAKLAR.....	73
EKLER	81

KISALTMALAR

DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
GPR	: Ground Penetrating Radar (Yer Radarı)
ÖDFZ	: Ölüdeniz Fay Zonu

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 2.1 : Antakya ve çevresinde etkili olan tarihsel döneme (M.Ö. 2100- M.S.1900) ait depremler.....	45
Çizelge 3.1 : Yaygın jeolojik malzemelerin bağıl dielektrik, iletkenlik, hız ve soğrulma değerleri (Davis ve Annan, 1989; Wilchek, 2000'den düzenlenerek alınmıştır).....	54
Çizelge 3.2 : Anten frekansları ile ilişkili derinlik ve hedef aralığı (Ramac/GPR CU II Hardware Manual, Schukin, 2000)	59

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 1.2 : Doğu Akdeniz'in tektonik haritası (Şengör 1979, Gürsoy ve diğ., 1998, Över ve diğ., 2002).	5
Şekil 2.1 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).	10
Şekil 2.2 : Dermaste Mah. Kızıldağ ofiyoliti levha-dayk kompleksinin görünümü..	12
Şekil 2.3 : Şeyhıdır Tepe doğusunda Kızıldağ ofiyolit dizisinin en üst kısmında yeralan yastık lavların görünümü.	13
Şekil 2.4 : St. Piere kilisesi kuzeydoğusu Midyat kireçtaşı mostrası.	15
Şekil 2.5 : Hünkar Çiftliği KB'sında Gildirli formasyonu mostrası ve formasyon içerisinde gözlenen normal faylanma (Eosen yaşlı Midyat kireçtaşı üzerine diskordan olarak oturan birimin tabanında çamurtaşı (Çmt), üzerinde ofiyolit çakıllı konglomera (K) ve tavanda kumtaşı (Kmt) yeralmaktadır).	17
Şekil 2.6 : Tabanda Kızıldağ ofiyoliti (O) ve üzerini diskordan olarak örten Karaisalı formasyonu (K) mostrası	19
Şekil 2.7 : Sebenoba formasyonu içerisindeki jips bloklarının görünümü.	20
Şekil 2.8 : Özbekli Mah.sinde Samandağ formasyonu mostrası görünümü (Samandağ formasyonu (S) ve kanal yapısı ile üzerini diskordan olarak örten karasal taraça (T) gösterilmektedir).	22
Şekil 2.9 : Harbiye mevkiinde traverten birimin görünümü.	25
Şekil 2.10 : Yamaç molozu (Y) çakıllarının görünümü.	25
Şekil 2.11 : Çalışma alanının fay haritası (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).	27
Şekil 2.12 : Altın fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.	28
Şekil 2.13 : Altın fayının fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.	29
Şekil 2.14 : Altın fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.	29
Şekil 2.15 : Gözene fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.	31
Şekil 2.16 : Gözene fayının fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.	31
Şekil 2.17 : Gözene fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.	32
Şekil 2.18 : Çöğürlü fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.	34
Şekil 2.19 : Çöğürlü fayının fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.	34
Şekil 2.20 : Çöğürlü fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.	35
Şekil 2.21 : Sutaşı fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.	36
Şekil 2.22 : Sutaşı fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.	36
Şekil 2.23 : Sutaşı fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.	37

Şekil 2.24 : Koçören fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.....	38
Şekil 2.25 : Koçören fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.....	38
Şekil 2.26 : Koçören fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.	39
Şekil 2.27 : Antakya fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.....	40
Şekil 2.28 : Antakya fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.....	41
Şekil 2.29 : Antakya fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.....	41
Şekil 2.30 : Hatay ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremlerin dağılımı (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi kapsamında Kandilli Rasathanesi ve D.A.E., 2005 ve Afet İ.G.M., 2005'den alınan veriler ile çizilmiştir).....	44
Şekil 2.31 : Aletsel dönem (1967-2009 yılları arası) depremlerinin fay çözümlerinin gösterimi (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).....	46
Şekil 2.32 : Grabenin fay evrimini gösteren blok diyagramları. A) Geç Miyosen'de (Tortoniyen), rölatif deniz seviyesi yüksektir. Faylanma başlamış olmakla birlikte topoğrafik erkisi düşüktür. B) Geç Miyosen (Mesiniyen), Mesiniyen tuzluluk krizi nedeniyle deniz seviyesi düşmüş, faylanma nedeniyle graben omuzları yükselmiş ve havza içerisinde evaporit çökelişi gelişmiştir. C) Pliyosen'de, graben içi faylar aktif olmuş, grabenin batı kesimlerinde deniz girdileri oluşmuştur. D) Erken Pleistosen'de bir süre gelişmiş olan dıştaki faylar inaktif olmuştur. E) Günümüz, güneydeki fay nedeniyle asimetric bir yapı kazanan graben ve çevresinde tektonik kontrol altında drenaj ağları gelişmiştir (Boulton ve Whittaker, 2009).....	49
Şekil 3.1 : Yeraltı radarı genel düzeneği. A) Radar sistemi ile veri toplanması, B) Yeraltı kesiti, C) Radagram görüntüsü.....	51
Şekil 3.2 : Elektromanyetik dalga yayılımı (Conyers, 2004).....	52
Şekil 3.3 : Hız ve bağıl dielektrik sabit arasındaki ilişki (Daniels, 2004).....	53
Şekil 3.4 : Yeraltı radarı yeraltındaki dielektrik materyallerin elektromanyetik enerji dağılımlarını araştırmak için radyo dalgalarını kullanır. Yaygın olarak kullanılan iki mod vardır. İlki yansıma ve saçılma enerjisinin saptanması. İkincisi materyal boyunca gözlenen enerji yayılımının etkileri.....	53
Şekil 3.5 : Maxwell denklemlerinin şematik gösterimi.	57
Şekil 3.6 : Sabit anten aralıklı veri toplamanın şematik gösterimi (Kadioğlu, 2004).....	60
Şekil 3.7 : Sabit anten aralıklı veri toplama çeşidi ile elde edilen radagram örneği (Kadioğlu, 2004).....	60
Şekil 3.8 : GPR profiline ve veri-işlem adımlarına örnek. 1. Raw data. 2. Başlangıç zamanı filtrelenmiş kesit. 3. Subtract-mean (dewow) yapılmış kesit. 4. Energy decay ile filtre uygulanan kesit. 5. Subtracting average ile filtre uygulanan kesit. 6. Kırılma hiperbolü metodu ile hız analizi yapılan kesit.	62
Şekil 3.9 : Serpantin (S) ve yamaç molozunu (Y) dokanağa getiren Gözene fayının alüvyona daldığı yerdeki 25 MHz'lik anten kullanılarak yapılan GPR ölçümü (kırmızı çizgi fay aynasını göstermektedir).....	63
Şekil 3.10 : Profil 1 lokasyon haritası.	64
Şekil 3.11 : Profil 1 radagram görüntüsü.	64
Şekil 3.12 : Profil 2 lokasyon haritası.	65
Şekil 3.13 : Profil 2 radagram görüntüsü (kırmızı ok fayı göstermektedir).	66

Şekil 3.14 : Profil 3 lokasyon haritası.	67
Şekil 3.15 : a) Profil 3 radagram görüntüsü ,b) Profil 3 topografik düzeltme yapılmış radagram görüntüsü.	67
Şekil 3.16 : Profil 4a-4b lokasyon haritası.....	68
Şekil 3.17 : Profil 4a ve zıt yönde alınan 4b'nin radagram görüntüleri.	69
Şekil A.1 : Antakya – Samandağ koridoru jeoloji haritası (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).	84

HATAY (ANTAKYA) - SAMANDAĞ ARASINDAKİ NEOTEKTONİK DÖNEM YAPILARININ ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Bu çalışmada Akdeniz Bölgesi'nde yer alan ve Ölü Deniz Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kıbrıs Yayı arasında aktif olarak deformasyon geçiren bir bölge olan Hatay (Antakya) – Samandağ koridorunun tektonizması incelenmiştir.

Samandağ İlçesi'nden Antakya'ya kadar uzanan bölge, temel kayaların oluşturduğu topoğrafik yükseltilemlerle çevrelenmiş bir çöküntü alanı (Antakya-Samandağ koridoru) niteliğindedir. Bu deformasyon zonu içerisindeki eski yerleşimler (Antiokheia-Seleukeia Piereia) tarihsel dönemde yıkıcı depremlerden etkilenmişlerdir. Bu depremlerin hangi faylardan kaynaklandığı ve bunların yüzey kırığı oluşturup oluşturmadığı konusunda bilgi yoktur. Aletsel dönemde ise bölgede yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükte bir deprem meydana gelmemiştir.

Çalışma bölgesinin orta kısmından Asi Nehri geçmektedir. Asi Nehri'nin bölgeye yerleşmesinde tektonik hareketlerin önemli bir payı vardır.

Çalışma kapsamında Antakya-Samandağ koridoru ve çevresinin stratigrafisi tanımlanmıştır. İnceleme alanının gözlemlenebilen tabanını Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyoliti oluşturmakta olup bu birim "temel" olarak kabul edilmiştir. Kızıldağ ofiyoliti üzerini küçük bir lokasyonda açılal diskordansla Eosen yaşlı Midyat grubu örtmekte olup bu birim üzerinde ise yine diskordan olarak Miyosen yaşlı Gildirli formasyonu yer alır. Gildirli formasyonu üzerinde Kızıldağ ofiyolitini diskordan olarak örten Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu uyumlu olarak konumlanır. Karaisalı formasyonu üzerinde Miyosen yaşlı Sebenoba formasyonu geçişli olarak yer almaktadır. Bu birim üzerinde de diskordan olarak Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu örter. Güncel çökeller ise tüm birimlerin üzerinde diskordan olarak yer almaktadır. Bu birimler haritalanarak çalışma alanının sayısal jeoloji haritası oluşturulmuştur.

Çalışma kapsamındaki diğer bir araştırma ise bölgenin Kuvaterner evrimi ve depremselliğinin belirlenebilmesi amacıyla sığ jeofizik yöntemlerden biri olan Yer Radarı (GPR) ölçümleri yapılarak olası faylar saptanmaya çalışılmıştır. Yer Radarı (GPR) methodu, araştırılan yüzeyin sığ derinliklerini yüksek çözünürlükte görüntüleyen elektromanyetik bir yöntemdir. GPR methodu ile KD – GB doğrultulu Antakya-Samandağ koridorunu doğu ve batıdan sınırlayarak graben şeklini almasında etken olan fayların arazide takip edilemediği lokasyonlarda ölçüm yapılmıştır. Ölçümler sonucunda elde edilen radagram kesitleri veri işlem teknikleri kullanılarak değerlendirilmiş ve olası faylar saptanmaya çalışılmıştır. Sonuç olarak alanın fay haritası ortaya konulmuştur.

INVESTIGATION OF THE NEOTECTONIC STRUCTURES BETWEEN HATAY (ANTAKYA) – SAMANDAĞ

SUMMARY

In this study, Hatay (Antakya) - Samandağ corridor, SE Anatolia, have been studied. This area is under the effects of Dead Sea Fault Zone, Eastern Anatolian Fault Zone and Cyprus Arc.

The district that extends from Samandağ county to Antakya is a deformation zone (Antakya-Samandağ corridor) bounded by topographical ridges. Ancient settlements within this deformation zone (Antiokheia and Seleukeia Pieria) affected by destructive earthquakes during the historical period. There is no information about which active faults have caused these earthquakes and whether these earthquakes have produced any surface ruptures. During the instrumental period, no earthquakes that may cause surface rupture occur in this region.

The Asi (Orontes) River passes through the center of the Antakya – Samandağ corridor. Tectonic movements have an important role in the emplacement of the Asi River into this region.

Within the scope of this study, stratigraphy of the Antakya – Samandag corridor and its neighborhood have been defined. Visible base of the study area is made up of Cretaceous Kızıldağ ophiolite and it has been accepted as the “basement”. Kızıldağ ophiolite is covered with Eocene Midyat group with angular discordance at a small location, and again Miocene Gildirli formation exists on this unit by means of discordantly. Miocene Karaisali formation, which covers Kızıldağ ophiolite by means of discordantly, located above the Gildirli formation with conformity. Miocene Sebenoba formation is located on the Karaisali formation by means of crossing and Pliocene aged Samandağ formation covers this unit by means of discordantly. And current deposits are located on the all of the units by means of discordantly. These units have been analysed and numerical geological map of the study area have been produced.

In another research within the scope of this study, Quaternary evolution and seismicity of the region have been tried to determine by trying to identify the possible faults, with using Ground Penetrating Radar (GPR). GPR is an electromagnetic method that displays the shallow depths of the investigated surface with high resolution. With GPR method, locations of faults, which limits the Antakya – Samandağ corridor with NE – SW direction from east and west and causes it to form a graben shape, have been measured on the points that can not be followed on land. Radargram sections that were obtained after measurements have been evaluated by using data processing techniques and possible faults have been tried to determine. As a result, fault map of the region have been revealed.

1. GİRİŞ

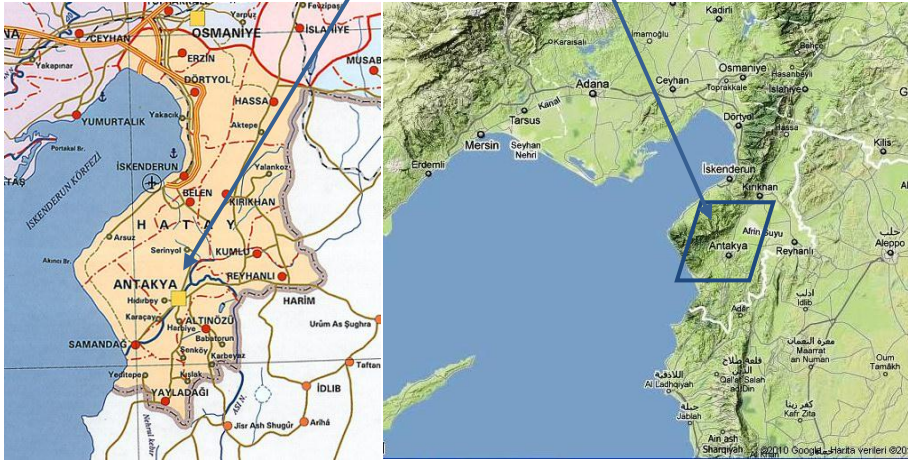
1.1 Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı Türkiye'nin güneydoğusunda Hatay ilinin Antakya-Samandağ koridoru olarak adlandırılan kesiminde; güneyde Samandağ İlçesi ile kuzeyde Serinyol İlçesi arasında uzanan, doğusunda Akra Dağları ile batısında ise Amanos Dağları ile sınırlı olan yaklaşık 400 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.1).

Antakya – Samandağ koridoru KD-GB uzanımlı bir graben şeklinde olup kuzeyde Kızıldağ, güneyde Keldağ arasında yer almaktadır. Bölgedeki en yüksek dağ sırası Amanoslardır. Dörtüyl ilçesi'nin doğusundaki 2.240 m yükseltili Mıgır tepe ilin en yüksek noktasıdır. Samandağ civarında Musa Dağı, Hatay ilinin güneyinde El-Mansuriye Dağı ve batı kısmında Kızıldağ bölgedeki diğer önemli yükseklikleri oluştururlar. Hatay grabeninin güneyini kuşatan Keldağ ise Yayladağı ve Altınözü ilçeleri arasını kapsamakta olup en yüksek noktası Yayladağı İlçesi'nin kuzeybatısındaki 1729 m yükseltili Akra Dağı (Cebel-Akra) dır. Keldağ'ın Merkez ilçeye doğru uzanan bölümü 500 m yükseltili Habib-i Neccar Dağı'nı oluşturmaktadır. Keldağ'ın güneydoğu kesimi ise 1235 m yükseltili Ziyaret Dağı'dır.

İnceleme alanında ki en önemli akarsu toplam uzunluğu 380 km olan, aşağı bölümü Türkiye topraklarında, yukarı bölümü Suriye'de bulunan Asi nehidir. Asi Lübnan'da doğar, Suriye'den geçerek Hatay bölgesine girer ve burada batıya doğru yönelerek Amik Ovası'ndan geçer ve Samandağ ilçesi yakınında Akdeniz'e dökülür. Asi nehrinin çalışma alanı içerisindeki en önemli kolu Karasu Çayı'dır.

Çalışılan bölgeye ulaşım Hatay Havaalanı veya Türkiye'nin birçok yerinden karayolu vasıtasıyla kolaylıkla yapılabilir.



Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışma TÜBİTAK desteği ile yürütülmekte olan Asî Nehri ile Samandağ kıyılarındaki denizel ve karasal taraçaların bölgenin neotektonik konumu içerisindeki yerini belirlemeye yönelik proje içerisinde ve sadece bölgenin neotektonik özelliklerini kapsayacak biçimde gerçekleştirilmiştir.

Akdeniz Bölgesi Ölü Deniz ve Doğu Anadolu Fay zonlarının etkisinde olması sebebiyle tarih boyunca önemli depremlere maruz kalmıştır. Bu çalışma Antakya – Samandağ koridorunun gelişimini anlamak ve bu koridor içerisindeki fayları belirlemek amacıyla yapılmıştır.

Çalışma bölgesi 1/50.000 ölçeğinde haritalanarak jeolojik formasyonların yanı sıra faylanmayla ilişkili jeolojik (fay aynası, fay çizikleri vb.) ve morfolojik veriler yardımıyla fay zonları takip edilmiştir. Fayın izlenemediği veya alüvyon altına daldığı lokasyonlarda sığ jeofizik bir yöntem olan Yer Radarı (GPR) yöntemi ile ölçümler yapılarak fayın uzanımı saptanmaya çalışılmıştır.

Çalışmalar esnasında Harita Genel Komutanlığı'ndan temin edilen 1/25.000 ölçekli Hatay P36-a3, a4, d1, d2, d3, d4 ve P35-c3, c4 topoğrafik paftaları kullanılmıştır. Arazideki düzlemsel ve çizgisel yapılar Brunton pusulası kullanılarak ölçülmüş ve bölgede yüzeyleyen formasyon sınırları ile birlikte haritaya geçirilmiştir. Coğrafi konum ölçümleri Garmin marka GPS ile yapılmıştır.

Çalışmada kullanılan yer radarı (GPR) sığ yer altı ortamının ayrıntılı (yüksek çözünürlükteki) görüntüsünü elde edilmesini sağlayan, çalışılan ortama herhangi bir hasar vermeyen ve hızlı bir şekilde uygulanabilen bir yöntemdir. Yer Radarı ölçümleri ile alan içerisinde toplamda ~5 km uzunluğunda ölçüm alınmıştır. Ölçümler fayı dik olarak kesecek şekilde alınmıştır. Veriler MALA-RAMAC CU II GPR sistemi ile 25 MHz açık (unshielded) ve 250 MHz'lik kapalı (shielded) anten kullanılarak toplanmıştır. Bu farklı frekanstaki antenlerin en yüksek nüfuz derinliği sırasıyla 35-60 m ve 5-15 m aralığındadır. Kayıtlar Ground Vision programı ile toplanmış ve toplanan veriler Reflex 5.5 yazılımı ile temel veri işlem aşamaları kullanılarak değerlendirilmiştir.

Bölgedeki fayların tespiti için yapılan Yer Radarı (GPR) ölçümleri ile elde edilen profiller beraberinde pusula ile ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar değerlendirilerek incelenen alanın jeoloji haritası ve fay haritası ArcGIS 9.3 programı ile hazırlanmıştır.

1.3 Literatür Özeti

Doğu Torosların güney ucunda yer alan Amanoslar ve bunların uzanımında bulunan Kızıldağ ofiyolit masifi Türkiye'deki jeoloji çalışmalarının başlangıcından beri yer bilimcilerin dikkatini çekmiştir.

Kober (1915) Hatay ofiyolitlerinin ve radyolaritlerinin allokton kütleler olduğunu ve Arap bloku üzerine yerleşen ilk napları oluşturduklarını söylemiştir.

Türkunal (1950) Amanosların ve kuzeyinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve bölgenin stratigrafik istifini ortaya koymuştur.

Erol (1963) Asi Nehri'nin iki önemli kolu olan Büyük ve Küçük Karaçalarda gelişen akarsu taraçalarının simetrik olmadığını belirterek bu durumun bu iki akarsuyun kademeli olarak gömülmeleri esnasında güneybatıya doğru kaymasından kaynaklandığını ve bu olayın sebebinin Antakya-Samandağ Koridoru'nu oluşturan faylara bağlı bir tektonik hareket olabileceğini ifade etmiştir.

Ergin ve diğ. (1967), Ambraseys (1989), Ambraseys ve Jackson (1998), Khair ve diğ. (2000), Guidoboni ve diğ. (2004) Ölü Deniz Fay Zonu'nun (ÖDFZ) kuzey kesimlerindeki geç Kuvaterner aktivitesinin bölgedeki tarihsel deprem kayıtları ile kendini ortaya koyduğunu belirtmişlerdir. Bu kayıtları inceleyen birçok araştırmacı yerleşimin binlerce yıl öncesine uzandığı bu bölge ve çevresinde önemli hasarlara neden olmuş çok sayıda yıkıcı depremin varlığından söz etmişlerdir.

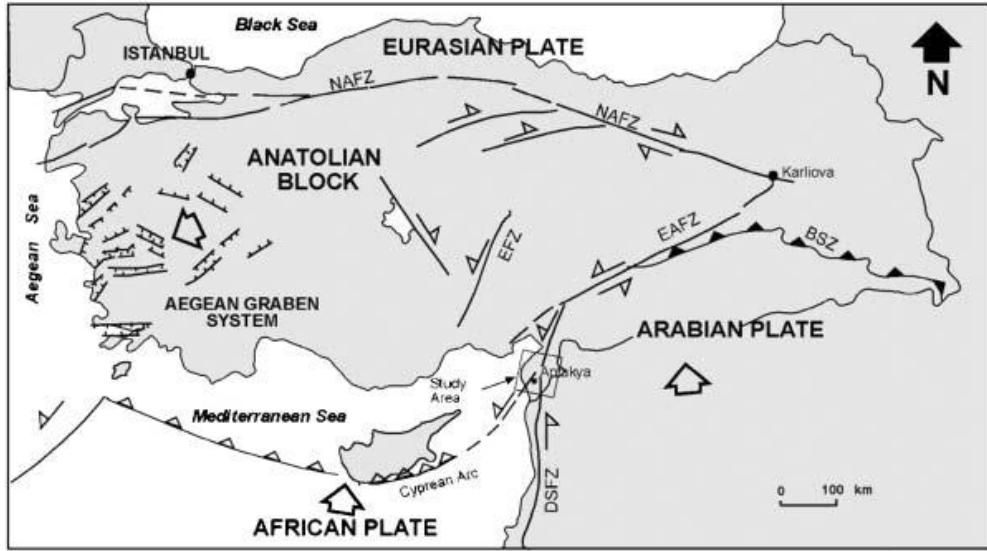
Mc Kenzie (1972), Jackson ve Mc Kenzie (1988), Lybérís ve diğ. (1992) tektonik açıdan bu bölgenin, sol yanal ÖDFZ'nun en kuzey kolu ile yine sol yanal Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAFZ) en güney kolu arasında yer aldığını; bu deformasyon zonlarının Arap-Afrika levhaları ile Anadolu Bloku'nun göreceli hareketlerine bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bu çalışmaya konu olan Antakya – Samandağ koridorunda her iki tektonik kuşağın etkisinin de görüldüğünü belirtmişlerdir.

Aslaner (1973), Aktürk (1974), Tinkler ve diğ. (1980), Karacabey ve diğ. (1983) bölgesel stratigrafi ve formasyonların fosil içeriklerini kapsayan çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalarla bölgenin stratigrafik özelliklerinin yanında maden potansiyeli, jeotermal kaynak ve depremselliğini ortaya koymaya çalışmışlardır.

Çoğulu (1974), Delaloye ve diğ. (1980), Delaloye ve Wagner (1984) çalışılan alanda Geç Kretase boyunca Kızıldağ ofiyolitinin tektonik olarak Mesozoyik Arap platformu dizisi üzerine bindirmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bu ofiyolitinin Kampaniyen'den Maastrichtiyen'e kadar güneye doğru yerleşmiş olduğunu ifade etmişlerdir.

Le Pichon ve Angelier (1979), Şengör (1979), Jackson ve McKenzie (1984), Dewey ve diğ. (1986), Westaway (1994), Westaway ve Arger (1996) Hatay bölgesinin Doğu Akdeniz’de Türkiye’nin GD’sunda konumlanmış DAF, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı ile etkileşim içerisinde uzandığını belirterek bu etkileşimin Arap-Anadolu, Anadolu-Afrika ve Afrika-Arap levhaları ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir (Şekil 1.2).

Tinkler ve diğ. (1981) Üst Kretase yaşlı karbonatların yerleşmiş ofiyolitler üzerine diskordan olarak çökeldiğini belirtmişlerdir. Yazarlar Orta Miyosen kireçtaşlarını resiften türeyen materyal olarak tanımlamışlardır. Geç Miyosen’de üste doğru geçişli olarak marn, kumtaşı ve çamurtaşı tabakalarının çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1.2 : Doğu Akdeniz’in tektonik haritası (Şengör 1979, Gürsoy ve diğ., 1998, Över ve diğ., 2002).

Aktaş ve Robertson (1984), Hempton (1987) Arap ve Anadolu levhaları arasındaki suture zonunun Misis-Andırın kompleksi (Kelling ve diğ.nin Misis kompleksi, 1987), Hatay bölgesinin kuzeyi (Kozlu, 1997, Robertson ve diğ, 2004) ve daha doğuda Türkiye’nin GD’sundan İran içlerine kadar uzanan Bitlis suture tarafından temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Pişkin ve diğ. (1986) Çalışma alanı içerisindeki Üst Kretase sığ deniz karbonatlarının Geç Paleosen - Orta Eosen’e doğru mikrofossil bakımından zengin kireçtaşlarına geçtiğini söylemişlerdir. Karbonatların Erken Senozoyik Arap karbonat platformunun yaygın bir parçasını oluşturduklarını belirtmişlerdir.

Perinçek ve Çemen (1990) DAF ve ÖDF arasındaki yapısal ilişkiyi inceleyerek bu iki fayın olası birleşme şekillerini tartışmışlardır. Ayrıca Antakya'dan Türkoğlu'na kadar uzanan genç çöküntüyü Hatay Grabeni olarak tanımlamış ve yapısal özelliklerini incelemişlerdir.

Pirazzoli ve diğ. (1991) Asi deltasının kuzey ve güneyindeki kıyılar boyunca, bu kesimlerdeki yüksek kıyı izlerini tarihlendirerek incelemişlerdir. Kıyı izlerinin aynı deniz seviyesinde farklı zamanlarda oluşmuş deniz aşındırma çentikleri, dalga aşındırma platformları ve biyolojik oluşumlu eklentilerin kalıntıları olduklarını ifade etmişlerdir. Bu izlerin farklı seviyelerde bulunuyor olmalarını bölgede meydana gelen tektonik hareketlerle açıklamışlardır. Yazarlar, günümüzden önce 2800-2500 yılları arasında meydana gelen sismotektonik bir olayın kıyıyı güneyde 1,2 m, Asi Delta Ovasının kuzeyinde ise 1,7 m'den 2,2 m yi bulan seviyelere kadar yükselttiğini belirtmişlerdir. Daha sonra ise MS 526 da meydana gelen yeni bir sismotektonik hareketin de kıyı bölgesini düzenli olarak 0,7-0,8 m kadar yükselttiğini ifade etmişlerdir.

Yılmaz (1993), Robertson (2002) Hatay bölgesinin kuzey kesiminin Güney Neotetis'in kapanarak Hatay ve Baer-Bassit ofiyolitlerin güneye doğru yerleşmesi ile oluştuğunu söylemişlerdir. Güney Neotetis okyanus havzasının Erken Senozoik boyunca kapanmasının sürerek suturen oluşumunun Miyosen ortalarında tamamlandığını söylemişlerdir.

Yürür ve diğ. (1994) Hatay grabeni içindeki mikrotektonik yapıları inceleyerek Miyosen sonrasında sıkışmalı rejimin sona erip genişlemeli bir rejimin başladığını öne sürmüşlerdir.

Parlak ve diğ. (1998) Karasu Rifti içindeki Orta-Geç Miyosen yaşlı sedimentleri tanımlamışlardır.

Çalışma alanı ve çevresinde etkin olan gerilme rejim(ler)i de farklı araştırmalara konu olmuştur. **Perinçek ve Çemen (1990), Perinçek ve Eren (1990), Yürür ve Chorowicz (1998)**, Amik Ovası ve kuzeyi için DAFZ'nun oluşumuyla ilişkili KD-GB doğrultulu bir açılma rejimi önerirken, **Lyberis ve diğ. (1992), Adıyaman ve Chorowicz (2002)** ve **Westaway (2003)** bu bölgenin sıkışma rejimi etkisinde olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Zanchi ve diğ. (2002), Över ve diğ. (2001), Över ve diğ. (2002) bölgenin tektonik özelliklerini paleostres analizleri ile değerlendirerek Geç Miyosen'den günümüze iki ayrı gerilme rejiminin etkin olduğu sonucuna varmışlardır. Buna göre, Geç Miyosen-Pliyosen döneminde Suriye'nin kuzeydoğusunda etkin olan K-G doğrultusundaki sıkışma yönlerinin Pliyosen-Kuvaterner döneminde KB-GD yönlü sıkışmaya; Amik Ovası ile kuzeyinde KB-GD yönünde olan sıkışma yönlerinin ise KD-GB yönlü açılmaya dönüştüğünü belirtmişlerdir.

Över ve diğ. (2004) Doğu Akdeniz'de levha hareketlerinin Arap/Anadolu, Afrika/Arap ve Anadolu/Afrika sınırları boyunca Amanos Fayı, Ölüdeniz Fayı ve Kıbrıs Yayı arasında meydana geldiğini ve Amik Ovası'nın DAF'nın bir devamı niteliğinde ki Amanos Fayı, ÖDF ve Kıbrıs – Antakya Transform Fayı etkileşimi ile şekillendiği ifade etmişlerdir. Aktif fayların adı geçen yapısal zonların Antakya'nın KD'sundaki Amik Ovası'nda birleşmesiyle üçlü eklemi (triple junction) oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Akyüz ve diğ. (2006) ÖDFZ'nun Asi Nehri'nin batısından Türkiye'ye girerek Amik Ovası kuzeyine kadar olan kısmında fay zonunun jeolojik ve morfolojik özelliklerini incelemişler, ÖDFZ'nun Suriye – Türkiye sınırının güneyi ile Amik Ovası kuzeyi arasında kalan segmentine Hacıpaşa fayı adını vermişlerdir. Araştırmaları doğrultusunda Hacıpaşa fayı üzerindeki fay yüzeyi, sırtlar ve fay ötelenmeleri gibi başlıca jeolojik ve morfolojik kanıtları detaylı olarak haritalamışlar, fay üzerinde hendek (trench) açarak elde edilen verilerle tarihsel deprem kayıtlarını kıyaslamışlardır. Kıyaslama sonucu bu depremlerin MS 859, 1408 ($M > 7$) ve 1872 ($M = 7,2$) tarihsel depremleri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Saha çalışmaları, paleosismolojik çalışmalar ve tarihsel deprem kayıtlarının karşılaştırılması ile ÖDFZ'nun kuzey segmentinin (Hacıpaşa fayı) önemli bir atımı olduğunu ve bu fay üzerindeki faylanmanın tekrarlanma süresinin 506 ± 42 yıl olduğu sonucuna varmışlardır.

Boulton ve diğ. (2007) Hatay bölgesindeki güncel verilere dayanarak ve Geç Kretase'den günümüze kadar olan tektonik olaylarla ilişkili olarak Miyosen sedimanlarının bölgesel bir foreland (önülke) havzası içinde biriktiği sonucuna varmışlardır. Bu yazarlar Hatay bölgesindeki Miyosen sedimanlarının Plio-Kuvaterner yaşlı Hatay grabeni içerisindeki ana faylanmadan önce meydana geldiği konusunda tahminde bulunmuşlardır. Hatay grabenini bir Plio-Kuvaterner transtansiyonel (gerilim geçirmeli) özellikte topografik bir çöküntü alanı olarak yorumlamışlardır. Grabenin Arap (Afrika) ve Torid (Avrasya) levhalarının son çarpışmaları ile Anadolu levhasının batıya doğru tektonik kaçışından etkilenmiş olduğunu belirtmişlerdir.

2. ÇALIŞMA ALANI

2.1 Stratigrafik Jeoloji

İnceleme alanının stratigrafisi Kretase yaşlı ofiyolitler ile başlayan, Eosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimlere kadar devam eden bir istif sunmaktadır (Şekil 2.1). Çalışma alanının gözlemlenebilen tabanını Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyoliti oluşturur. Bu nedenle bu birim “temel” olarak kabul edilmiştir. Bu birimin üzerini küçük bir lokasyonda açısal diskordansla Eosen yaşlı Midyat grubu örter. İnceleme alanında sadece kireçtaşı ile temsil edilen Midyat grubu üzerinde yine diskordan olarak Miyosen yaşlı Gildirli formasyonu yer alır. Gildirli formasyonu üzerinde, Kızıldağ ofiyoliti üzerinde diskordan olarak oturan Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu uyumlu olarak yer alır. Mikrosparitik kireçtaşından oluşan bu birim üzerinde yine Miyosen yaşlı Sebenoba formasyonu geçişli olarak yer alır. Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu Miyosen birimlerini diskordan olarak örter. Pliyosen yaşlı birimler üzerine diskordan olarak gelen Kuvaterner yaşlı karasal taraça, denizel taraça, yamaç molozu, traverten ve alüvyonlar bölgenin en genç birimleridir.

2.1.1 Kızıldağ ofiyoliti (Mof)

Antakya – Samandağ koridorunun en yaşlı birimi olan allokton nitelikli Kızıldağ ofiyoliti ultrabazik ve bazik kayalardan oluşur. Kızıldağ ofiyoliti ilk olarak Selçuk ve diğ. (1985) tarafından farklı kaya birimlerine ayrılmıştır ve haritalanmıştır.

Her ne kadar inceleme alanında tabanı izlenemese de eski incelemelerden Kızıldağ ofiyolitinin Erken–Orta Maastrichtiyen’de Arap levhasının karbonat platformu üzerine yerleştiği bilinmektedir (Dubertret, 1953; Vuagnat ve Çoğulu, 1967, Delaloye vd.,1980).

Genel Stratigrafik Kesit						
	Devre	Formasyon	Simge	Litoloji	Açıklamalar	
Senozoyik	Kuvaterner	Alüvyon	Qal		Köşeli ve yuvarlaklaşmış çakıllı, çimentolaşmamış konglomera	
		Traverten	Qt		Çok boşluklu, bitki kalıntılı	
		Yamaç Molozu	Qy		Köşeli çakıl ve blok ar dalanması	
		Karasal Taraça	Denizel Taraça		Qdtr	Çakıl, kaba kum ar dalanması
				Qtr		
	Pliyosen	Samandağ Fm.	Tsmd		Diskordans	Altta marn-kireçtaşı üstte şeyl-silttaşı-kumtaşı ar dalanması
	Miyosen	Sebenoba Fm.	Tsb		Diskordans	Altta yer yer jips içeren kireçtaşı, üstte marn-kiltaş ar dalanması
		Karaisalı Fm.	Tki		Mikrospartik kireçtaşı	
		Gildirli Fm.	Tgd		Taban konglomerası, kumtaşı, killi kireçtaşı	
	Eosen	Midyat Grubu	Tmd		Diskordans	Konglomera, çörtlü, killi kireçtaşı
Mesozoyik	Kretase	Kızıldağ Ofiyoliti	Mof		Diskordans	Peridotit, diyabaz, yastık lav

Şekil 2.1 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).

Ofiyolit topluluğu sahada alacalı rengi ve sarp kireçtaşı kütleleri altında yeralışı ile topoğrafyada kolayca tanınır. Kızıldağ ofiyoliti İskenderun, Belen, Antakya, Çevlik, boyunca KD-GB yönünde uzanım gösterir ve 720 km² alan kaplamaktadır (MTA, 2003). İnceleme alanında ise tipik mostraları Çöğürlü, Sutaşı, Dursunlu Mah., Aydınbahçe (Güvere), Şeyhmaruf Çifliği dolayları, Dermaste Mah. ve Defne Mah. dolaylarında yüzeylemiştir.

Kızıldağ ofiyolitinde ofiyolitik dizinin bütün kaya türlerini görmek mümkündür. Bu ofiyolitik kompleks alttan üste doğru tektonit peridotitler, tabakalı gabrolar, tabakalanmasız masif gabro, levha dayk kompleksi (diyabaz) ve yastık yapılı lavlardan oluşmaktadır (Tekeli ve Erendil, 1986).

Kızıldağ ofiyolitinin egemen litolojisi peridotitlerdir. Peridotit taze yüzeyinde koyu yeşil, ayrılmış yüzeyde kahverengimsi, koyu kırmızımsı renkli, kolayca kırılır özellikte. bazı lokasyonlarda cilalı ve parlak yüzeylidir. Yer yer küçük kromit mineralleri içerir. Peridotitler tabakalanmalı olup kalınlıkları 15 – 45 cm arasında değişmektedir. Peridotitlerin büyük bir kısmı serpantinleşmiştir. Serpantinitler yeşil - koyu yeşil, siyahımsı renkli ve elek dokuludur. Peridotit üzerinde yeralan tabakalı gabro birimi gabro – verlit ardalanmasından oluşurken dünit, lerzolit gibi ultramafik kayalardan oluşan aratabakalar içermektedir. Ultramafik kümülatlar dizinin en alt kesiminde yoğunlaşmıştır ve bu dizinin en belirgin özelliği çok iyi gelişmiş tabakalanmasıdır. Olivin-klinopiroksen-gabro birim içerisinde gözlenen yaygın kaya türüdür. (Tekeli ve Erendil, 1986).

Bu birim üst kısımlara doğru tabakalanmasını kaybeder ve tabakalanmasız masif gabroya geçer. Masif gabro altında yeralan tabakalanmayla uyumlu olup bazen de düzensizce gelişmiş laminalanma gösterir. Laminasyon plajiyoklas ve klinopiroksen minerallerinin birbirine paralel dizilişi ile oluşmuştur. (Tekeli ve Erendil, 1986). Kızıldağ ofiyoliti birbirine paralel olarak gelişmiş diyabaz dayklarından oluşan iyi gelişmiş ve korunmuş dayk karmaşığı içermekte olup üst kısımlara doğru volkanik birimleri kesen diyabaz dayklarına geçildiği gözlenmiştir (Şekil 2.2). Dayklar arasında yan kaya bulunmaz ve birim %100 dayklardan oluşmuştur (Tekeli ve Erendil, 1986).

Ofiyolit dizisinin en üst kısmında yer alan volkanik karmaşık ise kötü korunmuş olup akıntı arası ve yastık arası çökeller içeren yastık lav akıntılarında oluşmaktadır (Şekil 2.3). Lavlar ana bileşenleri plajiyoklas, klinopiroksen ve cam olan bazaltlardır. Bu volkanik istif içerisinde kısmen ya da bütünüyle manganezce zenginleşmiş kırmızı – kahverengi renkli çört ve çamurtaşı tabakaları vardır (Tekeli ve Erendil, 1986).



Şekil 2.2 : Dermaste Mah. Kızıldağ ofiyoliti levha – dayk kompleksinin görünümü.

Çöğürlü mevki dolaylarında koyu yeşilimsi – kahvemsii renkte serpantin içerisinde asbestleşme gözlenmiştir. Asbest açık yeşilimsi – beyaz renkte ve iğnemsii bir yapıda görülmüştür. Çöğürlü Mah. güneyi ile Karacağaç Tepe’si kuzeyi arasında kalan ofiyolit ve kireçtaşı dokanağının gözlemlendiği yerde, serpantinitin üst kısmının koyu kahverengi, dayanımsız ve kalın kalsit damarları içermekte olduğu, alt kısmının bordomsu renkte, yüksek dayanımlı ve ince kalsit damarları içerdiği tespit edilmiştir. Serpantinit içerisinde düzensiz kırık sistemleri gelişmiştir. Karacağ dolaylarında ofiyolitik dizinin tabakalı ve masif gabro birimleri; Dermaste Mah. civarında ise levha dayk kompleksleri gözlemlenmiştir. Kızıldağ ofiyolitinin kalınlığının 8500 m den fazla olduğu tahmin edilmektedir (MTA, 2003).



Şekil 2.3 : Şeyhıdır Tepe doğusunda Kızıldağ ofiyolit dizisinin en üst kısmında yeralan yastık lavların görünümü.

Dubertret (1955) Kızıldağ Masifi ve çevresindeki ofiyolitlerin Kampaniyen'den Maastrichtiyen'e kadar (Üst Kretase) oluştuğunu, 3000 m kalınlıkta olduğunu ve en alttaki peridotitlerden en üstteki yastık lavlara kadar bütün kayaç birimleri arasında tedrici geçişlerin bulunduğunu ifade etmiştir.

Çoğulu (1973, 1974) Maastrichtiyen öncesi dönemde Arap – Afrika Bloku'nun güneye doğru hareket etmesiyle, bölgede ofiyolitlerin çıkışına elverişli bir gerilme zonu oluştuğunu ve böylece bir denizdibi yayılması meydana geldiğini belirtmiştir. Bunun sonucunda oluşan Kızıldağ ofiyoliti Maastrichtiyen sonlarına doğru Arap – Afrika Blokunun kuzeye hareketi bu platform üzerine yerleşerek Kızıldağ Masifi'nde şimdiki yerini aldığını belirtmiştir. Delaloye ve diğ. (1979, 1980)'ne göre jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar Kızıldağ ofiyolitinin oluşum yaşını Üst Kretase olarak vermektedir. Ofiyolit bölgedeki yerleşim yaşı ise Geç Maastrichtiyen olarak belirtilmektedir (Dubertret, 1953, Aslaner, 1973, Selçuk, 1981).

Kızıldağ ofiyoliti Kuruyer ve Dermaste Mah. civarlarında Eosen yaşlı Midyat grubu kireçtaşları ve Hünkar Çiftliği, Zeytinliyazı mevki dolaylarında da Miyosen yaşlı Gildirli formasyonu tarafından, inceleme alanının büyük bir kesiminde ise Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Bu dokanağın iyi görüldüğü yerlerden bazıları Sümerler Mah. ve Öte Mah. dolaylarıdır. Sutaşı Köyü gibi bazı lokasyonlarda ise ofiyolit ve kireçtaşı birimleri fayla yanyana gelirler. Selçuk (1981)'e göre, Kızıldağ ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak otokton birimler çökelmiştir. Üst Maastrichtiyen konglomeraları ile başlayan bu birimler Paleosen, Eosen, Orta – Üst Miyosen ve Pliyosen sedimanları ile devam etmiştir.

2.1.2 Midyat grubu (Tmd)

Midyat grubu Maxson ve Tromp tarafından 1957 yılında formasyon olarak isimlendirilmiştir (Tuna, 1973). Sungurlu (1974) TPAO tarafından belirlenmiş olan VI. bölgede (Gaziantep – Adıyaman yörelerinde) Midyat formasyonunu alttan üste doğru; Alt dolomitik kireçtaşı, Çörtlü kireçtaşı, Üst kireçtaşı olmak üzere üç üyeye ayırmıştır. Perinçek (1978, 1980, 1990) ise “Midyat” adını grup ismi olarak kullanmış ve Midyat grubunun Alt Eosen'den Üst Eosen'e kadar yaşlar içeren formasyonlardan oluştuğunu belirtilmiştir. Daha sonra değişik yörelerde çalışma yapan araştırmacılar grup ismini benimseyerek değişik formasyonlara ve üyelere ayırmışlardır.

Grup alttan üstte doğru Gercüş formasyonu, Becirman kireçtaşı üyesi, Kavalköy formasyonu, Hoya, Gaziantep, Germik, Havillati ve Fırat formasyonundan oluşmuştur (Perinçek, 1990). MTA (2003) ile Boulton ve diğ. (2007) Hatay yöresinde yaptıkları çalışmalarda bu grup karşılığı olarak Okçular formasyonu ve Kışlak formasyonu adlandırmalarını kullanmışlardır. Perinçek (1990) Midyat grubunun tip kesit yeri olarak Mardin'nin Midyat İlçe'si kuzeyindeki Hasankeyf çevresi olarak belirtmiştir.

İnceleme alanı içerisinde Midyat grubu küçük bir lokasyonda çört seviyeleri içeren kireçtaşı istifinden oluşmaktadır. Bu nedenle bu çalışmada Sungurlu'nun (1974) de kullanmış olduğu şekliyle Midyat kireçtaşı (Çörtlü kireçtaşı üyesi) adı benimsenerek kullanılmıştır.

2.1.2.1 Midyat kireçtaşı

Midyat kireçtaşı konglomera, yer yer çörtlü kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluşmaktadır. Formasyon içerisindeki fosillerden elde edilen bulgular Orta – Üst Eosen yaşlarını vermektedir (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1990; Boulton ve diğ., 2007).

Çalışma alanı içerisinde formasyonun tipik mostraları Kuruyer, Lahsiye Çif., Hünkar Çif. GD'sunda yüzeylemektedir.

Birim tabanda konglomera ile başlamakta, üzerine ise çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı gelmektedir. Konglomera açık pembemsi, yeşilimsi renklerde, iyi çimentolanmış olup tabanındaki ofiyolit biriminin serpantin çakıllarını içermektedir. Üste doğru ara ara çört seviyeleri içeren kireçtaşı görülmektedir. Formasyonun en çok gözlenen üst birimi ise killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları grimsi – kül renginde, taze yüzeyi sarımsı - krem renkte olup mikritik dokulu, orta – kalın tabakalanmalı, çatlaklı ve karstik yapılıdır (Şekil 2.4).

Lahsiye Çiftliği KD'sunda birim gri, taze yüzeyde sarımsı renkte, mikritik dokulu, masif killi kireçtaşı şeklinde gözlenmiştir. Formasyonun gözlemlendiği farklı bir lokasyon olan Miraslı Mah. dolaylarında açık sarı, grimsi kireçtaşları yaklaşık K60D doğrultusunda 28 GD'ya eğimli düzgün kalın tabakalar halinde konumlanmıştır.



Şekil 2.4 : St. Piere kilisesi kuzeydoğusu Midyat kireçtaşı mostrası.

Formasyonun farklı lokasyonlarda 100 – 300 m arasında değişen kalınlıkta olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından ifade edilmiştir.(Perinçek, 1990). Çalışma alanında gözlemlenen kalınlığı ise 15 m ile 100 m arasında değişmektedir.

Midyat kireçtaşının regresif aralıklar içeren transgresif bir istif olduğu ve siğ denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmiştir (MTA, 2003). Boulton ve diğ., (2007) kireçtaşlarının özellikle bentik foraminifer (çoğunlukla nümmülitler) gibi mikrofosil bakımından zengin olduğunu ve Orta Eosen yaşı verdiğini belirtmişlerdir. Formasyonun üst sınırı Miyosen yaşlı kireçtaşlarıyla açısız diskordanslıdır.

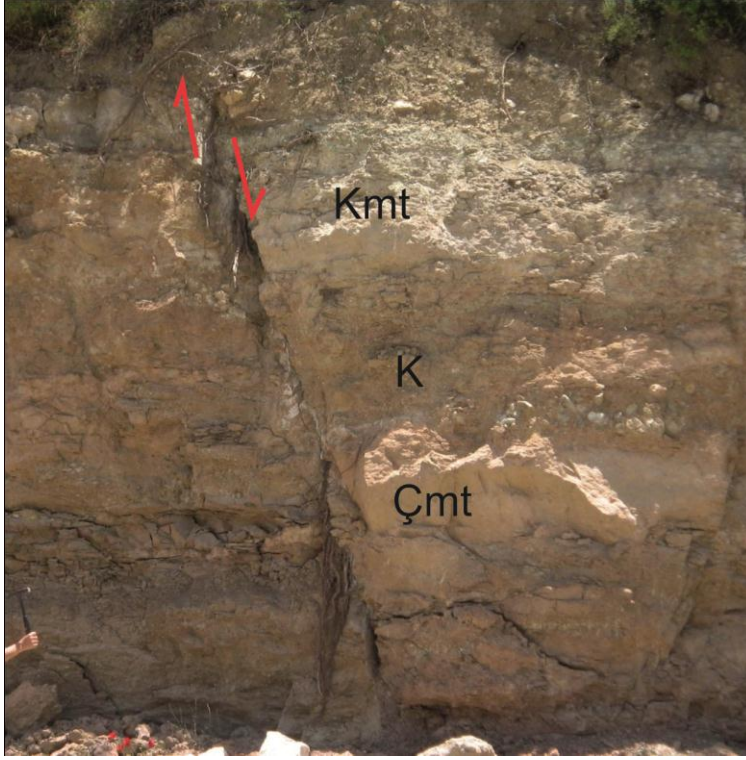
2.1.3 Gildirli formasyonu (Tgd)

Gildirli formasyonu ofiyolitik kaya topluluğu ile Midyat grubu kireçtaşları üzerine diskordan olarak gelen kırıntılılardan oluşun karasal bir birimdir. Şafak (1993) Hatay Grabeni'ndeki Balyatağı formasyonu ile Gildirli formasyonu arasında olan litolojik benzerlikten dolayı birimin Akitaniyen – Burdigaliyen yaşında olduğunu ileri sürmüştür.

Gildirli formasyonuna ilk olarak Schmidt (1961)'de isim vermiştir. Daha sonraki araştırmacılarından Görür (1977) ve Derman (1979) çalışmalarında aynı ismi kullanmış olup Selçuk (1981) Enek formasyonu (Sofular Üyesi), Kozlu (1982) Kalecik formasyonu (Horu kireçtaşı Üyesi), Boulton ve diğ. (2007) Antakya – Belen koridorundaki Kıcı köyünde tip kesit vererek Kıcı Formasyonu adlandırmalarını yapmışlardır. Görür (1992)'e göre formasyon Adana Havzası kenarında Karaisalı mevkiindeki Gildirli köyünde tip kesit vermiştir.

Formasyonun çalışma alanındaki tipik mostraları Zeytinliyazı mevki dolayları, Hünkar Çiftliği Köyü, Kuruyer Köyü'nün kuzeybatısında yüzelemiştir.

Birim içerisindeki kaya türleri kırıntılı sedimentlerle temsil edilmiştir. Egemen olarak silttaşı, çamurtaşı, kumtaşı, ve konglomera gözlenmiştir. Silttaşları açık sarımsı renkte olup ince tanelidir. Kumtaşları pembemsi renkli, orta tabakalı, ince taneli, gevşek çimentoludur. Çamurtaşı sarımsı, yer yer pembemsi renklerde, orta tabakalı olarak gözlenmiştir. Konglomeranın taneleri genellikle serpantin çakılından oluşmuş olup yarı köşeli ve kötü boylanmıştır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 : Hünkar Çiftliği KB'sında Gildirli formasyonu mostrası ve formasyon içerisinde gözlenen normal faylanma (Eosen yaşlı Midyat kireçtaşı üzerine diskordan olarak oturan birimin tabanında çamurtaşı (Çmt), üzerinde ofiyolit çakıllı konglomera (K) ve tavanda kumtaşı (Kmt) yer almaktadır).

Formasyonun tabanı kumtaşı lensleri ve serpantin çakılları içeren konglomeralardan oluşur. Serinin üst kısmı kırmızı-mor konglomeralar ve kalın litarenitler ile koyu gri ve siyah çamurdan oluşmuştur. Kumtaşları çapraz tabakalı ve paralel laminalı olup biyotürbasyon yaygındır (Boulton ve diğ., 2007).

Zeytinliyazı mevki dolaylarında açık sarı renkte silttaşı, pembemsi - morumsu çamurtaşı, pembemsi renkte karbonatlı kumtaşı ve yeşilimsi - morumsu renkte, ofiyolit çakıllı çakıltaşı, ardaşın Midyat grubu üzerinde yüzelediği görülmüştür. Çakıllar 1 mm -3 cm arasında değişen boyutlarda olup derecelenme gözlemlenmez.

Gildirli formasyonunun kalınlığı Kırıkhan ilçesi civarında ~100-150 m dir (Boulton ve diğ., 2007). Gildirli formasyonunu sedimanları kıyı ortamında oluşmuş, sığ denize açılan yelpaze deltası çökelleri olduğu belirtilmektedir (Görür, 1977).

Gildirli Formasyonu bazı lokasyonlarda Kızıldağ ofiyoliti üzerinde, bazı lokasyonlarda ise Midyat grubu kireçtaşları üzerinde açısal diskordansla oturur. Birimin üst sınırını da uyumlu olarak örten Karaisalı kireçtaşları oluşturur.

2.1.4 Karaisalı formasyonu (Tki)

Karaisalı formasyonunun alt seviyelerinde kumtaşı, çamurtaşı gibi kırıntılı birimler yer almakta olup üst kısımlara doğru sığ denizel kireçtaşı egemendir. Yetiş (1988) Karaisalı kireçtaşının içerdiği fosil bakımından Burdigaliyen – Langiyen (Orta Miyosen) yaşında olduğunu ifade etmiştir.

Formasyonu Derman (1979) Karaisalı kireçtaşı olarak adlandırmıştır. Daha sonraki araştırmacılar sırasıyla Selçuk (1981) Enek Formasyonu, Kozlu (1982) Kalecik Formasyonu, Günay (1984) Tekneşinar Formasyonu, Boulton ve diğ. (2007) Kepez Formasyonu olarak isimlendirmişlerdir. Boulton ve diğ. (2007)'e göre formasyonun tip kesiti Kırıkhan'nın 6 km batısındaki Kepez Tepesi'dir.

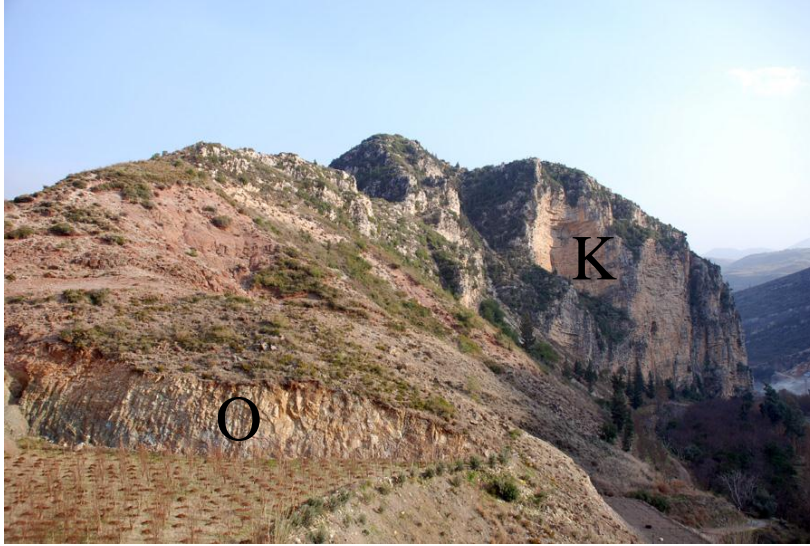
Karaisalı formasyonu Samandağı, Nahırlı dolayları, Yeşilyazı Mah., Sarpça Burnu, St. Simon dolaylarında mostra verir.

Formasyon altta taban konglomerası, kumtaşı, çamurtaşı gibi kırıntılı birimler ve üstte sığ denizel kireçtaşından oluşmuştur. Taban konglomerası kırmızımsı, az yuvarlak, serpantin çakıllı, zayıf çimentolanmalıdır. Kumtaşı bej, açık kahverengi, ince taneli, iyi tabakalanmalıdır. Çamurtaşı, kahverengi, kırmızımsı renktedir. İstifin üzerinde yer alan ve egemen litolojisini içeren kireçtaşı ise sarımsı, bej renkli, taze kırılma yüzeyi ise krem renginde olup, kalın tabakalı (30-60 cm), sert, kırıklı yapıdadır. Kireçtaşları karstik özellik gösterir.

Formasyon altta Kızıldağ ofiyoliti üzerine oturan az yuvarlak serpantin çakılları ve kırmızımsı çamurtaşı biriminden oluşmaktadır. Bu birim üzerine kumtaşı ve silttaşı gelmektedir. İstifin üstüne doğru ise kırıntılı malzeme, karbonat bileşimi içermeye başlar ve sığ denizel kireçtaşına geçer. Resifal nitelikli bu kireçtaşı gri-bej-sarımsı renkli, masif, sparitik dokuludur (Şekil 2.6).

St. Simon dolaylarında açık gri renkli, masif, mikritik dokulu, yüzeyi atmosferik etkilerle aşınmış kireçtaşı mostraları gözlemlenmiştir. Sümerler Mah. dolaylarında birimin grimsi renkte, mikritik dokulu, kalın tabakalı ve yer yer çört yumruları içeren seviyeleri izlenmiştir.

Formasyonun kalınlığı Derman (1979)'a göre ~345m dir. Boulton ve diğ., (2007)' e göre ise birimin gözlemlenebilen kalınlığı ~15 m dir. Çalışma alanı içerisinde gözlemlenebilen kalınlığı ise ~150 m dir.



Şekil 2.6 : Tabanda Kızıldağ ofiyoliti (O) ve üzerini diskordan olarak örten Karaisalı formasyonu (K) mostrası.

Birimin özellikle üst kısmını temsil eden resifal kireçtaşları içerisinde bol miktarda fosil bulunmuştur. Formasyonun içerdiği fosiller gastropod, ekinid ve mercandır.

Karaisalı formasyonu yatay ya da yataya yakın tabakalanmalıdır. Birimde büyük ve devamlı bir kıvrım gözlenmemektedir.

Karaisalı formasyonu tabanda Kızıldağ ofiyoliti üzerinde açıl diskordansla, Gildirli formasyonu üzerinde ise uyumlu olarak konumlanır. Birimin üzerini ise geçişli olarak kumlu, çakıllı, killi, jipsli birimler içeren Sebenoba formasyonu örtmüştür.

2.1.5 Sebenoba formasyonu (Tsb)

Sebenoba formasyonu yer yer jips içeren marn kilaşı ardalanmalı, kumtaşı ve kireçtaşından oluşmuştur. Boulton ve diğ., (2007), formasyonun içerdiği fosil ve mikrofosil kalıntıları bakımından Messiniyen (Geç Miyosen) yaşında olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Sebenoba formasyonu ilk kez Şafak (1993) tarafından çalışılmış olup literatürde Vakıflı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonunun tip kesit yeri olarak Samandağı'nın kuzeyinde yer alan Vakıflı köyü gösterilmiştir (Boulton ve diğ., 2007).

Formasyonun tipik mostraları inceleme alanının Nahırlı, Sebenoba, Gözene Mah., ve Vakıflı Köyü'nde yer alır.

Formasyon alt kısımlarda killi kireçtaşı, kumtaşı, üstte doğru yer yer jips ve anhidrit içeren marn – kıltaşı ardalanmasından oluşmuştur (Şekil 2.7). Killi kireçtaşı açık sarı, beyaz renklerde, ince taneli ve ince tabakalıdır. Kumtaşı bej renkte, ince taneli, gevşek çimentolanmalı ve ince tabakalıdır. Marn - kıltaşı ardalanması açık grimsi, beyazımsı renkte olup mercekler halinde yer yer evaporitik seviyeler içermektedir. Bu seviyeler bazen beyaz renkli, kristalleri belirgin, yumuşak jipsler bazen de süt beyazı renginde, tabakalı, jipse nazaran biraz daha sert olarak açığa çıkan ve belirgin dilinimleri olan anhidritlerdir.



Şekil 2.7 : Sebenoba formasyonu içerisindeki jips bloklarının görünümü.

Sebenoba formasyonu geçişli olarak tabanındaki Karaisali kireçtaşlarından ayrılır. Birim üst kısımlara doğru jipsli bir marn matriksi içinde oluşmuş laminalı alabastrin jips bloklarını içermektedir (Boulton ve diğ., 2007). Arazide gözlemleri bu blokların karstlaşma sonucu blok niteliği kazanmış jips blokları olduğunu göstermektedir.

Nahırlı dolaylarında bu birim kirlili sarı renkli kumtaşı ile ince tabakalı kil ardalanmasından oluşmuştur. Kumtaşının taneleri orta kum boyutunda olup iyi boylanmış, derecelenmeli, tabakaların alt ve üstü keskin, tabaka kalınlığı 5-25 cm arasında ve yüzeyde elle ufalanır niteliktedir. Ayrıca tabanda yer yer oksidasyon seviyeleri oluşmuştur. Kil seviyeleri ise bej-pembemsi renkte, çok ince tabakalı (1-5 cm), düzgün tabakalanmalı, dağınık bir yapı sergilemektedir.

Gözene Mah. de kil – marn ardalımalı birim içerisinde yer yer merceksi beyaz renkte, belirgin klivajlı jips gözlenmiştir. Sebenoba formasyonunun çalışma alanındaki kalınlığı 100 – 200 m arasındadır (MTA, 2003).

Jeolojik verilere göre Orta Miyosen’de Akdeniz’in doğudaki Hint Okyanusu ile, Geç Miyosen’de de Cebelitarık boğazındaki Betik ve Rift geçitlerinin kapanmasıyla birlikte batıdaki Atlantik Okyanusu ile bağlantısı tamamen kesilmiştir. Bunun sonucunda Akdeniz’e su giriş – çıkışı olmadığı için kapalı bir havza haline gelmiş ve o dönemdeki iklimin sıcak ve kurak niteliği yüzünden yoğun buharlaşma nedeniyle kurumaya başlamıştır.

6 milyon yıl önce (Messiniyen’de) Akdeniz tamamen kurumuş ve Akdeniz havzasında jips, anhidrit ve kaya tuzundan oluşan evaporitler çökelmiştir. Bu olay Messiniyen tuzluluk krizi olarak bilinmektedir (Hsü, 1972, Bandy, 1975). Birçok araştırmacı evaporitli seviyelerin Messiniyen döneminde oluştuğunu ve bu seviyelerin üzerine Pliyosen yaşlı çökellerin geldiğini belirtmişlerdir (Hsü, 1972, Hsü ve diğ., 1977, Bandy, 1975, Robertson ve diğ., 1991, Bonaduce ve diğ., 1992). Akdeniz’i etkisi altına alan Messiniyen tuzluluk krizinin sonuçları Türkiye’nin güney kesimlerinde görülmektedir (Yetiş ve Demirkol, 1986, Nazik ve Gökçen, 1995). Yetiş ve Demirkol (1986), Yetiş (1988) ve Nazik ve Gökçen (1995) araştırmaları sonucunda Adana Havzası’nda yer alan jipslerin Messiniyen dönemine ait olduklarını belirtmişlerdir. Çalışma alanı içerisindeki Sebenoba formasyonu da içerdiği jips ve anhidrit fasiyesleri nedeniyle Messiniyen döneminde çökelmiş evaporasyon geçirmiş bir ortamı göstermektedir.

Formasyonun alt dokanağı Karaisalı formasyonu ile geçişli olup üst dokanağı ise Samandağ formasyonu tarafından diskordan olarak örtülmektedir.

2.1.6 Samandağ formasyonu (Tsmd)

Samandağ formasyonu karasal kırıntılı kayalar ve gölsel istiflerden oluşmuştur. Formasyonun mollusk faunası Piyasensiyen (Üst Pliyosen) yaşında olduğunu işaret etmektedir (Karakuş ve Güler, 1994).

Samandağ formasyonu ilk olarak Atan (1969) tarafından adlandırılmıştır. Samandağ formasyonu Saman dağı ve güneyindeki aynı isimli komşu yerleşim yerinden ismini almıştır. Formasyonun tip kesit yeri olarak Samandağ, Kuşalanı (Mutayran) ve Saraycık köyü civarı verilmiştir (Boulton ve diğ., 2007).

Formasyonun tipik mostraları Yukarı Ekinci, Alazı, Hancağız, Gümüşgöze, Mızraklı, Büyükçad dolaylarında ve Samandağ ilçesinde yüzeyleir. Boulton ve diğ. (2007) Pliyosen istifin morfolojik olarak topoğrafyanın düşük olduğu yerlerde özellikle Amik ovası Kuvaterner alüvyonlarının altında geniş yer kapladığını belirtmişlerdir.

Formasyon killi kumlu kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşından oluşmuştur (Şekil 2.8). Killi-kumlu kireçtaşı sarımsı – kahverenkli, ince – orta taneli, ince katmanlı, kötü boylanmalıdır. Kumtaşları sarımsı – kahverengi, açık gri renklidir, ince taneli, iyi boylanmış, dağılgan, belirgin tabakalanmalı, tabaka kalınlığı 10-50 cm arasındadır. Kiltası açık sarı, açık kahverengimsi, yataya yakın tabakalanmalı olup bazı lokasyonlarda 40 – 100 cm kalınlığında tabakalanma gösterir ve atmosferik etkilere maruz kalarak yüzeyi aşınmıştır.



Şekil 2.8 : Özbekli Mah.sinde Samandağ formasyonu mostrası görünümü (Samandağ formasyonu (S) ve kanal yapısı ile üzerini diskordan olarak örten karasal taraça (T) gösterilmektedir).

Samandağ formasyonu tabanındaki killi kumlu kireçtaşı karasal kırıntılı istifıyla Sebenoba formasyonundan ayrılmıştır. Formasyon üste doğru turuncumsu renkte bozmuş litarenitlerden oluşmuş olup bunlar genellikle üst kısımlara doğru kaba tanelidir.

Boulton ve diğ. (2007) Samandağ formasyonunun tahmin edilen kalınlığının 100 – 400 m civarında olduğunu belirtmişlerdir. Birim içerisinde bolca fosil gözlenmekte olup yaygın olarak gastropod fosili bulunmuştur.

Boulton ve diğ., (2007) kumtaşlarının sığ deniz faunası, çapraz tabakalanma ve paralel laminalar içerdiğini ve az da olsa konglomera lensleri bulunduğunu belirterek birimin üste doğru görsel bir çökme ortamını simgelediğini ifade etmişlerdir.

Formasyonun alt sınırı Sebenoba formasyonunu diskordan olarak örter. Üst sınır ise üzerine gelen Kuvaterner yaşlı güncel çökellerle örtülmüştür.

2.1.7 Güncel çökeller

Çalışma alanı içerisinde geniş yer kaplayan taraçalar, yamaç molozu, alüvyon ve travertenden oluşur. Bu Kuvaterner yaşlı birimler Amik Ovası, Asi Nehri ve Karaçay yatağında ve Akdeniz kıyısında yayılım gösterir.

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar inceleme alanının yaygın gözlenen birimlerindedir. Akdeniz kıyısında Samandağ Ovası, Amik Ovası, akarsu yataklarında, Antakya, Kırıkhan civarlarında alüvyonlar yaygın olarak gözlenmiştir. Asi Nehri civarında yer yer iyi yuvarlanmış ve bazende köşeli çakıllı çimentolanmış konglomera görülmüştür. Matriksi kumlu, killi ve kırıntılı malzemeden oluşmuştur. Alüvyon yelpazeleri özellikle fayların düşey blokunda sıklıkla gözlenir.

İnceleme alanı içerisindeki Kuvaterner yaşlı denizel ve karasal taraçalar Erol (1963) tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. Erol (1963) denizel taraçaların en iyi geliştiği yamaçların Mağaracık Köyü ile Samandağ ilçesi arasında gözlenmekte olduğunu ve bu alanın aşınmaya karşı dayanıksız marnlı – kumlu Tortoniyen – Pliyosen birimlerinden oluştuğunu belirtmiştir. Mağaracık mevkiinin 1 km kadar kuzeyinde Limon ve Hireyyan dereleri arasındaki sırta gözlemlenen kesitte Tortoniyen temel üzerinde denizel kumlar tespit edilmiş olup bunlar üst kesimlere doğru akarsu kum ve çakıllarıyla örtülmüştür. Kumlar denize doğru bir akıntıyı temsil eden çapraz tabakalanma göstermektedir. Kesitin en üst kısmında ise kalınlığı 10 – 15 m arasında değişen moloz örtüleri görülmüştür. Yüksek taraça basamaklarında deniz kumları üzerindeki toprak ve moloz örtüleri daha kalın olup kum, çakıl ve molozlar sert bir şekilde çimentolanmıştır. Alçak taraçaların ise bol kavrı içerdiği ve üzerlerindeki örtünün daha ince olduğu belirtilmiştir (Erol, 1963).

Mağaracık yakınlarında Mezarlık Tepe – Şih Hasan Türbesi'nin bulunduğu yerde denizel taraça gözlenmiştir. Denizel kumların kolayca kazılabilmesi sebebiyle bu alan mezarlık olarak kullanılmıştır. Mezarlıktaki çukurlardan birinde gözlemlenen kesitte 20 cm lik seviyede sarı renkli, kalkerli toprak, 125 cm kalınlığında kalker yumruları içeren deniz kumu ve 100 cm kalınlıkta kısmen sertleşmiş, çimentolanmış deniz kumu ve temelde Helvesiyen kalkerli birimleri bulunan kesit gözlenmiştir. Erol (1963) tarafından Mağaracık yakınlarındaki 23 Temmuz Cad. de 4 m lik bir yarmada yapılan gözlemede bol kavkılı, ince kumlu, killi, yer yer kömürleşmiş odun parçaları içeren ve denize doğru hafif eğimli çökeller gözlenmiştir. Buradan elde edilen fosiller 1961'de Nuttall tarafından Tirenien (Geç Pleyistosen) olarak yaşlandırılmıştır (Erol, 1963). Asi deltası gerisindeki denizel taraçalar kara içerisine doğru takip edildiğinde akarsu taraçalarına geçildiği görülmüştür. Erol (1963)'de yapmış olduğu araştırmalarda karasal taraçaları, Aşağı Asi oluğundaki akarsu taraçalarının denizden Meydancık Köyü'ne kadar olan kısmını incelemiştir. Karaçay mevkiinde Tortonien – Pliyosen'in yumuşak dolguları üzerinde basamaklar halinde iyi gelişmiş akarsu taraçaları gözlenmiştir. Erol (1963)'de Asi nehrinin iki önemli kolu olan Büyük ve Küçük Karaçay'lardaki akarsu taraçalarının asimetrik olduğunu belirtmiştir. Büyük ve Küçük Karaçay vadilerinin GB yamaçlarının dik ve yüksek olduğunu, alçak taraçaların özellikle KB yamaçlarda geliştiğini belirtmiştir. Bu iki akarsuyun kademeli olarak gömülmeleri esnasında GB ya doğru kaydıkları ifade edilmiştir. Bu durumun tektonik etkenler sebebiyle olabileceği belirtilmiştir (Erol, 1963). Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı taraçalar ile Pliyosen yaşlı birimi yan yana getiren faylar gözlenir. Karaçay mevki Şeyh Mukayil T.'de 150 m yükseklikte Pliyosen yaşlı kiltası birimi üzerine diskordan olarak oturan taraça çökeli gözlenmektedir. Taraça çökeli çakıl kum aralanmasından oluşur ve çakılların tane boyu 5 – 50 cm arasında değişmekte olup kötü boylanmıştır. Bu istif devamında yine Pliyosen yaşlı kil – kiliş birimi üzerine diskordan olarak konumlanmış şekilde 120 m. yükseklikte görülmektedir. 120 m taraçasının devamında 110 m taraçası konumlanmıştır. Basamak halinde konumlanmış olan taraça çökelleri bize güncel tektonik hareketleri işaret etmektedir. Nahrılı dolaylarındaki Asi Mah. mevkiinde topografik yükseltisi 30 m olan taraça çökeli gözlenmiştir. Taraça tabanı 3 cm lik bir toprak seviyesi üzerine oturmaktadır Taraça tabanı tane boyu 1 cm ve daha küçük boyutlarda çakıllarla başlamaktadır. Bu seviye üzerinde iri taneli, matriksi çamur ve granülden oluşan, taneleri iyi yuvarlanmış genellikle yarı küresel çakıltaşı birimi

yer almaktadır. Ayrıca taneler arasında imbrikasyon gözlenmektedir. Farklı bir lokasyon olan Değirmenbaşı mevki dolaylarında 50 m yükseklikte taraça tabanının Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonunun killeri üzerine diskordan olarak konumlandığı gözlenmektedir.

Kuvaterner yaşlı travertenler Dermaste Mah., Harbiye civarında yaygın olarak görülür. Bu çökeller boşluklu olup bol miktarda bitki kalıntısı içerirler (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 : Harbiye mevkiinde traverten birimin görünümü.

Yamaç molozu inceleme alanında çeşitli yerlerde mostra vermiştir. Genellikle köşeli çakıl ve çakıl blokları içermekte olup kötü çimentolanmış bazende hiç çimentolanmamış olarak meydana gelmiştir. Birikimin ani ve hızlı olması nedeniyle birim içerisindeki malzeme istiflenmeye zaman bulamamıştır ve kalınlığı büyük oranda değişkenlik göstermiştir (Şekil 2.10). Kuvaterner yaşlı güncel çökeller Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonunun üzerini diskordan olarak örtmüştür.



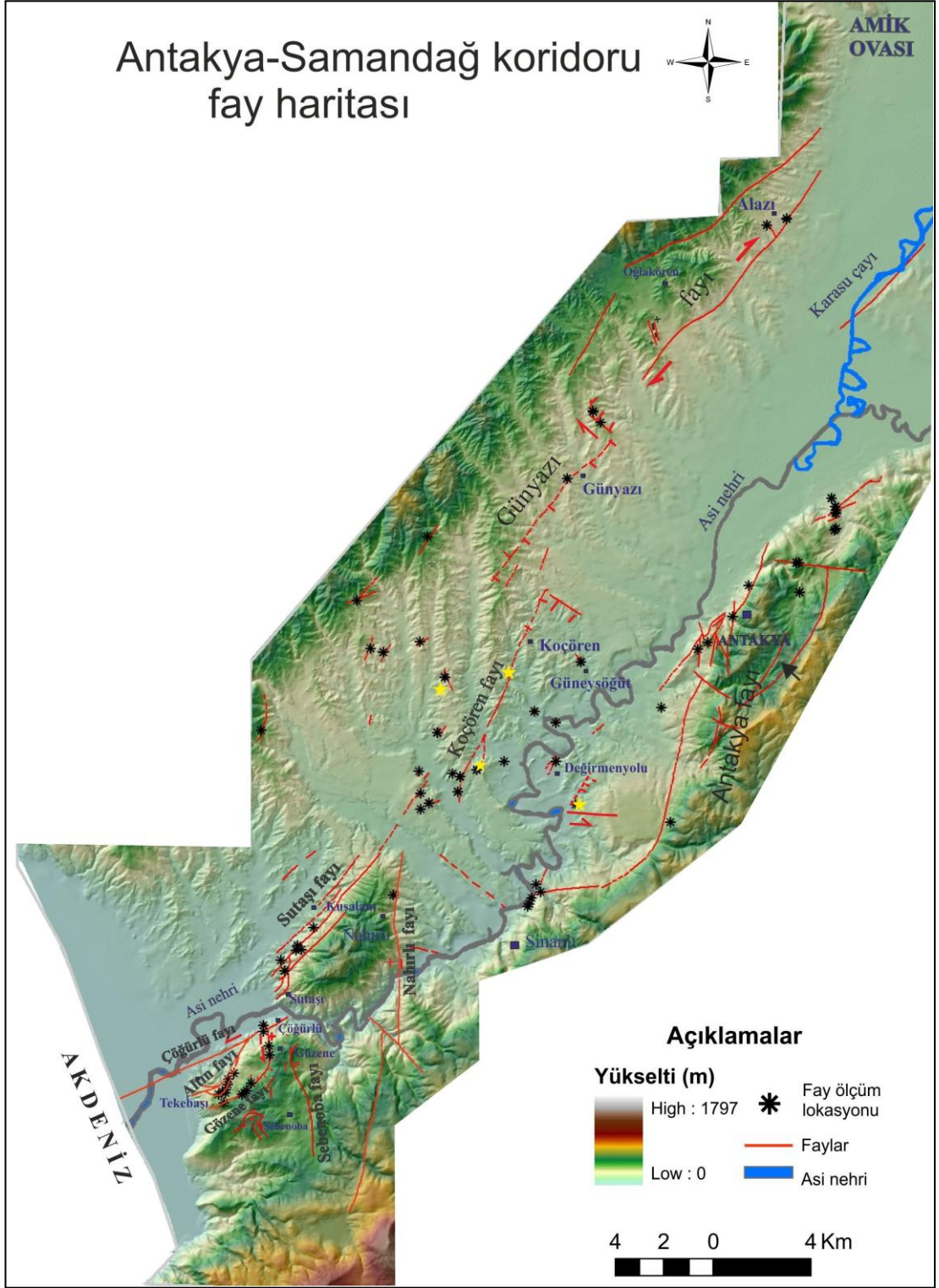
Şekil 2.10 : Yamaç molozu (Y) çakıllarının görünümü.

2.2 Yapısal Jeoloji

Hatay (Antakya) ve yakın çevresi, Ölü Deniz Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kıbrıs Yayı arasında aktif olarak deformatsiyon geçiren bir bölgedir. Tektonik açıdan bu bölge sol yanal ÖDFZ'nun en kuzey segmenti ile yine sol yanal atımlı DAFZ'nun en güney segmenti arasında yer almaktadır. Bu deformatsiyon zonları Arap – Afrika levhaları ile Anadolu levhasının birbirlerine göre olan hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir (Mc Kenzie, 1972 ve 1978; Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve Mc Kenzie, 1988). Antakya – Samandağ koridoru yukarıda bahsedilen tektonik kuşakların etkisinde kalarak şekillenmiştir. DAF ve ÖDF'nin segmentleri KD-GB uzanımlı koridoru doğu ve batıdan sınırlayarak alanın çöküntü halini almasında etken olmuşlardır.

Çalışma alanının yapısal olarak en önemli unsurları faylardır. Antakya – Samandağ koridorunu kapsayan inceleme alanı içerisinde genellikle doğrultu atımlı faylar ve eğim atımlı faylar gözlemlenerek bunlar üzerinde tabaka düzlemi ölçümleri yapılmıştır.

Çalışma alanı içerisindeki faylardan aşağıda detaylı olarak bahsedilmiş olup faylar üzerinde yapılan gözlemler ve toplanan veriler neticesinde elde edilen fay haritası Şekil 2.11'de gösterilmektedir



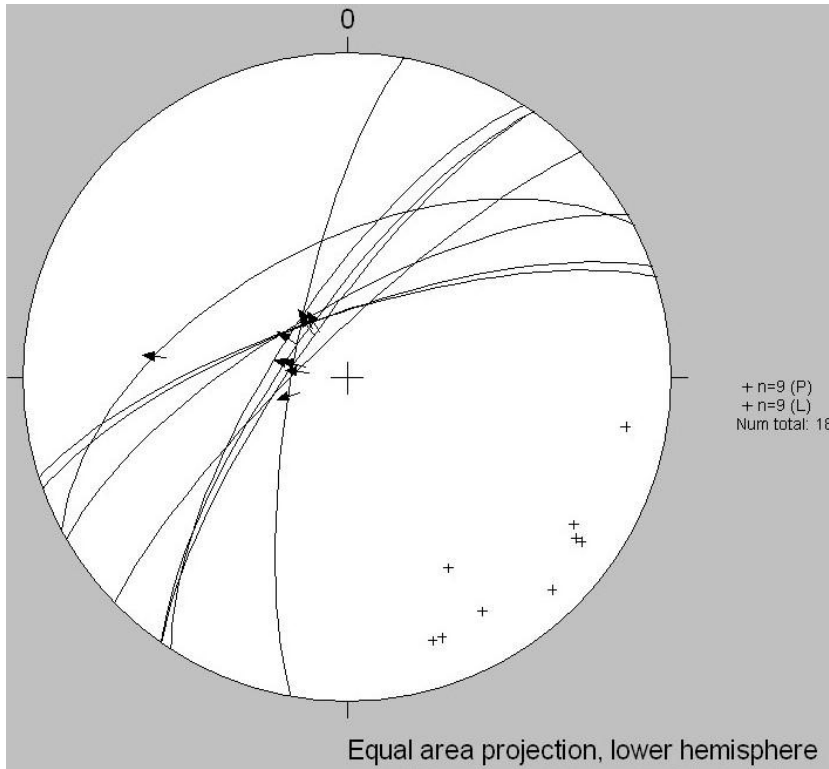
Şekil 2.11 : Çalışma alanının fay haritası (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).

2.2.1 Altın fayı

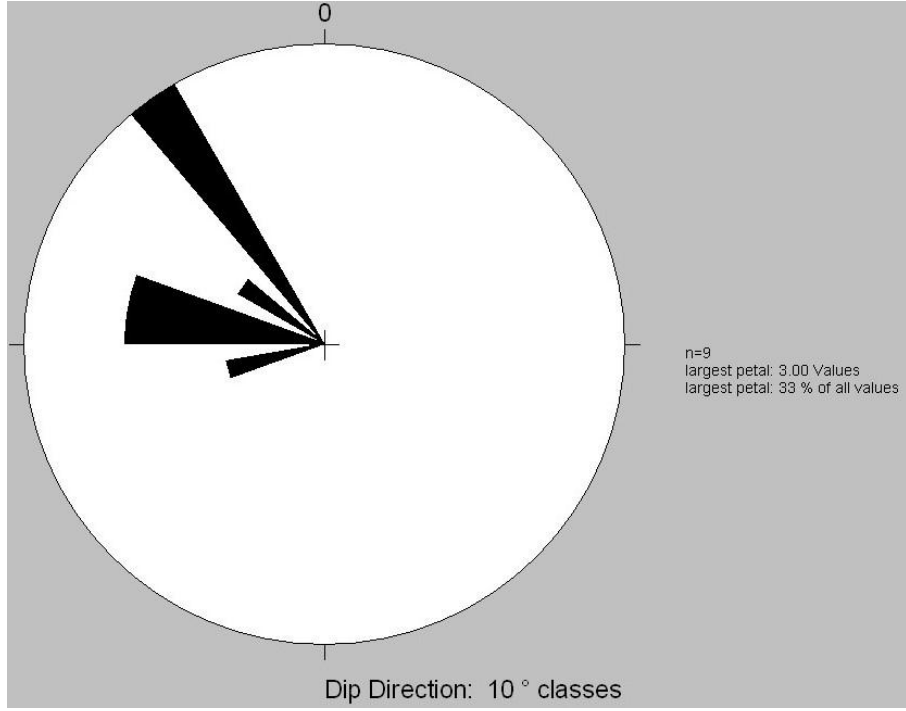
Altın fayı KD – GB uzanımlı bir fay olup Yüksek Tepe batısında Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyoliti biriminde açığa çıkar ve GB da Tekebaşı Köyü dolaylarındaki Altın Mah.de alüvyon altına dalar. Fayın arazide gözlemlenebilen boyu yaklaşık 3 km civarındadır. Altın fayının batı blokunda Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu yerılırken doğu blokunda Kretase yaşlı Kızıldağ Ofiyoliti ile ofiyoliti yüzeyleyen Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu ve Sebenoba formasyonlarını yeralmaktadır.

Fayın en iyi gözlemlenebildiği yer Altın Mah. civarıdır. Çınar Tepe doğusunda yapılan gözlemler Samandağ formasyonu ve Kızıldağ ofiyolit birimlerini dokanağa getiren Altın fayının eğim atımlı normal bir fay olduğunu göstermektedir.

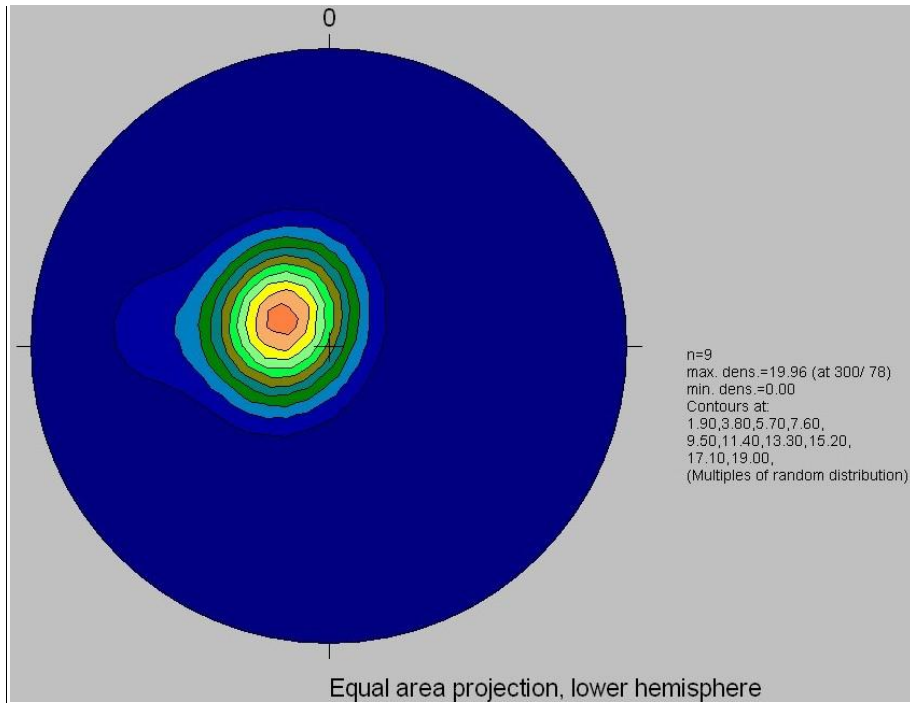
Arazide fay düzlemi üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür (Şekil 2.12, 2.13, 2.14).



Şekil 2.12 : Altın fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.13 : Altın fayının fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.14 : Altın fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

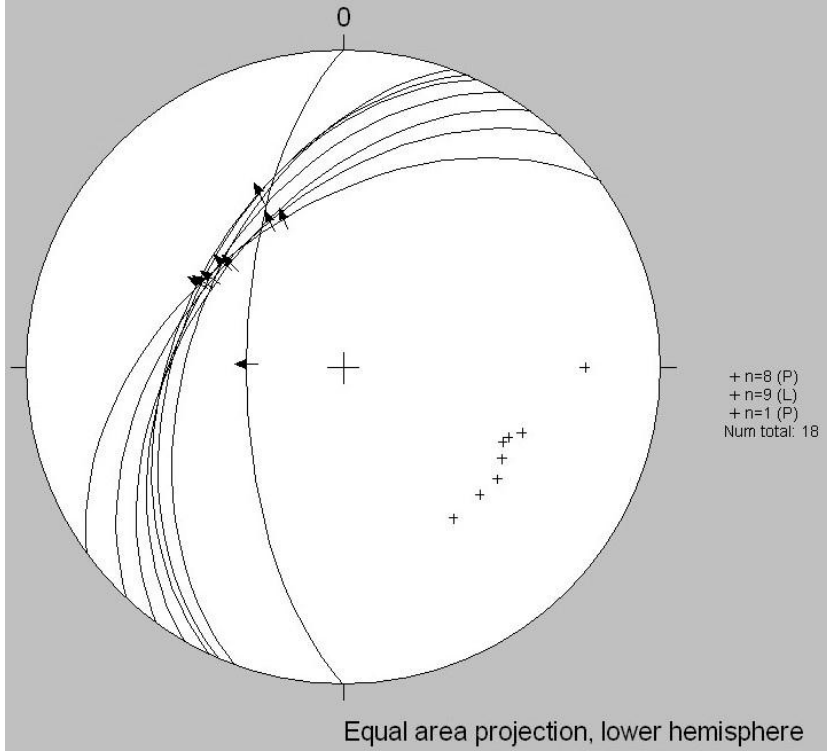
KD - GB doğrultulu Altın fayının, fay düzlemi üzerinde ölçülen 9 adet doğrultu, eğim ve düzlem üzerindeki fay çiziklerinin stereogramda değerlendirilmesi neticesinde fayın KD'da önce normal atım bileşenli ve doğrultusunun ortalama K35D, eğiminin ise 80 KB'ya eğimli olduğu; fay düzlemi üzerindeki çiziklerin de 78 KB yönünde geliştiği belirlenmiştir. Fayın GB'ya doğru doğrultusunun K60D, eğiminin de 50KB'ya eğimli olup çiziklerin 45KB yönünde gelişerek normal karakterde sol yanal bileşenli oblik bir fay niteliğinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 2.12). Fay düzlemi üzerinde ölçülen fay çiziklerinin gül diyagramı üzerine izdüşürülmesi neticesinde KB yönünde çiziklerin sıklık gösterdiği belirlenmektedir (Şekil 2.13). Fay düzlemi üzerinde ölçülen fay çiziklerinin yoğunlaşma alanları $300^{\circ}/78^{\circ}$ noktasıdır. (Şekil 2.14).

2.2.2 Gözene fayı

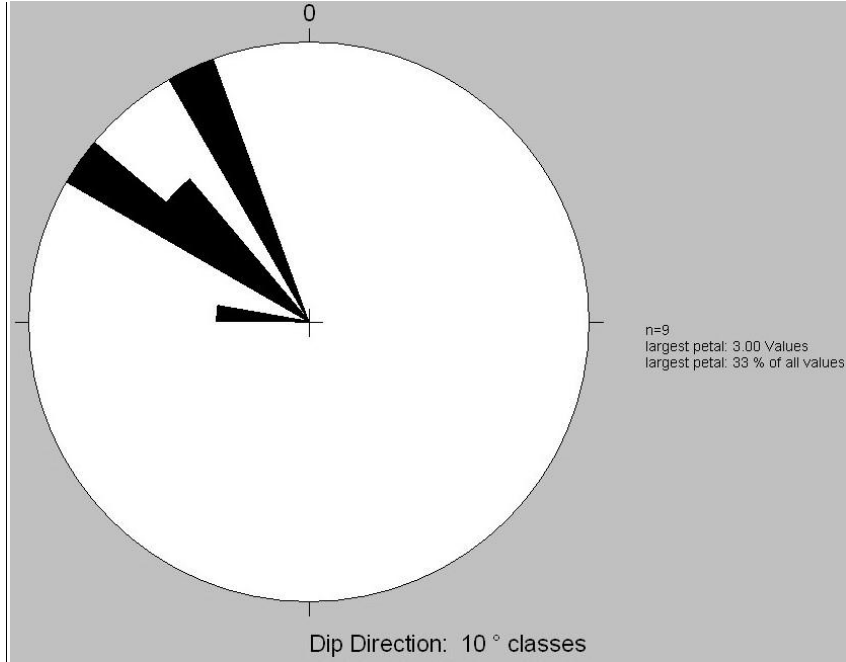
Gözene fayı Çöğürlü mevkiisinin batısından başlamakta olup K-G uzanım göstererek güneye doğru içbükey bir şekilde döner ve KD – GB uzanımlı olarak GB da Şeyhmaruf Çiftliği'ne kadar devam eder. Fayın yaklaşık olarak 3,8 km uzunluğunda olduğu belirlenmiştir. Fay Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu kireçtaşı ile yine Miyosen yaşlı Sebenoba formasyonunu, Şeyhmaruf Çif. dolaylarında ise Karaisalı formasyonu ile Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyolitini dokanağa getirmektedir.

Gözene fayının en iyi görüldüğü lokasyon Yüksek Tepe ile Mollaahmet Tepe'nin ortalarında yer almaktadır (Dadük Köyü). Arazide Gözene Mah. dolaylarında yapılan gözlemler ve fay yüzeyi üzerinde ölçülen doğrultu ve eğim verilerinin değerlendirilmesi sonucu fayın batı bloku alçalmış olup eğim atımlı normal bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir.

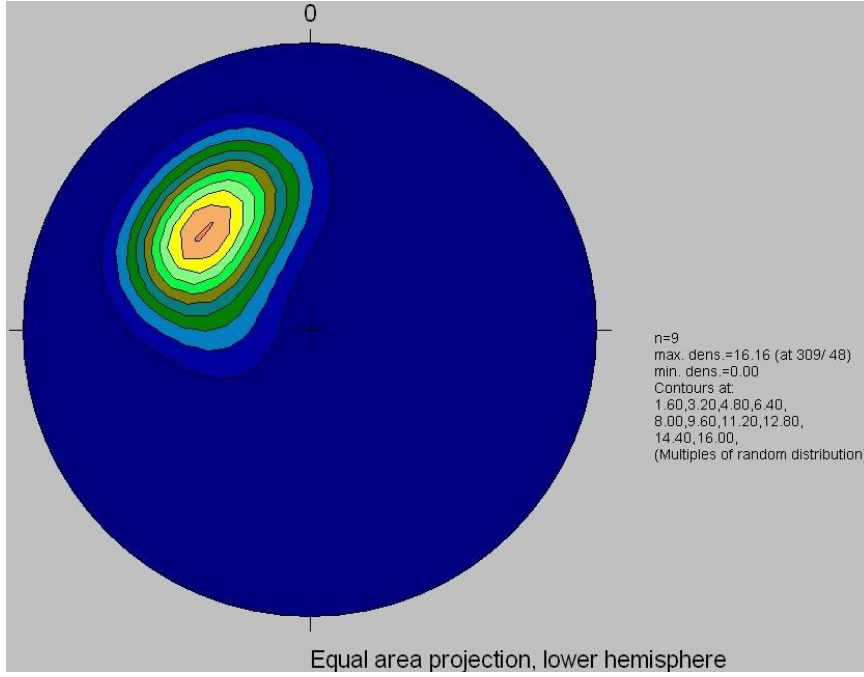
Gözene fay düzlemi üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür (Şekil 2.15, 2.16, 2.17).



Şekil 2.15 : Gözene fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.16 : Gözene fayının fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.17 : Gözene fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

Gözene fayı fay düzlemi üzerinde ölçülen 9 adet fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve fay çiziklerinin stereogramda değerlendirilmesi neticesinde eğim atımlı normal bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Doğrultusu genel olarak K39D eğim yönü ve miktarı ise 45KB olan bu fay üzerindeki çiziklerin 48KB yönünde geliştiği belirlenmiştir (Şekil 2.15). Fay düzlemi üzerinde ölçülen çiziklerin gül diyagramında izdüşürülmesi neticesinde çiziklerin KB yönünde eğimli oldukları görülmektedir (Şekil 2.16). Fay çiziklerinin yoğunluk diyagramına izdüşürülmesi sonucunda en yoğun alanın $309^{\circ}/48^{\circ}$ noktası olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.17).

2.2.3 Sebenoba fayı

Sebenoba fayı Karaağaç Tepe'nin doğusundan başlayarak Tepebağ Çif. güneyine kadar uzanan KKB – GGD uzanımlı bir faydır. Tüysüz ve Genç (2006) fayın uzunluğunun yaklaşık olarak 3.5 km olduğunu belirtmişlerdir. Sebenoba fayı batı blokunda yer alan Miyosen yaşlı Sebenoba formasyonu ve doğu blokunda yer alan yine Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonu ile yer yer onun üzerinde konumlanan Sebenoba formasyonunu dokanağa getirmektedir.

Sebenoba fayının en iyi şekilde gözlemlendiği lokasyon Çakal Tepe olup burada yapılan gözlemler neticesinde fayın eğim atımlı normal bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir (Tüysüz ve Genç, 2006).

Sebenoba fayı üzerinde fay çizik verisi ölçülemediği için fayın kinematığı ile ilgili bir değerlendirme yapılamamıştır.

2.2.4 Nahırlı fayı

Nahırlı fayı Değirmenbaşı mevki dolaylarından başlayan ve Yeşilyazı Mah. GD'sundaki Geliççik Çif.'ne doğru uzanan K – G doğrultulu bir faydır. Yapılan gözlemler sonucunda fayın uzunluğunun yaklaşık 6 km olduğu belirlenmiştir. Nahırlı fayı batı blokundaki Kretase yaşlı Kızıldağ Ofiyoliti ve üzerine gelen Miyosen yaşlı Karaisalı formasyonunu ile doğu blokundaki Miyosen yaşlı Sebenoba formasyonunu dokanağa getirmiştir.

Fayın Kurt Tepe KD'sundaki eskiden krom işletilmiş olan bir lokasyonda Kızıldağ ofiyoliti ile Sebenoba formasyonunu dokanağa getirdiği gözlenebilmektedir. Bu mevkide yapılan gözlemlerde fayın normal atım bileşeni egemen oblik bir fay olduğu belirlenmiştir.

Nahırlı fayı üzerinde, fay çizik verisi Kurt Tepe KD'daki tek bir lokasyonda ölçülmüş olup kinematik analiz yapmak için yeterli olmadığından stereogramda gösterilmemektedir.

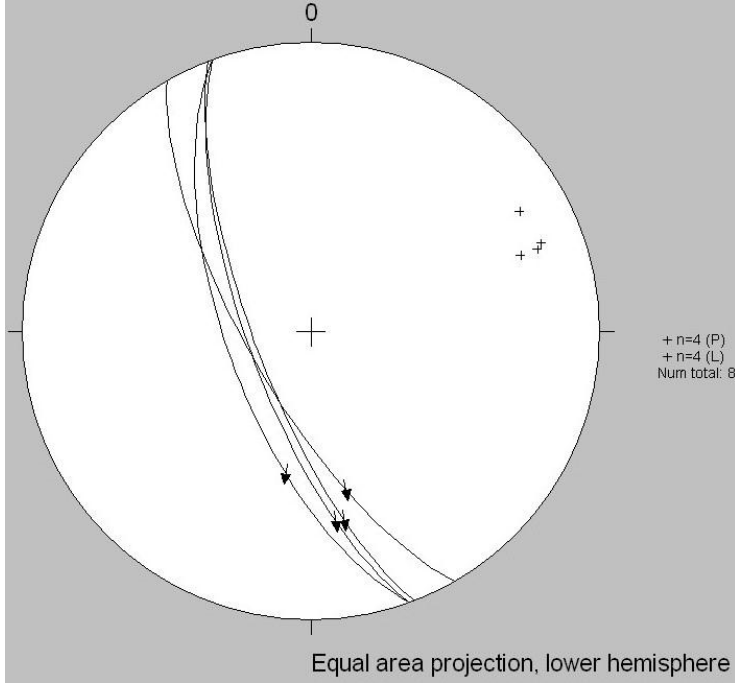
2.2.5 Çöğürlü fayı

Çöğürlü fayı Çöğürlü mevkiinde alüvyon altından açığa çıkmakta olup Liman Mah. boyunca uzanarak Akdeniz'e doğru KD – GB uzanımlı bir yapı sergilemektedir. Fayın yaklaşık olarak 5,5 km uzunluğunda olduğu belirlenmiştir. Fayın batı blokunda Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu ve üzerini örten alüvyon yeralırken doğu blokunda ise Kızıldağ ofiyoliti ve Samandağ formasyonu konumlanmıştır.

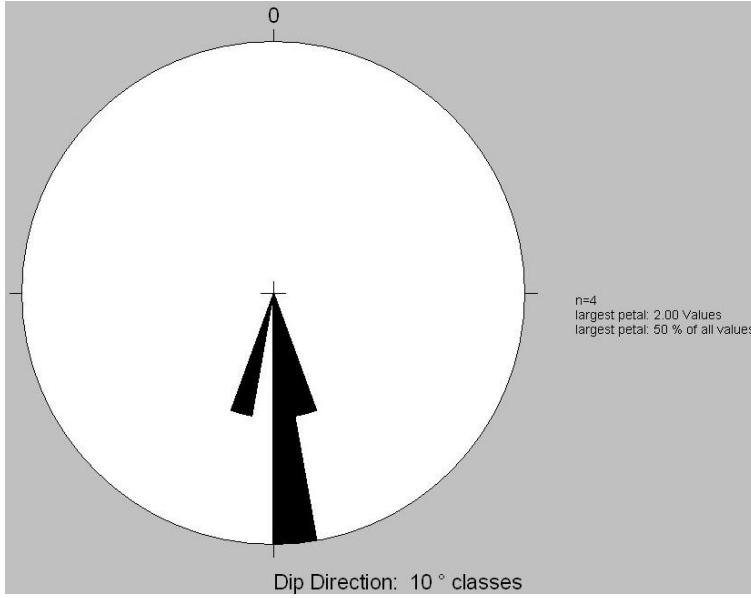
Fayın Çöğürlü mevki dolaylarındaki açılmış olan bir yol yarmasında serpantin ve yamaç molozunu dokanağa getirdiği net bir şekilde gözlenebilmektedir. Araziye yapılan gözlemler doğrultusunda fayın sol yanal doğrultu atımlı olduğu belirtilmiştir (Tüysüz ve Genç, 2006).

Tüysüz ve Genç (2006)'e göre Çöğürlü fayının KB blokunda yeralan Samandağ formasyonu deformasyona uğrayarak yer yer düşey bir yapı kazanmıştır. Deformasyonun iyi bir şekilde gözlemlendiği lokasyonlar Cemil Tepe ve Çöğürlü – Samandağ yolu üzeri olarak belirtilmiştir.

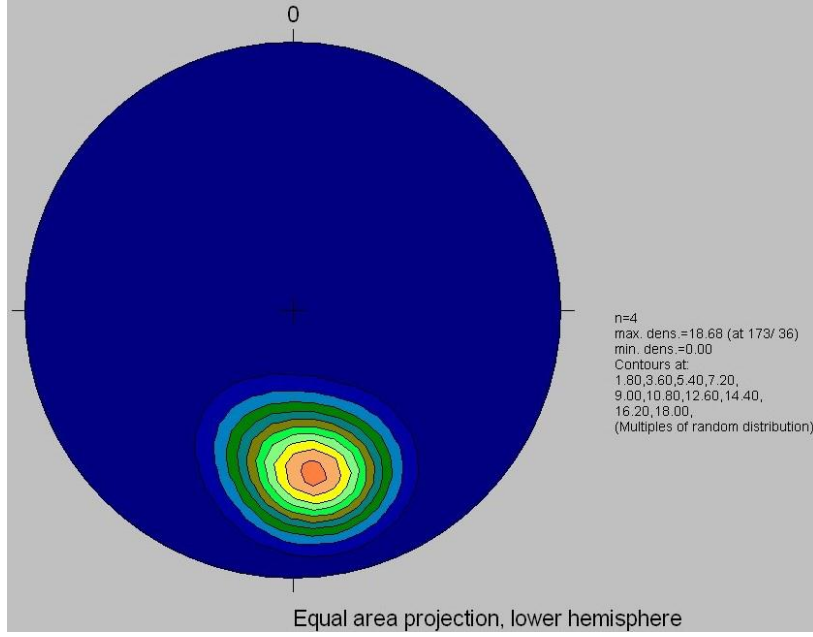
Çöğürlü fay düzlemi üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür (Şekil 2.18, 2.19, 2.20).



Şekil 2.18 : Çöğürlü faynın fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.19 : Çöğürlü faynın fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.20 : Çöğürlü fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

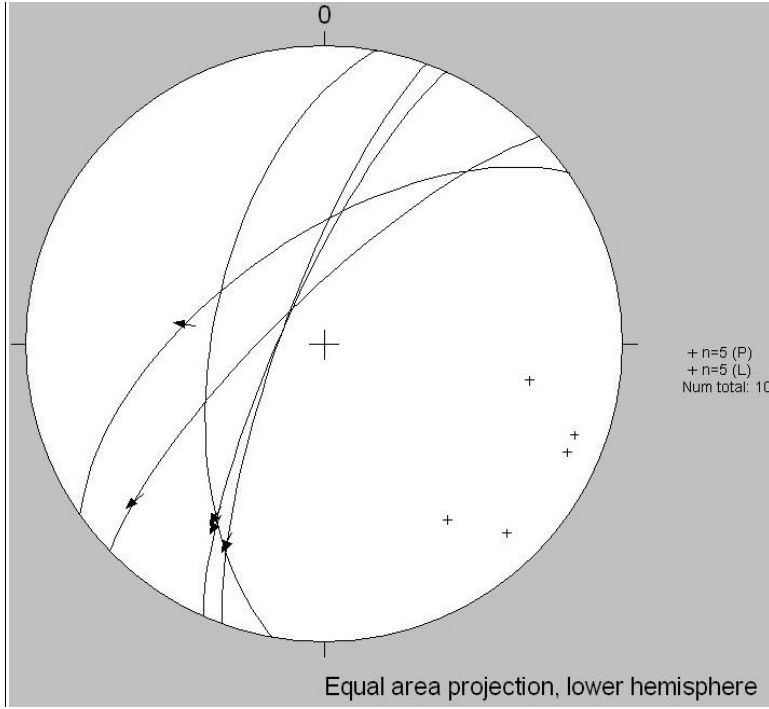
Çöğürlü fayı fay düzlemi üzerinde ölçülen 4 adet fay düzlemi doğrultusu, eğimi ve fay çiziklerinin stereogramda değerlendirilmesi neticesinde normal karakterde sol yanal oblik atımlı bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Doğrultusu genel olarak K25B eğim yönü ve miktarı ise 50GB olan bu fay üzerindeki çiziklerin 36G yönünde geliştiği belirlenmiştir (Şekil 2.18). Fay düzlemi üzerinde ölçülen çiziklerin gül diyagramında izdüşürülmesi neticesinde çiziklerin G-GB yönünde eğimli oldukları görülmektedir (Şekil 2.19). Fay çiziklerinin yoğunluk diyagramına izdüşürülmesi sonucunda en yoğun alanın $173^{\circ}/36^{\circ}$ noktası olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.20).

2.2.6 Sutaşı fayı

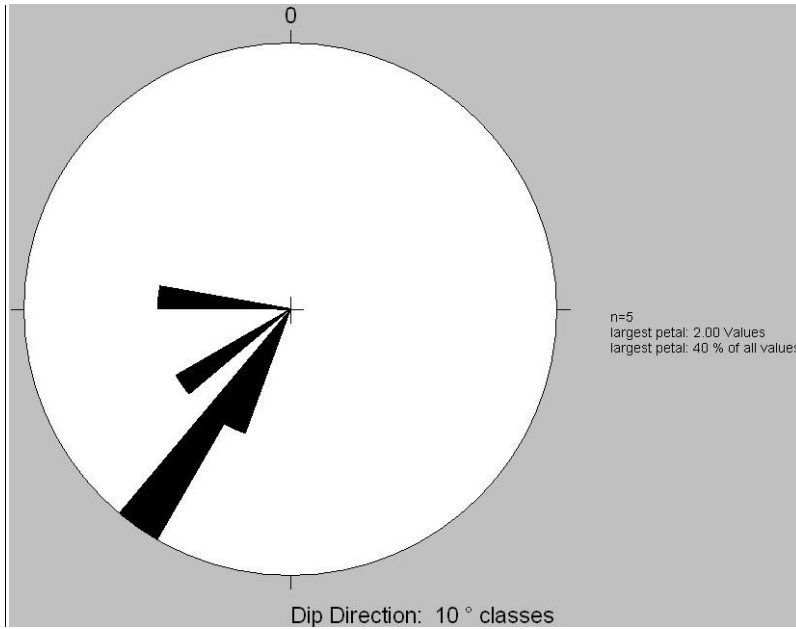
Sutaşı fayı kuzeyde Karaçay mevki dolaylarından güneyde Sutaşı mevkiine doğru uzanan KD – GB doğrultulu bir faydır. Arazide yapılan gözlemler neticesinde fayın boyunun yaklaşık 7 km civarında olduğu saptanmıştır. Sutaşı fayının batı blokunda Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu yer almakta olup doğu blokunda ise Kızıldağ ofiyoliti ve üzerine diskordan olarak gelen Karaisalı formasyonu yer almaktadır.

Fay yüzeyi Mutayran mevkiindeki Türbe’de net bir şekilde gözlemlenebilmektedir. Bu lokasyonda Karaisalı formasyonu kireçtaşı üzerinde fay aynası açıkça görülmekte olup yapılan gözlemler sonucunda Sutaşı fayının sol yanal bileşenli normal fay olduğu belirlenmiştir.

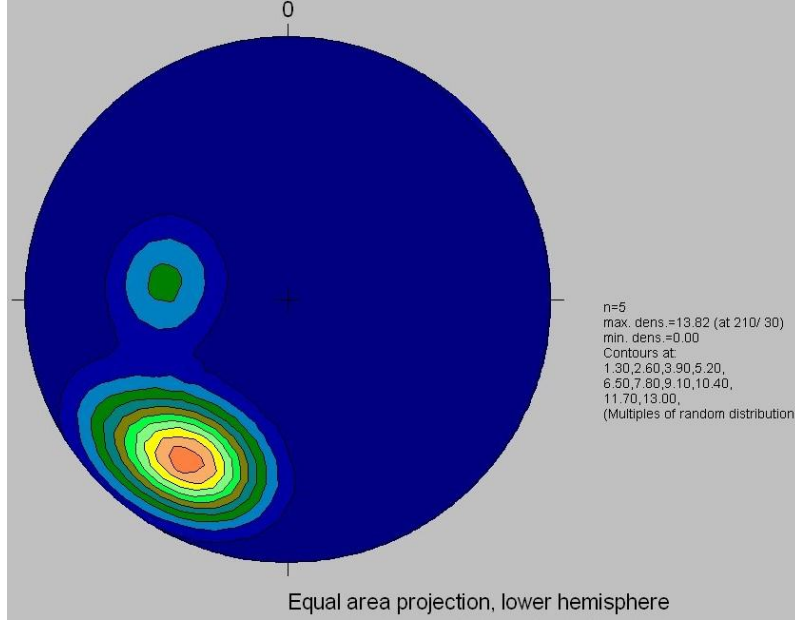
Sutaşı fayı fay düzlemi üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür (Şekil 2.21, 2.22, 2.23).



Şekil 2.21 : Sutaşı fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.22 : Sutaşı fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.23 : Sutaşı fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

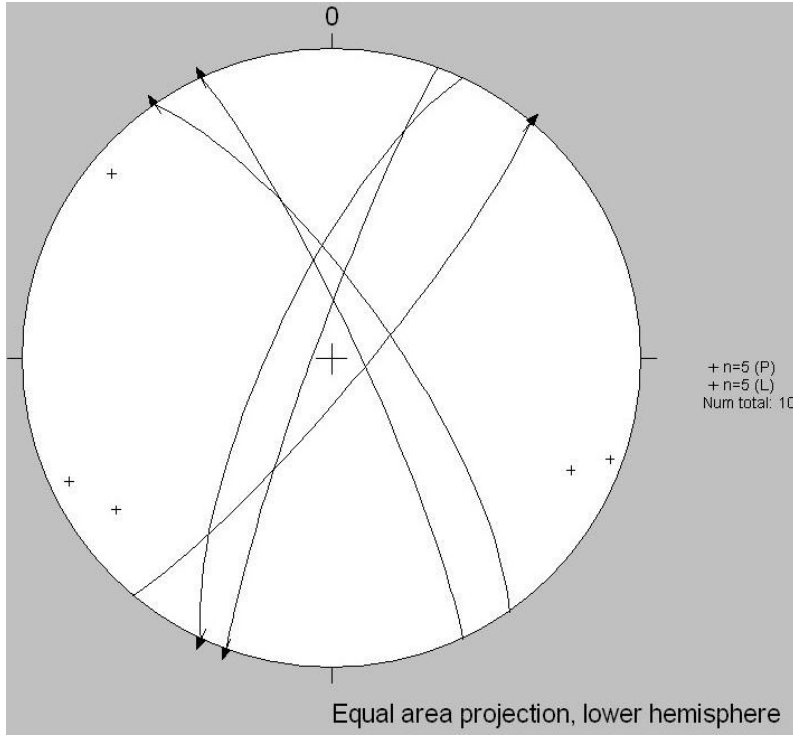
Sutaşı fayı üzerinde ölçülen 5 adet fay düzlemi doğrultusu, eğimi ve fay çiziklerinin stereograma izdüşürülmesi sonucunda normal karakterde sol yanal oblik atımlı bir fay karakterinde olduğu belirlenmiştir. Fayın doğrultusunun ortalama olarak K30D eğim yönü ve miktarının 68KB olduğu ve bu fay üzerindeki çiziklerin 30GB yönünde gelişmiş olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.21). Fay çizigi verilerinin gül diyagramına izdüşürülmesi sonucunda çiziklerin yönünün GB’da sıklık gösterdiği görülmektedir (Şekil 2.22). Fay çiziklerine ait yoğunluk diyagramında konturların B-GB da yoğunlaştığı gözlenir. En yoğun alanın 210°/30° noktası olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.23).

2.2.7 Koçören fayı

Koçören fayı Topardıç Mah. doğusundan Tomruksuyu mevkiine kadar uzanan KD – GB doğrultulu bir faydır. Koçören fayı Sutaşı fayının devamı niteliğinde olup uzunluğu yaklaşık 7 km olarak saptanmıştır. Fay egemen olarak Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu içerisinde gelişmiş olmakla beraber ayrıca karasal taraça ile Samandağ formasyonunu da dokanağa getirmektedir.

Koçören fayı Tomruksuyu mevki yakınlarında taraça ve Samandağ formasyonu birimleri arasında net bir şekilde gözlemlenmektedir. Fay düzlemi üzerinde yapılan gözlemler sonucunda Koçören fayının sol yanal bileşenli normal fay olduğu belirlenmiştir.

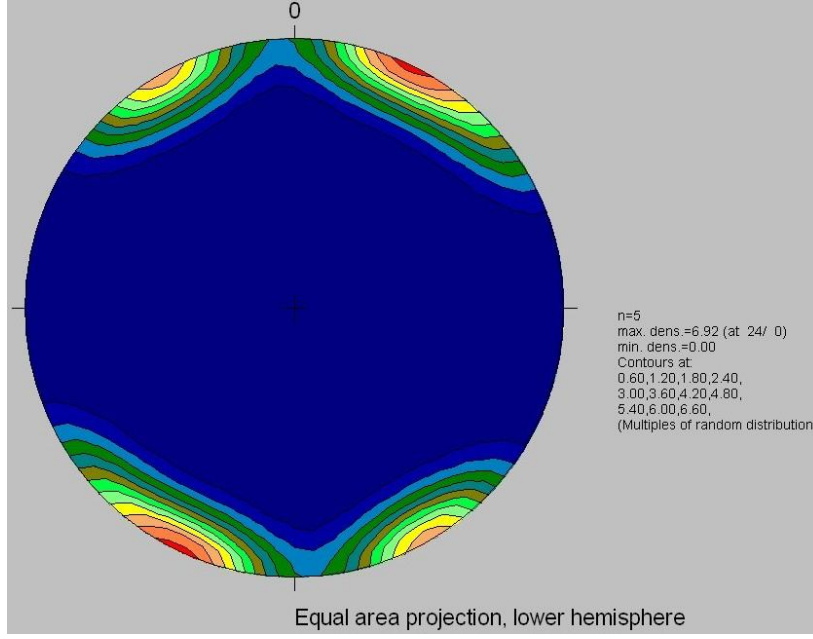
Koçören fayı fay düzlemi üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür (Şekil 2.24, 2.25, 2.26).



Şekil 2.24 : Koçören fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.25 : Koçören fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.26 : Koçören fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

Koçören fayı üzerinde ölçülen 5 adet fay düzlemi doğrultusu, eğimi ve fay çiziklerinin stereograma izdüşürülmesi sonucunda Koçören fayının sol yanıl doğrultu atımlı bir fay olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.24). Fay çizigi verilerinin gül diyagramına izdüşürülmesi sonucunda çiziklerin yönünün GB ve ona dik olacak şekilde KB'da sıklık gösterdiği görülmektedir (Şekil 2.25). Fay çiziklerine ait yoğunluk diyagramında konturların K ve G de yoğunlaştığı gözlenir. En yoğun alanın 24°noktası olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.26)

2.2.8 Günyazı fayı

Günyazı fayı Ulaklı Mah. dolaylarında Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu içerisinde açığa çıkarak Anaçyazı mevkiide Amik Ovası alüvyonu altına daldığı düşünülmektedir. Fayın uzanımı KD – GB yönlüdür. Fayın batı blokunda Sebenoba formasyonu doğu blokunda Sebenoba formasyonu ve onu örten Samandağ formasyonunu dokanağa getirmektedir.

Fay Günyazı köyündeki Türbe de Samandağ formasyonu ve Sebenoba formasyonunu dokanağa getirmektedir. Günyazı fayının arazide yapılan gözlemler sonucu normal atım bileşenine sahip ancak büyük ölçüde sol yanıl doğrultu atım sergilediği belirlenmiştir.

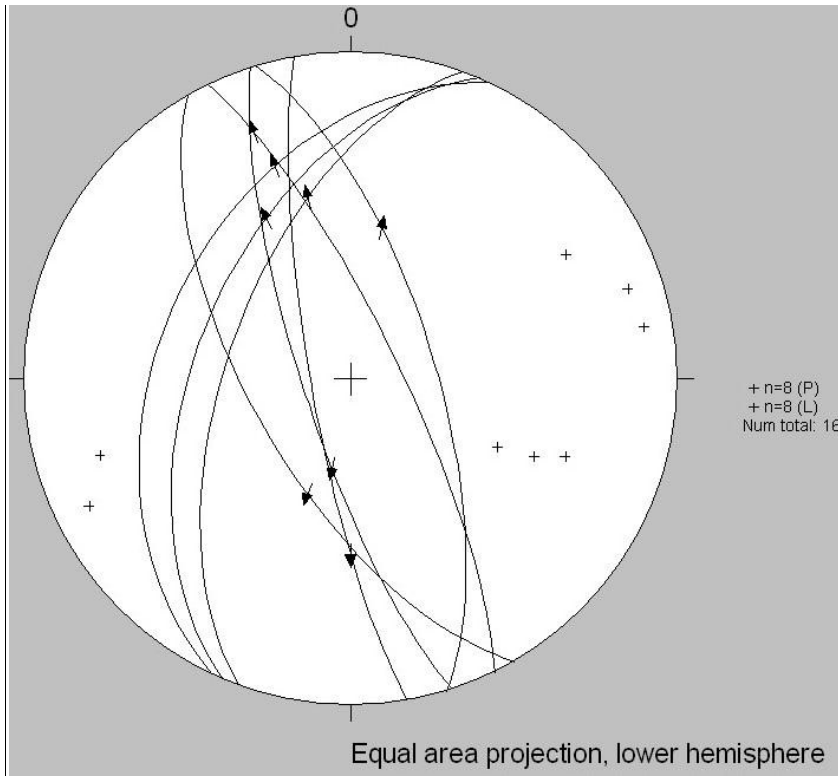
Günyazı fayı üzerinde, fay çizik verisi tek bir lokasyonda ölçülmüş olup kinematik analiz yapmak için yeterli olmadığından stereogramda gösterilmemektedir.

2.2.9 Antakya fayı

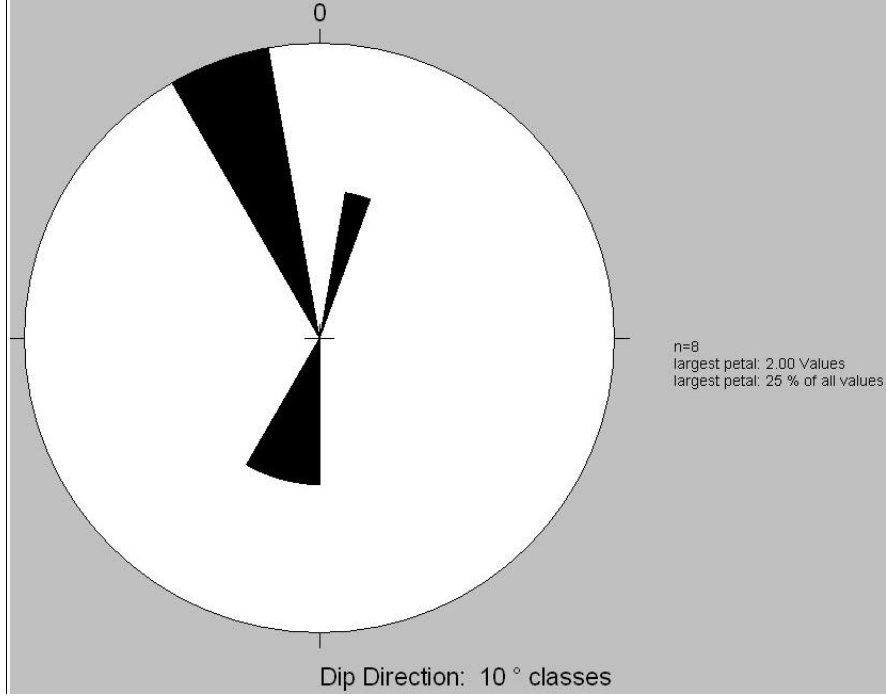
Antakya fayı Miraslı Mah. civarında açığa çıkmakta olup sıçramalı bir yapı sergileyerek Dermaste Mah. ne doğru devam eden KD – GB uzanımlı ve birçok küçük segmentten oluşan bir faydır. Arazi çalışmaları ile fayın boyu yaklaşık 8 km civarında olduğu belirlenmiştir. Fayın batı blokunda Kızıldağ ofiyoliti, Karaisalı formasyonu ve Sebenoba formasyonu yer almakta olup doğu blokunda Eosen yaşlı Midyat kireçtaşı ve GD'ya doğru Kızıldağ ofiyoliti konumlanmıştır.

Fay yüzeyi Sümerler Mah. de net bir şekilde izlenebilmektedir. Bu lokasyonda Midyat kireçtaşı ile Sebenoba formasyonunun dokanağa geldiği gözlenmektedir.

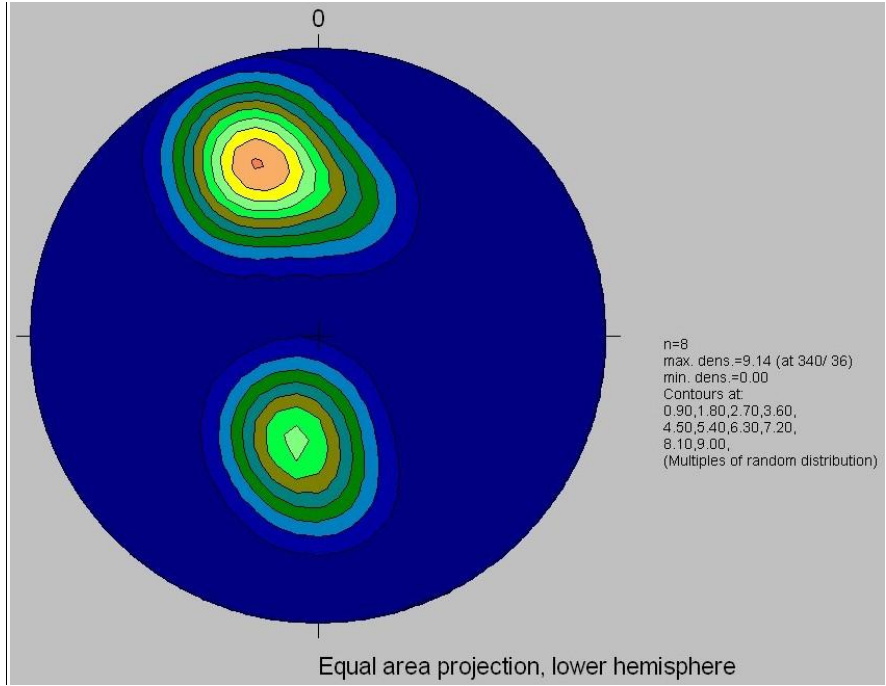
Arazide fayının fay düzlemleri üzerinde ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapılar stereogram üzerine izdüşürülmüştür:



Şekil 2.27 : Antakya fayının fay düzlemi doğrultularının ve fay çiziklerinin stereogramda gösterimi.



Şekil 2.28 : Antakya fayı fay çiziklerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 2.29 : Antakya fayının fay çiziklerinin yoğunluk diyagramında gösterimi.

Antakya fayı üzerinde ölçülen 8 adet fay düzlemi doğrultusu, eğimi ve fay çiziklerinin stereogramda değerlendirilmesi neticesinde fay düzleminin KB ile GB arasında değişen eğimlerde olduğu ve fayın karakterinin sol yanal bileşenli normal bir fay olduğu belirlenmiştir (Şekil 2.27). Fay çizigi verilerinin gül diyagramına izdüşürülmesi sonucunda çiziklerin yönünün KB ve buna dik olarak GB da yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 2.28). Fay çiziklerine ait yoğunluk diyagramında konturların KB ve GGB'da yoğunlaştığı görülmektedir. En yoğun alanın $340^{\circ}/36^{\circ}$ noktası olduğu belirlenmektedir (Şekil 2.29).

Tüm veriler birarada değerlendirildiğinde Antakya – Samandağ koridorunun normal bileşene sahip sol yanal fayların hareketi neticesinde açılmış KD-GB doğrultulu bir graben yapısında olduğu yorumu yapılabilmektedir. Fayların sol yanal bileşenli olmalarının fay çizikleri dışında diğer bir verisi de gözlemlenen sol yönlü dere ötelenmeleridir. Elde edilen veriler doğrultusunda Altın fayı, Gözene fayı ve Sutaşı fayının ölçülen fay çizigi verilerinin çok sayıda oluşu ve fayların genç birim olan alüvyon altına dalmaları aktif olabilecekleri sonucunu kuvvetlendirmektedir.

2.3 Bölgenin Depremselliği

2.3.1 Genç tektonik hareketler

Ölü Deniz Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kıbrıs Yayı Hatay bölgesinin aktif olarak deformasyon geçirmesine neden olmaktadır.

Amik Havzası, üç aktif kuşak olan sol-yanal Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın güneyi, sol-yanal Ölü Deniz Fayı (ÖDF)'nin kuzeyi ve Kıbrıs - Antakya Transformü (KAT)'in kesişimi arasında uzanmaktadır. Bu etki Arap-Anadolu, Afrika-Arap ve Anadolu-Afrika levhalarının bağıl hareketlerini içermektedir (McKenzie 1972, 1978, Le Pichon ve Angelier 1979, Şengör 1979, Jackson ve McKenzie 1984, Westaway 1994).

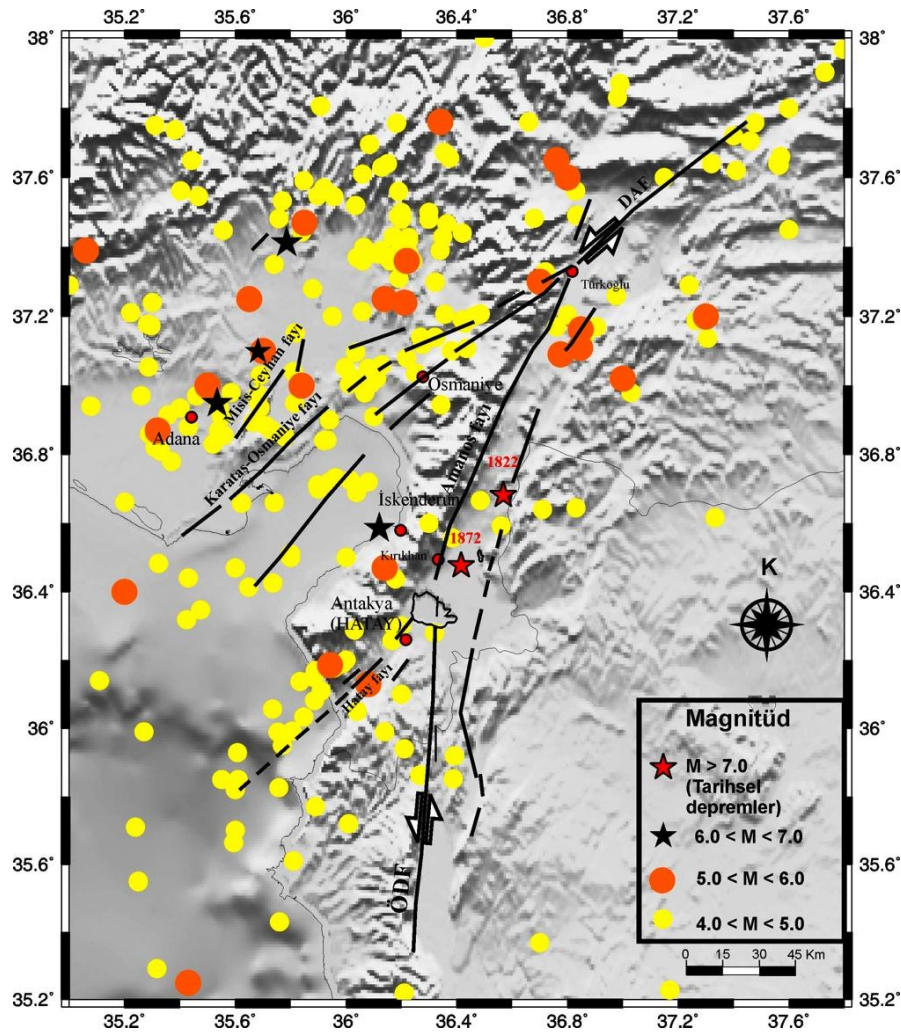
DAF yaklaşık olarak 600 km uzunluğunda olup Karlıova'nın güneydoğusundan (Kuzey Anadolu Fayı ile kesiştiği yer) ya İskenderun Körfezine (Jackson and McKenzie 1984, 1988, Arger ve diğ., 2000) ya da Antakya iline (Arpat and Şaroğlu 1972, Perinçek ve Çemen 1990, Şaroğlu ve diğ. 1992, Över ve diğ. 2002) doğru devam ettiği konusunda görüşler bulunmaktadır.

DAF sol yanal doğrultu atımlı bir fay olup, yaklaşık K66D doğrultusuna sahiptir. Jeolojik ve kinematik verilerle birlikte fay çözümleride DAF'nın sol yanal karakterini ortaya koymaktadır (Eyidoğan, 1983, Taymaz ve diğ., 1991).

Bölgenin en önemli neotektonik unsurlarından biri Afrika ve Arap levhaları arasındaki sınırı oluşturan (Mc Kenzie, 1972, 1978, Jackson ve McKenzie, 1988, Lybérís vd., 1992) Ölü Deniz Fay Zonu'dur. Güneyde Kızıl Deniz, kuzeyde ise Toros Dağları ile sınırlanan ÖDFZ'nun toplam uzunluğu 1000 km. civarındadır. Önceki çalışmalarda Ölü Deniz Fay Zonu'nun (ÖDFZ) kuzey kolunun Erken Pliyosen öncesinde Beyrut (Lübnan) yakınlarından Akdeniz'e uzanan bir kol boyunca (Brew, vd., 2001) Antakya'ya doğru devam ettiği ileri sürülmüştür (Rukieh, vd., 2005). Bu kolu ve Kıbrıs yayı bindirmesi Antakya-Samandağ arasından KD'ya doğru Amik Ovası'na uzanmaktadır (Toprak vd., 2002; Över, vd., 2004). Buna karşın, bu bindirmenin daha kuzeyde gerçekleştiğini ileri süren Boulton ve Robertson (2007)'e göre, Antakya-Samandağ Koridoru Arap-Afrika Levhası'nın Anadolu Levhası altına dalarak kıvrılan kıta önü kesimindeki açılmanın etkisinde oluşmuştur. Boulton ve diğ. (2007)'ne göre bu oluşumun yaşının yaklaşık olarak Orta Miyosen olduğunu ve grabenin asıl şeklini Geç Miyosen'de aldığını ifade etmektedirler. Bununla birlikte, Yurtmen vd. (2002) Antakya-Samandağ Koridoru'nun günümüzde çalışmasının kinematik olarak mümkün olmadığını belirtmişlerdir. Karabacak (2007)'e göre Antakya-Samandağ Koridoru'nda Pliyosen ve Pliyosen öncesi birimlerin sınırını oluşturan faylar olduğu gözlenmiş, fakat bu fayların güncel aktivitesine ilişkin herhangi bir veri ortaya konulmamıştır.

2.3.2 Tarihsel ve aletsel deprem kayıtları

Hatay (Antakya) ve yakın çevresinde tarihsel dönemlerde yıkıcı ve çok sayıda can kaybına yol açan depremlerin olduğu bilinmektedir. Sismik açıdan bölgenin günümüze kıyasla tarihsel dönemde daha çok aktif olduğu araştırmalar sonucu açığa çıkmaktadır. Özellikle bölgedeki tarihi yerleşim yerlerindeki Çizelge 2.1’de tarihsel kayıtlara göre en fazla depremin 200-600 yılları arasında gözlemlendiği ve bu depremlerden en büyüğünün Hatay merkezi civarında meydana gelen X şiddetinde bir deprem olduğu görülmektedir (Özmen,1999, Kandilli Rasathanesi ve D.A.E.,2005, Afet İ.G.M., 2005). Tarihsel dönemde Hatay’ı etkileyen depremlerin büyük çoğunluğunun ÖDFZ’nun Amanos ve Hatay (Karasu segmenti) segmentleri üzerinde yoğunlaştığı Şekil 2.30’da gösterilmektedir.

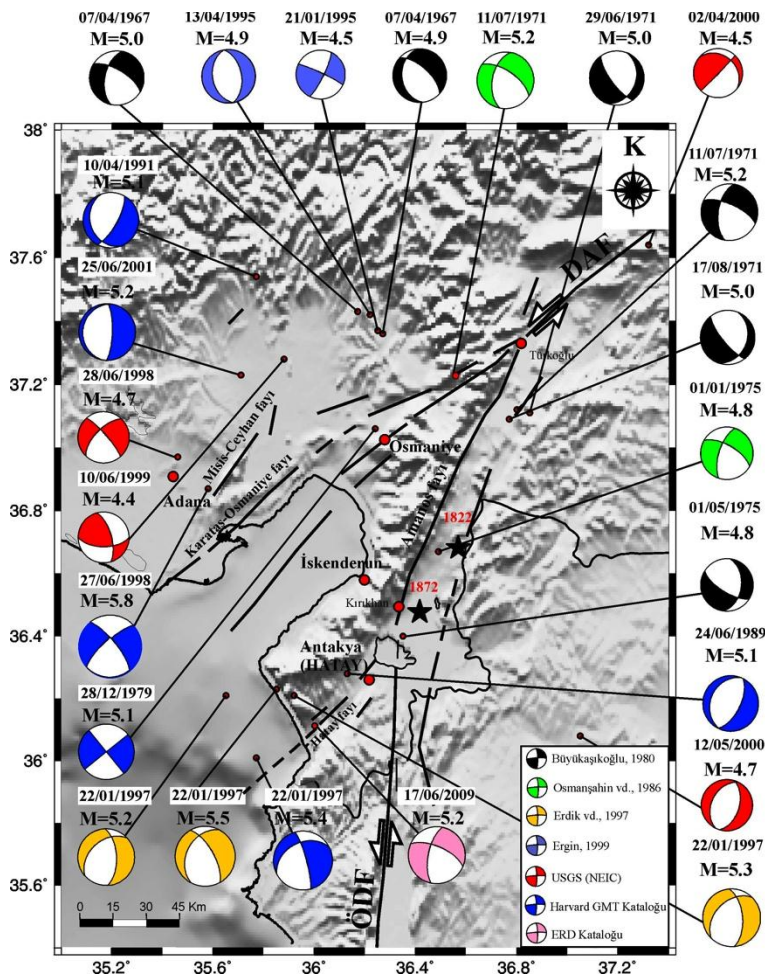


Şekil 2.30 : Hatay ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremlerin dağılımı (109Y128 No’lu TÜBİTAK Projesi kapsamında Kandilli Rasathanesi ve D.A.E., 2005 ve Afet İ.G.M., 2005’den alınan veriler ile çizilmiştir).

Çizelge 2.1 : Antakya ve çevresinde etkili olan tarihsel döneme (M.Ö. 2100- M.S.1900) ait depremler.

Tarih	Enlem (N)	Boylam (E)	Etki Alanı	Şiddeti
M.Ö.148	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
M.Ö. 69	36° 25'	36° 10'	Antakya	IX
M.Ö.37	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
37	36° 24'	36° 10'	Antakya	VIII
79	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
110	36° 25'	36° 10'	Antakya, Samandağ	VIII
13.12.115	36° 25'	36° 10'	Antakya ve yöresi	IX
117	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
220	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
245	36° 25'	36° 10'	Antakya	X
272	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
334	36° 25'	36° 10'	Antakya, Beyrut, Magosa	IX
341	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
345	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
363	36° 25'	36° 10'	Antakya	V
387	36° 25'	36° 10'	Antakya	VI
396	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
14.09.458	36° 25'	36° 10'	Antakya, Kuzey Suriye	IX
10.09.506	36° 25'	36° 10'	Antakya, Samandağ	IX
?05.518	36° 88'	36° 60'	Antakya	VIII
29.05.526	36° 25'	36° 10'	Antakya, Samandağ	IX
?03.527	36° 25'	36° 10'	Antakya	VI
29.11.529	36° 25'	36° 10'	Antakya ve yöresi	IX
553	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
557	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
561	37° 20'	35° 90'	Anazarba, Antakya	VIII
579	36° 25'	36° 10'	Antakya ve yöresi	VII
581	36° 25'	36° 10'	Antakya	VI
30.09.587	36° 25'	36° 10'	Antakya	IX
639	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
716	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
775	36° 25'	36° 10'	Antakya, Halep	VII
835	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
08.04.859	36° 25'	36° 10'	Antakya, Lazkiye, Şam, Hama	IX
867	36° 25'	36° 10'	Antakya	IX
972	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
1053	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
1072	36° 25'	36° 10'	Antakya	VIII
?09.1091	36° 25'	36° 10'	Antakya, Urfa	VII
1109	36° 25'	36° 10'	Mambiç, Antakya	VIII
?09.1190	36° 25'	36° 10'	Antakya ve geniş yöresi	VIII
1212	36° 25'	36° 10'	Antakya	VI
1726	36° 25'	36° 10'	İskenderun ve yöresi	VI
1737	36° 25'	36° 10'	Antakya	VII
13.08.1822	36° 40'	36° 20'	Antakya, İskenderun, Kilis, Halep, Lazkiye	IX
1847	36° 60'	36° 10'	İskenderun	VII
1854	36° 20'	36° 60'	Antakya, Samandağ, Halep	VII
02.04.1872	36° 25'	36° 10'	Antakya, Samandağ	IX
15.05.1872	36° 20'	36° 10'	Antakya	VII
1873	36° 10'	35° 90'	Samandağ - Antakya	VI
1875	36° 20'	36° 10'	Antakya yöresi	VII
1894	36° 20'	36° 10'	Antakya yöresi	V

Çalışma alanı içerisinde ve yakın çevresinde aletsel dönemde (1900-2009) $M_s < 4$ büyüklüğünde yüzlerce deprem olmuştur. $M_s > 4$ olan depremler içerisinde en çok dikkat çeken 22 Ocak 1997 tarihinde Karasu segmentinin güneyinde gerçekleşen $M=5.5$ büyüklüğündeki deprem olup herhangi bir yüzey kırığı oluşturmamıştır. Depremin ofiyolitler üzerinde yer alan merkez üssünde az hasara yol açtığı fakat alüvyonlar üzerinde önemli sayılabilecek hasarlara yol açtığı belirlenmiştir (Bayülke ve Demirtaş, 1997). 17 Haziran 2009'da merkezüssü Sebenoba (enlem 36.05; boylam 36,01) olan $M=5,2$ büyüklüğündeki deprem meydana gelmiştir (B.Ü. Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2010). Bölgede yakın tarihlerde meydana gelen depremler Şekil 2.31'de gösterilmektedir. Bu şekilden de görüldüğü üzere aletsel dönemdeki depremlerin episantrları ile bölgedeki aktif faylar arasında bir paralellik vardır. Depremlerin bir çoğunun ÖDFZ'nun Karasu segmenti ve çevresinde olduğu görülmektedir.



Şekil 2.31 : Aletsel dönem (1967-2009 yılları arası) depremlerinin fay çözümlerinin gösterimi (109Y128 No'lu TÜBİTAK Projesi).

2.4 Hatay Bölgesinin Jeolojik Evrimi

Çalışma alanı ve yakın çevresinde Mesozoyik, Senozoyik ve Kuvaterner yaşlı kayaçlar yüzlek vermektedir. Hatay bölgesinde Geç Kretase boyunca Kızıldağ Ofiyoliti tektonik olarak Mesozoyik Arap platformu dizisi üzerine bindirmiştir (Çoğulu, 1974, Delaloye ve diğ., 1980, Delaloye ve Wagner, 1984). Bu ofiyolit Kampaniyenden Maastrichtiyen'e kadar güneye doğru yerleşmiştir (Tinkler ve diğ., 1981). Yerleşme Neotetis'in güney kolunun pasif Arap kıtasal kenarına doğru kapanmasıyla ilişkilidir (Yılmaz, 1993; Robertson, 1998, 2000, 2002).

Bölgedeki en yaşlı sedimentler Kızıldağ ofiyolitinin güneye doğru yerleşmesinden sonra Arap platformu üzerine çökelmiş olan Geç Kretase yaşlı sedimentlerdir. Geç Kretase/ Paleose'de deniz seviyesinin düşmesi veya tektonik yükselmeden dolayı bir regresyon meydana gelmiştir (Boulton ve Robertson, 2007).

Denizel koşullar Eosen sürecinde geri gelmiştir. Altaki sığ-denizel transgresif çökeller üste doğru, gelgitle ilgili karbonatlar, Üst Kretase kireçtaşlarına benzeyen ve üst seviyelerinde Nummulitçe zengin şelf kireçtaşlarına geçer. Kireçtaşlarındaki kırıntılı materyal eksikliği, bu zaman sürecinde tabandaki ofiyolitinin herhangi bir önemli topografik yükseklik oluşturmadığını ve bunun sonucu olarak tüm bölgede şelf kireçtaşlarının çökelmiş olduğunu gösterir.

Eosen birimi kıvrımlanmış olup üstü açısız diskordansla sınırlanmaktadır.. Bu bölgede Oligosen sedimentlerinin olmaması ve Eosen birimlerini açısız diskordansla üzerinde yer alan Erken Miyosen sedimentleri kıvrımlanmamış olduğundan, tektonik kıvrımlanmanın Geç Eosen/Oligosen boyunca meydana geldiğini işaret eder. Bölgenin muhtemelen gelişimi ve aşınması çoğunlukla Oligosen zamanında olmuştur (Boulton ve Robertson, 2007).

Sedimentasyon Akitaniyen-Burdigaliyen'de sığ denizel çakıllı kumtaşları ile başlayarak (Erken Miyosen Gildirli Formasyonu), oldukça kalın örgülü akarsu çökelleri ile devam eder. Bu sedimentler ofiyolitik materyal bakımından zengindir ve paleoakıntı verilerine göre Güney Türkiye ve Suriyenin kuzeyinde yer alan Baer-Bassit Masifini kapsayan güneydeki bir yükselemeden beslenmişlerdir (Boulton ve Robertson, 2007)

Orta Miyosen sedimentleri içerisinde sığ-deniz kireçtaşlarının baskın oluşu Erken Miyosen'den beri deniz seviyesinin yükseldiğini göstermektedir. Sediment kalınlığının güney/güneybatıda kalın olması bu alanın daha fazla çökmüş olduğunu işaret etmektedir. Kireçtaşları güneyde doğrudan ofiyolitik kayalar üzerinde yer almakta, kuzeydoğuda ise Erken Miyosen ve daha yaşlı birimler üzerinde yer almaktadır. Oligosen-Erken Miyosen boyunca bölgenin güneydoğusu çökme ve aşınma alanı iken kuzeydoğuda sedimentasyon devam etmiştir. Yükselen deniz seviyesi ardından tüm alan Orta Miyosen'nin çoğunda sular altında kalmıştır. Benzer şekilde bu derinleşme Akdenizde başka yerlerinde de, örneğin İtalya (Ricci-Lucci, 1986) ve Türkiye'nin güneyinde (Flecker ve diğ., 2005) görülmektedir.

Hatay bölgesinin çoğu Orta Miyosen boyunca sular altında kalmıştır (Boulton ve Robertson, 2007).

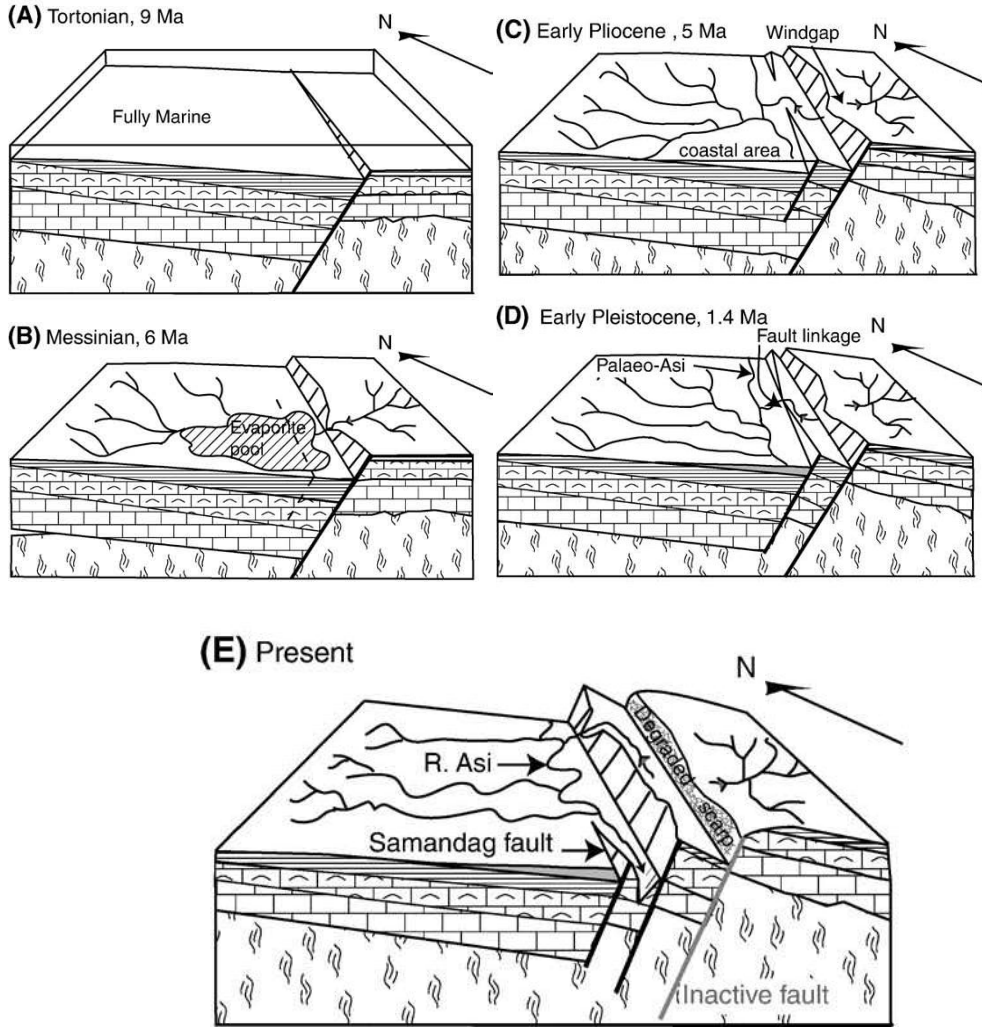
Östatik deniz seviyesi Geç Miyosen boyunca düşmüştür (Haq. ve diğ., 1987). Marnların çok kalın oluşu (~300 m) Messiniyen'e kadar Hatay bölgesinin göreceli olarak derin-deniz koşullarına (>200 m.) maruz kaldığını göstermektedir.

Boulton ve Whittaker (2009), Hatay grabeninin jeolojik evrimi hakkında daha önce yapılmış modelleri baz alarak modeller geliştirmişlerdir (Şekil 2.32). Buna göre Hatay grabenindeki normal faylanmanın Orta ve Geç Miyosen'de aktif olduğu ileri sürülmüştür (Boulton ve diğ., 2006, Boulton ve Robertson, 2008). Boulton ve Robertson (2008) a göre bu faylanma kıta-kıta çarpışması ardından gelişen fleksürel çökme sonucu gelişmiştir. Stratigrafik atımlara göre bu dönemdeki fayların atımı ~500m kadardır (Şekil 2.32A).

Bölgede Messiniyen sırasında bölgesel bir regresyon başlamış, bunu takiben bir drenaj ağı meydana gelmiştir (Şekil 2.32B). Bu süre boyunca, graben omuzları üzerinde erozyonal yüzeyler oluşmuş graben içerisinde ise çökelmiştir (Boulton, 2006).

Pliyosen boyunca faylar gelişmeye devam etmiş olup (Şekil 2.32C) bunun sonucunda da graben omuzlarındaki yükselme devam etmiştir. Erken Pleistosen'de, en dıştaki fay zonu muhtemelen inaktif olmuştur, bölgedeki genişleme büyük ölçüde iç faylar boyunca gelişmiştir (Cowie ve Roberts, 2001), (Şekil 2.32D). Asi nehri güneye doğru tilt olan havza içerisinde güney sınır faylarına yakın bir konuma yerleşmiştir (Şekil 2.32E).

Havzayı sınırlayan fayların morfolojik izleri bunların hala aktif olduğunu işaret etmektedir. Bölgede görülen fayların bir kısmının akarsu taraçalarını ve yamaç molozlarını kesmesi bunların aktif olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.32 : Grabenin fay evrimini gösteren blok diyagramları. A) Geç Miyosen’de (Tortoniyen), rölatif deniz seviyesi yüksektir. Faylanma başlamış olmakla birlikte topoğrafik erkisi düşüktür. B) Geç Miyosen (Mesiniyen), Mesiniyen tuzluluk krizi nedeniyle deniz seviyesi düşmüş, faylanma nedeniyle graben omuzları yükselmiş ve havza içerisinde evaporit çökelimi gelişmiştir. C) Pliyosen’de, graben içi faylar aktif olmuş, grabenin batı kesimlerinde deniz girdileri oluşmuştur. D) Erken Pleistosen’de bir süre gelişmiş olan dıştaki faylar inaktif olmuştur. E) Günümüz, güneydeki fay nedeniyle asimetric bir yapı kazanan graben ve çevresinde tektonik kontrol altında drenaj ağları gelişmiştir (Boulton ve Whittaker, 2009).

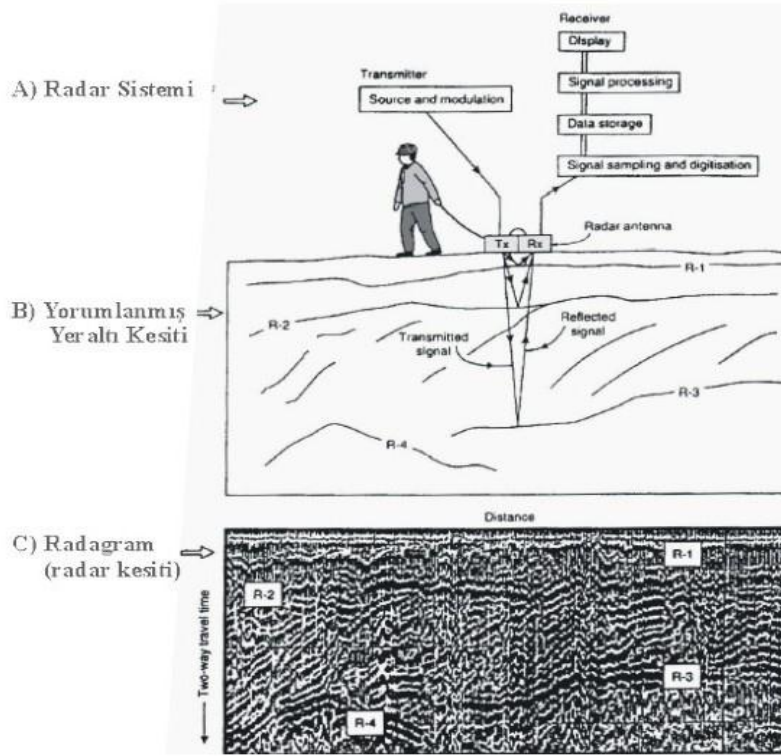
3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu tez çalışmasında son yıllarda aktif tektonik çalışmalarında da kullanılmakta olan GPR yöntemi kullanılmıştır. Yöntem sığda yer alan örtülü aktif fayların araştırılmasında etkin olarak kullanılmaktadır. Faylar üzerinde yer radarı (GPR) ile farklı frekanstaki antenler kullanılarak araştırma yapılmıştır.

3.1 Jeofizik Yöntem Tanımlanması ve Uygulanışı

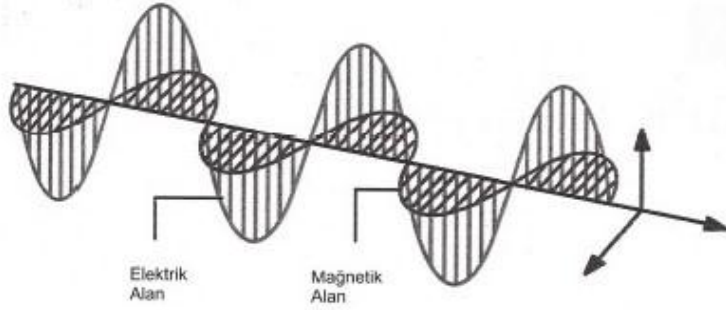
3.1.1 Yer radarı (GPR) yöntemi

Yer Radarı (GPR), araştırılan yüzeyin sığ derinliklerini yüksek çözünürlükte görüntüleyen elektromanyetik bir yöntemdir. GPR yönteminde bir kaynak tarafından araştırılan ortama gönderilen ve zaman içinde değişen yüksek frekanslı elektromanyetik alanlar kullanılarak incelemeler yapılmaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 : Yeraltı radarı genel düzeni. A) Radar sistemi ile veri toplanması, B) Yeraltı kesiti, C) Radagram görüntüsü.

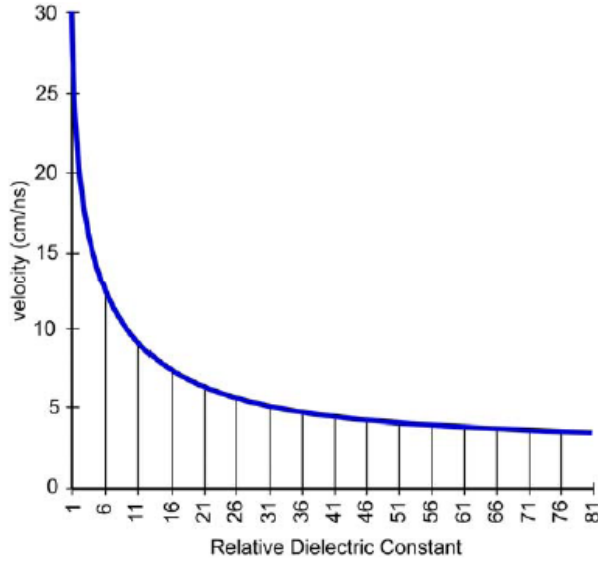
Değişken zamanlı elektromanyetik alanlar, elektrik ve magnetik alanların bileşeninden oluşmaktadır (Şekil.3.2). Bu iki alan, yeraltında bulunan malzemelerin etkisi altında değişmekte ve yer altındaki yapıların elektriksel özelliklerinin değişiminin gözlenmesine izin vermektedir (Daniels,1996; Annan, 2003). Bir verici antenle yeraltına gönderilen yüksek frekanslı elektromanyetik dalgaların bir kısmı, yeraltında farklı dielektrik özelliklere (ϵ ; permitivite, σ ; iletkenlik, μ ; manyetik geçirgenlik) sahip yüzeylerden yansırken, diğer kısmı da daha derin ortamlara ilerleyebilmektedir. Alıcı bir anten ise yansıyan sinyalleri almaktadır. Alınan sinyaller kontrol biriminde biriktirilmekte ve çift yol seyahat zamanı nano saniye (ns) cinsinden kaydedilmektedir (Davis ve Annan, 1989).



Şekil 3.2 : Elektromanyetik dalga yayılımı (Conyers, 2004).

Kayıt edilen bu izlerin uzaklığa bağlı olarak yan yana konulmasıyla oluşturulan kesite radargram denir. Yansıyan ve iletilen sinyallerin genliği, yansıma katsayısına ve yansıma sınırındaki nesnelere büyüklüklerine bağlı olmaktadır. Yeraltındaki yansıma yüzeyleri çeşitli olup, bu yüzeylere örnek olarak toprak-kaya ara yüzeyleri, insan yapımı objeler ve ortam içerisindeki kırık-çatlak sistemlerinin oluşturacağı malzeme-boşluk sınırları verilebilir.

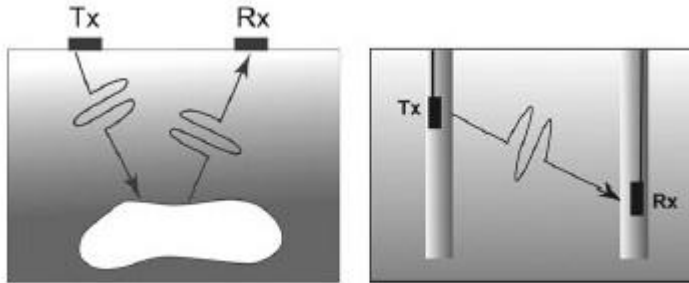
Esasında, yansıma yeraltındaki materyallerin dielektrik sabitinde meydana gelen ani değişimden oluşmaktadır. Dielektrik sabit bir materyalin yük depolama kapasitesi bir elektrik alana aynı kapasitedeki boşluk uygulanarak $\epsilon_r = (c / v)^2$ formülü ile hesaplanabilir; burada ϵ_r bağıl dielektrik sabiti, c ışık hızı (30 cm/nanosaniye) ve v elektromanyetik (EM) enerjinin materyalden geçme hızıdır. Bundan dolayı, bağıl dielektrik sabitinin EM dalga hızı ile ters orantılı olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 : Hız ve bağıl dielektrik sabit arasındaki ilişki (Daniels, 2004).

Radar frekanslarında, toprakta kuru kaya bileşenlerinin ϵ_r değeri genellikle 3 - 5 arasında ise su ~ 81 bağıl elektrik geçirgenliği sahiptir. ϵ_r değerleri toprak için su içeriğine bağlı olarak 6 – 30 aralığında değerler alır. Çizelge 3.1’de jeofiziksel materyal için 100 MHz’de bağıl dielektrik geçirgenlik değerleri yaklaşık olarak verilmiştir (Davis ve Annan, 1989; Wilchek, 2000).

Yaygın olarak kullanılan GPR ölçüm şekli yeraltından yansıyan özellikleri saptamak için yeryüzeyinde bir verici ve bir alıcıyı sabit bir geometri içerisinde yerleştirmektir. Verici anten zemine yüksek frekanslı (genellikle polarize) radyo dalgalarını yayar ve dalga gömülü bir objeye ya da dielektrik sabiti farklı bir sınıra çarptığı zaman alıcı anten yansıyan sinyalleri kaydeder. Bazı uygulamalarda araştırılan alanın transilüminasyonunu yapmak daha faydalı olmaktadır (Annan,2003 Şekil 3.4.).



Şekil 3.4 : Yeraltı radarı yeraltındaki dielektrik materyallerin elektromanyetik enerji dağılımlarını araştırmak için radyo dalgalarını kullanır. Yaygın olarak kullanılan iki mod vardır. İlki yansıma ve saçılma enerjisinin saptanması. İkincisi materyal boyunca gözlenen enerji yayılımının etkileri.

Çizelge 3.1 : Yaygın jeolojik malzemelerin bağıl dielektrik, iletkenlik, hız ve soğrulma değerleri (Davis ve Annan, 1989; Wilchek, 2000'den düzenlenerek alınmıştır).

Malzeme	Bağıl dielektrik	İletkenlik,	Yayılm hızı, V(cm/ns)	Soğrulma sabiti, α
Hava	1	0	30	0
Buz	3-4	0.01	15	0.01
Su	80	0.5	3.3	0.1
Deniz suyu	81-88	3000	1-3.3	1000
Topraklar				
Kil	5-40	2-1000	5-13	1-300
Toprak (kuru)	3-5	0.01	15	0.01
Toprak (doygun)	20-30	0.1-1	5.5-6.7	0.03-0.3
Silt	5-30	1-100	5.5-17	1-100
Mineraller				
Kalsit	7.8-8.5	$5 \cdot 10^{-10}$	11	$3 \cdot 10^{-10}$
Kuvars	4.2-5	$3 \cdot 10^{-4}$ - $5 \cdot 10^{-12}$	13-15	$2 \cdot 10^{-8}$ - $4 \cdot 10^{-12}$
Kireçtaşı	4-8	0.5-2	10-15	0.4-1
Tuz (kuru)	5-6	0.01-1	13	0.01-1
Kumtaşı	4.7-12	$1 \cdot 10^{-5}$ -0.7	9-14	$5 \cdot 10^{-8}$ -0.6
Şeyl	5-15	1-100	8-13	1-100
Magmatik kayalar				
Bazalt	12	$8 \cdot 10^{-6}$ -0.025	9	$4 \cdot 10^{-6}$ -0.01
Dasit	6.8-8.2	0.05	12	0.03
Diyabaz	10.5-34.5	$2 \cdot 10^{-5}$ -50	5-9	$1 \cdot 10^{-2}$ -26
Diorit	6	0.0002-0.002	12	0.0001-0.001
Gabro	8.5-40	0.001-1	5-10	$3 \cdot 10^{-4}$ -0.6
Granit	4-6	0.01-1	13	0.01-1
Norit	61	0.02-1	4	0.004-0.2
Obsidyen	5.8-10.4	-	11	-
Peridotit	8.6	0.15-0.33	10	-
Metamorfik				
Gnays	8.5	0.0003-0.02	10	-
Arjilit	-	1-100	-	-

3.1.2 Yer radarı yönteminin tarihçesi

1864 yılında James Clerk Maxwell ve 1886 yılında Heinrich Hertz yaptıkları çalışmalarda, elektromanyetik dalga ve elektromanyetik dalgaların yansıma prensibi hakkında ana teorileri geliştirmişlerdir. Ancak 1924 yılında İngiliz Fizikçi Sir Edward Victor Appleton iyonosferin yüksekliğini kestirmek için yaptığı çalışmada elektromanyetik dalgaların yansıma prensibini kullanıncaya kadar bu teorilerden hiç yararlanılmamıştır. 1935 yılında İngiliz Fizikçi Sir Robert Watson-Watt ilk pratik radar sistemini geliştirmiştir. İngiltere'nin 2. Dünya Savaşına girmesiyle birlikte İngilizler düşman gemilerini ortaya çıkarmak amacıyla doğu ve güney kıyılarına radar şebekesi kurulmuştur. Radar sistemi, elektromanyetik dalgalar yayınlarak hareket eden ya da hareketsiz hedefler hakkında çeşitli bilgiler alabilen bir uzaktan algılama sistemidir. Günümüzde ise radar sistemleri askeri amaçlar dahil olmak üzere meteorolojiden trafik alanına kadar geniş bir alanda kullanılmaktadır. Radar sistemlerinin yıllar içindeki bu gelişimlerine jeofizik araştırmalar da paralellik göstermiş ve geliştirilen yer radarı (GPR- Ground Penetrating Radar) sistemi ile yeraltının dielektrik özelliğine bağlı araştırmalar yapılmıştır (Davis ve Annan, 1989).

Olhoeft (2000)'e göre yeraltı radarı ile ilk inceleme 1929 da Alman Jeofizikçi W. Stern tarafından gerçekleştirilmiştir. Uzunca bir süre unutulmuş bu yöntem 1950 lerin sonlarına doğru ABD Hava Kuvvetlerine ait uçakların buzullara çarpmasıyla birlikte 1960 yılında John C. Cook sayesinde tekrar gündeme gelmiştir. Cook ilk kez radar kullanılarak yer altındaki yansıtıcıların ortaya çıkarılması önerisinde bulunmuştur (Cook, 1960). Cook ve diğerleri radar sistemlerini yeraltının yansıma dalgalarıyla ortaya çıkarılması şeklinde geliştirmeye devam etmişlerdir.

1976 yılında Moffatt ve Puskar bir radar sistemi oluşturmuşlar ve bu sistemde geliştirilmiş bir anteni kullanarak çalışmalar yapmışlardır. Bu antenle hedefe karşılık daha iyi oranda ve önemli yansımaları daha doğru olarak ortaya çıkarabilmişlerdir. Oluşturdukları yer radarı ünitesi ile yeraltı tüneli, fay ve madenlerin yerini belirleme gibi çalışmalar yapmışlardır. Aynı zamanda nem içeriğinin değişiminden yararlanarak yeraltındaki kirlenmeyi ortaya çıkarmayı denemişlerdir. Görüşleri, yer radarının kayalardaki ve kirlenmelerdeki anomalileri ve değişimleri ortaya koymada kullanışlı bir araç olduğudur. Ulriksen (1982) yer radarı verisini analiz etmek ve işlemek için daha gelişmiş yöntemler tanımlamıştır.

Daha sonraki 10 yıl içindeki teknolojik gelişmelerle yer radarı kullanıcıları eskiye oranla veri toplamada, veri işlemede ve elde edilen verilerin analizinde daha başarılı sonuçlara sahip olmuşlardır. Ayrıca bu teknolojik gelişmelerin biri sayesinde yer radarı verilerinin üç boyutlu görülmesine imkan verilmektedir (Smemoe, 2000). Brewster ve Annan (1994), Birken ve Versteeg (2000) yer radarı sonuçlarını ilk kez üç boyutlu görüntüleyenler arasında yer almaktadır.

3.1.3 Yer radarının dayandığı elektromanyetik alan yayılım teorisi

Bir ortam içerisinde yayılan elektromanyetik dalgalar ve oluşan alanlar arasındaki ilişkiler Maxwell denklemleriyle tanımlanabilir. Bu denklemler elektrik alan şiddeti, manyetik alan şiddeti, manyetik akı yoğunluğu, elektrik yüklemeye yoğunluğu ve elektrik akım yoğunluğu gibi alan ve kaynak büyüklüklerini birbirine bağlayan denklemlerdir. Elektromanyetik kuram, Ampere, Faraday ve Coulomb gibi araştırmacılar tarafından deneysel çalışmalarla bulunan ve Maxwell tarafından bir araya getirilerek yayınlanan denklemlere dayanmaktadır.. Stratton (1941) jeofizik mühendisliğinde kullanılan elektromanyetik alan denklemleriyle ilgili ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. Elektromanyetik kuramı oluşturan denklemlerin zaman ortamındaki türev biçimi aşağıdaki bağıntılarla gösterilir (3.1, 3.2, 3.3, 3.4).

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.1)$$

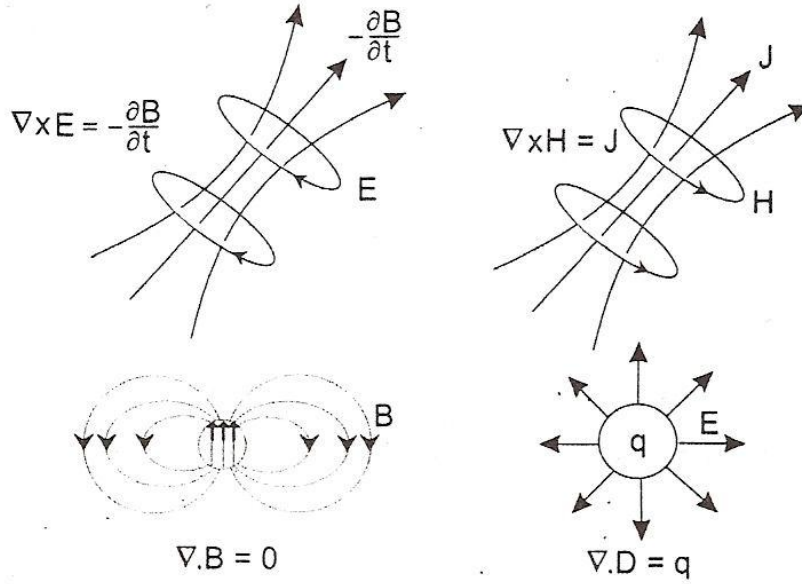
$$\nabla \times \mathbf{H} = -\mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (3.4)$$

Burada kullanılan fiziksel büyüklüklerin isimleri ve MKSA sistemindeki birimleri şu şekilde verilmektedir: elektrik alan şiddeti; E (Amper/m²), manyetik alan şiddeti; H (Amper-sarım/m), manyetik akı yoğunluğu; B (Weber/m²), akım yoğunluğu; j (Amper/m²), elektrik yerdeğiştirme; D (Coulomb/m²), yük yoğunluğu q (Coulomb/m³) dür.

Maxwell denklemlerindeki büyüklüklerin birbirleriyle olan ilişkileri Şekil 3.5. de gösterilmektedir. Maxwell denklemlerinin birinci bağıntısı, (3.1); zamanla değişen akı yoğunluğu ile uyarılan elektrik alanın ilişkisini gösteren Faraday yasasının matematiksel karşılığıdır. (3.2) bağıntısı ile gösterilen Ampere yasası, akım ile manyetik alan arasındaki bağıntıyı tanımlar; yani bir manyetik alan, boşlukta akım akışıyla meydana getirilebilir ve bu alan ortamdaki toplam akım (iletim akımı ve değiştirme akımları) ile orantılıdır. (3.3) bağıntısı, manyetik akı yoğunluğunun kaynaksız olduğunu ve alan çizgilerinin kapalı olduğunu göstermektedir; herhangi bir kapalı yüzeyden çıkan toplam manyetik akı sıfırdır. Buna rağmen, (3.4) bağıntısı ile elektrik yüklerden, kaynak olarak elektrik alan çizgileri çıktığı tanımlanmaktadır.



Şekil 3.5 : Maxwell denklemlerinin şematik gösterimi.

3.1.4 Yer radarı uygulama alanları

Yeraltı Radarı ile araştırma çalışmaları ilk uygulamalarından günümüze kadar farklı sahalarda uygulama alanı bulmuştur. Bu alanlara örnek olarak:

- * Aktif tektonik araştırmalarında
- * Buz kalınlığının araştırılmasında
- * Arkeoloji ve antik kalıntılarda
- * Biyoloji ve biyofizik alanlarda
- * Köprü çözümlerinin belirlenmesinde

- * İnşaatlarda
- * Kara mayınları araştırılmasında
- * Çevresel etkilerde ve çevresel görüntülemelerde
- * Adli tıpta
- * Jeoteknik araştırmalarda
- * Mezar yeri araştırmalarında
- * Yer altı suyu araştırmalarında
- * Alt yapı incelemelerinde
- * Karstik yapıların bulunmasında
- * Atık borularının konumları ve geçtikleri yerlerin tespitinde
- * Maden aramalarında
- * Göl ve nehirlerin don kırıklarının araştırılmasında
- * Karayolları, havaalanları, demiryolları ve kaldırımlarda
- * Sedimantolojik yapıların incelenmesinde
- * Tünel aramalarında
- * Yer altı boşluklarının taranmasında
- * Volkanik hareketlerin araştırılmasında
- * Tarım alanında
- * Maden ocaklarındaki kırık-çatlak sistemlerinin araştırılmasında kullanılır.

3.1.5 Yer radarı yönteminin araştırma derinliği

Yer radarının araştırma derinliği kullanılan frekansa ve toprağın iletkenlik, sönümlenme gibi fiziksel parametrelerine bağlıdır. Bundan dolayı düşük frekans kullanılarak yüksek araştırma derinliği elde edilirken, diğer taraftan toprağın yüksek sönümlenmesi sonucu düşük araştırma derinliği elde edilmektedir.

Gömülü objelerin özellikleri çoğunlukla onların bulunduğu derinliğe ulaşan enerjinin dalga boyunun bir fonksiyonudur. Temel prensip, küçük boyuttaki nesnelere zemine gönderilen dalga boyunun %75'i ulaşabilir.

Genellikle gönderilen radar enerjisi zeminden geçer ve frekansı azalır. Örneğin, frekansı 250 MHz olan bir anten zeminde yaklaşık olarak 180 MHz'lik enerji yaratır (Weymouth, 1986).

Anten frekansı seçimi çalışılan alandaki hedefin derinliğine bağlıdır, derindeki hedef için anten frekansı düşük olmalıdır. Jeolojik çalışmalarda GPR bu şekilde kullanılır. Diğer yandan, sığ derinlikteki hedef için yüksek frekanslı anten seçilmelidir.

GPR antenleri genellikle zemin yüzeyinde veya çok az yükseklikte konumlandırılır. Antenin duyarlılığı için zemin parametrelerinin çeşitliliği minimum olmalıdır. Farklı antenler kullanırken temel kural; düşük frekanslı antenler derindeki objeleri saptarlar, yüksek frekanslı antenler ise sığ derinlikteki küçük objeleri saptarlar. (Çizelge 3.2).

Çizelge 3.2 : Anten frekansları ile ilişkili derinlik ve hedef aralığı (Ramac/GPR CU II Hardware Manual, Schukin, 2000).

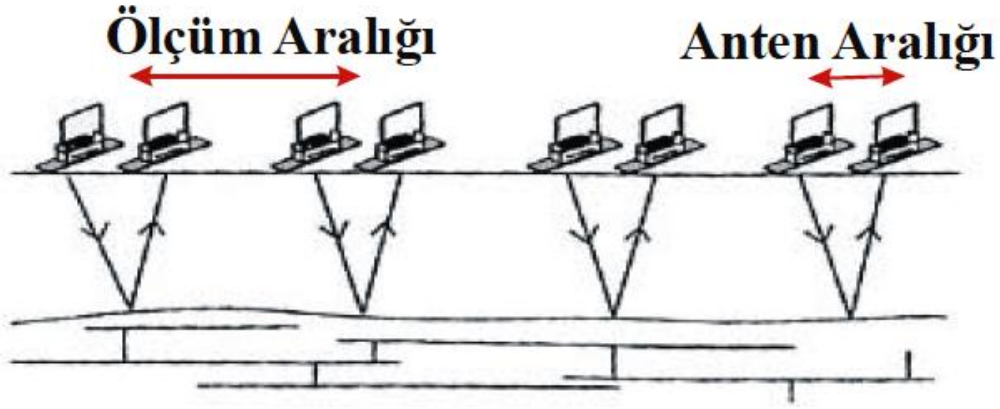
Anten frekansı (MHz)	Uygun hedef boyutu (m)	Yaklaşık derinlik aralığı* (m)	Yaklaşık maksimum penetrasyon derinliği (m)
25	1.0	5-50	35-60
50	0.5	5-40	20-30
100	0.1-1.0	2-20	15-25
200-250	0.05-0.5	1-10	5-15
500	0.04	0.5-5	3-10
800	0.02	0.4-2	1-6
1000	0.01	0.3-2	0.5-4
1600	0.01	0.2-1	-
2300	0.01	0.1-0.5	-

3.1.6 Yer radarı yöntemi ile veri toplama

Yeraltı radarı yönteminde çeşitli anten düzenleme biçimi ile veri toplamak mümkündür. En çok kullanılanlar; sabit anten aralıklı veri toplama, ortak orta nokta (CMP) profil yöntemi ile veri toplama ve geniş açı yansıma profili ölçümü ile veri toplamadır. Çalışma alanında sabit anten aralıklı veri toplama yöntemi uygulanmıştır.

(i) Sabit anten aralıklı veri toplama

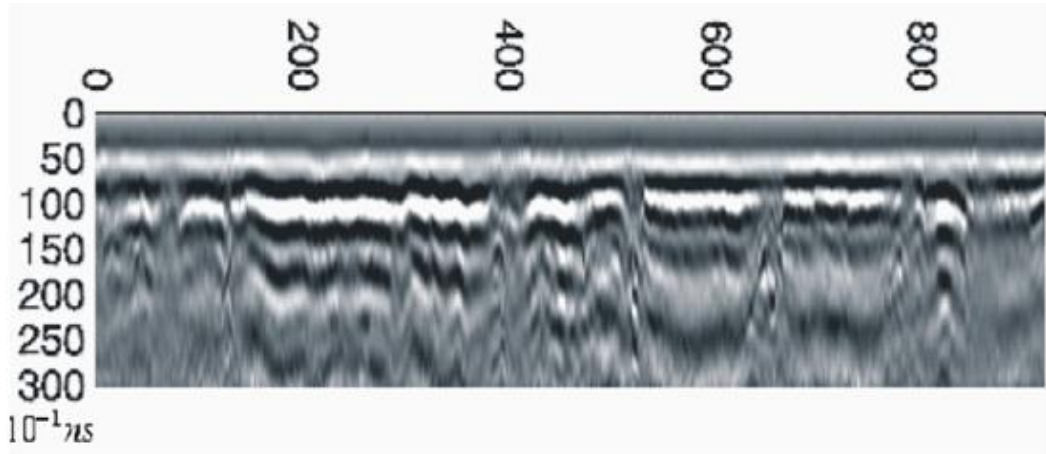
Veri toplamada en çok kullanılan ölçüm çeşididir (Şekil 3.7) Antenler arası sabit kalacak şekilde profil düzlemi boyunca sabit ölçüm noktaları üzerinde verici anten ile sinyal gönderilir ve alıcı anten ile yerin cevabı kaydedilir (Şekil 3.8).



Şekil 3.6 : Sabit anten aralıklı veri toplamanın şematik gösterimi (Kadioğlu, 2004).

Her ölçüm noktasına ait izler yanyana dizilerek radagram adı verilen radar kesitini meydana getirirler. İzler zamanın fonksiyonudur. GPR yönteminde zaman birimi nanosaniye (ns) dir.

1 s=109 ns ve 1 s=1012 ps (pikosaniye) dir.



Şekil 3.7 : Sabit anten aralıklı veri toplama çeşidi ile elde edilen radagram örneği (Kadioğlu, 2004).

3.1.7 Yer radarı verilerinin veri işlemi

Veri işlemin genel amacı GPR uygulanan bir kesiti sunma ve bu kesit kolaylıkla operatör tarafından yorumlanabilir hale getirilmesi veya bilinen bir test prosedürü ile hedefi sınıflandırarak yorumlamaktır.

Veri işlem orjinal verilerin kaliteli olması ve kolayca yorumlanabilmesi için gereklidir. Bu çalışmada veri-işlem uygulaması için Reflex W 5.5 yazılımı kullanılmıştır. Temel işlem adımları aşağıda ki gibi özetlenebilir:

1. Raw data (Ham veri) (Şekil 3.13a)

2. Move starttime (Başlangıç zamanı düzeltmesi): Filtre her bir bağımsız iz üzerinde rol oynar. Veri-işlemede verilen bir değere göre zamana bağlı olarak statik düzeltme yapılır (Şekil 3.13b).

3. Subtract-mean (dewow): Filtrelerin her bir iz üzerinde bağımsız rol oynaması özelliği sayesinde her bir iz için her değeri için sürekli bir ortalama (a running mean) hesaplanır. Bu running mean değeri merkez noktadan çıkartılır (Şekil 3.13c).

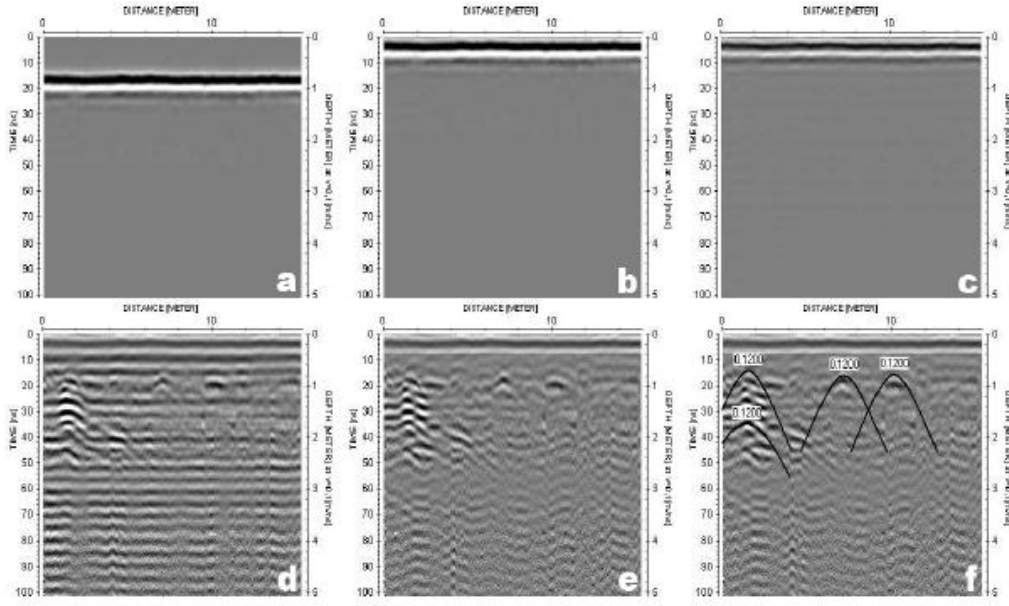
4. Energy decay: Bu özellik aktive edilerek genlik eğrisi y (zaman) yönünde otomatik olarak belirlenen ortalama bir amplitüd azalım eğrisi tüm profil boyunca uygulanır. Sonuçta doğru amplitüd bilgisi kaybolur. İlk ortalama azalım eğrisi tüm izlerden belirlenir. Bu eğri üzerinde ki bir medyan filtre uygulamasından sonra her iz için veri noktası azalım eğrisi tarafından bölünür. Enerji azalım eğrisinin artmasından sonra tüm veri noktaları otomatik olarak ölçekleme faktörü ile çarpılır (Şekil 3.13d).

5. Subtracting average: Bu filtre izlerin sayısının seçiminde rol oynar. Filtre her adım için izlerin uygun bir sayı üzerinden ortalamasını alır. Filtre sözde kayan arka gürültünün giderilmesi (background removal) olayını gerçekleştirir. Dört örnek için band genişliği, sonraki iki yatay yön sola doğru ve diğer iki yatay yön sağa doğru olmak üzere örneğin her zaman değeri için beş örnek göz önünde tutulur. Eğer geçerli örnek ve ilk veya son iz arasında pencere genişliği yarısından azsa pencere genişliği bir tarafta azalmıştır. Bu beş örnekten ortalama değer hesaplanır. Ortalama değer mevcut örnek değerinden ve sonuç olarak atanan yeni güncel örnek değerinden çıkartılır (Şekil 3.13e).

6. Kırılma hiperbolü metodu ile hız analizi (Şekil 3.13f).

7. İhtiyaç duyulan yerlerde topografik düzeltme yapılması.

Yansıma genliklerinin plan dağılımını anlamak için belirli zaman aralıkları içinde yatay zaman dilimleri oluşturularak görsel haritalar elde edilir. Verilerin bu sunum şekli GPR araştırmalarında aynı derinlikte bulunan önemli anomalilerin daha basit şekilde ilişkilendirilmesinde önemli rol oynayarak böylece yorumlamada kolaylık sağlar (Leucci and Negri, 2006).



Şekil 3.8 : GPR profiline ve veri-işlem adımlarına örnek. 1. Raw data. 2. Başlangıç zamanı filtrelenmiş kesit. 3. Subtract-mean (dewow) yapılmış kesit. 4. Energy decay ile filtre uygulanan kesit. 5. Subtracting average ile filtre uygulanan kesit. 6. Kırılma hiperbolü metodu ile hız analizi yapılan kesit.

3.2 Yer Radarı Profilleri

Hatay (Antakya) – Samandağ koridorunu doğu ve batıdan sınırlayarak graben yapısı kazanmasına neden olan faylar üzerinde ölçümler yapılmıştır. Fayların takip edilemediği lokasyonlarda GPR ölçümleri yapılarak fay doğrultuları saptanmaya çalışılmıştır.

Profil 1:

Fay anomalisinin radagram görüntüsünü (GPR kesiti) test edebilmek amacıyla Çöğürlü mevkiinde Kızıldağ ofiyoliti ile yamaç molozunu dokanağa getiren KB – GGB doğrultulu Gözene fayının alüvyon altına daldığını gözlemlediğimiz lokasyonda GPR ölçümü yapılmıştır (Şekil 3.9).

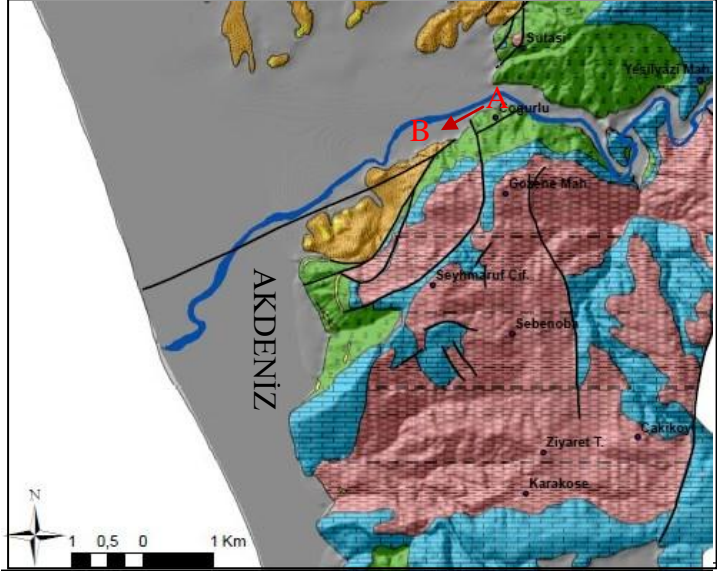


Şekil 3.9 : Serpantin (S) ve yamaç molozunu (Y) dokanağa getiren Gözene fayının alüvyona daldığı yerdeki 25 MHz'lik anten kullanılarak yapılan GPR ölçümü (kırmızı çizgi fay aynasını göstermektedir).

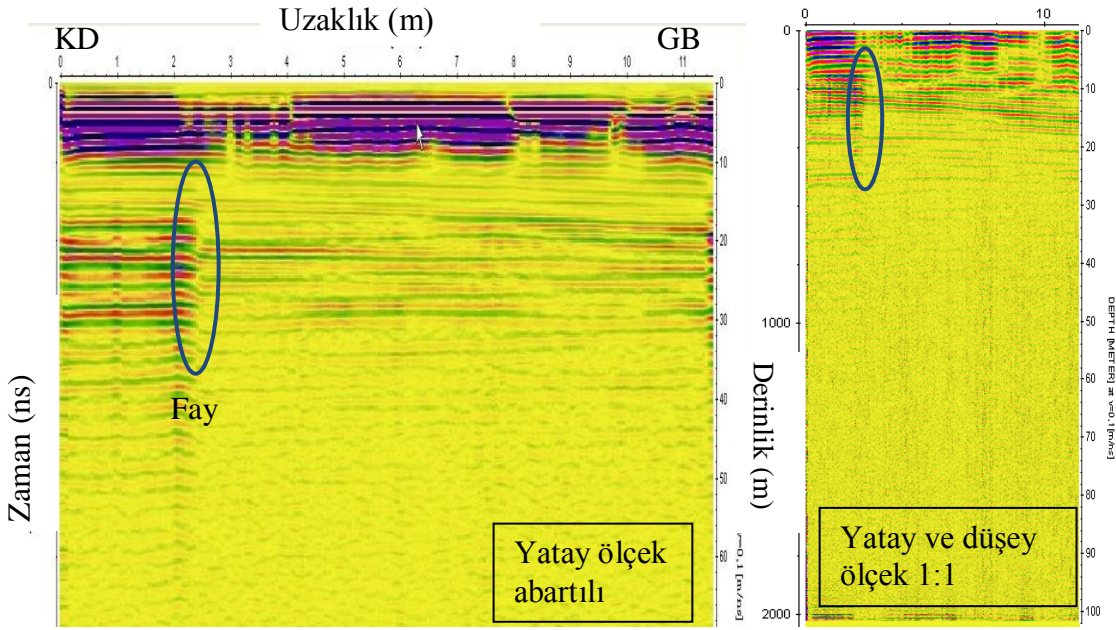
Profil doğrultusu Gözene fayını dik kesecek şekilde KD – GB (A'dan B'ye doğru) olarak seçilmiştir. 25 MHz'lik anten kullanılarak yaklaşık 11.5 m lik hat boyunca GPR ile ölçüm alınmıştır (Şekil 3.10).

Genel olarak profillere uygulanan veri işlem adımları sırasıyla aşağıdaki gibidir:

1. Subtract – mean (dewow); uygulanarak düşük frekans etkileri giderilmeye çalışılmıştır.
2. Move starttime; başlangıç zamanı düzeltmesi yapılmıştır.
3. Bandpassfrequency; çok düşük ve çok yüksek frekanslar atılmıştır.
4. Manual gain (y); uygulanarak dikey yönde genlik büyütmesi yapılmıştır.
5. Background removal ; ile gürültüler atılmaya çalışılmıştır.



Şekil 3.10 : Profil 1 lokasyon haritası.



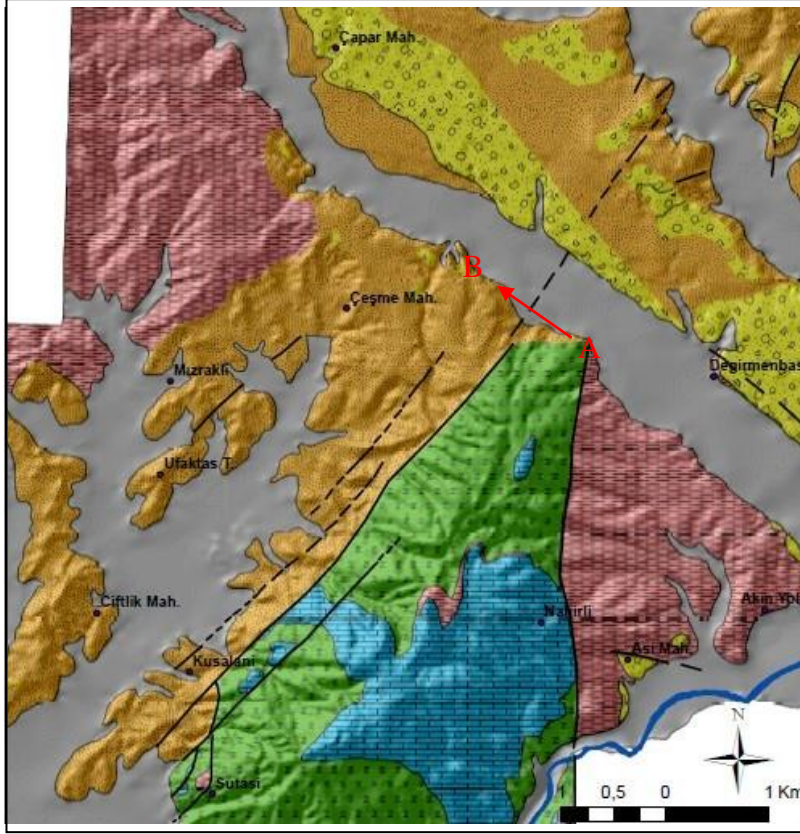
Şekil 3.11 : Profil 1 radagram görüntüsü.

Çoğurlu mevkiinde A – B doğrultusunda yapılan ölçüm profilinde fayın devamı saptanabilmiştir. Şekil 3.11'deki radagram görüntüsünde profilin 2. m sinde fay kesilmiş olup kesitten fayın yaklaşık 15 m derinlikte konumlanmış olduğu yorumu yapılabilmektedir.

Sonuç olarak doğrultusunu yaklaşık olarak gözlemleyebildiğimiz fay üzerinde aldığımız ölçümün radagramda verdiği fay anomalisi belirlenmiş ve bunun neticesinde, diğer profiller bu anomali ile kıyaslanarak yorumlanmıştır.

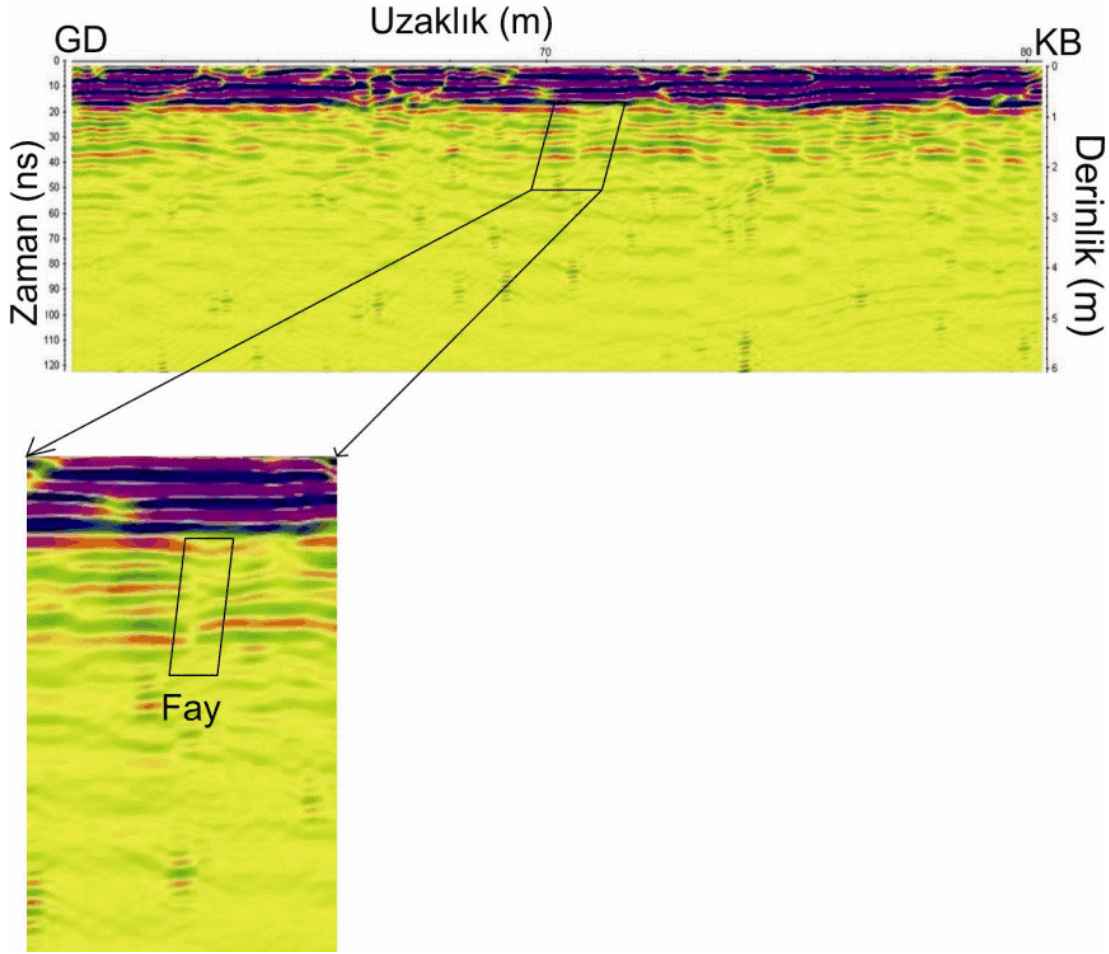
Profil 2:

Profil 2’de Değirmenbaşı mevkii KB’sında KD-GB doğrultulu Sutaşı fayının doğu blokundaki Kızıldağ ofiyoliti ve batı blokundaki Samandağ formasyonundan çıkarak alüvyona girdiği lokasyonda yapılan ölçüm gösterilmektedir (Şekil 3.12).



Şekil 3.12 : Profil 2 lokasyon haritası.

Profil doğrultusu Sutaşı fayını dik kesecek şekilde GD – KB doğrultulu (A’dan B’ye doğru) seçilmiştir. Fayın alüvyona daldığı yerde izi sürülemediğinden dolayı bu lokasyonda GPR ölçümü yapılarak fayın devamı saptanmıştır. 250 MHz’lik anten kullanılarak yaklaşık 80 m uzunluğundaki bir hat boyunca ölçüm yapılmıştır.

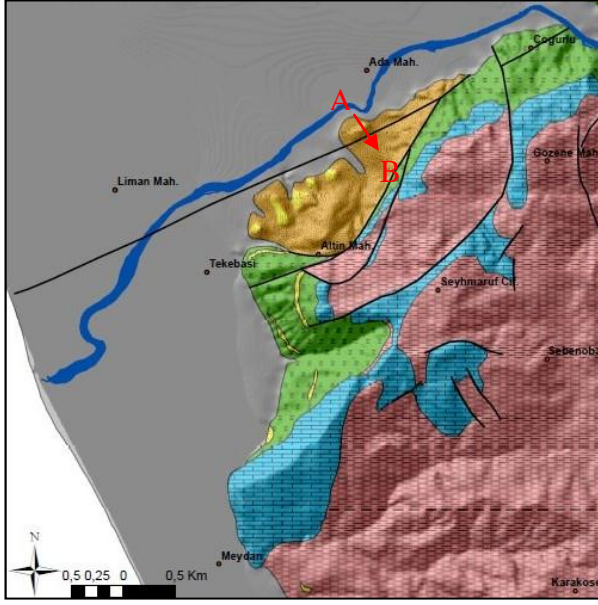


Şekil 3.13 : Profil 2 radagram görüntüsü (kırmızı ok fayı göstermektedir).

Yaklaşık 60 – 80 m. mesafeleri arasındaki radagram görüntüsünün gösterildiği Şekil 3.13’de 72m de gözlemlenen süreksizlikte fay tespit edilmiştir. Fayın 1-3 m derinlikte alüvyon altında yer aldığı radagram verisinde görülmektedir.

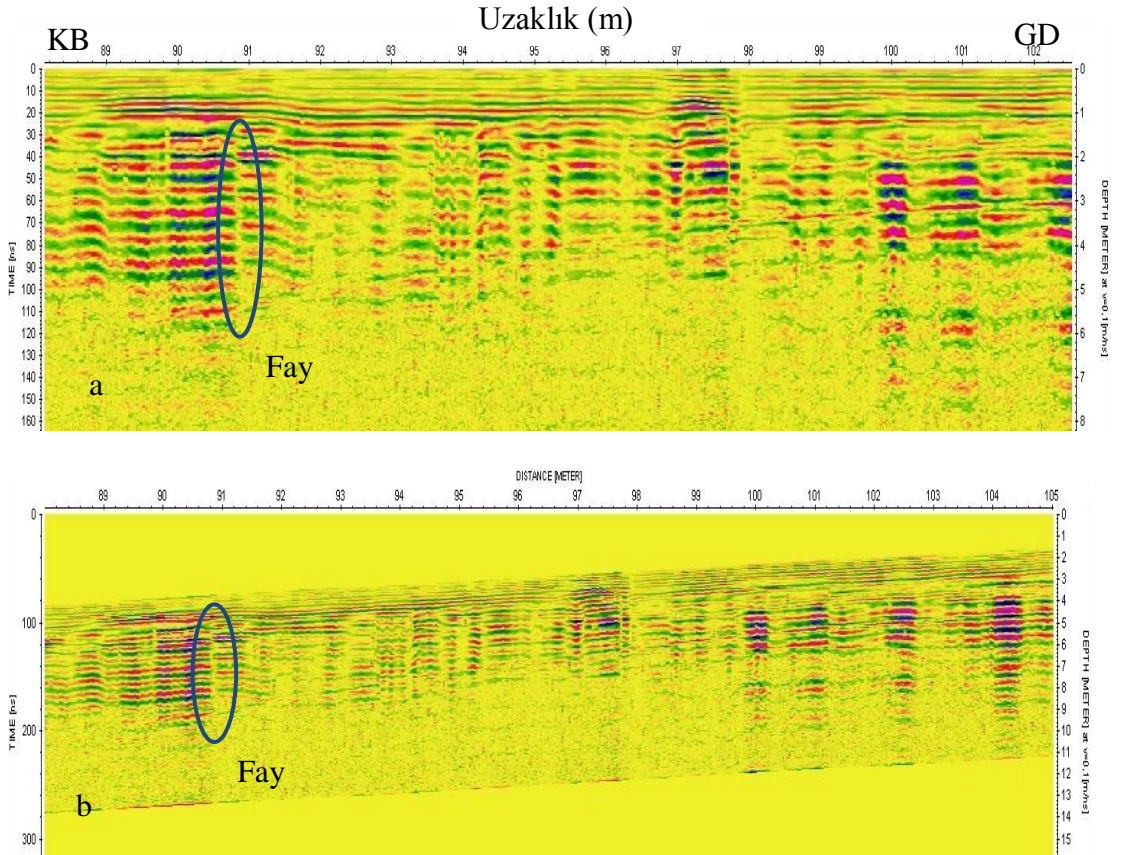
Profil 3:

Profil 3, Ada Mah. de KD – GB doğrultulu Çöğürlü fayının Pliyosen yaşlı Samandağ formasyonu üzerindeki uzanımı morfolojide takip edilemediği Ada Mah.civarında ölçüm yapılmıştır (Şekil 3.14).



Şekil 3.14 : Profil 3 lokasyon haritası.

Profilin doğrultusu fayı dik kesecek şekilde KB – GD uzanımlı (A'dan B'ye doğru) olarak alınmıştır. 250 MHz'lik anten kullanılarak yaklaşık 115 m uzunluğundaki bir hat boyunca ölçüm alınmıştır.

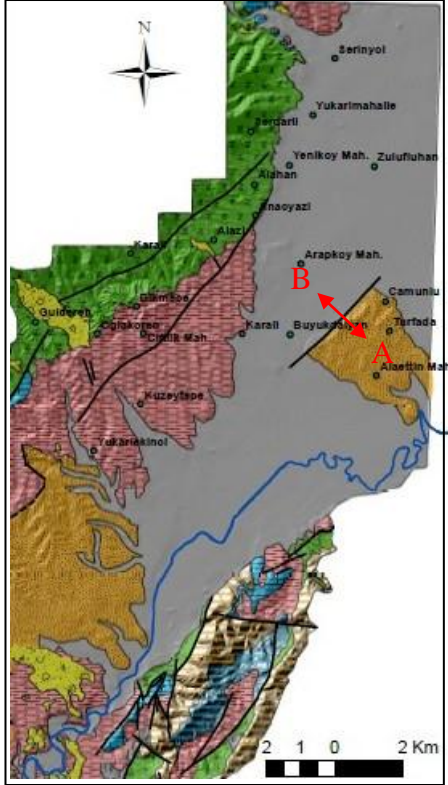


Şekil 3.15 : a) Profil 3 radagram görüntüsü, b) Profil 3 topografik düzeltme yapılmış radagram görüntüsü.

Yaklaşık olarak 89 – 102 m ler arasının gösterilmekte olduğu Şekil 3.15a ve kot farkı nedeniyle topografik düzeltme yapılmış 3.15b’de 91 m de fay anomalisi gözlenmektedir. Fay anomalisi 1 - 6 m derinlikleri arasında görülebilmektedir.

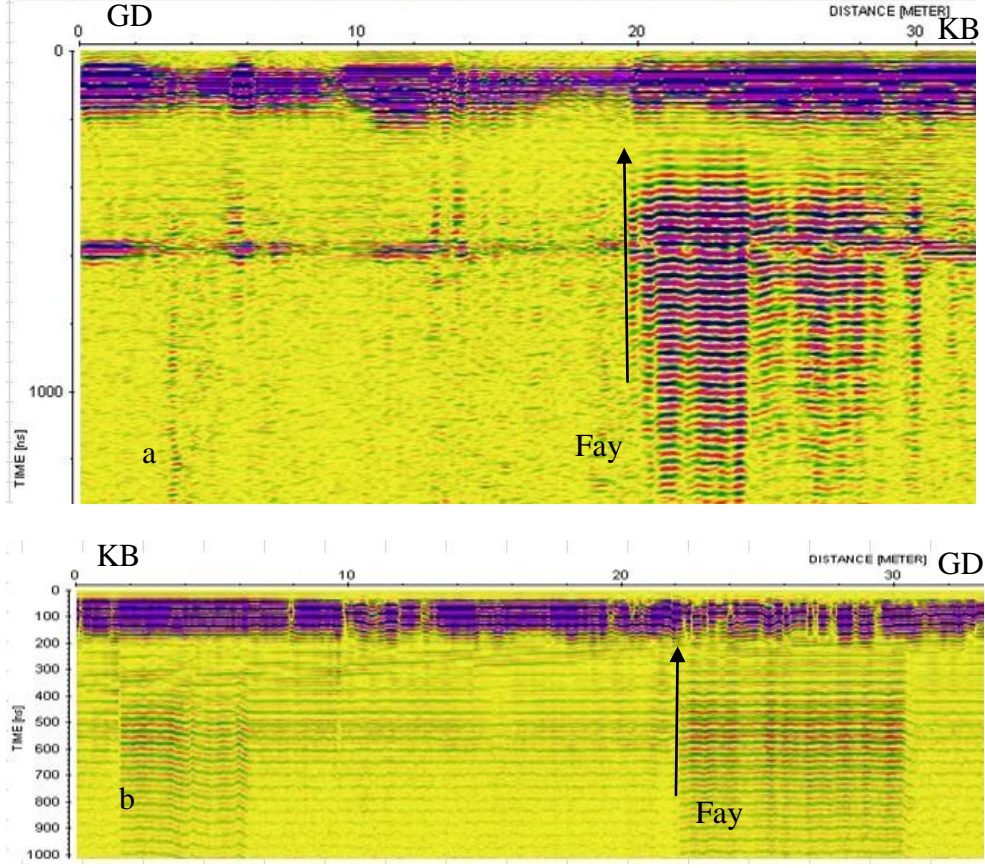
Profil 4:

Profil 4, Amik Ovasında yer alan Samandağ formasyonundan oluşan yükseltiye neden olan fayın geçtiği lokasyonun tespiti için ölçüm alınmıştır (Şekil 3.16).



Şekil 3.16 : Profil 4a-4b lokasyon haritası.

Profil doğrultusu fayı dik kesecek şekilde GD – KB (A’dan B’ye) ve KB – GD (B’den A’ya) olmak üzere aynı lokasyonda zıt yönlerde alınmıştır. Fayın geçtiği yeri net bir şekilde belirleyebilmek amacı ile yapılmış olan iki profilde 25 MHz’lik anten ile yaklaşık 50 m uzunluğunda bir hat boyunca alınmıştır.



Şekil 3.17 : Profil 4a ve zıt yönde alınan 4b'nin radagram görüntüleri.

Hat uzunluğu 50 m olan A – B doğrultusundaki profil 4a'da ve hat uzunluğu 48 m olan profil 4b'de 19m de fay anomalisi görülmektedir. Radagramda fay anomalisi yüzeyden 10 m. derinlikte görülebilmektedir (Şekil 3.17).

4. SONUÇLAR

Hatay İli'nin 1:25.000 ölçekli P36-a3, a4, d1, d2, d3, d4 ve P35-c3, c4 pafta numaralı topoğrafya haritaları kullanılarak, Antakya – Samandağ koridoru ve çevresinin sayısal jeoloji haritası yapılmıştır.

İnceleme alanının Kretase'den Kuvaterner'e kadar olan stratigrafisi belirlenmiştir. Bölgenin Kretase'den Erken Miyosen'e kadar evriminin paleotektonik olduğu ve grabenin gelişiminin ise büyük ölçüde Orta Miyosen'den günümüze kadar meydana geldiği belirlenmiştir.

Çalışma alanı içerisinde faylar üzerindeki yapısal veriler ölçülerek fay karakterleri tespit edilmiştir. Sonuç olarak Antakya – Samandağ koridorunu doğu ve batıdan sınırlayarak graben şeklini almasında etken olan fayların normal karakterde sol yanal bileşenli faylar olduğu belirlenmiştir.

Antakya-Samandağ koridorunu doğu ve batıdan sınırlayan fayların arazi üzerinde takip edilemediği ya da alüvyon altına daldığı yerlerde GPR (Yer radarı) ölçümleri yapılarak fayların doğrultuları tespit edilmiştir. Bunun sonucunda koridorun fay haritası oluşturulmuştur.

KAYNAKLAR

- Aktürk, A.**, 1974, Yayladağı (HATAY) Bölgesi Fosfat Raporları Detay Etüd Raporları. Rap.No:5635
- Adıyaman, O. and Chorowicz, J.**, 2002, Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**, 327-345.
- Aktaş, G., and Robertson, A. H. F.**, 1984, The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of the a Neo-Tethyan Active Margin, (ed. Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 375-402.
- Aktürk, A.**, 1974, Yayladağı (HATAY) Bölgesi Fosfat Raporları Detay Etüd Raporları. Rap.No:5635
- Akyüz, H. S., Altunel, E., Karabacak, V. and Yalçın, C. Ç.**, 2006, Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, southern Turkey, *Tectonophysics*, **426** (2006) 281-293.
- Ambraseys, N.**, 1989, Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal International*, 96.
- Ambraseys, N. N. and Jackson, J. A.**, 1998, Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophys. J. Int.* **133** (1998), pp. 390–406.
- Annan, A. P.**, 2003, Ground Penetrating Radar Workshop Notes, Sensors Software Inc., Mississauga, Ontario, Canada.
- Antakya Belediyesi Fen İşleri Müdürlüğü Arşivi**, 2005.
- Arger, J., Mitchel, J., Westaway, R.W.C.**, 2000. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey, In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonism and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **173**, 459–487.
- Aslaner, M.**, 1973, İskenderun – Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeoloji ve Petrografisi. *MTA Enst. Yay.*, 150, Ankara.
- Atan, O. R.**, 1969, Eğribucak-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi, MTA, no. 150 [yayınlanmamış].
- Bandy, O. L.**, 1975, Messinian evaporite deposition and the Miocene/Pliocene boundary, Pasquasia-Capodarsa sections, Sicily, Late Neogene Epoch Boundaries, pls. **1-2**, 49-63.
- Bayülke, N., Demirtaş, R.**, 1997, 22 Ocak 1997 Antakya Depremi Raporu, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, *Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı Yayınları*, Ankara.

- Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü,** 2005, Deprem Verileri, İstanbul.
- Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A. and Bismuth, H.,** 1992, Late Miocene Ostracods from Ashart I well (Gulf of Gabes Tunisia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **31**(1), 3-93.
- Boulton, S. J., Robertson, A. H. F.,** 2008, The Neogene–Recent Hatay Graben, South Central Turkey: graben formation in a setting of oblique extension (transtension) related to postcollisional tectonic escape. *Geological Magazine* **145** (6), 800–821.
- Boulton, S. J. and Robertson, A.H F.** 2007, The Miocene of the Hatay area, S Turkey: transition from the Arabian passive margin to an underfilled foreland basin related to closure of the Tethys Ocean. *Sedimentary Geology*. Doi:10.1016/j.sedgeo.2006.12.001.
- Boulton, S. J., Robertson, A. H. F., Ellam, R. M., Şafak, Ü., Ünlügenç., U.C.,** 2007, Strontium isotopic and micropalaeontological dating used to help redefine the stratigraphy of the Neotectonic Hatay Graben, southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 1-39.
- Boulton, S. J. and Whittaker, A. C.,** 2009, Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: Field examples from an oblique-extensional graben, southern Turkey, *Geomorphology*, **104**, 299-316.
- Brew, G., Lupa, J., Barazangi, M., Sawaf, T., Al-Imam, A. and Zaza, T.,** 2001, Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria, *Journal of the Geological Society, London*, **158**, 665-674.
- Brewster, M. L. and A. P. Annan,** 1994, Ground-penetrating radar monitoring of a controlled DNAPL release: 200 MHz radar, *Geophysics* **59** (8), 1211-1221.
- Conyers, L. B.,** 2004, Ground Penetrating Radar for Archaeology, Altamira Press, California, USA, 24-26.
- Cook, John C.** 1960, Proposed monicycle-pulse, VHF radar for airborne ice and snow measurements, *AIEE Trans. Commun. And Electron.*, **79**(2), 588-594.
- Çoğulu, H.E.,** 1973, Hatay–Kızıldağ Masifinin Oluşumu Hakkında Yeni Buluşlar, Cumhuriyet’in 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 409-421, Ankara.
- Çoğulu, H.E.,** 1974, Hatay Bölgesinde Ultrabazik Tektonikler ve Tabakalı Peridotitler, *M.T.A. Dergisi*, **83**, 185-193, Ankara.
- Cowie, P. A., Roberts, G. P.,** 2001, Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1901–1915.
- Daniels, D. J.** 1996, Surface-penetrating radar. London : Institution of Electrical Engineers.
- Daniels, D. J.,** 2004, Ground Penetrating Radar 2nd Edition, Institution of Electrical Engineers, Radar Series 15, London.

- Davis J. L. ve Annan A. P.** 1989, Ground Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, **37**, 531–551.
- Delaloye, M. and Wagner, J.-J.**, 1984, Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian plate. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson), *Geological Society Special Publication* No. **17**, 225-233.
- Delaloye, M., Pişkin, Ö., Voldet, P., Vuagnat, M. ve Wagner, J.**, 1979, Rare Earth element concentrations in mafics from the Kızıldağ ophiolite (Hatay, Turkey). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **59**, 67-73.
- Delaloye, M., Vuagnat, M. ve Wagner, J., Selçuk, H.**, 1980, Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. *Ofioliti*, **5**, 205-216.
- Derman, A. S.**, 1979, Antakya (Hatay) Cıvarı Stratigrafi ve Jeolojisi, TPAO Raporu, no. 1513 [yayınlanmamış].
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C.**, 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone: in Coward, M. P. and Ries, A. C., eds., *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **19** (R. M. Shackleton volume), 3-36.
- Dubertret, L.**, 1953, Geologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie): *Notes Mem. Moyen Orient*, **6**, 227 s.
- Dubertret, L.**, 1955, Geologie des roches verts du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie), *Notes et Mém. Moyen-Orient* **6** (1955), pp. 2–179.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z.**, 1967, A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area. Publ. Ist. Techn. Univer. Mining Fac. **24**, 189 pp.
- Erol, O.**, 1963, Asi Nehri Deltasının Jeomorfolojisi ve Dördüncü Zaman Deniz-Akarsu Sekileri. Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları 148, Ankara.
- Eyidoğan, H.**, 1983, Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı'nın sismotektonik özellikleri, *Doktora Tezi*, İTÜ Maden Fakültesi, (yayınlanmamış).
- Flecker, R., Poisson, A., Robertson, A.H.F.**, 2005. Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context, *Sedimentary Geology* **173**, 233–276.
- Görür, N.**, 1977, Sedimentology of the Karaisali limestone and associated clastics (Miocene) of the northwest flank of the Adana Basin, Turkey. Univ. London, Imperial Coll., *Ph. D. Thesis*, 244 p.
- Görür, N.**, 1992, A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, **81**, p. 243-252.
- Griffin, D. L.**, 2002, Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **182** (1–2), 65–91.

- Guidoboni, E., Bernardini, F. and Comastri, A.,** 2004, The 1138–1139 and 1156–1159 destructive seismic crises in Syria, south-eastern Turkey and northern Lebanon, *Journal of Seismology*, **8**, 105–127.
- Günay, Y.,** 1984, Amanos Dağlarının Jeolojisi ve Karasu-Hatay Grabeninin Petrol Olanakları, TPAO Raporu, [Hakkari-Şaryaj Projesi yayınlanmamış].
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R.,** 1987, Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, **4793**, 1156–1167.
- Hempton, M. R.,** 1987, Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, **6**, 687–705.
- Hsü., K.J.,** 1972, When the Mediterranean Sea dried up, *Scientific American*, **277**, 27-36
- Hsü., K. J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melierés, F., Müller, C., and Wright, R.,** 1977, History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, **267**, 399-403.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D. P.,** 1984, Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophy. J. Royal Astr. Soc.*, **7**, 185–264.
- Jackson, J.A. and Mc Kenzie, D. P.,** 1988, The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **93**, 45–73.
- Kadioğlu, S.,** 2004, Yer Radarı (GPR) Yöntemi ders notu, Ankara.
- Karabacak, V.,** 2007, Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi, *Doktora Tezi*, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Karacabey-Öztemur, N. and Selçuk, H.,** 1983, A new genus and two new species of rudists from Hatay, Turkey. *Bull.MTA* **95/96**, 97-105.
- Karakuş, K., Taner, G.,** 1994, Samandağ Formasyonun (Antakya Havzası) Yaşı ve Mollusk Faunasına Bağlı Paleoekolojik Özellikleri, *T.J.B.*, c.**37**, Sayı 2, s.87-109, Ankara.
- Khair, K., Karakaisis, G. F. and Papadimitriou, E. E.,** 2000, Seismic zonation of the Dead Sea Transform Fault area, *Annali di Geofisica*, **43**, 1, 61-79.
- Kober, L.,** 1915, *Geologische Forschungen in Vorderasien. —Dkschr. Akad Wiss XCVI*, Wien.
- Kelling, G., Gökçen, S. L., Floyd, P. A., and Gökçen, N.,** 1987, Neogene tectonics and plate convergence in the Eastern Mediterranean: New data from Southern Turkey, *Geology* **15**, 425–429.
- Kozlu, H.,** 1982, İskenderun Baseni Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Raporu, no. 1921 [yayınlanmamış].
- Kozlu, H.,** 1997, Doğu Akdeniz Bölgesinde Yer Alan Neojen Basenlerinin (İskenderun, Misis-Andırın) Tektono-stratigrafi Birimleri ve Bunların Tektonik Gelişimi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, *Doktora Tezi* [yayınlanmamış], 189 s.

- Le Pichon, X. and Angelier, J.,** 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Leucci, G., Negri, S.,** 2006, Use of ground penetrating radar to map subsurface archaeological features in an urban area. *Journal of Archaeological Science* **33**, 502-512.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J, Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N.,** 1992, The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt, *Tectonophysics*, **204**, 1-15.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü,** 2003, Hatay İli'nin Jeolojisi raporu, Adana.
- McKenzie, D. P.,** 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **30**, 109-185.
- Mc. Kenzie, D.P.,** 1978, Active Tectonics of the Alpin-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions (Tektonics of Aegean Region), *Geophysical Journal Royal Astronomy Society*, **55**, 217-254.
- Nazik, A. and Gökçen, N.,** 1995, Ostracods of the Uppermost Tertiary sequence of the north Adana basin and Misis area, Ostracoda and Biostratigraphy. Proceedings of the 12 th International Symposium on Ostracoda Prague/Czech Republic, J. Riha (Ed.), 251-260.
- Olhoeft, G. R.,** 2000, Maximizing the information return from ground penetrating radar: *J. Appl. Geophys.*, v. **43/2-4**, p. 175-187.
- Över, S., Kavak, K. Ş., Bellier, O. and Özden, S.,** 2004, Is the Amik Basin (SE Turkey) a triple-junction area? Analyses of SPOT XS imagery and seismicity, *Int. J. Remote Sensing*, **25**, 19, 3857-3872.
- Över, S., Ünlügenç, U. C. and Bellier, O.,** 2002, Quaternary stress regime change in the Hatay region (SE Turkey), *Geophys. J. Int.*, **148**, 649-662.
- Över, S., Ünlügenç, U. C. ve Özden, S.,** 2001, Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları, *Yerbilimleri*, **23**, 1-14.
- Özmen, B.,**1999, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğunun bölgesel düzenlenmesi, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Deprem Araştırma Bülteni, **82**, 5-83.
- Parlak, O., Kop, A., Ünlügenç, U. and Demirkol, C.,** 1998, Geochemistry and geochronology of basaltic rocks in the Karasu graben near Kırıkhan (Hatay), Southern Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, **7**, 53-61.
- Perinçek, D.,** 1978, V-VI-XI Bölge (Güneydoğu Anadolu otokton allokton birimleri) jeoloji sembolleri, TPAO Arşiv No: 6657.
- Perinçek, D.,** 1980, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri, Türkiye V. Petrol Kongresi tebliğleri 77-93.
- Perinçek, D.,** 1990, Hakkari İli ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye, TPJD Bülteni, c.2/1, s. 21-68.

- Perinçek, D. and Çemen, İ.**, 1990, The structural relation between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey, *Tectonophysics*, **142**, 331-340.
- Perinçek, D. ve Eren, A. G.**, 1990, Doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı ve Ölü Deniz Fay Zonları etki alanında gelişen Amik havzasının kökeni, *Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı*, 180-192.
- Pirazzoli, P.A. Laborel, P. J., Saliege, J. F., Erol, O., Kayan, İ. and Person, A.**, 1991, Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): Palaeoecological and tectonic implications, *Marine Geology*, **96**, 295-311.
- Pişkin, O., Delaloye, M., Selçuk, H. and Wagner, J.-J.**, 1986, Guide to Hatay geology (SE-Turkey), *Ofioliti*, **11**, 87-104.
- Ricci-Lucci, F.**, 1986, The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, vol. **8**, pp. 105–139.
- Robertson, A. H. F.**, 1998, Mesozoic–Tertiary Tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence, In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., Amerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. **160**, pp. 723–782.
- Robertson, A. H. F.**, 2000, Mesozoic–Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications*, vol. **173**, pp. 43–82.
- Robertson, A. H. F.**, 2002, Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, **65**, 1–67.
- Robertson, A. H. F. and Dixon, J.E.**, 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications*, **17**, pp. 1–74.
- Robertson, A. H. F., Eaton, S., Follows, E. J. and McCallum, J. E.**, 1991, The role of local tectonics versus global sea-level change in the Neogene evolution of the Cyprus active margin, *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **12**, 331-369.
- Robertson, A. H. F., Ünlügenç, U. C., İnan, N., Taşlı, K.**, 2004, The Misis–Andırın Complex: a Mid-Tertiary melange related to latestage subduction of the Southern Neotethys in S Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **22**, 413–453.

- Rukieh, M., Trifonov, V. G., Dodonov, A. E., Minini, H., Ammar, O., Ivanova, T. P., Zaza, T., Yusef, A., Al-Shara, M. and Jobaili, Y., 2005,** Neotectonic map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the Northwestern boundary zone of the Arabian plate, *Journal of Geodinamics*, **40**, 235–256.
- Schmidt, G. C., 1961,** Stratigraphic nomenclature for the Adana region, petroleum district VII. *Petroleum Administration Pub. Bull.*, **6**, p. 47-63.
- Schukin, A., Kaploun I., Yarovoy A. and Ligthart L., 2000,** Evolution of GPR antennas, pulse generators and sample recorders. Conference Proceedings on CD-ROM, Millennium Conference on Antennas & Propagation, Davos, Switzerland, 9-14 April, 2000, 4p.
- Selçuk, H., 1981,** Etude geologique de la partie meridionala du Hatay (Turquie), *Ph.D. Thesis*, (Unpublished), Univ. Geneve, Fac. Science, 116 p.
- Selçuk, H., 1985,** Kızıldağ–Keldağ–Hatay dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik evrimi, M.T.A Rapor No 7787, Ankara.
- Stratton, J. A., 1941,** Electromagnetic Theory, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Sungurlu, O., 1974,** VI: Bölge Kuzeyinin Jeolojisi ve petrol imkanları. Türkiye İkinci Petrol Kongresi tebliğleri, 85-107.
- Şafak, Ü., 1993,** Antakya Havzası planktonic foraminifer biyostratigrafisi [Planktonic foraminifera biostratigraphy of Antakya Basin]. Proceedings of A. Suat Erk Geology Symposium, 143-156 [in Turkish with English abstract, unpublished].
- Şengör A. M. C., 1979,** The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981,** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* **75**, 181–241.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. P., 1991,** Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophy. J. Inter.*, **106**, 433–490.
- Tekeli, O., Erendil, M., 1986,** Kızıldağ ofiyolitinin (Hatay) Jeoloji ve Petrolojisi: *M.T.A Dergisi*, **107**, 33-49, Ankara.
- Tinkler, C., Wagnler, J.-J., Delaloye, M. and Selçuk, H., 1981,** Tectonic history of the Hatay Ophiolites (South Turkey) and their Relation. *Tectonophysics*, **72**, 23-41.
- Toprak, V., Rojay, B. ve Heimann, A., 2002,** Hatay grabeninin neotektonik evrimi ve Ölü Deniz Fay Kuşağı ile ilişkisi, TÜBİTAK Bilimsel Araştırma Projesi Raporu (YDABÇAG-391, 196Y083), 57 s.
- Tuna, D., 1973,** VI. Bölge Litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu, TPAO Rap. No: 813, 131 s.
- Tüysüz, O. ve Genç, Ş. C., 2006,** Hatay Samandağ ve Yayladağı ilçeleri Gözene-Sebenoba köyleri arasındaki bölgenin yerleşime uygunluk amaçlı jeolojik etüdü, AYBE raporu, (yayımlanmamış).

- Ulriksen, P. F.**, 1982, Application of impulse radar to civil engineering, *Ph. D. thesis*, Lund Univ. of Technology, Lund, Sweden , 179pp.
- Url-1** <<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>>, alındığı tarih 01.12.2010.
- Vuagnat, M. and Çoğulu, E.**, 1967, Quelques reflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Turquie, *C. R. Seances Soc. Phys. Hist. nat. Genève* **2** (1967), pp. 210–216.
- Westaway, R.**, 1994, Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12071–12090.
- Westaway, R.**, 2003, Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated, *Turkish J. Earth Sci.*, **12**, 5-46.
- Westaway, R. and Arger, J.**, 1996, The Gölbaşı basin, southeastern Turkey: A complex discontinuity in a major strike-slip fault zone, *J. Geol. Soc., London*, **153**, 729–743.
- Weymouth, J. W.**, 1986, Geophysical methods of archaeological site surveying, in Michael B. Schiffer (ed.), *Advances in archaeological method and theory*. Vol. **9**:311-395. New York: Academic Press.
- Wilchek, L. A.**, 2000, Ground Penetrating Radar for Detection of Rock Structure, *M.S. Thesis*, Alberta University, Canada.
- Yetiş, C.**, 1988, Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey, *Newsletter Stratigraphy*, **20**, p. 43-58.
- Yetiş, C. ve Demirkol, C.**, 1986, Adana Baseni Batı kesiminin detay etüdü, MTA Rapor No: 8037, 187 s., [yayınlanmamış].
- Yılmaz, Y.**, 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin* **105**, 251–271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C.**, 1984, GD Anadolu Orojenik Kuşağının Batı Kesiminin Jeolojik Evrimi, Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, 356-365, Ankara.
- Yürür, T. and Chorowicz, J.**, 1998, Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 1-15.
- Yürür, T., Gündoğdu, M. N., Vidal, Ph.**, 1994, Relation between the tectonics and the volcanic activity in the Hatay graben, (SE Turkey), IAVCEI-94, Ankara, Abstracts,p.
- Zanchi, A., Crosta, G. B. and Darkal, A. N.**, 2002, Paleostress analyses in NW Syria: constraints on the Cenozoic evolution of the Northwestern margin of the Arabian plate, *Tectonophysics*, **357**, 255–278.

EKLER

EK A.1 : Antakya – Samandağ koridoru jeoloji haritası (109Y128 No’lu TÜBİTAK Projesi).

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Özge TEKEŞİN

Doğum Yeri ve Tarihi: Rize, 20.11.1984

Adres: İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü,
Maslak/İstanbul.

Lisans Üniversite: İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

