

170760



**AFYONKARAHİSAR'DA GPS GÖZLEMLERİ VE
NİVELMAN ÖLÇÜLERİ YARDIMIYLA
YEREL JEOİD PROFİLİNİN ÇIKARILMASI
YÜKSEK LİSANS TEZİ
Fatih TAKTAK
Danışman
Yrd. Doç. Dr. Mevlüt GÜLLÜ
JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI
Haziran 2005**



**AFYONKARAHİSAR'DA GPS GÖZLEMLERİ VE NİVELMAN ÖLÇÜLERİ
YARDIMIYLA YEREL JEOİD PROFİLİNİN ÇIKARILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Fatih TAKTAK

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Mevlüt GÜLLÜ

JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

Haziran 2005

“Bu tez çalışması “031.MUH.08” numaralı proje olarak AKÜ BAPK tarafından desteklenmiştir.”

TC
AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

AFYONKARAHİSAR’DA GPS GÖZLEMLERİ VE NİVELMAN ÖLÇÜLERİ
YARDIMIYLA YEREL JEOİD PROFİLİNİN ÇIKARILMASI


Fatih TAKTAK

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği
Anabilim Dalı
Danışman
Yrd. Doç. Dr. Mevlüt GÜLLÜ


AFYON
2005

Fatih TAKTAK' ın yüksek lisans tezi olarak hazırladığı “Afyonkarahisar’da GPS Gözlemleri ve Nivelman Ölçüleri Yardımıyla Yerel Jeoid Profilinin Çıkarılması” başlıklı bu çalışma, lisansüstü yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek oy birliği / oy çokluğu ile kabul edilmiştir.

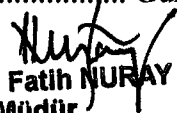
10 / 06 / 2005


Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Mevlüt GÜLLÜ
(Başkan, Danışman)


Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. İbrahim YILMAZ


Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Ekrem TUŞAT

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun13.07.2005..... Gün
ve 2005/08.1.1. sayılı kararı ile onaylanmıştır.


Prof. Dr. Fatih NURAY
Müdür
Enstitü Müdürü

ÖZET

Jeoid belirleme, yatay konumu bilinen bir noktada, jeoid yüksekliğinin sayısal veya analog olarak elde edilmesini sağlayacak biçimde verilerin modellendirilmesidir. Jeoid modelleri lokal, bölgesel veya global alanlar için geliştirilebilir. Jeoid belirleme yöntemleri kullanılan verilere ve modellere göre sınıflandırılabilir.

Bu çalışma Afyon Kocatepe Üniversitesi civarında jeoid ile elipsoid arasındaki farkın yani jeoid yüksekliğinin ve jeoid ondülasyonlarındaki değişimi kuzey-güney doğrultusundaki bir hat boyunca gözlemlemek maksadıyla yapılmıştır. Bu sebeple Yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki Afyonkarahisar-Eskişehir karayolu boyunca arazinin karakteristik özelliklerini temsil edecek şekilde 18 adet nokta tesis edilmiştir. Noktalar arasındaki elipsoidal yükseklik farklarını hesaplayabilmek için GPS gözlemleri, yaklaşık ortometrik yükseklik farklarını hesaplayabilmek için geometrik nivelman ölçüleri yapılmıştır.

Elde edilen verilere göre, seçilen hat boyunca jeoid yüksekliği ortalama 38.126 m olarak bulunmuştur. Jeoid ondülasyonu değişimlerinin arazinin topografyasının genel karakteristik özelliğine bağlı olarak değiştiği gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Jeoid, Jeoid Ondülasyonu, Elipsoid, Elipsoidal Yükseklik, Ortometrik Yükseklik, GPS/Nivelman

ABSTRACT

Geoid determination is modelling of data such that geoid height can be obtained either as digitally or analogus at a point whose horizontal coordinates known. Geoid models can be developed as local, regional or global. Geoid determination methods can be classified according to used data and models.

This study was made to observe the difference between geoid and ellipsoid surrounding The Campus of Afyon Kocatepe University. Another meaning, the variation of geoid heights and geoid undulations 18 points were established approximate on the North-south direction during the road of Afyonkarahisar-Eskişehir. These points represents the areas specialities. GPS levelling were measured to calculate the difference of the ellipsoidal heights. Orthometric heights were measured by geometric levelling that approximate the difference of orthometric heights computed.

According to the results for this area the geoid height approximately was found 38.126 m regularity of the variations of the geoid undulations have observed. The regularities depends on the areas topography.

Key Word : Geoid, Geoid Undulation, Ellipsoid, Ellipsoidal Height, Orthometric Height, GPS/Levelling

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	i
SUMMARY	ii
İÇİNDEKİLER	iii
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR DİZİN	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ	xi
1.GİRİŞ	1
2. JEODEZİDE YÜKSEKLİK SİSTEMLERİ	4
2.1 Jeopotansiyel Yükseklikler (C)	4
2.2 Dinamik Yükseklikler (H^D)	6
2.3 Normal Yükseklik (H^N)	7
2.4 Elipsoidal Yükseklik.....	9
2.5 Ortometrik Yükseklik	12
2.5.1 Atmosferik düzeltme (Isı düzeltmesi C_t)	14
2.5.2 Ortometrik düzeltme (δ_o)	15
3. GLOBAL KONUM BELİRLEME SİSTEMİ	18
3.1 Uzay Bölümü	18
3.2 Kontrol Bölümü	20
3.2.1 İzleme İstasyonları	20
3.2.2 Ana Kontrol İstasyonu	21
3.2.3 Yer Antenleri	21
3.3 Kullanıcı Bölümü.....	21
3.4 Sinyal Yapısı.....	22
3.5 GPS Ölçü Prensipleri ve Konum Belirleme Teknikleri	24
3.5.1 Konum Belirleme Teknikleri	26
3.5.1.1 Nokta konumlama.....	26
3.5.1.2 Göreli konumlama	27
3.5.2 Gözlem Yöntemleri Çeşitleri	27
3.6 GPS Ölçüm Yöntemleri	28
3.6.1 Pseudorange Ölçü Yöntemi	28

3.6.2 Taşıyıcı dalga faz farkı ölçü yöntemi	32
3.6.2.1 GPS sinyallerinde fark gözlemleri (Single, Double, Triple Differences)	34
3.6.2.2 Tekli farklar	34
3.6.2.3 İkili farklar	35
3.6.2.4 Üçlü farklar	36
3.7 GPS Ölçülerinde Doğruluğu Etkileyen Faktörler	36
3.7.1 Uydulara Bağlı Hatalar	37
3.7.1.1 Yörünge modelleme hataları	37
3.7.1.2 Uydu saati modelleme hataları	38
3.7.2 Alıcıya Bağlı Hatalar	38
3.7.2.1 Alıcı saati hataları	38
3.7.2.2 Alıcı gürültüsü	39
3.7.3 Ölçülere Bağlı Hatalar	39
3.7.3.1 İyonosferik gecikme etkisi	39
3.7.3.2 Troposferik gecikme etkisi	41
3.7.3.3 Başlangıç faz belirsizliği	42
3.8.1 Sinyal Yansımaları	42
4. ÜÇ BOYUTLU REFERANS SİSTEMLERİ	44
4.1 Hayford Elipsoidi	45
4.2 WGS84 Elipsoidi	46
5. JEOİD YÜKSEKLİĞİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER	47
5.1 Global Jeoid Belirleme Modelleri	49
5.1.1 Potansiyel katsayılarından faydalanarak jeoid yüksekliği belirleme	50
5.1.1.1 OSU91A modeli	52
5.1.1.2 EGM96 modeli	53
5.2 Yerel Jeoid Belirleme Modelleri	53
5.3 Astrojeodezik Yöntem ile Jeoid Yüksekliği Belirleme	54
5.4 Gravimetrik Yöntem ile Jeoid Yüksekliği Belirleme	57
5.5 Jeoid Belirlemede Kullanılan Yüzey Modelleri	58

5.6 Enterpolasyon Yöntemleri	59
5.7 Uydu Altimetresiyle Jeoid Belirleme	61
5.8 GPS - Nivelman Yöntemi İle Jeoid Yüksekliği Belirleme	62
5.8.1 GPS-Nivelman Jeoidinin Analitik Tanımı.....	63
5.8.2 Jeoid Yüksekliklerinin GPS-Geometrik Nivelman ile Belirlenmesi	64
5.8.3 Jeoid Yüksekliklerinin GPS-Trigonometrik Nivelman ile Belirlenmesi	65
6. UYGULAMA	66
6.1 Test Ağı.....	66
6.2 Materyal Metot	66
6.2.1 GPS Uygulaması.....	66
6.2.2 Geometrik nivelman	67
6.3 Sayısal Uygulama	69
6.3.1 Ortometrik düzeltme hesabı.....	69
6.3.1.1 Atmosferik düzeltme.....	69
6.3.1.2 Ortometrik düzeltme	70
6.3.2 Noktalara ait koordinatlar	71
6.3.3 Jeoid ondülasyonu.....	72
7. SONUÇ VE ÖNERİLER.....	77
KAYNAKLAR	79
EKLER	
EK 1: Test Ağına Ait Kanava	82
EK 2: Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99)	83
TEŞEKKÜR.....	84
ÖZGEÇMİŞ	85

SİMGELER DİZİNİ

<u>Simgeler</u>	<u>Açıklama</u>
a	Büyük yarı eksen
a_0	Uydu saatinin sabit kayıklığı
a_1	Kesirli frekans kayıklığı
a_2	Kesikli frekans birikmesi
b	Küçük yarı eksen
c	Işık hızı (299792458 m/sn)
$c(\phi, \lambda)$	$H_D(\text{bilinen}) - (h-N)$
C_A, C_P	A ve P noktalarının jeopotansiyel yükseklikleri
ΔC_{ij}	Jeopotansiyel fark
C_t	Mira ısı düzeltmesi
C_e	Miranın her ısı derecesindeki değişimin ortalama ısı genleşme katsayısı (invar uzama katsayısı, $m/^{\circ}C$)
$c\Delta T_R$	Alıcı saat hatası
d^S	Uydu saati hatası
d_R	Alıcı saati hatası
d_{ion}	İyonosfer etkisinin neden olduğu uzunluk hatası
d_{trop}	Troposfer etkisinin neden olduğu uzunluk hatası
dw	Birbirine çok yakın iki nivo yüzeyi arasındaki potansiyel fark
dh	Diferansiyel yükseklik farkı
e_1	Birinci eksentrisite
e_2	İkinci eksentrisite
H^D	Dinamik yükseklik
H^N	Normal yükseklik
H	Ortometrik yükseklik
h	Elipsoidal yükseklik
ΔH_{ij}^*	Ortometrik yükseklik farkı
H_j^*	j noktasındaki ortometrik yükseklik
Δh	Nivelman noktaları arasında ölçülen yükseklik farkı
H_D	Datum ortometrik yüksekliği
H_I	İdeal referans yüzeyindeki ortometrik yükseklik
Δg_B	Yaklaşık olarak Bouger anomalisi
g	Ortalama gravite değeri
I^S_R	İyonosfer etkisi
N	Jeoid Ondülasyonu
N^S_R	Taşıyıcı dalga faz başlangıç bilinmeyi
R	Gerçek uzunluk
r_p	Dünya yüzeyindeki noktanın jeosentrik yarıçapı

R_N	Eğrilik yarıçapı
S	Uydu
$S(\psi)$	Stokes fonksiyonu
t_m	İnvar şeridinin ölçülen ortalama ısısı (arazide ölçülen)
t_s	İnvar şeridinin ayar ısısı (standardizasyon)
T_R^S	Troposfer etkisi
t^s	Uydu saati zamanı
t_R	Alıcı saati zamanı
Δt^s	Si uydu saatinin GPS zamanından olan farkı
Δt_R	Ri alıcı saatinin GPS zamanından olan farkı
t	Ölçünün yapıldığı zaman
t_o	Referans
W_o	Jeoid Potansiyeli
W_p	p noktasından geçen nivo yüzeyinin potansiyeli
W_o	Jeoidin potansiyeli
$Y_{nm}(\theta, \lambda)$	$P_{n ml}(\cos \theta) \cos m \lambda \Rightarrow m \geq 0$
$Y_{nm}(\theta, \lambda)$	$P_{n ml}(\cos \theta) \sin m \lambda \Rightarrow m < 0$
ρ_R^S	Uydu ile alıcı arasında T_i anındaki uzaklık
δ_o	Normal ortometrik yükseklik farkı
$\partial \varphi''$	Saniye cinsinden enlem farkı ($d \varphi'' = \varphi_B - \varphi_A$)
φ	Ortalama enlem ($\varphi = (\varphi_A + \varphi_B)/2$)
\emptyset	Taşıyıcı dalga faz ölçüsü
Φ	$-\lambda \emptyset$, Uzunluk biriminde taşıyıcı dalga faz ölçüsü
α	Elipsoidin basıklığı
$\bar{\gamma}$	Çekül doğrultusu boyunca ortalama normal gravite
ζ	Yükseklik anomalisi
φ	Jeodezik enlem
λ	Jeodezik boylam
γ_p	Aynı noktanın normal gravitesi
Δg_B	Bouger gravite anomalisi

KISALTMALAR DİZİNİ

<u>Kısaltmalar</u>	<u>Açıklama</u>
ABD	Amerika Birleşik Devletleri
DGPS	Differential Global Positioning System
DMA	Defence Mapping Agency (Amerika Askeri Harita Kurumu)
ED50	European Datum 1950 (Avrupa Datumu 1950)
EGM96	Earth Gravity Model 1996
GPS	Global Positioning System (Küresel Konumlama Sistemi)
GSFC	NASA Goddard Space Flight Centre
GRS80	Geodetic Reference System 1980
IUGG	International Union for Geodesy and Geophysics (Uluslar arası Jeodezi ve Jeodezik Birliği)
NASA	National Administration Space Agency
NIMA	National Imagery and Mapping Agency (Ulusal Görüntü İşleme ve Haritacılık Ajansı)
OSU	Ohio State University
OSU91A	Ohio State University 1991A
SA	Selective Availability (Seçimli Doğruluk Erişimi)
TAG94	Türkiye Astrojeodezik Jeoid
TDJ92	Türkiye Doppler Jeoid
TEC	Total Electron Content (Toplam Elektron Sayısı)
TG91	Türkiye Jeoidi 1991
TG99	Türkiye Jeoidi 1999
TUDKA	Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı
TUTGA	Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
WGS72	World Geodetic System 1972
WGS84	World Geodetic System 1984

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>sayfa</u>
1.1 Jeoid.....	1
2.2 Jeopotansiyel Sayılar ve Dinamik Yükseklik.....	5
2.2 Normal Yükseklik.....	7
2.3 Elipsoidal Yükseklik.....	10
2.4 Elipsoidal (h) ve Ortometrik (H) Yükseklik.....	11
2.5 Geometrik Nivelman Ölçümü ve Ortometrik Yükseklik.....	13
2.6 Ortometrik Düzeltme.....	16
3.1 GPS Uydusu ve GPS'in Bölümleri.....	18
3.2 GPS Uydularının Yörüngeleri.....	19
3.3 Kontrol Bölümü.....	21
3.4 GPS Uydu Sinyalleri.....	23
3.5 Alıcı R1 Yarıçaplı Küre Üzerinde, Herhangi Bir Yerde.....	25
3.6 Alıcı İki Kürenin Kesim Yeri Olan Dairenin Üzerinde, Herhangi Bir Yerde.....	25
3.7 Üç Küre Bir Noktada Kesişir, Alıcı Üç Kürenin Kesim Yerinde.....	25
3.8 Nokta Konumlama.....	26
3.9 Görelî Konum Belirleme.....	27
3.10 Pseudorange Ölçü Yöntemi.....	28
3.11 Pseudorange Ölçüsü.....	30
3.12 Taşıyıcı Dalga Faz Başlangıç Belirsizliği.....	33
3.13 Tekli Fark Gözlemi.....	35
3.14 İkili Fark Gözlemi.....	35
3.15 Üçlü Fark Gözlemi.....	36
3.16 Atmosferi Oluşturan Katmanlar.....	40
3.17 Sinyal Yansıması.....	42
4.1 Meridyen Elipsi ve Dönel Elipsoid.....	44
4.2 Hayford Elipsoidi.....	45

4.3	WGS84 Koordinat Sistemi	46
5.1	TG-91 Jeoid Modeli.....	47
5.2	Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99A) (m)	48
5.3	Astrojeodezik Enlem, Astrojeodezik Boylam	56
5.4	Uydu Altimetresi ile Deniz Yüzeyi Yüksekliğinin Ölçümü.....	62
5.5	Ortometrik, Elipsoidal ve jeoid yüksekliği farkları arasındaki ilişki.....	63
5.6	GPS-Nivelman Jeoidinin Analitik Tanımı.....	64
6.1	Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99A) (m)	66
6.2	Test Ağında N9 Nolu Noktanın GPS Ölçümünden Bir Görüntü.....	67
6.3	Dijital Nivo ile Ölçüm Sırasında Bir Görüntü	68
6.4	Ortometrik Düzeltme Grafiği.....	70
6.5	Arazinin Topoğrafik Yapısına İlişkin Kesit.....	73
6.6	Jeoid Yüksekliğinin Değişimine ait Grafik	73
6.7	Ortometrik Yükseklik Üç Boyutlu Profili ve Modeli	74
6.8	Elipsoidal Yükseklik Üç Boyutlu Profili ve Modeli.....	75
6.9	Jeoid Ondülasyonunun Üç Boyutlu Profili ve Modeli	76

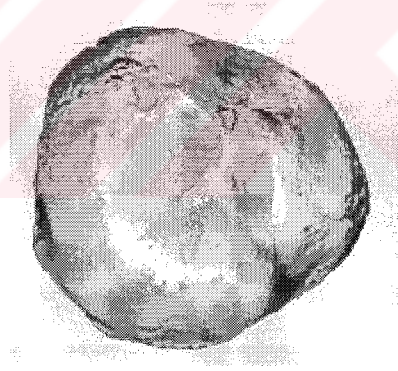
ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
3.1 Uyduların Özellikleri	19
3.2 GPS Sinyallerinin Özellikleri (f_0 = temel frekans)	23
4.1 Uluslararası Elipsoidler.....	45
5.1 Jeoid Belirlemede Kullanılan Veri Kaynakları ve En Çok Kullanılan Yöntemler	49
6.1 Atmosferik Düzeltme.....	69
6.2 Ortometrik Düzeltme	70
6.3 Noktaların ED50 ve WGS84 Koordinatları.....	71
6.4 Noktalara Ait Jeoid Ondülasyonu Değerleri.....	72
7.1 Noktalar Arasındaki Yükseklik Farkları ve Jeoid Ondülasyonundaki Değişim.....	78

1.GİRİŞ

Tarihi gelişim süreci boyunca önemi giderek artan bir bilim olan Jeodezi; yeryuvarının şekil, boyut, ve gravite alanı ile zamana bağlı değişimlerinin 3 boyutlu bir koordinat sisteminde tanımlanmasını amaçlayan bir bilim dalıdır. Jeodezinin önemli problemlerini çözebilmek için, yeryüzünün şeklinin bilinmesine ihtiyaç vardır. Fiziksel veya görünen yeryüzü, katı veya sıvı dünya kitlesinin, atmosfer ile olan arakesitidir. Katı kısım girinti ve çıkıntılardan dolayı düzgün bir yüzey değildir. Bu nedenle bu yüzeyin, basit bir matematik formülle açıklanması da olanaksızdır. Dolayısıyla ancak üzerinde alınacak noktaların koordinatları hesaplanabilmektedir.

Bu amaçla yapılan çalışmalar sonucunda, dünyanın şeklinin, jeoid adı verilen ve yerin eş potansiyelli yüzeylerinden ortalama deniz yüzeyi ile çakışan bir yüzey olduğu anlaşılmıştır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Jeoid

Günümüze kadar jeoid belirleme çalışmalarında gravimetrik yöntem, astrojeodezik yöntem ve potansiyel katsayılar yönteminden yararlanılmıştır. Ancak uydu ölçme tekniklerinin, özellikle Global Konum Belirleme Sistemi'nin (GPS), bilgisayar ve uydu teknolojisindeki gelişmelerle, Dünya elipsoidi parametrelerinin belirlenme doğruluğunu önemli ölçüde artırmıştır. Uydu jeodezisi ve daha önceki klasik ölçüler birlikte değerlendirilerek 1972 yılında WGS72 dünya elipsoidi geliştirilmiştir. 1984 yılında DMA tarafından daha fazla

veri kullanılarak WGS84 elipsoidi tanımlanmıştır (DMA 1987). Bu elipsoidin sağlamış olduğu olanaklar, bölgesel ve global ağların gelişmesiyle hem global hem de bölgesel jeoidin belirlenmesi çalışmaları önem kazanmıştır.

Gravimetrik yöntemde yerel ve bölgesel jeoidin belirlenebilmesi için birkaç kilometre aralıklarla nokta gravite değerlerine ihtiyaç duyulmaktadır ve santimetre hassasiyetinde değerlere ulaşılmaktadır (Aksoy vd. 1998). Astrojeodezik yöntemde ise aynı noktaya ait jeodezik ve astronomik koordinatlar belirlenir ve bu koordinatlardan çekül sapması değerleri hesaplanarak jeoid belirlenir. Potansiyel katsayılarından faydalanarak jeoid hesaplamasında ise jeopotansiyel katsayılara ihtiyaç duyulur. Bu yöntemlerde yapılması gerekli ölçüler zaman alıcı olup ulaşılan doğrulukta santimetre mertebesinde kalmaktadır.

GPS ile noktaların global jeosentrik bir koordinat sisteminde enlem, boylam ve elipsoid yükseklikleri belirlenmektedir. Elipsoid yüksekliğinin, uygulamada, mühendislik ve projelendirme çalışmalarında kullanılabilmesi için ortometrik yüksekliğe dönüştürülmesi gereklidir. Ortometrik yüksekliklerin hassasiyeti ise noktaların jeoid ondülasyonlarına bağlıdır.

Pratikte noktaların yüksekliklerin belirlenmesi için yapılan nivelman işlemi hem zaman alıcı hem de yorucudur. Bu olumsuzluğu GPS gözlemleri ile çözebilmek için ve hesaplanan ortometrik yüksekliklerin hassasiyetinden emin olabilmek için jeoid ondülasyonlarının hassas olarak belirlenmesi gerekir.

Ortometrik yükseklikler klasik olarak Ulusal Düşey Kontrol Ağına bağlı olarak geometrik nivelman ölçüleri ile belirlenmektedir. Ancak bu durum GPS teknolojisinin sağladığı 3 boyutlu koordinat belirleme olanağının tam olarak kullanılmaması anlamına gelmektedir. Bu nedenle GPS ile elde edilen elipsoid yüksekliklerinin doğrudan ortometrik yüksekliğe dönüştürülebilmesi için uygun jeoid modellerinin belirlenmesi ve kullanıma sunulması gerekmektedir.

Elipsoidal yüksekliklerden ortometrik yüksekliklere geçiş için jeoid ondölasyonlarının bilinmesi gerekir. GPS gözlemleri ile elipsoidal yükseklikler hassas olarak bulunduğuna göre, bunlardan hesaplanacak olan ortometrik yüksekliklerin hassasiyeti jeoid ondölasyonlarının hassasiyetine bağlıdır.

Tüm dünya için uygulamalara yeterli hassasiyeti sağlayacak bir jeoidin belirlenip ortaya konması mümkün olmadığından her bölge için yerel jeoidin belirlenmesine çalışılmaktadır.

Bu çalışmada Afyonkarahisar il merkezinde seçilen Kuzey-Güney yönünde bir hat boyunca jeoid profili çıkarılıp ortometrik yüksekliklerin belirlenmesi için gerekli jeoid ondölasyonları elde edilmiştir.

2. JEODEZİDE YÜKSEKLİK SİSTEMLERİ

Yükseklikler, fiziksel ve geometrik cisimlerin doğal boyutlarından olduğundan, isteğe bağlı olarak tanımlanamazlar. Yeryüzündeki bir noktanın yüksekliğinden, o nokta ile bir nivo yüzeyi olan jeoid arasındaki ilişki anlaşılır. Bu şekilde tanımlanmış olan yükseklik sistemleri, çok yönlü teorik ve pratik ihtiyaçlara cevap verebilirler. Noktanın yüksekliğini saptayabilmek için ilk olarak başlangıç yüzeyinin tanımlanması ve buna dik doğruların belirlenmesi gerekir. Yeryüzü noktaları için en kolay belirlenebilen doğrultular çekül doğrultularıdır. Fiziksel yeryüzündeki bir noktadan sarkıtılan çekül eğrisinin jeoide değdiği nokta ile fiziksel yeryüzündeki nokta arasındaki çekül eğrisi boyu yüksekliklerin bir geometrik tanımıdır (Turgut 1995). Ayrıca, jeoid yüzeyi ile yüksekliği belirlenecek noktadan geçen seviye yüzeyi potansiyellerinden yararlanılarak yükseklik tanımı yapılabileceği gibi, bu potansiyel farklarının belli skalar sayılara oranları ile de yükseklik tanımlanabilir.

Yükseklik sistemlerinin uygulanabilmesi, iki temel özelliği gerektirir. Bunlardan birincisi, nivelman sonuçlarının nivo yüzeylerinin paralel olmamasından kaynaklanan yola bağlılık etkisinin (kapanma hatalarının) yok edilebilmesidir. İkincisi ise ölçülen yükseklik farklarında yapılan düzeltmelerin küçük oranda olmasıdır (Ledersteger 1969, Torge 1980, Vanicek ve Krakiwsky 1982). Bu noktadan hareketle, jeodezide yükseklik sistemleri genel olarak teorik (bilimsel) ve pratik yükseklikler olarak tanımlanmaktadır. Jeoid, teorik bir kavram olup, yeryüzü noktalarına göre konumu bilinmediğinden değişik varsayımların kabulü ile bilimsel yükseklikler tanımlanmıştır. Bu yükseklikler jeopotansiyel, dinamik, ortometrik ve elipsoidal yüksekliklerdir.

2.1 Jeopotansiyel Yükseklikler (C)

Jeopotansiyel yükseklik, yeryüzündeki bir noktadan geçen nivo yüzeyinin W_p potansiyeli ile jeoidin W_0 potansiyeli arasındaki kilokal x metre biriminde verilen potansiyel farktır. Şekil 2.1 de görüldüğü gibi, jeoidin potansiyel kotu sıfıra eşittir

ve yeryüzünü 0 noktasında kestiği varsayılırsa, P noktasının potansiyel kotu C_p şu şekilde ifade edilebilir:

$$C_p = W_o - W_p = - \int_o^p dw = \int_o^p g * dh \quad (2.1)$$

Jeopotansiyel sayılar, Dünya' nın gravite potansiyeli ile yakından ilişkilidir. Eğer $W_{x,y,z}$ nin bir fonksiyonu olarak verilirse jeoidi de kapsayan tüm nivo yüzeyleri biliniyor demektir. Yani $W_{x,y,z} = \text{sabittir}$.

Burada,

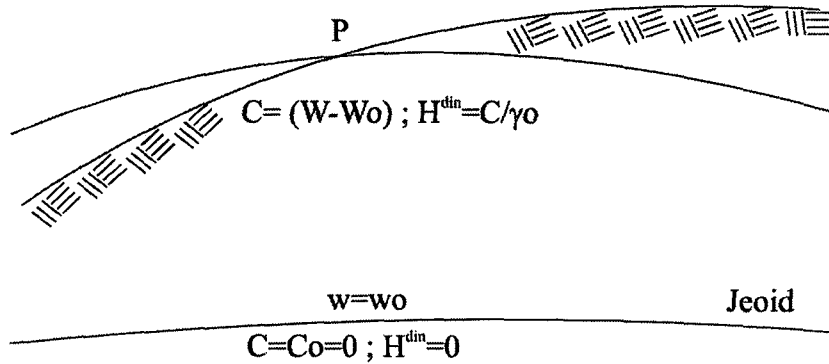
W_o : Jeoid Potansiyeli

W_p : p noktasından geçen nivo yüzeyinin potansiyeli

dw : Birbirine çok yakın iki nivo yüzeyi arasındaki potansiyel fark

dh : Diferansiyel yükseklik farkı

g : Diferansiyel yükseklik farkına karşılık yeryüzünde ölçülebilen gravite değeridir.



Şekil 2.1 Jeopotansiyel Sayılar ve Dinamik Yükseklik

Jeopotansiyel kotlar nivelman yoluna bağılı değildir. Çünkü hangi yoldan gidilirse gidilsin iki nokta arasındaki potansiyel fark aynı kalır. Jeopotansiyel kotlar başka yükseklik sistemleri için temel büyüklüklerdir yani tüm yükseklikler buradan türetilirler. Ancak, jeopotansiyel yüksekliğin fiziksel boyutu metrik birimde olmadığından pratikte daha az kullanılmaktadır. (Torge 1980, Vanicek ve Krakiwsky 1982).

2.2 Dinamik Yükseklikler (H^D)

Jeoid ile nivo yüzeyleri arasındaki jeopotansiyel farkın, gravite ivmesine bölünmesi ile elde edilen yüksekliktir Buna göre A ve P noktalarının dinamik yükseklikleri aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$H_A^{\text{din}} = \frac{C_A}{g_0} \quad H_P^{\text{din}} = \frac{C_P}{g_0} \quad (2.2)$$

Bağıntıda,

C_A, C_P : A ve P noktalarının jeopotansiyel yükseklikleri.

g_0 : 50° veya 45° lik standart topoğrafik enlemdeki gravite değeri

dir. A ve P noktalarının dinamik yükseklikleri arasındaki fark ise,

$$H_P^{\text{din}} - H_A^{\text{din}} = \Delta H_{A,P}^{\text{din}} = (C_P - C_A) / g_0 = \Delta C_{AP} / g_0 \quad (2.3)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

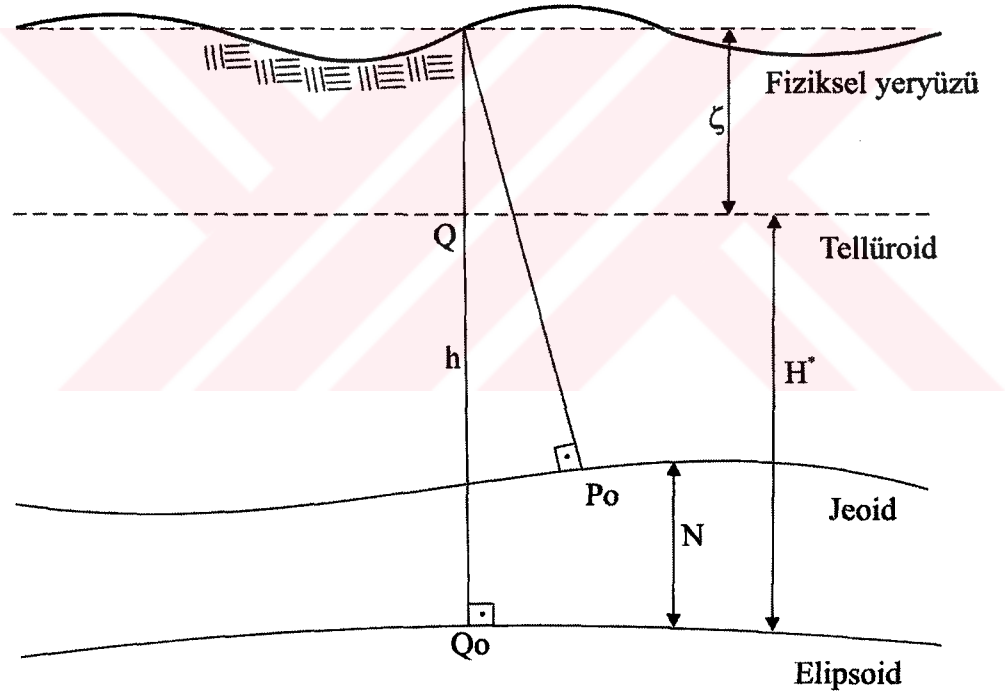
Dinamik yükseklikleri (2.2) ve (2.3) bağıntılarından hesaplayabilmek için jeopotansiyel kotların veya kot farklarının önceden belirlenmiş olması gerekir. Ülke ölçmelerinde çoğu kez nivelman sonuçları bir düzeltme yani dinamik düzeltme ile yükseklikler farkına dönüştürülür.

Dinamik yüksekliklerde de jeopotansiyel kotta olduğu gibi jeoidin dinamik yüksekliği sıfıra eşit olmaktadır. Her bir nivo yüzeyine karşılık olarak, tek bir dinamik yükseklik değeri karşılık gelir. Her iki nivo yüzeyi üzerinde bulunan

noktalar arasındaki dinamik yükseklik farkları eşittir. Dinamik yükseklikler biliniyorsa diğer yükseklikler kolayca hesaplanabilir. Fakat dinamik yüksekliklerdeki dinamik yol düzeltmesinin büyük olması, onların pratikteki önemini azaltmaktadır.

2.3 Normal Yükseklik (H^N)

Yeryuvarının gerçek gravite potansiyelinin, normal gravite potansiyeline eşit olduğu ($W=U$), yerin gerçek gravitesinin, normal graviteye eşit ($g=\gamma$) ve dolayısıyla bozucu potansiyelinin olmadığı ($T=0$) varsayımlarına göre hesaplanmış yüksekliklerdir (Şekil 2.2).



Şekil 2.2 Normal Yükseklik

Yeryuvarının gerçek gravite potansiyelinin kesin bir matematiksel ifadesinin yapılabilmesi için $W(x,y,z)$ potansiyel fonksiyonunun bilinmesi gerekir. W ' nin bilinmesi için de birçok ölçü gerekir. Bu kadar çok sayıda ölçü yapılması mümkün olmadığından gerçek gravite alanına yakın bir yaklaşımla, matematiksel

bir gravite alanı tanımlanır. Buna **normal gravite alanı** denir. Dünyanın gravite alanının normal gravite alanı olduğu kabul edilirse şu eşitlikler yazılabilir,

$$C_p = W_o - W_p = \int_0^{H^N} \gamma dH^N \quad (2.4)$$

$$C_p = \bar{\gamma} H^N \quad (2.5)$$

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{H^N} \int_0^{H^N} \gamma dH^N \quad (2.6)$$

Burada,

$\bar{\gamma}$: Çekül doğrultusu boyunca ortalama normal gravite dir. Normal yükseklik (H^N), normal ağırlık alanının çekül eğrisi boyunca nivo elipsoidi yüzeyinden Q noktasına kadar olan uzaklıktır ve bu noktaların oluşturduğu yüzeye **tellüroid yüzeyi** denir.

Tellüroid yüzey Astronomik koordinatlardan yararlanarak yaklaşık olarak belirlenebilir. Elipsoidden yeryüzüne olan düşey uzaklık h ile elipsoidden tellüroide olan düşey uzaklık H^N arasındaki fark bize yükseklik anomalisini verir.

$$\zeta = h - H^N \quad (2.7)$$

Bu iki yükseklik arasındaki fark, jeoid ondülasyonuna karşılık gelir. Bu ilişkiden yararlanarak

$$H + N = H^N + \zeta \quad (2.8)$$

$$H - H^N = \zeta - N \quad (2.9)$$

yazılabilir. ($\zeta - N$) ise şu şekilde gösterilebilir.

$$(\zeta - N) = \frac{-\Delta g_B}{\gamma} H \quad (2.10)$$

Burada,

- H^N : Normal yükseklik
 C_p : P noktasının jeopotansiyel yüksekliği
 W_0 : Jeoidin potansiyeli
 $\bar{\gamma}$: Çekül doğrultusu boyunca ortalama normal gravite
 N : Jeoid Ondülasyonu
 ζ : Yükseklik anomalisi
 Δg_B : Yaklaşık olarak Bouger anomalisi
dir.

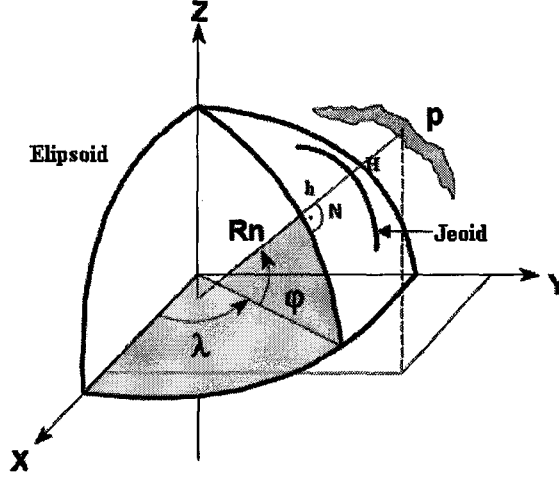
Tellüroid bir nivo yüzeyi değildir. Fiziksel yeryüzündeki her P noktasında genel olarak farklı bir $W = W_p$ jeopotansiyel yüzey karşılık gelir. Bu problemi aşabilmek için okyanuslar üzerinde $\zeta = N$ olup diğer taraflarda jeoide çok yakın olan bir yüzey elde edilmiş ve bu yüzeye Molodensky tarafından **kuaziyeoid** denilmiştir. Bununla birlikte kuaziyeoid de bir nivo yüzeyi değildir ve hiçbir fiziksel anlamı yoktur. Bu jeoide benzer bir yüzeye çağrışım yaptırıp geleneksel kavramları baz almak şeklinde düşünülmelidir. Bu açıdan bakıldığında ortometrik yüksekliğin jeoidden olan yükseklik olması gibi, bir noktanın normal yüksekliğinde kuaziyeoidden olan yüksekliktir (Kartal 1998).

2.4 Elipsoidal Yükseklik

Elipsoidal yükseklik (Şekil 2.3), yeryüzündeki bir P noktasından, elipsoide inilen dik boyunun uzunluğuna eşittir. Elipsoidal yükseklik, jeoid yüzeyinden olan ortometrik yükseklikten jeoid ondülasyonu kadar farklıdır.

Gerçek gravite alanının gravite alanından sapmaları doğrusal kabul edilebilecek kadar küçüktür. Bu nedenle doğrusal enterpolasyon yapılabilmektedir. Elipsoid yüzeyi üzerinde matematiksel hesapları doğrudan yapmaya imkan verdiğinden, fiziksel yeryüzünde yapılan ölçüler bir izdüşüm yöntemine göre elipsoid yüzeyine indirgenir. Pizetti izdüşüm yönteminde ilk olarak, fiziksel yeryüzü üzerinde bir

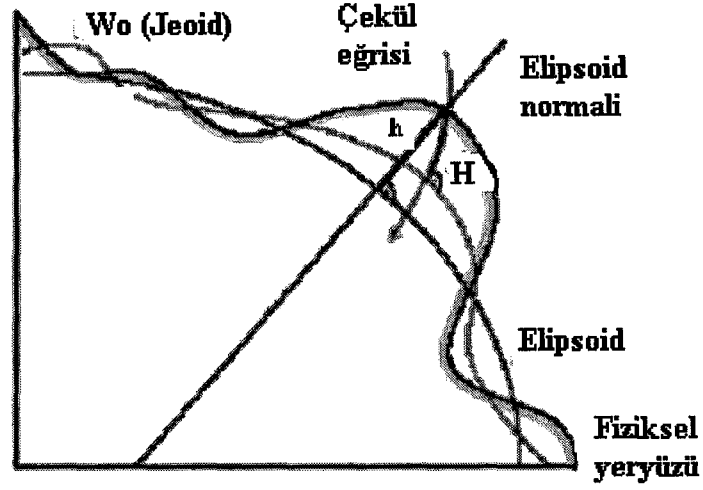
noktadan çekül doğrultusu boyunca jeoid üzerine izdüşüm yapılır. Daha sonra jeoid üzerine izdüşürülen nokta elipsoid yüzeyine indirgenir.



Şekil 2.3 Elipsoidal Yükseklik

Helmert izdüşüm yönteminde ise fiziksel yeryüzündeki nokta, hesap yüzeyi olan dönел elipsoide bu elipsoidin normali boyunca iz düşürülür. Pek çok amaç için Helmert ve Pizetti izdüşümü arasındaki fark dikkate alınmayabilir. Helmert izdüşümünde özellikle elipsoidal koordinatlar ϕ, λ, h ' ın dik koordinatlar x, y, z ' ye doğrudan dönüşüm imkanı gibi pratik üstünlükleri olduğundan bu izdüşüm yöntemi daha yaygın olarak kullanılmaktadır. Pizetti yönteminde indirgeme iki aşamalı olduğundan izdüşüm daha fazla uğraş gerektirir.

Yükseklik belirlemede başlangıç yüzeyi kadar yüksekliğin nasıl gösterileceği de önemlidir. Bu gösterim, başlangıç yüzeyinin fiziksel ve geometrik özelliklerine uygun olmalıdır. Örneğin başlangıç yüzeyi olarak jeoidin kullanılması durumunda yükseklik, fiziksel anlamda jeopotansiyel sayılar ya da onlardan belirli bir oranda sapan dinamik yükseklikler ile; geometrik anlamda, her noktasında yeryuvarının gravite alanı içindeki eşpotansiyel (nivo) yüzeylere dik olan çekül eğrisinin uzunluğu ile gösterilir. Yüksekliğin elipsoide göre geometrik tanımında ise noktadan geçen elipsoid normali kullanılır. Buna göre elipsoidal yükseklik, noktadan elipsoid yüzeyine inilen dikin uzunluğu ile ölçülür (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Elipsoidal (h) ve Ortometrik (H) Yükseklik

Kartezyen koordinatlar jeodezik boylam (λ), jeodezik enlem (φ) ve elipsoidal yüksekliğe (h) dönüştürülebilir. Bu dönüşüm hesabı, bazı referans elipsoidlerine veya sferoide (dönel elipsoid) bağlı olarak yapılır.

Dik koordinat sisteminin başlangıcı elipsoidin merkezi, z dönme eksenini, x eksenini 0° Greenwich boylamına, y eksenini de Greenwich' in doğusundaki 90° boylamına sahip olmak üzere dik koordinatlarla elipsoid koordinatları arasındaki eşitlikler şu şekildedir.

$$X = (R_N + h)\cos\varphi\cos\lambda \quad (2.11)$$

$$Y = (R_N + h)\cos\varphi\sin\lambda \quad (2.12)$$

$$Z = ((b/a)R_N + h)\sin\varphi \quad (2.13)$$

Buradaki (R_N) değeri,

$$R_N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (2.14)$$

eşitliğinden hesaplanır.

Burada,

φ : Jeodezik enlem

λ : Jeodezik boylam

- h : Elipsoidal yükseklik
 R_N : Eğrilik yarıçapı
 e_1 : Birinci eksentrisite
 e_2 : İkinci eksentrisite
a : Büyük yarı eksen
b : Küçük yarı eksen
 α : Elipsoidin basıklığı

dır. Jeodezik konum belirlemedeki zorluk yukarıdaki eşitliklerde verilen değerlerden hiçbirinin doğrudan gözlemlerle elde edilememesidir. Bu değerler kurumsal ve fiziksel yeryüzünde mevcut olmadığından bu sistemde ölçü yapabilmek imkansızdır.

2.5 Ortometrik Yükseklik

Fiziksel yeryüzündeki bir noktanın ortometrik yüksekliği, noktadan geçen çekül eğrisi boyunca jeoide olan normalin uzunluğudur (Şekil 2.5). Ortometrik yükseklik kavramı geometrik bir ifadeden daha çok fiziksel anlam taşır. Çünkü ortometrik yükseklik noktanın üzerinde bulunduğu coğrafi enleme yani gravite değerine bağlıdır. Aynı nivo yüzeyi üzerindeki farklı iki noktanın ortometrik yükseklikleri farklıdır. Ortometrik yükseklikler, nivelman yüksekliklerine dinamik yüksekliklerden daha çok yaklaşırlar. Çünkü ortometrik yükseklikleri farklıdır. Ortometrik yükseklikler, nivelman yüksekliklerine dinamik yüksekliklerden daha çok yaklaşırlar, ortometrik düzeltmeler genellikle daha küçüktürler. Ortometrik yüksekliği bulmak için, o noktanın jeopotansiyel sayısından faydalanılır.

$$C = W_0 - W_p = \int_0^p g dh \quad (2.15)$$

$$C = \bar{g}H \quad (2.16)$$

yazılabilir.

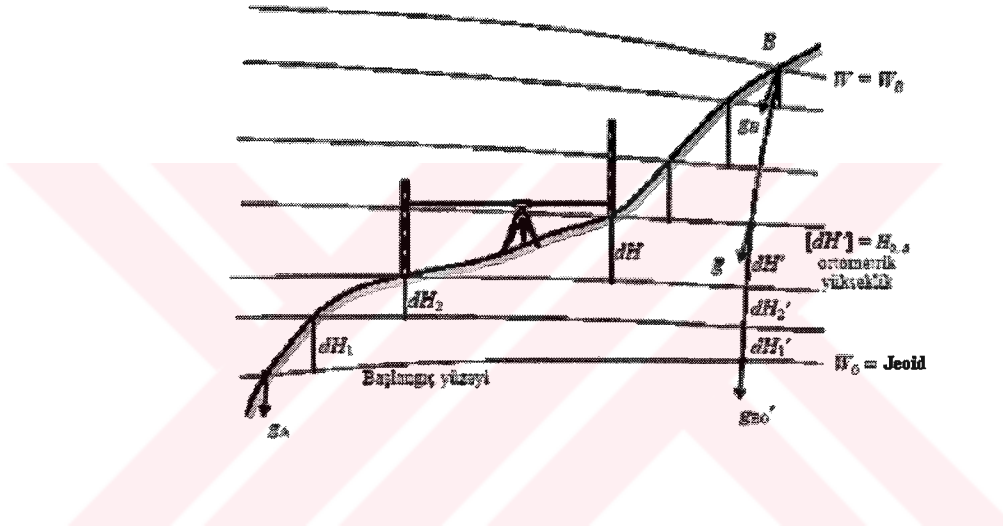
Burada,

\bar{g} : Ortalama gravite değeri

dir. İntegrasyondaki sıfırın anlamı ise referans yüzeyinde ortometrik yüksekliğin sıfır olması demektir. Ortometrik yükseklik H^* ,

$$H^* = \frac{c}{g} \quad (2.17)$$

bağıntısı yardımıyla hesaplanabilir (Torge 1980, Vanicek ve Krakiwsky 1982).



Şekil 2.5 Geometrik Nivelman Ölçümü ve Ortometrik Yükseklik

Ortometrik yüksekliklerin jeopotansiyel kotlar ya da nivelman sonuçlarına getirilecek dinamik düzeltme yardımıyla hesabı, çekül eğrilerinin yeryüzü ile jeoid arasında ağırlık değerlerinin bilinmesini zorunlu kılmaktadır. Kütle içinde ağırlık ölçmek imkansız olduğundan ortalama ağırlık değerleri ölçüleri belirlenemez. Bunun sonucu olarak gerçek ortometrik yükseklikler hesaplanamaz. Sadece çekül eğrileri boyunca ağırlık değerlerinin dağılımına ilişkin bir varsayım ile ortometrik yüksekliklerin yaklaşık değerleri elde edilebilir.

İki nokta arasındaki ortometrik yükseklik farkı,

$$\Delta H_{ij}^* = H_j^* - H_i^* = \frac{\Delta C_{ij}}{g} \quad (2.18)$$

ile elde edilmiş olacaktır.

- ΔH_{ij}^* : Ortometrik yükseklik farkı
 H_j^* : j noktasındaki ortometrik yükseklik
 H_i^* : i noktasındaki ortometrik yükseklik
 ΔC_{ij} : Jeopotansiyel fark
g : Gravite değeri

Ortometrik yükseklikler fiziksel yeryüzü ile jeoid arasındaki çekül eğrileri boyunca ağırlık değerlerinin dağılımına ilişkin olarak bir varsayımdan hareketle elde edildiklerinden, gerçek değerlerden az ya da çok sapan değerlerdir. Aynı bir nivo yüzeyi üzerindeki farklı iki noktanın ortometrik yükseklikleri farklıdır ve ortometrik yükseklikler nivelman yüksekliklerine dinamik yüksekliğe nazaran daha fazla yaklaşır. Bunun nedeni ortometrik düzeltmelerin sonuca daha az etki etmesidir.

2.5.1 Atmosferik düzeltme (Isı düzeltmesi C_t)

Fiziksel yeryüzü üzerinde bulunan A ve B gibi iki nokta arasında geometrik nivelman sırasında farklı atmosferik şartlardan dolayı atmosferik düzeltme (ısı düzeltmesi) getirilir. Nivelmanda kullanılan miraların ısıyla değişim katsayıları ve her bir mira için özel bir ısıdaki ortalama mira metresinin kalibre edilmiş uzunluğu üretici firma tarafından verilmektedir. Mira ısı düzeltmesi nivelman hattının ölçümünde gözlem ısılarının ortalamaları kullanılarak nivelman noktaları arasında ölçülen gidiş ve dönüş yükseklik farkına ayrı ayrı uygulanır. Atmosferik düzeltme değeri aşağıdaki bağıntıyla hesaplanarak nivelman hattı için gözlenmiş yükseklik farkına cebrik olarak eklenir.

$$C_t = (t_m - t_s) \Delta h x C_e \quad (2.19)$$

Burada,

C_t : Mira ısı düzeltmesi

t_m : İnvaz şeridinin ölçülen ortalama ısı (arazide ölçülen)

t_s : İnvaz şeridinin ayar ısı (standardizasyon)

Δh : Nivelman noktaları arasında ölçülen yükseklik farkı

C_e : Miranın her ısı derecesindeki değişimin ortalama ısı genişleme katsayısı
(invaz uzama katsayısı, $m/^\circ C$)

Δh , t_m ve t_s 'nin birimleri C_e ile uyumlu C_t 'nin birimi ise Δh ' ın birimi ile aynı olmalıdır. $t_m > t_s$ ise yükseklik farkının miktarı düzeltme getirince büyür, aksi halde küçülür.

2.5.2 Ortometrik düzeltme (δ_o)

Yeryüzü üzerinde alınan A ve B gibi iki nokta arasındaki (Şekil2.6) nivelmandan bulunan yükseklik farklarının toplamı, H_A ve H_B ortometrik yükseklik farkına eşit değildir. Çünkü nivelmandan bulunan ∂n değeri, nivo yüzeylerinin paralel olmaması nedeniyle ∂H_B miktarlarından farklıdır. W potansiyelindeki artma miktarı ∂w ile gösterilirse,

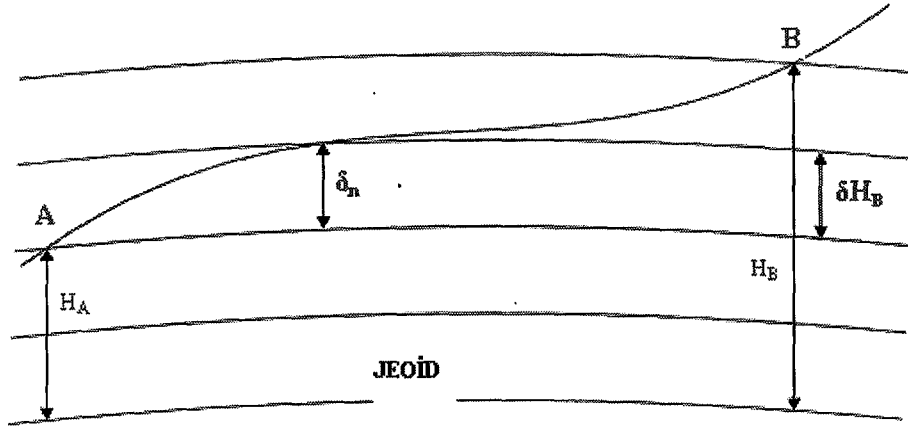
$$\partial w = g \partial n = g' \partial H_B \quad (2.20)$$

$$\partial H_B = \frac{g}{g'} \partial n \neq \partial n \quad (2.21)$$

olur. Burada,

g : Ölçü noktasındaki gravite

g' : B'den geçen çekül eğrisi üzerinde ∂H_B 'deki gravite



Şekil 2.6 Ortometrik Düzeltme

Nivelman gravite ölçüleriyle donatılırsa, potansiyel fark olarak adlandırılan fiziksel büyüklük bulunabilir. A ve B noktaları arasındaki potansiyel fark,

$$W_B - W_A = - \sum g \partial n \quad (2.22)$$

eşitliğinden hesaplanır. Bağlantıda,

W_A : A noktasından geçen nivo yüzeyinin potansiyeli

W_B : B noktasından geçen nivo yüzeyinin potansiyeli

dir.

Potansiyel farkları yüksekliğin temelini oluştururlar. Pratikte uygulanmasına rağmen gravite değerleri kullanılmadan bulunan yükseklik farkı,

$$\Delta n_{AB} = \sum_B^A \partial n = \int_B^A dn \quad (2.23)$$

ile hesaplanır.

Bağıntı doğruluk bakımından şüpheli ve çelişkili sonuçlar verecek bir eşitliktir.

Bu yüzden iki nokta arasındaki yükseklik farkını hesaplamak için belirlenen geometrik yükseklik farklarına nivelman boyunun her iki ucu arasındaki yerçekimi ivmesi değişimlerini göz önünde bulunduran küçük bir düzeltme yapılmalıdır. Yaklaşık normal ortometrik düzeltme,

$$\delta_o = \Delta h - h (d \varphi'') \cdot (0.0053 \sin 2 \varphi) \cdot \sin 1'' \quad (2.24)$$

ile hesaplanır (Courtaney 1980).

Burada,

δ_o : Normal ortometrik yükseklik farkı

Δh : Nivelman ile elde edilmiş yükseklik farkı

h : Deniz yüzeyinden olan ortalama yükseklik ($h = (h_A + h_B)/2$)

$d \varphi''$: Saniye cinsinden enlem farkı ($d \varphi'' = \varphi_B - \varphi_A$)

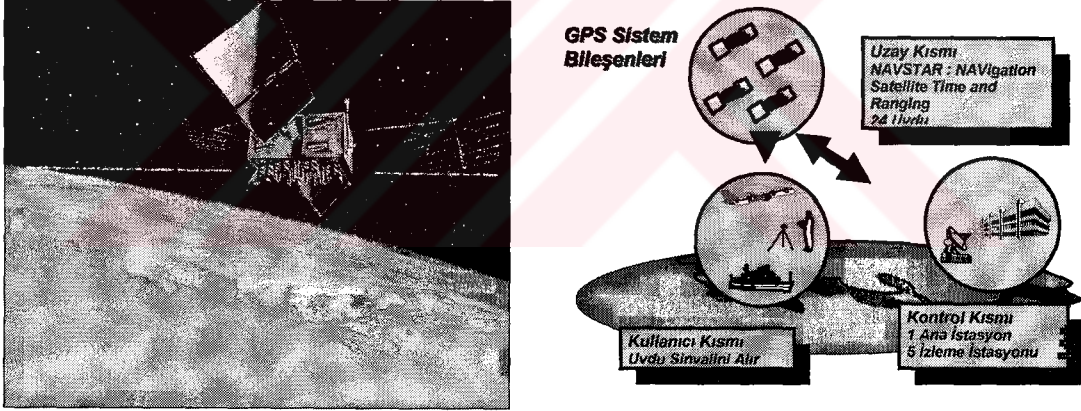
φ : Ortalama enlem ($\varphi = (\varphi_A + \varphi_B)/2$)

dir.

Geometrik nivelmanda yapılan bu düzeltmeye ortometrik düzeltme adı verilir. Deniz seviyesinden oldukça yüksek olan bölgelerde kuzey-güney doğrultusunda bu düzeltmeler hissedilir derecede büyük değerler alır.

3. GLOBAL KONUM BELİRLEME SİSTEMİ

Günümüzde jeodezik ve jeodinamik uygulama alanlarında yoğun olarak kullanılan bir uydu jeodezisi tekniğidir. Başka bir anlamda GPS (Şekil 3.1) de görüldüğü üzere; herhangi bir kullanıcının, uydu sinyallerinden yararlanarak, herhangi bir yerde ve anda, her türlü hava koşulunda, ortak bir koordinat sisteminde, konum (enlem, boylam, yükseklik), hız ve zaman bilgilerini elde etmesine olanak veren uzay teknolojisine dayalı bir radyo seyrüsefer sistemidir. GPS, 1974 yılında Amerika Birleşik Devletleri savunma dairesi tarafından kurulan bir uydu bazlı navigasyon sistemidir. Sistem 28 Haziran 1983 tarihinden itibaren sivil kullanıcıların kullanımına açılmıştır. Bu sistem dünyanın her yerinde her an ve her türlü hava koşulunda yüksek doğrulukla konum hız ve zaman belirlemeyi mümkün kılar. GPS sistemi üç bölümden meydana gelmektedir. Bunlar ; uzay bölümünü oluşturan uydular, bu uyduları devamlı olarak izleyen bir kontrol bölümü ve kullanıcılar bölümüdür.

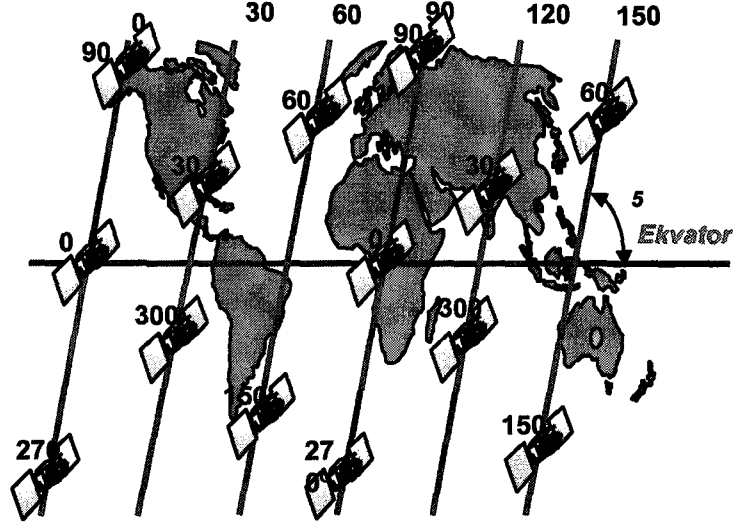


Şekil 3.1 GPS Uydusu ve GPS'in Bölümleri

3.1 Uzay Bölümü

GPS uyduları uzay bölümünü oluşturmaktadır. ABD Hava Kuvvetleri 17 Temmuz 1997'de bildirdikleri üzere, uzay bölümü, ekvatorla 55 derece eğim yapan 6 yörünge üzerine yerleştirilmiş (Şekil 3.2), 12 saatte 1 devir yapan ve yükseklikleri 20200 km olan 24 aktif ve 3 yedek uydudan oluşmaktadır. Oluşturulan uydu

dağılımı ile dünyanın herhangi bir yerinde, her an en az 4 uydu görmek mümkündür.



Şekil 3.2 GPS Uydularının Yörüngeleri

GPS'in uzay kısmını oluşturan uydular, gelişen teknolojik hususlar ve kullanıcı beklentileri çerçevesinde günümüze kadar BLOK I (test-doğrulama), BLOK II / IIA (geliştirme), BLOK IIR (yenileme) ve BLOK IIF (süreklilik) anlamında ifade edilen dört kategoride geliştirilip uygulamaya sokulmuştur

Günümüzde BLOK I uyduları çalışmamakta, BLOK II, IIA ve IIR uyduları halen operasyonel olarak hizmet vermektedir. BLOK IIF uydularının ilki ise MART 2003 tarihinde yörüngeye konmuştur.

Çizelge 3.1 Uyduların Özellikleri

Blok No	Otomatik Navigasyon Özelliği	Veri-Saat Süresi/ Efemeris Saklama	Manevra Kontrol Yeteneği	Otomatik Olarak Ç.Süresi	Otomatik Çalışma Süresi Sonu Kullanıcı Konum Duyarlılığı (3B)
II	Yoktur	14 gün	Yer Merkezi	14 gün	161.1 m
IIA	Yoktur	180 gün	Uydu Üzerinden	180 gün	< 10 m
IIR	Vardır	180 gün	Uydu Üzerinden	180 gün	7.4 m

Uyduların sivil ve askeri uygulama alanları aşağıda verilmektedir,

- **Sivil Uygulama Alanı Gelişmeleri**
 - IIF uydularına L2 frekansına C/A kodunun ilavesi
 - IIF uydularına daha kuvvetli bütüncül kontrol sinyallarının ilavesi
 - SA etkisinin ABD Hükümetince MAYIS 2000 tarihinden itibaren kaldırılması
 - Üçüncü sivil sinyalin 1176.45 MHz'de hizmete sokulması
- **Askeri Uygulama Alanı Gelişmeleri**
 - Yeni bir M Kodu altında sinyal geliştirilmesi
 - Sinyal karıştırmaya ve gizli kullanımı önleme sistemlerinin ilavesi (özellikle alıcı ve sinyal yapısındaki iyileştirmelerdir)

3.2 Kontrol Bölümü

GPS uydularını izlemek ve kontrol etmek, uydu yörünge zamanlarını kestirmek ve düzenli olarak her uydu için navigasyon mesajını yenilemek amacıyla dünyanın çeşitli yerlerinde kurulmuş olan yer istasyonlarından oluşur. Kontrol bölümü bünyesinde, ana kontrol istasyonu, uydu izleme ve yer antenleri olmak üzere 5 istasyon bulunur. Beş istasyonun tamamı izleme istasyonudur (Şekil 3.3). Bunlar,

- **Colorado Springs** (USA-Ana kontrol noktası)
- **Diego Garcia** (Hint Okyanusu-Monitör istasyonu-Yükleme istasyonu)
- **Ascension Island** (Güney Atlantik-Monitör istasyonu-Yükleme istasyonu)
- **Kwajalein** (Pasifik Marshall adaları-Monitör istasyonu-Yükleme istasyonu)
- **Hawaii** (Monitör istasyonu)

dir.

3.2.1 İzleme istasyonları

GPS uydularını sürekli izlemek üzere; Doğu Avustralya, Doğu Afrika, Batı Afrika, Hawaii ve Falcon Air Force İstasyonları (ABD)' da kurulan uyduları sürekli izleyerek yörüngelerini hesaplayan beş yer istasyonudur. Her 1.5 saniye

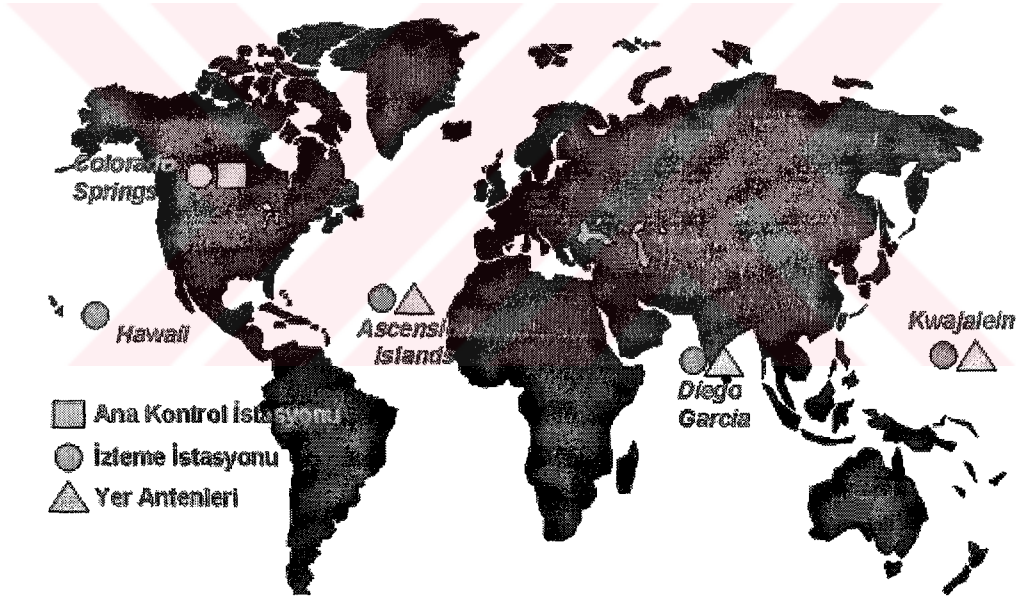
aralıklarla yaptıkları pseudorange ölçülerini iyonosferik ve meteorolojik verilerle bir araya getirir ve hepsini ana kontrol istasyonuna gönderir.

3.2.2 Ana kontrol istasyonu

İzleme istasyonlarından gelen verileri toplar. Uyduların yörüngelerini ve uydulardaki saatlerini düzeltmelerini hesaplayarak bunları yer antenleri vasıtasıyla uydulara yükler.

3.2.3 Yer antenleri

GPS uydularından gelen bilgileri toplayan master istasyonundan gelen bilgileri her sekiz saatte bir uydulara yükleyen ve üç antenden oluşan S-Bant tesisleridir.



Şekil 3.3 Kontrol Bölümü

3.3 Kullanıcı Bölümü

GPS alıcılarına sahip tüm askeri ve sivil kullanıcıları kapsar. Alıcılar, anten aracılığı ile alınan bilgileri depolayan kayıt birimi, gerçek zamanda alıcının konumunu veren yazılım ve mikroişlemciden oluşur. Çift frekanslı alıcılar L_1 ve

L_2 taşıyıcı dalgalarını ölçerken, tek frekanslı alıcılar sadece L_1 i ölçerler. Alıcılar L_1 , L_2 taşıyıcı dalgaları, L_1 ve L_2 taşıyıcı dalgaları üzerine modüle edilmiş P kod, sadece L_1 taşıyıcı dalga üzerine modüle edilmiş C/A kod gibi dört değişik sinyali alma kabiliyetine bağlı olarak sınıflandırılır. C/A kod ile 30-100 m konum duyarlığı sağlanırken, P kod ile daha hassas konum belirlenir. ABD Savunma Bakanlığı güvenlik amacıyla P kodu şifrelemekte ve yalnız askeri kullanıcılara kullanım imkanı vermektedir.

3.4 Sinyal Yapısı

GPS sinyalleri, L_1 ve L_2 olarak isimlendirilen iki farklı frekans üzerinden yayın yapmaktadır. Bu frekanslar 10.23 MHz standart uydu frekansının katları olarak aşağıdaki eşitliklerle hesaplanır,

$$L_1=154*10,23 \text{ MHz}=1575,42 \text{ MHz} \sim 24\text{cm dalga boylu} \quad (3.1)$$

$$L_2=120*10,23 \text{ MHz}=1227,60 \text{ MHz} \sim 19\text{cm dalga boylu} \quad (3.2)$$

Sinyallere yönelik bilgiler Çizelge 3.2’de ve (Şekil 3.4) verilmektedir

(Kınık 1999).

Burada L_1 ve L_2 frekanslarının dalga boyları;

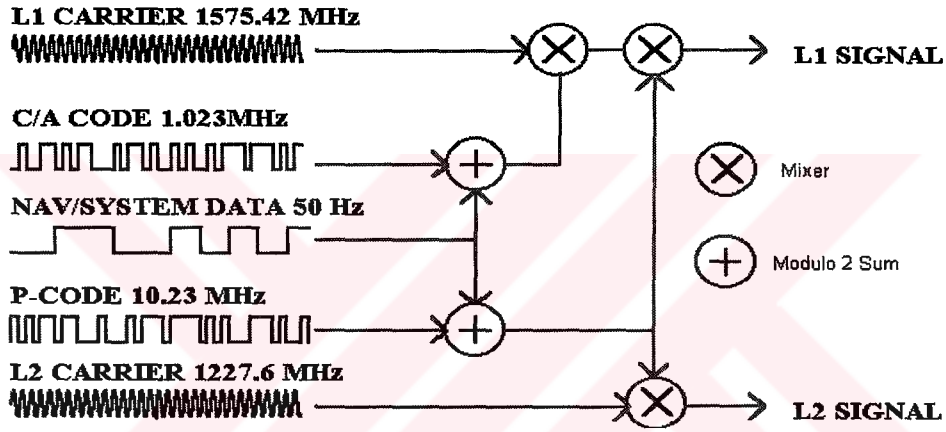
$$\lambda_{L1} = \frac{c}{fL1} = \frac{29979245800 \text{ cm / sn}}{1575.42 \times 10^6 \frac{1}{\text{sn}}} \cong 19.04 \text{ cm} \quad (3.3)$$

$$\lambda_{L2} = \frac{c}{fL2} = \frac{29979245800 \text{ cm / sn}}{1227.60 \times 10^6 \frac{1}{\text{sn}}} \cong 24.45 \text{ cm}$$

hesaplanmaktadır.

Çizelge 3.2 GPS Sinyallerinin Özellikleri (f_0 = temel frekans)

SİNYAL	YAPISI	FREKANS	DALGA BOYU	YAK. HATA
L ₁ taşıyıcısı	154 f_0	1575,42 MHz	19 cm	1,9mm
L ₂ taşıyıcısı	120 f_0	1227,60 MHz	24 cm	2,4 mm
P-Kodu	f_0	10,23 MHz	30 m	0,3 m
C/A kodu	$f_0/10$	1,023 MHz	300 m	3 m
Navigasyon Mesajı	$f_0/204600$	50 Hz		



Şekil 3.4 GPS Uydu Sinyalleri

GPS uydularının sürekli olarak gönderdiği bilgiler, alınan sinyaller üzerine modüle edilmiş data bit'leri şeklinde kullanıcıya ulaşmaktadır. GPS kontrol bölümü tarafından hesaplanan ve kontrol edilen bu bilgiler genel olarak aşağıdaki konuları kapsamaktadır (Kahveci 1993).

- Uydunun kullanılabilirlik durumu
- C/A-kod'dan P-kod'a geçiş için zaman sekronizasyon bilgisi
- Uydu yörünge parametreleri
- Uydu saat düzeltmesi parametreleri
- Uydu zamanı bilgileri
- Uydulara ait yaklaşık efemeris ve durum bilgilerinin bulunduğu almanak Bilgisi

Navigasyon mesajı her GPS uydusu tarafından yayınlanmaktadır. Navigasyon mesajının tamamı beş bölümden oluşur. Bunlar,

- Saat düzeltmeleri (Δt_s)
- Efemeris bilgisi (X_s, Y_s, Z_s, t_s)
- Efemeris bilgisi (devamı)
- İyonosfer ve UTC gibi özel mesajlar
- Uyduların hepsi için almanak bilgisi

dir. Her bir alt bölüm 6 saniyede (50 bits/frame) aktarılmakta olup mesajın tamamlanması 30 saniye sürmektedir (Leick 1990).

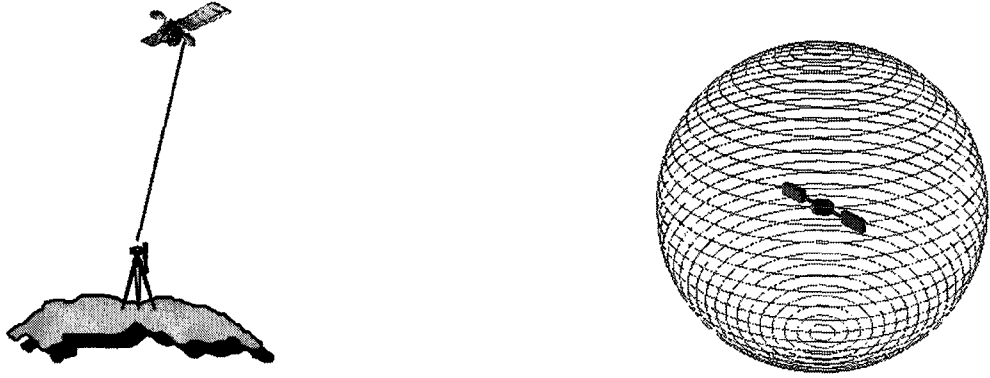
Uyduların her biri 14 günlük navigasyon datasını hafızasında bulundurabilmekle beraber bu data 4 saatlik bir süre için geçerlidir. Daha güncel saat ve efemeris bilgisinin kullanıcıya ulaştırılması için her saat güncellenmektedir (Nieuwejaar 1988).

3.5 GPS Ölçü Prensipleri ve Konum Belirleme Teknikleri

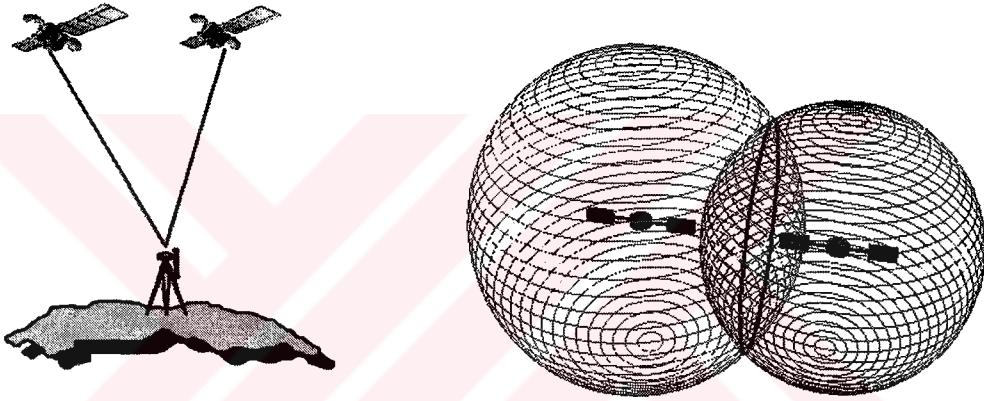
En temel anlamda GPS ölçü prensibi, uzay geriden kestirme ile açıklanabilir. Uydudan alınan sinyal ile yukarıda açıklanan metotlarla uydu alıcı mesafesi hesaplanmaktadır. Bu hesaplanan mesafe yarıçap kabul edilirse, alıcının konumu, söz konusu yarıçapa sahip kürenin her hangi bir yerindedir denilir (Şekil 3.5).

Eğer iki uydudan alınan sinyaller değerlendirilirse, alıcının konumu iki kürenin kesim yerinde yani bir daire üzerindedir denilir (Şekil 3.6).

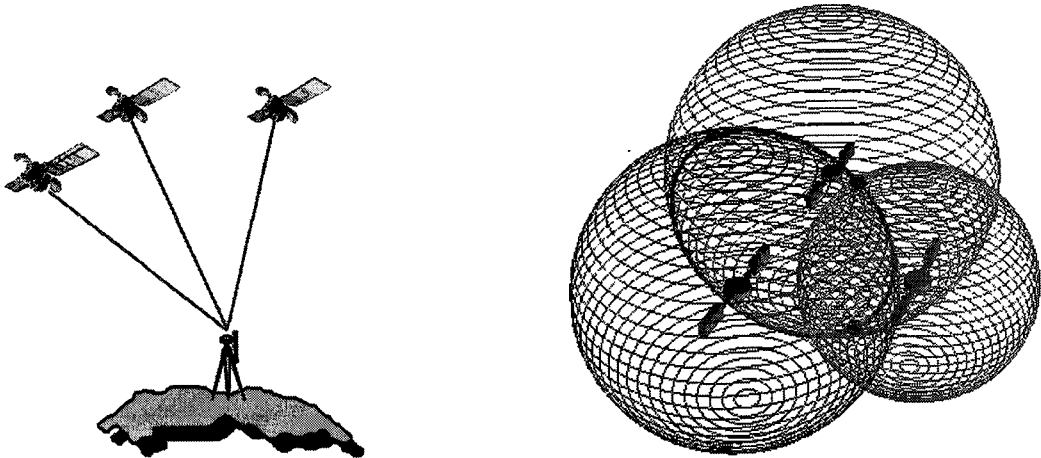
Üç uydudan alınan sinyaller, her bir uydu bir kürenin merkezi olmak üzere üç tane küre oluşur ki, alıcının konumu bu üç kürenin kesim yerindedir. Bu da bir nokta ile temsil edilir (Şekil 3.7). Bu yüzden, enlem, boylam ve yükseklik için üç uydu yeterlidir. Ne var ki, denklemlere bilinmeyen olarak eklenen alıcı saat hataları nedeni ile en az 4 uydu ile denklemler oluşturulur.



Şekil 3.5 Alıcı R1 Yarıçaplı Küre Üzerinde, Herhangi Bir Yerde



Şekil 3.6 Alıcı İki Kürenin Kesim Yeri Olan Dairenin Üzerinde, Herhangi Bir Yerde



Şekil 3.7 Üç Küre Bir Noktada Kesişir. Alıcı Üç Kürenin Kesim Yerinde

3.5.1 Konum belirleme teknikleri

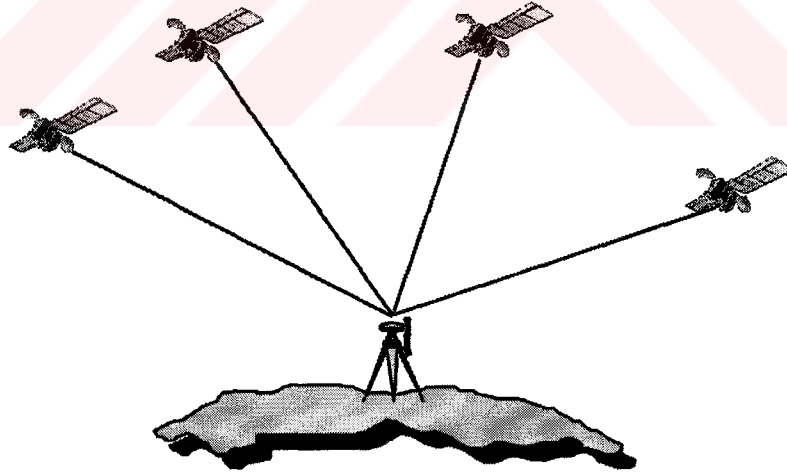
GPS ile konum belirlemede iki temel teknik vardır. Bunlar,

- Nokta konumlama
- Göreli konumlama

dır.

3.5.1.1 Nokta konumlama

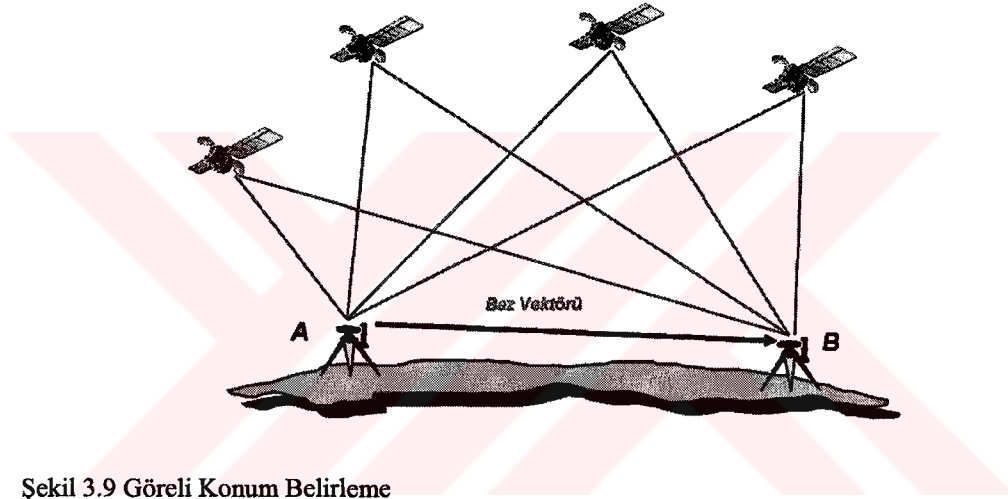
Bir alıcı ile en az 4 uydu gözlemi yapılarak enlem, boylam, yükseklik ve zaman çözümü yapılır (Şekil 3.8). Temel olarak bir uzay geriden kestirme problemi ile aynıdır. Uydu alıcı mesafeleri ile bilinen uydu koordinatları yardımıyla geriden kestirme ile alıcı anteni faz merkezi koordinatları hesaplanır. tek başına konumlama yaparken doğruluğu yaklaşık 10-30 m' dir. Alıcı tek başına konumlama yaparken doğruluğu seçimli doğruluk erişimi (S/A) etkileri nedeniyle yaklaşık 10-100 m'dir. Doğruluğu etkileyen bu özellik Mayıs 2000 itibariyle kaldırılmıştır.



Şekil 3.8 Nokta Konumlama

3.5.1.2 Görelî konumlama

Görelî konum belirleme yönteminde, koordinatları bilinen bir noktaya göre, diğêr nokta yada noktaların koordinatlarının hesaplanması yöntemidir (Şekil 3.9). Bu yöntemde iki nokta arasındaki baz vektörü belirlenmektedir. Sabit bir A noktasının koordinatları biliniyorsa ve eş zamanlı gözlem yapılmışsa, uydu ve alıcıdaki ortak saat hataları elemine edilir ve atmosferik gecikme etkileri azaltılır. A noktasının bilinen koordinatları ile B noktasının koordinat farkları (d_x , d_y , d_z) belirlenir. Eğer sadece kod kullanılıyorsa doğruluk 0.5 m - 5 m mertebesindedir.



Şekil 3.9 Görelî Konum Belirleme

3.5.2 Gözlem yöntemleri çeşitleri

Gözlem yöntemleri çeşitlerini sıralarsak,

- Statik yöntemler
 - Klasik statik
 - Pseudo-kinematik
 - Hızlı statik
- Kinematik yöntemler
 - Sürekli kinematik
 - Stop & Go
 - AROF, OTF
- Özel uygulama (DGPS)

şeklindedir.

3.6 GPS Ölçüm Yöntemleri

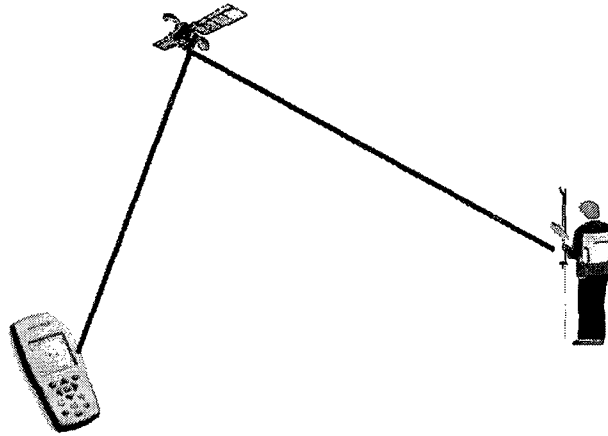
GPS sinyallerinde iki ana büyüklük gözlenmektedir. Bunlar,

- Pseudorange (Tasarı uzunluk)
- Taşıyıcı dalga fazı (Carrier phase) yada taşıyıcı dalga faz farkı (Carrier beat phase)

dır.

3.6.1 Pseudorange ölçü yöntemi

Uydudan yayınlanan sinyalin alıcıya ulaşması ile arada geçen zamanın ışık hızı (c) ile çarpılmasıyla elde edilen uzaklığa **Pseudorange** denir (Şekil 3.10). Sinyallerin iletim zamanı uydular tarafından ve alıcı tarafından üretilen belirleyici sahte rast gele kodlar olan PRN kodlarının korelasyonu ile ölçülür. Alıcıdaki kod izleme devresi maksimum korelasyon oluşuncaya kadar PRN kodunun içteki kopyasını değiştirir. Korelasyon meydana geldiğinde zaman ötelemesi yani zaman farkı belirlenir. Bu zaman farkı ışık hızıyla çarpılarak pseudo uzaklık tespit edilir. Uydu ve alıcı saatinde meydana gelen zaman hataları ve sinyaldeki gecikmeler ölçülen uzaklığın hatalı olmasına neden olacaktır. Pseudo uzaklık ölçümü P veya C/A kodu ile yapılabilir. Troposferik ve iyonosferik yayılım gecikmesi ölçülen pseudo uzaklığı direkt olarak etkileyen büyüklüklerdir.



Şekil 3.10 Pseudorange Ölçü Yöntemi

Bu ölçü yönteminin esası,

$$\text{Mesafe} = \text{Zaman } (\Delta t) \times \text{Hız } (c) \quad (3.4)$$

dir.

Uydu ve alıcı saatlerinin hatasız olduğu ve uydudan alıcıya ulaşan sinyallerde atmosferik gecikme olmayan bir ortamda yayıldığı kabul edilirse uydu ile alıcı arasında sinyalin katettiği zaman farkı doğrudan doğruya Pseudorange (Şekil 3.11) olarak tanımlanır ve (3.5) eşitliği ile ifade edilir.

$$\rho_R^s = c (t_R - t^s) \quad (3.5)$$

Gerçekteyse bu iki kabul sağlanamaz. Bu durumda (3.5) eşitliği,

Pseudo uzaklık ölçümünün genel eşitliği olan

$$c \cdot [(t_R + \Delta t_R) - (t^s + \Delta t^s)] = \rho_R^s + I_R^s + T_R^s \quad (3.6)$$

şekline dönüşür.

Burada,

t^s : Uydu saati zamanı,

t_R : Alıcı saati zamanı,

Δt^s : Si uydu saatinin GPS zamanından olan farkı,

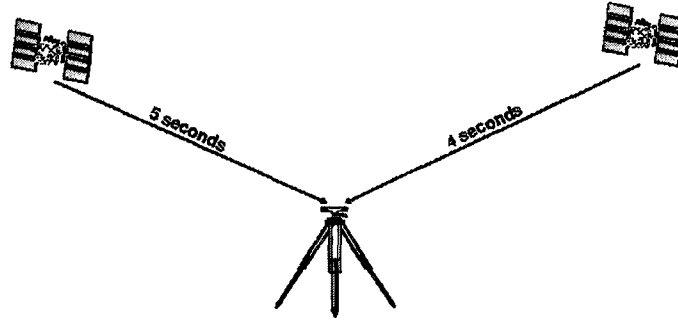
Δt_R : Ri alıcı saatinin GPS zamanından olan farkı,

I_R^s : İyonosfer etki,

T_R^s : Troposfer etki

c : Işık hızı (299792458 m/sn)

ρ_R^s : Uydu ile alıcı arasında Ti anındaki uzaklıktır.



Şekil 3.11 Pseudorange Ölçüsü

Ancak (3.6) eşitliğinde asıl ilgilenilen konu alıcı kurulan noktanın koordinatları olup bunlar ρ_R^S topocentrik uzaklıkla bulunmaktadır. Buna göre ρ_R^S ,

$$\rho_R^S = \|S-R\| \quad (3.7)$$

şeklinde ifade edilir. Burada,

$R=(X_R, Y_R, Z_R)^T$ alıcı koordinatları

$S=(X^S, Y^S, Z^S)^T$ uydu koordinatları olmak üzere,

$$\rho_R^S = \|S-R\| = \sqrt{(X^S - X_R)^2 + (Y^S - Y_R)^2 + (Z^S - Z_R)^2} \quad (3.8)$$

$$c(t_R - t^S) = \|S-R\| + c(\Delta t^S - \Delta t_R) + I_R^S + T_R^S \quad (3.9)$$

yazılır.

hassasiyet istenmeyen anlık konum belirleme uygulamalarında (navigasyon, araç izleme vb.) pseudorange yöntemi kullanılır. (3.10) eşitliğinde uydu yörünge bilgilerinden uydu konumunun belli olduğu kabul edilirse 7 bilinmeyen kalır. Bunlar, uydu ve alıcı saati hataları, alıcı anteni koordinatları (X,Y,Z), iyonosferik etki ve troposferik etkidir. Uydu saatleri sürekli kontrol altında olduğundan ve kontrol bölümü tarafından hesaplanarak düzenli bir şekilde uydu mesajlarına yüklenir. Bu nedenle uydu saat hataları elemine edilmiş olur. Buna karşılık alıcı saatleri için durum farklı olup, bunların anlık hataları belirli değildir. Bu durumda

ölçülen uzunluk, saat hatasını bilinmeyen olarak içerir. İyonosfer ve troposfer hataları bir çok modellemeler ile elemine edilmektedir. Sonuçta (3.7) eşitliğinde geriye dört bilinmeyen kalmaktadır. Dört bilinmeyenli bir denklemin çözümü için dört denklem gereklidir. Bu basit temel kural gereğince eş zamanlı olarak dört uyduya pseudorange gözlemi yapılarak bu bilinmeyenler çözülebilir.

(3.10) bağıntısındaki dört denklemden faydalanarak alıcı saati hatası da koordinatlar ile birlikte hesaplanmaktadır. Bunun en dikkat çeken yanı, alıcılarda atomik saatler yerine kuartz kristal saatlerin kullanımına olanak vermesidir. Zira atomik saatler oldukça pahalı bir teknolojidir. Bu sayede, alıcı fiyatları çok makul miktarlara gelmektedir.

4 Uydudan,

$$\begin{aligned}
 \tilde{R}_1 &= \sqrt{(X_{S1} - X)^2 + (Y_{S1} - Y)^2 + (Z_{S1} - Z)^2} + c[\Delta T_{U1} - \Delta T_A] + c\Delta T_{ION} \\
 \tilde{R}_2 &= \sqrt{(X_{S2} - X)^2 + (Y_{S2} - Y)^2 + (Z_{S2} - Z)^2} + c[\Delta T_{U2} - \Delta T_A] + c\Delta T_{ION} \\
 \tilde{R}_3 &= \sqrt{(X_{S3} - X)^2 + (Y_{S3} - Y)^2 + (Z_{S3} - Z)^2} + c[\Delta T_{U3} - \Delta T_A] + c\Delta T_{ION} \\
 \tilde{R}_4 &= \sqrt{(X_{S4} - X)^2 + (Y_{S4} - Y)^2 + (Z_{S4} - Z)^2} + c[\Delta T_{U4} - \Delta T_A] + c\Delta T_{ION}
 \end{aligned}
 \left. \vphantom{\begin{aligned} \tilde{R}_1 \\ \tilde{R}_2 \\ \tilde{R}_3 \\ \tilde{R}_4 \end{aligned}} \right\} X, Y, Z, c\Delta T_R$$

R : Gerçek uzunluk (3.10)

X, Y, Z : Koordinatlar

$c\Delta T_R$: Alıcı saat hatası

dır.

3.6.2 Taşıyıcı dalga faz farkı ölçü yöntemi

Faz farkı gözlemi genel olarak t^S zamanında uydudan yayınlanan L_1 ya da L_2 sinyalinin taşıyıcı fazı ile t_R zamanında alıcı tarafından üretilen sabit referans sinyalinin fazı arasındaki fark olarak tanımlanmaktadır.

Taşıyıcı dalga fazının dalga boyu P ve C/A kodların her ikisinin dalga boylarından daha kısa olduğu için, taşıyıcı dalga faz farkı ölçüsünün duyarlılığı pseudorange dan daha fazladır. Örneğin L₁ taşıyıcı sinyalinin dalga boyu yaklaşık 20 cm dir.

Hata kaynaklarının etkileri dikkate alınmazsa anlık faz farkı;

$$\Phi_S(t^S) - \Phi_R(t^R) \quad (3.11)$$

olarak ifade edilir. Burada ,

$\Phi_S(t^S)$: t^S zamanında uydudan yayınlanan sinyalin fazını

$\Phi_R(t^R)$: alıcının uydu sinyalini aldığı t_R zamanındaki fazını

ifade etmektedir. (3.11) bağıntısından bu zamanların birbirinden farklı olduğu anlaşılmaktadır. Sinyalin uydudan alıcıya ulaşması için geçen zaman Δt ile gösterilirse uydu ile alıcı arasındaki uzaklık,

$$\rho = c.\Delta t \quad (3.12)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada c, ışığın boşluktaki hızıdır. Taşıyıcı dalga faz farkı için ana gözlem eşitliği,

$$\Phi_R^S(t^R) = \Phi_S(t^S) - \Phi_R(t_R) + n \quad (3.13)$$

ile ifade edilir. Burada,

S : Uydu

R : Alıcı

Φ : Faz

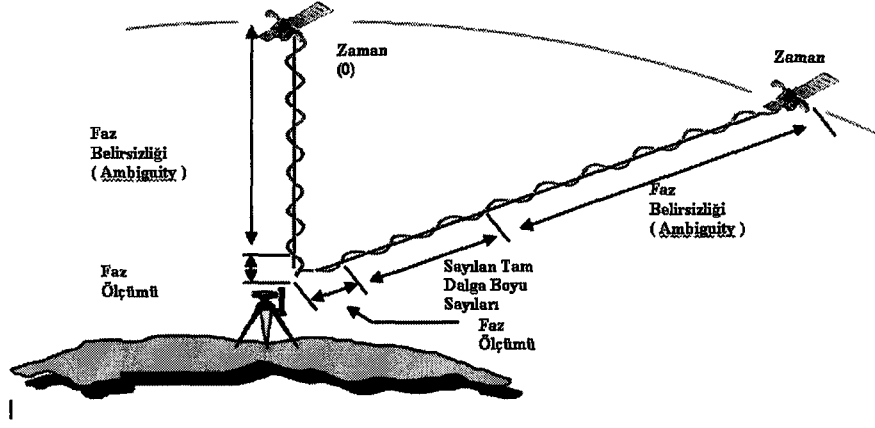
t^S : Uydu saati zamanı

t_R : Alıcı saati zamanı

göstermektedir.

Bir alıcıda ilk ölçünün yapıldığı t₀ epokunda yapılan anlık faz farkı ölçüsü yalnızca taşıyıcı dalganın en son parçasıdır. Uydu-alıcı arasındaki N sayısındaki

tam dalga boyu sayısı belli değildir. Buna Taşıyıcı Dalga Faz Başlangıç Belirsizliği (*ambiguity*) denir (Şekil 3.12).



Şekil 3.12 Taşıyıcı Dalga Faz Başlangıç Belirsizliği

Ölçülen ilk epok için taşıyıcı dalga fazı belirsiz olduğundan bu da (3.11) eşitliğine bilinmeyen olarak girecektir. Bu durumda başlangıç faz belirsizliği N_R^S ile gösterilirse (3.13) eşitliği,

$$\Phi_R^S(t_R) = \Phi^S(t^S) - \Phi_R(t_R) + N_R^S + \text{Noise} \quad (3.14)$$

şeklini almaktadır.

İyonosfer ve troposfer etkileri dikkate alındığında eşitlik ise,

$$\Phi_R^S(t_R) = -\lambda \Phi_R^S(t_R) = \rho_R^S + c(d^S - d_R) + \lambda N_R^S - d_{ion} + d_{trop} \quad (3.15)$$

olur. Burada,

- Φ : Taşıyıcı dalga faz ölçüsü
- Φ :- $\lambda \Phi$, Uzunluk biriminde taşıyıcı dalga faz ölçüsü
- d^S : Uydu saati hatası
- d_R : Alıcı saati hatası
- d_{ion} : İyonosfer etkisinin neden olduğu uzunluk hatası
- d_{trop} : Troposfer etkisinin neden olduğu uzunluk hatası
- N_R^S : Taşıyıcı dalga faz başlangıç bilinmeyeni

3.6.2.1 GPS sinyallerinde fark gözlemleri

Kod ve faz ölçüleri GPS sinyallerindeki temel büyüklüklerdir ve bunlara sıfır farklar (Zero difference) denilir. Bu sıfır farklar, faz ölçülerinin lineer kombinasyonlarının oluşturulmasında kullanılır.

GPS gözlemlerinden oluşturulan bu farklar yardımıyla, alıcı saat hataları, uydu saat hataları, ambiguity gibi başlangıçta bilinmeyenler olarak denklemlere giren unsurlar elemine edilir.

Gözlem fark kombinasyonları,

- Alıcılar arasında
- Uydular arasında
- Ölçü epokları arasında
- L1 ve L2 frekansları arasında

oluşturulabilir.

3.6.2.2 Tekli farklar

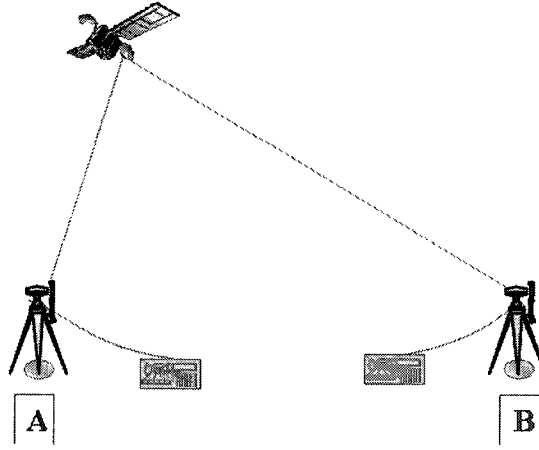
Genel olarak tekli farklar denilince alıcı kurulan noktalar arasında oluşturulan kod yada faz ölçüsü farkları anlaşılır. Tekli fark, iki farklı noktadaki alıcılardan aynı uyduya aynı zaman aralığında yapılmış gözlemler arasındaki fark olarak tanımlanır (Şekil 3.13). Kod ölçüleri ve faz ölçüleri için fark gözlemi,

$$\Delta R_{2 R_1}^S(t_j) = \rho_{R_2}^S(t_j) - \rho_{R_1}^S(t_j) \quad (3.16)$$

$$\Delta \phi_{R_2 R_1}^S(t_j) = \phi_{R_2}^S(t_j) - \phi_{R_1}^S(t_j) \quad (3.17)$$

bağıntıları ile verilir.

Bu yöntemle esas olarak uydu saatlerindeki hatalar elemine edilir. Tekli fark, uydular arasında aynı bir alıcı noktası için oluşturulursa alıcı saati hataları elemine edilmiş olur.

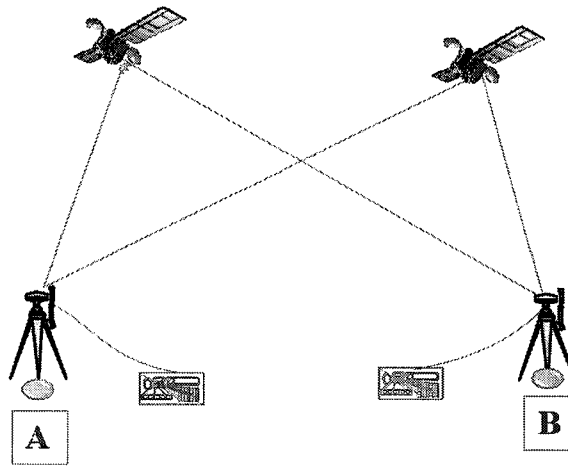


Şekil 3.13 Tekli Fark Gözlemi

3.6.2.3 İkili farklar

Temel olarak ikili farklar, iki tekli farkın farkı olarak tanımlanabilir. Yani, eş zamanda iki farklı uydu için oluşturulan tekli farklar arasındaki farktır (Şekil 3.14).

Bu yöntemle uydu ve alıcı saati hatalarının her ikisi birden elemine edilmektedir. GPS değerlendirme programlarının algoritmaları genellikle bu yöntemle dayanmaktadır. Ayrıca bu yöntemde kısa bazlarda iyonosferik etkilerde giderilmektedir.

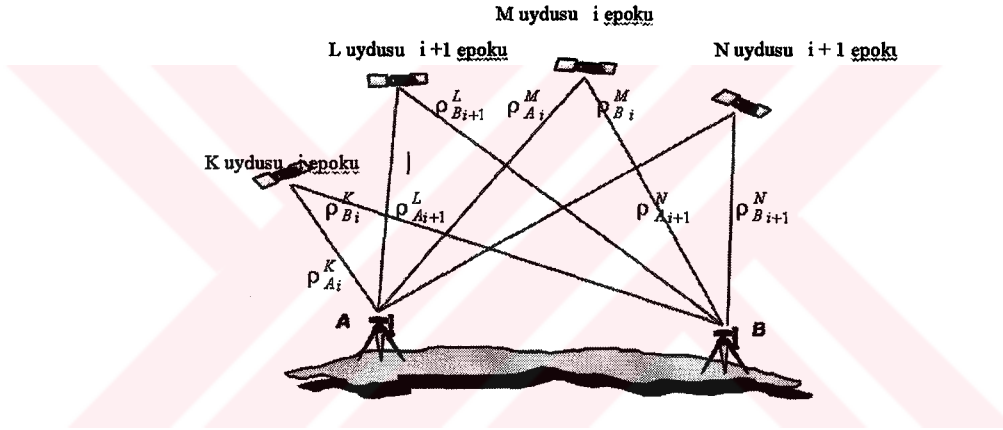


Şekil 3.14 İkili Fark Gözlemi

3.6.2.4 Üçlü farklar

İki farklı epokta oluşturulan iki adet ikili fark gözlemi arasındaki farka üçlü farklar denir. Burada temel amaç başlangıç faz belirsizliğinin çözülebilmesidir (Şekil 3.15).

R sayıda alıcının, T sayıdaki gözlem anında, S sayıdaki uyduya gözlem yaptığı düşünülürse, $R \times S \times T$ sayıda faz ölçüsü olacaktır. Jeodezik amaçlı çalışmalar genellikle faz ölçüleri kullanılarak yapıldığından farklar da faz farkları olarak ele alınır.



Şekil 3.15 Üçlü Fark Gözlemi

3.7 GPS Ölçülerinde Doğruluğu Etkileyen Faktörler

GPS, birçok fiziksel ölçüm aygıtlarında olduğu gibi hata kaynaklarından bağımsız değildir. Uydular ile yer alıcıları arasındaki mesafeyi bir çok hata kaynağı vardır. Genel olarak GPS ölçülerini etkisi altına alan hata kaynakları,

- **Uydulara bağlı hatalar**
 - Yörünge modelleme hataları
 - Uydu saati modelleme hataları

- **Alıcıya bağlı hatalar**
 - Alıcı saati hataları
 - Alıcı gürültüsü
- **Ölçülere bağlı hatalar**
 - İyonosfer etkisi
 - Troposfer etkisi
 - Ambiguity
- **Diğer hatalar**
 - Sinyal yansımaları (Multipath)
 - Anten faz merkezi kayıklığı (Faz merkezi fiziksel bir yer değildir)
 - Faz sıçramaları (Cycle Slips)
 - Rastgele tesadüfi hatalar
 - İstasyon koordinatları

olarak sıralanabilir.

3.7.1 Uydulara bağlı hatalar

3.7.1.1 Yörünge modelleme hataları

Kontrol bölümünden çıkan ve kontrol bölümü gözlemlene istasyonlarına ait dört yer anteni tarafından alınan navigasyon mesajları, geçmişteki takip sonuçlarına dayalı tahmini sonuçlardır. Dolayısıyla, navigasyon mesajlarıyla hesap edilen GPS uydu konumları, gerçek konumlarından daha farklıdır. Konumlar arasındaki bu farka **yörünge hatası** adı verilir. Yörüngesel kayıklıklar GPS'in kontrol bölümü tarafından kontrol edilmektedir ve yaklaşık 15-20 m civarındadır. Değerlendirmelerde yayınlanan yörünge bilgileri yerine, hesaplanan duyarlı yörünge bilgileri kullanılırsa bu miktar 5 m veya daha altına düşebilir (Kartal 1998).

3.7.1.2 Uydu saati modelleme hataları

Bütün GPS uyduları, GPS sinyallerinin oluşumu için atom saatiyle donatılmış olsa da, atom saatinin performansı, tutarsızlığı nedeniyle, GPS frekans standardında bir hataya neden olur. Bu hata, uydu yayınından gönderilen katsayılarla giderilebilir. Bu katsayılar, GPS kontrol bölümü tarafından sürekli izlenerek, en fazla 24 saat içinde, biriken hata miktarı uyduya gönderilir (Spilker 1996).

Uydu saat hatası yayınlanan yörünge bilgileri içerisinde ikinci derece bir polinomun katsayıları şeklinde verilir. Yani,

$$\Delta t^p = a_0 + a_1(t - t_0) + a_2(t - t_0)^2 \quad (3.18)$$

yazılabilir. Burada,

- t_0 : Referans
- t : Ölçünün yapıldığı zaman
- a_0 : Uydu saatinin sabit kayıklığı
- a_1 : Kesirli frekans kayıklığı
- a_2 : Kesikli frekans birikmesi

dir.

3.7.2 Alıcıya bağlı hatalar

3.7.2.1 Alıcı saati hataları

GPS yayılım alanının ölçümü, gönderilen ve alınan GPS sinyalleri arasındaki zaman aralığının ölçülmesidir. Yani, GPS sinyalinin ulaştığı zamanı kesin olarak ölçmek için, alıcının içinde bir saat bulunmalıdır. Uygulamada koordinat bilinmeyenleri ile birlikte çözülebilmesi nedeni ile GPS alıcılarında genellikle uygun fiyatta olan kristal kuartz saatler kullanılır. Bunun yanında alıcı saatleri ile UTC senkronizasyonu yedi milisaniye mertebesinde uyumlu olması beklenir. Ayrıca alıcı saatleri arasındaki senkronizasyonsa üç mikrosaniye seviyesinde

tutularak bu hataların uzunluk biriminden 1 cm'nin altında kalması sağlanmaktadır. Yeterli sayıda GPS uyduları takip edildiğinde, alıcı saat hatası belirlenebilir ve alıcı saati, GPS zamanına senkronize edilebilir. Alıcı saat hataları, farklı yöntemler kullanarak giderilebilir ya da koordinat parametreleriyle birlikte bir bilinmeyen olarak hesaplanabilir.

Düşük doğruluklu çalışmalar için bu saat hataları ihmal edilmekle birlikte uygulamada genellikle koordinat bilinmeyenleri ile birlikte bilinmeyen olarak çözülmektedir (Kahveci 1993).

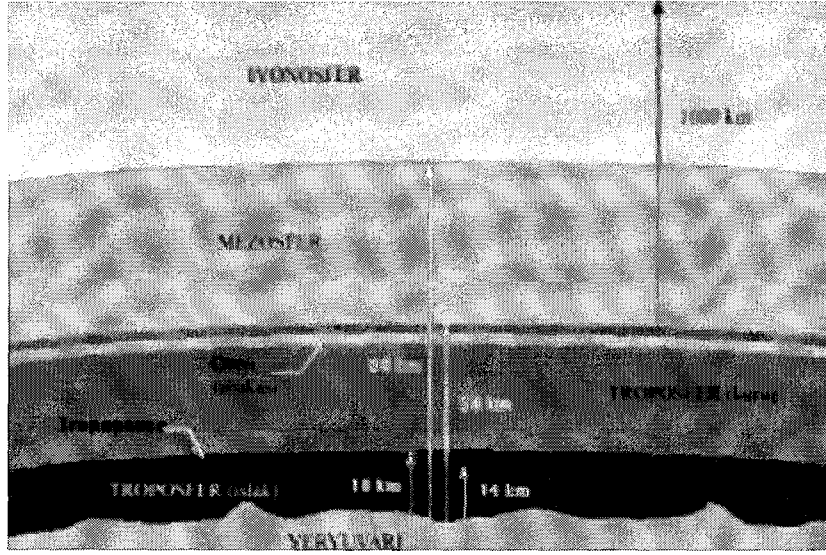
3.7.2.2 Alıcı gürültüsü

Bu hata alıcının içerisindeki sinyal üretiminden veya kullanılan antenin yapısından kaynaklanır. Gürültünün oranı ölçüm anında seçilen bant genişliğine göre değiştiğinden seçilen ölçü yöntemine göre bant genişliği kullanıcı veya alıcı tarafından otomatik olarak değiştirilmelidir (Kartal 1998).

3.7.3 Ölçülere bağlı hatalar

3.7.3.1 İyonosferik gecikme etkisi

Yeryüvarı sisteminin son halkası olan iyonosfer GPS sinyallerini karşılayan ilk atmosfer katmanıdır (Şekil 3.16). İyonosfer, içinde pozitif iyon ve serbest elektron bulunduran saçıcı bir ortamdır. Bir ortamın kırıcılığı, içinden geçen elektromanyetik dalganın frekansına bağlı ise ortamın saçıcı (dispersive) olduğundan söz edilir. Elektron ve iyon gibi yüklü partiküller uydu sinyallerinin yayılımını etkileyerek faz (sinüzoidal dalga) hızını artırır ve modüle edilmiş (grup) dalgaların hızını geciktirir. Özetle, GPS sinyallerinde uydu ve alıcı arasındaki uzunluk, faz gözlemleriyle daha kısa, kod gözlemleriyle daha uzun ölçülür. Matematiksel olarak, ilk sıradaki kırılma oranında bulunan, pseudorange ve taşıyıcı faz ölçümlerindeki iyonosferik gecikme,



Şekil 3.16 Atmosferi Oluşturan Katmanlar

$$\Delta I_i = \frac{40.3TEC}{f_i^2} \quad (3.19)$$

bağıntı ile belirlenir. Burada,

$f_i(i=1, 2)$: L_1 veya L_2 sinyalindeki GPS frekansı

$\Delta I_i (i=1, 2)$: L_1 veya L_2 sinyalindeki iyonosferik gecikme

dir.

Frekans-içi eğilimler hesaba alınmadan, pseudorange ölçümleri hem L_1 hem de L_2 'de bulunduğu zaman, TEC direk olarak bağıntı (3.20) ile belirlenebilir (Klobuchar 1996). Zamana ve uzaydaki yere göre değişen TEC değerleri aşağıdaki değişkenlerin bir fonksiyonudur (Eren ve Uzel 1995).

- Güneş iyon akışı
- Manyetik hareketler
- Güneş lekesi değişim periyodu
- Mevsim
- Günün saati (öğlen daha yüksek ve gece yarısı daha düşük)

- Alıcının yeri ve bakış doğrultusu

Sonuç olarak

$$TEC = f_1^2 f_2^2 (P_1 - P_2) \quad (3.20)$$

Bağıntısı ile ifade edilebilir.

Burada P_i ($i=1, 2$) L_1 ve L_2 'deki pseudorange ölçümleridir. Bu formül tarafından belirlenen TEC noise sahip olsa da, yine de TEC'i ve bu sayede ΔI_i ($i=1, 2$) olan iyonosferik gecikmeyi bulmanın en doğru yolu budur.

İyonosferik etki, GPS ağlarında ölçek faktörü olarak etkilidir. Bu da iyonosferik etkinin göz ardı edildiği hesaplamalarda, bazlar gerçek değerlerinden kısa olduğu anlamına gelir. Küçük ölçekli bazlarda, bu etki 1 ppm'e (1 km'lik bazda 1 mm) karşılık gelmektedir.

3.7.3.2 Troposferik gecikme etkisi

Kuru gaz ve su moleküllerinden oluşan troposfer atmosferin en alt katmanıdır (Şekil 3.16). Troposferik gecikme ile, iyonize olmamış atmosferin, uydu sinyalleri üzerindeki kırılma etkisi anlatılmaktadır. GPS uydu sisteminin yayınladığı sinyaller, alıcıya ulaşmaya kadar birçok ortamdan geçerler. Elektromagnetik dalgalar atmosferden geçerken atmosferin kırılma indisindeki değişimlerden dolayı, elektromagnetik dalga hızında, frekansında ve doğrultusunda değişikliklere neden olurlar. Noktalar arasındaki yükseklik farklarının 100 m'den büyük olması durumunda, özellikle değerlendirme esnasında troposferik etki yükseklik bileşeninde kendini göstermektedir.

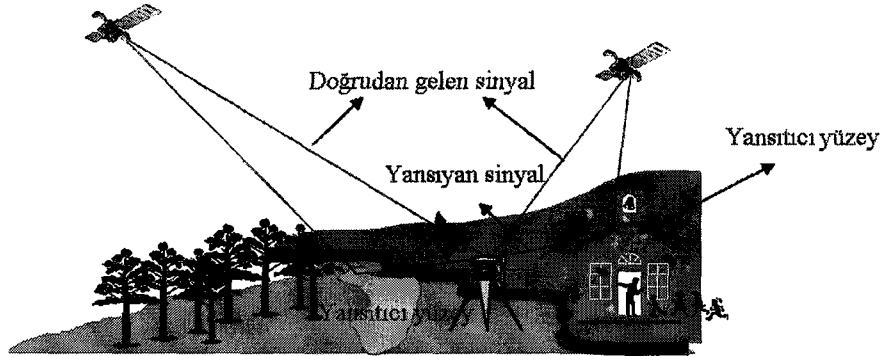
Sonuç olarak, troposferik gecikme, GPS sinyalinin troposfer katmanında kat ettiği yola bağlı olduğu gibi aynı zamanda da uyduların zenit açılarına da bağlıdır. Bu nedenle GPS ile gözlemlerde ve değerlendirmelerde uydu sinyali yükseklik açısı 10° ve yukarısı seçilebilir.

3.7.3.3 Başlangıç faz belirsizliği

Uydular konum belirlemek amacı ile dünyaya sürekli olarak sinyaller gönderirler. Alıcı açıldıktan sonra sürekli faz üretmeye başlar. Alıcı sinyaller, uydudan gelen sinyalin tam devri ile birlikte sayılmaya başlanır ve uydu görüntüden çıkıncaya dek sayılır. Uydu ve alıcı sinyalin birlikte sayılmaya başlanmasından önceki uydu sinyalinin tam devir sayısı bilinmez ve bu integer ambiguity olarak adlandırılır. Eğer çeşitli engellerden dolayı uydu sinyali bloke edilmezse, bir uydu ve alıcı için integer ambiguity sabittir. Taşıyıcı dalga faz datasını ardışık mesafe gözlemleri olarak kullanabilmek için başlangıç faz belirsizliği ambiguity hesaplanmalıdır.

3.8.1 Sinyal yansımaları

Uydudan gelen sinyallerin bir yüzeyden yansyarak iki veya daha fazla yol izleyip, alıcıya ulaşması durumuna **Multipath** yani çoklu yol adı verilir. Yansıma sonucunda sinyalin ulaşma süresinde gecikme veya sinyalin fazında görelî faz değışikliğı oluşur.



Şekil 3.17 Sinyal Yansıması

Sinyal yansımaları, alıcı anteni civarında, yansıtıcı yüzeyler bulunmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 3.17). Uydu sinyalinin, alıcı antenine ulaşmadan önce anten çevresinde bulunan doğal yada yapay nesnelere yansyarak antene

ulaşması ile meydana geldiğinden, çözümünü de bu istikamette aramak gerekir.
Sinyal yansımaları etkisi,

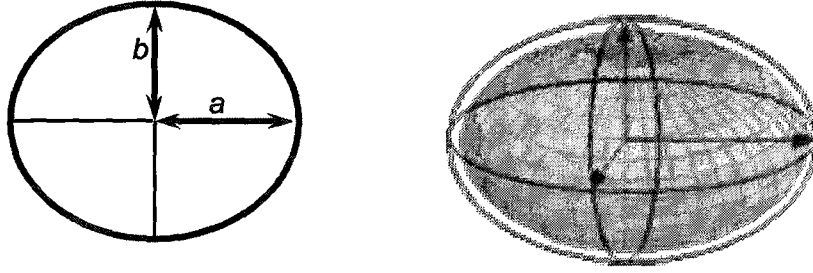
- Yansıyan engellerden kurtulmak için anten yerinin dikkatli seçimi;
- Dikkatle tasarlanmış antenlerin (kapalı halkalı) ya da ground plane'lerin kullanımı;
- GPS alıcılarının, özel sinyal işletim teknikleriyle kullanımı

ile giderilebilir (Langley 1998).



4. ÜÇ BOYUTLU REFERANS SİSTEMLERİ

Dünyanın fiziksel anlamda tam bir şekli belirlenememiştir. Bu şekle çok benzeyen dönel elipsoid jeodezi de referans sistemi olarak kullanılmaktadır. Dönel elipsoid, meridyen elipsinin küçük eksenini etrafında dönmesi ile oluşur. Problem dünyaya en iyi uyan dönel elipsoidin parametrelerinin belirlenmesidir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Meridyen Elipsi ve Dönel Elipsoid

a : Meridyen elipsinin büyük yarı eksenini

b : Meridyen elipsinin küçük yarı eksenini

dir. Dönel elipsoidin basıklığı (α),

$$\alpha = \frac{a - b}{a} \quad (4.1)$$

ile hesaplanır.

Bilim adamlarının yaptığı çalışmalar sonucunda bir çok elipsoid parametreleri (Çizelge 4.1) ortaya konulmuştur (Güllü 1998).

Çizelge 4.1. Uluslararası Elipsoidler

Elipsoid	Yılı	a(m)	b(m)	α
Bessel	1841	6377397.1550	6356078.9632	1/299.152800
Clarke	1880	6378249.1450	6356514.9900	1/293.466000
Hayford	1910	6378388.0000	6356911.9461	1/297.000000
Krassowsky	1940	6378245.0000	6356863.0190	1/298.300000
WGS72	1972	6378175.0000		1/298.260000
GRS80	1980	6378137.0000		1/298.257200
WGS84	1984	6378137.0000		1/298.257224

4.1 Hayford Elipsoidi

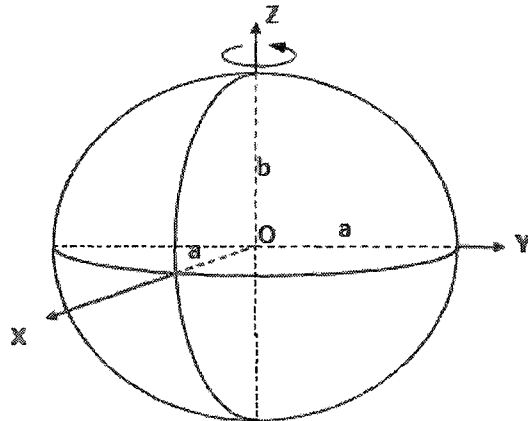
Hayford, bu elipsoidin parametrelerini ABD'de ölçülen 381 enlem, 131 boylam ve 253 azimuttan yararlanılmış ve toplam 765 gözlemi 32 Laplace noktasının başlangıç azimutunun düzeltilmesinde kullanmıştır. Elipsoidin parametrelerini,

$$a = 6378388 \pm 18 \text{ m.}$$

$$\alpha = 1/(297 \pm 0.5)$$

olarak belirlemiştir.

Hayford elipsoidi IUGG tarafından 1924 yılında Madrid'de yapılan toplantısında uluslararası elipsoid olarak kabul edilmiştir (Şekil 4.2). Halen günümüzde de bu elipsoidi kullanan bir çok ülke vardır. Türkiye'de de Hayford elipsoidi kullanılmaktadır (Üstün 1996, Doğan 1996).



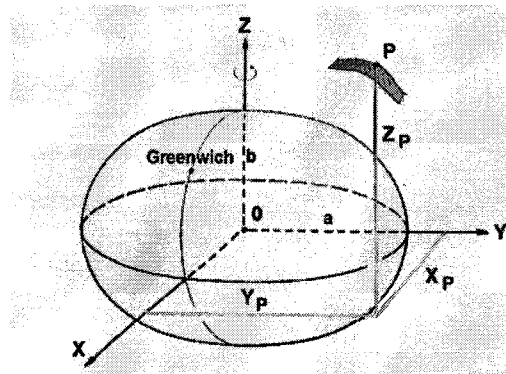
Şekil 4.2 Hayford Elipsoidi

4.2 WGS84 Elipsoidi

WGS84 sistemini WGS72'nin yerini almak üzere geliştirmiştir. Sistemin başlangıcı dünya'nın kütle merkezidir. Uydularının yörünge parametrelerinin tanımlanması için ABD Savunma Bakanlığı tarafından oluşturulmuş bir sistemdir. 1960 yılından bu yana oluşturulmuş olan dünya jeodezik sistemlerinin sonuncusudur. Uydu navigasyon sistemlerinin temelini oluşturan yersel bir referans sistemidir. Z eksenini Uluslararası saat bürosu tarafından 1984.0 epoku için belirlenen konvansiyonel yersel kutup eksenine paraleldir. X eksenini WGS84 referans meridyen düzlemi ve CTP ekvator düzleminin arakesiti, Y eksenini sağ el kuralına uygun olarak X ve Z eksenlerine diktir. WGS84 sisteminin orjin ve eksenleri aynı zamanda WGS84 elipsoidinin de geometrik merkezi ve X, Y, Z eksenleridir.

Bu yeni sistem geometrik, jeodezik ve gravitasyonel nokta bilgilerinin kullanımıyla dünyaya ilişkin modellemeler yapmaya ve yeni teknikler geliştirmeye imkan vermektedir. Bu çalışmalar DMA tarafından yapılmaktadır.

WGS84 koordinat sistemi 25 adet global dağılmış, sürekli Doppler istasyonlarından iletilen verilerin bir araya toplanması ile gerçekleştirilmiştir. Buna göre WGS84 koordinat sistemi, kontrol biriminin yer istasyonlarının üç boyutlu WGS84 koordinatları yardımıyla tanımlanmıştır. GPS kullanıcıları WGS84 koordinat sisteminden ancak kontrol birimince doğruluğu yükseltilmiş yörünge bilgilerini kullanarak yararlanırlar (Şekil 4.3).

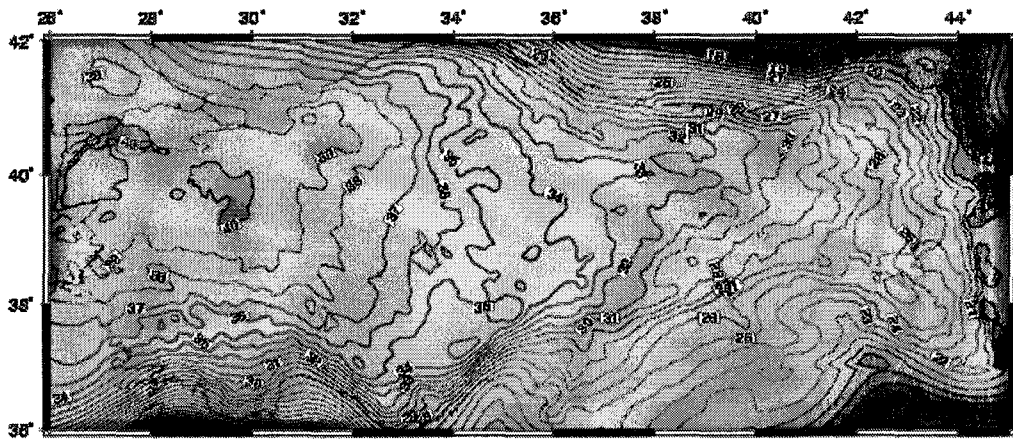


Şekil 4.3 WGS84 Koordinat Sistemi

5. JEÖD YÜKSEKLİĞİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

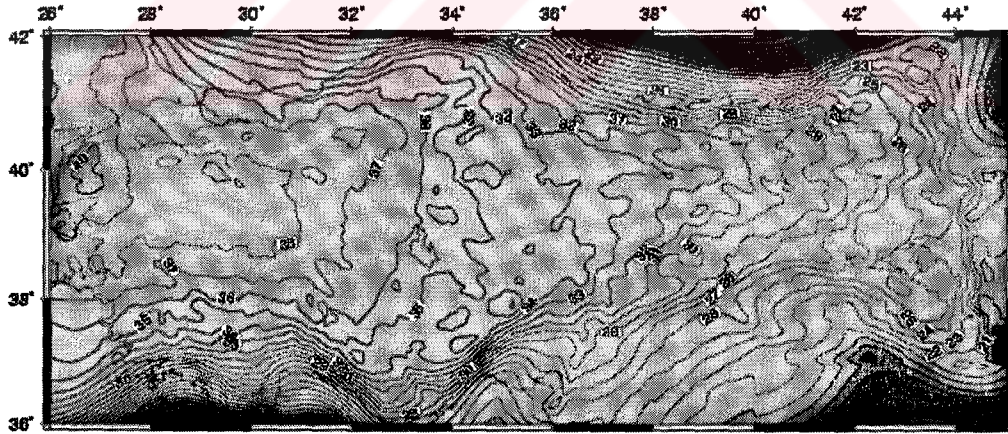
Jeoid yüzeyi, yeryüzünün genelinde ya da bir bölümünde değişik ölçüm teknikleriyle elde edilmiş değerlere sahip, düzenli bir yapıdaki noktalar kümesinden elde edilir. Bu yüzey ele alınış büyüklüğüne göre değişik dalga boyuna sahiptir. Elipsoid ve jeoid yüzeyleri arasındaki uzaklığa, jeoid ondülasyonu veya jeoid yüksekliği denir ve N ile gösterilir. Fiziksel jeodezinin temeli jeoid ve jeoid yüksekliğinin belirlenmesi ilkesine dayanır. Yeryüzünü oluşturan katmanların yoğunluklarının farklı olmasından dolayı jeoid yüksekliği düzensizlikler gösterir.

Türkiye’de jeoid belirleme ile ilgili olarak yapılan çalışmalar 1976 yılında başlamış olup halen sürmektedir. (Ayan 1976, 1978) ve (Gürkan 1978) tarafından yapılan ilk çalışmalarda 98 astronomi noktasındaki çekül sapması bileşenleri kullanılmıştır. Daha sonra özellikle uydu teknolojilerinin de gelişmesiyle (Ayhan vd. 1987) tarafından Güney Batı Anadolu Doppler Jeoidi hesaplanmıştır. Bilgisayar olanaklarının artması, ölçü tür ve sayılarının çoğalması ve hesaplama yöntemlerinin gelişmesi ile 1991 yılında gravite, topoğrafya ve global jeopotansiyel model kullanılarak tüm Türkiye için gravimetrik jeoid (TG-91) en küçük karelerle kolokasyon yöntemi ile hesaplanmıştır (Şekil 5.1) (Ayhan 1992, 1993).



Şekil 5.1 TG-91 Jeoid Modeli

TG-91, Türkiye’de ilk kez çok sık veri kullanılarak hesaplanan ve topoğrafya ve gravitenin kısa ve çok kısa dalga boylu etkilerini de içeren bir jeoid modeli olması nedeniyle önemlidir. Daha sonra, 184 noktada belirli TRANSIT Doppler elipsoid yükseklikleri ve ortometrik yükseklikler ile Türkiye Doppler Jeoidi (TDJ-92) (Ayhan ve Kılıçoğlu, 1993) ve 200 noktada çekül sapması bileşenleri ile ve astrogravimetrik nivelman yöntemi ile Türkiye Astrojeodezik Jeoidi (TAG-94) hesaplanmıştır (Ayhan ve Alp, 1994). TUTGA’nın oluşturulmasıyla birlikte tutarlı ve homojen elipsoid yükseklik belirleme olanağı doğmuştur. Seçilen 197 TUTGA noktasının Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA)’na dayalı olarak duyarlı geometrik nivelman ölçüleriyle ortometrik yükseklikleri belirlenmiştir. Böylece GPS/Nivelman jeoid yükseklikleri elde edilmiştir. TG- 91 mutlak jeosentrik jeoid modeli ile tam olarak uyuşmamakta ve aralarında kayıklı ve eğim gibi uzun dalga boyunda etkili farklılıklar bulunmaktadır. Bu nedenle GPS/Nivelman jeoidi ile TG-91 jeoidinin birleştirilerek GPS ile uyumlu jeoid modelinin oluşturulması için TUTGA99 çalışmaları içinde çalışmalar gerçekleştirilmiş ve Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99) (Şekil 5.2) hesaplanmıştır (Ayhan vd. 2002).



Şekil 5.2 Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99A) (m)

Jeoid, yoğunluğun ve kütle dağılımının bir fonksiyonu olup, jeoid belirlemede kullanılan veriler, yeryuvarı içerisindeki kütle yoğunluğunun dağılımını yansıtmaktadır. Jeoid yüzeyi, yeryüzünün genelinde ya da bir bölümünde değişik ölçme teknikleri ile elde edilen veriler kullanılarak belirlenebilir. Jeoidin, nokta profil ya da bir yüzey şeklinde belirlenmesi mümkündür. Genel olarak jeoid

belirlemede kullanılan veri kaynakları ile, gözlem büyüklükleri Çizelge 5.1'deki gibi sıralanabilir (Yanar 1999).

Çizelge 5.1 Jeoid Belirlemede Kullanılan Veri Kaynakları ve En Çok Kullanılan Yöntemler

Jeoid belirlemede veri kaynakları	Jeoid belirlemede gözlem büyüklükleri	En çok kullanılan yöntemler
Gravimetrik veriler	Gravite gözlemleri	Kombine yöntemler (GPS-Nivelman, GPS-Gravimetrik)
Astro-jeodezik veriler	Astronomik gözlemler	Gravite alanı modelleri
Nivelman verileri	Dünyaya yakın uydulara, yapılan gözlemler	Global modeller
Yeryuvarına ilişkin veriler	Uydulardan, dünyaya yapılan gözlemler (altimetre)	Astro-jeodezik yöntemler
Uydu altimetri verileri	GPS-Nivelman gözlemleri	
Topografik ve sayısal arazi modeli verileri		
Referans elipsoidine ait geometrik verileri		
GPS, SLR, VLBI verileri		

5.1 Global Jeoid Belirleme Modelleri

Global modellerde, yeryuvarının gravite potansiyel katsayıları kullanılmakta ve jeoid yüksekliği değerleri aşağıdaki eşitlikle hesaplanmaktadır (Rapp 1992).

$$N_{GM} = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \cdot \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \quad (5.1)$$

Burada,

a : Referans sisteminin ekvator yarıçapı

N : Jeoid yüksekliği

γ : Normal gravite değeri

Δg_b : Bouger gravite anomolisi

H : Ortometrik yükseklik

G.M : Yeryuvarı kütlesi ile GRS-80 sistemindeki gravite sabiti çarpımı

- R : Ortalama yeryuvarı yarıçapı
r : Jeoid yüksekliği hesaplanacak yeryüzü noktasının yer merkezine uzaklığı
 $P_{nm}\cos(\theta)$: Tamamen normalleştirilmiş Legendre fonksiyonu,
 θ : Yer merkezci enlem ($90-\varphi$)
 C_{nm}, S_{nm} : Jeopotansiyel modelin küresel harmonik katsayıları olarak tanımlanmaktadır.

Jeoid belirlemek için, bir çok ulusal ve uluslararası kuruluş çalışmaktadır. En güncel olan uluslararası global jeoid modelleri OSU91A ve EGM96 global jeoid modelleridir.

5.1.1 Potansiyel katsayılardan faydalanarak jeoid yüksekliği belirleme

Potansiyel katsayıların kullanılmasıyla jeoid yüksekliği hesaplamasındaki ana problem, oldukça geniş alanlarda jeoid yüzeyinin çok genel olarak elde edilebilmesidir. Jeoid şeklinin düzgün olduğu alanlarda ve jeoid yüksekliği için çok fazla hassasiyet istenmeyen mühendislik çalışmalarında bu yöntem kullanılmaktadır (King vd. 1985).

Dünya'nın gravitasyonel potansiyelinin potansiyel katsayıları (C_{nm}^s) kullanılarak, aşağıdaki eşitlik yardımıyla jeoid yüksekliği belirlenebilir.

$$N = \frac{GM}{r_p \gamma_p} \sum_{n=2}^M \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n C_{nm}^s Y_{nm}(\theta, \lambda) + \frac{\Delta g_B}{\gamma_p} H s \quad (5.2)$$

Burada,

- r_p : Dünya yüzeyindeki noktanın jeosentrik yarıçapı
 γ_p : Aynı noktanın normal gravitesi
 Δg_B : Bouger gravite anomalisi
 $Y_{nm}(\theta, \lambda) : P_{nlml}(\cos \theta) \cos m \lambda \Rightarrow m \geq 0$
 $Y_{nm}(\theta, \lambda) : P_{nlml}(\cos \theta) \sin |m| \lambda \Rightarrow m < 0$

dır. Yukarıdaki eşitlikte $P_{nm}(\cos\theta)$ tamamen normalleştirilmiş Legendre fonksiyonlarıdır. Günümüzde kullanılan maksimum M derecesi çözüm tipine bağlı olarak 50° ile 360° arasında değişim gösterir. M değerinin büyümesi ile $1^\circ \times 1^\circ$ blok değerlerine sahip, daha detaylı, yüksek çözünürlükte jeoid modelleri elde edilir. Ancak bu değerlerin büyümesi oldukça fazla işlem yükü getirir. Özel bilgisayar yazılımları sayesinde çok fazla sayıdaki katsayılarla hesap yapılabilmektedir. Bu modeller yüzey gravite bilgileri ile uyduların kombinasyonundan oluşmaktadır. Uygulama sonuçları, 50° yaklaşık 400 km'lik, 360° jeoid yüzeyi oldukça detaylı bir şekilde tanımlandığından maksimum 50 km'lik çözüm elde edileceğini göstermiştir. Derecenin artırılması ile jeoid yüzeyi düzgün bir yüzey olarak değil, dalgalı bir yüzey olarak belirlenir (Kartal 1998).

Jeoid ondülasyonlarının hesaplanmasında kullanılan potansiyel katsayı modellerinde aşağıdaki esaslar dikkate alınmalıdır.

a) Yer kütesinin merkezi

Bağıntı (5.1) den elde edilen jeoid ondülasyonu, merkezi yer kütesinin merkezi ile çakışık olan bir elipsoid ile jeoid arasındaki düşey uzaklıktır. Uydu sistemlerinde elde edilen elipsoidal yüksekliklerin kullanımında jeoid ondülasyonu veya elipsoid yükseklikleri uygun sistemlere dönüştürülmelidir. Aynı zamanda iki sistemin de orjini ve ölçeği aynı olmalıdır.

b) Elipsoidal yarıçap

Günümüzde kullanılan ekvatorial yarıçap 6378136.3 m'dir. GRS 1980'de verilen ekvatorial yarıçap 6378137.0 m'dir. Bu iki değer arasındaki fark 70 cm'dir. Elipsoidal yükseklik GRS 1980'e göre verildiği takdirde üstteki eşitlikten hesaplanan jeoid ondülasyonu değerinden 70 cm'nin çıkartılması gereklidir. Ondülasyon farklarında bu düzeltmeye gerek yoktur.

c) Düşey datum

Lokal düşey datum, referans yüzeyi olarak ideal bir jeoide sahip değilse, jeoid ile ilişkili olan ortometrik yükseklik lokal sistemdeki ortometrik yükseklikten farklı olacaktır. Bu farklılık bir sapma olabileceği gibi lokal düşey ağın zarar görmesinden oluşan çok sayıda faktörden kaynaklanan bir farklılık da olabilir. Bu sorunu çözmek için aşağıdaki eşitlikten yararlanılır (Rapp 1992),

$$H_D = H_I + c(\phi, \lambda) \quad (5.3)$$

Burada,

H_D : Datum ortometrik yüksekliği

H_I : İdeal referans yüzeyindeki ortometrik yükseklik

$c(\phi, \lambda)$: $H_D(\text{bilinen}) - (h-N)$

dir.

5.1.1.1 OSU91A modeli

OSU91A modeli 360° dereceye kadar harmoniklerin kullanımını içerir. Bu model yalnızca Geopotansiyel Model T_2 uydularının bir yıllık jeodezik uydu altimetre bilgileri ile yüzey gravite gözlemlerini içeren verilerden yararlanarak hesaplanır. Katsayı adedi 130682'dir.

Küresel harmonik açılım ve OSU91 katsayılarının kullanımı ile jeoid ondülasyonları mutlak olarak 1-2 m duyarlıkta elde edilmektedir. Kısa mesafelerde görece duyarlık dm mertebesindedir. OSU91A jeopotansiyel modeli ile 50× 50 km'lik bir alanda jeoid yüksekliği belirlenmesinde elde edilebilecek global hassasiyet ortalama 57 cm'dir. Bu hassasiyet bölgeden bölgeye değişiklik gösteren veriler ile bu modelin teknolojik yenilikler çerçevesinde geliştirilmesine bağlıdır.

Yüzey gravite bilgilerine bağlı olarak OSU91A modeli ile elde edilen jeoid ondülasyonları,

- Okyanus alanlarında ± 26 cm
- Yeterli yüzey gravite bilgilerine sahip kara alanları ± 38 cm
- Yetersiz yüzey gravite bilgilerine sahip kara alanları ± 56 cm
- Hiç yüzey gravite bilgisi olmayan alanlar ± 200 cm

şeklindedir.

Bu model ile maksimum çözüme, $30' \times 30'$ ortalama gravite anomalilerinin bulunduğu alanlarda ulaşılır. Bu alanlar özellikle uydu altimetre verilerinin elverişli olduğu okyanus alanları ile karada Kuzey Amerika, Avrupa, Avustralya, Japonya, Afrika'nın bir bölümü, Güney Amerika ve Hindistan gibi $30'$ lik güvenilir gravite anomalilerinin elde edilebildiği yerlerdir.

5.1.1.2 EGM96 modeli

EGM96 global modeli, DMA, NIMA ve GSFC tarafından OSU' nun yardımları ile geliştirilmiştir. 360° kadar geliştirilmiş küresel harmonikler kullanılmıştır. Modelin oluşturulmasında, geliştirilen diğer tüm global modellerde kullanılan gravite verileri ile birlikte, Rusya, Çin ve eski doğu bloku ülkelerine ait verilerde kullanılmıştır. Oluşturulan model, bölgesel, yerel jeoid modelleri ve GPS-Nivelman ölçüleri ile karşılaştırılarak test edilmiştir. Yapılan çalışmalar sonucu, modelin mutlak doğruluğu $0.5-1$ m civarında, kısa uzunluklarda bağıl doğruluğu desimetre düzeyinde bulunarak, modelin bugüne kadar geliştirilen en iyi global model olduğu belirtilmiştir (Ollikainen 1997; Demirkol 1999).

5.2 Yerel Jeoid Belirleme Modelleri

Yerel olarak uygulanan, kullanıldığı ülkenin fiziksel koşullarına bağlı olarak değişiklik gösteren modellerdir.

Yerel jeoid modellerinin hesaplanması işlemi,

$$N = N_{GM} + \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_S (\Delta g - \Delta g_{GM}) S(\psi) d\sigma \quad (5.4)$$

Stokes entegraline dayanır. Burada,

N : Toplam jeoid yüksekliği

N_{GM} : Global modele göre hesaplanan jeoid yüksekliği

R : Dünyanın yarıçapı

γ : Normal gravite

Δg : Gravite anomalisi

Δg_{GM} : Global modele göre hesaplanan gravite anomalisi

$S(\psi)$: Stokes fonksiyonu

σ : İntegrasyonun kapsadığı küresel aralık

dir.

5.3 Astrojeodezik Yöntem ile Jeoid Yüksekliği Belirleme

Fiziksel yeryüzü üzerindeki bir A noktasından geçen çekül eğrisi ile yine aynı noktadan geçen elipsoid normali kesiştiklerinde ε kadar bir sapma oluşur. Bu farka **çekül sapması bileşeni** denir,

$$\varepsilon = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha \quad (5.5)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada,

α : Keyfi azimut

ξ, η : Astrojeodezik çekül sapmasının Kuzey-Güney ve Doğu-Batı bileşenleri

dır.

Eğer çekül sapmasının bileşenleri bilinirse jeoidin şekli belirlenebilir. Düşeydeki sapmalardan jeoidin biçiminin saptanması için basit eşitlik Heiskeinen ile Moritz (1967) tarafından, desimetre mesafesinde jeoid ondülasyonundaki değişim,

$$dN = -\varepsilon \cdot ds \quad (5.6)$$

eşitliği ile verilmiştir.

Astrojeodezik jeoid belirleme yönteminde çekül sapması bileşenleri, aynı noktaya ait jeodezik ve astronomik koordinatların karşılaştırılmasıyla elde edilir. Bu işlem için aşağıdaki eşitlikler kullanılır.

$$\xi = \phi - \varphi \quad (5.7)$$

$$\eta = (\Lambda - \lambda) \cos \varphi \quad (5.8)$$

Burada,

ϕ, Λ : Astronomik enlem ve boylam

φ, λ : Jeodezik enlem ve boylam

dır.

Bir ülke için seçilen referans elipsoidi, o ülke için seçilen başlangıç noktasından geçirilir. Başka bir deyişle başlangıç noktasından geçen çekül eğrisi ile o noktadaki referans elipsoidi normal çakışıktır. Yani,

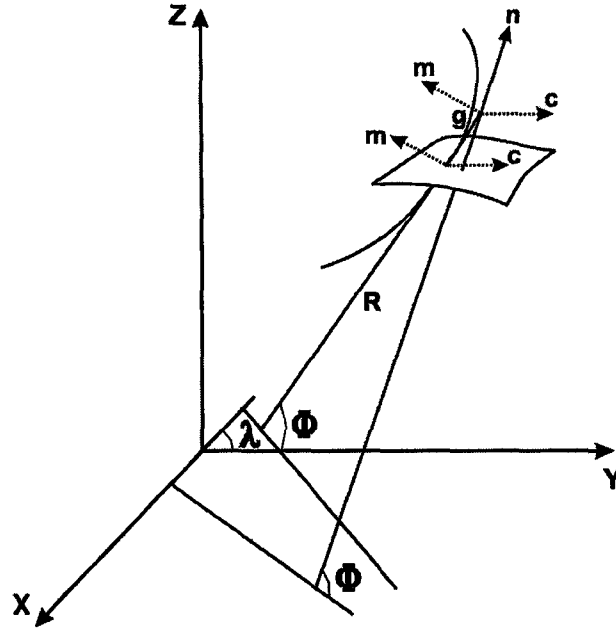
$$\varphi = \phi, \lambda = \Lambda, \alpha = A \quad (5.9)$$

dır.

Bu başlangıç noktasının astronomik koordinatları ile jeodezik koordinatları eşit alınmasıdır. Diğer noktalar bu başlangıç noktasından itibaren referans elipsoidi üzerinde jeodezik elemanları ile hesaplanırlar.

Gerçekte gravite vektörünün doğrultusu (astronomik başucu), astronomik gözlemlerle bulunur. Astronomik enlem ve boylam (Şekil 5.3) de gösterilmektedir.

Normal gravite vektörünün doğrultusu triyagülasyon, trileterasyon vb. jeodezik ölçme ve hesaplamalarla üretilir. Jeodezik boylam λ ve jeodezik enlem φ ile tanımlanan büyüklüklerde (Şekil 5.3) de gösterilmiştir.



Şekil 5.3 Astrojeodezik Enlem, Astrojeodezik Boylam

Başlangıç noktası A'da jeoid yüksekliği biliniyor ise (N_A) A-B profili boyunca N değeri,

$$N = N_A - \int_A^B \epsilon ds \quad (5.10)$$

astrojeodezik yönteme ilişkin Stokes bağıntısıyla hesaplanır.

Bu formül astrojeodezik nivelman formülüdür. N konumuna bağlı bir fonksiyon olduğundan bu integral, A ile B noktalarını bağlayan yoldan bağımsızdır. Bu yolun elipsoid yüzünde bir jeodezik eğri olması gerekmez. Çekül sapması bileşenleri profil boyunca bulunan istasyonlar arasında güvenilir interpolasyon yapmaya elverişli sıklıkta olmalıdır. Gözlem istasyonları arasındaki N değerlerinin interpolasyonu esnasında gözlem noktalarının araziye eşit aralıklı veya düzenli bir şekilde kapsamamasından kaynaklanan sorunlar ile karşılaşılabilir. Yapılan çalışmalar sonucunda hangi metot uygulanırsa uygulansın gözlem noktalarının birbirlerine 60 km'den daha yakın olduğu durumlarda interpolasyonun başarılı sonuçlar verdiği görülmüştür. Ağdaki birbirlerine uzak istasyonlardan ise duyarsız sonuçlar elde edilmiştir.

Ağın tümü ele alındığında en iyi enterpolasyon metodu tüm gözlem noktalarının kullanıldığı bir polinomun oluşturulmasıdır. Yüzey polinomunun derecesinin artırılması ile hassasiyet de doğru orantılı olarak artmaktadır. Ancak derece artırımını belirli bir sınırdan sonra hesapta bir takım sorunlara yol açmakta ve yüzey ideal halde uzaklaşmaya başlamaktadır.

Günümüzde astrojeodezik yöntemle jeoid belirleme yöntemi güvenilir bir metot olarak görülmektedir. Çünkü φ ve λ 'nın tespiti GPS yöntemi ile kolayca yapılabilmektedir. Bununla beraber ϕ, Λ değerlerinin hassas olarak tespit edilebilmesi için titiz bir çalışmaya ve bulutsuz, açık bir gökyüzüne ihtiyaç vardır.

Astrojeodezik yöntem yüksek maliyete sahiptir ve sadece karalarda uygulanabilen bir yöntemdir. Astrojeodezik yöntem, jeoidin düzgün olduğu alanlar için ve birbirine yakın birkaç astrojeodezik istasyonda yapılacak GPS ölçüleri için elverişli bir yöntemdir.

5.4 Gravimetrik Yöntem ile Jeoid Yüksekliği Belirleme

Çekül sapmasının meydana gelmesinde rol oynayan etken dünya kütle dağılımının homojen olmamasıdır. Yerçekimi ivmesi diğer bir adıyla ağırlığı yerin kütle yoğunluğu ve bunun dağılımına bağlıdır. Gravimetrik çekül sapması g 'nin indirgenmesiyle bulunan Δg ağırlık anomalilerinin fonksiyonu olarak ifade edilebilir. Bu şekilde elde edilen çekül sapmaları salt çekül sapmalarıdır. Ağırlık anomalileri Δg 'ler biliniyorsa jeoidin elipsoidden olan yükseklikleri N ve dolayısıyla gravimetrik çekül sapmaları bulunabilir (Turgut 1995).

Gravimetrik yöntemler genellikle sınır yüzeylerindeki Δg gravite anomalilerinden jeoid yüksekliğinin belirlendiği yerlerde jeodezik sınır değeri problemlerinin çözümü için kullanılır. Gravimetrik yöntemler ile jeoid yükseklikleri hesabında üç yöntem kullanılır. Bunlar,

- Klasik veya hızlı Fourier tekniği ile Stokes integrasyonu
- En küçük karelerle kollokasyon yöntemi

- Kollokasyon ve integrasyon metotlarının kombinasyonu dır.

Gravite ölçmeleri ile santimetre doğruluklu bir jeoid belirlemek için, birkaç km aralıklarla, 1-2 m.gal doğrulukla gravite anomalilerini belirlemek gerekmektedir. Jeoid yüzeyi belirlenecek alanda, yeterli sıklıkta nokta gravite anomalileri varsa, sınır değer problemi tek anlamlı olarak kolayca çözülebilmektedir. Fakat, topografyanın düzgün olmadığı bölgelerde, gravite ölçüleri, en yüksek dereceye kadar bile anlamlı frekanslar içermektedir. Nokta gravite değerlerinin, söz konusu frekansı ortaya çıkarabilecek sıklıkta olması gerekmektedir. Ortalama bir topografik yüzey için tanımlanan ortalama gravite anomalilerinin elde edilmesi sonuçları iyileştirmemekte, sistematik hataların oluşmasına yol açmaktadır. Bu durum cm doğruluklu jeoidin belirlenmesinde, kısa ve ultra-kısa bileşenlerin gravimetrik yöntemlerle elde edilmesinin güçlüğünü ortaya koymaktadır (Aksoy vd. 1999).

5.5 Jeoid Belirlemede Kullanılan Yüzey Modelleri

Elipsoidal yüksekliklerin ve ortometrik yüksekliklerin her ikisinin de bilindiği noktaların mevcut olduğu durumlarda, jeoid belirlenirken yükseklik eğrili haritaların yapımı için bu noktalardan bir yüzey geçirilir. Yüzey geçirilmesiyle elde edilen model ara noktaların jeoid yüksekliklerinin belirlenmesinde de kullanılır. Ancak bu ara noktalarda ortometrik yükseklik bilinmemekte, geçirilen bu yüzey yardımıyla hesaplanmaktadır. Bu işlem astrojeodezik yöntemle benzer ve her iki yöntemde de gözlemden kaynaklanan hatalar dışında en yüksek hassasiyet, jeoidin düzgün olduğu alanda bulunan birbirine çok yakın istasyonlar arasında yapılan uygulamalarda elde edilir. Bunlara ilişkin modelleme teknikleri,

- Polinomal yöntemler
 - Birinci dereceden polinomlar
 - İkinci dereceden polinomlar (kuadratikler ve konikler)
 - Yüksek dereceden polinomlar
- Multikuadratikler

- Ağırlıklı ortalama yöntemleri
 - Prediksiyon yarıçapı
 - Mesafenin tersi
 - Mesafenin karesinin tersi
 - Mesafenin küpünün tersi
 - Maksimum mesafe
 - Hiperbolik fonksiyonlar
 - Profil fonksiyonu
 - Gauss fonksiyonu
 - Donetz fonksiyonu
- Kriking yöntemleri
 - Punctual kriking
 - Universal kriking
 - Point kriking
- Sonlu elemanlar yöntemi
- Kollokasyon
- Sayısal diferansiyel çözüm yöntemleri
 - Taylor ve Maclaurin serileri
 - Euler yöntemi
 - İki ve dört adımlı Runge-Kutta yöntemleri
 - Adams-Multon yöntemi
- Tek boyutlu datum dönüşümü

şeklinde özetlenebilir.

5.6 Enterpolasyon Yöntemleri

Arazi üzerinde dağılmış, koordinatları (x,y,z) bilinen noktalara dayanak noktaları adı verilir. Belirtilen arazinin bulunduğu koordinat sisteminin yatay düzleminde düzgün ve yeter sıklıkta dağılmış bir ağ oluşturulur. Dayanak noktaları bu ağın içinde ve dışında dağılmış durumdadırlar. Daha sonra ağın köşe noktalarının

yükseklikleri çeşitli enterpolasyon yöntemlerinin herhangi birinden yararlanarak hesaplanır. Böylelikle arazi sayısal olarak belirlenmiş olur.

Dayanak noktalarının yatay konumları amaç ve olanaklara göre,

- Rastlantısal olarak
- Arazinin karakteristik çizgi ve noktalarında
- Düzgün kareler veya dikdörtgenler ağının kesişme noktalarında

seçilebilir.

Enterpolasyon n boyutlu p_i noktalarındaki m boyutlu vektörleri kullanarak n boyutlu p_k noktalarındaki m boyutlu bilinmeyen vektörlerin hesaplanması işlemidir. n boyutlu p_i noktalarına dayanak uzayı adı verilir. Sayısal arazi modellerinin enterpolasyonu probleminde dayanak uzayının iki boyutu (x,y) , vektörlerin bir boyutu (z) vardır (Radwan vd. 1977).

Enterpolasyon yöntemleri,

- **Tüm araziye kapsayan tek fonksiyonla enterpolasyon**
- **Yerel olarak tanımlanmış parça parça fonksiyonlarla enterpolasyon**
 - En küçük parçalardaki polinomlarla enterpolasyon
 - En küçük kareler yöntemi ile enterpolasyon
 - Sonlu elemanlarla enterpolasyon
 - Üçgen elemanlarında lineer enterpolasyon
 - Üçgen elemanlarında 5.i dereceden polinomlarla enterpolasyon
 - Dörtgen elemanlarında bilineer enterpolasyon
- **Nokta nokta enterpolasyon**
 - **Dört taneden fazla dayanak noktası kullanılacaksa**
 - Ağırlık aritmetik ortalama ile enterpolasyon
 - Kayan (hareketli) yüzey
 - Lineer prediksyon
 - En küçük arazi parçalarındaki polinomlar
 - **Dört tane dayanak noktası kullanılacaksa**
 - Ağırlıklı ortalama
 - Lineer prediksyon

- o Bilineer polinomlar
- o Lineer enterpolasyon
- o Çift lineer enterpolasyon.

şeklinde sıralanabilir.

5.7 Uydu Altimetresiyle Jeoid Belirleme

Altimetrik ölçmelerde, bir uydunun yüksekliği gerçek deniz yüzeyi üzerinde (uydu okyanus ve okyanusa bağlı iç denizler üzerinde geçerken) uydudaki altimetre ile ölçülür (Şekil 5.4). Jeoid yüksekliğine ilişkin aşağıdaki eşitlik yazılabilir (Barzaghi vd. 1990).

$$H_{alt}=h-N-\zeta+v \quad (5.11)$$

Burada,

H_{alt} : Uydunun deniz yüzeyinden olan altimetrik yüksekliği

h : Uydunun o anki elipsoid yüksekliği

N : Jeoid yüksekliği

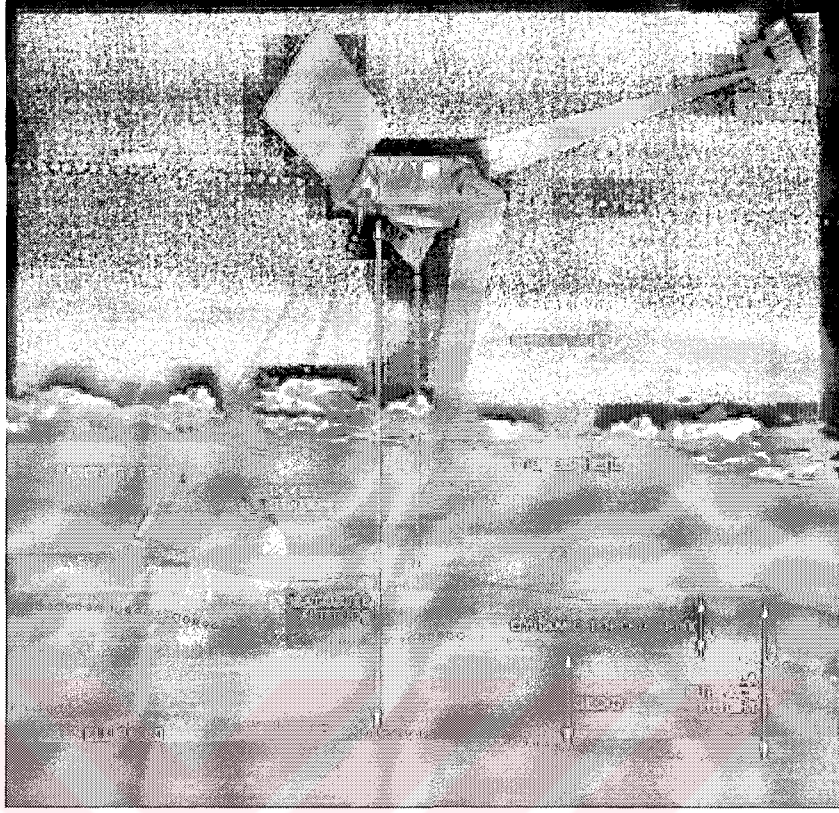
ζ : Deniz yüzeyi topografyasıyla jeoid arasındaki sapma

v : Birikim hatası (noise)

dir.

Bu yöntemle ilgili uygulamalarda, uydunun deniz yüzeyi üzerinden geçişi için iki ayrı yörünge ele alınır. Bunlardan, ilki o anki çeşitli kuvvetler altındaki etkilerle oluşan gerçek yörüngesi, ikincisi ise yer istasyonunda modelleme ile bulunan yörüngesidir. Bundan dolayı ele alınan bu yörüngelerle iki farklı elipsoid ve jeoid yüksekliği elde edilmektedir.

Ayrıca deniz yüzeyi topografyasının jeoidden sapma miktarı iki ayrı bileşende ele alınır. Bu bileşenlerin ilki sabit kısım, ikincisi ise zamana bağlı kısımdır. Uydunun deniz yüzeyi üzerinden geçişi sırasında bu teknikte elde edilen çok sayıda değer arasında dengeleme yapılarak ζ , v ve N bilinmeyenleri hesaplanır.



Şekil 5.4 Uydu Altimetresi ile Deniz Yüzeyi Yüksekliğinin Ölçümü

5.8 GPS - Nivelman Yöntemi ile Jeoid Yüksekliği Belirleme

Jeodezik amaçlı GPS gözlemlerinde, uydulara dayalı olarak ölçülen yükseklikler ve rölatif yükseklik farkları WGS84 elipsoidine bağlı olarak elde edilen değerler olmaktadır. Ancak, pratik yüksekliklerin bulunabilmesi için elipsoid yüzeyi ile fiziksel yeryüzü arasında bir geçiş yüzeyinin dolayısıyla jeoidin tanımlanması gerekmektedir (Şekil 5.5). Böylece elipsoid yüksekliği, ortometrik yükseklik ve jeoid ondülasyonu yada jeoid yüksekliği arasında,

$$H=h-N \quad (5.12)$$

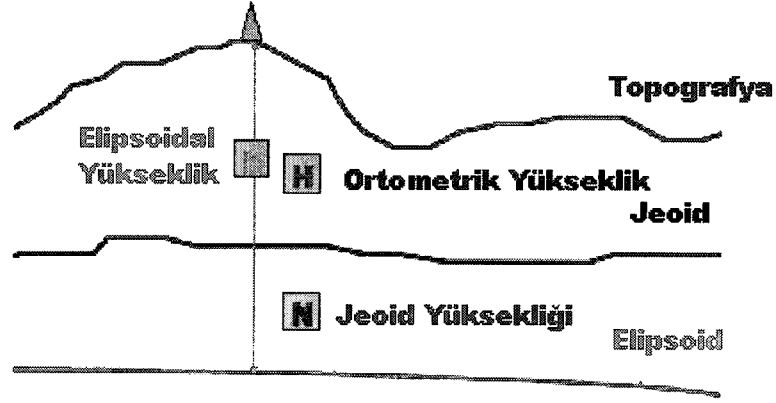
biçiminde bir ilişki vardır.

Burada,

- N : Jeoid yüksekliği,
- h : Elipsoidal yükseklik,

H : Ortometrik yükseklik,

olarak tanımlanmaktadır.



Şekil 5.5 Ortometrik, Elipsoidal ve Jeoid Yüksekliği Farkları Arasındaki İlişki

Şekil 5.5' de görüldüğü gibi jeoid ve elipsoid çakışık olarak düşünülürse,

$$\Delta N = \Delta h - \Delta H \quad (5.13)$$

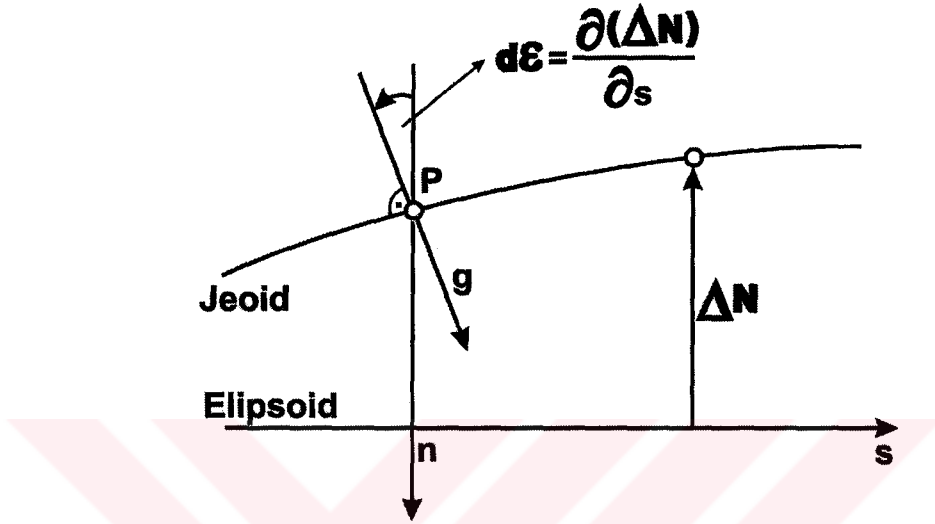
eşitliği yazılabilir. P ile P₀ noktası arasındaki elipsoidal yükseklik farkı olan Δh , bağıl GPS ölçmeleri ile yeterli doğrulukla belirlenebilir (Leick 1990; Hoffmann-Wellenhof vd. 1997).

ΔH ile gösterilen ortometrik yükseklik farkıda, nivelman yöntemleri ile ölçülebilmektedir. Bu durumda ΔN jeoid yükseklik farkı, (5.13) eşitliğinden kolayca hesaplanabilir. Bu şekilde belirlenmiş jeoid yükseklik farkı doğruluğu, elipsoidal yükseklik farkı doğruluğu ve ortometrik yükseklik farkı doğruluğuna bağlıdır (Schödlbauer vd.1992).

5.8.1 GPS-Nivelman jeoidinin analitik tanımı

Özellikle jeoiddeki yerel etkileri, global modelin dayandığı küresel harmoniklerle veya gravite değerleri ile kestirebilmek güçtür. Jeoid ve jeopotansiyel yüzeyler, düzgün yüzeyler olmasına karşın, karmaşık bir geometrik yapıya sahiptirler.

Böyle yüzeylerin matematiksel olarak ifade edilebilmesi zor olup hassas bir şekilde belirlenebilmesi için analitik veya analog bir model gerekmektedir. Bu yüzeyleri tanımlamak için hiperboloit, parabeloite veya diğer yüksek dereceli fonksiyonlar kullanılmaktadır (Kraus ve Mikhail 1972; Lee ve Mezera 1992).



Şekil 5.6 GPS-Nivelman Jeoidinin Analitik Tanımı

Jeoid yüksekliği, x ve y düzlem koordinatlara bağlı olarak,

$$N = a_0 + a_x x + a_y y + a_{xx} x^2 + a_{xy} xy + a_{yy} y^2 \quad (5.14)$$

eşitliği ile ifade edilebilir. Burada,

$a_0, a_x, a_y, a_{xx}, a_{xy}, a_{yy}$: polinom katsayıları

dır.

5.8.2 Jeoid yüksekliklerinin GPS-Geometrik nivelman ile belirlenmesi

Bu yöntemde, geometrik nivelman ile bulunan yükseklikler ve GPS ölçmeleri ile bulunan elipsoidal yüksekliklerin farkları alınarak, kontrol (dayanak) noktaları olarak adlandırılan noktalardaki jeoid yükseklikleri hesaplanır. Çalışma bölgesinin tamamını kapsayacak şekilde, homojen dağılmış, dayanak noktalarının bir fonksiyonu olarak tanımlanmış bir model aracılığı ile, ortometrik yüksekliği bilinmeyen noktaların elipsoidal yükseklikleri kullanılarak, ortometrik yükseklikleri elde edilebilir. Pratikte, jeoid yüzeyi tanımlamada kullanılan

modeller aşağıdaki gibi sıralanabilir (Akçın 1998; Zhang 2000; Soycan ve Topbaş 2002).

- Polinomal Yöntemler
- Multiquadratikler
- Ağırlıklı Ortalama Yöntemleri
- Kriking Yöntemleri
- Sonlu Elemanlar
- Kollokasyon
- Sayısal Diferansiyel Denklemlerle Çözüm
- Tek Boyutlu Datum Dönüşümleri

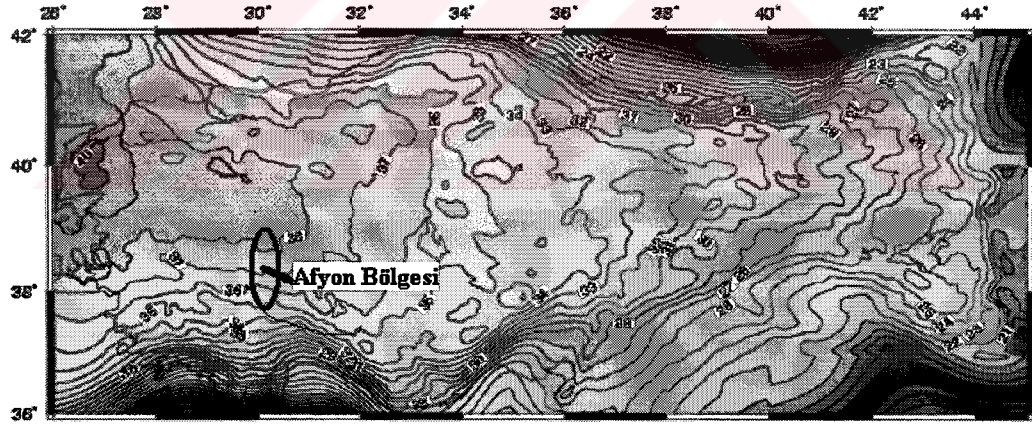
5.8.3 Jeoid yüksekliklerinin GPS-Trigonometrik nivelman ile belirlenmesi

Jeoid yüksekliği değişimlerinin, GPS-Geometrik Nivelman ile belirlenemediği durumlarda veya geometrik nivelman ölçmelerinin uygulanması zor olan, dağlık ve engebeli bölgelerde, GPS-Hassas trigonometrik nivelman yöntemi uygulanabilir. GPS-Hassas trigonometrik nivelman yöntemi ile jeoid yüksekliği belirleme, GPS ve düşey açı ölçülerinin değerlendirilmesi veya GPS-Trigonometrik Nivelman (düşey açı + eğik uzunluk) ölçülerinin değerlendirilmesi suretiyle, iki şekilde yapılmaktadır.

6. UYGULAMA

6.1 Test Ağı

Bu çalışma, Afyonkarahisar il merkezinde Afyonkarahisar-Eskişehir karayolu üzerinde (Maliye Sarayı civarlarında başlayıp Gazlıgöl ilçesinin 2 km dışında sona eren) yaklaşık 21 km uzunluğunda ve Kuzey-Güney doğrultusunda yükselen arazi yapısına sahip bir hat üzerinde yapılmıştır (Ek-2). Bu hattın Kuzey-Güney doğrultusunda seçilmesindeki amaç düzenlenmiş Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99A) jeoidinin değişiminin bu bölge için Kuzey-Güney yönünde artmasıdır. Dolayısıyla daha gerçekçi değerlerin elde edilmesinin beklenmesidir (Şekil 6.1). Seçilen güzergah gezilerek arazinin karakteristik özelliklerini temsil eden yerlerde olmasına özen gösterilerek hat boyunca ardışık olarak 18 adet nokta belirlenmiştir (Ek-1). El GPS'i yardımıyla noktaların yaklaşık koordinatları ölçülmüş ve röperleri tutulmuştur. Noktalar yumuşak zeminde beton blok ve pilye, kayalık zeminde ise demir çivi olarak tesis edilmiştir.



Şekil 6.1 Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99A) (m)

6.2 Materyal Metot

6.2.1 GPS uygulaması

GPS ölçümleri, TUTGA dahil 9000, 9001 nolu iki noktadan sabit nokta olarak faydalanılarak statik ölçü yöntemine göre yapılmıştır. Gözlemlerde ikisi sabit diğeri gezici olmak üzere üç adet Ashtech Z-Xtreme GPS alıcısı kullanılmıştır (Şekil 6.2). Alıcı 12 kanal L_1/L_2 çift frekanslı, statik ve hızlı statik ölçümlerde,

yatayda: 5mm + 1ppm, düşeyde: 10mm + 1ppm doğruluk verilerine sahiptir. Statik ölçü yöntemine göre yapılan ölçülerde her noktada ortalama 50 dakikalık oturumlar yapılmıştır. Yapılan ölçüler, Ashtech Office Suit yazılım programı kullanılarak, TUTGA noktalarının koordinatlar vasıtasıyla, dayalı olarak dengelenmiştir ve test ağının noktalarının ITRF 00 ve ED50 datumuna bağlı 3 derecelik koordinatlar elde edilmiştir (Çizelge 6.3).

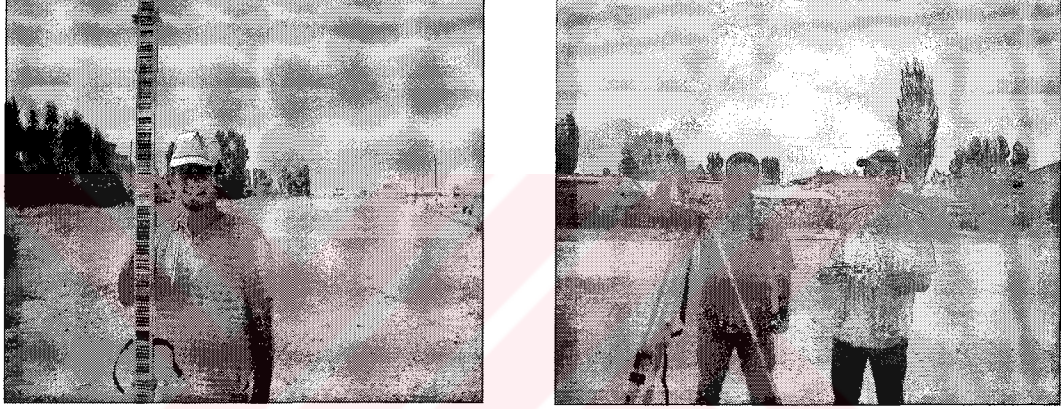


Şekil 6.2 Test Ağında N9 Nolu Noktanın GPS Ölçümünden Bir Görüntü

6.2.2 Geometrik nivelman

Bu noktalar arasındaki yükseklik farkları yapılan geometrik nivelmanla bulunmuştur. Ölçüler gidiş-dönüş olarak farklı ekipler tarafından yapılmıştır. Geometrik nivelman ölçüleri TOPCON DL-101C elektronik dijital nivo aleti ile yapılmıştır (Şekil 6.3). Dijital nivo, mira görüntüsünü sayısal görüntü olarak sağlayan ve bu görüntüyü değerlendirerek sonuçları dijital ekranına yansıtan aletlerdir. Bu aletlerde göz yerini alan sıralı elektronik algılayıcılar barkot tekniği ile kodlandırılmış mira bölümlerini tanımakta ve bu görüntüden bir sinyal modelini oluşturarak korelasyon modeli ile değerlendirme yapan elektronik birime göndermektedir. Değerlendirme neticesinde gözlem ekseninin mirada rastladığı yer okunmakta analitik noktaya göre hedef uzaklığı elde edilmektedir.

Dijital nivolar, otomatik ve fenklajlı nivoların tersine atmosferik şartlar denilen sıcaklığın etkisi, refraksiyon, basınç vb. koşullardan etkilenmez. Refraksiyon ve tozdan dolayı görüntü titremesi ve dalgalanması CCD kameranın okuma yapmasına engel bir faktör değildir. Yapısı gereği arazinin zor şartlarında da ölçüm yapabilme özelliğine sahiptir. Miradaki barların okunabilmesi için tam görüşün olması gerektiği için atmosferik koşullardan sadece sis dijital nivoların ölçü sonuçlarını etkiler.



Şekil 6.3 Dijital Nivo İle Ölçüm Sırasında Bir Görüntü

Test ağına ait noktaların ülke koordinat sistemindeki yüksekliklerinin belirlenebilmesi için mevcut alanda bulunan en yakın Rs noktasının röper krokisi alınarak arazide bulunmuş ve koordinatları el GPS yardımıyla kontrol edilmiştir. Duvarda tesis edilmiş olan Rs 488 (Ortometrik kotu: 1005,976 m) noktasından kot değeri noktalara taşınmıştır. Yapılan geometrik nivelman ölçüsü için birim ölçünün ortalama hatası $m_o = \pm 4,31$ mm olarak bulunmuştur. Tüm ölçü ve hesaplamalarda Büyük Ölçekli Haritaların Yapım Yönetmeliği değerleri esas alınmıştır.

6.3 Sayısal Uygulama

6.3.1 Ortometrik düzeltme hesabı

6.3.1.1 Atmosferik düzeltme

Test ağında mevcut olan noktalar arasında geometrik nivelman'la elde edilen yükseklik farklarına, gidiş ve dönüş ölçmelerinin farklı atmosferik şartlarda yapılmasından dolayı atmosferik düzeltme (ısı düzeltmesi) getirilmiştir. (2.19) bağıntısı ile atmosferik düzeltme değerleri hesaplanmış ve bulunan değerler Çizelge 6.1' de verilmiştir.

Çizelge 6.1 Atmosferik Düzeltme

Hat No	1. Ölçü Sonuç (m)	2. Ölçü Sonuç (m)	Ortalama (m)
1-2	-0.535006	-0.541008	-0.538007
2-3	31.288422	31.277469	31.282945
3-4	-28.576557	-28.578600	-28.577579
4-5	2.136032	2.1420385	2.139035
5-6	1.091014	1.092013	1.091513
6-7	0.548005	0.542008	0.545007
7-8	2.209026	2.206052	2.207539
8-9	20.461276	20.456276	20.458776
9-10	-16.485272	-16.486296	-16.485784
10-11	4.858051	4.843058	4.850554
11-12	3.676044	3.669049	3.672546
12-13	6.572078	6.563078	6.567578
13-14	9.144123	9.155109	9.149616
14-15	10.745161	10.741177	10.743169
15-16	-0.186002	-0.188002	-0.187002
16-17	-5.176069	-5.177077	-5.176573
17-18	8.459139	8.458126	8.458633

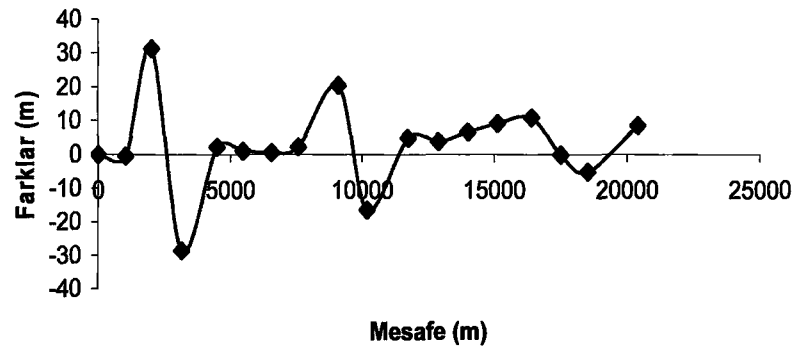
6.3.1.2 Ortometrik düzeltme

Geometrik nivelmanla bulunan yükseklik farklarına nivelman boyunun her iki ucu arasındaki yerçekimi ivmesi değişimlerini dikkate alan küçük bir düzeltme (2.24) bağıntısı yardımıyla hesaplanmıştır. Ortometrik düzeltme getirmek suretiyle geometrik yükseklik farkları ortometrik yükseklik farklarına yaklaştırılmıştır. Hesap değerleri Çizelge 6.2’de verilmiştir. Ortometrik düzeltme getirilmiş kot farklarının grafiksel olarak gösterilişi Şekil 6.4’ de verilmiştir.

Çizelge 6.2 Ortometrik Düzeltme

Hat No	φ°	Atm. Düz. (m)	Ort. Düz. (mm)	Ortometrik Sonuç (m)
1-2	38.77801	-0.538007	0.8	-0.53718
2-3	38.78663	31.282945	0.7	31.28224
3-4	38.79560	-28.577579	0.9	-28.57709
4-5	38.80639	2.139035	1.0	2.13792
5-6	38.81670	1.091513	0.8	1.09019
6-7	38.82587	0.545007	0.9	0.54412
7-8	38.83520	2.207539	0.8	2.20616
8-9	38.84636	20.458776	1.2	20.45777
9-10	38.85787	-16.485784	0.9	-16.48509
10-11	38.86970	4.850554	1.3	4.84872
11-12	38.88176	3.672546	0.9	3.67204
12-13	38.89189	6.567578	0.9	6.56607
13-14	38.90208	9.149616	1.0	9.14902
14-15	38.91304	10.743169	1.1	10.74091
15-16	38.92327	-0.187002	0.9	-0.18514
16-17	38.93232	-5.176573	0.9	-5.17613
17-18	38.94457	8.458633	1.5	8.45753

Ortometrik Düzeltme Grafiği



Şekil 6.4 Ortometrik Düzeltme Grafiği

6.3.2 Noktalara ait koordinatlar

GPS ölçülerini değerlendirdikten sonra elde edilen ITRF 00 ve ED50 koordinatları Çizelge 6.3’de verilmiştir.

Çizelge 6.3 Noktaların ED50 ve WGS84 Koordinatları

N.NO	ED50		Ortometrik Yükseklik	ITRF 00		
	X _g (m)	Y _g (m)	H(m)	X(m)	Y(m)	Z(m)
1	4293678.821	547275.574	1005.570	4288955.685	2530779.011	3973425.669
2	4294678.039	546980.923	1005.033	4288562.064	2530211.466	3974205.792
3	4295586.688	546594.715	1036.315	4288285.085	2529605.813	3974935.529
4	4296670.747	546912.246	1007.739	4287517.242	2529528.951	3975761.176
5	4297981.936	546748.575	1009.877	4286889.621	2528977.600	3976785.184
6	4298958.661	546573.931	1010.968	4286448.257	2528521.105	3977547.795
7	4300015.437	546375.313	1011.513	4285975.050	2528018.533	3978372.441
8	4301027.487	546197.858	1013.720	4285516.442	2527548.845	3979163.077
9	4302490.468	545740.873	1034.178	4284966.106	2526703.538	3980317.554
10	4303580.012	545779.933	1017.693	4284343.257	2526388.907	3981155.590
11	4305116.618	545569.366	1022.543	4283617.600	2525726.820	3982356.116
12	4306256.224	545409.988	1026.215	4283081.048	2525233.018	3983246.489
13	4307363.516	545242.499	1032.783	4282567.738	2524743.289	3984113.222
14	4308514.250	544420.567	1041.932	4282362.854	2523675.875	3985018.249
15	4309790.510	544201.471	1052.674	4281786.266	2523090.048	3986019.149
16	4310782.526	543780.950	1052.488	4281458.515	2522415.081	3986792.849
17	4311798.327	543898.543	1047.312	4280842.838	2522195.483	3987579.288
18	4313507.816	544717.007	1055.770	4279504.676	2522368.159	3988910.780

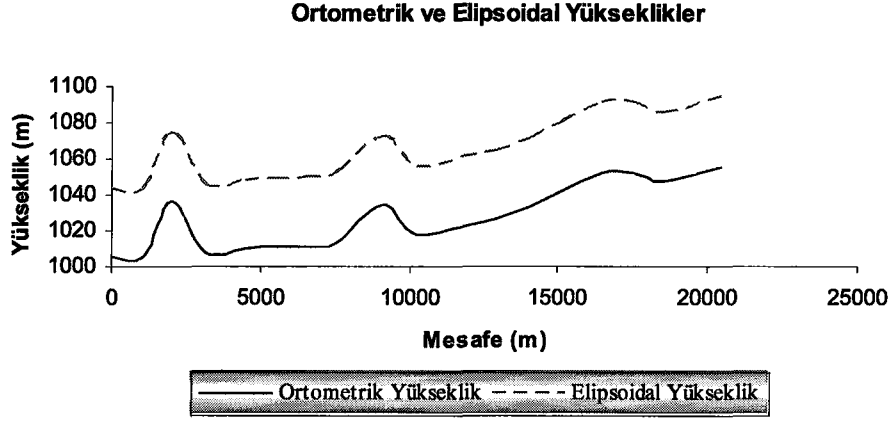
6.3.3 Jeoid ondülasyonu

Yapılan çalışmada bir güzergah boyunca elipsoidal yükseklik farkları GPS gözlemleri ile ortometrik yükseklik farkları ise geometrik nivelman sonucu elde edilmiştir. (5.12) eşitliğinden faydalanarak bu hat boyunca jeoid ondülasyonları ortaya konulmuştur. Bu hat boyunca ondülasyonların değişimlerini izlemek suretiyle jeoid ve elipsoide ait bir profil ortaya konulmuştur (Şekil 6.4).

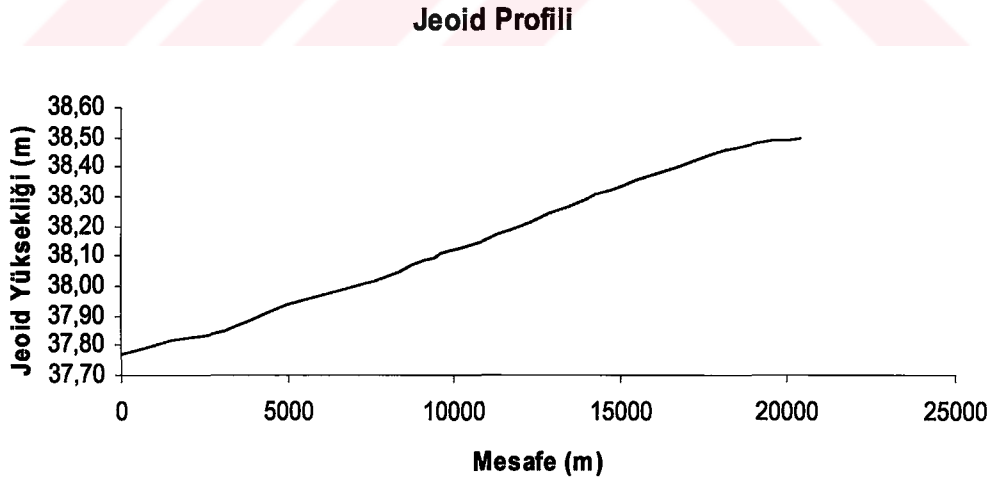
Çizelge 6.4'de noktalara ait ortometrik yükseklikler, WGS84 sistemindeki elipsoidal yükseklikler (h) ve jeoid ondülasyonları değerleri verilmiştir. Buna göre en düşük jeoid yüksekliği değeri 37.775 m, en yüksek jeoid yüksekliği değeri 38.501 m, ortalama olarak 38.126 m bulunmuştur. Bulunan değerlerden elde edilen jeoid yüksekliği değişim grafiği Şekil 6.5' de görülmektedir.

Çizelge 6.4 Noktalara Ait Jeoid Ondülasyonu Değerleri

NN	(Ortometrik Yük.) H (m)	(Elipsoidal Yük.) h (m)	(Jeoid Ondülasyonları) N (m)
1	1005.570	1043.345	37.775
2	1005.033	1042.833	37.800
3	1036.315	1074.139	37.824
4	1007.739	1045.586	37.847
5	1009.877	1047.787	37.910
6	1010.968	1048.917	37.949
7	1011.513	1049.498	37.985
8	1013.720	1051.739	38.019
9	1034.178	1072.262	38.084
10	1017.693	1055.820	38.127
11	1022.543	1060.735	38.192
12	1026.215	1064.627	38.412
13	1032.783	1071.074	38.291
14	1041.932	1080.271	38.339
15	1052.674	1091.051	38.337
16	1052.488	1090.905	38.417
17	1047.312	1085.774	38.462
18	1055.770	1094.271	38.501

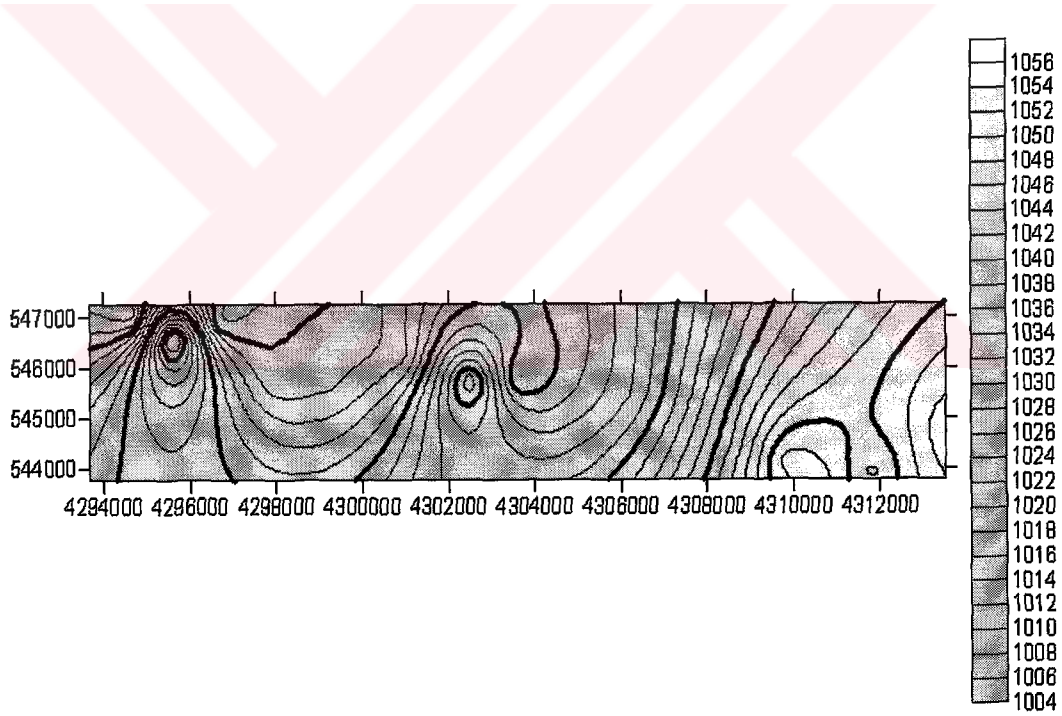
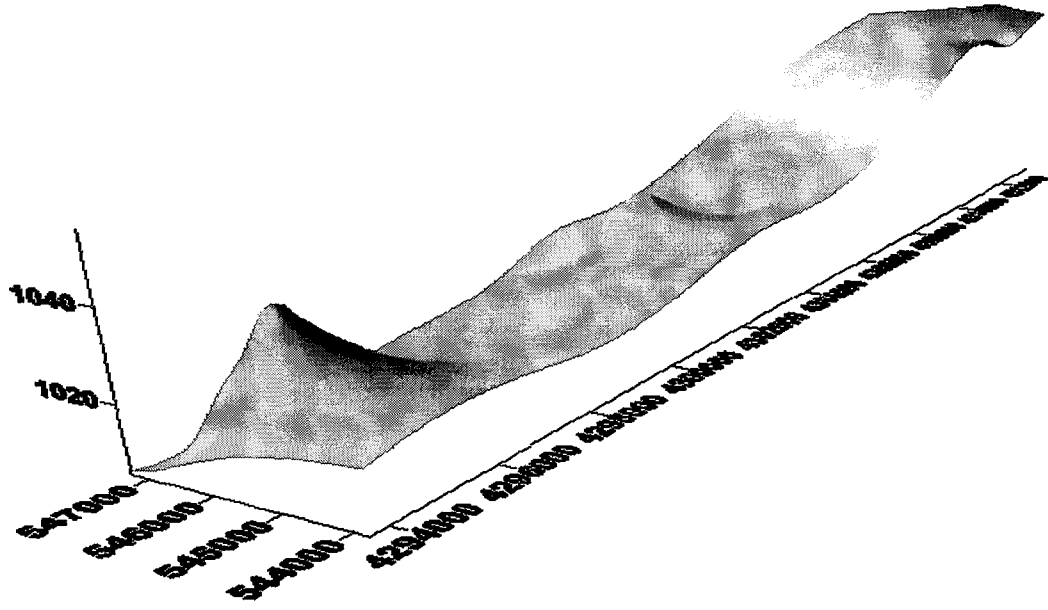


Şekil 6.5 Arazinin Topoğrafik Yapısına İlişkin Kesit

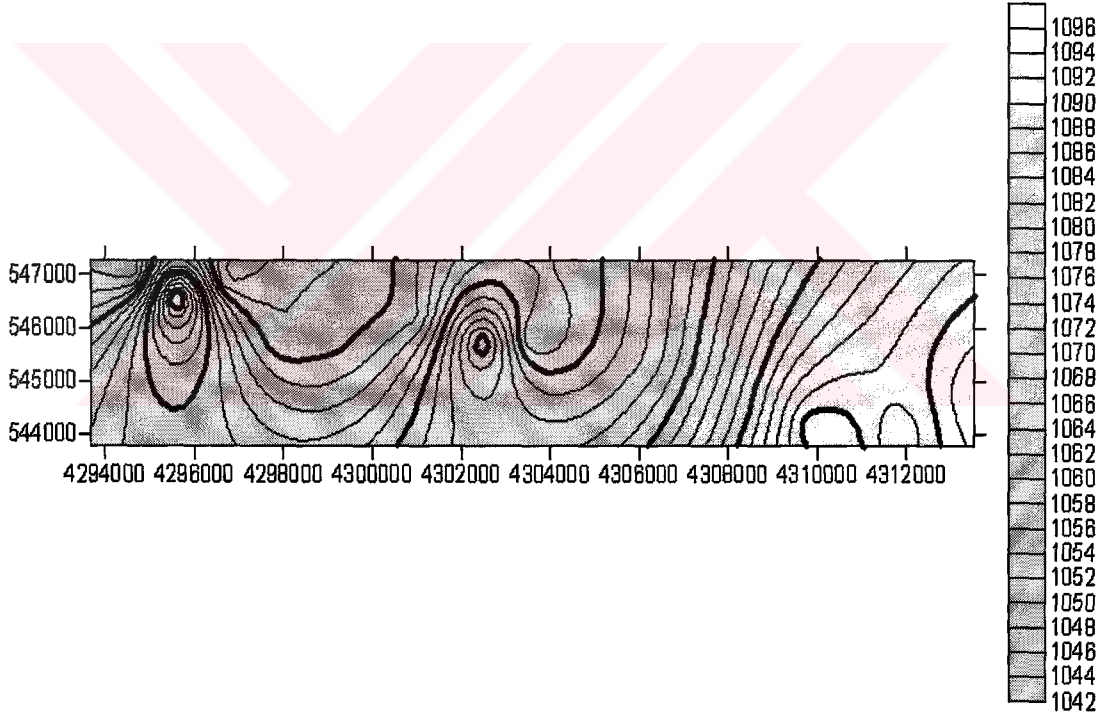
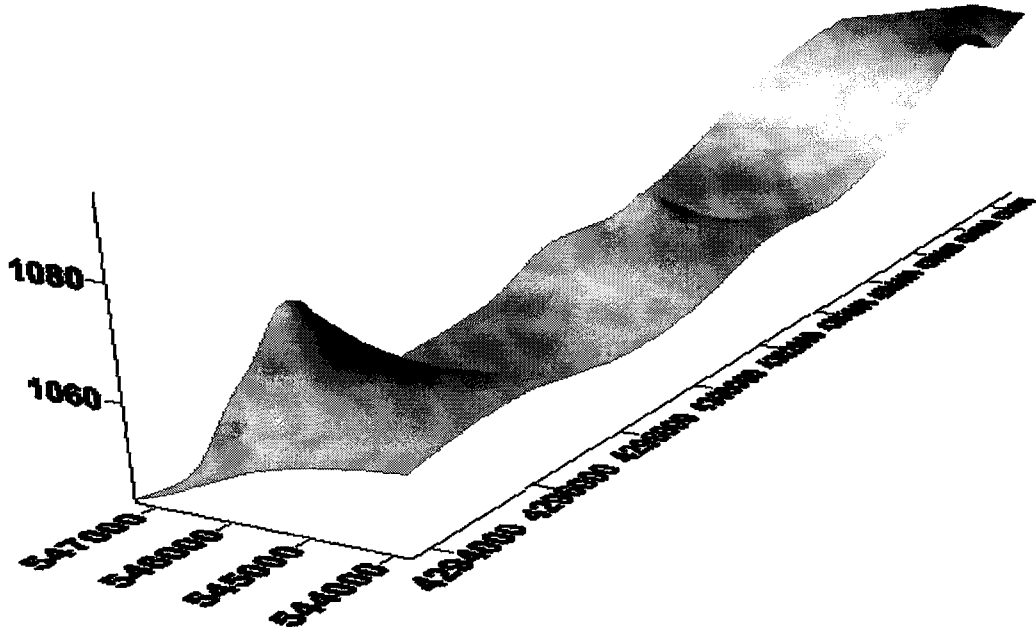


Şekil 6.6 Jeoid Yüksekliğinin Değişimine Ait Grafik

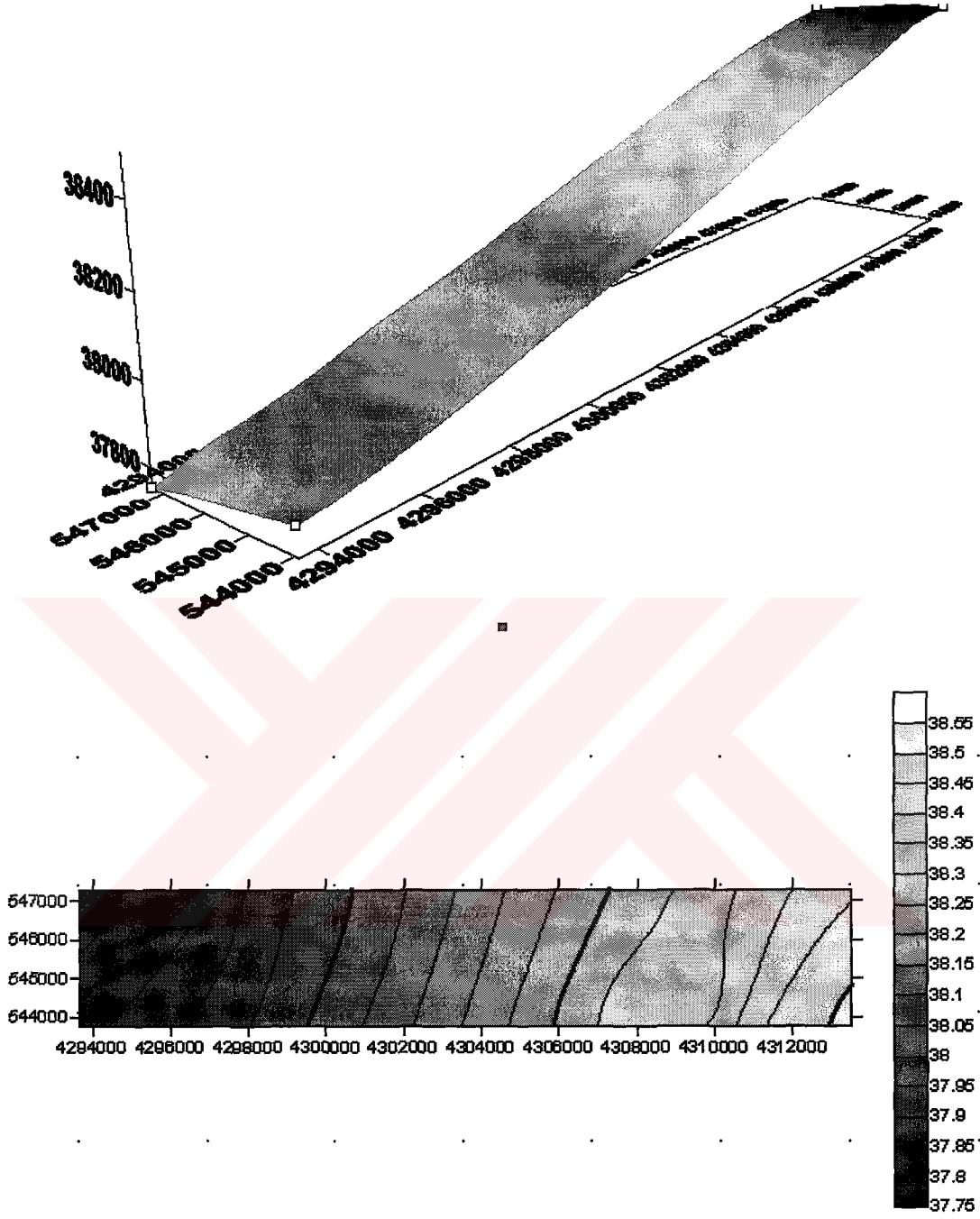
Elde edilen ortometrik (Şekil 6.6), elipsoidal (Şekil 6.7) ve jeoid ondülasyonu (Şekil 6.8) grafiklerinin üç boyutlu profilleri ve modelleri oluşturulmuştur,



Şekil 6.7 Ortometrik Yükseklik Üç Boyutlu Profili ve Modeli



Şekil 6.8 Elipsoidal Yükseklik Üç Boyutlu Profili ve Modeli



Şekil 6.9 Jeoid Ondülasyonunun Üç Boyutlu Profili ve Modeli

7. SONUÇ VE ÖNERİLER

Günümüz teknolojisinin sunmuş olduğu GPS tekniği kullanılarak, nokta konum ve yükseklikleri kolaylıkla elde edilebilmektedir. GPS ile belirlenen elipsoidal yükseklikler kullanılarak, pratikte kullanılan yüksekliklere ancak “cm” doğruluklu bir jeoid modeli kullanılarak ulaşılabilmektedir.

Söz konusu jeoidin oluşturulmasında kullanılacak çeşitli yöntemler vardır. Bu yöntemler içerisinde, ekonomiklik, yaygınlık, uygulanabilirlik ve hesaplama kolaylığı kriterleri dikkate alındığında, GPS/Nivelman yöntemi ön plana çıkmaktadır. Dünyada ve ülkemizde yapılan çok sayıda çalışmada, GPS/Nivelman yöntemini önerilmektedir.

Çizelge 7.1’de noktalar arasındaki jeoid yüksekliğinin değişimine ilişkin değerler verilmiştir. Buna göre güzergahın başlangıç ve bitişi arasında jeoid yüksekliğindeki toplam değişim miktarı geometrik nivelman sonuçlarına göre 0.725 m, geometrik nivelman sonuçlarına ortometrik düzeltme getirilmiş değerlere göre 0.734 m olarak bulunmuştur. Noktalar arasındaki jeoid ondülasyonu değişimi için en küçük değer +0.024 m, en büyük değer +0.219 m bulunmuştur. (Şekil 6.4) ve (Şekil 6.5)’den jeoid yüksekliğinin arazinin karakter değiştirdiği yerlerde eğim değiştirdiği gözlenmiştir.

Jeoid yüksekliklerinin GPS ve geometrik nivelman ölçüleri ile belirlenebilirliğinin, incelendiği bu çalışmada Kuzey-Güney yönünde seçilen 20.42396 km’lik bir hat boyunca jeoiddeki değişim incelenmiştir. Hat boyunca belirlenen noktalardaki jeoid ondülasyonu 37.775 m ile 38.501 m arasında değişmekte ve ortalama 38.126 m’dir.

Çizelge 7.1 Noktalar Arasındaki Yükseklik Farkları ve Jeoid Ondülasyonundaki Değişim

Hat No	Elipsoidal Yükseklik Farkı (m)	Geometrik Yükseklik Farkı (m)	Jeoid Ond. Değişimi (m)	Ort. Düz. Getirilmiş Yük. Farkı (m)	Jeoid Ond. Değişimi (m)
1-2	-0.512	-0.538	0.026	-0.5372	0.0252
2-3	31.306	31.283	0.024	31.2822	0.0238
3-4	-28.553	-28.577	0.024	-28.5771	0.0241
4-5	2.201	2.139	0.062	2.1379	0.0631
5-6	1.130	1.092	0.039	1.0902	0.0398
6-7	0.581	0.545	0.036	0.5441	0.0369
7-8	2.241	2.208	0.034	2.2062	0.0348
8-9	20.523	20.459	0.065	20.4578	0.0652
9-10	-16.442	-16.486	0.044	-16.4851	0.0431
10-11	4.915	4.851	0.065	4.8487	0.0663
11-12	3.892	3.673	0.219	3.6720	0.2199
12-13	6.447	6.568	-0.121	6.5661	-0.1191
13-14	9.197	9.149	0.048	9.1490	0.0479
14-15	10.780	10.743	0.037	10.7409	0.0391
15-16	-0.146	-0.187	0.041	-0.1851	0.0392
16-17	-5.131	-5.177	0.046	-5.1761	0.0451
17-18	8.497	8.459	0.039	8.4575	0.0395
			$\Sigma=0.7245$		$\Sigma=0.7339$

jeoid yükseklikleri Kartal (1998) tarafından Ankara için 33.185 m, Bursa için 36.495 m, Arslan (1997) tarafından Zonguldak için 32.557 m, Tuşat (2000) tarafından Konya'da Kuzey-Güney yönünde 16 nokta için 35.709 m, İnal ve Turgut (2001) yine Konya için Konya-İstanbul karayoluna dik 17 nokta için 35.735 m bulunmuştur.

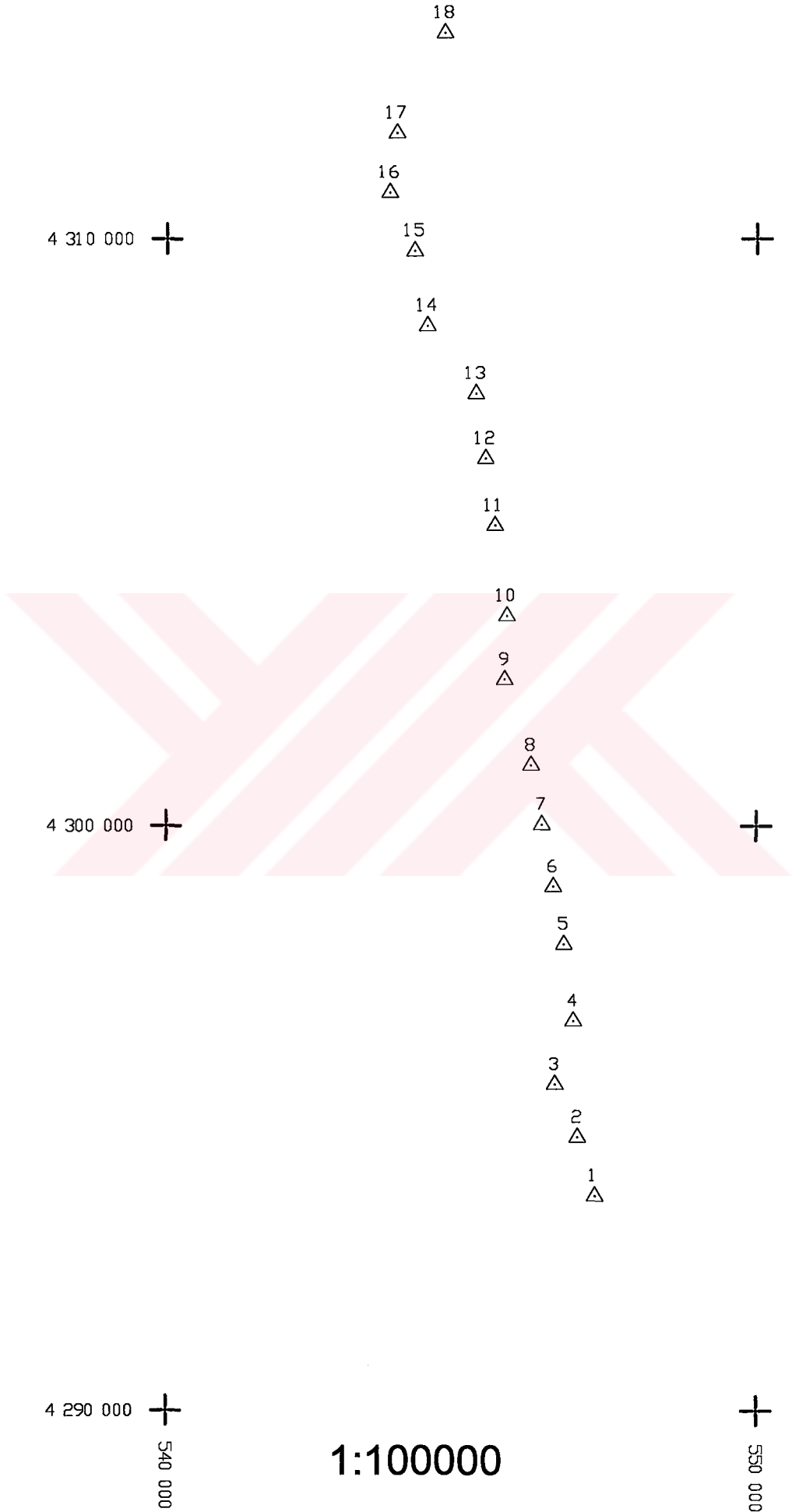
Günümüzde jeodezik ağların konumlandırılması ve mevcut ağlarda sıklaştırma çalışmaları GPS ile uygulanmaktadır. GPS ile elde edilen elipsoidal yüksekliklerden uygulamada kullanılan ortometrik yüksekliklere dönüştürülmesi gerekmektedir. Bunun için de yerel jeoidden bölgesel jeoide geçişi, bu hatların değişik yönlerde çoğaltılması, yani hem elipsoidal yüksekliği hem de ortometrik yüksekliği bilinen noktaların çoğaltılması gerekir. Böylelikle jeoid için yüzey belirlemede kullanılacak uygun noktalar üretilmiş olacaktır. Ancak bu noktaların arazi topografyasını iyi temsil etmesi ve uygun dağılımı doğruluk açısından önemlidir.

KAYNAKLAR

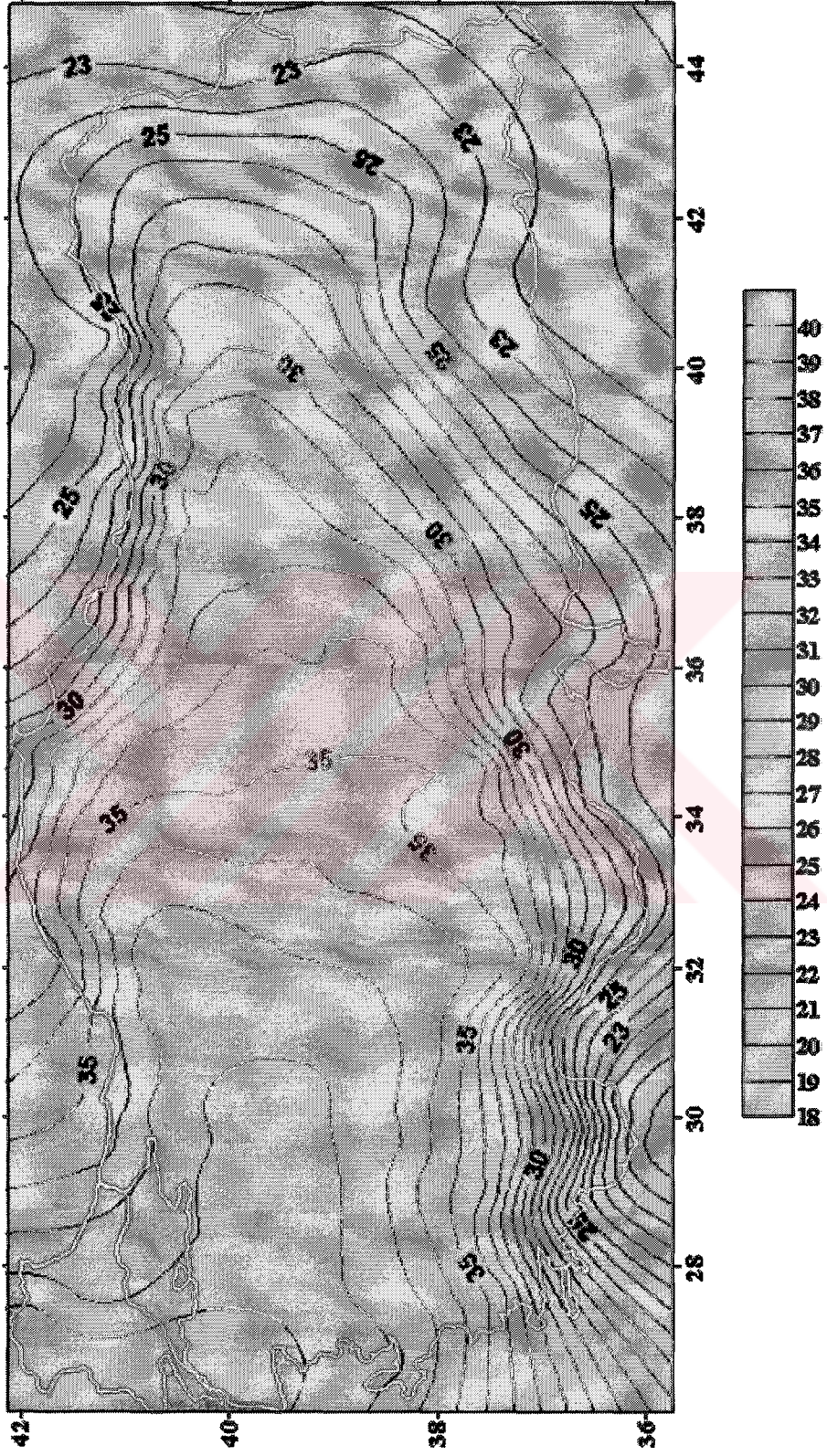
- Akçın, H., 1998, "GPS Ölçülerinden Pratik Yüksekliklerin Elde Edilmesi Üzerine Bir Araştırma", Doktora tezi, Y.T.Ü, İstanbul.
- Aksoy, A., Ayan, T., Çelik, R.N., Demirel, H., Deniz, R., ve Gürkan, O., 1999 "Güncel Gelişmeler Işığında Mekansal Bilgi Sistemleri İçin Jeodezik Altyapı ve Problemler", Harita Mühendisliğinde 50.yıl Konferansı, İstanbul.
- Arslan, E., 1997, "GPS Koordinatlarından Ülke Koordinatlarına Dönüşüm", 6. Harita Kurultayı (03-07 Mart), 303-325 Ankara,
- Ayan, T.,1976, "Astrogeodatische Geoidberechnung für das Gebiet der Türkei", Diss.Karlsruhe.
- Ayan, T.,1978, "Türkiye Geoidi", Harita Dergisi, Sayı 85, sayfa 5-17.
- Ayhan, M.E., Bank, E., Lenk, O., Şeker, H.A., "South-Western Anatolia (aegean Region) Doppler Geoid." Boll. di Geod. e Sci. Aff., Anno XLVI, No.4, pp.293-308, 1987.
- Ayhan, M.E., 1992, "Türkiye Jeoidi – 1991 (TG-91)", Harita Dergisi, Sayı 108, s. 1-17, Ankara.
- Ayhan, M.E., 1993, "Geoid Determination in Turkey (TG-91)", Bull. Geod., Vol. 167, No. 1, pp. 10-22,
- Ayhan, M.E. ve Alp, O., 1994, "Türkiye Astrojeodezik Jeoidi – 1994 (TAG-94)", İç Rapor, No. Jeof-94-2, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., Açıkgoz, M., Fırat, O., Şengün, Y.S., Cingöz, A., Gürdal, M.A., Kurt, A.İ., Ocak, M. A., Türkezer, H.Y., Bayazıt, N., Ata, M., Çağlar, Y., Özerkan, A., 2002, "Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı – 1999A (TUTGA-99A)", Harita Dergisi, Özel Sayı 16, Ankara.
- Barzaghi, R., Brovelli, M. and Sanso, F., 1990, "Altimetry Rank Deficiency In Crossover Adjustment", Determination of The Geoid Present and future International Association of Geodesy Symposia, No 106, Springer-Verlag, Milan, Italy.
- Courtaney, S., 1980, Geodesy, London.
- Demirkol, E.Ö., 1999, "Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı Datum Probleminin Çözümüne Yönelik Kara ve Deniz Gravite Ölçülerine Dayalı Jeoid Belirleme", Doktora Tezi, Y.T.Ü, İstanbul.

- Doğan, U., 1996, “GPS Ölçüleri ile Yersel Ölçülerin Birlikte Dengelenmesi Üzerine Bir İnceleme”, Yüksek Lisans Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Eren, K., Uzel, T., 1995, “GPS Ölçmeleri”, YTÜ İnşaat Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Yayın No : 301, İstanbul.
- Güllü, M., 1998, “GPS ve Yersel Gözlemlerin Birlikte Dengelenmesi”, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Gürkan, O., 1978, “Astrojeodezik ağların deformasyonu ve Türkiye I. Derece triyagülasyon ağı”, KTÜ Yayın No. 104, YBFYayın no. 21, KTÜ Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon.
- Hoffman-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J., 1997 “GPS Theory and Practice”, New York.
- İnal, C., Turgut B., 2001, “Konya'da Doğu-Batı Yönündeki Jeoid Yüksekliği Değişimlerinin İncelenmesi”, Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 16, 1, 20 – 25., Konya.
- Kahveci, M., 1993, “Ortometrik Yüksekliklerin Belirlenmesinde Global Konumlama (GPS) Sistemi”, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kartal, A., 1998, “GPS Yöntemi ile Yükseklik Belirlenirken İnterpolasyon Yöntemlerinin Kullanılması”, Yüksek Lisans Tezi, YTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Klobuchar, J.A.,1987, “Ionospheric Time Delay Algorithm For Single-Frequency GPS Users IEEE Transaction on Aerospace and Electronic Systems”, Vol. AES-23, No.3, May, pp.321-331.
- Kımk, İ., 1999, “GPS Ölçme ve Değerlendirmelerinde Hata Kaynakları Üzerine Bir İnceleme”, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kraus, K., Mikhail, E.M., 1972 “Linear Least-Squares Interpolation” 12. Congress of the International Society of Photogrammetry, July 23-August 5, Ottawa, Canada.
- Lee, J.T., Mezera, D.F., 1992, “ Interpolation of GPS Geoid Height With Cubic Hermite polynomial over Triangular Patch”, 6. International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Ohio.
- Ledersteger, K., 1969, “Astronomiche und Physkaliche Geodasie. Band V Handbuch der Vermessungskunde Von Jordan, Eggert”, Kneißl, Metzlersche Verlags buchhandlung, Stuttgart.

- Leick, A., 1990, "GPS Satellite Surveying", A Wiley-Interscience Publication, New York.
- Nieuwejaar, W., 1988, "GPS Signal Structure", AGARD Lecture series No. 161.
- Ollikainen, M., 1997, "Determination of Orthometric Heights Using GPS Levelling", Publications of the Finnish Geodetic Institute, Kirkkonummi.
- Rapp, R.H., 1992, "Computation and Accuracy of Global Geoid Undulation Models", 6. International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Ohio.
- Schödlbauer, A., Krack, K., Scherer, B., Widmann, R., 1992, "GPS Levelling in High Precision Engineering Surveys", 6. International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Ohio.
- Soycan, M., Topbaş, S.A., 2002, "Comparison of Surface Models for GPS Geoid Determination", EGS XXVII General Assembly, Nice.
- Spilker, J.J., 1996, Chapter 13: "Tropospheric Effects on GPS. In Global Positioning System: Theory and Applications", Volume I, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Inc., pp. 517-545.
- Torge, W., 1980, "Geodesy", Walter de Gruyter, Berlin-New York.
- Turgut, B., 1995, "Fiziksel Jeodezi Ders Notları (Basılmadı)", Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Tuşat, E., 2000, "GPS Gözlemleri ve Yersel Gözlemler Yardımıyla Jeoid Profilinin Çıkarılması", Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Selçuk Üniversitesi, Konya.
- Üstün, A., 1996, "Datum Dönüşümleri", Yüksek Lisans Tezi, YTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Vanicek, P., Krakiwsky, E., 1982, "Geodesy : The Concepts. North Holland Publishing Company", Amsterdam-New York.
- Yanar, R., 1999, "Jeodezik Yükseklik Sistemleri Üzerine Bir Araştırma", Doktora Tezi, YTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Zhang, S., 2000, "Interpolation of Geoidal/Quasigeoidal Surfaces for Height Determination with GPS", Phd Thesis, Hannover.



Ek-1: Test Ağına ait Kanava



Ek-2 : Türkiye Jeoidi - 1999 (TG-99)

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması sırasında bana yol gösteren ve yönlendiren danışman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Mevlüt GÜLLÜ baőta olmak üzere, beni çalışmaya teővik eden ve her konuda yardımlarını esirgemeyen sayın hocam Yrd. Doç. Dr. İbrahim YILMAZ' a ve AKÜ Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü'nün yardımlarını gördüğüm öğretim üyelerine teőekkürlerimi sunarım.

Ayrıca, çalıőmamda yardım ve ilgilerini esirgemeyen Arő.Gör. İbrahim TİRYAKIOĞLU, Arő.Gör. A. Okan ERDOĞAN ve diğer çalışma arkadaşlarım ile arazi çalıőmalarımnda bana yardımcı olan öğrencilerime teşekkür ederim.

Çalıőmam süresince desteğinden güç aldığım sevgili eőim F. Fulya TAKTAK' a ve beni bugünlere getiren sevgili aileme en içten teőekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalıőmasını 031.MÜH.08 numaralı proje olarak destekleyen AKÜ BAPK' a teşekkür ederim.

ÖZGEÇMİŞ

Fatih TAKTAK 18.11.1978 yılında İstanbul' da doğdu. 1995 yılında Bolvadin Endüstri Meslek Lisesi Harita ve Kadastro bölümünden mezun oldu ve 1996 yılında Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Müh. Bölümünü kazandı. Bu bölümden 2000 yılında mezun oldu. 2001 yılında Araştırma Görevlisi olarak AKÜ Mühendislik Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Müh. Bölümünde çalışmaya başladı. Halen bu görevi sürdürmektedir. Yüksek lisans eğitimine 2002 yılında Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Anabilim Dalında başladı. 2004 yılında evlendi.

