

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FENBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TERMESSOS ANTİK KENTİ ve DOLAYININ
JEOLOJİSİ ARKEOSİSMOLOJİSİ ve DEPREMSELLİĞİ**

E. Heval YARITAŞ ÇETİN

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

2009

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TERMESSOS ANTİK KENTİ ve DOLAYININ
JEOLOJİSİ ARKEOSİSMOLOJİSİ ve DEPREMSELLİĞİ**

E. Heval YARITAŞ ÇETİN

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Bu tez, ... tarihinde aşağıdaki jüri tarafından (...) not takdir edilerek
oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Erkan KARAMAN (Danışman)

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN

ÖZET

TERMESSOS ANTİK KENTİ ve DOLAYININ JEOLojİSİ ARKEOSİSMOLOJİSİ ve DEPREMSELLİĞİ

E. Heval YARITAŞ ÇETİN

Yüksek lisans tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN

Mayıs, 2009, 112 Sayfa

Termessos antik kenti yakın dolayları, Batı Akdeniz’ de birinci ve ikinci derece riskli deprem bölgesi kapsamında bulunur. Termessos antik kentinde geçmiş tarihsel dönemlerde yıkıcı bir çok depremin meydana geldiği bilinmektedir. Bu çalışmanın amacı, antik kent çevresinde depreme neden olan ana kaynağı araştırmak, bölgede depremlere neden olan diri fayları belirlemeye yöneliktir. Bu çalışmada araştırılacak başlıca konular; Termessos antik kenti ve yakın dolaylarının jeolojik yapısının belirlenmesi, bölgesel neotektonik özelliklerin ortaya çıkarılması, bölgede deprem üretebilecek diri fayların tespiti, antik kenti etkileyen tarihsel depremler ile günümüz depremselliği arasında ilişkiler kurulması gibi konuları kapsamaktadır. Bu çalışma süresince bölgenin deprem tarihçesi ve paleodepremler hakkında bilgi toplanmış, uzaktan algılama verilerinden yararlanılarak antik kent bölgesinde depremsellik riskine yönelik veriler elde edilmeye çalışılmıştır.

İnceleme alanı Termessos antik kenti ve dolaylarıdır. Bu çalışma ile elde edilen arkeosismoloji ve depremsellik bilgileri, Antalya kenti açısından değerlendirilmiştir.

ANAHTAR KELİMELELER: Arkeosismoloji, depremsellik, deprem riski, Termessos antik kenti

JÜRİ: Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN

ABSTRACT

GEOLOGY, ARCHAEOSEISMOLOGY and SEISMOCITY of TERMESSOS ANCIENT CITY REGION

E. Heval YARITAŞ ÇETİN

M. Sc. Thesis in Geological Engineering

Adviser: Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN

May, 2009, 112 Pages

Termessos and its environment are located in the western Mediterranean region and are under the first degree of earthquake risk. Around Termessos it has been known that many destructive earthquakes occurred during history. The aim of this study is to search for the source of the earthquakes around this antique site and to identify the alive faults causing these earthquakes. With in these projects the topics to be studied will be to determine the geological structure of Termessos and its environment, to study the regional neotectonic properties, to search for the alive faults and their properties in the region and to find a relationship between historical earthquakes that have affected the region and the live faults. During this study, information about earthquake history and paleoearthquakes in this region will be obtained, the kinematic analysis in this region will be conducted and with the help from the data from televised devices GIS data for the earthquake risk in this antique site project will involve is the antique site of Termessos and its environment.

With this study the information about archaeoseismology and earthquakes will be further used for the city of Antalya and the region.

KEY WORDS: Archaeoseismology, seismicity, seismic risk, Termessos antique
city

COMMITTEE: Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Yrd. Doç. Dr. Erdal KOŞUN

ÖNSÖZ

Son yıllarda ülkemizde görülen büyük depremler ve bu depremler sonucunda yaşanan büyük kayıplar aslında her zaman önemli olan deprem ve depremsellik faktörüne insanların daha fazla ilgi göstermesine neden olmuştur. Bir dünya kenti olan Antalya geçmiş tarihsel dönemlerde birçok deprem yaşamıştır ancak depremsellik konusunda bölgemizde kapsamlı çalışmaların yapılmamış olduğu bir gerçektir. Yapılan çalışmalar da çoğunlukla genel anlamda kalmış Antalya' nın depremselliğine net yaklaşımlar sunmamıştır. Ülkemizin neredeyse tamamının değişik dereceli deprem riski altında olduğu gerçeği gibi Antalya ili ve yakın çevresinin de depremsellik açısından önemli bölgelerimiz arasında bulunduğu göz ardı edilmemelidir. Depremsellik için önemli faktörlerden biri geçmişte yaşanmış depremlerdir. Gelişmiş batı ülkeleri ve Japonya geçmiş tarihsel depremleri inceleyerek günümüz yerleşimlerini etkileyebilecek olan depremlere ve hasarlarına karşı çalışmalar yürütmektedir. Bu nedenle geçmiş tarihlerde yaşanmış olan depremlerden hareketle arkeosismoloji ve depremsellik konusu seçilmiş olup, tez çalışması bu konularda yapılmış ve bölgenin arkeosismolojisi ve depremselliğine yönelik bilgiler ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Tez olarak 'Arkeosismoloji ve depremsellik' konusunun belirlenmesi ve pilot bölge olarak da Termessos antik kenti ve dolayının seçilmesinde ve çalışmamın her aşamasında destek ve görüşlerini esirgemeyen danışmanım, Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN' a teşekkür ederim. Her konuda yardımlarını ve bilgisini esirgemeyen S.D.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı sayın Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU' ya teşekkür ederim. Çalışmam süresince her zaman yanımda oluşu ve arkeosismoloji konusundaki destekleri için eşim Jeofizik Mühendisi Özgür ÇETİN' e, , arazi çalışmalarım sırasındaki destek ve yardımlarından dolayı Jeoloji Mühendisi Ahmet KÖSEOĞLU, Jeoloji Mühendisi Mehmet AKBIYIK ve Jeoloji Mühendisi Tuğba LALE' ye, depremsellik konusundaki yardımlarından dolayı S.D.Ü. Deprem Araştırma Birimi Araş. Gör. Cem DESTİCİ' ye teşekkür ederim.

Ayrıca bugünlerimi borçlu olduğum babam Bahri YARITAŞ'a annem Ayşe YARITAŞ' a ve ablam Yasemin YARITAŞ' a da sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	ix
1. GİRİŞ.....	1
2.KURAMSAL BİLGİLER ve KAYNAK TARAMALARI.....	3
2.1. Depremler, Oluşum Mekanizmaları ve Özellikleri.....	3
2.2. Depremlere Neden Olan Büyük Yerkabuğu Hareketleri (Levha Tektoniği).....	3
2.3. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılmış Önceki Çalışmalar...	4
3. MATERYAL ve METOD.....	9
3.1. Materyal.....	9
3.2. Metod.....	9
4. BULGULAR.....	11
4.1. Jeoloji- Stratigrafi.....	11
4.1.1. Otokton kökenli kaya birimleri.....	11
4.1.1.1 Beydağları otoktonu.....	12
4.1.1.2. Miyosen Havzası.....	13
4.1.1.3. Antalya traverteni.....	15
4.1.1.4. Yamaç molozu ve birikinti konileri.....	17
4.1.1.5. Alüvyon yelpazeleri.....	17
4.1.1.6. Alüvyon.....	17
4.1.2. Allokon kökenli kaya birimleri.....	17
4.1.2.1. Antalya napları.....	18
4.2. Yapısal Jeoloji-Tektonik.....	32
4.2.1. İnceleme alanının yapısal evrimi.....	32
4.2.2. Isparta bükümü.....	40
4.2.3. İnceleme alanının yapısal özellikleri.....	41
4.3. Depremsellik.....	53

4.3.1. Depremlerin Oluşumu ve Özellikleri.....	54
4.3.2. Ülkemizin Depremselliği ve Depremlere Neden Olan Ana Faktörler.....	63
4.3.2.1. Kuzey Anadolu fayı	66
4.3.2.2. Doğu Anadolu fayı.	67
4.3.2.3. Ege Graben Sistemi	68
4.3.2.4. Helenik-Kıbrıs Yayı	69
4.3.3. Depremsellik Çalışmalarında Yaralanılan Bazı Yöntemler.....	70
4.3.3.1. Saha jeolojisi çalışmaları	70
4.3.3.2. Geçmiş tarihsel depremler ile ilgili bilgiler	70
4.3.3.3. Paleosismoloji	70
4.3.3.4. Arkeosismoloji	71
4.3.3.5. Jeofizik yöntemler	71
4.3.3.6. Uzaktan algılama ve uydu görüntüleri	71
4.3.4. Aktif Faylar ve Sahada Tanınması.....	72
4.3.5. İnceleme alanı ve çevresini etkileyen diri faylar ve depremsellikleri.....	74
4.3.6. İnceleme alanı ve çevresindeki sismik boşluklar.....	77
4.3.7. İnceleme alanı ve çevresinin deprem etkinliği	78
4.3.7.1. Tarihsel dönemde deprem etkinliği.....	79
4.3.7.2. Aletsel dönemde (1964-2004 yılları arasında) deprem etkinliği	80
4.3.8. İnceleme alanı ve çevresinin depremsellik riski.....	83
4.4. Arkeosismoloji.....	87
4.4.1 Termessos antik kentinin önemi ve konumu.....	87
4.4.2. Depremlerin antik kentlere etkileri.....	91
4.4.2.1. Yan yana tuğlaların eklem yerlerinden boylu boyunca geçen, pencere eşiklerini, pencere kemerlerini ve çatı kemerlerini kesen uzun çatlaklar.....	91
4.4.2.2. Duvar parçalarının dönüş hareketi.....	92
4.4.2.3. Duvar tuğlalarının kısmen itilmesi.....	93
4.4.2.4. Farklı uzanımlı yapıların farklı korunma dereceleri	

göstermesi.....	94
4.4.2.5. Yüzeyde yapılan sonraki tamirler ve restorasyon çalışmaları.....	94
4.4.3. Termessos antik kentine depremlerin etkisi.....	94
4.4.3.1. Termessos antik kentinde çatlakların düzeni.....	95
4.4.3.2. Termessos antik kentinde duvar parçalarında dönme hareketleri.....	98
4.4.3.3. Duvar tuğlalarının kısmen itilmesi.....	100
4.4.3.4. Farklı uzanımlı yapıların farklı korunma dereceleri göstermesi.....	101
4.4.3.5. Yüzeyde yapılan sonraki tamirler (restorasyon çalışmaları).....	103
5. TARTIŞMA ve SONUÇ.....	104
6. KAYNAKLAR.....	106
ÖZGEÇMİŞ.....	

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	İnceleme alanı yer bulduru haritası.....	2
Şekil 4.1.	Çalışma alanının jeoloji haritası.....	20
Şekil 4.2.	Çalışma alanı ve yakın çevresine ait genelleştirilmiş sütun kesit.....	21
Şekil 4.3.	Yeniceboğazıdere ve Tilkideliğitepe formasyonları sınırı.....	22
Şekil 4.4.	Alakırçay Napının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	23
Şekil 4.5.	Beydağları istifini oluşturan kaya birimlerinin stratigrafi konumları	24
Şekil 4.6.	Anamas-Akseki istifinin stratigrafi konumları	25
Şekil 4.7.	Tekedağı formasyonundan genel bir görünüm.....	28
Şekil 4.8.	Tekirova Ofiyolit Napı' na ait sütun kesit.....	29
Şekil 4.9.	Tekedağı fm. ve Tekirova ofiyoliti arasındaki dokanak.....	30
Şekil 4.10.	Beydağları kireçtaşları ile Antalya Napları arasındaki ilişki.....	30
Şekil 4.11.	Tekirova ofiyoliti.....	31
Şekil 4.12.	İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeodinamik evrimi.....	35
Şekil 4.13.	İnceleme alanı ve çevresinin evrimi.....	37
Şekil 4.14.	İnceleme alanı ve çevresinin Tortoniyen sonu yapısal evrimi.....	40
Şekil 4.15.	Isparta büklümünde bulunan ana yapısal hatlar.....	41
Şekil 4.16.	İnceleme alanının uydu görüntüsü.....	43
Şekil 4.17.	İnceleme alanında belirlenen çizgisellikler.....	44
Şekil 4.18.	Toptepe' de yapılan çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı.....	45
Şekil 4.19.	Toptepe egemen çatlak yönü.....	46
Şekil 4.20.	Güllük Dağı çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı.....	47
Şekil 4.21.	Güllük Dağı egemen çatlak yönü.....	48
Şekil 4.22.	Kocadağtepe çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı.....	49
Şekil 4.23.	Kocadağtepe egemen çatlak yönü.....	50
Şekil 4.24.	Langiyen sürüklenimi ve sonrasında gelişen kıvrımlanmalar	51
Şekil 4.25.	Kayabirimleri içerisindeki küçük faylanmalar	51
Şekil 4.26.	Antik kenti etkileyen Termessos fayından bir görünüm.....	52
Şekil 4.27.	İnceleme alanı ve çevresinin deprem bölgeleri haritası.....	53
Şekil 4.28.	Batı Anadolu çevresinin başlıca tektonik özellikleri.....	54
Şekil 4.29.	Deprem oluşumlarını gösterir basitleştirilmiş çizim.....	55
Şekil 4.30.	Hiposantr ve episantrın normal fay üzerinde gösterimi.....	53

Şekil 4.31.	Deprem dalgaları.....	57
Şekil 4.32.	Deprem merkez üssünün 3 istasyon yoluyla belirlenmesi.....	59
Şekil 4.33.	Gevşek ve sağlam zeminde hasar faktörü.....	63
Şekil 4.34.	Anadolu levhasının batıya hareketi.....	64
Şekil 4.35.	Normal fay ve ters fayın blok diyagramda görünüşleri.....	65
Şekil 4.36.	Deprem büyüklüğünü tahmin için geliştirilmiş akış şeması.....	67
Şekil 4.37.	İnceleme alanı ve yakın çevresini etkileyen diri faylar.....	75
Şekil 4.38.	Ülkemizdeki Sismik Boşluklar.....	78
Şekil 4.39.	1964-2004 yılları arasındaki depremlerin episantr dağılımları.....	81
Şekil 4.40.	Yığinsal dağılım ortalamaları ve deprem episantr dağılımları.....	83
Şekil 4.41.	$M \geq 6$ büyüklüğünde depremin 25 yılda meydana gelme riski.....	84
Şekil 4.42.	$M \geq 6$ büyüklüğünde depremin 50 yılda meydana gelme riski.....	85
Şekil 4.43.	$M \geq 6$ büyüklüğünde depremin 75 yılda meydana gelme riski.....	86
Şekil 4.44.	Termessos antik kenti şehir planı.....	90
Şekil 4.45.	Tuğlalarda farklı tür çatlaklar.....	91
Şekil 4.46.	Termessos' ta tiyatronun güneydoğu duvarı.....	92
Şekil 4.47.	Duvar parçalarının dönmesi.....	93
Şekil 4.48.	Termessosta tiyatronun güney duvarı.....	93
Şekil 4.49.	Termessos' ta hamam dolayları.....	94
Şekil 4.50.	Termessos antik kentinde lahitlerin devrilmesi.....	95
Şekil 4.51.	Kent giriş kapısında sismik etki ile oluşmuş çatlaklar.....	96
Şekil 4.52.	Lahitde sismik etki ile oluşmuş çatlaklar.....	96
Şekil 4.53.	Tiyatro duvarında sismik etki ile oluşmuş çatlaklar.....	97
Şekil 4.54.	Kaya mezarda sismik etki ile oluşmuş çatlaklar.....	97
Şekil 4.55.	Korint Tapınağı' nda duvar parçalarının dönüş hareketi.....	98
Şekil 4.56.	Odeonda duvar parçalarının dönüş hareketi.....	99
Şekil 4.57.	Hamamda duvar parçalarının dönüş hareketi.....	99
Şekil 4.58.	Tiyatro duvarında duvar parçalarının dönüş hareketi.....	100
Şekil 4.59.	Tiyatro duvarında duvar tuğlalarının kısmen itilmesi.....	100
Şekil 4.60.	Hamam duvarında duvar tuğlalarının kısmen itilmesi.....	101
Şekil 4.61.	Tiyatro duvarında sismik etki ile oluşmuş yıkılmalar.....	102
Şekil 4.62.	Mezar anıtında sismik etki ile oluşmuş yıkılmalar.....	102

ÇİZELGELER DİZİNİ

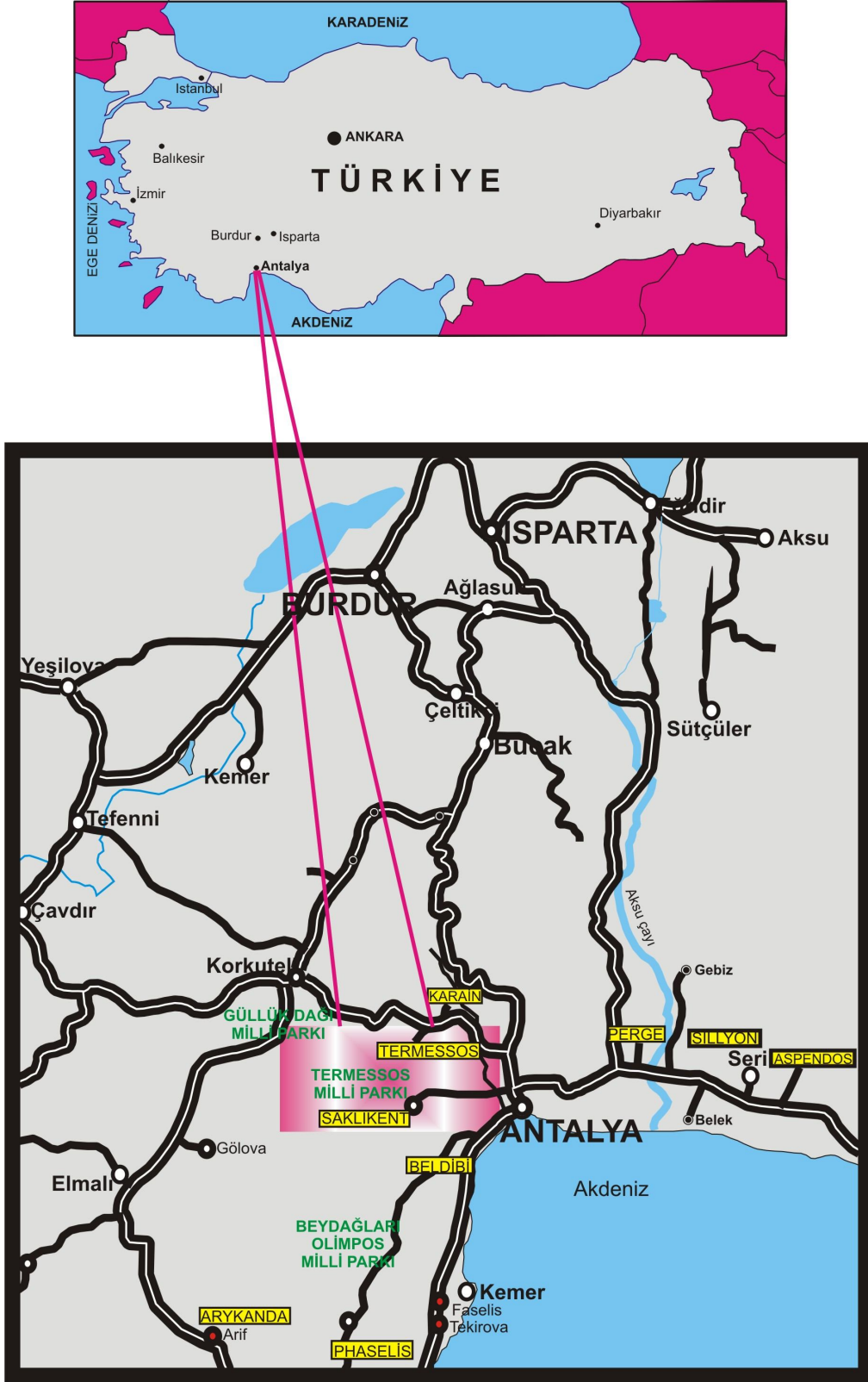
Çizelge 4.1.	Yüzey kırık uzunluğu- manyitüd ilişkisi.....	66
Çizelge 4.2.	417-1964 yılları arasındaki yıkıcı depremler.....	79

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Antalya ilinin yaklaşık 34 kilometre kuzeybatısında yer almaktadır. Türkiye 1/ 25000 ölçekli haritalarında N24c3, N25d4, O24b2, O25a1 paftalarının bölümleri inceleme alanını içermektedir

İnceleme alanı Türkiye' nin idari bölümlerine göre Antalya ili sınırları içinde kalmaktadır. Yukarıkaraman, Orta Mahallesi, Karakirse mahallesi olmak üzere 3 yerleşim yeri ve Termessos antik kenti olmak üzere 1 antik kent inceleme alanı içerisine girmektedir. Bölgedeki yükseltileri Erentepe (1163 metre), Toptepe (512 metre), Keldağ (1217 metre), Katıryolu tepe (1211 metre), Çatal tepe (1034 metre), Keldağ tepe (604 metre), Kocadağ (1550 metre), Domuz tepe (754 metre), Güllük dağı (1050 metre), Altıkaşar tepe (550 metre), Üstükaşar tepe (640 metre), Küçükharmanlık tepe (764 metre), Kocaharmanlık tepe (852 metre), Kocakayrak tepe (450 metre), Asar tepe (410 metre), Sağkaya tepe (785 metre), Harmanlık tepe (831 metre), Keltepe (467 metre) ve çevriktaş tepe (749 metre) oluşturmaktadır. İnceleme alanında nispeten düzlük alanları ise Armutluöz Mevkii, Arap düzü, Eşenadası mevkii, Belentarla alanı, Gölyeri alanı, Höyükalanı mevkii mevkii, Yukarıkaraman, Orta mahallesi ve Karakirse mahallesi civarları oluşturmaktadır. Bölgede önemli dereler; Karaman çayı, Yeniceboğazıdere, Tabaklı dere, Çayırılı dere, Çubuklu dere ve Manastır dereidir. Akdeniz ikliminin hüküm sürdüğü inceleme alanında, iklim bölgedeki bitki örtüsünün oluşmasında etkili olmuştur.

Yüksek lisans tezi, arazi öncesi büro çalışmaları, arazi çalışmaları ve arazi sonrası büro çalışmaları olmak üzere üç bölümde gerçekleştirilmiştir. Bölgede geçmişte olmuş depremler ve bunların Termessos antik kentindeki etkileri incelenerek günümüz depremselliği ve depremsellik riski ortaya konmaya çalışılmıştır.



Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası

2. KURAMSAL BİLGİLER VE KAYNAK TARAMALARI

2.1. Depremler, Oluşum Mekanizmaları ve Özellikleri

Yerkabuğundaki levhaları birbirlerine göre hareket ettirmeye zorlayan kuvvetler vardır. Levha ara yüzeylerindeki pürüzler nedeniyle bu harekete karşı koyan sürtünme kuvveti bulunmaktadır. Bu kuvvet kayaçlarda şekil değiştirmelere neden olmaktadır. Bu zorlanma yıllarca birikir ve aradaki sürtünme kuvvetinin bu enerji birikimi aştığı anda kayaçlar birbirlerinde ayrılıp hareket ederler. Başka bir ifade ile Yerkabuğu içindeki gerilmeler (yani enerji birikimi) bölgedeki kayaçların ve jeolojik yapıların bu güce karşı dayanma gücünü aştığı zamanlarda, bu enerjinin aniden boşalması sonucunda yerkabuğunda faylanmalar oluşmakta ve depremler meydana gelmektedir.

2.2. Depremlere Neden Olan Büyük Yerkabuğu Hareketleri (Levha Tektoniği)

Dünyanın 15- 20 milyar yıl önce bir patlama sonucu oluşmuş olup çeşitli aşamalardan geçerek günümüz halini aldığı öne sürülmektedir. Başlangıçta sıcak olan Dünya zamanla soğumuş ve çeşitli katmanlara ayrılmıştır. Bunlar yerkabuğu manto ve çekirdek olmak üzere 3 ana katmandır.

Yerkabuğunun ortalama kalınlığı 0- 35 kilometre olmakla birlikte kıtasal kabukta 35- 70 kilometre, okyanusal kabukta da 5- 8 kilometre kadardır. Dünya yüzeyi tek bir kabuktan değil de parçalardan oluşmuştur. İşte bu parçalara levhalar adı verilmektedir.

Levha tektoniği 1970' li yıllarda ileri sürülmüş ve kıtaların kayması teorisinin yerini almıştır. Levha tektoniği teorisi çeşitli jeolojik araştırmalar, flora ve fauna çalışmaları ile desteklenmiştir. Günümüzde levha tektoniği yerbilimcilerin tamamına yakın bir kısmı tarafından desteklenmektedir. Levha tektoniğine göre; yerküre başlangıçta Pangea adı verilen tek bir süper kıtadan oluşmakta idi. Daha sonraları (günümüzden yaklaşık 200 milyon yıl önce) Pangea süper kıtası kırılmaya başlamış, Gondwana (güneyde kalan dev kıta) ve Lavrasya (kuzeyde kalan dev kıta) olmak üzere iki dev kıta meydana gelmiştir.

2.3. İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinde Yapılmış Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve yakın çevresinde jeolojik amaçlı incelemeler 1800' lü yıllarda başlamıştır. Antalya yöresinde birçok araştırmacı, farklı konularda çalışmalar yapmışlardır. Ancak bölgenin depremselliğine Karaman'ın (1996) yapmış olduğu çalışma dışında kapsamlı bir şekilde değinilmemiştir. Önceki çalışmalar bölgesel olarak değerlendirilmiş olup tarih sırasına göre aşağıda verilmiştir

ALTINLI (1944), Antalya ve civar illerde yaptığı çalışmalarda stratigrafik birliklerin birbirlerinden ayrılması konusunun güçlüklerinden söz etmiş olup, Jura olarak yaşlandığı filişimsi serinin üzerinde Senomaniyen yaşlı kireçtaşlarının bulunduğunu belirtmiştir. Alpin Orojenezine ait kıvrım doğrultularının Antalya Körfezi doğusunda KB-GD, Antalya Körfezi batısında KD-GB olduğunu, Hersinyen orojenezine ait kıvrım doğrultularının KB-GD olduğunu belirtmiştir.

LEFEVRE (1967), çalışmasında daha önce filişimsi seri, Bismil şistleri gibi adlarla anılan birimlerin allokton olduğunu ve bunların Beydağları otoktonuna bindirdiğini ileri sürer. Lefevre (1967), çalışmasında allokton birimler için Antalya Napları ifadesini kullanmıştır.

BRUNN J. M. vd (1965, 1977), Batı Toroslarda çalışmalar yapmışlar ve Beydağları ile Geyikdağlarını otokton kabul ederek, bunların üzerine farklı zamanlarda yerleşmiş üç napın yerleştiğini belirtmiştir. Çalışmada Antalya naplarının geliş yönü ile ilgili çeşitli sorunların çıktığı belirtilmiştir.

MARCOUX (1970, 1974, 1977, 1979), Antalya Körfezi batısında yaptığı çalışmalarda 8 adet birlikten bahseder. Bu birlikler: Üst Kretase yaşlı neritik kireçtaşları ile Eosen yaşlı marnlardan oluşan otokton kabul ettiği Beydağları birimi, alloktonlara dahil edilen Noriyen marnlar ve Jura- Kretase yaşlı radyolarit ve çörtlerden oluşan Dereköy birimi, yine allokton olarak kabul ettiği Triyas marn, bitkili kumtaşı, pelajik kireçtaşı, radyolarit ve çörtlerden oluşan Alakırçay birimi, Üst Triyas yastık lavlarından oluşan Karadere birimi, tektonit ve diyabaz dayklarından oluşan Ofiyolit birimi, Bakırlıdağ birimi, Kemer birimi, Tahtalıdağ birimi 'dir. Bu birlikler birbirleri ile tektonik olarak ilişkilendirilmiştir. Alakırçay, Karadere ve Ofiyolit birimleri orta Nap, Bakırlıdağ, Kemer ve Tahtalıdağ birimleri ise üst Nap olarak yorumlanmıştır.

JUTEAU (1975), Antalya ve civarındaki ofiyolitleri ve Triyas yaşı vaolkanitleri incelemiş bunların petrografisi, petrolojisi ve jeokimyası hakkında detaylı bilgiler vermiştir.

POİSSON (1977), Batı Toroslarda yapılan çalışmada Beydağları otoktonunun stratigrafisini belirlemeye çalışarak çeşitli fasiyesler ayırtlamıştır. Likya (Elmalı) ve Antalya Naplarındaki birimlerin stratigraflerini ve yapısal konumlarını detaylı incelemiş ve açıklık getirmiştir. Antalya Naplarının sistemdeki ana parça olduğunu belirterek Antalya Naplarını üç ana tektonik bölüme ayırmıştır. Bunlardan Alt Nap olarak nitelediği birliğin Noriyen yaşı Marnlar, Jura-Kretase yaşı tabakalı çörtlere ve bireşik kireçtaşlarından, Orta Nap olarak nitelediği birliğin Ofiyolitler ve volkanit arakatkılı kayalardan, Üst napın ise neritik kireçtaşlarından oluştuğunu vurgulamıştır. Likya Naplarının Yavuz birimi, Domuzdağ birimi, Gülbahar birimi, Gümüşlü Birimi, gibi birçok tektonik birimden oluştuğunu belirtmiştir. Likya Naplarının Langiyen’ de Antalya Naplarının ise Maestriştien-Daniyen’de yerleştiklerini ifade etmiştir.

ROBERTSON Ve WOODCOCK (1980, 1981), Antalya Körfezi ve civarında yaptıkları çalışmalarda daha önce Antalya Napları olarak adlandırılan birimleri Antalya Karmaşığı olarak isimlendirmişler ve beş zona ayırtlamışlardır. Bunlar: Tekirova Zonu Kemer Zonu, Gödene Zonu, Kumluca Zonu ve Beydağları Zonu’ dur. Gödene Zonu’ndaki serpantinitle ilgili doğrultu atımlı faylar boyunca yükseldiğini, Kumluca Zonu’ nun doğudan batıya itilmiş ekaylı yapı gösterdiğini Beydağları Zonunun büyük ve orta boyutta kıvrımlı yapı sunduğunu ve G-K yönlü düşey faylar bulundurduğunu belirtmiştir.

YILMAZ (1981), Antalya Körfezi çalışmalarında Beydağları Zonu’ nun otokton olduğunu ve üzerinde Kumluca Zonu’ nun bulunduğunu, Gödene Zonu’ nun büyük çapta kütleler içerdiğini, Tekirova ofiyolitlerinin ise okyanusal kabuğun bir parçası olduğunu belirtmiştir.

HAYVARD B. A. (1982), Beydağları ve Susuzdağ karbonat masfını stratigrafik yönden tanımlamıştır. Karakuştepe grubunu Salir formasyonu, Kemer formasyonu ve Kasaba formasyonu olmak üzere üç formasyona ayırmıştır.

KOÇYİĞİT (1984) , Türkiye' nin güneybatısı ve dolaylarında yaptığı çalışmada levhaiçi ve yeni tektonik gelişim üzerinde durmuş ve eski tektonik dönem, geçiş dönemi ve yeni tektonik dönem olmak üzere üç grupta ele almıştır. Yeni tektonik dönemin Ege hendeğine bağlı olarak gelişen çekme tektoniği etkisine bağlı olduğunu ve bölge deprenselliğinin yüksek olduğunu belirtmiştir. Travertenler üzerindeki çizgisel yapıları yapıları da blok faylanmalara bağlamıştır.

ŞENEL, M. (1986), Antalya kuzeybatısında yaptığı çalışmalarda bölgenin Ordovisiyen ve Siluriyen' de platform özellikte olduğunu, Ardeniyen fazı ile karasallaştığını Devon' da ilk evrelerde kapalı havza, sonraları geniş akarsu yatağı, daha sonra ise uzak delta durumuna geldiğini, Karbonifer-Permiyen' de delta konumunda kalarak son evrelerinde de Gölcükler oluşturarak Alt Permiyen kömürlerinin oluştuğunu, Alt Tiryas' ta kapalı havza ve sıkı deniz özellikleri gösteren bölgenin Ladiniyen başlarında parçalanarak graben ve horstların oluştuğunu, parçalanmanın sonucunda da lavların deniz tabanına yayıldığını ve yine bu parçalanmanın Anadolu-Torid platformu ile Arap-Afrika kıtalarının kıtalarının ilk evresini oluşturduklarını belirtmiştir. Noriye sonlarında bölgenin duraylı bir konuma geldiğini, Üst Kampaniyen-Maestrihyen' de dağ oluşumu gerçekleştiğini, Pliyosen' de doğu-batı doğrultulu çekme kuvvetleri etkisi ile düşey fayların oluştuğunu ve bu faylara bağlı olarak da horst ve grabenlerin oluştuğunu, Pliyosen' de bölgenin son halini aldığını, Pleistosen'in aşınma dönemi ve traverten oluşumunun olduğu bir dönem olduğunu belirtmiştir.

SİLAHLI (1993), Döşemealtı ve civarında yaptığı çalışmalarında inceleme alanındaki kaya birimlerini otokton ve allokton konumlu iki gruba ayırmış, Otokton konumlu kayaçların Beydağı Kireçtaşları, Yeniköy Travertenleri ve Alüvyon, Allokton olanların da Antalya Napları' nın Alakırçay ve Çataltepe birimlerinden olduğunu, bölgedeki en önemli yapısal olayın Miyosen' de Beydağı kireçtaşlarının Antalya Napları' na bindirmesi olduğunu belirtmiştir.

KARAMAN (1994), Isparta- Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri konulu çalışmasında bölgedeki kaya birimlerini otokton ve allokton olarak iki kısma ayırmıştır. Bölgedeki allokton birimleri bölgeye ilksel tektonik yerleşimlerinin Genç Kretase- Erken Paleosen olduğunu belirtmiştir. Çalışma sahasında bulunan ters veya bindirme fayları ile kıvrım eksenlerinin doğrultusunun KB-GD doğrultulu normal faylar ve kırık sistemlerin ise KD-GB doğrultusunda uzandığını ve muhtemel sıkıştırmanın KD-GB çekmenin ise KB-GD

yönlü olduğu belirlemiştir. Bu çalışmada Isparta-Burdur illeri arasında kalan bölgenin stratigrafik ve tektonik incelemesini yapmış, çalışma alanı içinde önemli olan bölgenin yapısını yansıtan çok sayıda jeolojik kesit çizmiştir. Bölgenin tektono- morfolojik gelişmesinde fayların büyük önemi olduğunu belirterek en önemli fayın Söbüdağı fayı olduğunu bölge ve yakın dolaylarının çekme tektoniğinin etkisiyle normal faylanmalar horst-graben oluşumları, aktif volkanizma ve Burdur graben havzasında görsel- karasal tortullaşmalar olduğuna dikkat çekmiştir. Bölgenin yoğun olarak kıvrımlar içerdiğini belirterek Söbüdağı antiklinali ve Erenler- Cevizliburun kıvrımlarında detay çalışmalar yapmıştır.

KARAMAN (1996), Isparta, Burdur ve Antalya dolayının neotektoniği ve depremsellik özelliği ile ilgili yapmış olduğu çalışmada depremsellik riski yönünden en fazla aktifliğin Burdur civarında olduğunu, Isparta dolaylarının Burdur' a nazaran depremsellik yönünden daha sakin olduğunu, Antalya bölgesinin ise deprem riski yönünden Burdur ve Isparta dolaylarına nazaran daha sakin olduğunu belirtmiş, illerin zemin özellikleri ve deprem şiddetini etkilemesi üzerinde durmuştur. Isparta Burdur ve Antalya' daki tarihsel depremlerden bahsederek depremlerin odakları ile ilgili bilgiler vermiştir.

HANÇER (1996), Isparta güneyi, Ağlasun- Bucak civarının jeolojik ve tektonik özellikleri konusunda yaptığı doktora tez çalışmasında, bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını ayrıntılı incelemiş ve 1/25 000 ölçekli haritalarını tamamlamıştır. Diğer yandan Hançer vd (2001), yaptıkları yayında bölgenin yapısı hakkında bilgiler vermişlerdir.

KOÇAK (2000), Kırkgöz kaynakları ve yakın çevresinde karst jeomorfolojisi üzerine yaptığı çalışmalarda görünür temelin Mesozoyik platform ve rift çökellerinden oluştuğunu temelin Geç Paleosen-Erken Eosen zamanında trnsgresif bir seri tarafından örtüldüğünü, Beydağları formasyonu' na ait kireçtaşlarının da karstlaşma açısından en uygun birimi oluşturduğunu belirtmiştir. Bölgede çok sayıda ve değişik boyutlarda ve türlerde fayların yanı sıra çizgisellikler üzerinde de durmuştur. Bölgenin jeomorfolojik açıdan şekillenme sürecinin Oligosen ve sonlarında karasallaşması ile başlamış ve günümüze kadar devam etmiş olduğunu belirtmiştir.

KARAMAN (2002), Antalya dolayının (Batı Toroslar) jeolojik yapısı konulu derleme çalışmasında bölgede geniş alanlarda yüzeyleme veren tüm birimleri otokton ve allokton konumlu olarak ikiye ayırmakta, otokton birimleri başlıca Triyas- Jura yaşlı Beydağları çökelleri, Miyosen yaşlı Aksu formasyonu, Pliyosen yaşlı travertenler, Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve kil, kum, çakıl depoları oluşturduğunu, allokton birimleri ise Çataltepe birimi, Alakırçay birimi, Ofiyolitli melanj kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Antalya diğer yandan Antalya neojen havzasının kendi içerisinde üç ana havzaya ayrıldığını belirtmiştir.

3. MATERYAL ve METOD

3.1. Materyal

Ülkemizin güneybatısında yer alan Antalya ilinin yaklaşık 34 kilometre kuzeybatısında bulunan Termessos Antik Kenti ve dolayları merkez alınarak yapılan bu çalışmanın konusu ve amacı, bölgenin jeolojisi, arkeosismolojisi ve depremselliğini incelemek ve Antalya ili ile ilgili bahsedilen konularda yaklaşımlar sunmaktır. Antalya bölgesinin jeolojisi daha önce farklı araştırmacılar tarafından incelenmiş olmakla birlikte bölgenin depremselliği ve bölgede bulunan antik kentlerin arkeosismolojisi çalışmaları yok denecek kadar azdır. Çeşitli araştırmalar ile bahsi geçen konularda çalışmalar yapılmıştır.

3.2. Metod

Çalışma konusu gereğince araştırma yöntemleri, arazi öncesi büro çalışmaları, arazi çalışmaları ve arazi sonrası büro çalışmaları olarak üç aşamada yapılmıştır.

Arazi öncesi büro çalışmalarında öncelikle çalışma alanının 1/25000 ölçekli topoğrafik haritaları elde edilmiş ve bu haritalardan belirlenen koordinatlar ile uydu görüntüsü üzerinde çizgisellikler belirlenmiştir. Arazi öncesi büro çalışmalarının bir kısmı da literatür temini üzerinde yoğunlaşmıştır. Literatür temini esnasında çalışma alanı ve civarında daha önceden yapılmış çalışmalar ve çalışma konuları ile ilgili farklı bölgelerde yapılmış çalışmaların derlenmesi ve özetlenmesi metodu izlenmiştir.

Arazi çalışmaları esnasında bölgedeki formasyonlar ve bunların jeolojik- tektonik özellikleri ile tektonik özellikleri incelenmiş olup tabaka, çatlak ölçümleri yapılmış, ilginç görülen yerler fotoğraflanmış ve arazinin genel yapısı ve özellikleri yorumlanmaya çalışılmıştır.

Arazi sonrası büro çalışmalarında sahadan derlenmiş olan veriler ışığında değerlendirmeler yapılmış, bölgesel jeoloji ve arazi verileri ile bağlantılı olarak bölgenin depremselliği ve arkeosismolojisi çalışmaları yapılmıştır. Depremsellik çalışmalarında depremler, aletsel dönem ve tarihsel dönem sürecinde incelenmiş olup 28 düğüm noktası için depremlerin yığmsal frekanslarına bağlı olarak frekans-magnitüd bağıntılarındaki a ve b değerleri en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Poisson modeli ile yığmsal dağılım için

magnitüdü 6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 25, 50, 75 yıllık bir süreçte meydana gelme riski 28 düğüm noktası için hesaplanmış, % risklerine göre haritalanmıştır. Arkeosismoloji için ise Termessos antik kenti civarından geçen önemli bir fay hattı belirlenmiş, bu fayın ve bölgeyi etkileyebilecek diğer fayların antik kent üzerinde oluşturduğu tahribatlar tespit edilmeye çalışılmış, önemli görülen noktalar fotoğraflanmıştır. Ayrıca arazide yapılan çatlak ölçümü verileri kullanılarak çeşitli alanlara ait kontur diyagramları hazırlanmıştır.

4. BULGULAR

4.1. Jeoloji- Stratigrafi

İnceleme alanında yer alan tüm kaya birimleri köken olarak başlıca otokton ve allokton olmak üzere iki büyük gruba ayrılmaktadır.

Otokton gruptaki kaya birimleri başlıca yaşlıdan gence doğru Beydağları Otoktonu, Antalya Travertenleri, yamaç molozu ve birikinti konileri, alüvyon yelpazesi ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Beydağları otoktonu, inceleme alanında geniş bir yüzeylenme vermekte olup egemen olarak karbonatlı kayalardan oluşmaktadır.

Allokton gruptaki kaya birimleri bölgeye değişik zaman dilimlerinde tektonik olarak yerleşmiş olup bunlar bölgede başlıca Antalya Napları olarak yüzeylenmektedir. Antalya Napları kendi içinde alttan üste doğru Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı olmak üzere başlıca dört ana gruba ayrılmaktadır.

Aşağıda, bölgede yer alan otokton ve allokton kökenli kaya birimleri açıklanmaya çalışılacaktır.

4.1.1. Otokton kökenli kaya birimleri

Bölgede yer alan otokton kökenli kaya birimleri Beydağları Otoktonu, Antalya travertenleri, yamaç molozu ve birikinti konileri, alüvyon yelpazesi ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Beydağları Otoktonu inceleme alanının kuzeyinde, Antalya Travertenleri Yukarı Karaman civarında (Antalya iline yakın kısımlarda), yamaç molozu ve birikinti konileri dağların eteklerinde ve düşük kotlu seviyelerde, alüvyon yelpazeleri dağların yamaçlarında ve alüvyonlar ise nispeten düzlük alanlarda bulunmaktadır. Beydağları Otoktonu Miyosen- Jura aralığında çökelmiştir ve egemen olarak karbonat istiflerden oluşmaktadır. Bunlar sertlikleri ve aşınmaya karşı dirençleri nedeniyle yüksek dağlık alanları oluşturmaktadır.

Üst Pliyosen- günümüz aralığında çökelmiş Antalya travertenleri Antalya iline yakın, nispeten düzlük alanlarda yüzeylenmektedirler.

Aşağıda bölgede yer alan otokton birimler yaşlıdan gence doğru açıklanacaktır.

4.1.1.1 Beydağları otoktonu

Beydağları otoktonu bölgede Beydağları formasyonu ve çok sınırlı bir alanda da Çamlıdere Olistostromu birimleri ile temsil edilmektedir.

- **Beydağları formasyonu**

Birim inceleme alanında Kocamusa Tepe, Katıryolu Tepe, Karagür, Afanlar, Çaldağ Sırtı, Göynükgediği Sırtı, Çatal Tepe ve Domuzyatak Tepe' de yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 11 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Günay vd (1982) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında Beydağları formasyonuna ait neritik kireçtaşları yüzeylenir. Orta- kalın tabakalı, gri, koyu gri, bej, krem, açık kahve, renkli, yer yer rudist yama resiflidir. Sık erime boşlukları bulunan formasyonda karstlaşma yaygındır (Şenel 1997).

Altta Kuyubaşı dolomiti ile geçişli olan Beydağları formasyonu üstte Çamlıdere olistostromu ile geçişlidir. Formasyonun kalınlığı 3000 metre' yi aşar.

Beydağları formasyonunda Bignot ve Poisson (1974) tarafından *Selliporella donzellii*, *Mesoendothyra croatica*, *Hauraina deserta*, *Protopeneroplis Striata*, *Clodocorapsis miriabilis*, *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella dinarica*, *Cuneolina tenuis*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Thaumatoperalla parvovessiculifera*, *Marinella lugeoni*, *Nezzazata conica*, *Biblanata penerepliformis*, *Pseudorhapydionina dubia* fosilleri saptanmıştır. Bu fosil içeriğine göre formasyonun yaşı Liyas? – Senomaniyen' dir.

Beydağları formasyonu Jura- Senomaniyen boyunca duraylı sığ karbonat şelfi ortamında çökelmiştir. Senoniyende ortam giderek derinleşmiş ve derin şelf- yamaç ortamına dönüşmüştür (Şenel 1997).

- **Çamlıdere olistostromu**

Birim inceleme alanında Seyitlihöyük Tepe’ de yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 250 metrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Poisson (1997) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında Çamlıdere olistostromuna ait tabanda ince- orta tabakalı, bej, krem, gri,kirli sarı, yeşilimsi gri, pembe vb renklerde killi kireçtaşı, marn, kıltaşı, silttaşı, kalkarenit, kumtaşı gibi kaya türleri, üstte Antalya Napları ve Beydağları Formasyonundan türemiş olistostrom ve değişik boyutlarda olistolitli kırıntılılar yüzeylenir. Kaotik karakterlerde bu üst yüzeyde matriks bazen kumtaşı- kıltaşı, bazen de konglomeradır. Birim içerisinde yer yer kaba kırıntılar yer yer de ince kırıntılar egemendir Birim kalınlığı yer yer 0- 200 metre arasında değişir (Şenel 1997).

Çamlıdere olistostromu altta Beydağları formasyonu ile geçişli, üstte bazı kesimlerde Antalya napları ile tektonik, bazı kesimlerde ise Küçükköy formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Birimin kalınlığı 0- 200 metre arasında değişir.

Çamlıdere olistostromunda Şenel vd (1992) tarafından *Morozovella compressa*, *Morozovella triodensis*, *Globigerina* sp. , *Subbotina* sp. , *Globigerinaceae* gibi fosiller saptanmıştır. Bu fosil içeriğine göre formasyonun yaşı Daniyen’ dir. Çamlıdere olistostromu Antalya naplarının Beydağları otoktonu üzerine yerleşimi sırasında duraysız havza ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).

4.1.1.2. Miyosen Havzası

- **Aksu formasyonu**

Formasyon, Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır. Dumont ve Kerey (1975) ile Dumont (1976) birimi ‘Kesme Konglomerası’ olarak tanımlamışlar ve Tortoniyen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Birim masif, kalın yer yer orta tabakalı, orta- iyi boyplanmalı, yuvarlak, yarı yuvarlak, bazen köşeli çakıllı ve yer yer bloklu konglomeralardan oluşur. Birim içinde bazen kumtaşı, kıltaşı, silttaşı ve marn düzeyleri görülebilir. Kuzey alanlarda birimin tabanında seyrek de olsa kömür oluşumları söz konusudur. Aksu Formasyonu içinde yer yer

biyohermler gelişmiştir. Bu biyohermlerde ve çevresinde bol mercan, lamelli, gastropod, alg gibi makro fosiller bulunur. Aksu Formasyonu' nun alt ilişkisi genelde açısız uyumsuzluk gösterir. Ancak güneyde sahile doğru yaklaştıkça Aksu Formasyonu' nun alttaki Karpuzçay Formasyonu ile uyumlu hatta Karpuzçay Formasyonu' nun üst düzeyleri ile yanal yönde giriklik gösterdiği izlenir. Formasyon çalışma alanında en fazla 400 metre kalınlık göstermektedir. Akay ve Uysal (1985) ve Akay vd (1985) ise Antalya Körfezi kuzeyindeki tüm konglomeraları Aksu Formasyonu' na dâhil etmişler ve yaşının Üst Oligosen- Tortoniyen olduğunu ileri sürmüşlerdir. Şenel vd (1992, 1996) Aksu Formasyonu' nun Serravaliyen - Tortoniyen yaşlı olduğunu vurgulamışlardır. Formasyon, *Orbulina universa* D' ORBIGNY, *O. bilobata* D' ORBIGNY, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *S. bulloides* D' ORBIGNY, *Robulus vortex* FITCHEL & MOLL, *Gyroidina girardana* (REUSS) gibi formlara göre Serravaliyen, Tortoniyen yaşlıdır. Genelde molas karakterinde olan birim, şelf- yamaç ortamında çökelmiştir (Şenel 1997, Sarıgül 2005).

- **. Kiriş formasyonu**

Birim Şenel (1997) tarafından adlandırılmıştır. İnce- orta- kalın tabakalı, krem, kirli beyaz, kirli sarı renkli kalkarenit, killi kireçtaşı, kıltaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan formasyon türbiditik özelliktedir. Tekirova Ofiyoliti' nin üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Üstte Antalya Tufaları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 300 metre kalınlık gösterir. Birim *Migypsina* cf. *globulina* (MICH), *Preorbulina transitoria* (BLOW), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN- PARR- COLLINS), *Globigerina* cf. *tripartita* KOCH, *Globigerinoides* cf. *sicanus* DE STEFANI vb. formlara göre (det: S. Ören M. Erkan Şenel 1986a' dan) Burdigaliyen yaşlıdır. Havza ortamında çökelmiştir (Şenel 1997, Sarıgül 2005).

- **. Karpuzçay formasyonu**

Formasyon Akay vd (1985) tarafından adlandırılmıştır. Poisson (1977) birimi 'Kargı Molası' olarak adlandırmıştır. İnce- orta- kalın tabakalı, gri, yeşilimsi gri, kirli sarı, yeşil, bej, krem renklerde kumtaşı, kıltaşı ve silttaşlarından oluşur. Özellikle alt düzeylerde yer yer kalsitürbidit, killi, kumlu kireçtaşı vb. düzeyler içerir. Alt seviyelerde mercan, gastropod, lamelli vb. organizma kalıntıları bulunur. Karpuzçay Formasyonu yer yer konglomera düzeyleri içerir. Karpuzçay Formasyonu' nun çalışma alanında alt ilişkisi izlenmez. Kuzey paftalarda Beydağları Otoktonu ile Antalya Napları üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunur (Poisson, 1977). Doğuda ise Geceleme marnları ile geçişlidir (Akay vd 1985). Bu alanda

üstten Gebiz Kireçtaşı ve Taşlık Formasyonu tarafından aşıl uyumsuz olarak örtölür. Yaklaşık 2050 metre kalınlık gösterir (Akay vd 1985). Karpuzçay Formasyonu, Globigerinoides obliquus BOLLI, Globigerinoides tribolus (REUSS), Globigerinoides sacculifer (BRADY), Globigerinoides extremus BOLLI- BERMUDEZ, Globorotalia peripheroronda BLOW- BANNER, Globoquadrina sp., Orbulina sp., vb. (Akay vd 1985) formlara göre Üst Burdigaliyen- Serravaliyen yaşlıdır. Olası Alt Tortoniyen' i kapsar. Birim önce şelf daha sonra yamaç ve havza ortamında çökelmiştir (Şenel 1997, Sarıgül 2005).

- . **Taşlık formasyonu**

Formasyon Akay vd (1985) tarafından adlandırılmıştır. Tüf, laminealı killi kireçtaşı ve kireçtaşı elemanı konglomeralardan oluşur. Birim gastropod, lamelli kavkılı ve yaprak izlidir. Karpuzçay Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Yaklaşık 50 metre kalınlığına ulaşan birimin Messiniyen yaşlı olduğu belirtilmiştir (Akay vd 1985). Formasyon kıyı fasiyesinde çökelmiştir (Şenel 1997 ,Sarıgül 2005).

4.1.1.3. Antalya travertenleri

Birim inceleme alanında Yukarı Karaman ve civarında yüzeilenmektedir. Antalya'da yaklaşık 640 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Poisson (1977) tarafından verilmiştir. Birim üzerinde bulunan Antalya kentinden dolayı 'Antalya travertenleri' olarak bilinir.

Koşun, Sarıgül ve Varol (2005) ile Sarıgül (2005) e göre Antalya ilinde traverten olarak adlandırılan kayaçların soğuk (ortam sıcaklığına yakın su sıcaklığı) kaynak suyu ortamında oluştukları ve bitki ve hayvan kalıntıları içerdikleri tespit edildiğinden traverten değil tufa olabileceği sonucuna varılmış, 'Antalya Tufaları' olarak adlandırılmıştır. Traverten tanımının ise sıcak su koşulları altında çökelen oluşumları tanımlaması nedeni ile 'Antalya Travertenleri' tanımının yanlış olduğu benimsenmiştir. Ancak bu durum çalışmanın konusu dışında kaldığı için burada birim Antalya travertenleri ismi ile anlatılacaktır.

İnceleme alanında birim tamamen travertenlerden oluşur. Kahve renkli, yer yer ince-orta tabakalı, sık erime boşlukludur. Bazı araştırmacılar iki (İn an 1985, Denizman 1989, Kayan 1990, Özüş 1992) bazı araştırmacılar da üç (Darkot ve Erinç 1951, Ercan vd 1985,) temel

basamak ayırt etmiştir. Karasal ortamda ikincil kalsiyum karbonat çökelimi ürünü olan travertenler (İnan 1985, Özüş 1992) oluşumlarını etkileyen şartların kısa mesafelerde değişmesinden dolayı değişik traverten tipleri arasında dokanak tespitini olanaksız kılacak şekilde farklı dokusal özellikler gözlenmektedir. Oluşumlarını etkileyen eski topoğrafya şekline, çökme ortamındaki sıcaklık, karbonat yoğunluğu, flora ve fauna değişikliklerine göre, İnan (1985) tarafından; sık dokulu masif, bitki dokulu, süngerimsi ve oolitik olmak üzere dört farklı dokusal özellik ayırtlanmıştır. Yavaş çökelmenin ürünü olan masif travertenlerde gözeneklilik ve geçirimsizlik diğerlerine oranla azdır (İnan 1985, Özüş 1992). Masif görünümü ve kremden beyaza çeşitlenen renkleri kireçtaşlarından ayırt edilmesini güçleştirmektedir. Bitki dokulu travertenlerin oluşumunda ise ortamdaki bitki kök ve gövdeleri etkili olmaktadır. Kurter ve Hoşgören (1986)' e göre başlangıçta bu organik maddeler karbonatla sarılmakta ve bunların çürümesi ile ortası boşalan tüpler meydana gelmektedir bu tüplerin üst üste herhangi bir düzene bağlı olmadan yığılıp kireçlenmesi veya oluştukları yerde karbonat bir çimento ile tutturulmaları sonucu bitki dokulu travertenler oluşmaktadır. İnan (1985) ve Özüş (1992)' e göre su kütlesinin ince kalınlık gösterdiği ısınmanın çabuk, buharlaşma ve karbondioksit kaybının fazla olduğu ortamlarda çok gözenekli ve sünger görünümündeki süngerimsi travertenler, ortamdaki yabancı taneciklerin karbonatla sarılması ve biriktirilerek sıkışmasıyla da oolitik travertenler oluşmaktadır (Koçak 2000). Şenel (1997)' ye göre alt ilişkisi uyumsuz olan birim maksimum 300 metre kalınlığa ulaşır.

Antalya travertenlerinde Akay vd tarafından Condora sp. Fosili belirlenmiştir. Buna göre birim Üst Pliyosen- Kuvaterner yaşlıdır (Şenel 1997).

Antalya travertenleri büyük su boşalmaları sırasında oluşmuştur (Şenel 1997). Diğer yandan Karaman vd, 2004 travertenlerin oluşumları ve fasiyes özellikleri konusunda yaptıkları çalışmalarında, bölgede geniş yayılım sunan travertenlerin oluşumunda aktif rol oynayan üç önemli faktörün bulunduğunu belirtmişlerdir. Bunlar: Çevredeki yüksek dağlık alanlarda zengin karbonatlı kayaların varlığı, Traverten çökeliğinde etkin rol oynayan paleoklimatolojik koşulların varlığı Tabanda yer alan geçirimsiz bir paleotopoğrafik temelin bulunuşudur.

4.1.1.4. Yamaç molozu ve birikinti konileri

Birim inceleme alanında Afanlar Tepe, Arap düzü, Burhan boğazı, Tokluca mevki, Eşikören Sırtı ve Ulubelen Gediği' nde yüzeylemekte ve inceleme alanında yaklaşık 5 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır.

Dağ yamaç ve eteklerinde bulunur. Yer yer tutturulmuş, çoğunluğu ise gevşek haldedir (Şenel 1997).

4.1.1.5. Alüvyon yelpazeleri

Birim inceleme alanında Çaykavşağı ve Armutluöz mevkiinde yüzeylemekte ve inceleme alanında yaklaşık 3 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır.

Genelde çakıl ve blok, yer yer kum ve çamur birikintilerinden oluşur. Çoğunlukla gevşek tutturulmuştur (Şenel 1997).

4.1.1.6. Alüvyon

Birim inceleme alanında Çıglık' ın doğusu, Döşemealtı' nın batısı, Kızılgöl mevki, Doyran, Kocaköy, Çakmaklı batısı ve Çatalarmut mevkiinde yüzeylemektedir ve inceleme alanında yaklaşık 11 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır.

Nehir yataklarında ve düzlüklerde oluşan akarsu dolgularıdır. Nehirlerin denizlere ulaştığı alanlarda delta ve kıyı çökellerini kapsar (Şenel 1997).

4.1.2. Allohton kökenli kaya birimleri

Bölgede yer alan allohton kökenli kaya birimleri Antalya naplarından oluşmaktadır. Antalya Körfezi çevresindeki allohton konumlu kaya birimleri ilk kez Lefevre (1967) tarafından Antalya napları olarak adlandırılmıştır. Brunn vd (1971) tarafından alt nap (Çataltepe Ünitesi), orta nap (Alakırçay Ünitesi) ve Üst Nap (Tahtalıdağ Ünitesi) olarak bölümlendirilen Antalya Napları, Daha sonra Şenel vd (1992, 1996) tarafından alttan üste

doğru Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı olarak yeniden tanımlanmıştır. Antalya napları inceleme alanının güney- güneybatı ve kuzeybatısında bulunmaktadır. Antalya napları Triyas- Kretase zaman aralığında çökelmiştir ve Beydağları Otoktonu' nun kuzeydoğusu ve doğusuna Daniyen' de yerleşmiş olup, bölgede daha sonra gelişmiş olan yatay hareketlerden (Eosen sonu ve Langiyen) bir hayli etkilenmiştir (Şenel 1997). Aşağıda bölgede yer alan allokton birimler yaşlıdan gence doğru açıklanacaktır.

4.1.2.1. Antalya napları

Antalya Napları bölgede Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova ofiyolit napı' ndan oluşmaktadır.

- **Çataltepe napı**

Çataltepe napı bölgede Tilkideliğitepe formasyonu ve Yeniceboğazıdere formasyonu birimleri ile temsil edilmektedir.

- **Tilkideliğitepe formasyonu**

Birim inceleme alanında Karanlıkgediktepe doğusunda, Kağnıkertiği sırtında ve Çaykavşağı' nda yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 2 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Poisson (1997) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında Tilkideliğitepe formasyonuna ait egemen kaya birimi marnlardır. Marnların içinde yer yer değişik boyutlarda bol makro fosilli kireçtaşı mercekleri bulunur ve kireçtaşları marnlarla eş yaşlıdır. Marnlar orta- kalın tabakalı, kirli sarı, krem, gri, yeşil, yeşilimsi gri, açık kahve renklerde gözlenmiştir (Şenel 1997).

Alt ilişkisi tektonik olan birim üstten Yeniceboğazıdere formasyonu ile uyumluluk gösterir. Tilkideliğitepe formasyonu yaklaşık 100 metre kalınlık gösterir (Şenel 1997).

Tilkideliğitepe formasyonunda Poisson (1977) tarafından Megahyllites applanatus, Tropicellites suavicotatus, Cornicardia cf. hornigi Phycardia julii, Involutina sp. Halobia

striaca fosilleri saptanmıştır. Bu fosil içeriğine göre formasyonun yaşı Noriyen' dir. Tilkideliğitepe formasyonu şelf ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).

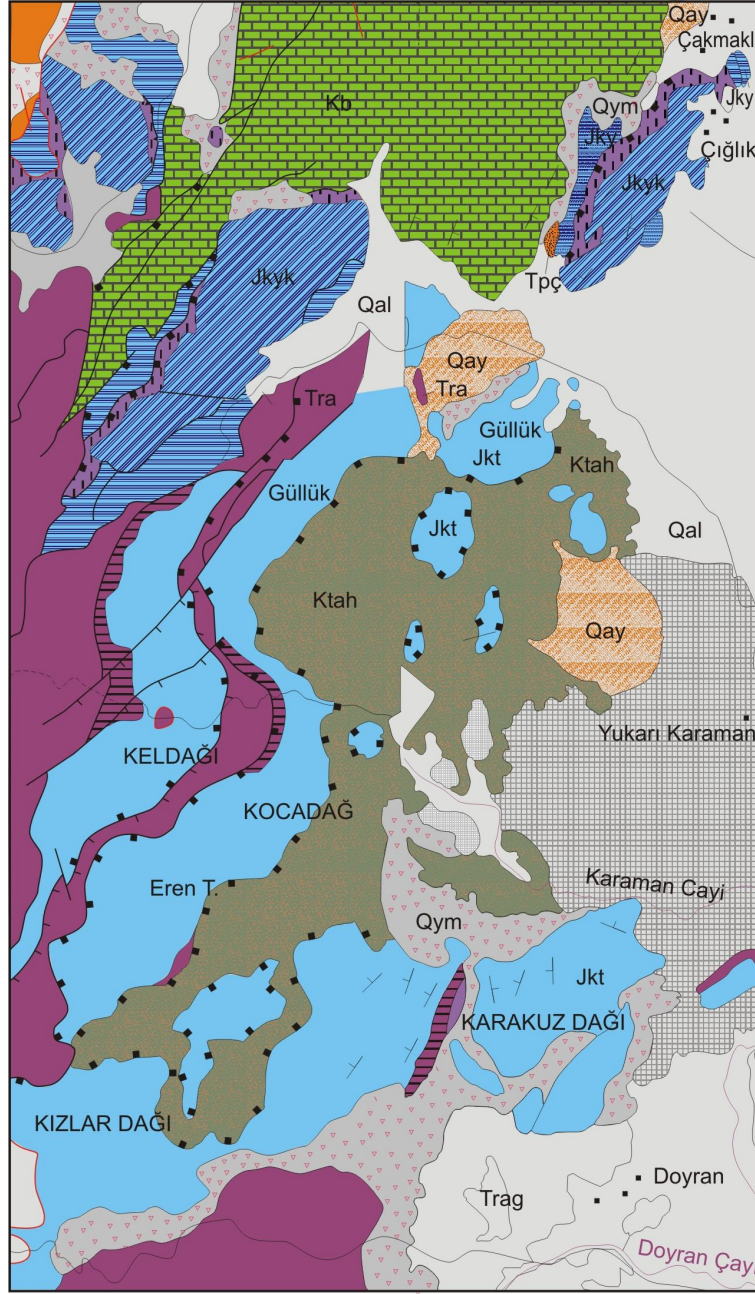
- **Yeniceboğazidere formasyonu**

Birim inceleme alanında Yenice düzü, Çakmak tepe, Çanakçı tepe Karanlıkgediktepe' de yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 3 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Poisson (1997) tarafından verilmiştir.

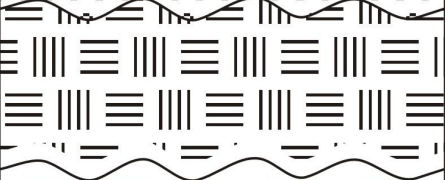
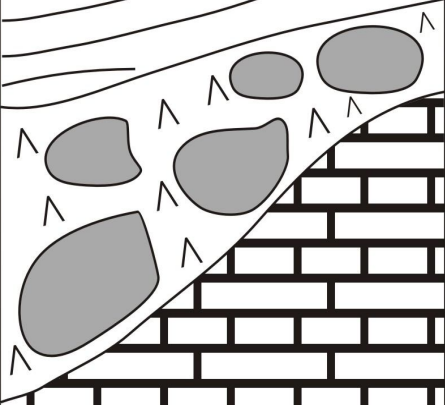
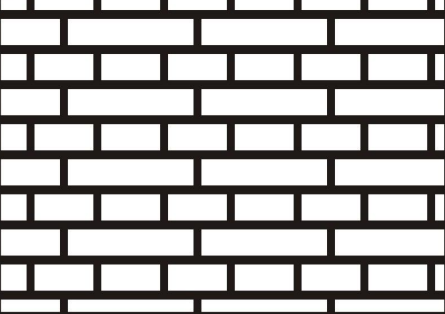
İnceleme alanında Yeniceboğazidere formasyonu kalsitürbidit, çört, radyolarit, şeyl ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içerisindeki kalsitürbidit, kireçtaşı, silisifiye kireçtaşları, yer yer kireçtaşı üyesi olarak ayırt edilmiştir. Formasyon ince- orta- kalın tabakalı, bej, gri, krem, yeşilimsi gri, pembe vb renklerde mikrit, çörtlü mikrit, kalsitürbidit, silisifiye kireçtaşları ile ince- orta- kalın tabakalı, kırmızı, pembe, gri, yeşil, sarımsı gri vb renklerde çört, radyolarit ve şeylerden oluşur (Şenel 1997).

Yeniceboğazidere formasyonu altta Tilkideliğitepe formasyonu ile uyumluluk göstermektedir. Üstte ise Keçili formasyonu ile uyumluluk göstermesine karşın bu ilişki tartışmalıdır. Birim en fazla 900 metre kalınlık gösterir (Şenel 1997).

Birim içerisinde Poisson (1977) tarafından derlenen fosiller *Involutina liassica*, *Paleodasycladus* sp., *Nautiloculina oolithica*, *Protopeneroplis striata*, *Kurnubia palastiensis*, *Labiyrinthina miriabilis*, *Favusella washitensis*, *Orbitolina libanica*, *Globotruncana helvetica*' dir. Buna göre birimin yaşı Jura- Üst Kretase' dir. Yeniceboğazidere formasyonu yamaç-havza kenarı ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).



Şekil 4.1. Çalışma alanının jeoloji haritası (Kb; Beydağları formasyonu, , Tpç; Çamlıdere olistostromu, Qa; Antalya travertenleri, Qym: yamaç molozu ve birikinti konileri, Qay; alüvyon yelpazesi, Qal; alüvyon, Trt; Tilkideliğitepe formasyonu, Jky; Yeniceboğazıdere formasyonu, Jky; Kireçtaşı üyesi, Trke; Kesmeköprü formasyonu, Tra; Alakırçay grubu, Trag; Gökdere formasyonu, Traç; Çandır formasyonu, , Jkt; Tekedağı formasyonu, Ktah; Tekirova ofiyoliti- harzburgit) M.T.A. yayınlarından Şenel 1997' den alınmıştır)

YAŞ	LİTOLOJİ	KAYA BİRİMLERİ	
KUVATERNER		ALÜVYON	
TERSİYER	MİYOSEN		ANTALYA TRAVERTENİ (TUFA)
			DENİZEL MİYOSEN TORTULLARI Çakıltaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı
	PALEOSEN		ISPARTAÇAY FM. Çört, Radyolarit Plaketli Kireçtaşı
			OFİYOLİT KARMAŞIĞI Serpantinit, Diyabaz Olistolit Bloklar
MESOZOYİK	TRİYAS-KRETASE		BEYDAĞLARI KARBONAT İSTİFİ Kireçtaşı Dolomitli Kireçtaşı Dolomit

Şekil 4.2. Çalışma alanı ve yakın çevresine ait genelleştirilmiş sütun kesit (Yağmurlu, F. Katkıları ile çizilmiştir)



Şekil 4.3. Yeniceboğazıdere formasyonu ile Tilkideliğitepe formasyonu arasındaki sınır (Karanlıkgediktepe etekleri). Jky; Yeniceboğazıdere formasyonu, Trt; Tilkideliğitepe formasyonu

- **Alakırçay napı**

Alakırçay napı bölgede Kesmeköprü formasyonu, Alakırçay Grubu, Gökdere Formasyonu ve Çandır formasyonu birimleri ile temsil edilmektedir.

- ✓ **Kesmeköprü formasyonu**

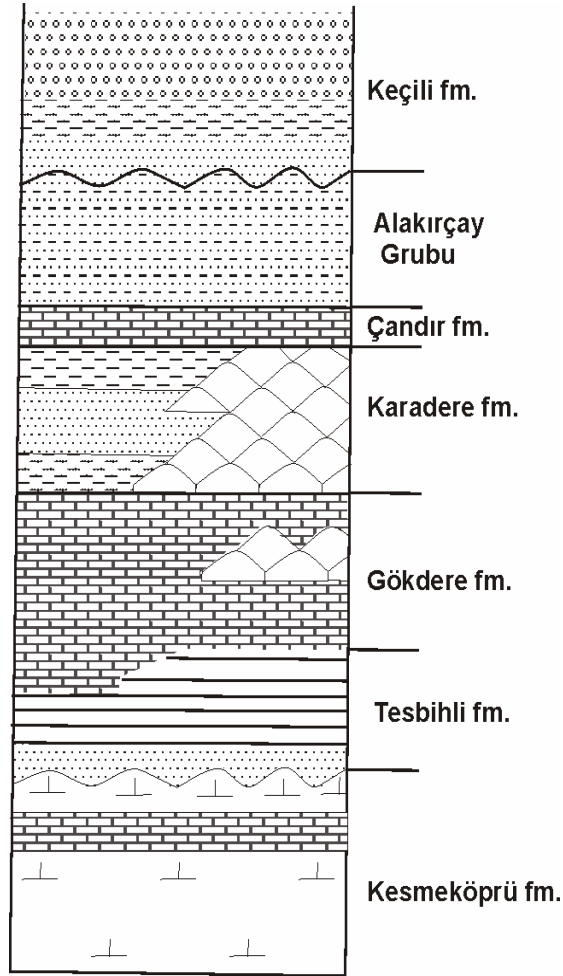
Birim inceleme alanında Güllük dağı doğusu ve Tokluca mevki civarında yüzeylemekte ve inceleme alanında yaklaşık 500 metrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Marcoux (1997) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında Kesmeköprü formasyonu ince- orta- kalın tabakalı gri, yeşilimsi gri, kirli sarı kırmızı, pembe renklerde marn, killi kireçtaşı, silttaşı, ve kumtaşından oluşur (Şenel 1997).

Birim altta Dinek formasyonunu uyumsuz olarak örter, üstte Alakırçay grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 350 metre kalınlık gösterir (Şenel 1997).

Birim içerisinde Şenel vd tarafından derlenen fosiller lamelli ve cüce gastropod, Spirorbis phyllytoana, cyclogyra sp. , Calcitornella sp. , Glomospira sp. , Ammodiscus sp.'dir. Buna göre birimin yaşı Skitiyen- Alt Aniziyen' dir.

Birim sığ shelf (gel- git ortamı) ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).



Şekil 4.4. Alakırçay Napının geliştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Şenel, 1997)

YAŞ	KAYA BİRİMLERİ	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ ÖZELLİKLERİ
KRETASE GEÇ ERK.	BEYDAĞLARI FORMASYONU	1000	İnce katmanlı Globotruncana'lı pelajik kireçtaşları, kalın katmanlı Rudists'li kireçtaşları ile dolomitli kireçtaşlarından oluşur.
JURA GEÇ ERK.	DAVRAS FORMASYONU	1250	Altan üste doğru kalın katmanlı pelletli kireçtaşı, dolomit, dolomitli kireçtaşı ile en üst bölümde yeralan bitümlü killi kireçtaşlarından oluşur.
GEÇ TRIYAS ERKEN JURA ERK.	KUYUBAŞI DOLOMITİ	800	Orta ile kalın katmanlı ve yaygın çatlak ve kristal arası gözeneklidir.
ORTA TRIYAS	KASIMLAR FORMASYONU	600	Koyu grimsi ile siyahımsı arasında değişen ve yer yer organik maddece zengin olabilen şeyl, kumtaşı ve killi kireçtaşı bileşenlerinin yanısıra, resifal kireçtaşı arakatkılarından oluşur.
ERKEN TRIYAS	DİPOYRAZ DOLOMITLERİ	550	Beyazımsı, orta ile kalın katmanlı, sucrozic poroziteli, petrollü dolomit.
ERKEN TRIYAS	KESMEKÖPRÜ FORMASYONU	500	Killi kireçtaşı, mam ve yersel jipsli çamurtaşlarından oluşur.
ERKEN-ORTA-GEÇ PERMIYEN	DİNEK FORMASYONU	600	Altan üste başlıca siyahımsı şeyl ve mikritik kireçtaşı ardalanımsı, çörtlü kireçtaşı ve bitümlü şeyl ardalanması ile en üstte dolomit ve dolomitli kireçtaşlarından oluşur.
KARBONİFER-ERKEN PERMIYEN	PAMUCAKYAYLA FORMASYONU	400	Orta ile kalın çapraz katmanlı, kaba taneli kumtaşları ile üst bölümünde şeyl, çamurtaşı ve kömür düzeylerinden oluşur.
DEVONİYEN	HOCANINSUYU FORMASYONU	275	Kırmızımsı kumtaşı ve silttaşı ardalanması ile, buna eşlik eden jipsli çamurtaşlarından oluşur.
SİLURİYEN	SAPANDERE FORMASYONU	125	Siyahımsı şeyl ve bitümlü şeyl ardalanmasından yapılı olup, en alt bölümde Graptolit'li şeyller yeralır.
ORDOVİSİYEN	SARIYERDERE FORMASYONU	400	İnce katmanlı, laminalı, şeyl ve serizitli şeyllerden oluşur.

Şekil 4.5. Beydağları istifini oluşturan kaya birimlerinin stratigrafi konumları
(Yağmurlu, Poisson, Bozcu ve Şentürk 2007)

YAŞ	KAYA BİRİMLERİ	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ ÖZELLİKLERİ
ORTA EOSEN	GÜMÜŞDAMLA FORMASYONU	300	Türbiditik kökenli kumtaşı, çamurtaşı ardalanması ile bunlara eşlik eden kireçtaşı arakatkılarından oluşur.
GEÇ KRETASE ORTA EOSEN	SEYRANDAĞI KİREÇTAŞI	1000	Orta ile koyu grimsi, orta ile kalın düzenli katmanlı, yersel resifal özellikli, yaygın Rudist'li kireçtaşlarından oluşur.
ERKEN KRETASE	AKSEKİ KİREÇTAŞI	1000	Orta ile açık grimsi, düzenli katmanlı, yersel çört arakatkılı, algal bileşenlerce zengin kireçtaşlarından oluşur.
GEÇ JURA	AKKUYU FORMASYONU	250	Orta ile koyu grimsi mikritik kireçtaşları ile yersel dolomit ve bitümlü şeyl arakatkılarından oluşur.
ORTA JURA	HENDOS DOLOMITLERİ	500	Açık-koyu kahve, yersel siyahımsı, orta ile kalın katmanlı ve yoğun bitümlü dolomitlerden oluşur.
ORTA JURA	PİSARÇUKURU KİREÇTAŞI	500	Açık grimsi, orta ile kalın katmanlı ve yersel dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşur.
ERKEN JURA (Liyas)	ÜZÜMDERE FORMASYONU	600	Kırmızımsı kumtaşı, çakıltası ve yersel kireçtaşları ile linyit arakatkılarından oluşur.
GEÇ TRIYAS	LEYLEK KİREÇTAŞI	400	Açık-orta grimsi, orta ile kalın katmanlı, yersel masif görünümlü ve çört arakatkılı, alt ve orta bölümlerinde megalodon, mercan ve alg içeren kireçtaşlarından oluşur.
GEÇ TRIYAS	MENTEŞE DOLOMITLERİ	150	Orta ile açık grimsi, belirsiz katmanlı, bitümlü ve kırılgan yapılı dolomitik kireçtaşları ve dolomitlerden oluşur.
TRIYAS ORTA GEÇ	KASIMLAR FORMASYONU	1000	Karbonlu şeyl, ince taneli kumtaşı ve bitümlü kireçtaşlarından oluşur.
ORTA TRIYAS	KÖSEKÖY FORMASYONU	200	Kötü boylanmış çakıltası ile eşlik eden kumtaşı ve çamurtaşı ara düzeylerinden oluşur.
ERKEN TRIYAS	HACİİLYAS FORMASYONU	300	Dolomitik kireçtaşı ile kıltaşı ara düzeylerinden oluşur.
ORDOVİSYEN	KOCAOSMAN METAMORFİKLERİ	—	Sleyt, fillit, kuvarsit ve yersel metakonglomera bileşenlerinden oluşur.

Şekil 4.6. Anamas-Akseki istifini oluşturan kaya birimlerinin stratigrafi konumları (Yağmurlu, Poisson, Bozcu ve Şentürk 2007)

✓ Alakırçay Grubu

Birim inceleme alanında Keldağ doğusu, Çakmazı tepe ve İkidağarası mevkiinde yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 5 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Şenel vd (1981) tarafından verilmiştir.

Çalışma alanında aşırı deformasyon nedeniyle çeşitli bölgelerde Alakırçay Grubu ayırtlanamamıştır. İnce- orta- kalın tabakalı gri, yeşilimsi gri, açık kahve, yersel olarak kırmızı renkli kumtaşı, kiltası, silttaşı, ince- orta tabakalı bej, krem, gri, yer yer pembe renkli, bol radyolaryalı, mikrit ve çörtlü mikrit ile yeşil, koyu yeşil, kahve, kızıl kahve renkli yastık yapılı split, splitleşmiş bazalt ve bazaltlardan oluşur (Şenel 1997).

Birim alt seviyelerdeki Kesmeköprü formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Üstte ise Keçili formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmekte olup gerçek kalınlığı ölçülemeyen birimin kalınlığının 600- 700 metreye ulaştığı sanılmaktadır (Şenel 1997).

Şenel (1997)' e göre Alakırçay grubundaki mikritlerde Halobia, radyolarit, çört ve şeylerde Daonella bulunur. Birimin yaşı Üst Aniziyen- Noriyen'dir.

İnceleme alanında aşırı deformasyon nedeniyle çeşitli bölgelerde Alakırçay Grubu ayırtlanamamıştır.

✓ Gökdere formasyonu

Birim inceleme alanında Karakuzdağ tepe, Kocadağ kuzeybatısı ve Keldağ kuzeyinde yüzeylenmekte inceleme alanında yaklaşık 1.5 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Kalafatçıoğlu, (1973) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında ince- orta tabakalı, bej, krem, gri, açık gri renkli plaket görünümlü, çört yumrulu, bol radyolaryalı, mikritik dokulu, kireçtaşlarından oluşur. Formasyon seyrek olarak diyabaz daykları ile kesilir.

Birim yanal ve düşey yönde Tesbihli formasyonu, Çandır ve Karadere formasyonları ile giriktir. Birimin kalınlığının 10- 350 metre arasında değişir (Şenel 1997).

Birim içerisinde Macoux (1977) tarafından derlenen fosiller *Halobia striaca* H. *Halorica*, *H. Austriaca*, *H. Lineata*, *Paratrachyceras cf. regoledanum*, *Clionites carharnea*, *Capnodase sp.* , *Trochammia sp.* , *Diploremina sp.*' dir. Buna göre birimin yaşı Üst Aniziyen- Noriyen' dir (Şenel 1997).

Formasyon volkanizmanın zaman zaman etkili olduğu duraysız havza ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).

✓ Çandır formasyonu

Birim inceleme alanında Doyrankeldağ itepe, Tokluca mevki, Eşikören sırtı ve Kayrakyurtkayası' da yüzeylenmekte inceleme alanında yaklaşık 2 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Kalafatçıoğlu, (1973) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında ince- orta- kalın tabakalı, gri, açık gri, yeşil, sarımsı kahve renklerde kumtaşı, silttaşı ve kilaşlarından oluşur. Bazı kısımlarında bazik volkanit, konglomera, kireçtaşı, killi kumlu kireçtaşı bant ve merceklerini kapsar.

Birim yanal ve düşey yönde Gökdere, Tesbihli ve Karadere formasyonu ile giriktir. Birimin kalınlığı 150- 450 metre arasında değişir.

Birim içerisinde Şenel (1997) tarafından kireçtaşı seviyelerinde *Halobia sp.* , kumtaşlarında silisifiye tüpler, derlenmiş, mikro fauna saptanamamıştır. Buna göre birimin yaşı Üst Aniziyen- Noriyen' dir (Şenel 1997).

Formasyon volkanizmanın ve türbidit akıntılarının etkili olduğu havza ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).

• Tahtalıdağ napı

Tahtalıdağ napı bölgede Tekedağı Formasyonu birimi ile temsil edilmektedir.

✓ Tekedağı formasyonu

Birim inceleme alanında Karakuz Dağı, Kızlar Dağı, Eren Tepe, Güllük Dağı, ve Keldağı'nda yüzeylemekte olup inceleme alanında yaklaşık 20 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Şenel vd, (1981) tarafından verilmiştir.

Formasyon inceleme alanında orta- kalın tabakalı bej, krem kirli sarı, açık gri, açık kahve, yersel pembe, kirli beyaz renklerde neritik kireçtaşlarından oluşur. Bazı alanlarda altta dolomitler veya mercanlı kireçtaşlarını kapsar. Üstte dolomit ve dolomitik kireçtaşı seviyeleri görülebilir.

Formasyon altta genelde Gökdere formasyonu ile geçişli, seyrek olarak da Karadere formasyonu ile uyumluluk gösterir. Üstte Keçili formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Birimin kalınlığı 1200 metre' dir (Şenel 1997).



Şekil 4.7. Tekedağı formasyonundan genel bir görünüm (Toptepe dolayları)

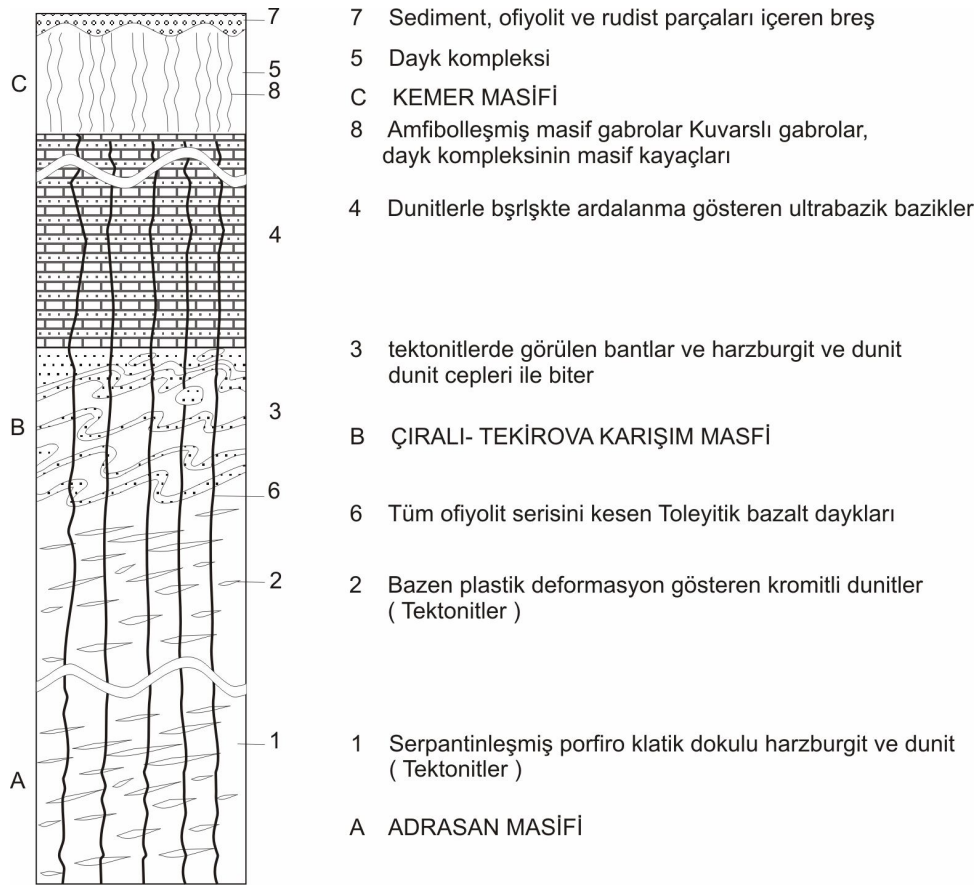
Birim içerisinde Şenel vd (1981) tarafından *İnvolutina sinuosa*, *Glomospira* sp., *Globochaete* sp., *Haurania* sp., *Pseudocyclammia* sp., *Labyrinthina miriabilis*, *Clypenina jurassica*, *Kurnibia palastiniensis*, *Trocholina eleganta*, *Protopeneroplis striata*,

Salpingoporella annulata, Cladocorapsis sp., Bacinella sp., Cuneolina sp., Cornusipira sp. derlenmiştir. Buna göre birimin yaşı Resiyen- Senomaniyen' dir (Şenel 1997).

Formasyon, kıyı ötesi platform ortamında çökelmiştir (Şenel 1997).

- **Tekirova Ofiyolit Napı**

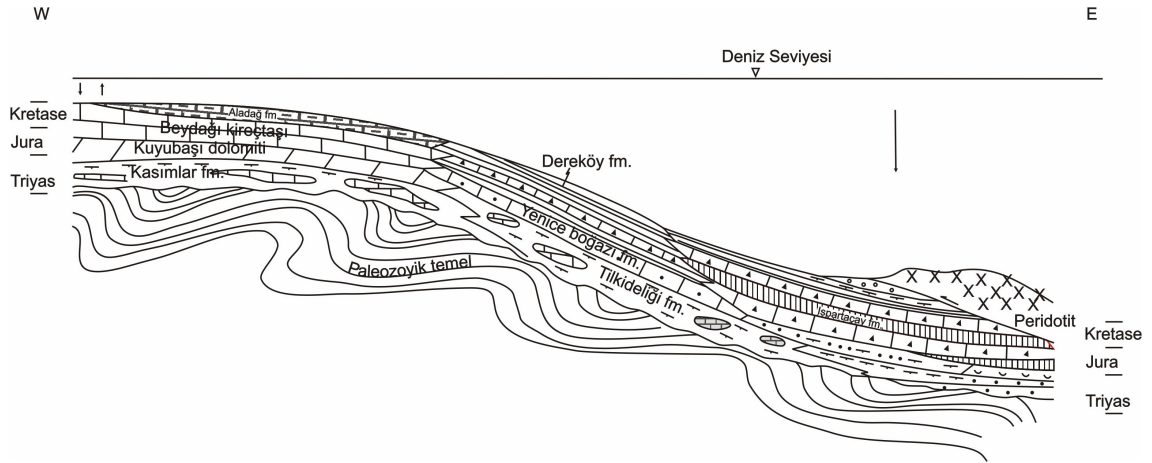
Tekirova Ofiyolit Napı bölgede Tekirova Ofiyoliti birimi ile temsil edilmektedir.



Şekil 4.8. Tekirova Ofiyolit Napı' na ait sütun kesit (Juteau 1975' ten değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 4.9. Tekedağı formasyonu ile Tekirova ofiyoliti arasındaki dokanak (Aşağıkaşar Tepe etekleri) Jkt; Tekedağı formasyonu, Ktoh; Tekirova ofiyoliti



Şekil 4.10 Beydağları kireçtaşları ile Antalya Napları arasındaki ilişkiyi gösterir şematik kesit

✓ Tekirova Ofiyoliti

Birim inceleme alanında Kocadağ, Altıkkavak mevkii, Gürkavakpınar mevkii, Asartepe, Kaplanıgözlük sırtında yüzeylenmekte ve inceleme alanında yaklaşık 13 kilometrekarelik bir alan kaplamaktadır. Birimin adı Juteau (1975) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında serpantinint, lerzolitik harzburgit, masif harzburgit, bantlı harzburgit, dunit, kromlu dunit, verlit, piroksenit, plajioliklaslı verlit, tabakalı gabro, izotropik gabro, pelajiogranit, diyabaz dayk karmaşığı ve izole diyabaz dayklarından oluşur.

Birimin oluşum yaşı Yılmaz (1981) tarafından Kretase (Üst) olarak belirlenmiştir. Şenel (1997) Tekirova ofiyolitinin Üst Kampaniyen- Maastrihyen’ de kıtasal kabuğa bindirdiğini belirtmiştir.



Şekil 4.11. Tekirova ofiyoliti (Küçükharmanlık Tepe dolayları)

4.2. Yapısal Jeoloji- Tektonik

Toros kuşağı ülkemizin olduğu kadar dünyanın da jeolojik- tektonik evriminin açıklanması bakımından önemli bir özelliğe sahiptir. Genel olarak doğu- batı uzanımlı olan Toros kuşağı, inceleme alanı ve yakın çevresinde bir büküm (Isparta bükümü Koçyiğit, 1984) oluşturacak şekilde bir yapısal deformasyona uğramıştır.

Toros kuşağı eski tektonik dönemlerden beri etkin bir yapısal hareketlilik içerisinde bulunur. Toros dağlarının bindirmeli, kıvrımlı ve naplarla dolu olması bunun bir kanıtıdır. Diğer yandan dünyanın en önemli sismik iki kuşağından biri olan Akdeniz deprem kuşağının kenet zonu Antalya körfezinin güneyinde bulunmaktadır (Ege Hendeği- Kıbrıs Yayı).

Antalya Körfezi kuzeyinde bulunan çalışma alanı Batı Toroslar' da yer almaktadır. Aşağıda Batı Toroslar' ın yapısal jeolojik- tektonik özellikleri hakkında bilgi verilecektir.

4.2.1. İnceleme alanının yapısal evrimi

İnceleme alanının yapısal evrimini Toros kuşağı içerisinde düşünmek gerekmektedir. Bölgenin yapısal evrimi henüz tam olarak çözümlenmemiş olsa da burada Şenel vd (1992)' ye bağlı kalınarak bahsedilmeye çalışılacaktır. Aşağıda allokton kütlelerin bölgeye yerleşimi ve Aksu bindirme fayının oluşumu anlatılacaktır.

İnceleme alanı ve yakın civarında bulunan Torosların orta ve batı kesimlerinde yerleşim yaşları farklı olan Likya Napları, Beyşehir- Hoyran- Hadim Napları ve Antalya Napları (allokton kütleler) bölgede otokton kabul edilen birimler üzerinde tektonik örtü olarak bulunmaktadır.

İnceleme alanı Batı Toroslarda yer almaktadır. Bölgedeki naplı yapıların oluşumuna neden olan sürüklenimler Üst Senoniyen Daniyen ve Alt Langiyende gerçekleşmiştir. Üst Senoniyendeki sürüklenimler sonucu Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı' nın bir araya gelişi sağlanmıştır. Bu napları bir araya getiren sürüklenim yönleri daha sonra gelişen aşırı deformasyon nedeniyle belirlenememektedir. Daniyen' de ise Üst Senoniyen' de bir araya gelmiş olan bu napların Karacahisar, Beydağları ve Anamas- Akseki otoktonlarına sürüklenimleri gerçekleşmiştir.

Bu büyük sürüklenimler sonucunda Antalya Napları Beydağları otoktonunun batısına ve kuzeyine yerleşmişlerdir. Poisson (1977), Gutnic vd (1979) ve Akbulut (1977), Likya Naplarının sürüklenim zonunun Alt Langiyen' de Davras dağı güneyinde bittiğini belirlemişler ancak Şenel vd (1992), bu sürüklenimin Davras dağı güneyinden güneye doğru devam ettiğini belirtmişlerdir. Isparta doğusunda Antalya Napları' nın güneye yeniden sürüklenmesine neden olan tektonizma Alt Langiyen' de gerçekleşmiş ve Antalya Napları ile birlikte otoktonların da yer değiştirmesine neden olmuştur. Tortoniyen sonunda Aksu fayı oluşmuştur (Şenel vd, 1992).

Aksu fayı inceleme alanını etkilemiş olup, Gutnic vd (1979) sol yanal atımın mevcut olduğunu, Akay ve Uysal (1988) ise sağ yanal atımın mevcut olduğunu belirtmiştir. Yine Gutnic vd (1979), Aksu bindirmesinin Davras dağı'nın kuzeyinden geçerek kuzeybatıya devam ettiğini, Akay ve Uysal (1988) ise Kovada Gölü' nü de geçerek kuzeye devam ettiğini belirtmiştir.

Şenel vd (1992) ye göre Aniziyen sonu ve Ladiniyen başlangıcında Gondwana kıtasının kuzey kısmı parçalanmaya başlamış, ve parçaların bir kısmı kıtadan ayrılmıştır. Ladiniyende bazik volkanizma faaliyetlerinin başlaması, Alakırçay ve Tahtalıdağ Naplarında sığ deniz ve gel- git ortamı çökelleri (Akıncıbeli formasyonu) üzerinde Ladiniyen- Noriye'nin yaşlı volkanit ara seviyeli, derin deniz çökellerinin bulunması Gondwana kıtasının parçalanmasından sonra bazı alanlarda riftleşmenin (çöküntülerin) olduğunu göstermektedir. Gelgit ortamının derinleşerek radyolarit çökelinin oluşması, radyolarit tabanında yalnızca tabandaki temele ait mercekli breşlerin yığılması, temele ait olistostromların varlığı ortamın kırılarak derinleştiğini gösterir (kırılmalar sonucu dik ve dike yakın şevlerden temele ait parçalar koparak derin alanlarda yığılmış ve radyolarit tabanındaki breş ve olistostromlar oluşmuştur).

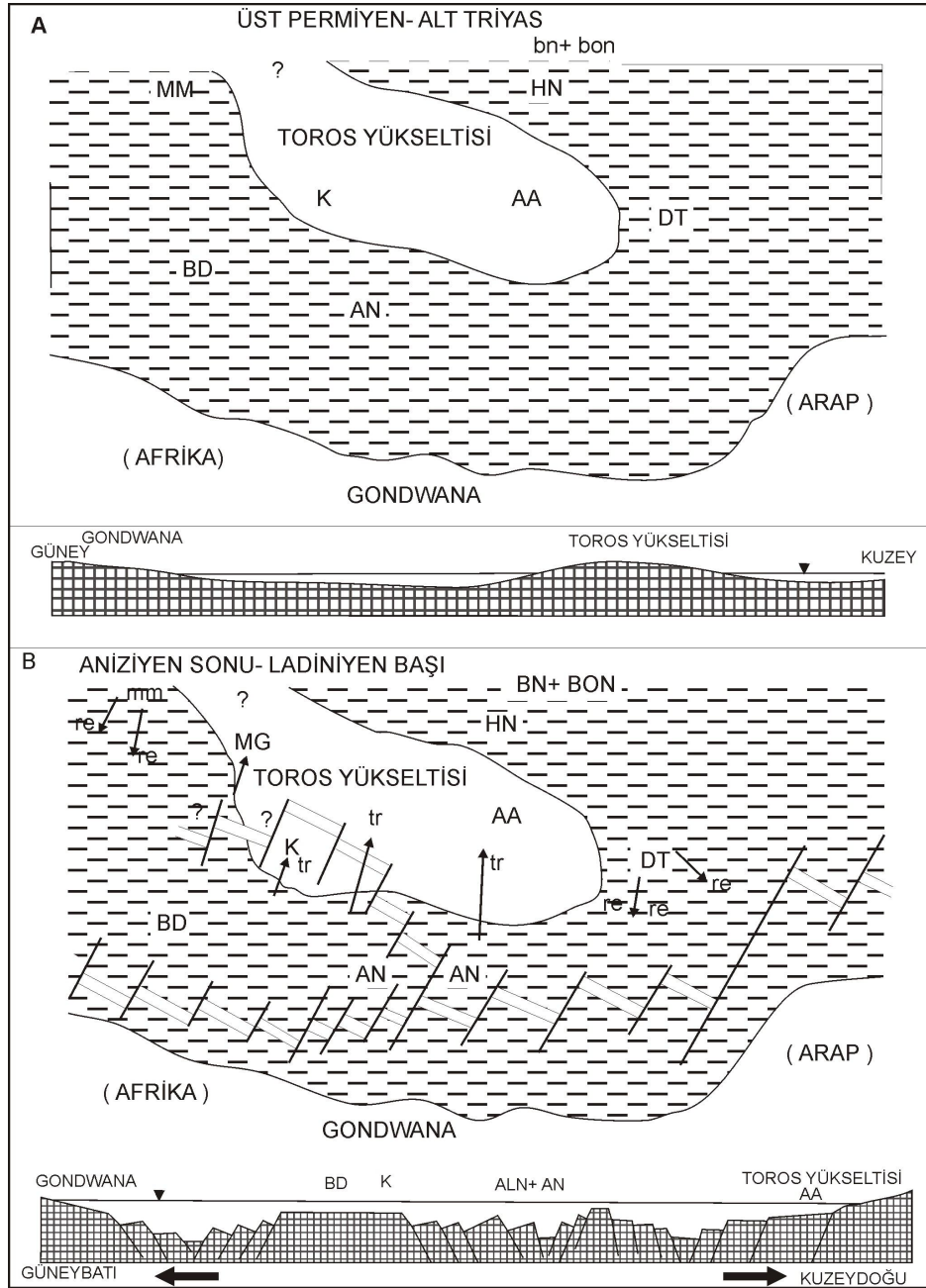
Antalya Körfezi batısında dik şev ve dibine yığılan malzemeler güzel gelişmiştir (Marcoux 1977, Şenel 1986). Bahsedilen bu riftleşme ani fasiye değişikliği dışında bazik volkanizmanın başlamasına da neden olmuş, bununla birlikte allokon konumlu olan Alakırçay ve Tahtalıdağ naplarının çökelim alanını da bu riftleşme belirlemiştir. Bu riftleşme ile Anamas- Akseki otoktonunda ve Karacahisar bölgesinde gerçekleşen transgresyon (deniz basması) zaman anlamında çakışmaktadır (Aniziyen- Ladiniyen).

Bu durum Alakırçay ve Tahtalıdağ alanlarında gerçekleşen riftleşmeye bağlı olarak bu bölgeye yakın olan Karacahisar, Anamas- Akseki otokton bölgelerinin de çökerek Transgreya uğramış olması ile açıklanır. Benzer transgresyon olayı Menderes Masifi güneyindeki Karadağ Serisi' nde de söz konusudur. Kökeni tartışmalı olan bu birimlerin bir kısmının Menderes Masifi' ne ait olduğu görüşü Erkman (1982), Konak vd (1986), Özkaya (1989), Ersoy (1989) tarafından son yıllarda ağırlıklı olarak öne sürülmüştür. Bu varsayımdan hareketle, Menderes Masifi güneyinde de Aniziyen- Ladiniyen transgresyonunun gerçekleştiği öne sürülebilir.

Karacahisar, Anamas- Akseki otoktonlarında Permian ve Alt Triyas yaşlı formasyonların bulunmaması ve Üst Aniziyen- Ladiniyen transgresyonunun Prekambriyen- Karbonifer yaş aralığında oluşmuş formasyonlar üzerinde gerçekleşmesi, Anamas- Akseki otokton alanlarının Üst Aniziyen- Ladiniyen öncesi, Üst Permian ve Alt Triyas' ta kara konumunda (Toros yükselimi) olduğunu gösterir. Beydağları' nda Alt Triyas çökellerinin oluşu Alt Triyas' ta Antalya Havzası gibi Beydağları alanının da denizle kaplı olduğunun bir göstergesidir.

Menderes Masifi ve Doğu Toroslarda Orta- Üst Triyas çökellerinin gözlenmiyor oluşu, bu alanların Antalya Havzası gibi Üst Permian- Alt Triyas'ta sığ denizle kaplı olduğunun göstergesi ve Alt Triyas sonrası ise karasal konuma geçtiğinin belirtisidir. Tüm bu yaklaşımların sonunda Gondwana kıtasının kuzey platformunda riftleşme öncesi ve riftleşme sırasında etrafı Skitiyen denizi ile çevrili bir karanın başka bir deyişle Toros yükseltisinin varlığından söz edilebilir (bakınız şekil 4.12.) (Şenel vd 1992).

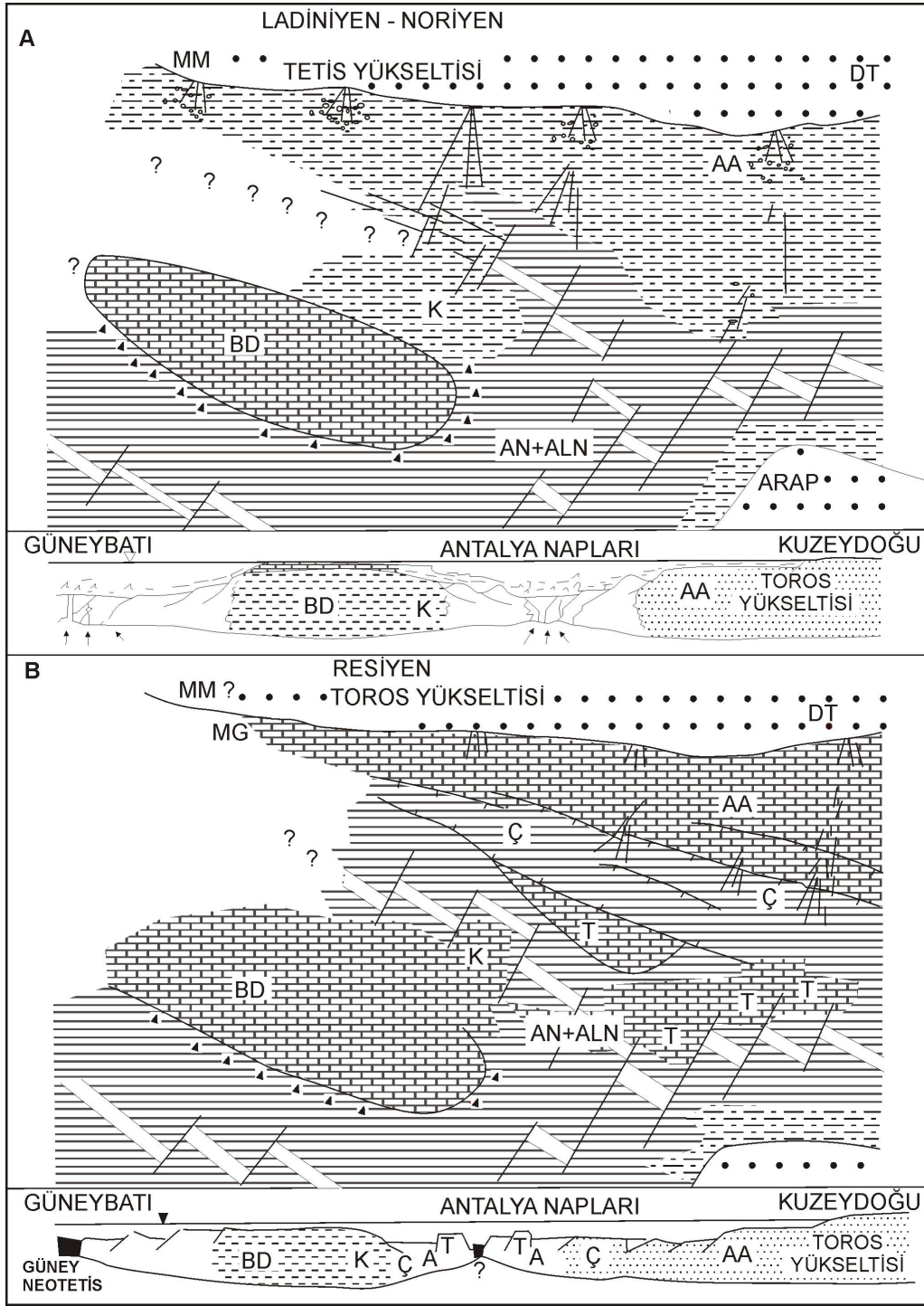
Aniziyen sonu- Ladiniyen başlarında Toros yükseltisi güneyindeki bahsi geçen riftleşme Neotetisin güney kolunu açılımı (Şengör 1979, Şengör ve Yılmaz 1983) olarak belirtilmektedir. Riftleşmenin sonucu açılan bu havza Dumont vd (1972) tarafından, Pamfilya havzası (Antalya havzası olarak tanımlanmıştır). Menderes Masifi' nin güneyinde Karbonifer- Permian üzerinde Üst Aniziyen- Ladiniyen transgresyonunun bulunuşu (Graciansky 1972), Alt Triyas' ta kuzeyinde olduğu gibi güneyinde de (Bingöl 1971) kara konumunda bulunmanın söz konusu olduğunu gösterir.



Şekil 4.12. İnceleme alanı ve yakın çevresinin Üst Permiyen- Alt Triyas (A) ve Aniziyen sonu- Ladiniyen başı (B) jeodinamik evrimini yansıtan şematik şekiller. MM: Menderes Masifi, AA: Anamas- Akseki Otoktonu, BD: Beydağları, DT: Doğu Toroslar, K: Kasımlar, BN-BON: Boklar Napı ve Bozkır Napı, MG : Menderes Masifi güneyi , AN: Antalya Napları, ALN : Alanya Napı, tr: transgresyon, re: regresyon (Şenel vd, 1992’ den alınmıştır)

Bu durum Menderes Masifi ‘nin kuzeyinde ve güneyinde karasal şartların bulunduğunu arada ise denizel şartların hâkim olduğunu göstermektedir. Antalya Naplarından Alakırçay ve Tahtalıdağ Napı’ nı oluşturan birimlerin kaynağı Antalya havzası (Pamfilya havzası) Beydağları otoktonu ile Anamas- Akseki otoktonu arasında gelişmiş olmalıdır. Marcoux (1977, 1979), Poisson (1977), Poisson vd (1984), Şenel vd (1981), Şenel (1984, 1986), Günay vd (1982) tarafından Antalya Napları’ nın Beydağları otoktonunun kuzeyinden kaynaklandığı belirtilmiştir.

Beydağları’ nda Poisson (1977), Önalın (1979), Poisson vd (1984) tarafından yapılan ayrıntılı stratigrafik çalışmalar sonucunda; Beydağları’ nın kuzey- kuzeydoğu alanlarının Senoniyen ve Alt Tersiyerde derin deniz karakterinde olduğunu ve bu alanlara en geç Daniyen’ de Antalya Naplarının yerleştiğini, güney ve güneybatı alanlarının da bu evrede tamamen sığ denizel karakterde olduğu ve bu alanlara Antalya Napları’ nın ulaşmadığı belirtilmiştir. Antalya Naplarının Beydağları otoktonunun kuzey- kuzeydoğusundan yerleşmesi, Anamas Akseki otoktonuna ise güney yönden yerleşmesi, Antalya havzasının Beydağları Otoktonu ile Anamas- Akseki otoktonları arasında geliştiğini yansıtmaktadır. Neotetisin güney kısmının iki kolu bulunmaktadır. Bunlardan birincisi Beydağları otoktonunun Beydağları Otoktonunun güneyinden, ikincisi ise Beydağları Otoktonunun kuzeyinden geçerek batıya uzanmaktadır (bakınız şekil 4.12.). Güney kolda Ladiniyen sonrası Aniziyen sonu- Ladiniyen başındaki riftleşmeye bağlı olarak Beydağları Otokton alanı Gondwana kıtasından ayrılmış ve kıyı ötesi karbonat bankı şekline dönüşmüştür (bakınız şekil 4.13.).



Şekil 4.13. İnceleme alanı ve çevresinin Ladiniyen- Noriye (A) ve Resiye (B) zamanlarındaki evrimini yansıtır şekiller (Şenel vd 1992' den alınmıştır). MM: Menderes Masifi, AA: Anamas- Akseki Otoktonu, K : Karacahisar , BD: Beydağları , DT: Doğu Toroslar , AN : Antalya Napları, Ç : Çataltepe Napı, T: Tahtalıdağ Napı, ALN: Alanya Napı, MG: Menderes (Şenel vd, 1992' den alınmıştır)

Anamas- Akseki Otoktonu ile Beydağları otoktonu arasında gerçekleşen riftleşme sonucu oluşan Antalya havzasında, hortlar ve grabenler gelişmiş, grabenlerde radyolarit, çört, çörtlü radyolaryalı mikrit, marn, kıltaşı, silttaşı, bitkili kumtaşı ve konglomera, horstlarda ise çörtlü radyolaryalı mikrit çökelişi başlamış, çökeliş Noriyen sonlarına kadar devam etmiştir. Riftleşme sonucu oluşan derin yarıklardan bazik volkanitler yüzeye çıkıp yayılmış, ve bu faaliyet Noriyen sonlarına kadar devam etmiştir. Genelde grabenlerde Alakırçay Napı'nı oluşturan birimler, horstlarda ise Tahtalıdağ Napını oluşturan birimler çökelmiştir. Çataltepe Napı' nın temelinde Kasımlar formasyonunun bulunuşu

Beydağları Otoktonu tabanında ise Ladiniyen- Noriyen aralığında karbonat çökelişinin gerçekleşmesi Çataltepe Napı' nın Beydağları otoktonu kenarında gelişmediğini, aksine Karacahisar, Anamas- Akseki otoktonu bölgeleri yakınlarda geliştiğini göstermektedir. Ayrıca Çataltepe Napı' nda Jura döneminde bölgesel karasal girdisi bulunması, çoğunlukla demirli yoğun oolit yığılımlarının bulunması, bununla birlikte Beydağları'nda ve Karacahisar kubbesinde Jura döneminde karasal kırıntı girdisi ve demirli oolit oluşumunun bulunmayışı, Anamas- Akseki Otoktonu' nda ise Jura döneminde iki kez karasallaşmanın ve oolit oluşumlarının bulunması Çataltepe Napı' nın Anamas- Akseki Otoktonu kenarında geliştiğini gösterir (bakınız şekil 4.13).

Kasımlar formasyonu üzerinde Resiyen- Liyas' ta derin deniz çökellerinden olan radyolarit, çört, şeyl, radyolaryalı mikrit türbiditik kireçtaşı çökelişinin başlaması, Çataltepe Napı alanının aniden çökerek derinleştiğini yansıtmaktadır. Bu pelajik çökellerin tabanında köşeli çakıl ve blokların yığılımından gerçekleşen breş ve konglomeralar, bu ortam değişikliğinin kırılmalar sonucu gerçekleştiğini yansıtmaktadır. Beydağları Otoktonu' nda Ladinyen' de başlayan duraylı karbonat çökelişi, Karacahisar kubbesinde, Tahtalıdağ Napı' nda ve Tahtalıdağ napına dahil edilen denizaltı volkanitleri üzerinde başlayan karbonat çökelişi Senomaniyen sonuna kadar devam etmiştir. Resiyen- Senomaniyen evresinde ise bahsi geçen karbonat çökeliş alanları karadan izole kıyı ötesi karbonat bankı şeklinde kalmışlardır. Alakırçay Napı' ndaki birimlerde Jura- Kretase yaşlı pelajik çökellerin bulunuşu Ladiniyen ve Noriyen' deki derin ortamın bölgesel olarak Jura- Kretase boyunca da devam ettiğini gösterir. Çataltepe Napı' nda da Jura- Kretase boyunca pelajik çökeliş sürmüştür. Antalya Napları içerisinde yaygın olarak Tekirova Ofiyolit Napı' nın bulunuşu ve Antalya Napları' nın Tekirova Ofiyolit Napı ile birlikte bir jeodinamik evrim geçirmesi güneyde ofiyolitlerin oluştuğu bir okyanusal alan bulunması gerektiğini göstermektedir. Ancak Toros Kuşağı' nda

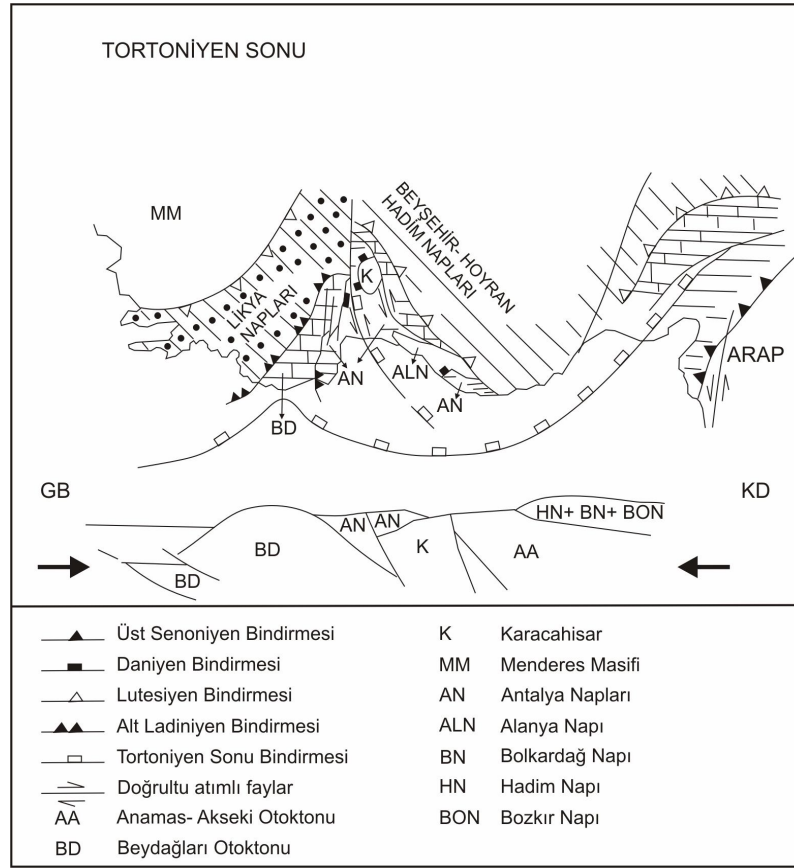
okyanusal kabuk örtüsü bilinmemektedir. Tekirova Ofiyolit Napı ile ilgili Juteau (1975), Juteau vd (1977, 1980, 1983), Yılmaz (1981, 1984), Yılmaz vd (1981), Whitechurch vd (1983), Reuber (1982), reuber vd (1982), gibi birçok araştırmacı tarafından detaylı çalışmalar yapılmış Mesozoyik boyunca güneyde gelişmiş olan okyanusal alandan kaynaklandığı sonucuna varılmıştır (Şenel vd 1992).

Tekirova Ofiyolit Napı neotetisin güney kolundan kaynaklanmaktadır. Senomaniyen sonrası Üst Senomaniyen öncesi okyanusal kabuktaki yatay hareketlenme ile otoktonların büyük bir kısmı su yüzüne çıkmış ve napların yaklaşımına bağlı olarak deniz ile tekrar kaplanmıştır. Senomaniyen sonrası Üst Kampaniyen Maastrichtiyen öncesi Antalya Bölgesi büyük tektonik hareketlere sahne olmuş, Tekirova Ofiyolitleri Antalya Napları alanına yerleşmiş, Tekirova Ofiyolitlerinin sürüklenimi ile birlikte Antalya Napları' nı oluşturan birimler birbirleri üzerine bindirmiş ve birbiri üzerinde sürüklenerek Çataltepe Nap alanına yerleşmişlerdir.

Kuzey- güney veya kuzeydoğu- güneybatı doğrultusundaki sıkışma sonucunda nap yerleşim yerlerinde derinleşmeler başlamış, Daniyen' de aynı sıkışma rejimi devam etmiş, Antalya Napları bugünkü yerini almıştır. Bahsedilen Senoniyen- Daniyen sıkışma rejimi sonucunda Antalya havzası tamamen kapanmıştır. Lütisiyen- Priaboniyen' de kuzeyden kaynaklanan Beyşehir- Hoyran- Hadim Napları Anamas- Akseki otoktonuna yerleşmiş, doğuda bu otoktonu da aşarak Antalya Napları üzerine yerleşmişlerdir (Blumenthal 1951, Ulu 1989, Özgül 1984, Demirtaşlı 1987).

Lütisiyen- Priaboniyen' de gerçekleşen bu sıkışma sonucunda Antalya Napları' nda devrilmeler ve ekaylanmalar gerçekleşmiş, Antalya Napları' nın yapısal düzeni oluşmuştur. Alt Langiyen 'de Likya Napları Beydağları Otoktonu üzerine yerleşmiştir (Şenel vd 1992).

Tortoniyen sonunda Antalya Körfezi kuzeyinde kuzeydoğu- güneybatı doğrultulu sıkışma rejimi gelişmiş ve güneybatıya ekaylanmalar (Aksu Bindirmesi) gelişmiştir (bakınız şekil 4.14.) (Şenel vd 1992).

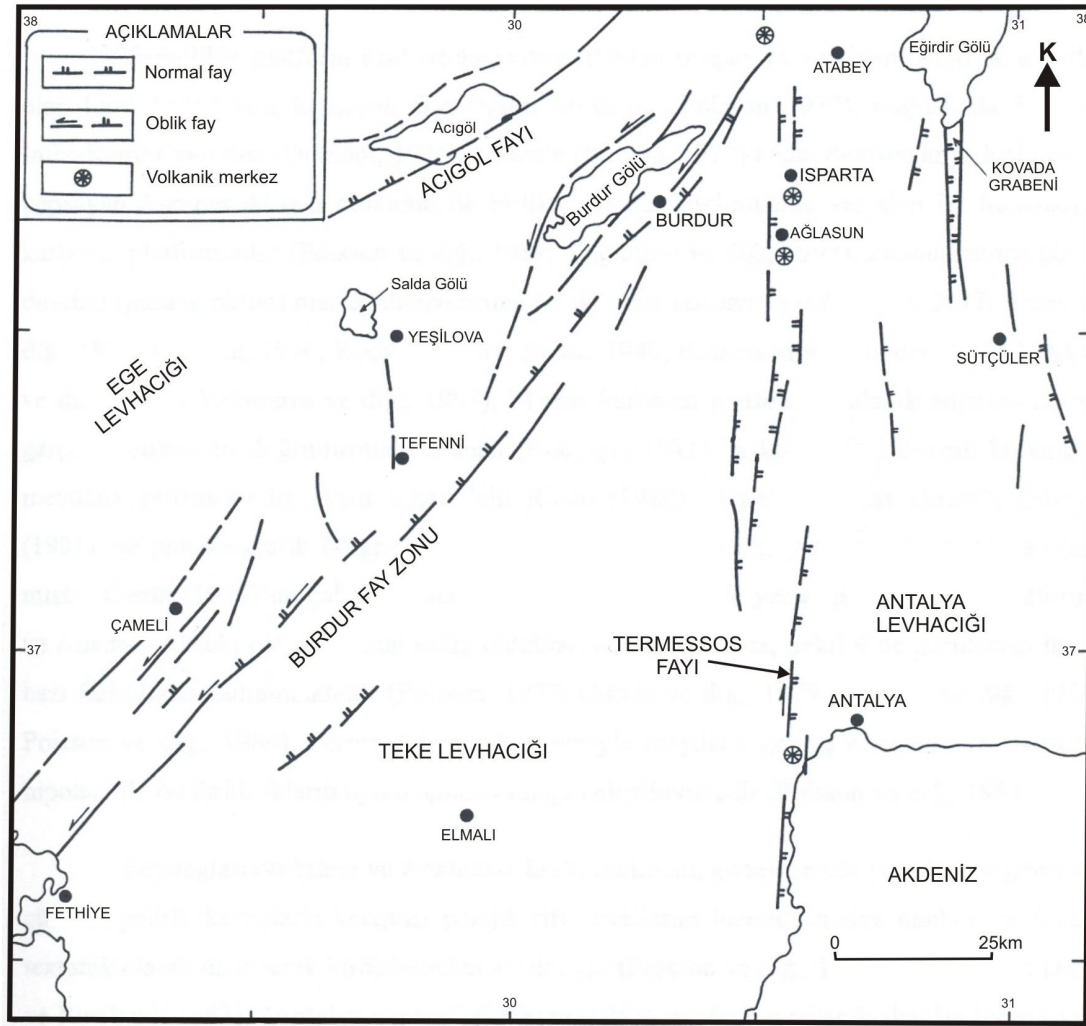


Şekil 4.14. İnceleme alanı ve çevresinin Tortoniyen sonu yapısal evrimini gösterir şekil (Şenel vd, 1992)

4.2.2. Isparta bükümü

İnceleme alanının yapısal jeolojisine genel bakışta Isparta bükümüne de değinilecektir. Bölge Isparta bükümünde gelişen olaylar sonucu oluşan Helenik Kıbrıs Yayı'ndan oldukça yoğun bir şekilde etkilenmektedir. Koçyiğit (1984)' e göre Isparta bükümü Denizli' den başlayıp, Fethiye, Alanya, Antalya, Akseki, Seydişehir, Beyşehir, Akşehir, Çay, Afyon, Sandıklı ve Çivril' e kadar olan bir alanı kapsamaktadır (bakınız şekil 4.15).

Isparta bükümü Orta ve Üst Alpin orojenezinden etkilenmiştir. Egemen gerilme türü ve bu gerilmelerin etkilediği yapısal oluşumlara göre Paleotektonik, dönem, Geçiş dönemi ve neotektonik dönem olmak üzere üç tektonizma dönemi belirlenmiştir. Eski Tektonik Dönem'de Isparta bükümünün kuzeyinde kalan kesimin yani Hoyran Karbonat Platformu gelişmeye başlamış, Ofiyolit Napları platform üzerine yerleşmiş ve Üst Lutesiyen sonuna kadar da bölgede çekme ve sıkışma rejimleri etkili olmuştur (bakınız şekil 4.15.).



Şekil 4.15. Isparta bükümünün batı ve orta kesimlerinde bulunan ana yapısal hatlar (Yağmurlu vd, 1997' den değiştirilerek alınmıştır)

4.2.3. İnceleme alanının yapısal özellikleri

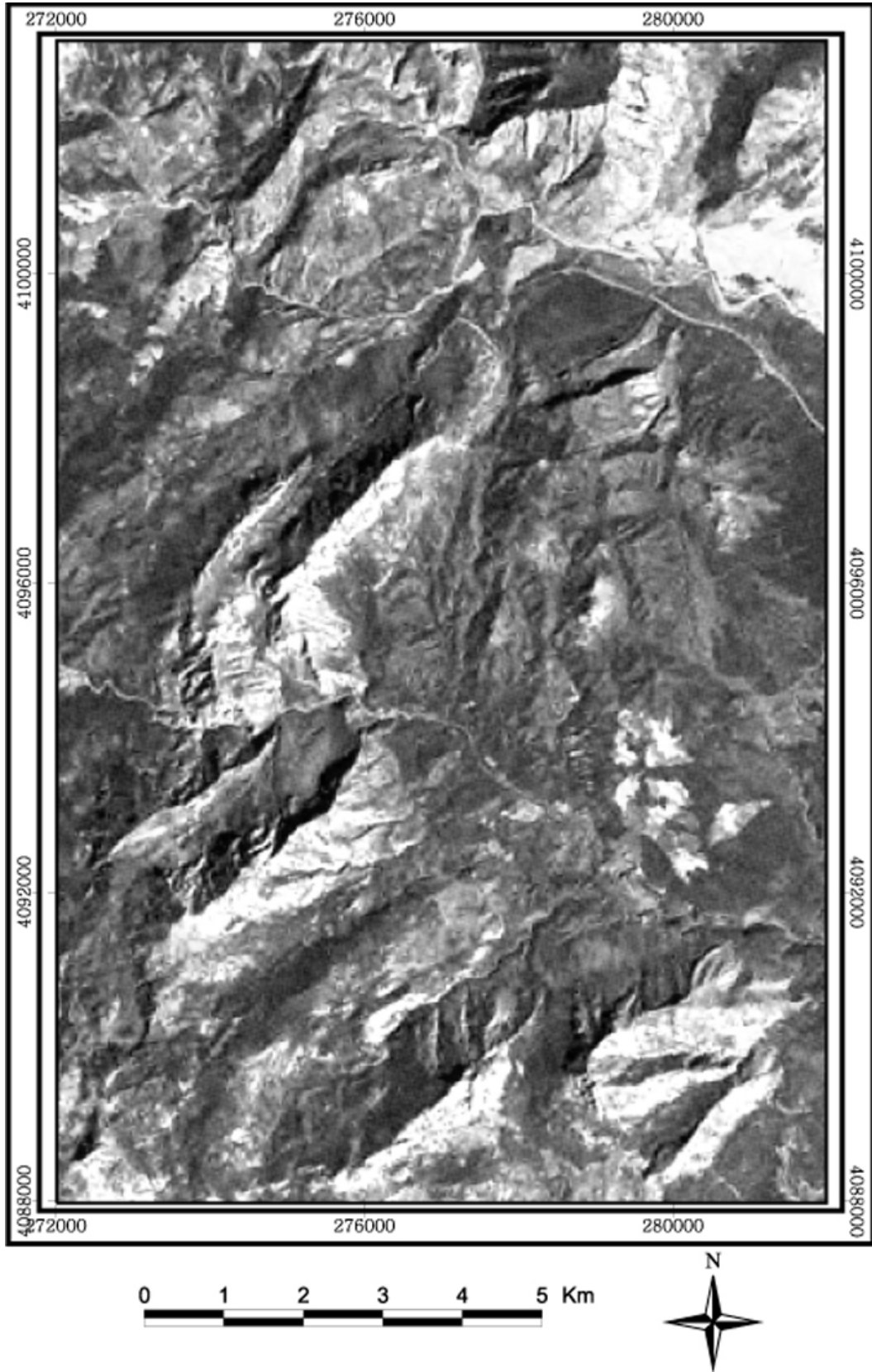
İnceleme alanının uydu görüntüsü kullanılarak bölgenin çizgisellik haritası hazırlanmıştır. Uydu görüntüsü üzerinde yapılan çizgisellik haritası incelendiğinde bölgede yoğun çizgiselliğin hakim olduğu gözlenmektedir. Genel hatlarıyla bakıldığında çizgiselliğin kuzeydoğu, güneybatı yönünde olduğu ancak tüm yönlerde çizgiselliklerin pek de az olmadığı görülmektedir.

Bölgenin yapısal evriminde de anlatılmaya çalışıldığı gibi inceleme alanı ve çevresi tektonik açıdan oldukça aktif bir görüntü sunmaktadır. Bu nedenle çizgisel yapılar birbirleriyle çakışır ve kesişir şekilde karmaşık yapı bir sunmaktadırlar.

Bölgede yapılan arazi çalışmaları esnasında bölgede bulunan kayaçlarda yoğun çatlaklı yapılar gözlenmiş olup, bu çatlaklarda ölçümler yapılmış ve bu ölçümlerin sonucunda da kontur diyagramları hazırlanmıştır (bakınız şekil 4.18., şekil 4.19., şekil 4.20., şekil 4.21., şekil 4.22., şekil 4.23.).

İnceleme alanında çeşitli jeolojik zamanlardaki sürüklenimler nedeni oluşan tektonizmalar sonucunda çeşitli kaya birimlerinde kendi içlerinde küçük faylanmalar, kıvrımlanmalar, vb yapılar gözlenmektedir (bakınız şekil 4.24., şekil 4.25.).

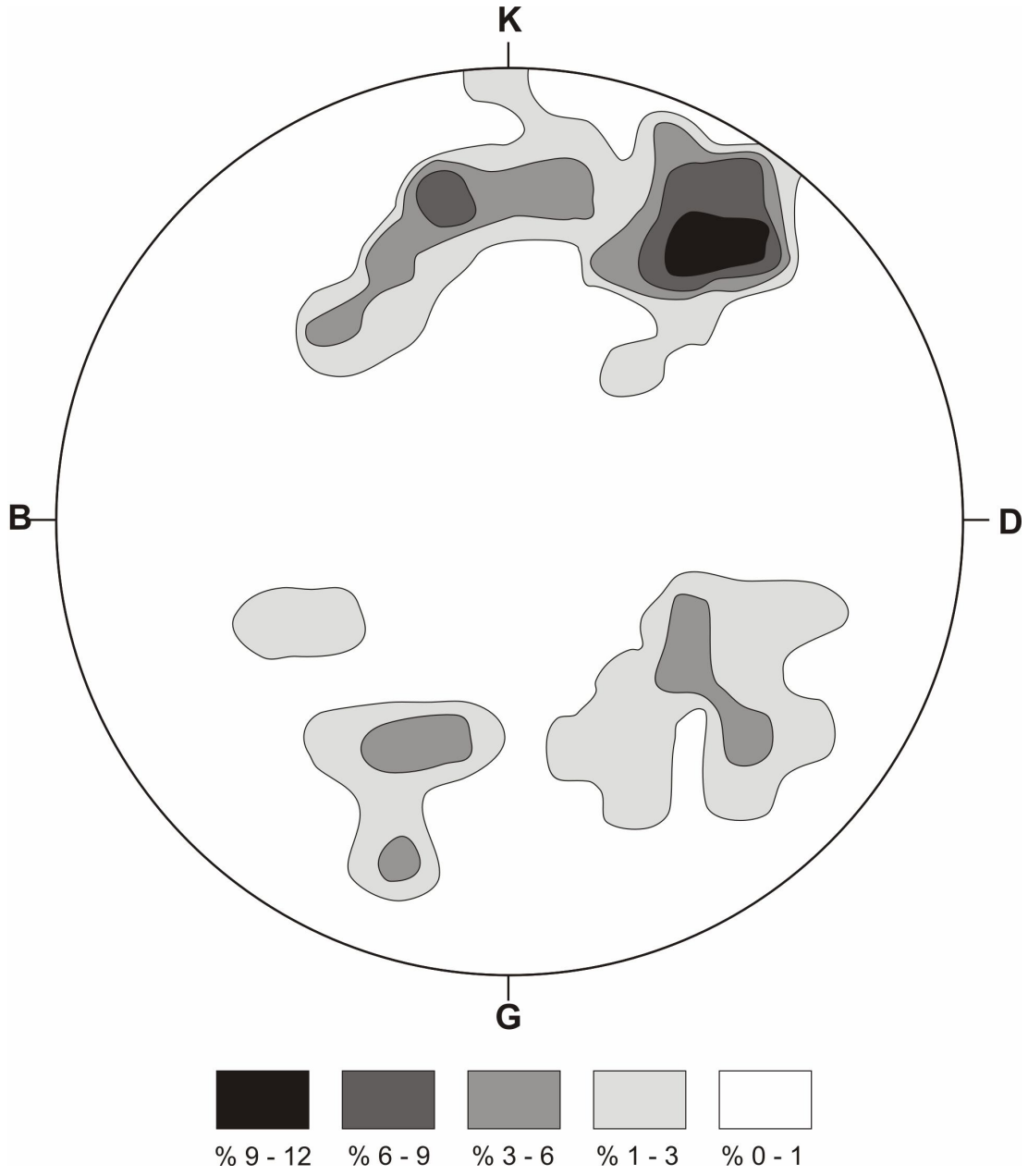
Tüm anlatılan yapısal özelliklerin yanı sıra Termessos antik kentinde antik tiyatro yakınlarındaki Toptepe mevkiinde bölgeyi yoğun bir şekilde etkileyebilecek faylanmanın varlığı tespit edilmiştir (bakınız şekil 4.25.). Toptepe mevkiinde bulunan bu faylanmanın Phaselis antik kentini de yıkan depremin kaynağı olan fayın devamı olabileceği yorumuna gidilmiştir. Bu konuda daha detaylı çalışmaların yapılması uygun olacaktır.



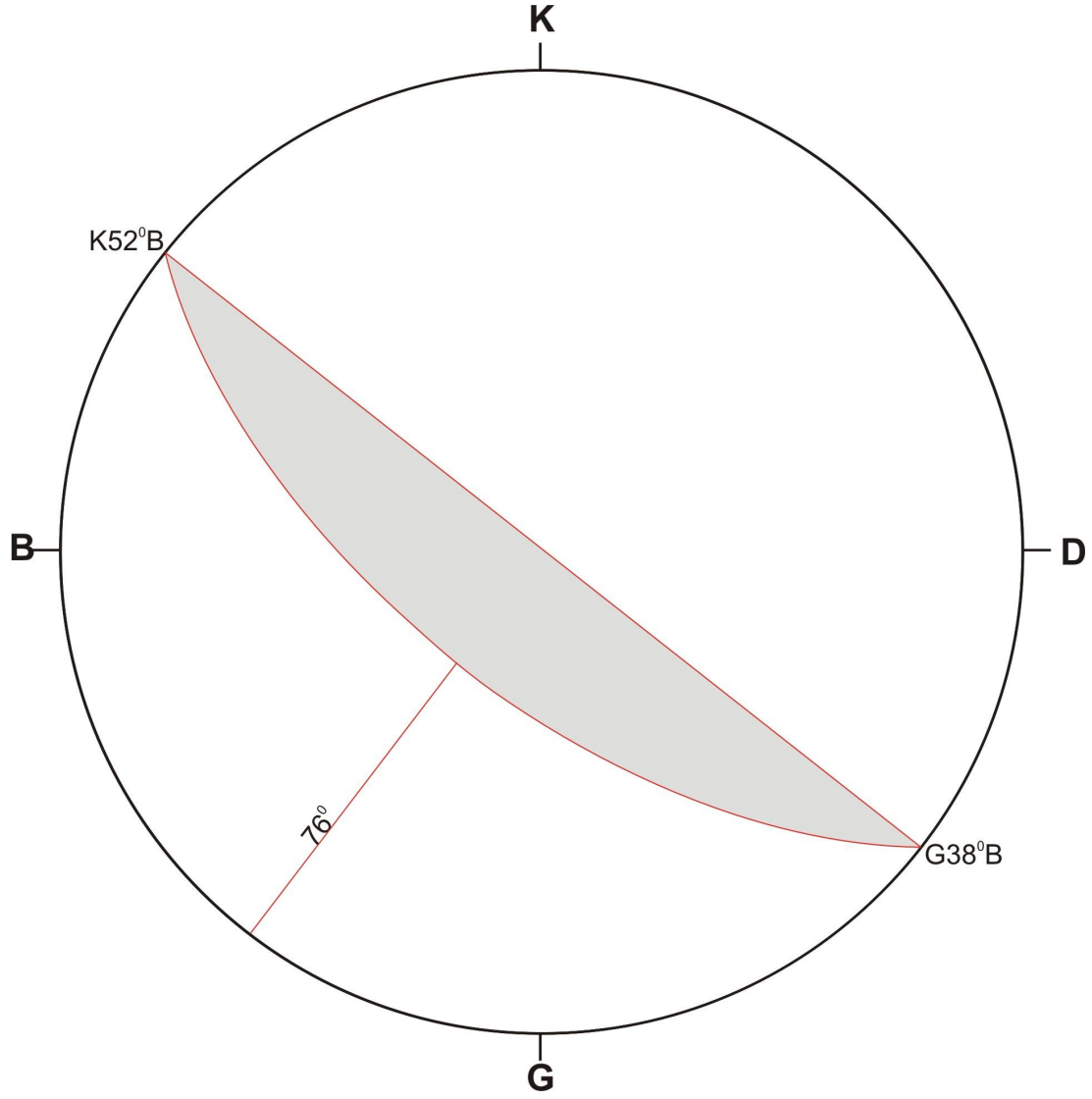
Şekil 4.16. İnceleme alanının uydu görüntüsü (Landsat 7 TM) (Bu çalışma Erhan Şener' in yardımlarıyla yapılmıştır)



Şekil 4.17. İnceleme alanında belirlenen çizgisellikler (Bu çalışma Erhan Şener'in yardımlarıyla yapılmıştır)

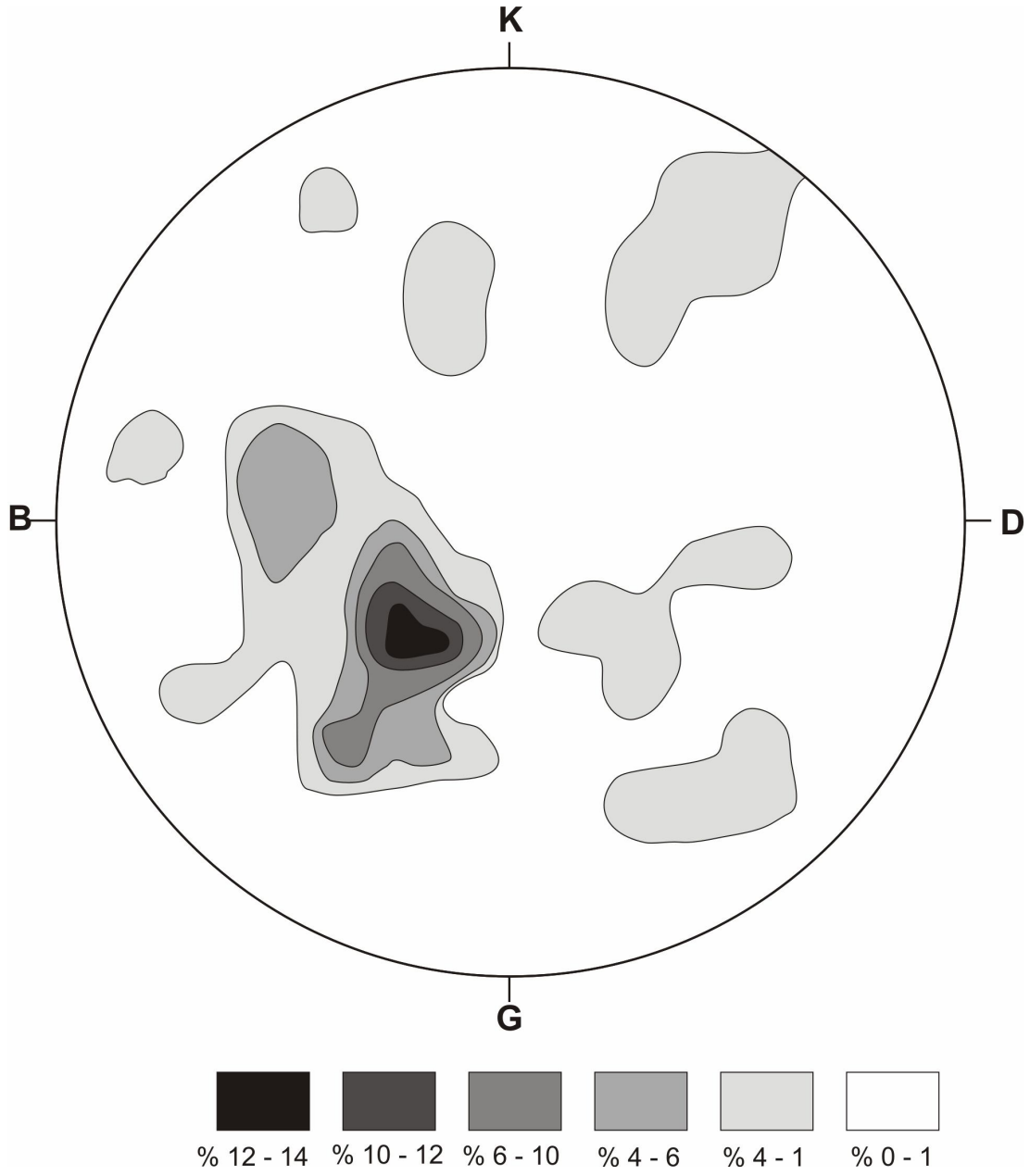


Şekil 4.18. Toptepe' de yapılan çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı

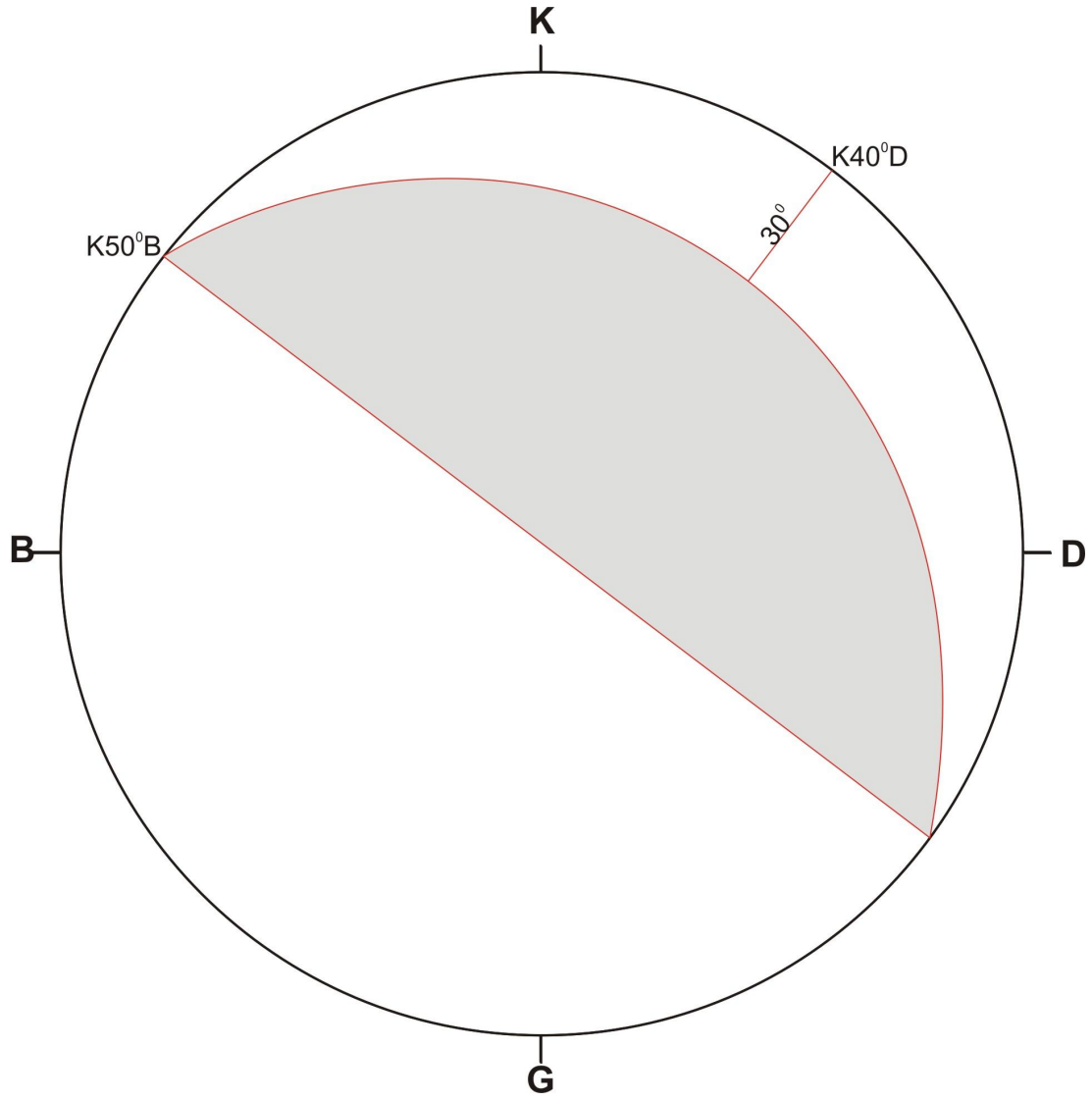


Şekil 4.19. Toptepe’ de yapılan çatlak ölçümleri sonucunda bulunan egemen çatlak yönü

Toptepe’ de yapılan çatlak ölçümlerinin kontur diyagramına aktarılması sonucunda egemen çatlak doğrultusu; K52°B, egemen çatlak eğim yönü, G38°B, eğim miktarı ise 76° bulunmuştur.

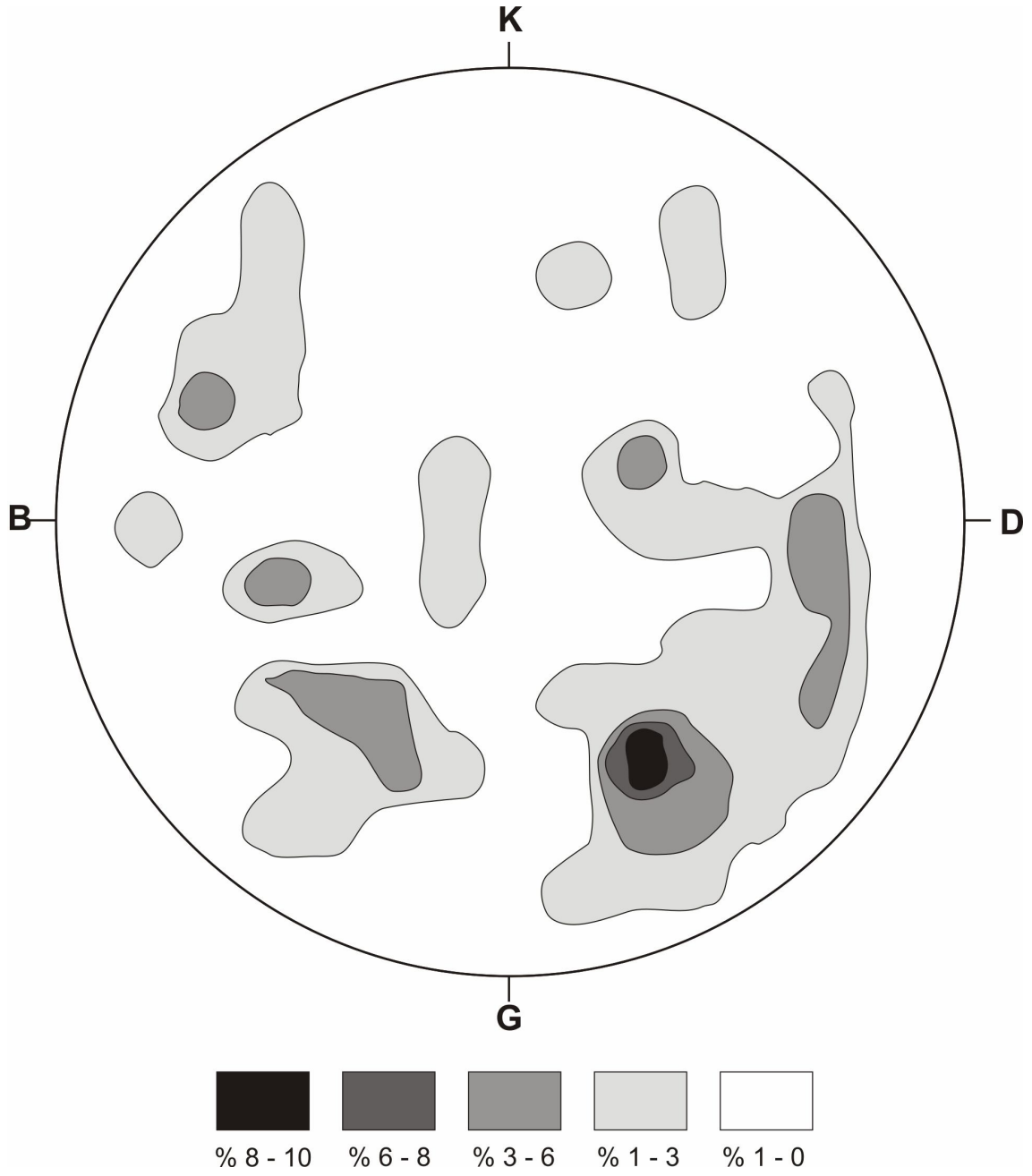


Şekil 4.20. Güllük Dağı civarında yapılan çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı

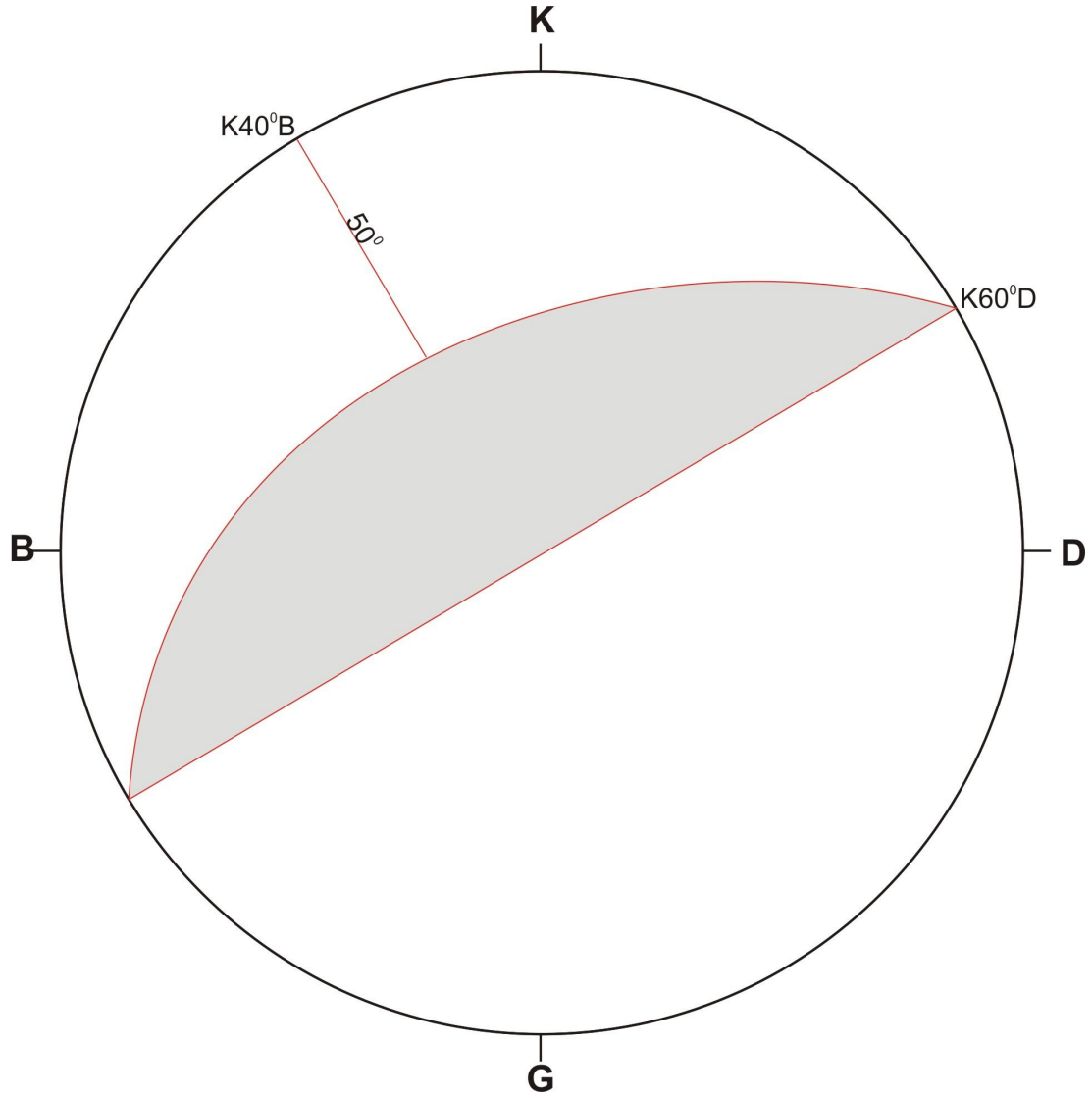


Şekil: 4.21. Güllük Dağı'nda yapılan çatlak ölçümleri sonucunda bulunan egemen çatlak yönü

Güllük Dağı'nda yapılan çatlak ölçümlerinin kontur diyagramına aktarılması sonucunda egemen çatlak doğrultusu; K50°B, egemen çatlak eğim yönü, K40°D, eğim miktarı ise 30^0 bulunmuştur.

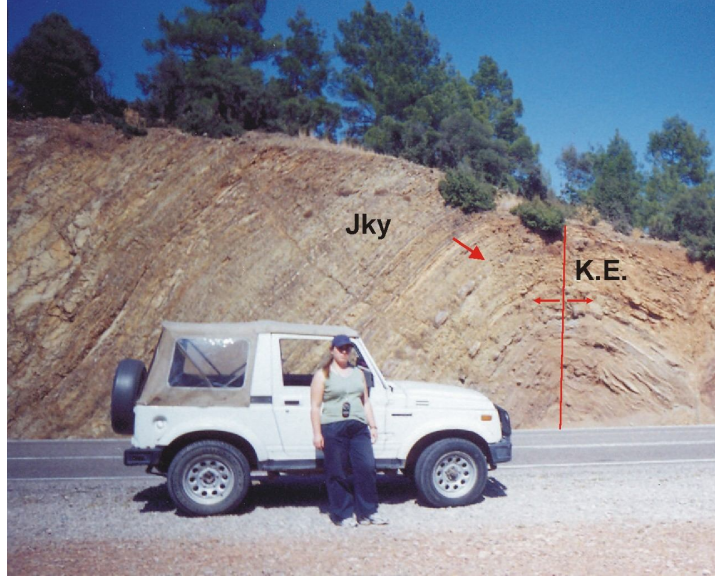


Şekil 4.22. Kocadağtepe’ de yapılan çatlak ölçümlerine ait kontur diyagramı

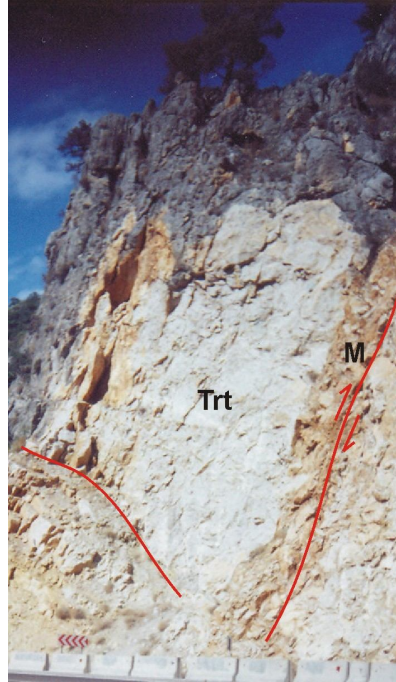


Şekil 4.23. Kocadağtepe’ de yapılan çatlak ölçümleri sonucunda elde edilen egemen çatlak yönü

Kocadağtepe’ de yapılan çatlak ölçümlerinin kontur diyagramına aktarılması sonucunda egemen çatlak doğrultusu; $K60^0D$, egemen çatlak eğim yönü, $K40^0B$, eğim miktarı ise 50^0 bulunmuştur.



Şekil 4.24. Langiyen sürüklenimi ve sonrasında geliştiği düşünülen kıvrımlanmalar (Yeniceboğazıdere formasyonu, Karanlıkgediktepe etekleri) Jky; Yeniceboğazıdere formasyonu, K.E.; kıvrım eksenini (burada kıvrım bir antiklinaldir).



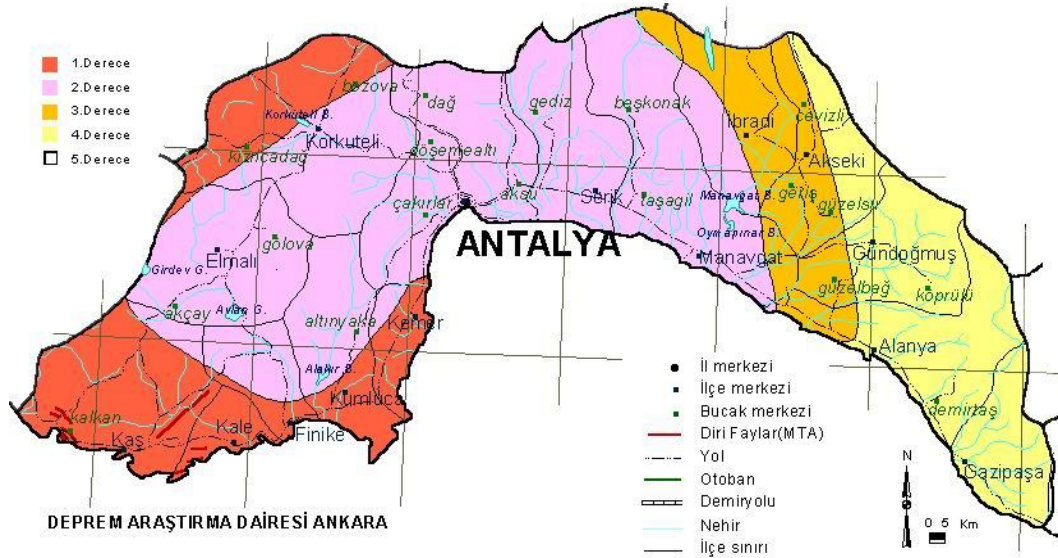
Şekil 4.25. Kayabirimleri içerisindeki küçük faylanmalar Tilkişelidektepe formasyonu, Karanlıkgediktepe etekleri) Trt; Tilkişelidektepe formasyonu, M; milonit zonu



Şekil 4.26. Antik kenti etkileyen Termessos fayından bir görünüm (Toptepe dolayı)

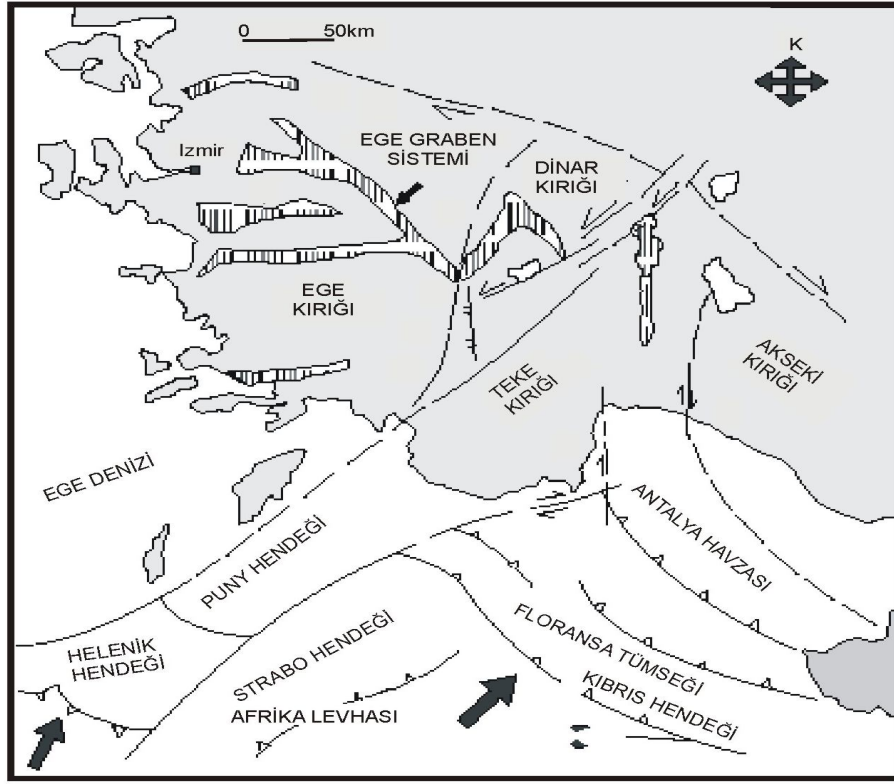
4.3. Depremsellik

Çalışmanın yapıldığı Antalya bölgesi ülkemizin birinci ve ikinci derece riskli deprem bölgeleri arasında bulunmaktadır. Geçmiş tarihsel dönemlerde yıkıcı depremlerin etkisi altında kalan bölgemizde bir çok antik kent önemli derecede deprem hasarlarına uğramıştır. Türkiye deprem bölgeleri haritasına göre Antalya ve yakın civarının depremselliğini gösteren harita aşağıda verilmiştir (şekil 4.27.).



Şekil 4.27. İnceleme alanı ve çevresinin deprem bölgeleri haritası (deprem araştırma dairesinden alınmıştır)

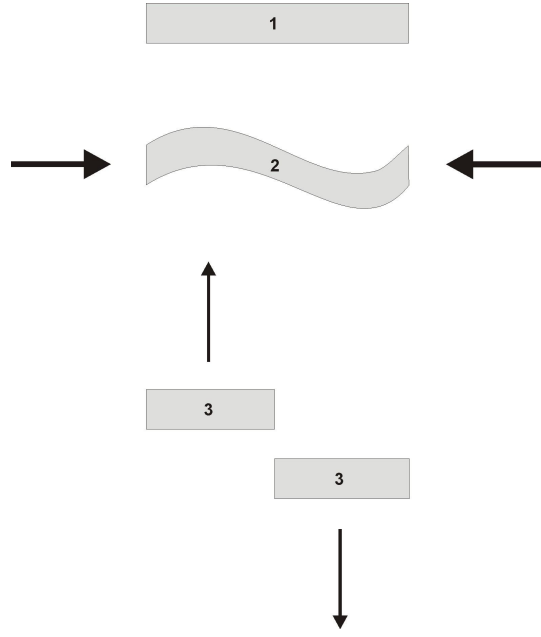
Ülkemiz Alp- Himalaya Deprem Kuşağı üzerinde yer almaktadır. Yaklaşık 12 milyon yıl önce Bitlis- Zagros Kenet Kuşağı boyunca Arap Levhası ile Avrasya levhası çarpışmış bu çarpışmanın sonucunda Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonları meydana gelmiştir. Bu doğrultu atımlı faylar boyunca Anadolu Bloğu batıya hareketine başlamıştır. Ancak Arap levhasının kuzeye hareketi Bitlis Kenet Kuşağı, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu ile telafi edilememiş ve Doğu Anadolu içsel deformasyonlara uğramaya başlamıştır. Diğer tarafta da Afrika levhasının Avrasya levhası altına dalması devam etmiştir. Saros Körfezi’ nin hemen batısında, Kuzey Anadolu Fayı’ nın güneybatı- kuzeydoğu doğrultulu Yunan Makaslama Zonu’ na dönüşmesi Anadolu Bloğu ‘nun batıya ilerlemesine büyük ölçüde engel oluşturduğundan Batı Anadolu bölgesinde doğu- batı yönlü bir sıkışma rejimi gelişmeye başlamış ve bu sıkışma rejimi kuzey- güney yönlü bir gerilme meydana getirmiştir. Böylece Batı Anadolu bölgesi genişlemeli bir tektonik rejimin etkisine girmiş, Türkiye’ nin güneybatısında pek çok graben yapıları gelişmeye başlamıştır.



Şekil 4.28. Batı Anadolu, çevresinin başlıca tektonik özellikleri (Yağmurlu vd 1997)

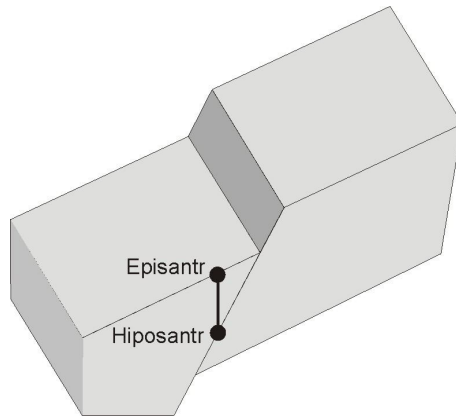
4.3.1. Depremlerin Oluşumu ve Özellikleri

Depremlerin oluş mekanizması ile ilgili ilk teori 1906 yılında San Fransisko depreminden sonra Reid tarafından ileri sürülmüştür. Bu çalışmanın ardından birçok teori ortaya atılmıştır. Günümüzde elastik geri sekme teorisi kabul görmektedir. Teoriye göre kayalarda yıllarca enerji birikimi olmakta ve kayaların en zayıf kısmında kırılmalar veya mevcut faylar boyunca kaymalar gerçekleşmektedir. Fayın her iki tarafı enerji birikiminden önceki haline yani deforme olmamış haline dönmekte ancak bu yer değiştirme sırasında da birikmiş elastik deformasyon enerjisi açığa çıkmaktadır. Yer değiştirme alanı büyüyüp genişledikçe açığa çıkan enerji miktarı da artmaktadır. Maden Tetkik ve Arama Ankara Genel Müdürlüğü'nün hazırladığı eğitim serisinde de (2000) belirtildiği gibi bunu bir çubuk üzerine uygulanan gerilmeye benzetebiliriz (bakınız şekil 4.29.). Fayın ilk kopma noktasına hiposantr veya başka bir deyişle odak noktası adı verilir, odak noktasını yeryüzeyine dik izdüşürülmesi ile de depremin merkez üssü yani episantr elde edilir (bakınız şekil 4.31.).



Şekil 4.29. Deprem oluşumlarını gösterir basitleştirilmiş çizim, Federal Emergency Management Agency (1999)' dan değiştirilerek azırlanmıştır.

Şekil 4.29.' un 1 no' lu kısmında çubuklardaki gerilmesiz ilksel konum, 2 no'lu kısımda deforme olmuş çubuklardaki potansiyel enerji birikimi, 3 no'lu kısmında ise kırılma ve enerji boşalımı görülmektedir. Bu çubuk kayalara benzetildiğinde şöyle bir sonuca varılabilir. Çizimin 2 nolu kısmında kayalardaki enerji birikimi ve ardından 3 nolu kısmında da faylanma ve kırılmalar yani enerji boşalımı görülmektedir .



Şekil 4.30. Hiposantr ve episantrın normal fay blok diyagramı üzerinde gösterilmesi

Faylarda kırılma ilk olarak odak noktalarında olup fay düzlemi boyunca yayılır. Kırılma enerjisinin daha fazla yayılması için gerekli olan yamulmanın yeterli olmadığı bölgeye kadar devam eder (Demirtaş 2000). Kırığın yeryüzüne doğru ilerlemesi elastik gerilme enerjisinin depolandığı kayalar içerisinde gerçekleşmektedir.

Deprem oluş sırasında kayalar elastik kütlesi darbeye maruz kaldığından birtakım dalgalar deprem kaynağından yüzeye doğru yayılırlar. Bu tıpkı suya atılan bir taş parçasının neden olduğu dairesel dalgalara benzetilebilir.

Bu dalgalar P dalgaları (primer dalgalar), S dalgaları (sekonder dalgalar), L dalgaları (Love dalgaları) ve R dalgaları (Rayleigh dalgaları) olmak üzere dört türdür ve farklı özellikler sunarlar.

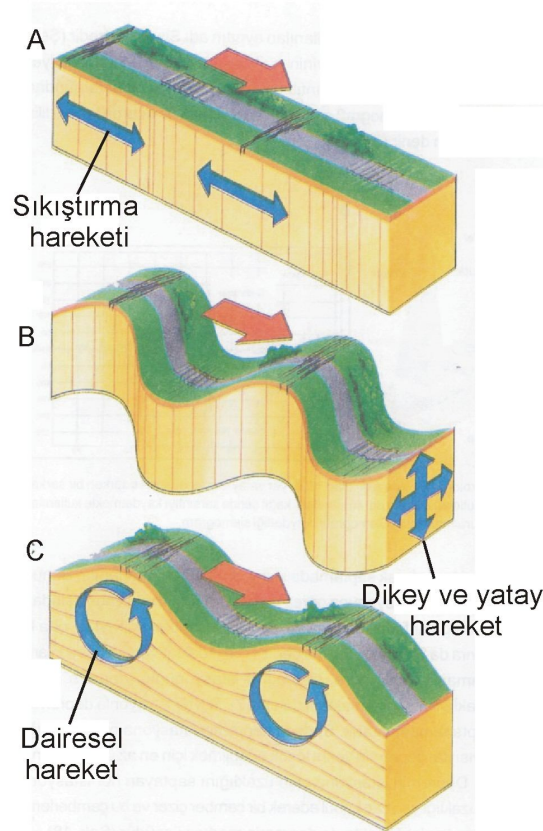
Levhalar bir yayılma kutbu eksenini etrafında hareketlerini sürdürmektedirler. Uzaklaşan levhalar, yaklaşan levhalar ve yanal yönde hareket eden levhalar olmak üzere levha hareketleri 3 şekilde olmaktadır. Uzaklaşan levhalar genellikle okyanuslarda bulunur. Uzaklaşan levha sınırları boyunca yeryüzeyine magma çıkmakta, bu magma soğumakta ve levhalara eklenmekte (deniz tabanı yayılması), eklenen bu malzemeler de levhalara güç uygulayıp birbirlerinden uzaklaşmasına neden olmaktadır (örneğin Kuzey Amerika ve Güney Amerika levhaları birbirlerinden uzaklaşmaktadır). Levha kenarları boyunca oluşan malzemeler yayılma merkezinin kenarları boyunca bir yükselik (sırt) oluştururlar

Okyanus ortası sırtlarındaki kayalar genelde tekdüze bir dizilim gösterirler ki buna ofiyolitik seri adı verilir. İnceleme alanındaki Tekirova Ofiyolit naplarındaki dizilim de bu şekilde oluşmuştur. Yaklaşan levhalarda okyanusal levha- kıtasal levha, okyanusal levha- okyanusal levha ve kıtasal levha- kıtasal levha çarpışmaları olmak üzere farklı sonuçlar oluşturan çarpışmalar gözlenmektedir.

Okyanusal levha- kıtasal levha çarpışmasında yoğunluğu yüksek olan okyanusal levha kıtasal levhanın altına dalar, dalma- batma zonu gelişir ve kıta içi volkanizmalar meydana gelir. Okyanusal levha okyanusal levha çarpışmalarında iki okyanusal levhanın da yoğunluğu yüksek olmakla birlikte yoğunluğu diğerine göre daha yüksek olan okyanusal levha, yoğunluğu daha düşük olan okyanusal levhanın altına dalar. Bu durumda da tıpkı okyanusal levha kıtasal levha çarpışmasında olduğu gibi dalma- batma zonu gelişir ve volkanik

aktiviteler meydana gelir. Kıtasal levha- kıtasal levha çarpışmalarında, kıtasal levhalarının yoğunlukları astenosferden düşük olduğu için astenosfer içine dalamaz, böylece birbirlerinin üzerine yığılıp yükselmeye başlarlar sonuç olarak yüksek dağ silsileleri ve sıradağ oluşumları gözlenir. Yanal yönde hareket eden levhalarda herhangi bir yeni oluşum söz konusu değildir (Demirtaş ve Yılmaz 1996, Demirtaş 2000 ve Karaman 2001' den derlenmiştir).

Eski çağlarda depremler dünya' nın üzerinde durduğu canlının hareketine bağlanmaktaydı. Anadolu mitolojisine göre dünya bir öküzün üzerinde durmakta ve bu hayvan hareket ettikçe depremler olmaktaydı. Günümüzde ise yapılan çalışmalarla elde edilen veriler sonucunda dünya üzerinde oluşan depremlerin levha sınırlarında yoğunlaştığı gözlenmektedir. Demirtaş 2000' e göre küçük- orta büyüklükteki depremler yanal yönde hareket eden levha sınırlarında, çok büyük depremler ise dalma- batma zonlarında meydana gelmektedir.



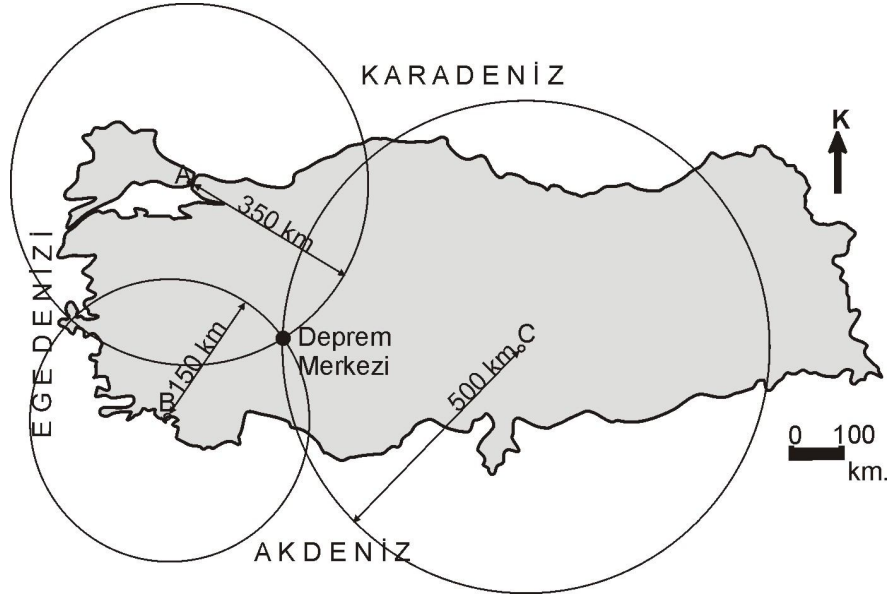
Şekil 4.31. Deprem dalgaları (A; P dalgaları, B; S dalgaları, C;Yüzey dalgaları)
(Watt, 1993)

P dalgaları yayılırken kayaç tanecikleri dalga yayılma doğrultusunda hareket ederler ve ileri geri doğru yer değiştirme sunarlar. P dalgaları, hızları en fazla olan dalgalardır. Bu nedenle depremin merkez üssüne ve kayıt istasyonlarına ilk ulaşan dalgalar P dalgalarıdır. Yayılmaları sırasında sıkıştırma ve çekme hareketi yaptırırlar.

S dalgaları malzemeyi kesmeye çalışırlar böylece taneler dalgaların yayılma yönüne dik olarak hareket ederler. S dalgaları sıvı ve gaz ortamlarda yayılamazlar. Hızları P dalgalarına oranla düşüktür. P dalgalarının hızları S dalgalarına oranla yaklaşık iki kat daha fazladır. Depremler sırasında hissedilen ilk ve hafif şiddetteki sarsıntı P dalgalarının, ardından hissedilen daha şiddetli sarsıntı da S dalgalarının ürünüdür. Bahsedilen dalgalarının hızları içerisinde yayılarak hareket ettikleri kayaçların elastik özelliklerine ve ortam yoğunluğuna bağlıdır.

R ve L dalgaları ise yüzey dalgaları olarak isimlendirilebilir. Kayaç taneciklerini yatay düzlemde yayılma yönüne dik bir açı ile hareket ettirirler. İlk olarak Love tarafından 1912 yılında keşfedilmiştir. L dalgalarının düşey bileşeni yoktur. Ancak en yıkıcı dalgalar, L dalgalarıdır. Yapıların alt kısmında yatay kesme kuvvetleri oluştururlar. R dalgaları ise zeminleri ileri, geri, yukarı, aşağı olmak üzere farklı yönlerde hareket ettirirler. 1855 yılında Rayleigh tarafından keşfedilmiştir. L ve R dalgalarının hızı P dalgalarından düşük, S dalgalarına ise eşit veya S dalgalarına eşit veya daha düşüktür. Deprem esnasında ilk olarak P dalgaları, ardından S dalgaları, ardından da yüzey dalgaları yapılara ulaşır. P dalgaları zemini ve zemin üzerindeki yapıları düşey yönde, S dalgaları yatay yönde sallarlar.

Deprem yerinin yani merkez üssünün belirlenebilmesi için üç sismik istasyon bilgisi yeterlidir. P ve S dalgalarının seyahat- zaman grafikleri çizilir ve üçgenleme yapılır. P ve S dalgalarının geliş zamanları okunur ve iki dalga tipi arasındaki aralıktan odak noktasına olan uzaklık bulunur. Odak uzaklığına eşit her bir istasyondan daireler çizilir ve bu üç daire yaklaşık olarak depremin merkez üssünde kesişir (bakınız şekil 4.32). Günümüzde bu hesaplamalar için istatistiksel metotlar ve bilgisayar programları kullanılmaktadır.



Şekil 4.32. Deprem merkez üssünün 3 istasyon yoluyla belirlenmesi (Karaman 2001' den alınmıştır)

Gözlemlerinde kullanılan deprem büyüklük ölçüsü manyitüddür. Richter ölçeğine göre manyitüd dalganın en büyük genliğinin on tabanına göre logaritmasıdır. Richter manyitüdü hesaplarken dalga tipi tanımlanmamış ve genliği standart olarak 100 kilometre kabul etmiştir.

$$M = \log A - \log A_0$$

A= standart bir sismograf tarafından kaydedilmiş belli bir uzaklıkta belli bir depremin genliği

A_0 = standart bir depremin genliği

Günümüzde manyitüd hesaplamalarında M_s , M_b , ve M_w şeklinde üç farklı manyitüd ile hesaplanmaktadır. Yüzey dalgaları üretmiş sığ depremlerin manyitüdlarını hesaplamak için sismologlar yüzey dalgalarında periyodları 20 saniyeye yakın en büyük manyitüdü kullanmaktadırlar. Hesaplanan değer yüzey dalgası manyitüdü (M_s) olarak ifade edilmektedir. Richter manyitüdü yalnızca yerel depremlere uygulanırken M_s manyitüdü kayıt istasyonundan çok uzak depremlerin büyüklüklerini belirlemekte kullanılmaktadır. Derin depremler yüzey dalgaları oluşturmadıkları için M_s manyitüdü derin depremlerde kullanılmaz. M_b değeri P dalgalarının büyüklüğünden hesaplanır.

Tüm depremler P dalgaları ile başladığı için Mb değeri derin sığ ve uzak depremler için hesaplanabilir. Manyitüd kuvvetin sayısal değerinin ifade ettiğinden dolayı sismik kaynağın tüm mekaniksel gücünü ortaya koymaz. Bu nedenle sismologlar deprem büyüklüğünün fiziksel ölçüsünü belirlemek için kuvvetlerin uygulanması sonucu kütlelerin hareketlerini inceleyen mekanik teorisine yönelmişler ve sismik moment adını verdikleri ölçümleri kullanmışlardır. Moment manyitüdü yani Mw ölçümü depremdeki tüm dalga tiplerini kullanır. Böylece deprem momenti hem sismogramların analizinden hem de arazideki yüzey kırığı boyutlarından kolayca hesaplanabilir (Demirtaş 2000).

Pınar ve Lahn (1952), Gutenberg ve Richter (1954), Richter (1958), Duda (1965), Rothe (1969), Soysal vd (1981) deprem katalogları hazırlamışlardır. 1935 yılında Richter ilk defa yerel manyitüdü (MI) hesaplamış, daha sonra ise cisim (Mb) ve yüzey (Ms) dalgalarını kullanarak 40 kilometreden sığ depremler için ve 40 ve 60 kilometre derinlikli depremler için bağıntıları revize etmiştir.

Sismograflardan elde edilen kayıtlar deprem parametresini değil aletin sarsıntısını yansıtmaktadır. Yerel zemin koşulları ve hatta deprem istasyonunun bulunduğu zemin bile bu kayıtları etkilemektedir. Deprem manyitüdünü doğru bir şekilde bir şekilde saptayabilmek için episantr bölgesine ve çevresine çok sayıda sismik istasyon kurulmalıdır. Bu da ulusal sismik ağların kurulması ile yapılabilir. Sismik moment doğrudan hesaplanamaz. Sismik moment tüm faylar boyunca açığa çıkan bir enerjinin ölçüsüdür.

Sismik moment (M_0) = kırık alanı (S) x ortalama yer değiştirme (d) x kayacın rijiditesi
bağıntısı ile bulunur.

Aynı coğrafik bölgelerde Mw ve Ms değerlerinde sapmalar olabilmektedir. Ayrıca bazı depremlerin büyüklükleri farklı birimlerle farklı değerler şeklinde verilmektedir. Bunun temeldeki nedenlerinden biri de farklı istasyonların farklı büyüklükler kullanarak büyüklük değeri vermeleridir.

Depremlerin meydana getirdiği hasarları belirtmek için depremin şiddeti kavramı kullanılmaktadır. Aletsel veriler değil gözlemsel veriler kullanılmaktadır. Depremlerin etkileri

ile ilgili şiddet cetvelleri hazırlanmıştır. Aletsel dönem öncesi deprem etkileri insanların gözlemleriyle tanımlanmış, 1788 yılında Pignataro ilk şiddet cetvelini hazırlamıştır. Dünyada bilimsel anlamda ilk şiddet cetveli ise 1883 yılında Rossi- Forel tarafından hazırlanmıştır. Ardından 1912 yılında Sieberg 12 dereceli şiddet cetveli geliştirmiştir. Mercalli, Cancani ve Sieberg bu cetvelde değişiklikler yaparak MCS şiddet cetvelini hazırlamış, 1931’ de Wood ve Neuman MCS cetvelini düzenleyerek MM cetvelini hazırlamıştır. 1964 yılında Medvedev, Sponhever ve Karnik MSK şiddet cetvelini hazırlamış ve 1998 yılında Avrupa Sismoloji Komisyonu Avrupa Makrosismik Cetvelini (EMS) hazırlamıştır. Şiddet cetvellerinde şiddet değerleri Romen rakamı ile gösterilmektedir. Ülkemizde MSK şiddet cetveli kullanılmaktadır. Bu cetvel oniki dereceden oluşmaktadır. Cetveli kısaca özetlemek gerekirse;

I.derece; depremlerde titreşimler insanlar tarafından hissedilmez yalnızca sismograflar tarafından kaydedilir.

II. derece; binaların üst katlarındaki az sayıda kişi tarafından hissedilebilir.

III. derece; deprem kapalı mekânlardaki az kişi açık alanlarda ise uygun şartlardaki kişilerce hissedilir. Eşyalar çok hafif sarsılır.

IV. derece; deprem kapalı mekânlardaki çok sayıda kişi, açık alanlardaki az kişi tarafından hissedilir. Araç içindeki kişiler sarsıntıyı hissetmezler. Eşyalar sarsılır, duvarlardan çatlama sesleri gelir.

V. derece; kapalı mekânlarda bulunan herkes, açık alanlardaki çok kişi tarafından hissedilir, sabit olmayan eşyalar yer değiştirebilir, duvara asılmış eşyalar (resim vb) önemli derecede sarsılır.

VI. derece; kapalı ve açık mekânlardaki herkes tarafından hissedilir, birçok kişi korkup dışarı kaçar, insanların bazıları dengelerini kaybedebilir, eşyalar kırılabilir, ağır mobilyalar yer değiştirebilir.

VII. derece; herkes korkup dışarı kaçar, sular çalkalanıp bulanır, kaynak suyu debisi ve yer altı su seviyesi değişebilir, yollarda heyelan ve çatlama olabilir, kaynak suları kuruyabilir ya da kuru kaynaklar yeniden akmaya başlayabilir, taş duvarlarda çatlak ve hasarlar oluşur.

VIII. derece; panik meydana gelir, ağaç dalları kırılıp düşebilir, dik şevli yol kenarlarında ve vadi içlerinde küçük ölçekte yer kaymaları olabilir, zeminde santimetre boyutunda çatlaklar oluşabilir, göl suları bulanır, yeni kaynaklar ortaya çıkar.

IX. derece; genel panik hali oluşur, mobilyalarda önemli hasarlar olur, zeminlerde on santimetrelilik genişlikte çatlaklar oluşur, eğimli yerlerde bu çatlaklar daha da büyür, yer kayması, sularda büyük dalgalanmalar oluşur.

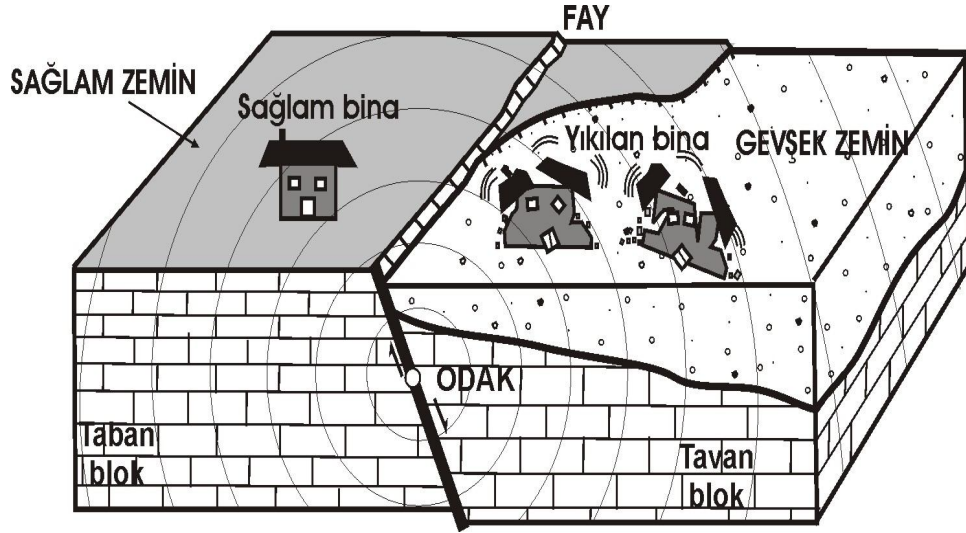
X. derece; tren yolu rayları eğrilir, zeminde bazen bir metre genişliğinde çatlaklar oluşabilir, yer altı su seviyesi değişir, kanal, nehir, göl suları karalar üzerine taşınır, yeni göller oluşabilir.

XI. derece; köprülerde, barajlarda, tren yolu raylarında bile tehlikeli hasarlar olur, yol ve caddeler kullanılamaz duruma gelir, çok sayıda yer kayması meydana gelir, kum ve çamur fişkırımları görülür.

XII. derece; yer tamamen değişir toprak altı ve üstü yapıları tamamen yıkılır, yeni göller ve çağlayanlar oluşur (Taban ve Gencoğlu, 1975).

Depremi şiddetinin bir yerden diğer yere nasıl değişeceğini ve hasar faktörlerini içeren eş şiddet haritaları hazırlanmaktadır. Eş şiddet haritaları hazırlanırken manyitüd, odak derinliği, bölgesel jeoloji, fay tipi, deprem merkezinin yeri, gibi fiziksel parametreler, nüfus yoğunluğu, rapor sayısı, rapor eden kişinin deneyimi ve hükmü gibi insan algılama faktörleri, zemin, topoğrafya, malzeme, işçilik, yapılar ve yapı düzeni, yapıların kalitesi gibi yapısal etkiler ve su davranışı, yamaç duraylılıkları, zemin sıvılaşması, kaya düşmesi, faylanma gibi ortamsal etkiler göz önünde bulundurularak yapılmalıdır.

Depremler hasarlarına zemin şartlarının etkisi büyüktür. Sağlam zeminler deprem şiddetinin arttırmazlar ancak zayıf zeminler deprem deprem şiddetini ve dolayısı ile de deprem hasarlarını arttırıcı şekilde davranmaktadırlar.



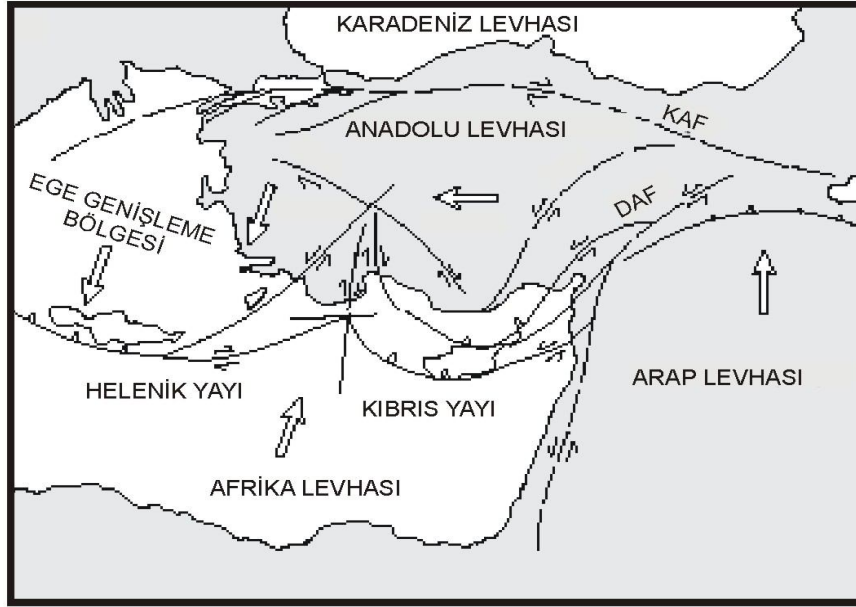
Şekil 4.33. Gevşek ve sağlam zeminde hasar faktörü (Karaman 2001' den alınmıştır)

4.3.2. Ülkemizin Depremselliği ve Depremlere Neden Olan Ana Faktörler

Dünya üzerinde Büyük Okyanus deprem kuşağı ve Akdeniz- Alp- Himalaya deprem kuşağı olmak üzere iki önemli deprem kuşağı mevcuttur. Ülkemizi etkileyen deprem kuşağı Akdeniz- Alp- Himalaya deprem kuşağıdır. Bu kuşak Hindistan ve Arabistan levhalarının çarpışması (kıta- kıta çarpışması) sonucu gelişmiştir. Bu kuşak boyunca çok yüksek sıradağlar bulunmaktadır. Akdeniz- Alp- Himalaya deprem kuşağı; Fas, Cezayir, Portekiz, İspanya' nın güney kıyıları, İtalya, eski Yugoslavya, Romanya, Yunanistan ve Ege Denizi üzerinden Türkiye' ye kadar uzanan Akdeniz deprem bölgesi ve ülkemiz doğusunda Kafkasya, İran, Zagros, Pamir ve Himalaya dağ silsilelerini kapsayan Zagros- Himalaya deprem bölgesi olmak üzere iki alt bölgeye ayrılır. Akdeniz deprem bölgesinde bulunan pek çok eski medeniyet çok sık depremlerden etkilenmiştir. Bu nedenle, bu kuşağın çok eskilere kadar giden bir deprem tarihi vardır (Demirtaş 2000).

Türkiye'nin bulunduğu bölgede büyük levhalar arasında küçük birçok levhanın olması, Türkiye'nin büyük bir bölümünün deprem kuşağı içinde yer almasına neden olur. Avrasya, Afrika ve Arap levhaları olmak üzere ülkemiz üç büyük levhanın etkisi altındadır. Anadolu'nun büyük bir kısmının yer aldığı Anadolu levhası Avrasya levhasının küçük bir bölümüdür. Afrika levhası, Akdeniz' de Helenik- Kıbrıs Yayı denilen bölgede Avrasya (ve onun bir parçası Anadolu) levhasının altına dalar. Arap levhası ise Kızıldeniz' deki açılma

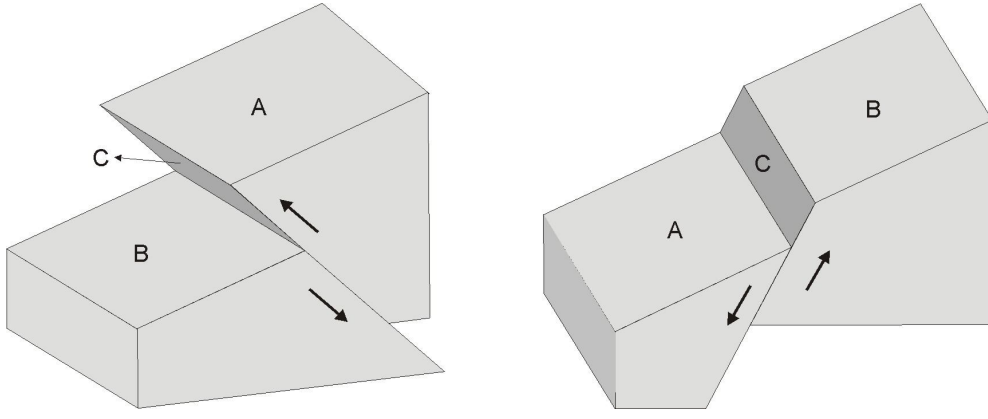
nedeniyle kuzeye doğru hareket eder Anadolu levhasını sıkıştırır. Bu sıkıştırma sonucu Bitlis Bindirme Zonu (Bitlis Kenet Kuşağı) oluşmuştur. Sıkıştırma halen sürdüğü için Anadolu levhası kuzey ve güneydeki fay hatları boyunca batıya doğru hareket eder.



Şekil 4.34. Anadolu Bloğu' nun batıya hareketi (Yağmurlu vd, 1997)

Hareket eden levhalar birbirleri üzerine kuvvet uygularlar ve bu kuvvete karşı yerkabuğundaki kayaçların direnç göstermesi yüzünden (etki tepki prensibi) belli bölgelerde enerji birikimine yol açar. Biriken bu enerji, kayaçların kırılma sınırını aştığı anda kırılma başka bir deyişle de faylanma olur. Yani depremlerden sonra yerkabuğunda oluşan yırtıklara fay denilmektedir. Normal fay, ters fay ve doğrultu atımlı fay olmak üzere 3 tür fay vardır.

Fay düzlemi üzerindeki bloklardan tavan bloğun taban bloğa göre eğim aşağı yönde hareket etmesiyle oluşan faylara normal fay denir. Normal faylara çekme gerilmelerinin etkili olduğu bölgelerde rastlanır. Fay düzlemi üzerindeki tavan bloğun taban bloğa göre eğimin yukarısına doğru hareket etmesine de ters fay adı verilir. Bindirme fayı da bir çeşit ters faydır ancak bindirmeler düşük açılı bir eğim atım bileşenine sahiptirler. Ters faylara sıkışma gerilmelerinin etkili olduğu bölgelerde rastlanır. Aşağıda şekil 4.35' de normal fay ve ters fay' a ait blok diyagramlar verilmiştir.



Şekil 4.35. Normal fay ve ters fayın blok diyagramda görünüşleri (soldaki şekil ters fay sağdaki ise normal faydır)

Faylı bir bölgede gözlenebilecek çeşitli yapılar bulunmaktadır. Üzerinde kayma hareketinin olduğu düzlemsel yüzeye fay düzlemi (fay aynası) adı verilir. Kaymaların sonucunda kayma doğrultusunu bulmakta yararlanılan fay çizikleri, kayma hareketinin yönünü bulmakta yararlanılan fay kertikleri de faylar üzerinde gözlenebilen çeşitli yapılardandır. Fay düzlemi boyunca kayma hareketinden dolayı kırılmış ve parçalanmış bir zon bulunur bu zon, fay breşi yada milonit zonu olarak isimlendirilmektedir.

Tarihsel dönemlerde deprem oluşturan tüm faylar diri faylar olarak isimlendirilmektedirler. Fayların dirilikleri yazılı kataloglardan ve tarihi yapılarda gözlemlenen işaretlerden de anlaşılabilmektedir. Fayların diriliğini gösteren en önemli unsurlar son yüzyılda oluşan depremlerin episantrları ile fay sistemlerinin karşılaştırıldığı sismisite ve jeolojik anlamda fayların arazide tanınma kriterleridir. Ancak fayda son yıllarda deprem olmayışı fayın diri olmadığı anlamına gelmemektedir. Depremlerin tekrarlanma süresi gözlem süresinden uzun olabilmektedir. Böyle durumlarda bölgede sismik boşluğun varlığından da söz edilebilir. Genel olarak manyitüdü 6 ve üzerindeki depremler yüzey kırığı oluşturabilmektedir (Karaman, 2001). Yüzey kırığı ve deprem manyitüdü arasında ilişki olmakla birlikte yüzey kırığının oluşması değişkendir. Aşağıda çizelge 4.1.' de yüzey kırığının uzunluğu ile manyitüd ilişkilendirilmiştir.

Manyitüd	Kırık Uzunluğu (kilometre)
6	70
6.5	110
7	160
7.5	240
8	360
8.5	560

Çizelge 4.1. Yüzey kırık uzunluğu- manyitüd ilişkisi (Demirtaş, 2000)

Diri fay hatlarını içeren aletsel dönemi ve tarihsel dönemi kapsayan sismotektonik haritalar deprem risk tahminlerinde kullanışlıdır ve Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırmaları kurumu (USGS) tarafından fay hatlarını içermeyen bu tip haritalar hazırlanmıştır. Deprem büyüklükleri ve tehlikesi tahminlerinde çeşitli tip sismik tehlike tahminleri, yaklaşımlar, parametreler bulunmaktadır. Deprem büyüklüğünü tahmin için Krinitzsky ve Slemmos (1990) tarafından bir akış tablosu hazırlanmıştır.



Şekil 4.36. Deprem büyüklüğünü tahmin için geliştirilmiş akış şeması
(Krinitzsky ve Slemmos, 1990)

Oldukça uzun faylar boyunca uzun süredir depremlerin olmadığı kısımlar gelecekte deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bölgelerdir ve bu bölgeler birinci tip sismik boşluk olarak tanımlanmaktadır (Mogi 1979). Ülkemizde de çeşitli sismik boşluklar bulunmaktadır(bakınız şekil 4.34).

İnceleme alanı depremsellik ve sismik boşluklar açısından alan ise Helenik Kıbrıs Yayı içerisinde değerlendirilmelidir.

Ülkemiz Alp- Himalaya Deprem Kuşağı' nda bulunmaktadır. Demirtaş (2000)' e göre ülkemizde nüfusun % 98' i, ülkemiz topraklarının % 96' sı, sanayi tesislerinin % 98' i, ve barajların da % 92' si deprem kuşakları içerisinde yer almaktadır. Ülkemizde sıkça depremler olmasına karşın depremlerin Kuzey Anadolu fayı, Doğu Anadolu fayı, Ege Graben Sistemi ve Helenik Kıbrıs yayı olmak üzere dört bölgede toplandığı gözlenmektedir.

4.3.2.1. Kuzey Anadolu fayı

Fay, doğuda Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar, orta kesimi civarında dışa bükey bir yay yaparak Mudurnu Vadisi segmentinin batı ucuna

kadar devam eder. Mudurnu Vadisi segmentinin batısında iki ana kola ayrılarak, kuzeydeki kol Sapanca, oradan Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek Marmara Denizi içerisinde Saros Körfezine doğru uzanır. Güneyde yer alan kol ise Geyve-Mekece-İznik boyunca uzanarak oradan da Bandırma ve daha sonra Biga yarımadasını izleyerek Ege denizine doğru devam eder. Başka bir deyişle Kuzey Anadolu Fayı doğuda Van Gölünden başlayarak batıya doğru Karadeniz kıyılarına yaklaşık paralel olmak üzere başlıca Varto, Karlıova, Erzincan, Refahiye, Niksar, Erbaa, Ladik, Tosya, Kurşunlu, Çerkes, Gerede, Bolu ve Adapazarı yakınlarından geçer, daha sonra Kocaeli civarında Marmara denizine girer ve deniz içerisinde geçerek Saros Körfezi 'nde tekrar karaya çıkar ve en batıda Ege Denizi içlerine kadar uzanır.

Fay orta kısımda dış bükey bir kavis yaparak fayın kilitlemesine neden olacak şekilde Anadolu bloğunun güneybatıya doğru dönmesine (rotasyona) neden olmaktadır.

Bu fayın ülkemiz ve dünya jeoloji literatüründe önemi büyüktür. Bunun nedeni; Kuzey Anadolu Fayı' nın dünyanın ve ülkemizin sismik açıdan en aktif kuşaklarından biri olması ve değişik periyodlarla, değişik bölgelerde yıkıcı ve can kayıplarına yol açan büyük ölçeklerde depremler oluşturmıştır.

4.3.2.2. Doğu Anadolu fayı

Fay kuzeydoğuda Kuzey Anadolu fayı ile kesişme noktası olan Karlıova birleşim noktasından başlar ve güneybatıya doğru Bingöl, Palu, Hazar Gölü, Pütürge, Çelikhan, Gölbaşı, Kahramanmaraş civarı, Türkoğlu, Islahiye, Kırkhan ve Antakya doğusundan geçerek ülkemiz sınırlarından çıkar. En kuzeydoğu ucunda Kuzey Anadolu fayı ile kesişmesi nedeni ile ana faya paralel pek çok tali fay gelişmiştir. Fayın bütün parçalarında sol yanal kayma hareketi hakim olmuş, fakat daha küçük ölçeklerde de düşey hareketler kendini göstermiştir. Fayda uzun yıllardır birçok segmentte sismik suskunluk dönemi görülmektedir. Bu nedenle Doğu Anadolu fayı sismik yönden yüksek potansiyeli ile ülkemiz için önemlilik arz etmektedir (Karaman 2001).

4.3.2.3. Ege Graben Sistemi

Ege bölgesi genellikle Yunan anakarasının güneyi, Ege Denizi ve Batı Anadolu 'yu içeren bir bölgeyi belirtir. Bu bölge güneyde Ege dalma- batma zonunun topoğrafik belirtisi olan derin denizel hendeğe (trench) kadar uzanır. Bu alan, Ege 'nin Doğu Akdeniz sistemine

kavuştuğu alandır. Tüm bu bölge, dalma- batma zonundan kuzeye doğru, Bulgaristan' ın da bir kesimini kapsayacak şekilde, kuzey-güney uzanımlı bir zon boyunca, günümüzde gerilme tektoniği etkisinde biçim değişimine uğramaktadır.

Ege Graben sistemi, genel olarak doğu- batı doğrultulu normal faylar ile sınırlandırılmış birçok bloklardan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında, doğu- batı uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bölgenin Türkiye'nin deprem aktivitesine ve aktif tektoniğine belirleyici bir katkısı vardır. Aletsel dönemin başlangıcından günümüze kadar geçen süreci kapsayan yeni Türkiye depremsellik haritası, bölgenin Türkiye aktivitesinde farklı bir manzara çizdiğini ortaya koymaktadır. Bu farklılık bölgenin karakterinden ve depremlerin sismojenik kökeninden kaynaklanır.

4.3.2.4. Helenik- Kıbrıs Yayı

Helenik-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanmakta ve Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri göstermektedir. Diğer taraftan, Helenik-Kıbrıs yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapmakta ve yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezinden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayı tarafından temsil edilmektedir. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyinde doğru dışa doğru bir yay yapar. Helenik-Kıbrıs Yayı' nın doğuda kalan kısmında batısına göre oldukça fazla deprem olmuştur. Dolayısıyla sismik boşluk olarak yorumlanabilecek kısım depremlerin olmadığı taraf yani yayın Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan kesimidir. Helenik- Kıbrıs Yayı' nda Zafer Sismik Boşluğu, Antalya Sismik Boşluğu, Aksu Sismik Boşluğu, Gökova Sismik Boşluğu olmak üzere 4 yer sismik boşluk olarak değerlendirilmekte olup Gökova Sismik Boşluğu dışındaki sismik boşluklar Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan kesimde bulunmaktadır (Demirtaş ve Yılmaz 1996, Demirtaş 2000).

4.3.3. Depremsellik Çalışmalarında Yararlanılan Bazı Yöntemler

Depremsellik çalışmalarında yararlanılabilecek birçok yöntem vardır ancak bunlardan sıklıkla kullanılanlardan bazıları aşağıda sıralanmıştır (Karaman, 2001).

1. Saha jeolojisi çalışmaları
2. Geçmiş tarihsel depremle ilgili bilgiler
3. Paleosismoloji
4. Arkeosismoloji
5. Jeofizik yöntemler
6. Uzaktan algılama ve uydu görüntüleri

4.3.3.1. Saha jeolojisi çalışmaları

Faylarla ilgili arazide yapılacak çalışmalardır. Genel anlamda yapısal jeoloji- tektonik çalışmalarını içerirler. Fayların arazide belirlenmesi, haritalanması yoluyla saha çalışmaları yapılır. Ancak birçok durumlarda şehir yerleşimleri, ormanlık araziler, genç çökeller nedeni ile faylar arazide net olarak gözlenemeyebilir ve üzerleri örtülü olabilir. Bu nedenle saha çalışmaları dikkatli bir şekilde yapılmalıdır.

4.3.3.2. Geçmiş tarihsel depremle ilgili bilgiler

Depremsellik çalışmalarında tarihsel ve aletsel dönem kayıtları bir arada kullanılır ve yorumlanır. Tarihsel deprem kayıtlarına bakılarak çalışılan alandaki diri fayların deprem üretme potansiyelleri, üretebilecekleri depremlerin büyüklükleri ve şiddetleri ile deprem üretme periyodları ortaya konabilir. Diri fayların bahsedilen özellikleri göz önünde bulundurularak yorumlamalara gidilir.

4.3.3.3. Paleosismoloji

Faylarda son hareket eden kırık hatları güncel alüvyonları ve güncel çökelleri keserler. Genç çökellerde hendekler açılarak korunmuş özellikler belirlenmeye çalışılır. Bir bölgede oluşan depremler çoğu kez aynı fay hattının farklı kesimlerinin harekete geçmesi sonucunda oluşmaktadır. Bu nedenle deprem üreten fay hattı üzerinde fayı enine kesen çukurlar açılarak toprak üzerinde geçmiş dönemlerdeki fay hareketlerinin izleri incelenebilir. Açılan çukurlarda fayların özellikleri belirlenebilir (Karaman 2001).

4.3.3.4. Arkeosismoloji

Depremlerin yerinin ve zamanının kesin olarak önceden kestirilmesi günümüz koşullarında mümkün değildir. Ancak geçmişte olan depremler ile bu depremleri üreten faylar, fayların davranış özellikleri, diri fay olup olmadıkları ve antik kentler üzerinde deprem etkileri belirlendiği takdirde bölgenin depremsellik riski, günümüz kentlerinin bu depremlerden etkilenme durumu ile ilgili yaklaşımlar sunulabilir. Arkeosismoloji çalışmaları antik kentler üzerinde sismik etkilerin belirlenmesi temeline dayanır. Geçmişte antik kentleri etkileyen faylar günümüzde de işliyor ise yani diri fay ise antik kent civarındaki günümüz yerleşim yerleri de mutlaka bu fayların hareketinden etkilenecektir. Böylece günümüz depremsellik özelliklerinin belirlenmesinde önemli bir faktördür.

4.3.3.5 Jeofizik yöntemler

Depremsellik çalışmalarında pek çok jeofizik yöntem kullanılır. Aletsel ve tarihsel dönem deprem kayıtları bir arada kullanılarak bir alt sınır belirlenir. Bu alt sınırın altındaki depremler mühendislik yapılarında hasar oluşturmayacakları ve için sismik risk analizlerine katılmazlar. Ardından depremlerin episantr haritaları üzerinde çeşitli bağıntılar kullanılarak depremsellik risk faktörü belirlenir.

4.3.3.6. Uzaktan algılama ve uydu görüntüleri

Uzaktan algılama geniş alanların bir bütün olarak detaylı incelenmesine olanak sağlamaktadır. Geçmişte kullanılan hava fotoğrafları günümüzde uydu görüntülerinin devreye girmesi ile pek kullanılmayan bir teknik haline gelmiştir. Ancak uzaktan algılama verileri arazi gözlemleri ile birleştirilerek kullanılmalıdır. Yalnızca uzaktan algılama verileri ile çalışıldığında hata oranı yüksek olacaktır. Uzaktan algılama verileri çalışmanın hızını arttırmakta ve değişik parametrelerden yararlanarak yorum yapma kolaylığı sağlamaktadır. Uzaktan algılama verilerinden depremsellik çalışmalarında kıvrımların, çizgiselliklerin ve fay hatlarının belirlenmesi depremlerin ardından ise afet yönetimlerinde etkin çözümler sunmak ve doğal afetler sonucu zarar görmüş yapıların belirlenmesi konularında yararlanılmaktadır.

4.3.4. Aktif Faylar ve Sahada Tanınması

Günümüzde halen aktif olan ve deprem üreten faylara aktif fay denir. Bu faylar boyunca meydana gelen belli başlı yapılar ve bunların tanıtan özellikleri aşağıda verilmiştir. Topoğrafyada gözlenen ani değişim. Bu tür durumlarda çöküntü ovalarını dolduran, alüvyonal dolgu fay yüzeyine yaslanır ve alüvyon kalınlığı faya doğru artar. Yamaç molozlarının fay tarafından kesilmesi ve ötelenmesi. Fay tarafından etkilenen ve kontrol edilen yamaç molozları “kolüviyal oluşuk” olarak isimlendirilir. Zemin sıvılaşmasına bağlı olarak gelişen çamur ve kum daykları. Bu tür oluşuklar daha önce meydana gelen depremlerle yaşıt olarak gelişmişlerdir. Tekrarlanan kolüviyal oluşukların varlığı. Bu tür oluşuklar, her depremden sonra, yükselen blokta meydana gelen aşınmalara bağlı olarak gelişir. Aynı fay üzerinde meydana gelen her bir deprem sonucunda oluşan kolüviyal oluşuklar, fayın paleosismolojik tarihçesinin belirlenmesi için, çok önemli veriler içerir. Her bir kolüviyal oluşuğun içinde bulunabilecek organik maddenin yaşı, C14 yöntemiyle saptanarak, bu fay üzerinde daha önce meydana gelen depremlerin yaşları ve deprem periyodları ortaya çıkarılabilir. Önceki depremlere ait episentr merkezlerinin çizgisel dizilimleri, aktif fayları belgeleyen en önemli belirteçlerden biridir. Örneğin, GB-Anadolu’da son yüzyıl içinde meydana gelen deprem verileri harita üzerine taşındığında, yöredeki episentr merkezlerinin Burdur fayı boyunca dizilmiş olduğu açık olarak gözlenir. Bu dizilim, Burdur fayının son yüzyıl boyunca aktif olduğunu ve birçok deprem ürettiğini göstermesi bakımından önemlidir (Yağmurlu, Saha Jeolojisi Ders Notları). Aktif fayların sahada çalışılarak belirlenmesi aşağıda maddeler halinde yazılmıştır.

- ✓ Faylar boyunca ortaya çıkan maden suyu, H₂S ve radon gazı çıkışları bu fayların aktif olduğunu gösteren önemli belirteçlerden biridir.
- ✓ Aktif faylar üzerinde bulunan maden suyu kaynaklarının fiziksel ve kimyasal özelliklerinin yanısıra, debilerinin takip edilmesi, depremlerin önceden belirlenmesi konusunda çok önemli veriler kazandırabilir.
- ✓ Maden sularının sıcaklığı, pH, Eh derecesi, iyon içeriği ve elektriksel iletkenliğinin (kondüktivite) ölçülmesi ve bulanıklılığının (türbitite) kontrol edilmesi önemlidir.

- ✓ Alüvyon düzlük içinde yeralan basamaklı yapıların varlığı, alüvyon içinde yeralan aktif fayları yansıtması bakımından önemlidir. Bu tür basamaklı yapılar, daha çok grabenleri kenar bölümlerinde açık olarak gözlenebilir.
- ✓ Genç tortullarda ve oluşuklarda gelişen aşırı eğimlenme ve biçim değiştirme yapıları, yakın zamanda gelişmiş depremlerle ilgili deformasyon yapıları olarak değerlendirilebilir
- ✓ Fayın uzanımı ve diğer fay sistemleriyle olan ilişkisinin belirlenebilmesi için hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri üzerinde ayrıntılı inceleme yapılır.
- ✓ Aktif fay zonunun ve yakın çevresinin 1/ 25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılır.
- ✓ Fay üzerinde aletsel dönemde meydana gelmiş olan depremlerle ilgili bilgiler derlenir.
- ✓ Fayın çevresinde yeralan antik yerleşim yerlerinde, eski dönemlerde meydana gelen depremlerin yarattığı yıkımlarla ilgili veriler toplanır ve değerlendirilir.
- ✓ Fayın paleosismik özelliklerinin belirlenebilmesi için, hendek (trench) çalışması yapılır. Bunun için fayın alüvyon içindeki uzanımı üzerinde, ve faya dik olarak, 1m genişliğinde ve 15-20 m uzunluğunda hendek açılır. Hendek sayısı, gereksinmelere bağlı olarak, fayın değişik noktaları üzerinde birden fazla olabilir.
- ✓ Açılan hendek içinde, hendeğin her iki duvarı üzerinde ayrıntılı gözlemler yapılır. Bu gözlemler çerçevesinde saptanan faylar ve elde edilen bilgiler, fotoğraf çekilerek saha defterine not edilir. Bunun yanı sıra, yaş tayinine (C-14) elverişli olabilecek organik kalıntılara ait örnekler alınır.
- ✓ Hendeğin ölçekli krokisi çizilerek, elde edilen bulgular kroki üzerinde ayrıntılı olarak gösterilir. Çizilecek krokinin sağlıklı ve ayrıntılı olabilmesi için, hendek duvarları renkli ip ve çiviler kullanılarak karelej yapılır.

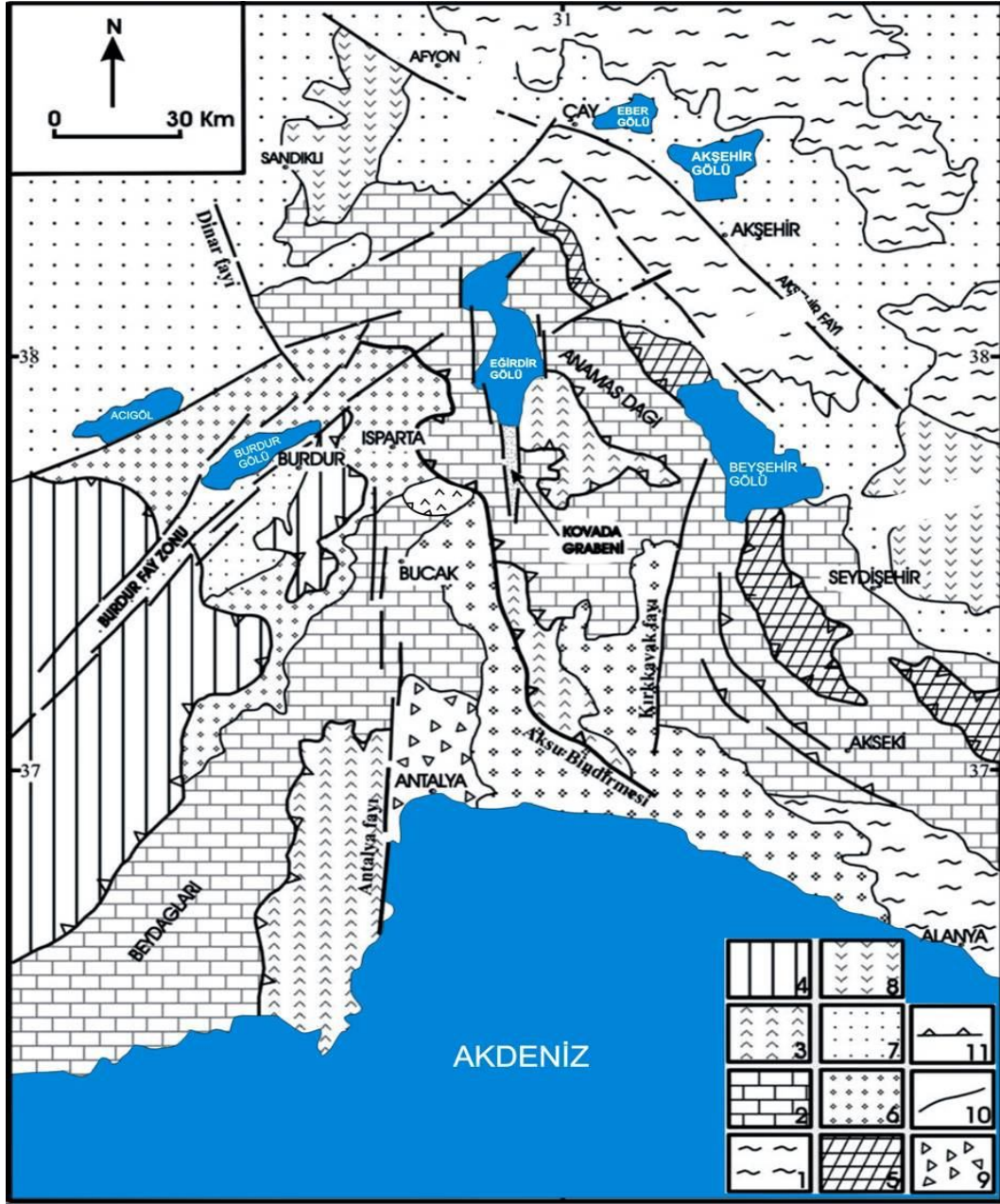
✓ Hendek çalışmalarında en önemli konu, incelenen fay üzerinde farklı dönemlerde oluşmuş olan depremlere ait kolüviyal oluşukları ayırt etmektir. Herbir kolüviyal oluşuktan alınacak örneklerle ait mutlak yaşların saptanmasıyla (C-14 yöntemi kullanılarak), fayın paleosismolojik tarihçesi ve fay üzerinde meydana gelen depremlerin periyodları ortaya çıkarılmış olur(Yağmurlu, Saha Jeolojisi Ders Notları).

4.3.5. İnceleme alanı ve çevresini etkileyen diri faylar ve depremsellikleri

İnceleme alanı ve çevresi Fethiye- Burdur fay zone, Helenik- Kıbrıs Yayı' nın Plini ve Strabo hendekleri ve Helenik Kıbrıs Yayı' nın Antalya Körfezi' ne uzanan bölümü, Termessos antik kenti civarında belirlenmiş olan ve Faselis' e kadar uzandığı düşünülen faydan ve Aksu Fayı boyunca olan depremlerden etkilenmektedir.

Antalya Körfezi' nde yoğun mikrodprem etkinliği gözlenmekte olup Aksu fayı boyunca uzun yıllardan beri hasar yapıcı ve yıkıcı bir deprem gözlenmemiştir. Hasar yapıcı ve yıkıcı depremler Helenik Kıbrıs Yayı' nın Plini ve Strabo hendekleri boyunca meydana gelmektedir. Termessos antik kenti civarında gözlenmiş olan ve Faselis' e kadar uzandığı düşünülen fay antik kentte yapılan arkeosismoloji çalışmasında belirlendiği üzere bölgeyi etkilemektedir.

Demirtaş ve Yılmaz (1996) ve Demirtaş (2000)' a göre Helenik-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanmakta ve Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri göstermektedir. Diğer taraftan, Helenik-Kıbrıs yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskendurun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapmakta ve yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezinden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayı tarafından temsil edilmektedir. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyinde doğru dışa doğru bir yay yapar.



Şekil 4.37. İnceleme alanı ve yakın çevresini etkileyen diri faylar. (Şenel, 1984 ve Poisson vd. 1984' den değiştirilerek alınmıştır.) 1-Paleozoyik metamorfik kayaçlar 2-Platform tipi Mesozoyik Karbonat Serisi 3-Antalya napları 4-Likya napları 5-Beyşehir-Hoyran napları 6-Denizel Tersiyer çökeller 7-Karasal Neojen çökeller 8-Neojen volkanikn kayaçlar 9-Antalya travertenleri (tufa) 10-Normal faylar 11-Bindirmeler

İnceleme alanını etkileyecek bir diğer fayda Burdur fayıdır. Karaman, (1994)' a göre Burdur fayı eğim atımlı normal bir fay olup yüksek topografi ile batısındaki Burdur ovasını tektonik olarak birbirinden ayırır. Bu fayın eğim yönü batıya doğru olup eğim miktarı 45^0 civarındadır. Ayrıca bu fayın doğrultu bileşenide mevcuttur. Fay KB-GD yönlü çekme gerilmeleri sonucunda oluşmuştur. Burdur civarında oluşan depremler Burdur fayından kaynaklanmakta olup bu fayda oluşacak herhangi bir deprem inceleme alanınıda yoğun bir şekilde etkileyecektir (Karaman, 1994).

Geçmişte olan depremler günümüz depremselliğine de ışık tutacağından bölgenin depremselliği kapsamında tarihsel depremlere kısaca gözatmak gerekmektedir. Demirtaş 2004' e göre inceleme alanı çevresine etkileyen önemli tarihsel dönem ve aletsel dönem depremleri aşağıda anlatılmıştır.

1741 Rodos depremi; dış merkezi Rodos açıklarında olan büyük bir depremdir. Rodos adasındaki kasaba ve birçok köy yoğun hasarlar görmüş veya yıkılmıştır.

1743 Antalya depremi; 8- 20 mart tarihlerinde olan depremlerde limanda kurumalar meydana gelmiş, çok sayıda ev çökmüştür.

1914 Burdur depremi; dış merkezi Burdur gölü içerisinde ve $M_s= 7$ büyüklüğünde meydana gelmiştir. Depremde 4000 den fazla kişi olmuş depremin ardından çıkan büyük yangın da büyük hasarlara neden olmuştur.

1926 Finike depremi; Kastellorizo yakınında episantrı kıyıdan uzakta olmasına karşın, Finike- Fethiye arasında oldukça yoğun hasarlara neden olmuştur.

1926 Rodos depremi; depremde 3000 ev hasar görmüş, deprem İtalya' da, Suriye'de, İsrail' de, Mısır' da ve Libya' da da hissedilmiştir.

1941 Kıbrıs depremi; Kıbrıs- Suriya kıyısı arasında denizde meydana gelen $M_s=5,9$ büyüklüğünde bir depremdir.

1948 Karpathos depremi; dış merkezi Girit- Rodos adaları arasında yer alan $M_s= 7.2$ büyüklüğünde yıkıcı bir depremdir.

1953 Pafos depremi; $M_s = 6,1$ olup hasar yapıcı bir depremdir. Depremde tetiklenen heyelan sonucu da birçok kişi ölmüştür.

1957 Fethiye depremi; 24 Nisan ve 25 Nisan günleri arka arkaya iki deprem olmuş, depremler güneybatı Türkiye ve oniki adalarda büyük hasara ve can kaybına neden olmuştur.

1959 Köyceğiz depremi; $M_s = 5.7$ olup ana şok ve artçı darbeler yüzlerce evi harabe haline getirmiştir.

1963 Tefenni depremi; 22 Kasım günü bir saat aralıkla $M_s = 4,6$ büyüklüğünde iki deprem meydana gelmiştir. Hasar Tefenni- Burdur Gölü civarında olmuştur.

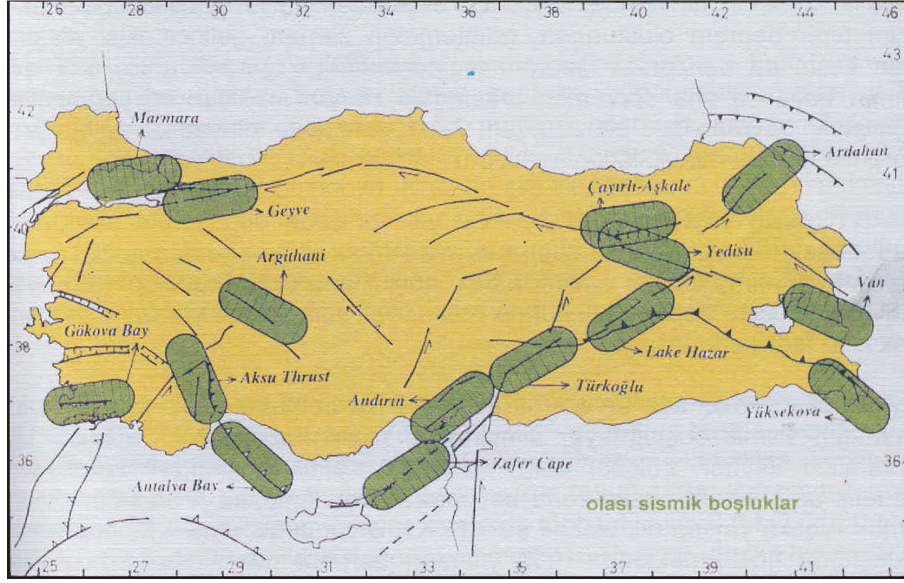
1969 Kastellorizo depremi; $M_s = 6,3$ olup Kaş, Kalkan ve Kastellorizo arasında kalan bazı yerleşim yerlerinde hasarlar gözlenmiştir.

1996 Pafos depremi; Helenik- Kıbrıs yayı üzerinde meydana gelen orta büyüklükte bir depremdir. Depremin meydana getirdiği faylanma ile ilgili henüz bir çalışma yapılmamıştır (Demirtaş 2004).

4.3.6. İnceleme alanı ve çevresindeki sismik boşluklar

Helenik-Kıbrıs Yayı' nın doğuda kalan kısmında batısına göre oldukça fazla deprem olmuştur. Dolayısıyla sismik boşluk olarak yorumlanabilecek kısım depremlerin olmadığı taraf yani yayın Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan kesimidir. Helenik-Kıbrıs Yayı' nda Zafer Sismik Boşluğu, Antalya Sismik Boşluğu, Aksu Sismik Boşluğu, Gökova Sismik Boşluğu olmak üzere 4 yer sismik boşluk olarak değerlendirilmekte olup Gökova Sismik Boşluğu dışındaki sismik boşluklar Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında kalan kesimde bulunmaktadır (Demirtaş ve Yılmaz 1996, Demirtaş 2000). Türkiye'nin güneyinde uzanan Helenik-Kıbrıs yayı bölgesi içerisinde, son yüzyıl içerisinde yıkıcı depremler Plini ve Strabo fayları boyunca yoğunlaşmıştır. Ayrıca Gökova Körfezi boyunca da belirgin bir sismik etkinlik görülmektedir (Demirtaş ve Yılmaz 1996, Demirtaş 2000). Helenik-Kıbrıs Yayı' nın Antalya Körfezi ile Arnavut Burnu arasında kalan segmenti ile Aksu bindirme fayı boyunca son yüzyılda önemli sayılabilecek bir sismik

etkinlik artışı gözlenmektedir. Ancak, yayın İskendurun Körfezi ile Zafer Burnu arasında kalan segmenti, günümüzde oldukça suskun bir görünüm sunmaktadır. Bu kesimin herhangi bir büyük yıkıcı depreme maruz kalmaması ve günümüzde kümülatif olarak sismisite artışları göstermesi, Helenik-Kıbrıs Yayı' nda Antalya Körfezi ile İskenderun Körfezi arasında yer alan bölüm boyunca yüksek deprem oluşturma potansiyeli olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 4.38. İnceleme alanı ve ülkemizin sismik boşlukları (Demirtaş, 2000)

Zafer Burnu ve Antalya sismik boşluğunu içeren İçel- Kıbrıs- Antalya arasındaki bölümde, şiddetleri V ile X arasında değişen birkaç önemli büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin vd 1967). Öcal (1968)' göre Gökova Köfezi sismik boşluğunda ise 1869 ve 1896 yıllarında VII ve VIII şiddetinde iki büyük deprem olmuştur (Demirtaş ve Yılmaz 1996, Demirtaş 2000).

4.3.7. İnceleme alanı ve çevresinin deprem etkinliği

Çalışmada kullanılan depremler , tarihsel ve aletsel dönem olarak iki kısma ayrılmıştır. Tarihsel depremler için depremsellik ve deprem etkinliği çalışmaları ve internet arşivleri kullanılmıştır. İnceleme alanı ve çevresinin depremselliğinin ve taşıdığı riskin ortaya konulması için çeşitli deprem kataloglarından elde edilen deprem kayıtlarına dayanılarak, M.S. 417 ile 2004 yılları arasındaki deprem etkinliği incelenerek deprem riski ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır.

4.3.7.1. Tarihsel dönemde deprem etkinliği

İnceleme alanı ile ilgili yapılan araştırmalar sonucu elde edilen kayıtlardan, TDV (Türkiye Deprem Vakfı) kayıtlarına göre Antalya bölgesinde ilk önemli deprem, Milattan Sonra 417 tarihli, VII şiddetinde Manavgat-Alanya depremidir. Aşağıdaki tabloda (çizelge 4.2.) Milattan Sonra 417-1964 yılları arasında meydana gelmiş yıkıcı depremler listelenmiştir.

Tarih	Yer	Kaynak	Şiddet i	Koordinatlar
417	Manavgat-Alanya	TDV	VII	-
518	Antalya	Türkiye-civarı Deprem Katologu	VII	-
1743	Antalya	The Seismicity Turkey	-	-
1759	Antalya	Türkiye-civarı Deprem Katologu	VI	36.8N-30.6E
1849	Antalya-Rodos	TDV	VI	36.6N-29.4E
1858	Antalya	TDV	V	36.8N-30.5E
1941	Antalya	Türkiye-civarı Deprem Katalogu.	V	36.2N-30.1E
1926	Antalya-Finike	Türkiye büyük deprem makrosismik rehberi	VIII	35.0N-29.5E

Çizelge 4.2. Milattan Sonra 417-1964 yılları arasında meydana gelmiş yıkıcı depremler (tarihsel depremler)

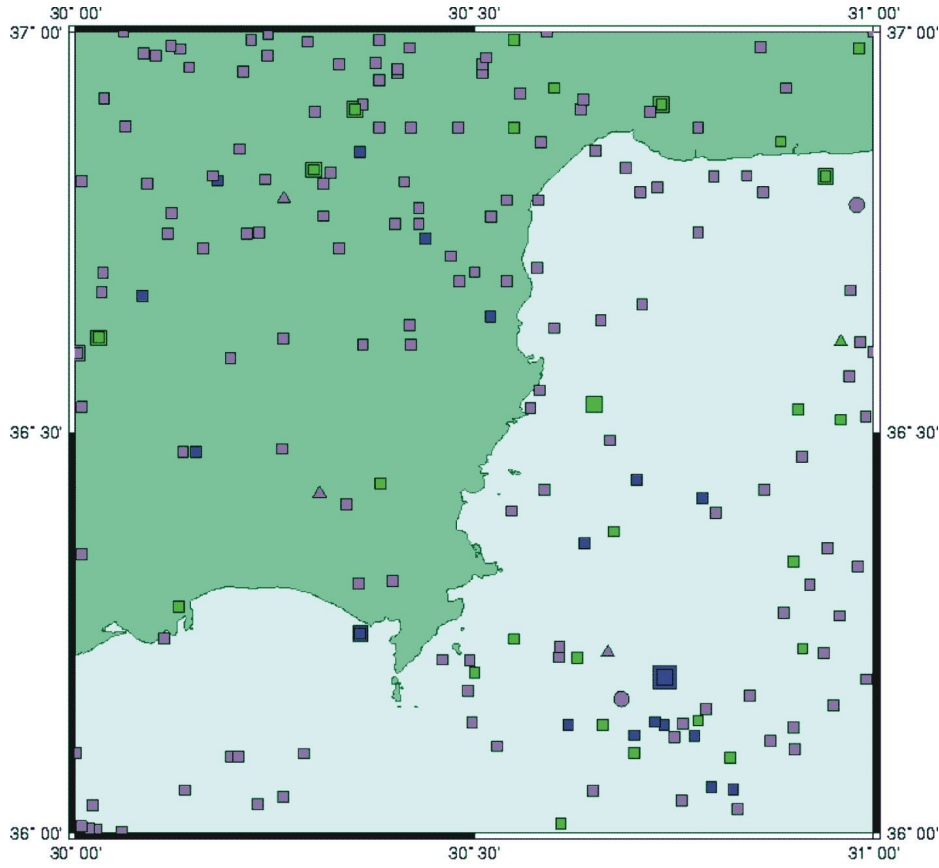
4.3.7.2. Aletsel dönemde (1964-2004 yılları arasında) deprem etkinliği

İkinci ve daha güvenilir deprem kayıtları ise aletsel doneme ait kayıtlardır. 1964-2004 yılları arasında, Antalya ve civarında magnitüdü 4 ve daha büyük olan 332 deprem meydana gelmiştir. Çalışma içerisinde $36^0.00^{\circ}$ - 37.00° K – 30.00° - 31.00° D alan içerisinde 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin lokasyonları ve magnitüd değerlerine ilişkin bilgiler IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) ve USGS (United States Geological Survey) bültenlerinden karşılaştırılarak alınmıştır.

Genellikle sismisite ve sismik risk analizlerinde magnitüd için bir M_0 gibi alt sınır belirlenir. Alt sınır değerinden daha küçük magnitüdlü depremler mühendislik yapılarında bir hasar oluşturmayacakları için bunlar sismik risk analizine katılmazlar. Ayrıca, M_0 'dan daha küçük depremler için veriler çoğu kez yeterince güvenilir değildir. Bu nedenle çalışmada $M_0 \geq 4$ olarak seçilmesinin uygun olacağına karar verilmiştir. Ayrıca, incelemeye alınan alan tarihi süreçte meydana gelen depremlerin sismisite açısından magnitüd ve lokasyonların içerdiği büyük hatalar sismik tehlike ve sismisite üzerinde problemlere neden olmaktadır (Manakou ve Tsapanos, 2000). Bu tür hatalardan kaçınmak için tarihi depremler kullanılmamıştır. Bu bilgiler doğrultusunda inceleme alanı içerisinde meydana gelmiş olan depremlerin episantr dağılım haritası şekil 4.39.' da verilmiştir. Magnitüd-Frekans dağılımı için en yaygın olarak bilinen eşitlik Gutenberg-Richter (1944) bağıntısıdır. Bu eşitliğe göre:

$\text{Log}N=a-bM$ (Guttenberg- Richter bağıntısı)

Burada N, tek bir magnitüd için toplam deprem sayısının üstel dağılımını, M magnitüdü, a ve b ise matematiksel parametreleri ifade etmektedir. Verilmiş olan frekans-magnitüd bağıntılarında bilinmeyen olarak görünen a ve b parametrelerinin belirlenmesi için bir çok yaklaşım metodu kullanılmaktadır. Fakat bu metotlardan en yaygın olarak kullanılan ve bilineni en küçük kareler yöntemidir.



Şekil 4.39. 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin episantr dağılımı

En küçük kareler yöntemine göre bağıntı:

$$a = \frac{\left[\sum_{i=1}^{Nd} \log(N_i) * \sum_{i=1}^{Nd} M_i^2 - \sum_{i=1}^{Nd} M_i * \sum_{i=1}^{Nd} M_i * \log(N_i) \right]}{\left[N * \sum_{i=1}^{Nd} M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{Nd} M_i \right)^2 \right]}$$

$$b = \frac{\left[\sum_{i=1}^{Nd} M_i * \sum_{i=1}^{Nd} \log(N_i) - Nd * \sum_{i=1}^{Nd} M_i * \log(N_i) \right]}{\left[Nd * \sum_{i=1}^{Nd} M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{Nd} M_i \right)^2 \right]}$$

şeklindedir.

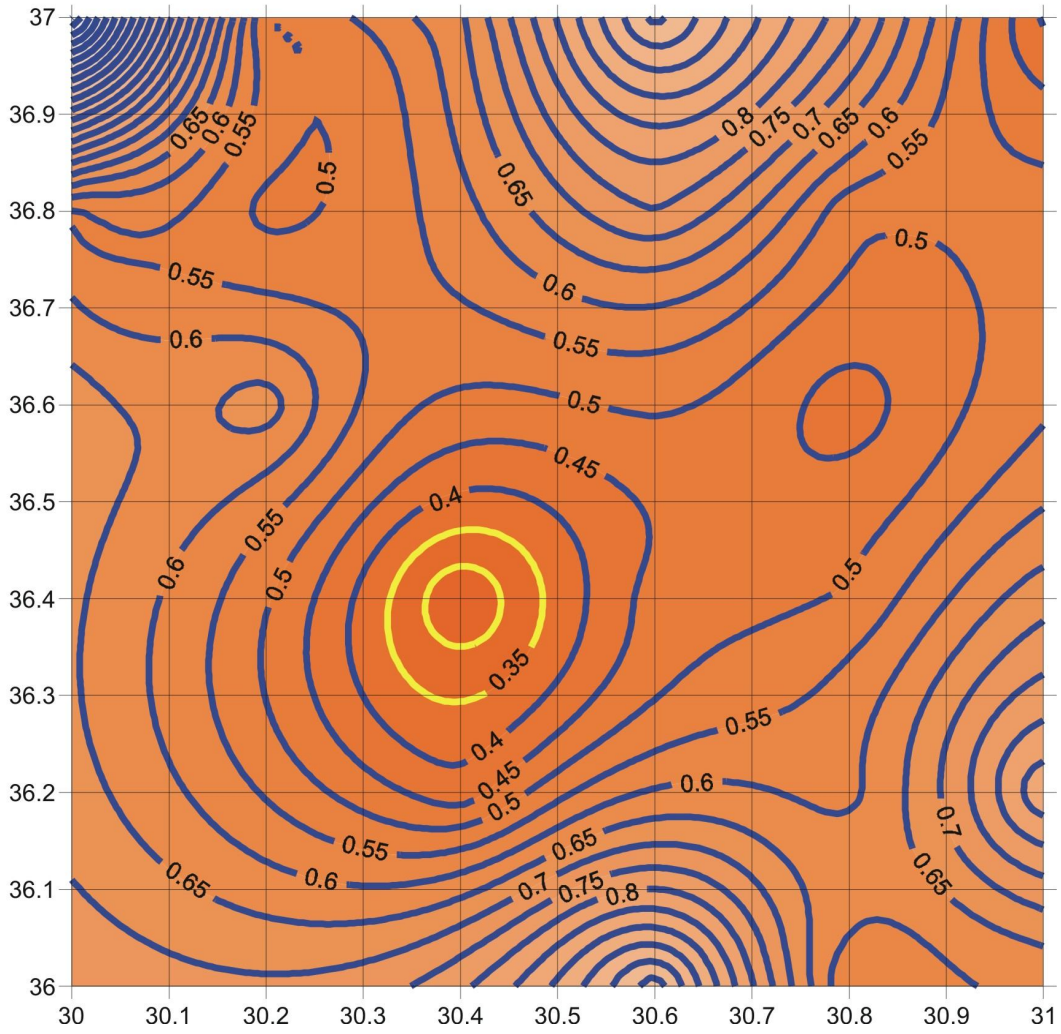
Bir bölgedeki sismik kaynaklar için bulunan a ve b parametrelerinin güvenilirliği, tekrar ilişkisine temel olan verilerin sayısından ve niteliğinden etkilenecektir. Bu nedenle elde edilen a ve b parametrelerinin hesaplanan değerleri magnitüdün büyük veya küçük olmasına ve her magnitüd düzeyinde kaç deprem gözlemlendiğine bağlı olacaktır. Bunun sonucu olarak, bir miktarda olsa belirsizlik içerecektir.

Fakat gözlemsel ve hesaplanan dağılım arasındaki uyum seviyesini %90-95'in üzerinde tutulması parametreler üzerindeki belirsizliği minimum seviyeye indirgeyebilir. Ayrıca, "a" parametresinin gözlem dönemine, inceleme alanı genişliğine bağlılığı ve "b" parametresinin deprem oluşumunun fiziki ile tektoniğine olan bağlılığı dikkate alındığında bölge sismisitesi açısından b parametresin uzaysal dağılımı oldukça önem taşımaktadır.

Birçok araştırmacı tarafından sismisite parametresi ile bölgenin tektoniğinin oldukça yakın ilişkili olduğu kabul edilerek b parametresine göre haritalar yapılmıştır (Wiemer ve Wyss,1997; Kijko, 1988; Papazachos, 1974;Wiemer ve Baer,2000).

$36^{\circ}.00'-37^{\circ}.00'N - 30^{\circ}.00'-31^{\circ}.00'E$ arasında kalan alanda oluşturulan 28 düğüm noktası için depremlerin yığmsal frekanslarına bağlı olarak frekans-magnitüd bağıntılarındaki a ve b değerleri en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda magnitüd alt sınır $M_0 \geq 4$ ve magnitüd aralığı $\Delta M = 0.1$ olarak alınmıştır. İnceleme alanı ve çevresinde 1964-2002 yılları arasında oluşmuş depremlerden 28 düğüm noktasında göre Gutenberg-Richter (1944) göre yığmsal dağılım için katsayılar tüm bölgede ortalama $a_y = 3.2195$ ve $b_y = 0.63763$ olarak tespit edilmiştir . 28 alt bölge için hesaplanmış olan göre a parametresi $0.1.293 \leq a_y \leq 6.273$ aralığında olup ($\sigma_a = 1.0356$) bulunmuştur. Tüm bölgede ise bölge ortalaması $a_y = 3.2195$ olarak tespit edilmiştir.

Elde edilen a değeri kullanılarak lineer olmayan regrasyon analizi ile yeni b parametreleri hesaplanmıştır. Buradan elde edilen sonuç, uyum seviyesinin oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Her bir düğüm noktası için hesaplanan yığmsal yeni b parametrelerinin bölge içindeki dağılımı şekil 4.30.' da verilmiştir. Yapılan çalışmada a katsayısı için bölge ortalaması $a_y = 3.219$ alınarak hesaplanan b_y parametreleri $0.251 \leq b_y \leq 1.505$ ($\sigma_b = 0.025$) aralığında bulunmuştur. Tüm bölgede ise bölge ortalaması $b_y = 0.63763$ olarak tespit edilmiştir.



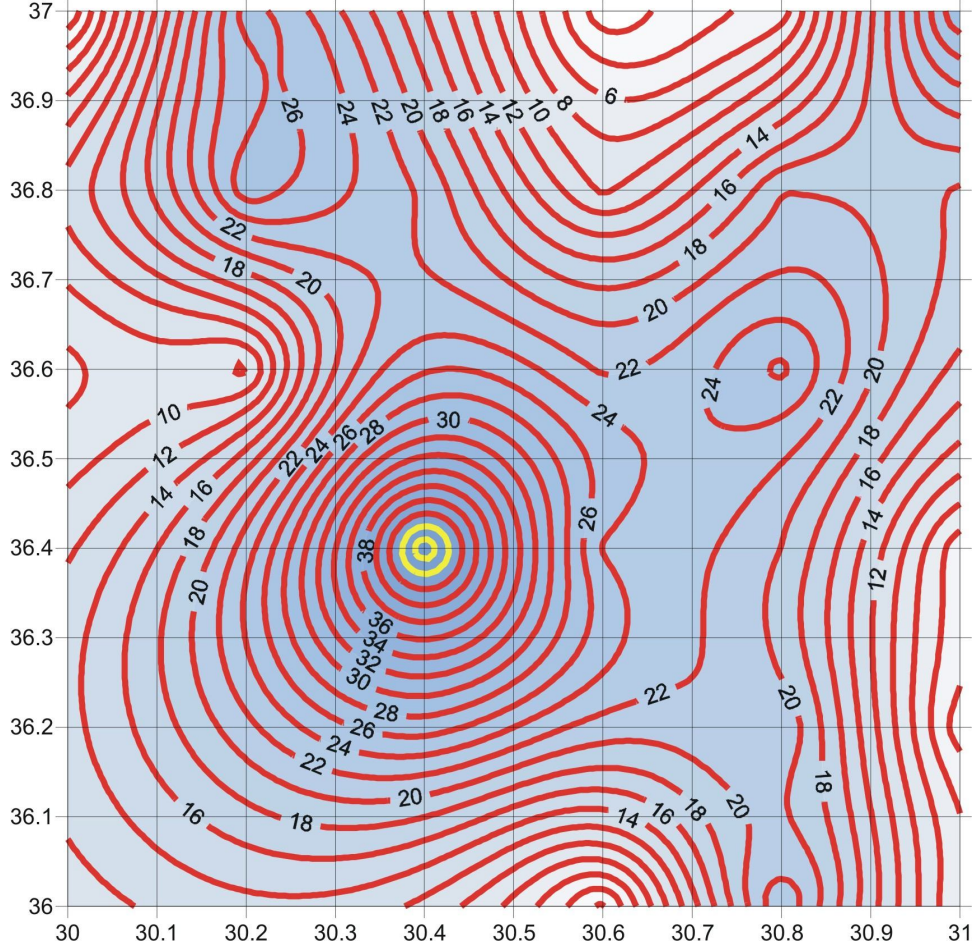
Şekil 4.40. Yığınsal dağılım ortalama a değeri baz alınarak b parametre dağılımı ve deprem episantr dağılımları gösterilmiştir.

4.3.8. İnceleme alanı ve çevresinin depremsellik riski

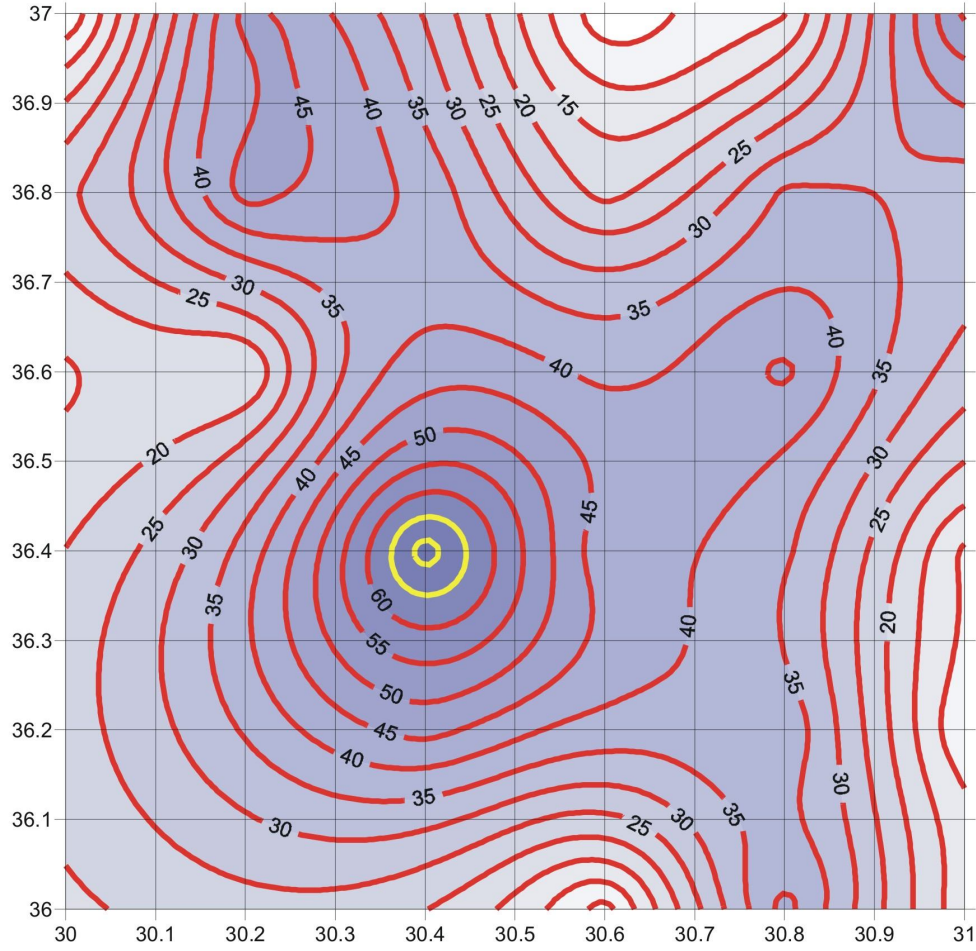
Sismolojik çalışmalarda bölgenin sismisitesi ortaya konulduktan sonraki diğer amaç bölge içerisinde belirli bir M_1 magnitüdüne eşit veya daha büyük M magnitüdü bir depremin belirli bir T zaman aralığı içerisinde oluşma riskinin belirlenmesidir.

Bu çalışmada incelenmesi yapılan bölgenin sismik riskinin belirlenmesi için basit, uygulamada oldukça yaygın kullanımı olan ve diğer birçok karmaşık modellerden elde edilen sonuçlarla uyumlu sonuçlar veren Poisson modeli benimsenmiştir.

Poisson modeli ile yığımsal dağılım için magnitüdü 6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 25, 50, 75 yıllık bir süreçte meydana gelme riski 28 düğüm noktası için hesaplanmış, % risklerine göre haritalanmıştır (şekil 4.42., şekil 4.43., şekil 4.44.).

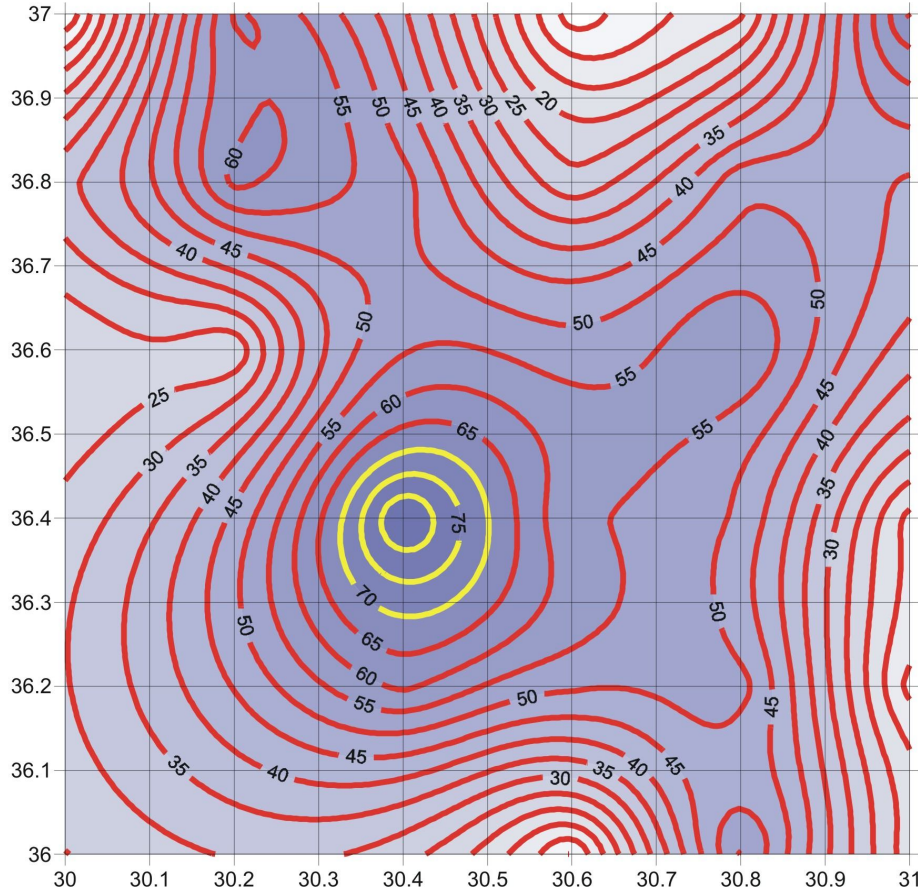


Şekil 4.41. M=6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 25 yıllık bir süreçte meydana gelme riski



Şekil 4.42. M=6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 50 yıllık bir süreçte meydana gelme riski

Elde edilen % risk haritaları incelendiğinde, oluşturulan bu haritalarda en yüksek oluşma yüzdesi Finike-Kaş-Kumluca üçgeni bu bölgenin güneyi içine alan bölgelerde elde edilmiştir. Oluşturulan risk haritalarının tümünde belirtilen bölgeler için $M \geq 6$ büyüklüğündeki bir depremin 25, 50, 75 yıllık süreçlerde oluşma riski %47.65, %72.39 %85.65 olarak bulunmuştur (şekil 4.41., şekil 4.42., şekil 4.43.).



Şekil 4.43. M=6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 75 yıllık bir süreçte meydana gelme riski

Çalışılan alanda deprem aktivitesinin fazla ve büyük depremlerin olduğu yerlerde düzensiz dağılımlar ve deprem aktivitesinin az olduğu yerlerde ise düşük b değerleri vermektedir. Düşük b değerinin düşük heterojenite, büyük gerilme oranı, hızlı deformasyon ve şiddetli deprem sıklığının fazla olmasıyla ilişkili olduğu dikkate alındığında, doğrudan elde edilen b parametrelerinin uzaysal dağılımının bu ilişkiyle uyumludur. İncelenen alan için Poisson modeli ile $M \geq 6$ magnitüdlü depremin 25, 50, 75 yıllık süreçte meydana gelme riski hesaplanmış ve haritalanmıştır. Oluşturulan bu haritalarda en yüksek oluşma yüzdesi değerini özellikle Finike- Kaş-Kumluca üçgeni ve bu bölgenin güneyini içine alan bölge yermaktadır. Oluşturulan risk ve haritalarının tümünde belirtilen bölgeler için $M \geq 6$ büyüklüğündeki bir depremin 25, 50, 75 yıllık süreçlerde oluşma riski %47.65, %72.39 %85.65 olarak bulunmuştur. Ayrıca yapılan analizde Poisson modeli meydana gelme riski ile b parametresi ile elde edilen sonuçların uyumlu olduğu gösterilmiştir.

4.4. Arkeosismoloji

Depremlerin önceden kestirilmesi günümüz koşullarında mümkün değildir. Ancak geçmişte olan depremler ile bu depremleri üreten faylar, fayların davranış özellikleri, diri fay olup olmadıkları ve antik kentler üzerinde deprem etkileri belirlendiği takdirde bölgenin depremsellik riski, günümüz kentlerinin bu depremlerden etkilenme durumu ile ilgili yaklaşımlar sunulabilir. İşte bu noktada devreye arkeosismoloji girmektedir. Arkeosismoloji çalışmalarında antik kent herhangi bir depremden etkilenmişmi yoksa deformasyonlar sadece statik yükler sonucu oluşan deformasyonlarmı, şayet etkilenmişse bu depremlerin kent üzerinde etkileri nelerdir, kenti etkileyen fayların yeri, özellikleri vb sorulara cevap aranmaktadır.

Arkeosismoloji; arkeoloji, jeoloji (sismoloji ve depremsellik) bilimlerini birleştirerek antik kentler üzerinde deprem tahribatları konusunda bilgi elde etmeye çalışır. Arkeosismolojide asıl amaç aletsel dönem öncesinde antik kentin sismik geçmişini belirlemek ve günümüz kentlerinin sismik riskleri ile depremsellik potansiyellerine ışık tutmaktır. Aletsel dönem öncesi depremleri belirlemeye çalışmasından dolayı arkeosismolojik çalışmalar günümüzde hızla gelişen ve önemini arttıran bir yöntemdir.

4.4.1 Termessos antik kentinin önemi ve konumu

Termessos, ülkemiz açısından önemli bir turizm merkezidir. Bölge günümüzde bir çok turistin ziyaret ettiği Antalya ili civarında ve Türkiye’ deki önemli antik kentlerden biridir. Kentde çalışma şartlarının zorluğu nedeni ile henüz herhangi bir kazı ve restorasyon çalışması yapılmamıştır, bu durum Termessos antik kentinin tarihi dokusunun korumasına neden olmuştur. Kentin tarihi dokusunun korunması Türkiye’ deki antik kentlerin en çok ilgi çekenlerinden biri olmasını sağlamıştır.

Kent 1050 metre yükseklikte, Güllük (Solim) dağında iki tepenin arasında bir vadide kurulmuştur. Antalya’ nın 34 kilometre kuzeybatısında Antalya- Korkuteli yolu üzerindedir. Antalya-Burdur karayolunun onbirinci kilometresinden Korkuteli yönüne dönüldüğünde 14 kilometre sonra Termessos işaret levhası görülür ve buradan Termessosun uzaklığı 9 kilometredir. Deniz seviyesinden ortalama 1000 metre yükseklikte kurulmuştur.

Termessos’ u kuranların kimler olduğu ile ilgili çeşitli tahminler bulunmaktadır. Termessos’ luların kendilerini Solimler olarak tanıttığı bilinmekte, Strabo’ ya göre Solimler Solim’ ce adı verilen bir dili konuşmaktadırlar.

Termessos’ u Pamhyla, Milas, Likya ve Kabalia bölgeleri arasında bir sınır kenti olarak değerlendirmek gerekmektedir. Adının kapsadığı ‘ ss ’ soneki ilk yerleşim tarihinin Milattan Önce üçüncü bin yılda olması gerektiğini göstermektedir. Ancak henüz üçüncü bin yıla aqit bir yerleşim izi ve buluntuya rastlanmamıştır.

Tarihçi Heradatos’ un bazı ifadelerine göre Milattan Önce birinci binyılın başlarında Solim’ lerle Likya’ lılar arasında kanlı savaşlar yapıldığı anlaşılmaktadır. Termessos’ a ait ilk bilgiler Büyük İskender’ in Küçük Asya’ da yaptığı istilaları sırasında yapmış olduğu büyük seyahat ile başlamaktadır. Milattan Önce 334’ te Büyük İskender Aspendos’ tan çıkıp, Perge üzerinden Frygia’ ya gitmek üzere yola çıkmış ve Termessos’ a yaklaşabilmiş ancak, Termessos’ un çok sarp olan mevkkinden dolayı kısa zamanda ele geçirilemeyeceğini anlayıp ve vazgeçmiştir.

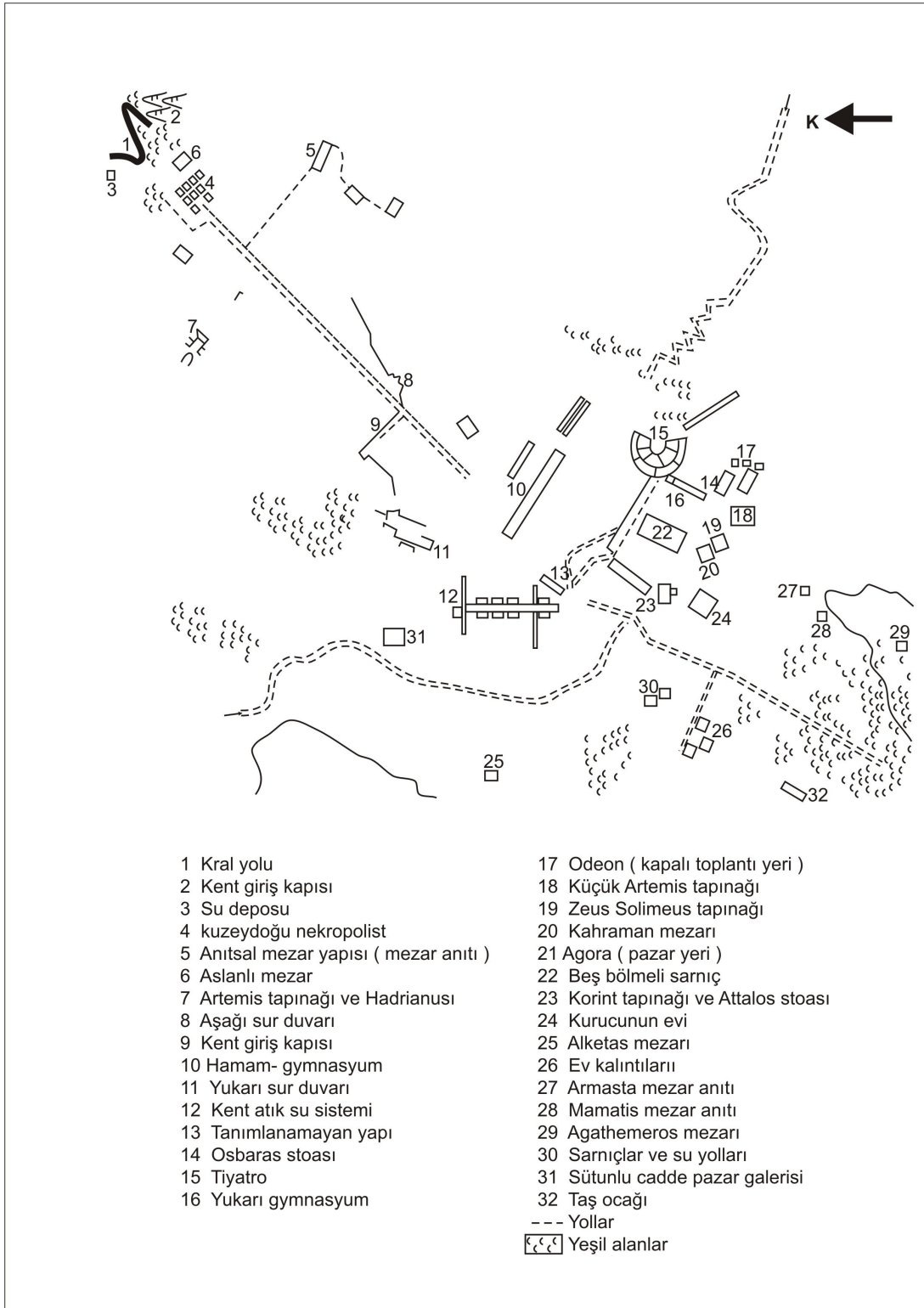
1964 yılında bulunan bir kararname Termessos’ un Milattan Önce üçüncü yüzyılın başlarında Ptolemailerin egemenliği altında bulunduğunu göstermektedir. Milattan Önce 189’ da kent Roma ittifak sistemine kabul edilmiştir. Milattan Önce 71’ de tam bağımsızlığı kabul edilmiş, Termessoslular Roma’ nın dostu ve sayılmıştır. Termessos Roma’ nın sağladığı sürekli barış sayesinde Milattan Sonra ikinci yüzyıl ile üçüncü yüzyılın ilk yarısında tarihinin en parlak dönemini yaşamıştır.

Milattan Sonra üçüncü yüzyılın sonlarına ddğru Roma İmparatorluğu’ nun içine girdiği gerileme süreci Termessos’ a da yansımıştır. Şehrin Milattan Sonra dördüncü veya beşinci yüzyılda terkedilmiş olduğu kabul edilmektedir.

Termessos karakteristik bir dağ yerleşmesidir. Kartal yuvasını andıran konumundan dolayı devamlı bir sur duvarına gereksinim duyulmamış, yalnız zayıf kısımlara kısa duvarlar çekilmiştir.

Yeniceboğazı üzerinde kurulmuş kapılı bir duvar mevcuttur ve bu duvarın geçiş parası alınan bir kapı olarak kullanıldığı düşünülmektedir. Ardından araçların girebildiği son nokta

olan oldukça geniş bir vadiye ulaşılır. Vadinin doğu kenarında Kral Yolu, vadinin alt kısımlarında mezarlar, Kule Duvarlar' ın kuzeybatısında Hadrianus Kapısı, bulunur, vadinin üst kısımlarında şehri yaklaşık doğu- batı yönünde kesen şehir surları bulunmaktadır. Yerleşim alanının ortasındaki geniş düzlükte Agora bulunmaktadır. Agora' nın batı ve kuzeybatısını günümüzde tamamen yıkılmış olan stoa sınırlamaktaydı. Tiyatro, Odeon ve Gymnasyum yapıları Agora' nın çevresinde değişik yüksekliklerde inşa edilmiştir. Roma döneminde inşa edilmiş en büyük yapı olan Gymnasyum sütunlu dev bir caddedir. Aşağı şehir duvarları ile yukarı şehir duvarları arasında kaya mezarlar bulunmaktadır. Yerleşim alanı içinde devamlı bir akarsuyun bulunmayışı, kent halkının su gereksinimini su depoları, sarnıçlar ve kuyularla karşılamasına neden olmuştur. Kentte oldukça gelişmiş bir kanalizasyon sistemi de bulunmaktadır. Antik kente ait şehir planı şekil 4.44.' de verilmiştir.



Şekil 4.44. Termessos antik kenti şehir planı George Bean (1999) ‘den değiştirilerek alınmıştır.

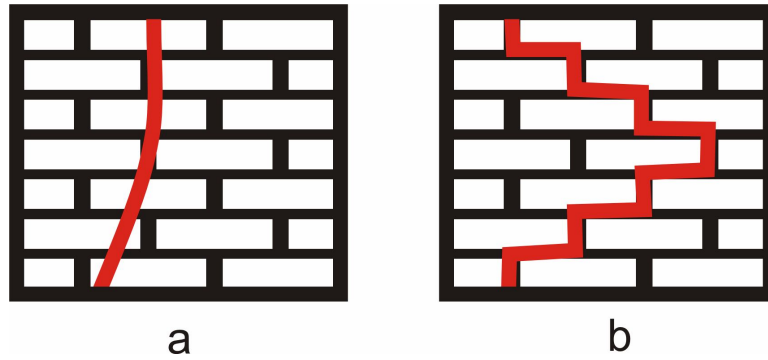
4.4.2. Depremlerin antik kentlere etkileri

Korjenkov ve Keiser (2002 a, b)' e göre özel tarihsel makrosismik çalışmalarda antik yapıların yıkılması ile ilgili 5 tür yıkılma modeli oluşturulabilir. Bu modeller aşağıda alt başlıklar halinde sunulmuştur.

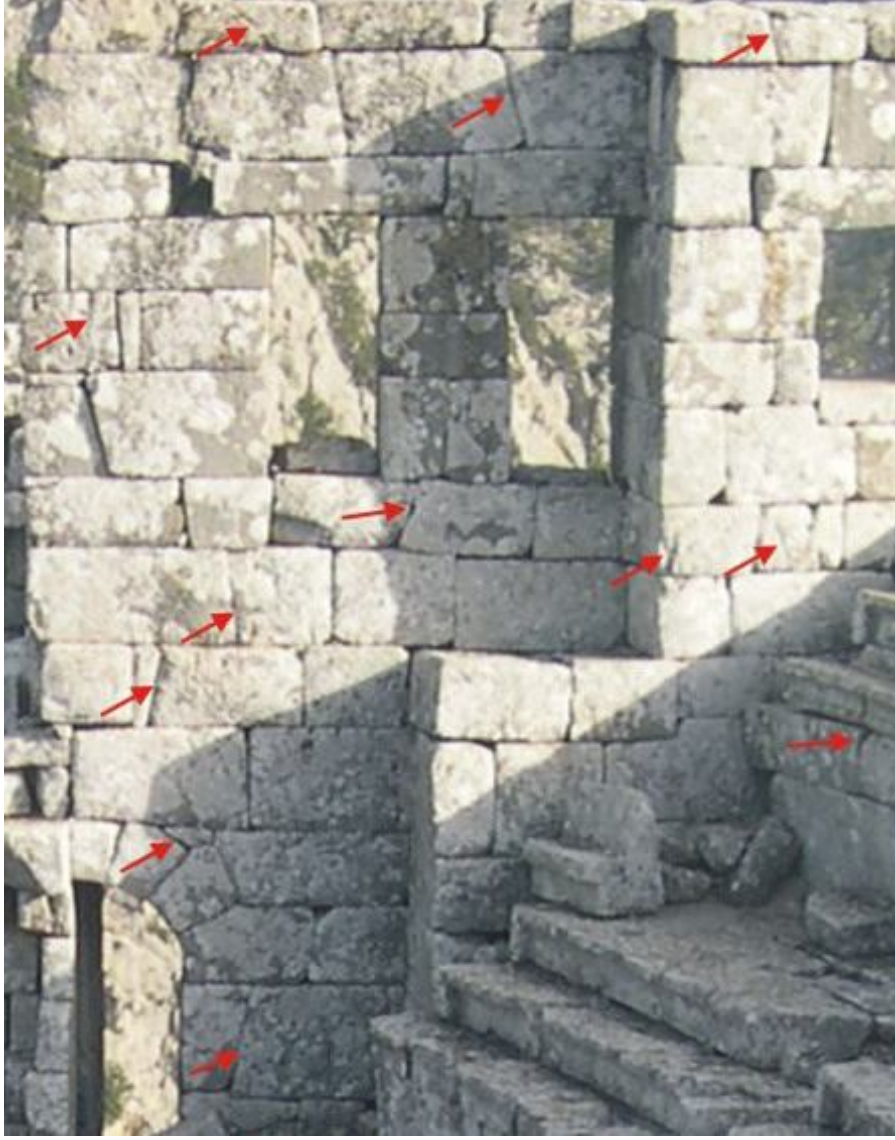
4.4.2.1. Yan yana tuğlaların eklem yerlerinden boylu boyunca geçen, pencere eşiklerini, pencere kemerlerini ve çatı kemerlerini kesen uzun çatlaklar

Binalar ne kadar kaliteli tasarlanırlarsa tasarlansınlar statik ve dinamik etkiler nedeni ile çatlaklar. Genellikle çatlaklar; oblik ve düşeye yakın çatlaklar olmak üzere 2 ana gruba ayrılabilir.

Çatlakların çoğu statik ve dinamik nedenlerin her ikisinin de etkisiyle üretilir. Ancak çatlaklardan statik yük etkisi ile oluşanlar ve dinamik yük etkisi ile oluşanlar ayırt edilebilir.



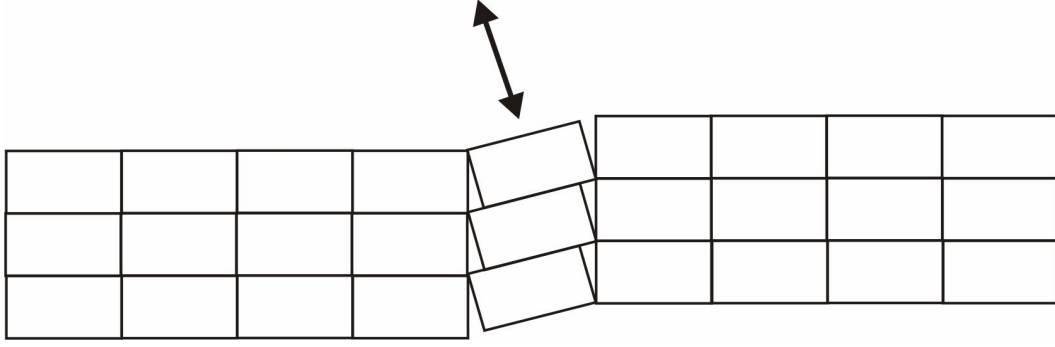
Şekil 4.45. Tuğlalarda farklı tür çatlaklar (a sismik kökenli çatlaklar, b statik yükler nedeniyle oluşmuş çatlaklar) (Korjenkov ve Kaiser, 2003)



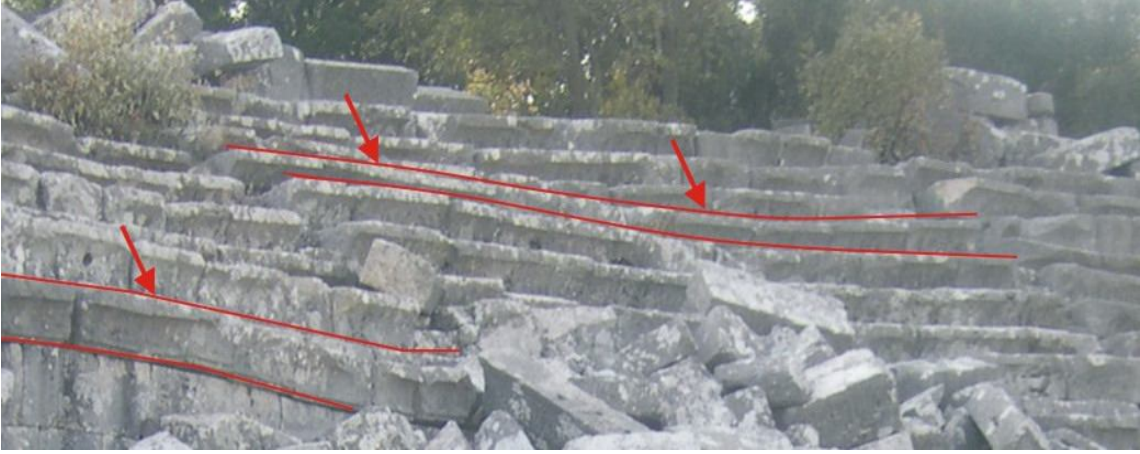
Şekil 4.46. Termessos' ta tiyatronun güneydoğu duvarı

4.4.2.2. Duvar parçalarının dönüş hareketi

Bu olayın teorik olarak tartışması Korjenkov ve Mazor (1999 b,c) tarafından yapılmıştır. Benzer uzanımlı sistematik dönme hareketleri zemin titreşimi tarafından üretilebilir. Duvarın uzanımındaki bazı açılar duvar parçalarının veya tüm duvarın düşey eksen etrafında sistematik rotasyonu güçlü sismik hareketi işaret eder.



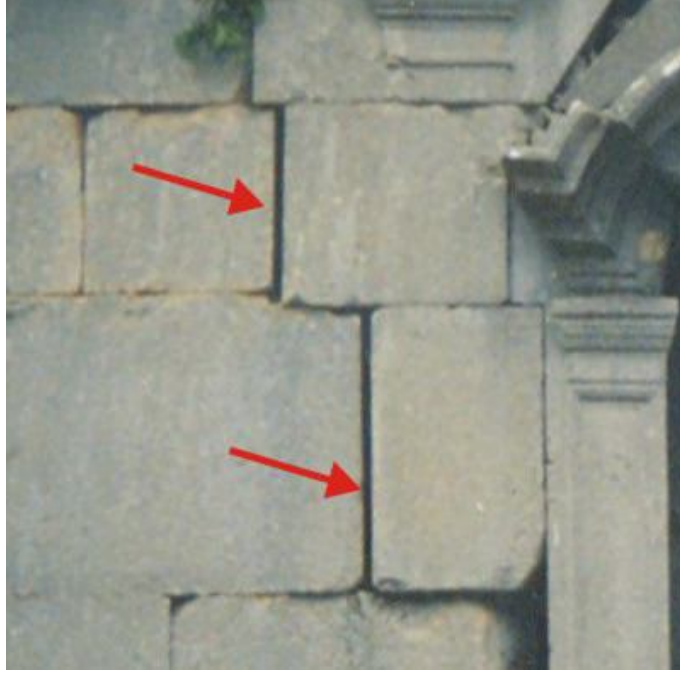
Şekil 4.47. Duvar parçalarının dönmesi (Korjenkov ve Kaiser, 2003)



Şekil 4.48. Termessosta tiyatronun güney duvarı

4.4.2.3. Duvar tuğlalarının kısmen itilmesi

Korjenkov ve Mazor (1999 b,c) duvarın yatma veya çökme yönünün sismik hareketi belirlemede kullanılan bir saptama olduğunu ve tuğlaların kısmen itilmesinde depremde başka bilinen bir mekanizma olmadığını belirtmişlerdir.



Şekil 4.49. Termessos’ ta hamam dolayları

4.4.2.4. Farklı uzanımlı yapıların farklı korunma dereceleri göstermesi

Duvarların belli yönde korunmaları deprem tarafından yıkılmanın kanıtıdır. Ancak sismik hareketlerin yeterince güçlü olduğu durumlarda, sismik hareketin yönü ve yapıların uzanımları hangi yönde olursa olsun tüm yapılarda yıkılmalar gözlenmektedir.

4.4.2.5. Yüzeyde yapılan sonraki tamirler ve restorasyon çalışmaları

Sismik kökenli deformasyon olaylarına dayandırılarak yapılardaki tamirlerin kesin yaşı belirlenebilir (Stiras,1996). Bu tamirler ve sonraki yeniden inşaa olayları orijinal yapılardan düşük kalitededir. Ayrıca yapılan kazılar sonucu elde edilebilecek bulgularla şehrin kaç kat olduğu, bu katların yıkılma ve yeniden kurulma yaşları belirlenerek sismik aktivitelerin yaşı ve kenti hangi tarihteki sismik aktivitenin etkilediği belirlenebilir.

4.4.3. Termessos antik kentine depremlerin etkisi

Antik kent bölgesindeki yapıların çoğu büyük işçilikler ve ustalıklarla yapılmış çok sağlam yapılardır. Ancak bu sağlam yapıların büyük kısmı yıkılmış, çatlamış ve harabe haline

dönüşmüştür. Bazı yapılar devrilmiş ve belli doğrultularda yıkılmıştır. Örneğin lahitler devrilmiş, tiyatronun kuzey duvarı, kapalı toplantı yeri, Korint tapınağı ve Attalos stoası yapılarında yıkılmalar gözlenmektedir. Ayrıca neredeyse yapıların tümünde çatlaklar, duvar parçalarının dönüş hareketi, duvar tuğlalarının itilmesi ve faya dik ve faya paralel yapılarda farklı yıkılma dereceleri gözlenmiştir. Bu deformasyonlar aşağıda alt başlıklar halinde konuyla ilgili önemli görülen fotoğraflarla birlikte sunulmuştur.



Şekil 4.50. Termessos antik kentinde lahitlerin devrilmesi

4.4.3.1. Termessos antik kentinde çatlakların düzeni

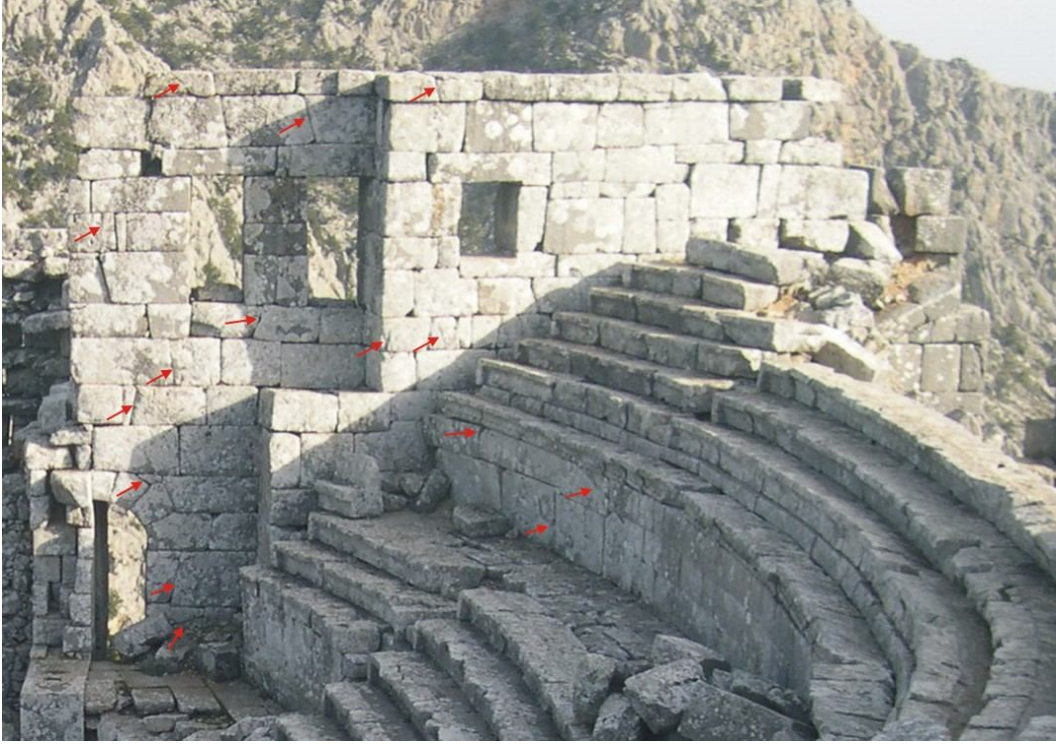
Yapımı yüksek kalitede tasarlanıp çalışılmış yaşlı binaların çoğu bile zamanla kırılmıştır. Bu kırıkların nedeni; zamanla aşınma, yapı malzemelerinin yavaş yavaş yaşlanması sonucunda statik (ölüm) yüklenme birikimi ve askeri hareketler (şiddetli çarpışmalar veya bomba) veya depremin neden olduğu saha hareketi gibi dinamik etkilerdir. Termessos antik kentinde sismik kökenli çatlaklar gözlenmiştir. Şekil 4.51., şekil 4.52., şekil 4.53., şekil 4.54., Termessos antik kentindeki sismik kökenli çatlakları işaret etmektedir.



Şekil 4.51. Kent giriş kapısında sismik etki ile oluşmuş çatlaklar



Şekil 4.52. Lahitde sismik etki ile oluşmuş çatlaklar



Şekil 4.53. Tiyatronun güney- güneydoğu duvarında sismik etki ile oluşmuş çatlaklar



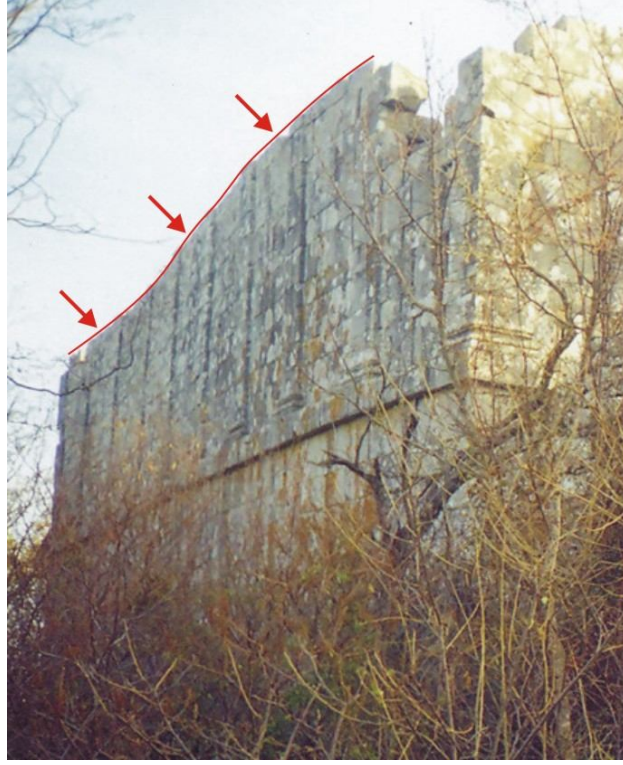
Şekil 4.54. Kaya mezarda sismik etki ile oluşmuş çatlaklar

4.4.3.2. Termessos antik kentinde duvar parçalarında dönme hareketleri

Tekil tuğlaların, kayaçların veya duvar parçalarının düşey eksen etrafında dönmeleri nadiren yıkılmaları tarihsel anıtlarda dikkatlice incelenmelidir. Böyle dönme hareketleri için patlama veya vurma çarpma gibi önemli dinamik yük gereklidir. Bu nedenle bir yapıda bulunan benzer uzanımlı sistematik dönme modeli sadece önemli zemin titreşimi tarafından üretilebilir. Duvarın uzanımındaki bazı açılar duvar parçalarının veya tüm duvarın düşey eksen etrafında sistematik rotasyonu güçlü sismik hareketi işaret eder. Bu olayın teorik olarak tartışması Korjenkov ve Mazor (1999 b,c) tarafından yapılmıştır. Çalışma alanında bu tür dönüş hareketleri gözlenmiş olup sismik hareketler için önemli delillerdir (şekil 4.55, 4.56, şekil 4.57, şekil 4.58.).



Şekil 4.55. Korint Tapınağı ve Attalos Stoa’ sında sismik etki ile oluşmuş duvar parçalarının dönüş hareketi



Şekil 4.56. Odeonda (kapalı toplantı yerinde) sismik etki ile oluşmuş duvar parçalarının dönüş hareketi



Şekil 4.57. Hamamda sismik etki ile oluşmuş duvar parçalarının dönüş hareketi



Şekil 4.58. Tiyatronun güney duvarında sismik etki ile oluşmuş duvar parçalarının dönüş hareketi

4.4.3.3. Duvar tuğlalarının kısmen itilmesi

Korjenkov ve Mazor (1999 b,c) duvarın yatma veya çökme yönünün sismik hareketi belirlemede kullanılan bir saptama olduğunu ve tarihi binalarda yerinden oynatılmış yapı elemanlarının deprem deformasyonunu ortaya koyduğunu belirtmiştir. Bu durumda yer değiştirmede depremden başka bilinen bir mekanizma yoktur. İnceleme alanında duvar tuğlalarının kısmen itilmesi gözlenmiş olup şekil 4.59. ve şekil 4,60,' da konuyla ilgili fotoğraflar verilmiştir.



Şekil 4.59. Tiyatronun güneybatı duvarında sismik etki ile oluşmuş duvar tuğlalarının kısmen itilmesi



Şekil 4.60. Hamam duvarında sismik etki ile oluşmuş duvar tuğlalarının kısmen itilmesi

4.4.3.4. Farklı uzanımlı yapıların farklı korunma dereceleri göstermesi

Duvarların belli yönde korunmaları deprem tarafından yıkılmanın kanıtıdır. Sismik hareketin yönünün tamamıyla duvarın uzanımına paralel olduğu durumlarda maksimum yıkılma gözlenmektedir. Bununla birlikte sismik hareketin yönünün duvarın uzanımına dik olduğu durumlarda minimum yıkılmalar gözlenir (Korjenkov ve Mazor,1999 a,b, Korjenkov ve Mazor,2001). Ancak sismik hareketlerin yeterince güçlü olduğu durumlarda, sismik hareketin yönü yapıların uzanımına dik olduğu durumlarda da yıkılmalar gözlenmektedir.



Şekil 4.61. Tiyatro duvarında sismik etki ile oluşmuş yıkılmalar



Şekil 4.62. Mezar anıtında sismik etki ile oluşmuş yıkılmalar

Tiyatro (şekil 4.61.) Toptepe mevkiindeki K65⁰D uzanımlı faya yaklaşık dik uzanımlı bir yapı olduğu için buradaki yapılarda kısmen yıkılmalar gözlenmiştir. Ancak Mezar anıtı yukarıda söz edilen faya paralel uzanımlı olduğu için buradaki yapıda maksimum yıkılma gözlenmiştir (şekil 4.62.).

4.4.3.5. Yüzeyde yapılan sonraki tamirler (restorasyon çalışmaları)

Sismik kökenli deformasyon olaylarına dayandırılarak yapılardaki tamirlerin kesin yaşı belirlenebilir (Stiras,1996). Ancak Termessos antik kentinde geçmişten günümüze kadar herhangi bir kazı ve restorasyon çalışması yapılmamıştır.

5. TARTIŞMA ve SONUÇ

Çalışmada Termessos antik kenti ve dolayının jeolojisi, arkeosismolojisi ve depremselliği araştırılmıştır.

İnceleme alanında yer alan tüm kaya birimleri köken olarak başlıca otokton ve allokton olmak üzere iki büyük gruba ayrılmaktadır. Otokton gruptaki kaya birimlerini başlıca yaşlıdan gence doğru, Beydağları Otoktonu, Antalya Travertenleri, yamaç molozu ve birikinti konileri, alüvyon yelpazesi ve alüvyonlardan oluşturmaktadır. Allokton gruptaki kaya birimleri bölgeye değişik zaman dilimlerinde tektonik olarak yerleşmiş olup bunlar bölgede başlıca Antalya Napları olarak yüzeylenmektedir. Antalya Napları kendi içinde alttan üste doğru Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı olmak üzere başlıca dört ana gruba ayrılmaktadır.

İnceleme alanının uydu görüntüsü kullanılarak bölgenin çizgisellik haritası hazırlanmıştır. Uydu görüntüsü üzerinde yapılan çizgisellik haritası incelendiğinde bölgede yoğun çizgiselliğin hakim olduğu gözlenmektedir. Genel hatlarıyla bakıldığında çizgiselliğin başlıca kuzeydoğu, güneybatı yönünde olduğu ancak tüm yönlerde çizgiselliklerin pek de az olmadığı görülmektedir. İnceleme alanı ve çevresi tektonik açıdan oldukça aktif bir görüntü sunmaktadır. Bu nedenle çizgisel yapılar birbirleriyle çakışır ve kesişir şekilde karmaşık yapı bir sunmaktadırlar.

Bölgede belli Toptepe, Güllük Dağı ve Kocadağtepe' den alınan 100' er adet çatlak ölçümlerine göre kontur diyagramları hazırlanmış, ve bu diyagramlar sonucunda Toptepe' de egemen çatlak doğrultusu; $K60^0D$, egemen çatlak eğim yönü; $K40^0B$, egemen çatlak eğim miktarı; 50^0 , Güllük Dağı'nda egemen çatlak doğrultusu; $K50^0B$, egemen çatlak eğim yönü; $K40^0D$, egemen çatlak eğim miktarı; 30^0 , Kocadağtepe' de ise egemen çatlak doğrultusu; $K60^0D$, egemen çatlak eğim yönü; $K40^0B$, egemen çatlak eğim miktarı ise 50^0 bulunmuştur.

İnceleme alanını kapsayan Antalya ili ve yakın çevresi Türkiye deprem bölgeleri haritasında birinci, ikinci, üçüncü ve dördüncü derece deprem bölgesindedir. İnceleme alanı Antalya ilinin batısındadır ve sismik etkinliğin aktif olduğu batı kesimler birinci ve ikinci derece deprem bölgesidir.

İnceleme alanı ve çevresi Fethiye- Burdur fay zone, Helenik- Kıbrıs Yayı' nın Plini ve Strabo hendekleri ve Helenik Kıbrıs Yayı' nın Antalya Körfezi' ne uzanan bölümü, Termessos antik kenti civarında belirlenmiş olan ve Faselis' e kadar uzandığı düşünülen faydan ve Aksu Fayı boyunca olan depremlerden etkilenmektedir.

İnceleme alanında sismik riskinin belirlenmesi için uygulamada oldukça yaygın kullanımı olan ve diğer birçok karmaşık modellerden elde edilen sonuçlarla uyumlu sonuçlar veren Poisson modeli benimsenmiştir. Poisson modeli ile yığınsal dağılım için magnitudü 6 veya daha büyük depremin inceleme alanı içerisinde 25, 50, 75 yıllık bir süreçte meydana gelme riski 28 düğüm noktası için hesaplanmış, % risklerine göre haritalanmıştır.

Elde edilen % risk haritaları incelendiğinde, oluşturulan bu haritalarda en yüksek oluşma yüzdesi Finike-Kaş-Kumluca üçgeni bu bölgenin güneyini içine alan bölgelerde elde edilmiştir. Oluşturulan risk haritalarının tümünde belirtilen bölgeler için $M \geq 6$ büyüklüğündeki bir depremin 25 yıllık süreçte oluşma riski %47.65, 50 yıllık süreçte oluşma riski %72.39 ve 75 yıllık süreçte oluşma riski %85.65 olarak bulunmuştur.

Termessos antik kentinde antik tiyatro yakınlarındaki Toptepe mevkiinde bölgeyi yoğun bir şekilde etkileyebilecek faylanmanın varlığı tespit edilmiştir. Toptepe mevkiinde bulunan bu faylanmanın Faselis antik kentini de yıkan depremin kaynağı olan fayın devamı olabileceği yorumuna gidilmiştir. Bu konuda daha detaylı çalışmaların yapılması uygun olacaktır.

Termessos antik kenti bölgesinde arkeosismoloji çalışmaları yapılmıştır. Antik kent bölgesindeki yapıların çoğu büyük işçilikler ve ustalıklarla yapılmış çok sağlam yapılardır. Ancak bu sağlam yapıların büyük kısmı yıkılmış, çatlamış ve harabe haline dönüşmüştür. Bazı yapılar devrilmiş ve belli doğrultularda yıkılmıştır. Örneğin lahitler devrilmiş, tiyatronun kuzey duvarı, kapalı toplantı yeri, Korint tapınağı ve Attalos stoası yapılarında yıkılmalar gözlenmektedir. Ayrıca neredeyse yapıların tümünde çatlaklar, duvar parçalarının dönüş hareketi, duvar tuğlalarının itilmesi, ve Toptepe mevkiindeki faya dik ve faya paralel yapılarda farklı yıkılma dereceleri gözlenmiştir.

6. KAYNAKLAR

- ALTUNEL, E., STEWART, J. S., BARKA, A. and PICCARDI, L. 2003. Earthquake Faulting at Ancient Cnidus, SW Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, p. 137-151.
- AKAY, E. ve UYSAL, S. 1988. Post-Eocene Tectonics of the Western Taurus Mountains, Bull. Maden Tetkik ve Arama Enstituesue (M.T.A.), Ankara, Turkey, 108, p. 23-34.
- AKBULUT, A. 1977. Etüde geologique d'une partie du Taurus occidental au Sud Egridir (Turquie): These 3°Cycle Üniversite Paris-Sud Orsay, 203 yayımlanmamış.
- AKYÜZ, H. S. ve ALTUNEL, E. 1997. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İ.T.Ü., İstanbul, s. 161-169.
- AKYÜZ, S.H. ve ALTUNEL, E. 1998. 417 Cibyra Depremi: Burdur Fethiye Fay Zonunun sol-yanal hareketine ait veriler (GB Anadolu). Aktif Tektonik Araştırma Grubu ATAG-1 İ.T.Ü. Avrasya Yerb. Enst, İstanbul.
- ANGELIER, J., DUMONT, J. F., KARAMENDERESI, H., POISSON, A., ŞİMŞEK, Ş., and UYSAL, Ş. 1981. *Tectonophysics*, 75, p T1- T9.
- BİGNOT, G. and POISSON, A. 1974. Le Cénomanien du flanc oriental du Katran Da: (Samda:)pres d'Antalya (Turquie). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey* 82.
- BİNGÖL, E. 1971. Fiziksel Yaş Tayini Metodlarını Sınıflama Denemesi ve Rb-Sr ve K-Ar Metodlarının Kazdağ'da Bir Uygulaması, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14, 1-16
- BEAN, G. Eskiçağda Güney Kıyıları, Arion Yayınları, 1999, 206s.
- BLUMENTHAL, M. 1951. Recherches geologiques dans le Taurus occidental dans L'arriere pays d'Alanya: Publ. MTA Ankara, Seri D 5, yayımlanmamış.
- BÖLÜKBAŞI, S. ÖZDEMİR, İ. ve ŞAHİN, N. 1997. Antalya Körfezi Batısı'nın Jeolojisi ve Petrol İmkânları, T.P.A.O. Raporu, No: 5489, (yayımlanmamış), Ankara.
- BRUNN, J. H.; DUMONT, J. F.; GRACIANSKY, P.C. DE.; GUTNİC, M.; JUTEAU, TH.; MARCOUX, J.; MONOD, O. ve POISSON, A. 1971, Outline of the geology of the western Taurides: (Ed. by A.S. Campbell) Geology and history of Turkey de, Guidebook for the 13 th field-session of the PESL., Libya, Tripoli, 225-255
- BRUNN, J. H.; ARGYRIADIS, L; MARCOUX, J.; MONOD, O.; POISSON, A. ve RİCOU, L. E., 1973, Antalya Ofiyolit Naplarının orijini lehine ve aleyhine kanıtlar: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 58-69, Ankara.
- ÇAKMAKÇI, S. ve AÇIKGÖZ, E. 1987. Adi fig *Vicia sativa* L. ekim zamanı, sıra arası uzaklığı ve biçim devrelerinin ot verimi ve kalitesine etkisi. *Doğa, Türk Tarım ve Ormancılık Dergisi*, 11 (1): 179-185. GRAF, R.J. and
- DEMİRTAŞ, R. ve YILMAZ, R. 1996. Seismotectonics of Turkey, Ministry of Publ. Work. Gen. Direct. Of Disaster Affairs Earthquake Research Dep. Publicatio, 95 pp.
- DEMİRTAŞ, R. ve ERKMEN, C. 2000. Deprem ve Jeoloji, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını: 52, Ankara, 390 ss.
- DEMİRTAŞ, R ZÜNBÜL, S., KARAKISA, S., MİLKEREİT, C., WOİTH, H., TEOMAN, M., TÜRKOĞLU, M, ÖZMEN, Ö. T., UZUN, E., AKLAN, M. A., 2004. *Bingöl depremi (1 Mayıs 2003) artçıdeprem çalışmaları*. 1 Mayıs 2003 Bingöl Deprem Raporu, Rapor No: 5149-1, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Ankara.
- DEMİRTAŞLI, E. 1987. Batı Toroslar'da Akseki - Manavgat ve Köprülü arasında kalan bölgenin jeoloji incelemesi: MTA Rap. No. 8779 (yayımlanmamış), Ankara.

- DENİZMAN, C. 1989. Kırkgöz Kaynakları ve Antalya Traverten Platosunun Hidrojeolojik Etüdü, Master Tezi, HG- TUR- 145.
- DOGLIONI, C., AGOSTINI, S., CRESPI, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., RIGUZZI, F. and SAVAŞÇIN, Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegan sea, *Journal of the Virtual Explorer*, 7, p. 167- 181.
- DUMONT, J.F. GUTNİC, M., MARCOUX, M., MONOD, O. and POISSON, A. 1972. Le Trias des Taurides occidentals(Turquie). Definition du bassin pamphylien; Unniueau domaine a ophiolite a la marge externe de la chaine taurique: Z. dt. geol. Ges., 123, 385-409.
- ERCAN, T., SATIR, M., KREUZER, H., TÜRKECAN, A., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M. AND CAN, B., 1985. Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of Western Anatolia. Bull. Geol. Soc. Turkey, 28, 121-136.
- ERDEM, N.P. 2001. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Yıldız Teknik Üniversitesi Vakfı Yayınları, (YTÜVAK).
- ERGİN, K., GÜÇLÜ, U. ve UZ, Z. Türkiye ve Civarının Deprem Katoloğu İTÜ, 1967.
- ERKMAN, B.; MEŞHUR, M.; GÜL, M.A.; ALKAN, H.; ÖZTAŞ, Y. ve AKPINAR, M. 1982. Felhiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi: Türkiye Altıncı Petrol Kong. p 23-31, Ankara.
- ERSOY, Ş. 1989. Fethiye (Muğla)-Göhlisar (Burdur) arasında Güney dağı ile Kelebek dağı ve dolayının jeolojisi. Doktora tezi, istanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 246s. (yayımlanmamış), İstanbul.
- EYIDOĞAN, H., GÜÇLÜ, U., UTKU, Z. ve DEĞİRMENCI. 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro Sismik Rehberi (1900–1988), İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Yayınları.
- FLECKER, R., ELLAM, R., M., MÜLLER, C., POISSON, A., ROBERTSON, A. H. F., GALLİ, P., and GALADINI, F. 2001. Surface faulting of archaeological relics. A review of case histories from the Dead Sea to the Alps, *Tectonophysics*, 335, p. 291- 312.
- GALLİ, P., and BOSİ, V. 2002. Paleoseismology along the Cittanova fault: Implication for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy), *Journal of Geophysical Research*, 107, p. 234- 253.
- GRACİANSKY, P.C. 1972. Recherches g<şologiques dans le Taurus Lycien Occidental: These, Université de Paris- Sud, 571 s.
- GENÇOĞLU, S., İNAN, E. ve GÜLER, H. 1990. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayınları.
- GLOVER, C. and ROBERTSON, A. 1998. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus Tectonic arcs: ext. and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, p. 103-132.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C. F. 1944. Frequency Of Earthquakes In California. Bull. Seismol. Soc. Am. 34, 185-188
- GUTNIC, M., MONOD, O., POISSON, A. and DUMONT, J. F. 1979. Geologie des Taurides Occidentales, (Turquie), Mem. Soc. Geol., France, 137, 112.
- GÜNAY, Y., BÖLÜKBAŞI, S., GÖZEĞER, C. ve İNANÇLI, İ. 1979. Batı Toroslarda Antalya- Burdur- Isparta Arasındaki Alanın Jeolojisi ve Petrol Olanakları, T.P.A.O. Raporu, No: 1391, Adana.
- GÜNAY, Y., BÖLÜKBAŞI, S., ve YOLDEMİR, O. 1982. Beydağlarının Stratigrafisi ve Yapısı, Türkiye Altıncı Petrol Kongresi, s. 91- 101.
- HAYWARD, A. B. 1982. Türkiye' nin güneybatısındaki Beydağları ve Susuzdağ masiflerinde kırıntılı tortulların stratigrafisi, TJK Bült., 2, s. 81- 89.

- HANÇER, M. 1996. Isparta güneyi, Ağlasun- Bucak civarının jeolojik ve Tektonik özellikleri, doktora tezi, (yayımlanmamış), pp. 223.
- HANÇER, M. ve KARAMAN, M. E. 2001. Tektonik Features of Bucak and its Surrounding (Southern Isparta), 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, S.D.Ü. Isparta.
- HEWITT, M.G. 1996. Some genetic consequences of ice ages, and their role in divergence and speciation. *Biological Journal of the Linnean Society*, 58: 247-276.
- İNAN, N. 1985. Antalya Travertenlerinin Oluşumu ve Özellikleri, TMMOB Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 24- 1, Ankara.
- JUTEAU, T. WHITECHURCH, H. and REUBER, I. 1983. Antalya ofiyolitleri (güney Türkiye); yüksek yayılma hızlı ve transform fayla atıma ugramis akresyon zonu--Ophiolites of Antalya (southern Turkey); a high spreading rate accretion zone offset by a transform fault, in Anonymous, ed., Abstracts/ International symposium on the geology of the Taurus Belt.: Surv., Turkey, Turkish Geol. p. 74-75.
- JUTEAU, T. 1980. Ophiolites of Turkey, Ophiolite Spec., iss., 2, 199-237.
- JUTEAU, T., NICOLAS, A., DUBESSY, J., FRUCHARD, J.C., and BOUCHEZ, J.L. 1977. Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1740-1748.
- JUTEAU, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): *Sc. de la Terre, Mem.* 32, Nancy, 692 s.
- KALAFAT, D., vd., Türkiye ve Daloayları Deprem Kataloğu 1981-1997), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 2000.
- KALAFATÇIOĞLU, A., 1973, Antalya Körfezi batı kısmının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 81, 82-131, Ankara
- KALYONCUOĞLU, Ü.Y., UYANIK, O. ve DESTİCİ, T. C. 2003. Bölge İçi Sismisitenin Belirlenmesinde Gutenberg-Richter Bağıntısına Yeni Bir Yaklaşım, Deprem Sempozyumu Kocaeli, s. 590-600.
- KARAASLAN, Ş. ve YALÇINER, Ö. 2003. Afet Yönetiminde Etkin Çözümler: Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Uzaktan Algılama ve İnternet Teknolojilerinin Depremde Kullanılması, Deprem Sempozyumu Kocaeli, s. 601- 611.
- KARAMAN, M.E. 1984. Isparta Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bül.*, 2, 119- 134.
- KARAMAN, M.E. 1986. Burdur İli ve Çevresindeki Yerleşim Alanlarının Depremselliği, Mühendislik jeolojisi *Türk Milli Komitesi Bül.*, 8, s. 23-30.
- KARAMAN M.E. 1988. Burdur Havzasının Jeomorfolojik Gelişiminde Tektonizmanın Etkisi, 12. Türkiye Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, bildiri özleri, ss. 25, Ankara.
- KARAMAN, M. E., 1994, Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni , C 37, Sayı 2, 119-134, Ağustos, Ankara.
- KARAMAN M.E. 1996. Isparta, Burdur ve Antalya Dolayının Neotektoniği ve Depremsellik Özelliği, A.Ü. Rap. No: 85. 01. 0102. 03 (yayımlanmamış), Antalya.
- KARAMAN M.E. 2000. Tectono-stratigraphic outline of the Burdur-Isparta area (Western Taurides, Turkey), *TJK Bülteni*, 2, s. 71-81.
- KARAMAN M.E. 2001. Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları, Devran Matbaacılık, Ankara.
- KARAMAN, M. E. 2002. Antalya dolayının (Batı Toroslar) Jeolojik Yapısı, Batı Toroslar I. Ulusal Sempozyumu, Antalya.
- KARAMAN, M. E., ALAGÖZ, Z. and KOÇAK, İ. 2004. Formation and facies properties of the Antalya Travertine, (South of Turkey), International Symposium on Earth System Sciences 2004, İstanbul, p. 95- 102.

- KAYAN İ. 1990. Tarih öncesi yerleşme yerleri olarak Antalya mağaralarının jeomorfolojik özellikleri Ege Coğrafya Dergisi. Sayı 5, Sayfa 10-31.Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü. İzmir.
- KIJKO, A. 1988. Maximum Likelihood Estimation Of Gutenberg-Richter B. Parameter For Uncertain Magnitudes Values. Pure Appl. Geophys. 127, 573-579.
- KOÇAK, İ. 2000 Kırkgöz Kaynakları (Antalya) ve Yakın Çevresinin Karst Jeomorfolojisi, Doktora Tezi (yayınlanmamış), İstanbul Üniversitesi, ss. 359.
- KOÇYIĞIT, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *TJK Bült*, 27, s. 1-16.
- KOÇYIĞIT, A., ÜNAY, E. and SARAÇ, G. 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 173, p. 405-421.
- KONAK, N., ANDENİZ, N. ve ÇAKIR, M.H. 1986. Çal-Çivril-Karahallı dolaylarının jeolojisi: MTA Rap.No. (Yayınlanmamış), Ankara.
- KORJENKOV, A.M. and MAZOR, E. 1999. Seismogenic origin of the ancient Avdat Ruins, Negev Desert, Israel, Natural Hazards, 18, p. 193-226.
- KORJENKOV, A. M. and KAISER, D. 2002. Historical- Makroseismic Study of the Wittstockt, town Church, final report2002a, ESI Energie Sicherheit Inspection GmbH, Mannheim, pp. 51.
- KORJENKOV, A. M. and KAISER, D. 2002. Makroseismic Indications in Wittstockt, for a historical damaging earthquake in Northern Germany 2002b, Annual Meeting of European Geophysical Society, Nice pp 4.
- KORJENKOV, A. M. and KAISER, D. 2003. Historical- Makroseismic Study of the town Church in Wittstockt, Northern Germany, 11th Fig Symposium on Deformation Measurements, Santorini, Greece, pp 8
- KOŞUN, E., SARIGÜL, A. ve VAROL, B. 2005. Antalya Tufalarının litofasiyes Özellikleri, MTA Dergisi, 130, pp 57-70.
- KRİNİTZSKY, E.L. and SLEMMONS, D.B. 1990. Neotectonics in earthquake evaluation: Boulder, Colorado, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology.
- LEFEVRE, R. 1967, Un nouvel aliment de la geologie du Taurus lycien: les nappes d'Antalya (Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris, 265, 1365-1368
- 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, p. 1-42.
- MARCOUX, J. 1970, Age Carnien de termes effusifs du cortege ophiolitique des nappes d'Antalya: C.R.Ac. Sci., Paris, 271, 285-287., 1974, Alpine tpye Triassic of the Upper Antalya nappe (western Taurides, Turkey). In: Zapfe H. (Ed.):Die Stratigraphie der alpine-mediterranen Trias. Wien, 145-146.
- MARCOUX, J.1976, Les series Triasiques des nappes radiolarites et ophiolites d'Antalya: Bull. Soc. Fr., 18, n2, 511-512.
- MARCOUX, J. 1977. Geological sections of the Antalya region: Western Taurus excursion geological guidebook da., VI. Colloquium on the geology of Aegean regions, izmir.
- MARCOUX, J. 1978, A scenario for the both of a new oceanic realm: the Alpine Neo-Tethys, 10th Int. Congr. of Sedim. Abstract, II, 419-420.
- MARCOUX, J. 1979. Antalya napların genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri: Türkiye Jeo. Kur. Bült, 22, 1-5.

- MARCOUX, J. and BAUD, A. 1986. The Permo Boundary in the Antalya Nappes, Mem. Soc. Geol. It., 34, p. 243- 252.
- MCKENZIE, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J.R. astr. Soc, 30, p. 109-185.
- MOGİ, A. 1979. Atlas of the Seafloor around Japan: Aspects of Submarine Geomorphology, TokyoUniv. Press. , pp 96.
- MOGİ, K. 1979. Global variation of seismic activity, *Tectonophysics*, 57, T43-T49.
- MANAKOU M. AND TSAPANOS T., M. 2000, Seismicity and seismic hazard parameters: Evaluation in the island of Crete and the surrounding area inferred from mixed. Data files: *Tectonophysics* 321, 157-178
- MOREY, D. and SCHUSTER, G. T. 1998. Seismic CAT- Scan of an Ancient Earthquake, (unpublished), University of Utah, 27 pp.
- M.T.A. Mūd. 1:100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Şenel, 1997), Isparta K10-K11, Antalya L10-L11 Paftaları, M.T.A. Yayınları, Ankara.
- ÖCAL, N, 1968; Türkiye'nin sismisitesi ve zelzele coğrafyası, 1850-1960 yılları için zelzele Kataloğu. Kandilli Rasathanesi Yayınları No. 8, İstanbul.
- ÖNALAN, M. 1979. Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi. Doktora tezi, İÜFF Monografileri, S: 29, 131 s., İstanbul.
- ÖZGÜL, N. 1984. Alanya Tektonik penceresi ve batı kesiminin jeolojisi. Ketin Simpozyumu, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 97-120.
- ÖZGÜL, N. 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurides: Tekeli, O. ve Göncüoğlu. M.C. ed-, *Geology of the Taurus Belt* MTA Yayl., 77-90, Ankara.
- ÖZMEN, B. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu'nun Bölgesel Düzenlenmesi, Türkiye Deprem Vakfı (TDV).
- PAPAZACHOS, B. C., 1974. Dependence Of The Seismic Parameter B On The Magnitude Range. *Pure Appl.Geophys* 112, 1059-1065
- PINAR, N. Ve LAHN, E. 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, Ankara, No:6, 36 s
- POISSON, A. 1977. Recherches geologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie): These FUniversite de Paris-Sud (Centre d'Orsay). No:1902, Tome 1-2, 1-795, p 1-10.
- POISSON, A. 1974, Presence de Jurassique et de Crétacé inférieur à facies de type plateforme dans l'autochtone lycien pres d'Antalya, massif des Bey Dağları s. 1. (Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris, 278.
- POISSON, A., AKAY, E., DUMONT, J. F. AND UYSAL, S., 1984. Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In "Geology of the Taurus belt", eds. O. Tekeli and C. Göncüoğlu, sp. Pub. MTA. Ankara, 11-26
- REUBER, I. 1982. Generations successives de filons grenus dans le complexe Ophiolite que d'Antalya (Turquie) origine, Evolution et mecanismes d'injection des liquides: These, U.E.R. Des Sci. De la vie et de la terre. Lab Min. Et Pet., Strasburg, 245p.
- RİCHTER, C.F. 1958. Appendix II, VIII, in *Elementary Seismology*, San Francisco:W.H. Feeman and Co, 768 p.
- ROBERTSON, A.H.F. ve WOODCOCK, N.H. 1980, Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex SW Turkey: Spec. Publ. Ass. Sediment., 4, 125-145.
- ROWLAND, G.G. 1987. Effect of plant density on yield and components of yield of faba bean. *Canadian Journal of Plant Science*, 676 (1): 1-SARIGÜL, A. 2005. Antalya Yöresi Traverten ve Tufa Oluşumlarının Sedimentolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi.
- SEZER, L. İ. 2003. Muğla Yöresinde Deprem Aktivitesi ve Riski, Kuvaterner Çalıştayı IV, İ.T.Ü Avrasya Fen Bilimleri Entitüsü, s. 111- 120.

- SARIGÜL, A. 2005. Antalya Yöresi Traverten ve Tufa Oluşumlarının Sedimentolojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi 90 s..
- SİLAHLI, 1993. Antalya Körfezi batı kıyı sıradağlarının jeolojisi, ANKARA,s.18.
- SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D. ve ALTINOK, Y., 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katoloğu. *TÜBİTAK proje* No: TBAG-341.
- STIROS, S. C. 1996. Identification of Earthquakes from Archaeological Data: Methodology, criteria and limitations, *Archaeoseismology Fitch Laboratory Occassional*, 7, p. 129- 152.
- ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. ve BORAY, A. 1987. Türkiye Diri Fayları ve Depremselliği, MTA Rap, No:8174 (yayımlanmamış), ANKARA.
- ŞENEL, .M. (1986), Tahtahdağ (Antalya) ve dolayının jeolojisi (doktora tezi), 10 Fen Bilimi. Ens. Jeoloji Müh.Anabilirn Dalı, 232 s.
- ŞENEL, M.; KENGİL, R.; ÜNVERDİ, M.; GÖZLER, M.Z. VE SERDAROĞLU, M., 1981, Teke Toroslar güneydoğusunun jeolojisi: MTA Derg., 95-96., 13-43.
- ŞENGÖR, A.M.C. 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo - Triassic:Tethys and its implications : *Nature*, 279, 590.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve KİDÇL, W.S.F. 1979. Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet: *Tectonop.*, 55,361 - 376.
- ŞENGÖR, A. M. C. 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, TJK Konferanslar Serisi, 2.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y. 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım: *Türkiye Jeol. Kur. Yer. Bil. Öz. Dizisi. No:1*, 75.
- ŞENGÖR, A.M.C. 1985. Stuructural classification of tectonic history of Turkey, *İn Ketin Symp. Spec. publ. Geol. Soc, Turkey*, p. 37-61.
- ŞENEL, M. 1984. Discussion on the Antalya Nappes, *Geology of the Taurus Belt, Proc. İnt. Sym.*, p. 41- 51.
- ŞENEL, M., DALKILIÇ, H., GEDİK, L., SERDAROĞLU, M., BÖLÜKBAŞI, A.S., METİN, S., ESENTÜRK, K., BİLGİN, A.Z., UGUZ,F.J., KORUCU, M. ve ÖZGÜL, N. 1992. Eğridir-Yenişarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi: MTA Rap.9390, TPAO Rap. No: 3132, 559 s. (yayımlanmamış),Ankara.
- TABBAN, A.S. ve GENCOĞLU, 1975. *Deprem ve Parametreleri*. İmar ve İskân Bakanlığı Afet İşl. Gn. Müd. Deprem Arşt. Enst.Yay. Ankara.
- TOBRİNER, S. 2000. Wooden Architecture and Earthquakes in Turkey: A Reconnaissance Report and Commentary on the Performance of wooden Structures in the Turkish Eartquakes of 17 August and 12 November 1999 (unpublished), University of California, 12 pp.
- TURNER, J. 1998. Application of Sr İsootope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle Suothern Turkey, *Tectonophysics*, 298, p. 83- 101.
- ULU, Ü. 1989. Gazipaşa (Antalya ili) Bölgesinin Jeolojisi: Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enst., 209, istanbul
- WATT, F. 1993. (Çev.A. Yurtsever). Depremler ve Yanardağlar: TÜBİTAK Popüler Bilim kitaptan.
- WHITECHURCH, H.,YAZGAN MICHARD, A. and MONTIGNY, R. 1983. Le taurus de Malatya, E., (Turquie orientale) element de la suture sud-tethysienne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 25, 59-69.

- WHITECHURCH, H. and JUTEAU, T. 1980. The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): Evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In: PANAYIOTOU A. (ed.) *Ophiolites*, Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, 377-391.
- WIEMER, S. and WYSS, M. 1997. Mapping The Frequency-Magnitude Distributions In Asperities: An Improved Technique To Calculate Recurrence Times. *J. Geophys. Res.*, 102, 15115-15128.
- WIEMER, S. and BAER, M. 2000. Mapping And Removing Quarry Blast Events From Seismicity Catalogs. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 525-530.
- YAĞMURLU, F., Saha Jeolojisi Ders Notları, ISPARTA
- YAĞMURLU, F., SAVAŞCIN, Y. and ERGÜN, M. 1997. Relation of Alkaline Volkanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW Turkey, *The Journal of the Geology*, 105, p. 717- 728.
- YAĞMURLU, F., POISSON, A., BOZCU, A. ve ŞENTÜRK, M. 2007. Isparta Açısının teknostratigrafik özellikleri ve petrol jeolojisi açısından irdelenmesi IPETGAS 2007, 11–13 /29–31 Mayıs 2005, Ankara – TÜRKİYE.
- YILMAZ, P., O., MAXWELL, J. C. ve MEUHLBERGER, W. R. 1981. Antalya Kompleksinin yapısal evrimi ve Doğu Akdeniz’ deki yeri, Hacettepe Üniv. Yerb. Enst. Bült., 7, s. 119- 127.
- YILMAZ, Y. 1981. Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi: İstanbul Yerbilimleri Derg., T, 33-52.
- YILMAZ, Y. ve SANER, S. 1980. Orta Sakarya bölgesinin tektonik evrimi, 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri, p.27.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., GÖZÜBOL, A. M. ve YİĞİTBAŞ, E. 1981. Abant (Bolu) – Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 3-4, pp. 239-261.
- YILMAZ, A. 1984. Dumanlı Dağı (Tokat) ve Çeltik Dağı (Sivas) arasındaki bölgede Boztepe Formasyonu'nun yaşı, alt bölümleri ve dokanak ilişkileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 27/2, III- 117.

ÖZGEÇMİŞ

Eylem Heval YARITAŞ ÇETİN 1978 yılında Ankara’ da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Ankara’nın Kalecik ilçesinde tamamladı. 1995 yılında girdiği Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’ nden 1999 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. Şubat 2001 tarihinde Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans eğitime başladı ve 2002 yılının Ağustos ayında aynı bölümde araştırma görevlisi kadrosuna atandı. 2004 yılı Eylül ayında evlendi, 2005 Ocak- 2005 Temmuz ayları arasında Çankırı Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünde, 2005 Temmuz -2008 Temmuz tarihleri arasında Ağrı Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünde jeoloji Mühendisi olarak görev yaptı. 2008 Temmuz ayında İzmir Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünde Jeoloji Mühendisi olarak göreve başladı, Halen aynı kamu kuruluşunda jeoloji mühendisi olarak çalışmaktadır