

**MARMARA BÖLGESİ İÇİN ÖNERİLEN TEKTONİK
MODELLERİN SONLU ELEMANLAR YÖNTEMİYLE
İRDELENMESİ**

**ASSESSMENT OF THE TECTONIC MODELS PROPOSED
FOR THE MARMARA REGION UTILIZING THE FINITE
ELEMENT METHOD**

EBRU ÖZTÜRK

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü

DOKTORA TEZİ

olarak hazırlanmıştır.

Ocak 2007

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne,

Bu çalışma jürimiz tarafından **JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI 'nda DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan :.....
Prof. Dr. Vedat DOYURAN

Üye (Danışman) :.....
Prof. Dr. K. Erçin KASAPOĞLU

Üye :.....
Prof. Dr. Hasan GERÇEK

Üye :.....
Prof. Dr. Reşat ULUSAY

Üye :.....
Doç. Dr. Hüsnü AKSOY

ONAY

Bu tez/...../..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca belirlenen yukarıdaki jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

...../...../2007

Prof. Dr. Ahmet R. ÖZDURAL

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

MARMARA BÖLGESİ İÇİN ÖNERİLEN TEKTONİK MODELLERİN SONLU ELEMANLAR YÖNTEMİYLE İRDELENMESİ

Ebru ÖZTÜRK

ÖZ

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu kesiminde egemen olan kuzey-güney yönlü sıkışma rejimi ile batı kesiminde (Ege Bölgesi'nde) egemen olan kuzey-güney yönlü çekilme rejiminin kesiştiği bölgede yer alan Marmara Denizi içerisindeki faylanma mekanizmaları oldukça karmaşık ve çözümlenmesi zor bir tektonik yapı oluşturmaktadır. Bu nedenle, Marmara Denizi içerisindeki faylanma mekanizmaları ile ilgili olarak literatürde birbirinden farklı birçok sismotektonik model önerilmiştir. Marmara Denizi içerisindeki fay segmentlerinin faylanma mekanizmalarının ve bunların, bu segmentler üzerinde oluşan depremlerin mekanizmaları (odak çözümlmeleri) ile ne ölçüde örtüştüğünü belirlemek ve elde edilen sonuçların bu bölge için literatürde önerilen modellerle ne ölçüde uyumlu olduğunu irdelenmek amacı ile literatürdeki üç farklı model esas alınmıştır. Oluşturulan matematiksel (sayısal) modeller üzerinde sonlu elemanlar yöntemi uygulanarak, Marmara Denizi içerisindeki fay segmentleri üzerinde oluşan gerilim ve yerdeğiştirme dağılımları ile bu fay segmentlerinin faylanma mekanizmaları ve bunların önerilen modellerle uyumu irdelenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla oluşturulan üç ayrı sonlu elemanlar modelinde Marmara Denizi içerisindeki fay segmentleri zayıf süreksizlik düzlemleri olarak içerilmiştir. Bu süreksizlikler üzerinde çift düğüm noktaları öngörülmüş; süreksizliklerin dayanım parametrelerinin (çekilme dayanımı, makaslama dayanımı ve sürtünme katsayısı) süreksizliklere komşu plakaların dayanım parametrelerinden daha düşük olduğu; modeli oluşturan tüm plakaların litosferin üst bölümünü temsil ettikleri ve zamana bağlı olarak elastik davranış gösterdikleri varsayılmıştır. Ayrıca, modelin süreksizlikler dışında kalan kesimleri için "Mohr-Coulomb" yenilme ölçütünün doğrusal uyarlaması olan Coulomb yenilme ölçütü, süreksizlikler için ise "çekilme dayanımına göre düzeltilmiş Coulomb-Navier" yenilme ölçütü öngörülmüştür. Modele uygulanan sınır koşulları altında, süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarının "kayma" şeklindeki yerdeğiştirmeleri "doğrultu atımlı"; "kayma-ayrılma" şeklindeki yerdeğiştirmeleri ise, kayma ve ayrılma vektörlerinin büyüklüklerine göre "doğrultu atımlı" veya "normal" faylanma olarak yorumlanmıştır. Sonlu elemanlar model çözümlmeleri sonucunda, Marmara Denizi içerisindeki fay segmentlerinin faylanma mekanizmaları ile bu segmentler üzerinde oluşmuş olan depremlerin mekanizmaları (odak çözümlmeleri) birlikte değerlendirilerek elde edilen sonuçlar, literatürde bu bölge için önerilen üç ayrı sismotektonik modeller ile karşılaştırıldığında, bu modeller ile büyük ölçüde uyumlu olduğu belirlenmiştir. Sonuç olarak, önerilen her üç modelin de Marmara Denizi içerisindeki faylanma ve deprem mekanizmalarına önemli ölçüde ışık tuttuğu sonucuna varılmıştır.

Anahtar kelimeler: Deprem, faylanma mekanizması, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Marmara, sismotektonik, Sonlu Elemanlar Yöntemi.

Danışman: Prof. Dr. K. Erçin KASAPOĞLU, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı.

ASSESSMENT OF THE TECTONIC MODELS PROPOSED FOR THE MARMARA REGION UTILIZING FINITE ELEMENT METHOD

Ebru ÖZTÜRK

ABSTRACT

The faulting mechanisms in the Sea of Marmara which is located at the intersection of the N-S compressive regime dominating on the eastern part of the North Anatolian Fault Zone and the N-S tensile regime acting on the western part (the Aegean Region) possess a very complex tectonic structure which is very difficult to analyze. Therefore, various seismotectonic models, which are somewhat different from each other, were proposed in literature regarding the tectonics and the seismicity of this region. In this study, three different mathematical (numerical) models, based on three different tectonic models proposed in literature for this region, were prepared and the stress and displacement distributions, slip vectors and the faulting mechanisms along the fault segments in the Sea of Marmara were analyzed utilizing the finite element method. In the models, the fault segments were considered as weak discontinuity surfaces, and therefore, the strength parameters (i.e., shear strength, tensile strength and coefficient of friction), which are smaller than those assigned to the adjusting plates, were assigned to discontinuities. Since it represents the uppermost part of the lithosphere, rheologically elastic behaviour was assumed for the whole models. The Coulomb failure criteria (i.e., the linear version of Mohr-Coulomb) was used for the whole models; and the Coulomb-Navier criteria with tension cut-off was used for the discontinuities. Double nodal points were also assigned to the discontinuities; and slips occurred between the nodal points was interpreted as 'strike-slip' faulting, whereas slip and separation occurrence together was interpreted as 'strike-slip' or 'normal' faulting depending on whether the slip or the separation vector is greater. Faulting mechanisms determined for each fault segment were compared with the focal mechanism solutions of the earthquakes occurred on each segment. The results obtained from each model were also compared with the three seismotectonic models proposed for the Sea of Marmara in literature. Consequently, it is concluded that each of these proposed models sheds light on the faulting and earthquake mechanisms of the fault segments in the Sea of Marmara.

Key words: Earthquake, fault mechanism, North Anatolian Fault Zone (NAFZ), Marmara, seismotectonic, Finite Element Method (FEM)

Advisor: Prof Dr. K. Erçin KASAPOĞLU, Hacettepe University, Department of Geological Engineering, Applied Geology Division.

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam boyunca, gösterdiği yakın ilgisi, bilimsel katkı ve eleştirileriyle yardımını esirgemeyen ve bu konuyu çalışmam konusunda beni yönlendiren değerli Hocam (tez danışmanı) Sayın Prof. Dr. K. Erçin KASAPOĞLU'na,

Tez çalışmamın her aşamasında göstermiş oldukları yakın ilgi ve katkılarından dolayı Tez İzleme Komitesi Üyeleri değerli Hocalarım Sayın Prof. Dr. Reşat ULUSAY ve Sayın Prof. Dr. Vedat DOYURAN'a,

Tezin son halini almasında ve modelleme çalışmalarında göstermiş oldukları yakın ilgi ve katkılarından dolayı değerli Hocalarım Sayın Prof. Dr. Hasan GERÇEK ve Sayın Doç. Dr. Hüsnü AKSOY'a,

Çalışmalarımın değişik aşamalarındaki yardımlarından dolayı sevgili arkadaşlarım Araştırma Görevlisi Çiğdem TETİK ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Neslihan TEMİZ YÜKSEL'e,

Hacettepe Üniversitesi'nde öğrenci olmaya başladığı ilk günden itibaren başta tez çalışmam olmak üzere her konuda bana destek olan ve bıkmadan sabırla her fırsatta yardımına koşan sevgili kardeşim Engin ÖZTÜRK'e,

Çalışmamın her aşamasında yanımda olan, maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, gösterdikleri sabır ve katkılarından dolayı sevgili ailem; babam Hüseyin ÖZTÜRK, annem Fidan ÖZTÜRK ve kızkardeşim Esra ÖZTÜRK'e,

TEŞEKKÜR EDERİM.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

Sayfa

ÖZ	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Amaç ve Kapsam	1
1.2. Önceki Çalışmalar	2
1.2.1. Çalışma Konusu (KAF) ile İlgili Yapılan Sayısal Modelleme Çalışmaları	3
1.2.2. Marmara Denizi İçin Değişik Fay Geometrilerinin Önerildiği Çalışmalar.....	8
1.2.3. Marmara Bölgesi İçin Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) Kullanılarak Yapılan Çalışmalar.....	32
1.2.4. Marmara Bölgesi'nin Sismik Etkinliği Konusunda Yapılan Çalışmalar.....	39
2. TÜRKİYE'NİN SİSMOTEKTONİK YAPISI.....	42
2.1. Türkiye'nin Sismotektonik Elemanları.....	44
2.1.1. Kuzey Anadolu Fayı.....	44
2.1.2. Doğu Anadolu Fayı	45
2.1.3. Ege Graben Sistemi	46
2.1.4. Helenik-Kıbrıs Yay Sistemi.....	47
2.1.5. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi.....	47
2.2. Batı Anadolu Bölgesi'nde Etkin Olan Tektonik Rejim.....	48
3. MARMARA DENİZİ'NİN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU	51

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

4. MARMARA BÖLGESİ'NİN SİSMİK AKTİVİTESİ VE DEPREMLERİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLEMELERİ.....	54
5. MODELLEME ÇALIŞMASINDA KULLANILAN FAY GEOMETRİLERİ	62
5.1. Le Pichon et al. (2001)'un Görüşü (Sürekli Tek Fay Modeli).....	63
5.2. Armijo et al. (2002)'un Görüşü (Çek-Ayrır Yapı Modeli)	65
5.3. Okay et al. (2000)'un Görüşü.....	66
6. SONLU ELEMAN MODELLEME ÇALIŞMALARI	70
6.1. Kullanılan Bilgisayar Programı	70
6.2. Programın Genel Özellikleri.....	70
6.3. Kullanılan Yenilme Ölçütleri.....	73
6.4. Model Geometrisinin Belirlenmesi ve Model Boyutları	73
6.5. Malzeme Özellikleri	76
6.6. Sınır Koşullarının Belirlenmesi	78
6.6.1. Model SK-1.....	81
6.6.2. Model SK-2.....	83
6.6.3. Model SK-3.....	85
6.6.4. Model SK-4.....	86
6.6.5. Sonuç Sınır Koşulları.....	92
7. MODELLER.....	94
7.1. Pichon Modeli (Le Pichon et al., 2001 Modeli)	94
7.2. Armijo Modeli (Armijo et al., 2002 Modeli)	100
7.3. Okay Modeli (Okay et al., 2000 Modeli)	106
7.4. Model Çözümlerlerinin Odak Mekanizması Çözümleri ile Karşılaştırılması.....	112
8. SONUÇLAR	126
KAYNAKLAR.....	128
EKLER.....	150

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

EK-1 Sonlu Elemanlar Kavramı ve Yöntemin Tanımı.....	151
EK-2 Uygulanan Yerdeğiştirme Değerleri ve Bu Değerlere Karşılık Yenilme Oluşan Çift Düğüm Noktaları Çizelgeleri.....	158
ÖZGEÇMİŞ.....	160

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
1. 1. Marmara Denizi içindeki KAF segmentleri için önerilen bazı modeller.....	10
1. 2. Le Pichon et al., 1999 tarafından önerilen teorik tek fay geometrisi (kesikli çizgiler) ve Marmara Bölgesi'ndeki GPS vektörleri.....	14
1. 3. Marmara Denizi'ndeki aktif tektonik geometri (Armijo et al., 1999)..<	15
1. 4. Çok kanallı sismik yansıma verilerinden yorumlanan temel faylar (Parke et al., 1999; Okay et al., 1999; 2000).....	16
1. 5. Aksu et al. (2000) tarafından hazırlanan temel deformasyon zonlarını gösteren yapısal harita.....	18
1. 6. İmren et al. (2001) tarafından çok kanallı sismik yansıma verilerine dayanarak belirlenen Marmara fay sistemi.....	19
1. 7. Marmara Denizi içindeki fay geometrisi (Le Pichon et al., 2001).....	20
1. 8. McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen GPS vektörleri.....	33
1. 9. McClusky et al. (2000)'den sonra, Marmara Denizi bölgesi yakınının yenilenmiş GPS hızları.	35
1. 10. Marmara Bölgesi için, Flerit et al. (2003) tarafından yapılan model çalışmasından elde edilen hız vektörleri ile McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen GPS vektörlerinin karşılaştırılması (Flerit et al., 2003).....	37
1. 11. Rodos-Trakya Bölgesi'ndeki hızların küçültüldüğü referans yapıya göre GPS hızları (Kreemer et al.,2004).....	39
2. 1. Türkiye'nin temel sismotektonik elemanları (Bozkurt, 2001).....	43
4. 1. 1 Ocak 1990-16 Ağustos 1999 yılları arasında M>3 olan depremlerle Marmara Bölgesi'ndeki sismik aktivite (Erdik et al., 2004).....	54
4. 2. 17 Ağustos 1999-2004 yılları arasında M>3 olan depremlerle Marmara Bölgesi'ndeki sismik aktivite (Erdik et al., 2004).....	55
4. 3. Çalışma bölgesinde oluşan depremlerin odak mekanizması çözümlmeleri (Şengör et al., 2004'dan değiştirilerek alınmıştır).....	56
4. 4. Marmara Denizi ve çevresini etkileyen önemli depremlere ait fay düzlemi çözümleri (Taymaz et al., 1991; Taymaz, 1999).....	59

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

4. 5.	Marmara Denizi'nde meydana gelmiş mikrodrepremlerin birleşik odak mekanizması çözümlemeleri (Sato et al., 2004).....	60
5. 1.	Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen Marmara Denizi içindeki fay geometrisi.....	64
5. 2.	Marmara Denizi'nin kinematik modeli (Armijo et al, 1999).....	65
5. 3.	Marmara Bölgesi'nin aktif tektonik haritası (Okay et al., 2000).....	67
5. 4.	Doğu Marmara Denizi'nin aktif tektonik haritası (Okay et al., 2000).	68
6. 1.	Kullanılan yazılımda; süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarında kayma, ayrılma ve kayma-ayrılma oluşumları.....	72
6. 2.	Model çalışmasında kullanılacak Marmara Bölgesi'ndeki aktif faylar (Şaroğlu vd., 1992b'den değiştirilerek alınmıştır).....	73
6. 3.	Model çalışmasında kullanılan Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentleri.....	74
6. 4.	Bu çalışma için öngörülen yalınlaştırılmış plaka tektoniği modeli.....	74
6. 5.	Armijo et al. (2002) tarafından önerilen KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki ve bölgedeki kolları.....	79
6. 6.	Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki ve bölgedeki kolları.....	79
6. 7.	Armijo et al. (2002) tarafından önerilen fay geometrisi kullanılarak yapılan Model SK fay geometrisi.....	80
6. 8.	Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen fay geometrisi kullanılarak yapılan Model SK fay geometrisi.....	80
6. 9.	SK-1 modeline uygulanan sınır koşulları.....	81
6. 10.	SK-1 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları	82
6. 11.	SK-2 modeline uygulanan sınır koşulları.....	83
6. 12.	SK-2 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları	84
6. 13.	SK-3 modeline uygulanan sınır koşulları.....	85
6. 14.	SK-3 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları	87

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

6. 15.	SK-4 modeline uygulanan sınır koşulları.....	88
6. 16.	SK-4 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları	90
6. 17.	SK-4 modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında (ikinci çözümleme aşamasında) kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları	91
6. 18.	Çalışmada kullanılan plaka tektoniği modeli ve sonuç sınır koşulları.....	93
7. 1.	Pichon modelinde esas alınan süreksizlik düzlemleri.....	94
7. 2.	Pichon modeli üçgen eleman ağı.....	96
7. 3.	Pichon modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.....	97
7. 4.	Pichon modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.....	98
7. 5.	Pichon modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen gerilim dağılımları.....	99
7. 6.	Armijo modelinde dikkate alınan süreksizlik düzlemleri.....	101
7. 7.	Armijo modeli üçgen eleman ağı.....	102
7. 8.	Armijo modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.....	103
7. 9.	Armijo modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.....	104
7. 10.	Armijo modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen gerilme dağılımları.....	105
7. 11.	Okay modelinde içerilen süreksizlik düzlemleri.....	106
7. 12.	Okay modeli üçgen ağı.....	108
7. 13.	Okay modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.....	109
7. 14.	Okay modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.....	110
7. 15.	Okay modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen gerilme dağılımları.....	111

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

E1. 1	Sürekli bir katının üçgen elemanlara bölümü (Wang and Voight, 1969; Kasapoğlu, 1975).....	152
E1. 2	Sonlu elemanlar sisteminde içerilen tipik bir üçgen eleman (Kasapoğlu, 1975).....	154
E1. 3	“Çekilme dayanımına göre düzeltilmiş” Coulomb-Navier yenilme ölçütü (Wang and Voight, 1969; Kasapoğlu, 1976).....	156

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4. 1. Farklı araştırmacılar tarafından odak mekanizması çözümlemeleri belirlenmiş depremler (Şengör et al., 2004).....	57
4. 2. Marmara Denizi ve çevresini etkileyen, sismolojik olarak kaydedilen ve odak mekanizması tanımlanan önemli depremler (Taymaz, 1999).....	59
4. 3. Birleşik odak mekanizması çözümlemeleri belirlenen Marmara Denizi'nde meydana gelmiş dokuz mikrodprem (Sato et al., 2004).....	61
6. 1. Model çözümlemelerinde plakalar için kullanılan malzeme özellikleri.....	77
6. 2. Model çözümlemelerinde süreksizlik düzlemleri için kullanılan özellikler.....	78
E2. 1 Pichon modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.....	158
E2. 2 Armijo modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.....	158
E2. 1 Okay modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.....	159

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

SİMGELER

σ_1, σ_3	Asal gerilimler
Δ	Üçgen elemanın yüzey alanı
T	Üçgen elemanın birim kalınlığı
f_n	Dikey kuvvet
f_t	Yatay kuvvet
S_0	Kayacın doğal makaslama dayanımı
T_0	Çekilme dayanımı
μ	İki süreksizlik yüzeyi arasındaki sürtünme katsayısı
$P_x I$	i'nci düğümdeki x yönündeki gerilim
$P_y I$	I'nci düğümdeki y yönündeki gerilim
$P_x j$	J'nci düğümdeki x yönündeki gerilim
$P_y j$	J'nci düğümdeki y yönündeki gerilim
τ	Makaslama dayanımı
σ_t	Çekilme dayanımı
E	Elastisite modülü
γ	Birim hacim ağırlık
γ	Poisson oranı
U	Üçgen elemanların köşe noktalarındaki yerdeğiştirmeler
F	Üçgen elemanların köşe noktalarına etki eden kuvvetler
K	Malzeme özelliklerine ilişkin bir sabit
Y	Kayma, ayrılma parametresi

MATRİSLER

[K]	Sıkılık matrisi
[B]	Elemandaki birim deformasyon ile köşe noktalarının yerdeğiştirmeleri arasındaki ilişkiyi belirleyen matris
[D]	Gerilim birim deformasyon ilişkisini belirleyen matris
[T]	"transverse" matris

KISALTMALAR

KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
DAFZ	Doğu Anadolu Fay zonu
GPS	Küresel Konumlandırma Sistemi
SAF	San Andreas Fayı

Model SK	Sınır Koşulları Modeli
TMF	Temel Marmara Fayı
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
TPAO	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
SHOD	Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi
MAGNET	Marmara Sürekli GPS Gözlem Ağı

1. GİRİŞ

1. 1. Amaç ve Kapsam

Bilgisayarı ve sonlu elemanlar yöntemini yerbilimlerinin çeşitli sorunlarına uygulama olanakları oldukça geniştir. Bu uygulamalardan elde edilecek sonuçlar, yerkabuğunun fiziksel yapısının saptanmasında büyük ölçüde yararlı olabilir. Sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak yapılan model çalışmalarından ve elde edilen sonuçlardan, doğru olarak yorumlanmaları koşuluyla, bazı yapısal jeolojik sorunların pratik çözümlerinde geniş ölçüde yararlanma olanağı vardır. Son yıllarda, bilgisayar tekniğindeki yeni gelişmelere koşut olarak karmaşık jeomekanik sorunlara sonlu elemanlar yöntemi ile çözüm getirme çalışmaları giderek artmıştır.

Bilim adamlarının uzun yıllardır yanıtlamaya çalıştıkları en önemli sorunlardan biri, bir depremin yakın çevresinde kendisinden sonra oluşabilecek depremleri nasıl etkilediğidir. Bu konuda yapılan çalışmalar, bir depremi oluşturan fayın, üzerindeki ve çevresindeki faylar üzerindeki gerilmeyi değiştirebildiğini ve bazı faylar üzerinde gerilmeyi artırarak yeni bir depreme yol açabildiğini göstermiştir. Buradan yola çıkılarak, faylar üzerinde etkili olan gerilme dağılımı model çalışmalarıyla hesaplanabilmektedir (Nalbant vd., 1998). Fay mekanizmasının araştırılması ile etkin bir fay zonundaki gerilme birikim noktaları saptanabilir ve bu noktalar fay zonundaki olası deprem bölgelerini belirleyebilir.

Modelleme çalışmasında ülkemizde oluşmuş depremler açısından önem taşıyan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ), Marmara Bölgesi'ndeki bölümü araştırılmıştır. Marmara Denizi içerisinde KAFZ'nun davranışı ve geometrisi karasal bölgede gözlemlendiği gibi açık değildir. 17 Ağustos 1999 depreminden sonra, Marmara Denizi içindeki faylara ait veri açıklarını gidermek amacıyla, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ve Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından önceden yapılmış, Marmara Denizi bölgesi için varolan sismik kesitler yeniden değerlendirilmiştir. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD), MTA, İstanbul Üniversitesi, Fransa ve İtalya'ya ait araştırma gemileri faylar ile ilgili yeni veriler toplamak amacıyla çalışmalar yürütmüştür. Tüm bu çalışmaların sonunda, farklı araştırmacılar tarafından, birçok farklı aktif fay modelleri

önerilmiştir. Bu çalışma kapsamında, önerilen bu modeller arasından seçilen temel üç farklı görüşün modelleme ile değerlendirilmesi yapılmıştır. Bu çalışmanın amacı, önerilen bu fay modellerini eleştirmek olmayıp, böyle bir jeomekanik modelleme çalışması ile farklı araştırmacılar tarafından önerilen farklı fay geometrilerinden elde edilebilecek deprem mekanizmalarını bölgede geçmişte oluşmuş depremlerin odak çözümlemeleri ile karşılaştırarak, her bir modeli kendi içerisinde değerlendirmektir. Gelecek bir depremde, kırılma geometrisinin güncel fay geometrisi ile nasıl ilişkili olduğu ve bileşenleri arasındaki etkileşim önemlidir. Marmara Denizi fay geometrisinin çözülmesi anahtar bir öneme sahiptir. Deprem tehlikesi açısından, Marmara Denizi'ndeki fay geometrisinin anlaşılması çok önemlidir. Çünkü fay geometrisi, çoklu fay segmentleri boyunca ilerleyen yenilme (kırılma) davranışını kontrol edebilir (Harris and Day, 1999).

Çalışmanın amacı doğrultusunda oluşturulan matematiksel modeller üzerinde sonlu elemanlar yöntemi uygulanarak, Marmara Denizi içerisindeki fay segmentleri üzerinde oluşan gerilim ve yerdeğiştirme dağılımları ile bu fay segmentlerinin faylanma mekanizmaları irdelenmeye çalışılmıştır. Sonlu elemanlar modellerinde Marmara Denizi içerisindeki fay segmentleri zayıf süreksizlik düzlemleri olarak içerilmiştir. Bu süreksizlikler üzerinde çift düğüm noktaları öngörülmüş olup, modele uygulanan sınır koşulları altında, süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarının “kayma” şeklindeki yerdeğiştirmeleri “doğrultu atımlı”; “kayma-ayrılma” şeklindeki yerdeğiştirmeleri ise, kayma ve ayrılma vektörlerinin büyüklüklerine göre “doğrultu atımlı” veya “normal” faylanma olarak yorumlanmıştır. Sonlu elemanlar model çözümlemeleri sonucunda, elde edilen sonuçlar, literatürde bu bölge için önerilen üç ayrı sismotektonik modeller ile karşılaştırılmıştır.

1. 2. Önceki Çalışmalar

17 Ağustos 1999 depreminden sonra, Marmara Denizi ve Marmara Bölgesi ile ilgili yapılan çalışmaların sayısı hızla artmıştır. Burada, çalışma konusuyla ilgili olan yeni çalışmalar ve sonuçları sunulmaktadır. Çalışma konusu ile ilgili yapılan sayısal modelleme çalışmaları, sismik ve jeolojik veriler kullanılarak Marmara

Denizi bölgesi için çeşitli fay geometrilerini öneren çalışmalar, bölgenin sismik aktivitesi ile ilgili yapılan çalışmalar ve GPS çalışmaları başlıkları altında ayrı bölümler halinde sunulmuştur.

1. 2. 1. Çalışma Konusu (KAFZ) ile İlgili Yapılan Sayısal Modelleme Çalışmaları

Sonlu elemanlar yöntemi ve diğer sayısal yöntemler kullanılarak yapılan önceki çalışmalar aşağıda sunulmaktadır.

Breamecker et al. (1982) tarafından sonlu elemanlar çalışması yapılarak Ege'nin deformasyonu incelenmiştir. Güney Ege'deki açılma yoğunlaşması, bölgenin sınırları boyunca yüklenmiş olan hızların bir sonucudur. Araştırmacılara göre, son birkaç milyon yılda Ege'de açılma rejiminin baskın olduğu bilinmektedir. Bu toplam açılma güney bölümde (örneğin Girit Denizi'nde) daha büyüktür. Bu durumun nedeni hala belirsiz kalmıştır. Bölgenin güney bölümündeki birim deformasyon yoğunlaşmasının nedeni ve bu hareketi arttıran kuvvetlerin doğası ilginç soruları oluşturmaktadır. Bu soru, kıyı havzalarının genel açılma problemiyle ve Ege'nin yayılması için önerilmiş özel kuramlarla ilişkilendirilmiştir. Bu sorunların açıklanması için sonlu elemanlar yöntemine dayanan Ege modeli kullanılmıştır. Ege litosferi, harita görünümü üzerinde düzlemsel birim deformasyon koşullarında modellenmiştir. Yalnızca litosferin bükülmesi değil, ayrıca incilmesi veya kalınlaşması da iki boyutlu modele sadık kalınarak modellenmiştir. Elemanın alanındaki artış, inceleme alanındaki litosferin incelmesine ve alanın azalması ise litosferin kalınlaşmasına karşılık gelmektedir. Yavaş viskoz akış için Stokes eşitliklerini temel alan çözümler yapılmıştır. Ege ve Akdeniz arasındaki yükseklik farkından kaynaklanan cisim kuvvetleri ihmal edilmiştir. Çok fazla çözümleme zamanı harcamadan yeterli sayıda modelleri araştırmak amacıyla 34 elemandan oluşan çok basit bir eleman ağı seçilmiştir. Hız değeri sınır koşulu olarak uygulanmıştır. Le Pichon and Angelier (1979) tarafından belirlenen Avrasya'ya bağlı hızlar sınır koşulu olarak kullanılmıştır ve sınırlardaki çekilmeler, çözümlerinin sonucu olarak bulunmuştur. Ege'nin kuzeybatı bölümünün (kıtasal Yunanistan), Avrupa'ya bağlanarak sabit olduğu kabul edilmiştir. Çalışma

sonuçlarına göre, Ege ve Akdeniz arasındaki deniz seviyesine oranla bulunan yükseklik farkının tek neden olmadığı, Ege'den uzaklaşan plakanın göreceli olarak Ege'den çekilmesinin de önemli bir rol oynadığı belirtilmiştir. Yazarlara göre, Ege'deki açılma hızlarının değişimi ve Girit Denizi'ndeki yüksek değerler sınır koşullarının bir sonucu olarak görünmektedir.

Kasapoğlu and Toksöz (1983) ve Kasapoğlu (1987) tarafından, Arap plakasının kuzeye doğru hareketinin ve Anadolu plakası üzerindeki itme etkisinin tektonik sonuçları; sonlu elemanlar yöntemi uygulanarak, düzlemsel birim deformasyon koşulları varsayılarak, iki boyutlu olarak modellenmiştir. Dört plakanın (Afrika, Arap, Anadolu ve Avrasya) etkileşimi ve Anadolu plakasının içindeki ve çevresindeki başlıca fayların kırılması; kuzeye doğru Arap plakasına 5 cm/yıl ve Afrika plakasına 3 cm/yıllık hareketin verilmesi ile araştırılmıştır. Bilinen fay hareketleri ile kuramsal modelleri eşleştirebilmek için birçok sınır koşulu uygulanmıştır. Faylar, kayma ile (doğrultu atımlı faylanma) ve/veya ayrılma ile (normal faylanma) yenilebilen zayıf zonlar olarak modellenmiştir. Çalışma sonuçlarında, tek başına Arap ve Afrika plakalarının kuzeye doğru sıkıştırmasının Anadolu'daki fayların açıklanmasında yeterli olmadığı ve Anadolu plakasının yaklaşık 2 cm/yıl değerinde batıya doğru hareketini üretebilecek başka bir kuvvetin olması gerektiği sonucuna ulaşılmıştır. Daha sonra, Kasapoğlu (2004), Arap ve Afrika plakalarının bağıl hareketlerini, Anadolu plakasının batıya doğru hareketini ve Anadolu'nun güneyindeki çekilmeyi içeren sınır koşullarını uyguladığı model çalışmasının sonuçları ile güncel GPS verileri ile elde edilen sonuçların benzer olduğunu belirtmiştir.

Braun (1994) tarafından yapılan çalışmada, kırılğan kabuğun, Griffith yenilme ölçütünün üç boyutlu Murrell açılmasına (Murrell, 1963) dayanan karmaşık üç boyutlu sonlu eleman modelinin sonuçları sunulmuştur. Griffith yenilme ölçütünün Murrell açılmasına uyan elastoplastik bir malzeme olarak görülen kabuğun burulma deformasyonunu çalışmak üzere üç boyutlu bir sonlu eleman modeli geliştirilmiştir. Kabuk kayaçlarının kırılğan davranışına Murrell ölçütünün uygulanabilirliğini test etmek amacıyla bir seri sonlu deformasyon modelleri çözümlenmiştir. Bu model kullanılarak yapılan sayısal çözümlemeler, yüklenmiş tabana ait bükümün eğimli Riedel kırıklarının ve Y-makaslamaların (burulma

yönüne paralel) düzenlenmesi ile uyumlu olduğunu göstermiştir. Bu çalışmanın sonuçlarına göre, Riedel kırıkları, tabana ait büküm zonunun altındaki sarmal benzeri yapılarla oluşmuştur. Kesitte, Riedel kırıkları, sismik kesitlerde gözlenenlere benzer kama şekilli çiçek yapıları olarak görünmektedir.

Hassani et al. (1997), okyanusal bir litosferik plakanın, kıtasal bir litosfer altına dalmasını modellemek için iki boyutlu bir sonlu eleman modellemesi kullanmıştır. Dalma-batma süreci, önceden varolan eğimli bir fay boyunca başlatılmış ve toplam sıkışma (astenosferdeki zamana bağlı olarak gelişen kısalma) 400 km'ye ulaşana kadar devam etmiştir. Litosfer için, elastisite ve elastoplastisiteyi içeren farklı reolojik kurallar varsayılmıştır. Modelleme, plakalardaki gerilme sistemi ve yüzey topoğrafyasının her ikisinin de, litosfer ve astenosfer arasındaki yoğunluk farkı ve batma düzlemi boyunca sürtünme katsayısı olmak üzere iki temel parametreye güçlü olarak bağlı olduğunu göstermiştir. Bu iki parametrenin değişimi gerçek batma zonunun temel karakteristiklerinin ve yay-gerisi yay sisteminde sıkışma ve açılma ile ortaya konulmuş iki temel rejimdeki sonuçların açıklanabilmesini sağlamaktadır. Yazarlara göre, sayısal çözümlemelerden elde edilen sonuçlar, benzer fiziksel varsayımlar altında yürütülen deneysel modellerle uyum içerisinde.

Bird (1998) tarafından, okyanusal plakalarda önemli yoğunluk anomolilerinin oluşmasının plaka tektoniğinin popüler bir kavramı olduğu belirtilmiştir. Bu kuram, rijit plakaların hızlarıyla ve küresel elastik bir kabuktaki gerilme yönlerinin yaklaşık tahmini ile uyumlu görünmektedir. Araştırmacı, düşük sürtünmeli faylarla ayrılmış doğrusal olmayan reolojinin yanal heterojen plakaların modellerinde bu kuramın doğru plaka hızları ve gerilme yönlerini işaret edip etmediklerini test etmiştir. Tüm modeller birçok alt manto akışı kalıbının varsayıldığı astenosferdeki, geçiş zonuna kadar genişleyen basit makaslamaya dayanan taban sınır koşullarına sahiptir. Modeller, topoğrafyanın tek başına, durağan veya yavaş hareket eden geçiş zonu boyunca kesin hızlarda plaka hareketlerini yürütmeye yeterli olmadığını göstermiştir. Her bir dalma-batma olayının ileri hız bileşenleri belirlenmiştir ve hızlar değerlendirilmiştir. Geçiş zonunun en azından bazı bölümlerinin yüzey hızlarından daha büyük hızlara sahip olduğu varsayılarak, daha iyi modeller belirlenmiştir. En uygun modelde, bu ileri sürüklenme (çekme) sadece kıtalarda

etkili olmaktadır. Okyanusal litosfer ise, ihmal edilebilir düzeyde tabana ait makaslama çekmelerine maruz kalmaktadır.

Barka (1999) tarafından, Marmara Denizi içindeki ve yakınındaki fayların geometrisi ve kinematiği iki boyutlu sınırlı elemanlar yöntemi ile modellenmiştir. Bu modellemede, Marmara Denizi içindeki çukurlukların hangi faylara uygun olarak geliştiği ve bu morfolojiyi hangi doğrultuda ve uzunluktaki fayların oluşturabileceği irdelenmiştir. Araştırmacı, uyguladığı yöntemin iki boyutlu elastik bir modelleme olduğunu ve Bilham and King (1989) tarafından fay geometrisi ve kinematik ilişkilerin anlaşılmasında ve bu yapılarla ilgili morfolojik dağılımlarının elde edilmesinde kullanılan bir yazılım olduğunu belirtmiştir. Gerilme dağılımları sıkışan ve genişleyen alanlar dağılımı olarak ifade edilmekte olup, jeomorfolojik olarak alçalan ve yükselen alanlara karşılık gelmektedir. Çalışmanın sonuçlarına göre, Marmara Denizi havzalarının oluştuğu bölge, çek-ayır yapıyla ilgili çek-ayır içi ikincil genişleme alanına karşılık gelmektedir ve sırtlar üzerinde serbestlenen (transtansiyonel) hareketler hakimdir, sırtlar üzerinde sıkışma bulunmamaktadır. Sırtlar üzerinde doğrultu atım bileşenleri ana faylara göre çok daha düşüktür. Marmara Denizi ve sırtlarının çek-ayır alandaki saatin tersine dönme hareketi nedeniyle sırtların ilksel konumları ve kinematikleri ile günümüzdeki konumları ve kinematikleri farklıdır. Barka (1999), bu kinematik özellikleri deprem etkinliği açısından değerlendirdiğinde, modelleme sonuçlarından da açıkça görüldüğü gibi, Marmara Denizi'ni baştan başa geçen bir fay olmadığını, sırtların üzerindeki doğrultu atım bileşenli fayların deprem etkinliği açısından önemli rol oynadığını belirtmiştir.

Roy and Royden (2000) tarafından doğrultu atımlı bir plaka sınırındaki faylanma ve kabuk reolojisi sayısal modelleme ile araştırılmıştır. Bu çalışmada, doğrusal bir viskoelastik kabukta, doğrultu atımlı bir plaka sınırındaki deformasyonun, uzak- alan (far-field) plaka hareketleriyle ve manto hızlarıyla yürütülmesi ve sayısal modellemesi sunulmuştur. Kabuğun düzenli elastik özelliklere sahip, ancak derinliğin bir fonksiyonu olarak sürekli değişen bir viskoziteye sahip olduğu varsayılmıştır. Kırılgan faylanma, gerilmelerin kırık ve sürtünmeli kayma için kritik bir eşik değeri aştığında, uygulanan statik elastik yerdeğiştirmelerle temsil edilmektedir. Kıtasal deformasyon, kısa zaman ölçeğinde elastik davranışı (yüksek

birim deformasyon hızı) ve uzun zaman ölçeğinde viskoz akış şeklindeki basit birim deformasyon hız bağımlılığını sağlayan kabuğun idealize olmuş doğrusal (Maxwell) viskoelastik modeli kullanılarak çalışılmıştır. Araştırmacılar, temel olarak elastik üst kabuğun altında düşük viskoziteli alt-kabuk katmanı bulunduğunda, deformasyon zonunun birçok doğrultu atımlı fayı çevrelemek için genişlediğini saptamışlardır. Bunun aksine, tüm kabuk elastik davranış gösterdiğinde, deformasyon zonu dar kalmakta ve yüklenen manto hareketlerini yansıtan tek bir plaka sınır fayına odaklanmaktadır.

Lynch and Richards (2001) tarafından alt kabuktaki sonlu kalınlıktaki viskoelastik makaslama zonunun üzerinde bulunan elastik bir katmandaki gerilmeler üzerinde doğrultu atımlı fayların oluşturduğu depremlerin etkisini araştırmak için sonlu elemanlar modelleri kullanılmıştır. 300 km genişliğinde, 400 km uzunluğunda ve 50 km derinliğinde model boyutları seçilmiştir. Depremler, istenen zaman aşamasında, sürtünmesiz kayan ve makaslama zonunun üzerinde merkezlenen bir fay düzlemi ile benzeştirilmiştir. Sınır koşulu olarak, fay üzerinde gerilmelerin doğal olarak oluşması amacıyla, model köşelerine uzak-alan plaka hızları uygulanmıştır. Coulomb türü yenilme ölçütü kullanılmıştır. Her bir deprem öncesinde ve hemen sonrasında gerilmelerin araştırılmasıyla, deprem çevrimi sırasında gerilme alanındaki en büyük değişikliklere odaklanılmıştır. Analizlerden elde edilen sonuçlar, en büyük sıkışma gerilme yönelimleri formunda, asal gerilme eksenlerine olan açılarıyla verilmiştir. Araştırmacılara göre sonuçlar; sondajlardan ve odak mekanizmalarından, üst ve orta kabuktaki gerilme yöneliminin araştırılmasının, alt kabuktaki birim deformasyon dağılımının anlaşılmasını ve aktif doğrultu atımlı zonlarda alt kabuk için lokalize olmuş ve dağılmış deformasyon modellerinin birbirinden ayırt edilmesini sağlayabileceğini göstermektedir.

Chery et al. (2001) tarafından üç boyutlu mekanik bir model kullanılarak, litosferin reolojik davranışı ile San Andreas Fay Sistemi (SAFS) arasındaki ilişkiyi araştırmak amacıyla yapılan çalışmada, gerçek koşulları en iyi benzeştiren reoloji ve sınır koşulları kullanılarak, Merkez ve Kuzey Kaliforniya'daki deformasyon, bağıl hız ve kabuk gerilme yönelimleri modellenmiştir. Üç boyutlu sonlu eleman analizleri büyük birim deformasyonlar için kullanılarak, SAFS doğrultu boyunca gerilme veya birim deformasyon değişimlerinin olmadığı iki boyutlu kesitlerle

modellenmiştir. Fay zonuna komşu kabuğun sürtünme özellikleri, kendi ısı yapısı ve litosferin ısı yapısı ile belirlenen alt kabuğun viskoz özellikleri gibi farklı parametrelerin etkisi incelenmiştir. Çalışma sonucunda, Merkez ve Kuzey Kaliforniya'daki sıkıştırıcı (transpressive) birim deformasyon bölümlendirmesi (strain partitioning) davranışındaki farklılığın, ısı akışının faya olan uzaklıkla değişmesi davranışıyla ve farklı fay dayanımlarıyla açıklanabileceği belirtilmiştir.

Muller (2004), kuzeybatı Türkiye'de bulunan faylar arasındaki mekanik etkileşimi ve bu etkileşimin deprem oluşumundaki potansiyel etkilerini araştırdığı çalışmada, Marmara Denizi için önerilen birçok farklı fay geometrisini sınırlamak amacıyla, jeomekanik modellemeyi kullanmıştır. Modelleme çalışmada, Stanford Üniversitesi tarafından geliştirilen üç boyutlu sınır eleman yöntemini esas alan, ancak fay sürtünmesi etkilerini ihmal ederek analizler yapan bir yazılım programı kullanılmıştır. Araştırmacı, böyle bir modelleme çalışması ile farklı araştırmacılar tarafından yorumlanan farklı fay geometrilerinin bağımsız bir şekilde değerlendirilebildiğini belirtmiştir. Fay modelleri, gözlenen deniz tabanı morfolojisini üretebilme yeteneğine göre test edilmiştir. Marmara Denizi için önerilen üç farklı fay geometrisi modellenmiş ve ana doğrultu atımlı bir fay boyunca çek-ayır havza yapıları serisini içeren fay geometrisi yorumunun (Armijo et al., 2002), Marmara Denizi'nde gözlenen deformasyon düzenini en iyi şekilde üretebildiği sonucuna varılmıştır. Araştırmacı, yapmış olduğu elastik modellerin tartışılabilir olduğunu, ancak bu çalışmada sadece sismik profiller ve deniz tabanı topoğrafyası haritalarından gözlenebilen güncel morfoloji ile hesaplanan morfolojinin uyumluluğunun ve tutarlılığının karşılaştırıldığını belirtmiştir.

1. 2. 2. Marmara Denizi İçin Değişik Fay Geometrilerinin Önerildiği Çalışmalar

Marmara Bölgesi'nde, KAFZ'nun karasal alandaki bölümü değişik araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. Marmara Denizi içerisinde, KAFZ'nun davranışı ve geometrisi karasal bölgede gözleendiği gibi açık değildir. Bir başka deyişle, Anadolu plakasının batıya doğru hareketi Marmara Denizi içerisinde bir takım kırık sistemleri boyunca oldukça karmaşık bir mekanizma ile Kuzey Ege'ye iletilmektedir.

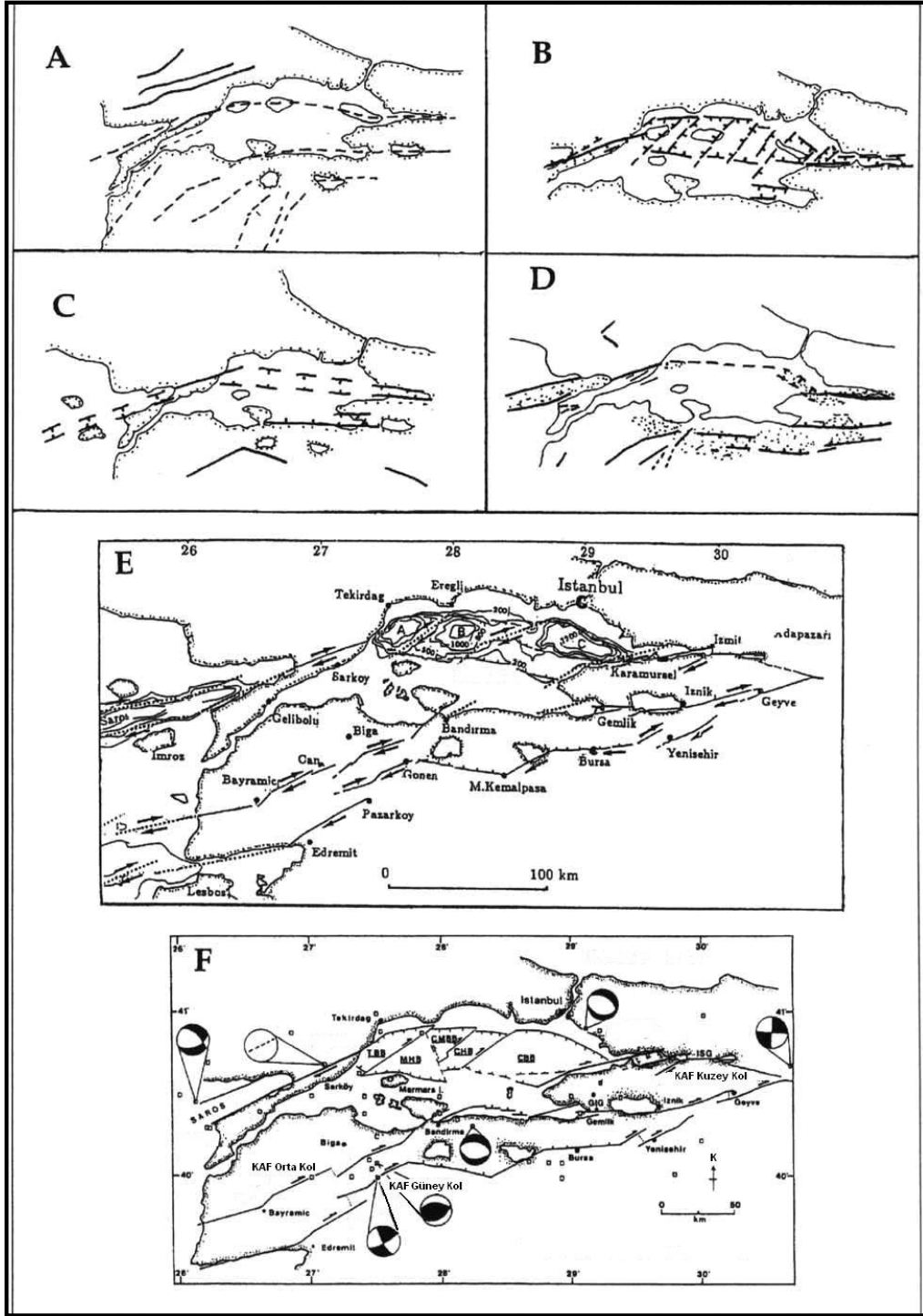
1943'de Nuriye Pinar, H.M.S.S. Selanik araştırmalarından (Spindler et al., 1896) beri bilinen denizin kuzey bölümünde doğu-batı yönlü bir sırtta (Kuzey Marmara Sırtı) yer alan üç çukurluğun İzmit Körfezi ile Gelibolu Yarımadası'ndaki 1912 depremi fayının (Mihailoviç, 1923; 1927) izini birleştiren tek bir fay tarafından oluşturulduğunu önermiştir (şekil 1. 1A) (Pinar, 1942; 1943). Daha sonraki araştırmacılar tarafından Pinar (1943)'ın bu önerisi geliştirilmemiştir. Çünkü araştırmacının kanıtları kuşkuludur ve hangi tür fay yapısını önerdiği belirtilmemiştir.

Pfannenstiel (1944), Marmara Denizi'nin kuzey sırtının bir grup komşu paralel kenarlı açılma havzaları ile oluştuğunu önermiştir (şekil 1. 1B).

Egeran (1947), Kuzey Anadolu sismik zonu faylarının Marmara sırtına doğru devam ettiğini belirtmiştir.

1948 yılında, İhsan Ketin, Marmara Denizi yakınında çalışmalarını kesmiştir (Ketin, 1948). Ancak, 1953'de Franz Rosli ile birlikte Yenice-Gönen depremi üzerinde yapmış olduğu saha çalışmalarının sonucu olarak, KAFZ'nun Bursa, Ulubat ve Manyas çöküntülerini oluşturan genç havzalar serisi boyunca Marmara Denizi'nin güneyinde devam ettiğini belirtmiştir (Ketin and Rosli, 1953).

Ketin (1968), Pfannenstiel (1944) ve Egeran (1947), benzer şekilde, doğu-batı doğrultulu bir açılmanın, Marmara Denizi'nin kuzey sırtının altında bulunabileceğini önermişlerdir. Bu öneri, Marmara Denizi'nin batı Türkiye'yi karakterize eden doğu-batı açılma yapılarından biri olduğunu ve açılmanın eğimli olduğunu belirtmiş olan, McKenzie (1972) tarafından izlenmiştir. Bu görüş, Dewey and şengör (1979) ve şengör (1979) tarafından kabul edilmemiş ve tartışılmıştır. Çünkü bu araştırmacılar göre, doğrultu atımlı 1912 depremi fayı (Ambraseys and Finkel, 1987; Altınok et al., 2003) izinin hemen kuzeyinde bulunan Ganos Dağı bindirme fayının üzerinde bir kısalma yapısı olarak görölmektedir. Araştırmacılar, Ganos Dağı'nı Marmara Denizi'nde sağ yönlü bir doğrultu atımı belirten, Marmara Denizi'nin hemen doğusunda 1200 m derinliğe kadar bindiren bir yapı olarak yorumlamışlardır.



Şekil 1. 1. Marmara Denizi içindeki KAFZ segmentleri için önerilen bazı modeller:
A) Pınar, 1943; B) Pfannenstiel, 1944; C) Crampin and Evans, 1986; D)
Şengör, 1987; E) Barka and Kadinsky-Cade, 1988, F) Wong et al., 1995;
Ergün and Özel, 1995.

Şengör et al. (1985), Marmara Denizi'nin taban yapısının doğasıyla ilgili veri eksikliğinin önemini belirterek, 1912 depremi fayı ile İzmit Körfezi arasında kesikli bir çizgi şeklinde bir fay tanımlamışlardır.

Marmara Denizi'nin altında KAFZ'nun yapısını belirlemek için yapılan çalışmalar çoğunlukla, McKenzie tarafından önerilen, hareketin Marmara Denizi boyunca eğimli olduğu ve aktif fay yapılarının Marmara Denizi kuzey sırtının altında bulunan eşkenar dörtgen şekilli havzaların ana hatlarını yansıtması gerektiği düşüncesini izlemiştir (örneğin, Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1995, Barka, 1997; Parke et al., 1999; Aksu et al., 2000; Ambraseys, 2002).

Barka and Kadinsky-Cade (1988) tarafından, Türkiye'deki doğrultu atımlı fayların geometrisi incelenmiş ve tanımlanmıştır. Çalışmada, sismik etkinlik ve fay geometrisi arasındaki ilişki, Türkiye'deki doğrultu atımlı fay geometrisi ve depremlere odaklanarak araştırılmıştır. Marmara Bölgesi'nin karasal alanlarında bulunan KAFZ segmentleri; saha gözlemleri, fay geometrileri ve sismik etkinlikleri esas alınarak ayrıntılı olarak değerlendirilmiş ve tanımlanmıştır. Araştırmacılar bu veri setlerine dayanarak, fay geometrisinin fay zonu boyunca büyük deprem kırık segmentlerinin konumunu kontrol etmede önemli bir rolü olduğu sonucuna varmışlardır. Marmara Denizi içindeki KAFZ'nun geometrisi ve kinematiği ise; batimetri, deniz içi sismik profillerin analizi ve çevre fayların geometrilerine dayanılarak ortaya konulan çek-ayır modeli ile yorumlanmıştır (Şekil 1.1E). Araştırmacılar, Marmara Denizi civarında KAFZ'nun ikiye ayrıldığını, kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Marmara Denizi boyunca geçtiğini, bu kolun üç büyük çek-ayır havzayı şekillendiren “en eşelon” (sıçramalı) doğrultu atımlı segmentlerden oluştuğunu, güney kolunun ise Marmara Denizi'nin güneyinden geçtiğini öne sürmüşlerdir. Çalışmanın sonuçlarına göre, Marmara Denizi'nin kuzey yarısında yer alan üç çukurluk (A, B, C, Şekil 1.1E) KAFZ'nun kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Gaziköy-Gelibolu segmentleri arasında büyük bir çek-ayır yapının parçaları olarak açılmaktadır. Bu çukurluklar birbirlerinden iki KD-GB uzanımlı sırtla ayrılmaktadır. Bunlar; Orta Marmara Sırtı ve Batı Marmara Sırtı olarak adlandırılmıştır. Marmara Denizi'nin en derin bölgesi olan kuzey yarısı, sırasıyla yaklaşık 1152, 1265 ve 1276 m derinliğinde A, B ve C havzalarından oluşmaktadır. Çek-ayır modeli görüşü eleştiriler almış olmasına rağmen, Barka

(1999) yaptığı modelleme çalışmasında da, aynı görüşü destekleyen sonuçlar elde etmiş ve aynı görüşü savunmuştur. Ayrıca, bu görüş, Armijo et al. (1999) tarafından basit bir çek-ayır model oluşturularak incelenmiştir.

Yüksek çözünürlüklü sığ sismik verilere dayanan bir başka çalışmada, Marmara Denizi'ndeki iki KD/GB yönlü sırtın, kuzey ve güney açılma sınırları arasında sağ yönlü bir iletim zonu şeklinde bir rolü olduğu belirtilmiştir (Şekil 1. 1F) (Wong et al., 1995; Ergün and Özel, 1995).

Barka (1992), KAFZ'ndaki veya komşu havzalardaki Neojen-Kuvaterner havzalarını çalışmış ve fayın geç Miyosen sıralarında geniş bir sağ yönlü makaslama zonu şeklinde başladığını belirtmiştir. Çalışma sonuçlarına göre, Geç Miyosen çökellerinde gözlenen atım ve fay zonu boyunca çek-ayır havzaların boyutu, toplam yerdeğiştirmenin doğuda Erzincan yakınında 40 ± 5 km'den, batıda Bolu civarında 25 ± 5 km'ye düştüğünü göstermektedir. Fay zonu boyunca, 1939-1967 yılları arasında göç eden büyük deprem serisinin güncel olarak tamamlanmış kayma verileri, 1939 Erzincan depremi sırasında en büyük kaymanın 7-7.5 m'ye ulaştığını ve bu miktarın sadece %30'unun 1943 yenilme zonunun merkez bölümüne iletildiğini göstermektedir. Araştırmacıya göre, 1939 depreminin kaymasının iletilmemiş bölümünün %70'inin Anadolu bloğundaki içsel deformasyonla karşılanmış olmasına rağmen, fay zonunun merkez bölümünde potansiyel bir sismik boşluk oluşturacak şekilde denge batıya iletilecek hale gelmiştir.

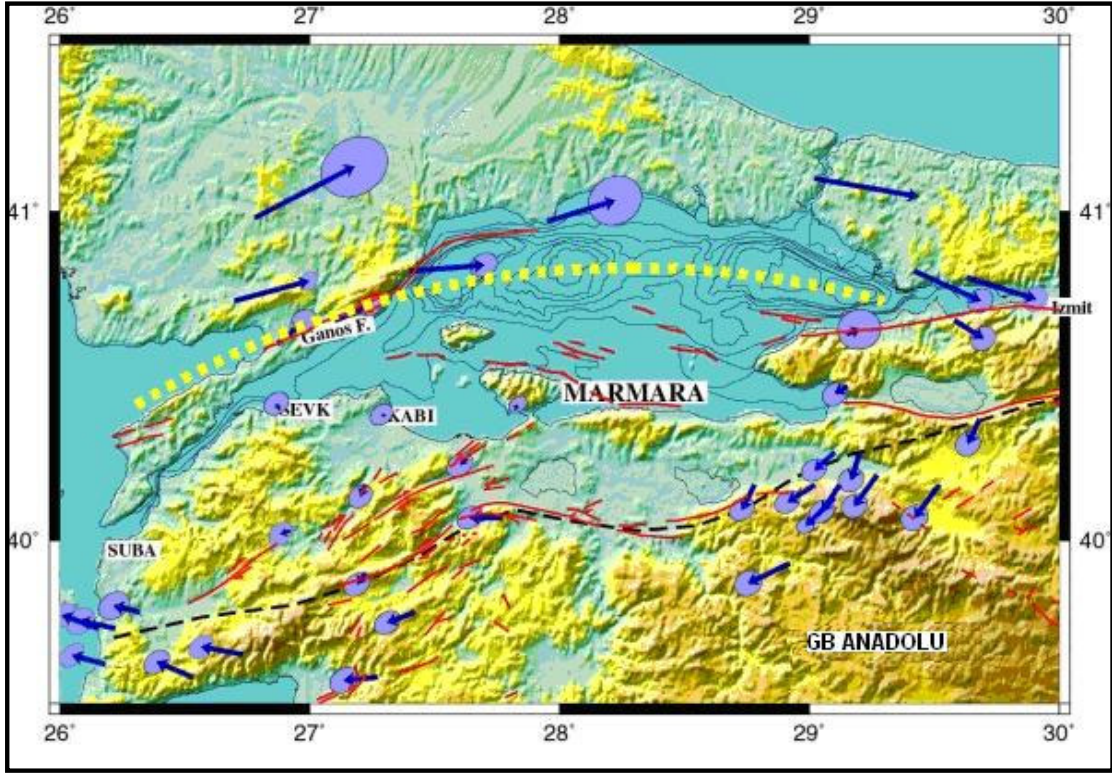
Smith et al. (1995), KAFZ'nun Marmara Denizi içinde birçok kola ayrıldığını ve kıyı açığında süreklilik göstermediğini çok sayıdaki etkin normal fayın varlığıyla kanıtlamıştır.

Wong et al. (1995) tarafından, kaçma tektoniği rejimi altında plaka sınır denizi olduğu düşünülen Marmara Denizi araştırılmıştır. Çalışma sonuçlarına göre Marmara Denizi, iki ana fay sistemi ile ayrılmaktadır. Birinci sistem; iki doğu-batı doğrultulu, serbestlenen sınır faylarını ve bunlara yarı-paralel birçok sayıdaki ikincil fayları içermektedir. İkincisi ise; KD-GB eğimli, yarı-düşey doğrultu atımlı faylar ve birinci sistemi dengeleyen, KB-GD yönelimli birbirinin yerine geçebilen eşlenik

doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu fay sistemleri, Marmara Denizi'ni paralel kenarlı ve kama şekilli beş ayrı bloğa bölmektedir. Bu bloklardan üçü serbestlenme ile karakterize edilen çek-ayır havzalar olarak yorumlanabilir. Havzaları ayıran diğer ikisi ise, sıkışan itme yapılarıdır. Araştırmacılar; blokların hızlı, düzensiz bir çökmeye ve aynı zamanda her tarafa yayılan düşey hareketler ile birinden diğerine bağlı olası dönmelere de maruz kaldıklarını belirtmişlerdir. Gözlenen bu neotektonik ve sedimanter rejimler, KAFZ boyunca temel sağ yönlü transform hareketleri yönetmiş olan Avrasya ve Afrika arasındaki sıkışma hareketleri sonucu oluşmuştur. Bu fay zonu, Marmara Denizi'nin sırasıyla, doğu ve batı sınırlarında sağ sıçramalı ve eğimli iki bindirme fayına ayrılmaktadır.

17 Ağustos 1999 depreminden sonra Marmara Denizi ve çevresi birçok yer bilimcinin dikkatini çekmiştir. Jeodetik ölçümlere göre, Marmara Denizi içine doğudan İzmit Körfezi boyunca giren KAFZ'nun ana kolunun üzerindeki sağ yönlü doğrultu atım hareketinin hızı 18 mm/yıl'dır (Straub, 1996; Straub et al., 1997). Bu hareketin, 17 Ağustos 1999 depreminden sonra, 7.4'lük bir büyüklükle kırılan fayın İzmit Körfezi'nden, en son 1912 yılında 7.3-7.4 Ganos depremi ile kırılan Ganos Fayı'na nasıl iletildiği konusu birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir ve bölgenin oluşumu üzerine farklı modeller önerilmiştir (Le Pichon et al., 1999; Okay et al., 1999; Parke et al., 1999; Aksu et al., 2000; Gürbüz et al., 2000; Okay et al., 2000; Siyako vd., 2000; İmren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001; Demirbağ et al., 2003, Gürer et al., 2003). Bu modellerden bazıları aşağıda anlatılmaktadır.

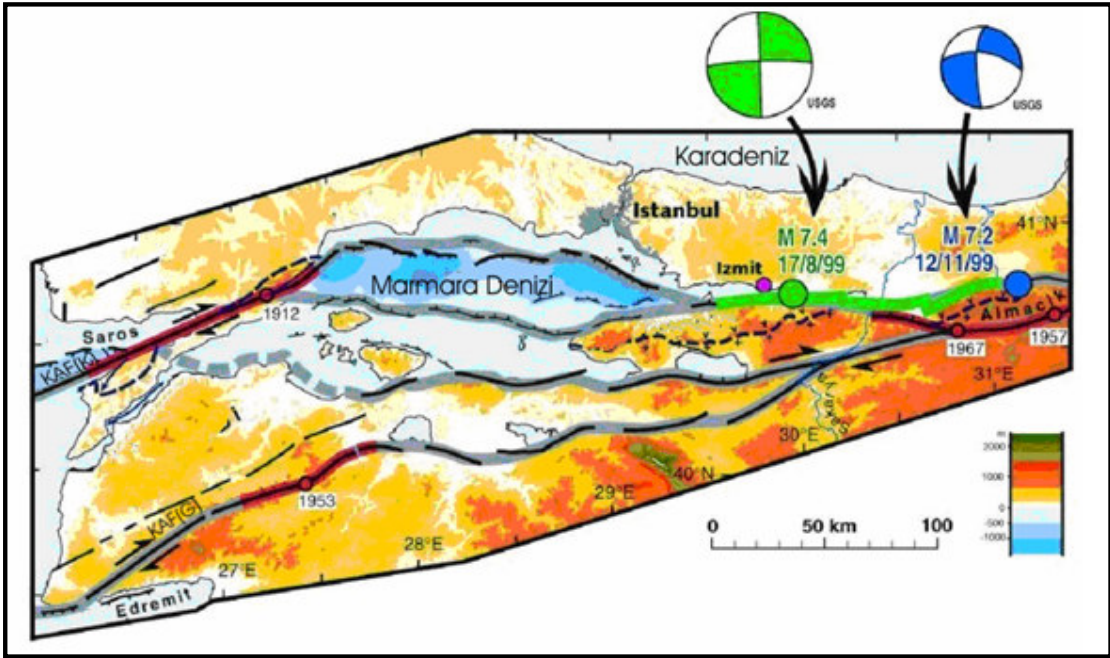
Le Pichon et al. (1999)'un sunduğu bir bildiride, Marmara Denizi boyunca hareket yönünün doğudan batıya doğru değiştiği belirtilmiştir. Araştırmacılara göre, aktif bir çek-ayır yapıya gerek yoktur ve hareket her yerde salt doğrultu atımlı olabilir. Marmara Denizi boyunca tek bir fay ile İzmit depremi fayının Ganos segmenti ile birleşmesinin mümkün olduğu belirtilmiştir (Şekil 1. 2). Araştırmacılara göre, çek-ayır yapı artık aktif değildir ve havzanın 1509 ve 1766 depremleri sırasında kırılmış olması olası, tek, sürekli bir doğrultu atımlı fay ile kesildiği önerilmiştir.



Şekil 1. 2. Le Pichon et al. (1999) tarafından önerilen kuramsal tek fay geometrisi (kesikli çizgiler) ve Marmara Bölgesi'ne ait GPS vektörleri.

Armijo et al. (1999) tarafından KAFZ'nun ilerleme süreci ile ilgili yeni açıklamalar sunulmuştur. Bu çalışmanın amacı, fayın Ege'ye girdiği Çanakkale ve Marmara Denizi çevresindeki kritik bir alanda, bu evrimi esas alan yeni tektonik gözlemleri tartışmak ve sunmaktır. Çanakkale Boğazı bölgesindeki kıvrımlanma, fayın ilerleme yolunun sonlu yerdeğiştirmeler ve deformasyon ilerleme sürecinin zamanlamasının belgelenmesini sağlamıştır. Çanakkale'deki güncel kıvrım yapısının ayrıntılı olarak haritalanmasıyla, kıvrım yapısının geometrisine ve yaşına odaklanılarak kısalmanın açılma ve KAFZ'nun kinematikiyle ilişkisi açıklanabilmektedir. KAFZ'nun Ganos ve Gelibolu antiklinali boyunca ilerlemesinden hemen önce, yaklaşık 5 Myaş'da (Ma) tüm Marmara Denizi bölgesini benzeştiren ve rijit bloklardan oluşan bir model kurularak, yerdeğiştirme ve dönmenin ilk tahminleri belirlenmeye çalışılmıştır. Marmara Denizi'nin, fayın İzmit ve Ganos bölümleri arasında genişleme ile çek-ayır bir havza olarak oluştuğu görüşü, salt topoğrafik ve geometrik varsayımlar esas alınarak basit bir çek-ayır model oluşturularak incelenmiştir (Şekil 1. 3). Model, Anadolu-Avrasya dönmesi için saatin tersi yönünde 5^0 önermektedir. Küçük bloklar arasındaki farklı dönmeler

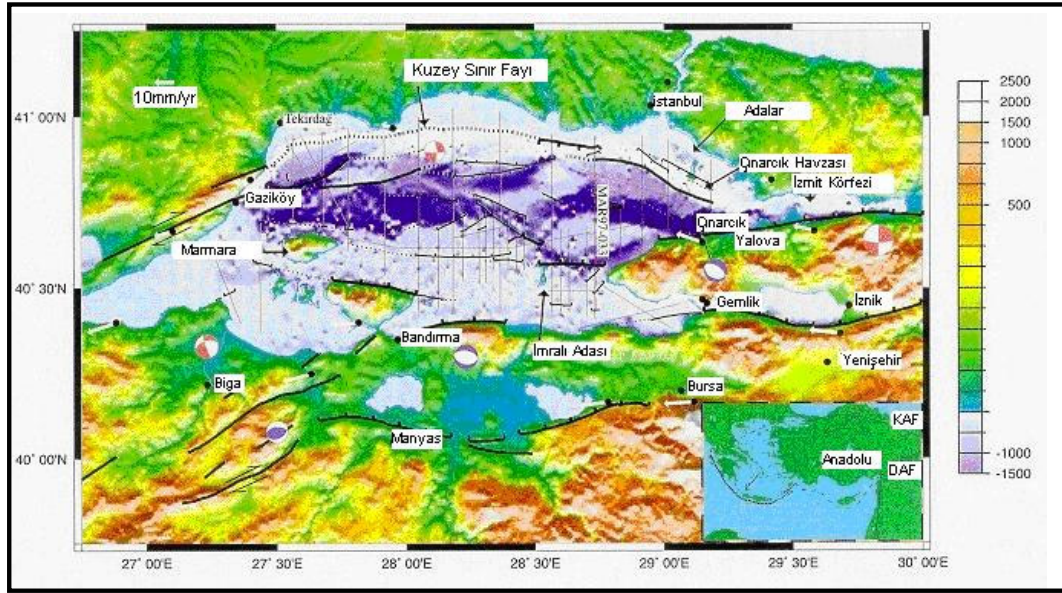
çözömlenmiştir. Model, fayın sağ yönlü yerdeğıştirmesine bağılı olarak açılma içermektedir. Ancak bu açılma, Ege'ye bağılı açılmadan bağımsızdır. Araştırmacılara göre, Marmara Denizi çek-ayır havzasının çevresindeki uzun-dönem kinematiğı uzay jeodezsisinden elde edilen güncel kinematiğı benzerdir. Büyük bir ölçekte, son 10 Myıl içinde yaklaşık 2000 km boyunca KAFZ'nun batıya ilerlemesinin, kıtasal litosferin uzun-dönem elastisiteye sahip olduğunu gösteren birim deformasyon geri kazanımı (recovery) ile ilişkili olduğı belirtilmiştir. Marmara çek-ayırının her iki kenarındaki sürekli gözlemler modelin güçlü olduğunu belirtmektedir. Model, deformasyonun çoğunun havzaların sınırları boyunca oluştuğunu kabul etmektedir. Ancak, Marmara Denizi'nde yapılan bazı sismik yansıma çalışmaları önemli deformasyonların havzalarda olduğunu göstermiştir (Wong et al., 1995; Ergün and Özel, 1995).



Şekil 1. 3. Marmara Denizi'ndeki aktif tektonik geometri (Armijo et al., 1999).

1999'un sonları ve 2000 yılının başlarında, MTA tarafından elde edilen ve İTÜ ile Cambridge Üniversiteleri tarafından yorumlanan çok kanallı sismik yansıma verileri, denizin merkezi ve batı bölümlerinde, iki sınır arasında, iki sırtı kesen az ya da çok D-B doğrultulu fayların varlığını ortaya koymuştur. Bu çalışmaların sonuçlarına göre, sınırlardaki faylar aktif görünmemektedir (Şekil 1. 4) (Parke et al., 1999; Okay et al., 1999 ve 2000). Bu faylar, sınırları izlememektedir ve

araştırmacılara göre, Armijo et al. (1999) tarafından yapılan basit çek-ayır yapı ile uyum sağlamamaktadır.



Şekil 1. 4. Çok kanallı sismik yansıma verilerinden yorumlanan temel faylar (Parke et al., 1999; Okay et al., 1999 ve 2000).

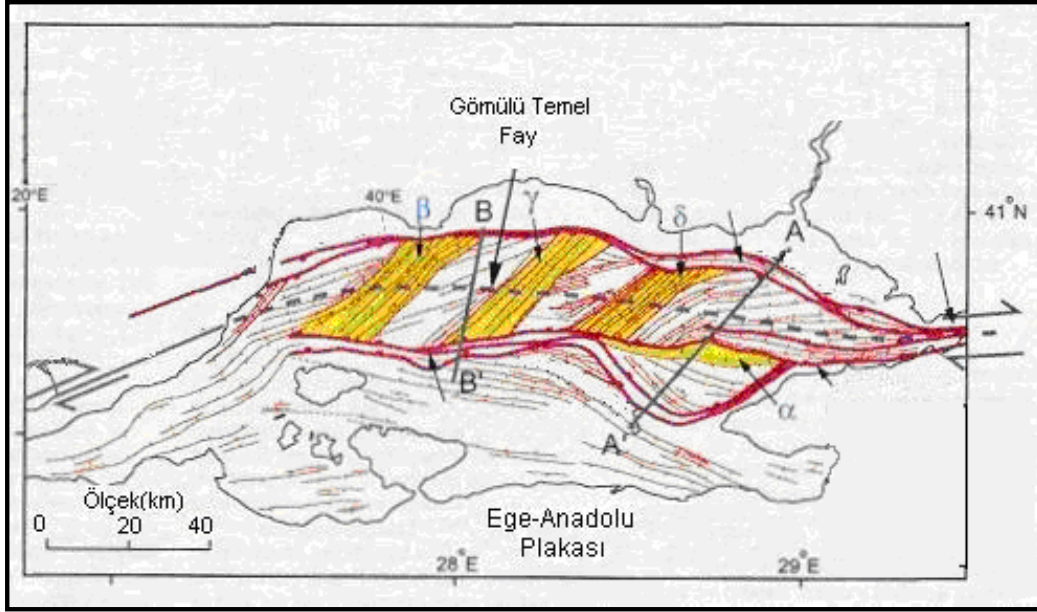
Parke et al. (1999) tarafından, Marmara Denizi boyunca deformasyonun nasıl dağılım gösterdiğini ve denizin batı bölümüne nasıl aktarıldığını belirlemek ve Marmara Denizi'nin derin havzaları olan Tekirdağ, Merkez Marmara ve Çınarcık çukurlukları boyunca devam eden fayları haritalamak için yürütülen iki boyutlu ve yüksek çözünürlüklü sismik yansıma araştırmalarının sonuçları sunulmuştur. Veriler, Biga ve Gelibolu Yarımadılarını kesen doğrultu atımlı faylar ile KAFZ'nu birleştiren sedimanter katmanlardaki yana yatmaların da katıldığı aktif eğimli fayları göstermektedir. Fayın iki kola ayrıldığı bölgelerde dağılmış deformasyon gözlemlenmektedir. Yansıma profillerinin analizi ile araştırmacılar aşağıdaki sonuçları elde etmişlerdir. Araştırma alanıyla ilgili olarak artan yeni bilgilere rağmen, Marmara Denizi'nin altındaki fayların bağlantısı hala açık değildir. Prenses Adaları'nın güneyindeki güneye eğimli fay, Çınarcık Fayı'ndan daha az önemli görünmektedir. Marmara Denizi'nin kuzeyi boyunca deformasyon, doğudan denize girdiği Çınarcık Fayı'ndan en eşelon faylar serisi ile karşılanmaktadır. Tarihsel olarak en aktif fay olan bu fayın en büyük normal bileşen atımına sahip olduğu görülmektedir. Sedimanter dolguda, antitetik faylar ve çiçek yapıları gözlemlenmiştir. Derin havzaların güney kenarları, İmralı Adası'nın kuzey kıyısından

Marmara Adası'nın kuzey kıyısına sıçrayan en eşelon faylar serisi ile tanımlanmaktadır.

Okay et al. (1999) yapmış oldukları çalışmada, Marmara Denizi'ndeki aktif ve derin, denizel bir doğrultu atım havzasını tanımlamışlardır. Marmara Denizi'ndeki Tekirdağ çöküntüsü KAFZ boyunca, 1150 m deniz derinliğindeki havza tabanı ile aktif, eşkenar dörtgen şekilli, doğrultu atımlı bir havzadır. Havza bir kenarında, KAFZ ile ve diğer kenarında dik denizel yamacı oluşturan bir normal fayla sınırlanmıştır. Araştırmacılar; yeni çok kanallı, sismik yansıma verilerinin ve karadaki jeolojik çalışmaların, havzanın doğrultu atımlı fayın gevşeyen büklümü boyunca oluştuğunu ve Pliyosen-Kuvaterner yaşındaki çökellerle dolduğunu gösterdiğini öne sürmüşlerdir. Sismik kesitlerden havzanın güçlü bir şekilde asimetric olduğunu gösterecek şekilde, yamaç oluşturan normal fayın derinlerde KAFZ ile birleştiği belirtilmiştir. Araştırmacılara göre tüm yapı, çok büyük ve oldukça düz negatif bir çiçek yapısıdır.

Okay et al. (2000) tarafından, Marmara Denizi'ndeki aktif faylar ve gelişen doğrultu atımlı havzalar çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak çalışılmıştır. Çalışma sonuçlarına göre, KAFZ batısında Marmara Denizi'ne doğru devam etmekte olup, üç derin denizel çöküntünün oluşumundan sorumludur. KAFZ, Marmara Denizi'nde bir ana kola ve birçok yan kollara ayrılmaktadır. Ana kol; Ganos, Orta (Merkez) Marmara ve Kuzey Sınır segmentlerinden oluşmaktadır. Diğer kollar ise; Güney Sınır Fayı ve İç Sınır Fayı'dır. Kuzey Sınır Fayı doğuda, 17.08.1999'daki $M_s=7.4$ olan depremlerle yırtılan İzmit depremi fayı ile birleşmektedir. Kuzey Sınır Fayı, Marmara Denizi'nin sahanlığı ile Çınarcık çukuru arasındaki yamacı izler. Güney Sınır Fayı ise, Çınarcık çukurunun güney yamacı boyunca devam eder. Araştırmacılara göre, Çınarcık Havzası İstanbul'un güneyinde kama şekilli derin denizel bir çöküntüdür. Yazarlar, ana KAFZ sisteminin güneyinde Marmara Denizi'nde birçok segmentten oluşan ikinci bir aktif doğrultu atımlı fayın bulunduğunu öne sürmüşlerdir. Yaklaşık 2.5 km kalınlığında Pliyosen-Kuvaterner çökelleri içeren yüksek derecede asimetric fay-büklüm havzasının, Güney Sınır fay sisteminin gevşeyen fay segmenti boyunca oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Aksu et al. (2000), çok yoğun (sık) yüksek çözünürlüklü sismik verilere dayanarak, Şekil 1. 5'te görülen, çok daha karmaşık bir fay sistemini tanımlamışlardır. Araştırmacılara göre, bu karmaşık faylar sistemi, sayısız dağılmış normal fayların önemini göstermektedir ve araştırmacılar yapıyı negatif bir çiçek yapısı olarak tanımlamışlardır (Aksu et al., 2000).



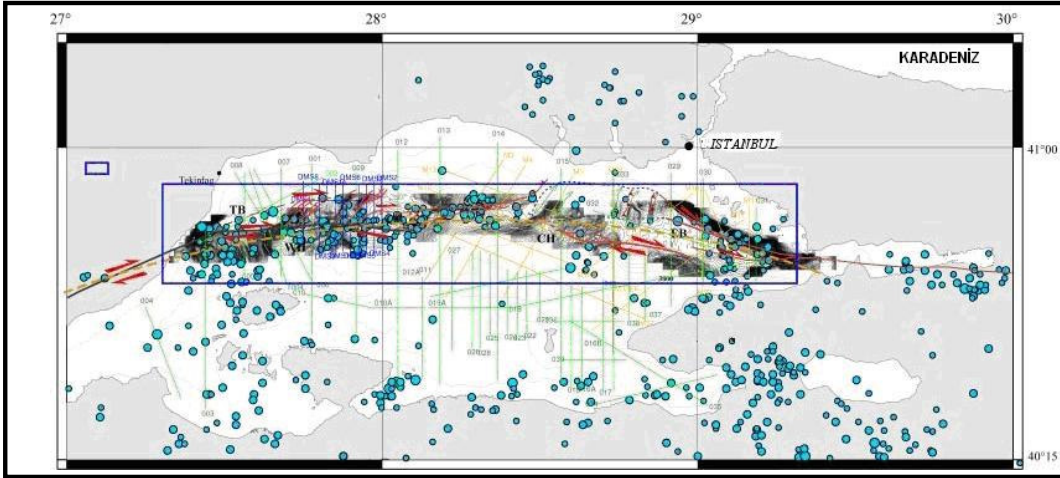
Şekil 1. 5. Aksu et al. (2000) tarafından Marmara Denizi için hazırlanan temel deformasyon zonlarını gösteren yapısal harita.

Siyako vd. (2000), üç en eşelon doğrultu atımlı fay segmentinin Marmara Havzası boyunca geçtiğini, negatif bir çiçek yapısı oluşturduğunu ve Marmara çukurunun normal faylarla sınırlandığını belirtmişlerdir.

Halbach et al. (2000) tarafından, Alman Vessel Meteor'un batı sırtta yaptığı çok kanallı batimetrik araştırma sonucunda sırtı kesen derin doğu-batı yönlü bir vadinin varlığının ortaya çıkarıldığı belirtilmiştir. Bu vadi, Şekil 1. 2'de gösterilen tahmini fay doğrultusunu yakından izlemektedir. Ayrıca, çok kanallı sismik yansıma verilerinden, bu vadi boyunca D-B yönlü fayın varlığı ve doğuya doğru devam ettiği de belirlenmiştir.

TÜBİTAK ve Türk Ordusu Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi tarafından, denizin eksenel bölümünü içeren çok ışınli araştırması ve genişletilmiş çok kanallı

sismik yansıma araştırmaları yürütülmüştür (Demirbağ, 2000). Bu yeni veriler, İmren et al. (2001) tarafından analiz edilmiş ve sonuçları sunulmuştur. Aynı çalışmanın sonuçları, Le Pichon et al. (2000) tarafından da sunulmuştur. Şekil 1. 6, bu çalışma sonuçlarını özetlemektedir. İmren et al. (2001), Kuzey Marmara Denizi'nin güncel olarak aktif ve sürekli Marmara Fayı adını verdikleri doğrultu atımlı bir fay sistemi ile kesildiği sonucuna varmışlardır. Araştırmacılara göre, aktif Marmara Fay sistemi, doğuda İzmit Fayı ve batıda Ganos Fayı arasında, sürekli doğrultu atımlı bir faydır ve güncel tektonik yapı, bir çek-ayır yapısı değildir. Bu fay, Merkez Sırtı, Merkez Havza'yı ve Batı Sırtı'nı kesmektedir. Merkez Havza'da önemli bir çek-ayır yapı oluşmakta, ancak önemli bir atım veya çek-ayır yapının iki kenarında fay doğrultusunda bir değişim bulunmamaktadır. Araştırmacılara göre, Marmara Denizi'nde şu anda çek-ayır sistem aktif değildir ve daha önce oluşmuş havzayı kesen salt doğrultu atımlı yeni bir fay sistemi bulunmaktadır.



Şekil 1. 6. İmren et al. (2001) tarafından çok kanallı sismik yansıma verilerine dayanarak belirlenen Marmara fay sistemi.

Ancak, bu çalışmaların en ciddi sınırlaması, sismik yansıma verilerinin yalnızca havzanın sedimanter dolgusu içindeki aktif deformasyon bilgilerini vermesidir. Ayrıca, bu tür çok kanallı çalışmaların çözünürlüğü yüksek değildir (Le Suroit Cruise Report, 2000). Yüksek çözünürlüklü sismik yansıma çalışmalarını içeren daha ayrıntılı tam bir morfolojik çalışma yapmak ve derin Marmara havzasının görüntülenmesi amacıyla, Türk-Fransız ortaklığında başka bir araştırma başlatılmıştır. Marmara Denizi'nin kuzey yarısını oluşturan D-B yönlü derin sırt, Fransız Ifremer R. V. Le Suroit gemisinin Marmara seferinde elde edilen yüksek

etmektedir. Ayrıca sıkıştıran bükümler de, merkez havzadaki kıvrımları ve batı havzadaki bindirmeyi oluşturur. Araştırmacılara göre, bu gömülü fayın körfezin kökeni ile bağlantılı olamayacağı belirlenmiştir. Çünkü bütün sırtları ve havzaları kesmektedir. Dolayısıyla fayın mevcut geometrisi, körfezin ilk oluşumu için uygun değildir. Araştırmacıların bu bakış açısına göre, fay Marmara Denizi'ndeki tüm KAFZ'na oranla daha günceldir. Dolayısıyla, fayın muhtemelen son buzul döneminin bitiminden beri aktif olan KAFZ'nun yeni bir kırılması olarak tanımlanabileceği sonucu belirtilmiştir.

Parke et al. (2002), Marmara Denizi'ndeki çökelme ve faylanma arasındaki etkileşimi araştırmıştır. Marmara Denizi'ni kesen fay sistemlerini haritalamak için, yüksek çözünürlüklü sismik yansıma profillerinin bölgesel hatları kullanılmış ve bunların Marmara Denizi'ni farklı sediman kaynaklarına ve çökelme türlerine sahip derin havzalara nasıl ayırdığı gösterilmiştir. Araştırmacılara göre Marmara Denizi çevresinde, fayların yüzey haritalanması ve deprem fay düzlemi çözümlemeleri her ikisi birlikte muhtemelen Helenik batma zonunun arkasındaki yay gerisi genişlemeye dayanan açılma hareketleri ile kalınlığı yüzlerce kilometreye ulaşan geniş deformasyon zonları oluşturduğunu göstermektedir. Marmara Denizi'nin güneyinde havzalar kuzeye eğimli fay düzlemleri oluşturmuş, güneyden Marmara Denizi'nin içine doğru gelen çökelleri içeren yarı bir grabendir. Yazarlar, Marmara Denizi boyunca doğrultu atımlı tek bir fayın varlığını, ya da Tekirdağ ve Merkez Marmara havzaları boyunca bir kuzey sınır fayının varlığını gösteren bir kanıtın veri seti içinde bulunamadığını belirtmişlerdir. Tek bir doğrultu atımlı fayın batı Türkiye ve Avrasya arasında gözlenen açılma ve bağlı harekete uyum sağlamada yetersiz olduğu sonucuna varılmıştır.

Armijo et al. (2002) tarafından, iyi bilinen karadaki iki doğrultu atımlı fay (İzmit ve Ganos fayları) arasındaki Kuzey Marmara Denizi'nin altında daha küçük bir çek-ayır oluşturan denizaltı fay sistemleri çalışılmıştır. Eylül-Ekim 2000'de R.V. Le Suroit Fransız-Türk seferi sırasında toplanan, yüksek çözünürlüklü veriler kullanılmıştır. Araştırmacılara göre, Marmara Denizi, ilerlemesi sırasında, KAFZ'nun karşılaştığı geometrik/mechanik bir engel olarak görünen büyük bir çek-ayırdır. Belirgin denizaltı morfolojisi, baskın bir serbestlenme (transtansiyonel) tektonik rejimini belirten, çeşitli ölçeklerde çek-ayır yapılarını içeren segmentli bir

fay sistemini göstermektedir. Kuzey Marmara Fay Sistemi eğimli bir açılmayı içermektedir ve segmentlere ayrılmıştır. Bu, Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen, tek, sürekli, salt doğrultu atımlı bir fay hipotezi ile bağdaşmamaktadır. Yazarlara göre, tek, sürekli, salt doğrultu atımlı bir faya ait kanıt yoktur. Son 5 Myıl için belirlenen uzun-dönem yerdeğiştirme alanı ve GPS'den belirlenen güncel Anadolu-Avrasya hareketinin her ikisiyle de uyumlu olan durağan bir kinematiğin morfolojik ve jeolojik kanıtları bulunmuştur. Ayrıca, Marmara Denizi bölgesinde, fay kinematiklerinin, çek-ayırın evrimi boyunca genişlemiş görünen asimetrik kayma bölümlendirmesini (slip partitioning) içerdiği belirtilmiştir. Sonuç olarak, Marmara Denizi'nin daha ayrıntılı yapı ve stratigrafi ile saha çalışmalarına ait bilgilerle birlikte, bu senaryonun geliştirilmesi gerektiği belirtilmiştir.

Kuşçu et al. (2002) tarafından 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında, aktif fayların yerlerini belirlemek ve haritalamak için, yüksek çözünürlüklü sığ sismik verilerle İzmit Körfezi araştırılmıştır. Çalışma sonuçlarına göre, Körfez çevresindeki neotektonik özellikler dikkate alınarak, İzmit Körfezi'nin bulunduğu büyük çek-ayır çöküntülerin oluşumundan sorumlu, şu anda çoğunlukla aktif olmayan, daha önceki ve daha genç fay takımları ve önceki takımı kesen Körfez'deki ikinci aktif faylar olmak üzere, bölgede iki farklı fay takımı oluşmuştur. Araştırmacılara göre, ikinci takım daha sonra, temel fay ve ikincil faylar olmak üzere, iki gruba ayrılmıştır. Uzun bir segment şeklinde ve tek başına D-B yönünde gelişmesini sürdüren temel fay, doğuda Körfezin güneydoğu bitiminde ve batıda Marmara Denizi Fayı'na birleştiği yerde, Darıca'nın güneyi arasında izlenmiştir. Araştırmacılara göre ikincil faylar, ana fay boyunca bulunurlar, daha kısırdırlar ve doğrultuları batimetri ile kontrol edilmektedir. Sismik profillere ve mevcut sondaj verilerine dayanarak, Holosen denizel çökelleri ve erken Holosen akarsu-gölsel çökelleri olmak üzere, körfezde iki ana sismik seri tanımlanmıştır.

Alpar and Yaltırak (2002), Doğu Marmara Denizi, İzmit Körfezi'ndeki tektonik ve stratigrafik yapıları görüntülemek için sığ sismik profilleri kullanmışlardır. İzmit Körfezi'nin çökellerinde, küresel deniz seviyesi değişimleri ve tektonik yükselmenin etkilerini yansıtan dört sismik birim ortaya çıkarılmıştır. Araştırmacılara göre bölge, KAFZ'nun kuzey kolu tarafından kontrol edilen negatif bir çiçek yapısı olarak görünmektedir. Geç Pliyosen'de KAFZ, Marmara Denizi'ne ana bir fay olarak

ulaşmaktadır. Küçük ölçekli faylar, sağ yönlü makaslama rejimi altında ana bir fay çevresinde gelişmiştir. Ana fayın kuzeye doğru bükülmesi, İzmit Körfezi'ndeki ikincil havzaları serbestlenen bükümler şeklinde açarak, en eşelon fayların sayısında artış sağlamıştır. Ana faya düşük bir açı ile eğimli olarak gelişen ikincil faylar da sağ yönlü makaslamanın ürünleridir. Çalışma sonuçlarına göre, iki bağımsız denizel sismik araştırmadan (Alpar vd., 1999; Şengör et al., 1999, Alpar and Yaltırak, 2000) elde edilen İzmit Körfezi ve Marmara Denizi'nin doğu bölgesinin yapısal haritası, İzmit Körfezi'nde tek bir ana fayın varlığını göstermektedir ve Marmara Denizi'nin evriminin, tek ve salt doğrultu atımlı temel bir fayın kontrolü altında olduğu görüşünü desteklemektedir.

Yaltırak and Alpar (2002a), güneydoğu Marmara Denizi'nin (Gemlik Körfezi) sığ sismik araştırmaları ile KAFZ'nun orta kolunun evrimini çalışmıştır. Çalışma sonucunda, Gemlik Körfezi'nin, Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen sırasında temel olarak KAFZ orta kolu boyunca batıya eğimli doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilen ve KB-eğimli Trakya-Eskişehir Fayı'nın ikincil rol oynadığı çek-ayır bir havza olarak geliştiği belirtilmiştir. KAFZ orta kolu kuzey kola oranla düşük tektonik etkinliğe sahiptir. Araştırmacılara ait yeni bulgular, Gemlik Körfezi alanı için önceden önerilen evrim modellerinin geçerliliğini sorgulamıştır. Yazarlar, kendi sismik verilerinin Gemlik Körfezi'nin çek-ayır bir havza olarak oluşmuş olduğunu belirtmesine rağmen, Gemlik Körfezi'nin tektonik evriminin doğuya eğimli faylarla kontrol edildiği sonucunu ifade etmişlerdir.

Yaltırak and Alpar (2002b), Marmara Denizi ve Saros Körfezi arasındaki KAFZ'nun kuzey kolunun (Ganos Fayı) kinematığını ve evrimini çalışmışlardır. Sığ ve geleneksel sismik yansıma verilerinden elde edilen Marmara Denizi'ndeki Ganos fayının yeniden değerlendirilmiş konumu, daha önce kinematik ve gerilim-yenilme analizlerinde kullanılan evrim modellerinin geçerliliğini tartışmaya açmıştır. Saros Körfezi'nin daha uzağının batısındaki doğrultu atım hareketi, daha önce düşünüldüğü gibi, Gelibolu Yarımadası'nın kuzey kıyısı yerine körfezin kuzey sınırındaki yeni bir faya uyum sağlamıştır. Bu yorum, Marmara Denizi ve Saros Körfezi'ndeki KAFZ'nun kuzey kolunun (Marmara segmenti) konumu için daha önce belirlenen görüşlerden farklıdır. Araştırmacılara göre, özellikle, Marmara

Denizi'ni çek-ayır bir havza olarak değerlendirmek ve Saros Körfezi'ni bir serbestlenen yarı-graben olarak kabul etmek mümkün değildir.

Adatepe et al. (2002) tarafından, Marmara Denizi yamacının güneyinde, gravite modellemesi ve çok kanallı sismik yansıma verilerine dayanılarak bölgenin tektonik yapısı çalışılmıştır. Çalışma bölgesi, Marmara Denizi'nin en büyük yamacı olan Armutlu Yarımadası ve Gemlik Körfezi'nin batıya genişlediği kesimi içeren güney yamacıdır. Bu çalışmada, KAFZ'nun orta kolu ile Trakya-Eskişehir Fay zone arasındaki ilişki araştırılmıştır. Araştırmacılara göre, Güney Marmara Denizi bölgesi Geç Pliyosen'de tektonik olarak yükselmiştir. Gemlik Körfezi, Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen sırasında, KAFZ'nun orta kolu boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı fayların kontrolü altında gelişmiştir. Güneybatı eğimli Trakya-Eskişehir Fayı ise, bu evrim içinde ikinci önemli tektonik elemandır. Yazarlar, yansıma verilerinden elde edilen yapısal modellerin, bölgenin tektonik yapısı ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Le Pichon et al. (2003) yapmış oldukları çalışmada, Le Pichon et al. (2001a) tarafından önerilen, Ganos Fayı ile İzmit Körfezi Fayı'nı birleştiren Temel Marmara Fayı (TMF)'nin ayrıntılı tektonik ve geometrisini kullanarak ve Meade et al. (2002) tarafından güncel olarak analiz edilen yeni GPS veri setini kullanarak, kuzeyde KAFZ'nun kuzey kolu ve güneyde güney kolu ile sınırlandırılmış bir Marmara bloğunun varlığını ortaya çıkarmışlardır. Bu bloğun kinematiği, Marmara Denizi'ni kesen Marmara kolunun toplam uzunluğunda 23 mm/yıl hız ile salt doğrultu atım kaymasına yakın olduğunu göstermiştir. Araştırmacılara göre, önemli bir açılma bileşeninin tahmin edildiği tek yer, Çınarcık kesimidir. Basit bir kinematik model, kayma bölümlendirmesi (slip partitioning) için havzanın güneyine doğru 8-10 mm/yıllık sağ yönlü doğrultu atımlı kayma değerlerini çıkarmaktadır. Çalışma sonuçlarına göre, yeni GPS verileri, bölgenin sismotektoniğinde önemli katkısı olan TMF boyunca asimetrik elastik yükleme varlığını ortaya çıkarmaktadır ve beklenen gelecekteki büyük deprem Temel Marmara Fayı'nın tamamını kırabilir.

Okay et al. (2003), birçok büyük doğrultu atımlı fayın uzunlukları boyunca yükselmeler ve çukurluklarla birlikte bulunduğunu ve doğrultu atımlı faylar boyunca bu düşey yerdeğiştirmelerin kökeninin çoğunlukla tartışmalı olduğunu

belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Marmara Denizi'nin hemen batısındaki KAFZ boyunca böyle bir yükselmenin jeomorfolojisini ve jeolojisini çalışmışlardır. Çalışma sonuçlarına göre, Ganos yükselmesi, KAFZ'nun kuzeyinde komşu bir dağ silsilesidir. Marmara Denizi içinde, KAFZ'nun sıkıştırma bükümü oluşturduğu ve karayı kestiği bir bölgede oluşmaktadır. Ganos Dağı, 10 km genişliğindedir ve KAFZ'na paralel şekilde dereceli olarak güneybatıdan Saros çöküntüsüne doğru geçerek, batı-güneybatıya doğru 60 km boyunca uzanmaktadır. Yazarlar, jeolojik olarak Ganos Dağı'nın, 50 km'nin üzerindeki kalınlıkta Eosen-Oligosen silisiklastik serisinden oluştuğunu ve KAFZ'ndan güneydoğuya doğru serinin gençleştiğini belirtmiştir. Araştırmacılar, Ganos monoklinalinin oluşumunun muhtemelen derinlerde gizli ters bir faya bağlı olduğu sonucuna ulaşmışlardır.

Demirbağ et al. (2003), Le Suroit gemisi ile toplanan Pasisar sismik ve çok kanallı batimetri veri setlerini kullanarak Marmara Denizi'ndeki aktif fay sistemini araştırmıştır. Literatürde, Marmara Denizi'nin düşük çözünürlüklü batimetrik haritaları, kuzey bölümün sırt ve çukurluk dağılımlarını göstermektedir (Spindler et al., 1896). Ancak mevcut batimetrik haritalar, deniz altındaki aktif fayların türlerini ve yerlerini araştırmak için yetersizdir. Bu amaçla, üst sedimanter katmanların aktif deformasyonu yüksek çözünürlüklü verilerle araştırılmıştır. Marmara Denizi'nin batısında, Tekirdağ Havzası'nın güney tarafı boyunca temel deformasyon zonu bulunmaktadır. D-B doğrultu atımlı faylar Tekirdağ Havzasının merkezinde ayrıca gözlenmektedir ve $K50^0$ eğimli sınırı boyunca bindirme oluşmaktadır. Bu yapıların, havzadaki temel deformasyon zonunun kuzeyindeki saat yönündeki dönmeye bağlı olarak geliştiği yorumlanmıştır. Doğuda temel deformasyon zonu Merkez Havza'ya girmekte ve tektonik çöküntünün güney bölümü boyunca dik bir uçurum (yar) izlenmektedir. Uçurum (yar), normal bileşenli bir en eşelon fay sistemini içermektedir. Bu faylar, çöküntünün güney bölümü boyunca uzanan küçük paralel antiklinal ve senklinallerle birleşmiştir. Bu faylar, normal düşey bileşenin hakim olduğu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar olarak yorumlanmıştır. Araştırmacılara göre, bu güncel tektonik yapı, şu anda temel olarak aktif olmayan, daha önceden varolan grabenin üstüne gelmiş görünmektedir.

Armijo et al. (2003) tarafından, Anadolu-Ege bölgesindeki deformasyonda; Anadolu Platosu'nun çekilmesi ile birlikte oluşan KAFZ'nun ilerlemesi ve Ege'nin

kuzey-güney çekmesi süreçlerinin jeolojik olarak etkin olduğu anlayışı çerçevesinde GPS verileri modellenmiştir. Bölgesel deformasyon zonları, litosfer tabanından sismojenik katman tabanındaki kilitlenme derinliğine kadar uzanan yerdeğiştirme elemanlarıyla temsil edilmektedir. Modeller, blok sınırları arasındaki bölgelerdeki hasar zonlarını ve elastik birim deformasyonları değerlendirmektedir. Diğer GPS yorumlarından farklı olarak bu modeller, Anadolu-Ege bölgesinin güncel deformasyonunun sağlıklı bir tanımını sağlamak için jeolojik ve sismolojik sınırlamalarla bir araya getirilerek hazırlanmıştır. GPS verilerinden belirlenen güncel deformasyonun Tersiyer'de başlayan jeolojik süreçlerin devamından ibaret olduğu gösterilmiştir. Araştırmacıların yaklaşımı, uzun dönem elastik davranışını koruyan litosfer ve büyük ölçekte uygulanan doğrusal elastik kırık mekaniği kavramlarından ibarettir. Bu yaklaşımın gelecek çalışmalar için konu olabilecek Anadolu-Ege bölgelerindeki tektonik yapıların evrimi ile ilgili kapsamlara sahip olduğu belirtilmiştir.

Ateş et al. (2003) tarafından, havadan alınan manyetik, sismik ve gravite verilerinden KB Türkiye-Marmara Bölgesi'nin yapısal özellikleri açıklanmıştır. KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki uzantısına ait önceki çalışmalar; denizel batimetri, deprem etkinliği ve sismik profilleri içermektedir. Bu çalışmada, Marmara Denizi'nin derin yapısı havadan alınan manyetik, sismik, gravite ve sondaj kuyusu verileriyle araştırılmıştır. KAFZ'nun Marmara Denizi'ne uzanımını gösteren yapısal harita hazırlanmıştır. Araştırmacılar, jeofizik verilerinin birleştirilmesi ile Kuzey Marmara Denizi'nde izostatik bir dengenin ve çökmenin varlığını ileri sürmüşlerdir.

Gürer et al. (2003), Güneydoğu Marmara Bölgesi'nin neotektoniğini incelemiştir. Bu çalışma güneydoğu Marmara Bölgesi'ndeki KAFZ'nun geometrisini ve yapısal karakteristiklerini belgelemektedir ve doğrultu atım tektoniğinin başlamasını tartışmaktadır. Güney Marmara Bölgesi, güney ve orta kollarla karakterize edilmekte ve kuzey kol kuzey Marmara Bölgesi'ni kontrol etmektedir. Güney Marmara Bölgesi, temel olarak D-B yönünde doğrultulu normal faylarla birlikte doğrultu atımlı faylarla birleşmiş D-B eğimli eşkenar dörtgen benzeri horst ve graben kompleksleriyle karakterize edilmektedir. Çalışmanın sonuçlarına göre, bölgede bulunan alt seri KAFZ'nun gelişim tarihini vermekte olup, muhtemelen Pliyosen sırasında üst seri çökelişinden önce sıkışma deformasyonu ile oluşan

çok geniş bir çöküntüde çökelmiştir. Fay kayma verisi ve deprem odak mekanizmaları çözümlemelerinin sonuçları arasında çok yüksek benzerlikler vardır. Araştırmacılara göre, KAFZ boyunca büyük depremlerin batıya doğru göçü, orta ve güney koldaki bazı fayları tetikleyebilir.

Şengör et al. (2004), KAFZ'nu yeniden değerlendirmiş, fayın jeolojik ve sismik durumunun üzerine birçok yeni bilginin elde edildiği Marmara Denizi'nin batı bölümü üzerinde durmuştur. Bu çalışmada, uluslararası dikkatten kaçan ve önemli veriler içeren Türk araştırmacıların yapmış olduğu çalışmalar bir araya getirilmiştir. Yazarlara göre KAFZ, yaklaşık 13 ile 11 Myıl önce oluşmuştur ve batıya doğru ilerlemiştir. Güncel olarak, Marmara Denizi bölgesindeki birim deformasyon asimetriktir. Araştırmacılara göre bu durum, jeolojiye bağlı olarak oluşmuştur ve tüm KAFZ için genel bir durum olduğu düşünülmektedir. Yazarlar, çalışmada tartışılanların ışığı altında, Kuzey Anadolu makaslama zonunun tümünü içeren KAFZ'nun Jeoloji Atlası'nın (Herece ve Akay, 2003) yeniden gözden geçirilip düzeltilmesi ve büyütülmesi gerektiğini belirtmişlerdir. Daha kesin yaş tayini yapabilmek için, daha yoğun paleontolojik ve magnetostratigrafik çalışmalar ve daha çok paleomanyetik verinin toplanması gerektiği üzerinde durulmuştur. Böyle bir veri tabanı oluşturulduğunda, tüm KAFZ'nun tarihçesinin belirlenmesi için uygun bir ortam elde edileceği de belirtilmiştir.

Rangin et al. (2004) tarafından, Marmara Denizi'ndeki birim deformasyon dağılımı incelenmiştir. Araştırmacılara göre Marmara Denizi, günümüzde, KAFZ'nun kuzeybatı kolunun bir bölümü olan, doğrultu atımlı fay boyunca batıdaki Ganos Fayı ile doğudaki İzmit Fayı'nı birleştiren salt doğrultu atımlı ve sağ yönlü bir faylanma bölgesidir. Bu aktif Temel Marmara Fayı, çukurlukları ve sırtları kesmektedir. Çok kanallı sismik hatları içeren büyük bir veri setinin analizi ile, yaklaşık 300 m kalınlığındaki çökellerle kaplanmış olan ve şu anda aktif olmayan bu çukurlukları çerçevelleyen ve çoğunluğu K120⁰D eğilimli normal faylanmalar belirlenmiştir. Yazarlar tarafından bu yapılar, şu anda aktif olmayan Marmara Denizi çek-ayır sisteminin tersyüz olmuş önceki fayları olarak yorumlanmıştır. Araştırmacılara göre; çukurluklar ve sırtlar, Temel Marmara fayının oluşumundan önceki Marmara Denizi içindeki KAFZ'nun hareketlerine eşlik eden önceki çek-ayır havzalar ve fay sistemlerinin kalıntısıdır.

Altunel et al. (2004) tarafından, Marmara Denizi kıyısındaki Gaziköy Köyü ve Saros Körfezi arasındaki, arazi sınırları, asfalt yollar ve akarsu yataklarındaki birikmiş kaymalar ve farklı GPS değerleri ölçülerek 1912 depremindeki kırılma araştırılmıştır. Fay zonunun yapısal modelini ve temel geometrik karakteristiklerini belgelemek için ayrıntılı haritalama yapılmıştır. Hava fotoğrafları ve topoğrafik haritalar kullanılarak yapılan fayların ayrıntılı haritalaması,  ek-ayır havzaların ve basınç sırtlarının varlığını göstermektedir. Araştırmacılara göre, Marmara Denizi'nin kıyı bölgelerinde ve kuzey-doğu kesitindeki kayma miktarı, 1912 kırığı ile denizin açılımını belirtecek şekilde, ortalama 4 m'ye ulaşmaktadır. 150 km'lik yüzey kırığı oluşturan ve 1999 depreminin kırık uzunluklarına eklenen 1912 depreminin ($M_w=7.2-7.4$), Marmara Denizi'ndeki sismik boşluğu zorlamaya yardımcı olduğu belirtilmiştir.

Polonia et al. (2004) tarafından, İzmit Körfezi tabanında tanımlanan münferit fay segmentleri boyunca Holosen'de oluşan kayma hızları belirlenmiştir. Doğu Marmara Denizi (İzmit Körfezi) tabanında, KAFZ'nun yüksek  z n rl kl  akustik görüntüleri elde edilmiş ve paleokıyı izgileri ve denizaltı tabanı kanallarının atımları ölçülmüştür. Yüksek  z n rl kl  batimetri ve sismik yansıma profilleri ile KAFZ'nun ana kolu boyunca sedimanter yapıların yerdeğiştirmesi taranmıştır. R/V Odin Finder ve R/V Urania araştırma gemilerinin seferleri sırasında, yüksek  z n rl kl  çok kanallı batimetri ve tarayıcı ile, İzmit Körfezi'ni içeren Marmara Denizi'nin kuzeydoğusunun yamaçları ve komşu kıyı şevleri haritalanmıştır. Olası tüm hatalar göz önünde bulundurularak, Holosen sırasında (son 10 000 yıl), KAFZ'nun bu temel kolu boyunca ortalama 10 ± 1.5 mm/yıllık sağ yönlü doğrultu atım hareketi belirlenmiştir. Bu değer, yaklaşık olarak son 10 yıl için uydu jeodetik ölçümlerinden tahmin edilen ve 24 mm/yıl olarak belirlenen toplam Anadolu-Avrasya bağıl hareketinin yarısından azdır. Araştırmacılar tarafından bu iki kayma hızı tahmini arasındaki farklılığı açıklayabileceği d ş n len iki farklı senaryo önerilmiştir. KAFZ'nun bu kolundaki doğrultu atım hareketinin çoğunun ana fay segmenti üzerinde oluşmadığı veya kayma hızının günümüzde arttığı veya her ikisinin de geçerli olduğu sonucuna varılmıştır.

Flerit et al. (2004), Ege'deki yay-gerisi genişleme ile ilerleyen KAFZ arasındaki mekanik etkileşimi incelemek amacıyla, Ege ve Anadolu'nun büyük ölçekli

deformasyonunu analiz etmek için kırık mekaniği kavramını kullanmışlardır. Araştırmacılara göre, güncel olarak Ege'yi etkileyen iki deformasyon alanının çakışmasının açıklığa kavuşturulması ile KAFZ'nun batı ucundaki deformasyon zonunun karakterize edilmesi ve temel yapılar için kayma hızlarının belirlenmesi mümkün olabilir. Temel amaç, kayma-hızı profili kullanılarak, KAFZ'nun ilerleme süreci ve Ege açılma birim deformasyonu ile etkileşiminden oluşan basit mekanik modeller kurmaktır. KAFZ'nun kayma-hızı profilinde hasar zonu; KAFZ'nun kayma hızında batıya doğru hızlı bir daralma ile birlikte oluşmaktadır. KAFZ, uzunluğunun %75'i için sabit 24 mm/yıllık kayma hızı ile transform bir fay davranışı göstermektedir. Araştırmacılara göre, çalışmadaki serbest gerilme modellemesi KAFZ'nun evrimi için bir senaryo önermektedir: (1) KAFZ, Ege'ye ulaşmadan önceki erken aşamasında, Helen yayı-çekmesinin etkisi altında değildi. KAFZ'nun kayma hızı profili, elastik bir katı ve elastik olarak birim deformasyona uğramış Anadolu litosferi içinde bir kırığa karşılık gelecek ve yarı eliptik bir şekle sahip olacak şekilde modellenmiştir, (2) Günümüzde, KAFZ Ege'ye dalmakta olup, Ege açılması ve Helen yay-çekmesinin etkileşimine bağlı olarak büyük bir süreç zonu gelişmiştir. Anadolu litosferindeki elastik birim deformasyonlar boşalmıştır ve KAFZ transform bir faya dönüşmüştür.

Erdik et al. (2004), Marmara Bölgesi'ndeki deprem tehlikesini zamana bağlı olmayan olasılık ve zamana bağlı olasılık modelleriyle incelemişlerdir. Tarihsel depremsellik, tektonik modeller ve faylar boyunca bilinen kayma hızları, temel verileri oluşturmuştur. Araştırmacılar güncel bulgulara dayanarak, Marmara Denizi için fay segmentasyon modelinin sağlanmasının mümkün olduğunu belirterek, Temel Marmara Fayı için bir model önermişlerdir. Bu model, farklı yapısal, tektonik ve geometrik özelliklerdeki ve farklı tarihsel deprem oluşumuna sahip fay segmentlerini tanımlamaktadır. Tarihsel depremler ve hasar dağılımları, yapılan fay segmentasyon modeliyle dikkatlice karşılaştırılmıştır. Bu segmentlerdeki karakteristik depremlerin oluşum periyotları, deprem kataloglarından tahmin edilen kaymaların GPS verilerinden elde edilen 22 ± 3 mm/yıl değerindeki kayma hızına bölünmesiyle tahmin edilmiştir. Zamana bağlı ve zamana bağlı olmayan modellerin sonuçları ve farklılıkları ve bunlara bağlı olarak Marmara Bölgesi'ndeki deprem tehlikesi tartışılmıştır.

Elmas and Gürer (2004) tarafından, Doğu Marmara Bölgesi'ndeki farklı birimlerden yüzeyde yapılan jeolojik gözlemler ile elde edilen jeofizik veriler karşılaştırılmıştır. KAFZ'nun iki kolu ile sınırlandırılmış kuzeybatı Anadolu farklı tektonik birimleri içermektedir. Bölgedeki bu tektonik elemanların devamlılığı ve ilişkileri, 90 km uzunluğunda, KB-GD yönelimli profillerle araştırılmıştır. Çalışmada öncelikle, farklı birimlere ait yapılara ve stratigrafiye ilişkin saha gözlemleri sunulmuştur. Bölgenin jeolojisi; Doğu Marmara Bölgesi'nin paleotektonik ve neotektonik birimleri olmak üzere iki ayrı başlık altında tartışılmıştır. Verilere en iyi uyum sağlayan iki boyutlu bir model belirlenmiş ve bu model yüzey jeolojisi ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, Kuzey Sakarya Çukuru'nun ve Sakarya Zonu'nun altında 26 km derinlikte, kuzey bölgelere oranla rezistivite değerleri düşüktür. Araştırmacılara göre bu düşük rezistivite zonu, toplam kabuk kalınlığında bir incelmenin ve viskoelastik bir alt kabuğun belirtisi olabilir.

Seeber et al. (2004), sismik bir boşluk olan Merkez Marmara segmenti ile 1912'de kırılan Ganos segmenti arasındaki KAFZ'nun kuzey kolundaki, KKB yönelimli 18^0 eğimli büküm ile Marmara Denizi bölgesinin batısındaki kabuk hızının düşey bileşenini ilişkilendiren bir çalışma yapmıştır. Bükümün sıkışan batı bölümündeki kabuk kısalması ve yükselme, Ganos Dağı'nı; serbestlenen doğu bölümündeki kabuk uzaması ve çökmesi ise, Tekirdağ Havzası'nı oluşturmuştur. Araştırmacılar, bu deformasyon düşey bileşeninin, KAFZ'nun düşey olmayan kuzey-eğimli Ganos ve Tekirdağ segmentlerindeki eğimli kayma ile kontrol edildiğini önermektedir. Bükümün karşısındaki Kuvaterner'e ait yapılar ile Holosen'e ait yapılar yeni ve güncel olarak yayımlanmış veriler kullanılarak karşılaştırılmış ve elde edilen sonuçlar belirtilmiştir. Bu sonuçlara göre öncelikle, bükümle ilişkili düşey hareket temel olarak KAFZ-K'nın kuzeyinde oluşmaktadır. Bu büküm, fayın Anadolu bölümüne sabitlendiğini göstermektedir.

Umutlu et al. (2004) tarafından, KB Türkiye'de, Kasım 1999 Düzce depremi sırasında oluşan kırılma süreçlerini belirlemek amacıyla, telesismik ve kuvvetli- yer hareketi (strong-motion) verileri çalışılmıştır. Fay geometrisi ve kırılma hızları artçı şokların dağılımlarından ve telesismik verilerin başlangıç değişimlerinden belirlenmiştir. Araştırmacılara göre, bu deprem iki taraflı fay kırılması ve asimetric kayma dağılımı ile karakterize edilmektedir. İki pürüzlülük (büyük kaymaların

olduğu alanlar) tanımlanmıştır ve doğudaki pürüzlülük batıdakinden 1.5 kat daha büyüktür.

1. 2. 3. Marmara Bölgesi İçin Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) Kullanılarak Yapılan Çalışmalar

Marmara Denizi bölgesi ve çevresi için Küresel Konumlandırma Sistemi (GPS) kullanılarak yapılan önceki çalışmalar aşağıda ana hatlarıyla sunulmuştur.

Straub and Kahle (1994) tarafından Marmara Denizi bölgesinde, Anadolu ve Avrasya plakaları arasındaki bağıl hareket, çağdaş uzay jeodezisi yöntemiyle GPS kullanılarak ölçülmüştür. Kuzeybatı Anadolu'daki aktif deprem kuşağının kinematik alanını ayrıntılı incelemek amacıyla 45 bölgeden oluşan yoğun bir gözlem ağı oluşturulmuştur. Araştırmacılar, KAFZ'nun batı ucu boyunca yatay yönde batıya doğru hareket eden Anadolu'nun, Avrasya'ya bağıl olarak ortalama 2.4 cm/yıl değerinde hareket ettiğini saptamışlardır. Hesaplanan birim deformasyon alanından; doğu-batı yönlü sağ yanal doğrultu atım hareketinin ve kuzeydoğu-güneybatı yönündeki açılmanın ortalama değerlerinin saptanabileceği belirtilerek, bu değerler sunulmuştur. Araştırmacılar ayrıca, batıda batıgüneybatı-doğukuzeydoğu eğimli doğrultu atım hareketi gözlemlediklerini belirtmişler ve tüm bu bulguları sismoloji ve neotektonikten türetilen gerilme düzenleri ile karşılaştırmışlardır.

Straub et al. (1997), kuzeybatı Anadolu'da Marmara Denizi bölgesindeki KAFZ zonunun batı bitimindeki, birim deformasyon hız kalıplarını ve hız alanlarını belirlemek için, 52 GPS bölgesinden oluşan yoğun bir gözlem ağını kullanmışlardır. 1990-1996 yılları arasında, 4 GPS çalışması yürütülmüştür. Çalışma sonucunda, güneydeki birçok istasyonun İstanbul'a (Avrasya) göre batıya yönelimli, 22 ± 3 mm/yıl değerinde ortalama bir hıza sahip olduğu belirtilmiştir. Araştırmacılara göre bu değer, kuzeybatı Anadolu'nun Karadeniz'e bağıl olarak hareketinin göstergesidir. Çalışmada, KAFZ'nun batıya uzanımını kesen üç kesitin GPS'e dayalı olarak belirlenen deformasyon düzenleri ile neotektonik veriler karşılaştırılmıştır. GPS ve neotektonik verilerin her ikisinin de, deformasyonun

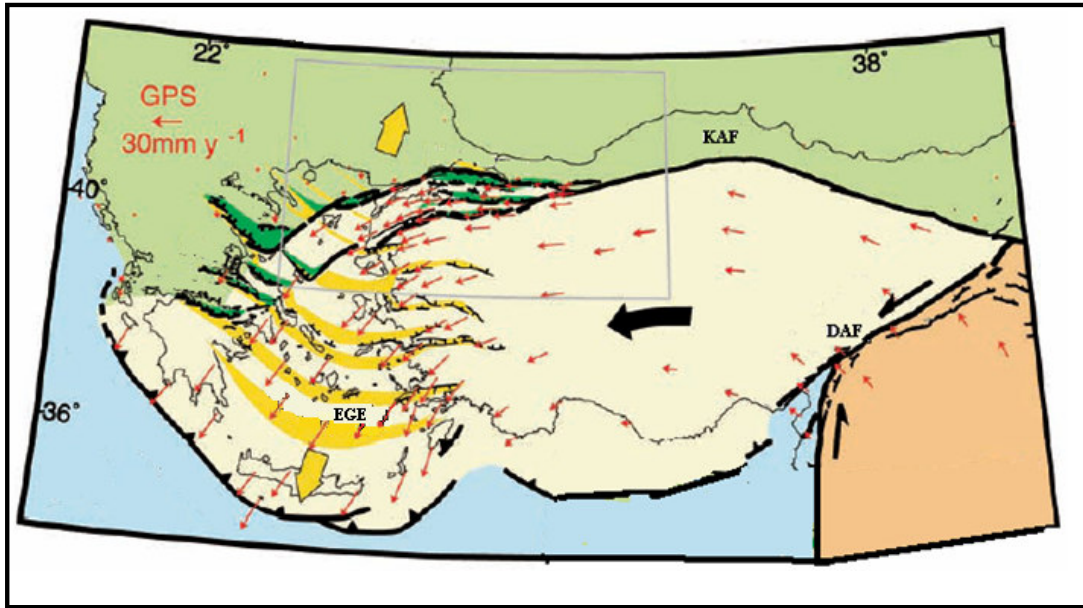
nispeten doğu-batı yönelimli dar bir zon boyunca oluştuğunun kanıtlarını verdiği belirtilmiştir. Yazarlara göre bu kuşak, İzmit Körfezi boyunca KAFZ'nun tek bir fay izinden başlayarak, Marmara Denizi, şarky Bölgesi ve Saroz Körfezi'nden Kuzey Ege sırtına doğru ilerlemektedir.

Reilinger et al. (1997) tarafından, 1988-1994 periyodu için doğu-batı arasında, Ermenistan, Gürcistan ve Güney Rusya'nın Kafkas Dağları'ndan Türkiye'nin Ege kıyılarına kadar ve kuzey-güney arasında Avrasya plakasının güney kenarından (Pontus bloğu) Arap platformunun kuzey kenarına kadar uzanan bir alanı kapsayan 54 bölgede, kıtasal hareketlerin GPS lmleri ve yorumlamaları sunulmuştur. Araştırmacılara göre, Arap plakasının hareketinin eklemin kuzeyindeki Türkiye bölgelerine doğrudan iletildiği grlmektedir. Orta/batı Türkiye, Anadolu plakasının saatin tersi yönünde dönmesini ve batıya yerdeğiştirmesini içeren plaka hareketiyle karakterize edilmektedir. Çalışma sonuçlarına göre, Anadolu plakasının merkez bölümündeki içsel deformasyonun 2 mm/yıl'dan az olduğu belirtilmiştir. Yeni Euler vektörü KAFZ'nun üst sınırının kayma hızı için 30 ± 2 mm/yıl değerini vermektedir. Yazarlar, Ege bölgesinin, Anadolu'yla birlikte dönmesine ek olarak, bu bölgenin 14 ± 5 mm/yıl hızla bir K-G açılması gösterdiği sonucuna ulaşmışlardır. Helenik Yayı boyunca uydu lazer sonuçları ile yay boyunca artan hareketleri gösteren deformasyon düzenleri birlikte ele alındığında; Anadolu'nun saatin tersi yönündeki dönmesi ve batıya doğru yerdeğiştirmesinin, Arap plakasının itmesi ve Helenik batma zonu boyunca Afrika plakasının oluşturduğu tabana ait sürükleme veya çekmenin her ikisinin birlikte etkin olmasından kaynaklandığı ortaya çıkmıştır.

Kahle et al. (1998) tarafından, Helen Yayı, Ege Denizi ve Batı Anadolu'yu içeren bir bölgenin kabuk birim deformasyon hızını belirlemek amacıyla, 1988-1996 yılları arasındaki periyot için, Doğu Akdeniz'in birleştirilmiş GPS hız alanları kullanılmıştır. Hız alanları yorumlanmış ve hareket vektörlerinin uzaysal türevleriyle birim deformasyon hız tansörü saptanmıştır. Çalışma sonucunda, Marmara Denizi, kuzey Ege sırtı ve Yunanistan'ın kuzey merkezini izleyen bölgenin, güçlü bir sağ yanal makaslama hareketine maruz kaldığı belirtilerek, en büyük makaslama birim deformasyon hızı saptanmıştır. Araştırmacılara göre, Ege Denizi'nin merkezinde, kuzey-güney yönelimli bir açılma süreci hakimdir ve güney

Ege nispeten daha küçük birim deformasyon hızlarıyla karakterize edilmektedir. Ana fay zonları ile paralel birim deformasyon hızlarının projeksiyonundan, bu yüzyılda sayısız büyük deprem üreten, güçlü bir makaslamaya sahip KAFZ'nun batıya doğru hareketinin kuzey Ege üzerinde hakim olduğu sonucuna varılmıştır.

McClusky et al. (2000) tarafından doğu-batı arasında, Kafkas Dağları'ndan Adriyatik Denizi'ne kadar uzanan ve Avrasya plakasının güney kenarından Afrika plakasının kuzey kenarına kadar kuzey-güney arasında uzanan 189 bölgede, 1988-1997 periyodu için kabuk hareketlerinin GPS ölçümleri sunulmuş ve yorumlanmıştır (Şekil 1. 8). Kuzey Arap platformundaki bölgeler, Avrasya'ya göre 18 ± 2 mm/yıl hızla hareket etmektedir. Merkezi Türkiye'nin, Anadolu plakasının saatin tersi yönünde dönmesini ve batıya yerdeğiştirmesini içeren, birbirini tutan plaka hareketleriyle (içsel deformasyon < 2 mm/yıl) karakterize edildiği belirtilmiştir. Anadolu plakası, sağ yönlü doğrultu atımlı KAFZ boyunca Avrasya'dan ayrılmaktadır. Anadolu-Avrasya hareketine en iyi uyan Euler vektörü türetilmiştir. Euler vektörünün KAFZ'nun kayma hızı için 24 ± 1 mm/yıl gibi bir üst sınır verdiği saptanmıştır.



Şekil 1. 8. McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen GPS vektörleri.

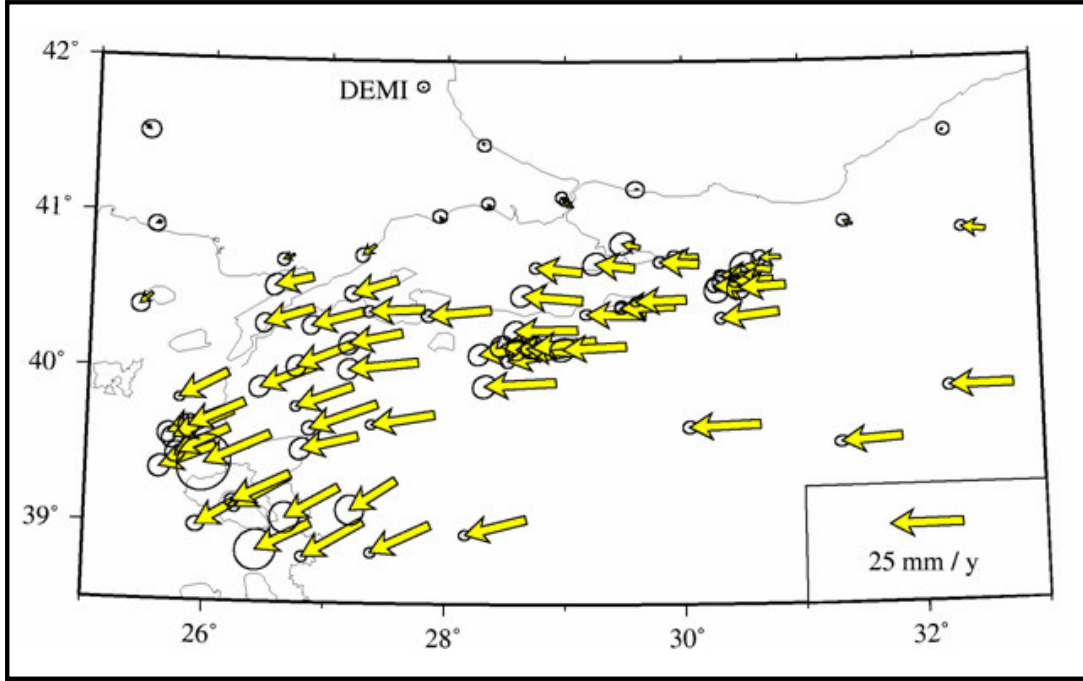
Aydan (2000), GPS sonuçlarının değerlendirilme yaklaşımları ve deprem tahmininde kullanılmasına yönelik bir yöntem önermiştir. Aydan (2003), önermiş

olduğu bu yöntemi kullanarak ve 1988-1994 yılları arasındaki GPS ölçüm verilerini esas alarak Türkiye’ de deprem riski taşıyan bölgeleri saptamıştır. Aydan (2000)’in ilk çalışmasında kullandığı 50 GPS ölçüm istasyonuna Türkiye’nin yakın çevresindeki 11 istasyon daha eklenmiş ve toplam 61 nokta kullanılmıştır. GPS ölçüm sonuçları kullanılarak, 1998 ile 1994 yılları arasında yapılan ölçümlerden elde edilen yıllık birim deformasyon ve gerilme hızları dağılımı gösterilmiştir. Deprem faylanma mekanizması ve yerinde gerilim ölçümlerinden elde edilen en büyük yatay gerilim yönleri ile GPS’ den elde edilen yönlerin yaklaşık olarak aynı olduğu belirtilmiştir.

Meade et al. (2002), Türkiye’nin kuzeybatısında jeodetik olarak gözlenmiş hız alanlarını elastik birim deformasyon birikimini değerlendirmek amacıyla modellemiştir. Blok model, içsel fay kayma hızlarının ve fay kilitleme derinliklerinin belirlenmesini sağlamıştır. GPS ölçümleriyle kaydedilen yüzey hızları incelenmiş ve McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen hız alanının geliştirilmiş yeni şekli oluşturulmuştur (Şekil 1. 9). Çalışma sonucunda, KAFZ’nun kuzey kolunun güney koluna oranla yaklaşık olarak 4 kat daha fazla sağ yanal harekete maruz kaldığı öne sürülmüştür. KAFZ’nun batı segmentindeki güncel GPS verilerine dayanılarak, KAFZ için 25.6 ± 0.7 mm/yıllık bir hız belirlenmiştir. Araştırmacılar Marmara Bölgesi’ndeki verilerin, birim deformasyon birikiminin yüksek oranda bölgeselleştiğini gösterdiğini ve 6-7 km gibi sığ bir kilitleme derinliğine sahip düz bir fay geometrisinin, denizin kuzey ve doğu kenarlarını izleyen basamaklı fay geometrisine oranla gözlenen GPS hızlarına daha uyumlu olduğunu saptamışlardır.

McClusky et al. (2003), sürekli kayıt yapan GPS (CGPS) ve survey-mode GPS (SGPS) gözlemlerini kullanarak Afrika, Arap ve Avrasya plakalarının güncel bağlı hareketlerini saptamak için Euler vektörlerini belirlemişlerdir. Bu plakalar için bağlı Euler vektörlerini belirlemek ve onları daha önceki çalışmalar ve global ve bölgesel plaka hareket modellerinden elde edilen Euler vektörleriyle karşılaştırmak için, GPS verilerinden türetilmiş hareketler kullanılmıştır. Daha önce, McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen ve plaka sınırları arasındaki deformasyon hızının ve etkisinin belirtildiği Ege ve Anadolu gibi plaka/blok hareketleri de dikkate alınmıştır. Kıtasal litosferin rijiditesi ve olası plaka hareketleri değişimleri için yeni Euler

vektörleri tanımlanmıştır. Çalışmada, 1992 ve 2002 yılları arasında sürekli elde edilen GPS verileri kullanılmıştır. Anadolu ve Ege plaka sınırları boyunca bağlı hareketler belirlenmiştir. Plaka sınırları boyunca en büyük bağlı hareketlerin Helen çukurluğu boyunca (35 ± 1 mm/yıl), Korint Körfezinde ve merkezi Yunanistan'da ($\sim 30 \pm 1$ mm/yıl), KAFZ boyunca (24 ± 1 mm/yıl) ve Zagros kıvrımı ve bindirme kuşağı boyunca ($19-23 \pm 1$ mm/yıl) olduğu saptanmıştır. Ayrıca, bu yapıların yüksek sismik enerji boşalımı sergilediği belirtilmiştir. Çalışmanın sonuçlarına göre, KAFZ (Anadolu-Avrasya), doğu bölümünde çok az sıkışma ve Marmara Denizi-Kuzey Ege sırtında açılma bileşeni ile birlikte, 24 ± 1 mm/yıllık hız ile sağ yönlü doğrultu atım ile karakteristiktir ve bu sonuçlar odak mekanizması çözümlmeleri ile uyumludur.



Şekil 1. 9. McClusky et al. (2000)'den sonra, Marmara Denizi bölgesi yakınının yenilenmiş GPS hızları (Meade et al., 2002).

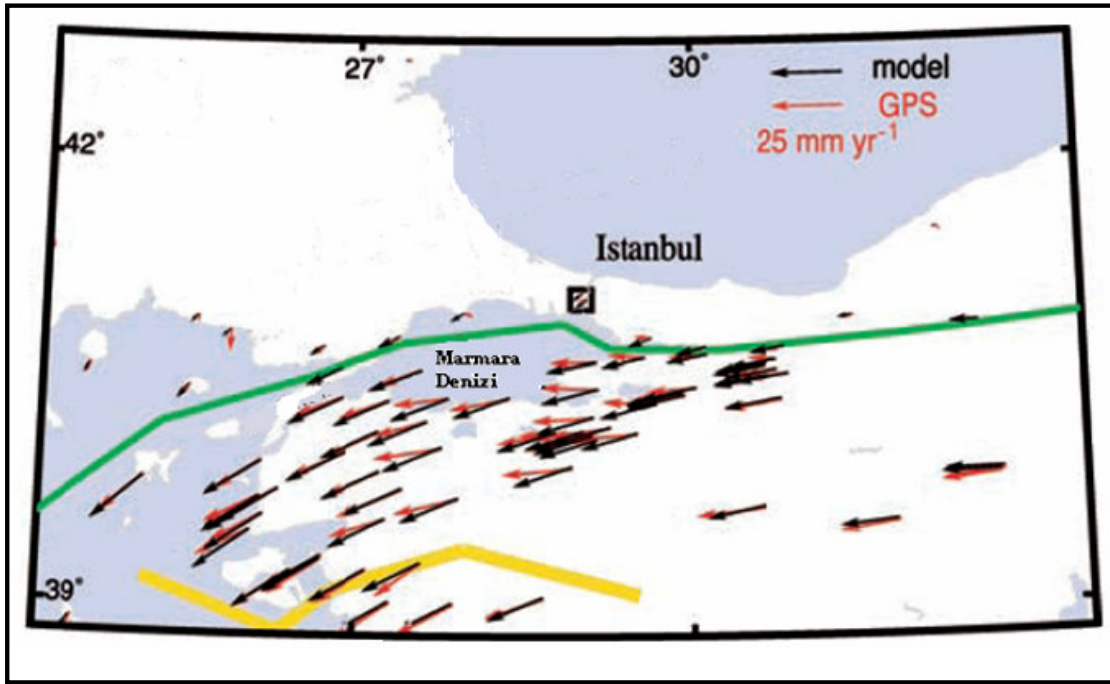
Doğan et al. (2003) tarafından deformasyonları tahmin etmek için, Marmara Sürekli GPS Gözlem Ağı'nın (MAGNET) küçük bir alt bölümü olan GPS bölgeleri ve bölgedeki araştırma sahaları, doğrusal, ikinci dereceden ve üstel kinematik modellerden oluşan farklı yöntemler kullanılarak çalışılmıştır. Bu bölgeler için 17 Ağustos 1999 depremi öncesi ve sonrasında yürütülen GPS çalışmaları, kinematik

modelleri tanımlamak için kullanılmıştır. Ayrıca, Kalman filtre yöntemi kullanılarak zamana bağlı kabuk hareket parametrelerinin (hız-ivme) belirlenmesi için, ikinci dereceden deformasyon modeli uygulanmıştır. Tüm modellerde, beklenildiği üzere, faylara yakın bölgelerde büyük yerdeğiştirmeler gösterirken, uzaktaki bölgelerin 1999 Kocaeli depreminin etkilerine bağlı olarak küçük yerdeğiştirmeler gösterdiği saptanmıştır. Araştırmacılar, doğrusal model yetersiz sonuç gösterirken, doğrusal olmayan modellerin deformasyonlarla çok uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Provost et al. (2003), KAFZ boyunca kabuk reolojisinin uzun-dönem yerdeğiştirme hızı üzerindeki etkisini araştırmıştır. Üç boyutlu sonlu eleman yöntemi ile mekanik model oluşturulurken, ısı akışı ve jeodetik veriler kullanılmıştır. Coulomb türü sürtünme ile kontrol edilen modelin malzeme süreksizlikleri üzerinde fay hareketleri oluşmuştur. KAFZ'nun çevresinin uzun-dönem deformasyonu, efektif fay sürtünmesi ve yüzey fay izinin geometrisi ile modellenmiştir. Model çalışması sırasında fay için farklı sürtünme ve viskozite değerleri kullanılarak denemeler yapılmış ve sonuçlar jeodetik ölçümlerle ve tektonik gözlemlerle karşılaştırılarak, KAFZ'ndaki yerdeğiştirme hızı, viskozite ve fay sürtünmesi için gerçekçi bir model tanımlanmıştır. Reolojik denemelerin en önemli sonuçlarından biri olarak, sürtünmenin 0.2 değerini aştığında fayın üst bölümünün kilitlendiği saptanmıştır. Gerçekçi modelin analiz sonuçlarının, Türkiye'deki kıtasal birim deformasyon modellemesinin temelini oluşturan, Anadolu'nun merkezindeki ölçümlerle çok iyi uyum sağladığı belirtilmiştir.

Flerit et al. (2003), Anadolu ve Ege tektonik rejimlerinin Marmara Denizi'nin evrimini nasıl etkilediğinin anlaşılmasına yardımcı olmak için, GPS gözlemlerini kullanarak güncel hareketleri incelemişlerdir. Bu çalışmada, Marmara Bölgesi'ndeki GPS hız vektörlerini araştırmak için yerdeğiştirme (dislocation) modellemesi kullanılmıştır. Model çalışmasında, Marmara Denizi hız vektörleri, Holosen'deki etkinlikleri bilinen faylara ilişkin bilgiler kullanılarak incelenmiştir (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu et al., 1992; Parke et al., 1999; Le Pichon et al., 2001a; Armijo et al., 1999; 2002). Çalışmanın sonuçlarına göre Marmara Denizi Bölgesi'ndeki hareket, tahmin edilen Anadolu-Avrasya plaka hareketinden daha fazla doğrultu atım hareketine neden olan, kuzey havzayı

sınırlayan faylarla ve büyük dik bileşenler içeren güneydeki faylarla paylaştırılmıştır. Birlikte ele alındığında, yine de, sınırın toplam eğilimine dik net bir açıklık Marmara Denizi'nde bulunmamaktadır ve dolayısıyla Marmara Bölgesi'ndeki deformasyon sadece KAFZ'nun çek-ayır geometrisinden kaynaklanmaktadır. Yazarlara göre, gözlemleri açıklamak için Ege sistemine bağlı bir açılma gerekmemektedir. GPS sonuçları, son 5 Myıl boyunca jeolojik yeni oluşumlardan belirlenmiş hareketlerden ibarettir. Modelleme çalışması ile elde edilen vektörler ile McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen GPS vektörleri karşılaştırılmış ve sonuçların uyumlu olduğu belirtilmiştir (Şekil 1. 10).



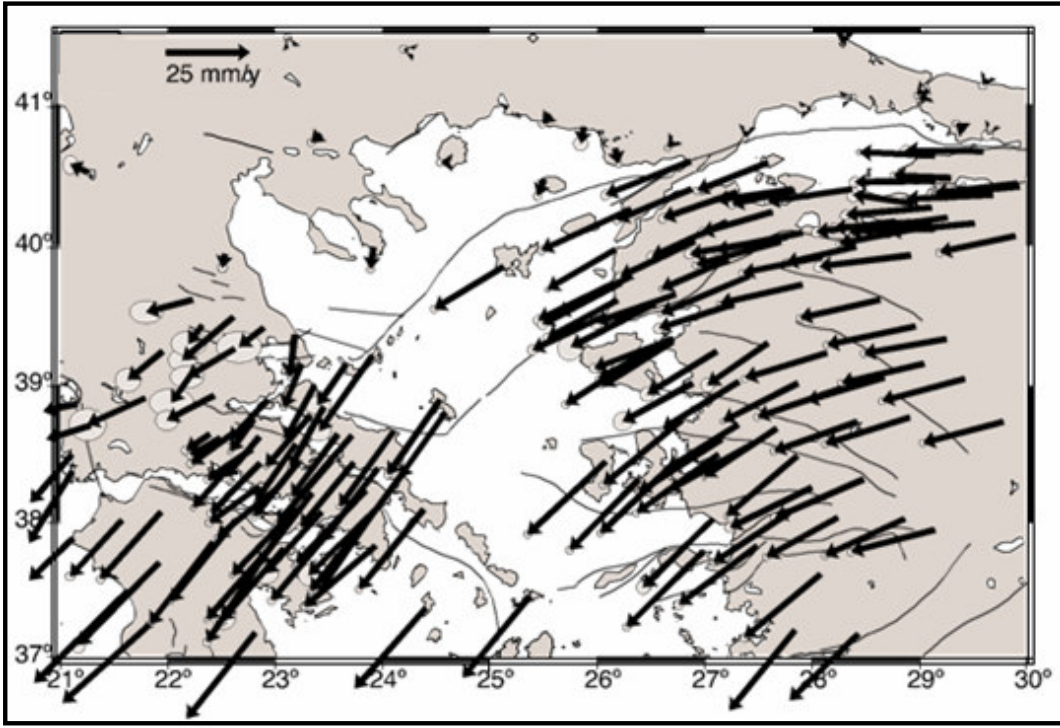
Şekil 1. 10. Marmara Bölgesi için, Flerit et al. (2003) tarafından yapılan model çalışmasından elde edilen hız vektörleri ile McClusky et al. (2000) tarafından belirlenen GPS vektörlerinin karşılaştırılması (Flerit et al., 2003).

Ergintav et al. (2003) tarafından Marmara Denizi-1999 Kocaeli deprem bölgesinin, ön-sismik, eşzamanlı-sismik ve erken son-sismik (ilk 3 ay) ve geç son-sismik (3 ay sonrası) hareketlerinin güncel jeodetik ölçümleri sunulmuştur. Sismik gözlemlerde olduğu gibi, sürekli kayıt alan GPS ağlarıyla sismik bir boşlukta oluşan depremler yaygın bir şekilde görüntülenmiştir. 1999 deprem serisinden önce ve sonra (üç yıl) gözlenmiş birim deformasyon formunun arasında önemli farklılıklar olduğu

belgelenmiştir. Araştırmacılar bu verilerin; fay zonu, kabuk ve üst manto reolojisi ve kuzeybatı Türkiye, Marmara Bölgesi'ndeki deprem tehlikesiyle ilgili modellerde kullanılmasını araştırmaktadırlar.

Özener et al. (2003), KAFZ'nun batı bölümünün güncel kabuk hareketlerini GPS ölçümleri ile araştırmışlardır. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, KAFZ'nun batı bölümündeki kabuk hareketlerini araştırmak için, Sapanca Gölü'nün batısı ve Akyazı'da üç mikrojeodetik ağ kurmuştur. Bu ağlar, İznik-Mekece Fay zonu (İMF), İzmit Sapanca Fay zonu (İSFZ) ve bunların kesişim alanı Mudurnu Fayı (MF)'ni kontrol etmek amacıyla kurulmuştur. Marmara Bölgesi'ndeki kabuk hareketlerini GPS yöntemiyle görüntülemek için, altı nokta GPS bölgesi olarak seçilmiştir. 1999 Kocaeli depreminde, 3 m'den fazla yerdeğiştirme oluşmuştur. Bu çalışmada, İzmit ve Düzce depremlerinden sonra, GPS ölçümleri ile belirlenmiş yatay kabuk hareketlerinin sonuçları sunulmuştur.

Kreemer et al. (2004) tarafından sismolojik, jeolojik ve jeodetik verilerin karşılaştırılmasından Kuzey Ege'deki üç boyutlu birim deformasyon evrimi çalışılmıştır. Kuzey Ege için GPS hızlarına dayanan yeni bir birim deformasyon hız modeli ve ilave jeolojik sınırlamalar sunulmuştur. Gerilme lineasyonlarından ve makaslama dalgalarının yönelimlerinden, güncel açılma yönelimlerinin sistematik ve önemli olarak, K-G yönelimli olduğu sonucuna varılmıştır. Makaslamanın baskın olduğu güncel yüzey deformasyon yapısının litosferde önemli bir anizotropi ile henüz yansıtılmadığı ve basit hesaplamalara dayanarak, güncel deformasyon yapısının ~4 Myıl'dan daha yaşlı olamayacağı sonucuna varılmıştır. Clarke et al. (1998), Cocard et al. (1999), McClusky et al. (2000), Ayhan et al. (2002), ve Meade et al. (2002) tarafından yapılmış çalışmalardan elde edilen GPS hız vektörleri kullanılarak, Kreemer et al. (2004) tarafından çizilen GPS hız vektörleri, Şekil 1. 11'de gösterilmektedir.



Şekil 1. 11. Rodos-Trakya Bölgesi'ndeki hızların küçültüldüğü referans yapıya göre GPS hızları. GPS hız vektörleri; McClusky et al. (2000), Ayhan et al. (2002), Clarke et al. (1998), Cocard et al. (1999), Meade et al. (2002) tarafından yapılan çalışmalardan alınmıştır (Kreemer et al., 2004).

1. 2. 4. Marmara Bölgesi'nin Sismik Etkinliği Konusunda Yapılan Çalışmalar

Birçok araştırmacı tarafından ayrıntılı olarak yapılan çalışmalar (Pınar, 1942; 1943; Ambraseys, 1970; Toksöz et al., 1979; Soysal vd., 1981; Sipahioğlu, 1984; Üçer et al., 1985; Crampin and Evans, 1986; Kıyak, 1986; Ambraseys and Finkel, 1987; Evans et al., 1989; Ambraseys and Finkel 1991; Kalafat, 1989; Öztin ve Bayülke, 1990; Ikeda et al., 1991; Ambraseys and Finkel, 1995; Kalafat, 1995; Yüksel, 1995; Demirtaş and Yılmaz, 1996; Parson et al., 2000; Taymaz et al., 2001; Ambraseys, 2002) Marmara Denizi'nin sürekli bir sismik aktiviteye sahip olduğunu göstermektedir. Trakya'nın merkez kısmı dışında hemen her yerinde deprem etkinliği vardır. Tekirdağ Çukuru'nda, Saros Körfezi içinde deprem etkinliğinin yoğun olduğu bilinmektedir. Diğer taraftan, Marmara Denizi ve özellikle Tekirdağ Havzası'nda yapılan sismotektonik çalışmalar bölgede aktif tektonizmanın varlığına işaret etmektedir (Smith et al., 1995; Wong et al., 1995; Okay et al., 2000;

Le Pichon et al., 2001a; Gazioğlu et al., 2002; Yaltırak, 2002; Demirbağ et al., 2003; Okay et al., 2004).

Ambraseys and Finkel (1987), Gaziköy-Saros segmentinin neden olabileceği birkaç depremin varlığını ortaya çıkarmışlardır.

Ambraseys and Finkel (1991), son 2000 yıllık deprem kayıtlarına göre, Marmara Denizi'nde çok sayıda depremin meydana geldiğini, kuzey kol üzerinde olan tarihsel depremlerin diğer kollara nazaran çok fazla olduğunu belirtmişlerdir.

Barka (1991), İstanbul civarındaki son 2000 yıllık deprem kayıtlarını incelemiş, her 100-110 yılda bir $M=6.6\pm0.2$, her 250 yılda $M=7.1\pm0.2$ ve her 500-1000 yılda bir $M>7.3$ büyüklüğünde deprem olabileceğini göstermiştir.

Taymaz et al. (1991), Marmara Denizi ve çevresinde oluşmuş tarihsel dönemdeki depremleri cisim dalgaları modellemesi yöntemiyle değerlendirmişlerdir. Araştırmacıların aletsel dönemde meydana gelen ve yıkımlara neden olan depremler için önerdikleri yerler, fay zonları ile ilişkisi ve fay düzlemi çözümlerine dayanmaktadır. Bu çözümler ışığında Marmara Bölgesi'nde 1.7-2.4 cm/yıl arasında değişen hızla sağ yönlü D-B atımın olduğu, KAFZ'nun Marmara Denizi yakın çevresinde birkaç kola ayrıldığı ve oluşan deformasyonun yaklaşık 120 km genişliğinde bir zona yayıldığı ve bu zonun Ganos Fayı ile devam ederek Kuzey Ege'ye uzandığını belirtmişlerdir.

Gürbüz et al. (2000), mikrosismik çalışmalar ile Marmara Bölgesi'nin sismotektoniğini yorumlamışlardır. Büyük Marmara Fayı boyunca iyi gelişmiş mikrosismik bir etkinlik kaydetmişler, sismik etkinliğin KAFZ'nun kuzey kolu boyunca çizgisel olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

Taymaz et al. (2001), Çınarcık havzasının doğu kısmında, Merkez ve Tekirdağ havzalarında Marmara Fayı boyunca çok sayıda sismik etkinliğin olduğunu belirtmişlerdir.

Sato et al. (2004) tarafından okyanus tabanı sismometreleri (OBS) kullanılarak, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra meydana gelen depremselliği araştırmak amacıyla Marmara Denizi'nde sismik gözlemler yürütülmüştür. Bu proje kapsamında, mikrodrepremlerin odak mekanizmaları ve yüksek çözünürlüklü odağa uzaklıkları araştırılmıştır. Marmara OBS ölçümleri sırasında, kara gözlemlerinden elde edilenlerden çok daha ayrıntılı deprem dağılımı sunan birçok mikrodreprem gözlenmiştir. 70 günlük bir gözlem sonunda 350'den fazla odak uzaklığı ve dokuz birleşik (bileşke) odak mekanizması belirlenmiştir. Mikrodrepremsellik genellikle Marmara Denizi'ndeki Temel Marmara Fayı'nda (TMF) oluşmaktadır. Bu gözlemler, bölgedeki tek aktif fayın TMF olduğunu göstermektedir. Bu sonuç, Le Pichon et al. (2001a) tarafından tanımlanan tek, aktif, sürekli ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemini desteklemektedir. Buna karşıt olarak, doğu Marmara Denizi'ndeki fay sistemi göreceli olarak karmaşıktır. Mikrodreprem dağılımı TMF'nin batı Çınarcık Havzasında güneye doğru yaklaşık 45°'lik açıyla eğimli olduğunu göstermektedir ve bu bölgedeki birleşik odak mekanizmaları, ortalama gerilme alanının eğimli açılmayı içerdiğini önermektedir. Ayrıca, bu gözlemler batı Çınarcık havzasının, Armijo et al. (2002) tarafından önerildiği gibi eğimli (oblik) açılma rejimine sahip olduğunu önermektedir. Diğer taraftan sonuçlar, Çınarcık Havzasının güney bölümünde normal faylanma mekanizması ile birlikte, havzanın doğu bitiminde düşey fayları belirtmektedir. Bu görüşler Le Pichon et al. (2001) tarafından önerildiği üzere, Çınarcık Havzası'nın doğu bölümünde birim deformasyon bölümlendirmesini (starin partitioning) önermektedir. TMF boyunca sismik etkinlik oldukça yüksektir ve fayın batı bölümü boyunca odak derinliği dağılımı 20 km'den sığ olup, doğu bölümünde ise 15 km'den daha sığdır. Birleşik odak mekanizması çözümlmeleri, batı TMF'de doğrultu atımlı bir rejimi ve doğu TMF'de karmaşık faylanmayı (doğrultu atımlı ve normal faylanma) göstermektedir. Armutlu Yarımadası'nın kuzey bölümünde birçok mikrodreprem ve belirlenmiş normal faylanma birleşik (bileşke) odak mekanizmaları gözlemlenmiştir. Bu sonuçlar, 1999 Gölcük-İzmit (Kocaeli) depreminin artçı şoklarının gözlemleri ile (Taymaz, 2001; Özalaybey et al., 2002; Karabulut et al., 2002) uyumludur.

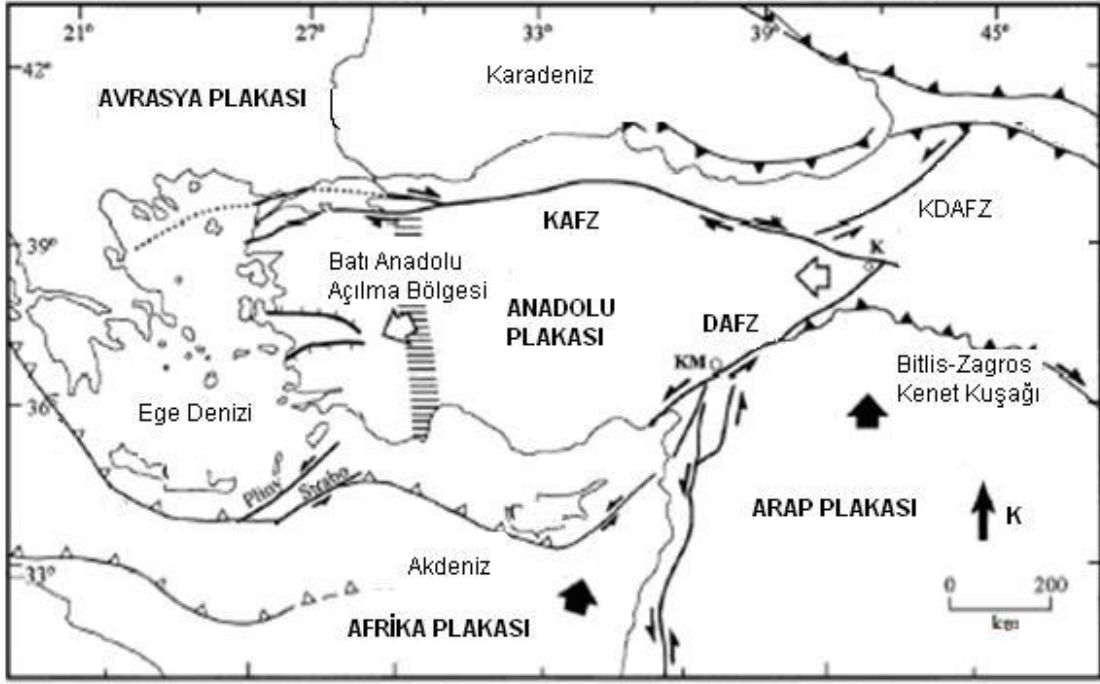
2. TÜRKİYE’NİN SİSMOTEKTONİK YAPISI

Türkiye’deki neotektonik yapıların oluşumundaki en büyük etken, kıtasal çarpışmadır. Orta Miyosen’de, Tetis Okyanusu’nun kapanması sonucunda, Arap plakası ile Anadolu plakası (Avrasya) Bitlis Zagros Kenet Kuşağı boyunca çarpışmışlardır (Şekil 2. 1). Arap plakası Afrika plakasına göre kuzeye doğru daha hızlı hareket ettiğinden, Afrika’dan Ölü Deniz Transform Fayı ile ayrılmıştır (Gülen vd., 1987). Bu çarpışma sırasında kenet kuşağı boyunca Güneydoğu Anadolu Kıvrımları oluşmuş ve Arap plakasının Afrika plakasına göre olan kuzeye doğru hareketi yavaşlatılmıştır. Bunun sonucu olarak, Arap plakasının kayma hızında bir azalma olmuştur. Çarpışmanın ileri aşamasında, Avrasya plakasının güneyi parçalanmış ve Anadolu bloğu kuzeyde sağ yönlü doğrultu atımlı KAFZ ile, güneyde ise sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile sınırlanmıştır. KAFZ ve DAFZ, Karlıova üçlü birleşim noktasında kesişmektedirler (Allen, 1969; McKenzie, 1972; Dewey, 1976; Toksöz et al., 1979; Jackson and McKenzie, 1984; Şengör et al., 1985; Dewey et al., 1986; Barka vd., 1987).

Arap plakasının kuzeye doğru olan hareketi, Doğu Anadolu’da sıkışmaya neden olmaktadır. Bu sıkışma sonucunda, Anadolu bloğu KAFZ ve DAFZ boyunca batıya doğru hareket etmektedir (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Kasapoğlu and Toksöz, 1983; Gülen, 1984; Dewey et al., 1986; Kahle et al., 1998). Doğu Anadolu’daki Arap ve Avrasya plakalarının yaklaşmasının halen aktif olduğu belirlenmiştir (Robbins et al., 1995; Reilinger et al., 1997; Kahle et al., 1998; McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Provost et al., 2003). Doğu Anadolu’daki bu yaklaşma iki şekilde karşılanmaktadır; Anadolu bloğu KAFZ ve DAFZ boyunca batıya doğru hareket etmektedir ve Karlıova eklemine doğusunda, kıtasal kabuk, kıvrım ve bindirme tektoniği ile kısalıp kalınlaşmaktadır (McKenzie, 1972; Barka and Gülen, 1988).

Plaka tektoniği açısından Ege ve Afrika arasındaki bağıl hareketin K-G yönlü olduğu ileri sürülmektedir (McKenzie, 1972). Ancak, doğrultu atımlı fayların oluşmasına neden olan Arap plakasının hareket doğrultusunun KD yönlü olduğu şeklinde (Arpat ve Şaroğlu, 1972) ve KKB-GGD yönlü olduğu şeklinde (Canitez,

1973; Tatar, 1978) farklı görüşler mevcuttur. Literatürde genel olarak, hareket doğrultusu K-G olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2. 1. Türkiye'nin başlıca sismotektonik elemanları (Bozkurt, 2001).

Diğer taraftan, Afrika plakasının Helenik-Kıbrıs Yay Sistemi boyunca Avrasya plakasının altına dalması devam etmiştir. Bu plaka hareketinin sonucu olarak, yitim zonu boyunca ve Ege Graben Sistemi içerisinde, çok sayıda sığ ve orta odaklı depremler oluşmaktadır. Ege Graben Sistemi içerisinde büyüklükleri değişen birçok blok yer almaktadır ve bu blokların kenarları küçük doğrultu atım bileşenli normal faylar ile sınırlandırılmıştır. Ege ve Batı Anadolu'da, D-B uzanımlı bir seri normal faylanmanın oluşturduğu graben yapıları bulunmaktadır. Bunun sonucu olarak da, bölge oldukça karışık bir tektonik görünüm sunmaktadır (Seyitoğlu and Scott, 1991; Koçyiğit et al., 1999; Bozkurt, 2000; 2001; 2002; Yılmaz et al., 2000).

2. 1. Türkiye'nin Sismotektonik Elemanları

Çalışma kapsamında, plaka hareketleri ve bunlara bağlı olarak gelişen sismotektonik elemanların bir bölümü modellendiğinden, Türkiye'nin sismotektonik yapıları aşağıda ana hatlarıyla sunulmuştur.

2. 1. 1. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), sismik olarak dünyanın en aktif faylarından birisidir. Fay doğuda, Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar, orta kesimi civarında dış bükey bir yay yaparak, Mudurnu Vadisi segmentinin batı ucuna kadar devam eder. Mudurnu Vadisi segmentinin batısında iki ana kola ayrılarak, kuzeydeki kol Sapanca, oradan Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek Marmara Denizi içerisinden Saros Körfezi'ne doğru uzanır. Güneyde yer alan kol ise, Geyve-Mekece İznik boyunca uzanarak, oradan da Bandırma ve daha sonra Biga Yarımadası'nı izleyerek, Ege Denizi'ne doğru devam eder.

KAFZ'nun toplam uzunluğu yaklaşık 1500 km civarındadır (Provost et al., 2003). Doğuda fay 100 m ile birkaç yüz metre arasında değişen genişliklerde oldukça dar, çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken, batıya doğru fay zonunun genişliği artarak 10 km ye ulaşır ve normal atım bileşenli özellikler sunar. Fay orta kısımda dış bükey bir kavis yaparak fayın kilitlenmesine neden olacak şekilde Anadolu bloğunun güneybatıya doğru dönmesine neden olmaktadır (Demirtaş ve Erkmen, 2000).

1900-2000 yılları arasında, KAFZ boyunca hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş, $M_s \geq 5.5$ olan orta ve büyük magnitüdü 36 deprem meydana gelmiştir. Son yüzyıl içerisinde, özellikle 1939-1967 yılları arasında oluşmuş deprem serisi, birçok araştırmacının dikkatini KAFZ üzerinde yoğunlaştırmıştır. Bu zaman aralığı içerisinde, büyüklüğü 7.0'den fazla olan, yüzeyde faylanma oluşturmuş 6 deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 1970; Dewey, 1976).

1939 Erzincan depremi, Türkiye’de meydana gelmiş en büyük deprem ($M_s=7.9$) olup, 32700 kişinin yaşamını yitirmesine neden olmuştur. Bu depremde Erzincan’dan Erbaa’ya, oradan da Amasya’ya kadar uzanan 360 km uzunluğunda bir yüzey kırığı meydana gelmiştir (Ketin, 1976). 1939-1967 yılları arasında, KAFZ’nun Erzincan’ın batısında kalan büyük bir kısmı, batıya göç eden bir dizi depremle kırılmıştır. Depremler batıya doğru bir sıçrama eğilimi göstermiş ve daha sonra fayın doğu ve batı ucunda yoğunlaşmıştır. Erzincan’ın doğusunda ise, KAFZ’na ait büyük depremler daha karışık bir sıra izlemiştir (Barka vd., 1987).

2. 1. 2. Doğu Anadolu Fay Zonu

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), kuzeydoğuda Karlıova’dan başlayarak güneybatıda Kahramanmaraş Türkoğlu’na kadar uzanan, yaklaşık KD-GB doğrultulu, sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Karlıova’da KAFZ ile, Kahramanmaraş’ta ise, Türkoğlu civarında Ölü Deniz Fay zoneuyla karşılaşarak buralarda üçlü eklemleri oluşturur. Bu iki nokta arasındaki uzunluğu en az 400 km’dir. DAFZ, transform bir fay niteliğinde olup, Arap-Afrika ile Anadolu-Avrasya plakaları arasındaki sıkışmayı yanal bir hareketle karşılar (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Jackson and McKenzie, 1984; Şengör et al., 1985; Gülen vd., 1987; Muehlberger and Gordon, 1987; Lyberis et al., 1992; Şaroğlu et al., 1992a; Westaway, 1994; Westaway, 2003). Fay zonunun Kahramanmaraş’tan sonra devamı konusunda değişik araştırmacılar farklı görüşler öne sürmüşlerdir. Bunlardan bir kısmı, DAFZ’nun Antakya’ya kadar uzandığını ve burada Ölüdeniz Fay Zonu ile birleştiğini öne sürmektedirler (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Lyberis et al., 1992; Şaroğlu et al., 1992a; Kiratzi and Papazachos, 1995). İkinci bir görüş ise, fay zonunun Akdeniz ya da Kıbrıs’a doğru uzandığıdır (Şengör et al., 1985; Dewey et al., 1986; Perinçek vd., 1987; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Perinçek and Çemen, 1990; Kiratzi, 1993; Westaway, 1994). Diğer bir görüşe göre ise, fay zone üçlü eklem noktasında sonlanmaktadır (Muehlberger and Gordon, 1987).

Tarihsel ve aletsel depremler göz önüne alındığında, DAFZ’nun etkinliğinin KAFZ’na göre daha az olduğu düşünülebilir. Sismik etkinlikteki bu farklılık, DAFZ’nun geometrik özelliklerinin, KAFZ’nun geometrik özelliklerinden farklı olması ile açıklanabilir (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Gülen vd., 1987).

2. 1. 3. Ege Graben Sistemi

Arap ve Anadolu plakalarının çarpışması sonucu bir genişleme rejimi başlamış (Şengör and Yılmaz, 1981) ve bu rejim altında Anadolu plakası batıya doğru hareket etmiştir. Bu harekete bağlı olarak, Ege'de doğu-batı doğrultulu graben sistemleri gelişmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1975; McKenzie, 1977; Mascle and Martin, 1990; Yılmaz, 1990). Bu grabenler, bölgede varlığı bilinen termal kaynakların dokanaklarından çıktığı düşünülen aktif ve normal faylarla sınırlıdır (Şaroğlu vd., 1992b).

Ege graben sistemi, genel olarak D-B doğrultulu normal faylar ile sınırlandırılmış birçok bloktan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak KKD-GGB yönlü bir çekilme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bölgede hakim olan KKD-GGB genişleme yönü, bu depremlerin odak mekanizma çözümlerinden elde edilmiş T eksenleri yönleri ile uyum göstermektedir (Demirtaş vd., 1996a; 1996b ve 1996c).

Kıtasal arpışma sürecinin Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu-Ege bloğu saatin tersine dönel bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır. Bu yanıl kaçış hareketinin kuzey sınırını KAFZ belirlemektedir. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Isparta Dirseği bu iki yayın birleştiği alandır ve son derece karmaşık bir yapıya sahiptir (Brunn et al., 1971; Poisson, 1984; 1990; Poisson et al., 1984; Kissel et al., 1993; Frizon de Lamotte et al., 1995).

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saat yönünün tersine doğru olan dönme hareketinin iki ana nedeni olduğunu göstermektedir. Birincisi, Doğu Anadolu'da Arap ve Avrasya plakalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden Anadolu bloğunun batıya kaçması ve ikincisi ise Helenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı nedeniyle yayın güneye doğru geri çekilmesi sonucunda, Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB yönlü genişlemedir. Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyiğit, 1984; Hancock and Barka, 1987; Patton, 1992; Emre, 1996; Seyitoğlu and Scott, 1991 ve 1996) yanı sıra, birçok tektonik ve

sismotektonik modeller ortaya atılmış ve tartışılmıştır (McKenzie, 1972 ve 1978; Alptekin, 1973 ve 1978; Dewey and Şengör, 1979; Şengör, 1980 ve 1982).

Batı Anadolu'da K-G yönlü çekilmenin yaşı da, uzun zamandır tartışılan konulardan biridir. Seyitoğlu and Scott (1991), çekilmenin yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşın, Şengör (1987) ve Yılmaz (1997) bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve ancak bu dönemde oluşan havzaların çekilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmaktadırlar. Bu araştırmalar, esas çekilme rejiminin orta Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosen'de arttığını kabul etmişlerdir.

2. 1. 4. Helenik-Kıbrıs Yay Sistemi

Helenik-Kıbrıs Yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit Adası'nın güneyinden geçerek, kuzeydoğu yönünde Rodos Adası'nın güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır. Helenik-Kıbrıs Yayı, Girit Adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterir. Yay sistemi, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapar. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyinde dışa doğru bir yay yapar. Yukarıda bahsedilen bu çukurluklar boyunca Afrika Plakası, Anadolu bloğunun altına doğru dalmaktadır (Demirtaş ve Erkmen, 2000).

2. 1. 5. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi

Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, kuzeyden güneye doğru; Kuzeydoğu Anadolu Fayı, KAFZ'nun Karlıova'nın doğusunda yer alan sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar ile Bitlis Kenet Kuşağı'nı kapsamaktadır.

DAFZ'nun Karlıova ile Ermenistan arasında kalan bölümü Kuzeydoğu Anadolu Fayı olarak bilinmektedir. Bu fay zone, birbirine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yönlü ve ters bileşenli birçok kısa fay segmentlerinden meydana gelir (Gülkan vd., 1993; Demirtaş ve Erkmen, 2000).

Bu bölge içerisinde, en güneydeki bölgeyi Bitlis Kenet Kuşağı meydana getirir. Bu kuşak, Arap plakası ile Avrasya plakası arasında yer alan Neotetis'in güney Kenet Kuşağı, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelir (Gülkan vd.,1993; Demirtaş ve Erkmen, 2000).

2. 2. Batı Anadolu Bölgesi'nde Etkin Olan Tektonik Rejim

Ege Denizi, yaklaşık olarak 600 km uzunluğunda ve 300 km genişliğindedir. Taban morfolojisi oldukça düzensizdir. Çok sayıda ve değişik yönelimlerde horst, graben ve faylarla karakterize edilmiştir. Bu nedenle de karmaşık bir batimetriye sahiptir (Dewey and Şengör, 1979; Görür, 1996).

Ege Denizi oluşumu itibariyle Marmara Denizi'ne benzerlik gösterir. Her iki deniz de, Ege ve Batı Anadolu'da hüküm süren K-G yönlü çekilme rejiminin bir ürünüdür. Marmara Denizi'nde bu çekilmenin yanında KAFZ'nun da rolü vardır. Ancak aynı rol, kuzey Ege çukurluğu için de geçerlidir (Lyberis, 1984; Görür, 1996). Ege'deki K-G yönlü çekilme rejimi çok öteden beri bilinmektedir. Çok sayıdaki araştırmaya rağmen K-G yönlü çekilmenin ne zaman ve neden başladığı konusu hala tartışmalıdır (Dewey and Şengör, 1979; Dumont vd., 1979; Le Pichon and Angelier, 1981; Şengör, 1982; Jackson et al., 1983; Şengör, 1987; Seyitoğlu and Scott, 1991 ve 1992; Seyitoğlu et al., 1992; Koçyiğit et al., 1999; Bozkurt, 2000, 2001 ve 2002; Yılmaz et al., 2000).

Dewey and Şengör (1979), Şengör (1982 ve 1987) ve Şengör et al. (1985), bu rejimin geç Miyosen'de başladığını savunmuşlardır. Ancak, daha sonra, Seyitoğlu ve Scott (1991 ve 1992), bu zamanı Miyosen başlarına kadar indirmişlerdir. Seyitoğlu and Scott (1991)'a göre, Batı Anadolu'daki açılma rejimi erken Miyosen'de başlamış ve devam etmiştir. Buna karşın, Koçyiğit et al. (1999) ve Bozkurt (2000, 2001 ve 2002)'a göre, batı Anadolu'daki açılma rejimi düzensiz olup, erken Miyosen'den beri aktiftir. Ancak erken Pliyosen'de gelişen sıkışma periyodu ile kesilmiştir. Yılmaz et al. (2000), K-G yönlü grabenlerin, D-B yönlü grabenlerden yaşlı olduğunu ve K-G yönlü havzaların erken Miyosen sırasında başlayan D-B açılma rejimi altında oluşmasına karşın, güncel D-B yönlü

grabenlerin geç Miyosen sırasında, KD-GB yönlü başka bir açılma rejimi ile geliştiğini belirtmiştir.

Bölgedeki K-G yönlü çekilmenin ne zaman ve neden başladığını açıklayabilmek için birçok jeodinamik model geliştirilmiştir. Bu modeller belirli gruplar altında toplanarak aşağıda özetlenmiştir.

Bir model grubu, çekilmeyi kaçma tektoniğine bağlar. Tapponier (1977)'e göre, ekilme Ege bloğunun Dinaro-Karpat arpışma zonundan uzaklaşmasının, Dewey and şengör (1979)'e göre ise, Anadolu bloğunun Bitlis Kenet Kuşağı'ndan batıya doğru kaçmasının bir ürünüdür. Dewey and şengör (1979), Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki K-G yönlü çekilmeyi Anadolu bloğunun KAFZ boyunca Batı Marmara'da meydana gelen sıkışma nedeniyle, Batı Anadolu'da D-B yönlü sıkışma ve K-G yönlü çekilme meydana geldiğini iddia etmiştir. Bu araştırmacılar, Anadolu bloğunun, Arap ve Avrasya plakalarının çarpışmasına bağlı olarak KAFZ ve DAFZ boyunca hareket ettiğini ve bu hareketin Ege bölgesinde KAFZ'nun doğrultusundaki ani değişiklik nedeniyle engellendiğini ve bu nedenden dolayı K-G yönlü çekilmenin geliştiğini belirtmişlerdir. Buna karşılık, Le Pichon and Angelier (1981) ve McKenzie (1978), çekilmenin tamamen Helenik yayındaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Koçyiğit (1984), Batı Anadolu'daki bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli dört ayrı genişleme yönünde eř yaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür. şengör et al. (1985) ve şengör (1987), Batı Anadolu'daki bu farklı doğrultudaki yapıları "apraz-graben" olarak yorumlamıştır.

Bir grup model, Batı Anadolu ve Ege'deki çekilmeyi bu bölgenin yükselmesi ve kayması ile açıklamaya çalışır. Makris (1978)'e göre, astenosfer Ege'nin altında yüzeye yaklaşarak buranın ısınıp domlaşmasına, dolayısıyla çekilmesine neden olmuştur. Berckhemer (1977) ve Le Pichon and Angelier (1979), astenosfer ykseliminden söz etmemişler, ancak Akdeniz'e nazaran yüksek duran Ege'nin gravitasyonel yayılma nedeniyle çekildiğini ne sürmüşlerdir. Seyitoğlu and Scott (1991), yerçekimine dayalı yayılmanın nedeni olarak, Kuzey Neo-Tetis Okyanusu'nun Eosen'de kapanması sonucu Ege Bölgesi'ndeki kabuğun kalınlaşmasını göstermişlerdir.

Diğer bir grup model ise, çekilmeyi Helenik-Kıbrıs yitim zonuna bağlı bir yay-ardı yayılması olarak açıklamaktadır (Hsü, 1977; Pe-Piper and Piper, 1989; McKenzie and Yılmaz, 1991). Rotstein (1985), Helenik zonunun doğu kesimlerinde yitimin verev bir karakter kazandığını ve bunun da Ege bölgesinde K-G yönlü bir çekilmeye neden olduğunu savunmuştur.

Batı Anadolu'da egemen olan çekilme rejiminin nedeni ne olursa olsun, bu tektonik rejim geç Miyosen'den beri bölgede faylanmalara, blok hareketlerine, dönmelere ve graben oluşumuna neden olmuştur. Bu deformasyonlar sonucu bölgede kabuk incelmış ve çökmüştür. Çöken kısımların Akdeniz'in suları tarafından istila edilmesiyle Ege Denizi oluşmuştur.

3. MARMARA DENİZİ'NİN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU

Marmara Denizi, 40° 20', 41° 10' enlemleri ve 26° 15', 29° 55' boylamları arasında yer almakta olup, 11500 km²'lik yüzey alanına ve 3378 km³'lük toplam hacme sahiptir. İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e ve Çanakkale Boğazı ile Ege Denizi'ne bağlanan Marmara Denizi yarı kapalı, küçük bir iç deniz konumundadır (Özsoy et al., 1986 ve 1988). Marmara Denizi'nin doğu-batı yönündeki uzunluğu yaklaşık 275 km, kuzey-güney yönünde ise, 80 km'dir (Özsoy et al., 1988). Marmara Denizi'nin kuzey kesimleri derin, güney tarafı ise sığ bir kıta sahanlığıdır. Derin alanlar 1152-1276 m su katmanı ile örtülüdür ve paralel kenarlı veya kama şeklinde çukurluklardan oluşmuştur. Bu çukurluklar genellikle KD-GB uzanımlıdır ve birbirlerinden yer yer 600 m yüksekliğindeki setlerle ayrılmışlardır (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1995).

Marmara Denizi, kendi içinde doğu-batı yönünde eşkenar dörtgen şekilli küçük çukurlara bölünmüştür. Bunlar batıdan doğuya doğru; Tekirdağ Çukuru (en derin yeri 1152 m), Orta Marmara Çukuru (en derin yeri 1265 m), Kumburgaz Çukuru (en derin yeri 830 m) ve Çınarcık Çukuru (en derin yeri 1276 m)'dur. Bu çukurlar, deniz tabanından yaklaşık 600-800 m kadar yükselen sırtlarla (Batı ve Orta Marmara sırtları) birbirinden ayrılmışlardır (Görür et al., 1997).

Tekirdağ Çukuru 43 km uzunluk, 15 km genişlik ve yaklaşık 220 km²'lik yüzey alanıyla KAFZ boyunca gelişen eşkenar dörtgen şeklinde bir çukurdur. Tabanı oldukça düz, batı-kuzeybatı yamacı oldukça dik, güney yamacı ise yayvandır. Yamaçtan havzaya geçiş batıda -1100 m derinlikte, doğuda -700 m derinlikte gerçekleşir.

Batı Marmara Sırtı kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanır ve Tekirdağ Çukuru'nu doğudan sınırlar. En geniş yeri yaklaşık olarak 23 km'dir. 35 km uzunlukta olan sırt doğu batı yönünde fay vadileri tarafından kesilmiştir. En yüksek kısmı yaklaşık olarak -600 m derinliktedir.

Orta Marmara Çukuru, kenar uzunluğu yaklaşık 25 km olan kaba bir eşkenar dörtgen geometrisi sunmaktadır. Kuzey yamacı dik, güney yamacı ise daha

eğimlidir. Havza, kalın bir çökel istifi ile doludur ve tabanı oldukça düzdür. Havzaya malzeme taşıyan derin türbidit kanyonlarına kuzey ve güney yamaçlarda rastlanır (Le Pichon et al., 2001a).

Orta Marmara Sırtı Batı Marmara Eşiği'nden çok daha büyük ve geniştir (yaklaşık 62 km). Sırtın üzerinde su derinliği birçok yerde -400 m'den daha azdır. Orta Marmara ve Çınarcık Çukurlarını ayıran bu sırt yaklaşık kuzey-güney doğrultuludur.

Kumburgaz Çukuru kuzeydoğu-güneybatı uzanımlıdır. Yaklaşık olarak 30 km uzunlukta ve 10 km genişliktedir. Çukur batıdan doğuya doğru derinleşmektedir.

Çınarcık Çukuru yaklaşık olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu uzanır. Bu çukur, batıda daha geniş (22 km), doğuda ise dardır (5 km). Çukurun uzunluğu 65 km kadar ve kuzey yamacı oldukça dik olup, çok sayıda denizaltı kanyonu mevcuttur (Le Pichon et al., 2001a).

Çalışma kapsamında, KAFZ'nun Marmara Bölgesi'ndeki bölümü modellendiğinden, Marmara Bölgesi ve Marmara Denizi'nin oluşumu önem taşımaktadır. Bölgede etkin olan tektonik kuvvetler ve Marmara Denizi'nin oluşumu aşağıda ana hatlarıyla özetlenmiştir.

Marmara Denizi ve çevresinin Neojen-Kuvaterner'deki yapısal ve paleocoğrafik evrimine ilişkin çok sayıda araştırma bulunmaktadır (Ketin, 1983; Şengör, 1979, 1980 ve 1982; Şengör et al., 1985; Crampin and Evans, 1986; Şentürk ve Karaköse, 1987; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1990, 1995; Erol ve Çetin, 1995; Görür et al., 1995, 1997; Emre vd., 1997a, 1997b, 1997c; Tüysüz et al., 1998; Arpat ve Şentürk, 2003; Myers et al., 2003; Gürer et al., 2003). Bu araştırmalarda; bölgedeki paleocoğrafik değişimler, Üst Miyosen'den itibaren varlığı kabul edilen KAFZ'nun yapısal evrimi ile özdeşleştirilmiştir (Görür et al., 1995; 1997). Şengör et al. (1985) tarafından, Marmara Denizi ve çevresi coğrafyasının Üst Miyosen başında KAFZ'nun ortaya çıkışı ile şekillenmeye başladığı; denizel havzanın, sağ yönlü ve doğrultu atımlı KAFZ ile Batı Anadolu'nun K-G yönlü çekilme rejiminin birlikte etkin olduğu bir bölgede yer aldığı

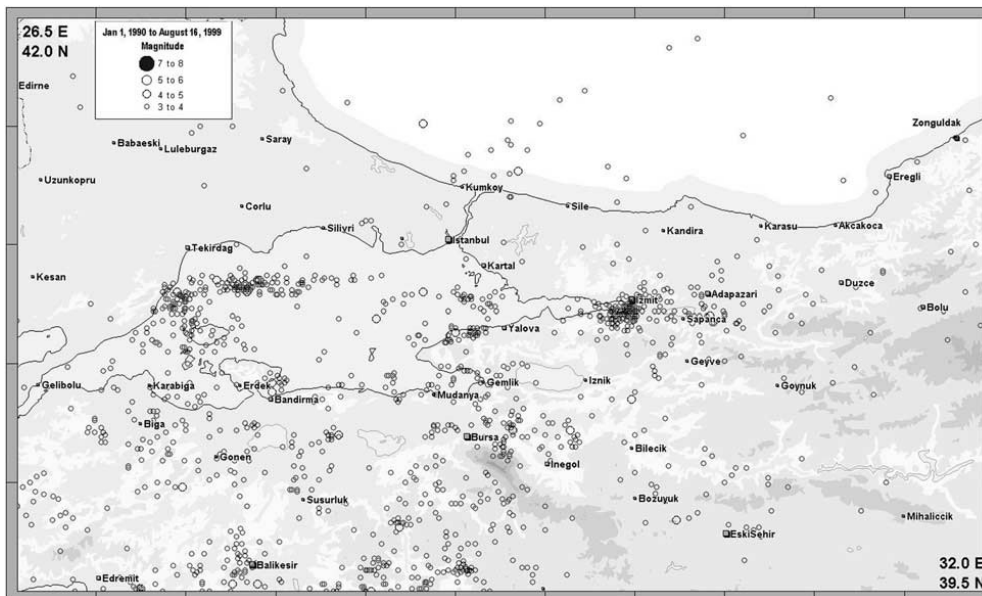
ve KAFZ'nun güneye doğru yerdeğiştirmesi sürecine bağlı bir yapısal evrim geçirdiği vurgulanmaktadır. Çoğu araştırmada, bölgede, denizel girdiler de içeren Neojen ve Kuvaterner yaşlı kaya topluluklarının bu yapısal evrim modeli çerçevesinde gelişmiş olduğu d ş n len havzalarda çökeldiği konusunda görüş birliği vardır (şengör et al., 1985; Siyako vd., 1989; Erol ve  etin, 1995; Görür et al., 1995, 1997).

Marmara Denizi, orijinal olarak güneye doğru kıvrımlı olan KAFZ'nun K-G yönlü çekilmenin etkisi altında ve güneye doğru g   etmesiyle oluşmuştur (şengör et al., 1985). Bu g   sırasında KAFZ, KD-GB uzanımlı birçok kola ayrılmış ve bunlar arasında da değişik boyutlarda paralel kenarlı veya kama şekilli graben ve  ek-ayır havzalar oluşmuştur. Her havza bir diğerinden belirgin bir eşikle ayrılmıştır (Wong et al., 1995).

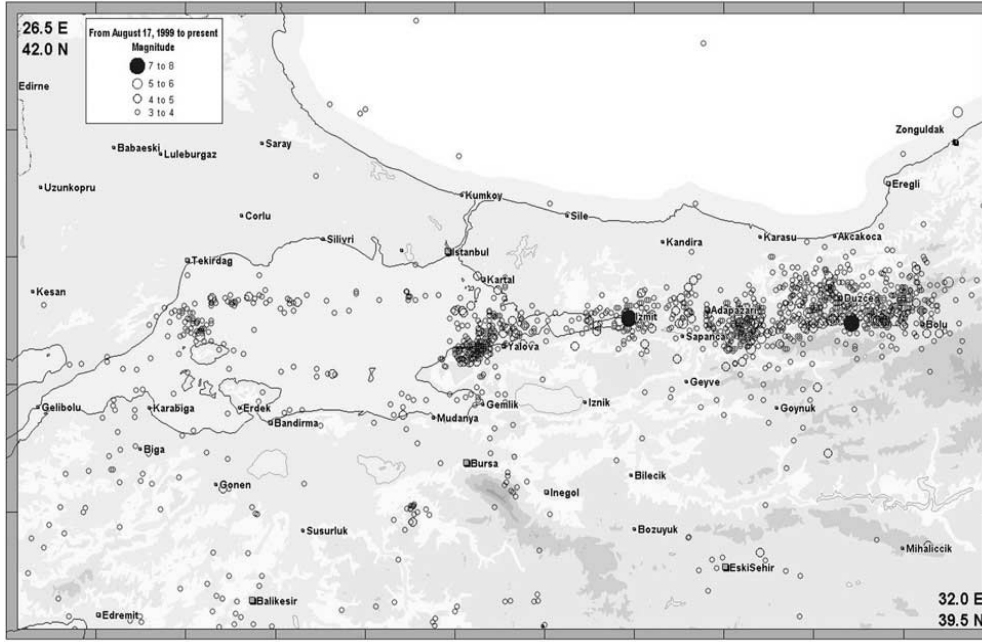
Marmara Denizi ile ilgili araştırmalarda, neotektonizmanın Orta- st Miyosen'de KAFZ'nun ortaya çıkışı ile başladığı, bölgenin KAFZ ile Batı Anadolu Graben Sistemleri arasında yer aldığı ve buna bağlı olarak neotektonizmanın gerilmeli tektonik rejimi yansıttığı, bölgedeki Neojen-Kuvaterner   kellerinin bu rejim altında gelişmiş graben türü yapılar içerisinde çökeldiği konusundaki görüşler çoğunluktadır (şengör, 1979, 1980, 1982; şengör et al., 1985; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Wong et al., 1990, 1995; Taymaz et al., 1991; Straub, 1996; Görür et al., 1995, 1997).

4. MARMARA BÖLGESİ'NDE DEPREM ETKİNLİĞİ ve DEPREMLERİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLEMELERİ

Mevcut tarihsel ve aletsel deprem verileri ve jeolojik gözlemlere göre, Türkiye'nin en önemli sanayi, ticaret ve turizm bölgesi olan Marmara Bölgesi'nin deprem potansiyeli oldukça yüksektir. Tarihsel depremler olarak, MS 11 ile MS 1894 yılları arasında bölgede kayıtlara geçmiş en az 145 deprem bilinmektedir. Bunlardan en önemli olanlar; 29 (İzmit), 363 (Marmara), 434 (Marmara), 446 (Marmara), 477 (Marmara), 15 Ağustos 553 (Marmara ve İzmit), Ekim-Kasım 557 (Marmara), Ocak 1010 (Marmara), İlkbahar 1034 (Marmara), 18 Aralık 1037, 10 Eylül 1509 (Kıyamet-i Sugra), 12 Haziran 1542 (Marmara), 10 Mayıs 1556, 11 Temmuz 1690, Yaz 1718 (İstanbul-İzmit), 25 Mayıs 1719 (İzmit-Yalova), 2 Eylül 1754 (İzmit Körfezi), 3 Eylül 1763 (Marmara), 22 Mayıs 1766 ve 10 Temmuz 1894 depremleridir (Ambraseys and Finkel, 1995). Şekil 4. 1'deki, 1990 ile 1999 yılları arasında büyüklüğü $M>3$ olan depremlerin dağılımına ve Şekil 4. 2'deki, 1999 ile 2004 yılları arasında $M>3$ olan depremlerin dağılımına bakıldığında, bölgenin deprem etkinliğinin önemi açıkça anlaşılmaktadır.



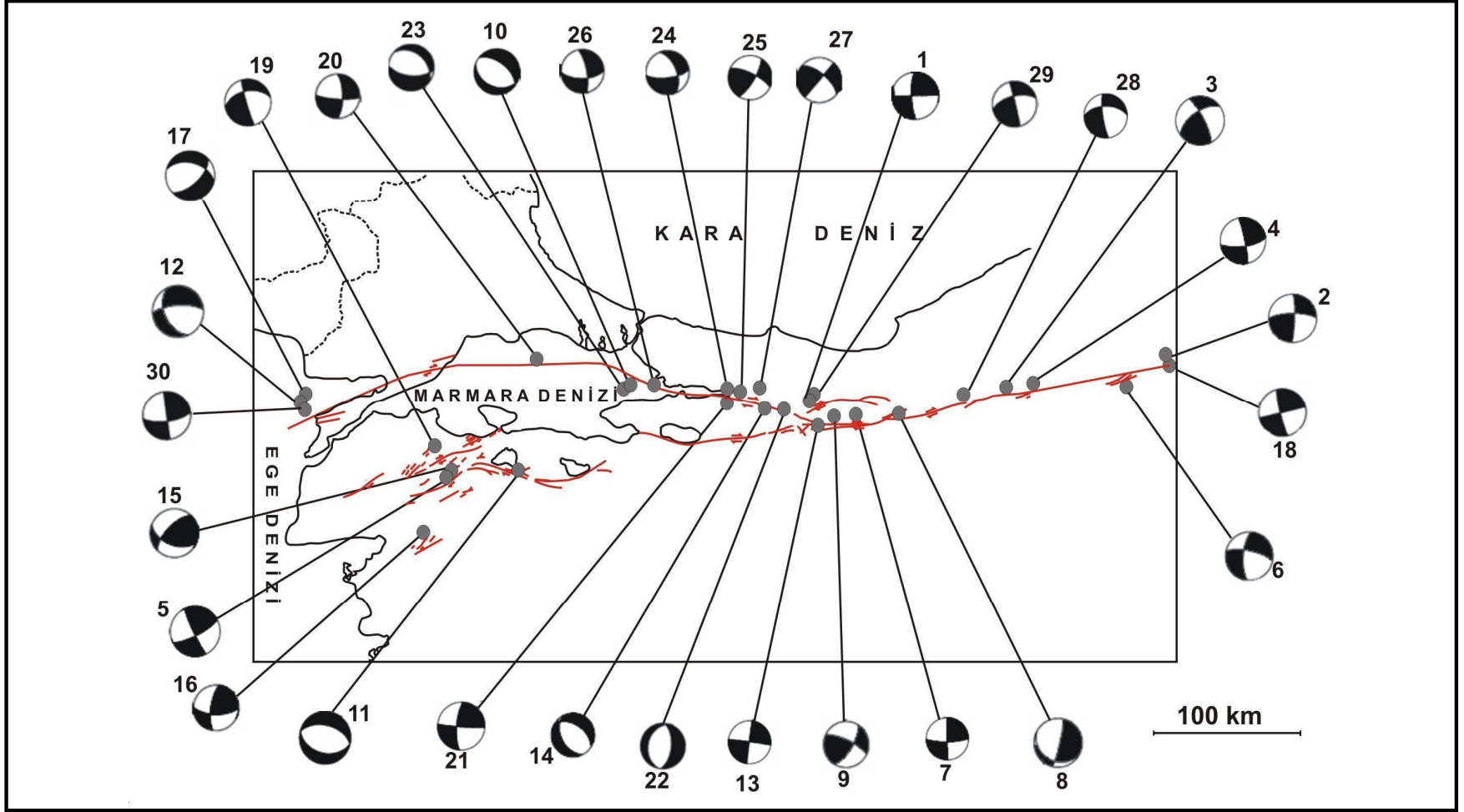
Şekil 4. 1. 1 Ocak 1990-16 Ağustos 1999 arasında $M>3$ olan depremlerle Marmara Bölgesi'ndeki deprem etkinliği (Erdik et al., 2004).



Şekil 4. 2. 17 Ağustos 1999-2004 yılları arasında $M > 3$ olan depremlerle Marmara Bölgesi'ndeki deprem etkinliği (Erdik et al., 2004).

Marmara Bölgesi için, farklı araştırmacılar tarafından yapılan fay düzlemi çözümlmeleri, Şengör et al. (2004) tarafından bir araya getirilmiştir (Şekil 4. 3). Bu depremlere ait bilgiler, Çizelge 4. 1'de listelenmiştir.

Şengör et al. (2004) tarafından sunulan odak mekanizması çözümlmelerine ait şekilden (Şekil 4.3), depremlerin merkezüstlerinin yerleri kesin belirlenemediğinden, kolaylık sağlanması amacıyla, Taymaz (1999) tarafından hazırlanan, Marmara Denizi ve çevresini etkileyen, çağdaş sismolojik yöntemlerle kaydedilen ve fay düzlemi çözümü tanımlanan depremler, Şekil 4. 4 ve Çizelge 4. 2'de verilmiştir. Şekil 4. 4'te, içleri renklendirilmiş büyük daireler (dairelerin boyutları ilgili depremin büyüklüğü ile orantılı olarak çizilmiştir), günümüze kadar (aletsel dönemde) bölgede oluşmuş ve yıkımlara neden olmuş depremlerin yerlerini, kırık zonları ile ilişkisini ve fay düzlemi çözümlerini göstermektedir. Kırmızı renkli çözümler doğrultu atımlı faylanmaları, koyu-mavi renkli çözümler normal faylanmaları, bordo renkli çözüm ise, bindirme türü faylanmaları ve turuncu renkli faylanmalar ise, Harvard-CMT çözümlerini göstermektedir. Küçük sarı daireler, bölgenin USGS-NEIC verilerine göre, 1973-1999 yılları arasındaki sismik aktivitesini (depremlerin dağılımları) göstermektedir (Taymaz, 1999).



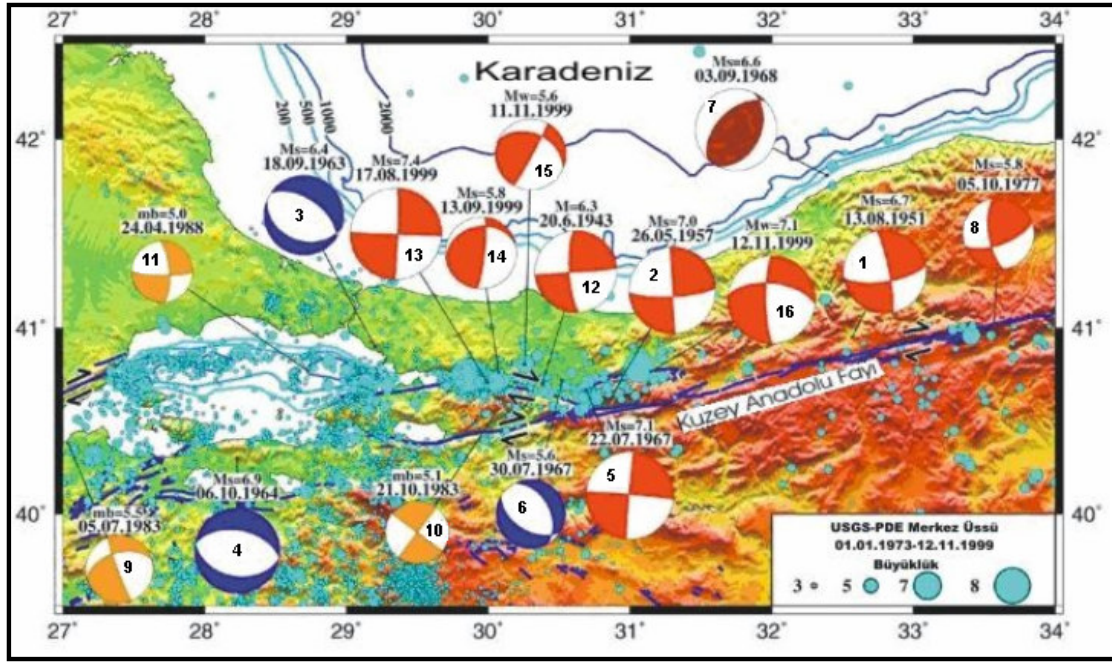
Şekil 4. 3. Çalışma bölgesinde oluşan depremlerin odak mekanizması çözümlmeleri (Şengör et al., 2004'dan değiştirilerek alınmıştır). Deprem odak mekanizması çözümlmelerinde depremlerin büyüklükleri ölçekli olarak verilmemiştir.

Çizelge 4. 1. Farklı araştırmacılar tarafından odak mekanizması çözümlenmeleri belirlenmiş depremler (Şengör et al., 2004).

NO	Tarih (gün, ay, yıl)	Zaman (sa:dk)	Enlem (derece)	Boylam (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Kaynak
1	20.06.1943	15:33	40.83	30.48	6.4	0	McKenzie (1972)
2	26.11.1943	22:20	40.97	33.22	7.3	0	Hodgson and Wickens (1965)
3	01.02.1944	03:22	41.10	33.20	7.3	0	Öcal (1966)
4	13.08.1951	18:33	40.86	32.68	6.9	0	McKenzie (1972)
5	18.03.1953	19:06	40.01	27.49	7.2	40	McKenzie (1972)
6	07.09.1953	03:58	40.94	33.13	6.1	0	Canitez and Üçer (1967)
7	26.05.1957	06:33	40.58	31.00	7.0	0	McKenzie (1972)
8	26.05.1957	09:36	40.80	30.80	6.0	0	Canitez and Üçer (1967)
9	27.05.1957	11:01	40.70	31.00	5.5	0	Canitez and Üçer (1967)
10	18.09.1963	16:58	40.71	29.09	6.4	15	Taymaz et al. (1991)
11	06.10.1964	14:31	40.20	28.20	6.9	14	Taymaz et al. (1991)
12	23.08.1965	14:08	40.39	26.12	5.9	33	Kocaefe ve Ataman (1976)
13	22.07.1967	16:56	40.67	30.69	7.1	12	Taymaz et al. (1991)
14	30.07.1967	01:32	40.72	30.52	5.6	16	McKenzie (1972)

Çizelge 4. 1. (devamı)

15	03.03.1969	00:59	40.08	27.50	5.7	4	MCKENZİE (1972)
16	23.02.1971	19:41	39.62	27.32	5.6	10	Papadopoulos et al. (1986)
17	27.03.1975	05:15	40.45	26.12	6.6	15	Jackson and McKenzie (1984)
18	05.10.1977	05:34	41.02	33.57	5.8	8	Harvard Univ. (1998)
19	05.07.1983	23:02	40.33	27.21	6.1	15	Harvard Univ. (1998)
20	24.04.1988	20:49	40.88	28.24	5.3	15	Harvard Univ. (1998)
21	17.08.1999	00:01	40.70	29.99	7.4	9	Harvard Univ. (1998)
22	17.08.1999	03:14	40.59	30.62	5.3	8	Örgülü and Aktar (2001)
23	19.08.1999	15:17	40.65	29.09	5.0	4	Örgülü and Aktar (2001)
24	31.08.1999	08:10	40.74	29.99	5.0	8.6	Özalaybey et al. (2002)
25	13.09.1999	11:55	40.76	30.07	5.8	12	Örgülü and Aktar (2001)
26	29.09.1999	00:13	40.71	29.30	5.0	8	Örgülü and Aktar (2001)
27	11.11.1999	14:41	40.78	30.29	5.5	20	Örgülü and Aktar (2001)
28	12.11.1999	16:59	40.77	32.15	7.2	18	Harvard Univ. (1998)
29	23.08.2000	13:41	40.68	30.71	5.2	18	Aktar and Örgülü (2001)
30	06.07.2003	22:10	40.41	26.10	5.7	24	USGS



Şekil 4. 4. Marmara Denizi ve çevresini etkileyen önemli depremlere ait fay düzlemi çözümleri, cisim dalgaları modellemesi sonuçları ve USGS-NEIC; Harvard-CMT çözümleri (Taymaz et al., 1991; Taymaz, 1999).

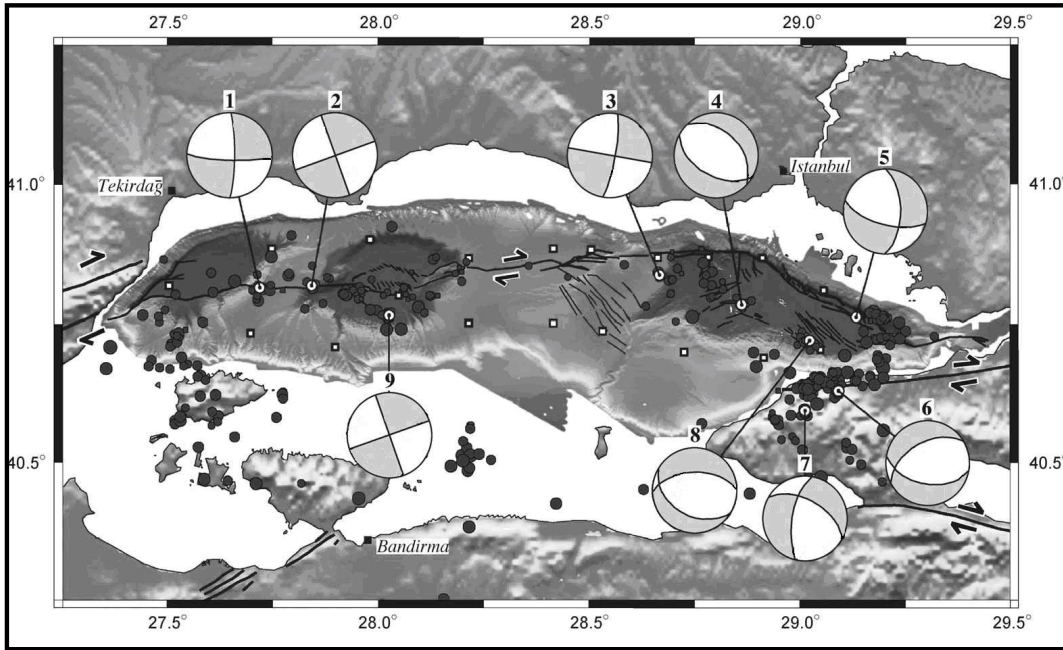
Çizelge 4. 2. Marmara Denizi ve çevresini etkileyen, sismolojik olarak kaydedilen ve odak mekanizması tanımlanan önemli depremler (Taymaz, 1999).

NO	Tarih (gün, ay, yıl)	Zaman (sa:dk)	Enlem (derece)	Boylam (derece)	Büyüklik	Derinlik (km)	Kaynak (GMT)
1	13.08.1951	18:33	40.95	32.57	Ms = 6.7	---	M72
2	26.05.1957	06:33	40.66	30.89	Ms = 7.0	---	M72
3	18.09.1963	16:58	40.90	29.20	Ms = 6.4	15	TT91
4	06.10.1964	14:31	40.30	28.23	Ms = 6.9	14	TT91
5	22.07.1967	16:56	40.67	30.69	Ms = 7.1	12	TT91
6	30.07.1967	01:31	40.72	30.52	Ms = 5.6	---	M72
7	03.09.1968	08:19	41.81	32.39	Ms = 6.6	4	TT99
8	05.10.1977	05:34	41.02	33.57	Ms = 5.8	8	TT99
9	05.07.1983	12:01	40.33	27.23	Mb = 5.5	10	HRVD
10	21.10.1983	20:34	30.05	40.54	mb = 5.1	14	HRVD
11	24.04.1988	20:49	28.73	40.77	mb = 5.0	19	HRVD

12	20.06.1943	15:32	40.70	30.38	M = 6.3	---	M72
13	17.08.1999	00:01	40.71	29.99	Mw=7.4	9	TT99
14	13.09.1999	11:55	40.77	30.07	Mw=5.9	12	TT99
15	11.11.1999	14:41	40.80	30.26	Mw=5.7	7	USGS
16	12.11.1999	16:57	40.77	32.15	Mw=7.1	14	USGS

(HRVD: Harvard-CMT, M72: McKenzie (1972), TT91: Taymaz et al. (1991), TT99: Taymaz (1999), USGS: USGS-NEIC)

Marmara Denizi'ndeki mikroydeprem etkinliği ve bunların birleşik (composite) odak mekanizmaları ile ilgili yeni çalışmalar yapılmıştır (Sato et al., 2004). Bölgedeki birçok mikroydeprem, her bir olayın odak mekanizmasını belirlemek için çok küçüktür. Birleşik odak mekanizmaları eğer kaya kütleli düzenli bölgesel gerilme tansörünün etkisiyle deforme oluyor ise, gerçekçi bilgiler verebilir (Zoback, 1992; Sato et al., 2004). Sato et al. (2004) tarafından belirlenen birleşik odak mekanizmaları, Şekil 4. 5 ve Çizelge 4. 3'de verilmiştir.



Şekil 4. 5. Marmara Denizi'nde meydana gelmiş mikroydepremlerin birleşik odak mekanizması çözümlemeleri (Sato et al., 2004).

Çizelge 4. 3. Birleşik odak mekanizması çözümlmeleri belirlenen Marmara Denizi'nde meydana gelmiş dokuz mikrodeprem (Sato et al., 2004).

No.	Olay Sayısı	Ortalama Enlem (°)	Ortalama Boylam (°)	Ortalama Derinlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)
1	9	40.8131	27.7213	10.1	0	80
2	2	40.8169	27.8441	11.2	70	90
3	8	40.8362	28.6669	7.1	280	90
4	3	40.7832	28.8606	10.6	120	50
5	10	40.7606	29.1313	9.6	0	60
6	10	40.6297	29.0901	6.5	240	50
7	9	40.5939	29.0109	9.3	190	65
8	4	40.7201	29.0215	5.3	120	40
9	17	40.7642	28.0273	5.4	70	90

5. MODELLEME ÇALIŞMASINDA KULLANILAN FAY GEOMETRİLERİ

Marmara Denizi için önerilen fay geometrileri; farklı fay segmentlerinin devamlılığı, fayların konumları ve yöneliminde farklılıklar içermektedir. Bölüm 1’de, Önceki Çalışmalar başlığı altında verilen tüm çalışmalar değerlendirilerek temel görüşleri temsil eden fay geometrileri belirlenmiştir. Önceki modeller, Marmara Sırtındaki münferit fay havzalarını sınırlayan KB-GD yönlü normal fayları ve kuzeydoğu-güneybatı yönlü doğrultu atımlı faylar serisini önermektedir (Barka, 1992; Ergün and Özel, 1995; Wong et al., 1995). İki boyutlu derin sismik yansıma verilerinin toplanmasından sonra, Parke et al. (1999) ve Okay et al. (1999 ve 2000), iki sınırlayıcı yapı arasında farklı fay dizeleriyle (fault pattern) Kuzey Marmara Sırtını sınırlayan kuzey ve güney fay kollarını içeren modelleri önermişlerdir. Aksu et al. (2000), sırtın merkez eksenini altında tek bir doğrultu atımlı fay içeren benzer bir model önermiştir.

2000 yılında, yüksek çözünürlüklü batimetrik verilerin toplanmasından sonra, İmren et al. (2001) ve Le Pichon et al. (2001), tüm sırtı uzunluğu boyunca kesen tek bir doğrultu atımlı fay sistemi önermişlerdir. Buna karşıt olarak, aynı verileri kullanan Armijo et al. (2002), tek ve sürekli salt doğrultu atımlı bir fay için hiç bir kanıt bulunmadığını ve çek-ayır yapıları sınırlayan fay segmentlerinin aktif kaldığını belirtmiştir. Bu yorumların bir çoğu, aynı veri setinden türetilmiş olmasına rağmen, aralarında önemli farklılıklar bulunmaktadır.

Tez çalışması kapsamında, sonlu elemanlar çözümlemelerini yapmak üzere, önerilen üç fay geometrisi seçilmiştir. Armijo et al. (2002) ile Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen iki fay geometrisi seçilmiştir. Çünkü her ikisi de en son yapılan yüksek çözünürlüklü batimetri verileri kullanılarak yorumlanmıştır. İmren et al. (2001) tarafından önerilen fay modelinin de, en son batimetri verilerine dayanılarak yorumlanmış olmasına rağmen, bu fay geometrisi modelleme çalışmalarında kullanılmamıştır. Çünkü Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen geometriye çok yakın bir benzerlik göstermektedir. Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen fay geometrisi, tek ve sürekli doğrultu atımlı bir fay varlığını temsil ederken, Armijo et al. (2002) tarafından önerilen geometri çek-ayır bir fay sistemini temsil etmektedir. Böylece, bu farklı iki görüşün modelleme çalışmaları ile

değerlendirilmesi sağlanmıştır. Üçüncü olarak, Okay et al. (2000) tarafından önerilen fay geometrisi, kuzey ve güney sınır faylarını içeren (örn., Parke et al.,1999) modellerin de temsil edilmesi amacıyla modelleme çalışmalarında kullanılmak üzere seçilmiştir.

Modelleme çalışmalarında kullanılan ve Marmara Denizi içindeki fay geometrisi için önerilen bu üç çalışma, aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

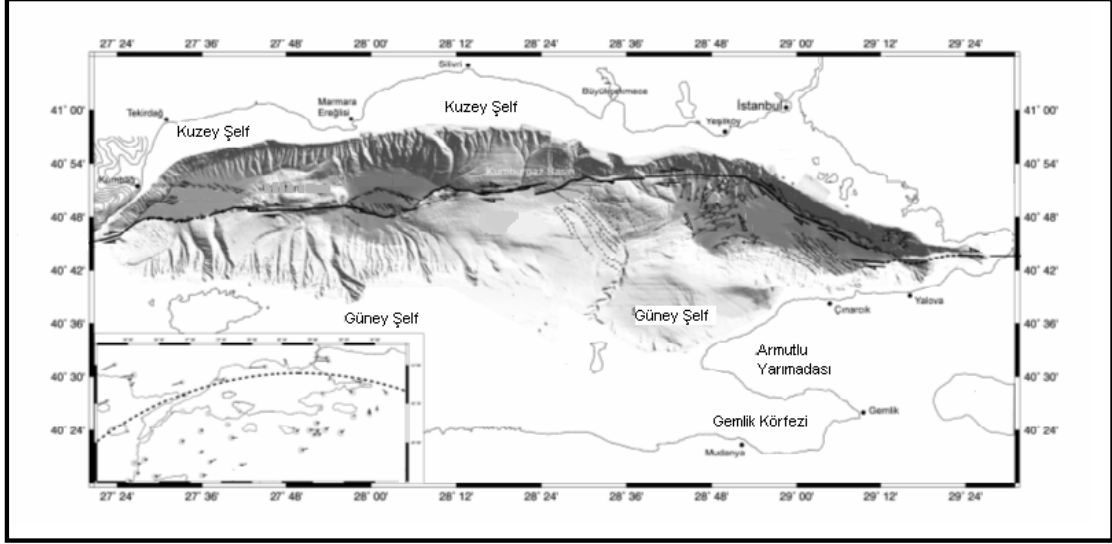
5. 1. Le Pichon et al. (2001)'un Görüşü (Sürekli Tek Fay Modeli)

Le Pichon et al. (1999)'a göre, Marmara Denizi boyunca hareket yönü doğudan batıya doğru değişmektedir ve dolayısıyla, her yerde denizin sınırlarına paraleldir. Bu durumda, günümüzde aktif bir çek-ayır oluşuma gerek yoktur. Le Pichon et al. (1999), Marmara Denizi boyunca tek bir fay ile İzmit segmentinin Ganos segmenti ile birleşmesinin mümkün olabileceğini öne sürmüştür. Araştırmacılara göre, çek-ayır yapı artık aktif değildir. Dahası, havzanın 1509 ve 1766 depremleri sırasında kırılmış olması olası tek ve sürekli bir doğrultu atımlı fay ile kesildiğini belirtmişlerdir.

Yukarıda da değinildiği üzere, İmren et al. (2001), Ganos Fayı'ndan itibaren doğuya doğru genişleyen sismik olarak etkin ve sürekli, 80 km uzunluğunda bir fayı tanımlamışlardır. Bu fay, Batı Marmara Fayı olarak isimlendirilmiş olup, Merkez Sırtı, Merkez Havza'yı ve Batı Sırtı'nı kesmekte, ayrıca Merkez Havza'da küçük bir çek-ayır oluşturmaktadır. Ancak, bu çek-ayırın iki kenarında fay doğrultusunda değişim gözlenmemektedir. Böyle bir fay sisteminin çek-ayır havzayı oluşturamamış olduğu düşünülmüştür. Le Pichon et al. (2000) tarafından belirtildiği üzere, bu fay daha önce oluşmuş bu havzayı kesen yeni bir fay sistemidir. Yazarlara göre, yeni fay sistemi 200.000 yıl önce batı sırt topoğrafyasının 4 km'lik sağ yanal atımına bağlı olarak oluşmuş ve kayma hızı 18 mm/yıl olarak kabul edilmiştir.

Fransız Ifremer R. V. Le Suroit gemisinin Marmara seferinde elde edilen yüksek çözünürlüklü sismik yansıma verilerinin incelenmesi sonucunda, tek bir doğrultu

atımlı fay sisteminin Marmara Sırtını kesmekte olduğu ve 17.08.1999 Kocaeli deprem fayı ile 09.08.1912 Şarköy-Mürefte deprem fayını birleştirdiği belirtilmiştir (Şekil 5. 1).



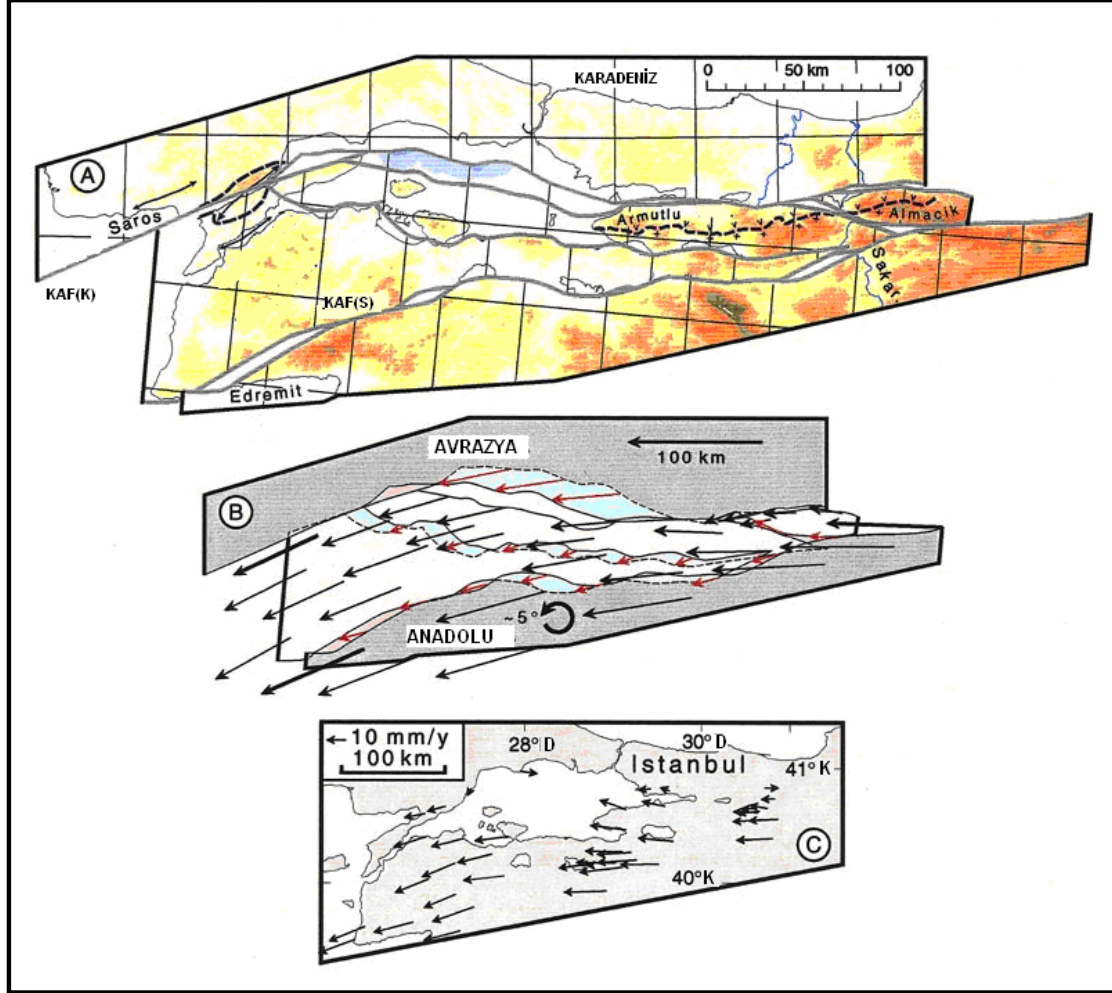
Şekil 5. 1. Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen Marmara Denizi içindeki fay geometrisi.

Bu fay iki ana segment içermektedir. Batı segmenti, Ganos fayı ile birleşmektedir ve yaklaşık 120 km uzunluğunda olup, merkez havzayı oluşturan küçük bir çek-ayır yapıyla ikiye ayrılmaktadır. 40 km uzunluğundaki daha kısa olan segment ise, daha karmaşıktır. Çınarcık havzasının kuzey yamacını 295°'lik eğimle ve en eşelon yapı ile izlemesine rağmen havzada güneye doğru normal faylanma ve çökme zonları bulunmaktadır.

Marmara Sırtının doğusunda ana yerdeğıştirme zonu havzanın kuzey sınırını yakından izlerken, batıda Tekirdağ Havzasında güney sınırına sıçramaktadır. Günümüzde, K-G ile KKD-GGB aktif açılma yapıları muhtemelen Marmara Denizi alanındaki birim deformasyon bölümlendirmesini (strain partitioning) işaret etmektedir. Bu sonuçlar, havzanın çek-ayır yapısına dayalı modellerle uyuşmamaktadır. Ayrıca, araştırmacılar tarafından sadece Çınarcık Havzası'nın hala aktif bir çek-ayır yapıda olduğu belirtilmiştir.

5. 2. Armijo et al. (2002)'un Görüşü (Çek-Ayr Yapı Modeli)

Armijo et al. (1999) tarafından salt topoğrafik ve geometrik varsayımlar temel alınarak basit bir çek-ayır model önerilmiştir (Şekil 5. 2). Şekil 5. 2A'da bu araştırmacılar tarafından oluşturulan yeni yapı, 5. 2B'de komşu yerdeğiştirme alanı ve 5. 2C'de jeodetik vektörlerle karşılaştırılması gösterilmektedir.



Şekil 5. 2. Marmara Denizi'nin kinematik modeli (Armijo et al., 1999).

Şekil 5. 2B bu modelde; salt doğrultu atımının, doğuya doğru İzmit Fayı'nın Armutlu Yarımadası'nı izleyerek batıya doğru genişlemesinin ve Ganos Fayı'nın denizin yaklaşık batı kenarını izleyerek kuzeydoğu boyunca batıya genişlemesinin beklendiğini göstermektedir. Denizin kuzey ve güney sınırlarında eğimli genişleme beklenmektedir. Derin kuzey havzaları, yaklaşık 20 km'lik salt açılmayla beraber

50 km'lik eğimli boşluklarla oluşmuştur. Yazarlar, ayrıca, Marmara çek-ayır denizi çevresindeki uzun dönem kinematığının, uzay jeodezisiyle belirlenen güncel kinematikla benzer olduğunu belirtmişlerdir. Başka bir deyişle, günümüzde aynı fay sisteminin aktif olduğunu belirtmektedirler. Armijo, Mayıs 2000'den bu yana bu görüşü savunmaktadır (Armijo, 2000).

Özet olarak bu modelde, Marmara Denizi son 5 Myıl boyunca çek-ayır bir davranışla açılmış olup, günümüzdeki deformasyon yapısı benzer olarak, çek-ayır yapıya sahiptir. Araştırmacılara göre, batı ve doğu sınırlarda, doğrultu atımlı segmentler ve kuzey ve güney sınırlarda ise en eşelon eğimli genişleme segmentleri beklenebilir. Komşu Ege havzasında olduğu gibi, Marmara Denizi'nin iki sınırı 50 km'den daha fazla uzunlukta olmayan önemli genişleme bileşenine sahip birçok aktif fay segmentlerini içermelidir.

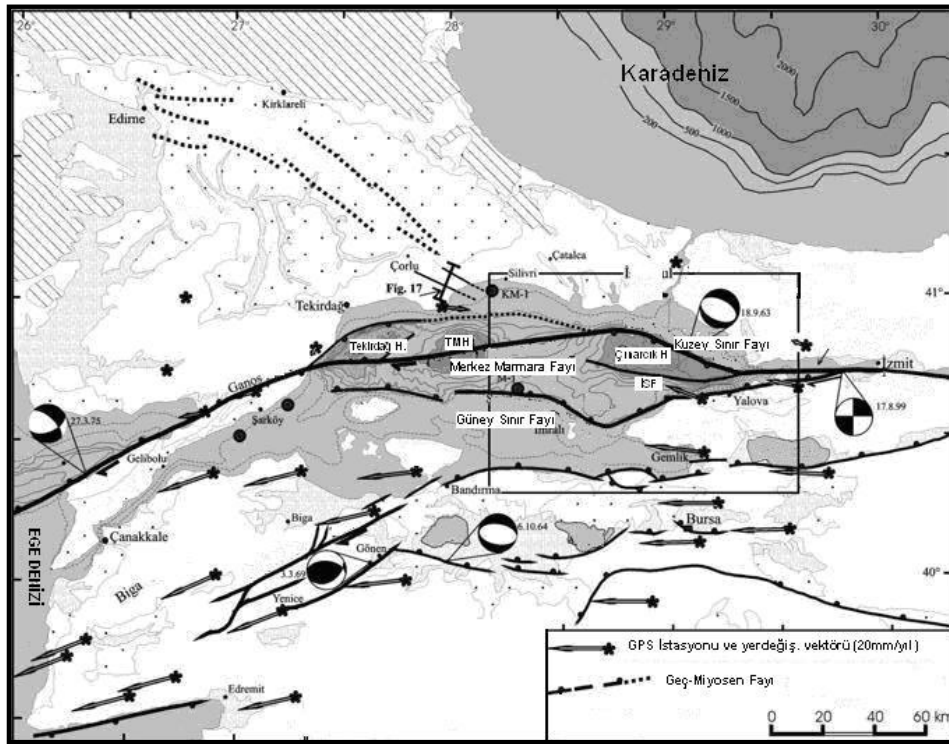
Araştırmacılara göre Marmara Denizi, KAFZ'nun ilerlemesi sırasında karşılaştığı geometrik/mekanik bir engel olarak görülen büyük bir çek-ayır yapıdır. Belirgin denizaltı morfolojisi, baskın bir serbestlenme (transtansiyonel) tektonik rejimini andıran, çeşitli ölçeklerde çek-ayır yapıları içeren segmentli bir fay sistemini göstermektedir. Kuzey Marmara Fay Sistemi eğimli bir açılmayı içermektedir ve segmentlere ayrılmıştır. Bu, Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen, tek, sürekli ve salt doğrultu atımlı bir fay kuramı ile bağdaşmamaktadır ve tek, sürekli ve salt doğrultu atımlı bir faya ait kanıt da yoktur. Bunun yanı sıra, son 5 Myıl için belirlenen uzun-dönem yerdeğiştirme alanı ve GPS'den belirlenen güncel Anadolu-Avrasya hareketinin her ikisiyle de uyumlu olan durağan bir kinematığın morfolojik ve jeolojik kanıtları bulunmuştur. Sonuç olarak, Marmara Denizi'ne ilişkin daha ayrıntılı yapısal ve stratigrafik bilgiler ve saha çalışmaları bilgileriyle birlikte, bu senaryonun geliştirilmesi gerektiği belirtilmiştir.

5. 3. Okay et al. (2000)'un Görüşü

MTA Sismik-1 gemisi, TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği programı kapsamında, KAFZ'nun Marmara Denizi'ndeki devamlılığını ve aktif fayları haritalamak amacıyla çok sayıda sismik yansıma hatları atmıştır. Bu amaçla, İTÜ

Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ortak bir çalışma sürdürmüşlerdir. Bu çalışmanın batı kesimini kapsayan ilk bölümü Okay et al. (1999) tarafından, doğu ve orta kesimi de içeren tüm çalışma sonuçları ise Okay et al. (2000) tarafından yayınlanmıştır. Bu araştırma grubunun belirlediği sonuçlar ve önerdiği model aşağıda özetlenmiştir.

Sismik kesitlerden saptanan aktif faylar 1/100.000 ölçekli haritalara aktarılmış ve bunun sonucunda ortaya çıkan aktif fayları gösteren harita Şekil 5. 3'de verilmiştir. KAFZ, batı ucunda Marmara Denizi'ne doğru devam etmektedir ve üç derin denizel çöküntünün oluşumundan sorumludur. KAFZ ve Marmara Denizi'nin doğusunda buna bağlı havzalar çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak çalışılmıştır. Marmara Denizi'nde doğu-batı yönünde sıralanmış ve derinliği 1100 m'yi geçen üç büyük çukur bulunur (Şekil 5. 3). Bu çukurların halen sürmekte olan oluşumu, Marmara Denizi'ndeki faylar boyunca devam eden harekete bağlıdır. Derin çukurlar, bu bölgede meydana gelen depremlerde yatay hareketlerin yanı sıra, önemli ölçüde düşey hareketlerin de olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 5. 4. Doğu Marmara Denizi'nin aktif tektonik haritası (Okay et al., 2000).

Merkez Marmara Sırtı, Merkez Marmara Havzası ile Çınarcık Havzası'nı ayırmaktadır ve kuzeydoğu doğrultuludur (Şekil 5. 4). Daha önceki birçok çalışmada (örneğin, Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1995; Barka, 1997) Merkez Marmara Sırtı boyunca, sıkışan fay segmenti davranışı gösteren kuzeydoğu doğrultulu bir doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmıştır. Ancak, Okay et al. (2000), Merkez Marmara Sırtı için elde edilen sismik kesitlerde böyle bir fayın varolmadığını belirtmektedirler.

Çınarcık çöküntüsü genellikle çek-ayır bir havza olarak yorumlanmıştır (Şengör et al., 1985; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wong et al., 1995). Ancak, Okay et al. (2000), bu görüşten farklı olarak başka bir model önermişlerdir. Bu modele göre; Kuzey Sınır Fayı batıda sıkıştırıcı (transpresyonal) Merkez Marmara Fayı ile birleşmektedir. Çınarcık Havzası, batıya doğru ilerleyen KAFZ'nun daha önce varolan kuzeybatı doğrultulu fay zonu ile Pliyosen boyunca kesişmesi ve transform-transform-transform tip üçlü eklem oluşturarak KB-GB doğrultulu segmentlere dönüşmesiyle gelişmeye başlamıştır. Üçlü eklem kolları boyunca gelişen doğrultu atım hareketi Çınarcık Havzasının gelişimini sağlamıştır. Marmara Bölgesi'nin bugünkü fay geometrisi, üçlü eklem geometrisinin ucunu takiben Orta-Pliyosen sırasında tamamlanmıştır. Çınarcık Havzası, İstanbul'un güneyinde kama şekilli derin denizel bir çöküntüdür. 50 km uzunluğunda, 20 km kadar genişlikte ve 1250 m derinlikte olup, yaklaşık 3 km kalınlığında Pliyosen-Kuvaterner çökelleri ile doludur.

Sonuç olarak, Okay et al. (2000) tarafından, Ganos segmenti, Merkez Marmara segmenti, Kuzey Sınır segmenti ve Güney Sınır segmenti olmak üzere, dört fay segmenti tanımlanmıştır.

6. SONLU ELEMAN MODELLEME ÇALIŞMALARI

Sonlu elemanlar kavramı, sürekli bir katının belirli sayıda elemanlara bölünmesinin öngörmekte olup, bu kavram ve ilgili çözümleme yönteminin tanımı, Ek-1'de sunulmuştur.

Marmara Bölgesi'ndeki fayların sonlu elemanlar modellemesi; başlangıç koşulunun (model geometrisi), sınır koşullarının ve malzeme özelliklerinin belirlenmesini gerektirmektedir. Hareket ettirici kuvvetler, sınır koşullarının bir bölümü olarak içerilmiştir.

6. 1. Kullanılan Bilgisayar Programı

Bu çalışmada, belirli sayıda iki boyutlu üçgen elemanlar kullanılarak oluşturulan fay segmentleri modellerinin, gerilme ve birim deformasyon çözümlemeleri, yinelemeli yöntem kullanan bir bilgisayar programıyla yapılmıştır.

Sonlu elemanlar yönteminin katmanlaşma yüzeyleri, fay ve kırık gibi süreksizlik düzlemleri içeren jeolojik ortamlara uygulanmasını sağlayan bu bilgisayar programı, Wang and Voight (1969) tarafından hazırlanmış olup, aynı program Kasapoğlu (1973) ve daha sonra Aksoy (1988) tarafından geliştirilerek işletim sisteminde kullanılır hale getirilmiştir.

Süreksizlik düzlemlerindeki kayma ve kayma-ayırılma koşullarının incelenbilmesin ve özellikle fay düzlemlerinin incelenmesine olanak sağladığı için, bu çalışmada söz konusu yazılımın kullanılması uygun görülmüştür.

6. 2. Programın Genel Özellikleri

Program, yinelemeli (iteratif) yöntem kullanarak iki boyutlu elastik çözümlemeler yapmaktadır. Modellerde üçgen elemanlar kullanılmaktadır. Model konfigürasyonu ile ilgili olarak; üçgen eleman sayısı, "düğüm noktası" olarak adlandırılan

üçgenlerin köşe noktalarının sayısı, modelde içerilen süreksizlik sayısı, aynı özellikte tanımlanan blok (malzeme) sayısı, yerdeğıştirme ve/veya kuvvet sınır koşulu sayısı, süreksizliklerin başlangıç ve bitiş düğüm noktaları, düğüm noktalarının koordinatları, üçgen elemanların düğüm noktaları cinsinden sırası programda girdi olarak kullanılmaktadır.

Malzeme özellikleri ile ilgili olarak; her malzemenin elastisite modülü, Poisson oranı ile süreksizliklerin malzeme özellikleri (ekilme ve makaslama dayanımları, sürtünme katsayısı) kullanılmaktadır.

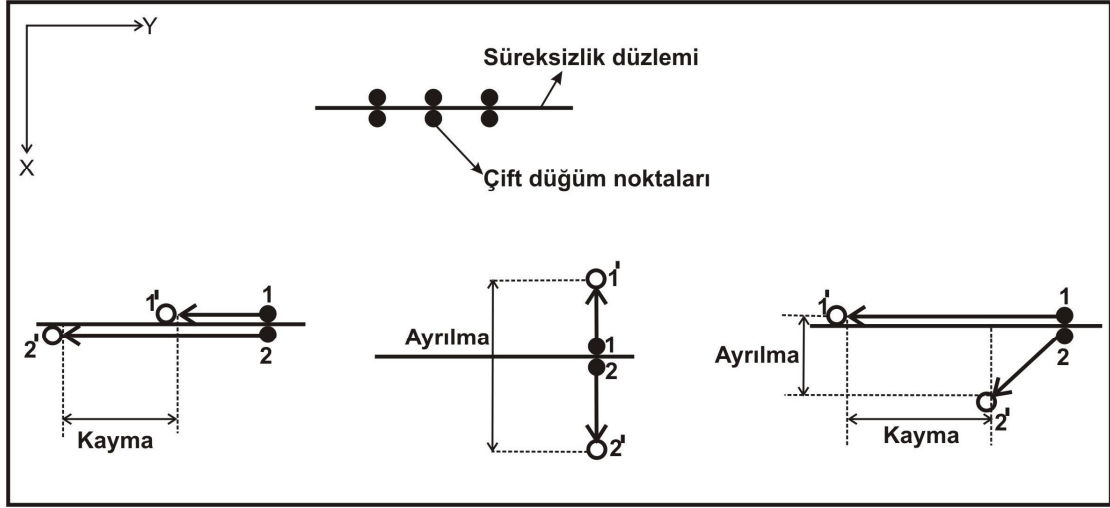
Sınır koşulları ile ilgili olarak; gerek yerdeğıştirme, gerekse kuvvet sınır koşulu için, düğüm noktalarının konumları ve bu noktalardaki yerdeğıştirme veya kuvvet vektörlerinin değeri programın diğeri girdileridir.

Bilgisayar programı, her bir düğüm noktasındaki yerdeğıştirme miktarını (vektörel olarak), her bir elemanın ağırlık merkezindeki asal gerilmelerin değeri, niteliklerini ve yönlerini (x eksenine göre) ve makaslama gerilmelerinin değeri hesaplamaktadır.

Bu programın en önemli özelliğiyi, süreksizlik düzlemleri üzerinde çift düğüm noktalarının varlığının öngörölmüş olmasıdır. Şekil 6. 1, bu tür bir süreksizliğiyi ve çift düğüm noktalarını göstermektedir. Bu çift düğüm noktalarının (1 ve 2) başlangıçta aynı koordinat değeri, sahip oldukları varsayılmaktadır. Çözömlerler sonunda, düğüm noktalarının koordinatları (1' ve 2') değışmektedir.

Süreksizlikler boyunca yenilme, "kayma" veya "kayma-ayrılma" şeklinde tanımlanmaktadır. Süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalara etkiyen makaslama gerilmelerinin süreksizlik düzlemi için tanımlanan makaslama dayanımını aşması durumunda, düğüm noktalarının birbirine göre aynı yönde ve farklı büyüklüklerde yerdeğıştirmesi "kayma"; süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalara etkiyen çekilme gerilmelerinin süreksizlik düzlemi için tanımlanan çekilme dayanımını aşması durumunda çift düğüm noktalarının farklı yönlerde ve büyüklüklerde yerdeğıştirmesi ise "ayrılma" olarak tanımlanmaktadır.

Ancak çift düğüm noktalarında hem makaslama, hem de çekilme yenilmelerinin oluşması durumunda “kayma-ayrılma” oluşmaktadır (Şekil 6. 1).



Şekil 6. 1. Kullanılan yazılımda; süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarında kayma, ayrılma ve kayma-ayrılma oluşumları.

Çözümleme sonuçları kullanılarak fay mekanizmaları belirlenirken, süreksizlik düzlemlerinde sadece kaymaların oluşması durumunda “doğrultu atımlı fay” mekanizması öngörülmüştür. Kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu durumlarda ise, kayma ve ayrılma yerdeğiştirmelerinin büyüklükleri değerlendirilmektedir. Çift düğüm noktalarının y yönündeki (yatay) yerdeğiştirmelerinin, x yönündeki (düşey) yerdeğiştirmelerinden büyük olması durumunda, “normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması”; x yönündeki (düşey) yerdeğiştirmelerin, y yönündeki (yatay) yerdeğiştirmelerden büyük olması durumunda ise, “yatay bileşen içeren normal fay” mekanizması öngörülmüştür.

Her bir süreksizlik düzleminde kayma veya kayma ve ayrılma şeklinde yenilme oluşana değin, plakaların hareketini temsil eden kenar yerdeğiştirmeleri belirli aşamalarla uygulanmaktadır. Bu hesaplamalar, fayların yenilmesini kronolojik bir düzen içerisinde oluşturmaktadır.

6. 3. Kullanılan Yenilme Ölçütleri

Programda modelin süreksizlikler dışında kalan kesimleri için “Mohr-Coulomb” yenilme ölçütünün doğrusal şekli olan Coulomb yenilme ölçütü, süreksizlikler için ise “çekilme dayanımına göre düzeltilmiş Coulomb-Navier” (Coulomb-Navier tension cut-off) yenilme ölçütü kullanılmıştır.

Programda kullanılan yenilme ölçütüne ait eşitlikler ve Coulomb–Navier yenilme ölçütü esas alınarak kullanılan yöntemin ayrıntıları, Ek-1’de verimiştir.

6. 4. Model Geometrisinin Belirlenmesi ve Model Boyutları

KAFZ’nun, MTA bünyesinde Şaroğlu vd. (1992b) tarafından yapılan Türkiye Diri Fay Haritası’nda çalışma alanına giren bölümü Şekil 6. 2’de verilmiştir. Bu haritada, KAFZ’nun Marmara Bölgesi’ndeki devamı ve diğer fay segmentleri içermektedir.



Şekil 6. 2. Model çalışmasında kullanılacak Marmara Bölgesi’ndeki aktif faylar (Şaroğlu vd., 1992b’den değiştirilerek alınmıştır).

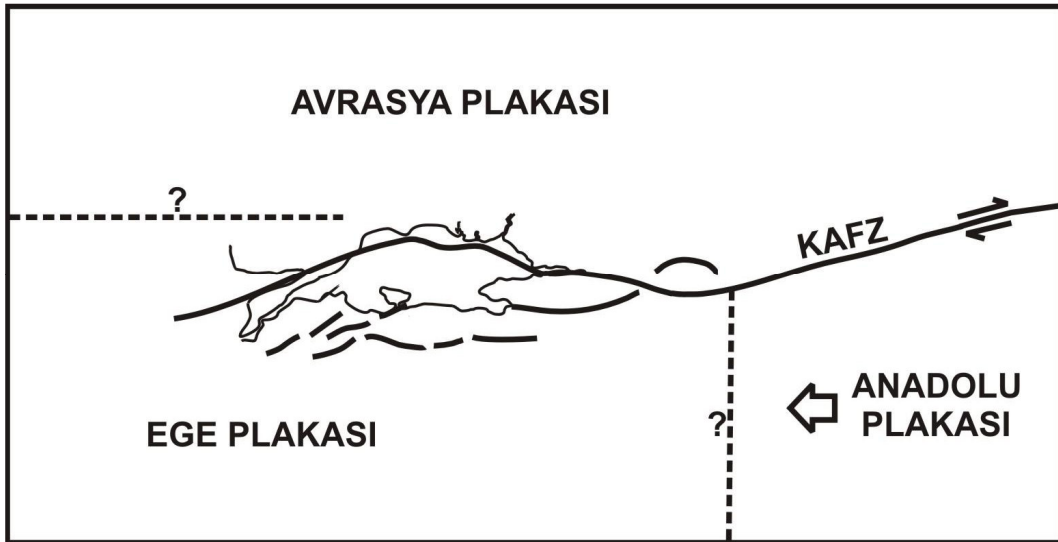
Marmara Denizi’nin güneyindeki fay segmentlerinin (Etili Fayı, Çan-Biga Fay Zonu, Sarıköy Fayı, Edincik Fayı, Yenice-Gönen Fayı, Manyas Fayı ve Ulubat Fayı)

konumları için Şaroğlu vd. (1992b)'nin çalışması ve Bursa Fayı'nın konumu için ise, Doyuran vd. (2000)'nin haritası kullanılmıştır (Şekil 6. 3).



Şekil 6. 3. Model çalışmasında kullanılan Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentleri.

Bu çalışmada kullanılan ve bölge ile Marmara Denizi içindeki fay segmentlerini içeren yalınlaştırılmış plaka tektoniği modeli, Şekil 6. 4'te gösterilmiştir.



Şekil 6. 4. Bu çalışma için öngörülen yalınlaştırılmış plaka tektoniği modeli.

Çalışmada hazırlanan modeller iki boyutlu düzlemsel birim deformasyon modelleridir. Modellerde benzeştirilen plakalar litosferin üst bölümünü temsil etmektedir ve reolojik davranışları elastik olarak kabul edilmiştir. Dünyanın birçok bölgesinde litosferin reolojik özelliklerini belirlemek için; iki boyutlu (örn., Bird and Baumgardner, 1984; Hassani et al., 1997; Bird, 1998; Roy and Royden, 2000; Jimenez-Munt et al., 2002) ve üç boyutlu (örn., Braun, 1994; Chery et al., 2001; Lynch and Richards, 2001) modelleme çalışmaları yapılmıştır. Bir çok modelleme çalışmasında litosfer için farklı reolojik davranış varsayımları yapılmıştır. Hall and Gurnis (2004), iki boyutlu visko-elastoplastik bir sayısal model oluşturarak kırık zonlarının dayanımını araştırmışlardır. Fay and Humphreys (2005) tarafından kabuk ve üst mantonun gerilme ve birim deformasyon koşullarının sonlu eleman modellemesi ile araştırıldığı başka bir çalışmada; elastik, viskoz ve plastik model reolojileri ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Hassani et al. (1997) tarafından yapılan iki boyutlu sonlu eleman modelleme çalışmasında ise, kabuk için elastik ve elastoplastik olmak üzere iki farklı reolojik davranış kabul edilmiş ve sonuçlar buna göre tartışılmıştır. Litosferik reolojiyi benzeştirmek için; doğrusal elastik, Maxwell viskoelastik ve zamana bağlı olmayan elastoplastik olmak üzere üç ayrı model incelenmiştir. Muller (2004) tarafından yapılan modelleme çalışmasında ise, doğrusal elastik davranış kabul edilmiştir. Kaya viskozitesi temel olarak sıcaklıkla kontrol edildiğinden (Kirby and Kronenberg, 1987), termomekanik bir model oluşturulurken reolojik davranışı belirlemek için Anadolu litosferinin ısı akış yoğunluğunun bilinmesi önem taşımaktadır (Provost et al., 2003). Provost et al. (2003) KAFZ boyunca kabuk reolojisini basınç ve sıcaklık değişimlerine bağlı olarak modellemişlerdir. Düşük basınç-sıcaklık koşullarında kabuk davranışı plastik olarak kabul edilirken, yüksek basınç-sıcaklık koşullarında viskoelastik davranış gösterdiği kabul edilmiştir. Ancak, bu çalışmada sadece mekanik bir model kurulduğu için, Kasapoğlu and Toksöz (1983) ve Muller (2004)'in çalışmalarında olduğu gibi, litosferin reolojik davranışı elastik olarak kabul edilmiştir.

Daha önce yapılan modelleme çalışmalarında (Kasapoğlu and Toksöz ,1983; Provost et al., 2003) olduğu gibi, hareketler esas olarak yatay yönde olduğundan; yerin yuvarlaklığı ve yatay hareketlerle birlikte düşey hareketlere de neden

olabilecek kabuk etkileri ihmal edilmiştir. İki boyutlu modellemeler yapıldığı için yerçekimi etkisi ihmal edilmiş ve ağırlıksız modeller hazırlanmıştır.

KAFZ'nun 460 km uzunluğundaki bölümü modellenmiş olup, toplam uzunluğu 1248 km ve yüksekliği 657 km olan bir alan modellenmiştir. Oluşturulan modelin y eksenini boyunca uzunluğu 19 inch ve x eksenini boyunca yüksekliği 16 inch'tir. Ölçek etkisini yansıtmak amacıyla, gerekli parametre programda girdi olarak kullanılmıştır.

6. 5. Malzeme Özellikleri

Plakalar ve faylar için farklı elastik ve dayanım parametreleri kullanılmıştır. Çizelge 6. 1 ve Çizelge 6. 2'de gösterilen bu değerler; Birch (1955), Byerlee (1978), Lachenbruch and Sass (1980), Brace and Kohlstedt (1980), Morrow et al. (1982) gibi bazı araştırmacıların elde ettiği değerlerin ortalaması olarak alınmıştır (Kasapoğlu and Toksöz, 1983).

Byerlee (1978) tarafından kabuk kayaçları için yapılan laboratuvar ölçümlerinin sonuçları; Kasapoğlu and Toksöz (1983); Dahlen et al. (1984); Hassani et al. (1997) ve Chery et al. (2001) tarafından yapılan modelleme çalışmalarında da kullanılmıştır. Bu parametreler çalışma kapsamında laboratuvar çalışmaları ile belirlenemediğinden, bunlar için önerilmiş ve yaygın olarak kullanılan değerler kullanılmıştır. Ayrıca bu çalışmada ağırlıklı olarak mekanizma araştırıldığından, bu değerlerin daha yüksek ya da düşük olmasının mekanizmayı etkilemeyeceği düşünülmüştür.

San Andreas Fay Zonu (SAFZ) ile KAFZ'nun birçok özelliği benzer olduğundan (Allen, 1975; Ketin, 1976; Stein et al., 1997) KAFZ parametreleri olarak SAFZ'na çok yakın parametreler (McGarr et al., 1982) kullanılmıştır.

Chery et al. (2001) tarafından SAFZ'nun çevresindeki plakalara oranla (Zoback et al., 1987; Mount and Suppe, 1987; Rice, 1992) düşük sürtünme dayanımına sahip olduğu varsayılmıştır. Sürtünme katsayısı için, Byerlee (1978) ve Townend and

Zoback (2000) 0.6 değerini vermişlerdir. Kasapoğlu and Toksöz (1983) tarafından KAFZ için yapılan modelleme ęalıřmasında ise sürtünme katsayısı 0.4 alınmıştır. Provost et al. (2003) tarafından KAFZ için önerilen efektif sürtünme değeri, yerinde gerilme verileri kullanılarak SAFZ için belirlenen değere (Zoback et al., 1987; Mount and Suppe, 1987; Provost and Houston, 2001) benzerdir. Provost et al. (2003), KAFZ'nun sürtünme katsayısı için bulmuş oldukları değerin Kasapoğlu and Toksöz (1983) tarafından belirtilen 0.4 sürtünme katsayısı ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Bu ęalıřmada da, Kasapoğlu and Toksöz (1983) ve Provost et al. (2003) tarafından kullanılan sürtünme katsayısı (0.4) değeri kullanılmıştır.

Elastik parametreler için kullanılan değerler, Turcotte and Schubert (1982), Kasapoğlu and Toksöz (1983), Hassani et al. (1997) ve Chery et al. (2001) tarafından yapılan modelleme ęalıřmalarında kullanılan değerlerdir.

Modeldeki plakaların homojen olduğu ve fayların plakalar için kabul edilen dayanım parametrelerinin yarısı kadar dayanım parametrelerine sahip zayıflık düzlemleri oldukları kabul edilmiştir. Bu kabullenme, Kasapoğlu and Toksöz (1983)'ün yapmış oldukları ęalıřma dikkate alınarak yapılmıştır. Fayların dayanım parametrelerinin plakalara oranla daha küçük olmasının mekanik modelleme ęalıřmasında yeterli olacağı düşünölmüştür. Faylar için belirlenen dayanım parametrelerinin, plakalar için kabul edilen parametrelerden 2/3 ve 1/3 oranında düşük oldukları koşullarda da ęözömlerler yapılmış ve bu yaklaşımın sonuçlar üzerinde etkisi olmadığı belirlenmiştir.

Ęizelge 6. 1. Model ęözömlerlerinde plakalar için kullanılan malzeme özellikleri.

Özellik	Makaslama Dayanımı (τ)	Ęekilme Dayanımı (σ_t)	Elastisite Modölü (E)	Poisson Oranı (γ)
Değer	2986 psi (20587.75 kPa)	1194 psi (8232.34 kPa)	1.707×10^6 psi (1176.93×10^4 kPa)	0.25

Çizelge 6. 2. Model çözümlemelerinde süreksizlik düzlemleri için kullanılan özellikler.

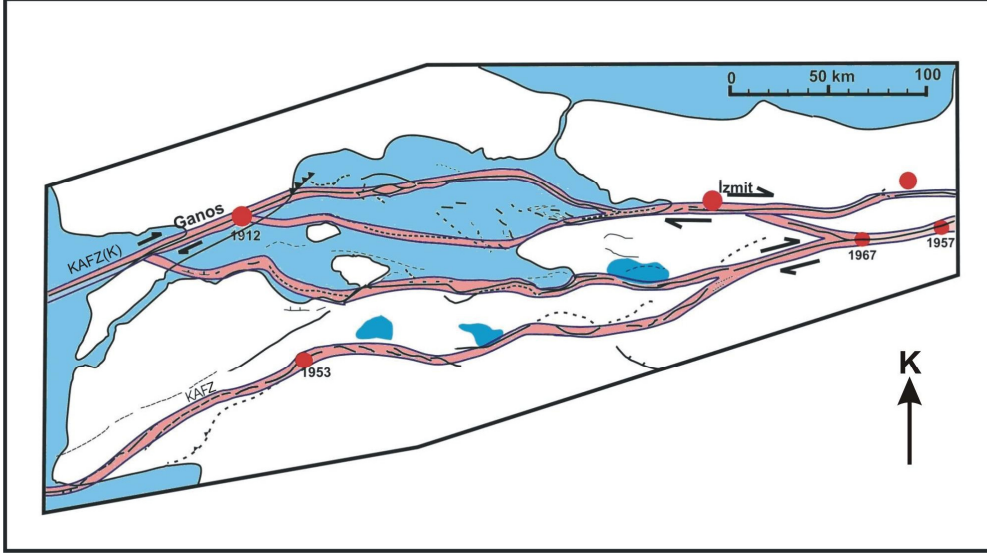
Özellik	Makaslama Dayanımı (τ)	Çekilme Dayanımı (σ_t)	Sürtünme Katsayısı (μ)
Değer	1493 psi (10293.87 kPa)	597 psi (4116.17 kPa)	0.4

6. 6. Sınır Koşullarının Belirlenmesi

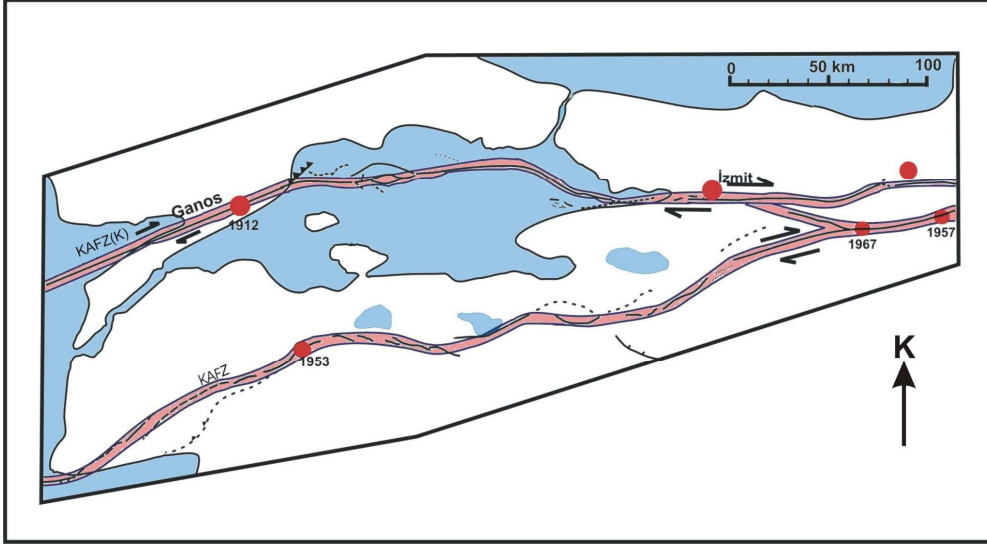
Hareket ettirici kuvvetler, sınır koşullarının bir bölümü olarak içerilmektedir. Model kenarlarına artan değerler şeklinde yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmaktadır ve yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanan düğüm noktalarının konumları ve bu noktalardaki yerdeğiştirme vektörlerinin değerleri programda girdi olarak kullanılmaktadır.

Sonlu eleman çözümlerinde gerçek koşulları benzeştiren en uygun sınır koşulunun saptanması çok önemlidir. Bu amaçla, oluşturan bir model üzerinde (*Sınır Koşulları Modeli: Model SK*), farklı sınır koşulları altında çözümlemeler yapılarak sonuçlar değerlendirilmiştir. Çift düğüm noktalarında kayma veya kayma-ayrılma oluşturmak için gerekli en küçük kritik yerdeğiştirme değerini saptamak amacıyla, farklı yerdeğiştirme sınır koşulları ve değerleri uygulanarak gerçeğe en uygun sınır koşullarına sahip model belirlenmiştir.

Sınır koşullarını belirlemek amacıyla hazırlanan modellerde, Armijo et al. (2002) (Şekil 6. 5) ve Le Pichon et al. (2001) (Şekil 6. 6) tarafından önerilen fay geometrileri kullanılmıştır. Ancak en uygun sınır koşulu araştırıldığından, fay geometrileri yalınlaştırılmış ve segmentler tek bir düzlem şeklinde düşünülmüştür. Model fay geometrileri, Şekil 6. 7 ve 6. 8'de gösterilmiştir.

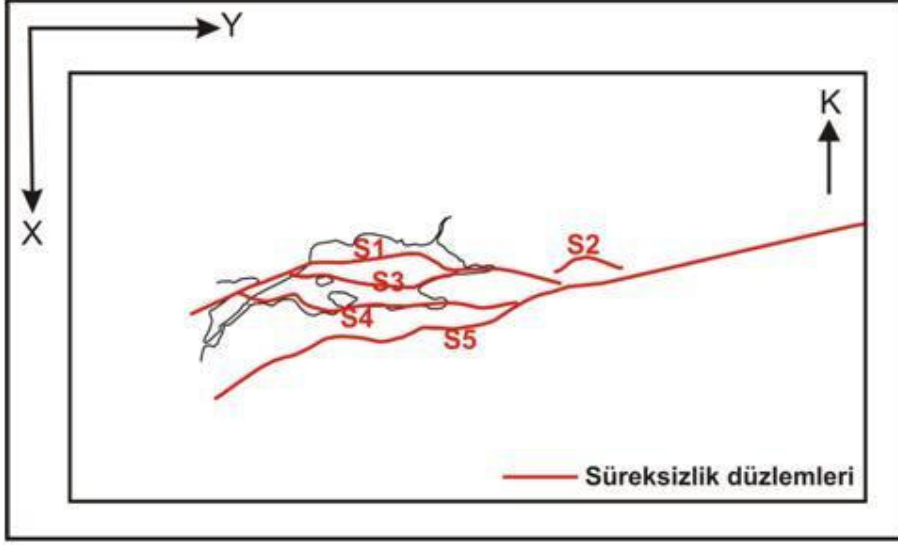


Şekil 6. 5. Armijo et al. (2002) tarafından önerilen KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki ve bölgedeki kolları.

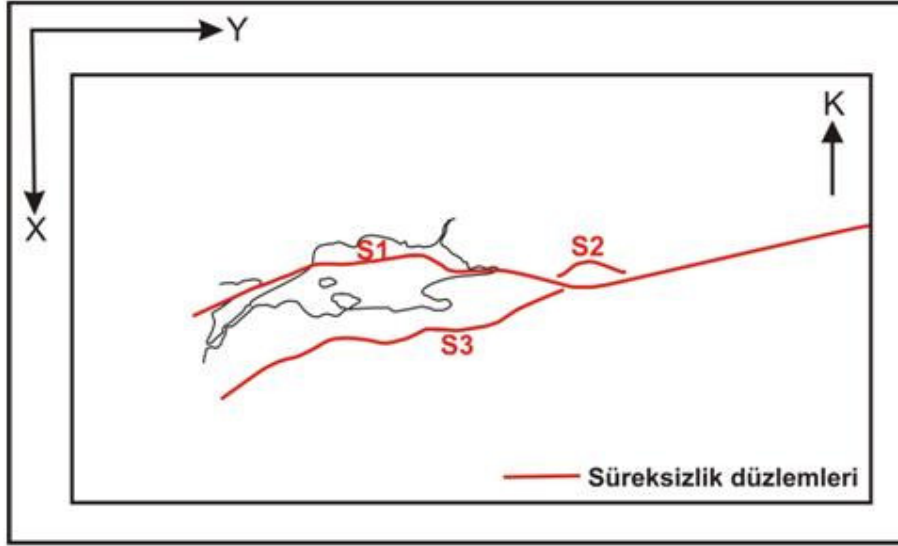


Şekil 6. 6. Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki ve bölgedeki kolları.

Farklı fay geometrilerinde benzer sonuçların elde edilip edilmediğini belirlemek amacıyla, sınır koşulları belirlenirken iki farklı fay geometrisi kullanılmıştır. Şekil 6. 7 ve 6. 8'de gösterilen her iki geometriye ait modellerin çözümleme sonuçları benzerdir. Sonuçlar aynı olduğundan, yalnızca Şekil 6. 8'de gösterilen model üzerinde yapılan sınır koşullarının belirlenmesi sunulmuştur.



Şekil 6. 7. Armijo et al. (2002) tarafından önerilen fay geometrisi kullanılarak yapılan Model SK fay geometrisi.



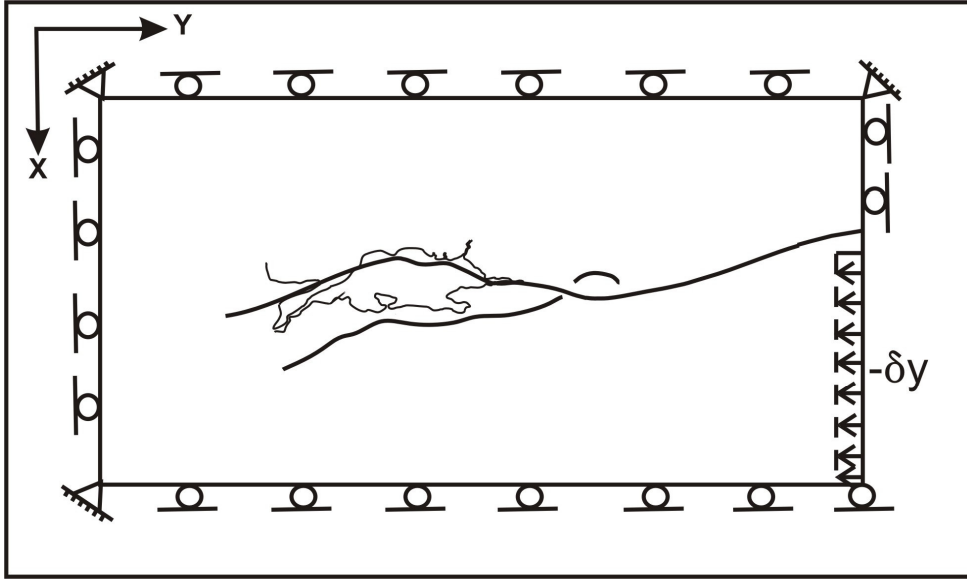
Şekil 6. 8. Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen fay geometrisi kullanılarak yapılan Model SK fay geometrisi.

Hazırlanan iki boyutlu düzlemsel birim deformasyon sonlu elemanlar modelinde, doğrultu atımlı sağ yönlü KAFZ'nun Marmara Bölgesi'ndeki kollarını benzeştiren 3 ayrı süreksizlik düzlemi bulunmaktadır (Şekil 6. 8). Artan yerdeğiştirmelere koşut olarak, çözümlemelerden elde edilen süreksizlikler boyunca oluşan kayma veya kayma-ayırılma oluşumlarının şekiller üzerinde gösterilmesi sonuçları değerlendirmek açısından yararlı olmaktadır. Fay kollarını benzeştiren süreksizlik düzlemleri, Şekil 6. 8'de gösterildiği gibi; S1, S2, ve S3 simgeleriyle

isimlendirilmişlerdir. Her süreksizlik düzlemi belirli segmentleri tanımlamaktadır. Aynı hat üzerinde bulunan küçük fay segmentleri tek bir kol olarak kabul edilmiştir. Üç adet süreksizlik düzlemi üzerinde toplam 48 adet çift düğüm noktası bulunmaktadır. Süreksizlik düzlemlerindeki çift düğüm noktalarının numaralandırılmasına S1 süreksizlik düzleminde başlanmıştır.

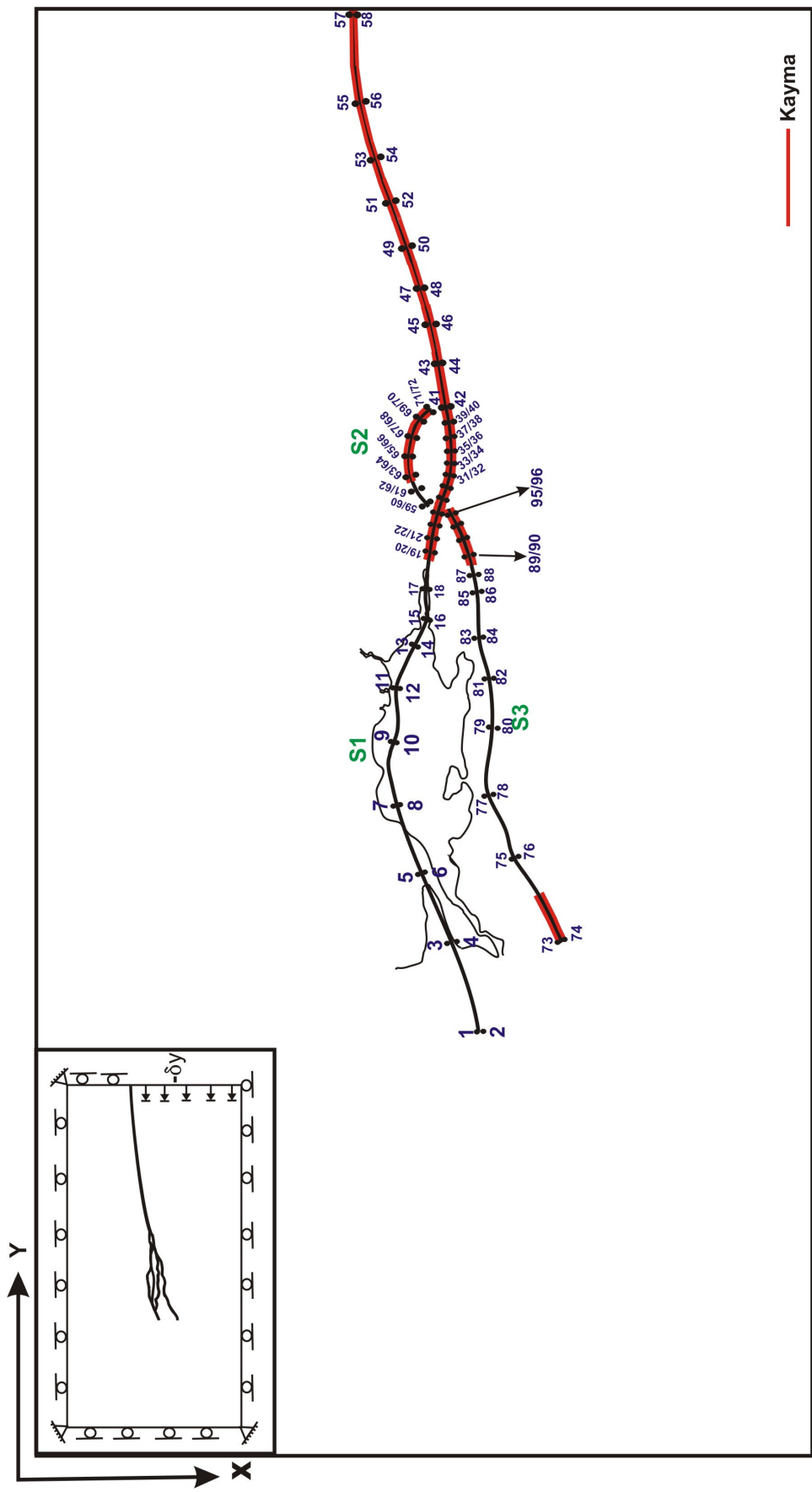
6. 6. 1. Model SK-1

Uygulanan sınır koşulları Şekil 6. 9'da gösterilen modelde, toplam 282 düğüm noktası ve 433 üçgen eleman bulunmaktadır. Model tabanının alt ve üst köşeleri, sağ alt köşe hariç, iki yönde (x ve y yönünde) sabitlenmiş, tavan ve tabandaki iç noktalar ise; x yönünde sabit tutulmuş, y yönünde serbest bırakılmıştır. Anadolu plakasının batıya doğru hareketini benzeştirmek amacıyla, şekilde gösterilen noktalara $-y$ yönünde aşamalı olarak artan değerlerde yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır.



Şekil 6. 9. SK-1 modeline uygulanan sınır koşulları.

SK-1 modelinde uygulanan yerdeğiştirme değerinde ($-\delta y$) kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları Şekil 6. 10'da verilmiştir. Bu şekilde "kayma" şeklindeki yenilmeler, kırmızı renkle gösterilmiştir.

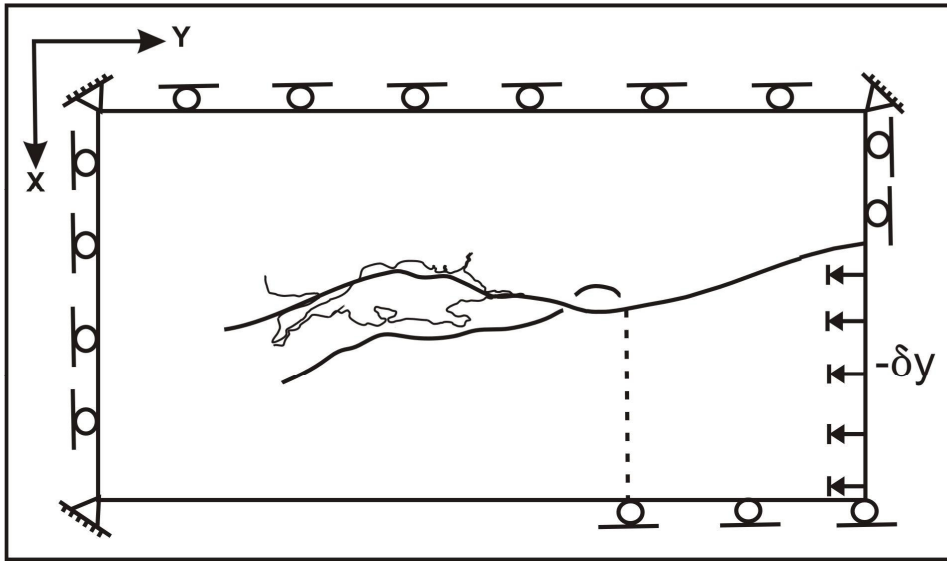


Şekil 6. 10. SK-1 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.

Sadece Anadolu plakasının batıya doğru hareketini benzeştiren bu sınır koşulları altında, KAFZ'nun tek bir kol olarak devam ettiği S1 süreksizlik düzleminin doğu bölümünde ve Düzce Fayı'na karşılık gelen S2 süreksizlik düzleminde kayma şeklinde yenilmeler oluşmaktadır. Ancak bu sınır koşulları, fay kollarının tamamında yenilme oluşturamamaktadır. Tek başına Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketi bölgedeki fayların yenilmesini sağlayamamaktadır.

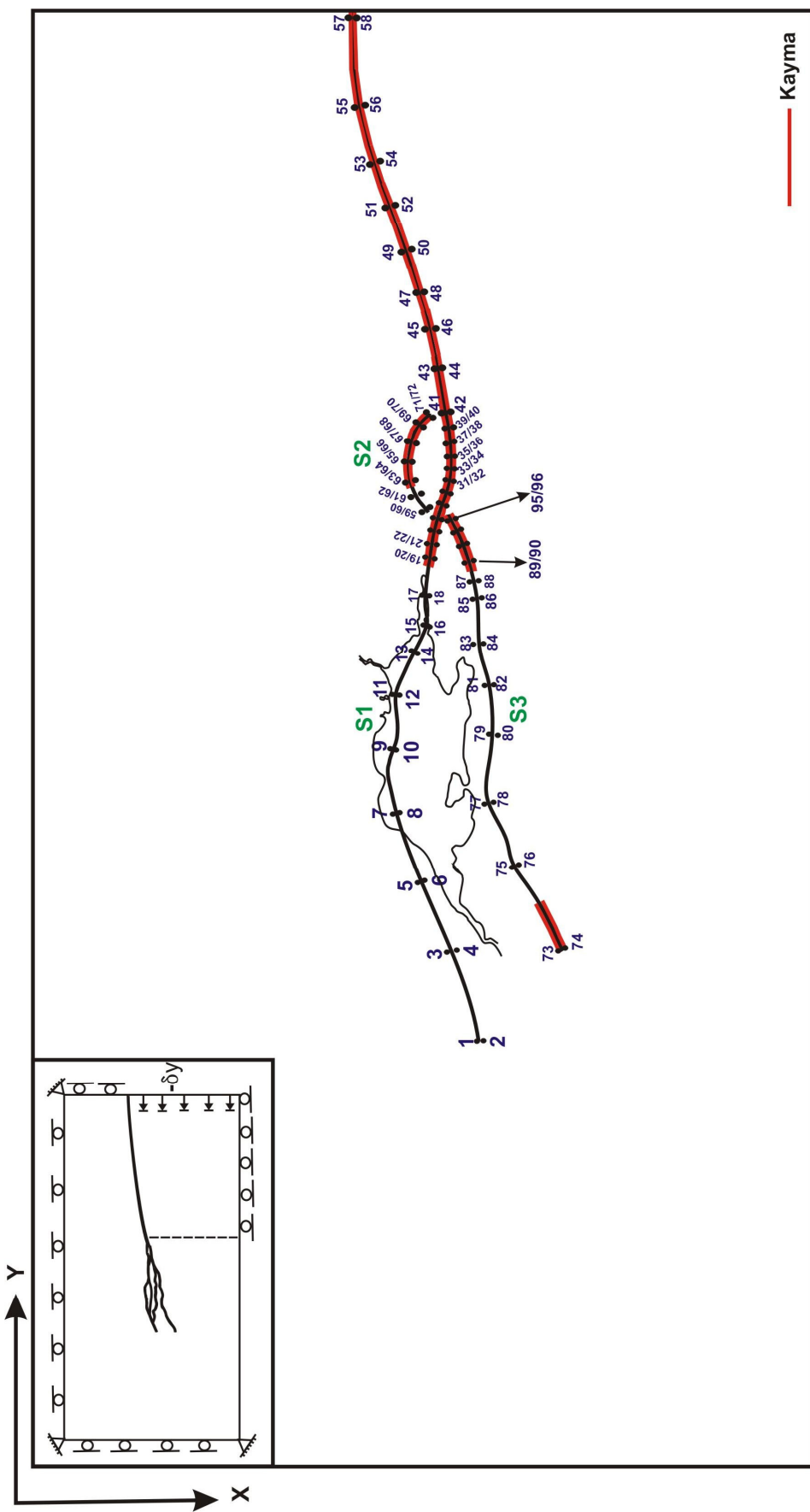
6. 6. 2. Model SK-2

Modelin alt tabanındaki düğüm noktaları, KAFZ'nun tek bir kol halinde devam ettiği yere kadar y yönünde serbest bırakılmış ve x yönünde sabitlenmiştir. Bu noktalarda güneye doğru harekete izin verilmemiştir. Ancak, model tabanının batısı, fayın kollara ayrıldığı yerden itibaren ve Şekil 6. 11'de gösterildiği gibi, x ve y yönlerinde serbest bırakılmıştır. Sadece Anadolu plakasının batıya doğru hareketi benzeştirilmiş olup, bir önceki modelden farklı olarak, model tabanındaki bazı noktaların güneye doğru hareketine izin verilmiştir.



Şekil 6. 11. SK-2 modeline uygulanan sınır koşulları.

SK-2 modelinde uygulanan sınır koşulları altında, kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları, Şekil 6. 12'de gösterilmektedir.



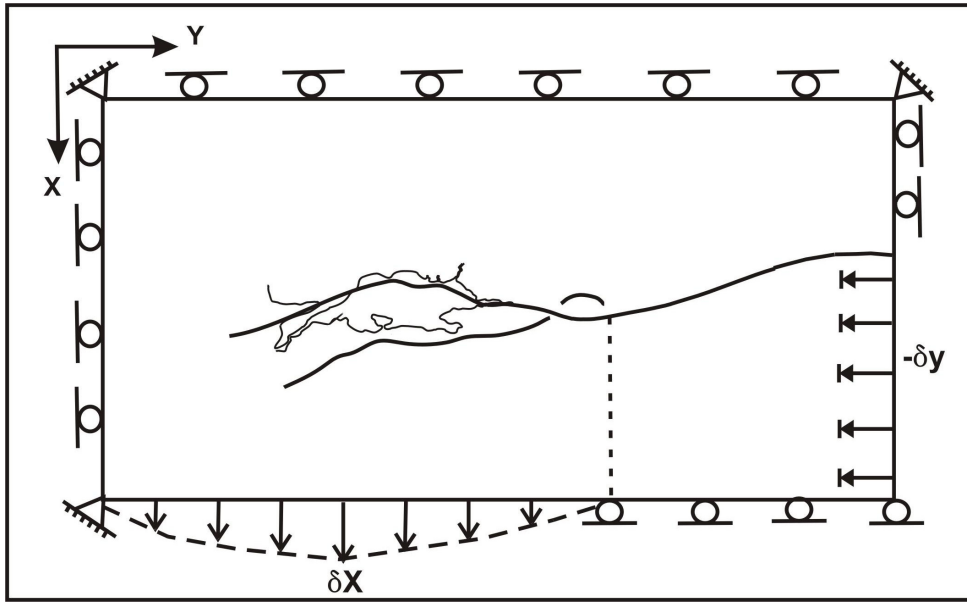
Şekil 6. 12. SK-2 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında, kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.

Bu sınır koşulu altında, S1 süreksizlik düzleminin KAFZ'nun tek bir hat olarak devam ettiği doğu bölümünde ve Düzce Fayı'na karşılık gelen S2 süreksizlik düzleminin bir bölümünde doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma şeklinde yenilmeler oluşmaktadır.

SK-1 modelinden farklı olarak, düğüm noktalarında kayma ve kayma-ayrılmanın oluşum sıralarında küçük değişiklikler mevcuttur. Bu sınır koşulları altında da, fay kollarındaki tüm noktalarda yenilme oluşmamaktadır.

6. 6. 3. Model SK-3

Afrika plakasının neden olduğu Anadolu'nun güneybatısında etkin olan çekilme etkisinin modelde benzeştirilmesinin yenilme mekanizması üzerindeki etkisini araştırmak için, SK-3 modeli hazırlanmıştır (Şekil 6. 13).



Şekil 6. 13. SK-3 modeline uygulanan sınır koşulları.

Modelin alt tabanındaki düğüm noktaları KAFZ'nun tek bir kol halinde devam ettiği yere kadar y yönünde serbest bırakılmış ve x yönünde sabitlenmiştir. Fayın kolları ayrıldığı yerden itibaren, model tabanının batısındaki düğüm noktalarına +x

yönünde, doğu ve batı uçlarına doğru dereceli olarak sıfıra indirgenen yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır.

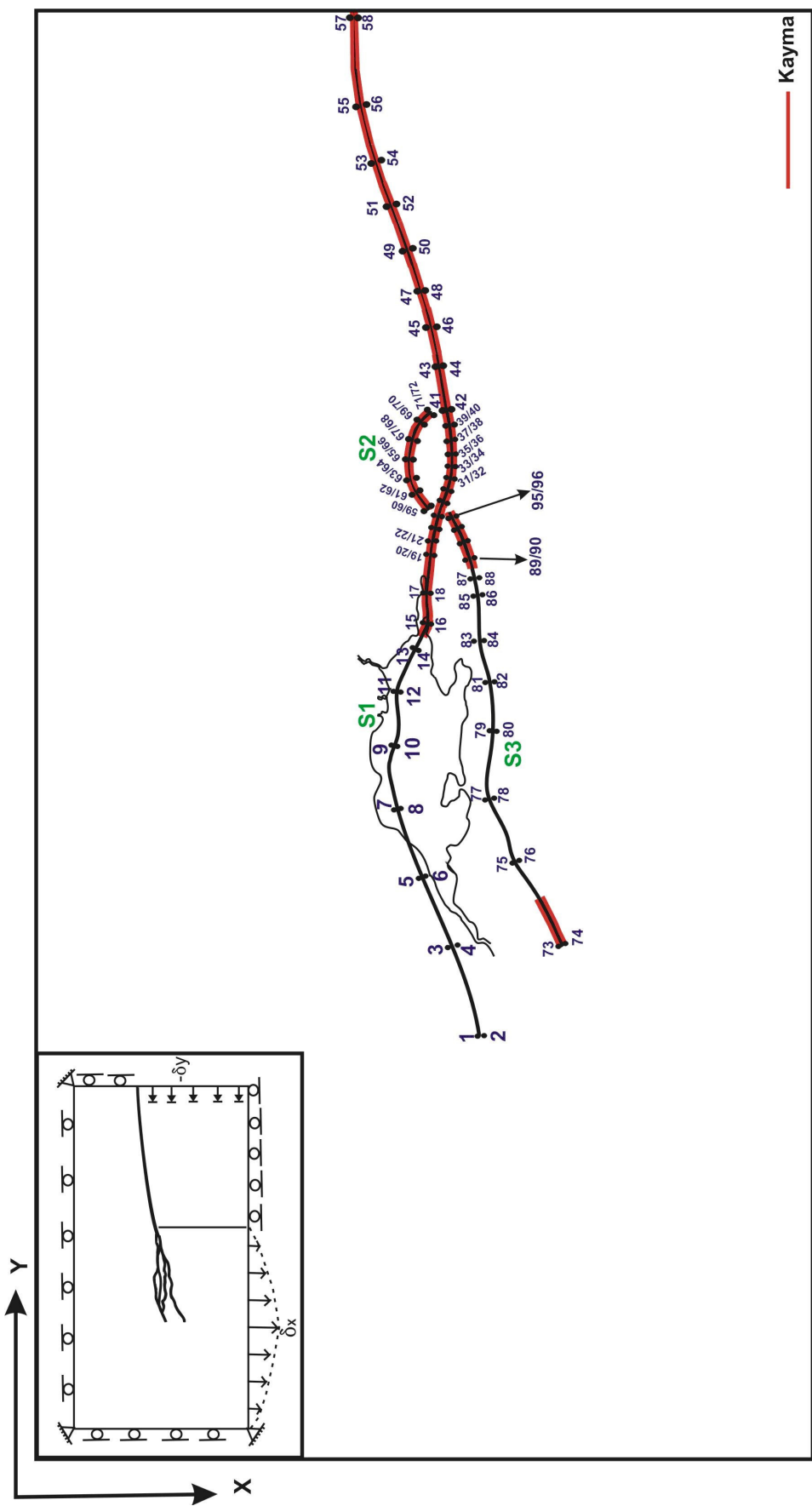
Anadolu plakasının batıya doğru hareketini benzeştirmek amacıyla, şekilde gösterilen noktalara -y yönünde aşamalı olarak artan değerlerde yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır (Şekil 6. 13). SK-3 modelinde, kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları, Şekil 6. 14'te gösterilmektedir.

KAFZ'nun tek bir kol halinde uzandığı doğu bölümünde (S1 düzleminin sonunda) kayma şeklinde yenilmeler oluşmuştur. Düzce Fayı'na karşılık gelen S2 süreksizlik düzlemindeki düğüm noktalarının tamamı yenilmiştir. Bu sınır koşulları altında, sadece kayma şeklinde yenilmelerin olduğu süreksizlik düzlemlerinde, doğrultu atımlı fay mekanizması oluşmakta ilen, bölgedeki diğer fay segmentlerinde yenilme oluşmamaktadır. Bu sınır koşulları, bölgede bulunan fayların yenilmesini açıklayamamakta ve gerçek koşulları benzeştirmekte yetersiz kalmaktadır.

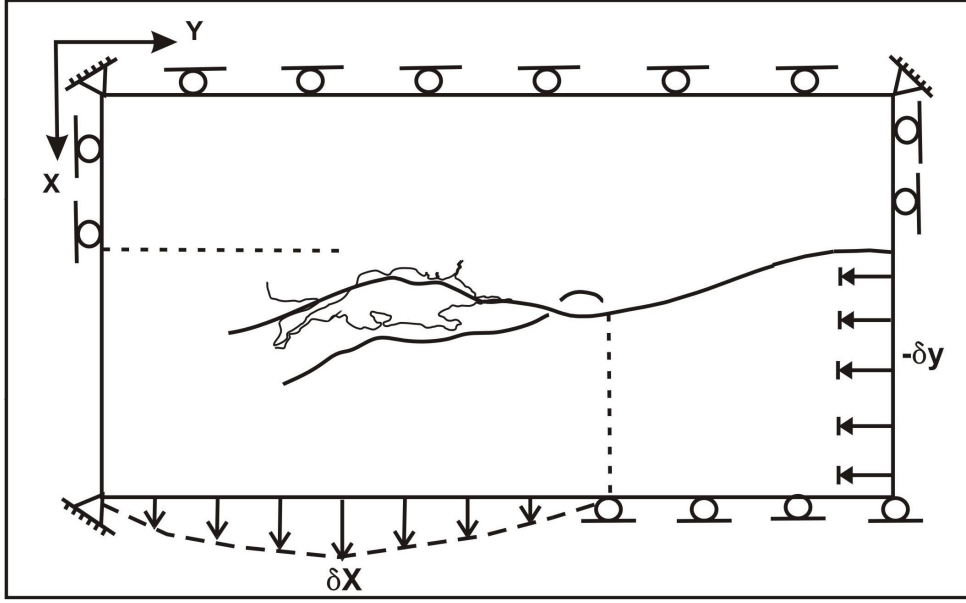
6. 6. 4. Model SK-4

Önceki modellerde, olması beklenen fay hareketi oluşmadığından, gerçek koşulları en iyi benzeştiren sınır koşulunu belirlemek amacıyla, sınır koşulları üzerinde değişiklikler yapılmıştır. Bu amaçla, Anadolu plakasının batıya doğru hareketi KAFZ boyunca gerçekleştiğinden, KAFZ'nun batısına karşılık gelen modelin sol kenarındaki noktalar harekete izin verilmesi amacıyla serbest bırakılmışlardır (Şekil 6. 15).

Fayın kollara ayrıldığı yerden itibaren, model tabanının batısındaki düğüm noktalarına +x yönünde yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır. Diğer modellerde olduğu gibi, Anadolu plakasının batıya doğru hareketini benzeştirmek amacıyla, -y yönünde aşamalı olarak artan değerlerde yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır.



Şekil 6. 14. SK-3 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.



Şekil 6. 15. SK-4 modeline uygulanan sınır koşulları.

SK-4 modelinde, çözümler sonunda kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları, Şekil 6. 16'da gösterilmektedir. Modelin sol kenarındaki noktalar x ve y yönünde serbest bırakılarak, KAFZ'nun batıya doğru hareketine izin verilen ve Afrika plakasının neden olduğu K-G yönlü çekilmenin de sınır koşulu olarak uygulandığı bu modelde, bir önceki modele oranla yenilen düğüm noktası sayısı artmıştır. S1 ve S3 süreksizlik düzlemlerinin büyük bir bölümünde kayma şeklindeki yenilme batıya doğru ilerlemiştir. Düzce Fayı'na karşılık gelen S2 düzleminin tamamı yenilmiştir. Üç süreksizlik düzleminde de doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten yenilmeler oluşmaktadır, ancak yenilemeyen düğüm noktaları bulunmaktadır. Şekil 6. 16'da mavi ile gösterilen düğüm noktasında kayma-ayırılma türü yenilme oluşmuştur. Çünkü bu düğüm noktası üç süreksizlik düzleminin kesişiminde yer almaktadır.

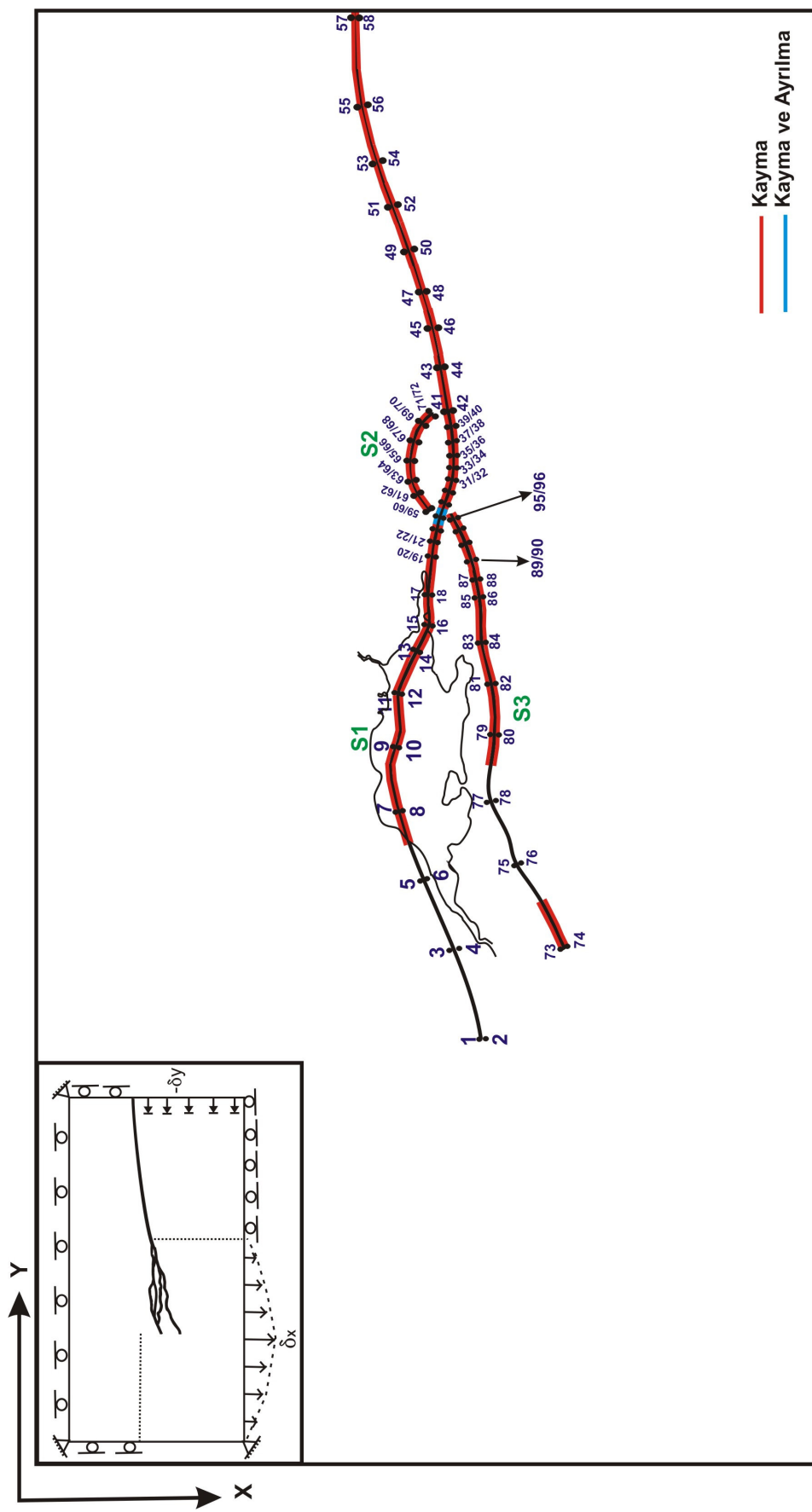
Kasapoğlu and Toksöz (1983), Ege ve Batı Anadolu'daki açılma tektoniğini belirlemek amacıyla yapmış oldukları sonlu eleman analizlerinde; Anadolu plakasının ortalama 2 cm/yıl hız ile batıya doğru hareket ederken, Türkiye-Ege plakasının ortalama 1 cm/yıl hız ile güney-güneybatıya doğru çekildiğini saptamışlardır. Ege ve Anadolu'nun güneybatısındaki çekilme etkisi olmaksızın, yalnızca Arap ve Afrika plakalarının kuzey yönlü itmesinin KAFZ'nun batı kesimini harekete geçirmeye yeterli olmadığını belirtmişlerdir. Ayrıca, yine Ege ve

Anadolu'nun güneybatısındaki çekilme etkisi olmaksızın, yalnızca Anadolu plakasının batıya doğru hareketinin de bölgedeki fayları oluşturmak için yeterli olmadığı belirtilmiştir. Yazarlara göre, Anadolu'nun batısındaki fayların oluşabilmesi için, Anadolu'nun güneybatısındaki çekilme etkisinin, Anadolu'nun batıya doğru olan hareketinin en az yarısı kadar olması gerektiği de belirtilmiştir. Plakalar için öngörülen hızlar sabit olmayıp, bunlar jeolojik zaman içerisinde değişen hareketlerdir. Literatürdeki değerler bu yılların ortalaması olarak verilmiştir.

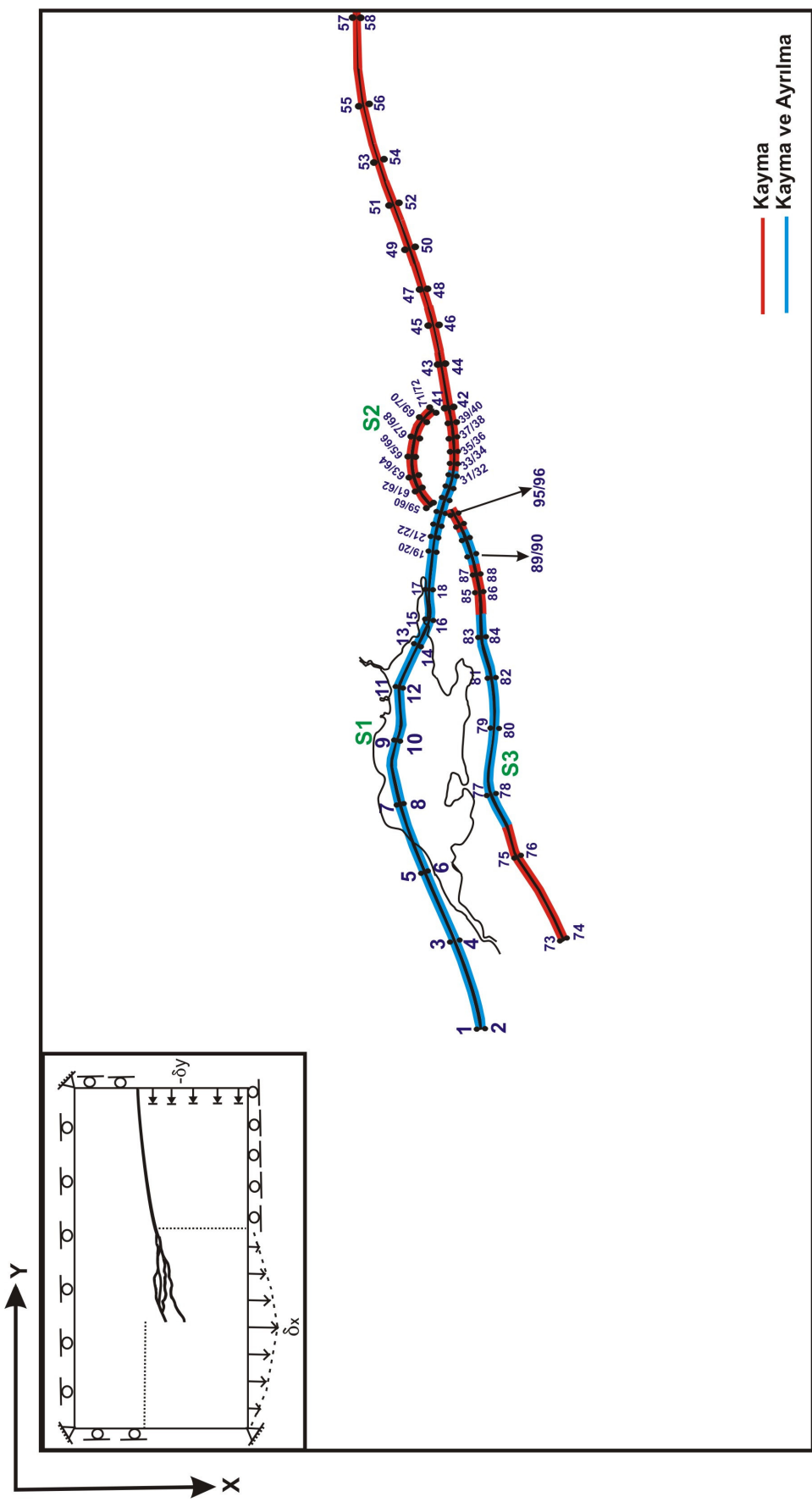
SK-1 ve SK-2 modellerinin zmlmeleri sonucunda, tek başına Anadolu plakasının batıya doğru hareketi ile Marmara Bölgesi'ndeki fayların yenilmesinin sağlanamadığı belirlenmiştir. Yalnızca, Anadolu plakasının batıya doğru hareketi düşündüğünde, KAFZ'nun doğusunda, Düzce segmentinde ve Marmara Denizi içine kadar olan segmentlerde kayma şeklinde yenilmeler oluşmaktadır. Afrika plakasının neden olduğu çekilme etkisi olmaksızın daha fazla yenilme olmamaktadır ve salt doğrultu atımlı fay mekanizması oluşmaktadır.

SK-3 ve SK-4 modellerinde Anadolu'nun güneybatısındaki çekilme etkisini benzeştirmek amacıyla, model tabanının batısındaki düğüm noktalarına $+0x$ yerdeğiştirme sınır koşulu uygulanmıştır. Ancak bu değer, Anadolu'nun batıya doğru hareketini benzeştiren ve aşamalı olarak arttırılan $-0y$ değerinin yanında çok küçük kalmıştır. Bu sınır koşulu altında Marmara Bölgesi'nin batısındaki faylarda yenilme oluşmamıştır ve yalnızca, KAFZ'nun doğusunda, Düzce segmentinde ve Marmara Denizi içine kadar olan segmentlerde doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma şeklinde yenilmeler oluşmuştur.

Kasapoğlu and Toksöz (1983)'n çalışmasında belirlenen görüş yansıtılarak ve Anadolu'nun güneybatısında etkin olan çekilme hızının Anadolu plakasının batıya doğru hareket hızının yarısına eşit olduğu kabul edilerek, en son belirlenen $-0y$ değerinin yarısı değerinde $+0x$ değeri uygulanmıştır. Bu ikinci çözümlleme de, SK-4 modeline uygulanan sınır koşulları üzerinde değişiklik yapılmamış, yalnızca yukarıda belirtildiği gibi, $+0x$ değeri değiştirilmiştir. SK-4 modelinde, ikinci çözümlleme aşamasında uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında, kayma veya kayma-ayrılmaların oluştuğu düğüm noktaları, şekil 6. 17'de gösterilmiştir.



Şekil 6. 16. SK-4 modeline uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.



Şekil 6. 17. SK-4 modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında (ikinci çözümleme aşamasında) kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.

Bu sınır koşulları altında, süreksizlik düzlemlerindeki tüm düğüm noktaları yenilmiştir. Dolayısıyla, Marmara Bölgesi'nin doğusunda ve KAFZ'nun tek bir düzlem olarak devam ettiğı doğu bölümünde, doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten yenilmeler ve Marmara Bölgesi'nin batısında ise doğrultu atımlı fay ve normal bileşeni olan doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten yenilmeler oluşmaktadır.

6. 6. 5. Sonuç Sınır Koşulları

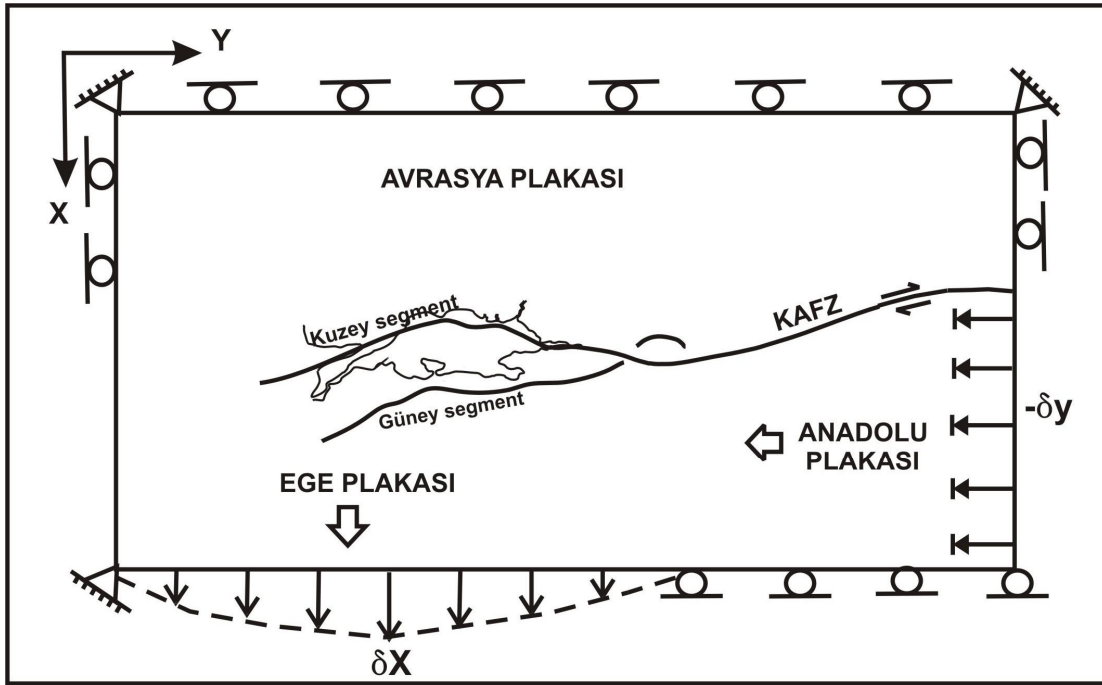
SK-4 modeline en son uygulanan sınır koşulları, Marmara Bölgesi'nde etkin olan gerçek koşulları benzeştirebilmektedir. Anadolu plakasının batıya doğru hareketinin ve Afrika plakasının neden olduğı Anadolu'nun güneyindeki çekilme etkisinin birlikte düşünöldüğü koşullar altında, Marmara Bölgesi'nin doğusunda ve KAFZ'nun tek bir süreksizlik düzlemi olarak devam ettiğı doğu bölümünde, doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten yenilmeler ve Marmara Bölgesi'nin güneybatısında ise, doğrultu atımını ve normal bileşeni içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten yenilmeler oluşmaktadır.

Bölgedeki fayların yenilmesine olanak sağılayan bu sınır koşulları “sonuç sınır koşulları” olarak belirlenmiş ve esas alınan üç tektonik modele ilişkin çözümlmelerde uygulanmıştır (Şekil 6. 18).

Anadolu'yu, Ege Denizi'nin güneyindeki yitim zonu ile DAFZ ve KAFZ'nu içeren plaka tektoniğı modelleri, KAFZ'nun kuzeyinde kalan bölümünün (Avrasya plakasının) sabit olduğunu, Anadolu plakasının KAFZ'nun güneyinde kalan kısmının ise batıya doğru hareket ettiğini önermektedir (McKenzie, 1972 ve 1978; Dewey and Şengör, 1979; Şengör and Canitez, 1982; Şengör et al., 1985; Hancock and Barka, 1981 ve 1983). Arap plakasının kuzeye doğru olan hareketi, Doğı Anadolu'da sıkışmaya neden olmaktadır. Bu sıkışma sonucunda, Anadolu bloğı KAFZ ve DAFZ boyunca batıya doğru hareket etmektedir (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Kasapoğılu and Toksöz, 1983; Gülen, 1984; Dewey et al., 1986; Kahle et al., 1998). Doğı Anadolu'daki Arap ve Avrasya plakalarının yakınlaşmasının halen aktif olduğı belirlenmiştir (Robbins et al., 1995; Reilinger et

al., 1997; Kahle et al., 1998; McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Provost et al., 2003). Kıtasal çarpışma sürecinin Doğu Akdeniz bölümünde, Anadolu-Ege bloğu saat yelkovanının tersi yönde dönel bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır. Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını KAFZ belirlemektedir. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır (Brunn et al., 1971; Poisson, 1984 ve 1990; Poisson et al., 1984; Kissel et al., 1993; Frizon de Lamotte et al., 1995).

Modelleme çalışmasından belirlenen bu sonuç sınır koşullarının, Doğu Akdeniz Bölgesi için kabul edilmiş plaka tektoniği modelleri ile uyumlu olduğu düşünülmektedir.



Şekil 6. 18. Çalışmada kullanılan plaka tektoniği modeli ve sonuç sınır koşulları.

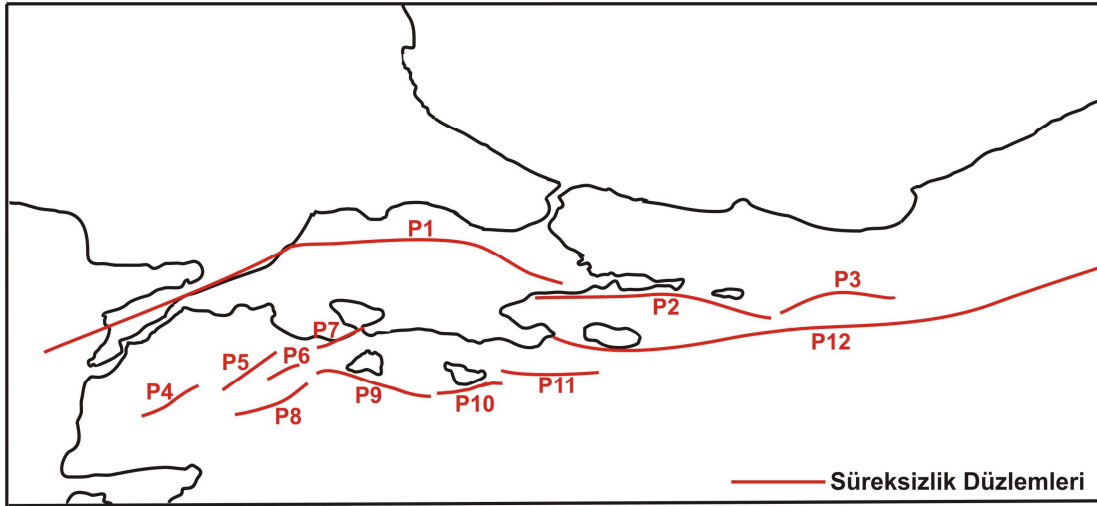
7. MODELLER

7. 1. Pichon Modeli (Le Pichon et al., 2001 Modeli)

Sınır koşularını belirlemek için çözümlenen ve Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen fay geometrisini esas alan modelde, aynı hat üzerinde bulunan segmentler tek bir süreksizlik düzlemi olarak benzeştirilmiştir. Bu bölümde daha ayrıntılı olarak çalışıldığından, her segmenti ayrı bir süreksizlik düzlemi olarak içeren yeni bir model hazırlanmıştır.

Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen modelin geometrisi ve diğer segmentleri içeren modele önceden belirlenen sınır koşulları uygulanmış olup, bu modele “Pichon Modeli” adı verilmiştir.

Modelde toplam 12 süreksizlik düzlemi ile süreksizlik düzlemleri üzerinde toplam 144 adet çift düğüm noktası bulunmaktadır (Şekil 7.1). Süreksizlik düzlemlerindeki çift düğüm noktalarının numaralandırılmasına P1 süreksizlik düzleminde başlamıştır.



Şekil 7. 1. Pichon modelinde esas alınan süreksizlik düzlemleri.

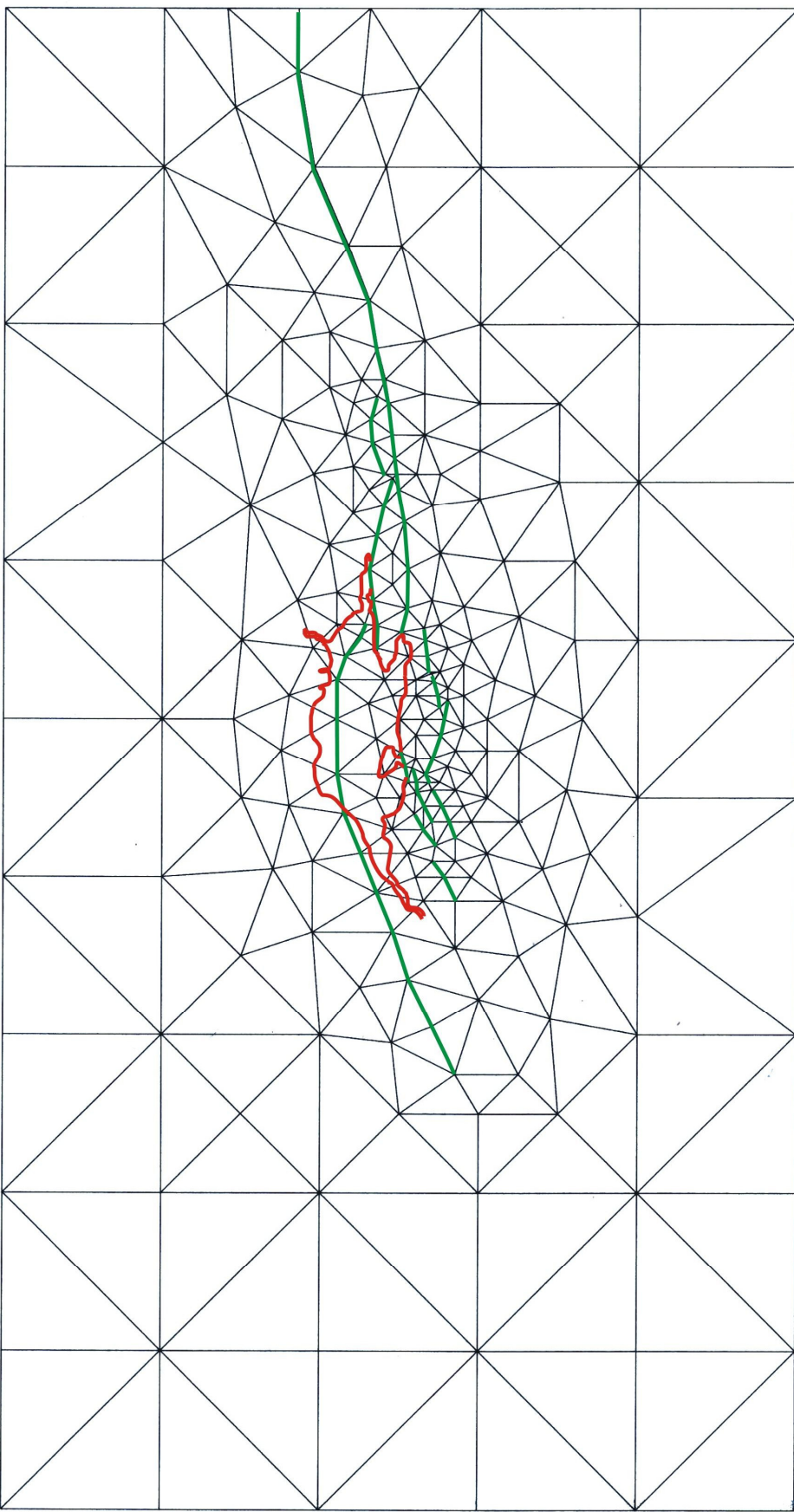
P1 süreksizlik düzlemi, Ege Denizi içerisinden başlayarak Gaziköy üzerinden Marmara Denizi içinden devam eden fay segmentini; P2 süreksizlik düzlemi, KAFZ'nun Dokurcun Vadisi civarında ikiye çatallandığı yerden başlayarak

KAFZ'nun kuzey kolunu oluşturan Adapazarı ve İzmit boyunca devam ederek Gölcük ve Çınarcık'a doğru uzanan kolu; P3 süreksizlik düzlemi ise, Düzce fayını benzeştirmektedir. Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentlerinden Etili Fayı, P4; Çan-Biga Fay Zonu, P5; Sarıköy Fayı, P6; Edincik Fayı, P7; Yenice-Gönen Fayı, P8; Manyas Fayı, P9; Ulubat Fayı, P10 ve Bursa Fayı, P11 numaralı süreksizlik düzlemi olarak temsil edilmektedir. KAFZ'nun İzmit Gölü ile Gemlik Körfezi arasındaki bölümünden başlayarak, Dokurcun Vadisi üzerinden devam eden doğudaki kolu ise, P12 süreksizlik düzlemi olarak benzeştirilmiştir (Şekil 7. 1).

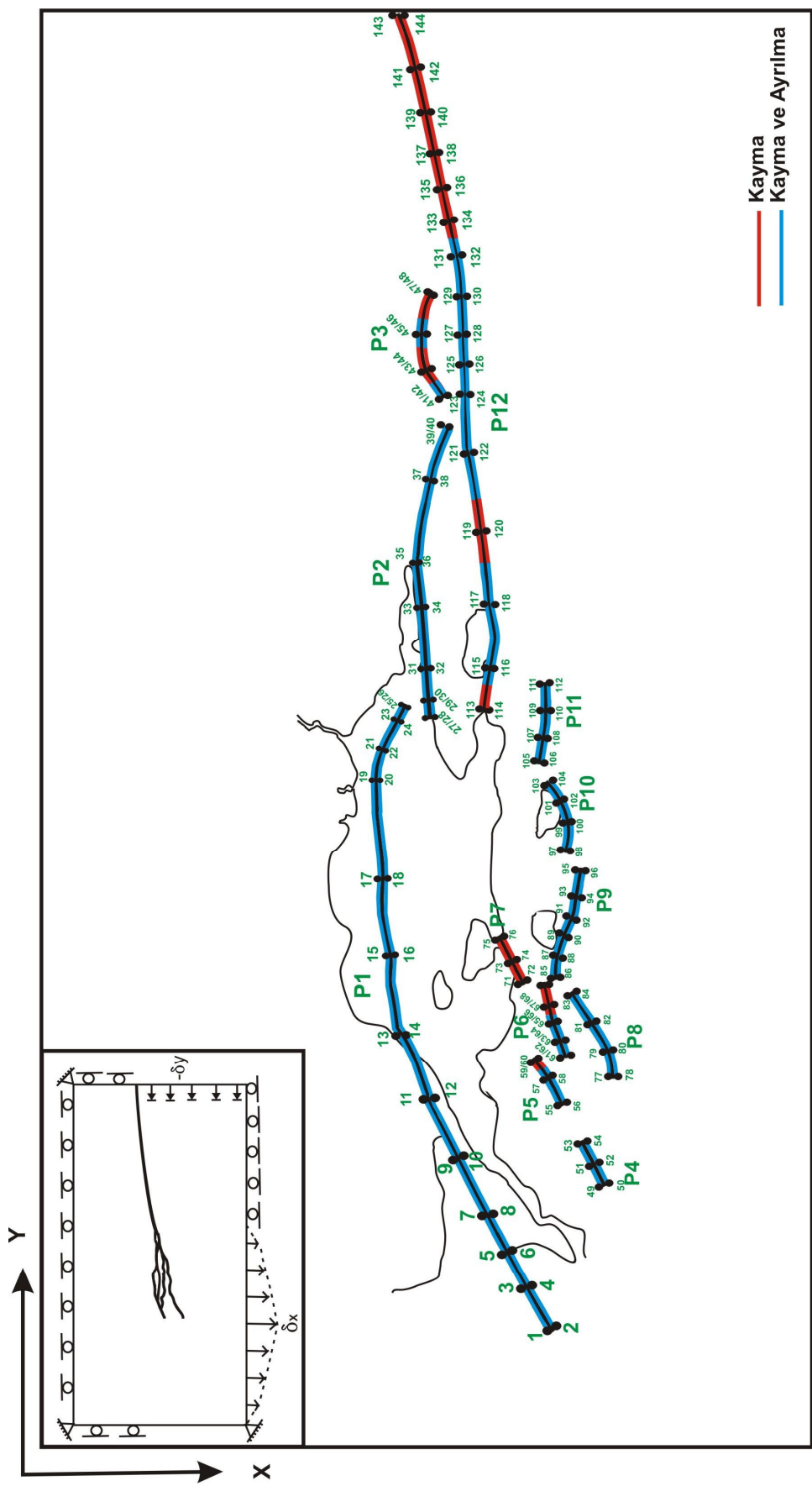
Modelin üçgen eleman ağı, Şekil 7. 2'de gösterilmektedir. Belirlenen sonuç sınır koşulu altında çözümler yapılmıştır. En son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu aşamasında, yenilme oluşan düğüm noktaları ve yenilme türleri, Ek-2, Çizelge E2. 1'de verilmiştir. Bu çizelgede, kayma şeklinde oluşan yenilme "K" ve kayma ile ayrılmaların birlikte olduğu yenilme "KA" harfi ile parantez içinde gösterilmektedir.

Pichon modelinde, en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulları altında kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları Şekil 7. 3'te gösterilmiştir. Bu şekilde; "mavi" olarak gösterilen çizgiler kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu yenilmeler, "kırmızı" olarak gösterilenler ise "kayma" şeklindeki yenilmelerdir. Kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu düğüm noktalarında yerdeğiştirme vektörlerinin büyüklükleri incelenerek fay mekanizmaları belirlenmiştir. Marmara Denizi'ni boydan boya kesen fay zonunda doğrultu atımlı fay mekanizması belirlenmiştir. Bu sonuç, Le Pichon et al. (2001) tarafından önerilen görüşü desteklemektedir.

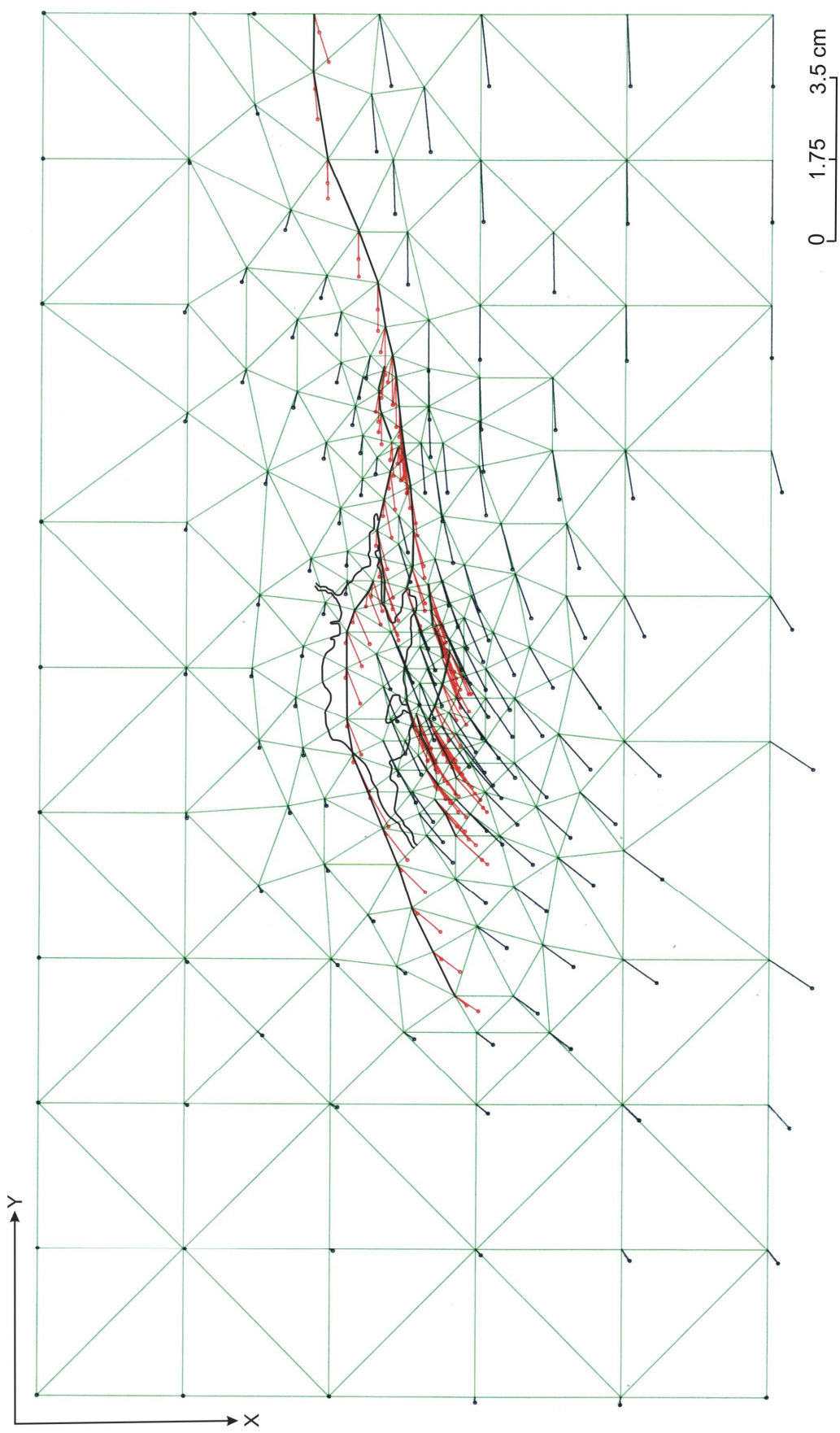
Model için çözümlerden elde edilen bileşke yerdeğiştirme vektörleri Şekil 7. 4'te, elde edilen çekilme ve sıkışma gerilmelerinin dağılımları ise Şekil 7. 5'te verilmiştir. Çözümlerden belirlenen yerdeğiştirme vektörleri (Şekil 7. 4) ile GPS vektörleri (Şekil 1. 10 ve Şekil 1. 11) uyumludur.



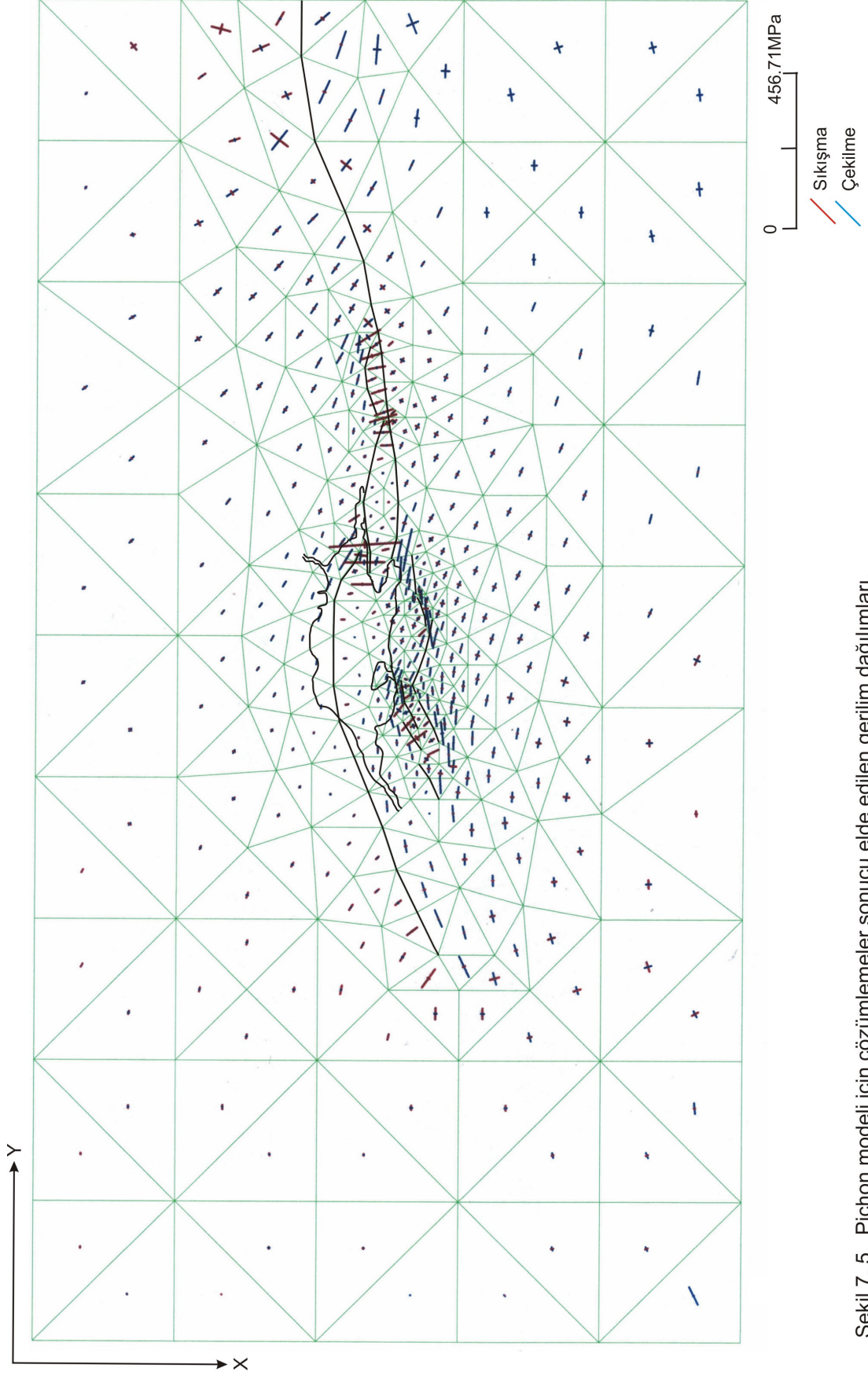
Şekil 7. 2. Pichon modeli üçgen eleman ağı.



Şekil 7. 3. Pichon modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.



Şekil 7. 4. Pichon modeli için çözümler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.



Şekil 7. 5. Pichon modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen gerilim dağılımları.

Modele uygulanan sınır koşulları altında, fay segmentleri boyunca gerilmeler ve yerdeğıştirmeler homojen olmayan bir dağılım göstermiştir. Yönleri ve büyüklükleri açısından, Pichon modelinde homojen olmayan bir dağılım gösteren asal gerilmeler, Marmara Bölgesi'ndeki fay segmentlerinin kuzey ve güneyinde önemli farklılıklar oluşturmaktadır. Bu modelde dikkate alınan ve Marmara Denizi'ni boydan boya kesen fay zonu, kuzeyinde sıkıştırıcı bir gerilme alanı içinde iken, Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentlerinde çekilme gerilmeleri oluşmaktadır.

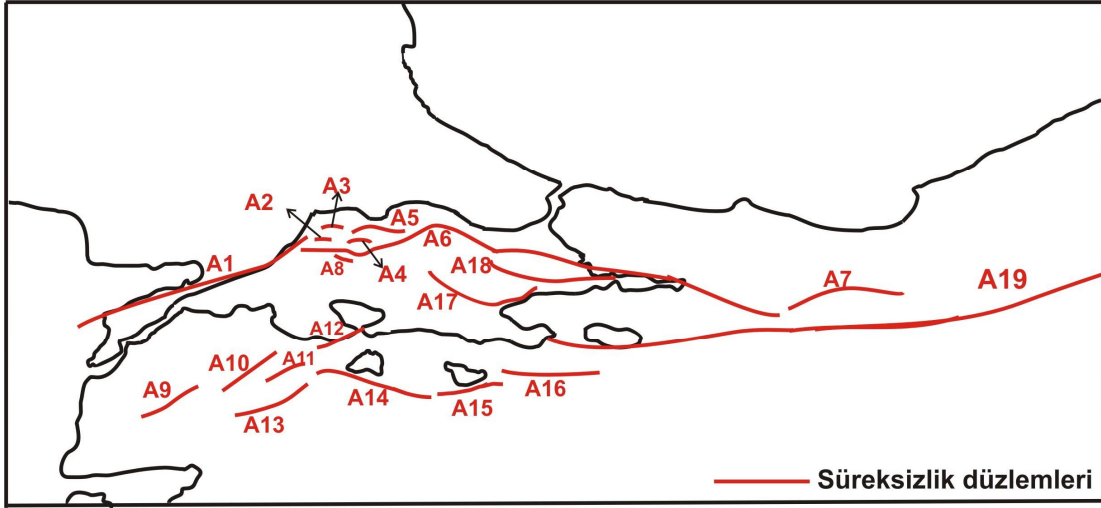
Le Pichon et al. (2001) ve Sato et al. (2004) tarafından önerilen, Çınarcık Havzası ve Armutlu Yarımadası'nda birim deformasyon bölümlendirmesinin varlığını gösterdiği düşünölen normal faylanma mekanizması ile model sonuçları uyumludur.

7. 2. Armijo Modeli (Armijo et al., 2002 Modeli)

Armijo et al. (2002) tarafından önerilen fay segmentlerini içeren bu modele, "Armijo modeli" adı verilmiştir ve önceden belirlenen sonuç sınır koşulları uygulanmıştır. Modelde 359 adet düğüm noktası, 489 adet üçgen eleman ve 19 adet süreksizlik düzlemi bulunmaktadır. Süreksizlik düzlemleri üzerinde toplam 198 adet çift düğüm noktası vardır. Armijo modelinde dikkate alınan süreksizlik düzlemleri Şekil 7. 6'da gösterilmektedir.

A1 süreksizlik düzlemi, Ege Denizi içerisinde başlayarak Gaziköy üzerinden Marmara Denizi içine giren fay segmentini; A2, A3, A4 ve A5 süreksizlik düzlemleri Marmara Denizi içinden geçen TMF'nin kuzeyindeki küçük segmentleri; A6, Marmara Denizi içinden geçerek, Gölcük, İzmit, Adapazarı boyunca devam ederek, KAFZ'nun ikiye çatallandığı yere kadar uzanan KAFZ'nun kuzey kolunu ve A7 süreksizlik düzlemi ise, Düzce fayını benzeştirmektedir. A8; Marmara Denizi'nin içinden geçen kuzeydeki TMF'nin güneyinde bulunan fay segmentini temsil etmektedir. Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentlerinden Etili Fayı, A9; Çan-Biga Fay Zonu, A10; Sarıköy Fayı, A11; Edincik Fayı, A12; Yenice-Gönen Fayı, A13; Manyas Fayı, A14; Ulubat Fayı, A15 ve Bursa Fayı, A16 numaralı

süreksizlik düzlemi ile temsil edilmektedir. Armutlu Yarımadası'ndan başlayarak Marmara Denizi ortalarına kadar uzanan fay segmenti, A17 ve bu segmentin kuzeyindeki, Çınarcık açıklarından Marmara Denizi içine doğru uzanan fay segmenti ise, A18 süreksizlik düzlemi ile benzeştirilmiştir. KAFZ'nun İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasındaki bölümünden başlayarak Dokurcun Vadisi üzerinden devam eden doğudaki kolu ise, A19 süreksizlik düzlemi olarak benzeştirilmiştir (Şekil 7. 6).

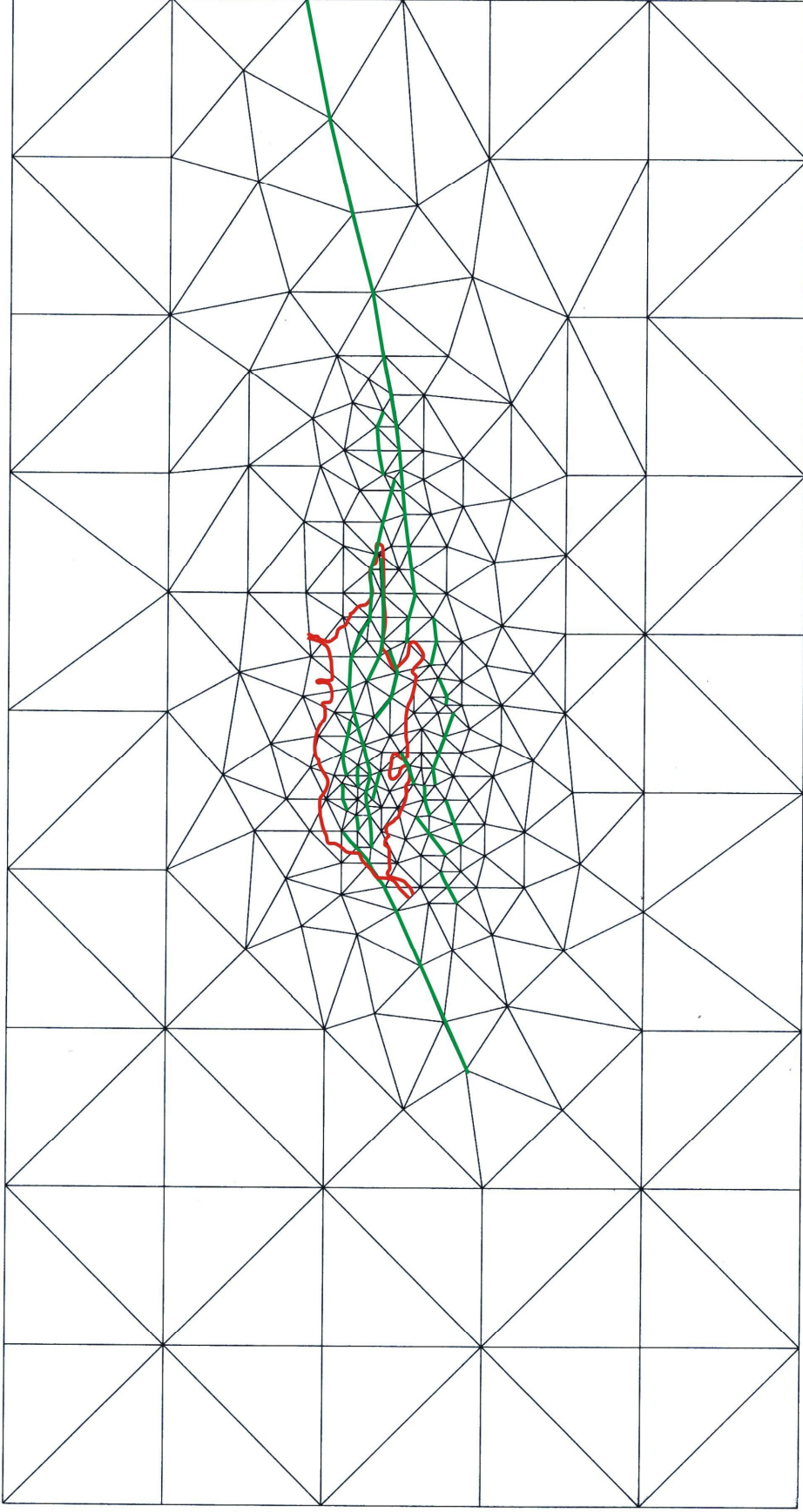


Şekil 7. 6. Armijo modelinde dikkate alınan süreksizlik düzlemleri.

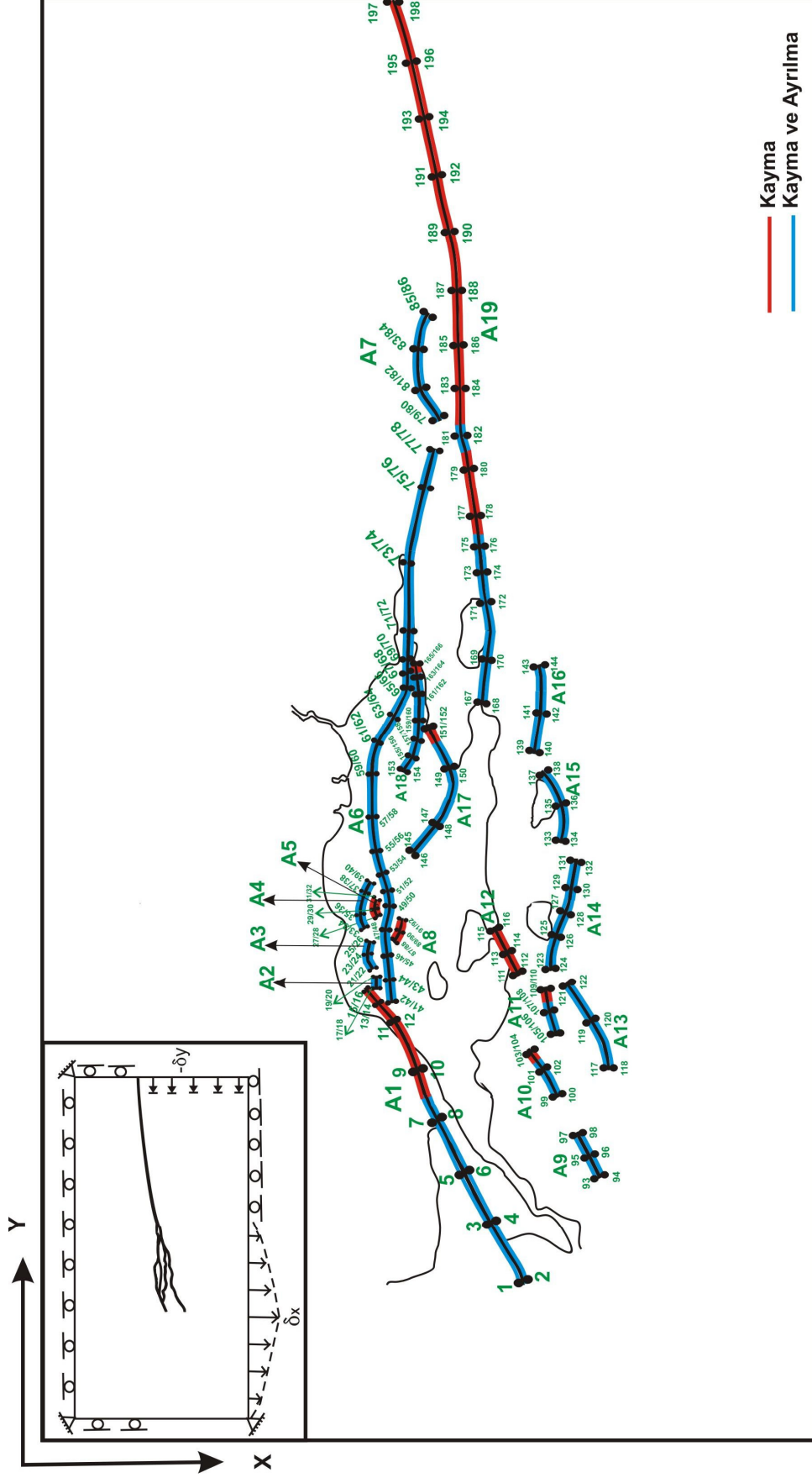
Modelin üçgen eleman ağı Şekil 7. 7'de gösterilmektedir. Çözümlemeler sonucu, yenilmelerin olduğu düğüm noktaları ve yenilme türleri Ek-2, Çizelge E2. 2'de verilmiştir.

Çözümlemeler sonunda, kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları, Şekil 7. 8'de gösterilmektedir. Bu şekilde; “mavi” olarak gösterilen çizgiler “kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu” yenilmeler, “kırmızı” olarak gösterilenler ise “kayma” şeklindeki yenilmelerdir.

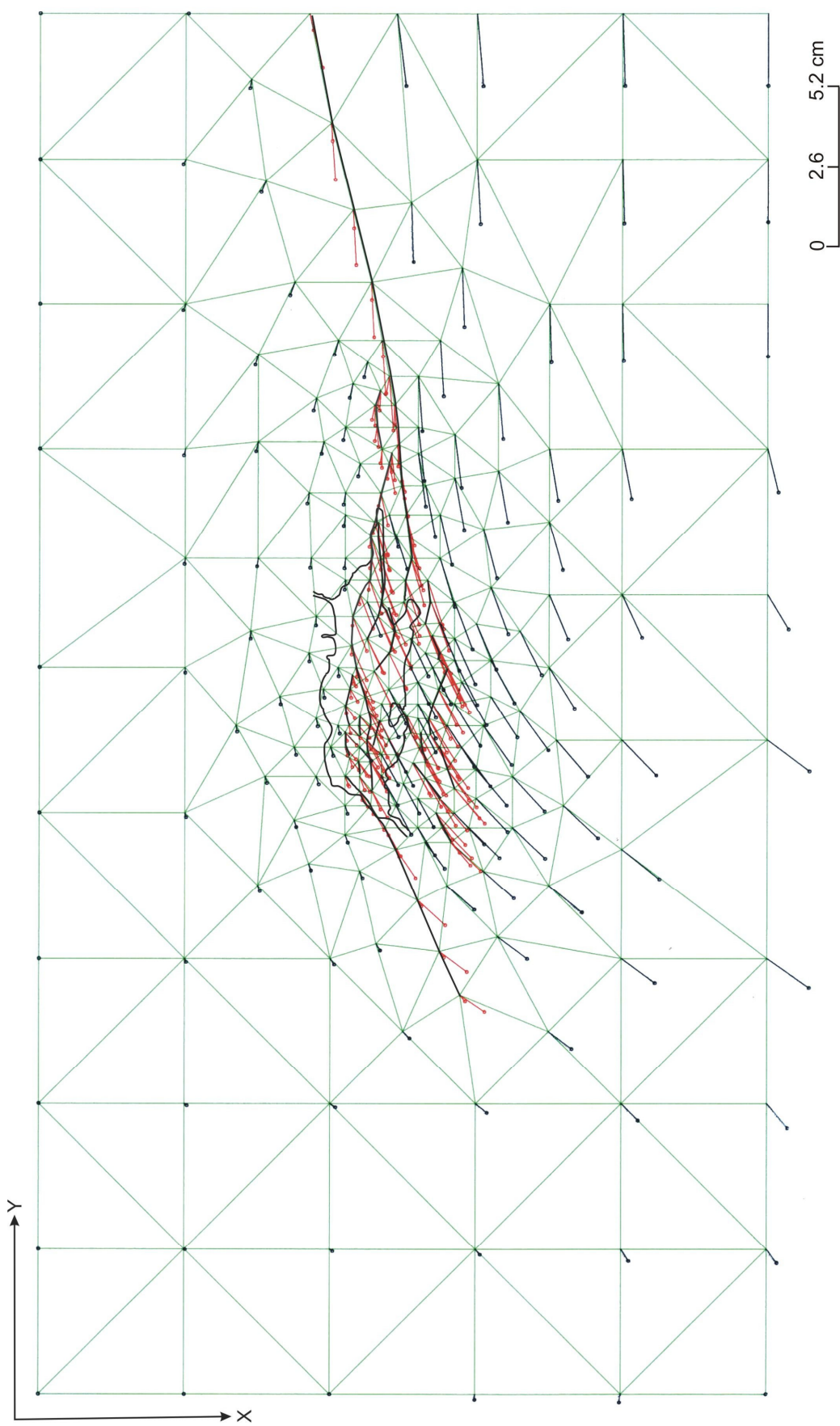
Model için; çözümlemeler sonucu elde edilen bileşke yerdeğiştirme vektörleri, Şekil 7. 9'da ve elde edilen gerilme dağılımları Şekil 7. 10'da gösterilmektedir. Çözümlemelerden elde edilen ve Şekil 7. 9'da gösterilen yerdeğiştirme vektörleri ile GPS vektörleri (bkz. Şekil 1. 10 ve Şekil 1. 11) karşılaştırıldığında sonuçların uyumlu olduğu belirlenmiştir.



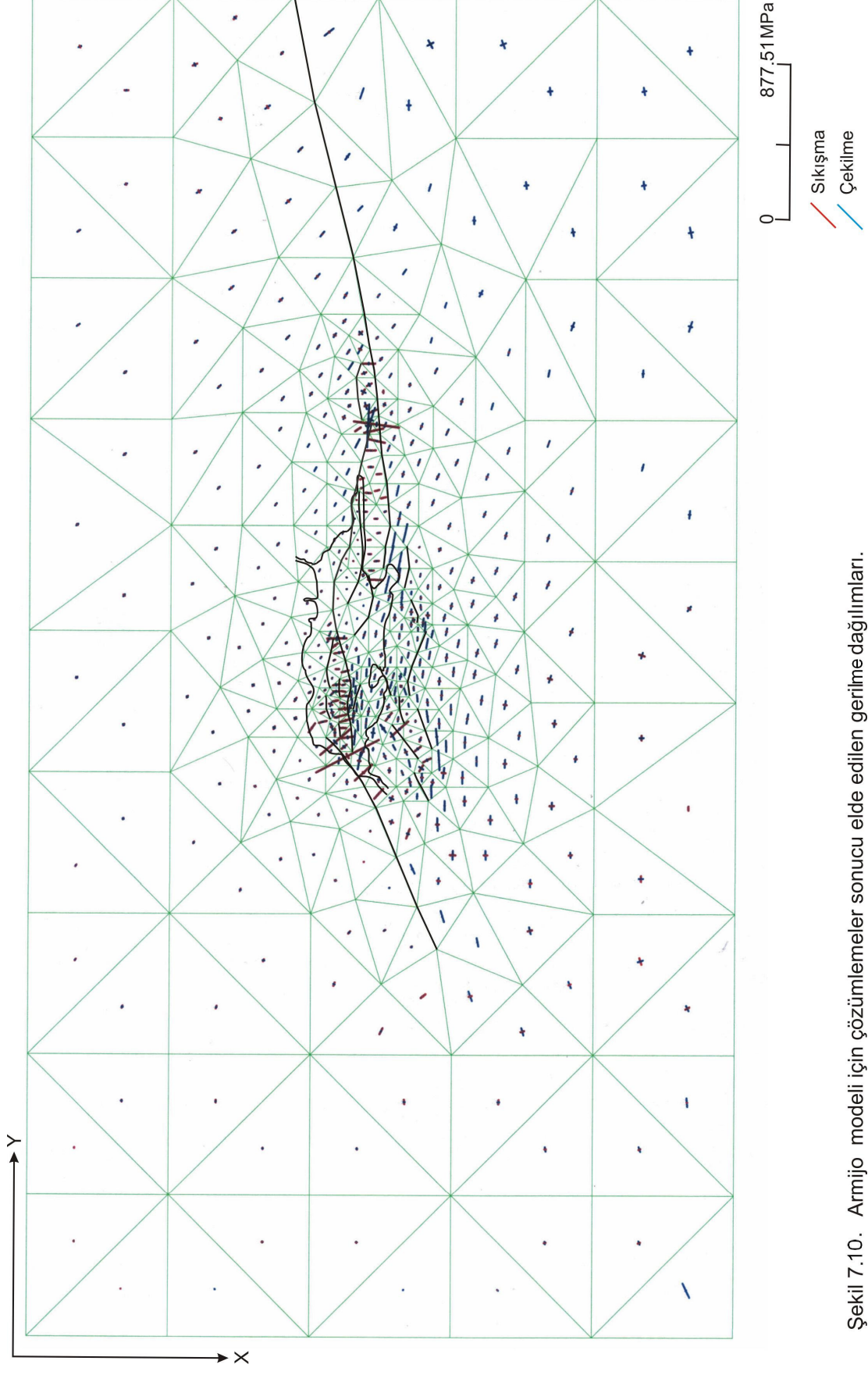
Şekil 7. 7. Armijo modeli üçgen eleman ağı.



Şekil 7. 8. Armijo modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.



Şekil 7. 9. Armijo modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.

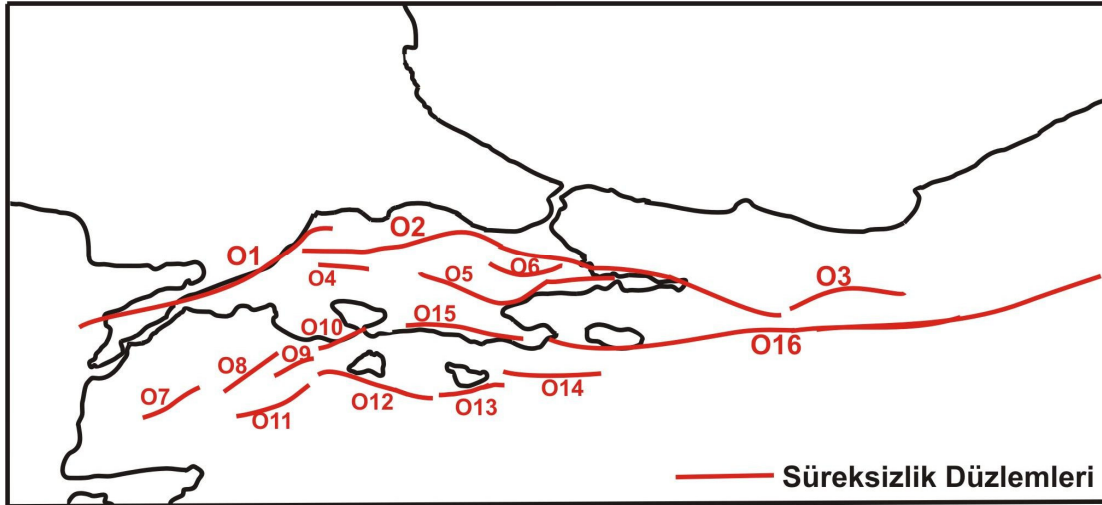


Şekil 7.10. Armijo modeli için çözümlemeler sonucu elde edilen gerilme dağılımları.

Armijo modelinde de, asal gerilmeler homojen olmayan bir dağılım göstermektedir. Ancak bu modelde, Pichon modelinden farklı olarak, Marmara Denizi'nin içinde önemli sıkışma ve çekilme gerilmelerinin olduğu belirlenmiştir. Model çalışmasından, Marmara Denizi içindeki fay segmentleri için normal fay ve doğrultu atımlı fay mekanizmalarının belirlenmesi, Armijo et al. (2002) tarafından önerilen çek-ayır yapı modeli ile uyumlu sonuçlar vermiştir.

7. 3. Okay Modeli (Okay et al. ,2000 Modeli)

Okay et al. (2000) tarafından önerilen fay segmentlerini içeren modele, "Okay modeli" adı verilmiştir ve önceden belirlenen sonuç sınır koşulları uygulanmıştır. Modelde 360 adet düğüm noktası ve 500 adet üçgen eleman bulunmaktadır. Modelde toplam 16 adet süreksizlik düzlemi bulunmaktadır. Okay modelinde içerilen süreksizlik düzlemleri, Şekil 7. 11'de gösterilmektedir. Süreksizlik düzlemleri üzerinde toplam 190 adet çift düğüm noktası vardır.



Şekil 7. 11. Okay modelinde içerilen süreksizlik düzlemleri.

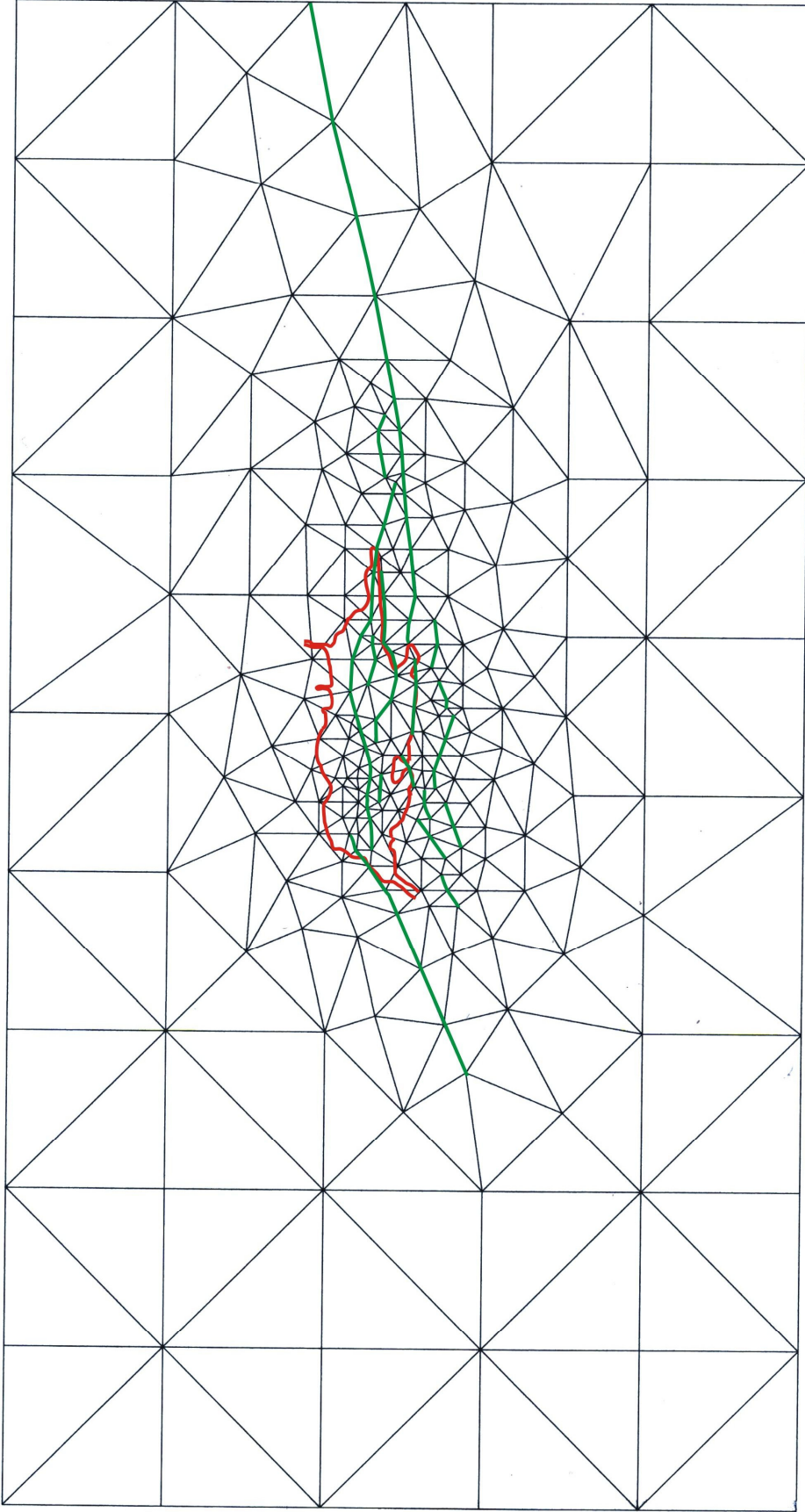
O1 süreksizlik düzlemi, Ege Denizi içerisinden başlayarak Gaziköy üzerinden Marmara Denizi içine giren fay segmentini; O2 süreksizlik düzlemi Marmara Denizi içinden geçerek, Gölçük, İzmit, Adapazarı boyunca devam ederek, Dokurcun Vadisi civarında KAFZ'nun ikiye çatallandığı yere kadar uzanan KAFZ'nun kuzey kolunu ve O3 süreksizlik düzlemi ise, Düzce fayını benzeştirmektedir. O4;

Marmara Denizi'nin içinden geçen kuzeydeki TMF'nin güneyinde bulunan fay segmentini temsil etmektedir. Körfezden itibaren, Çınarcık açıklarından ve Armutlu Yarımadası'ndan devam ederek Marmara Denizi ortalarına kadar uzanan fay segmenti, O5 ve bu segmentin kuzeyindeki fay segmenti ise, O6 süreksizlik düzlemi ile benzeştirilmiştir. Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentlerinden Etili Fayı, O7; Çan-Biga Fay Zonu, O8; Sarıköy Fayı, O9; Edincik Fayı, O10; Yenice-Gönen Fayı, O11; Manyas Fayı, O12; Ulubat Fayı, O13 ve Bursa Fayı, O14 numaralı süreksizlik düzlemi ile temsil edilmektedir. O15 süreksizlik düzlemi, Gemlik Körfezi'nden başlayarak, Mudanya Bandırma arasında uzanan segmenti temsil etmektedir. KAFZ'nun İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasındaki bölümünden başlayarak, Dokurcun Vadisi üzerinden devam eden doğudaki kolu ise, O16 süreksizlik düzlemi olarak benzeştirilmiştir (Şekil 7. 11).

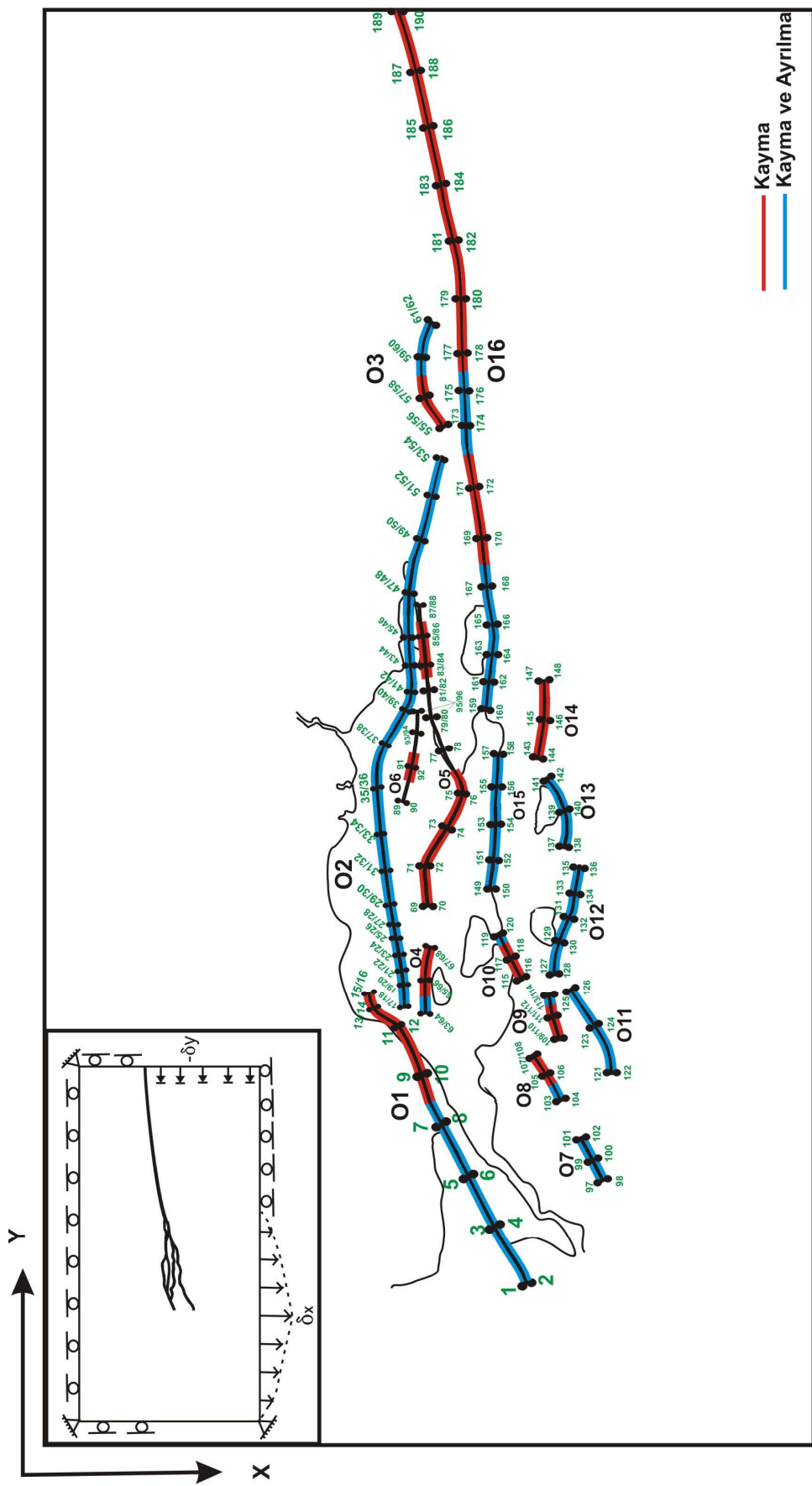
Okay modeli için oluşturulan üçgen eleman ağı, Şekil 7. 12'de gösterilmektedir. Çözümlemeler sonucu; yenilme oluşan düğüm noktaları ve yenilme türleri, Ek-2, Çizelge E2. 3'de listelenmiştir. Bu çizelgede, kayma şeklinde oluşan yenilme, "K" ve kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu yenilme ise, "KA" harfi ile parantez içinde gösterilmektedir.

Çözümlemeler sonunda, kayma veya kayma-ayrılmaların olduğu düğüm noktaları, Şekil 7. 13'te gösterilmiştir. Bu şekilde; kayma ve ayrılmaların birlikte olduğu yenilmeler, "mavi" çizgilerle, kayma şeklindeki yenilmeler ise, "kırmızı" çizgilerle gösterilmektedir. Bu modelde Okay et al. (2000) tarafından önerilen Marmara Denizi'nin doğusunda, Armutlu Yarımadası ile Marmara Denizi arasındaki fay segmentinde (O5 no'lu süreksizlik düzlemi, bknz. Şekil 7. 11) ve bunun hemen kuzeyindeki fay segmentini benzeştiren süreksizlik düzlemindeki (O6 süreksizlik düzlemi, bknz. Şekil 7. 11) birkaç düğüm noktasında yenilme oluşmamıştır. Bunun nedeninin, diğer modellerden farklı olarak, Okay modelinde Marmara Denizi'nin güneyindeki segmentte (O15 no'lu süreksizlik düzlemi, bknz. Şekil 7.11) oluşan bir gerilme boşalımı olabileceği düşünülmüştür.

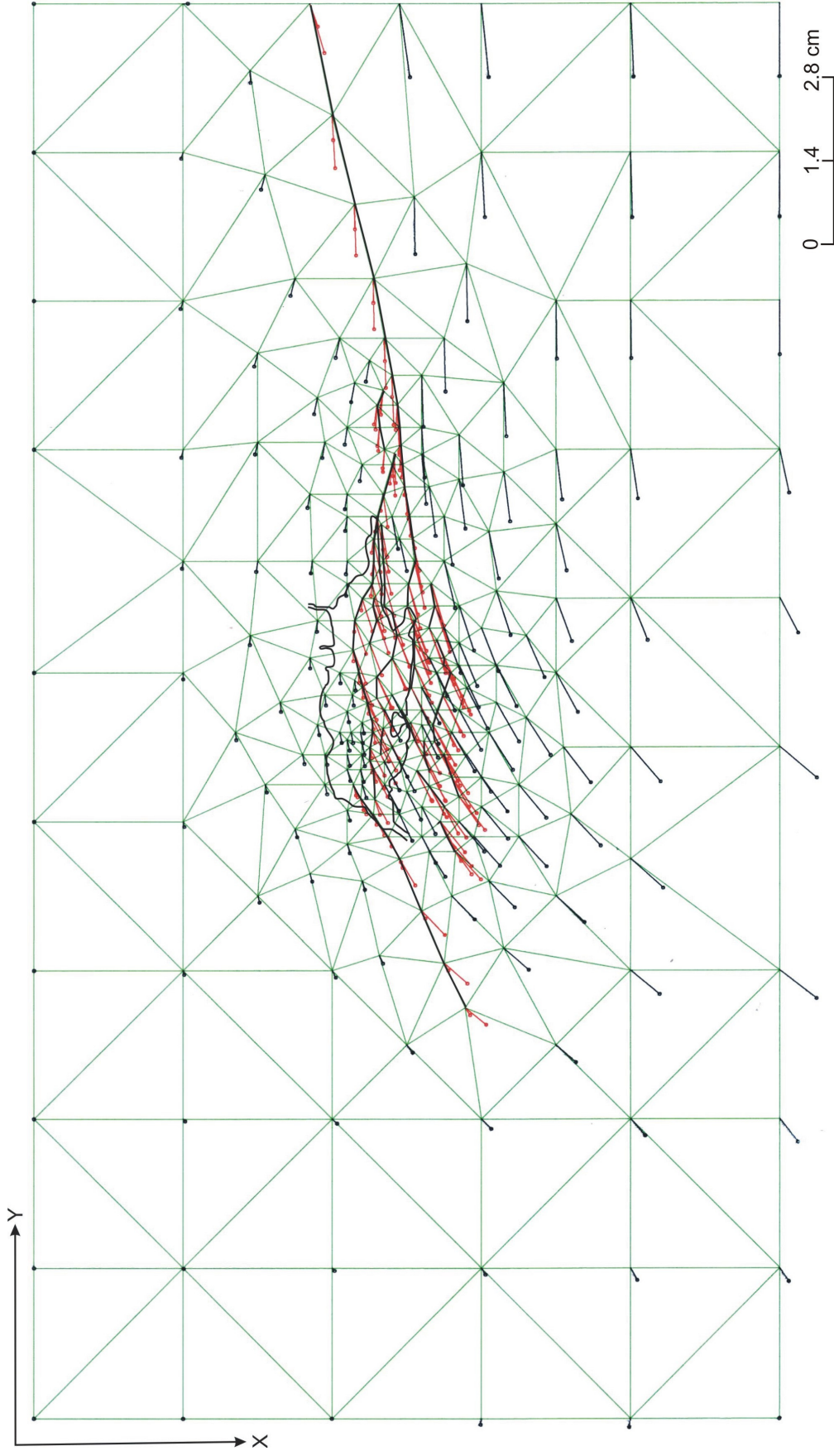
Çözümlemeler sonucu elde edilen bileşke yerdeğiştirme vektörleri, Şekil 7. 14'te ve gerilme dağılımları, Şekil 7. 15'de gösterilmektedir.



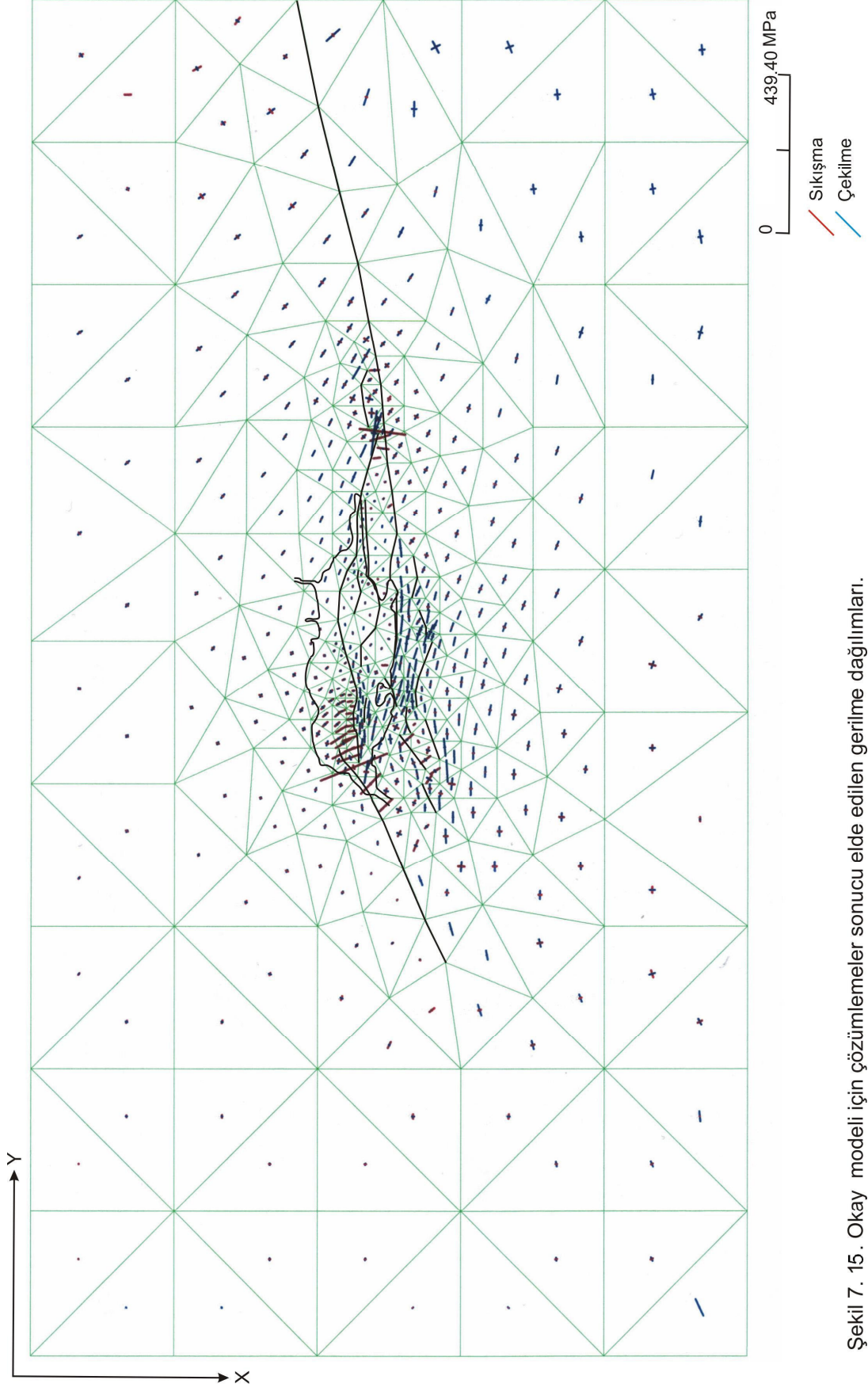
Şekil 7. 12. Okay modeli üçgen eleman ağı.



Şekil 7. 13. Okay modeline en son uygulanan yerdeğiştirme sınır koşulu altında kayma ve ayrılma oluşan çift düğüm noktaları.



Şekil 7. 14. Okay modeli için çözümler sonucu elde edilen yerdeğiştirme vektörleri.



Şekil 7. 15. Okay modeli için çözümler sonucunda elde edilen gerilme dağılımları.

Çözömlmelerden elde edilen yerdeğıştirme vektörleri (Şekil 7. 14) ile GPS vektörleri (bknz. Şekil 1. 10 ve Şekil 1. 11) karşılaştırıldığında sonuçların uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Okay modelinde de, asal gerilmeler homojen olmayan bir dağılım göstermektedir. Armijo modelinde olduğu gibi, çek ayır sistemle uyumlu olmak üzere, Marmara Denizi içinde önemli çekilme ve sıkışma gerilmeleri oluşmuştur.

7. 4. Model Çözömlmelerinin Odak Mekanizması Çözömlmeleri ile Karşılaştırılması

Pichon, Armijo ve Okay modelleri çözömlmelerinde sırasıyla; Şekil 7. 3, Şekil 7. 8 ve Şekil 7. 13'te göröldüğü gibi, kırmızı ile gösterilen süreksizlik düzlemlerinde model sonuçlarına göre kayma, mavi ile gösterilen süreksizlik düzlemlerinde ise kayma ve ayrılma birlikte oluşmuştur. Kayma ve ayrılmaların birlikte oluştuğu düğüm noktalarında, x (düşey) ve y (yatay) yönündeki yerdeğıştirmelerin büyüklükleri ayrıntılı olarak incelenerek, Bölüm 6. 2'de anlatılan fay mekanizması koşullarına bağılı olarak fay segmentlerini benzeştiren her bir süreksizlik düzleminde oluşan fay mekanizmaları saptanmıştır.

Üç model için, fay mekanizmalarının belirlenişi ve bunların depremlerin odak mekanizması çözömlmeleri ile karşılaştırılması bu bölümde tek bir başlık altında verilmiştir.

Ege Denizi İçindeki Bölüm

Şekil 4. 3'te gösterilen 12, 17 ve 30 no'lu odak mekanizması çözömlmeleri Ege Denizi içerisinde oluşmuş depremlere aittir. Bu çözömlmeler sırasıyla; normal bileşene de sahip doğırlu atımlı fay, doğırlu atımlı fay ve yatay bileşene sahip normal fay mekanizmalarını belirtmektedir.

Pichon modelinde, P1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi içerisinde kalan bölümünde (1/2 ile 9/10 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölüm), Armijo

modelinde A1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi içerisinde kalan bölümünde (1/2 ile 7/8 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölümü) ve Okay modelinde O1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi içerisinde kalan bölümünde (1/2 ile 7/8 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölümü), model zmlmeleri sonucunda kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Süreksizlik düzlemlerinin bu bölümü için normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması belirlenmiştir. Bu bölümde; Pichon, Armijo ve Okay modellerinden elde edilen çözümlleme sonuçları ile 12 ve 30 no'lu odak mekanizması zmlmeleri uyumludur.

Gaziköy Bölümü

Bu bölüm için belirlenmiş bir deprem odak mekanizması çözümlmesi bulunmamaktadır. Ancak, bölgedeki fay segmentini 22 Mayıs 1766 depremi (Ambraseys and Jackson, 2000) ve 13 Eylül 1912 şarky-Mürefte depreminin oluşturduğu bilinmektedir. Ambraseys and Finkel (1987), şarky-Mürefte depreminin oluşturduğu fayı normal fay bileşeni olan doğrultu atımlı fay olarak tanımlamışlardır.

Pichon modelinin zmlmeleri sonucunda, P1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi ile Marmara Denizi arasındaki bölümü için (9/10 ile 13/14 no'lu düğüm noktaları arası) elde edilen kayma ve ayrılma yenilmelerinin incelenmesi ile normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması belirlenmiştir.

Armijo modelinde, A1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi ile Marmara Denizi arasındaki bölümü (9/10 ile 15/16 no'lu düğüm noktaları arası) ve Okay modelinde ise, O1 süreksizlik düzleminin Ege Denizi ile Marmara Denizi arasındaki bölümü için (9/10 ile 15/16 no'lu düğüm noktaları arası) için zmlmeler sonucunda doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kaymalar elde edilmiştir.

Marmara Denizi İçi ve Gölcük-Sapanca-Abant Boyunca Uzanan Kol

Pichon modelinde 13/14 no'lu düğüm noktası ile 25/26 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölüm Temel Marmara Fayı (TMF)'nı benzeştirmektedir. TMF zerine karşılık gelen 24.04.1988 depremine ait fay düzlemi çözümlmesi; şekil 4. 3'te, 20

no'lu ve Şekil 4. 4'te, 11 no'lu çözümleme olarak gösterilmiştir. Bu çözümleme doğrultu atımlı fay mekanizmasını vermektedir. Ayrıca, Sato et al. (2004) tarafından yapılan mikrodprem çözümlemelerinden elde edilen ve Şekil 4. 5'te gösterilen 1, 2, 3 ve 9 no'lu çözümlemeler de, doğrultu atımlı fay mekanizmasını göstermektedir. Pichon modeli için elde edilen çözümlemelerde, bu süreksizlik düzleminin 13/14 ile 19/20 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölümünde normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Pichon modelinin çözümlemesinden elde edilen sonuçlar, odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumludur.

1960'lı yıllarda dünya genelinde dağılmış ve standart ekipman ile donatılmış sismograf istasyonları oldukça az sayıda olduğundan, 18 Eylül 1963 Yalova-Çınarcık depreminin merkezüstünün hesaplanmasında hatalar vardır (Taymaz et al., 1991). 1963 yılındaki uluslararası aletsel sismolojik verilerin ışığında tanımlanan merkezüstü net olarak bilinmemektedir. Ancak, depremin hissedildiği bölge ve makrosismik gözlemler (genel hasar dağılımları vb. gibi) bu depremin olası merkezüstünün Yalova-Çınarcık açıklarında olabileceğine işaret etmektedir (Taymaz et al., 1991). Bu depreme ait odak mekanizması çözümlemesi; Şekil 4. 3'te, 10 no'lu ve Şekil 4. 4'te 3 no'lu çözümleme olarak gösterilmektedir. Taymaz et al. (1991), bu depreme ait çözümlemeyi normal faylanma mekanizması olarak tanımlarken, Gürbüz et al. (2000) ve Eyidoğan (1988), küçük yatay bileşen içeren normal faylanma olarak tanımlamışlardır.

Pichon modelinde benzeştirilen P1 süreksizlik düzleminin sonundaki iki düğüm noktasının (23/24, 25/26) bu bölgeye karşılık geldiği düşünülmüştür. Bu çift düğüm noktalarında kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır ve yatay bileşen içeren normal fay mekanizması önerilmektedir. Bu sonuç, odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumludur. Mikrodpremlerin çözümlemelerinden elde edilen odak mekanizmalarının verildiği çalışmada (Şekil 4. 5), aynı bölge için; 4, 5 ve 8 no'lu çözümlemeler tanımlanmıştır. Model çalışmaları, 4 ve 8 no'lu odak mekanizması ile uyumlu iken, 5 no'lu çözümleme ile uyumlu değildir. 5 no'lu çözümleme doğrultu atımlı fay mekanizmasına işaret ederken, model çalışmasında yatay bileşen içeren normal fay mekanizması belirlenmiştir.

Dokurcun Vadisi civarında, KAFZ'nun ikiye çatallandığı yerden başlamak üzere KAFZ'nun kuzey kolunu oluşturan ve Adapazarı, İzmit boyunca devam ederek, Gölcük ve Çınarcık'a doğru uzanan kol, Pichon modelinde P2 süreksizlik düzlemi olarak gösterilmiştir (bknz. Şekil 7. 1). P2 süreksizlik düzlemi 27/28 no'lu çift düğüm noktasından başlayarak 39/40 no'lu çift düğüm noktasında sona ermektedir. Bu süreksizlik düzleminin tamamında yatay yöndeki yerdeğiştirmelerin daha büyük olduğu saptanmış olup, bu durum normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını göstermektedir. 17.08.1999 Kocaeli depremi (Şekil 4. 3, 21 no'lu ve Şekil 4. 4, 13 no'lu çözümleme), 13 Eylül 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 25 no'lu ve Şekil 4. 4, 14 no'lu çözümleme), 11 Kasım 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 27 no'lu ve Şekil 4. 4, 15 no'lu çözümleme), 29 Eylül 1999 depremi (Şekil 4. 3, 26 no'lu çözümleme) ve 31 Ağustos 1999 depremi (Şekil 4. 3, 24 no'lu çözümleme) P2 süreksizlik düzleminin benzeştirdiği bölgede meydana gelmiştir. Bu depremlere ait çözümlemeler doğrultu atımlı ve normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmalarını vermektedir. Model çözümlemeleri bu depremlerin odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumludur.

30 Temmuz 1967 depreminin (Şekil 4. 3, 14 no'lu ve Şekil 4. 4, 6 no'lu çözümleme), 17 Ağustos 1999 depreminin artçı şokunun (Şekil 4. 3, 22 no'lu çözümleme) ve 19 Ağustos 1999 depreminin (Şekil 4. 3, 23 no'lu çözümleme) odak mekanizması çözümlemeleri ise, normal fay mekanizmasını belirtmektedir. Modelleme çalışmasından belirlenen sonuçlar, bu odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumlu değildir. Sato (2004)'nın yapmış olduğu mikrodremlere ait mekanizma çözümlemeleri (Şekil 4. 5; 6 ve 7 no'lu çözümlemeler), bu bölge için doğrultu atım bileşenleri içeren normal fay mekanizmasını belirtmektedir. Bu çözümlemeler ile Pichon modelinin çözümlemelerinden elde edilen sonuçlar uyumlu değildir.

Armijo modelinde, A2 süreksizlik düzleminde (17/18 ile 19/20 no'lu düğüm noktaları), A3 süreksizlik düzleminde (21/22 ile 25/26 no'lu düğüm noktaları) ve A5 süreksizlik düzleminde (33/34 ile 39/40 no'lu düğüm noktaları), kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır. Yerdeğiştirme vektörlerinin büyüklükleri incelendiğinde, yatay bileşen içeren normal fay mekanizması belirlenmiştir. Model çalışmasından; A2, A3 ve A4 süreksizlik düzlemleri için belirlenen sonuçlar, Sato et al. (2004)

tarafından belirlenen, 1 ve 2 no'lu birleşik odak mekanizması çözümlmeleri (Şekil 4. 5) ile uyumlu değildir. Bu segmentlerin hemen güneyindeki segmenti benzeştiren, A4 süreksizlik düzleminde (27/28 ile 31/32 no'lu düğüm noktaları) ve A8 süreksizlik düzleminde (87/88 ile 91/92 no'lu düğüm noktaları), doğrultu atımlı fay mekanizmasını işaret eden kaymalar oluşmuştur. Model çalışmasından, A4 süreksizlik düzlemi için belirlenen sonuç, birleşik odak mekanizması çözümlmeleri (Şekil 4. 5, 1 ve 2 no'lu çözümlmeler) ile uyumludur. Model çalışmasından, A8 süreksizlik düzlemi için belirlenen doğrultu atımlı fay mekanizması, birleşik odak mekanizması çözümü (Şekil 4. 5, 9 no'lu çözümlme) ile uyumludur.

Marmara Denizi'nin içinden geçen A6 süreksizlik düzleminin Temel Marmara Fayı (TMF)'ni benzeştiren bölümünde (41/42 ile 61/62 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölüm) ise, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. 24 Nisan 1988 depremine ait fay düzlemi çözümlmesi (Şekil 4. 3, 20 no'lu ve Şekil 4. 4, 11 no'lu çözümlmeler) ve Sato et al. (2004) tarafından yapılan mikrodprem çözümlmelerinden elde edilen birleşik odak mekanizması çözümlmeleri (Şekil 4. 5; 1, 2, 3 ve 9 no'lu çözümlmeler) ile Armijo modelinin çözümlenmesinden elde edilen sonuçlar uyumludur. Ancak, model çalışmasının sonuçları, Şekil 4. 5'te gösterilen, 5 no'lu birleşik odak mekanizması çözümlmesi ile uyumlu değildir.

Armijo modelinde benzeştirilen A6 süreksizlik düzleminin Gölcük-Sapanca-Dokurcun Vadisi boyunca uzanan kolunda (71/72 ile 77/78 no'lu düğüm noktaları), normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten, kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. 17.08.1999 Gölcük-Arifiye depremi (Şekil 4. 3, 21 no'lu ve Şekil 4. 4, 13 no'lu çözümlme), 13 Eylül 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 25 no'lu ve Şekil 4. 4, 14 no'lu çözümlme), 11 Kasım 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 27 no'lu ve Şekil 4. 4, 15 no'lu çözümlme), 29 Eylül 1999 depremi (Şekil 4. 3, 26 no'lu çözümlme) ve 31 Ağustos 1999 depremi (Şekil 4. 3, 24 no'lu çözümlme), süreksizlik düzleminin bu bölümü ile ilgilidir. Armijo modelinin çözümlmeleri bu depremlerin odak mekanizması çözümlmeleri ile uyumludur.

Armijo modelinin çözümlenmesinden elde edilen sonuçlar, 30 Temmuz 1967 depreminin (Şekil 4. 3, 14 no'lu ve Şekil 4. 4, 6 no'lu çözümleme), 17 Ağustos 1999 depreminin artçı şokunun (Şekil 4. 3, 22 no'lu çözümleme) ve 19 Ağustos 1999 depreminin (Şekil 4.3, 23 no'lu çözümleme) odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumlu değildir.

Okay modelinde ise, O2 süreksizlik düzleminin 17/18 ile 41/42 no'lu düğüm noktaları arasındaki bölümünde, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. O4 süreksizlik düzleminde ise, doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kaymalar oluşmuştur. Bu sonuçlar, bölgedeki depremin odak mekanizması çözümlemesi (Şekil 4. 3, 20 ve Şekil 4. 4, 11 no'lu çözümleme) ve mikrodepremlerden elde edilen birleşik odak mekanizması çözümlemeleri (Şekil 4. 5; 1, 2, 3, 5 ve 9 no'lu çözümlemeler) ile uyumludur. Bu süreksizlik düzlemi için, Okay modelinin çözümlemesinden elde edilen sonuç, yalnızca Şekil 4. 5'te gösterilen, 4 no'lu birleşik odak mekanizması çözümlemesi ile uyumlu değildir.

O2 süreksizlik düzleminin, Gölcük-Sapanca-Dokurcun Vadisi boyunca uzanan KAFZ'nun kuzey kolunu benzeştiren bölümünde (43/44 ile 53/54 no'lu düğüm noktaları), normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. 17.08.1999 Gölcük-Arifiye depremi (Şekil 4. 3, 21 no'lu ve Şekil 4. 4, 13 no'lu çözümleme), 13 Eylül 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 25 no'lu ve Şekil 4. 4, 14 no'lu çözümleme), 11 Kasım 1999 Sapanca depremi (Şekil 4. 3, 27 no'lu ve Şekil 4. 4, 15 no'lu çözümleme), 29 Eylül 1999 depremi (Şekil 4. 3, 26 no'lu çözümleme) ve 31 Ağustos 1999 depreminin (Şekil 4. 3, 24 no'lu çözümleme) odak mekanizması çözümlemeleri ile Okay modelinin çözümlemelerinden elde edilen sonuçlar uyumludur.

Düzce Fayı (P3, A7 ve O3 Süreksizlik Düzlemleri)

20 Haziran 1943 Hendek-Adapazarı depremi (Şekil 4. 3, 1 no'lu ve Şekil 4. 4, 12 no'lu çözümleme) ve 12 Kasım 1999 Düzce depreminin (Şekil 4. 3, 28 no'lu ve Şekil 4. 4, 16 no'lu çözümleme) odak mekanizması çözümlemeleri, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay ve doğrultu atımlı fay mekanizmalarını belirtmektedir.

Pichon modelinde P3 süreksizlik düzlemi (bkz. Şekil 7. 1), Armijo modelinde A7 süreksizlik düzlemi (bkz. Şekil 7. 6) ve Okay modelinde O3 süreksizlik düzlemi (bkz. Şekil 7.11) Düzce fayını benzeştirmektedir. Model çalışmasında, üç modelde de bu süreksizlik düzlemleri üzerinde normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır. Pichon, Armijo ve Okay modellerinin çözümlemeleri ile odak mekanizması çözümlemeleri uyumludur.

Armutlu Yarımadası'ndan Marmara Denizi'ne Doğru Devam Eden Segment (O5 Süreksizlik Düzlemi)

Bu süreksizlik düzlemi yalnızca Okay modelinde içerilmiş olup, Pichon ve Armijo modellerinde bulunmamaktadır.

Bu süreksizlik düzleminin Marmara Denizi ortalarına kadar devam eden batı bölümünde (69/70 ile 75/764 no'lu çift düğüm noktaları), doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kaymalar oluşmuştur. Bu bölge için belirlenmiş bir odak mekanizması çözümlemesi bulunmamaktadır.

O5 süreksizlik düzleminin Armutlu Yarımadası kıyısına doğru devam eden doğu bölümünde (75/76 ile 81/82 no'lu çift düğüm noktaları) ise, uygulanan sınır koşulları altında yenilme oluşmamıştır. Süreksizlik düzleminin en doğusunda (83/84, 85/86 no'lu düğüm noktaları), doğrultu atımlı fay mekanizmasını gösteren kaymalar oluşmuştur. Şekil 4. 5'te gösterilen, 6 no'lu birleşik odak mekanizması çözümlemesinin, O5 süreksizlik düzleminin bu bölümü için kullanılabileceği düşünülmüştür. Bu odak mekanizması çözümlemesi, çok küçük yatay bileşen içeren normal fay mekanizmasını belirtmektedir. Model çalışmasından elde edilen sonuç ile bu birleşik odak mekanizması çözümlemesi uyumlu değildir.

Marmara Denizi'nden Gölcük Kıyısına Doğru Devam Eden Segment (O6 Süreksizlik Düzlemi)

Bu süreksizlik düzlemi de yalnızca Okay modelinde içerilmiş olup, Pichon ve Armijo modellerinde bulunmamaktadır.

18.09.1963 Yalova-Çınarcık depreminin merkez üssü tam olarak belli olmadığından (Taymaz, 1999), bu depremin odak mekanizması çözümlemesinin bu bölge için kullanılabileceği düşünülmüştür. Bu çözümleme (Şekil 4. 3, 10 no'lu ve Şekil 4. 4, 3 no'lu çözümleme), Taymaz et al. (1991) tarafından normal fay mekanizması olarak tanımlarken, Gürbüz et al. (2000) ve Eyidoğan (1988) tarafından küçük yatay bileşen içeren normal faylanma olarak tanımlamıştır. Ayrıca, Sato et al. (2004) tarafından belirlenen 8 no'lu çözümleme de, küçük yatay bileşen içeren normal faylanma mekanizmasını belirtmektedir (Şekil 4. 5). Modelleme çalışmasında, bu düzlem üzerindeki çift düğüm noktalarından sadece birinde (91/92), doğrultu atımlı fay mekanizmasını gösteren kayma oluşmuştur, diğer düğüm noktalarında ise, yenilme oluşmamıştır. Model çalışmasından elde edilen sonuç ile odak mekanizması çözümlmeleri uyumlu değildir.

Etili Fayı (P4, A9 ve O7 Süreksizlik Düzlemleri)

Etili Fayı'nın yakınında oluşmuş bir depreme ait odak mekanizması çözümlemesi bulunmamaktadır. Ancak, tarihsel dönemde Truva kentini bir kaç kez yıkmış olduğu düşünülen depremler bu fay tarafından üretilmiştir. Bu fayın normal bileşen içeren doğrultu atımlı bir fay olduğu bilinmektedir (Taymaz, 1999).

Pichon modelinde Etili fayını benzeştiren P4 süreksizlik düzleminde, Armijo modelinde A9 süreksizlik düzleminde ve Okay modelinde O7 süreksizlik düzleminde, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur.

Çan-Biga Fay Zonu (P5, A10 ve O8 Süreksizlik Düzlemleri)

5 Temmuz 1983 Çan-Biga depremi bu fay üzerinde oluşmuştur. Bu depreme ait odak mekanizması çözümü (Şekil 4. 3, 19 no'lu çözüm), normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını vermektedir.

Modelleme çalışmasında, Pichon, Armijo ve Okay modellerinde bu fayı benzeştiren süreksizlik düzlemleri üzerinde (P5, A10 ve O8 süreksizlik düzlemleri) normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve

ayrılmalar oluşmuştur. Model çözümlmelerinden elde edilen sonuçlar odak mekanizması çözümlmeleri ile uyumludur.

Sarıköy Fayı (P6, A11 ve O9 Süreksizlik Düzlemleri)

Sarıköy Fayı yakınında oluşmuş bir depreme ait odak mekanizması çözümlmesi bulunmamaktadır. Selim ve Tüysüz (2004) tarafından yapılan saha gözlemlerine göre bu fay, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanırken, Herece (1990) tarafından eğim atımlı normal fay olarak tanımlanmıştır.

Pichon ve Armijo modellerinde bu fayı benzeştiren süreksizlik düzlemlerinde normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır.

Okay modelinde ise, bu süreksizlik düzlemi üzerindeki düğüm noktalarının büyük bir bölümünde kaymalar oluşmuştur ve doğrultu atımlı fay mekanizması önerilmektedir.

Edincik Fayı (P7, A12 ve O10 Süreksizlik Düzlemleri)

Edincik Fayı'nın yakınında bir depreme ait odak mekanizması çözümlmesi bulunmamaktadır. Saha gözlemlerine göre, bu fay Selim ve Tüysüz (2004) tarafından sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmaktadır.

Üç modelin çözümlenmesinden elde edilen sonuçlara göre, bu fayı benzeştiren süreksizlik düzlemleri (Pihon modelinde P7, Armijo modelinde, A12 ve Okay modelinde O10) üzerinde kaymalar oluşmuştur ve doğrultu atımlı fay mekanizması önerilmektedir.

Yenice-Gönen Fayı (P8, A13 ve O11 Süreksizlik Düzlemleri)

18 Mart 1953 Yenice-Gönen depremi ve 03 Mart 1969 depremi bu fay ile ilgilidir. 18 Mart 1953 Yenice-Gönen depreminin (Şekil 4. 3, 5 no'lu çözümlleme) ve 03 Mart 1969 depreminin (Şekil 4. 3, 15 no'lu çözümlleme) odak mekanizması

özmlmeleri doğrultu atımlı fay ve yatay bileşen içeren ters fay mekanizmalarını vermektedir.

Kürçer ve Tutkun (2004) tarafından yapılan, Yenice-Göner depremi yüzey kırığının geometrik özellikleri ve paleosismolojisi konusunda yapılan ön çalışmalar sonucunda, bu depremin düşey atım bileşeni olan sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğu belirtilmiştir.

Modelleme çalışmalarında Yenice-Göner fayı; Pichon modelinde P8, Armijo modelinde A13 ve Okay modelinde ise O11 süreksizlik düzlemleri ile temsil edilmiştir. Bu süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarında, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını gösteren, kayma ve ayrılma türü yenilmeler oluşmuştur. Model çözümlmelerinden elde edilen sonuçlar ile Yenice-Göner depreminin odak mekanizması çözümlmeleri uyumludur.

Manyas Fayı (P9, A14 ve O12 Süreksizlik Düzlemleri)

6 Ekim 1964 Manyas depremi ve 20 Ekim 2006 Kuş Gölü depremi bu fay ile ilgilidir. 6 Ekim 1964 Manyas depremine ait odak mekanizması çözümlmesi (Şekil 4. 3, 11 no'lu ve Şekil 4. 4, 4 no'lu çözümlleme), normal faylanma mekanizmasını vermektedir.

Pichon modelinde Manyas fayı P9 süreksizlik düzlemi ile benzeştirilmiştir (bkz. Şekil 7. 1). P9 süreksizlik düzlemi üzerindeki çift düğüm noktalarında kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Yerdeğıştirme vektörlerinin büyüklükleri incelendiğinde ayrılma vektörlerinin kaymaya göre daha büyük olduğu belirlendiği için yatay bileşen içeren normal fay mekanizması belirlenmiştir. Pichon modelinin çözümlenmesinden elde edilen sonuçlar ile odak mekanizması çözümlmeleri uyumludur.

Armijo modelinde (Şekil 7. 6, A14 süreksizlik düzlemi) ve Okay modelinde (Şekil 7. 11, O12 süreksizlik düzlemi) ise, süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarında kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Bu süreksizlik düzlemleri için, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması önerilmektedir. Model

alışmalarından elde edilen zmlerler ile odak mekanizması çözümlerleri uyumlu değildir.

Ulubat Fayı (P10, A15 ve O13 Süreksizlik Düzlemleri)

Ulubat Fayı'nın yakınında bir depreme ait odak mekanizması zmlerisi bulunmamaktadır. Saha gözlemlerine göre bu fay, Selim and Tüysüz (2005) tarafından normal bileşen içeren sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanırken, Taymaz (1999) ise bu fayın normal fay olduğunu önermektedir.

Model çalışmalarında, üç modelde de bu fayı benzeştiren süreksizlik düzlemleri (Pichon modelinde P10, Armijo modelinde A15 ve Okay modelinde O13) zerindeki çift düğüm noktalarında, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını gösteren kayma ve ayrılmalar oluşmuştur.

Bursa Fayı (P11, A16 ve O14 Süreksizlik Düzlemleri)

Bursa Fayı'nın yakınında bir depreme ait odak mekanizması zmlerisi bulunmamaktadır. Koçyiğit et al. (2006), Bursa Fayı'nın birbirine paralel ve yarı paralel normal fay segmentlerinden oluştuğunu belirtmiştir. Emre et al. (2006) ve Selim and Tüysüz (2005), Bursa Fayı'nın normal fay, buna karşın Doyuran vd. (2000) ve Topal et al. (2003) ise önemli oranda normal bileşen içeren doğrultu atımlı bir fay olduğunu belirtmişlerdir.

Model alışmasında Bursa fayı; Pichon modelinde P11 süreksizlik düzlemi ve Armijo modellerinde A16 süreksizlik düzlemi olarak benzeştirilmiştir (bknz. şekil 7. 1 ve şekil 7. 6). Bu süreksizlik düzlemleri üzerindeki çift düğüm noktalarında oluşan kayma ve ayrılma türü yenilmeler incelendiğinde, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması belirlenmiştir.

Okay modelinde ise bu fayı benzeştiren O14 süreksizlik düzlemi üzerindeki çift düğüm noktalarında, doğrultu atımlı fay mekanizmasını gösteren kaymalar oluşmuştur.

Mudanya-Bandırma-Gemlik Körfezi Arasındaki Segment

(O15 Süreksizlik Düzlemi)

Bu fay segmenti yalnızca Okay et al. (2000) tarafından önerilmiştir. Bu nedenle, yalnızca Okay modelinde bu segmenti benzeştiren O15 süreksizlik düzlemi içerilmiştir (Şekil 7. 11).

Bu süreksizlik düzleminin batısındaki düğüm noktalarında (149/150 ile 153/154 no'lu düğüm noktaları arasında) yatay yöndeki yerdeğiştirmelerin daha büyük olduğu; doğusunda (155/156, 157/158) ise, düşey yöndeki yerdeğiştirmelerin daha büyük olduğu kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Bu bölge için belirlenmiş bir deprem odak mekanizması çözümlemesi bulunmamaktadır.

Armutlu Yarımadası'ndan Marmara Denizi'ne Doğru Devam Eden Segment

(A17 Süreksizlik Düzlemi)

Bu süreksizlik düzlemi sadece Armijo modelinde bulunmaktadır (Şekil 7. 6). Bu süreksizlik düzleminin Marmara Denizi içine devam eden batı bölümünde (145/146 ile 149/150 no'lu çift düğüm noktaları), normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Bu bölge için belirlenmiş bir odak mekanizması çözümlemesi bulunmamaktadır.

A17 süreksizlik düzleminin Armutlu Yarımadası kıyısına doğru devam eden doğu bölümünde (151/152 no'lu çift düğüm noktası) ise, doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma oluşmuştur. Bu sonuç, Sato et al. (2004) tarafından belirlenen ve Şekil 4. 5'te gösterilen, 6 ve 7 no'lu birleşik odak mekanizması çözümlemeleri ile uyumlu değildir.

Marmara Denizi'nden Gölcük Kıyısına Doğru Devam Eden Segment

(A18 Süreksizlik Düzlemi)

Bu süreksizlik düzlemi sadece Armijo modelinde bulunmaktadır (Şekil 7. 6). 18.09.1963 Yalova-Çınarcık depreminin merkez üstü tam olarak belli olmadığından (Taymaz, 1999), bu depreme ait odak mekanizması çözümlemesinin bu bölge için kullanılabileceği düşünülmüştür. Modelleme

alışmasında, bu düzlem üzerindeki çift düğüm noktalarında, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. Model çalışmasından elde edilen sonuçlar ile odak mekanizması özömlemesi uyumlu değildir.

KAFZ'nun Güney Kolu ve Doğudaki Devamı

(P12, A19 ve O16 Süreksizlik Düzlemleri)

KAFZ'nun İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasındaki bölümü, Gemlik Fayı; Dokurcun Vadisi ile İznik Gölü arasında kalan bölümü ise, Geyve-İznik Fayı olarak adlandırılmıştır.

Okamura et al. (2003), Gemlik Körfezi'nin çek ayır mekanizmasıyla açılmasına neden olan sağ yönlü doğrultu atımlı fayların varlığını belirtmektedir. Uçarkuş et al. (2003), Gemlik fay zonunun Gemlik Körfezi ile İznik Gölü arasında birçok segmentten oluştuğunu ve morfolojik özelliklerinin düşey bileşene sahip sağ yönlü doğrultu atım karakterini taşıdığını belirtmişlerdir.

Pichon modelinde P12 süreksizlik düzlemi ve Armijo modelinde A19 süreksizlik düzlemi ve Okay modelinde O16 süreksizlik düzlemi; Gemlik Fayı'nı, Geyve-İznik Fayı'nı ve KAFZ'nun doğu bölümünü benzeştirmektedir (bknz. Şekil 7. 1, Şekil 7. 6 ve Şekil 7. 11).

Pichon modelinde P12 segmentinin 113/114 ile 131/132 no'lu çift düğüm noktaları arasındaki bölümünde ve Armijo modelinde ise A19 segmentinin 171/172 ile 187/188 no'lu çift düğüm noktaları arasındaki bölümünde, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasına işaret eden kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır. Okay modelinde ise, 159/160 ile 167/168 no'lu düğüm noktaları arasında, kayma ve ayrılmalar oluşmaktadır ve normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizması saptanmıştır. 169/170 ile 171/172 no'lu çift düğüm noktaları arasındaki bölümde ise, kaymalar oluştuğundan, doğrultu atımlı fay mekanizması önerilmektedir. 173/174 ile 177/178 no'lu çift düğüm noktaları arasında ise, normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kayma ve ayrılmalar oluşmuştur. 22 Temmuz 1967 Mudurnusuyu-Adapazarı depremi (Şekil 4. 3, 13

no'lu ve Şekil 4. 4, 5 no'lu çözümlerler), 26 Mayıs 1957 Abant depremi (Şekil 4. 3, 7 no'lu ve Şekil 4. 4, 2 no'lu çözümlerler), 27 Mayıs 1957 depremi (Şekil 4. 3, 9 no'lu çözümler) ve 23 Ağustos 2000 depremi (Şekil 4. 3, 29 no'lu çözümler), P12, A19 ve O16 süreksizlik düzlemlerinin benzeştirdiği fay segmenti ile ilgilidir. Bu depremlerin odak mekanizması çözümlerleri normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay ve doğrultu atımlı fay mekanizmalarını vermektedir. Model çalışmasından elde edilen sonuçlar, bu depremlerin odak mekanizması çözümlerleri ile uyumludur.

P12 süreksizlik düzleminin en doğudaki bölümünde (133/134 ve 143/144 no'lu düğüm noktaları arası), A19 segmentinin 187/188 ve 197/198 no'lu çift düğüm noktaları arasındaki en doğudaki bölümünde ve O16 segmentinin 177/178 ve 189/190 no'lu çift düğüm noktaları arasındaki en doğudaki bölümünde ise, doğrultu atımlı fay mekanizmasını belirten kaymalar elde edilmiştir. 26 Kasım 1943 depreminin (Şekil 4. 3, 2 no'lu çözümler), 1 Şubat 1944 depreminin (Şekil 4. 3, 3 no'lu çözümler), 13 Ağustos 1951 Kurşunlu depreminin (Şekil 4. 3, 4 no'lu ve Şekil 4. 4, 1 no'lu çözümlerler), 7 Eylül 1953 depreminin (Şekil 4. 3, 6 no'lu çözümler) ve 5 Ekim 1977 depreminin (Şekil 4. 3, 18 no'lu ve Şekil 4. 4, 8 no'lu çözümlerler), odak mekanizması çözümlerleri doğrultu atımlı fay ve normal bileşen içeren doğrultu atımlı fay mekanizmalarını göstermektedir. Model çözümlerlerinden elde edilen sonuçlar, bu depremlerin odak mekanizması çözümlerleri ile uyumludur.

Sonuç olarak, Pichon, Armijo ve Okay modellerinden elde edilen fay mekanizması çözümlerlerinin bölgede daha önce oluşmuş, Şekil 4. 3 ve Şekil 4. 5'te gösterilen, büyüklüğü 5.0'den fazla olan depremlerin ve mikrodepremlerin odak mekanizması çözümlerleri ile büyük ölçüde uyumlu olduğu belirlenmiştir.

8. SONUÇLAR

Marmara Bölgesi için önerilen aktif fay geometrilerinin sonlu elemanlar yöntemi ile irdelenmesi amacı ile yapılan bu çalışmada, literatürde; Le Pichon et al. (2001), Armijo et al. (2002) ve Okay et al. (2000) tarafından bu bölge için önerilen değişik fay geometrilerini içeren üç ayrı plaka tektoniği modeli üzerinde yapılan sonlu elemanlar çözümlemelerinden elde edilen sonuçlar (fay segmentlerindeki kayma ve kayma-ayrılma şeklindeki yenilme mekanizmaları), bu segmentler üzerinde daha önce oluşmuş büyüklüğü 5.0'den fazla olan depremlerin mevcut odak mekanizması çözümlemeleri ile birlikte değerlendirildiğinde; bunların Pichon, Armijo ve Okay modelleri ile büyük ölçüde uyumlu olduğu görülmüştür.

Ancak, Marmara Denizi içerisinde büyüklüğü 5.0'den fazla olan depremlere ait odak mekanizması çözümlemeleri bulunmadığından, Marmara Denizi içindeki segmentlerin yenilme mekanizmalarının değerlendirilmesinde, Sato et al. (2004) tarafından belirlenen, büyüklüğü 5.0'den küçük olan mikrodpremlerin birleşik odak mekanizması çözümlemeleri de kullanılmıştır. Bu değerlendirme sonucunda da, bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizması çözümlemeleri ile üç modelin çözümleme sonuçlarının önemli ölçüde uyumlu oldukları görülmüştür.

Modele uygulanan sınır koşulları altında, fay segmentleri boyunca gerilmeler ve yerdeğiştirmeler üç modelde de homojen olmayan bir dağılım göstermiştir.

Yönleri ve büyüklükleri açısından, Pichon modelinde homojen olmayan bir dağılım gösteren asal gerilmeler, Marmara Bölgesi'ndeki fay segmentlerinin kuzey ve güneyinde önemli farklılıklar oluşturmaktadır. Pichon modelinde dikkate alınan ve Marmara Denizi'ni boydan boya kesen fay zonu, kuzeyinde sıkıştırıcı bir gerilme alanı içinde iken, Marmara Denizi'nin güneyindeki fay segmentlerinde çekilme gerilmeleri oluşturmaktadır. Modelin çözülmesi ile belirlenen fay mekanizmalarının bölgedeki odak mekanizması çözümlemeleri ile en iyi uyum gösterdiği model, Pichon modelidir.

Le Pichon et al. (2001) ve Sato et al. (2004) tarafından önerilen, Çınarcık Havzası ve Armutlu Yarımadası'nda birim deformasyon bölümlendirmesinin varlığını

gösterdiği düşünülen normal faylanma mekanizması ile model sonuçları uyumludur.

Armijo modelinde de, asal gerilmeler homojen olmayan bir dağılım göstermektedir. Ancak bu modelde, Pichon modelinden farklı olarak, Marmara Denizi'nin içinde önemli çekilme gerilmelerinin olduğu belirlenmiştir. Model çalışmasından, Marmara Denizi içindeki fay segmentleri için normal fay ve doğrultu atımlı fay mekanizmalarının belirlenmesi, Armijo et al. (2002) tarafından önerilen çek-ayır modeli ile uyumlu sonuçlar vermiştir.

Okay modelinde, Armijo modelinde olduğu gibi, çek-ayır modeli ile uyum içerisinde, Marmara Denizi içinde çekilme ve sıkışma gerilmelerinin olduğu belirlenmiştir. Ancak Okay et al. (2000) tarafından önerilen Marmara Denizi'nin doğusunda, Armutlu Yarımadası ile Marmara Denizi arasındaki fay segmentinde (O6 no'lu süreksizlik düzlemi, bkzn. Şekil 7. 13) yenilme oluşmamıştır. Bunun nedeninin, diğer modellerden farklı olarak, Okay modelinde Marmara Denizi'nin güneyindeki segmentte (O15 no'lu süreksizlik düzlemi, bkzn. Şekil 7.13) oluşan bir gerilme boşalımı olabileceği düşünülmüştür.

Üç modelin de çözümlerinden elde edilen bileşke yerdeğiştirme vektörleri, belirlenen sınır koşulları altında, bölge için belirlenmiş GPS vektörleri ile uyumludur. Model çözümleri sonucunda oluşan yerdeğiştirme vektörleri ile bölgeye ait GPS vektörleri değerlerinin birbirine en yakın olduğu model Armijo modelidir.

Sonuç olarak, bu çalışmada Marmara Bölgesi için öngörülen plaka tektoniği modeli ve bu modelde dikkate alınan değişik fay geometrileri için sonlu elemanlar çözümleri ile elde edilen faylanma mekanizması; gerilme dağılımları ve yerdeğiştirme vektörleri açısından değerlendirildiğinde, Le Pichon et al. (2001), Armijo et al. (2002) ve Okay et al. (2000) tarafından önerilen her üç modelin Marmara Denizi içerisindeki faylanma ve deprem mekanizmalarına önemli ölçüde ışık tuttuğu sonucuna varılmıştır.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F., Demirel, S., Alpar, B., 2002, Tectonic setting of the southern Marmara region: based on seismic reflection data and gravity modelling. *Marine Geology*, 190, 383-395.
- Akartuna, M., 1968, The geology of the Armutlu Peninsula in Turkey. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Monagrafileri*, 20, 105 p.
- Aksoy, H., 1988, Ankara Metro Tünelleri Çevresindeki Gerilim Birimdeformasyon ve Yerdeğişim Dağılımları: Sonlu Elemanlar Analizi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 191 s.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N., Yaşar, D., 2000, Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea, Western Turkey: Extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, 10, 1-2.
- Aktar, M. and Örgülü, G., 2001, Study of strong aftershocks of İzmit and Düzce earthquake sequence using regional moment tensor inversion. *Proc. Symp. Seismotectonics of the NW Anatolia-Aegean Recent Turk. Earthq., Symp. Book, ITU, Istanbul*, pp. 72-77.
- Allen, C.R., 1969, Active faulting in northern Turkey: Contr. No. 1577. *Div. Geol. Sci., Calif. Inst. Tech.*, 32 p.
- Allen, C.R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 1041-1057.
- Alpar, B. and Yaltırak, C., 2000, Anatomy of the North Anatolian Fault in the İzmit Bay and related effects of 17 August 1999 Earthquake. In: Tatar, O., Kavak, K.Ş., Özden, S. (Eds.), *Articles of the Active Tectonic Research Group, III Workshop*, pp. 51-58.
- Alpar, B. and Yaltırak, C., 2002, Characteristic features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, 190, 329-350.
- Alpar, B., Yaltırak, C., Akkargan, Ş., 1999, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve 17 Ağustos 1999 Depreminin İzmit Körfezi ve Marmara çıkışı genç çökelleri üzerindeki etkileri. *ATAG-3, 4-5 Kasım 1999, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas*, s. 9.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications, PhD Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico, 189 p.
- Alptekin, Ö., 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri. *Jeofizik*, 7/3, 35-57.
- Altınok, Y., Alpar, B., Yaltırak, C., 2003, Şarköy-Mürefte 1912 earthquake's tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey. *J. Seismol.*, 7, 329-346.

- Altunel, E., Meghraoui, M., Akyüz, S., Dikbaş, A., 2004, Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): implications for the expected Marmara earthquake. *Terra Nova*, 00, 1-7.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zones. *Tectonophysics*, 9, 143–165.
- Ambraseys, N.N., 2002, The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1-18.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1987, The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, 15, 189-211.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1991, Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara region. *Engin. Seis. Earthq. Report 91/8*, Imperial College.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1995, Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800. Eren Yayıncılık ve Kitapçılık Ltd., 224s.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 2000, Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophysical Journal International*, 141, F1-F6.
- Armijo, R., 2000, The fault breaks of the 1999 earthquakes in Turkey and the tectonic evolution of the Sea of Marmara and the Aegean, in: May 14-17 2000 Istanbul NATO advanced Research Seminar: integration of earth sciences research on the 1999 Turkish and Greek earthquakes and needs for future cooperative research, N. Gorur, ed., p. 5.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27, 3, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. and Barka, A., 2002, Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian fault? *Terra Nova*, 14, 80-86.
- Armijo, R., Flerit, F., King, G., Meyer, B., 2003, Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85-95.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Batı Türkiye'deki rift sisteminin gelişimi üzerine düşünceler, *MTA Dergisi*, 73, 1-9.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlem ve düşünceler, *MTA Dergisi*, 78, 33-39.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar, *TJK Bülteni*, 18, 91-101.
- Arpat, E. ve Şentürk, K., 2003, İstanbul Yöresinin, Orta Eosen'den bu yana Jeolojik Gelişiminin Ana Çizgileri. İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 39-48, İstanbul.

- Ateş, A., Kayıran, T., Sincer, I., 2003, Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data. *Tectonophysics*, 367, 41-99.
- Aydan, Ö., 2000, GPS ölçümlerine dayanılarak Türkiye'nin yıllık birim deformasyon ve gerilim dağılımı üzerine bir çalışma. *Yerbilimleri*, 22, 21-32.
- Aydan, Ö., 2003, Türkiye'de Deprem Tahmini İle Deprem Riski Ve Bu Amaç İçin Küresel Konumlama Sistemi (KKS)'nin Uygulanabilirliği. Türkiye Deprem Vakfı Yayını, TDV/KT024-87, 73 s.
- Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Altıner, Y., Barka, A.A., Ergintav, S., Özener, H., 2002, Inter-seismic strain accumulation in the Marmara Sea region. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 216-229.
- Barka, A.A., 1991, İstanbul'un Depremselliğini oluşturan tektonik yapılar ve İstanbul için bir mikro-bölgelendirme denemesi. İstanbul ve Deprem Sempozyumu, İnşaat Müh. Odası, 35-56.
- Barka, A.A., 1992, The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Barka, A., 1997, Neotectonics of the Marmara Region. Schindler, C., Pfister, M., (eds.), *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project. A Multidisciplinary Approach by Space-Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*. Zürich, ETH, 55-87.
- Barka, A., 1999, Marmara Denizi'nin Deprem Mekanizması. *Bilim ve Teknik*, Ekim sayısı, 28-32.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A. and Gülen, L., 1988, New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region, in: Melih Tokay Symposium, Spec. Publ. Middle East Technical Univ., Ankara, pp.39-65.
- Barka, A.A. and Kuşçu, İ., 1996, Extends of the North Anatolian Fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma Bays. *Turk. J. Mar. Sci.*, 2, 93-106.
- Barka, A.A., Toksöz, M.N., Gülen, L., Kadinsky-Cade, K., 1987, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu kesiminin segmentasyonu ve deprem potansiyeli. *Yerbilimleri*, 14, 337-352.
- Berckhemer, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (editors), *Structural History of the Mediterranean Basins*: Paris, Editions Technip, 303-313.

- Bilham, R. and King, G., 1989, The morphology of strike-slip faults: Examples from the San Andreas fault California. *J. Geophys. Res.*, 94, 10204-10216.
- Birch, F., 1955, Physics of the Crust. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 62, 101-118.
- Bird, P., 1998, Testing hypohese on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including, topography, thermal structure, and faults. *Journal of Geophysical Research*, 103, 10115-10129.
- Bird, P. and Baumgardner, J., 1984, Fault friction, regional stress, and crust-mantle coupling in southern California from finite element methods. *Journal of Geophysical Research*, 89, 1932-1944.
- 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*, Special Publications, 173, Geological Society London, pp. 385–403.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2002, Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, Western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 159, 105–109.
- Brace, W. and Kohlstedt, D., 1980, Limits on litospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.
- Braun, J., 1994, Three-dimensional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non-linear failure criterion. *Journal of Structural Geology*, 16, 1173-1186.
- Bremaecker, J.-C., Hucon, P., Le Pichon, X., 1982, The deformation of Aegean: a finite element study. *Tectonophysics*, 86, 197-221.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed. A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Byerlee, J. D., 1978, Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
- Canitez, N., 1973, Recent tectonic studies and North Anatolian Fault problem. *Symp. on North Anatolian Fault and Earthquake Belt. Mineral Res. Expl. Inst. Turkey*. pp.35-58.
- Canitez, N. and Üçer, S.B., 1967, A catalogue of focal mechanism diagrams for Turkey and Adjoining Areas. *İTÜ Maden Fak., Arz Fiziği Enst. Yayın No. 25*. 111 pp.

- Chery, J., Zoback, M.D., Hassani, R., 2001, An integrated mechanical model of the San Andreas fault in central and northern California. *Journal of Geophysical Research*, 106, B10, 22051-22066.
- Chugh, Y.P., 1971, Finite element study of pressurized cavities in geological media: Ph. D. Thesis , The Pennsylvania State University, The College of Earth and Mineral Sciences, University Park, Pennsylvania, 182 pp (unpublished).
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, Bingley, V. R., Kahle, H.G., Muller, M.V., Briole, P., 1998, Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997. *Geophys. J. Int.*, 135, 195-214.
- Cocard, M., Kahle, H.G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., Billiris, H., 1999, New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 39-47.
- Crampin, S. and Evans, R., 1986, Neotectonics of the Marmara Sea Region of Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 143, 343-346.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., and Davis, D., 1984, Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedge: cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research*, 89, 10087-10101.
- Demirbağ, E., 2000, Multi-channel seismic and multi-beam acoustic surveys in the Marmara Sea for exploration of active faults: a review of the methods and results, in: NATO advanced Research Seminar: integration of earth sciences research on the 1999 Turkish and Greek earthquakes and needs for future cooperative research, N. Görür, ed., pp. 62-63, Tübitak, Istanbul.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., 2003, Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1-19.
- Demirtaş, R. and Yılmaz, R., 1996, Seismotectonics of Turkey: Preliminary approach to earthquake forecasting based on long-term variations in seismic activity and present seismicity. Rep. of Turkey, Ministry of Publ. Work., Gen. Direc. of Disaster Affairs, Earthquake Research Dep. Publication, June 1996, 95 p.
- Demirtaş, R. ve Erkmen, C., 2000, Deprem ve Jeoloji. TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 52, 390s.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yatman, A., Baran B., Zünbül, S., İravul, Y., Altın, N., Yılmaz, R., 1996a, 1 Ekim 1995 Dinar depremi mekanizması, DAD Bülteni, 74, 28-35.

- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yılmaz, R., 1996b, Artçı depremler ile 1 Ekim 1995 Dinar deprem kırığının yorumlanması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, IX Mühendislik Sempozyumu, Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı, 31-38.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yılmaz, R., 1996c, The mechanism of the Dinar earthquake, October 1, 1995, Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, IISSE, BRI, Ministry of Construction, Tsukuba-Japan.
- Dewey, J. W., 1976, Seismicity of Northern Anatolia. Bull. Seismol. Soc. Am., 3, 843-868.
- Dewey, J. F. and Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, Geol. Soc. America Bull. Part 1., 90, 84-92.
- 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.
- Doğan, U., Ergintav, S., Demirel, H., Çakmak, R., Özener, H., 2003, Estimation of the time-dependent crustal movements of the İzmit Earthquake. Journal of Geodynamics, 36, 615-632.
- Doyuran, V., Koçyiğit, A., Yazıcıgil, H., Karahanoğlu, N., Toprak, V., Topal, T., Sezen, L., Nacar, E., Yılmaz, K.K., 2000, Yenişehir Belediyesi Yerleşim Alanı Jeolojik/Jeoteknik İncelemesi. Ortadoğu Teknik Üniversitesi Proje Kod No. 99-03-0901-01, ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamandere, İ.H., Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. MTA Dergisi, 92, 7-16.
- Egeran, E.N., 1947, Tectonique de la Turquie et Relations entre les Unités Tectoniques et les Gîtes Metallifères de la Turquie: Georges Thomas, Nancy, IX+197 s.+16 fotoğraf+4 plaka.
- Elmas, A. and Gürer, A., 2004, A comparison of geological and geoelectrical structures in the Eastern Marmara region (NW Turkey). Journal of Asian Earth Sciences, 23, 153-162.
- Emre, T., 1996, Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği. Yerbilimleri, 5, 171-186.
- Emre, Ö., Erkal, T., Kazancı, N., Görmüş, S., Görür, N., Kuşçu, İ., Keçer, M., 1997a, Güney Marmara'nın Neojen-Kuvaterner tektoniği ve jeomorfolojisi. Marmara Denizi Araştırmaları, Workshop III, 2-3 Haziran 1997. Genişletilmiş Bildiri Özleri, Ankara, 55-60.
- Emre, Ö., Kuşçu, İ., Keçer, M., 1997b, Güney Marmara'nın Neojen ve Kuvaterner Morfotektoniği. Kuzey Ege, Marmara Denizi ve Dolayının Jeolojisi, Deniz

Yapılanmalarındaki Önemi Kollokyumu. Genişletilmiş Bildiri Özleri, İstanbul, 7-18.

- Emre, Ö., Görmüş, S., Görür, N., Kuşçu, İ., Keçer, M., 1997c, Güney Marmara'nın Neojen ve Kuvaterner'deki morfolitektoniği. Güney Marmara Bölgesi'nin Neojen ve Kuvaterner Evrimi, TÜBİTAK YDABÇAG-426/G Proje Raporu, 36-68.
- Emre, Ö. Doğan, A., Şaroğlu, F., Yıldırım, C., Özaksoy, V., 2006, Revised Active Fault Map of Northwest Anatolia: Fault geometry and kinematics surrounding the Sea of Marmara. International Workshop on Comparative Studies of the North Anatolian Fault and the San Andreas Fault (Southern California), İstanbul Technical University, Turkey. http://projects.crustal.ucsb.edu/NAF-SAF-2006/DIRistanbul/abstract_Emre_et al.pdf
- Erdik, M., Demircioğlu, M., Sesetyan, K., Durukal E., Siyahi, B., 2004, Earthquake hazard in Marmara Region, Turkey. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 605–631.
- Ergintav, S., Reilinger, R., Çakmak, R., McClusky, S., Hearn, E., Lenk, O., Evren, E., Özener, H., 2003, Geodetic constraints on the earthquake deformation cycle along the western North Anatolian Fault: Implications for earthquake mechanics and seismic hazards. Geophysical Research Abstracts, 5, 12520.
- Ergün, M. and Özel, E., 1995, Structural relationship between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian fault zone, Terra Nova, 7, 278-288.
- Erol, O. ve Çetin, O., 1995, Marmara Denzinin Geç Miyosen-Holosen'deki evrimi, İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed: E. Meriç), 313-342.
- Evans, G., Erten, H., Alavi, S.N., Von Gunten, H.R., Ergin, M., 1989, Superficial Deep-Water Sediments of the Eastern Marmara Basin. Geo-Marine Letters, 9, 27-36.
- Eyidoğan, H., 1988, Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. Tectonophysics, 148, 83-92.
- Fay, N. and Humphreys, G., 2005, Weak faults in a strong crust: Geodynamic constraints on fault strength, stress in the crust, and the vertical distribution of strength in the lithosphere. American Geophysical Union, Fall Meeting Suppl., Abstract V21A-0597.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. and Barka, A., 2003, Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. Geophysical Journal International, 154, 1-7.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., Meyer, B., 2004, The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. Earth and Planetary Science Letters, 224, 347-362.

- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C. and Temiz, H., 1995, Post-Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France, 166, 59-67.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., 2002, Morphologic features of the Marmara Sea from multibeam data. Mar. Geol., 190, 397- 420.
- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., Güneysu, C., 2001, Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data. Marine Geology, 175, 273-296.
- Görür, N., 1996, Türkiye'yi çevreleyen denizlerin jeolojik sorunları ve mineral kaynak potansiyelleri. TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı Notları, 75 s.
- Görür, N., 2001, 17 Ağustos 1999 Depreminin İkinci Yıldönümünde TÜBİTAK'ın Marmara Denizi'nde Koordine Ettiği Araştırmalar. Special Issue, 13 Ağustos 2001, Gebze.
- Görür, N., Sakıncı, M., Barka, A., Akkök, A. and Ersoy, Ş., 1995, Miocene to Pliocene paleogeographic evolution of Turkey and its surroundings. Journal of Human Evolution. 28, 309-324.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., Tchepalyga, A., 1997, Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary Paleogeographic evolution of its frame. Intern. Geology Review, 39, 342-352.
- Gülen, L., 1984, Sr, Nd, Pb Isotope and trace elements geochemistry of calcalcaline and alkaline volcanics, Eastern Turkey. Ph.D. Thesis, Massachusettes Institute of Technology, 232 pp.
- Gülen, L., Barka, A., Toksöz, M.N., 1987, Kıtaların çarpışması ve ilgili kompleks deformasyon. Maraş üçlü eklemi ve çevre yapıları. Yerbilimleri, 14, 319-336.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yücemem, M.S. ve Doyuran, V., 1993, En son verilere göre hazırlanan deprem bölgeleri haritası. ODTÜ, Rapor No. 93-01, Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi.
- Gürbüz, M., Aktar, H., Eyidoğan, A., Cisternas, H., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, A., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F. and Yörük, A., 2000, The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment. Tectonophysics, 316, 1-17.
- Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., Özburan, M., 2003, Neotectonics of the Southeast Marmara Region, NW Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 1041-1051.

- Halbach, P., Kuşçu, İ., Kuhn, T., Pekdeğer, A., Seifert, R., 2000, Methane in sediments of the deep Marmara Sea and its relation to local tectonic structures, in: NATO advanced Research Seminar: integration of earth sciences research on the 1999 Turkish and Greek earthquakes and needs for future cooperative research, N. Görür, (ed.), 74, Tübitak, İstanbul.
- Hall, C. and Gurnis, M., 2004, The strength of fracture zones and their role in plate boundary evolution. American Geophysical Union, Spring Meeting Suppl., Abstract T33A-06.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A., 1981, Opposed shear senses inferred from Neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian Fault zone. *Journal of Structural Geology*, 3, 383-392.
- Hancock, P.L. and Barka, A.A., 1983, Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian Fault zone. *Journal of Structural Geology*, 5, 217-220.
- Hancock, P.L., Barka, A., 1987, Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journ. of Structural Geology*, 9/5-6, 573-584.
- Harris, R.A. and Day, S.M., 1999, Dynamic 3D simulations of earthquakes on en echelon faults: *Geophysical Research Letters*, 26, 2089-2092.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chery, J., 1997, Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research*, 102, 17951-17965.
- Herece, E., 1990, 1953 Yenice-Gönen Deprem Kırığı ve Kuzey Anadolu Fay Sisteminin Biga Yarımadasındaki Uzantıları. *MTA Dergisi*, 111, 47-59.
- Herece, E. ve Akay, E., 2003, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Atlası/Atlas of North Anatolian Fault (NAF). Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın. Ser., 2, Ankara.
- Hodgson, J.H. and Wickens, A.J., 1965, Computer determined P-nodal solutions for the larger earthquakes of 1959-1962. *Publ., Dom., Obs., Ottawa*, 31, 123-43.
- Hsü, K.J., 1977, Tectonic evolution of the Mediterranean basins. Alan E. M. Nairn, W. H. Kanes ve Francis G. Stehli (editors), *The Ocean basins and margins*, Vol. 4A, Plenum Publishing Corporation.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkara, A.M. and Honkura, Y., 1991, Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey. *Tectonophysics*, 193, 335-345.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N., 2001, The North Anatolian fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 143-158.

- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geoph. J. Royal Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J.A., King, G.C.P., Vita-Finzi, C., 1983, Neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth and Planetary Science Letters*, 61, 303-318.
- Jimenez-Munt, I., Marnoni, M., Sabadini, R., Devoti, R., Luceri, V., Ferraro, C., Bianco, G., 2002, Geophysical and geodetic deformation patterns in the Mediterranean. *Geophysical Research Abstracts*, 4, 27, EGS02-A-01182.
- Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky S., King, R., Hurst, K., Veis G., Kastens, K., Cross, P., 1998, The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Kalafat, D., 1989, Son yıllarda olmuş bazı depremlerin odak mekanizması açısından incelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni*, 66; 6-20.
- Kalafat, D., 1995, Anadolu'nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, 217s (yayınlanmamış).
- Karabulut, H., Bouin, M.P., Bouchon, M., Dietrich, M., Cornou, C., Aktar, M., 2002. The seismicity in the eastern Marmara Sea after the 17 August 1999, İzmit earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 387-393.
- Kasapoğlu, K.E., 1973, Progressive failure in discontinuous rock masses subjected to shear deformation. D. Ph. Thesis, The Pennsylvania State University, Dept. of Geosciences, 166 pp (unpublished).
- Kasapoğlu, K.E., 1975, Bilgisayarın ve Sonlu Elemanlar Yönteminin Yerbilimlerinde Litolojik Dağılım ve Gerilim Çözümlemelerinde Uygulanması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18 (7), 53-57.
- Kasapoğlu, K.E., 1976, Fay Mekanizmasının Saptanması ve Olasılı Depremlerin Öngörülmesinde Analitik Yöntemlerden Yararlanma. *Yerbilimleri Dergisi*, 2 (1), 93-101.
- Kasapoğlu, K.E., 1987, Doğu Akdeniz'in Sismotektonik Özellikleri: Sonlu Elemanlar Çözümlemesi. *Yerbilimleri Dergisi*, 14, 309-317.
- Kasapoğlu, K. E., 2004, Engineering geological characteristics of August 17, 1999 Eastern Marmara earthquake and the recent seismo-tectonic setting of the region. *Disaster Resistant California Conference, Proceeding DRC*, San Jose, April 21-23, 2004, California-USA, 64-85.
- Kasapoğlu, K. E. and Toksöz, M. N., 1983, Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates; finite element models. *Tectonophysics*, 100, 71-95.

- Ketin, İ., 1948, Über die tectonisch-mechanischen folgeringen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezzenniums, *Geologie Rundsh*, 36, 77-83.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler. *MTA Dergisi*, 71, 129-135.
- Ketin, İ., 1976, San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 149-154.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İTÜ Yayınları, 595 s. İstanbul.
- Ketin, İ. and Rosli, F., 1953, Makroseismische Untersuchungen über das nordwest-anatolische Beben vom 18 Marz 1953. *Eclogae Geol. Helv.*, 46, 187-208.
- Kıyak, U., 1986, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Batı Uzantılarının İncelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Böl., 175 s.
- Kiratzı, A., 1993, A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, *Tectonophysics*, 225, 191-203.
- Kiratzı, A. and Papazachos, C.B., 1995, Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East, *Tectonophysics*, 243, 1-24.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987, Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev., Geophys.*, 25, 1219-1244.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S., 1993, First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.
- Kocaefe, S. ve Ataman, G., 1976, Anadolu'da sismotektonik olaylar: Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içinde yer alan bölgenin incelenmesi. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 2, 55-70.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *TJK Bült.*, 24/1, 1-16.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of Geological Society London*, 156, 605–616.
- Koçyiğit, A., Bozkurt, E. and Deveci, Ş., 2006, The transitional zone between the extensional and strike-slip neotectonic regimes in southern Marmara region: Bursa Graben. *International Workshop on Comparative Studies of the North Anatolian Fault and the San Andreas Fault (Southern California)*, İstanbul Technical University, Maslak, Turkey. http://projects.crustal.ucsb.edu/NAF-SAF-2006/DIRistanbul/abstract_Kocyyigit.pdf

- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., 2004, Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 329-346.
- Kurtuluş, C., 1985, Gemlik Körfezi yüksek ayrımlı sığ sismik etüdü raporu. Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müd. Jeofizik Etütleri Dairesi, Ankara, 6s.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Awata, Y., 2002, Active faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high-resolution shallow seismic study. *Marine Geology*, 190, 421-443.
- Kürçer, A. ve Tutkun, S.Z., 2004, 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi (Mw=7.2) yüzey kırığının geometrik özellikleri ve paleosismolojik ön çalışma sonuçları. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı (ATAG-8) Bildiri Özetleri Kitabı, s.15.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H., 1980, Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6185-6222.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean Sea. *Phil. Trans. Soc. London*, A 300, 357-372.
- Le Pichon, X., Taymaz, T., Şengör, A.M.C., 1999, The Marmara Fault and the future Istanbul earthquake. In: Karaca, M., Ural, D.N. (Eds.), *Proc. ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake*, 17 August 1999. Istanbul Technical University Press, Istanbul, pp. 41-54.
- Le Pichon, X., Taymaz, T., Şengör, C., 2000, Important problems to be solved in the Sea of Marmara, in: NATO advanced Research Seminar: integration of earth sciences research on the 1999 Turkish and Greek earthquakes and needs for future cooperative research, N. Görür, (ed.), 66-67, Tübitak, İstanbul.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Lepinay, B.M., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001a, The Active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C. and Marmara Scientific Team., 2001b, The active fault system in the Sea of Marmara is North Anatolian, not Aegean. European Geophysical Society meeting, EGS, Nice.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Şengör, A.M.C., 2003, The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, 2179, doi:10.1029/2002JB001862.

- Le Suroit-The Marmara Cruise Report, 2000. <http://www.cdf.u-3mrs.fr/~lepichon/marmara/fundamental.html>
- Livesley, R.K., 1964, Matrix Methods in Structural Analysis. Pergamon Press, 317 pp.
- Lyberis, N., 1984, Tectonic evolution of the north Aegean trough. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), The Geological evolution of the eastern Meditarrenean. Blackwell Sci. Pub. , Oxford, 709-726.
- Lyberis, N., Tekin, Y., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., Gündoğdu, N., 1992, The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt, Tectonophysics, 204, 1-15.
- Lynch, J.C. and Richards, M.A., 2001, Finite element models of stress orientations in well-developed strike-slip fault zones: Implications for the distribution of lower crustal strain. Journal of Geophysical Research, 106, 26707-26729.
- Makris, J., 1978, The crust and the upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. Tectonophysics, 46: 269-284.
- Masclé, J. and Martin, L., 1990, Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles: Marine Geology, 97, 271-299.
- McClusky S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5719.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophys. J. Int., 155, 126-138.
- McGarr, A., Zoback, M.D. and Hanks, T.S., 1982, Implications of an elastic analysis of an insitu stress measurements near the San Andreas fault. Journal of Geophysical Research, 87, 7797-7806.
- McKenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D.P., 1977, Can plate tectonic describe continental deformation? In: Structural history of the Mediterranean Basins: (Biju-Dual, B., Montadert, L., Ed.), Editions Technip, Paris, 189p.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions. Geophys. J. R. Astron. Soc., 55, 217-254.

- McKenzie, D. and Yılmaz, Y., 1991, Deformation and volcanism in western Turkey and the Aegean. *İ.T.Ü. Bülteni*, 44, 3-4: 345-373.
- Meade, B.J. and Hager, B.H., 2004, Viscoelastic deformation for a clustered earthquake cycle. *Geophysical Research Letters*, 31, L10610, doi: 10.1029/2004GL019643.
- Meade, J.B., Hager, H.B., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., Özener, H., 2002, Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System Measurements. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 1, 208-215.
- Mihailović, J., 1923, Le m'ecanisme des mouvements s'eismiques de la Mer de Marmara. *Glas Srpske Krjalevske Akad., Nauk*, 108, 18-63.
- Mihailović, J., 1927, Les grandes catastrophes s'eismiques sur la Mer de Marmara. *Glas Srpske Krjalevske, Akad., Nauk, posebna izdanja 65 (+prirod.-mat. sp. 16)*, Belgrad. 303 pp.
- Morrow, C.A., Shi, L.Q. and Byerlee, J. D., 1982, Strain hardening and strength of clay-rich fault gouges. *Journal of Geophysical Research*, 87, 6771-6780.
- Mount, V.S. and Suppe, J., 1987, State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, 15, 1143-1146.
- Muehlberger, R.W. and Gordon, M.B., 1987, Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey. *J. Structural Geol.*, 9, 899-903.
- Muller, J.R., 2004, Mechanical interaction of earthquake faults in northwest Turkey. D. Ph. Thesis, Stanford University, Department of Geological and Environmental Sciences, 152 pp (unpublished).
- Murrell, S.A.F., 1963, A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stress and the effect of pore pressure on the criterion. *Proceedings of the Fifth Rock Mechanics Symposium, University of Minnesota*. In: *Rock Mechanics* (edited by Fairhurst, C.). Pergamon Press, Oxford, 563-577.
- Myers, P.G., Wielki, C., Goldstein, S.B. and Rohling, E.J., 2003, Hydraulic calculations of postglacial connections between the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology*, 201, 253-267.
- Nalbant, S.S., Barka, A., Alptekin, Ö., 1998, İstanbul ve Deprem. *Bilim ve Teknik*, Mayıs Sayısı, 64-66.
- Okamura, M., Matsuoka, H., Kuşçu, İ., Özalp, S., Kinjo, S., Yamamori, K., Awata, Y., 2003, Submarine faults activities in the Gulf of izmit and Gemlik Bay, NW Turkey: high-resolution shallow seismic survey and earthquake recurrence studies. *American Geophysical Union, Fall Meeting Suppl.*, Abstract T22A-0490.

- Okay A.İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ., 1999, An active deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-147.
- Okay A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ., 2000, Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., Kaya, S., 2003, Ganos uplift along the North Anatolian Fault in the Marmara Region: A monocline above a blind thrust? *Geophysical Research Abstracts*, 5, 03530.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., Kaya, S., 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.
- Öcal, N., 1966, Geometrical solutions of fault plane problem of the destructive earthquakes occurred in Anatolia in the period 1938-1955. *Z. Geophys. Jg. 32 (Heft 5/6)*, 293-309.
- Örgülü, G. and Aktar, M., 2001, Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999, İzmit Earthquake (Mw=7.4). *Geophysical Research Letters*, 28(2), 371-374.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., 2002, The 1999 İzmit earthquake sequence in Turkey, Seismological and tectonic aspects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, 376-386.
- Özener, H., Turgut, B., Yılmaz, O., Garagon-Doğru, A., Gürkan, O., 2003, An investigation on the recent crustal movements on the western part of the North Anatolian Fault Zone by GPS measurements. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 00610.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., Ünlüata, Ü., 1986, Oceanography of the Turkish Straits-First Annual Report. Volume I, Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel, 223p, Turkey.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., Ünlüata Ü., Sur, H.İ., Beşiktepe, Ş., 1988, Oceanography of the Turkish Straits-Second Annual Report. Volume I. Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel.
- Öztin, F. ve Bayülke, N., 1990, İstanbul, Kayseri ve Elazığ Tarihsel Depremler Raporu. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Ankara, 85-95.
- Papadopoulos, G.A., Kondopoulou, D.P., Leventakis, G.A., Pavlides, S.B., 1986, Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 124, 67-84.

- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N., Şengör, C., 1999, Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11, 223-227.
- Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Minshull, T.A., Bull, J.M., Kuşçu, İ., Görür, N., Şengör, C., 2002, Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107, B11, 2286, doi:10.1029/2001JB000450.
- Parson, T., Toda, S., Stein, R., Barka, A.A., Dieterich, J., 2000, Heightened odds of large earthquakes near İstanbul: an interaction-based probability calculation. *Science*, 28, 661–665.
- Patton, S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Soc. of London*, 149, 1031-1044.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W., 1989, Spatial and temporal variations in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-131.
- Perinçek, D. and Çemen, İ., 1990, The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172, 331-340.
- Perinçek, D., Günay, K., Kozlu, H., 1987, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler. *Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirileri*, 89-103.
- Pfannenstiel, M., 1944, Diluviale Geologie des Mittelmeergebietes: Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosphorus. Ein Beitrag zu den klimatisch bedingten eustatischen Spiegelschwankungen des Mittelmeeres. *Geol. Rundschau*, 34, 334-342.
- Pınar, N., 1942, Geologie et meteorologie, sismiques du bassin del amer de Marmara. *İ.Ü. Fen. Fak. Mecm. V-VII, (13-4)*, 121-181.
- Pınar, N., 1943, Marmara Denizi Havzasının Sismik Jeoloji ve Meteorolojisi/Geologie et Meteorologie Sismique du Bassin de Mer Marmara. Doktora Tezi. İst. Univ. Fen. Fak. İstanbul, Kenan Matbaası. 63 s.
- Poisson, A., 1984, The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon, A. H., Robertson, Eds., *The geologic evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 17, 241-249.
- Poisson, A., 1990, Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. *IESCA-1990*, 224-235.

- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., Uysal, S., 1984, Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In: O. Tekeli and C. Göncüoğlu Eds., *Geology of the Taurus belt*, Sp. Pub. MTA, Ankara, 11-26.
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capotondi, L., Cormier, M.-H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L., 2004, Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 411-426.
- Provost, A.-S. and Houston, H., 2001, Orientation of the stress field surrounding the creeping section of the San Andreas fault: Evidence for a narrow mechanically-weak fault zone. *Journal of Geophysical Research*, 106, 11373-11386.
- Provost, A.-S., Chery, J., Hassani, R., 2003, 3D mechanical modeling of the GPS velocity field along the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 361-377.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Demirbağ, E., İmren, C., 2004, Strain localization in the Sea of Marmara: Propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart. *Tectonics*, 23, TC2014, doi:10.1029/2002TC001437.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O., Sanlı, I., 1997, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, B5, 9983-10000.
- Rice, J., 1992, Fault stress states, pore pressure distributions and the weakness of the San Andreas fault, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, Academic, San Diego, California, 475-503.
- Robbins, J., Dunn, P.J., Torrence, M., Smith, D.E., 1995, Deformation in the Eastern Mediterranean. *Proc. 1st Turk. Int. Symp. Deformations*, pp. 738-745.
- Robinson, I.S., 1966, *Structural Matrix Analysis for the Engineer*. John Wiley & Sons, 213 pp.
- Rotstein, Y., 1985, Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision and crustal extension. *Tectonophysics*, 117, 117-137.
- Roy, M. and Royden, L.H., 2000, Crustal rheology and faulting at strike-slip boundaries 2. Effects of lower crustal flow. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5599-5613.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., Tan, O., 2004, A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs). *Tectonophysics*, 391, 303-314.

- Seeber, L., Emre, Ö., Cormier, M.-H., Sorlien, C.C., McHugh, C.M.G., Polonia, Özer, N., Çağatay, N., 2004, Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos Marmara bend of the North Anatolian Transform, Western Turkey. *Tectonophysics*, 391, 239-258.
- Selim, H.H. ve Tüysüz, O., 2004, Güney Marmara Bölgesi'nde çek-ayır havzaların oluşumu ve tektonik modeli. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı (ATAG-8) Bildiri Özetleri Kitabı*, s.22.
- Selim, H.H. and Tüysüz, O., 2005, Evolution of pull-apart basins in the south Marmara region, NW Turkey. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 01884.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155–166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1992, Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1996, The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., Rundle, C.C., 1992, Timing of extensional tectonics in West Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 149, 533-538.
- Sipahioğlu, S., 1984, Seismo-tectonic features of the North Anatolian fault zone. *Bull. Earthq. Res. Inst. Turkey*, 45, 5-139.
- Siyako, M., Burkan, A.K., Okay, A. İ., 1989, Biga ve Gelibolu yarımadasının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPJD Bült.*, 1 (3), 183-199.
- Siyako, M., Tanış, T., Şaroğlu, F., 2000, Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim Tek. Derg.*, 388, 66-71.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F.Y., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., Şimşek, M., 1995, High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (Northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 923-936.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu. *TÜBİTAK Proje No: TBAG-341*.
- Spindler, I., Andrusov, N., Ostroumov, A., 1896, Marmornoe More. *Ekspeditsia Imperatorskago Russkago Geograficheskago Obshestva v 1894 godu. Zapiski Ekspeditsia Imperatorskago Russkago Geogr. Obshestva Obshei Geogr.*, 33 (2), 1-123.
- Stein, R.S., Barka, A.A., Dieterich, J.H., 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.

- Straub, C., 1996, Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from GPS measurements. Ph.D. Thesis, ETH, Zurich, pp. 122.
- Straub, C. and Kahle, H-G., 1994, Global Positioning System (GPS) estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region, Northwestern Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 492-502.
- Straub, C., Kahle, H-G., Schindler, C., 1997, GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27587-27601.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, İ., 1992a, The East Anatolian fault zone of Turkey. *Annal. Tecn.*, 6, 99-125.
- Şaroğlu F., Emre Ö. ve Kuşçu İ., 1992b, Türkiye Diri Fay Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeol. Kur. Yayl.*, 40s.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli (Eds: O. Erol ve V. Oygür). *Türkiye Jeol. Kur. Yayl.*, Ankara, 59-72.
- 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. and Hancock P.L. (eds). *Continental extensional tectonics*, Geological Society Special Publication, 28, 575-589.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Thethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N., 1982, The North Anatolian Fault. *Alpine Mediterranean Geodynamics*, 7, 205-216.
- Şengör, A. M., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. K. T. Biddle ve N. Christie-Blick (editors), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Tüysüz, O., Kurt, H., Görür, N., Kuşçu, İ., 1999, A preliminary note on the structure of the Gulf of İzmit: implications for the westerly prolongation of the North Anatolian Fault. In: Karaca, M., Ural, D.N. (Eds.), *Proc. ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli*

Earthquake, 17 August 1999. Istanbul Technical University Press, Istanbul, pp. 25-37.

Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2004, The North Anatolian Fault: A New Look. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, 1-75.

Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1987, Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. MTA Gen. Müd. Rapor No:9333.

Tapponier, P., 1977, Evolution tectonique de systeme Alpin en Mediterranee: poinçonnements et ecreasement rigid-plastique. Bull. Soc. Geol. France, 7, XIX (3): 437-460.

Tatar, Y., 1978, Tectonic investigations on the North Anatolian Fault zone between Erzincan and Refahiye. Yerbilimleri, 4, 201-206.

Taymaz, T., 1999, Marmara Bölgesi'nin Aktif Tektoniği: 1999 Gölcük-Düzce Depremleri. İTÜ-VAKIF Dergisi, 30 (Aralık 1999), 32-36.

Taymaz, T. (Ed.), 2001, Symposia On Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes, Scientific Activities 2001, Istanbul Technical University, Faculty of Mines, May 8, 2001, Istanbul, Turkey, ISBN: 975-97518-0-1.113 pp.

Taymaz, T. ve Tan, O., 2002, Göller Bölgesi'nin Depremselliği: Sultandağı Depremi. Bilim ve Teknik, Mart Sayısı, 412, 54-55.

Taymaz, T., Jackson, J. and Mc Kenzie, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geoph. J. Int., 106, 433-490.

Taymaz, T., Kasahara, J., Hirn, A., Sato, T., 2001, Investigations of microearthquake activity within the sea of Marmara and surrounding regions by using ocean bottom seismometers (OBS) and broad-band seismographs: initial results. Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes, Proceedings, 42-51.

Toksöz, M.N., Shakal, A.F., Michael, S.J., 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Pageoph., 117, 1258-1269.

Topal, T., Doyuran, V., Karahanoğlu, N., Toprak, V., Süzen, M.L., Yeşilnacar, E., 2003, Microzonation for earthquake hazards: Yenişehir settlement, Bursa, Turkey. Engineering Geology, 70, 93-108.

Townend, J. and Zoback, M.D., 2000, How faulting keeps the crust strong. Geology, 28, 399-402.

Tsukada, E., Herece, E., Kuşçu, İ., 1988, Some geological evidence on activity of the Western Anatolian Fault, Geyve, İzmit, Gemlik area. ITİT Proj. 8513, 68-91.

- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley & Sons, New York, 450 p.
- Tüysüz, O., Barka, A.A. and Yiğitbaş, E., 1998, Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey. *Tectonophysics*, 293, 105-126.
- Uçarkuş, G., Akyüz, S., Barka, A., Tari, U., 2003, Morphotectonic and paleoseismicity of the Gemlik fault zone, middle strand of the NAFZ in the Marmara Region, Turkey. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 00440.
- Umutlu, N., Koketsu, K., Milkereit, C., 2004, The rupture process during the 1999 Düzce, Turkey, earthquake from joint inversion of teleseismic and strong-motion data. *Tectonophysics*, 391, 315-324.
- Üçer, S.B., Crampin, S., Evans, R., Miller, A.J. and Kafadar, N., 1985, The MARNET radiolinked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of the western Turkey. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 83, 17-30
- Wang, Y.J. and Voight, B., 1969, A discrete element stress analysis model for discontinuous materials: *Proc. Int. Symp. On Large Permanent Underground Openings*, Oslo, Norway, 11-115.
- Westaway, R., 1994, Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 99, 12071-12090.
- Westaway, R., 2003, Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated. *Turkish J. Earth Sci. J.*, 12, 5-46.
- Wong, H.K., Uluğ, A., Özel, E., Lüddmann, T., 1990, Neotectonic structure of the Sea of Marmara. *Mitt. Geol. Paleontol. Inst. Univ. Hamburg, Degens Mem.*, 69, 99-116.
- Wong, H.K., Lüddmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244, 4, 231-250.
- Yaltırak, C., 2002, Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190 (1-2), 493-529.
- Yaltırak, C. and Alpar, B., 2002a, Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay). *Marine Geology*, 190, 307-327.
- Yaltırak, C. and Alpar, B., 2002b, Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology*, 190, 351-366.
- Yılmaz, Y., 1990, An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey. *Tectonic evolution of the Thethyan region: Şengör, A.M.C. (Ed.)*, Kluwer Academic Publication, 159-189.

- Yılmaz, Y., 1997, Geology of Western Anatolia, In: "Active tectonics of NW Anatolia-The Marmara poly-project", Schindler and Pfister (eds.), VDF, ETH Zurich, 31-54.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., 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, Special Publications, Vol. 173. Geological Society, London, pp. 353-384.
- Yüksel, F.A., 1995, Seismic activity of the Gulf İzmit Region. In Quaternary Sequence in the Gulf of İzmit, Engin Meriç (ed.), p. 259-267.
- Zoback, M.L., 1992, First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. Journal of Geophysical Research, 97, 11703- 11728.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L.M., Raleigh, B.C., Wong, I.G., Scotti, O., Wentworth, C., 1987, New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. Science, 238, 1105-1111.

EKLER

EK-1

SONLU ELEMANLAR KAVRAMI VE YÖNTEMİN TANIMI

E1. Sonlu Elemanlar Yönteminin Kısa Tarihçesi

Sonlu elemanlar yöntemi, fiziksel bilgiler kullanılarak mühendisler tarafından, temel yöntemleri kullanan matematikçilere oranla daha fazla geliştirilmiştir. Bu yöntem ilk kez gerilme analizi problemlerinde uygulanmıştır.

1943 yılında, matematikçiler burkulma problemleri için çok terimli bir çözüm tanımlamışlardır. Bu çalışma mühendisler tarafından benimsenmemiştir ve bu zamanda kişisel bilgisayarın olmaması nedeniyle prosedür pratik bulunmamıştır. 1950'lerde havacılık endüstrisi sonlu elemanlar yöntemini mühendislerin pratiğine sunmuştur. "Finite-element" adı 1960'larda belirlenmiştir. 1963'te bu yöntemin matematiksel geçerliliği tanınmıştır ve yöntem başlangıçtaki halinden ısı transferi, yeraltısuyu akışı, magnetik alanlar ve diğer alanlara kadar genişlemiştir.

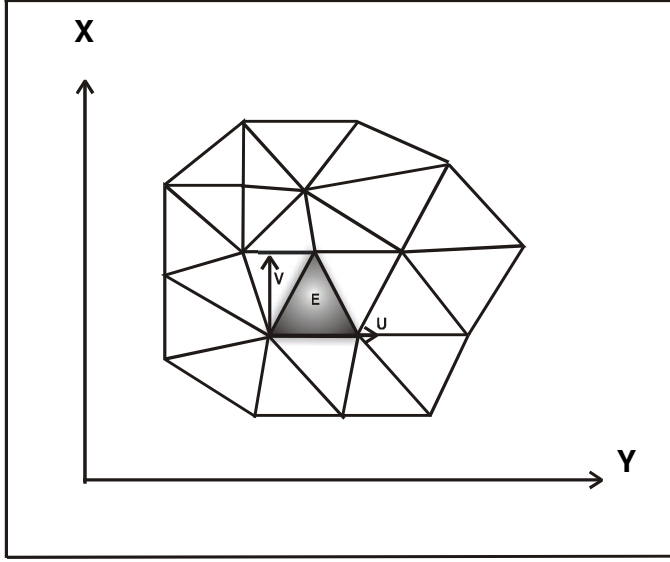
Günümüzde, mühendislik problemlerinin tatminkar olarak çözülmesinde sayısal yöntemler kullanılmaktadır. Bilgisayar teknolojisindeki gelişmelere bağlı olarak geliştirilen paket programlar sayısal yöntemlerin etkin kullanımını sağlamaktadır. Sonlu elemanlar yöntemi modellemede sağladığı esneklikler ve yazılımların yöntemin uygulanmasında sağladığı kolaylıklar nedeniyle tercih edilmektedir.

E2. Sonlu Elemanlar Kavramı ve Yöntemin Tanımı

Sonlu elemanlar çözümlemesi, fiziksel bir sistemin, uygulanabilir sınır koşulları altında, malzeme özellikleri verilerek model oluşturulmasıyla sayısal olarak temsil edilmesidir.

Sonlu elemanlar kavramı, sürekli bir katının belirli sayıda elemanlara bölümünü öngörmektedir (Şekil E1. 1). Bu elemanlar belli noktalardan birbirlerine bağlanmaktadır, bunlara düğüm noktası denir. Bu şekilde oluşturulan elemanlar ağında, her eleman veya elemanlar grubu; birim ağırlığı, elastisite modülü, Poisson oranı gibi belirli fiziksel özellikleri ile, düğüm noktaları ise, belirli koordinat değerleri ile tanımlanmaktadır. Eğer bu elemanların her biri için kuvvet-

yerdeğiştirme ilişkisi biliniyorsa veya belirlenebiliyorsa, bilinen yapısal çözümler yöntemleri (Livesley, 1964; Robinson, 1966) ile tüm sistemin davranışı saptanabilir. Buradaki tek yaklaşım, gerçek sistemin yerine bu elemanlar modelinin konulmuş olmasıdır.



şekil E1. 1. Sürekli bir katının üçgen elemanlara bölümü (Wang and Voight, 1969; Kasapoğlu, 1975).

Düğüm noktalarındaki yerdeğiştirmeler ise, elemanların gerilmeleriyle ilişkilidir. Sonlu elemanlar yöntemi bu düğümlerdeki yerdeğiştirmeleri çözmeye çalışmaktadır. Sonlu elemanlar yöntemi, düğüm noktaları için tanımlanmış şartları, matematiksel doğrusal denklemlere çevirmektedir ve öncelikle bu denklemler çözülerek, bütün elemanlardaki gerçek gerilmeler belirlenmektedir. Dolayısıyla, modellenen sistem ne kadar çok sayıda elemana bölünürse o elemana uygulanan yüke göre daha gerçekçi sonuç elde edilmektedir. Böylece, yöntemin daha doğru sonuç vermesi için eleman yoğunluğu artırılmalıdır.

Sonlu elemanlar yönteminin temel denklemi, düğüm noktalarındaki yerdeğiştirmeler (U) ile bu noktalara etki eden kuvvetler (F) arasındaki ilişkiyi gösteren

$$[F] = [K] \{u\} \quad (E1. 1)$$

denklemdir.

Burada, $[K]$ elemanların fiziksel parametrelerinden oluşan ve ortamın mekanik davranışını karakterize eden bir ifade olup, "sıkılık matrisi" (stiffness matrix) olarak isimlendirilmektedir, ve

$$[K] = [B]^T [B] [D] \Delta t \quad (E1. 2)$$

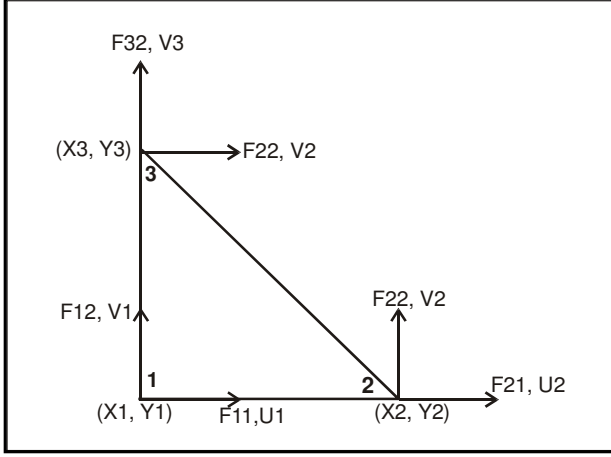
eşitliği ile tanımlanmaktadır.

Burada $[B]$, elemandaki birim deformasyon ile düğüm noktalarının yerdeğiştirmeleri arasındaki ilişkiyi belirleyen matris; $[D]$, gerilme-birim deformasyon ilişkisini belirleyen matris; Δ , üçgen elemanın yüzey alanı, t , üçgen elemanın birim kalınlığı; T "transverse" matristir. Bilgisayar çözümlerine daha uygun oluşu nedeniyle, yöntemde içeren denklemlerin matris şekilleri kullanılmaktadır.

Şekil E1. 2'de, sonlu elemanlar sisteminde içeren tipik bir üçgen eleman gösterilmektedir. x , y , düğüm noktalarının koordinatlarını; U ve V , düğüm noktalarının sırasıyla x ve y yönündeki yerdeğiştirmelerini; F , bu noktalara etki eden kuvvetleri göstermektedir.

Sonlu elemanlar yönteminin uygulanmasında, sistem için öngörülen çözüme temel yaklaşım, aşağıdaki işlemleri içermektedir:

- Sistemin uygun sayıda ve uygun ölçekte elemanlara bölünmesi,
- Her eleman için bir "sıkılık" matrisinin oluşturulması ve bunların biraraya getirilmesi ile tüm sistem için bir "sıkılık" matrisinin $[K]$ saptanması,
- Sistemin sınır koşullarının, bu sınırları oluşturan düğüm noktalarına etkiyen kuvvetler veya yerdeğiştirmeler cinsinden saptanması,
- Model için oluşturulan kuvvet-yerdeğiştirme denkleminin çözülerek; düğüm noktalarının bilinmeyen yerdeğiştirmelerinin (u) saptanması,
- Bu yerdeğiştirmelerden, birim deformasyon-yerdeğiştirme ilişkisini kullanarak, her eleman için birim deformasyonun saptanması,
- Eleman birim deformasyonlarından ve ilişkilerinden yararlanarak, her elemandaki gerilmelerin saptanması.



Şekil E1. 2. Sonlu elemanlar sisteminde içeren tipik bir üçgen eleman (Kasapoğlu, 1975'den).

Sonlu elemanlar yönteminin sağladığı büyük kolaylık, sistemi oluşturan elemanların denge formüllerinin, kısmi diferansiyel denklemler yerine basit diferansiyel denklemler grubu ile tanımlanabilmesidir. Bu yöntemin diğer bir üstün yanı da, gerek sistem geometrisi gerek malzeme özellikleri açısından son derece genel olmasıdır (Kasapoğlu, 1975).

Sonlu eleman çözümlerinde, tüm hesaplamaları büyük ölçüde etkileyen en önemli etken, söz konusu modele uygulanacak olan sınır koşullarıdır. Bunların modellenen gerçek koşulları, en iyi ve en gerçekçi biçimde yansıtır yaklaşımlar olması gerekmektedir. Sonlu elemanlar yönteminin uygulanmasında iki tür sınır koşulu söz konusudur :

- a) Kuvvet sınır koşulu
- b) Yerdeğiştirme sınır koşulu

Kuvvet sınır koşulunda, modelin sınırlarını oluşturan elemanlara veya düğüm noktalarına belirli kuvvetlerin belirli yönde etkiledikleri öngörülür. Bu tür sınır koşulunun modele uygulanabilmesi için, belirli noktalara etkiyen kuvvetlerin uygun bir yaklaşımla biliniyor olması gerekmektedir. Yerdeğiştirme sınır koşulunda ise, söz konusu noktaların belirli yöndeki yerdeğiştirmelerinin ve bunların değerlerinin biliniyor olması gerekmektedir.

SONLU ELEMENLAR PROGRAMINDA KULLANILAN YENİLME ÖLÇÜTLERİ

Programda, modelin süreksizlikler dışında kalan kesimlerinin elastik davranış gösterdiği kabul edilerek, bu kesimler için “Mohr-Coulomb” yenilme ölçütünün doğrusal şekli olan Coulomb yenilme ölçütü, süreksizlikler için ise, “çekilme dayanımına göre düzeltilmiş Coulomb-Navier” (Coulomb-Navier criterion with tension cut-off) yenilme ölçütü kullanılmıştır.

Programda kullanılan yenilme ölçütü, birleşik gerilmeler altındaki bir elemanın elastik sınırını tanımlayan

$$f(\sigma_1, \sigma_3) = K \quad (E1. 3)$$

şeklindeki bir fonksiyonla ifade edilen bir yenilme yüzeyidir (Chugh, 1971). Burada K, malzeme özelliklerine ilişkin bir sabit; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ise asal gerilmelerdir.

Süreksizlikler boyunca yenilme için Coulomb–Navier yenilme ölçütü kullanılmıştır (Şekil E2. 1). Bu yöntemde, çift düğüm noktaları için üç olası davranış söz konusudur. Birincisi; kuvvetler kayma ya da ayrılmaya neden olacak kadar büyük değildir. Dolayısıyla çift düğüm noktaları, tek nokta gibi davranırlar. İkincisi; deformasyonda süreksizlik boyunca kayma vardır. Her çift düğüm noktası için denge ve yenilme koşulları, süreksizliğin ilk konumuna dik yerdeğiştirmeler birbirine eşit olacak şekilde sağlanmalıdır. Üçüncüsü, yeni bir yüzeyin oluştuğu ayrılma durumudur. Bu yüzey boyunca sınır kuvvetleri sıfırdır (Kasapoğlu and Toksöz, 1983).

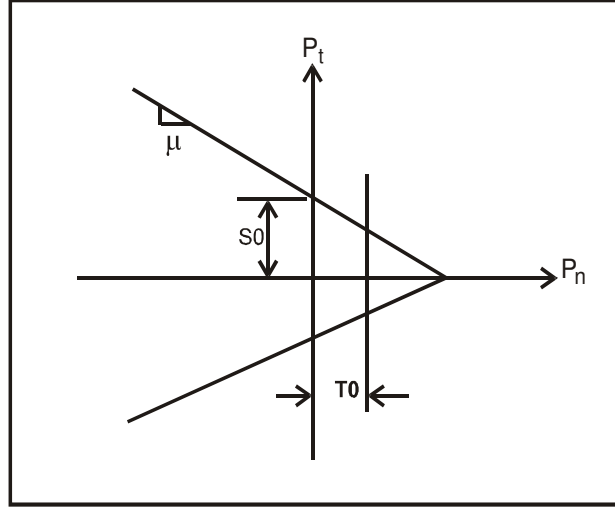
Coulomb-Navier’in çekilme dayanımına göre düzeltilmiş yenilme kuramına göre, (i) düğüm noktasına (b) uzunluğu boyunca etkiyen ortalama dikey gerilme (σ_n), teğetsel gerilme (σ_t); ve söz konusu süreksizlik düzlemi boyunca, kayacın doğal makaslama dayanımı (S_0), çekilme dayanımı (T_0) ve süreksizlik iki yüzeyi arasındaki sürtünme katsayısı (μ) ise,

$$Y = |\sigma_t| \geq S_0 - \mu \sigma_n = 0 \quad (E1. 4)$$

için süreksizlik boyunca, (i) düğüm noktasında, kayma;

$$Y = \sigma_n \geq T_0 \quad (E1. 5)$$

için ise, ayrılma oluşmaktadır. Burada, “Y” kayma, ayrılma parametresi olarak tanımlanmaktadır.



Şekil E1. 3. “Çekilme dayanımına göre düzeltilmiş” Coulomb-Navier yenilme ölçütü (Wang and Voight, 1969; Kasapoğlu, 1976).

Hesaplamanın ilk adımında, çift düğüm noktaları ortamda tek nokta gibi kabul edilmekte olup; i'inci düğümdeki x ve y yönündeki gerilmeler ($P_x i$ ve $P_y i$) hesaplanmaktadır. Daha sonra, süreksizlik üzerindeki komşu düğüm noktasının konumundan (yani j'inci düğüm) α açısı ile, j'inci düğümdeki x ve y yönündeki gerilmeler ($P_x j$ ve $P_y j$) hesaplanmaktadır. Her adımda düğüm noktalarındaki kayma ya da ayrılma koşulu araştırılmaktadır;

$$P_{n i} > T_0 \quad (E1. 6)$$

olduğunda ayrılma,

$$P_{n i} \leq T_0 \text{ ve } |P_{t i}| > S_0 - \mu \cdot P_{n j} \quad (E1. 7)$$

olduğu zaman ise kayma gerçekleşmektedir.

Aşağıdaki dört denklem yardımıyla, dört adet yerdeğiştirme ($U_x i$, $U_x j$, $U_y i$, $U_y j$) belirlenmektedir:

$$P_{x i} + P_{x j} = 0 \quad (E1. 7. 1)$$

$$P_{y i} + P_{y j} = 0 \quad (E1. 7. 2)$$

$$P_{t i} + (S_0 - \mu \cdot P_{n i}) = 0 \quad (E1. 7. 3)$$

$$U_{x i} - U_{x j} + \tan \alpha (U_{y i} - U_{y j}) = 0 \quad (E1. 7. 4)$$

Çözömlerlerde kullanılan bilgisayar programında süreksizlikler için ikili düğüm noktaları, modellerin diğler bölümleri için ise tek düğüm noktaları kullanılmaktadır. Modellerde süreksizliklerin bir başka süreksizlikle karşılaşması halinde ise, üçlü veya dörtlü düğüm noktaları ortaya çıkacağı için programın kullanılabilirliği ortadan kalkmaktadır. Bu nedenle modellerde bu tür kesişmelere yer verilmemektedir.

EK-2

Uygulanan Yerdeğiştirme Değerleri ve Bu Değerlere Karşılık Yenilme Oluşan Çift Düğüm Noktaları Çizelgeleri

Çizelge E2. 1. Pichon modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.

δx (cm)	$-\delta y$ (cm)	YENİLME NOKTALARI
0.9	1.5	1/2 (KA), 3/4(KA), 5/6(KA), 7/8(KA), 9/10(KA), 11/12(KA), 13/14(KA), 15/16(KA), 17/18(KA), 19/20(KA), 21/22(KA), 23/24(KA), 25/26(KA), 27/28(KA), 29/30(KA), 31/32(KA), 33/34(KA), 35/36(KA), 37/38(KA), 39/40(KA), 41/42(K), 43/44(K), 45/46(K), 47/48(K), 49/50(KA), 51/52(KA), 53/54(KA), 55/56(KA), 57/58(KA), 59/60(K), 61/62(KA), 63/64(KA), 65/66(KA), 67/68(K), 69/70(K), 71/72(K), 73/74(K), 75/76(K), 77/78(KA), 79/80(KA), 81/82(KA), 83/84(KA), 85/86(KA), 87/88(KA), 89/90(KA), 91/92(KA), 93/94(KA), 95/96(KA), 97/98(KA), 99/100(KA), 101/102(KA), 103/104(KA), 105/106(KA), 107/108(KA), 109/110(KA), 111/112(KA), 113/114(K), 115/116(KA), 117/118(KA), 119/120(KA), 121/122(KA), 123/124(KA), 125/126(KA), 127/128(KA), 129/130(KA), 131/132(KA), 133/134(K), 135/136(K), 137/138(K), 139/140(K), 141/142(K), 143/144(K)

Çizelge E2. 2. Armijo modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.

δx (cm)	$-\delta y$ (cm)	YENİLME NOKTALARI
1.35	2.25	1/2(KA), 3/4(KA), 5/6(KA), 7/8(KA), 9/10(K), 11/12(K), 13/14(K), 15/16(K), 17/18(KA), 19/20(KA), 21/22(KA), 23/24(KA), 25/26(KA), 27/28(K), 29/30(K), 31/32(K), 33/34(KA), 35/36(KA), 37/38(KA), 39/40(KA), 41/42(KA), 43/44(KA), 45/46(KA), 47/48(KA), 49/50(KA), 51/52(KA), 53/54(KA), 55/56(KA), 57/58(KA), 59/60(KA), 61/62(KA), 63/64(KA), 65/66(KA), 67/68(KA), 69/70(KA), 71/72(KA), 73/74(KA), 75/76(KA), 77/78(KA), 79/80(KA), 81/82(KA), 83/84(KA), 85/86(KA), 87/88(K), 89/90(K), 91/92(K), 93/94(KA), 95/96(KA), 97/98(KA), 99/100(KA), 101/102(KA), 103/104(K), 105/106(KA), 107/108(KA), 109/110(K), 111/112(K), 113/114(K), 115/116(K), 117/118(KA), 119/120(KA), 121/122(KA), 123/124(KA), 125/126(KA), 127/128(KA), 129/130(KA), 131/132(KA), 133/134(KA), 135/136(KA), 137/138(KA), 139/140(KA), 141/142(KA), 143/144(KA), 145/146(KA), 147/148(KA), 149/150(KA), 151/152(KA), 153/154(KA), 155/156(KA), 157/158(KA), 159/160(KA), 161/162(KA), 163/164(KA), 165/166(K), 167/168(KA), 169/170(KA), 171/172(KA), 173/174(KA), 175/176(KA), 177/178(K), 179/180(K), 181/182(KA), 183/184(K), 185/186(K), 187/188(K), 89/190(K), 191/192(K), 193/194(K), 195/196(K), 197/198(K)

Çizelge E2. 3. Okay modeline en son uygulanan yerdeğiştirme değerleri ve bu değerlere karşılık yenilmenin olduğu düğüm noktaları.

δx (inch)	-δy (inch)	YENİLME NOKTALARI
0.6	1.2	1/2(KA), 3/4(KA), 5/6(KA), 7/8(KA), 9/10(K), 11/12(K), 13/14(K), 15/16(K), 17/18(KA), 19/20(KA), 21/22(KA), 23/24(KA), 25/26(KA), 27/28(KA), 29/30(KA), 31/32(KA), 33/34(KA), 35/36(KA), 37/38(KA), 39/40(KA), 41/42(KA), 43/44(KA), 45/46(KA), 47/48(KA), 49/50(KA), 51/52(KA), 53/54(KA), 55/56(KA), 57/58(KA), 59/60(KA), 61/62(KA), 63/64(KA), 65/66(K), 67/68(K), 69/70(K), 71/72(K), 73/74(K), 83/84(K), 85/86(K), 89/90(K), 91/92(KA), 93/94(K), 95/96(K), 97/98(KA), 99/100(KA), 101/102(KA), 103/104(K), 105/106(KA), 107/108(K), 109/110(K), 111/112(K), 113/114(KA), 115/116(K), 117/118(K), 119/120(KA), 121/122(KA), 123/124(KA), 125/126(KA), 127/128(KA), 129/130(KA), 131/132(KA), 133/134(KA), 135/136(KA), 137/138(KA), 139/140(K), 141/142(K), 143/144(K), 145/146(K), 147/148(K), 149/150(KA), 151/152(KA), 153/154(KA), 155/156(KA), 157/158(KA), 159/160(KA), 161/162(KA), 163/164(KA), 165/166(K), 167/168(KA), 169/170(K), 171/172(K), 173/174(KA), 175/176(KA), 177/178(K), 179/180(K), 181/182(KA), 183/184(K), 185/186(K), 187/188(K), 189/190(K)

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Ebru ÖZTÜRK

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Yılı : 06. 05. 1975

Medeni Hali : Bekar

Eğitim ve Akademik Durumu:

Lise : 1987-1993 Ankara Gazi Anadolu Lisesi

Lisans : 1993-1997 Hacettepe Ünv. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü

Yüksek Lisans : 1997-2000 Hacettepe Ünv. Fen Bil. Ens. Jeoloji Müh. Anabilim Dalı

Yabancı Dil : İngilizce

İş Tecrübesi:

1998-2005 Hacettepe Ünv. Jeoloji Müh. Böl. Araştırma Görevlisi

2005-2006 MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Yük. Mühendisi

2006-(devam ediyor) Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı Jeoloji Yük. Mühendisi