T.C SELÇUK ÜNİVERSİTESİ MÜHENDİSLİK-MİMARLIK FAKÜLTESİ JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ



NEOTEKTONİK DERS NOTLARI

DOÇ.DR.YAŞAR EREN KONYA-2009

ÖNSÖZ

Neotektonik Ders Notu 2006-2009 yılları arasında Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Neotektonik dersinde (Seçmeli Teknik Ders) okutulan teorik konuların bir derlemesidir. 123 sayfadan oluşan ders notu 8 ana bölümden oluşmaktadır. Ders notunda ilk olarak Türkiye'yi etkileyen ana orojenik olaylar kısaca tanımlanmıştır. Sonra neotektonikin (yenitektonik) tanımı yapılmış ve Türkiye'nin neotektonik dönem içindeki jeoloji evrimi anlatılmıştır. Diğer bölümlerde Türkiye'nin neotektonik dönemini şekillendiren ana yapılar ve Türkiye'nin ana neotektonik bölgeleri Şengör'ün (1980) klasik sınıflamasına bağlı olarak açıklanmıştır. Bu çerçeve verilirken, farklı sınıflama ve görüşlere de yer verilmiştir. Son bölümde ise Konya ili ve yakın çevresinin neotektonik özellikleri ve depremselliği açıklanmaya çalışılmıştır.

Ders notu hazırlanırken, aşağıda belirtilen yayın ve makalelerden geniş ölçüde yararlanılmıştır.

- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye jeoloji Kurumu, Konferans serisi:2,
- Şengör,, A.M.C 1984. Türkiye'nin tektonik tarihi., Türkiye Jeol. Kur., Ketin Simpozyumu, 37-62.
- Koçyiğit, A., 2003, Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri,Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı çalışma, Aksaray, TPJD, Özel sayı: 5, 1-26.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 27, sayı 1, s. 1-16.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey a synthesis, Geodinamica. Acta 14, s 3–30.

Doç.Dr. Yaşar EREN Konya-2009

İÇİNDEKİLER

	Sayfa		
1. GİRİŞ	4		
	8		
2. TURKIYE'NIN TEKTONIK TARIHINDEKI OROJENIK EVRELER			
2.1. Pan Afrikan evresi (750-400 my)			
2.2. Hersiniyen Evresi (450-320 my)			
2.3. Kimmerid evresi (315 my)	10		
2.4. Alpid evre (243 my-günümüz)			
2.5. Neotektonik evre			
3. NEOTEKTONİK (YENİTEKTONİK)	13		
4. TÜRKİYE'NİN ANA PALEOTEKTONİK BİRLİKLERİ VE NEOTEKTONİK DÖNEMDEKİ (MİYOSEN-GÜNCEL) JEOLOJİK EVRİMİ	16		
5. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK DÖNEMİNİ ŞEKİLLENDİREN ANA YAPILAR VE BÖLGELER	22		
6. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK DÖNEMİNİ SEKİLI ENDİREN ANA VAPILAR	31		
61 KUZEY ANADOLU FAY ZONU (KAFZ)	31		
6 2 DOĞU ANADOL U FAY ZONU (DAFZ)	45		
6 3 BITL IS ZAČROS KENET KUSAČ	50		
0.5. DITLIS-ZAUKUS KENET KUŞAU			
0.4. KIBKIS-HELEN YAYI			
6.4.1. KIDRIS yayı			
6.4.2. Helen (Ege) yayı			
6.5. OLU DENIZ FAY ZONU (ODFZ)	58		
7. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK BÖLGELERİ (KENB)	62		
7 1 DOĞU ANADOLU SIKISMA BÖLGESİ			
7.2 FGE GRABEN SİSTEMİ			
7 3 ORTA ANADOLU OVA REIMI			
7 3 1 Konva-Eskisehir Neotektonik Bölgesi			
7 3 1 1 Aksehir Fay Zonu			
7 3 1 2 İnönü Eskişəhir Fay Zonu Zonu:			
7 3 1 3 Konva-Altinekin Fay Zonu	94		
7.2.1.4 Ničde Fay Zonu			
7.3.1.5 Celtikei Fay Zonu	05		
7.2.2. Kayaari Siyas Naataktanik Bölgasi (Kenh)	95		
7.3.2. Kaysent-Sivas Neolekionik Dolgesi (Ksild)			
7.2.2. 1. Malatya-Ovacik Fay Zonu (MOFZ)	97		
7.2.2.2. Orta Anadolu Fay Zonu (Ecemiş Fay Zonu)	97		
/.3.2. 3. Luzgolu Fay Zonu			
/.3.2. 4. Salanda Fay Zonu:			
/.4. KUZEY ANADOLU BOLGESI	103		
	104		
8. KONYA BOLGESININ NEOTEKTONIGI VE DEPREMSELLIGI			
8.1. KONYA BOLGESININ DEPREMSELLIGI			
DEĞİNİLEN BELGELER	116		

1. GİRİŞ

Herhangibir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümüne Neotektonik (Yeni tektonik) denir (Şengör 1980). Neotektonik (Yeni tektonik) ve Paleotektonik (Eski tektonik) terimleri olayın göreli yaşını da dikkate almak kaydıyla türünü vurgularken, Genç ve Yaşlı tektonik olayın sadece yaşını ifade eder.

Orijinal olarak ilk kez Obrutschow tarafından kullanılmıştır. Obruchev (1948), neotektonik terimini Neojen'den başlayıp günümüze kadar devam eden en genç jeolojik tarihçenin tektoniği olarak tarif etmiştir. Bates ve Jackson (1980) neotektoniği Miyosen sonrası Pliyosen ve Kuvaterneri kapsayan 5.5 my süre içindeki yapıları ve yer kabuğunun yapısal tarihçesi olarak tanımlamışlardır. Bazı tanımlamalarda ise, neotektonik sadece Kuvaterner (1.8 my) dönemi için kullanılmıştır.

Hancock ve Williams (1986), bir bölge için neotektonik döneminin başlangıcının, günümüzdeki levha sınırları ve levha hareketlerinin düzenlendiği zaman olarak alınmasını önermiştir. Becker (1993) ise neotektonik kavramının birçok veriye dayanarak tanımlanması gerektiğini ve değişik tektonik bölgeler için (levha içi veya levha sınırları) uygulanabilir olması gerektiğini belirtmiştir. Buna göre neotektonik dönemin başlangıcında, en genç periyod için günümüzdeki levha sınırları alanının, düzenlemesinin, tektonik gerilme volkanizmanın ve tektonik deformasyonların oluşumunun göz önüne alınması gerekir. Herhangibir bölgenin jeolojik tarihinin kronolojik ve yapısal açıdan sınıflanarak daha ufak bölümlerde incelenmesi gelenek haline gelmiş bir kolaylıktır. Kronolojik sınıflama zamanın sürekli akışını göz önüne alarak jeolojik olayların bağıl ve/veya mutlak yaşını göz önüne alır. Yapısal sınıflamanın amacı ise jeolojik zaman içinde meydana gelmiş olayları birbirleri ile olan kökensel ilişkilerini esas alarak zaman içinde gruplandırmaktır. Klasik tektonik anlayışı içinde Fanerozoyik'in Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin dağoluşum evrelerine bölünerek incelenmesi, orojenlerin (dağ kuşaklarının) bütün dünyada aynı anda oluştukları varsayımına dayanır (Şekil 1). Bu varsayımda orojenik evreler orojenik fazlara bölünmüştür.

2	Milyon yıl Önce	Orojenez evreleri	Orojenez devreleri	
Pleyistosen	0.6	Pasadaniyen		
Pliyosen	1.8 3 5 15	Wallakiyen Rodaniyen	GEÇ ALPÎN	
Miyosen		Stiriyen		
Oligosen	22.5 37	Saviyen Pireniyen	ORTA ALPIN Z	
Eosen			A	
Paleosen	88	Avusturiyen- Subhersiniyen	ERKEN ALPIN	
Kretase	100	Oregoniyen		
Jura	140 195	Geç Kimmeriyen Erken Kimmeriyen		
Triyas	230	Falziyen- Palatiniyen Saaliyen- Appalaşiyen Asturiyen Sudetiyen Bretoniyen- Akadiyen	HERSINIYEN	
Permiyen	250 290 325			
Karbonifer	345			
Devoniyen	385	Eriyen		
Siluriyen	395 435 500	Takoniyen	KALEDONİYEN	
Ordovisiyen		Sardiniyen		
Kambriyen	565	Baykaliyen	0.0000000000000000000000000000000000000	
Pre Kambriyen	700 1000 1300 1750		ASSINTIK- KATANGAN GRENVILIYEN ELSONIYEN HUDSONIYEN- KARELIYEN ALGOMAN-	
	3500	2000 3500 SAAMI		

Şekil 1: Orojenik evreler (Ketin, 1982)

Levha tektoniği kapsamında ise dağ kuşakları Wilson çevrimine bağlı olarak oluşurlar (Şekil 2). Bu nedenle yapısal sınıflamaların okyanusların açılıp kapanmasına bağlı olarak incelenmeleri ve sınıflanmaları gerekir. Şekil 3' Türkiye'deki kenet kuşaklarını göstermektedir.



Şekil 2: Wilson Çevrimi



Şekil 3: Türkiye'deki kenet kuşakları (Şengör, 1984).

2. TÜRKİYE'NİN TEKTONİK TARİHİNDEKİ OROJENİK EVRELER

Türkiye'nin tektonik tarihindeki orojenik evreler yaşlıdan gence doğru

- 1-Pan Afrikan evresi
- 2-Hersiniyen Evresi
- 3-Kimmerid evresi
- 4- Alpid evre
- 5-Neotektonik evre

şeklinde sınıflanmıştır (Şengör, 1984; Şekil 2.1)



Şekil 2.1: Türkiye'nin jeolojik tarihinin yapısal sınıflanması (Şengör, 1984)

2.1. Pan Afrikan evresi (750-400 my)

Menderes Masifi temelinden elde edilmiş yeni izotopik yaşlara ve doku verilerine ve Isparta üçgeni içindeki Karacahisar domunun çekirdeğindeki Bozburun ve Sarıçiçek diyabaz ve şistlerine göre büyük doğu Afrika/Arabistan Pan Afrikan orojeninin bir bölümünü temsil eder. Telbismi volkanitleri bu işlevin son ürünü arasındadır. Türkiye'de İzmir-Ankara ve İç Toros kenet kuşaklarının güneyinde kalan temel kayaları bu devrenin eserleridir (Şekil 2.1 ve 2.2).



Şekil 2.2: Türkiye'de Pan-Afrikan sistemine ait kenet kuşakları ve deformasyon alanları (Şengör, 1984).

2.2. Hersiniyen Evresi (450-320 my)

Sadece İstanbul Napı ve belki de Sakarya kıtasının temelinden bilinen bu evre Ordovisiyen'de açılan ve Erken Karbonifer'de kapanan Masif Central'den Alpler üzerinden Türkiye'ye ulaşan Güney Hersiniyen okyanusunun (Theic okyanusu) evrimiyle ilişkilidir (Şekil 2.3)



Şekil 2.3: Türkiye'de Hersiniyen sistemine ait kenet kuşaklarının ve deformasyon alanlarının dağılımı (Şengör, 1984).

2.3. Kimmerid evresi (315 my)

Özellikle Pontidlerden bilinen fakat izlerine Kenar kıvrımları ve Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı hariç hemen hemen Türkiye'nin her yerinde rastlanan (Şekil 2.4) bu evre Paleo-Tetis ve ona bağlı olanların evrimiyle ilişkilidir.



Şekil 2.4: Türkiye'de Kimmerid sistemine ait kenet kuşaklarının ve deformasyon alanlarının dağılımı (Şengör, 1984).

2.4. Alpid evre (243 my-günümüz)

Türkiye'nin tamamını etkilemiş olan bu evre Neo-Tetis'in çeşitli kollarının evrimi ile ilişkilidir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5: Türkiye'de Alpid sistemine ait kenet kuşaklarının ve deformasyon alanlarının dağılımı (Şengör, 1984).

2.5. Neotektonik evre

Güneydoğu'da Orta Miyosen (Serravaliyen) esnasında Çüngüş havzasının da kapanmasıyla (Şengör ve Yılmaz, 1981) Arabistan-Avrasya çarpışması başlamış ve bu çarpışma sonucu oluşan bir Anadolu blokunun batıya kaçmaya başlaması ile parçalanmaya başlayan Türkiye orojenik yapısı Paleotektonik evrimini tamamlayarak Arabistan-Avrasya çarpışmasının dikte ettiği Neotektonik döneme girmiştir (Şengör, 1980).

Paleotektonik dönemin sona ererek Neotektonik dönemin başlamış olması Alpid evresinin de paleotektonik dönemle sona ermiş anlamına gelmemektedir. Ülkemizde Alpid evresi NeoTetisin ve buna bağlı kenar denizi sistemlerinin tamamı, yani Doğu Akdeniz ve Karadeniz dalma-batmayla kaybolana kadar sürecektir. Şekil

Herhangibir olayın sadece yaşını bilmenin ona tektonik sınıflamada bir ad vermeye yeterli değildir. Örneğin Geç Karbonifer yaşlı bir olaya tereddüt etmeden "Hersiniyen" damgası vurulabilirken, artık bu olayın hem Hersiniyen hem de Kimmeriyen orojeni ile ilişkili olabileceği göz önüne alınmalıdır.

3. NEOTEKTONİK (YENİTEKTONİK)

Neotektonik (yenitektonik) herhangibir bölgenin tektonik rejiminde bir değişiklik, bir yenilik olduğunu belirtir. Buna göre neotektonik, tektonik rejim değişikliğinden bu yana gelişen tektoniği eski tektonikten (paleotektonik) ayırır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Herhangi bir tektonik evrimin kronolojik ve yapısal esaslara göre sınıflanması (Şengör, 1980)

Dünyanın pek çok yerinde neotektonik jeolojik olarak genç zamanda ortaya çıkmıştır. Buralarda neotektonik aynı zamanda genç tektoniktir. Örneğin Atlantik okyanusu gibi yerlerde neotektonik oldukça yaşlıdır (180 my., Pitman ve Talwani, 1972). Buna karşılık Türkiye, İran gibi çok yakın geçmişte tektonik devrimlere sahne olmuş bölgelerde ise paleotektonik oldukça genç zamana kadar sürmüştür. Son tektonik değişikliğinden önceki olaylarda ki bunlar birden çok tektonik rejime bağlı gelişmiş olabilirler, paleotektoniği meydana getirirler (Şengör 1980).

Bu tanıma göre Türkiye'de neotektonik devre, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Anadolu-Arap kıtası çarpışması ile başlamıştır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2: Türkiyenin tektonik tarihinin yapısal esasa göre sınıflanması (Şengör, 1980)

Doğu Anadolu ve Batı İran boylamlarında Avrasya ile Arap kıtası arasında son okyanus litosferinin de kaybolmasını sonuçlayan Orta Miyosen yaşlı bu çarpışma ile birlikte normal kalınlıktaki kıtasal litosfer okyanusal litosfer gibi rahatlıkla dalamayacağından, Arap kıtası Avrasya yakınlaşması Türk-İran platosu sınırları içerisinde kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmaya başlamıştır. Çarpışma cephesinin (Bitlis-Zağros) ard ülkesindeki kıta kabuğu yaklaşmayı kısalıp kalınlaşarak karşılamış, ancak gittikçe artan kabuk kalınlığı ve buna paralel olarak yükselen litostatik basınç bu tür yamulmayı gittikçe zorlaştırmıştır.

Sonuçta Orta ve Batı Anadolu'yu kapsayan bir Anadolu levhası, meydana gelen Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları boyunca Doğu Anadolu sıkışma bölgesinden batıya, kolaylıkla dalabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3: Türkiye ve Yakın Doğu civarının ana tektonik yapıları (Westaway, 1994a).

4. TÜRKİYE'NİN ANA PALEOTEKTONİK BİRLİKLERİ VE NEOTEKTONİK DÖNEMDEKİ (MİYOSEN-GÜNCEL) JEOLOJİK EVRİMİ

Şekil 4.1 Türkiye'deki levha sınırları ve Ketin (1966) tarafından tanımlanmış olan paleotektonik bölgeleri göstermektedir.

Pontidler, Türkiye'nin kuzey kesimlerini oluşturmakta ve diğer tektonik birliklerden İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu ile ayrılmaktadır. Şengör (1984) Pontidleri Sakarya kıtası ve Rodop-Pontid fragmanı şeklinde iki bölüme ayırırken, Okay (1986) Pontidleri İstanbul ve Sakarya zonları ile Istranca masifi şeklinde üç ana zona ayırır. Anatolidler ana olarak kristalin masifleri kapsamakta ve şiddetli Alpin metamorfizmasına uğramıştır.

Okay (1984, 1986) Anatolidleri Afyon-Bolkardağı, Tavşanlı zonları ve Menderes-Kırşehir masifleri gibi dört zona ayırmış ve bunların Torosların başkalaşıma uğramış eşlenikleri olarak kabul etmiştir. Toroslar Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı ekaylı-naplı yapılı sedimanter kayaçlardan oluşmuştur. Şengör (1984) Anatolid ve Pontid tektonik birliklerini Anatolid-Torid platformu olarak tanımlamış ve bu platformu Menderes-Toros bloku ve Kırşehir bloku şeklinde İç Toros keneti ile birbirinden ayrılan iki bölüme ayırmıştır. Kenar kıvrımları ise Arap platformunun kuzeye bakan pasif kıta kenarını temsil etmekte ve hafifçe kıvrımlanmış deforme olmuş kayaçları kapsamaktadır.

Anatolid-Torid platformu ve Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nı (DAYK), Afro-Arabistan levhalarından ayıran Neo-Tetis'in güney kolu Geç Kretase'de kapanmaya

16

başlamış sadece Bitlis-Zağros kesiminde orta (erken?) Miyosen'de Arabistan Avrasya son çarpışması gerçekleşmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1.Türkiye'nin ana paleotektonik birlikleri (Ketin, 1966)

Doğu Akdeniz'in bugün okyanusal litosferle altlanan, Neotetis güney kolunun henüz kapanmamış bir kalıntısıdır. Türkiye'de Neotektonik devreyi başlatan işte bu kapanmadır. Kapanmanın yaşı Şekil de gösterilenden başka şekilde saptanabildiği takdirde Türkiye'de Neotektonik devrenin başlangıç yaşı da yeni yoruma göre değişecektir.

<u>Türkiye'de Neotektonik devreyi Anadolu-Arabistan çarpışması</u> başlatmıştır.



Şekil 4.2. Türkiye'nin Orta Miyosen-Pliyosen paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1983)

Şekil 4.3-6 Türkiye'nin Miyosen-Güncel arasındaki jeoloji evrimini göstermektedir. Erken Miyosen'de Neotetis kuzey kolunun kapanması ile ilgili sıkışma ve Anadolu kristalin masiflerinin oluşumu son evrededir ve Bitlis-Zağros okyanusu da kapanmak üzeredir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: Doğu Akdeniz'in Erken (orta) Miyosendeki tektonik haritası (Şengör, 1980).

Şekil 4.4' te ise Bitlis-Zağros kenet kuşağı boyunca Avrasya-Arabistan kıtaları nihai olarak çarpışmıştır. Avrasya-Arabistan yaklaşması Doğu Anadolu yığışım karmaşığı tarafından temsil edilen kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmaya başlamıştır.



Şekil 4.4: Doğu Akdeniz'in Orta-Geç Miyosendeki tektonik haritası (Şengör, 1980).

Doğu Anadolu hızla sıkışıp yükselirken Anadolu levhası da oluşarak Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları boyunca batıya kaçmaya başlamıştır. Ancak Kuzey Anadolu fay zonunun Zante ile Soros arasında güneybatı yönüne dönerek Yunan makaslama zonunu oluşturması (Şekil 4.4 ve 4.5) Anadolu levhasının batıya hareketine engel oluşturmuştur. Bu engel Ege'de doğu-batı yönlü bir sıkışma yaratmış, bu sıkışmada kuzey-güney yönlü bir gerilme ile karşılanarak buradaki Ege-Anadolu graben sistemini oluşturmuştur.



Şekil 4.5: Doğu Akdeniz'in Geç Miyosen-Pliyosendeki tektonik haritası (Şengör, 1980).

Makedonya levhacığının kuzey ve batısındaki gerilme ise, batıya giden Anadolu'nun kendine engel olan Makedonya ve Arnavutluk levhacıklarını Avrupa'dan koparmak istemesi sonucu oluşmuştur. Trakya'daki Neotektonik havzada bu olayın sonucudur (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: Doğu Akdeniz'in Pliyosen-Güncel zaman aralığındaki tektonik haritası (Şengör, 1980).

Ege graben sisteminin temsil ettiği gerilme gittikçe azalan ve Karlıova ekleminde sıfır değerine ulaşan bir şiddette iç Anadolu'nun içerisine yayılarak buranın tipiktektonik bireyleri olan "Ovaları" oluşturmuştur. Diğer deyişle Anadolu levhası içindeki kuzeygüney yönlü gerilme Karlıova'dan Ege'ye doğru giderek artmaktadır. Ege graben sistemi ile ovalar bölgesi arasındaki tektonik stil değişikliğinin en önemli nedeni bu lineer gerilme hızındaki değişikliktir.

5. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK DÖNEMİNİ ŞEKİLLENDİREN ANA YAPILAR VE BÖLGELER

Şengör'e (1980) göre Türkiye'nin neotektonik dönemini şekillendiren 5 ana yapı ve bu ana yapıların belirlediği üç ana neotektonik bölge bulunmaktadır (Şekil 5.1).

Buna göre neotektonik dönemini şekillendiren ana yapılar

1-Ege-Kıbrıs yayı

- 2- Sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu
- 3-Sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu
- 4- Bitlis-Zağros Kenet Kuşağı

5- Ölü Deniz Fayı'dır

Bu ana yapıların şekillendirdikleri Üç ana tektonik bölge ise

- 1- Doğu Anadolu sıkışma bölgesi
- 2- 2-Ege graben sistemi
- 3- Orta Anadolu Ovalar bölgesidir (Şekil 5.1).

1- KAFZ ve DAFZ'nun kesiştiği Karlıova kavşağının doğusunda ve Bitlis-Zağros kenet kuşağının kuzeyinde kalan bölge Doğu Anadolu Sıkışma bölgesini oluşturur. Bu bölge kuzeygüney yönlü sıkışma tektoniği altında deforme olmaktadır.

2- Isparta üçgeninden kabaca kuzey-güney yönlü bir hattın batısında kalan bölge Batı Anadolu Genişleme bölgesidir. Bu bölge kuzey-güney yönlü gerilme etkisi altındadır

3- İki bölge arasında ise Orta Anadolu Ovalar Bölgesi yer alır. Bu bölge Kuzeyde KAFZ güney doğuda DAFZ ile sınırlı ve Karlıova ekleminin doğusunda kalan bölgedir. Oblik faylarla sınırlı gerilme kökenli havzalardan oluşur. Ege graben sisteminin doğuya doğru gittikçe zayıflayan bir devamıdır.



Şekil 5.1: Türkiye'nin Neotektonik dönemini şekillendiren ana yapılar ve bölgeler (Şengör, 1980).

Bunlar en geniş anlamda Türkiye'nin Neotektonik bölgeleridir. Bunların dışında üç tali bölge bulunur

- 1-Karadeniz kıyı bölgesi
- 2- Trakya bölgesi
- 3-Adana-Kilikya havzası

Şekil 5.2 ise Barka ve Reilinger'e (1997) göre Orta ve Batı Anadolu'nun Neotektonik Bölgelerini göstermektedir.



Şekil 5.2: Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgeleri (Barka ve Reilinger, 1997).

Barka ve Reilinger'e (1997) göre, Isparta açısının KB kanadını sınırlayan Fethiye-Burdur fay zonu ile Eskişehir Fayının kesiştiği bölgenin batısı ile Helen yayının kuzeyinde kalan bölge KD genleşme bölgesidir. Bu bölge KD-GB yönlü gerilme etkisi altındadır ve Batı Anadolu, Ege Denizi, Marmara bölgesi ve Yunanistan'ı kapsamaktadır.

Bu neotektonik bölgenin doğu sınırı kama şekillidir. Batı Anadolu'da D-B ve BKB-DGD gidişli riftler ve ilişkin faylar egemen yapılardır. Bunlardan Gökova, Büyükmenderes, Gediz, Bakırçay ve Simav riftleri ile Kütahya ve Eskişehir fayı en önemli yapılardır. Batı Anadolu'daki genleşme Marmara denizi boyunca Bulgaristan'a kadar uzanır. Genleşme rejimi aynı zamanda Marmara ve Kuzey Ege bölgesinde üç kola ayrılan KAFZ'yi de etkiler. Kuzeyde KAFZ, güneyde Sultandağı Bindirmesi ve batı da Eskişehir Fayının doğusunda kalan kesimi oluşturan Orta Anadolu bölgesi ise sıkışma altındadır. Bu bölge KD-GB gidişli kısalmaya uğramaktadır. Bölgenin önemli tektonik yapılarını oluşturan Tuzgölü fayı yüksek açılı bir bindirme fayıdır ve sağyönlü yanal atım bileşeni kapsamaktadır. Diğer Önemli yapı olan Ecemiş fayı ise sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır.

Orta Toros dağları Orta Anadolu'nun güney kesimlerinin önemli neotektonik yapılarındandır. Erken Orta Miyosen'de Orta Anadolu büyük bir göl ile kaplıyken Toros dağları geniş karbonat çökelmesinin geliştiği denizel bir ortamdır (Şekil 5.3). Orta Geç Miyosen'den sonra Toros dağları Orta Anadolu platosuna göre en az 1000 m yükselmiştir Kıbrıs yayı, FBFZ ve Sultandağı fayı arasında kalan bölge karmaşık bir yapı gösterir. Bu bölgenin FBFZ'na bitişik olan batı bölgesi genleşme gösterirken orta ve doğu Batı Anadolu ve Ege genleşme bölgesi ile Orta Anadolu sıkışma bölgesi arasındaki tektonik rejim farklılığı altlarına dalan litosfer diliminin kinematiğinden kaynaklanmaktadır.

Sismik tomografi çalışmaları Helen yayının ve/veya Akdeniz Sırtı yığışım prizmasının altına dalan litosfer diliminin yüksek açılı olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Helen yayı gerileyen bir özellik göstermektedir. Bu gerileme en az Orta Miyosen'den beri Ege Anadolu

25

bölgesindeki genişlemeyi sağlamaktadır. Kıbrıs yayı boyunca olan dalma-batma ise oldukça tartışmalıdır.



Şekil 5.3: Isparta açısının Orta Miyosenden günümüze tektonik evrimi (Barka ve diğ, 1995). Sismik verilere göre Floresence yükseltisi boyunca dalma-batma vardır. Fakat Kıbrıs güneyinde dalma-batma açık değildir.

Kıbrıs güneyinde dalma-batma Erastothenes gibi denizaltı yükseltileri tarafından karmaşık hale getirilmiş veya engellenmiştir. Isparta açısının GB köşesindeki Anaximander yükseltisi Kıbrıs ve Helen yayları arasındaki diğer bir önemli yapıdır. Deprem odağı derinlikleri ve tomografik veriler Kıbrıs yayı boyunca dalan litosfer diliminin dalma açısının Helen yayına göre daha düşük olduğunu göstermektedir. Bu göreli olarak daha düşük açılı dalma-batma hendekten oldukça uzakta Orta Anadolu içindeki volkanik aktivite ile de desteklenmektedir. Bu düşük açılı dalma-batma üstleyen levhada genleşme yerine sıkışma oluşturmaktadır. Sismik yansıma verileri Florence yükseltisi, Anaximander deniz dağı, Antalya havzası ve Kıbrıs yayı çevresindeki sıkışmalı yapılarla da uyuşum içindedir. Bunların yanısıra Toros dağlarının Geç Miyosen ve sonrasındaki yükselimi de hendeğe paralel olarak Kıbrıs yayı altına dalan litosfer diliminin kopmasına bağlı olarak gelişmiş olabilir. Bu yırtılma Helen ve Kıbrıs yaylarını ayıran yanal bir yırtılma da geliştirmiş olabilir (Şekil 5.4). Bu yırtılma Pliny-Strabo-Fethiye-Burdur fay zonu ile çakışmaktadır



Şekil 5.4: Kıbrıs ve Helen yayı altındaki doğu Akdeniz litosfer diliminin geometrisi ve Isparta açısının oluşum modeli (Barka ve Reilinger, 1997).

Şekil 5.5 ise Koçyiğit ve Özacar'a (2003) göre Türkiye'nin neotektonik bölgelerini göstermektedir. Koçyiğit ve Özacar'a (2003) göre KAFZ ve DAFZ'nun doğu ve güneyinde kalan bölge bindirme bileşenleri kapsayan doğrultu atımlı neotektonik rejim altındadır. Bu bölge kuzeyde Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu ile sınırlıdır. İnönü Eskişehir Fay zonu-Tuz

gölü FZ ile Orta Anadolu Fay zonunun kesişiminin batısında ve Kıbrıs-Helen yayının kuzeyinde kalan bölge genleşmeli neotektonik rejim altındadır



Şekil 5.5. Türkiye'nin neotektonik bölgeleri (Koçyiğit ve Özacar, 2003).

KAFZ ve DAFZ ve İnönü Eskişehir Fay zonu-Tuz gölü FZ ile Orta Anadolu Fay zonunun sınırladığı alan içinde kalan bölge normal bileşen kapsayan doğrultu atımlı neotektonik rejim bölgesidir. Kıbrıs-Adana ve Marmara ile Trakya kesimi de bu bölge içinde yer almaktadır. KAFZ ve KDAFZ kuzeyinde kalan Karadeniz bölgesi ile Kıbrıs-Helen yayı ve güneyinde kalan bölge ise sıkışmalı bir neotektonik rejim altındadır

6.1. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK DÖNEMİNİ ŞEKİLLENDİREN ANA YAPILAR

6.1.1. KUZEY ANADOLU FAY ZONU (KAFZ)

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), morfolojik olarak belirgin ve sismik açıdan oldukça aktif, dünya da en iyi bilinen faylardan biridir.

KAFZ yaklaşık olarak 1500 km uzunluğunda, Doğu Anadolu'dan Yunanistan'a kadar geniş yay şeklinde uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur (Şekil 6.1). Zonun genişliği birkaç 100 m ile 40 km arasındadır. Bu fay kuzeydeki Avrasya ve güneydeki Anadolu levhası arasındaki sınırın bir bölümünü oluşturan transform fay özelliğindedir. Karadeniz kıyılarına paralel olarak doğuda Karlıova'dan, batıda Saros körfezine kadar uzanır ve Doğu Anadolu sıkışma bölgesini Ege-Kıbrıs yayına bağlar.

Kuzey Anadolu'da önemli bir tektonik hat olarak çok önce fark edilmiş ve daha sonra tanımlanan KAFZ'na paralel olarak gösterilmiştir. Nowacks (1928) Paphloganische Narbe; Salomon-Calvi (1936-1940) Fortsetzung der Tonale Linie ve Pamir (1950) tarafından Cicatrice Nord Anatolienne diye adlandırılmıştır. Bu araştırıcılar KAFZ'nu orojenik bir yapı olarak tanımlamış ve Anadolu'da Alpin orojeninin bir vertex'i olarak tarif etmişlerdir. Salomon ve Calvi (1936, 1940) Wegener'in kıtaların kayması teorisi içinde Gondwana ve Avrasya'nın çarpışmasına bağlı bir sütur zonu olarak tanımlamışlardır.

1939-1948 yıllarında oluşan depremlerin incelenmesi ile Ketin (1948), bu depremlerin Kuzey Türkiye'deki Karadeniz dağları boyunca uzanan sağ yönlü bir doğrultu atımlı fay boyunca oluştuklarını ve bu yapının bölgenin orojenik yapısıyla ilişkisinin olmadığı sonucuna varmıştır.



Şekil 6.1: Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992)

Bu yapının genç bir yapı olduğunu belirtmiş ve bu fayın güney blokunu oluşturan orta ve Batı Anadolu'nun, kuzey blokunu oluşturan Karadeniz'e göre batıya doğru hareket ettiğini ortaya koymuştur. Bu teorisinin doğru olması durumunda bunu tamamlayan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay sisteminin de olması gerektiğini de öne sürmüştür. Ketin (1957) fayı Kuzey Anadolu Deprem fayı olarak adlandırmıştır. Ketin ve Roesli (1953) fayı Kaliforniya'daki San Andreas fayı ile karşılaştırmıştır.

1960'lı yıllardan günümüze kadar fay üzerinde levha tektoniği kapsamı çerçevesinde çalışmalar gerçekleştirilmiş ve KAFZ'nun Doğu Akdeniz'in levha tektoniği evriminde önemli rol oynadığı kabul edilmiştir (Şekil 6.2: Mc Kenzie 1972, Taponnier 1977, Dewey ve Şengör 1979).

Bir çok doğrultu atımlı fay gibi KAFZ 1000-1500 km uzunluğu boyunca morfolojik olarak iyi gelişmiş yüzey yapıları içerir. Fay zonu boyunca zona paralel, yarı paralel, faylar, saç örgüsü geometrisi, çek-ayır havzaları, çökme gölleri, basınç sırtları, ötelenmiş dereler vb gibi yapılar izlenir (Bozkurt, 2001).

KAFZ morfolojik olarak Karlıova'dan Mudurnu'ya kadar net bir şekilde izlenir. Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile birleştiği Karlıova'nın 10 km doğusundan itibaren blok faylı ve bindirmeli bir kuşak boyunca izlenmez. Karlıova doğusundan itibaren oluşan depremler bir sırf doğrultu atımlı faydan ziyade önemli bindirme bileşenleri kapsar (Mc Kenzie, 1972).

Karlıova bölgesinde kompleks bir fay deseni ve morfoloji ile karakterize olur (Şekil 6.3;Allen, 1965; Arpat ve Şaroğlu, 1972, Seymen ve Aydın, 1972). Karlıovadan Erzincana kadar fay zonu süreklidir.



Şekil 6.2:Doğu Akdeniz ve Yakın Doğunun Tersiyer-Kuvaterner sismo-tektonik yapıları (Brinkman, 1976).



Şekil 6.3 Kuzey Anadolu fay zonunun Karlıova-Erzincan arasındaki bölümü (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).

Erzincan yakınlarında fay kesilir ve 10 km kuzeye sıçrama yapar Bu iki fay kolu burada bir çek-ayır havzası niteliğindeki Erzincan ovası ile birbirine bağlanır. Erzincan'dan Reşadiye'ye kadar fay zonu tekrar süreklilik sunar. Bu segmentin karakteristik özellikleri, uzamış çökme gölleri (sag ponds), bazen travertenler ile ilişkili kaynaklar, fay diklikleri ve deforme olmuş akarsu vadileridir. Reşadiye ve Erbaa arasında fay sürekliliğini tekrar kaybeder. Erzincan'dan gelen kol Amasya güneyinde D-B yönüne döner. Reşadiye'nin kuzeyinde yeni bir kol başlar. Güneydeki ve kuzeydeki kollar arasında üçüncü bir kol daha bulunur. Bu fay Erzincan çek-ayır havzası geniş bir çek-ayır havzası içinde ikincil bir ekstensiyonel faydır. Bu kesimi ayrıntılı haritalayan Seymen (1975), Güncel bazaltik volkanizmanın bu fay boyunca çıktığını belirtir.



Şekil 6.4: Kuzey Anadolu fay zonunun Erzincan-Tokat arasındaki bölümü (Türkiye Diri Fay Haritası , Şaroğlu ve diğ., 1992)

Amasya'dan Eskipazar doğusu'na kadar fay yine süreklilik sunar (Şekil 6.4). Eskipazardan batıya doğru fay çatallanır (Ketin ve Roesli, 1953). Bu çatallanma daha batıda fayın kuzey ve güney kollara bölünmesinin ilk işaretleridir. Çağa depresyonu bu bölümde yer alır.

Mudurnu'nun batısından sonra KAFZ iki ana bölüme ayrılır. Bu kesimlerde açık doğrultu atımlı fay morfolojisi izlenmez ve kollar bir dizi D-B, BGB gidişli graben ve kapalı çöküntü havzaları şeklinde izlenir (Şekil 6.6). Bu yapılar KAFZ'nun iki an kolunun batıya doğru daha fazla sıçramasından kaynaklanır.



Şekil 6.5: Kuzey Anadolu fay zonunun Tokat-Çankırı arasındaki bölümü (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).

Kuzey kol, İzmit-Sapanca gölü grabeni içine girer ve Ganosdağ güneyinde Marmara denizini batı kıyısında kaybolur (Şekil 6.6). Ganosdağ-Saros arasında kuzeydeki kol sürekli bir doğrultu atımlı fay şeklinde izlenir.KAFZ genellikle geniş, çok sayıda bazen paralel bazen de saç örgüsü şeklindeki kollardan oluşan bir sağ yönlü doğrultu atımlı faydır.

Canıtez'in (1962) sismik ve gravite çalışmaları fay zonunun altındaki kabuğun normalden daha ince olduğunu göstermiştir. Fay zonundaki kayaçlar oldukça ezilmiş ve kırıklanmıştır. Bu kayaçların kolay erozyonu fay boyunca br rift morfolojisi oluşturmuştur. Bu rift morfolojisi Karlova'dan Mudurnu'ya kadar uzanır. Sadece Erzincan ve Reşadiye civarında kesilir. Batı Anadolu'da Mudurnu batısında graben ve horst morfolojisi ile birleşir.

KAFZ Dokurcun civarında iki kola ayrılır. Kuzeydeki kol Marmara denizini kateder ve KAFZ'nun en aktif bölümünü oluşturur. 17 Ağustos 1999 depremi de bu kol üzerinde oluşmuştur (Şekil 6.7)


Şekil 6.6: Kuzey Anadolu fay zonunun Ezinepazarı-İzmit arasındaki bölümü (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).



Şekil 6.7: Kuzey Anadolu fay zonunun İzmit-Çanakkale arasındaki bölümü (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).

Güneydeki kol Marmara denizi'nin güney kenarını sınırlar. Daha sonra güneybatıya doğru bükülür ve Ege denizi içinde güneybatı yönünde devam eder.

KAFZ'nun kara üzerindeki bölümleri ayrıntılı olarak ortaya konmuş, ancak Marmara suları altındaki kesimi ile ilgili bilgiler sınırlıdır. Marmara bölgesinde KAFZ'nun özellikleri, 1999 depreminden sonra oldukça fazla araştırma konusu olmuştur. Marmara denizi'nin oluşumu ile ilgili olarak değişik modeller önerilmiştir. Bununla birlikte Marmara denizinde fayların uzunluğu ve doğası hakkında bir görüş birliği bulunmamaktadır (Şekil 6.8).





Son yapılan sismik çalışmalar Marmara denizinin yapısı ve jeolojisi ile ilgili yeni bilgiler ortaya koymuştur. Denizel sismik çalışmalar Marmara denizi boyunca aktif faylanmayı gösterir. Marmara denizi, deniz tabanından birkaç yüz metre yüksekliğe erişen sırtlarla birbirinden ayrılmış Çınarcık, Merkezi Marmara, Tekirdağ havzası gibi KD yönelimli, asimetrik doğrultu atımlı derin deniz fay havzalarını kapsamaktadır Şekil 6.9 ve 6.10). Havzalar 3 km kalınlığına erişen Pliyo-Kuvaterner sedimentlerini kapsar. Marmara denizini hem kuzeyden hem güneyden sınırlayan oldukça dik yarlardan oluşan iki batimetrik yapı bulunur. Bunlar ana aktif fayların yerini gösterir. Bu yapılar Kuzey ve güney sınır fayları olarak adlandırılmıştır.



Şekil 6.9: Marmara Denizinin taban yapısı (Okay ve diğ., 2004).



Şekil 6.10: Marmara Denizindeki çukurlar ve yükseltiler (Okay ve diğ., 2004).

Kuzey sınır fayı Marmara denizine İzmit körfezi ekseninden girer ve batıda Trakya'da yüzeye çıkarak Ganos fayını oluşturur (Şekil 6.11). Fay daha sonra Gelibolu yarım adasının kenarını sınırlayarak Ege denizine doğru uzanır. Ege denizi içinde fayın daha batıya olan uzanımı Ege çukurluğunu sınırlar.

Güney sınır fayı D-B yönünde uzanır ve İzmit körfezinin güney kenarını sınırlar (Gölcük-Yalova bölümü)



Şekil 6.11: Marmara Denizi ve çevresindeki faylar (Okay ve diğ., 2004).

Marmara denizi sırf doğrultu atımlı deformasyon zonu ile Batı Anadolu'daki genleşme bölgesi arasındaki geçiş zonudur. Marmara denizi çevresindeki GPS verileri Anadolu levhasının batıya doğru yılda 20 mm hareket ettiğini gösterir.

KAFZ ve ana sıçramalarında birkaç çöküntü gözlenir (Bozkurt, 2001). Bunlardan bir kısmı

1-Çek-ayır havza :Niksar havzası, Taşova-Erbaa havzası, Erzincan havzası, Adapazarı havzası

Bileşik çek-ayır havza: Merzifon-Suluova gibi küçük çek-ayır havzaların birleşmesi sonucu oluşmuş havzalar

2-Fay kaması havzaları: Suşehri, Gölova, Vezirköprü havzaları

3- Bir kenarından aktif doğrultu atımlı fay, diğer kenarından bindirme fayı ile sınırlı karmaşık çek-ayır havzaları (Geyve havzası)

4- Negatif çiçek (palmiye) yapısı (Almus fay zonu boyunca Kazova havzası): Doğrultu atımlı faylarla sınırlı ve genleşmenin gözlendiği yapı

Ketin (1948) KAFZ'nun genç bir yapı olduğunu belirtmiş fakat özel bir oluşum yaşı vermemiştir. Pavoni (1961) fayın Erken Tersiyer yaşlı olabileceğini belirtmiş ve faydaki atımın 350-400 km olabileceğini belirtmiştir.

Erinç (1973) fay etrafındaki drenaj ağının geç Miyosen esnasında oluştuğunu ve bu drenajın fay tarafından değiştirildiğini belirtmiştir. Ketin (1976) fay boyunca oluşan havzalarda Orta Miyosen'den daha yaşlı kayaçların depolanmadığını, bu nedenle fayın morfolojik olarak bu zamandan önce oluşmadığını belirtmiştir. Abdüsselamoğlu (1959) fayın Pliyosen'den önce harekete başladığını belirtmiştir. Tatar (1975) batı Erzincan civarında fayın hareketsiz kollarını örten Pliyosen yaşlı kayaçları göstererek fayın Pliyosen öncesinde oluştuğunu söylemiştir. Jeomorfolojik veriler fayın erken Miyosen ile Pliyosen arasında oluşmaya başladığını göstermektedir. Fayın yaşı ve atımı ile ilgili en önemli jeolojik veriler Seymen (1975) tarafından Reşadiye civarındaki jeolojik haritalamalar sonucu ortaya çıkmıştır (Şekil 6.12).



Şekil 6.12: Kuzey Anadolu fay zonunun Erzincan-Amasya arasındaki bölümü (Seymen, 1975).

Seymen bu bölgede Pontidlerin Anatolidler üzerine Burdigaliyen sürecinde bindirdiğini ve bu iki tektonik birliğin kenetlenmesinin bu süreçte sona erdiğini vurgulamıştır. Bu kenet zonu çok geniş ofiyolit melanj birimleri ile temsil edilir. Kenet zonunun fayın her iki blokunda 45⁰ den daha fazla eğimli olduğunu belirtmiştir. Seymen (1975) Amasya ve Erzincan arasında fayın bu keneti kesip ötelediği için bu kesimdeki yaşının Burdugaliyen sonrası olması gerektiğini belirtmiştir. Fay boyunca kenet zonundaki görünür ötelenmeyi (Şekil 3 X-X') 85±5 km olarak vermiştir. Faydaki düşey hareket az ve kenet zonu oldukça eğimli olduğu için bu görünür ötelenme, gerçek atıma oldukça yakın bir değerdir. Bergougnan'ın (*) çalışmaları benzer sonucu vermiştir. Tokay (1973) ve Tatar'ın (1975) buluntuları faydaki toplam hareketin 50-100 km arasında olduğunu göstermektedir. Anadolu ve çevresindeki bölgesel tektonik, bu fay üzerinde 100 km'den daha fazla hareketi olanaksız kılmaktadır.

KAFZ'nun oluşum yaşı ve sağ yönlü hareketin oluşumu ile ilgili veriler dört başlık altında toplanabilir (Bozkurt, 2001)

1-Sağ yönlü hareket Orta Miyosen'den itibaren başlamış ve bu kaçış Arabistan-Avrasya levhasının çarpışmasından kaynaklanmıştır

2-KAFZ en geç Miyosen'de veya Erken Miyosen'den önce oluşmuştur

3-KAFZ, doğu Anadolu'da Geç Miyosen de harekete başlamış, batıya doğru hareket ederek Marmara denizine Pliyosen'de varmıştır.

4- Son çalışmalarda fayın doğuda 16 my'dan daha yaşlı fakat batıda 3 my'dan daha gençtir

42

Jeolojik çalışmalar faydaki hareketin 85±5 km'den 20-25 km arasında değiştiğini belirtmektedir.

Faydaki hareket hızı yılda 5-10 mm (Barka, 1992), 17+2 mm (Westavay, 1994)

Levha hareketleri ve sismik bilgiler yılda 30-40 mm (Taymaz ve diğ., 1991)

Son zamanlardaki GPS verileri yılda 15-25 mm (Reilinger ve diğ., 1997, Oral ve diğ.,

1995, Ayhan ve diğ., 1995, McClusky ve diğ., 2000) hızı göstermektedir.

Bu hareket hızı erken Pliyosen'den itibaren 75-125 km hareketi göstermektedir. Bu da jeolojik verilerle elde edilen 85±5 km ile uyuşum içindedir.

Geçmiş 60 yılda KAFZ boyunca bir çok büyük deprem gelişmiştir (Bozkurt, 2001).

1939 Erzincan depremi (M 7.9-8) 350 km'lik yüzey kırığı oluşturmuştur.

Fay boyunca 9 adet orta ve büyük deprem gelişmiş, bu depremlerle 1000 km'den daha fazla yüzeye kırığı gelişmiştir.

Depremler

1939 Erzincan M: 7.9-8

1942 Niksar M: 7.1

1943 Tosya M: 7.6

1944 Bolu-Gerede M:7.3

1957 Abant M:7.0

1967 Mudurnu M:7.1

1992 Erzincan M: 6.6

1999 Kocaeli M:7.4

1999 Bolu M:7.1

Bir çok deprem batıya doğru kaçışı göstermektedir (Şekil 6.13 ve 6.14).

Tarihsel depremlerin dağılımı iki koldan kuzeydeki kolun daha aktif olduğunu ve daha büyük deprem oluşturduğunu belgelemektedir.



Şekil 6:13: KAFZ üzerindeki depremler (http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/1999 /eq_990817/T990817000138.html).



Şekil 6.14: Kuzey Anadolu fay zonu üzerindeki depremler (Ketin, 1982).

KAFZ bazı görüşlere göre Karlıova üçlü kavşağında sona ermemekte güneydoğuya doğru devam etmektedir. Üçlü kavşak zamanla batıya hareket etmiş, dolayısıyla Karlıova doğusundaki üçlü kavşağın batıya göçmesinden önceki doğrultu atımlı faylar günümüzdeki şeklini almıştır.

6.2. DOĞU ANADOLU FAY ZONU (DAFZ)

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) 550 km uzunluğunda KD-GB gidişli doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 6.15 ve 6.16). DAFZ bu ana gidişe paralel, yarı paralel ve oblik olarak yönlenmiş bir dizi faydan oluşur.



Şekil 6.15: Doğu Anadolu fay zonu (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).

İlk olarak Allen (1969) tarafından tanımlanmış, kuzey bölümünün gidişi Arpat ve Şaroğlu tarafından haritalanmış ve Doğu Anadolu fayı olarak adlandırılmıştır. Mc Kenzie (1972), topoğrafya ve fay düzlemi çözümlerine bağlı olarak Karlıova'dan İskenderun körfezine kadar sınırlarını göstermiştir. Allen (1965) DAFZ'nu Ölü Deniz Fayı (ÖDF) ile birleştirirken, Mc Kenzie fayı güneybatıya doğru Kıbrıs'a kadar uzatmaktadır. Fay zonu Anadolu ve Avrasya levhası arasındaki sınırın bir bölümü ile Arap ve Afrika levhaları arasındaki sınırın bir bölümünü oluşturan transform fay niteliğindedir. DAFZ, KAFZ'nun eşleniğidir.



Şekil 6.16:Doğu Türkiye'nin yapısal haritası ve 1971 bingöl depremi odak mekanızması çözümü (Mc Kenzie, 1976).

DAFZ, Karlıova'da KAFZ ile bir üçlü kavşak oluşturacak şekilde başlamakta, güneybatıya doğru Bingöl'e kadar uzanmaktadır. 1972 Bingöl depremi bu fay üzerinde gelişmiş ve odak mekanizması çözümü doğrultu atımlı fay karakteri vermiştir. Güneybatıya doğru Palu civarında fay izi oldukça belirgindir ve Hazar gölünün kuzeydoğu bitimine kadar uzanmaktadır. Bu gölün güney kenarında tekrar ortaya çıkmakta ve gölün fayın sol yönlü basamaklanmasına bağlı bir Çek-ayır havza olduğunu göstermektedir. Daha güneybatıya doğru fayın gidişi açık değildir. Fakat Çelikhan yöresindeki Siro nehrine yakın geçmekte, Aksu nehrinin üst bölümündeki üç göle ulaştığında tekrar yüzeye çıkmaktadır. Burada Ahırdağ civarında güneybatıya doğru bükülmekte ve Bahçe'ye yakın kesimden geçmektedir. Güney bölümü Kuzey bölümüne daha az düzdür ve olasılıkla bindirme bileşeni taşımaktadır (Mc Kenzie, 1976). Karada uzunluğu 650 km'dir ve deniz altında daha fazla devam edebilir.

DAFZ, KAFZ ve ÖDFZ ile üçlü kavşak oluşturur (Şekil 6.17).



Şekil 6.17:Türkiye ve komşu ülkelerin küçük levhaları (Ketin, 1982)

DAFZ levha hareketine paralel sırf doğrultu atımlı faylar içerdiği gibi, levha hareketine oblik yönelmiş segmentleri de bulunmaktadır. Mueblburger ve Gordon (1987) DAFZ'nun tek bir fay şeklinde hareketten ziyade, değişik segmentlerde değişik kayma miktarlarıyla hareket ettiğini belirtmiştir.

DAFZ'nun sol yönlü hareketi, Anadolu levhasının batıya kaçışını sağlamaktadır. DAFZ;

1-Çek-ayır havzaları : Gölbaşı havzası, Hazar gölü

2-Kesişen kırıklar, kıvrımlar ve bindirme bileşenleri kapsamaktadır.

DAFZ'nun yaşı da tartışmalıdır. Yaşı ile ilişkili görüşler dört bölüme ayrılabilir (Bozkurt, 2001):

1-Geç Miyosen-Erken Pliyosen (Şengör ve diğ. 1985, Dewey ve diğ. 1986, Hempton,

1987, Arpat ve Şaroğlu 1972, Lyberis ve diğ. 1992, Perinçek ve Çemen 1990)

2-Geç Pliyosen (Şaroğlu ve diğ., 1987 ve 1992)

3-1.8 my önce oluşmaya başlamıştır (Yürür ve Chorowicz, 1998).

4- 3 my civarında Malatya-Ovacık fay zonunun terk edilmesiyle aktif olmuştur (Westavay ve Arger, 1998).

Doğu Anadolu Fay zonu üzerindeki topla atım da tartışmalıdır

Fırat Nehri kanallarının ve Pliyosen öncesi kayaçların ötelenmesi 3.5-13 km ve 15-27

km ötelenme, 35-40 km ötelenme verir (Hempton 1987, Arpat ve Şaroğlu 1972, 1975,

Hempton 1984, Şaroğlu ve diğ. 1987, 1992a ve b, Seymen ve Aydın 1971).

Kayma hızı yılda 6-10 mm

GPS verileri 11+2 mm/yıl (Reilinger ve diğ., 1997)

Taymaz ve diğ.'ne (1991)göre ise 25-35 mm/yıl dır

DAFZ üzerinde KAFZ'nun tersine fazla deprem olmamıştır.

Oluşan depremler:

1971 Bingöl M:6.8

1986 Sürgü M:6.0

DAFZ ve ÖDFZ Kahramanmaraş civarında üçlü kavşak oluşturur. Üçlü kavşak zonunda fayın geometrisi tartışmalıdır.

Bazı yazarlar DAFZ'nu Karlıova'dan Osmaniye'ye, diğer fayla birleşmeden Osmaniye, Yumurtalık ve İskenderun körfezinden Kıbrısa kadar uzatmaktadır (Westavay 1994, Hempton 1987, Westavay ve Arger 1996 Taymaz va diğ. 1991). Bazıları da böyle bir fayın olduğunu, fakat bunun DAFZ'nun bir parçası olmadığını, bu bölümün Anadolu ve Afrika arasındaki levha sınırı olduğunu söylemektedirler. DAFZ'nun Kahramanmaraş güneybatısına olan devamı yine sol yönlü DAF'lar tarafından temsil edilir. Bunlar Karataş, Osmaniye ve Yumurtalık fay zonlarıdır. Fayın bu bölümü bir çok deprem oluşturmuştur

1945 Adana-Misis M:5.7

1952 Adana Misis M: 5.3

- 1979 Adna-Kozan M: 5.1
- 1986 Gaziantep M: 5.0
- 1989 İskenderun M:4.9
- 1991 Kadirli M:5.2
- 1994 Ceyhan M:5.0
- 1994 Adana-İskenderun M:4
- 1998 Adana-Ceyhna M:6.2
- 2001 Osmaniye M: 4.9

6.3. BİTLİS-ZAĞROS KENET KUŞAĞI

Orta Miyosen ve Erken Geç Miyosen sürecinde (Langhiyen-Serravaliyen) Arabistan ve Avrasya levhaları Bitlis-Zağros kenet kuşağı boyunca çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu çarpışma sonucu kenet boyunca dağ kuşakları yükselmiş ve sığ denizel ortam molas havzalarına dönüşmüştür. Bitlis kenet zonu kıtakıta ve kıta-okyanusal litosfer yakınsamasının karmaşık bir yapısıdır. Arap platformunun kıvrımlı bindirmeli kuşağının kuzeyinde yer alır (Şekil 6.18). Türkiye'nin güneydoğusundan İran'daki Zağros dağlarına kadar uzanım sunar.



Şekil 6.18: Alpin-Himalaya orojenik kuşağının tektonik haritası (Suppe, 1985).

Türkiye'nin güneydoğusunda Kahramanmaraş kuzeyinden itibaren izlenmeye başlar ve Adıyaman KD'sunda DAFZ ile kesişir (Şekil 6.19). Bu kesimden Elazığ GD'suna kadar DKD-BGB gidişli olarak izlenir. KD'ya doğru Gerger-Çüngüş-Ergani-Hani civarında izlenir. Hani ile Kulp (Diyarbakır) arasında D-B gidiş sunar. Kulp ilçesinden sonra BKB-DKD gidiş gösterir ve doğuya doğru Kozluk-Baykan-Pervari hattını izleyerek Hakkari batısına ulaşır. Hakkari güneydoğusunda Türkiye sınırları dışına çıkar.



Şekil 6.19: Bitlis-Zağros Kenet kuşağı (Türkiye Diri Fay Haritası, Şaroğlu ve diğ., 1992).

Güneydoğu Anadolu orojenik karmaşığı Üst Kretase-Orta Eosen yaşlı volkano sedimanter topluluklardan oluşmuş değişik tektonik birlikleri kapsar ve kenet zonunu temsil eder. Bu bölgede bindirmelerle birbirinden ayrılmış üç farklı ana tektonik birlik bulunur (Bozkurt, 2001).

- 1-Arabistan platformu
- 2-İmbrike zon
- 3-Nap bölgesi

Arap platformu Jura tipi kıvrım kuşağını temsil ederken diğerleri ana orojenik zonları oluşturur. Arap platformu Alt Paleozoyik-Miyosen yaşlı otokton sedimanter istiflerden oluşur. Ofiyolitler bu platform üzerine Kretase-Eosen zaman aralığında üzerlemiştir. İmbrike zon farklı sayıda tektonik dilimlerden oluşmuştur. Bu tektonik dilimler naplaşma öncesi stratigrafik istifleri kapsar ve Geç Kretase-Erken Eosen zaman aralığındaki okyanusal bir ortamı (Bitlis okyanusu veya Güney Tetis) temsil eder. En üst tektonik birlik altta ofiyolitik kayaçlardan (Berit metaofiyolit veya Yüksekova ofiyoliti) üstte ise Bitlis-Pötürge, Malatya ve Keban metamorfitlerinin temsil ettiği metamorfik kayaçlardan oluşur.

Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsama güneye doğru ilerleyen naplar oluşturmuş ve bunlar üç ana evrede gerçekleşmiştir.

1-Geç Kretase

2- Geç Erken Eosen

3-Erken Orta Miyosen

Erken Eosen'de ofiyolitler Arabistan platformu üzerine bindirmiş ve Erken Orta Miyosen'de Arap platformu üzerine ofiyolitler ve bunları üstleyen metamorfikler yerleşmiştir.

Özet olarak Bitlis –Kenet zonu Miyosen'de kapanmıştır. Bu kapanmadan sonra da yakınsama devam etmiş, daha sonra 5 my sürecinde doğrultu atımlı fay zonları (KAFZ-MOFZ) oluşmuş ve bu geometri 3 my önce DAFZ'nun oluşmasıyla değişmiştir (Bozkurt, 2001).

6.4. KIBRIS-HELEN YAYI

6.4.1. Kıbrıs yayı

Kıbrıs Yayı, Doğu Akdeniz'de güneyde Afrika levhası ile kuzeydeki Anadolu levhası arasındaki yakınsamayı temsil eden bir sınırdır (Şekil 6.20).



Şekil 6.20: Doğu Akdeniz bölgesinin aktif tektonik yapıları (Barka ve diğ, 1995). Kıbrıs batısında Doğu Akdeniz okyanusal litosferinin kuzeydoğuya doğru daldığı, deprem episantırlarından öne sürülmüş ve Helen (Ege) yayının devamı olduğu belirtilmiştir. Kuzeye doğru dalma-batma Erotosthanes deniz adasının çarpışmasından etkilenmiştir. Bazılarına göre Kıbrıs adası doğusundan itibaren dalma-batma yoktur ve

bu kesimde doğrultu atımlı deformasyon egemendir (Şekil 6.21 ve 6.22). Kıbrıs doğusunda kalan kesimin tektoniği farklı şekillerde izah edilmektedir.



Şekil 6.21: Türkiye güneybatısı-Kıbrıs civarındaki ana neotektonik yapılar ve havzalar (Glover ve Robertson,1998).



Şekil 6.22: Helen ve Kıbrıs yayını gösteren Doğu Akdenizin yapısı (Zitter ve diğ., 2000)

1-Bu bölgede iyi tanımlanmış sınır yoktur.

2-Kıbrıs'ın kuzey ve güneyindeki levha sınırları iki farklı sınır şeklindedir

3-Sismisiteye dayalı olarak aktif yakınsama Kıbrıs'tan İskenderun körfezine, oradan DAFZ, ÖDFZ'nun birleştiği Kahramanmaraş üçlü kavşağına uzanır.

4- Kıbrıs yayının en doğusunda deformasyon pozitif palmiye (çiçek) yapısı oluşturan doğrultu atımlı fay sistemleri tarafından bölümlendirilmiştir. Bu kesimde Afrika ile Anadolu arasındaki sınır, keskin bir sınır değil belirli genişlikteki bir zon tarafından temsil edilir.

Kıbrıs yayının sismisitesi üzerine yapılan çalışmalar bu zon üzerinde M:6 ve daha büyük depremlerin aletsel dönem içinde geliştiği belirtilmiştir (Şekil 6.23).



Şekil 6.23: Doğu Akdeniz ve Yakın doğuda oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri (Mc Kenzie, 1973).

6.4.2. Helen (Ege) yayı

Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki yakınsama, Kıbrıs yayının batısındaki Ege yayı tarafından temsil edilir (Şekil 6.20 ve 6.24).

Ege yay sistemi Ege bölgesinin jeodinamik evriminde önemli bir rol oynar. Ege yayı boyunca hendeğin yapısı farklılıklar taşır. Yayın batı kesimi Ionian hendeği tarafından temsil edilirken doğu kesimi daha çok bir transform fay şeklinde davranır. Ege yayının doğu kesiminde Pliny, Cretan ve Strabo hendekleri gibi bölümler tanımlanmıştır.

Ege yayı boyunca dalma-batmanın 13 my önce başladığı öne sürülmüştür (Le Pichon ve Angelier, 1979). Bir diğer görüşe göre dalma-batma en az 26 my yaşlıdır (Meulenkamp ve diğ 1988). Diğer çalışmalarda (Mc Kenzie 1978, Mercier, 1981) 5 my veya 5-10 my yaş arası Akdeniz'deki dalma-batma için önerilmiştir. Hendek sisteminin güney-güneybatıya doğru göçü (subduction roll-back), üzerleyen Ege levhasında ekstensiyonel bir rejim oluşturarak (yay gerisi havza) günümüzdeki Ege denizini oluşturmuştur (Le Pichon ve Angelier, 1981).

Ege Denizi	Volkanik yay Girit ji Çukurl	Girit Yayı uğu	Helen Çukurluğu	Levante Denizi	Deniz
·::::`*				***** * : * • •	Seviyes km
	00000000000000000000000000000000000000	0080 81 0	° ° °		- 100

Şekil 6.24: Güney Ege denizi Girit ve Kuzey Levantine denizi civarındaki Benioff zonu kesiti (Papazachos, ve diğ., 1973).

Ege dalma-batma zonundaki dalma-batma ekseninin göçünün güney Ege bölgesinin Geç Neojen Güncel jeodinamik evrimini kontrol ettiği genellikle kabul edilir.

Maulenkamp ve diğ. (988) bu eksen göçü süreçlerinin 12-11 my öncesinde başladığını belirtirlerken, Le Pichon ve diğ. (1995) Afrika önü ile Ege yayının orta kesiminin çarpışmasının Pliyosen'de başladığını öne sürmüştür.

6.5. ÖLÜ DENİZ FAY ZONU (ÖDFZ)

Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) 1000 km uzunluğunda K-G gidişli bir transform fay zonudur (Şekil 6.25 a ve b).



Şekil 6.25: a- Ölü Deniz fay zonu (http://www.tau.ac.il/~zviba/intro.html) b- Ölü Deniz fay zonu çevresindeki yapılar (ince çizgi kıvrım, kalın çizgi faylar; Vroman 1967).

Levha içi sol yönlü doğrultu atımlı bir zondur. İç yapı olarak sol yönlü kademelenmiş ve aralarında çek ayır havzaları ve romb grabenleri bulunur (Şekil 6.26 ve 27). Bu havzaların içleri Neojen-Kuvaterner yaşlı sedimentlerle doldurulmuştur. Çek ayır havzaları, kompresyonel yapıların egemen olduğu semer yapıları ile ardalanır. Fay zonu boyunca 1000 m'ye varan bölgesel yükselmeler de bulunur. ÖDFZ boyunca

Akabe körfezinden Amik ovasına kadar uzanan magmatik etkinlik izlenir. ÖDFZ Kızıldenizden, DAFZ'na kadar uzanır.



Şekil 6.26: Ölü Deniz Fay zonu çevresindeki yapılar (Freund, 1965).



Şekil 6.27: Ölü Deniz civarında ÖDFZ'ye bağlı yapılar ve gerilme ilişkisi (Moody and Hill, 1956).

Levha tektoniği açısından ÖDFZ Kızıldenizdeki uzaklaşan levha sınırını Güney Türkiye'deki Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki yaklaşan levha sınırına birleştirir.

ÖDFZ, Afrika ve Arap levhalarını birbirinden ayıran transform fay özelliğindedir. Arabistan levhasının, Afrika levhasından kuzeye doğru olan hareketi daha hızlıdır (Reilinger ve diğ. 1997, Oral ve diğ. 1995, DeMets ve diğ. 1990-1994, Barka ve reilinger 1997). Bu farklı hareket ÖDFZ tarafından temsil edilir.

ÖDFZ'nun yaşı da tartışmalıdır. Yaş verileri dört ana grupta toplanabilir.

1-Fay zonunda hareket Orta Miyosen'de başlamıştır (Garfunkel ve diğ., 1981)

2-Fay zonu Geç Miyosen'de Arap levhasının Afrika levhasına göre göreli hareketinin başladığı zaman, Suez körfezinin açılmasını takiben başlamıştır (Lyberis 1988, Steckler ve diğ. 1988)

3-Fay zonunun kolları tarafından etkilenmiş dayklardan elde edilen yaş verilerine göre 20 my'dan sonra fay zonunda hareket başlamıştır (Eyal ve diğ. 1981, Steinz ve Bartov 1991).

4- ÖDFZ Arabistan levhasının Afrika levhasından 18 my önce uzaklaşarak parçalanması sonucu oluşmuştur (Erken Miyosen, Hempton 1987, Garfunkel ve Ben-Avraham 1996).

ÖDFZ boyunca Akabe körfezinden Amik ovasına kadar uzanan magmatik etkinlik te izlenir (Şekil 6.28)

60



Şekil 6.28:Ölü Deniz kuzeyinin jeolojisi (http//:www.see.leeds.ac.uk).

Akabe körfezi ve Lübnan arasındaki atım 110 km (Westaway ve Arger 1998, Freund ve diğ.,1970), Suriye ve Türkiye arasındaki kuzey kesimde 70-80 km (Dubertet ve Liban, 1966) olarak verilmiştir. Son zamanlarda ise fayın 10-20 km toplam atıma sahip olduğu belirtilmiştir. Bazıları da faydaki hareketin, iki farklı süreçte geliştiğini belirtmişlerdir (Freund ve diğ. 1968, Girdler ve Styles 1978). Buna göre, 25-14 my arasında 60-65 km; son 4.5 my da da 40-45 km atım vardır.

Fay zonundaki hareket sismik etkinlik ve Üst Kuvaterner yaşlı sedimentlerin ötelenmesinden ortaya konmuştur.

7. TÜRKİYE'NİN NEOTEKTONİK BÖLGELERİ

7.1. DOĞU ANADOLU SIKIŞMA BÖLGESİ

Karlıova üçlü kavşağının doğusunda kalan bölge kuzey-güney yönlü sıkışmalı tektonik rejimin etkisi altında olduğu için bu bölge Doğu Anadolu Sıkışma bölgesi olarak tanımlanmıştır. Kuzey ve Doğu Anadolu Fay zonlarına paralel kesişen sol yönlü ve sağ yönlü DAF'lar bu bölgenin en karakteristik yapılarıdır (Bozkurt, 2001; Şekil 7.1). Bu faylardan en önemlileri Ağrı ve Kuzey Doğu Anadolu Fay zonudur



Şekil 7.1: Doğu Anadolu bölgesinin ana yapısal elemanlarını gösteren basitleştirilmiş harita (Bozkurt, 2001)

Bu faylara bağlı olarak yörede Erzurum ve Ağrı gibi çek-ayır havzaları da gelişmiştir (Irrlitz 1972, Rögl ve diğ. 1983, Atalay 1978).

Kesişen doğrultu atımlı fayların egemen bulunduğu bu bölgede Doğu-batı gidişli sıkışma kökenli havzalar en önemli yapılardandır. Bu yapılar Doğu Anadolu platosunun Kuzey-güney yönlü sıkışmalar etkisinde olduğunu gösterir. Muş, Van gölü ve Pasinler havzası bunlardan en önemlileridir (Şaroğlu ve Güner 1979-1981, Atalay 1983).

Bölgedeki faylar aktif olup bir çok önemli deprem oluşturmuşlardır.

1924 Pasinler M:6.8

1975 Lice M:6.6

1976 Çaldıran M:7.3

1983- Horasan-Narman M: 6.8

1986 Doğanşehir M: 5.8, 5.6

Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu Doğu Anadolu'nun en önemli faylarındandır. Erzurumdan Kafkas dağlarına kadar uzanır. Bu Fay 350 km uzunluğundadır ve birkaç bölümden oluşur. Westaway (1994) tarafından Erzurum-Tiblis fay zonu olarak adlandırılmıştır. Egemen olarak sol yönlü bir DAF karakterinde olup küçük bindirme bileşeni kapsar. GPS ölçümleri yılda 8+5 mm hareket verirken jeolojik hesaplamalar 18-22 mm/yıl hareket verir (Philip ve diğ, 1989). K-G yönlü sıkışmaya paralel olarak gelişen ve magma çıkışlarına kılavuzluk eden K-G gidişli açık tansiyon çatlakları bu bölgenin diğer önemli yapılarındandır. Bu yarıklar bölgede yaygın Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik aktivite oluşturmuştur.

Bunlardan bazıları Nemrut, Süphan, Ağrı ve Kösedağ volkanlarıdır.

Bu yapılar K-G yönlü sıkışma oluşturan Arabistan ve Avrasya levhalarının yakınsaması ile uyuşum içindedir. Kuzey-güney yönlü sıkışmanın miktarı yılda 10±2 mm civarındadır (Reilinger ve diğ., 1997).

Şekil 7.2 (Şengör, 1980) Doğu Anadolu Bölgesinin Geç Eosen günümüz arasındaki jeodinamik evrimini şematik olarak göstermektedir.



Şekil 7.2: Anadolu platosunun Senozoyik tektonik evrimi (Şengör, 1980)

Günümüzde genellikle düz satıhlarla temsil edilen Doğu Anadolu'nun %70'den fazlası 1.5 ile 2 km'lik yükseltilerde durmaktadır. Bölge genellikle bir plato karakterindedir ve hipsometrik eğrideki sivriliklerin hemen hemen tamamını Kuvaterner yaşlı volkan konileri oluşturur (Erinç, 1953)

Geç-Oligosen-Erken Miyosen doğu Anadolu ve İran'da batıdan gelen oldukça yaygın bir transgersyona sahne olmuştur. Bölgenin Serravaliyen'e kadar deniz altında kalmıştır (Gelati, 1975) Denizel tortuların üzerine gelen akarsu ve gölsel çökeller Geç Miyosen'de bölgede genel bir regresyonun başladığına işaret eder. Bölgenin su yüzeyine çıkmasının sonucu yüzeyi kaplayan drenaj havzalarıyla erozyona uğramış ve geç Miyosen (?)-Pliyosen yaşlı bir erozyon yüzeyi oluşmuştur. Üzerine dasitik-andezitik Pliyosen lavlarının aktığı bu tesviye yüzeyi Pliyosen sonlarına doğru önemli yükselmelere uğramıştır.

Miyo-Pliyosen aşınma yüzeyinin Pleyistosen lav akıntıları ile dolan derin vadilerle kesilmiş olması bu yükselmenin kanıtlarıdır (Erinç, 1953). Yükselmelerin Doğu Anadolu'nun büyük bir bölümünde benzerlik göstermesi, bölgenin blok şeklinde yükseldiğini gösterir. Bugünkü Pasinler ve Muş/Van havzaları gibi ters faylarla sınırlı havzaların bu esnada oluşmuş olmaları ve/veya izole olmaları büyük bir olasılıktır. Bitlis kenet kuşağı dağları Doğu Anadolu Platosundan daha sonra yükselmeye başlamış ve/veya daha yavaş yükselmektedir. Büyük Zap suyu gibi andesant olan nehirler (İzbırak, 1951), Muş havzasında, havzanın güney sınırını oluşturan Kurtik ve Hacreş dağlarına rağmen Murat Nehri mecrasının devamlı olarak güneye atılmış olması ve kenet kuşağı dağlarında bazı Pliyosen yaşlı aşınma yüzeylerinin halen güneye eğimli olması (Erinç, 1953) bu sonucu vermektedir.

Arap ve Avrasya levhalarının yakınsama hareketleri, okyanusal dalmaya olanak olmadığından kıtasal yamulmaya dönüşerek iki ana yolla karşılanmaktadır. Bir yandan Anadolu levhası KAFZ ve DAFZ ile batıya doğru kaçmakta, Karlıova üçlü kavşağından doğuya doğru ise kıvrım ve bindirme tektoniği ile kısalıp kalınlaşmaktadır. Karlıova ekleminin doğusunda

65

gerek Üst Miyosen gerekse Pliyosen yaşlı kayaçlar genel olarak doğu-batı uzanan eksenler etrafında kıvrımlanmıştır. Doğu Anadolu sıkışma bölgesindeki yapılar dört ana topluluğa ayrılır(Şengör 1980): 1-KB-GD, KKB-GGD, BKB-DGD gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar (Örn:Tutak fayı, Şaroğlu ve Güner 1979)

2-KD-GB, KKD-GGB, DKD-BGB gidişli sol yanal doğrultu atımlı faylar

3-K-G, KKD-GGB, KKB-GGD gidişli açılma çatlakları: Doğu Anadolu'daki genç volkanizmayı etkilemişlerdir.

4-Genellikle D-B doğrultulu yüksek açılı bindirmeler (Örn:Muş havzası kuzey kenarı fayları) Bu yapıların tümü bölgede yamulmanın kısmen kuzey-güney sıkışma ve doğu-batı genişleme, kısmen de kuzey güney sıkışma ve kabuk kalınlaşması (kıvrımlar ve bindirmeler) şeklinde geliştiğini gösterirler. Bu yapıların ortak özellikleri devamsız olmalarıdır. Doğu Anadolu'daki kabuk kalınlığı, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığının sıkışıp kalınlaşması sonucudur. Doğu Anadolu Kuzeybatı İran'la birlikte aynı zamanda şiddetli bir Geç Tersiyer-Kuvaterner volkanizmasına sahiptir. Bölgede izleri görülen geç Kretase-Miyosen yaşlı volkanizma bu zaman süresince Doğu Anadolu'da faaliyet göstermiş olan dalma tektoniğinin ürünüdür. Bu devreyle ilgili magmatizma 6 my önce sona ermiştir.

Pliyosen'de başlayan ve Kafkaslarda Arap kıtasının üzerine (Ör;Karacalıdağ) kadar uzanan yaygın volkanizma ise tarihi püskürmelerin gösterdiği gibi (1441 Nemrut, Erinç, 1953) halen diridir. Bu volkanizma sadece Türk-İran platosunun yüksek kesimlerinde görülür ve kalkalkalen/ alkalen kayaçlarla temsil edilir. Bu volkanizma kıta kabuğunun kısmi ergimeye uğramasının ve açılma çatlakları boyunca yüzeye çıkmasının eseridir.

Özet olarak Doğu Anadolu'nun neotektoniği tek bir temel kaynaktan, Arabistan ve Avraya yakınsamasının halen etkin olmasından kaynaklanır. Platoyu devamlı yükseltmek yerçekimine karşı yapılan bir iş olduğundan giderek güçleşir. Bu nedenle Anadolu'nun önemli bir bölümünün yatay olarak kolaylıkla dalıp gidebilen Doğu Akdeniz litosfer üzerine itmek, bu bölgeyi tümüyle kalınlaştırmaktan daha kolaydır. Bu iki parmak arasında sıkıştırılan bir limon çekirdeğinin parmakların arasından fırlamasına benzer bir olaydır. Avrasya'ya göre batıya doğru itilmekte olan Anadolu levhasını sınırlayan KAFZ ve DAFZ işte bu görevi yerine getirmek üzere oluşmuşlardır (Şengör, 1980).

7.2. EGE GRABEN SİSTEMİ

Ege bölgesinin en büyük karakteristiği genel olarak doğu-batı gidişli pek çok graben yapısı içermesidir (Şekil 7.3).



Şekil 7.3: Güneybatı Türkiye'nin tektonik haritası (Koçyiğit, 1984).

Grabenlerle ilgili fay düzlemi çözümleri genellikle kuzey-güney yönlü bir gerilmeyi gösterir (Şekil 7.4, Mc Kenzie 1972).

Marmara denizi ve çevresinde gerilme yönü, bu kesimden geçen KAFZ'nun etkileri nedeniyle kuzeydoğu-güneybatıya, Burdur civarında ise Anadolu levhasının güney sınırının olası etkisiyle kuzeybatı-güneydoğuya dönmektedir. Batı Anadolu'daki genel gerilme bir elin parmaklarının açılmasına benzer bir görünüm sunar (Şengör, 1980).



Şekil 7.4: Batı Anadolu ve Yunanistan çevresindeki depremlerin odak mekanizması çözümleri (Barka ve diğ., 1995).

Ege graben sisteminin içindeki grabenlerin kenar faylarının hemen hemen hepsi, eğimleri derinlere doğru hızla azalan listrik (kürek) şekilli normal faylardır. Ege grabenler bölgesinin oluşumundan bu yana %50 oranında bir kuzey-güney genişleme geçirdiği sonucuna varılmıştır (Şengör, 1980) Diğer bir deyişle Ege'de kuzey-güney mesafe Ege graben sisteminin oluşumundan bugüne iki katına çıkmıştır.

Egedeki gerilme tektoniği yerel olarak tipik bir rift volkanizması içerir. Bunun en güzel örneği Kula ve adalar arasında yayılan Pliyo-Kuvaterner hornblend-olivin alkali bazalt

volkanizmasıdır. Arazi gözlemleri Kula ve benzeri volkanik merkezlerin genellikle graben omuzlarında geliştiğini göstermektedir.

Ege'deki kuzey-güney yönlü gerilmenin en çok Tortoniyen'e kadar indiği, ancak grabenlerin bugünkü boyutlarına ulaşmalarının Pliyosen'e hatta Pleyistosen'e kadar çıktığı görülmektedir (Şekil 7.5).



Şekil 7.5: Batı Anadolu'nun neotektonik evrimi (Şengör, 1982).

Dewey ve Şengör (1979) Ege graben sisteminin faaliyete geçmesiyle KAFZ'nun oluşması arasında zaman yakınlığına dikkat çekerek bu iki yapı arasındaki kökensel ilişkiye işaret etmişlerdir.

Dewey ve Şengör (1979) modeline göre KAFZ Ganosdağ bölgesinden itibaren güneybatıya dönmektedir. Ganosdağ ve Semadirek'te bulunan anormal yükseklikler fayın dönmeye başlaması sonucu oluşan sıkışmaların eseridir. Saros körfezinin hemen batısında ise fay güneybatı-kuzeydoğu Yunan makaslama zonuna geçer. Yanal atımlı sistemin önüne çıkan bu

engel Batı Anadolu'da doğu-batı yönlü bir sıkıştırma doğurmuştur. Bu sıkışma daha önceki orojenik olaylar sonucunda hayli kalınlaşmış olan kıta kabuğunun kuzey-güney yönlü bindirmelerle kalınlaşma yerine doğu-batı doğrultulu normal faylarla kuzey-güney yönünde genişlemesine neden olmuştur. Diğer bir deyişle doğu-batı yönlü sıkışma-kuzey-güney yönlü genişleme ile karşılanmıştır.

Ege'deki gerilme tektoniği Anadolu levhasının daha fazla sıkışıp daralamayacağı kıtasal ortamdan Doğu Akdeniz'in okyanusal ortamına iten kinematik sistemin bir parçasıdır. Kısacası Ege graben sistemi de Doğu Anadolu sıkışma bölgesi gibi Avrasya-Arabistan çarpışmasının bir ürünüdür ve hareketin buradan KAFZ ile batıya transfer edilmesi sonucu oluşmuştur (Şengör, 1980).

Batı Anadolu sismik olarak oldukça aktif bir bölgedir ve hızla genişlemeye uğramaktadır. K-G yönlü genişleme oranı yılda 30-40 mm civarındadır (Oral ve diğ 1995, Le Pichon ve diğ., 1995). Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan ve Arnavutluk'un bir bölümünü kapsaya Ege genişleme bölgesinin bir parçasıdır.

Yaklaşık doğu-batı gidişli Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Gediz Küçük ve Büyükmenderes ve Gökova grabenlerini kapsar. Diğer yapılar ise Gördes, Demirci, Selendi, Uşak, Güre gibi KKD gidişli graben ve horstlardır (Şekil 7.6).

Ege bölgesindeki kabuksal genişlemenin kökeni ve oluşum nedeni ile ilgili olarak değişik modeller öne sürülmüştür. Bunlar

1-Tektonik kaçış modeli (şekil 7.7)

Anadolu blokunun KAFZ ve DAFZ boyunca geç Serravaliyen' den (12 my) beri batıya doğru ekstrüzyonu (Şengör ve diğ. 1985, Dewey ve Şengör 1979, Şengör 1979-1987).

2- Yay-gerisi yayılma modeli

Ege hendek sisteminin güney güney batıya doğru göçü nedeniyle oluşan yay gerisindeki gerilme (McKenzie 1978, Le Pichon ve Angelier 1979).

71



Şekil 7.6 Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları (Bozkurt, 2001).

Bu modelde dalma-batma ekseninin göçü sürecinin (Şekil 7.8) başlangıcı ile ilgili görüş birliği yoktur ve öneriler 60 ve 5 my arasında değişir (McKenzie 1978, Le Pichon ve Angelier 1979, Meulenkamp ve diğ 1988,Le Pichon ve Angelier 1981, Kissel ve Laj 1988).




Şekil 7.7. İndentasyon-tektonik kaçış tektoniği a- Tapponier ve diğ., 1982, b- Ching ve diğ., 2007, c- <u>www.earthcrusts.org</u>



Şekil 7.8 Ekstensiyonel yay orojeni (Dewey, 1980)

3-Orojenik çökme (collapse) modeli (Şekil 7.9)

Geç Paleosen Neotetis çarpışmasını izleyen aşırı kalınlaşmış kabuğun geç Oligosen-Erken Miyosen'deki yayılması nedeniyle oluşan incelme (Seyitoğlu ve Scott 1991, 1992).



Şekil 7.9: Orojenik çökme (collapse) modelleri (Selverstone, 2005)

4-Epizodik grabenleşme modeli

İki evreli graben oluşum modeli

1-Miyosen-Erken Pliyosen ilk evre orojenik çökme nedeniyle graben oluşumu

2-Pliyo-Kuvaterner ikinci evre, Anadolu blokunun batıya doğru kaçışı nedeniyle oluşan K-G yönlü gerilme. Bu modele göre Batı Anadolu'daki grabenleşme, daha önce Ege için önerildiği (Westavay, 1994) gibi iki farklı çekme tektoniği rejimi altında gelişmiştir (Koçyiğit ve diğ., 1999, 2000, Bozkurt, 2000; Yılmaz ve Karacık 2001, Gürer ve diğ., 2001: Genç ve diğ., 2001). Bu evreler arasında bir kesime göre Pliyosen'de erozyon (Bozkurt, 2001; Yılmaz ve Karacık 2001, Gürer ve diğ., 2001: Can ve diğ., 2001), bir kısmına göre de Geç Miyosen-Erken-Pliyosen arası kompresyon (Koçyiğit ve diğ., 1999, 2000b) vardır. Koçyiğit (1984), güneybatı Türkiye ve yakın çevresindeki tektonik gelişimini

1-Eski tektonik, 2- Geçiş dönemi ve 3-Neotektonik dönem olarak üçe ayırır (Şekil 7.10).



Şekil 7.10: Isparta açısı kuzey bölümünün tektonostratigrafik dikme kesiti (Koçyiğit, 1984).

Buna göre neotektonik dönem yerel olarak Orta Oligosen sonunda, genel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen sırasında başlamıştır. Bölgede yeni tektonik dönem çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanmayla karakterize olmaktadır (Şekil 7.11).



Şekil 7.11: Güneybatı Türkiye'de blok faylanma modeli (Koçyiğit, 1984).

Koçyiğit'e (1984) göre neotektonik dönemi temsil eden jeolojik olay ve yapılar KAFZ'nundan çok güneydeki Ege hendeğine bağlı olarak gelişen çekme tektoniği sonucu gelişmiştir. Bu modele göre güneybatı Türkiye bir yay-gerisi taşyuvarı niteliğindedir (Şekil 7.12).

Neotektonik dönemi karakterize eden yapılar

1-Karasal tortulaşma

Eski tektonik dönem ve geçiş döneminden arta kalan ve özellikle Orta Anadolu ve Güneybatı Türkiye'deki çöküntü çukurlarında (Sivas, Çankırı, Tuzgölü, Uşak, Konya, Beyşehir, Burdur, Denizli ve Muğla kapalı havzaları) oluşan göllerde, blok faylanmanın denetiminde önemli karasal çökeller gelişmiştir.



Şekil 7.12: Türkiye ve yakın dolaynını neo-tektonik yapıları (Koçyiğit, 1984).

Bu çökeller birbirleriyle yanal-düşey geçişli fay sarplığı, akarsu yatağı, delta ve göl ortamında oluşmuş çakıltaşı, kumtaşı, kil, marn, jips ve kireçtaşlarıdır. Bunlar aynı yaşlı levha içi volkanizma ürünleri tüf, tüfit, aglomera, bazaltik, andezitik ve trakitik özellikli lavlarla da yatay-düşey geçişlidir. Türkiye'nin büyük ve önemli kömür yatakları da bu karasal tortuların içinde yer alır.

2- Levha içi volkanizma

Neotektonik dönemde karasal tortullaşma ile yaşı volkanizma olayları da etkin olmuştur. Genel olarak bazı Ege adaları, Uşak-Beyşehir-Karaman dolayında kalkalkalen, Midilli adası Bodrum dolaylarında şoşonitik, Urla, Foça, Kula ve Afyon yörelerinde alkalen kayaçlar yüzeyler (Burri ve diğ. 1967, Keller ve Villiari 1972, Borsi ve diğ. 1972, Schleicher ve Schwarz 1977, Savaşçın 1978, Ercan ve diğ. 1978, 1979, Koçyiğit 1980).

Kula yöresinde ilk volkanizma 1.1 my önce başlamış ve yakın zamanlara kadar etkin olmuştur. Karadağ (Karaman) dolayında ise volkanizma 3.2 my önce başlamış 1.1 my önce olgunluk dönemine erişmiş ve tarihi dönemlere kadar devam etmiştir (Schleicher ve

Schwartz, 1977). Bu genç volkanitlerin günümüzdeki Ege-Kıbrıs hendeği ile ilişkili olduğu belirtilmiştir (Fytikas ve diğ., 1984).

Beyşehir-Seydişehir-Sille volkanitleri 11.95-3.35 my yaşında (Keller ve diğ., 1977),

Afyon ve Isparta iç büklümü kuzey iç kesim volkanitleri 11-12 my yaşında (Becker Platen ve diğ., 1977)

Genel olarak Batı Anadolu volkanitleri 16-22 my yaşındadır (Borsi ve diğ., 1976).

Güneybatı Türkiye'de volkanik yüzleklerin dağılımı, bölgeyi karakterize eden blok faylanma ve ona bağlı normal faylarla ilişkilidir. Volkanlar hem grabenlerin içinde hem de onu sınırlayan ana faylar boyunca dizilmiştir.

3-Blok faylanma

Ege-Anadolu levhasının bir parçasını oluşturan güneybatı Türkiye blok faylanma tektoniği ve bu tektonik rejime bağlı olarak gelişmiş yapılar bakımından özgün bir alandır (Şekil 7.6 ve 7.13 ve 7.14).



Şekil 7.13: Isparta açısı yakın kuzeyinin neotektonik yapıları (Koçyiğit, 1984).



Şekil 7.14: Isparta açısı batı kanadının blok diyagramı (Şekil 7.13 C-C' kesiti, Koçyiğit, 1984).

Bu bölgedeki önemli faylar Akşehir, Tuzgölü, Çivril, Beyşehir, Kovada, Burdur, kemre, Büyükmenderes, Gediz, Uşak Emirdağı, Karadağ ve Alanya faylarıdır (Şekil 7.15).



Şekil 7.15: Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları (Bozkurt, 2000).

Bir çok çalışmada Anadolu'nun batıya kaçışı, Anadolu ve Ege'nin Avrupaya göre hareketi için yorumlanmıştır. Jeodezik çalışmalar doğudan batı güneybatıya doğru hızın arttığını göstermektedir (Şekil 7.16). Bu temel fizik kuralları ile çelişmektedir, çünkü enerji kaynağından uzaklaştıkça hızın azalması gerekir. Anadolu'nun batıya doğru hareketi Ege denizinin açılmasından çok kapanmasına yol açması gerekir.





Şekil 7.16:Türkiye ve çevresindeki göreli GPS hız alanları (Mc Clusky ve diğ, 2000).

Gerçekte Anadolu Avrupa'ya göre batıya hareket etmekte, fakat göreli olarak Yunanistan'a göre hareket etmemektedir. Yunanistan Anadolu'ya göre güneybatıya daha hızlı hareket etmektedir.

Ege Denizinin açılmasını izah eden diğer bir model de daha önceki dalma batma süreçleri ile kalınlaşmış litosferin gravite etkisiyle çökmesi ve yayılmasıdır. Bu modelin de açmazları vardır.

1-Sistem halen aktiftir ve güneydeki yayda kompresyon ve topoğrafyanın deniz tabanı altında olduğu Kuzey Ege'de ise genişleme vardır.

2-Derin İoniyen çukurluğu ile (3000 m derinlikte) Anadolu platosu (1000 m yükseklikte) arasında 4 km topoğrafya farkı vardır ve aradaki eğim 1⁰ den daha azdır. Bu da gevrek kabuğun gravitasyonel kaymasını sağlayamaz. Daha yüksek eğime sahip yerlerde gravitasyonel kayma gözlenmemektedir.

Günümüzde Afrika dilimi 15-20⁰ eğime ve sığ bir derinliğe (200-250 km) sahiptir ve kuzeydoğuya doğru eğimi daha da azalmaktadır. Diğer bir deyişle kaşık şekillidir (Papazachos ve Comninakis, 1977; Christova ve Nikolova, 1993). Ege denizinde sismisite genellikle yüksektir ve yüksek jeotermel gradyan havza altındaki dilimde sismisitenin olmamasını açıklar.

Ege-Batı Anadolu riftinin açılması kinematik olarak, Yunanistan'ın Afrika üzerine güneybatıya doğru olan hareketinin Kıbrıs'ta Anadolu'nun Afrika üzerine doğru olan hareketinden daha hızlı olmasıyla açıklanabilir (Şekil 7.17).

Rift litosferik incelmeyi karşılamak için mantonun yükselimini sağlamıştır. Bu nedenle alta dalan litosfer dilimi, rift altındaki mantonun yükselimiyle kıvrımlanmış ve yükselmiş olmalıdır. Orta ve Doğu Akdeniz arasında aynı Afrika levhası kenarına ait oldukları için göreli hareket yoktur. Bununla beraber levha hem Yunanistan hem de Kıbrıs altına değişik hızlarda dalmaktadır.

81



Şekil 7.17: a-Kıbrıs-Anadolu ve yunanistan'ın sabit Afrika levhasına göre hareketleri, bjeoloji kesiti (Doglioni ve diğ., 2002).

Diğer bir referans noktasına göre üstleyen levha değişik hızlarla hareket etmektedir. Kıbrıs'taki dalma-batma hızı Helen yayına göre daha azdır. Gerçekte Doğu Akdeniz'de taban blokunda incelmiş kıtasal litosfer yer alırken, Helen yayının altında batıdaki İoniyen denizinini okyanusal litosferi yer alır. Eğer Orta ve Doğu Akdeniz arasında göreli hareket yoksa, farklı dalma-batma hızı üstleyen levhalardaki farklı hareketlerden kaynaklanır. Bu da Yunanistan'ın İoniyen üzerine hareketinin Türkiye ve Kıbrıs'ın Doğu Akdeniz üzerine hareketinden daha hızlı olduğunu belirtir. Bu da iki üstleyen levhada ekstensiyon oluşturacaktır. Diğer bir deyişle Türkiye göreli olarak Yunanistan'a göre kuzeydoğuya doğru hareket etmektedir, uzaklaşmaktadır, yaklaşmamaktadır. Bu çekmeye bağlı olarak oluşan faylar litosferin tabanındaki dekolmana doğru eğimlerinin azalması gerekir.

Koçyiğit'e (1984) göre Güneybatı Türkiye'de diri fay kanıtları

1-Kuvaterner yaşlı birimlerin daha yaşlı birimlerle faylı dokanak ilişkisi sunması, grabenlerin içini dolduran alüvyon düzeylerine göre fay düzlemlerinin daha yukarıda olması

2- Eski alüvyonların askıda kalması

3-Fay dikliği eteğinde fay düzlemini kateden konsekant dere yataklarında 200-300 m kalınlığa erişen birikinti konilerinin bulunması

4-Graben kenarlarında eski kaynak çıkış yerlerinin (kurumuş kaynaklar) alüvyon düzeyinde 25-50 m yukarıda olması

5- Sıcak su ve kaplıcaların fay düzlemi ve ona yakın yerlerde çizgisel olarak yoğunlaşmış olması

6- Eski ve yeni sıcak su çıkış yerlerinde oluşmuş travertenlerin çok farklı yüksekliklerde bulunması

7- Karların fay çizgileri boyunca diğer kesimlere göre daha çabuk erimesi

Koçyiğit (1984), güneybatı Türkiye'de KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli kırıkların neotektonik dönemde farklı doğrultularda fakat eş yaşta geliştiğini belirtmiştir. Ayrıca horstlardan grabenlere gidildikçe faylar gençleşmektedir (Şekil 7.28).



Şekil 7.18: Hoyran çevresindeki fayları gösteren jeoloji kesiti (Koçyiğit, 1984).

Grabenlerin yaşı da tartışmalıdır.

1-Grabenler Tortoniyen'den itibaren oluşmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör ve diğ. 1985, Şengör, 1987).

2-Erken Miyosen'den itibaren oluşmaya başlamış ve devam etmiştir (Seyitoğlu ve Scott 1992).

3-Grabenler Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır (Koçyiğit ve diğ, 1999, Bozkurt 2000, Yılmaz ve diğ.2000).

Havzaları sınırlayan faylar, tarihsel bir çok deprem oluşturmuştur. Bunlardan önemlileri

1653-1839 Menderes

1919 Soma M:6.9

1928 Torbalı M:6.3

1933 Gökova M:6.5

1939 Dikli-Bergama M:6.5

1942 Edremit körfezi M:6.8

1956 Söke-Balat M:7.1

1965 Salihli M:5.8

1965 Honaz M:5.3

1969 Demirci M:5.9

1969 Alaşehir M:6.5

1970 Gediz M:7.2

1986 Çubukdağ (M:5.5) depremleridir.

7.3. ORTA ANADOLU OVA REJİMİ

Karlıova ekleminin doğusunda kalan sıkışma bölgesi ile batısında kalan genişleme bölgesi arasında kalan geniş kesimlerin arasındaki geçiş kesimidir. KAFZ ile Toroslar arasında kalan geniş kesimlerin en tipik yapıları Konya, Tuzgölü, Akşehir ve Niğde gibi büyük ovalardır. Orta Anadoluyu denetleyen aktif neotektonik rejim Şengör (1980) tarafından ova rejimi olarak tanımlanmıştır. Şengör'e (1980) göre ova kenarları ikiden çok verev atımlı faylarla sınırlı havzadır. Batıda bu ovalar dereceli olarak Ege graben sistemine geçiş gösterirken, Bu ovalar bölgesi kuzeyde KAFZ doğu ve güneydoğuda DAFZ, güneyde ise Adana-Kilikya havzasının kuzey omzunu oluşturan Orta Toroslar ile sınırlanır.

Bölgenin en tipik yapısal elemanları KD-GB ve KB-GD yönlü büyük faylardır (Şekil 7.19).



Şekil 7.19:Türkiye'nin Pliyosen-Güncel tektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Şengör (1979) Orta Anadolu ovalarının oluşumunu, genelde ovaları sınırlayan bu fay sistemine bağlamıştır. Buna göre ovaların Ege Graben sistemine dereceli olarak geçmesi ve Orta Anadolu'da şiddetli Eosen-Oligosen kabuk dilimlenmesine karşın 36 km lik bir kabuğun bulunması (Canıtez, 1962) bu bölgedeki dev havzalarında kuzey-güney gerilme kökenli

olduğunu göstermektedir. Şekil 7.20 Orta Anadolu fay ağı ile değiştirilmiş bir Prandtl hücresi içerisinde gelişen makaslama düzlemlerinin karşılaştırılmasını göstermektedir.



Şekil 7.20: Anadolu ovalarını sınırlayan fay ağı ve Prandtl hücresi (Şengör, 1980)

Aradaki geometrik benzerlik ve kinematik uyumluluk Orta Anadolu fay ağının ve dolayısıyla bunların sınırladığı ovaların Prandtl hücresinde gösterilen sisteme benzer bir şekilde oluşma olasılığını göstermektedir (Şekil 7.20).

Ovaların bir kuzey-güney gerilme ve doğu-batı sıkışma sonucu gelişmeleri, bunların Ege Graben sistemi ile bir kinematik bütünlük oluşturduklarını ve dolayısıyla Anadolu levhası olarak tanımlanan litosfer parçasının Karlıova'dan batıya doğru artan bir kuzey-güney gerilme rejimi etkisinde olduğunu göstermektedir.

Koçyiğit 'e (2003) göre, Orta Anadolu doğuda Niğde ve Orta Anadolu Fay Zonu

Batıgüneybatıda Akşehir fay zonu

Kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu ile

sınırlanan üçgen şekilli geniş bir alandır. Orta Anadolu iki alt Neotektonik bölgeye ayrılabilir (Şekil 7.21)

1-Konya-Eskişehir Neotektonik bölgesi

2-Kayseri-Sivas Neotektonik bölgesi



Şekil 7.21 Orta Anadolu ve yakın çevresinin neotektonik haritası (Koçyiğit, 2003).

Orta Anadolu'yu karakterize eden neotektonik rejimin başlangıç yaşı Erken Pliyosen sonrasıdır ve Orta Anadolu yaklaşık DKD-BGB doğrultusunda genişlemektedir (Koçyiğit, 2003)

Orta Anadolu'yu karakterize eden diğer önemli tektonik birlikler ve yapılar

Kırşehir Bloku

Galatya volkanik karmaşığı

Erenlerdağ volkanik karmaşığı

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonudur (Şekil 7.22)



Şekil 7.22: Orta Anadolu'nun yalınlaştırılmış neotektonik haritası (Koçyiğit, 2003)

Kırşehir bloku, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfitler, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik birimler, her ikisini de kesen Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı granitoyidler, Üst Kretase-Alt tersiyer yaşlı denizel ve karasal birimler ile Miyosen-Kuvaterner yaşlı karasal ve volkanik birimlerden oluşur. Pliyokuvaterner yaşlı henüz deforme olmamış istifler ise neotektonik havza dolgusunu oluşturur.

Galatya volkanik karmaşığı Kampaniyen-Kuvaterner yaşlı andezitik-riyolitik-bazaltik volkanitler ile denizel-karasal sedimanter birimlerin ardışımından oluşur. Kuzey Neotetis okyanusunun kuzeye Sakarya levhasının altına yitimi, çarpışması ve çarpışma sonrası her iki levha arasındaki yakınsama, değişik yaş ve evrelerde oluşmuş volkanit ve sedimanter istiflerle temsil edilir (Koçyiğit, 1991, Koçyiğit ve diğ., 2003)

Erenlerdağ Volkanik Karmaşığı: Miyosen-Pliyosen yaşlı andezitik-bazaltik volkaniklerden oluşur. Bu karmaşık, Anadolu-Afrika-Arabistan levhaları arasındaki yakınsama, ya da Afrika levhasından kopan bir levha parçasının Anadolu levhacığı altında yitmesi ve ergimesinden kaynaklanmış olmalıdır (Innocenti ve diğ., 1975).

7.3.1. KONYA-ESKİŞEHİR NEOTEKTONİK BÖLGESİ (KENB)

Kuzeyde Kırıkkale, güneyde Niğde arasında uzanan Kesikköprü ve TGFZ'nun batısında kalan alandır (Şekil 7.21). Kesikköprü ve TGFZ iki neotektonik bölge arasında geçiş zonudur ve her iki neotektonik bölgenin özelliklerini taşır. KENB batıgüneybatı Anadolu ve göller bölgesinin horst-graben sisteminin devamı olup çekme türü bir neotektonik rejim ve verev atımlı normal faylarla karakterize olur.

Bu bölgeyi karakterize eden yapılar

Akşehir-Afyon, İlgın, Konya-Karaman, Bulok, Tuzgölü, Çifteler-Akgöl, Eskişehir grabenleri ve kenar fay zonlarıdır. Akşehir, Niğde, Karacadağ, İnönü-Eskişehir ve Konya-Bulok fay zonları bu bölgenin önemli faylarıdır.

7.3.1. 1. Akşehir Fay zonu:

Atalay (1975) tarafından rapor edilmiş, Koçyiğit (1984) tarafından Akşehir fayı, daha sonra da Akşehir fay zonu (AFZ) olarak adlandırılmıştır. Boray ve diğ (1985), Şaroğlu ve diğ (1987) bu fayı Sultandağı fayı olarak tanımlamış ve yüksek açılı bindirme olarak nitelendirmiştir. Ancak Sultandağı depreminin odak mekanizması çözümü verev atımlı bir normal fay vermiştir (Şekil 7.23). Buna göre bu bölgede rejimin türü sıkışma değil çekmedir (Koçyiğit ve diğ. 2000b, Koçyiğit ve Özacar 2003).

AFZ genelde KB gidişli 450 km uzunluğunda 2-7 km genişliğinde verev atımlı normal faydır. Kuzeybatıda Sındırgı-Simav, kuzeydoğuda Karaman arasında sürekli olmayan yüzeylemeler sunar (Şekil 7.24).

AFZ'nun en belirgin olduğu alan Doğanhisar-Akşehir-Çay ve Afyon arasıdır. Burada 120 km uzunluk sunan AFZ'nun kuzeydoğu bloku düşerek Akşehir-Afyon garbenini, güneybatı bloku da yükselerek Sultandağı horstunu oluşturmuştur (Şekil 7.25).



Şekil 7.23: Afyon ve çevresinin sismo-tektonik haritası (Koçyiğit ve diğ, 2002).



Şekil 7.24: Akşehir fay zonu ve bu zon içerisindeki önemli depremler (Koçyiğit ve diğ, 2002). Fay boyunca faya koşut dizilmiş ve kalınlığı yer yer 300 m'ye varan alüvyon yelpazeleri, sıcak ve soğuk su kaynakları, üçgen yüzeyler, fay taraçaları, fay aynaları, kayma çizikleri, asılı vadiler AFZ'nun verev atımlı normal bir fay olduğunu göstermektedir.



Şekil 7.25: Akşehir-Afyon grabeninin blok diyagramı (Koçyiğit ve diğ.,. 2000).

AFZ Alt-Orta Miyosen yaşlı birimler ile daha yaşlı metamorfik kayaçlar arasındaki bindirmeyi keser ve öteler. Miyosen'den daha genç olup olasılıkla Pliyosen'de oluşmuştur. Günümüzde diridir.

Fay zonundaki toplam düşey atım 870 metredir. Genişleme türü aktif bir tektonik yapı olup küçük ve orta büyüklükte depremler üretir

1921 Argıthanı-Akşehir

1946 Ilgın-Argıthanı

2000 Sultandağı

2002 Çay depremleri (Şekil 7.26)

Bu fay zonu üzerinde oluşmuştur.



Şekil 7.26: Akşehir-Afyon grabeninin Yakasehek ve Eber kesiminin jeolojisi (Koçyiğit ve Özacar, 2003).

7.3.1. 2. İnönü-Eskişehir Fay zonu

BKB-DGD gidişli Eskişehir fay zonu oldukça fazla normal bileşen kapsayan sağ yönlü bir faydır. Uludağ'dan Afyon'a kadar uzanır (Şekil 7.21).

Eskişehir Sivrihisar'dan Tuzgölüne kadar uzanan bir zondur. İnegöl ile Sultanhanı arasında 430 km uzunluğa ve 15-25 km genişliğe sahiptir. Batı yarısı BKB, doğu yarısı ise KB gidişlidir. Önemli sağ yanal doğrultu atımlı bileşeni olan verev atımlı normal bir fay zonudur. Batıdan doğuya doğru İnegöl, Bozöyük grabenleri, Orta kesimde Sivrihisar yükselimi (horstu) ile ayrılmış, kuzeyde Eskişehir güneyde Çifteler-Akgöl grabenleri, doğuda ise Tuzgölü grabeni bu fay zonunun önemli yapısal öğeleridir. İEFZ diri bir fay olup küçük ve orta büyüklükte deprem üretir. Son yüzyıl içinde 1956 Eskişehir depremi (M:6.5) depremi ile bu zon kırılmıştır.

7.3.1. 3. Konya-Altınekin Fay zonu

Özcan ve diğ. (1990) Konya fayı, Eren (2000) ve Aksoy ve Eren (2004) tarafından Konya Fay zonu olarak adlandırılmıştır. Koçyiğit (2003), Altınekin-Kırıkkale dolaylarına kadar uzanımı nedeniyle Konya-Bulok fay zonu olarak adlandırmıştır.

7.3.1. 4. Niğde Fay zonu

Kuzeydoğuda Niğde, güneybatıda Karaman illeri arasında uzanan yaklaşık 170 km uzunluğunda 5-8 km genişliğinde önemli miktarda sol yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal bir faydır (Şekil 7.21). Niğde Fay zonu (NFZ), TGFZ gibi geçiş zonudur. Konya-Karaman grabeninin güneydoğu kenarını sınırlar. Boyutu birkaç km ile 25 km arasında değişen bölümlerden oluşur. Niğde metamorfitleri ile diğer Geç Pliyosen öncesindeki kayaçlar ile Pliyo-kuvaterner yaşlı kayaçlar NFZ tarafından karşı karşıya getirilmiştir. Akarsular graben kenar faylarını geçerken ani enerji azalması nedeniyle yüklerini boşaltarak graben kenar faylarına paralel dizilmiş bir seri yelpaze oluştururlar. Bunlardan en büyüğü üzerinde Ereğli ilçesinin bulunduğu ve Aydınkent çayı tarafından çökeltilmiş olan Ereğli yelpazesidir. Geç Pliyosen'den beri düşey atım 400 metredir Tarihsel depremler ve diğer jeolojik veriler NFZ'nun aktif bir fay zonu olduğunu göstermektedir.

1104 Niğde depremi

94

7.3.1. 5. Çeltikçi Fay zonu

Güneybatıda Beypazarı ile kuzeybatıda Kızılcahamam arasında uzanır (Şekil 7.21). Yaklaşık 65 km uzunluğunda, 2-8 km genişliğindedir ve K60D gidişlidir. Çeltikçi fay zonu küçük ve orta büyüklükte deprem oluşturan önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal atımlı bir doğrultu atımlı faydır.

1668 Ankara

2000 Uruş M:4.8

7.3.2. KAYSERİ-SİVAS NEOTEKTONİK BÖLGESİ (KSNB)

KAFZ ve DAFZ fay sistemlerinin bir devamı olup sıkışma-genişleme türü bir neotektonik rejim ile karakterize olur. Bu bölgenin önemli yapıları KD gidişli sol yanal doğrultu atımlı OAFZ (Ecemiş), Yıldızeli fay zonu, KB gidişli sağ yanal doğrultu atımlı Salanda Seyfe, Yerköy ve Boğazlayan fay zonlarıdır (Şekil 7.21). Ayrıca doğrultu atımlı fayların bükülmesi, kollara ayrılması, sağa ya da sola sıçraması ile oluşan değişik boyut ve geometrili çek ayır havzaları (Erciyes, Tuzla, Salanda, Kavak, Şarkışla ve Sivas havzaları) bölgede yer alır. Bölgedeki faylardan bir bölümünü oluşturan Almus, Yağmurlu-Ezinepazarı, Taşova-Çorum, Göksun-Yazyurdu, Malatya-Ovacık ve OAFZ (Ecemiş) KAFZ'nun sıçrama faylarıdır ve GB

yönünde yüzlerce km uzanırlar.

KAFZ'nun ana kollarının ve sıçrama faylarının görünümü tipik bir balık kemiği yapısı gösterir (Şengör ve Barka, 1992). Bu faylar KAFZ'nundan dallanır ve belli bir mesafe D-B yönünde ilerler. Daha sonra güneybatı yönüne dönerek yaklaşık olarak KD ve KKD yönünde Anadolu levhası içinde uzanırlar. D-B gidişli kesimleri biraz ters bileşenle beraber doğrultu atım sunarlar.

KD ve KKD kesimleri ise egemen olarak normal oblik kayma gösterirler. Normal fay bileşeni sunmaları saat ibresinin tersi yönünde dönmeden kaynaklanır. Geç Eosen'den beri Orta Anadolu'daki saat ibresinin tersi yönündeki dönme 33^{0} civarındadır. Yine KAFZ ve DAFZ arasında kalan bölümdeki tektonik kaçıştan kaynaklanan dönme son 2-3 my içinde doğuda 25^{0} den güneybatı da 10^{0} ye azalmaktdır.

Bu faylardan MOFZ, OAFZ (Ecemiş), Tuzgölü ve Eskişehir fay zonları en önemli yapılardandır.

7.3.2. 1. Malatya-Ovacık fay zonu (MOFZ)

MOFZ; 240 km uzunluğunda sol yönlü bir DAF olup, KAFZ'dan Erzincan civarında ayrılır. 120 km uzunluğundaki Ovacık bölümü BGB yönünde uzanır, daha sonra Malatya segmentinde GB'ya bükülür. Bu yapının 5-3 my arasında aktif olduğu ve Anadolu-Arap levhaları arasındaki sınırı oluşturduğu kabul edilmiştir. Bu levhalar arasında 29 km hareket gerçekleşmiştir. MOFZ, KAFZ'nu Erzincan havzası civarında kesmekteydi ve bu kesim Arap-Anadolu ve Avrasya arasında üçlü kavşağı oluşturmaktaydı. 3 my civarında MOFZ terk edildi ve günümüzdeki DAFZ ve Erzincan'ın ötesindeki KAFZ'nun doğu bölümü oluştu.

7.3.2. 2. Orta Anadolu fay zonu (Ecemiş fay zonu)

Ecemiş Fay zonunun Orta ve Batı Toroslar arasındaki kesimini ayıran sınır French (1916) tarafından Tekir grabeni, Blumenthal (1941) tarafından Ecemiş Koridoru, Metz (1956) Tekir dislokasyonu, Ketin (1960) Ecemiş dislokasyonu, Yetiş (1978) tarafından ise Ecemiş fay zonu olarak adlandırılmış ve haritalanmıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) ise bu fayı tarnsform fay olarak nitelendirmiştir. Koçyiğit ve Beyhan (1998) ise fayın tümünü haritalayarak bu mega kayma zonuna Orta Anadolu Fay zonu adını vermişlerdir. Bu araştırıcılara göre Ecemiş koridoru veya Ecemiş fayı olarak adlandırılan paleotektonik yapının, yeniden hareket etmesi ve ilerlemesi sonucu oluşmuştur. Ecemiş fay zonu 730-800 km uzunluğunda ve 2-80 km genişliğinde sol yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay zonudur (Şekil 7.21 ve 7.27). Kuzeydoğuda Erzincan ile güneybatıda Akdeniz arasında yer yer doğrultu değiştirmekle beraber genelde kuzeydoğu doğrultuludur.

Ecemiş fay zonu (Orta Anadolu fay zonu) kuzeydoğuda, Erzincan kuzeybatısında KAFZ'dan ayrılır ve yaklaşık D-B doğrultulu olarak Düzyaylaya ilerler. Burada güneybatıya dönerek aynı doğrultuda Kızılırmak nehrini kontrol eder ve Kayseri iline kadar uzanır. Bu kesimde ikincil bir doğrultu değişimi ile GGB gidişi kazanır ve aynı doğrultuda Çukurbağ köyüne değin belirgin biçimde uzanır. Çukurbağ kuzeyinde ise güneybatıya döner ve bu yönde süreksiz yüzlekler halinde Anamur'a oradan da deniz altında Adana ve Antalya denizel havzalarının sınırını oluşturarak Kıbrıs'ın batısına kadar uzanır (Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999).



Şekil 7.27: Orta Anadolu fay zonunun Kayseri çevresindeki konumu (Koçyiğit ve Erol 1999).

Sol yönlü DAF'ların bütün özelliklerini gösterir. KD gidişli bir çok alt fay zonu, K-G gidişli genişleme yapıları (verev atımlı normal fay, magma ve sıcak su çıkış yerleri, kaplıcalar, dayklar, çek ayır havzaları) değişik boyutlarda çek-ayır havzaları içerir (Erciyes, Tuzla gölü, Sultansazlığı gibi. Fay zonu Kayseri'deki ana volkanik aktivitenin kaynağıdır). Genç lav akıntılarından elde edilen paleomanyetik veriler son 1 my dan beri 10⁰ lik bir saat ibresi yönünde dönme gösterir.

Koçyiğit'e (2003) göre fay zonu Ecemiş fayı ya da Ecemiş koridoru olarak bilinen ve Oligosen öncesi Paleotektonik dönemden kalıtsal bir yapının neotektonik dönemde (Pliyokuvaterner) yeniden aktivite kazanarak KD ve GB yönlerine yırtılarak oluşmuştur.

Faydaki toplam hareket paleotektonik dönemde 75 km neotektonik dönemde 24 km'dir. OAFZ üzerindeki hareket 3 mm/yıl olmasına rağmen bu fay zonunun gelecekte DAFZ yerine Anadolu levhasının doğu sınırını oluşturacağı öne sürülmüştür (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Küçük ve orta büyüklükte deprem oluşturan aktif bir fay zonudur.

7.3.2. 3. Tuzgölü Fay Zonu

İlk olarak Beekman (1966) tarafından belirlenip Tuzgölü fay zonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki çalışmalarda Koçhisar-Aksaray fayı, Tuzgölü fayı, Koçhisar-Aksaray fay zonu gibi değişik adlar altında da incelenmiştir. TGFZ Tuzgölü'nün kuzeydoğu sınırını oluşturur.

TGFZ kuzeybatıda Paşadağ ile güneydoğuda Bor ilçesi arasında uzanan yaklaşık 200-220 km uzunluğunda ve 15-25 km genişliğinde, önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal atımlı bir fay zonudur. Paşadağ ile Bor arasındaki kesimi oldukça çizgisel olup 5-80 km uzunlukta birbirine koşut, yarı koşut bir çok faydan oluşur (Şekil 7.21, Koçyiğit 2003).

Pliyokuvaterner yaşlı kayaçlar TGFZ ile Pliyosen öncesi kayaçlarla yan yana getirilmiştir. Hanobasından güneydoğuya doğru gidildiğinde TGFZ Miyosen-Kuvaterner yaşlı Hasandağı, Keçiboduran ve Melendiz dağı volkanitlerini kesip yer yer ötelemiştir. Örneğin Keçiboyduran volkanik merkezini Hasandağı volkanik merkezine, Melendizdağı volkanik merkezini Keçiboyduran volkanik merkezine göre 13 km sağ yanal yöne ötelemiştir. Bor ilçesinden sonra doğuya doğru yön değiştiren TGFZ önemli miktarda ters bileşen kazanır ve en güneydoğuda Ecemiş Fay zonu (EFZ-OAFZ) ile birleşir. TGFZ ve EFZ birbirinin eşleniği olarak yorumlanmıştır.

TGFZ, Bor ve Paşadağı Arassındaki kesimi boyunca doğrultu atımlı faylara özgü geometrik ve morfotektonik yapılar sunar (Şekil 7.28 ve 7.29)



Şekil 7.28: Şerefli Koçhisar civarında Tuzgölü fay zonuna ilşkin yapılar (Koçyiğit, 2003).

Bunlardan en özgü olanlar doğrultu atım boyunca sağa, sola kademelenme nedeniyle oluşan sıkışma ve genleşme yapıları, asılı vadiler, derelerin Z şeklinde ya da saat ibresi yönünde bükülmesidir. Tuzgölü havzasının kuzeydoğu kenarını sınırlayan TGFZ, bu kenar boyunca Maestrihtiyen-Eosen yaşlı paleotektonik birimler ile Üst Pliyosen Kuvaterner yaşlı neotektonik birimleri yan yana getirir. TGFZ paleotektonik birimler içindeki kıvrım eksenlerini ve uyumsuzluk yüzeylerini keser.

Şereflikoçhisar-Hanobası arasındaki kesimde düşey atım 130 m olarak belirlenmiştir. Tuzgölü fay zonu Koçyiğit'e göre önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı aktif bir fay zonudur.

TGFZ'nun oluşum yaşı da tartışmalıdır. Bu konudaki görüşler üç gruba yarılabilir.

1-Tuzgölü fayının oluşum yaşı Maestrihtiyen dir (Uygun, 1981; Çemen ve diğ., 1999; Derman ve diğ., 2000).

2- Geç Miyosen'dir (Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Leventoğlu, 1994).

3- Erken Pliyosen sonrasıdır. Koçyiğit'e (2003) göre Orta Anadolu da Geç Miyosen hatta Erken Pliyosen sıkışma-daralma (kıvrımlanma ve ters faylanma) ile karakterize olan eski tektonik dönemin en son evresidir (Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğ., 2000b, Koçyiğit ve Beyhan 1998, 1999; Koçyiğit ve Erol, 2001). Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu kıvrımlı olup, bu kıvrımlar TGFZ tarafından kesilmektedir. Bu nedenle Orta Anadolu'da gerek neotektonik dönemin başlangıcı, gerekse TGFZ'nun oluşum yaşı Erken Pliyosen sonrasıdır.

7.3.2. 4. Salanda Fay Zonu:

Avanos ile Kaman ilçeleri arasında yer alır. 20 km genişlikte 140 km uzunluktadır. Orta Anadolu metamorfitleri ile güneyde Kapadokya platformunu ayıran önemli bir yapısal hattır. SFZ, TGFZ'na koşut olup önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal DAF'dır.

Seyfe Fay zonu

120 km uzunluğunda birkaç km genişliğinde sağ yanal doğrultu atımlı faydır. Kırıkkale ile Hasanlar beldesi arasında uzanır.



Şekil 7.29: Tuzgölü fay zonuna ilişkin yapılar (Koçyiğit, 2003).

Tarihsel ve aletsel dönem içindeki veriler Orta Anadolu doğu kesiminin Anadolu'nun diğer kesimlerine göre sismik olarak daha az aktif olduğunu göstermektedir

Bölgede oluşan tarihsel depremler:

1717-1825 Ecemiş

1914 Gemerek M:5.6

1938 Kırşehir M:6.8

1940 Erciyes M: 5.3

1966 Mecitözü-Çorum M:5.6

7.3.3. KUZEY ANADOLU BÖLGESİ

Kuzey Anadolu Bölgesi KAFZ'nun kuzeyinde kalan bölgedir. Doğu-batı bindirme bileşeni kapsayan doğrultu atımlı faylar bölgenin egemen yapılarıdır. Bölgedeki kayma hızı 5mm/yıl den daha azdır. Doğuya doğru KDAFZ, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu arasındaki sınırı oluşturur.

Bölgenin sismisitesi seyrektir. Karadenizin kuzey sınırı aktif bindirme sınırı olarak tanımlanmış ve 1968 Bartın depremi (M:6.8) bu bindirmenin yıkıcı deprem oluşturabileceğini göstermiştir.

8. KONYA BÖLGESİNİN NEOTEKTONİĞİ VE DEPREMSELLİĞİ

Neo-tektonik konum açısından, Konya'nın da içinde yer aldığı kesim "Orta Anadolu Ovalar Bölgesi" olarak tanımlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bölgenin ve Güneybatı Anadolu'nun Yeni tektonik dönem içindeki gelişimi Koçviğit (1984) tarafından ayrıntılı olarak verilmiş ve blok faylanmaların bölgede depremselliği yüksek alanlar oluşturduğu ifade edilmiştir. Konya bölgesi morfolojik olarak kuzeyde egemen olarak KB-GD ve K-G gidişli yükseltiler ile yine bu yükseltiler arasındaki havza ve yaylalarla karakterize olmuştur. Sultandağları, Emirdağları ve Tuz Gölü doğusundaki Ekecik dağları önemli yükseltileri; Akşehir grabeni, Beyşehir grabeni, Cihanbeyli yaylası ve Aksaray havzası ise önemli tektonik çöküntüleri oluşturur. Konya yakın çevresinde ise K-G ve D-B gidişli Bozdağlar, Batıda volkanik Erenler dağı, Konya havzası ve Obruk yaylası önemli morfolojik elemanlardır. Konya güneyinde ise, güneye doğru dış bükey Toros dağları yer alır. Bu kesimde KD-GB yönelimli Bolkardağları ve KB-GD gidişli Özyurt Dağları ana yükseltilerdir. Güneydeki Karaman ve Ereğli havzaları içinde Karadağ ve Karacadağ gibi volkanik dağlar yükselir. Bölgenin ana morfolojisini yükseltiler ile havzaları sınırlayan değişik gidişli, egemen olarak yanal atım da sunan normal faylar şekillendirmiştir. Bu blok faylanmalar sonucu yükselen kesimler dağlık, çöken kesimler ise havzaları oluşturmuştur. Yükseltilerde yaşları Paleozoyik-Eosen arasında değişen ve Paleo (eski)-tektonik rejime bağlı olarak deforme olmuş, kırıklanmış temel kayaçları yüzeylerken, yükseltiler arasındaki çöküntü havzalarında egemen olarak Miyosen-Güncel yaşlı gölsel, karasal ve volkanik kayaçlar yüzeylemektedir (Şekil 8.1). Bölgede yükseltileri sınırlayan en önemli faylar Aksehir fay zonu, Tuzgölü fay zonu, Beyşehir fayı ve Emirdağ fayıdır (Koçyiğit 1984, Koçyiğit ve diğ., 2000, Görür ve diğ., 1984). Bunların yanı sıra İnsuyu fayı, İlgın fayı, Eldeş fayı, Güvenç fayı, Altınekin fayı ve Konya ovasını sınırlayan Konya fay zonu, Karaömerler fayı, Divanlar fayı ve Göçü fayı yörenin diğer önemli neo-tektonik yapılarını oluşturur (Özcan ve diğ., 1990; Ulu ve diğ., 1994; Eren, 1993, 1996a ve 2000). Söz konusu kenar faylarının dışında gerek yükseltiler, gerekse havzalar içinde farklı uzunluk ve gidişlerde çok sayıda fay bulunmaktadır. Bu fayların büyük bir bölümü yaklaşık Pliyosen'den itibaren etkin olan Yeni-tektonik rejime bağlı olarak oluşmuş ve büyük bir çoğunluğu günümüze kadar aktifliğini korumuş veya potansiyel olarak aktif olabilecek faylardır. Bölgenin en önemli fayı olan KB-GD gidişli Akşehir fay zonunun bulunduğu kesim "Argıthanı sismik boşluğu" olarak tanımlanmış ve bu fay zonunun gelecekte önemli depremler oluşturabileceği varsayılmıştır (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).



Şekil 8.1: Konya ve çevresindeki temel ve örtü kayaçları ile önemli fayları gösteren jeoloji haritası (1/500 000 ölçekli Tükiye Jeoloji Haritası ve Koçyiğit 1984; Görür ve diğ., 1984; Özcan ve diğ., 1990; Eren, 1993; Ulu ve diğ., 1994; Eren 1996a, 1996 b, 2000 ve Aksoy ve Eren, 2004'ün çalışmalarından hazırlanmıştır).

Konya il merkezinin de içinde yer aldığı Konya havzası ortalama 1000 m kotuna sahip, batıda Konya fay zonu (Konya fayı, Özcan ve diğ., 1990) kuzeyde Karaömerler fayı (Eren, 1996a), ve doğuda Divanlar fayı (Özcan ve diğ., 1990) ve Göçü fayı ile sınırlı bir çöküntü havzasıdır (Şekil 8.1 ve 8.2).

Harita görünümü elips şekilli olan Konya havzası yaklaşık K-G gidişlidir. Söz konusu faylar ile Konya havzası göreli olarak çökerken, çevresi ise yükselmiştir (Şekil 8.2 v e8.3).



Şekil 8.2: Konya ovası ve çevresinin sdaeleştirilmiş jeoloji haritası (Eren, 2001)



Şekil 8.3: Konya ve çevresinin genel tektonik yapısını gösteren şematik blok diyagram (Eren, 2003; Ölçeksiz olarak çizilmiştir).

Yöredeki ana fay sistemlerini K-G ve D-B batı gidişli faylar oluşturur. Bunların yanı sıra yörede KD-GB ve KB-GD gidişli faylar da bulunur. Söz konusu fayların büyük bir bölümü az da olsa doğrultu atım bileşeni de gösteren, ancak egemen olarak verev atım bileşenine sahip normal faylardır. Yörede K-G gidişli faylar, D-B gidişli fayları görünürde kesmektedir. Örneğin KKD-GGB gidişli Konya Fay zonu, yaklaşık D-B gidişli Kızılören grabenini kesmiş ve askıya almıştır.

Konya'ya en yakın olan fay Konya fay zonudur. Söz konusu fay genel hatlarıyla Koçyiğit (1984), Özcan ve diğ. (1990) Koçyiğit ve diğ. (2000) tarafından tanıtılmıştır. Konya

fay zonu (KOFZ), Konya'nın hemen batısında 500 evler ile Dikmeli arasından geçmekte ve bu kesimde yaklaşık 50 km'lik bir uzunlukta izlenmektedir. KOFZ tek bir faydan değil, birbirine paralel olarak yönlenmiş değişik uzunluklardaki bölümlerden oluşmuştur (Şekil 8.4 ve 8.5). Fay zonu yer yer 4 km genişliğe sahiptir ve ana faya paralel (sintetik) veya ters eğimli (antitetik) bir çok fayı kapsamaktadır. KOFZ kuzeyde kuzeykuzeydoğu-güneygüneybatı, güneyde ise kuzey-güney ve en güneyde de güney-güneydoğu gidişlidir. KOFZ egemen olarak doğuya ve güneydoğuya doğru eğimli normal bir fay olup, azda olsa sağ yönlü doğrultu atımlı bileşene de sahiptir.

KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak Konya il merkezinin de bulunduğu kesim merdiven basamakları şeklinde aşağıya doğru çökmüş, batı kesimi ise yükselmiştir (Şekil 8.4 ve 8.5).



Şekil 8.4: Konya batısının jeoloji kesitleri (Eren, 2003).


Şekil 8.5: Konya batısının jeoloji haritası: 1-kesit yeri, 2-deprem episantırları,3-eğim atımlı normal fay, 4-doğrultu atımlı fay, 5-Bindirme fayı, 6-Topraklı formasyonu (Üst Pliyosen-Kuvaterner), 7-Yürükler formasyonu (Alt Pliyosen), 8-Sulutas volkanitleri (Miyo-Pliyosen), 9- Küçükmuhsine formasyonu (Miyo-Pliyosen),10-Ulumuhsine formasyonu (Miyo-Pliyosen), 11-Sille formasyonu (Miyo-Pliyosen), 12-Hatip ofiyolitli karışığı (Üst Kretase), 13-Çayırbağı ofiyoliti (Mesozoyik), 14-Paleozoyik-Mesozoyik temel kayaçları (Eren 1993, 1996, 2001 ve 2003a, Aksoy ve Eren 2004).

Konya kuzeyinde Ardıçlı köyü güneyindeki yükseltilerde (Şekil 8.4) Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel kayaçların tabanı 1500 m kotunda yüzeylerken, aynı kayaçların tavan kesimleri ise ova içinde 1000 m kotunda yüzeylemektedir (Şekil 8.4, I-I' kesiti). Bu kesimin doğusunda ova içinde Devlet Su İşleri tarafından açılan (DSİ, 1984) ve 400 m derinliğe inen sondajlarda, söz konusu birimlerin tabanına inilememesi, KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak bu kesimde en az 900 m'ye varan düşey alçalma ve yükselmenin varlığını göstermektedir. Konya güneybatısında ise, Üst Miyosen-Pliyosen kayaçların tabanı yükseltilerde 1300 m kotunda yüzeylenirken, aynı kayaçlar ova içinde 1000 m kotunda mostra vermektedir (Şekil 8.4 II-II' kesiti ve Şekil 8.5). Ovanın bu kesiminde, Büyükşehir Belediyesine bağlı KOSKİ tarafından açılan ve 200 m'yi aşan sondajlarda, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kayaçların tabanına inilememiştir (Bayram Kahveci, 2001, sözlü görüşme). Bu da, söz konusu kesimde KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak 500 m'den daha fazla düşey alçalma ve yükselmelerin olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak yukarıda değinilen veriler Konya ovasında, Geç Miyosen'den günümüze kadar en az 900 m, Geç Pliyosenden günümüze kadar ise en az 500 m göreli alçalma veya yükselmelerin oluştuğunu göstermiştir.

Konya-Seydişehir karayolu üstünde, KOFZ'nu kesen bir yarmada, batıya eğimli bir fay düzlemine bitişik kolüvyon kamaları, büyük bir olasılıkla sıvılaşma ile gelişmiş kum daykı ve silleri, yine fay düzlemine bitişik tabakaların altında sedimanlarla doldurulmuş yarıklar gözlenmektedir. Bu kesimde fay zonu ovaya ait en genç çökelllerin en üst kesimlerini kesmekte ve bu kesimde formasyon içi açılı uyumsuzluklar oluşturmaktadır. Söz konusu yarmada, fay zonunun jeolojik olarak yakın geçmişte en az üç kez hareket ettiğini gösteren jeolojik kanıtlar bulunmaktadır. Yine fay zonunun kuzey kesimlerinde 500 evlerin (Selahaddini Eyyubi Mah.) hemen güneydoğusundaki kum ocağı girişinde Fayın yine ovaya ait en genç çökelleri kestiği gözlenmektedir.

Ayrıca, KOFZ'nun doğusunda yer alan Yazır fayı da (Şekil 8.2) yapısal açıdan ilginç yapılar içermektedir. kuzeykuzeydoğu-güneygüneybatı gidişli Yazır fayı, yörede yüzeyleyen Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları ile Kuvaterner yaşlı karasal kırıntılılardan oluşmuş havza çökellerini kesmektedir. Konya merkeze bağlı Barsana mahallesinin kuzeyindeki taş ocağı yarmalarında, Yazır fayının hareketlerine bağlı olarak biri faya paralel diğeri ise faya dik olarak yönlenmiş iki takım genişleme kökenli yapılar (ekstensiyonel yarıklar) gözlenmektedir (Eren, 2003b). Yaklaşık düşey konumlu yarıkların içi üstteki alüviyal çökeller tarafından doldurulmuştur. Düşey kesitlerinde aşağıya doğru kapanan bu yarıkların genişlikleri 15 cm –2 m arasında değişmekte, boyları ise 10 m'yi aşmaktadır. Yüzey

uzunlukları ise 75 m'yi aşmaktadır. Arazi gözlemleri, bu yarıkların, fayın Kuvaterner esnasındaki hareketlerine bağlı olarak yüzey kırıkları şeklinde geliştiğini belgelemektedir. Bu gözlemlerle beraber fay zonuna yakın kesimlerde büyüklüğü 4.4'e varan depremlerin de bulunması KOFZ'nun aktif bir zon olduğunu belgelemektedir.

Konya'nın batısında KOFZ'nunun yanı sıra, bu zona yaklaşık dik olarak yönlenmiş çoğunlukla doğu-batı gidişli ikinci bir fay sistemi daha bulunmaktadır. Bu fay sistemi de normal fay karakteri sunmakta ve havza çökelleri altında belirsizleşmektedir. Bu faylardan en önemlisi doğu-batı gidişli, ve güneye eğimli Tatköy fayıdır (Eren, 1996b).

Konya havzasını kuzeyden sınırlayan Karaömerler fayı ise yaklaşık doğu-batı gidişli ve kuzeye doğru eğimlidir. Karaömerler çevresinde belirgin bir morfoloji oluşturmakta ve kuzey-güney gidişli transfer veya doğrultu atımlı faylarla sık sık kesilmektedir. Fay boyunca Karaömerler batısında, askıda kalmış alüviyal yelpaze çökelleri gözlenir (Şekil 8.2). Ovayı doğudan sınırlayan Divanlar fayı ise kuzey güney gidişli ve batıya doğru eğimli olup, KOFZ ile beraber bir graben yapısı oluşturur. Divanlar fayı boyunca alüvyon yelpaze çökellerinin askıda izlendiği basamaklı bir yapı belirgin bir şekilde gözlenir. Divanlar fayı Aksaray yolu güneyinde doğukuzeydoğu-batıgüneybatı gidişli, güneyde ise kuzeybatı-güneydoğu gidişli Göçü fayı ile kesilmiştir (Şekil 8.1 ve 8.2). Bu ana faylar dışında ova içinde de çok sayıda havzaya ait alüviyal çökelleri kesen küçük faylar bulunmaktadır (Eren 2001). Havza içindeki sismik etkinlik söz konusu fay sistemlerinin aktif olduğunu göstermektedir

8.1. KONYA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Deprem riski açısından Konya ilinin %8'i I. Derece, % 8'i II. Derece, % 17'si III. Derece, % 40'ı IV. Derece ve % 27'si ise V. Derece (tehlikesiz) zon içinde yer alır. Akşehir, Doğanhisar, Ilgın ve Tuzlukçu ilçeleri I. Derece deprem bölgesinde; Hüyük ve Yunak ilçeleri II. Derece deprem bölgesinde yer alırken, Konya il merkezi IV. Derece deprem bölgesi sınırları içinde bulunmaktadır (Özmen ve diğ., 1997). Kandilli Rasathanesi kayıtlarına göre, Konya bölgesinde (37°30'-39°00' enlem ve 31°30'-33°00' boylamları arasında), bölgedeki fayların hareketlerine bağlı olarak büyüklükleri 0.0-5.7 arasında değişen 150 adet deprem oluşmuştur (Tablo 8.1, Şekil 8.6 ve Şekil 8.7a).

Bu depremlerden 5 tanesi 5-6, 32 tanesi ise 4-5 büyüklüğüne sahip depremlerdir. Yöredeki depremlerin odak derinlikleri 1-107 km arasında değişse de büyük bir çoğunluğunun odak derinliği 1-50 km arsında değişen sığ odaklı depremlerdir (Şekil 8.7.b).

Bölgede 1900-1946 yılları arasında büyüklüğü 4.9-5.7 arasında değişen 5 deprem oluşmuşken, 1946-1999 yılları arasında bu büyüklüğe erişen herhangi bir deprem

kaydedilmemiştir. Ayrıntılı kayıtların bulunduğu 1970-2000 tarihleri arasında 118 deprem oluşmuştur. En fazla deprem 14 adet ile 1978 yılında oluşmuştur (Şekil 8.7.c). Bu yıllar arasındaki verilere göre Konya bölgesinde, en az biri 4-5 büyüklüğünde olmak üzere yılda toplam 5 adet deprem oluşmaktadır.

Geçtiğimiz son yüzyıl içinde hasar verici ve can kaybına yol açan depremler Akşehir-Doğanhisar arasında oluşmuştur. Bu depremler Akşehir Fay zonunun hareketlerine bağlı olarak gelişen depremlerdir. 26 Eylül 1921 yılında gerçekleşen Ms:5.9 büyüklüğündeki Doğanhisar-Ilgın depremi çevrede hasara yol açmıştır. 21.02.1946 tarihinde oluşan Argıthanı depremi Ms: 5.5 büyüklüğündedir. Bu deprem yörede 509 binada ağır hasar oluşturmuş ve iki kişinin ölümüne yol açmıştır (Özmen ve diğ., 1997). Kayıtlarda depremin odak derinliği 60 km olarak verilmiştir. 15 Aralık 2000 tarihinde meydana gelen Akşehir depremi Mw: 6.0 büyüklüğündedir. Depremde 6 kişi ölmüş ve 250 bina yıkılmıştır. 3 Şubat 2002 de oluşan Mw:6.2 büyüklüğündeki Çay (afyon) depremi de Akşehir çevresinde hasar yol açmıştır. Bu deprem de 44 kişi ölmüş 320 kişi yaralanmış 5000 civarında bina hasar görmüştür. Konya ilinde kaydedilen diğer bir depremde 26.09.1921 yılında Altınekin ilçesinin 10 km batısında oluşan depremdir. Ms: 5.7 büyüklüğündeki bu depreme ilişkin herhangi bir hasar veya can kaybı kaydı bulunmamaktadır. Bu depremlerin yanı sıra 1918 yılında Cihanbeyli kuzeyinde 5.3, 1921 yılında Ilgın-Çavuşçugöl kuzeydoğusunda 5.2 ve 5.4 büyüklüğünde 2 deprem ve 1931 yılında yine Çavuşçugöl kuzeydoğusunda 4.9 büyüklüğünde depremler oluşmuştur (Şekil 8.6). Konya il merkezinin bulunduğu kesimde, Konya havzasında çeşitli depremler kaydedilmiştir. Depremler daha çok Konya güneydoğusu ve güneybatısında yoğunlaşma sunmaktadır. Konya'nın 10-25 km güneydoğusunda havza içinde oluşan depremlerin en büyüğü 4.5 magnitüdüne sahiptir. Konya güneybatısında ise merkeze 30-35 km mesafede Hatunsaray-Keten ve İnlice kasabaları arasında depremler yoğunlaşmıştır. Havzaya göre daha yüksek morfolojiye sahip bu bölgede kaydedilen en büyük deprem 4.7 büyüklüğüne sahiptir.

Deprem episantırlarının dağılımında izlendiği gibi (Şekil 8.6), Konya bölgesinde deprem açısından riskli bölgeleri Akşehir'in yanı sıra, İlgın, Yunak-Tuzlukçu, Cihanbeyli kuzeybatısı, Altınekin ve Konya güneybatısı ile güneydoğusu oluşturmaktadır.

Konya il merkezine yakın önemli diğer bir fay ise Altınekin fayıdır (Zıvarık fayı, Ulu ve diğ., 1994). Egemen olarak normal atımlı bir fay olan, ancak yanal atım da sunan Altınekin fayı, Yazıbelen ile Akıncılar kasabası kuzeyine kadar morfolojik olarak izlenmektedir. Söz konusu kesimde 30 km lik bir uzunluğa sahip Altınekin fayı kuzeyde kuzey-güney, güneyde ise kuzeydoğu-güneybatı gidişlidir ve batıya doğru eğimlidir.

Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklük	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklük
06.07.1903	37-48.00	32-30.00	0.00	4.40	26.04.1984	38-55.20	31-30.00	10.00	3.50
16.01.1918	38-48.00	32-54.00	0.00	5.30	12.06.1984	38-54.00	32-0.00	0.00	3.50
16.01.1921	38-19.80	32-47.40	10.00	5.70	21.11.1984	38-41.40	31-42.00	0.00	3.00
26.09.1921	38-24.00	31-48.00	10.00	5.20	02.07.1985	38-48.00	31-34.00	0.00	3.40
12.01.1931	38-28 20	32-25 20	60.00	4 90	23 11 1985	38-56 40	32-44 40	0.00	2.70
09.04.1931	38-18.00	31-54.00	0.00	? 7.00 ?	21.01.1986	38-30.00	31-48.00	10.00	3.40
21.02.1946	38-14.40	31-47.40	60.00	5.50	23.02.1986	38-34.80	31-36.00	10.00	3.70
22.06.1954	38-28.80	31-56.40	40.00	4.60	24.02.1986	39-0.00	32-18.00	10.00	3.10
14.06.1958	37-30.00	32-44.40	10.00	0.00	24.02.1986	39-0.00	31-36.00	10.00	3.50
28.08.1964	38-30.00	32-30.00	0.00	0.00	26.02.1986	38-58.80	31-31.20	10.00	4.40
25.09.1965	38-0.00	32-30.00	0.00	0.00	13.01.1987	38-54.00	31-36.00	0.00	3.10
26.09.1968	38-45.60	32-36.00	40.00	4.50	06.03.1987	38-27.00	31-54.00	10.00	0.00
06.01.1968	38-46.80	32-35.40	37.00	4.80	09.03.1987	38-22.80	31-42.00	10.00	3.70
24.04.1909	38-54.00	31-34.00	20.00	0.00	02.00.1987	38-54.00	31-30.20	10.00	2.90
18 04 1970	38-42.00	31-42.00	0.00	4.00	14 12 1988	37-50.40	33-27.00	10.00	0.00
27.04.1970	38-58.80	32-1.20	32.00	4.30	14.12.1988	37-54.00	33-24.00	12.00	0.00
14.05.1971	38-42.00	32-18.00	33.00	0.00	19.12.1988	38-31.20	32-22.20	10.00	0.00
15.05.1971	37-36.60	32-30.00	51.00	3.70	22.12.1988	37-35.40	32-6.60	8.00	4.60
07.03.1972	38-6.00	32-5.40	50.00	0.00	24.12.1988	37-34.80	32-9.00	12.00	4.50
02.08.1972	37-42.60	32-33.60	0.00	4.30	24.12.1988	37-36.60	32-5.40	10.00	4.70
03.08.1972	37-45.60	32-43.20	44.00	4.20	01.01.1989	37-43.20	32-9.00	10.00	4.50
03.08.1972	37-57.00	32-43.20	20.00	0.00	24.05.1989	38-0.00	31-54.00	10.00	3.50
03.08.1972	37-54.00	32-6.00	0.00	0.00	25.06.1989	38-48.00	31-30.00	10.00	3.40
03.08.1972	37-31.00	32-48.00	34.00 41.00	4.30	20.00.1989	37-54.00	31-48.00	14.00	3.80
09.08.1972	38-18.00	32-36.00	33.00	0.00	26 06 1989	38-48.00	31-36.00	10.00	0.00
24.10.1972	37-48.00	32-36.00	0.00	0.00	26.06.1989	38-49.80	31-49.80	10.00	3.60
27.04.1973	38-39.00	32-55.20	29.00	4.60	07.08.1990	38-36.00	31-36.00	10.00	0.00
23.07.1973	38-12.00	31-42.00	0.00	3.60	15.08.1990	38-36.00	31-36.00	10.00	3.00
13.06.1974	37-42.00	32-48.00	0.00	0.00	25.09.1990	38-54.00	31-42.00	8.00	3.20
23.11.1974	37-47.40	31-52.20	32.00	0.00	09.02.1991	38-39.00	31-47.40	53.00	4.80
12.08.1975	37-2.40	31-9.60	107.0	4.20	10.02.1991	38-24.00	31-42.00	2.00	3.20
25.08.1975	38-35.40	31-38.40	42.00	3.30	19.02.1991	38-12.00	32-0.00	10.00	3.20
13.00.1970	38-13 20	32-18.00	0.00	4.10	12.04.1991	37-34.20	32-0.00	10.00	3.70
18 09 1976	38-25 20	31-54 60	0.00	3 20	18 04 1991	37-50.40	32-6.00	10.00	3.80
20.12.1976	37-53.40	31-42.00	0.00	3.90	02.07.1991	38-51.60	32-42.00	10.00	0.00
21.04.1977	38-44.40	31-34.80	0.00	3.80	08.02.1992	37-43.20	33-4.20	10.00	0.00
27.06.1977	38-30.60	31-30.60	0.00	0.00	31.05.1992	38-44.40	31-50.40	10.00	3.40
11.07.1977	37-59.40	31-42.00	10.00	3.80	02.09.1992	39-0.00	31-53.40	7.00	3.20
27.11.1977	37-43.20	32-6.00	31.00	4.20	01.09.1993	38-13.80	32-16.20	3.00	3.50
11.02.1978	38-23.40	31-51.00	0.00	3.90	25.08.1994	37-41.40	31-46.80	18.00	3.40
14.02.1978	37-54.00	32-48.00	33.00	0.00	29.05.1995	38-17.40	31-30.60	31.00	3.10
19.02.1978	38-13 20	32-45.00	10.00	2.70	25 07 1995	38-11 10	32-12.00	0.00	3.20
24.02.1978	37-50.40	32-39.60	41.00	4.40	25.07.1995	38-50.40	31-45.00	5.00	4.30
10.03.1978	38-12.00	32-12.00	33.00	4.30	08.01.1996	38-41.40	32-1.80	31.00	3.00
27.04.1978	38-44.40	31-36.00	10.00	4.00	25.03.1996	38-55.80	32-24.00	4.00	3.90
28.04.1978	38-48.00	31-30.00	10.00	3.60	30.04.1996	38-12.60	31-57.00	0.00	3.20
28.04.1978	37-42.00	32-36.00	33.00	3.40	01.05.1996	37-33.60	31-48.60	18.00	3.00
28.04.1978	38-7.20	32-37.80	10.00	0.00	03.07.1996	38-11.40	32-20.40	0.00	3.60
29.07.1978	38-12.00	31-30.00	10.00	3.50	27.08.1996	38-46.80	32-32.40	0.00	4.00
07.11.1978	38-40.80	31-41.40	0.00	3.10	01.09.1997	38-51.60	32-52.20	4.00	3.40
12.11.1978 24 11 1978	38-36.00	32-0.00	10.00	2.00	13.09.1997	38-49.80	32-20.40	13.00	3.60
21 03 1979	38-42.00	32-0.00	0.00	2.80	26 03 1998	37-59 40	32-0.60	5.00	3 40
12.05.1979	38-49.80	31-30.00	10.00	3.40	31.03.1998	38-2.40	32-41.40	31.00	3.20
21.11.1979	37-30.00	32-18.00	0.00	0.00	15.12.1998	38-51.00	32-55.20	0.00	3.80
13.01.1980	38-30.60	31-42.60	33.00	3.80	16.05.1999	38-3.69	31-39.30	.63	3.36
13.01.1980	38-35.40	31-46.20	0.00	3.50	09.10.1999	38.69	32.17	1.0	3.2
30.03.1980	37-36.00	32-4.80	0.00	3.40	03.10.1999	38.26	33.10	1.0	3.9
09.05.1980	38-54.00	32-36.00	33.00	4.30	18.01.2000	38.17	31.94	1.0	4.0
26.05.1980	38-38.20 28 51 60	31-46.20	29.00	4.00	06.03.2000	37.65 27.74	32.32	11.3	4.1
27.03.1980	30-31.00	32-0.00 31_12 20	33.00 12.00	0.00	28 03 2000	37.74 38.65	32.01	3.0	5.0 3.6
29.12.1981	38-24.00	31-42.00	10.00	3 00	14 05 2000	38.26	31.99	20.8	4.0
20.03.1982	37-58.80	32-6.60	10.00	3.50	31.05.2000	38.50	31.66	7.5	3.2
17.04.1982	38-9.60	32-7.80	0.00	4.50	15.12.2000	38.64	31.62	4.8	3.4
T 1 1	77 111	1' D		1 .1			11	4	**

Tablo 1:Kandilli Rasathanesi kayıtlarına göre 1900-2000 yılları arasında Konya veçevresinde oluşan depremler (Eren, 2003).



Şekil 8.6: 1900-.2000 tarihleri arasında Konya bölgesindeki (37°30'-39°00' enlem ve 31°30'-33°00' boylamları arasında) deprem episantırları (Eren, 2003).

Konya havzasına doğru kademeli faylarla devam etmektedir. Eşleniği olan doğuya eğimli Akçaşar fayı ile beraber Altınekin çevresinde üçgen geometrili ve yaklaşık kuzey-güney gidişli bir horst yapısı oluşturmuştur. Bu faylanmayla temele ait Miyo-Pliyosen yaşlı kayaçlar (Karaman, 1986) Kuvaterner yaşlı kayaçlarla karşı karşıya gelmiştir. Altınekin kuzeyinde, faya paralel kaynak çıkışları ve küçük göller gözlenmektedir.



Şekil 8.7: a) Konya yöresinde deprem büyüklüklerini, b) Konya yöresinde deprem sayısını, c) Konya yöresindeki depremlerin odak derinliklerini yıllara göre gösteren grafik (Eren, 2003)

Altınekin'in 10 km batısındaki 5.7 büyüklüğündeki deprem büyük bir olasılıkla Altınekin fayına bağlı olarak gelişmiştir ve fayın aktif bir fay olduğunu göstermektedir. Deprem episantırının Konya'ya 50 km mesafede olması nedeniyle, bu fay sadece Altınekin ilçesine değil aynı zamanda Konya merkezine de bir tehdit oluşturmaktadır.

9. DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, M. Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi, İstanbul Üniv., Fen Fak. Monog, 114, 94 s.
- Aksoy, R. ve Eren, Y., 2004, The Konya Fault Zone, S.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 19/2, 49-60
- Allen, C.R., 1965, Transcurrent faults in continental areas, Phil. Trans. R. Soc., A258, 82-89.
- Allen C.R., 1969, Active Faulting in Northern Turkey, Division of Geological Science, California Institute of Technology Contribution No. 1577,.
- Arpat, E. Ve Şaroğlu, F., 1972 Doğu Anadolu fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler, MTA Enstitüsü Dergisi, 78 44-50
- Arpat E., Şaroğlu F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar, Bull. Geol. Soc. Turkey 18, 91–101.
- Atalay, İ., 1975, Tektonik hareketlerin Sultandağlarının jeomorfolojisine olan etkileri, Türkiye jeol. Kur. Bült., 18/1, 21-26.
- Atalay, İ, 1978, Geology and Geomorphology of the Erzurum Plain and its surroundings, Atatürk University Publications, Erzurum.
- Atalay İ, 1983., Geomorphology and soil geography of the Muş Plain and its surroundings, Ege University Publications, İzmir.
- Ayhan M.E., Demir C., Kahveci M., Kaplan M., 1995, 1990-1993 Yılları GPS ölçümleri ile Gerede-Adapazarı bölgesindeki alanın belirlenmesi, in: Türk Haritacılığının 100. yılı Bilimsel Kongresi, Ankara, 55–66.
- Barka A.A., 1992, The North Anatolian Fault zone, Annales Tecton. 6, 164–195.
- Barka A.A., Reilinger R., 1997, Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, Annali di Geophis. XI, 587–610.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., ve Şengör, A.M.C., 1995, The Isparta Angle:Its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region, IESCA-1995 Proceedings, 13-18.
- Bates, R.L. ve Jackson, J.A., 1980, Glossary of Geology, Am. Geol. Inst., Falls Church, Va., 749 s.
- Becker, A.,1993, An attempt to define a "neotectonic period" for central and northern Europe", International Journal of Earth Sciences, Volume 82, Number 1.
- Becker-Platen., J., Benda, L. Ve Steffens, P., 1977, Litho-und biostratigraphisce Deutung und radiometerischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Turkei, Geol. Jb., B25, 139-167.
- Beekman, P.H., 1966, Hasandağı-Melendizdağı bölgesinde Pliosen ve Kuvaterner volkanizma faaliyetleri, MTA Dergisi, 66, 88-103.
- Blumenthal, M., M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dolayında Torosların jeolojisine umumi bir bakış, MTA seri B, 6, 95 s.
- Boray, A., F. Şaroğlu ve Emre, Ö., 1985, Isparta Büklümünün Kuzey Kesiminde D-B daralma için bazı veriler, Jeoloji Muh. Dergisi, 23, 9-20.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. Bull. Volc., 36, 473-496.
- Bozkurt E., 2000, Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication no. 173, Geological Society, London, 385–403.

Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica. Acta 14, s 3–30.

Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 156 s.

- Burri, C., Tatar, Y. Ve Webel, M., 1967, Zur kenntnis der Jungen vulkanite der halbinsel Bodrum: Schweiz, Min. Petr. Mittt. 47, 833-854
- Canıtez, N., 1962, Gravite ve sismolojiye göre kuzey Anadoluda arz kabuğunun yapısı, İTÜ Maden Fak. Yay. İstanbul
- Ching K.E., Rau, R.J., Lee J.C. and Hu , J.C., 2007, Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995–2005, Earth and Planetary Science Letters, 62, 3-4, 601-619.
- Christova C. and S.B. Nikolova, The Aegean region: deep structures and seismological properties, Geophysical Journal International 115 (1993), pp. 635–653
- Coward M.O., Ries A.C. (Eds.), Collisional Tectonics, Geological Society Special Publication no. 19, Geological Society, London, 3–36.
- Çemen İ., Göncüoğlu M.C., Dirik K., 1999, Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey, J. Geol. 107, 693–706.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1990, Current plate motions, Geophys. J. Inter. 102, 425–478.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett. 21, 2191–2194.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin sismotektoniği: T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara, 91 s.
- Derman, A. S, Rojay, B., Güney, H. ve Yıldız, M., 2000. Koçhisar-Aksaray Fay Zonun evrimi hakkında yeni veriler. Ulukışla Basenlerinin Uygulamalı Çalışması (Workshop), Bildiri Özetleri, s.1
- Dewey, J.F., 1980, Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, In: D.W. Strangway, ed. The continental crust and its mineral deposits, Geol. Assoc. Can. Spec Paper, 20, 553-573.
- Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Şaroğlu F., Şengör A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia – a young collision zone, in "Collision Tectonics" eds. M.P. Coward and A.C. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. 19, London, 3-36
- Dewey J.F., Şengör A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone, Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84–92.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M, Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. and Savasçin, Y. 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean sea, India-Asia convergence in NW Himalaya. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, Journal of the Virtual Explorer, 7, 167-181.
- DSİ, 1984, Konya kenti içme, kullanma ve endüstri suyu temini ve dağıtımı şebekesi kati projesi raporu, 250 s (yayınlanmamış)
- Dubertet L., Liban, 1966, Syrie et Bordure des pays voisins. Extrait des notes et mémoires sur le Moyen-Orient, tome VIII, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 251–358.
- Ercan, E., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, A. 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi (Geology of the Neogene basins in Uşak region). Bulletin of the Geological Society of Turkey, 21, 97–106.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, A., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri. Türk. Jeol. Kurumu Bülteni, 22, 185-198.
- Eren, Y., 1993, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 36, s. 7-23.
- Eren, Y., 1996a, Konya ovası kuzeyinde Bozdağların jeolojisi: S.Ü. Araştırma Fonu Proje No:92-019, Konya, (yayınlanmamış)

- Eren, Y., 1996b, Sille-Tatköy (Bozdağlar masifi-Konya) kuzeyinde Alpin öncesi bindirmeler: 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, Ankara, s. 163-169.
- Eren, Y., 1996c. Structural features of the Bozdağlar massif to the south of Ilgin and Sarayönü (Konya): Geological Bulletin of Turkey, c. 39, sayı 2, s. 49-64.
- Eren, Y., 2000, Altınekin çevresinin stratigrafisi ve yapısal özellikleri, S.Ü., Proje No: 96/151, 85 s. (yayınlanmamış)
- Eren, Y., 2001, Konya ve çevresinin neo-tektonik özellikleri ve depremselliği: Selçuk Üniversitesi Yerbilimleri Açısından Konya Sempozyumu Bildirileri, Konya, s. 17-19.
- Eren, Y., 2003, Konya Bölgesinin Depremselliği, Türkiye Petrol Jeologları Derneği (Özel sayı), 5, 85-98.
- Erinç, S., 1953, Doğu Anadolu coğrafyası, İstanbul Üniv. Yay no: 572 İstanbul
- Erinc, S. 1973. Turkiyenin sekillenmesinde neotektonigin rolu ve jeomorfoloji-jeodinamik iliskileri. Cumburiyetin 50. Yili yerbilimleri Kongresi, 1–12.
- Eyal M., Eyal Y., Bartov Y., Steinitz G., 1981, The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift, Tectonophysics 80,135–146.
- French, F., 1916, Geologie Klein Asiens in Bereich der Bagdadbahn: Z. Dtsch. Geol. Ges. A. Abh. 68 s.
- Freund, R., 1965, A model of the structural development of Israel and adjacent area, since Upper Cretaceous times, Geol. Mag, 102, 189-205.
- Freund R., Garfunfel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Berin B., 1970, The shear along the Dead Sea rift, Phil. Trans. Roy. Soc., London, Serie A 267, 107–130.
- Freund R., Zak I., Garfunfel Z., 1968, On the age and rate of sinistral movement along the Dead Sea rift, Nature 220, 253–255.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A., Villari L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean region, in: Dixon J.E., Robertson A.H.F., (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication vol. 17, Geological Society, London, 687–700.
- Garfunkel Z., 1981, Dead Sea Rift Introduction, Tectonophysics, 141, 1–4.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z., 1996, The structure of the Dead Sea basin, Tectonophysics 255, 155–176.
- Garfunkel Z., Zak I., Freund R., 1981, Active faulting in the Dead Sea rift, Tectonophysics 80, 1–26.
- Gelati, R., 1975, Miocene marine sequence from lake Van, eastern turkey, Riv. İtal. Paleontol. Stratigr., 81, 477-490.
- Genç, C., Altunkaynak, Z. Karacık, M. Yazman, Yılmaz, Y., 2001, The Çubukdağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia, Geodinamica Acta 14, 45–56.
- Girdler R.W., Styles P., 1978, Seafloor spreading in the Western Gulf of Aden, Nature 271, 615–617.
- Görür N., Oktay F. Y., Seymen İ. ve Şengör A.M.C., 1984 Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure: Geol. Soc. London Spec. Pub., c. 17, s. 467-82.
- Gürer, F.Ö., Bozcu, M, K. Yılmaz,Y., 2001, Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region, Geodinamica Acta 14, 57–70.
- Hancock P. L. and Williams, G. D. "Neotectonics", Journal of the Geological Society; March 1986; v. 143; no. 2; p. 325-326;
- Hempton M.R., 1984, Result of the detailed mapping near lake Hazar (eastern Taurus Mountains), in: Tekeli O., Göncüog'lu M.C. (Eds.), Geology of the Taurus Belt. Min. Res. Expl. Inst. Turkey Publ., 223–238.

- Hempton M.R., 1987, Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea, Tectonics 6, 687–705.
- Hempton M.R., Dunne L.A., 1984, Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey, J. Geol. 92, 513–530.
- http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/1999/eq_990817/T990817000138.html
- http://www.tau.ac.il/~zviba/intro.html
- http//:www.see.leeds.ac.uk
- www.earthcrusts.org
- Innocenti, F. Mazzuoli, R. Pasquare, G., Radicati di Brozola, F. and Villari, L., 1975. The Neogene Calcalcaline Volcanism of Central Anatolia. Geochronological Data on Kayseri-Niğde Area. Geol. Mag. 112/4, 349-360, Roma, Italy.
- IrrlitzW., 1972, Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanantolien, Bei. Geol. Jahrb. 37, 51–78.
- İzbırak, R., 1951, Cilo dağı ve Hakkari ile van gölü çevresinde coğrafi araştırmalar: Anakara Üniv. Dil ve Tarih Coğr. Fak. Yay. No 67, Ankara
- Karaman, M.E., 1986, Altınekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 29, sayı 1, s. 157-171.
- Keller, J., and Villari, L., 1972, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). Bull. Volcan., 36, 342-358
- Keller, J., Jung, D., Burgath, K., and Wolf, F., 1977, Geologie und Petrologie des neogenen Kalk-alkali-Vulkanismus von Konya (Erenler Dağ-Alaca Dağ-Massiv, Zentral Anatolien). Geol. Jb., B25, 37-117.
- Ketin., İ., 1948, Über die tektonisch-mechanischcan Folge rungen aus den grossen anatolischen Erdbeben desletzten Dezenniums, Geol. Rundschau, 36, 76-83.
- Ketin, İ., 1957, Kuzey Anadolu deprem fayı. I.T.Ü. Derg., cilt 15, no. 2. 49-52.
- Ketin 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Derg., 66, 20-34, Ankara.
- Ketin, İ. 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları arasında bir Karşılaştırma Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19; 149-154.
- Ketin, İ., 1960 1/2. 500. 00 ölçekli Türkiye tektonik haritası hakkında açıklama mta dergisi, 54, 1-6
- Ketin, İ., 1982, Genel Jeoloji, İTÜ, Maden Fak. Sayı: 1096, Cilt-I, İstanbul
- Ketin ve ROESLI, F. 1953, Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanato-lische Beben vom 18. Marz 1953. Eclogae Geol. Helv., vol. 46, no. 2, Basel, 187-208.
- Kissel C., Laj C., 1988, Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, Tectonophysics 146, 183–201.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran Gölü yöresinin (Afyon-Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri,: Doç. Tezi Ankara Üniv. Fen Fak., 172 s (yayınlanmamış)
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 27, sayı 1, s. 1-16.
- Koçyiğit, A., 1991, Changing stress orientation in progressive intracontinental defomation as indicated by the Neotectonics of the Abkara region (NW Central Anatolia, Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 3/1, 43-55.
- Koçyiğit, A., 2000, Güneybatı Türkiye'nin depremselliği, in: BADSEM 2000-Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, Proceedings, 24–27 Mayıs 2000, I'zmir, , pp. 30-39.
- Koçyiğit, A., 2003, Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri,Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı çalışma, Aksaray, TPJD, Özel sayı: 5, 1-26.
- Koçyiğit A., Beyhan A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics 284, 317–336.

- Koçyiğit, A., ve Beyhan, A., 1999, Reply to Rob Westaway's comment on "A new intracontinental transcurrent structures: the central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics 314, 481-496
- Koçyiğit, A., Bozkurt, E., Kaymakçı, N. ve Şaroğlu, F., 2002, 3 Şubat 2002 Çay (Afyon) depreminin kaynağı ve ağır hasarın nedenleri; Akşehir fay zonu, Jeolojik Ön Rapor, ODTÜ Jeoloji Müh. Böl., Ankara, 19 s.
- Koçyiğit, A. ve Erol, O., 2001, Tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta, 14, 133–145.
- Koçyiğit A., Özacar A.A., Cihan M., 2000a, Batı Anadolu horst graben sisteminin doğu uzantısı ve Isparta Açısı ile ilikisi nedir?: "Fethiye–Burdur Zonu" olarak bilinen yapının tektonik niteliği, Tektonik Araştırma Grubu 4. Toplantısı, ATAG-5, 16–17 Nov, 4–5.
- Koçyiğit, A. ve Özacar, A., 2003, Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data, Turkish J. Earth Sci., 12, 67-90.
- Koçyiğit, A., Ünay, A. ve Saraç, G., 2000b, Episodic graben formation and extensional regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, Special Publications, c. 173, s. 405-421.
- Koçyiğit A., Yusufoğlu H., Bozkurt E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey, J. Geol. Soc., London 156, 605–616.
- Koçyiğit, A., Winchester, J.A., Bozkurt, E. & Holland, G, 2003, Saraçköy Volcanic Suite: implications for the subductional phase of arc evolution in the Galatean Arc Complex, Ankara-Turkey. "Geological Journal ", 37, p.1-14.
- Le Pichon X., Angelier J., 1979, The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, Tectonophysics 60, 1–42.
- Le Pichon X., Angelier J., 1981, The Aegean Sea, Philop. Trans. R. Soc. London Ser. A 300, 357–372.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemant S., Noomen R., Veis G., 1995, Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics, J. Geophys. Res. 100, 12675–12690.
- Le Pichon X., Taymaz T., Şengör A.M.C., The Marmara Fault and the future İstanbul earthquake, 1999, in: Karaca M., Ural D.N. (Eds.), Proceedings of the International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999, İstanbul University Press House, İstanbul, , 41–54.
- Leventoğlu, H., 1994, Neoteconic characteristics of the central part of the Tuzgölü fault zone around Mezgit (Aksaray), METU, Geological Eng. Dept., Ankara, 88 s.
- Lybéris N., 1988, Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba, Tectonophysics 153, 209–220.
- Lybéris N., Yürür T., Chorowicz J., Kasapoğlu E., Gündoğdu N., 1992, The East Anatolian fault: an oblique collisional belt, Tectonophysics 204, 1–15.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Gergiev I., Hamburger M., Kahle H., Kastens K., Kekelidse G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounus A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanlı I., Seeger H., Teableb A., Toksöz N., Veis G., 2000, GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics, J. Geophy. Res. 105, 5695–5720.
- McKenzie D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. Royal Astron. Soc. 30, 109–185.
- Mc Kenzie D.P., 1976, The East Anatolian Fault: a major structure in eastern Turkey, Earth Planet. Sci. Lett. 29, 189–193.

- McKenzie D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. Royal Astron. Soc. 55, 217–254.
- Mercier J.L., 1981, Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera south of Peru–north Bolivia, Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A 300, 337–355.
- Metz, K., 1956, Aladağ ve Karanfil dağının yapısı ve bunların Kilikya Torosu Tesmiye edilen batı kenarları hakkında malumat husulü için yapılan jeolojik etüd, MTA Dergisi, 48, 63-75.
- Meulenkamp J.E., Wortel W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E., 1988, On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene, Tectonophysics 146, 203–215.
- Moody, J.D. and Hill, M. J., 1956, Wrench fault tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., 67, 1207-1246.
- Muehlberger R.W., Gordon M.B., 1987, Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey, J. Struct. Geol. 9, 899–903.
- Nowacks, E. 1928. Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. Z dt geol.Ges., 80, B304–B312.
- Obruchev, V.A., 1948, "Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik". Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol., 5: 13-24,
- Okay, A.I., 1984. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar, in Proceedings Ketin Symposium, Ankara, 83-92.
- Okay, A.I., 1986, High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. In: Blueschists and Eclogites (ed. B.W. Evans and E.H. Brown), Geological Society of America Memoir No. 164, 333-348.
- Okay A.İ., Demirbağ, E., Kurt H., Okay N., Kuşçu İ., 1999, An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey, Tectonics 18 () 129–148.
- Okay, A.I, Tüysüz, O. ve Kaya, Ş., 2004, From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region, Tectonophysics, 391, 259–282.
- Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık I[']., Lenk O., 1995, Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS Transac. 76, 9-11.
- Ouzounus A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanlı I., Seeger H., Teableb A., Toksöz N., Veis G., 2000, GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics, J. Geophy. Res. 105, 5695–5720.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990, Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi: M.T.A. Rapor No:9535 (yayınlanmamış).
- Özmen, B., Nurlu, M. Ve Güler, H., 1997, Coğrafi bilgi sistemi ile deprem bölgelerinin incelenmesi: T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara, 89 s.
- Pamir, R. N. 1950. Les seismes en Asie Mineure entre 1939 et 1944. La Cicatrice Nord-Anatolienne. Proc. Int. GboSalomon-Calvi, W. 1936a. Die Fortsetzung der Tonalelinie in Kleinasien. Yuksek Ziraat Enst. Calismalarindan, 9, 11–13.
- Papazachos, B.C. ve Comminakis, P.E., 1977, Modes of lithospheric interaction in the aegean area: Bi ju-duval B ve Montard L., ed. Structural history of the Mediterranean basins de. Editions Technip, Paris, 319-332
- Pavoni, N., 1961, Die nordanatolische Horizontalverschiebung. Geol. Rdsch., 51, 122-139, 6 Abb., Stuttgart.
- Perinçek D., Çemen İ., 1990, The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in Southeastern Turkey, Tectonophysics 172, 331–340.

- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A., 1989, The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, Tectonophysics 161, 1–21.
- Pitman, W.C ve Talwani, M., 1972, Sea-floor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., 83, 619-646.
- Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King W., Toksöz M.N., 1997, Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone, J. Geophy. Res. 102, 9983–9999.
- Robertson A.G., 1998, Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: : extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, Tectonophysics 298 103–132
- Rögl F., Steinninger F.F., Vom Zerfall 1983, der Tethys zu Mediterran und Paratethys, Annalen des Naturhistorichen Museums Wien 85/A,135–163.
- Salomon-Calvi, W. 1936. Die Fortsetzung der Tonalelinie in Kleinasien. Yuksek Ziraat Enst. Çalışmalarından, 9, 11–13.
- Salomon-Calvi W., 1940 Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens, MTA Mecmuası, 18, 35-74.
- Savaşçın, Y., 1978, Foça-Urla Neojen volkanitlerinin mineralojik jeokimyasal incelemesi ve kökensel yorumu, Doç. Tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak., 65 s (yayınlanmamış)
- Schleicher, and Schwartz, G., 1977, Zur Geologie und Petrologie des Karadağ, Zentralanatoliens. Geol. Jb., B25, 119-138.
- Selverstone, J., 2005, Are the Alps collapsing, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33: 113-132.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, Geol. Mag. 128, 155–166.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1992, The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications, Geol. Mag. 129, 239–242.
- Seymen İ., 1975., Tectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone in Kelkit Valley, Ph.D. Thesis, İstanbul Technical University, 192 s , İstanbul,
- Seymen İ., Aydın A., 1972, Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu fayı ile ilişkisi, Min. Res. Expl. Inst. Turkey Bull. 79, 1–8.
- Steckler M.S., Berthelot F., Lybéris N., Le Pichon X., 1988, Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics, Tectonophysics 153, 249–270.
- Steinz G., Bartov Y., 1991, The Miocene-Piocene history of the Dead Sea segment of the Rift in the light of K–Ar ages of basalts, Israel J. Earth Sci. 40, 199–208.
- Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology. Prentice Hall, New Jersey. 537 s.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Boray A., 1987, Turkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri. Min. Res. Expl. Inst. Turkey Report No. 8174,.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992a, Türkiye diri fay haritası, MTA Yayınları, http://www.mta.gov.tr
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ., 1992b, The East Anatolian fault zone of Turkey, Annal. Tecton. 6, 99–125.
- Şaroğlu F., Güner Y., 1979, The active Tutak fault, its characteristics and relations to the Çaldıran fault, Yeryuvarı ve İnsan 4, 11–14.
- Şaroğlu F., Güner Y., 1981, Factors affecting the geomorphological development of eastern Turkey – relations between geomorphology, tectonics and volcanism, Geol. Soc. Turkey Bull. 24, 39–50.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, ofset and tectonic significance, Jour. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye jeoloji Kurumu, Konferans serisi:2,

- Şengör, A.M.C., 1982, Egenin neotektonik evrimini yöneten etkenler, Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli, Türkiye Jeoloji Kurultayı 1982, 59-71.
- Şengör, A.M.C 1984. Türkiye'nin tektonik tarihi., Türkiye JeoL Kur., Ketin Simpozyumu, 37-62,
- Şengör A.M.C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication no. 28, Geological Society, London, 575–589.
- Şengör A.M.C., Barka A.A., 1992, Evolution of escape-related strike-slip systems: implications for distribution of collisional orogens, 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, Abstracts 1, 232.
- Şengör A.M.C., Görür N., Şaroğlu F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, 227–264.
- Şengör A.M.C., Kidd W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics 55, 361–376.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey:a plate tectonic approach: Tectonophysics, c. 75, s. 81-241.
- Tapponier, P., 1977, Evolution, tectonique du systeme alpin an Mediterranee: poinçonnement et ecrasement rigide-plastique: Bull. Soc. Geol. France, 7, XIX, 437-460.
- Tatar Y., 1975, Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan), Tectonophysics 29, 401–410.
- Taymaz T., Jackson J., McKenzie D.P., 1991, Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, Geophy. J. Inter. 106, 433–490.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zominun Gerede ile İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı simpozyumu, Ankara, 12-29.
- Toprak V., Göncüoğlu M.C., 1993, Keçiboyduran–Melendiz Fault and its regional significance (Central Anatolia), Hacettepe Univ. Earth Sci. 16, 55–65.
- Ulu, Ü., Bulduk, A.K., Ekmekçi, E., Karakaş, M., Öcal, H., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkıran, M.A., Adır, M., Sözeri, Ş., ve Karabıyıkoğlu, M., 1994, İnlice Akkise ve Cihanbeyli-Karapınar alanının jeolojisi: M.T.A. Rapor no: 9720 (yayınlanmamış).
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü havzasınını jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrukarbon olanakları : İç Anadolunun Jeolojisi sempozyumu, Ankara, 66-71.
- Vroman, A.J., 1967, On the fold pattern of Israel and the Levant, Israel Geol. Surv. Bull., 43, 23-32.
- Westaway R., 1994, Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, J. Geophys. Res. 99, 20, 203–223.
- Westaway R., 1994, Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, J. Geophys. Res. 99, 12, 71–90.
- Westaway R., Arger J., 1996, The Gölbaşı basin, southeastern Turkey: A complex discontinuity in a major strike-slip fault zone, J. Geol. Soc., London 153, 729–743.
- Westaway R., Arger J., 1998, Kinematics of the Malatya–Ovacık Fault Zone, Third International Turkish Geology Symposium, METU-Ankara, Abstracts, , p. 197.
- Yetiş, C., 1978, Geology of the Çamardı (Niğde) region and the characteristics of the Ecemiş Fault Zone between Madenbogaz and Kamışlı, İstanbul University, Faculty of Science Bulletin, Serie B 43, 41–61.

- Yılmaz, Y. ve Karacık, Z, .2001, Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens, Geodinamica Acta 14, 31–40.
- Yılmaz Y., Genç S.C., Gürer O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak S., Elmas A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop? in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London, 353–384.
- Yürür M.T., Chorowicz J., 1998, Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian, and Anatolian plates, J. Volcan. Geother. Res. 85, 1– 15.
- Zitter, T.A.C, Woodside, J.M. ve Mascle, J., 2000, Neotectonic accomodation between Hellenicand Cyprus Arcs, Malta 2000, Geology & Petroleum Geology of Mediterranean Basins1 - 4 October, St. Julians, Malta