

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT VE 12 KASIM 1999 DÜZCE
DEPREMLERİYLE OLUŞAN DÜŞEY
DEFORMASYONUN MODELLENĐRİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Mih. Ayhan ÇİNGÖZ

Anabilim Dalı: İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ

Program : JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ MÜHENDİSLİĞİ

OCAK 2003

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT VE 12 KASIM 1999 DÜZCE
DEPREMLERİYLE OLUŞAN DÜŞEY
DEFORMASYONUN MODELLENĐRİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Ayhan CİNGÖZ

Anabilim Dalı: İnşaat Mühendisliği

Program: Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Rasim DENİZ

OCAK 2003

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	iii
KISALTMALAR	iv
TABLO LİSTESİ	v
ŞEKİL LİSTESİ	vi
SEMBO L LİSTESİ	vii
ÖZET	viii
SUMMARY	ix
1. GİRİŞ	1
2. YERKÜRE, TEKTONİK PLAKALAR VE DEPREM	3
2.1 Yer küre ve tektonik plakalar	3
2.2 Faylanma	6
2.2.1 Doğrultu Atımlı Fay	8
2.2.2 Yan Atımlı Fay	8
2.2.3 Çöküntü ve Yükselti ler	9
2.3 El astik Yarı Uzay Modeli	10
2.4 Türkiye' nin Depremselli ği	13
3. TÜRKİYE ULUSAL DÜŞEY KONTROL AĞI VE TUDKA-99' UN OLUŞTURULMASI	16
3.1 Giriş	16
3.2 TUDKA-99' un ol uş tur ul ma sı	23
3.2.1 Düşey Datum	25
3.3 N vel man Ölçülerini n Den ge le me Modeli	30
4. İSTATİSTİKSEL KESTİRİM YÖNTEMLERİ	35
4.1 Genel Tanımlar	35
4.2 Invers Distance to a Power (Ağırlıklı ortalama) yöntemi	37
4.3 Minimum Curvature (En küçük eğrili k) yöntemi	39
4.4 Kriging yöntemi	40
4.5 Radial Basis Function	43
5. İZMİT VE DÜZCE DEPREMLERİNDEN SONRA BÖLGEDE GERÇEKLEŞTİRİLEN NİVELMAN ÇALIŞMALARI VE TESPİT EDİLEN DÜŞEY DEFORMASYONLAR	44

5 1	Defor masyonları belirleme ye yönelik tarihsel çalışmalar	44
5 2	2000 yılında gerçekleştirilen ni vel nan yenile me ölçüleri	46
6	UYGULAMA	52
6 1	Tekrarlı ni vel nan ölçüleriyle modellenen düşey defor masyon	52
6 2	GPS ölçüleriyle modellenen düşey defor masyon	54
6 3	Di sl okasyon for mülleri kullanılarak modellenen düşey defor masyon	55
7.	SONUÇLAR	57
	KAYNAKLAR	59

ÖNSÖZ

Bu çalışmada; Afrika ve Arap plakalarının Avrasya plakası ile çarpışma bölgesinde yer alan ve güncel jeodezik ölçü doğruluğunun çok üzerinde büyüklüğe ulaşan yatay ve düşey yerkabuğu hareketlerinin meydana geldiği ve sahip olduğu karmaşık tektonik yapısı ile uzun yıllardan beri farklı disiplinlerde çok sayıda araştırmanın odağı haline gelmiş olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin batı kesiminde, tekrarlı nivelman ölçülerinden yararlanarak düşey yerkabuğu hareketlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde yardımcı destek ve katkılarını aldığım başta tez yöneticisi Prof. Dr. Rasim DENİZ olmak üzere Harita Genel Komutanlığı'nda görev yapan Dr. Müh. Yb. Coşkun DEMİR ve Y. Müh. Üğm Mehmet AÇIKGÖZ'e en içten teşekkürlerimi sunarım

OCAK 2003

Ayhan ÇİNGÖZ

KISALTMALAR

GPS	Global Positioning System (Global Konumlama Sistemi)
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
DAFZ	Doğu Anadolu Fay Zonu
MSL	Mean Sea Level (Ortalama Deniz Seviyesi)
SGPS	Sabit Global Konumlama Sistemi İstasyonu
SST	Sea Surface Topography (Deniz Yüzeyi Topoğrafyası)
TUTGA	Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
TUDKA-99	Türkiye Ulusal Dişey Ağı-1999

TABLO LİSTESİ

	Sayfa No
Tablo 2.1 Faylanma türleri ile fay düzlemi üzerindeki kayma arasındaki ilişki	12
Tablo 2.2 İzmit depremi için programda kullanılan fay parametreleri ...	13
Tablo 2.1 Düzce depremi için programda kullanılan fay parametreleri ..	13
Tablo 3.1 Ölçülen gravite ile kestirilen gravite farkları mutlak değerlerinin dağılımı	23
Tablo 3.2 R61 noktasının Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyelerine göre yüksekliği	29
Tablo 5.1 İzmit ve Düzce depremleriyle oluşan düşey deforasyona ait istatistik verileri	51
Tablo 6.1 Tekrarlı nivelman ölçülerinden hesaplanan düşey deforasyonun güvenilirlik değerleri	53
Tablo 6.2 GPS ölçülerinden hesaplanan düşey deforasyonun güvenilirlik değerleri	54
Tablo 6.3 Dislokasyon formleri kullanılarak hesaplanan düşey deforasyonun güvenilirlik değerleri	55

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 1.1 17 Ağustos 1999 İzmit depremi Eş Şiddet Haritası	2
Şekil 2.1 Yer kürenin iç yapısı	4
Şekil 2.2 Yer küre üzerinde bulunan tektonik plakalar	4
Şekil 2.3 Süper kıta Pangea	5
Şekil 2.4 Eğim atınlı normal bir faylanmanın yapısını gösteren blok diagramı.....	7
Şekil 2.5 Doğrultu atınlı fay.....	8
Şekil 2.6 Yan atınlı fay	8
Şekil 2.7 Çöküntü ve yükseltiler	9
Şekil 2.8 Elastik yarı-uzay modeli fay geometrisi	11
Şekil 2.9 Fay düzleminin yöneltilmesi ve fay düzlemi üzerindeki kayma	12
Şekil 2.10 Türkiye ve çevresi tektonik haritası	14
Şekil 2.11 Kuzey Anadolu Fayındaki tarihi depremler.....	15
Şekil 3.1 Antalya Mareograf İstasyonu	17
Şekil 3.2 Antalya Mareograf İstasyonu analog ölçümci hazı	17
Şekil 3.3 Düşey Kontrol Ağında kullanılan gravite ölçerler	19
Şekil 3.4 Türkiye Usul Düşey Kontrol Ağı (TUDKA-99)	20
Şekil 3.5 Düşey kontrol ağında kullanılan hassas nişanlar ve invar ninaları ..	21
Şekil 3.6 Ortalama Deniz Seviyesi, Deniz Yüzeyi Topoğrafyası	27
Şekil 3.7 2002 yılı itibarıyla Türkiye'deki ve Avrupa Deniz Seviyesi İzleme Ağı'na ait mareograf istasyonları	28
Şekil 3.8 Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyeleri farkı	29
Şekil 4.1 Kestirim problemi	36
Şekil 4.2 Ağırlıklı ortalama yöntemi ile elde edilen yüzey	38
Şekil 4.3 Variogram modeli ve bileşenleri	40
Şekil 4.4 Uygulamalarda kullanılan variogram modelleri	41
Şekil 4.5 Anizotropinin belirlenmesinde kullanılan elips	42
Şekil 5.1 İsmetpaşa Mikro-jeodezik ağı ve 1972-1982 yıllarında gerçekleştirilen ölçülerle elde edilen deplasman vektörleri	45
Şekil 5.2 KAFZ'deki Mikro-jeodezik ağların konumları	46
Şekil 5.3 Kasım 1999'da ölçüsü tekrarlanan nişanların geçkileri	47
Şekil 5.4 Kasım 1999 ölçüleri ile TUDKA-99 ölçüleri arasındaki düşey deformasyon	48
Şekil 5.5 2000 yılında ölçülen TUDKA-99 geçkileri	49
Şekil 5.6 İzmit ve Düzce depremleriyle oluşan düşey deformasyon	50
Şekil 6.1 Tekrarlı nişanların ölçüleri kullanılarak minimum curvatures yöntemiyle modellenen düşey deformasyon	53
Şekil 6.2 GPS ölçüleri kullanılarak minimum curvatures yöntemiyle modellenen düşey deformasyon	54
Şekil 6.3 Dislokasyon formleri kullanılarak minimum curvatures yöntemiyle modellenen düşey deformasyon	55
Şekil 6.4 Nişanların ölçüleri ile bulunan deplasmanlarla dislokasyon formleri kullanılarak hesaplanan deplasman farkları	56

SEMBOL LİSTESİ

d	Fay düzlemini başlangıç noktasının derinliği
L	Fay düzleminin uzunluğu
r	Fay düzlemin üzerindeki kaymanın eğme açısı
T	İç gerilme katsayısı
U₁	Fay düzlemin üzerinde ve fay doğrultusu boyunca olan yer değiştirme
U₂	Fay düzlemin üzerinde ve fay doğrultusuna dik yönde olan yer değiştirme
U₃	Fay düzleminne dik ve açılma ya neden olan yer değiştirme
X₋₀	Noktanın depremden önceki yüksekliği
X₋₁	Noktanın depremden sonraki yeni yüksekliği
W	Fay düzleminin genişliği
α	Fay düzleminin kuzeyden olan açılık açısı
Δd	Öçülerinin gerçek değerleri ile kestirilenler arasındaki farklar
δ	Fay düzleminin eğimi

17 AĞUSTOS 1999 İZMİT VE 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMLERİYLE OLUŞAN DÜŞEY DEFORMASYONUN MODELLENĐRİLMESĐ

ÖZET

Depremler neticesinde Marmara ve çevresinde yer alan , büyük emek ve maliyet harcanarak kurulan yatay ve düşey kontrol ağlarına ait noktalar yer değiştirmiştir. Dolayısı ile bölgenin tümünde yatay ve düşey yöndeki meydana gelen deformasyonların tespit edilmesi ve noktaların yeni koordinat ve yüksekliklerinin tanımlanması ihtiyacı meydana gelmiştir.

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri öncesi ve sonrasında yapılan nivelman ölçülerinden yararlanarak hesaplanan nokta yüksekliklerini kullanarak düşey yer değiştirmelerin hesaplanması ve çeşitli yöntemler kullanarak modellenmesi amaçlanmıştır. Hesaplama çalışmalarında birbirinden farklı yöntem ve yaklaşımlar kullanılarak elde edilen sonuçlar karşılaştırılmış ve böylece depremin etkilerinin giderilmesi için en uygun yöntem belirlenmiştir.

Deprem bölgesinde herhangi bir konumdaki söz konusu depremlerden kaynaklanan düşey konum değişimleri, tekrarlı nivelman, tekrarlı GPS ve *Yoshimitsu OKADA* (1985) tarafından ileri sürülen dislokasyon formleri kullanılarak FORTRAN dilinde hazırlanmış DISPLACE yazılım yardımıyla hesaplanmış ve sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Anahtar Kelimeler : TUDKA, yer değiştirmeler, prediksyon, İzmit ve Düzce Depremleri

MODELING OF VERTICAL DEFORMATION CAUSED BY 17 AUGUST 1999 İZMİT AND 12 NOVEMBER 1999 DÜZCE EARTHQUAKES

SUMMARY

Displacements in coordinates of points belong to horizontal and vertical networks in Marmara and vicinity region were occurred after the earthquakes. Because of this, its need to determine the horizontal and vertical deformations and re-coordinate and re-define the point heights in the whole region.

In this study, it is aimed to predict the vertical displacements where measurements missing and to model via various modeling methods by using the measurements performed before and after 17 August 1999 İzmit and 12 November 1999 earthquakes. The results obtained from different methods and approaches are compared to determine the best way in modeling the vertical displacements.

Vertical displacements caused by these earthquakes in earthquake area were calculated by using leveling measurements, GPS observations and dislocation formula of *Yoshimitsu OKADA* (1985) written in FORTRAN language named *DISPLACE* software and results were compared.

Keywords : TNFVN displacements, prediction, İzmit and Düzce Earthquakes

ÖZGEÇMİŞ

Ayhan ÇİNGÖZ, 04 Temmuz 1976 tarihinde İstanbul'da doğdu. İlköğrenimini Edirne'de tamamladı. 1989 yılında İstanbul'da Kuleli Askeri Lisesi'ne girdi. 4 yıllık eğitimi müteakip 1993 yılında Ankara'da Kara Harp Okulu'na devam etti. 1997 yılında Teğmen rütbesiyle mezun oldu. Harita Genel Komutanlığı bünyesinde bulunan Harita Yüksek Teknik Okulu'ndaki iki senelik eğitimden sonra Mühendis unvanını kazandı. Halen Harita Genel Komutanlığı, Jeodezi Dairesi, Jeofizik ve Nivelman Şubesi'nde Mınyetik ve Rasathane Subayı olarak görev yapmaktadır.

1. GİRİŞ

Afrika ve Arap plakalarının Avrasya plakası ile çarpışma bölgesinde yer alan Türkiye’de güncel jeodezik ölçü doğruluğunun çok üzerinde büyüklüğe ulaşan yatay ve düşey yer kabuğu hareketleri meydana gelmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Ege Graben Sistemi başta olmak üzere ortalama her 1-2 yılda bir $M \geq 6$ büyüklüğünde deprem olmakta, deprem anındaki **(ko-sis mlik)** hareketler nedeniyle depremyüzey kırığının yakın çevresinde en büyük, uzaklaştıkça azalan, kırığın her iki tarafında farklı yönde toplam 2-3 metre yer değiştirme ler meydana gelmektedir.

Depremlerin hemen sonrasında ise ilk üç ay boyunca etkili olan artçı depremler ko-sis mlik hareketlere benzer nitelikte 5-10 cm mertebesinde deprem sonrası **(post-sis mlik)** yatay konum değişikliğine neden olmaktadır. Ayrıca, yılda 2-3 cm mertebesinde tektonik plaka hareketlerinin neden olduğu deprem öncesi **(inter-sis mlik)** yatay konum değişikliği gerçekleşmektedir.

Türkiye’de meydana gelen depremlere bakıldığında, Kuzey Anadolu Fayının tarih boyunca bu depremlerin oluşmasında önemli bir rol oynadığı görülmekte ve yeni depremlere neden olabileceği değerlendirilmektedir. KAF’ında meydana gelen son depremler ise, 17 Ağustos 1999 İzmit ($M=7.5$), 12 Kasım 1999 Düzce ($M=7.2$), 6 Haziran 2000 Çerkeş/ Çankırı ($M=6.1$) depremleridir. Söz konusu depremler çok geniş bir bölgede büyük oranda can kaybı ve maddi hasar getirmiştir.

17 Ağustos 1999 İzmit depremi hemen sonrasında, 1999 Kasım ayında nokta yüksekliklerinde meydana gelen düşey deformasyonları belirlemek amacıyla Hersek-Karamürsel- Gölçük-İzmit- Adapazarı- Arifiye- Doğançay arasında yaklaşık 110 km uzunluğunda nivelman geçkisinde nivelman yenileme ölçüsü yapılmıştır. Deprem öncesi ve deprem sonrası geometrik nivelman ölçülerinin, en batı uçta Hersek bölgesinde yer alan 5-DN-38 noktasına göre yapılan karşılaştırmasında; +8 cm ile -52 cm arasında düşey yer değiştirme ler saptanmıştır.

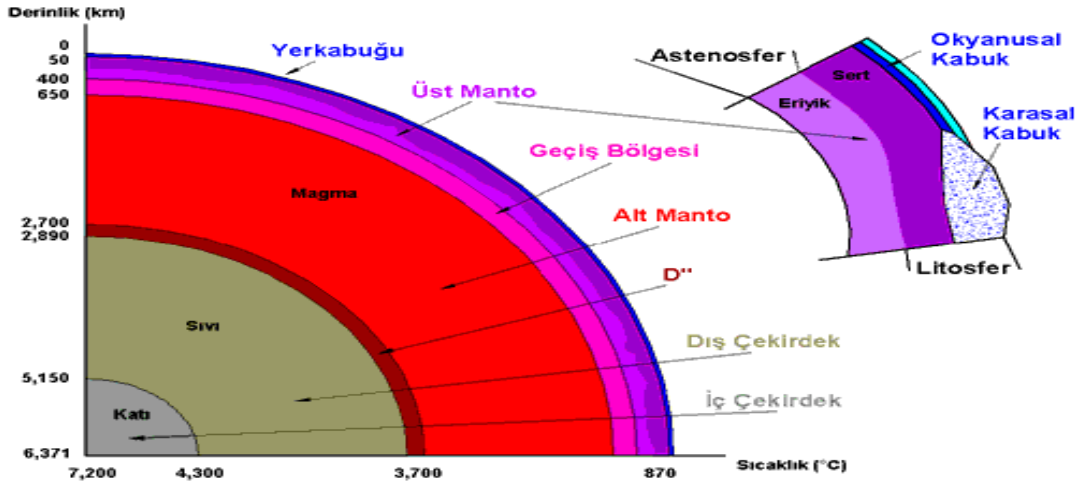
2. YERKÜRE, TEKTONİK PLAKALAR VE DEPREM

2.1 Yerküre Ve Tektonik Plakalar

Depremler sonucu oluşan doğal veya bilimadamlarının oluşturduğu yapay sismik dalgaların, farklı yapılarıdaki katmanlarda farklı davranışlarının incelenmesi sonucunda Yerküre'nin iç yapısı anlaşılabilir. Bu katmanlardan 70-100 km kalınlığında oluşmuş **Litosfer** (taşküre) adı verilen sert katman, Yer kabuğu ve Üst Manto'nun en üst kısmından oluşur. Klasik plaka tektoniği kuramlarına göre dünyanın dış kabuğu (litosfer) tek parça olmayıp, okyanus ve kıtaların sınırlarından farklı şekilde tektonik plakaları içeren bir mozaik şeklindedir. (Şekil: 2.1)

Manto katmanı, yeryüzündeki hareketliliğin en büyük nedeni dir. Manto'nun alt bölümleri üst bölümlerine göre çok daha sıcaktır. Burada oluşan konveksiyonda, daha sıcak olan magma yükselir, soğur, katılaşır ve Üst Manto'daki daha soğuk kayaların batmasına neden olur. Batan bu kayalar, tekrar ısınır, ergir ve yükselir. Henüz tamamlanmayla modellenemeyen bu devrim, Litosfer'deki levhaların hareket etmesine neden olur.

Yerküre'nin üst katmanları, bir bütün halinde olmayıp, sürekli hareket halinde olan levhalardan oluşur. Manto'daki ısı akımlarının neden olduğu bu hareketler sırasında levhalar birbirinden uzaklaşır, birbirlerine çarpar veya birbirlerini sıyırlar. Bu hareketlilik sonucunda, levha sınırlarında, uzun zaman dilimleri ile bakıldığında yeni okyanuslar, yeni kıtalar, sıradağlar ve yanardağlar oluşur. Depremler ve volkanik aktivitelerin nedeni de tüm bu hareketliliğdir ve levha sınırlarında oluşmalarına şaşmamak gerekir.



Şekil 2 1: Yerkürenin iç yapısı

İşte yerkabuğunu oluşturan levhaların birbirine sürtündükleri, birbirlerini sıkıştırdıkları, birbirlerinin üstüne çıktıkları ya da altına girdikleri bu levhaların sınırları dünyada depremlerin oldukları yerler olarak karşımıza çıkmaktadır. Dünyada olan depremlerin hemen büyük çoğunluğu bu levhaların birbirlerini zorladıkları levha sınırlarında dar kuşaklar üzerinde oluşmaktadır.

Günümüzde Litosfer’de 1 ila 15 cm/yıl arasında hızlarla hareket halinde bulunan 7 ana ve birçok küçük levha vardır (Şekil 2.2). Bunların hareketleri çok karmaşıktır ve bu hareketlerin niteliği tam olarak saptanması, depremlerin zamanının önceden kestirilmesi için gereklidir.



Şekil 2 2: Yerküre üzerinde bulunan tektonik plakalar

Birbirlerini iten ya da diğeri ni altına giren iki levha arasında, harekete engel olan bir sürtünme kuvveti vardır. Bir levhanın hareket edebilmesi için bu sürtünme kuvvetinin giderilmesi gerekir.

Levha hareketleri yerkürenin oluşumundan beri sürmektedir. **Süper kıta Pangea** nın bundan 225 milyon yıl önce parçalanmaya başladığı ve bu hareketliliğin sonucunda kıtaların günümüzdeki şekli aldığı düşünülmektedir (Şekil 2.3). Plaka tektoniğinin temeli olan “**kıtasal sürüklenme (continental drift)**” teorisi, Alfred Wegener tarafından geliştirilmiştir. Modern “**Plaka Tektoniği Teorisi**” ise bu teorinin geliştirilmiş halidir. Aralarındaki temel fark, kıtasal sürüklenmede levha sınırlarının kıta ve okyanuslarla sınırlı olması, plaka tektoniğinde ise levhaların hem kıtasal hem de okyanusları içermesidir.



Şekil 2.3: Süper kıta Pangea

İtilmekte olan bir levha ile bir diğer levha arasında sürtünme kuvveti aşıldığı zaman bir hareket oluşur. Bu hareket çok kısa bir zaman biriminde gerçekleşir ve şok niteliğindedir. Sonunda çok uzaklara kadar yayılabilen deprem (sarsıntı) dalgaları ortaya çıkar. Bu dalgalar geçtiği ortamları sarsarak ve depremin oluş yönünden uzaklaştıkça enerjisi azalarak yayılır. Bu sırada yeryüzünde, bazen gözle görülebilen, kilometrelerce uzanabilen ve FAY adı verilen arazi kırıkları oluşabilir. Bu kırıklar bazen yeryüzünde gözlenmez, yüzey tabakaları ile gizlenmiş olabilir. Bazen de eski bir depremden oluşmuş ve yeryüzüne kadar çıkmış, ancak zamanla örtülmüş bir fay yeni den oynayabilir.

2.2 Faylanma

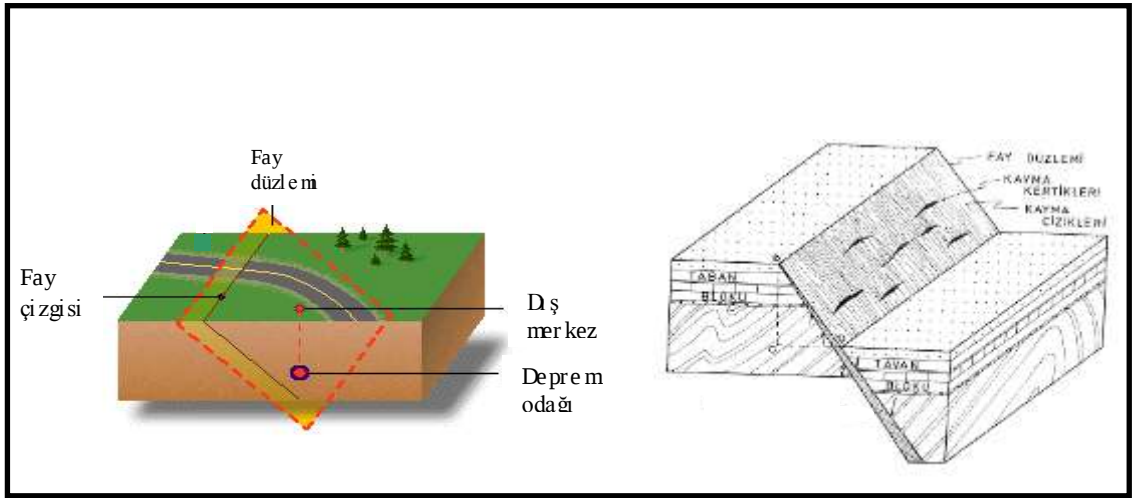
Rei d'ın kuramına göre, herhangi bir noktada, zamana bağımlı olarak, yavaş yavaş oluşan birim deformasyon birikiminin elastik olarak depolandığı enerji, kritik bir değere eriştiğinde, fay düzlemi boyunca var olan sürtünme kuvvetini yenerek, fay çizgisinin her iki tarafındaki kayaç bloklarının birbirine göreli hareketlerini oluşturur. Bu olay ani yer değiştirme hareketidir. Bu ani yer değiştirmeler ise bir noktada biriken birim deformasyon enerjisini açığa çıkması, boşalması, diğer bir deyişle mekanik enerjiye dönüşmesi ile ve sonuç olarak yer katmanlarının kırılma ve yırtılma hareketi ile olur.

Kayaların, önceden bir birim yer değiştirme birikimine uğramadan kırılmaları olanaksızdır. Bu birim yer değiştirme hareketlerini, hareketsiz görülen yer kabuğunda, üst mantoda oluşan konveksiyon akımları oluşturmakta, kayalar belirli bir deformasyona kadar dayanıklılık gösterebilir ve sonrada kırılır. İşte bu kırılmalar sonucu depremler oluşur. Bu olaydan sonra da kayalar uzak zamandan beri birikmiş olan gerilmelerin ve enerjinin bir kısmı ya da tamamı giderilmiş olur.

Faylanmanın başladığı ilk kırılma veya kayma noktasına depremin odağı veya iç merkezi; odak noktasının düşey olarak yeryüzüne rastladığı noktaya ise "**Episantr**" (**dış merkez**) denir. Depremin etkisi en çok dış merkez ve yakın çevresinde görülür. Buradan uzaklaştıkça etki azalır. Aslında dış merkez, bir noktadan çok bir alandır. Depremin dış merkez alanı depremin şiddetine bağlı olarak çeşitli büyüklüklerde olabilir. Bazen büyük bir depremin odak noktasının boyutları yüzlerce kilometreyle de belirlenebilir. Bu nedenle "Episantr Bölgesi" ya da "Episantr Alanı" olarak tanımlanması yapılması gerçeğe daha yakın bir tanımlama olacaktır.

Depremde enerjinin açığa çıktığı noktanın yeryüzünden en kısa uzaklığı, depremin odak derinliği olarak adlandırılır. Depremler odak derinliklerine göre sınıflandırılabilir. Bu sınıflandırmada tektonik depremler için geçerlidir. Yerin 0-60 km derinliğinde olan depremler sığ deprem olarak nitelenir. Yerin 70-300 km derinliklerinde olan depremler orta derinlikte olan depremlerdir. Derin depremler ise yerin 300 km den fazla derinliğinde olan depremlerdir. Türkiye'de olan depremler genellikle sığ depremlerdir ve derinlikleri 0-60 km arasındadır.

Orta ve derin depremler daha çok bir levhanın bir diğer levhanın altına girdiği bölgelerde olur. Derin depremler çok geniş alanlarda hissedilir, buna karşılık yaptıkları hasar azdır. Sığ depremler ise dar bir alanda hissedilirken bu alan içinde çok büyük hasar yapabilirler. Deprem sonrası, kırılma yüzeyleri boyunca gözle fark edilebilecek ölçüde bir kayma, bir yer değiştirme olduğu zaman fay oluşur. Kayma hareketlerinin olduğu düzleme **fay düzlemi** veya **fay aynası** denir. Bu düzlem üzerinde, sürtünme nedeniyle **kayma çizikleri** ve **kayma kertikleri** oluşur (Şekil 2.4). Bunlar kaymanın yönünü saptamaya yararlar.



Şekil 2.4 Eğim atımlı normal bir faylanmanın yapısını gösteren blok diyagramı

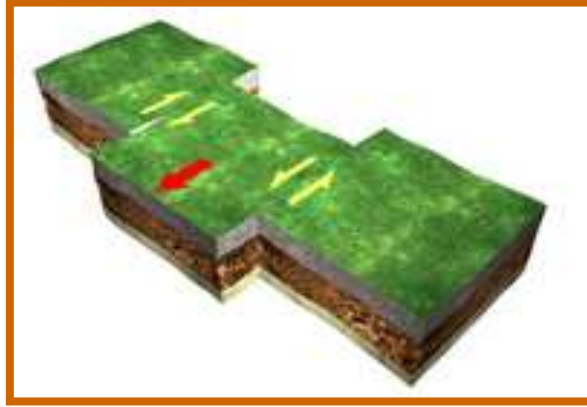
Fay düzlemi'nin yeryüzü ile olan ara kesiti ne de **fayınizi** veya **fay çizgisi** denir. Fay düzlemi tamdiğer olduğu zaman, bu düzlemin üstünde bulunan kısma **tavan bloğu**, altında bulunan kısma da **taban bloğu** denir. Bu iki blok arasındaki kaymanın miktarına **atı** adı verilir.

Fay oluşumunda kayma hareketi çoğu kez yalnız bir düzlem üzerinde değil, birbirine az-çok paralel bir seri düzlemler boyunca vukua gelir ve böylece bir fay zonu ortaya çıkar. Bu zonun kalınlığı (genişliği) birkaç metre veya kilometre olabilir.

Faylar genellikle hareket yönlerine göre isimlendirilirler. Daha çok yatay hareket sonucu meydana gelen faylara "Doğrultu Atımlı Fay" denir. Fayın oluşturduğu iki ayrı bloğun birbirlerine göreli olarak sağa veya sola hareketlerinden de bahsedilebilir ki bunlar sağ veya sol yönlü doğrultulu atımlı faya bir örnektir. Düşey hareketlerle meydana gelen faylara da "Eğim Atımlı Fay" denir. Fayların çoğunda hem yatay, hem de düşey hareket bulunabilir.

2.2.1 Doğrultu Atınlı Fay

Blökların birbirine nazaran görelî hareketi fay düzleminin doğrultusu boyuncaadır; blöklardan birisi üzerinde duran ve diğêr blöğe bakan bir kişîye göre, karşı blöğün sağa veya sola doğru kaymış olmasına göre de, doğrultu atınlı fay sağ yönlü veya sol yönlü olur. Doğrultu atınlı faylar veya yırtılma fayları, diğêr düzlemler boyunca olan yatay kayma hareketleridir. Bu tür fayların yeryüzündeki izleri (görünüşleri) düz bir çizgidir ve eğimleri diğêr veya diğêr çok yakındır (Şekil 2.5). Fay zonu boyunca dere yataklarının ötelendiğı, vadilerin karşısına tepeliklerin geldiğı, yer-yer küçük göllerin oluştuğı, morfolojide belirgin bir değışikliğın vukua geldiğı kolaylıkla gözlenebilir.



Şekil 2.5: Doğrultu atınlı fay

2.2.2 Yan Atınlı Fay

Blökların hareketi fay düzleminin eğimi ve doğrultusundan farklı yönlerde, yanlara doğru olur (Şekil 2.6). Tavan blöğünün taban blöğüne nazaran obliğ olarak aşağı veya yukarı doğru kaymasına göre de, yan atınlı fay normal veya ters olur.



(a)



(b)

Şekil 2.6: Yan atınlı fay: (a) normal fay, (b) ters fay

2.2.3 Çöküntü ve Yükselti

İki normal faylanma arasındaki bloğun çökmesi veya yükselmesi sonucu oluşurlar (Şekil 2.7).



Şekil 2.7: Çöküntü ve Yükselti: (a) Çöküntü, (b) Yükselti

Yeryüzünde depremin ve depremsonrası oluşan yer değiştirmeleri ölçerek, fayın kırığı boyunca oluşan kaymanın dağılımını hesaplamak mümkündür. Bu işe, olan depremin mekanizması ve yer kabuğunun üst katmanlarının mekanik davranışları hakkında ipuçları verir. Ayrıca, depremin ve sonrası fay hareketlerini anlamak, konmuş fayların yeni depremler üretme potansiyellerini değerlendirmek açısından da önemlidir.

Yer kabuğunun bu canlı yapısı içinde meydana gelen her depremsonrası yeryüzünde oluşan deformasyonun belirlenmesi, depremin etkilediği alanda deprem öncesinde ölçü yapılmış tüm noktadaki ölçülerin yenilenmesi ile mümkündür. Ancak uygulamalarda depremsonrası ölçü yapılan nokta sayısının az olması yada bölgedeki tüm noktalarda çeşitli nedenlerle ölçü yapılamaması nedeniyle, depremde oluşan yer değiştirmelerin her noktada hesaplanması mümkün olmamaktadır. Bu durumda, elde edilen ölçülerden yararlanarak depremsonrası oluşan yüzey kırığının yapısını ifade eden fay geometrisi çözümleri kullanılmaktadır.

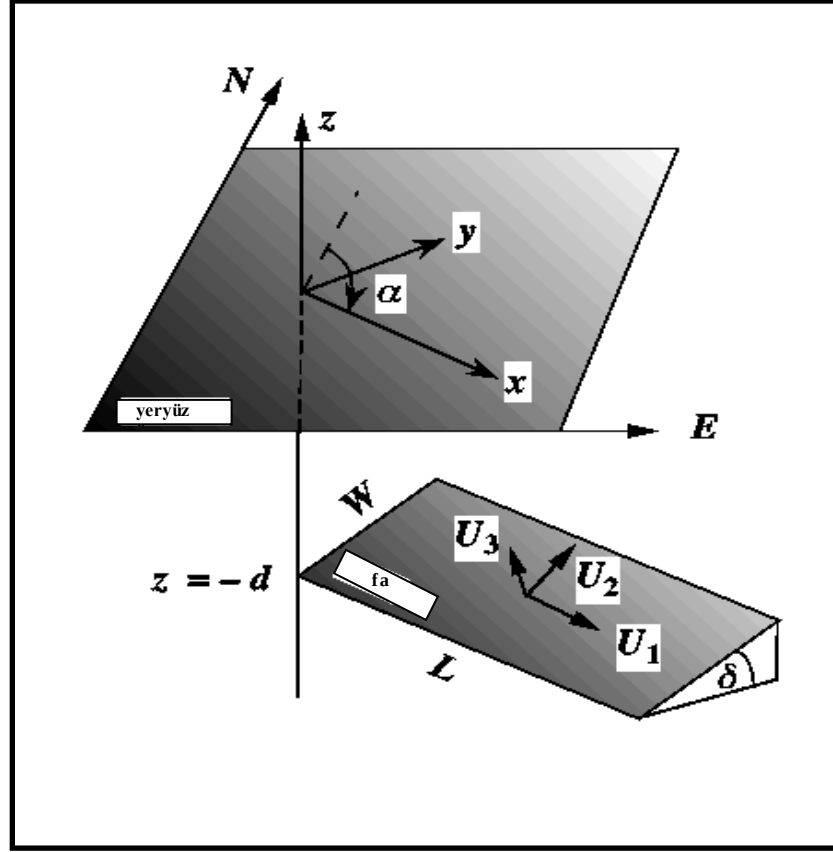
Meydana gelen depremin etki alanında depremsonrası ve sonrası yapılan ölçülerden yararlanılarak elde edilen yer değiştirmelerin kullanılarak fay geometri çözümlerinin oluşturulmasına ‘**geri modelleme**’, geri modelleme ile elde edilen parametrelerin kullanılarak, herhangi bir konudaki yer değiştirmenin hesaplanmasına ise **ileri modelleme** denilmektedir.

2.3 Elastik Yarı Uzay Modeli

Elastik yarı-uzay modeli kullanılarak depremanın yer değiştirme vektörleri, gerçeğini uygun yakınsamalar ile elde edilmiştir (Okada, 1985). Bu modelde yer, düşey düzlemlerle ayrılan birbiri ile temas, uzunluğu ve derinliği sonsuz büyük kabul edilen elastik bloklardan oluşmaktadır. Bloklar elastik, homojen ve izotropik olmakla beraber aşağı litosfer ve astenosfere karşılık gelen bölgelerin artanlığı ve basınç etkisi ile sınırlı (ductile) davrandığı, buna karşılık kabuğa tekabül eden sıg ve soğuk bölgenin ise gevrek (brittle) davrandığı varsayılabilir. Gevrek bölge itersisnik dönemde tamamen veya kısmen kilitli olup fay hattı boyunca asisnik kayma (creep) da olabilir. Sınırlı bölgenin göreceli hareketi sonucunda üstteki gevrek bölgede biriken tektonik stress sınır noktaya ulaştığında fay kırığı oluşmakta ve biriken stress boşalmaktadır. Sonrasında stress birikimi bir sonraki fay kırığı oluşana kadar devam etmekte ve bir depremperiodyu tamamlanmaktadır (Nakipoglu ve diğ 1998).

Bu çalışmada, *Yoshimitsu OKADA* tarafından ileri sürülen dislokasyon formleri kullanılarak FORTRAN dilinde hazırlanmış DISPLACE yazılımı kullanılmıştır. Bu yazılımın girdi parametreleri ise bir fayın geometrisini açıklayan parametrelerdir.

Modelde, her bir fay parçası 10 adet fay düzlemparametresi ile tanımlı olup, modeli birden fazla fay düzlemi ile tanımlanmak mümkündür. Her bir fay düzlemi, fay başlangıç noktasının konumu (boylam ve enlem), fayın genişliği (W), uzunluğu (L), fay düzleminin doğrultusu (α), fay düzleminin eğimi (δ), fay düzleminin başlangıç noktasının derinliği (D) ve fay düzleminde olan kayma (U) ile tanımlanmaktadır. Fay düzlemi üzerindeki kayma vektörü, üç bileşenden (U_1, U_2, U_3) oluşmaktadır. Fay düzlemi üzerinde ve fay doğrultusu boyunca olan yer değiştirme U_1 ; fay düzlemi üzerinde ve fay doğrultusuna dik yönde olan yer değiştirme U_2 ; fay düzlemine dik ve açılma ya neden olan yer değiştirme de U_3 ile gösterilmektedir (Şekil 2.8).



Şekil 2.8: Elastik yarı-uzay modeli fay geometrisi

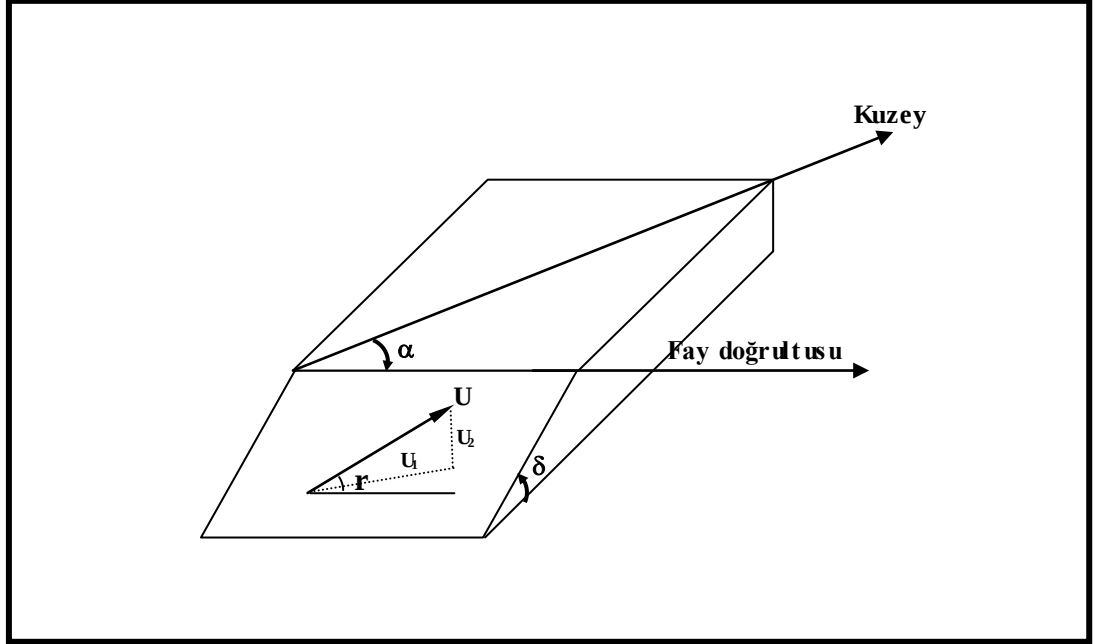
Fay düzleminin yöneltilmesi doğrultu ve eğim açısı ile, faylanmanın türü de fay düzlemi üzerindeki kaymanın eğimi (r , rake) ile belirlenmektedir (Şekil 2.9). Fay düzleminin doğrultusu, fay çizgisinin kuzeyden olan açıklık açısı (seml) ile belirlenmekte ve bu açının alacağı değere göre değişmektedir.

Seml açısı 0° ya da 180° olan bir fay düzlemi kuzey-güney yönünde, 90° ya da 270° olan fay düzlemi de doğu-batı yönünde olmaktadır. Fay düzleminin eğimi ise, fay düzleminin yeryüzü yada yeryüzüne paralel bir düzlemle yaptığı açı olup, saat istikameti tersinde ölçülür. Fay düzlemi üzerindeki kaymanın eğim açısı, fay düzlemi üzerindeki kayma vektörü ile fay düzlemi doğrultusuna paralel bir düzlemdaki açı olup, faylanmanın türüne göre -180° ile $+180^\circ$ arasında değişik değerler almaktadır. Matematiksel olarak fay düzlemi üzerindeki kaymanın eğim açısı,

$$r = \tan^{-1} \left(\frac{U_2}{U_1} \right) \quad (2.1)$$

olarak ifade edilmektedir.

Burada, fay düzleminde olan U_1 yer değiştirmesinin yönü fay doğrultusu yönünde pozitif; U_2 yer değiştirmesinin yönü de fay doğrultusuna dik ve yüzey kırığı yönünde pozitif olarak tanımlıdır. Fay düzlemindeki kaymanın eğimi ve bileşenlerinin durumuna göre oluşan faylanma türleri Tablo 2.1’de verilmiştir.



Şekil 2.9 Fay düzleminin yöneltilmesi ve fay düzlemindeki kayma

Tablo 2.1: Faylanma türleri ile fay düzlemindeki kayma arasındaki ilişki

Fay düzlemindeki		Faylanma türü
Kayma bileşeninin durumu	Kayma eğiminin durumu	
$U_2 > 0$	$r > 0^\circ$	Ters faylanma
$U_2 < 0$	$r < 0^\circ$	Normal faylanma
$U_1 > 0$	$ r \leq 90^\circ$	Sol yönlü doğrultu atımlı faylanma
$U_1 < 0$	$ r \geq 90^\circ$	Sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma

Odak mekanizması çalışmaları; 1906 San Francisco Depremi'nin çalışması olarak 1910'lu yıllarda başlar. Bu tarihlerde Japon Prof. Shi da P-dalgası ilk hareketlerinin episantr etrafında azimutal ve sistematik bir dağılım gösterdiği açıklamıştır. Kawasumi (1937), Byerly (1955), Honda (1957, 1962), Stauder (1962) ve Sykes (1967) gibi araştırmacılar depremlerin odak mekanizmaları konusunda birçok araştırmalar yapmışlardır (Akbaş, 1999).

İzmit ve Düzce depremleri için çeşitli kuruluşlar tarafından fay geometrisi çözümleri yapılmıştır. Genel olarak faylanma; İzmit depremi için 2, Düzce depremi için ise tek bir parçada incelenmiştir (Tablo 2.2) ve (Tablo 2.3):

Tablo 2.2: İzmit depremi için programda kullanılan fay parametreleri

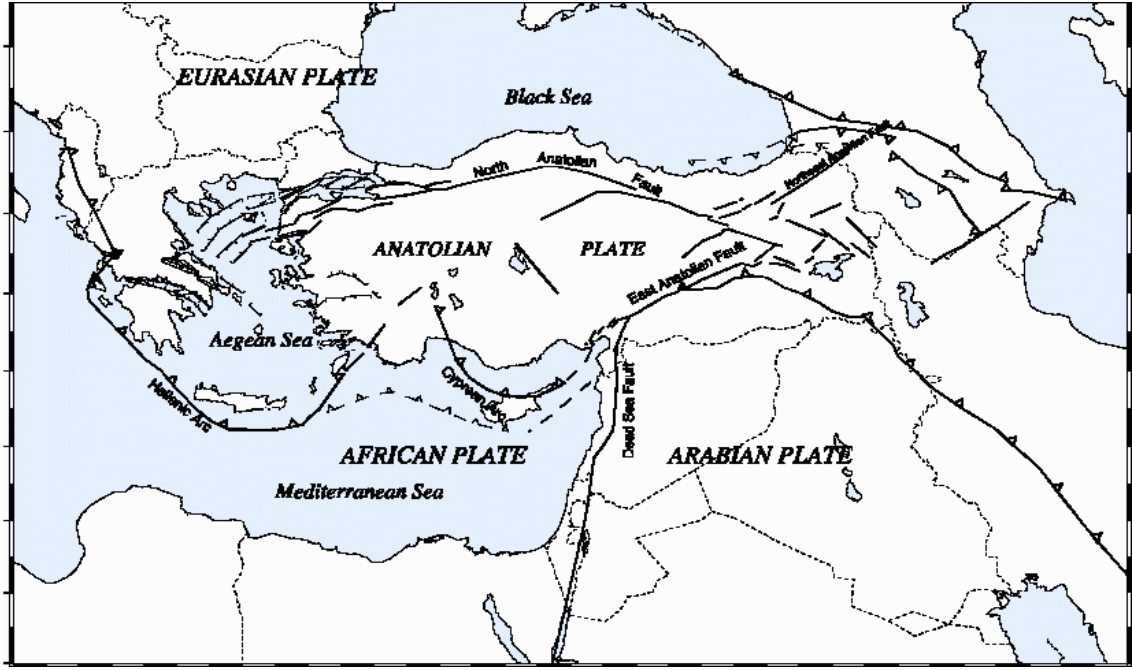
	λ	ϕ	A	D	δ	L	W	U ₁	U ₂
1	29.42	40.69	87.00	0.00	-90.00	97.00	16.03	2.81	0.28
2	30.67	40.69	75.00	0.00	-63.80	25.00	18.75	1.65	0.54

Tablo 2.3: Düzce depremi için programda kullanılan fay parametreleri

	λ	ϕ	α	D	δ	L	W	U ₁	U ₂
1	31.08	40.77	82.00	0.00	-51.35	28.45	17.20	3.76	0.76

2.4 Türkiye'nin Depremelliği

Alp-Himalaya orojenik kuşağı Azor takımı adalarından başlayıp uzak doğuda Endonezya'ya kadar uzanmaktadır. Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağı içinde Afrika, Arap ve Avrasya gibi büyük tektonik plakaların birbirleriyle çarpıştığı ve bu plakaların sınırlarını da içeren bir bölgede yer almaktadır. Türkiye ve çevresinin tektonik oluşumunda en önemli etken Afrika ve Arap plakalarının Avrasya plakası ile çarpışması olarak ifade edilebilir (Şekil 2.10).



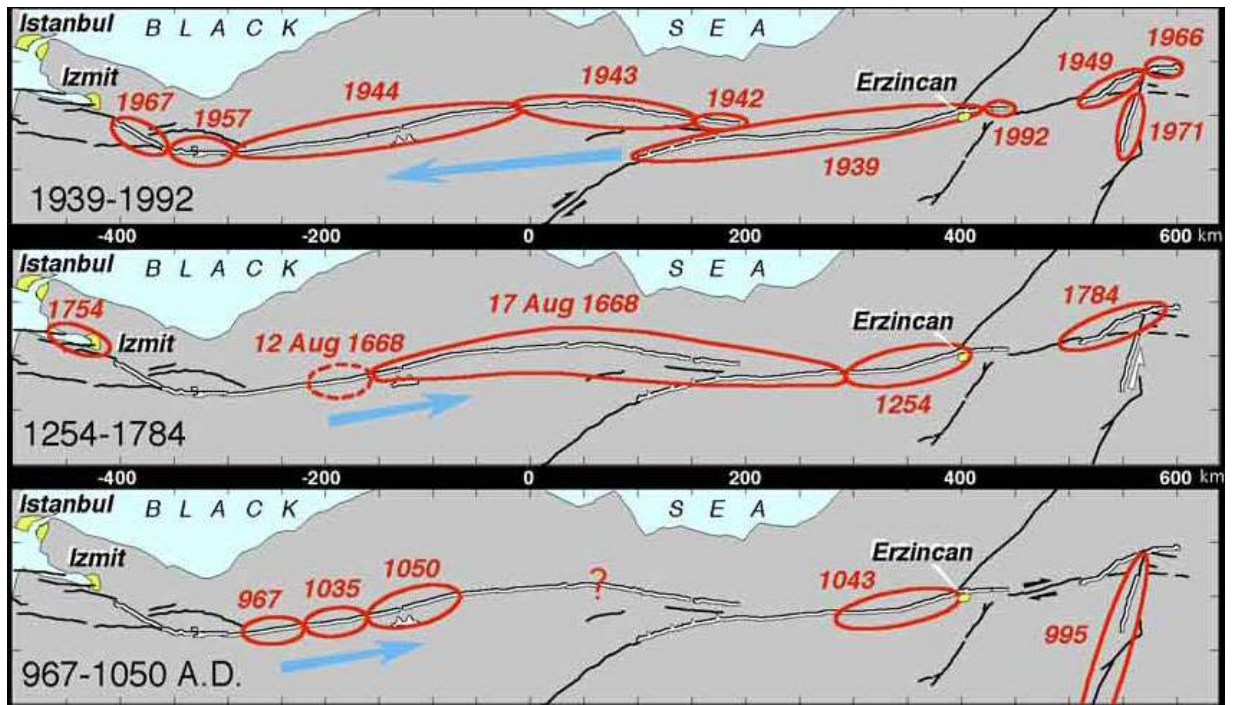
Şekil 2 10: Türkiye ve Çevresi Tekt onik Haritası

Böl gedeki tekt onik akti vite genel hatları nı yla, Arap plakası nı n Avrasya plakası na göre kuzey-kuzeybatı doğ rultusunda 15-20 mm/yıl hız ıla hareketi sonucu Bitlis-Zağ ros b indir ne kuşağ ı boyunca oluş an çarpış ma nedeni yle, Doğu Anadolu bölgesi nde bir sıkış ma nı n meydana gel mesi ve bunun sonucunda da Anadolu plakası nı n 20-25 mm/yıl hız ıla batı ya hareketi ve saat yel kovarı tersi nde dön mesi, Afri ka plakası nı n 5-10 mm/yıl kuzey doğ rultusunda hareketi ve Avrasya plakası nı n altına dal ması sonucunda da Ege bloğ unda güneybatı yönünde 30-35 mm/yıl hız ıla bir açıl ma nı n ve nor mal faylan ma nı n meydana gel mesi şeklinde özetlenebilir.

Dünya üzeri ndeki en önemli doğ rultu atı nı faylardan biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu Karlı ova üç lü bitiş mesinden batı ya doğ ru 1200 km uzunlukta sağ yönl ü doğ rultu atı nı bir faydır. Sismik bakı m dan çok aktif olan Kuzey Anadolu Fay Zonu üzeri nde çok sayı da tarihsel ve yıkıcı depremler meydana gel miştir. 1939 Erzincan depre mi (M=7.9) ile başlayan büyük depremler serisi, batı ya doğ ru hareketle 1942 Nı ksar-Erbaa (M=7.1), 1943 Tosya (M=7.3), 1944 Bol u-Çerede (M=7.3), 1957 Abant (M=7.0) , 1967 Mı dırnu (M=7.9) , 1992 de yi ne Erzincan (M=6.8) depre mi meydana gel miştir. Çok büyük can ve mal kaybı na neden olan bu depremlerdeki yatay kayma değ erleri; 1939 Erzincan depre mi nde 7.5 m, Tosya-İl gaz böl gesi nde 4.5 m, Bol u böl gesi nde 3.5 m ve Mı dırnu vadisi nde 2 m olarak belirlenmiştir (Şekil 2 11)

Doğu Anadolu Fay Zonu Karlıova'dan İskenderun körfezi ne kadar uzanan yaklaşık 550 km uzunluğunda sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Her ne kadar günümüzde çok aktif görünmüyorsa da tarihsel veriler bu fayın son 2000 yılda sistematik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir (Akbaş, 1999).

Pasinler Fayı Erzurum-Pasinler Hafzası'ndan Kafkasya'ya doğru uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Pasinler fayı Doğu Anadolu Fay Zonu'nun kuzeydoğuya doğru bir uzanım gibi düşünülebilir. Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremler fayın sistematik bakımdan aktif olduğunu kanıtlamaktadır (Akbaş, 1999).



Şekil 2.11: Kuzey Anadolu Fayındaki Tarihi Depremler

3. TÜRKİYE ULUSAL DÜŞEY KONTROL AĞI VE TUDKA – 99’ UN OLUŞTURULMASI

3.1 Giriş

Savunma ve kalkınma amaçlı harita üretmek, istenilen noktalara yükseklik (kot) taşınak, yer kabuğu hareketlerini, deformasyonları belirlemek, deprem gibi önceden bilinemeyen fiziksel olayları tahmin etmek amacıyla yeryüzünde yeterli sıklıkta yüksekliği bilinen noktaya ihtiyaç vardır. Belirli bir referans yüzeyinden olan yüksekliği bilinen noktaların oluşturduğu ağa ‘**Düşey Kontrol Ağı**’ denir.

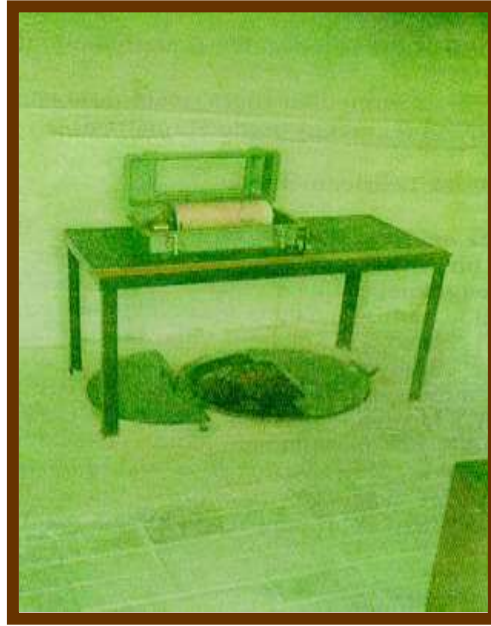
Türkiye’de Düşey Kontrol (Nivelman) Ağı ile ilgili çalışmalar, 1935 yılında Antalya mareograf (deniz seviyesi ölçer) istasyonunun kurulması ile başlamıştır (Şekil 3.1, 3.2). Sonraki yıllarda ana karayolları boyunca oluşturulan 158 I inci derece ve 87 II inci derece geometrik nivelman geçkisinin ilk faz ölçüleri 1970 yılına kadar yapılarak Düşey Kontrol Ağı tesis edilmiştir. I ve II inci derece ölçülerde geçiş – dönüş kapanması için sırasıyla $4\sqrt{S}$ mm ve $8\sqrt{S}$ mm (S: km biriminde geçki uzunluğu) ölçütleri alınmıştır. Gravite ağı ile ilgili çalışmalar 1956 yılında başladığından, 1970 yılına kadar düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmemiştir. İkinci faz geometrik nivelman ölçüleri 1973 yılından itibaren başlatılmıştır. Bu kapsamda günümüze kadar sürdürülen çalışmalarda, daha önce tesis edilen geçki ölçüleri yenilenmiş, alt yapı nedeniyle tahrip olan geçkiler yerine yenileri, gerek duyulan yerlerde ise yeni geçkiler tesis edilmiş ve düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmüştür. 1993 yılına kadar gerçekleştirilen ölçü çalışmaları ile 151 I inci derece ve 39 II inci derece geçki ölçüsü yenilenmiş, 2 yeni II inci derece geçki tesis edilerek ölçülmüştür. (Demir, 1999)

1985 – 1992 yıllarında yapılan çalışmalarla, 1973 – 1991 yıllarında ölçüsü yenilenen 151 I inci derece ve 35 II inci derece geçki ile 1970 yılından önce ölçülen 5 I nci derece geçkisinin, gravite değerleri ile birlikte ilk değerlendirilmesi yapılarak “**Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı – 1992 (TUDKA – 92)**” oluşturulmuştur.

Ölçüsü yenilenmiş 52 adet II inci derece geçki bu değerlendirilme ye alınmamıştır (Ayhan ve Demir, 1992). TUDKA-92 oluşturulurken dengeleme sonrası yapılan istatistik analizde üç adet geçkinin uyumsuz olduğu saptanmış ve bu geçkiler değerlendirme dışı bırakılmıştır.



Şekil 3.1: Antalya Mareograf İstasyonu



Şekil 3.2: Antalya Mareograf İstasyonu analog ölçümci hazı

Sonraki yıllarda, uyumsuz bulunan üç geçki den iki tanesi (biri tamamın, diğeri nin bir bölümü) ölçülmüştür. Ayrıca, 1993 yılında dört eski ve iki yeni olmak üzere 6 II inci derece geçki ölçüsü yapılmıştır. Diğer taraftan, daha önce değerlendirme dışı bırakılan 52 adet eski II inci derece geçkidən 44' ünün ağa bağlantısı gerçekleştirilmiş ve bu geçkilerdeki noktaların tamamında gravite değerleri prediksyonla kestirilmiştir. Daha sonra tüm geçkilerdeki noktaların koordinatları (enlem ve boylam) 1/25000 ölçekli haritalardan sayısallaştırılarak elde edilmiş ve mevcut tüm veriler (gravite, enlem, boylam, geometrik yükseklik farkı, uzaklık) kontrol edilmiştir. (Demir, 1999)

TUDKA – 99 un oluşturulmasında;

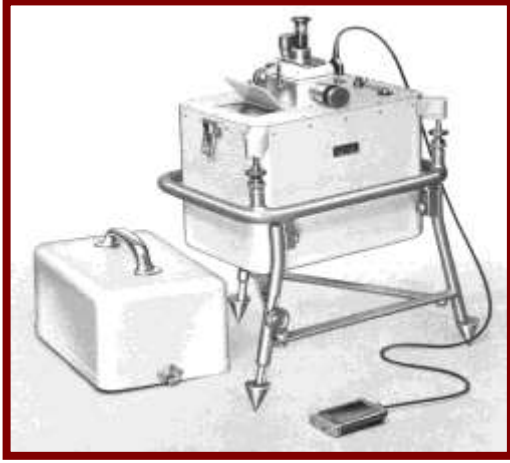
- Geometrik nivelman ve gravite ölçülerinin ön işlemlerden geçirilmesi,
- Dengeleme ve uygulamada kullanılacak yükseklik sisteminin seçimi,
- Düşey datumun belirlenmesi,
- Düşey kontrol ağının dengelenmesi.

şeklinde işlemleri izlenmiştir. (Ayhan ve Demir, 1992)

Dengelemede kullanılacak yükseklik sistemine bağlı olan ön işlemler; ölçülen yükseklik farklarının, ölçü aleti (nivo), mira ve fiziksel çevre koşullarından kaynaklanan sistematik etkilerden arındırılması içerir. TUDKA' nın dengelenmesi aşamasında IAG(International Association of Geodesy)' in UELN(United European Levelling Network) alt komisyonunca önerilen, tek anlı ve tam diferansiyel olan Jeopotansiyel sayılar yükseklik sistemi olarak seçilmiş ve IGSN71 (International Gravity Standardization Network – 1971)' e yakın Düzenlenmiş Potsdam datumundaki gravite değerleri kullanılmıştır (Şekil 3.3).

TUDKA için düşey datum Antalya mareograf istasyonunda 1936 – 1971 yıllarındaki anlık deniz seviyesi ölçülerinin doğrudan aritmetik ortalaması ile belirlenmiştir.

1936 – 1970 yıllarında yapılan geometrik nivelman ölçüleriyle 19800 km uzunluğunda 158 I inci derece ve 8900 km uzunluğunda 87 II inci derece geçkidən oluşan düşey kontrol ağı fiilen tesis edilmiştir.



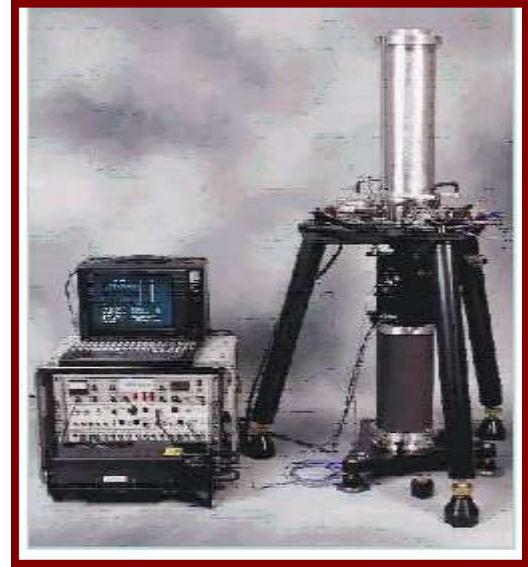
Nör gaard Gravite Ölçer



Wör den Gravite Ölçer



Lacoste & Ro mberg Gravite Ölçer

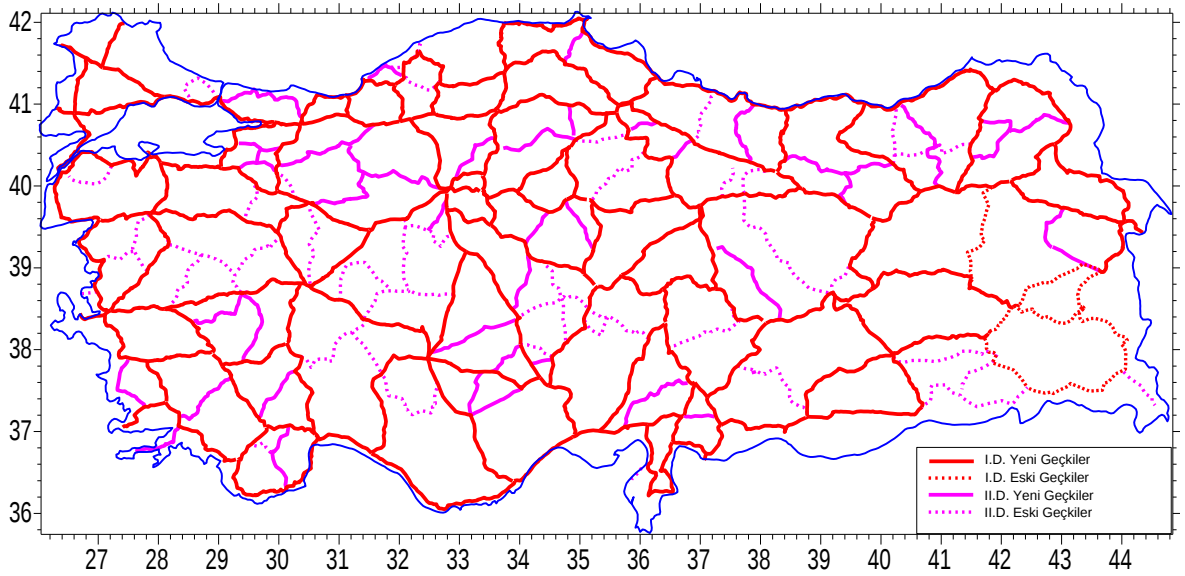


FG5 Mıtlak Gravite Ölçer

Şekil 3.3: Dışey Kontrol Ağında Kullanılan Gravite Ölçerler

Bu ağı iyileştirmek amacıyla 1973 yılında başlayan ikinci faz geometrik nivelman ölçülerinde bugüne kadar, 151 I inci derece ve 41 II inci derece olmak üzere toplam 23077 km geçki ölçüsü gerçekleştirilmiştir.

Ölçüsü yenilenen toplam 190 adet I ve II inci derece geçki ve yeni tesis edilen 2 adet II inci derece geçki ile ölçüsü yenilenmeyen 7 adet I inci derece ve 44 adet II inci derece geçkinin değerlendirilmesi tamamlanarak, 243 geçki den oluşan 25680 noktalı **TUDKA – 99** oluşturulmuştur (Şekil 3.4).



Şekil 3.4: Türkiye Ulusal Dişey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99)

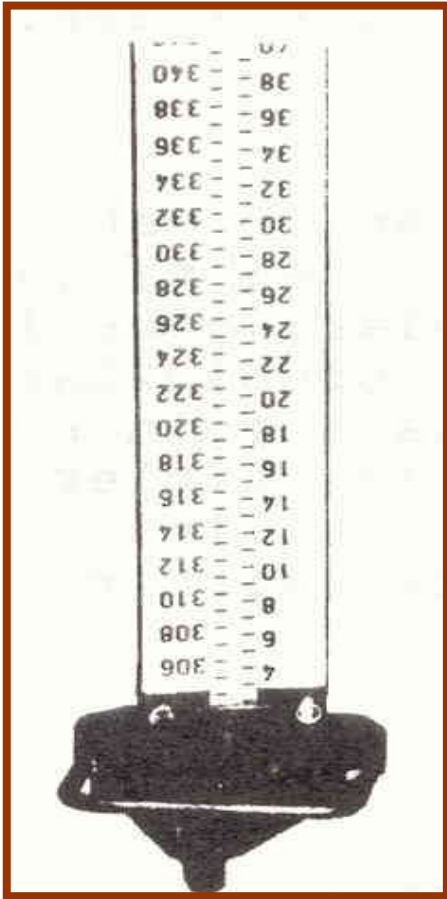
Geometrik nivelman ölçülerinde Wild N3 ve Zeiss N002 (1988 yılından itibaren) hassas nivelman ni voları kullanılmış (Şekil 3.5); ikinci faz ölçüler, ölçü öncesi ve ölçü sonrasında miralar komparator ile kalibre edilerek mira ölçek ve sıcaklık düzeltmesi getirilmiştir. Geometrik nivelman ölçülerinin kontrolü, mira ölçek ve sıcaklık düzeltmesi ile kolimasyon düzeltmesi Harita Genel Komutanlığı'nda mevcut olan *LEVEL* yazılımla yapılmaktadır. Geometrik nivelman ölçülerinde fiziksel çevre koşullarından kaynaklanan düzeltmeler (refraksiyon, astronomik, magnetik ve yer kabuğu hareketleri) ek parametrelerin ölçülmesi veya bilinmesini gerektirdiğinden, I ve II inci derece geometrik nivelman ölçülerine getirilmiştir.



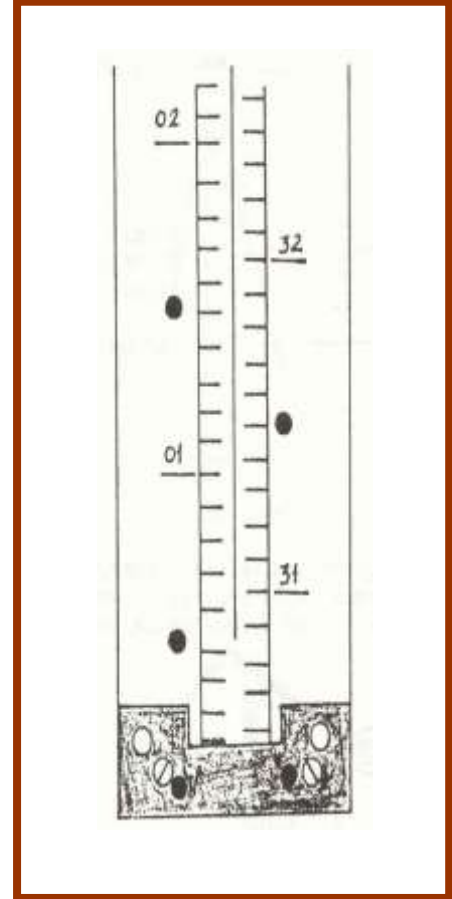
Wild N3



Zeiss N002



Wild N3 Mirası



Zeiss N002 Mirası

Şekil 3.5: Dışey Kontrol Ağında Kullanılan Hassas Nivolar ve İnvar Miraları

1973 yılında başlayan ikinci faz geometrik ni vel man ölçüleri sırasında düşey kontrol noktalarında gravite değeri ölçülmüştür. Değişik nedenlerle gravite ölçülmeyen ve 1970 öncesi ölçülen 6 I inci derece ve 44 II inci derece geçki nintamında olmak üzere toplam 4112 düşey kontrol noktasının gravite değeri, çevresindeki 3-5 km sıklıkta gravite noktalarından yararlar ± 3 mGal doğrulukla kestirilmiştir. Böylece düşey kontrol noktalarında, IGSN71 sistemine yakın Düzenlenmiş Potsdam Gravite Datumunda gravite belirlenmiştir.

TUDKA-92 dengelenesinde kullanılan ve 1985 – 1991 yıllarında her geçki için ayrı olarak hazırlanan veriler bir geçki deki noktalara ilişkin gravite, enlem (daki ka doğruluğunda) değeri, noktamntarifi, noktalar arasındaki geometrik yükseklik farkı (LEVEL programından bulunan) ve uzaklık bilgilerini içermekteydi. 1997 yılında başlatılan bir çalışma ile, önce insan gücüyle daha sonra da bilgisayarda 1/25000 ölçekli haritalardan düşey kontrol noktalarının enlem ve boylam değerleri, derece saniyesi (") doğruluğunda sayısallaştırılmış ve her geçki için konum bilgilerini (enlem boylam) içeren kütükler hazırlanmıştır.

Daha sonra konumbilgileri mevcut geçki verileri ile birleştirilerek geçkiler için yeni veri dosyaları elde edilmiştir. Bu birleştirilmede aynı zamanda daki ka doğruluğundaki mevcut enlem değeri ile sayısallaştırılmış enlem değerleri karşılaştırılarak kaba hatalar denetlenmiştir.

Gravite değerlerinin kontrolünamacıyla ardışık noktalar arasında;

$$\Delta = (g_2 - g_1) - (\gamma_2 - \gamma_1) - (H_2 - H_1) \cdot 0.1967 \quad (3.1)$$

eşitliği yardımıyla ölçülen gravite farklarından, söz konusu noktalar arasındaki normal gravite farkları ve Bouger plakası etkisi çıkarılarak elde edilen farkın (Δ), 10 mGal'i aşması durumunda ilgili noktalardaki gravite değerleri ölçü karnelerinden kontrol edilerek hatalı bulunanlar düzeltilmiş, karne ile aynı olan gravite ölçüleri ise aynen alınmıştır.

Tüm noktaların konumbilgileri bilindiğinden, ağı geçici dengelenmesi ile elde edilen yükseklikler de kullanılarak, gravite ölçülmeyen noktaların tamamında gravite prediksiyonu yeniden yapılmıştır.

Ayrıca gravite ölçülen noktaların tamamında da gravite prediksyonu yapılarak gravite değerlerindeki kaba hataların denetlenmesi amaçlanmıştır.

Gravite ölçülmüş olan toplam 21400 düşey kontrol noktasında ölçülen ve prediksyon ile bulunan gravite değerleri arasındaki farkların mutlak değer olarak dağılımı Tablo 3.1' de verilmiştir. Tablo 3.1' de gösterilen 10 mgal' den büyük olan farkların ölçü karnelerinden kontrolü yapılmış, ancak aynı olduğu görülmüştür. Bu ölçülerin genellikle aynı geçki boyunca yıllık mgösterdiği tespit edilmiş olup, bunun özellikle II inci derece gravite geçkilerinin dengelenmelerinde izlenen yol nedeniyle oluşan sistematik hatalardan kaynaklandığı değerlendirilmektedir. I ve II inci derece gravite ağı ölçülerinin birlikte dengelenmesi tanımlandığında bu değerlerin kontrolü yapılabilecektir (Demir, 1999)

Tablo 3.1: Ölçülen gravite ile kestirilen gravite farkları mutlak değerlerinin dağılımı.

Ölçü- Prediksyon farkı (mgal)	Nokta Sayısı
$0 < fark < 5$	19647
$5 < fark < 10$	1305
$10 < fark < 20$	404
$20 < fark < 30$	44

Konum bilgilerinin kontrolü ise ardışık noktalar arasındaki enlem ve boylam farklarının 2 (derece dakikası) dan büyük olması durumunda konum bilgileri haritadan kontrol edilmiştir. Ayrıca ardışık noktalar arasında hesaplanan uzaklık ile ölçülen uzaklık değeri farkının 1 km' den büyük olması durumunda konum bilgileri ve uzaklık ölçüleri kontrol edilmiştir.

3.2 TUDKA – 99 ‘ un Oluşturulması

TUDKA – 99’ un oluşturulmasında ilerde matematik modeli açıklanmakta olan iki aşamalı bir hesaplama modeli uygulanmıştır. İlk aşamada düğüm noktaları ve aralarındaki geçkilerden oluşan düşey kontrol ağı dengelenmiştir.

İkinci aşamada ise düğüm noktalarının hesaplanan jeopotansiyel sayı ve duyarlılıklarından yararlanılarak geçkiler boyunca düşey kontrol noktalarının jeopotansiyel sayı ve duyarlılıkları hesaplanmıştır.

TUDKA – 99 oluşturulurken ilk aşamada I ve II inci derece geçkilerin topluca değerlendirilmesi düşünülmüş ve I ve II derece geçkilerin kesişim noktaları olan 271 düğüm noktası arasında 402 geçki oluşturulmuş ve geçkiler boyunca jeopotansiyel sayı farkları hesaplanmıştır. i ve j düğüm noktaları arasındaki ΔG_{ij} jeopotansiyel sayı farkı;

$$\Delta C_{ij} = \sum_{k=1}^K \frac{g_k + g_{k+1}}{2} \Delta n_k \quad (3.2)$$

eşitliği kullanılarak bulunmuştur. Burada K iki düğüm noktasını birleştiren geçki üzerinde düşey kontrol nokta sayısı (düğüm noktaları dahil), Δn iki düşey kontrol noktası arasındaki geometrik ni vel man ile bulunan yükseklik farkı ölçüsü ve g düşey kontrol noktalarındaki gerçek gravitedir. Öcü ağırlıkları;

$$P_i = \frac{200}{t^2 S_i} \quad (3.3)$$

ile belirlenmiştir (Demir, 1999). Burada t, 1 km lik ni vel man da bulunan yükseklik farkının standart sapması, S_i ni vel man geçkisinin km cinsinden uzunluğudur. Ni vel man ölçülerinde gi diş-dönüş ölçülerindeki kapanma hatası için $w = (2.828 \cdot t \cdot \sqrt{S_{km}})$ mm. eşitliği geçerlidir. Türkiye’de I inci ve II inci derece geçkilerde gi diş-dönüş ölçülerindeki ölçüt sırasıyla $4\sqrt{S}$ mm ve $8\sqrt{S}$ mm alındığından verilen formül den I inci derece geçkiler için $t=1.414$, II inci derece geçkiler için $t=2.828$ olmaktadır. Bu değerlerin (3.3) eşitliğinde yerine konmasıyla I ve II inci derece geçkiler için ağırlıklar belirlenmiştir.

Türkiye’deki mevcut aktif plaka hareketlerinin yanısıra uygulanan farklı ölçüm kriterleri ve miralar nedeniyle 1970 öncesi ölçülen 44 adet II inci derece geçkisinin diğer ölçülerle birlikte doğrudan dengelenmeye dahil edilmesi uygun olmayacağı değerlendirilmiş ve bu geçkilerin TUDKA ya dayalı hesaplanması düşünülmüştür.

Bunun için bu geçki ölçüleri dengelenmeye dahil edilmiş ancak ölçü ağırlıkları yaklaşık sıfır alınarak bu geçkilerin ağı dengelenmesine katkısının ol maması sağlanmıştır.

Uyuşumsuz ölçüleri ortaya çıkarmak için ağı önce serbest (Minimum zorlanalı) dengelenmiş ve iki aşamalı test uygulanmıştır. Bu dengelenme sonunda w – test yöntemi ile çok sayıda uyuşumsuz ölçü tespit edilmiş olup, bu nedenle dengelenmenin stokastik modelinde değışiklik yapılması düşünülmüştür. Bu amaçla stokastik modelini yileştirilmesi ve uyuşumsuz ölçü belirleme işleminin iteratif olarak yapıl mış ve I ve II inci derece geçkiler için sırasıyla 1.414 mm ve 2.828 mm olarak belirlenen standart sapmalar belirli bir katsayı ile çarpılarak, bu değerler yerine 4 mm ve 8 mm değerleri alınmıştır. Bu işlem sonunda w – test yöntemi ile bir geçki ölçüsü uyuşumsuz bulunmuştur. Daha sonra dayalı ağı dengelenmesi yapılmıştır.

Uyuşumsuz ölçü atıldıktan sonra ağı dayalı dengelenmesi ile düğüm noktalarının jeopotansiyel sayıları ve varyansları belirlenmiştir. Bu dengelenmede; apriori standart sapma $(\sigma_0) \pm 0.014142$ g p u alınmış ve aposteriori standart sapma $(\hat{\sigma}_0) \pm 0.012441$ g p u bulunmuş olup uygulanan global test sonucunda modelin geçerli olduğu görülmüştür.

İkinci aşamada düğüm noktalarını birleştiren geçkiler boyunca düşey kontrol noktalarının jeopotansiyel sayıları, duyarlıkları ile birlikte hesaplanarak 25512 noktalı TUDKA – 99 nin oluşturulması tamamlanmıştır. Dengelenmede uyuşumsuz olarak belirlenip atılan 555-2 nolu geçkinin geçki dengelenmesi ayrıca yapılarak bu geçki deki nokta yükseklikleri de hesaplanmıştır.

3.2.1 Düşey Datum

Düşey Datum yeryüzündeki noktaların düşey koordinatlarının, yani yüksekliklerinin tanımlanmasında kullanılan seçilmiş bir başlangıç yüzeyidir (Vanicek, 1991). Jeodezide kullanılmış ve kullanılmakta olan 3 değışik datum vardır; birincisi, ortometrik ve dinamik yükseklikler için bir referans yüzeyi olan jeoid, ikincisi, normal yükseklikler için bir referans yüzeyi olan Quazi-jeoid ve üçüncüsü, geometrik yükseklikler için bir referans yüzeyi olan referans elipsoididir.

Eğer, hiçbir dalga, akıntı, tuzluluk, ısı ve yoğunluk farkı, gelgit etkisi ve meteorolojik etkiler olmasaydı ve durgun deniz yüzeyi karalar içinde de deva metseydi, oluşan bu kapalı eş potansiyelli yüzey jeoidi oluşturacaktı. Ancak, bu bozucu etkiler nedeni ile, ortalama deniz seviyesi ile jeoid arasında sapmalar oluşmaktadır. 1-2 metre büyüklüğe ulaşan bu sapmalara Deniz Yüzü Topografyası (Sea Surface Topography-SST) adı verilir.

Deniz seviyesinin karaya göre değişimi, deniz seviyesi ölçer (mareograf veya tide gauge) adı verilen sistemle ölçülür. Harita Genel Komutanlığı'na, Türkiye Düşey Kontrol Ağı'nın ölçülerine 1935 yılında Antalya Mareograf İstasyonu'nun kurulup faaliyete geçirilmesiyle başlanmıştır. 1936 yılında Karşıyaka/İzmir'de bir istasyon daha tesis edilmiştir.

1937 yılında, 3127 sayılı kanun gereğince söz konusu istasyonlar, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'ne devredilmiştir. Daha sonra, 1948'de Karadeniz Freglisi, 1952'de İskenderun, 1956'da Trabzon, 1961'de Samsun ve 1967'de Bodrum Mareograf İstasyonları söz konusu genel müdürlük tarafından kurulup işletilmiştir. 1975 yılından itibaren bu istasyonlar, büyük oranda tahrip olmuş veya sağlıklı değer üretme özelliğini yitirmiştir. 17 Mayıs 1983 tarihinde yapılan protokol ile mareograf istasyonlarını kurmak ve işletmek sorumluluğu, mevcut kayıtlar ile birlikte HGK'na devredilmiştir. HGK'na yapılan inceleme sonucunda, eski istasyonların tamamı iptal edilmiş ve 1985 yılında Antalya, Bodrum, Menteş/İzmir ve Erdek (bu dört istasyon 1998 ve 1999 yıllarında modernize edilmiştir), 2000'de GİRNE/ KKTC, 2001'de Amasra ve 2002'de İğneada/ Kırklareli mareograf istasyonları kurulmuştur. Şekil 3.7'da 2002 yılı itibarıyla Türkiye'deki ve Avrupa Deniz Seviyesi İzleme Ağı'na ait mareograf istasyonları verilmiştir.

Kuramsal bir yüzey olan jeoidin belirlenmesindeki zorluk nedeniyle, Antalya Mareograf İstasyonunda 1936 – 1971 yıllarındaki anlık deniz seviyesi ölçülerinin doğrudan aritmetik ortalaması alınarak elde edilen ortalama deniz seviyesi düşey datum olarak kullanılmıştır.

Bu nedenle, düşey datumunun yenisinden tanımlanması durumunda, yeni düşey datumu göre yukarıda ifade edilen hesaplamaların yeniden yapılmasına gerek bulunmadan, nokta yüksekliklerine sabit bir düzeltme miktarı getirilecektir.

Düşey datum bir röper noktasının ortometrik yüksekliğinin belirlenmesi ile gerçekleştirilir (Şekil 3.6).

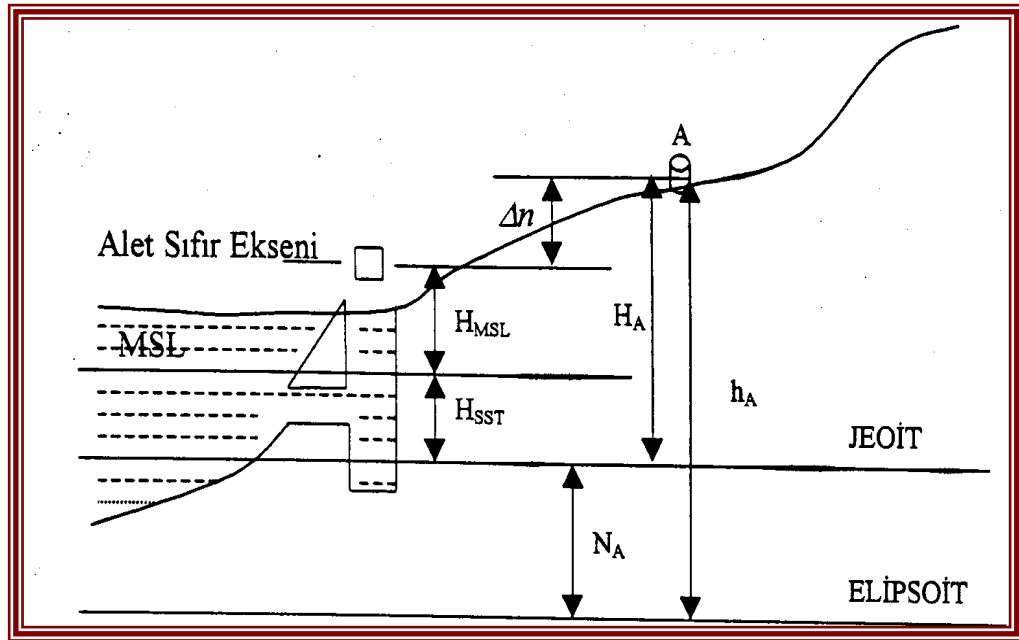
$$H_A = H_{MSL} + \Delta n + H_{SST} \quad (3.4)$$

H_A : A röper noktasının ortometrik yüksekliği

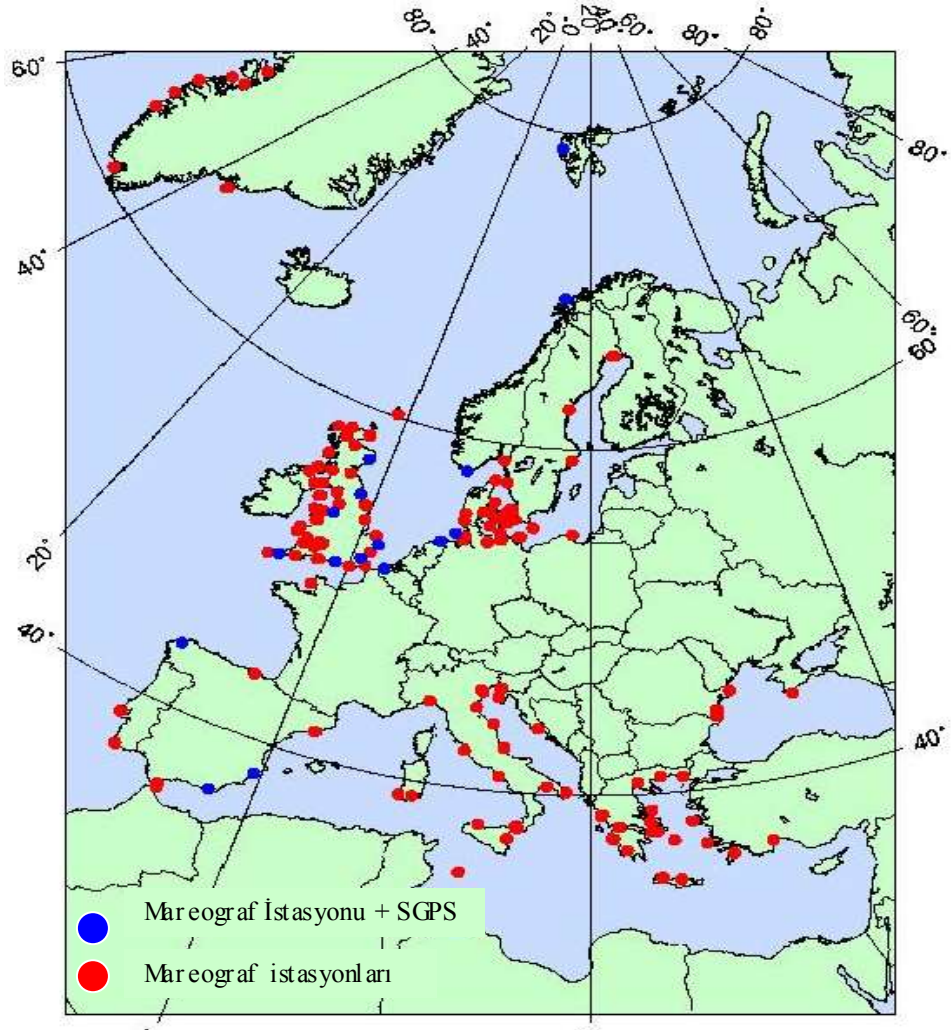
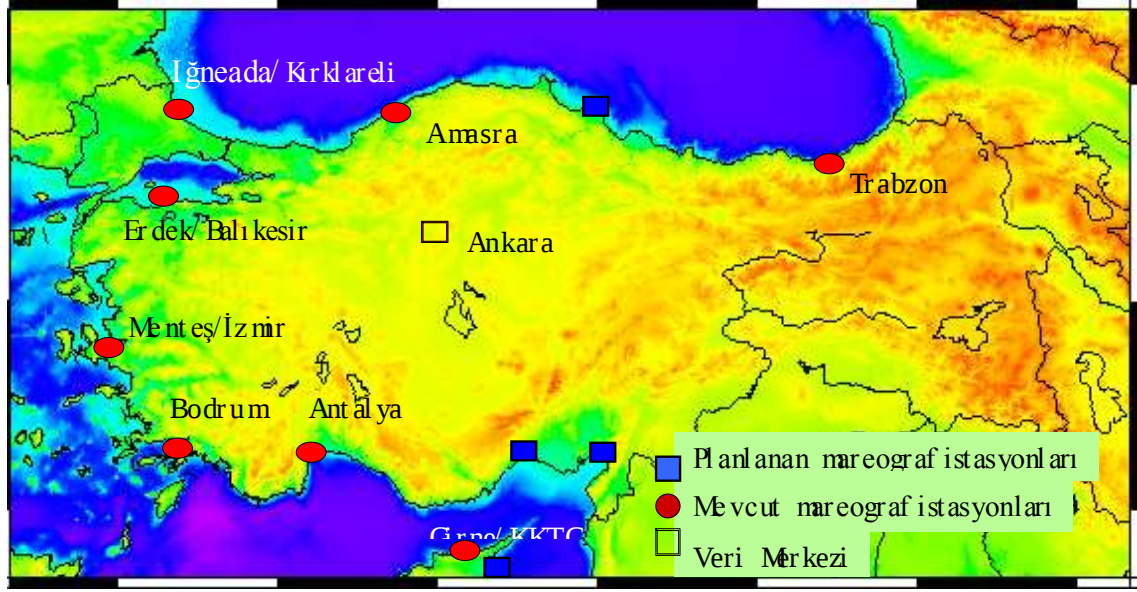
Δn : Mareograf istasyonu alet sıfırı ile A noktası arasındaki yükseklik farkı

H_{MSL} : Mareograf istasyonu alet sıfırının MSL'den olan yüksekliği

H_{SST} : Deniz Yüzeyi Topografyası



Şekil 3.6: MSL (Mean Sea Level = Ortalama Deniz Seviyesi), SST (Sea Surface Topography = Deniz Yüzeyi Topografyası) (Ayhan vd., 1994; Demirkol, 1999)



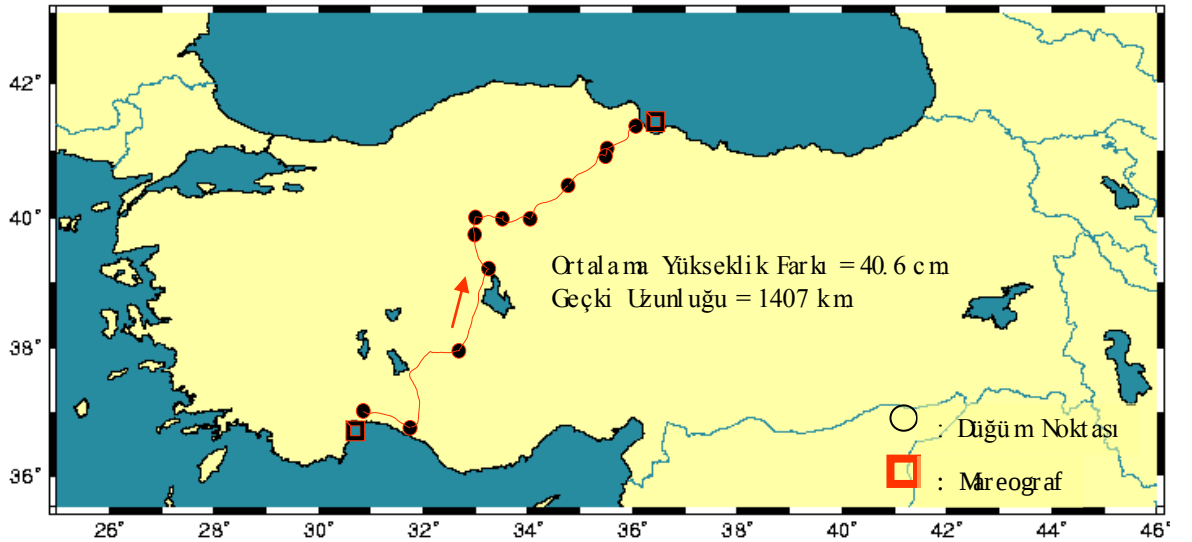
Şekil 3. 7: 2002 yılı itibarıyla Türkiye'deki ve Avrupa Deniz Seviyesi İzleme Ağı'na ait mareograf istasyonları

Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyeleri arasında bir karşılaştırma yapmak amacıyla Samsun Mareograf İstasyonu yakınında bulunan R61 noktasının Samsun Mareograf İstasyonu'nun 1961 – 1971 yılları deniz seviyesi ölçülerinin ortalaması ile tanımlanan ortalama deniz seviyesine dayalı; ortometrik yüksekliği hesaplanmış ve TUDKA – 99 değeri ile birlikte Tablo 3.2 de verilmiştir.

Elde edilen ortometrik yükseklik farkı Şekil 3.8'de gösterilmiştir. Tablo 3.2 den Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyeleri arasında 40.6 cm büyüklüğünde sistematik bir karakterde bir fark olduğu anlaşılmaktadır.

Tablo 3.2: R61 noktasının Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyelerine göre yüksekliği.

Nokta	Samsun Ortalama Deniz Seviyesinden (m)	Akdeniz Ortalama Deniz Seviyesinden(TUDKA-99) (m)	Fark (m)
R61	+1.970	2.376 $\pm$ 0.08	0.406



Şekil 3.8: Karadeniz ve Akdeniz ortalama deniz seviyeleri farkı

3.3. Nivelman Ölçülerinin Dengeleme Modeli

TUDKA'nın dengelenmesi aşamasında jeopotansiyel sayılar yükseklik sistemi olarak seçilmiş ve noktalar arasındaki jeopotansiyel sayı farkları geometrik nivelman ve gravite ölçülerinden hesaplanmıştır. Düşey kontrol ağında nokta sayısı (bilinmeyen sayısı) çok fazla olduğu için ağın topluca dengelenmesi bilgisayar kapasitesini aşmaktadır.

Bu nedenle aynı sonuçların elde edilmesini sağlayan iki aşamalı bir hesaplama modeli uygulanmıştır. İlk aşamada düğüm noktaları ve aralarındaki geçkilerden oluşan düşey kontrol ağı dengelenmiş ikinci aşamada ise düğüm noktalarının hesaplanan jeopotansiyel sayı ve duyarlıklarından yararlanılarak geçkiler boyunca düşey kontrol noktalarının jeopotansiyel sayı ve duyarlıkları hesaplanmıştır. Burada düğüm noktası olarak I ve II inci derece geometrik nivelman geçkilerinin kesişim noktaları kastedilmektedir. Uygulanan iki aşamalı hesaplama modeli aşağıda açıklanmaktadır.

Düğüm noktalarının C jeopotansiyel sayıları bilinmeyen, düğüm noktalarını birleştiren geçkiler boyunca ΔC jeopotansiyel sayı farkları ölçülünerek dengelenmenin fonksiyonel ve stokastik modelleri;

$$l + v = Ax \quad ; \quad P = \sigma_0^2 \Sigma^{-1} \quad (3.5)$$

ile oluşturulur. Burada l ölçü vektörü, v düzeltme vektörü, x bilinmeyen vektörü, A katsayılar matrisi, P ölçülerin ağırlık matrisi, Σ ölçülerin varyans–kovaryans matrisi, σ_0^2 apriori varyanstır. (3.5)' de verilen iki eşitlikten en küçük kareler $v^T P v \Rightarrow$ minimum ilkesini sağlayan normal denklemler

$$A^T P A x = A^T P l \quad (3.6)$$

olur. Düğüm noktalarının tamamı bilinmeyen seçilirse $(A^T P A)$ matrisi tekidir ve rank bozukluğu (d) biridir. Bu nedenle $v^T P v \Rightarrow$ minimum ilkesine ek olarak $x^T x \Rightarrow$ minimum koşulut alınır ve (3.6)' nin bir çözümü:

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} + \mathbf{G} \mathbf{G}^T)^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l}$$

$$\mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} + \mathbf{G} \mathbf{G}^T)^{-1} - \mathbf{G} \mathbf{G}^T$$

(3.7)

$$\hat{\mathbf{v}} = -(\mathbf{P}^{-1} - \mathbf{A} \mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}} \mathbf{A}^T) \mathbf{P} \mathbf{l}$$

$$\mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{v}}\hat{\mathbf{v}}} = \mathbf{P}^{-1} - \mathbf{A} \mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}} \mathbf{A}^T$$

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\hat{\mathbf{v}}^T \mathbf{P} \hat{\mathbf{v}}}{f} \quad : \text{aposteriori varyans} \quad (3.8)$$

eşitlikleri ile bulunur. Burada $\mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}}$ bilinmeyenlerin kofaktör matrisi, $\mathbf{Q}_{\hat{\mathbf{v}}\hat{\mathbf{v}}}$ düzeltmelerin kofaktör matrisi, f serbestlik derecesi ($f = n - u + d$; n ölçü sayısı, u bilinmeyen sayısı) ve $\mathbf{G}$ vektörü ($u \times 1$) boyutlu $\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}$ m n sıfır öz değerine karşılık gelen öz vektör olup

$$\mathbf{G}^T = \frac{1}{\sqrt{u}} [1 \ 1 \dots 1] \quad (3.9)$$

eşitliği ile tanımlıdır. En az bir noktanın jeopotansiyel sayısı bilindiğinde, $\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}$ matrisi regüler (düzenli) olur ve Cayley inversi ile (3.6)'nın bir çözümü bulunur.

Genel olarak dengeleme modeli oluşturulurken öngörülen;

- Ölçü ve bilinmeyenler arasındaki fonksiyonel ilişkiler doğrudur,
- Stokastik modelde, ölçülerin istatistikî özellikleri gerçeğe yakın tanımlanmıştır,
- Ölçüler arasında uyumsuz ölçü yoktur,

varsayımlarının geçerli olup olmadığını irdelemek için apriori varyans (σ_0^2) ile aposteriori varyans ($\hat{\sigma}_0^2$) karşılaştırılır. Eğer,

$$\frac{\hat{\sigma}_0^2}{\sigma_0^2} < F_{f,\infty;1-\alpha} \quad (\alpha = 0.05) \quad (3.10)$$

oluyorsa varsayımlar geçerli, tersi durumda geçersizdir. Tersisi durumunda, yukarıdaki varsayımların geçersiz olmasından kaynaklanan model hataları söz konusudur. Burada f ve ∞ sırasıyla, aposteriori varyans ($\hat{\sigma}_0^2$) ve apriori varyans (σ_0^2)'nin serbestlik derecesi, $F_{f,\infty;1-\alpha}$, α yanılma olasılığı ile F dağılımı değeridir.

Eşitsizliğin sağlanması durumunun; uyumsuz ölçülerden kaynaklandığı kabul edilirse, ikinci aşamada, uyumsuz ölçüleri ortaya çıkarmak için w – testi (Data snooping) uygulanır. Ölçülerin korelasyonsuz olması durumunda her ölçü için

$$w_i = \frac{|v_i|}{\sigma_0 \sqrt{q_{v_i v_i}}} \quad (3.11)$$

ile hesaplanan test değerlerinden en büyüğü $w_i(\max)$

$$w_i(\max) > \sqrt{F_{1,\infty;1-\alpha_0}} \quad (\alpha_0 = 0.001) \quad (3.12)$$

eşitsizliğini sağlıyorsa i 'inci ölçü uyumsuz olarak belirlenir. Burada $q_{v_i v_i}$, Q_{vv} (düzeltmelerin kofaktör matrisi)'nin i 'inci diyagonal elemanı, α_0 tek boyutlu testin yanılma olasılığıdır. Uyumsuz olduğu saptanan ölçü, ölçü kümesinden çıkarılarak dengeleme işlemi ve uyumsuz ölçü testi, uyumsuz ölçü kalıncaya kadar yenilenir.

Model hataları yukarıda ifade edilen iki aşamalı istatistiksel testle ortaya çıkarılabilir. Ayrıca bir ölçüde yapılan ∇_i büyüklüğündeki bir hatanın w – test yöntemi ile ortaya çıkarılabilmesi için en az ne büyüklükte olması gerektiği,

$$\nabla_i = \sigma_0 \sqrt{\frac{\lambda_0}{p_i r_i}} = \sigma_{li} \sqrt{\frac{\lambda_0}{p_i}} \quad (3.13)$$

eşitliği ile hesaplanır ve iç güven ölçütü olarak adlandırılır. Burada λ_0 merkez dışı parametre,

$$\lambda_0 = \lambda(\alpha, \beta_0, r, \omega) = \lambda(\alpha_0, \beta_0, 1, \omega) \quad (3.14)$$

şeklinde kapalı bir fonksiyonla tanımlanmakta olup yamılma olasılığı α_0 ve test gücü β_0' a bağlı olarak sayısal değerleri Baarda (1968)' de verilen nomogramdan alınabilir. r_i ise kısmi serbestlik derecesi dir ve

$$r_i = \rho \cdot q_i \cdot v_i \quad (3.15)$$

eşitliği ile hesaplanır. r_i değerleri, l_i ölçüsünün toplam serbestlik derecesi (r)' ye katkısını gösterir. Jeodezik ağlarda ölçülerin kısmi serbestlik dereceleri önemli bir güven ölçütüdür ve herhangi bir ölçüde yapılacak kaba hatanın yüzde kaçının bu ölçünün düzeltmesine yansıtacağı gösterir. Diğer bir ifadeyle r_i ' ler ilgili ölçünün diğer ölçüler tarafından ne ölçüde kontrol edilebilirliğinin bir ölçütüdür. 0-1 arasında değer alabilen r_i ' nin sıfır olması ölçünün kontrolünün olmadığı, bir olması ise tam kontrol edilebildiğini ifade eder.

Ölçülerde ortaya çıkarılabilen hatanın sınırlarından daha küçük olan hatalı ölçüler ölçü kümesi içinde bulunacağından, ortaya çıkarılanayan hataların dengelenme sonuçları (bilinmeyenler) üzerine etkisi dış güven ölçütü olarak adlandırılır. Her ölçüde yapılan ∇ kaba hatasının bütün bilinmeyenler üzerine etkisinin tek tek hesaplanması büyük bir hesap yükü getirir ve datuma bağlı olan bu büyüklüklerin yorumlanması oldukça zordur. Bu nedenle bir ölçüdeki ∇_i hatasının bilinmeyenler üzerine etkisini gösteren ölçüt olarak ni velman ağları için

$$\bar{\lambda}_i^{1/2} = \left(\frac{1}{\sigma_0^2} (\nabla_i^T P \nabla_i) - \lambda_0 \right)^{1/2} \quad (3.16)$$

$$\nabla_i^T = [0 \ 0 \ \dots \ \nabla_i \ \dots \ 0] \quad (3.17)$$

eşitliği kullanılır. Datuma bağlı olmayan $\sqrt{\bar{\lambda}_i}$ değerlerinin homojen olması beklenir.

Yukarıda ifade edilen dengeleme modeli ile birinci aşamada düğüm noktalarının jeopotansiyel sayı ve duyarlılığı hesaplandıktan sonra, ikinci aşamada düğüm noktalarını birleştiren geçkiler boyunca düşey kontrol noktalarının jeopotansiyel sayı ve duyarlıkları hesaplanır. i ve j düğüm noktalarının hesaplanan jeopotansiyel sayıları G_i ve G_j , varyansları σ_i^2 , σ_j^2 , kovaryansı σ_{ij} ve aralarındaki geçki uzunluğu S_{ij} olmak üzere; i ve j düğüm noktalarını birleştiren geçki üzerinde i noktasından başlayarak S_m mesafedeki bir m inci düşey kontrol noktasının C_m jeopotansiyel sayısı ve σ_m^2 duyarlılığı, $q=S_m/S_{ij}$ olmak üzere,

$$C_m = (1-q)(C_i + \sum_{k=1}^{m-1} \Delta C_k) + q(C_j - \sum_{k=m}^{M-1} \Delta C_k) \quad (3.18)$$

$$\hat{\sigma}_m^2 = (1-q)^2 \hat{\sigma}_i^2 + 2 q (1-q) \hat{\sigma}_{ij} + q^2 \hat{\sigma}_j^2 + q (1-q) \hat{\sigma}_{\Delta C_{ij}}^2 \quad (3.19)$$

ile hesaplanır. M i ve j noktaları dahil geçki deki toplam nokta sayısı, $\sigma_{\Delta C_{ij}}^2$ i ve j noktaları arasındaki jeopotansiyel sayı farkının varyansıdır (Demir, 1999).

4. İSTATİSTİKSEL KESTİRİM YÖNTEMLERİ

4.1 Genel Tanımlar

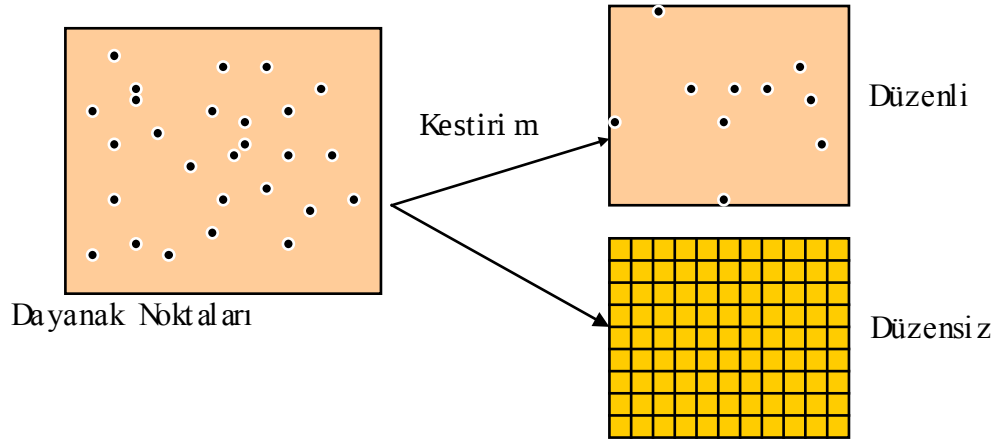
Yeryüzünde deprem sonrası oluşan yer değiştirme­lerin uygun bir şekilde temsil edilmesi, haritacılık çalışmaları açısından önemli bir konudur. Söz konusu yer değiştirme­lerin tam olarak tanımlanabilmesi için sonsuz sayıda ölçü noktasına gereksinim vardır. Bu ise pratikte mümkün olmadığından, belirli sayıda nokta kümesi seçilir ve yüzey bu noktalardan yararlanılarak temsil edilme­ye çalışılır. Dayanak noktalarının oluşturduğu küme­ye “**Örnekleme** ya da **Dayanak Uza­yı**” denir. Yüzeyi temsil etme­ki için tercih edilen veri toplama yöntemi ne olursa olsun, ihtiyaç duyulan noktaların tamamı için veri toplama, çoğu zaman mümkün olamamaktadır. Bu durumda, kestirim kaçınılmaz bir işlemdir.

Kestirim problemlerinde genel olarak konum bilgileri, herhangi bir dik koordinat sisteminde tanımlı x ve y koordinatlarıyla, yüzey ya da arazi karakteristiği de z ile ifade edilir. Bu durumda **kestirim** yatay koordinatları ile yüzey değeri (x_i, y_i, z_i) bilinen n sayıda P_i ($i=1, \dots, n$) dayanak noktasından yararlanarak, yatay konumları (x_k, y_k) olarak seçilen m sayıda P_k ($k=1, \dots, m$) noktasındaki yüzey değeri bilgilerinin hesaplanması şeklinde tanımlanabilir (Alp, 1998) (Şekil 4.1).

Verilen: Dayanak noktalarındaki $P_i(x_i, y_i, z_i)$

Kestirim noktalarındaki $P_k(x_k, y_k)$

İstenen: Kestirim noktalarındaki z_k



Şekil 4.1: Kestiri m problemi

İki boyutlu dayanak uzayında tanımlanan bir boyutlu rastlantısal fonksiyonun kestiri m, aslında bir yüzey geçirme problemidir. Yüzey geçirme problemlerinde kestirilecek noktalar rasgele dağılmış noktalar olabileceği gibi, grid köşe noktaları da olabilir. Kestiri mde, belirtilen yüzeyin bulunduğu koordinat sisteminin yatay düzleminde, düzgün ve yeter sıklıkta bir ağ oluşturulur. Dayanak noktaları bu ağın içinde ve dışında dağılmış bulunurlar. Daha sonra, ağın belirli aralıkta seçilmiş köşe noktalarının (grid noktalarının) yüzey değerleri, çeşitli interpolasyon yöntemlerinin herhangi birinden yararlanılarak hesaplanır. Burada grid kavramı ile yüzey ya da arazinin, aynı satır ve sütunda yer alan eş kenarlı komşu karelere bölündüğü anlatılmak istenmektedir. (Açıkgöz, 2002)

Yüzey geçirme problemi nde, kullanılacak kestiri m yöntemi yüzeyin etkinliğini belirleyen unsurlardan sadece bir tanesidir. Kullanılan yöntem ne olursa olsun dayanak noktalarının sıklığı ve dağılımı, yüzeyin yapısı, yapılacak kestiri min doğruluk derecesini etkilemektedir. Ayrıca, mevcut kestiri m yöntemlerinin hepsini uygulamak yerine, edinilene tecrübe, ulaşılmak istenen amaç ve doğruluk, bu kestiri m yöntemlerinden bir ya da birkaçının seçilmesi zorunluluğunu ortaya çıkarmıştır (Açıkgöz, 2002).

Rasgele dağılmış konumdaki dayanak noktalarından yararlanarak grid köşe noktalarında kestiri myapan çok sayıda yöntem ve yazılım mevcuttur. Bu çalışmada Surfer 7.0 yazılım ile Invers Distance to a Power, Minimum Curvature, Radial Basis Function ve Kriging yöntemleri kullanılarak kestiri myapılmıştır.

Her bir yöntemle dayanak noktaları kullanılarak belirli grid aralıklarında grid köşe değerleri hesaplanarak ayrı bir yüzey oluşturulmuştur.

Kullanılan yöntemler arasında en uygun yöntem yüzey değeri bilinen noktalarda kestirimi yapılarak, kestirim değerleri ile yüzey değerlerinin karşılaştırılması suretiyle belirlenmiştir. Dayanak noktalarının bilinen (z_i) ve kestirilen ($\hat{z}_i$) değerleri yardımıyla hesaplanan,

$$rms = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(z_i - \hat{z}_i \right)^2} \quad (4.1)$$

değeri minimum olan yöntem en uygun yöntem olarak seçilmiştir.

4.2 Ağırlıklı Ortalama Yöntemi (Invers Distance To a Power)

Ağırlıklı ortalama yöntemi, çok basit bir algoritma ya sahip olması ve programlama tekniği açısından uygun olması nedeniyle tercih edilen ve yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Basit bir yöntem olarak gözükse de birlikte, birçok uygulamada etkin sonuç vermektedir. Basit olarak, kestirim noktasındaki yüzey değeri, dayanak noktalarındaki yüzey değerlerinin ağırlıklandırılmış ortalamasının alınmasıyla hesaplanır. Kestirim noktalarına yakın olan dayanak noktalarının etkisi daha fazla, uzak noktaların etkisi ise daha azdır. Dolayısıyla ağırlıklandırma, kestirim noktası ile dayanak noktası arasındaki uzaklığa bağlı olan bir fonksiyonla tanımlanır. Bu durumda, bütün ölçülere aynı ağırlığın verilmesi yerine kestirim noktasına yakın noktalar için daha büyük ağırlık tanımlanır. (Açıkgöz, 2002)

Ağırlıklı ortalama yönteminde, herhangi bir j noktasına ait $\hat{z}_j$ yüzey değeri, n ($i=1, \dots, n$) sayıdaki dayanak noktasına ait z_i yüzey değerlerinden yararlanarak,

$$\hat{z}_j = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{h_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^\beta}} \quad (4.2)$$

eşitlikleri ile belirlenir. Burada;

$$h_{ij} = \sqrt{d_{ij}^2 + \delta^2} \quad (4.3)$$

d_{ij} : i nci dayanak noktası ile j inci kestirilen noktası arasındaki uzaklık

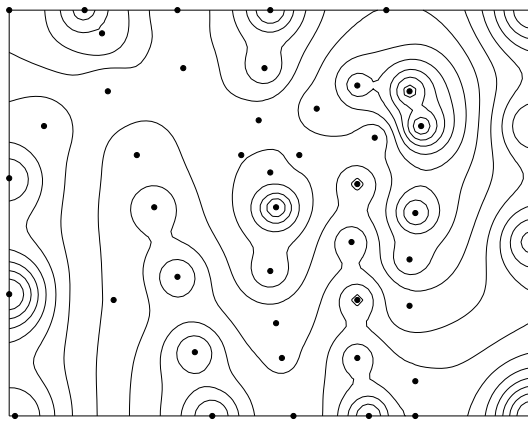
β : ağırlık katsayısı (Power parametresi)

δ : düzeltme parametresi

Bu yöntemle kestirimde, tüm dayanak noktalarının kullanılmasına gerek yoktur. Dayanak noktalarının ağırlıklarının uzaklığa bağlı olarak belirlendiği düşünülürse, uzaklık arttıkça ağırlık küçülecek ve bir noktadan sonra sıfıra eşit olacaktır. Bu da, ağırlığı sıfır olan dayanak noktasının kestirimde hiçbir etkisinin olmayacağına ifadesidir. Bu yöntemde, ağırlık katsayısının ve en uygun nokta sayısının (n) belirlenmesi için ölçü ya da yüzey değeri bilinen noktalarda kestirim yapılıması ve kestirim değerleri ile ölçü değerlerinin karşılaştırılması gerekmektedir. Dayanak noktalarının verilen ya da bilinen (Z_i) ve kestirilen ($\hat{Z}_i$) değerlerinden yararlanarak hesaplanır;

$$dZ = Z_i - \hat{Z}_i \quad (4.4)$$

farklarının kareleri toplamını minimize yapan katsayı, çalışılan bölge için en uygun katsayı ve nokta sayısı olarak seçilir. Ağırlıklı ortalama yöntemi ile kestirim sonucunda, yöntemin karakteri gereği dayanak noktaları etrafında kestirilen yüzey değerlerinin birbirlerine yaklaşık eşit olmasından kaynaklanan tepcikler ya da çukurcuklar oluşmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Ağırlıklı ortalama yöntemi ile elde edilen yüzey

4.3 En Küçük Eğrilik Yöntemi (Minimum Curvature)

Yer bilimlerinde yaygın olarak kullanılan yöntemlerden birisi de **en küçük eğrilik** yöntemidir. En küçük eğrilik yöntemi ile elde edilen bir yüzey, dayanak noktalarından minimum bir bükülme ile geçen ince bir plakaya benzer. Dolayısıyla, bu yöntemle ölçü noktalarına mümkün mertebede yakın bir yüzey tanımlanabilir. (Açıköz, 2002)

En küçük eğrilik yöntemi ile yüzey tanımlamak için öncelikle, grid veri oluşturulacak ölçülerden (4.5) eşitliğinde belirtilen düzlem denklemi ile trend alınarak, artık değerler hesaplanır.

$$AX + BY + C = Z(X, Y) \quad (4.5)$$

Sonraki aşamalarda, ölçü noktalarında bilinen artık değerler ölçü olarak alınır ve her bir grid köşesinde en küçük eğrilik algoritması ile enterepol edilir. En küçük eğrilik algoritması ile enterepolasyon işleminde,

$$(1 - T_i) \nabla^2 (\nabla^2 Z) - (T_i) \nabla^2 Z = 0 \quad (4.6)$$

biharmonik diferansiyel eşitliği kullanılmaktadır (Smith ve Wessel, 1990). Burada; T_i iç gerilme, ∇^2 Laplace operatörü olarak bilinirler. Bu yöntemle, oluşturulan grid verinin düzgünlüğünü sağlamak amacıyla, çalışma bölgesinde iteratif olarak (4.6) eşitliği kullanılır. Bu iterasyon tanımlanmış olan maksimum artık değerden küçük oluncaya ya da maksimum iterasyon değerine ulaşıncaya kadar devam eder. En küçük eğrilik algoritması ile yüzeyin oluşturulmasındaki son aşama ise, her bir grid köşesindeki trend değeri ile enterepol edilen artık değerinin toplanmasıdır.

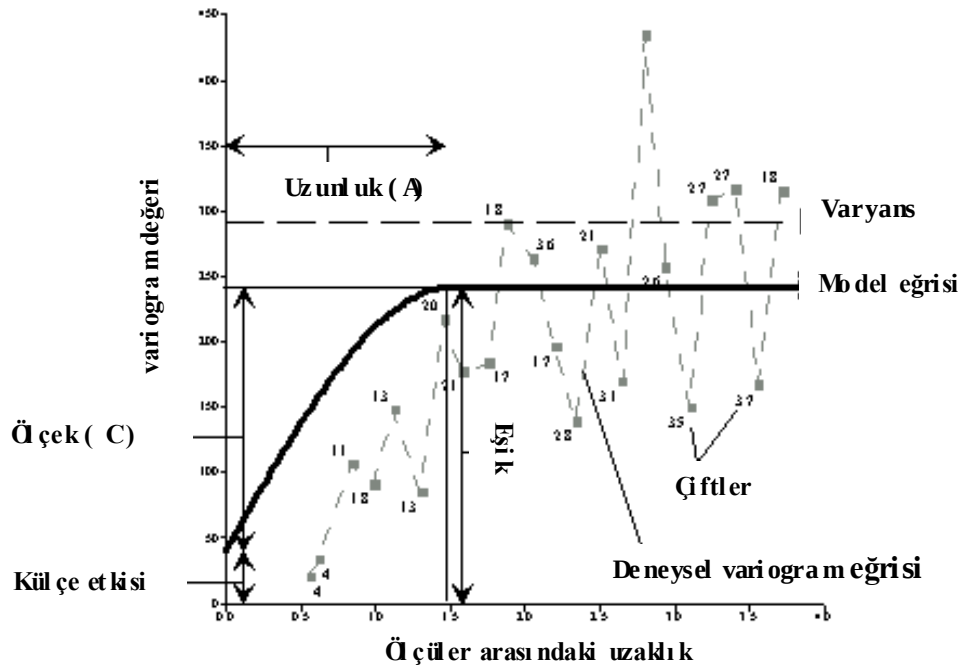
En küçük eğrilik algoritması ile oluşturulan yüzeyde meydana gelen eğilme yada bükülmeleri kontrol etmek için, yüzeyin iç bölgelerinde iç gerilme katsayısı, kenarlarda ise sınır gerilme katsayısı kullanılır. Gerilme katsayılarının değeri 0-1 arasında değişir ve bu değer büyüdükçe, yüzeyde oluşan eğilme yada bükülmeler azalmaktadır. (Açıköz, 2002)

$$(1 - T_b) \frac{\partial^2 Z}{\partial n^2} + (T_b) \frac{\partial Z}{\partial n} = 0 \quad \text{ve} \quad \frac{\partial (\nabla^2 Z)}{\partial n} = 0 \quad T_b : \text{Sınır gerilme katsayısı}$$

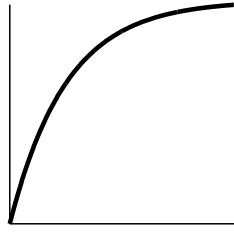
4.4 Kriging Yöntemi

Kriging yöntemi, bir çok disiplinde yoğun olarak kullanılan jeoistatistiksel düzenli veri oluşturma yöntemidir. Kriging yöntemi ile, ölçülerdeki trend alınarak ölçü noktaları arasında kesiksiz bir yüzey oluşturulur. Bu yöntemde kullanılan ölçülerin karakterine göre yöntemin bazı parametreleri (variogram modeli ve an-izotropi) değiştirilerek yüzeyin doğruluğu artırılabilir. (Açıkgöz, 2002)

Kriging yöntemi diğer yöntemlerden ayıran en büyük özelliği variogram modelidir. Variogram modelindeki temel düşünce, birbirine yakın olan iki noktadaki yüzey değerinin birbirine uzak iki noktadaki yüzey değerlerine göre daha çok benzerliği ve aynı yönlü olmasıdır. Kısaca, variogram modelini dayanak noktaları arasındaki uzaklığın ve yüzey değerlerinin yönlerinin bir fonksiyonu olarak tanımlamak mümkündür. Variogram modelinin genel yapısı ve bileşenleri Şekil 4.3 de, uygulamalarda kullanılan modeller Şekil 4.4 de verilmiştir.

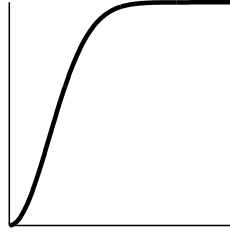


Şekil 4.3 Variogram modeli ve bileşenleri



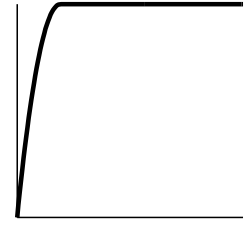
Üssel Model
Gressie (1991)

$$\gamma(h) = C[1 - e^{-h}]$$



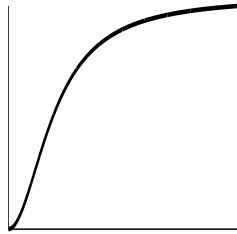
Gauss Modeli
Pannatier (1996)

$$\gamma(h) = C[1 - e^{-h^2}]$$



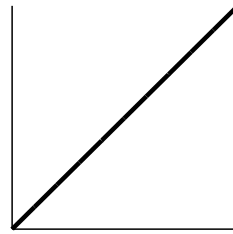
Quadritik Model
Alfaro (1980)

$$\gamma(h) = \begin{cases} C[2h - h^2] & h < 1 \\ C & h \geq 1 \end{cases}$$



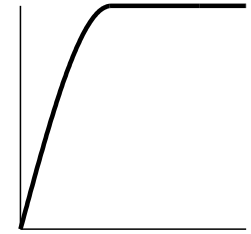
Rasyonel Quadritik model
Gressie (1991)

$$\gamma(h) = C \left[\frac{h^2}{1 + h^2} \right]$$



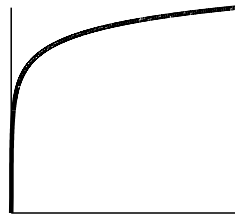
Li neer Model
Kı t a n ı d ı s (1997)

$$\gamma(h) = C(h)$$



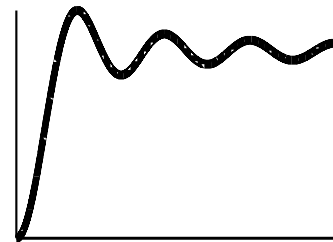
Küresel Model
Pannatier (1996)

$$\gamma(h) = \begin{cases} C[1.5h - 0.5h^3] & h < 1 \\ C & h \geq 1 \end{cases}$$



Logarit m ik Model
Kı t a n ı d ı s (1997)

$$\gamma(h) = C[\log_e(h)] \quad h > 0$$

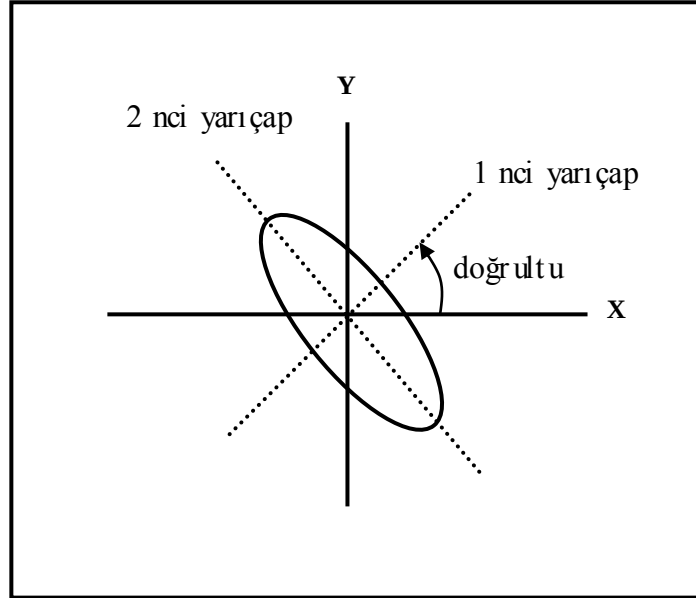


Dal ga Modeli, Gressie (1991)

$$\gamma(h) = C \left[1 - \frac{\sinh}{h} \right]$$

Şekil 4.4 Uygulamalarda kullanılan variogram modelleri

Kriging yöntemi ile yüzey geçirmelerde ölçü noktalarının hepsine aynı ağırlık verilmemektedir. Grid köşelerine yakın olan ölçülere daha fazla ağırlık tanımlanırken, grid köşelerinden uzakta olan ölçülere daha az ağırlık tanımlanır. Ayrıca, ölçü noktalarındaki yüzey değerleri belirli bir yönde benzerlik gösteriyorsa diğer bir deyişle ölçülerde an-izotropi varsa, bu yöndeki noktalara daha fazla ağırlık tanımlanır. Ölçü noktalarına verilecek olan bu göreceli ağırlık, oran ve doğrultu olmak üzere iki parametresi bilinen bir elips ile tanımlanır (Şekil 4.5). Oran, elipsin küçük eksenini büyük eksenine bölünmesi ile elde edilir. Doğrultu ise asıl eksen ile elipsin küçük eksen arasındaki saat istikameti tersinde olan açıdır. Bu işlemi seta manen ölçülerin yapısına bağlı olmakla birlikte, ampirik olarak yapılır. (Açıkgöz, 2002)



Şekil 4.5 An-izotropinin belirlenmesinde kullanılan elips

Kriging yöntemi ile yüzey geçirmelerde etkin sonuçlar elde etmek için öncelikle, ölçülerin yapısını iyi bilmek gerekmektedir. Böylece, kullanılan ölçüleri temsil eden bir variogram modeli tanımlanmalı ve bu model ile her bir grid köşesindeki yüzey değeri hesaplanmalıdır.

4.5 Radial Basis Function

Bu çalışmada kullanılan son kestirim yöntemi de **Radial Basis Function** yöntemidir.

Bu yöntemde kullanılan temel fonksiyonlar ise şunlardır;

$$\text{Invers Multiquadric:} \quad B(h) = \frac{1}{\sqrt{h^2 + R^2}}$$

$$\text{Multilog:} \quad B(h) = \log(h^2 + R^2)$$

$$\text{Multiquadratic:} \quad B(h) = \sqrt{h^2 + R^2}$$

$$\text{Natural Cubic Spline:} \quad B(h) = (\sqrt{h^2 + R^2})^{3/2}$$

$$\text{Thin Plate Spline:} \quad B(h) = (h^2 + R^2) \log(h^2 + R^2) \quad (4.7)$$

Burada; h : dayanak noktası ile kestirim noktası arasındaki relatif mesafe,

R^2 : Keyfi olarak tanımlanan düzeltme katsayısıdır

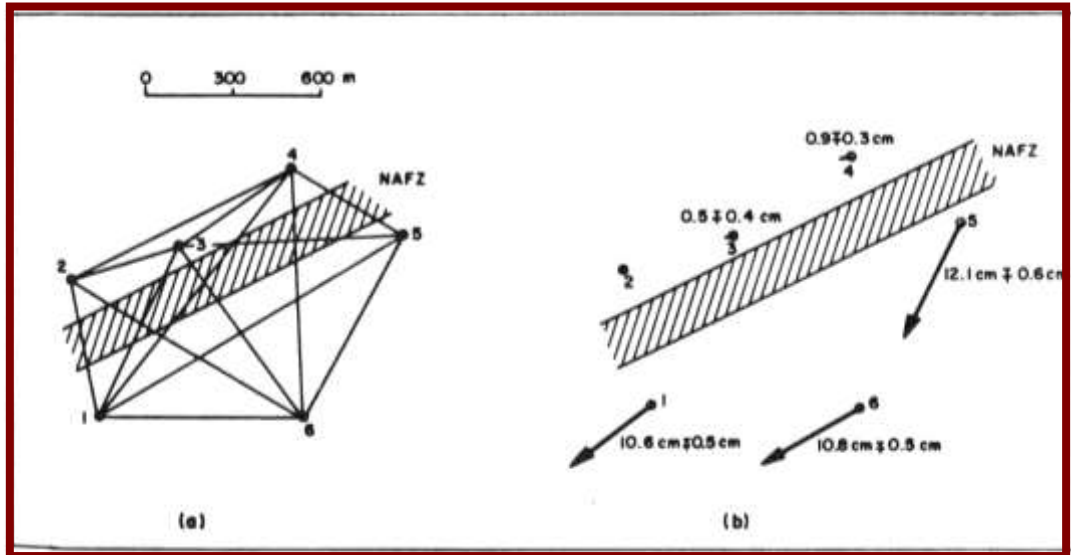
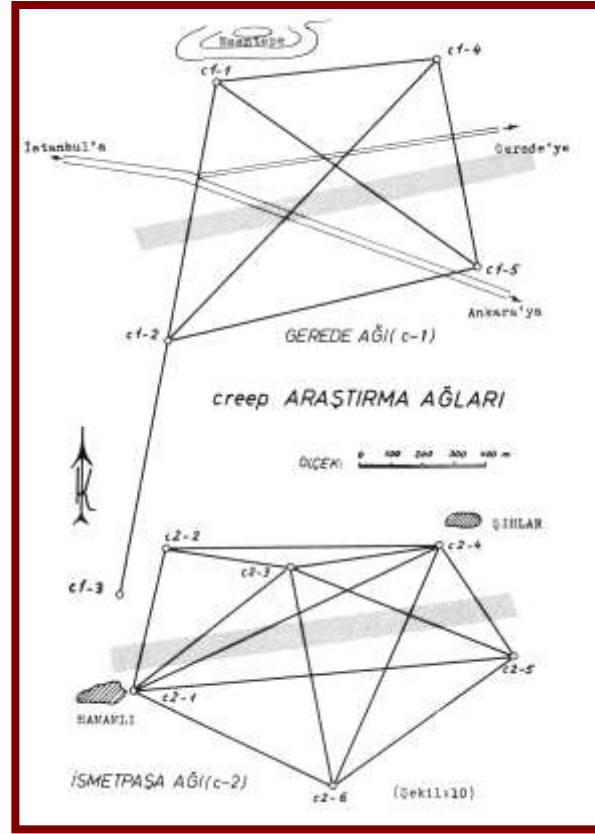
5. İZMİT VE DÜZCE DEPREMLERİNDEN SONRA BÖLGEDE GERÇEKLEŞTİRİLEN NİVELMAN ÇALIŞMALARI VE TESPİT EDİLEN DÜŞEY DEFORMASYONLAR

5.1. Deformasyonları Belirlemeye Yönelik Tarihsel Çalışmalar

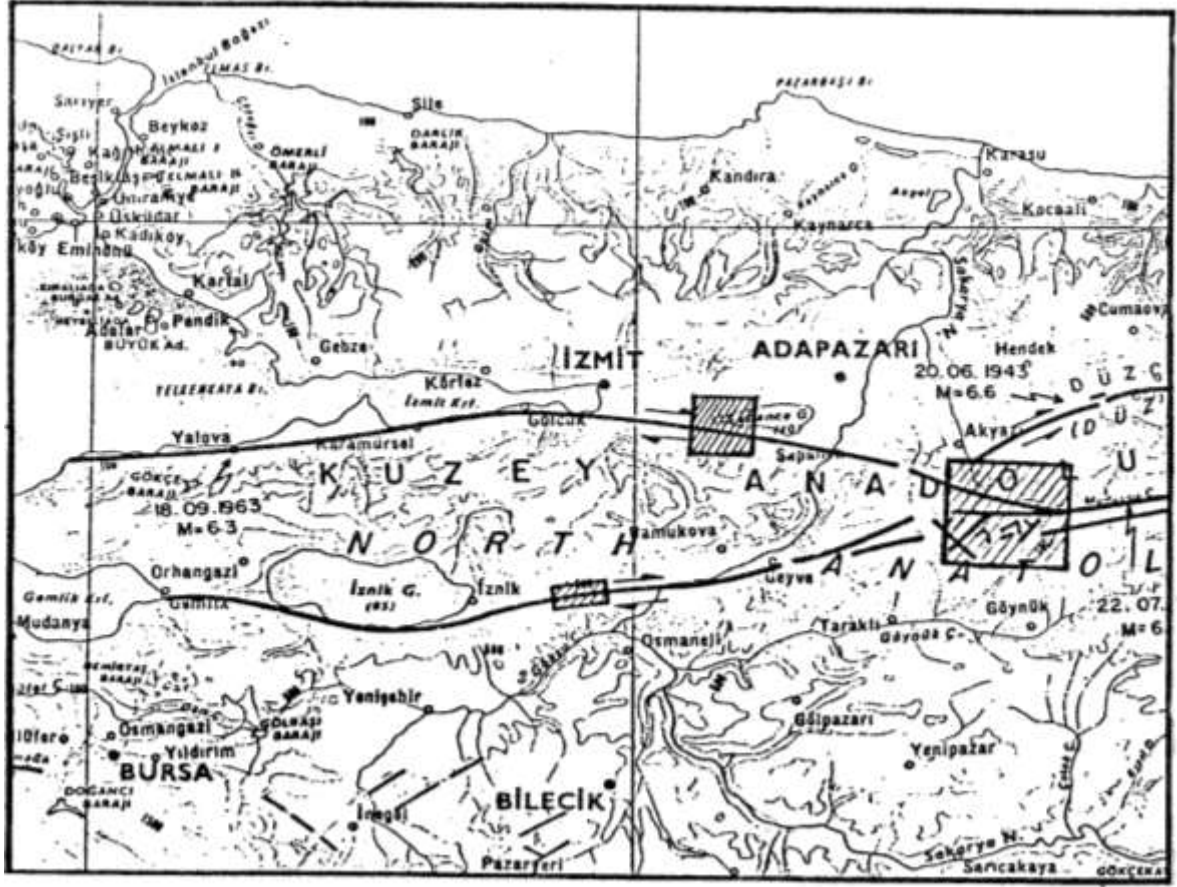
Türkiye’de yer kabuğu hareketlerinin yersel jeodezik yöntemlerle belirlenmesini amaçlayan çalışmalar ilk olarak 1969’da İsmetpaşa İstasyonu’nda, gözle görülebilen fay kırığı yakınında kurulan küçük bir mikro-jeodezik (yerel) ağ ile başlatılmıştır. Bu ağda yapılan ölçmeler 1972’de tekrarlanarak 15 mm/yıl büyüklüğünde bir yatay hareket saptanmıştır. Bu çalışmayı Harita Genel Komutanlığı’ndan bir ekibin çalışması izlemiştir. Bu ekip 1972’de, Kuzey Anadolu Fay Kuşağı’nın İsmetpaşa ve Cerede kesiminde iki mikro-jeodezik ağ kurmuş ve bu ağlarda uzunluk ve açı ölçmeleri yapmış, ölçüler 1972’de tekrarlanmıştır. Bu ölçülere dayalı olarak yapılan irdelenmede güvenilir bir hareket tespit edilememiştir. (Şekil 5.1, 5.2)

Yer kabuğu hareketini belirlemeye yönelik diğer bir çalışma, İsmetpaşa kesiminde fay kuşağını enine kesen 1 nci derece ölçekli rengi ağında 1942, 1945, 1946 yıllarında yapılan ölçmelerin 1972’de tekrarlanmasıdır. Bu ölçmelerde de güvenilir bir nokta değişimi tespit edilememiştir. İsmetpaşa ağı 1982 ve 1992’de tekrar ölçülmüş, fayın kuzey yakasına göre güney yakasının (1972-1982) yılları arasında 10 cm’lik (1982-1992) yılları arasında 9 cm’lik yatay hareketi saptanmıştır.

Diğer bir girişim Maden Teknik Araştırma Enstitüsü tarafından 1976’da Mıdırnu Vadisi’nde, Taşkesti yakınında Akyazı-Dokurcan arasında kurulan yatay kontrol ağıdır. Bu ağın değişik parçalarında 1976, 1979, 1980, 1982, 1984 ve 1986 yıllarında kenar ve doğrultu ölçülmüş, ancak bu ölçülere dayalı olarak güvenilir bir hareket tespit edilememiştir.



Şekil 5. 1: İsmetpaşa Mikro-jeodezik ağı ve 1972-1982 yılları nda gerçekleştirilen ölçülerle elde edilen deplasman vektörleri

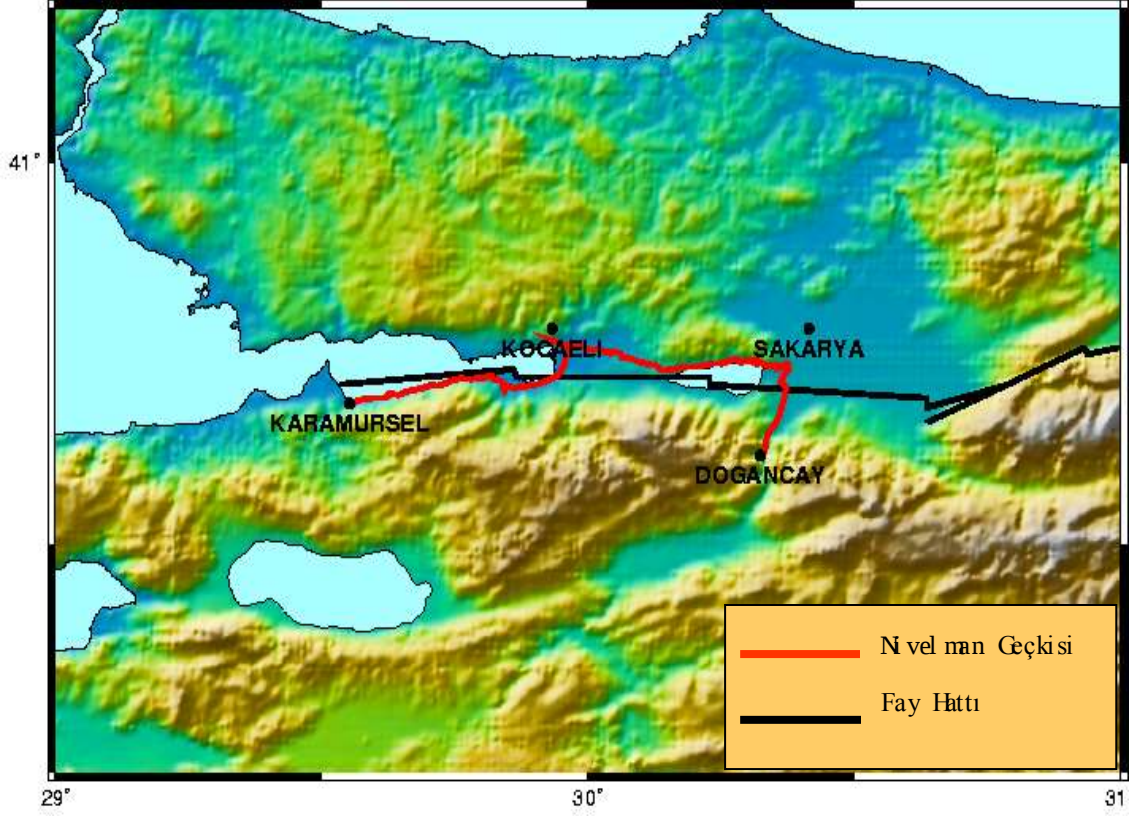


Şekil 5.2 KAFZ'daki Mikrojeodezik Ağların Konumları

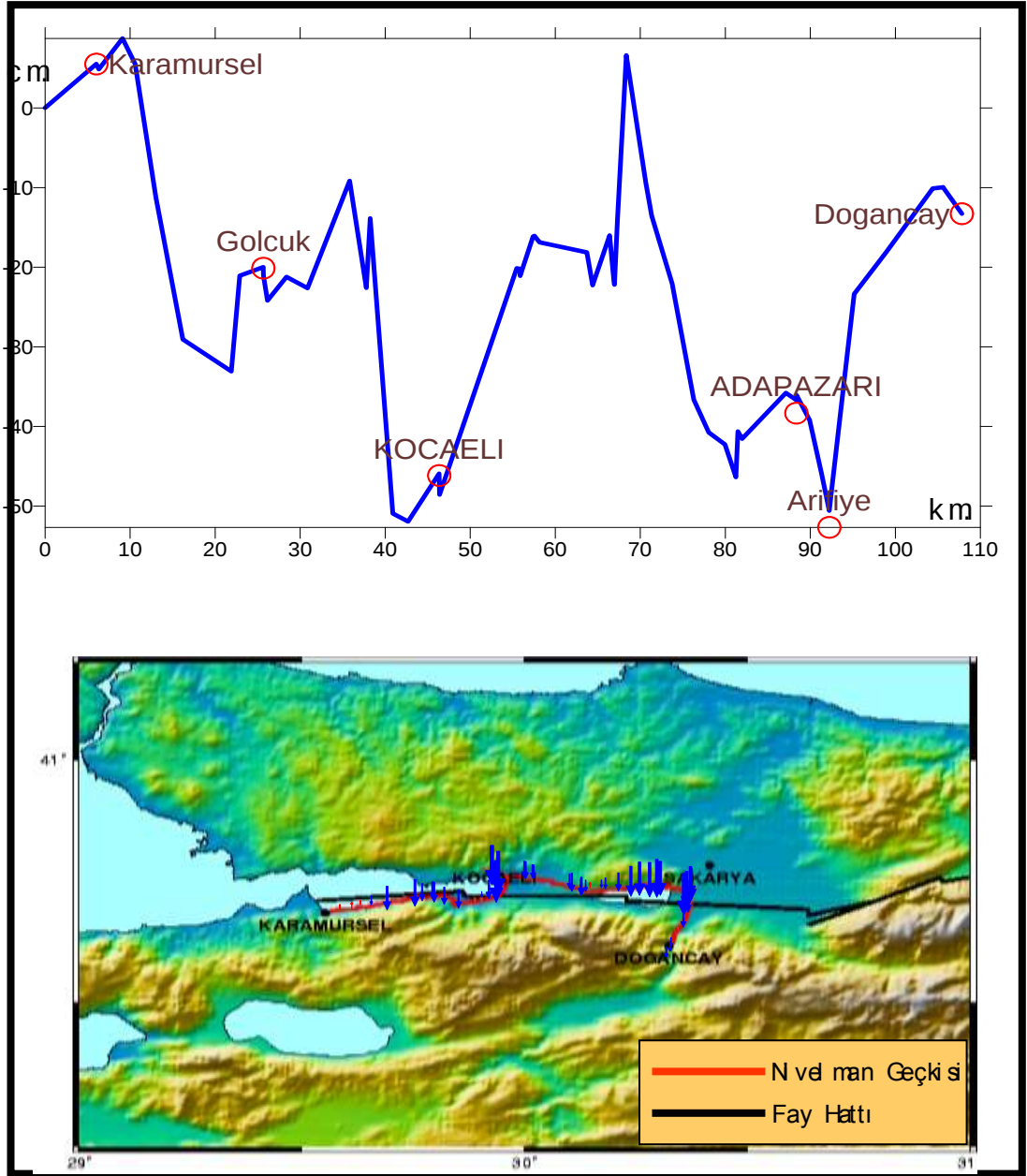
5.2 2000 Yılında Gerçekleştirilen Nivelman Yenileme Ölçüleri

17 Ağustos 1999 İzmit depremini hemen sonrasında, Kasım 1999 ayında TUDKA-99 nokta yüksekliklerinde meydana gelen düşey deformasyonları belirlemek amacıyla Hersek-Karamürsel-Gölcük-İzmit-Adapazarı-Arifiye-Doğançay arasında yaklaşık 110 km'ni nivelman yenileme ölçüsü yapılmıştır (Şekil 5.3). Depremöncesi ve deprem sonrası geometrik nivelman ölçülerinin, en batı uca Hersek bölgesinde yer alan 5-DN-38 noktasına göre yapılan karşılaştırması ve +8 cm ile -52 cm arasında düşey yer değiştirmeler saptanmıştır (Şekil 5.4). Söz konusu bölgelerde belirlenen düşey deformasyonun büyüklüğü ve daha sonra meydana gelen Düzce depreminin etkisiyle oluşan düşey deformasyon göz önüne alındığında, depremlerin oluşturduğu düşey deformasyonun çok geniş alana yayıldığı ve daha geniş bir bölgede nivelman yenileme ölçülerinin gerektiği ortaya çıkmıştır.

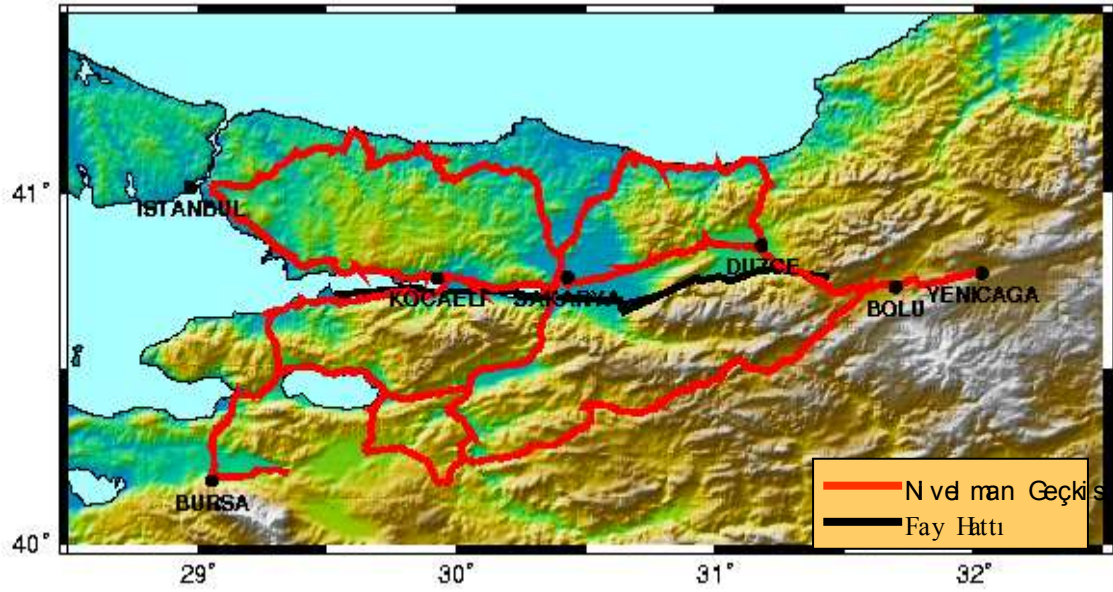
Bu nedenle, Mayıs-Eylül 2000 aylarında, Bursa-İstanbul-İzmit-Adapazarı-Zonguldak-Düzce-Bolu bölgelerini kapsayan alanda toplam 1300 km uzunluğunda Şekil 5.5'te gösterilen 14 adet I ve II nci derece TUDKA geçki ölçüsü yenilenmiş, geometrik nivelman ölçüleri ile birlikte düşey kontrol noktalarında gravite de ölçülmüştür (Ayhan ve diğ. 2002).



Şekil 5.3: Kasım 1999'da ölçüsü tekrarlanan nivelman geçkileri



Şekil 5.4 : Kasım 1999 ölçüleri ile TUDKA-99 ölçüleri arasındaki düşey deformasyon (Hersek bölgesindeki 5-DN-38 numaralı nivelman noktasına göre hesaplanmıştır)



Şekil 5.5: 2000 yılında ölçülen TUDKA-99 geçkileri

Geometrik nivelman ölçüleri, gravite ölçüleri ile birleştirilerek düşey kontrol noktaları arasındaki jeopotansiyel sayı farkları hesaplanmış, jeopotansiyel sayı farkları ile oluşturulan nivelman ağı, öncelikle uyumsuz ölçü olup olmadığını belirlemek amacıyla, ağın en güneyinde ve deprem merkezlerinden en uzakta bulunan DUG-18 (Bursa) numaralı düğüm noktasının TUDKA-99 jeopotansiyel sayısı bilinen alınarak dengelenmiş ve uyumsuz ölçü olmadığı belirlenmiştir (Ayhan ve diğ. 2002).

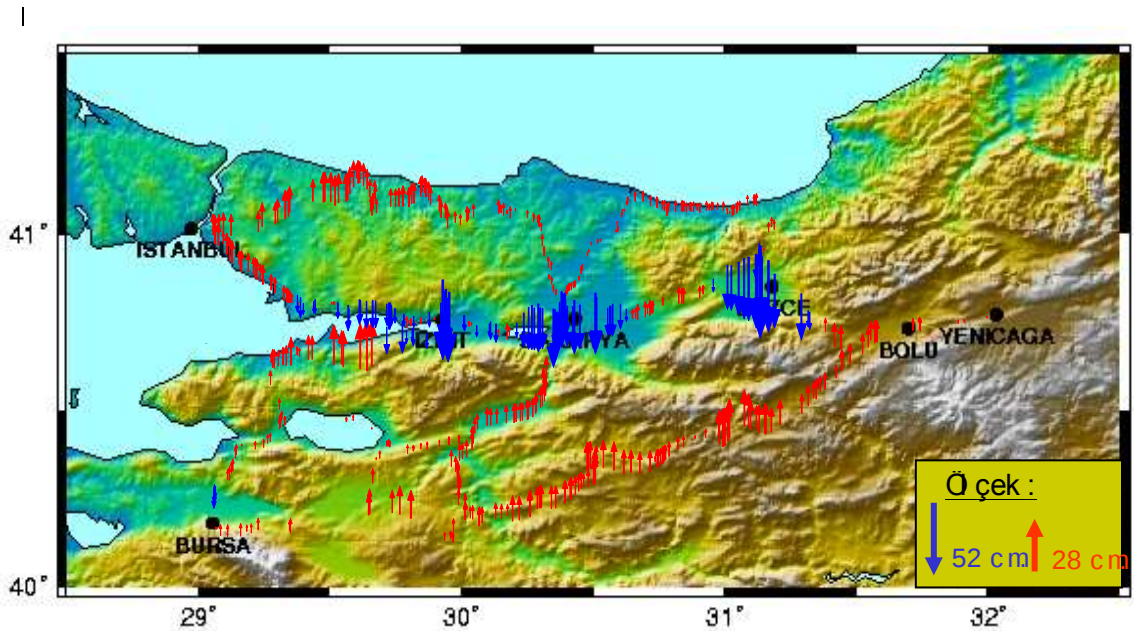
Daha sonra, depremler sonrasında birbirlerine göre yükseklik değişimi ihmal edilecek düzeyde olan (9 mm) DUG-18 (Bursa) ve DUG-21 (Yeniçağa) düğüm noktalarının TUDKA-99 jeopotansiyel sayıları hatasız alınarak ağ dengelenmiştir. Bu dengeleme sonucunda tüm noktaların jeopotansiyel sayıları ile birlikte Helmerth ortometrik yükseklikleri hesaplanmış, nokta yükseklikleri standart sapmaları hatasız alınan noktalardan itibaren artarak üzere $\pm 0-1.8$ cm arasında bulunmuştur. Bu dengelemeye Kasım 1999'da ölçülen 110 km'lik bölümdahil edilmiştir (Ayhan ve diğ. 2002).

İzmit ve Düzce depremlerinde oluşan düşey yer değiştirmeleri (ko-sismik atılım) belirlemek amacıyla, TUDKA-99 ve ölçüsü yenilenen geçkilere ait ortak 619 noktanın depremmöncesi ve sonrası ortometrik yüksekliklerinin farkları hesaplanarak karşılaştırılmıştır (Ayhan ve diğ. 2002)

TUDKA-99 ölçüleri 1974, 1977, 1980 ve 1987 olmak üzere dört farklı zamanda gerçekleştirilmiş olup, küçük olduğu öngörülen deprem öncesi düşey inter-sismik hız alanı yüksek doğrulukta bilinmediğinden, ortometrik yüksekliklerin karşılaştırılmasında göz ardı edilmiştir. Buna göre bölgede -52.7 ile +28.8 cm arasında değişen toplam 80 cm civarında düşey yer değiştirme meydana gelmiştir (Ayhan ve diğ. 2002)

Depremlerden kaynaklanan düşey deformasyonun vektörel gösterimi Şekil 5.6'da verilmektedir. İzmit ve Düzce Depremleri sonrasında, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı kesiminde; Gölçük bölgesinde +20 cm bu bölgenin hemen doğusunda, İzmit körfezinin başladığı bölgede ve fayın kuzeyinde -20 cm büyüklüğünde düşey deformasyon gözlenmektedir. (Ayhan ve diğ. 2002)

Adapazarı civarında -32 cm Adapazarı ile Hendek arasında kalan bölgede fay hattı üzerinde -40 cm'ye varan deformasyon bulunmuştur. Fay hattı üzerindeki en belirgin düşey deformasyon, Düzce'nin güneybatısında Melen Gölü civarında olup -52 cm'ye ulaşmaktadır. Genel anlamda, fay hattı boyunca fayın kuzeyinde çökme şeklinde ve fay hattının yaklaşık 30 km kuzey ve güneyini içine alan koridor da düşey yönlü hareket olduğu bu bölge dışına çıldığında ise, fay hattından uzaklaştıkça düşey hareketlerin azaldığı ve yükselme şeklinde olduğu gözlenmektedir. (Ayhan ve diğ. 2002).



Şekil 5.6: İzmit ve Düzce depremleriyle oluşan düşey deformasyon. Mavi renkli aşağı yönlü vektörler çökme, kırmızı renkli yukarı yönlü oklar yükselme göstermektedir.

Tablo 5.1: İzmit ve Düzce depremleriyle oluşan düşey deforasyona ait istatistik verileri

Nokta Sayısı	619
Minimum	-52.6 cm
Maximum	28.3 cm
Ortalama	3.3 cm
Standart Sapma	11.1 cm

6. UYGULAMA

6.1 Tekrarlı Nivelman Ölçüleriyle Modellenen Düşey Deformasyon

Mayıs-Eylül 2000 aylarında, Bursa-İstanbul-İzmit-Adapazarı-Zonguldak-Düzce-Bolu bölgelerini kapsayan alanda toplam 1300 km uzunluğunda 14 adet I ve II nci derece TUDKA geçki ölçüsü yenilenmiş, geometrik nivelman ölçüleri ile birlikte düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmüştür.

İzmit ve Düzce depremlerinde oluşan düşey yer değiştirmeleri (ko-sismik atılım) belirlemek amacıyla, TUDKA-99 ve ölçüsü yenilenen geçkilere ait ortak 619 noktanın depremden önce ve sonrası ortometrik yüksekliklerinin farkları hesaplanarak karşılaştırılmıştır.

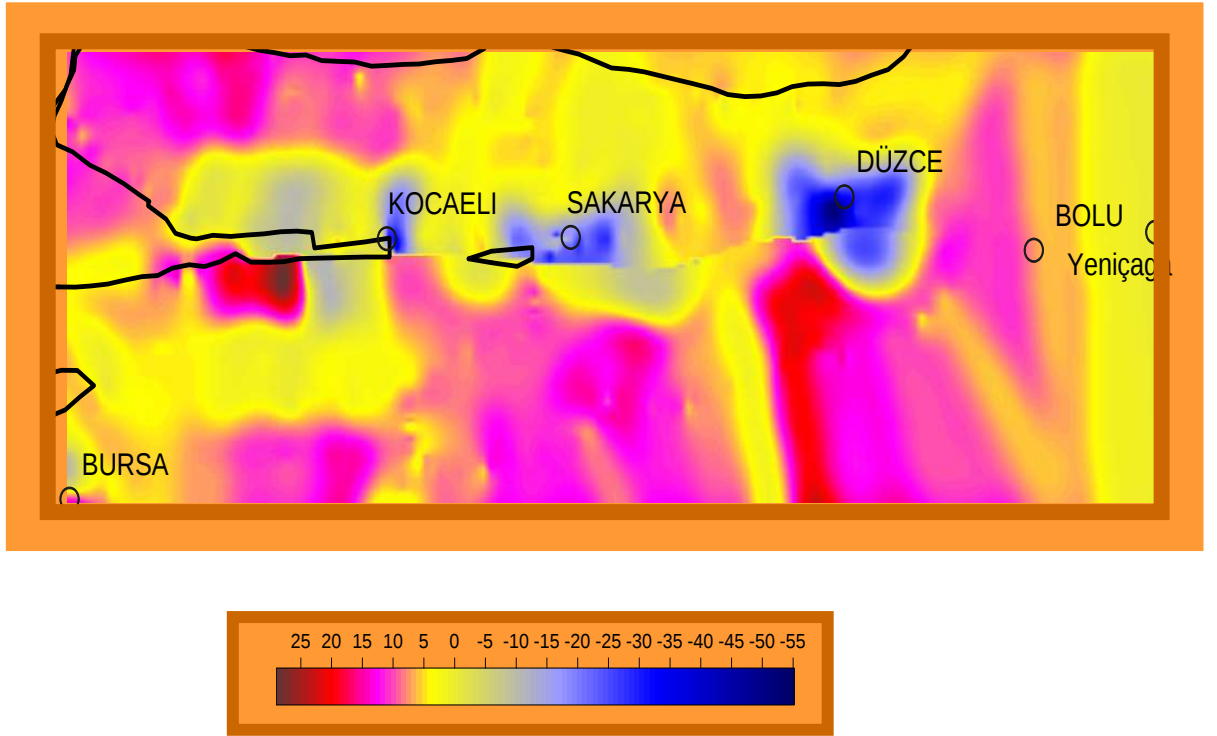
Surfer7.0 yazılım ile Inverse Distance to a Power, Minimum Curvature, Radial Basis Function ve Kriging yöntemleri kullanılarak kestirim yapılmıştır. Her bir yöntemle dayanak noktaları kullanılarak belirli grid aralıklarında grid köşe değerleri hesaplanarak ayrı bir yüzey oluşturulmuştur.

Kullanılan yöntemler arasında en uygun yöntem yüzey değeri bilinen noktalarda kestirimi yapılarak, kestirim değerleri ile yüzey değerlerinin karşılaştırılması suretiyle belirlenmiştir. Dayanak noktalarının bilinen ve kestirilen değerleri yardımıyla hesaplanan rms değeri minimum olan yöntem en uygun yöntem olarak seçilmiştir. Tablo 6.1 de minimum curvature yöntemi en uygun yöntem olarak görülmektedir.

$$rms = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z}_i)^2} \quad (6.1)$$

Tablo 6.1: Tekrarlı nivelman ölçülerinden hesaplanan düşey deformasyonun güvenirlik değerleri

Yöntem	Minimum (cm)	Maximum (cm)	Rms (cm)
Kriging	-17.5	14.2	2.2
Invers Distance to a Power	-18.6	11.3	2.2
Minimum Curvature	-15.3	11.8	1.7
Radial Basis Function	-20.5	13.2	2.8



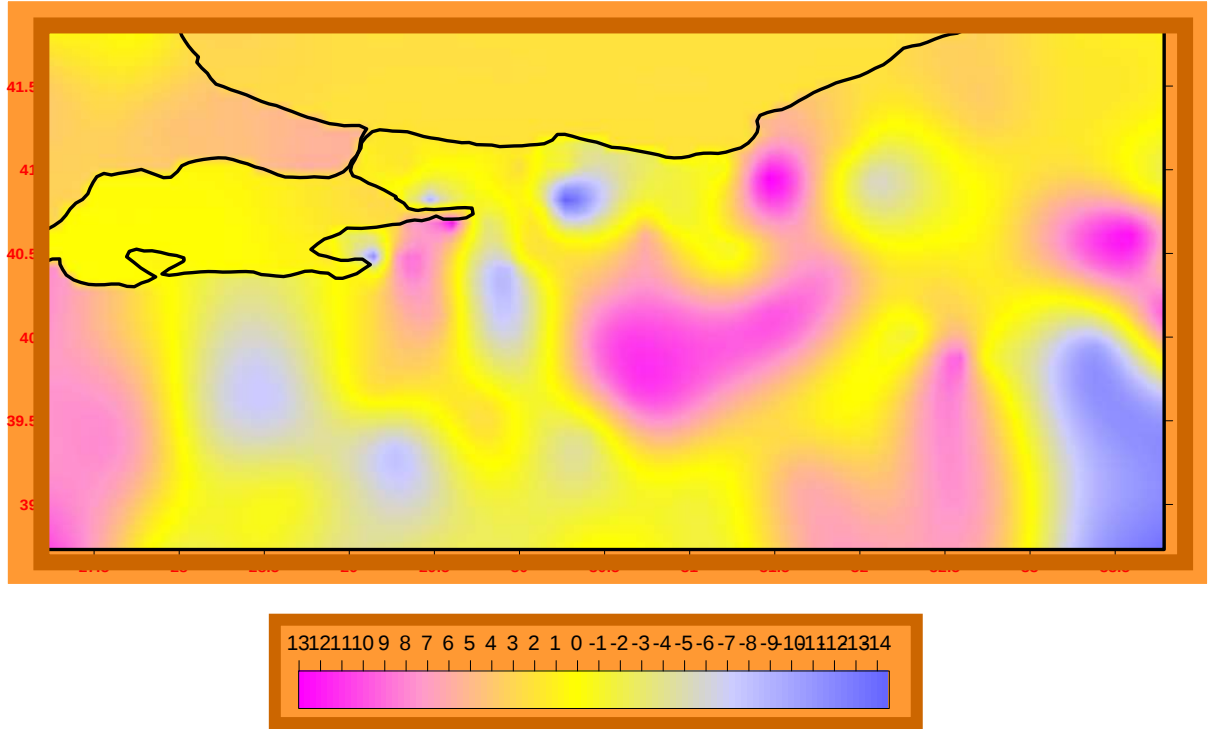
Şekil 6.1: Tekrarlı nivelman ölçüleri kullanılarak Minimum Curvature yöntemiyle modellenen düşey deformasyon

6.2 GPS Ölçüleriyle Modellenen Düşey Deformasyon

Tablo 6.2’de GPS ölçülerinden hesaplanan düşey deformasyonun güvenilirlik değerleri verilmiştir olup Minimum Curvature yöntemiyle modellenen düşey deformasyonun daha güvenilir olduğu söylenebilir.

Tablo 6.2: GPS ölçülerinden hesaplanan düşey deformasyonun güvenilirlik değerleri

Yöntem	Minimum (cm)	Maximum (cm)	Rms (cm)
Kriging	-11.3	12.3	4.7
Inverse Distance to a Power	-11.7	11.0	4.8
Minimum Curvature	-6.0	4.0	1.3
Radial Basis Function	-9.7	6.6	3.5



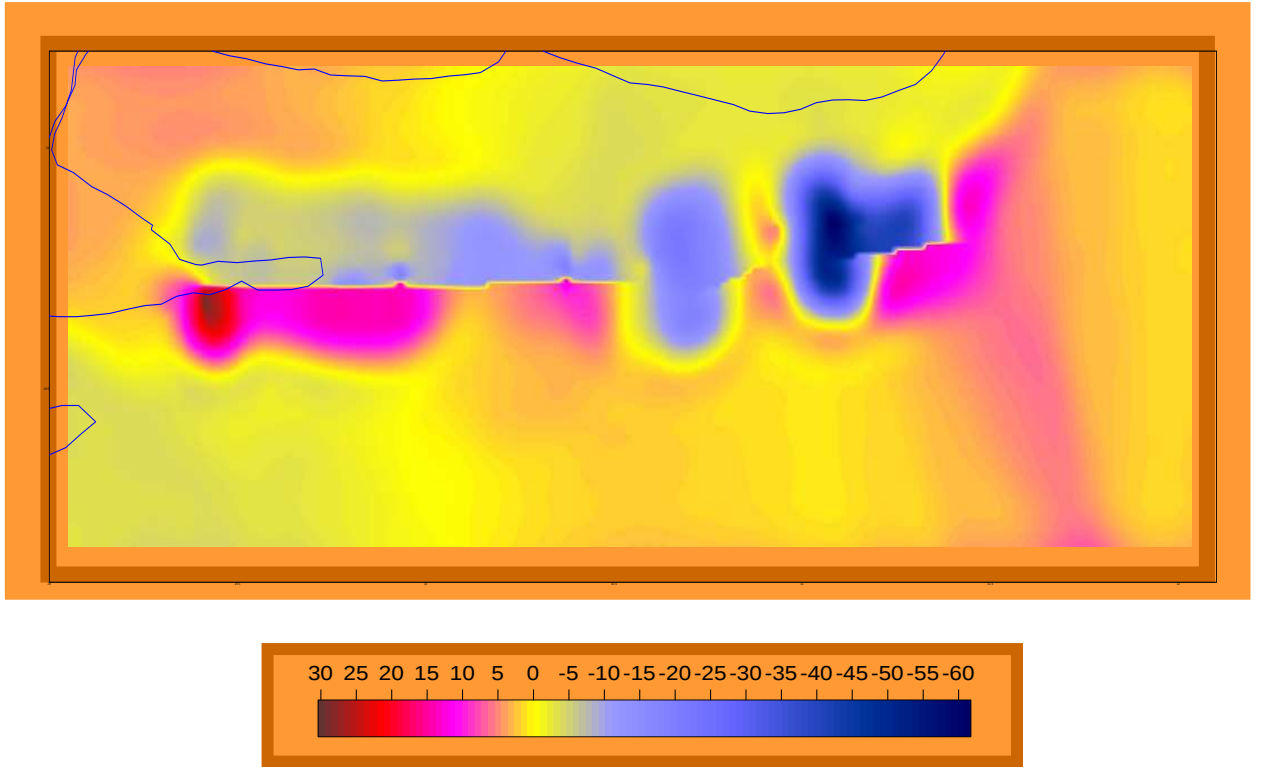
Şekil 6.2: GPS ölçüleri kullanılarak Minimum Curvature yöntemiyle modellenen düşey deformasyon

6.3 Dislokasyon For m  lleri Kullanılarak Modellenen Düşey Deformasyon

Yoshi mitsu OKADA (1985) tarafından ileri sürülen dislokasyon for m  lleri kullanılarak FORTRAN dilinde hazırlanmış DISPLACE yazılı m kullanılmıştır. Bu yazılı m n girdi parametreleri ise bir fay n geometrisini a ı klayan parametrelerdir.

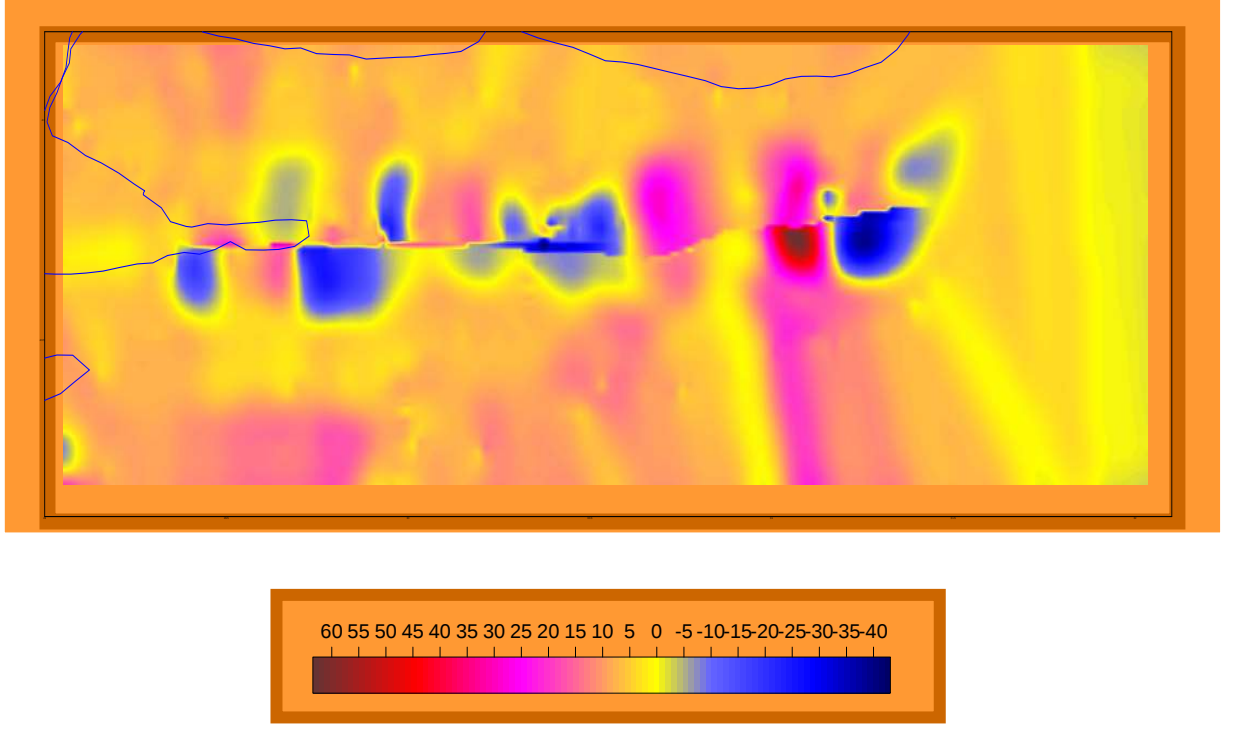
Tablo 6.3: Dislokasyon modelinden hesaplanan düşey deformasyonun g  nenirlik değerleri

Yönt e m	M n i m u m (c m)	M a x i m u m (c m)	R m s (c m)
Kri g i n g	-14.5	16.7	1.7
Invers Distance to a Power	-8.8	10.3	0.8
M n i m u m Curvature	-10.2	6.2	0.8
Radial Basis Function	-19.3	12.3	1.5



şekil 6.3: Dislokasyon for m  lleri kullanılarak Minimum Curvature yönt e m i yle modellenen düşey deformasyon

Şekil 6.4'te de ni vel n an ölçüleri ile bul unan deplas n an lar la Dİ sl okasyon for mül leri kull anı larak hesap lanan deplas n an fark ları veril mekte olup özellikle fay hattı ci va rı nda fark ları n ol dukça yük sek ol du ğu gör ü l mekte dir.



Şekil 6.4: N vel n an ölçüleri ile bul unan deplas n an lar la Dİ sl okasyon for mül leri kull anı larak hesap lanan deplas n an fark ları

7. SONUÇLAR

Depremler neticesinde Mar mara ve çevresinde yer alan , büyük emek ve maliyet harcanarak kurulan yatay ve düşey kontrol ağılarına ait noktalar yer değiştirmiştir. Dolayısı ile bölgenin tümünde yatay ve düşey yöndeki meydana gelen deformasyonların tespit edilmesi ve noktaların yeni koordinat ve yüksekliklerinin tanımlanması ihtiyacı meydana gelmiştir. Jeodezi bilimi açısından ülkemizde olan depremler incelendiğinde, mevcut ulusal jeodezik ağlardaki deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası etkilerin değerlendirilmesi söz konusu ağların yaşatılması büyük önem taşımaktadır. Aksi halde yüksek duyarlılıkta kurulan ağların bile çok kısa bir zamanda güncelliğini yitirmesi söz konusudur.

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri öncesi ve sonrasında yapılan nivelman ölçülerinden yararlanarak hesaplanan nokta yüksekliklerini kullanarak düşey yer değiştirmeler hesaplanmış ve çeşitli yöntemler kullanarak modellenmiştir. Hesaplama çalışmalarında birbirinden farklı yöntem ve yaklaşımlar kullanılarak elde edilen sonuçlar karşılaştırılmış ve böylece deprem anı etkilerinin değerlendirilmesi için en uygun yöntem belirlenmiştir.

Deprem bölgesinde herhangi bir konumdaki söz konusu depremlerden kaynaklanan düşey konum değişimleri, tekrarlı nivelman, tekrarlı GPS ve *Yoshi mitsu OKADA* (1985) tarafından ileri sürülen dislokasyon formleri kullanılarak FORTRAN dilinde hazırlanmış *DISPLACE* yazılımı yardımıyla hesaplanmış ve modelin tutarlılığı irdelenmiştir.

Öncelikle, bölgede deprem öncesi ve sonrası yapılan ölçülerden yararlanarak belirlenen düşey yer değiştirmeler ölçü olarak alınmış ve istatistiksel yöntemler (minimum curvature, radial basis function, krişing ve Inverse distance to a Power yöntemleri) kullanılarak her bir yöntemle ayrı bir yüzey tanımlanmıştır. Kullanılan her bir yöntemin doğruluğu, ölçü noktalarındaki yüzey değerlerinin oluşturulan yüzeyden entpol edilmesi ile belirlenmiştir. Böylece, her bir yöntemle ölçü noktalarının gerçek ve kestirim değerleri arasındaki farkların ne kadar olduğu görülmüştür. Minimum curvature yönteminin daha iyi sonuçlar verdiği görülmüştür.

Daha sonra yine deprem öncesi ve sonrası yapılan GPS ölçülerinden elde edilen düşey yer değiştirmeler ölçü olarak alınmış ve istatistiksel yöntemler (minimum curvature, radial basis function, kriging ve Inverse distance to a Power yöntemleri) kullanılarak her bir yöntemle ayrı bir yüzey tanımlanmıştır. Burada da minimum curvature yönteminin daha iyi sonuçlar verdiği görülmüştür.

Sonra, geri modelleme ile elde edilen fay geometrisi parametreleri kullanılarak elastik yarı-uzay modeli kullanılmış ve depremanı düşey yer değiştirmeler hesaplanmıştır. Bu yaklaşımla elde edilen yer değiştirmeler ile nivelman ölçüleri sonucu hesaplanan yer değiştirmelerin genelde birbirleriyle uyumlu olduğu, ancak yüzey kırığı çevresinde farkların oldukça büyüdüğü görülmektedir.

Sonuç olarak, İzmit ve Düzce depremleri sonrasında bölgede yapılacak haritacılık çalışmalarında çıkış alınan nokta yüksekliklerinde deprem ani etkilerinin giderilerek güncelleştirilmesi gerekmektedir. Aksi halde farklı kurum ya da tüzel kişiler tarafından üretilen haritaların birbirleriyle uyumunda pek çok problemin doğması kaçınılmazdır. Bölgede deprem sonrasında yapılacak kadastro, inşaat planlama ve uygulama ve benzeri çalışmalara altlık oluşturmak üzere herhangi bir noktanın deprem sonrası yüksekliği belirlenen fay parametreleriyle hesaplanan dislokasyon modelinden getirilecek düzeltme ile belli bir oranda belirlenebilir.

Depremanı yer değiştirmelerin etkilediği bölgenin genişliğini ve yüzey kırığının uzanımını incelemek üzere; deprem öncesi ve depremsonrası SAR görüntülerinin değerlendirilmesi yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

Tüm Türkiye’de daha önceki depremlerin neden olduğu düşey yer kabuğu hareketlerini belirlemek amacıyla yada hiç değilse büyüklüğü 6.0 dan fazla olan her depremin ardından mevcut birinci ve ikinci derece nivelman hatlarında hassas nivelman ölçülerinin yenilenmesinin faydalı olacağı değerlendirilmektedir.

Marmara Denizi ve çevre denizlerde, deniz seviyesindeki değişimleri izlemek, deniz yüzeyi eğimi, ve depremlerin neden olduğu tsunami çalışmaları amacıyla mevcut mareograf ağıının geliştirilmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Açıkgöz, M** 2002. İzmit Depremi Deprem Anı Yerdeğiştir melerin Modellenmesi *Yüksek Lisans Tezi*, Y.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Akbaş, Ö** 1999. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Fay Mekanizması, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 80, Ankara.
- Aksoy, A, Ayan, T, Deniz, R, Yalın, D, Karasu, H** 1995. Türkiye’de Yer kabuğu Hareketlerinin Yersel Jeodezik Yöntemlerle Belirlenmesi Çalışmaları, Türk Haritacılığının Yüzüncü Yılı TUIK ve TUFUAB Kongreleri Bildiri Kitabı, Glt-2, Ankara
- Ayhan, ME, C Demir** Türkiye Uusal Düşey Kontrol (Nivelman) Ağı-1992 (TUDKA-92). Harita Dergisi, sayı 109, ss: 22-44.(1992)
- Ayhan, ME, Demir C, Lenk O, vd** 2002. Türkiye Uusal Temel GPS Ağı-1999A, Harita Dergisi, Özel Sayı:16, Harita Genel Komutanlığı, ANKARA
- Ayhan, ME, Ö Demirkol, O Gündoğdu (Eds.)** 1999. Türkiye Uusal Deprem Programı, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Ayhan, ME, R Bürgmann, S McClusky, O Lenk, B Aktuğ, E Herece, R E Reilinger** 2001. Kinematics of the $M_w = 7.2$ 12 November 1999, Düzce, Turkey Earthquake, Geophy. Res. Lett., 28, 2, 367 – 370.
- Ayhan, ME, C Demir, O Lenk, A Kılıçoğlu, Y. Altınar** 2001 Inter-seismic GPS strain accumulation in the Marmara Sea Region, Bull. Seismol. Soc. Am (Baskıda)
- Ayhan, ME, O Lenk, C Demir, A Kılıçoğlu, MKahveci, A Türkezer, M Ocak, M Açıkgöz, A Yıldırım, B Aktuğ, Y. S Şengün, A.İ. Kurt, O Firat** 2001. Türkiye Uusal Temel GPS Ağı-1999 (TUTGA-99), Teknik Rapor, Ht. Gn Klğı, Ankara
- Barka, A** 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, Bull. Seismol. Soc. Am, 86, 1238 – 1254.
- Demir, C** 1999. Türkiye Uusal Düşey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99)’un Dengelenmesi. HGK İç Rapor No: Jeof-99-2, Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Demir, C, M Açıkgöz** 2000. Türkiye Uusal Temel GPS Ağı (TUTGA) noktalarında uzun periyotlu (inter-sismik) hızların kestirilmesi, Harita Dergisi. No. 123

- Demirkol, Ö** 1999. Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı Datum Probleminin Çözümüne Yönelik Kara ve Deniz Gravite Ölçülerine Dayalı Jeoit Belirleme. YTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi.
- Dehurst, WT** 1990. The Application of Minimum Curvature-Derived Surfaces in the Transformation of Positional Data From the North American Datum of 1927 to the North American Datum of 1983, NOAA Tech. Mem NOS NGS-50.
- Golden Software** 1999. SURFER 7, Users Guide: Contouring and 3D surface mapping for scientists and engineers, Colorado, USA
- Heiskanen, WM Britz, H** 1967. Physical Geodesy, Freeman, London.
- HGK** 1992. Nivelman Çalışmaları Teknik Talimatı, HGK MST/125-10, HGK Ankara.
- Jackson, J. ve McKenzie, D P** 1988. The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophys. J. R. Astr. Soc., 93: 45-73.
- Kahveci, M** 1997. Processing Results of the North Anatolian Fault Zone (Midurnu Valley) GPS Campaigns from 1990 to 1995.
- Mckenzie, D P.** 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- Nakiboğlu, M, Ayhan, ME, Demir, C, Kılıçoğlu, A, Şanlı, İ.** 1998. Kuzey Anadolu fayı batı kesiminde kabuk hareketleri: Jeodezik ölçümler ve jeofizik yorumları, TÜBİTAK İNTAG 910.
- Okada, Y** 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seismol. Soc. Am Vol. 75.
- Reilinger, R E, S Ergintav, R Bürgmann, S McClusky, O Lenk, A Barka, O Barka, L Hearn, K L Feid, R Cakmak, B Aktug, H Ozener, MN Toksöz** Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.5, İzmit, Turkey Earthquake, Science, 289, 1519 – 1524.
- Smith, W H F, P. Wessel** Gridding with continuous curvature splines in tension, Geophysics, 55, 293-305
- Thomson, DB, MM Nassar, CL Merry** 1974. Distortions of Canadian geodetic networks due to the neglect of deflections of the vertical and geoidal heights, Canadian Surv., 28, 5, 598 – 605.
- Vanicek, P.** (1991) Vertical Datum and NAVD-88 Surveying and Land Information Systems, Vol. 51, No: 2

