

**YERSEL JEODEZİK ÖLÇÜLERDE REFRAKSİYONUN TTM İLE
MODELENDİRİLMESİ VE DİĞER YÖNTEMLER İLE KARŞILAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Mehmet Ali GÜRDAL
(501950039012)**

100663

100663

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 29 Ocak 1999

Tezin Savunulduğu Tarih : 07 Haziran 1999

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Ahmet AKSOY

Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Onur GÜRKAN (B.Ü.)

Prof.Dr. Hüseyin DEMİREL (Y.T.Ü.)

Prof.Dr. Tevfik AYAN (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Rasim DENİZ (İ.T.Ü.)

[Handwritten signatures of Prof. Dr. Ahmet AKSOY, Prof. Dr. Onur GÜRKAN, Prof. Dr. Hüseyin DEMİREL, Prof. Dr. Tevfik AYAN, and Prof. Dr. Rasim DENİZ]

HAZİRAN 1999

ÖNSÖZ

Teknoloji ve bilgi çağımıza damgasını vuran iki olgudur. Her türden bilginin tüm bilimler için kullanıldığı bir çağı yaşamaktayız. Bilimler arasındaki ilişkiler ve yardımlaşma eskiye oranla daha yoğun ve birebir hale gelmiştir. Örneğin elektronik mühendisliği hemen hemen tüm alanlardaki ihtiyaçlara yanıt vermekte, özellikle mesleğimiz açısından elektronik mühendisliğindeki buluşlara GPS örneğinde olduğu gibi daha çok ihtiyaç duymaktayız. Çağımızda da, jeodezi ve fotogrametri mühendisliği kendisinden beklenen bilgileri doğru, zamanında ve istenen duyarlılıkla sunmak zorundadır. Günümüzde, jeodezik çalışmalardan beklentiler daha çok bilgilerin doğruluğu yönündedir. Yapılan bu çalışma yersel jeodezik ölçülerin refraksiyon nedeniyle indirgenmelerinde son çeyrek yüzyılda uygulanan alternatif yöntemin ülkemizde ilk uygulamalarından olması nedeniyle önemli olup çalışmaya katkıları bulunanlar açısından gurur vericidir.

Gerçekleştirilen bu çalışmada değerli bilgi, tecrübe ve eleştirilerinden yararlandığım, 1992 yılından bu yana beraber çalışmakta olduğum, beni her zaman destekleyen, içten yardımlarını ve sıcak ilgilerini hiç bir zaman esirgemeyen, tez danışmanım, seçkin hocam sayın Prof.Dr.Ahmet AKSOY'a minnettarım. Çalışmaların başında konunun önemini vurgulayan, bu konuyla ilgili benzer çalışmaları bulunan, çalışmamda emeği geçen, beni bu konuda cesaretlendiren, görüşlerinden her zaman yararlandığım sayın Prof.Dr.Rasim DENİZ'e ve emeği geçen jüri üyelerine de ayrıca teşekkür ederim. Çalışmamın uygulamalar bölümünde kullandığım Ankara GPS Test Ağı (AGTA) ölçülerinin yapılmasında ve AGTA' nın bir kitapçık halinde yayımlanmasında emeği geçenlere teşekkür etmemek nezaketsizlik olur. Çünkü bu test ağı ölçüleri olmadan, bu çalışma bu derecede anlam kazanamayacak ve sonuçlar somut bir şekilde ortaya konamayacaktı.

Tez çalışmalarım boyunca bana burs desteği sağlayan, Türkiye'nin yüzakı kuruluşlarından TÜBİTAK'a minnettar kaldığımı ifade etmek ve teşekkürlerimi sunmak istiyorum.

Akademik çalışmalara başlamam konusunda beni yönlendiren annem, babam ve diğer büyüklerim ile yakınlarıma ne kadar teşekkür etsem azdır. Akademik çalışmalarımın başladığı 1992 yılından bu yana, beni her zaman destekleyen ve anlayış gösteren anne ve babama, bana her konuda destek veren ve bitmez tükenmez bir sabırla bana yardımcı olan sevgili eşime, çalışmalarımnda başarılı olmam için her zaman dua eden yaşlı dedem ve anneanneme bu tezi ithaf ediyorum. Ayrıca, bu uzun ve yorucu çalışmalarım sırasında kendilerini ihmal ettiğim sevgili kızım ve oğluma, şu anda anlamını bilmeseler bile kendilerine ilgisiz kaldığım yıllara karşılık verebileceğim en büyük hediye bu tez çalışmasının bitirilmiş olmasıdır. Umarım kendilerine bundan sonra daha çok yardımcı olur ve ilgi gösterme fırsatı bulurum.

HAZİRAN 1999

Mehmet Ali GÜRDAL

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	x
ÖZET	xi
SUMMARY	xiii
1. GİRİŞ	1
2. BİR ÇEVRESEL ATMOSFERİK MODEL OLARAK TTM	4
2.1. Elektromanyetik Dalganın Atmosfer İçerisinde Yayılımı	5
2.2. Türbülanslı Transfer Modeli (TTM)' ne İlişkin Genel Bilgiler	7
2.3. H Değerinin Belirlenmesi	10
3. JEODEZİK ÖLÇÜLERDEKİ REFRAKSİYON ETKİLERİNİN GİDERİLMESİ	20
3.1. Zenit Açıları, Trigonometrik Yükseklik Kavramı ve Belirleme Yöntemleri, Zenit Açılarında Meteorolojik Etkiler	20
3.1.1. Toplam kırılma açısı	26
3.1.2. Kırılma katsayısının belirlenmesi	31
3.1.2.1. Meteorolojik parametreler yardımı ile kırılma katsayısının hesaplanması ve TTM yöntemi	31
3.1.2.2. Geometrik yöntem ile kırılma katsayısının belirlenmesi	36
3.1.2.2.1. Tek taraflı zenit açıları ile kırılma katsayısının belirlenmesi	36
3.1.2.2.2. Karşılıklı ve eş zamanlı zenit açıları ile kırılma katsayısının hesaplanması	37
3.1.2.2.3. Dengeleme ile herbir istasyon noktası için sabit kırılma katsayısının belirlenmesi	38
3.2. Elektromanyetik Uzaklık Ölçmeleri (EDM)' nde Meteorolojik Etkiler	38
3.2.1. TTM ile hız düzeltmesinin hesaplanması	42
3.3. Presizyonlu Nivelman Ölçüleri ve Refraksiyon Hatasının Etkisi	51
3.3.1. Refraksiyon hatasının giderilmesi için yöntemler	55

3.3.1.1. Direkt ısı farkı gözlemleri ve ısı-yükseklik fonksiyonu yardımıyla refraksiyon hatasının modellendirilmesi	55
3.3.1.2. Ölçülen ısı farkı ölçüsü ile modellendirilen ısı gradyenti (dt/dh) yardımıyla refraksiyon hatasının modellendirilmesi	57
3.3.1.3. TTM ile refraksiyon düzeltmelerinin hesaplanması	59
3.3.1.3.1. TTM ile sıcaklık farkının belirlenmesi	63
3.3.1.3.1.1. Nötr atmosfer koşullarında sıcaklık farkının hesaplanması	63
3.3.1.3.1.2. Kararsız atmosfer koşullarında ısı farkının hesaplanması	64
4. SAYISAL DEĞERLENDİRME VE İRDELEMELER	65
4.1. Meteorolojik Parametrelerin Modellendirilmesi	65
4.2. Test Ağı, Ölçmeler ve Değerlendirmeler	70
4.2.1. Test ağının tanıtımı	70
4.3. AGTA Düşey Açı Ölçülerinin TTM İle Refraksiyon Hatalarından Arındırılması	71
4.3.1. AGTA zenit ölçülerinin herbirine ait kırılma katsayılarının ve elipsoit yükseklik farklarının hesaplanması	72
4.3.1.1. Meteorolojik parametrelerle belirlenen kırılma katsayısı eşitlikleri	75
4.4. AGTA EDM Ölçülerinin, TTM ve Lineer Kırılma İndisi Modeli İle Refraksiyon Hatalarından Arındırılması	84
4.4.1. EDM ölçülerinin TTM ve lineer kırılma indisi modeli ile indirgenmesi	84
4.4.2. TTM ve OD yöntemleri ile indirgenen EDM ölçülerinin ağ dengelemesi sonuçlarına etkileri	90
4.5. Nivelman Ölçülerinin TTM İle Refraksiyon Hatalarından Arındırılması	94
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	102
KAYNAKLAR	110
EKLER	116
ÖZGEÇMİŞ	127

KISALTMALAR

TTM	: Türbülanslı Transfer Modeli
AGTA	: Ankara GPS Test Ağı
GPS	: Global Positionning Sistem (Küresel Konumlama Sistemi)
TCDMİGM	: Türkiye Cumhuriyeti Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
EKK	: En Küçük Kareler



TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. C, W ve Z_0 için tahmin değerleri	51
Tablo 3.2. Isı-Yükseklik fonksiyonları ve bir nivelman portesindeki yükseklik ölçüsüne getirilecek refraksiyon düzeltmesi eşitlikleri	57
Tablo 3.3. Modellendirilen düşey ısı gradyenti $\hat{a}$ kullanılarak tek bir mira okuması için kullanılan refraksiyon düzeltmesi eşitlikleri	59
Tablo 4.1. Güneş radyasyonu modellendirme sonuçları	69
Tablo 4.2. Sıcaklık modellendirme sonuçları	69
Tablo 4.3. Yağış modellendirme sonuçları	69
Tablo 4.4. Bulutluluk modellendirme sonuçları	69
Tablo 4.5. AGTA zenit ölçüleri için hesaplanan kırılma katsayıları	78
Tablo 4.6. ETRF-89 elipsoit yükseklik farkları ile değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına ilişkin istatistikler	80
Tablo 4.7. Eş zamanlı ve karşılıklı zenit ölçüleri için hesaplanan değişik kırılma katsayıları, ölçü zamanı ve ısı akısı (H) değerleri	81
Tablo 4.8. ETRF-89 elipsoit yükseklik farkları (karşılaştırma büyüklükleri) ile eş zamanlı ve karşılıklı zenit açılarından hesaplanan değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına ilişkin istatistikler ..	81
Tablo 4.9. Uzaklığın bir fonksiyonu olarak lineer bir fonksiyon ile modellendirilen refraksiyon katsayısı için, değişik uzaklıklara göre fonksiyon katsayıları ve uyum sonuçları ...	83
Tablo 4.10. Düşey açıların bir fonksiyonu olarak lineer bir fonksiyon ile modellendirilen refraksiyon katsayısı için, değişik düşey açılara göre fonksiyon katsayıları ve uyum sonuçları	84
Tablo 4.11. TTM ve ortalama meteorolojik parametreler ile atmosferik Düzeltme getirilen EDM kenarları ve ölçü çiftlerinin karşılaştırılmasına ilişkin toplu sonuçlar	87
Tablo 4.12. Çift ölçü farklarına ilişkin ön değerlendirme sonuçları	89
Tablo 4.13. OD yöntemi ile indirgenen ölçülerin serbest dengelemesi ile elde edilen nokta konum bilgileri ve bazı doğruluk ölçütleri	92
Tablo 4.14. TTM yöntemi ile indirgenen ölçülerin serbest dengelemesi ile elde edilen nokta konum bilgileri ve bazı doğruluk ölçütleri	93
Tablo 4.15. Nivelman hatlarına ait refraksiyon hataları ve yükseklik farklarına olan etkileri	100

Tablo 4.16.	Değişik saatlerde hesaplanan nivelman hatlarındaki nivelman noktaları için hesaplanan refraksiyon büyüklüklerine ilişkin istatistikler	101
Tablo A.1.	Modellendirme işleminde yağış değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerler (mm)	117
Tablo A.2.	Modellendirme işleminde bulutluluk değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (0 - 10)	119
Tablo A.3.	Modellendirme işleminde sıcaklık değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (° C)	121
Tablo A.4.	Modellendirme işleminde yağış değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (mm)	123
Tablo B.1.	ϕ ve λ' 'nın 5'inci kuvvetleri ile yapılan modellendirmeye ilişkin bulutluluk, güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış yüzey katsayıları	125



ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 3.1 : Trigonometrik yükseklik ölçüsü	22
Şekil 3.2 : Atmosfer katmanları ve ışın yolu	29
Şekil 3.3 : Sabit yörünge eğriliği olan bir ölçme dalgası ile jeoit ve elipsoit arasındaki geometrik ilişkiler	41
Şekil 3.4 : Kararsız (unstable) atmosfer koşullarında konvektif sınır katmanının şematik gösterimi	44
Şekil 3.5 : Stabil olmayan atmosferik şartlarda $h / L $ logaritmik ölçeği ile ortalama potansiyel sıcaklık düşey gradyentinin profili	46
Şekil 3.6 : Stabil olmayan atmosferik koşullarda ölçülen bir elektromanyetik uzaklık ölçme kenarının TTM modeline göre şematik gösterimi...	47
Şekil 3.7 : Ölçülen AB kenarında atmosferik parametreler	50
Şekil 3.8 : Bir nivelman portesinde refraksiyon hatasının etkisi	53
Şekil 4.1 : Güneş radyasyonu modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları	67
Şekil 4.2 : Bulut modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları	68
Şekil 4.3 : Sıcaklık modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları	68
Şekil 4.4 : Yağış modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları	68
Şekil 4.5 : Ocak ayında Türkiye aylık ortalama güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış değerleri	70
Şekil 4.6 : Temmuz ayında Türkiye aylık ortalama güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış değerleri	70
Şekil 4.7 : Ankara GPS Test Ağının Türkiye üzerindeki konumu	71
Şekil 4.8 : Ankara GPS Test Ağı 3D Sayısal Arazi Model	72
Şekil 4.9 : Ankara GPS Test Ağı Zenit Ölçü Planı	73
Şekil 4.10 : Ankara GPS Test Ağı EDM Ölçü Planı	74
Şekil 4.11 : k_1 kırılma katsayısı kullanılarak elde edilen farklar	76
Şekil 4.12 : k_5 refraksiyon katsayısı ile uzaklıklar arasındaki fonksiyonel ilişki	85
Şekil 4.13 : k_1 refraksiyon katsayısı ile düşey açılar arasındaki fonksiyonel ilişki	85
Şekil 4.14 : TTM ve OD yöntemleri hız düzeltmesi getirilen EDM ölçü çiftlerine ilişkin ölçü çifti farkı sınır değerleri ve bu sınır değerleri arasındaki ölçü sayısını (frekans) gösteren histogram	89
Şekil 4.15 : OD ve TTM modeli yardımıyla hız düzeltmesi getirilen karşılıklı EDM kenarlarının farklarına ilişkin histogram	90
Şekil 4.16 : Çeşitli tarihlerde Ankara'da yerden 0.5-2.5 m yükseklikteki ölçülen ve hesaplanan ısı farkları	95

Şekil 4.17	: 6 Eylül 1975 tarihinde Gürün’de ısı farkları	96
Şekil 4.18	: Refraksiyon araştırması yapılan ülke nivelman hatları	97
Şekil 4.19	: (a) 1 nolu nivelman hattının kesiti, (b) 2 nolu nivelman hattının kesiti, (c) 3 nolu nivelman hattının kesiti	97



SEMBOL LİSTESİ

dt/dh	: Düşey ısı gradyenti
de/dh	: Düşey nem gradyenti
dN/dh	: Kırılma indisi gradyenti
$d\theta/dh$	: Potansiyel sıcaklığın düşey gradyenti
du/dh	: Rüzgar hızının düşey gradyenti
e	: Elipsoidin birinci eksentrisitesi
e	: Su buharı bileşeninin kısmî basıncı
e'	: Doymuş buhar basıncı
e_m	: Ortalama su üzerinde oluşan su buharı basıncı
f	: Elektromanyetik dalga frekansı
f_N	: Elektron plazma rezonans frekansı
g	: Gravite
G	: Atmosferden yeryüzüne doğru ısı akısı (downward heat flux)
H	: Konveksiyon nedeniyle yerden yukarı doğru taşınan ısı akısı (Heatflux)
k	: Kırılma katsayısı
n	: Boşlukta kırılma indisi
n_k	: Alet içi kırılma indisi
n_m	: Ortalama kırılma indisi
n_g	: Standart kuru havanın grup kırılma indisi
N_g	: Grup kırılma sayısı
N_k	: Alet yapımcısı tarafından verilen kırılma sayısı
P	: Basınç
q	: Özgül nemlilik
q_{LA}	: Obuchow yüksekliğindeki özgül nemlilik
R_i	: Rikardson sayısı
t	: °C cinsinden hava sıcaklığı
t'	: °C cinsinden ıslak hava ısı s
T	: Kelvin biriminde sıcaklık
ζ	: Elipsoidal zenit açısı
δ	: Kırılma açısı
γ	: Elipsoid merkezinde P_1 ve P_2 noktalarını gören açı
Δt	: Isı-yükseklik fonksiyonu ile hesaplanan ısı farkı
ψ'	: Ülkede kaydedilen en yüksek aylık ortalama yağış değeri
ψ	: Ölçü yapılan yerdeki aylık ortalama yağışın cm biriminde değeri

YERSEL JEODEZİK ÖLÇÜLERDE REFRAKSİYONUN TTM İLE MODELLENDİRİLMESİ VE DİĞER YÖNTEMLER İLE KARŞILAŞTIRILMASI

ÖZET

Bu çalışmada, yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkilerinin giderilmesi ele alınmıştır. Bu amaçla, yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkileri açıklanmış ve daha sonra bir jeodezik ağda refraksiyon etkilerini ortaya çıkarmak için tezde önerilen yöntem ile uygulamalar gerçekleştirilmiş ve uygulamalardan elde edilen sonuç ve öneriler verilmiştir.

Jeodezik ağlardaki en eski sorunlardan birisi jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkisidir. Herhangibir yersel veya birinci derece jeodezik ağın kurulması sırasında genellikle yapılan jeodezik ölçüler aşağıdaki gibidir:

- Trigonometrik açı ölçüleri (zenit açısı, düşey açı)
- Elektronik uzaklık ölçüleri (EDM)
- Geometrik nivelman ölçüleri

Bu üç çeşit ölçü genellikle atmosferin alt katmanlarında gerçekleştirilir. Atmosferin her katmanı farklı bir davranış sergiler ve farklı bir karakteristiğe sahiptir. Yersel jeodezik ölçüler atmosferin yerden 0-50 m olan yere yakın katmanlarında yapılmaktadır. Yere yakın bu katmanların gün içerisindeki özellikleri de aynı değildir. 8-19 saatları arasında, kararsız atmosfer koşulları; güneşin doğuşundan bir saat sonraya kadar ve güneşin batışından bir saat öncesinden güneşin batışına kadar olan sürelerde de kararlı atmosfer koşulları hakim olur. Nötr atmosfer koşulları ise kararlı ve kararsız atmosfer koşulları arasındaki geçiş sürelerinde gerçekleşir. Bu üç atmosfer koşulunun meteorolojik parametreler açısından farklı özellikleri söz konusu olmaktadır. Atmosferin alt katmanlarda yapılan jeodezik ölçüler refraksiyon nedeniyle farklı büyüklükte etkilenir. Bu nedenle, bir gözlemcinin refraksiyon etkilerinden sakınması söz konusu olamamaktadır.

Refraksiyon, atmosfer içerisinde gerçekleştirilen jeodezik ölçülerde, kolay kolay giderilemeyen sistematik bir hataya neden olmaktadır. Dünyanın neresinde olursa olsun jeodezik ölçüler refraksiyon nedeniyle etkilenir. Bu nedenle, bu tür ölçüleri gerçekleştiren tüm ölçücüler her yerde bu hata ile karşı karşıya kalmaktadır. Dünyada refraksiyon konulu bir çok sempozyum düzenlenmiş ve farklı ülkelerden bilim adamları birçok yöntem önermişlerdir. Ülkemizde bu maksatla ciddi çalışmalar olmakla beraber, şimdiye kadar doyurucu bir sonuç alınamamış olup bu problemin çözümüne katkıda bulunmak üzere bu çalışma başlatılmıştır. Zenit açısı ölçülerindeki, EDM ölçülerindeki ve nihayet geometrik nivelman ölçülerindeki refraksiyon sorunu bu çalışmanın üçüncü bölümünde ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Refraksiyon etkisi, jeodezik ölçülerin yapılışı ile eş zamanlı olarak sıcaklık, basınç ve nem gibi meteorolojik parametrelerin ölçülmesi ile doğrudan belirlenebilmektedir. Ancak bu yöntem zahmetli ve zor olup, ekonomik de değildir. Ayrıca ilave donanım ve personele gereksinim gösterir. Bu çalışmada geçmiş yıllarda yapılmış olan yersel jeodezik ölçüler ele alınmış olduğundan, yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkisinin belirlenmesi maksadıyla, Türkiye' ye eşit aralıkta dağılmış olan belirli saadaki meteoroloji istasyonlarına ait tarihi meteorolojik verilerin zaman ve konumun bir fonksiyonu olarak modellendirilmesine dayalı ve Türbülanslı Transfer Modeli (TTM) olarak adlandırılan bir yöntem ele alınmış ve bu yöntemin ayrıntıları tezin ikinci bölümünde ayrıntılı olarak verilmiştir. Söz konusu modelin uygulanması zenit açısı ve EDM ölçüleri için Ankara GPS Test Ağında (AGTA); geometrik nivelman ölçüleri için üç adet ulusal birinci derece nivelman hattında gerçekleştirilmiş ve ölçülerdeki refraksiyon hataları belirlenmiştir.

TTM yönteminin uygulamaları sonucunda elde edilen sonuçlar ve öneriler aşağıda sıralanmıştır.

- Refraksiyon hatasının belirlenmesi için gerekli parametreler TTM yöntemi ile belirlenmiş, ve bu parametreler ile işlemler yapılmıştır. EDM ve zenit açısı ölçülerinde elde edilen sonuçların karşılaştırılması için doğrudan ölçülen meteorolojik parametreler kullanılarak refraksiyon hataları hesaplanmıştır.
- Geometrik nivelman ölçülerinin eski yıllarda yapılmış olması ve ölçülere eş zamanlı olarak meteorolojik parametreler ölçülmemiş olması nedeniyle, söz konusu ölçüler sadece TTM ile refraksiyon hatalarında arındırılmış ve yöntem karşılaştırması yapılmamıştır.
- TTM ile hesaplanan parametrelerin güven içerisinde doğrudan ölçülerden hesaplanan parametrelerin yerine refraksiyon hatalarının belirlenmesi maksadıyla kullanılabileceği ortaya konmuştur.
- TTM ile düzeltilen EDM kenarlarının lineer kırılma indisi modeli ile düzeltilen EDM kenarlarından küçük olarak hesaplandığı görülmüştür.
- TTM ile hesaplanan refraksiyon katsayıları refraksiyon katsayısı k 'nın $k=0.13$ gibi sabit bir sayı olmadığını göstermiştir.
- Refraksiyon hatalarından arındırılan yükseklik farklarının refraksiyon hatalarından arındırılmayan yükseklik farklarından daha büyük olduğu görülmüştür.
- TTM yöntemi kendini bu uygulamada da kanıtlamış olup, TTM yönteminin çeşitli jeodezik uygulamalar için gerekli olabilecek diğer meteorolojik parametrelerin hesaplanmasında kullanılabilirliği gösterilmiştir.

MODELING REFRACTION EFFECTS IN GEODETIC NETWORKS USING TURBULENT TRANSFER MODEL AND COMPARISON TO OTHERS METHODS

SUMMARY

Removing of refraction effects in terrestrial geodetic measurements were dealt with in this study. For this purpose, the refraction effects in terrestrial observations were explained and shown first in the first five chapters and different applications were carried out to point out these effects in a geodetic network, finally useful results and suggestions were given.

One of the oldest problems in the geodetic networks is the refraction effect in the geodetic measurements. Classical observations commonly used in constructing any regional or first order geodetic network are as follows:

- Trigonometric measurements (zenith observations)
- Electronic distance measurements (EDM)
- Geometric leveling measurements

These three groups of observations have been making generally through sub layers of the atmosphere. The atmospheric layers have different behaviors. Each layer has different characteristics. Terrestrial observations have been generally made in the layers, which close the earth surface, in the 0-50 meters. These layers do not show the same features in all time of the day. In the hours between 8-19, the unstable conditions prevail; in one hour after sunset and before sundown, the stable conditions prevail. Neutral conditions between stable and unstable conditions prevail. These three conditions have different features in terms of meteorological parameters. Observations made in the sub layer in the three conditions are effected in different magnitudes. So, it is not possible for the observers to avoid the refraction effects.

Refraction causes systematic errors in the geodetic measurements made through the atmosphere. This effect cannot be easily removed from measurements. All geodetic measurements made in the world were effected by refraction. So, people interested in this kind of measurements suffer from this effect, and for this reason, try to accomplish the hard and old problem. Many symposiums were hold in the world for refraction topic. People of different countries proposed many methods. In Turkey, although there some serious studies for this aim, satisfactory results were not obtained till now. And, this study was started to overcome this problem. In this study, refraction problem in trigonometric measurements, EDM and finally geometric leveling were given in detail in 3rd chapter.

The refraction effect can be determined by making directly simultaneous some meteorological observations, like temperature, pressure, humidity etc., when geodetic measurements are making. But, this way is not economic, and hard to do, and requires extra hardware and human power. Due that measurements made in the past were dealt with in this study, a refraction model, as a function of time and position and named as Turbulent Transfer Model (TTM), based on the modeling meteorological parameters made in the meteorology stations in the whole country, was used and the basic equations for the modeling were given and explained in detail in 2nd chapter. For application studies, EDM and zenith angle measurements in AGTN (Ankara GPS Test Network) were used. For leveling applications, three leveling lines in the TFOLN (Turkish First Order Leveling Network) were threaded for refraction errors.

The most important results obtained in the applications are as follows:

- Meteorological parameters required for refraction error were calculated using Transfer Turbulence Method (TTM), and these calculated parameters were used. On the other hand, directly observed parameters were used on the purpose for comparing two methods, in EDM and zenith measurements.
- Leveling measurements were corrected using TTM, because, only old leveling measurements were available.
- It is shown that parameters obtained by TTM can be used with confidence, in stead of directly observed parameters.
- Due to refraction effects, it is shown that EDM measurements corrected by TTM were less than EDM measurements corrected by the well known methods based on the average values of the end points.
- Refraction coefficients (k) calculated by TTM shown that k 's are not constant, as $k=0.13$, and vary depending on the time and the position.
- Corrected leveling measurements due to refraction were grown compared to uncorrected leveling measurements.
- TTM proved itself. It is shown that TTM can be used for the predictions of the other meteorological parameters necessary for other geodetic applications.

1. GİRİŞ

Presizyonlu ülke ve bölgesel jeodezik ağlardan beklenen genel amaçlar

- Konum bazlı bilgilere altlık oluşturmak,
- Yerin şeklinin ve büyüklüğünün belirlenmesi,
- Yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesi ve kaydedilmesi

şeklinde ifade edilebilir.

Presizyonlu ülke ve bölgesel jeodezik ağlar, kullanılan yöntemlere göre yersel ve uzaysal jeodezik ağlar şeklinde sınıflandırılabilir. Uzaysal jeodezik ağlar deyiminden, uydu teknikleri kullanılarak oluşturulan jeodezik ağlar anlaşılır. Yersel jeodezik ağlar deyiminden ise

- Düşey ve yatay açı ölçüleri,
- Elektromanyetik uzaklık ölçüleri,
- Geometrik nivelman ölçüleri

ile oluşturulan ağlar anlaşılır. Bu ağların tasarlanması sırasında, yer potansiyelinin belirlenmesi için gravite ölçüleri de planlanır.

Bu çalışmada yersel jeodezik ağlardaki ölçüleri etkileyen atmosferik etkiler ve bu etkilerin giderilmesi konu edilmekte olup,

- Düşey açı (ya da zenit açısı) ölçülerini
- Yüksek presizyonlu elektromanyetik uzaklık ölçülerini (EDM : Electronic Distance Measurements)
- Geometrik nivelman ölçülerini

etkileyen atmosfer etkilerinin **Türbülanslı Transfer Modeli (TTM : Turbulent Transfer Method)** ile giderilmesi çalışmanın temelini oluşturmaktadır. Ayrıca bu çalışmada, TTM' nin Türkiye koşul ve verilerine göre uygulanması ve diğer yöntemler ile karşılaştırarak irdelenmesi ele alınmıştır.

Yersel jeodezik ölçüler yere yakın atmosfer katmanlarında gerçekleştirilir. Bu katmanlarda gerçekleştirilen tüm düşey açı, EDM ve nivelman gibi yersel jeodezik ölçüler, atmosferin fiziksel etkileri altında yapılır. Bu nedenle yersel jeodezik ağların kurulması sırasında yapılan tüm ölçüler atmosferin neden olduğu hatalarla yüklüdür.

Yersel jeodezik ölçüleri etkileyen atmosferik etki, literatürde *kırılma* ya da *refraksiyon* olarak bilinmektedir. Refraksiyon etkisi, jeodezi biliminde bilinen hata türlerinden sistematik hatalar bölümüne girer. Sistematik refraksiyon etkisi ile ölçülerde sistematik bir bozulma meydana gelmektedir. Jeodezik ağların dengelenmesinde kullanılan ölçüler, istatistiksel olarak normal dağılımda olmalıdır. Ölçülerdeki sistematik hatalar, ölçülerin bu istatistiksel karakterini bozar. Bu nedenle jeodezik ağların dengelenmesi yapılmadan önce, kural olarak, dengelemeye giren ölçüler zorunlu olarak sistematik hatalardan arındırılır. Ancak ölçülerin sistematik hatalardan arındırılması kolay değildir.

Ölçülerdeki değişik türden hatalar ölçü sırasında ölçü yöntemleri ile alınan önlemler ve aletlerin hatasının düzeltilmesi ile kolayca giderilebilirken, refraksiyon hatası bu tür önlemler alınsa bile tamamen giderilemez. Refraksiyon hatasının giderilmesi amacıyla kimi zaman ek meteorolojik ölçüler yapılırsa da, bu durum ölçü hızının yavaşlamasına, güçleşmesine ve ekonomiden uzaklaşılmasına neden olmaktadır. Bu olumsuzluklar nedeniyle, refraksiyon etkisinin giderilebilmesi için 19 uncu yüzyıldan bu yana yoğun çalışmalar başlatılmış olup, bu çalışmalar halen devam etmektedir.

Bu bağlamda, 150 yıl öncesi başlatılan çalışmalar kapsamında, değişik yöntemler önerilmekte ve uygulanmaktadır. Mikrometeoroloji alanındaki son gelişmeler ile 1970 li yılların başlarında yersel jeodezik ölçülerin refraksiyon hatalarından arındırılması için alternatif TTM yöntemi önerilmiştir. TTM günümüzde yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkilerinin giderilmesinde yeni bir ümit ışığı olmuştur.

Refraksiyon etkisi yer-atmosfer ilişkilerinin bir sonucu olması nedeniyle, *yersel jeodezik ölçmelerdeki refraksiyon etkilerinin giderilmesi için uygulanan TTM'nin temelleri* bölüm 2'de, *yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkisi ve giderilmesi*

konusu bölüm 3’de, *uygulamalar* bölüm 4’ de ve son olarak bu konu ile ilgili *sonuçlar ve tartışma* bölüm 5’ de verilmektedir.



2. BİR ÇEVRESEL ATMOSFERİK MODEL OLARAK TTM

Yatay açılar, uzaklıklar, düşey açılar (zenit açıları) ve geometrik nivelman ölçüsünden hesaplanan yükseklik farkları yeryüzünde ölçülür. Bu ölçüler yüzey noktalarının birbirlerine göre uzaysal konumlarını belirler.

Yeryüzünde yapılan yersel ve yersel olmayan birçok jeodezik ölçü, atmosfer nedeniyle belirli derecede etkilenir. Jeodezik ölçmelerdeki tüm atmosferik etkiler literatürde, *refraksiyon etkisi (açı ölçülerine etki)* ve *hız etkisi (uzunluk ölçülerine etki)* olarak bilinir. Yatay açılar, uzaklıklar, düşey açılar gibi jeodezik ölçmelerde elektromanyetik dalga kullanılır. Dalga boyuna ve ölçülerden beklenen amaca göre elektromanyetik dalganın

- frekansı
- genliği
- fazı
- geliş açısı

gibi parametreleri ölçülür ve bu parametreler refraksiyon nedeniyle farklı büyüklükte etkilenir.

Doğrultu ve uzunlukla ilgili hemen hemen tüm jeodezik ölçüler, atmosferik parametreler nedeniyle gözlem doğrusunun çok karmaşık bir uzay eğrisine dönüşmesine neden olan yere yakın atmosfer tabakası içerisinde gerçekleştirilmekte olup, ışın yolunun bozulmasına neden olan bu refraksiyon etkilerinin giderilmesi için ölçülerin düzeltilme şeklinde yaygın bir uygulama vardır. Düzeltme ile optik yoldan geometrik yol elde edilir. Atmosferik sınır tabakası deyimi ile jeodezik ölçmelerin yapıldığı ve yerden birkaç kilometre yüksekliğe kadar olan açık havanın hakim olduğu yani yağmur, kar, sis vs. olmayan hava durumuna işaret edilir. Yersel jeodezik ölçüleri etkileyen refraksiyon, elektromanyetik dalganın içerisinde yol aldığı atmosferik katmanın *kırılma indisi* ve *sıcaklığın düşey gradyentine* bağlı olarak

değişim gösterir; bu değişim ölçü zamanı ve ölçü yerinin konumuna bağlıdır. Elektromanyetik dalganın atmosfer içerisindeki hareketi aşağıda ele alınmaktadır.

2.1. Elektromanyetik Dalganın Atmosfer İçerisinde Yayılımı

Atmosfer içerisinde geometrik ölçümler yapmak amacıyla kullanılan elektromanyetik dalgalar, frekans aralıkları 10^4 - 10^{15} Hz arasında değişen, radyo frekans dalgalarından mikro dalgalara, buradan da görünen ışığa kadar değişen bir yelpazede kendini gösterir

Tüm modern uzaklık ölçerler elektromanyetik dalganın iki nokta arasında yayılımı esnasında geçen zamanın belirlenmesi ilkesi ile çalışırlar. Ancak, yayılma hızı ortamla beraber değişir. Işığın boşluktaki hızı $299\,792\,458 \pm 1.2$ m/san olup, bu değer Uluslararası Jeodezi Jeofizik Birliği'nin (I.U.G.G. : International Union of Geodesy and Geophysics) 1975 yılında Grenoble / Fransa 'daki XVI ncı toplantısında kabul edilmiştir (Torge, 1991; Laurilla, 1983). Doğrultu gözlemleri için kullanılan dalganın yönü de ortamdan ortama değişir. Yer dalgasının refraksiyonu deyimiyle, sadece hızdaki değişim ifade edilmekte olup onun doğrultusunun kırılmasından bahsedilmez, ancak “n” ile gösterilen *kırılma indisi*’nden söz edilebilir. Kırılma indisi ile ışık hızı arasındaki ilişki

$$n = \frac{c_0}{c} \quad (2.1)$$

eşitliği ile verilir. Burada, c elektromanyetik dalganın aktüel hızı olup ışığın boşluktaki hızı c_0 ’dan her zaman küçüktür. Bu nedenle kırılma indisi n , hemen hemen her zaman 1’den büyüktür. Kırılma indisi sıkı sıkıya ortamın yoğunluğu σ ve zayıf olarak da yayılan dalganın dalga boyuna bağlıdır. Ancak iyonosfer içinde, elektromanyetik dalganın hızı değişikliğe uğradığından, kırılma indisi kimi zaman 1’den küçük değerler almaktadır. Kırılma indisi “ n ” ile ortamın yoğunluğu “ σ ” arasındaki ilişki aşağıdaki Lorenz-Lorentz eşitliği ile verilir.

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \sigma \cdot r \quad (2.2)$$

Burada r , ortamın özgül kırıcılığı olup bilinen dalga boyları için hemen hemen sabittir (Hotin, 1969).

Işığın aktüel hızının (c) boşluktaki hızından (c_0), daha küçük olması nedeniyle, atmosferdeki iki nokta arasındaki uzaklığın ölçülmesi amacıyla kullanılan elektromanyetik dalganın gidiş-geliş süresi, boşlukta iken geçecek süreden daha fazla olarak gerçekleşir. Bu nedenle ölçülen uzaklıklar, olduğundan her zaman daha uzun olarak hesaplanır; hesaplanan uzaklıklar yere yaklaştıkça (havanın yoğunluğu arttıkça) daha da artar.

Elektromanyetik dalganın ışın yolu geometrisi ile ilgili doğa kuralı Fermat tarafından formülleştirilmiştir. Fermat prensibine göre, iki nokta arasındaki ışın yolu en kısa uzaklıktır (Moritz, 1967). Diferansiyel ds uzaklığı için dalganın anlık yayılma hızı, $ds = c dt$ eşitliği ile verilir. Eşitlikte c yerine, c_0/n alınırsa A ve B noktaları arasındaki herhangi bir ışın yolunun integrali alınır; dalganın noktalar arasındaki gidiş-geliş zamanı t ;

$$t = \frac{1}{c} \int_A^B n ds \quad (2.3)$$

eşitliği ile hesaplanır. Elektromanyetik dalgalar, gidiş-geliş süresi minimum ($t \Rightarrow \min$) olacak şekilde yolunu izler. “ $c dt$ ” en kısa ışın yolu olup, (2.2) eşitliğinin birinci dereceden diferansiyeli optik biliminde “*eikonal*” olarak adlandırılmaktadır. Eikonal eşitlik jeodezik ölçmelerdeki yatay ve düşey refraksiyonu açıklamaktadır; Burada ds , kartezyen koordinatlar cinsinden, $ds^2 = dx^2 + dy^2 + dz^2$ eşitliği ile verilebilir. A ve B noktaları arasındaki en kısa yol, *uzunluk* ya da *eikonal* ($c \cdot dt$) olarak tanımlanır ve “ s ” ile gösterilir. Uzunluk değeri, çevresel koordinatlar ve zamanın bir fonksiyonu olan kırılma indisi cinsinden,

$$s = ct = \int_A^B n(x, y, z, t).ds \quad (2.4)$$

eşitliği ile verilir. Bu integral, sabit noktaları birleştiren diğer yollarla karşılaştırıldığında, en kısa yolu veren yol olup aktüel yol boyunca alınır. Jeodezik ölçmelerin yapıldığı atmosfer katmanlarındaki fiziksel olayların açıklanabilmesi

ve/veya modellendirilmesi, jeodezik ölçülerde refraksiyon etkisi ile ortaya çıkan hataların giderilmesi için büyük önem taşır. Refraksiyon etkisinin giderilmesi amacıyla bugüne kadar yapılan çalışmaların çoğu, atmosfer parametrelerine ve bu parametrelerin modellendirilmesine dayandırılmıştır. Bu nedenle, atmosfer ve atmosfer parametrelerinin zaman ve konuma bağlı olarak değerlerinin belirlenmesi önem kazanmaktadır. Sonuçların duyarlılığı ve doğruluğu, modellendirmenin başarılı olmasına bağlıdır. Söz konusu parametreler ya doğrudan ölçme ile ya da dolaylı olarak (modellendirme veya diğer parametreler yardımıyla) belirlenirler. Modellendirme ile parametrelerin belirlenmesi sırasında atmosfer için çeşitli varsayımlarda bulunulması kaçınılmaz olmaktadır.

Elektromanyetik dalganın içerisinde hareket ettiği fiziksel çevre, atmosferin davranışı ve özellikleri çok karmaşık olup, zaman ve konuma bağlı değişimlerin belirlenmesi çok zordur. Bu yüzden atmosferin davranışı ile ilgili olarak teoriler geliştirilmektedir. Yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkileri konusu ile ilgili olarak son yıllarda en çok tartışılan teori ise, Türbülanslı Transfer Modeli (TTM)' dir. Bu model, meteorolojik parametreler yardımıyla ışın yolunun düzeltilmesi esasına dayanan bir çevresel atmosfer modelidir. Bu çalışmada, yersel jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkileri TTM modeli ile belirlenmekte ve elde edilen sonuçlar diğer yöntemler ile karşılaştırılmaktadır.

2.2. Türbülanslı Transfer Modeli (TTM)' ne İlişkin Genel Bilgiler

TTM'de temel düşünce jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkilerinin düzeltilmesidir. Refraksiyon etkisinin prediksyonu nedeniyle, bu model bir düzeltme modelidir. Bir atmosferik düzeltme modeli olan TTM, atmosfer içerisindeki fiziksel süreçlere, özellikle konveksiyon sürecine dayandırılmaktadır. Bunun için ilave meteorolojik parametreler gerekmektedir. İlave meteorolojik parametrelerin belirlenmesi sırasında çok dikkatli olmak ve özen göstermek gereklidir.

Türbülans teorisine göre, homojen olmayan gaz atmosfer, farklı büyüklüklerde çok sayıdaki baloncuklardan oluşmaktadır. Yerin radyasyon sonucu ısınması ve soğuması nedeniyle oluşan sıcaklık değişimleri sonucu, bu baloncuklar türbülans girdapları (anafor) oluşturur. Bu girdaplar ile ısı yayılır. Mekanik rüzgar ile de yer

değiştiren baloncukların hareketi sürekli'dir. Yeri değişen balonun basıncı, yoğunluğu değişir ve buna bağılı olarak da ortamın kırılma indisi değişir.

Yoğunluk farkları esas olarak sıcaklığa bağılı olduğundan, atmosferin durumu sıcaklığın bir fonksiyonu olarak tanımlanabilir. TTM' de atmosferik kararlılık (stabilite), modelin gerçekleştirilmesinde önemli bir rol yüklenmektedir. Atmosferik kararlılık ile burada, küçük bir hava kitlesinin bir başlangıç noktasından yerden yukarıya doğru hareket ettirildiğinde ısı kaybının olmadığı anlatılmak istenmektedir. Bu hava kitlesi, yeni yükseklikteki basınçla dengelenmek zorunda kalır. Hava kitlesinin yoğunluğu etrafındaki havayı ya aşağı doğru ya da yukarı doğru iter. Eğer bu hava kitlesinin kendisi aşağı doğru hareket eder ise, yani başlangıç konumuna doğru hareket ettirilir ise, atmosfer durağandır (stable). Eğer hava kitlesinin hareketi yukarı doğru ise atmosfer kararsız (unstable); hava kitlesinin hareketi olmaz ise, atmosfer nötr'dür.

Hava içerisindeki sıcaklıkların ve rüzgar hızının bileşenlerinin ölçümlelerinde, türbülanslı anaförlerin (girdapların) oluştuklarına işaret olan ve bir veya birkaç saniyeden dakikaya kadar değişen zaman peryotlu salınımlar meydana gelmektedir. Hava içerisindeki sıcaklık değişimleri en çok yerin radyasyon nedeniyle ısınması ve soğuması ile ilgilidir ve türbülanslı anaförler ısının çevreye yayılmasında önemli rol üstlenir. Türbülansın derecesi önemli derecede sıcaklık gradyenti yüzünden etkilenir. Hava parçasının potansiyel sıcaklığı θ , hava kitlesinin, sıcaklık değişimi olmaksızın 1000 mbar standart basınca gelmesi halinde olması gereken sıcaklık olarak tanımlanır ve R_d kuru hava için özgül gaz sabiti ($287.05 J/(kg \times ^\circ K)$) ve C_p ise kuru havanın sabit basınçtaki özgül ısısı olmak üzere aşağıdaki eşitlik ile gösterilir:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R_d / C_p} \quad (2.5)$$

Burada θ ve T Kelvin biriminde sırasıyla potansiyel sıcaklık ve hava sıcaklığı, P ise mbar biriminde hava basıncıdır (Angus-Leppan ve Brunner, 1980). Eğer sıcaklık düşey gradyenti yükseklik ile değişmez ve sabit kalırsa, yani $\frac{d\theta}{dh} = 0$ ise, gradyent adyabatiktir denilir. Gradyentin adyabatik olması durumunda, potansiyel sıcaklığın

yükseklik ile değişmesi söz konusu değildir. Sıcaklık ile potansiyel sıcaklık düşey gradyentleri arasındaki ilişki

$$\frac{d\theta}{dh} = \frac{dT}{dh} + \Gamma \quad (2.6)$$

ile verilir. Bu eşitlikte $\Gamma = 0.98 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ olup *adyabatik gradyent*’tir (Angus-Leppan ve Webb, 1971). Adyabatik ve atmosferik stabilite nötr olduğunda, havanın hareketi ile ısı transferi olmaz. Eğer potansiyel sıcaklık gradyenti pozitif ise, yukarı doğru hareket eden hava kitlesi, yeni yerinde havanın basıncı ile dengeye geldiğinde, çevresindeki hava kitlesinden daha soğuk ve daha yoğun olduğundan bu kez yere doğru hareket etmek ister. Bu tabakalaşma atmosferin stable (durağan) hali olup, türbülans ısı akısının yere doğru olmasına neden olur. $\frac{d\theta}{dh}$ negatif olduğunda, türbülans artar ve yerden yukarıya doğru bir ısı transferi gerçekleşir. Bu durum atmosferin durağan olmayan (unstable) hali olup yeryüzünün çok ısınması durumunda meydana gelmektedir.

TTM’in amacı konservatif meteorolojik parametreler olarak adlandırılan ve yükseklik ile değişmeyen potansiyel sıcaklık ve özgül nemlilik yardımıyla, uç noktalardaki sıcaklık ölçmelerinin dalga yolunun geçtiği yüksekliğe ekstrapolasyonudur (Deniz, 1982; Rüeger, 1990).

Potansiyel sıcaklığın düşey gradyenti, türbülans nedeniyle yerden yukarıya doğru taşınan ısı akısı (H: Upward heat flux) ile ifade edilebilir. Potansiyel sıcaklığın düşey gradyentinin, *Obuchow yüksekliği* (ya da *uzunluğu*) adı verilen özel bir parametre ile tanımlanan atmosferik katmanlardaki aldığı değer, farklı eşitlikler kullanılarak ifade edilmektedir. TTM modelinin en önemli parametresi olan yukarı doğru ısı akısı H’nın bir şekilde belirlenmesi durumunda, potansiyel sıcaklığın düşey gradyenti hesaplanabilmekte ve bundan yararla sırasıyla sıcaklık düşey gradyenti ve havanın kırılma indisi hesaplanarak refraksiyon düzeltmesi elde edilebilmektedir. H değerinin diğer meteorolojik parametreler yardımıyla hesaplanması ilerdeki bölümlerde geniş olarak açıklanmaktadır. Ayrıca sıcaklık düşey gradyentinin hesaplanmasında izlenen yol, jedozik ölçünün çeşidine bağlı olarak değişiklik gösterdiğinden, potansiyel sıcaklığın düşey gradyentinin hesaplanmasında izlenen

yol, jeodezik ölçünün ele alındığı bölümlerde ayrıntıları ile verilmektedir. Diğer taraftan, jeodezik ölçmelerde kullanılan ışın yolunun refraksiyon nedeniyle ne şekilde etkilendiği ilerdeki bölümlerde gösterilmekte ve refraksiyon etkisinin TTM ile hesaplanması anlatılmaktadır. Bu konu ile bilgiler ayrıntılı olarak Deniz (1982) tarafından da verilmektedir.

H değerinin belirlenmesi TTM' nin temel problemidir. Bu değerin belirlenmesi için genellikle pratik yaklaşımlar geliştirilmektedir. Ortalama ve yaklaşık değerlerin kullanıldığı yaklaşımlar geliştirilmiştir. Bu yaklaşımlardan en çok kullanılanlardan biri $H = 450 \times C \times W \times \cos T_{\odot}$ eşitliği ile verilmektedir. C bulutluluk faktörü; W yüzey nemi faktörü; $T_{\odot}$ güneşin saat açısına bağlı olarak H değerinin belirlenmesine yönelik çalışmalar Angus-Leppan (1980), Angus-Leppan (1984) ve Alanko (1997)'da verilmektedir.

Bu çalışma sırasında H değerinin belirlenmesi için yukarıdaki yaklaşımlar farklı ve global bir yol izlenerek, meteorolojik parametrelerin modellendirilmesine dayalı olarak hesap yoluna gidilmektedir. Bu noktadan hareketle bu çalışmada, tüm Türkiye'de meteoroloji istasyonlarında uzun yıllar ölçülerek hesaplanmış aylık ortalama *global yağış, güneş radyasyonu, bulutluluk ve sıcaklık* gibi meteorolojik parametreler, zaman ve konumun bir fonksiyonu olarak modellendirilmekte; model katsayıları yardımıyla jeodezik ölçünün yapıldığı zaman ve konum için H değeri enterpolasyon ile hesaplanmaktadır. Bu yöntemin kullanılması durumunda, jeodezik ölçülerin yapılış sırasında, meteorolojik parametrelerin ölçülmesine gerek yoktur. Ayrıca meteorolojik ölçüler için ek donanım-personel gerekmediğinden, ekonomi ve zaman tasarrufu sağlanmaktadır. Bu yöntem ayrıca, geçmişte gerçekleştirilmiş jeodezik ölçülerin refraksiyon hatalarından arındırılmasına da olanak sağlamaktadır. Öte yandan, meteoroloji istasyonlarında yeni ölçüler yapıldıkça, modellendirme işleminin iyileştirilmesi de olanaklıdır. H değerinin hesaplanması için önerilen yöntem aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

2.3. H Değerinin Belirlenmesi

(2.7) deki H değeri, diğer meteorolojik parametreler yardımıyla biraz daha farklı biçimde özellikle net radyasyonun bir fonksiyonu olarak, bu çalışmada

$$H = S_n - G - \lambda_* E \quad (2.7)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır (Brunner, 1978; Holdahl, 1981). Bu eşitlikte λ_* , buharlaşma ısıısının faz değişimi; E , buharlaşma oranı; $\lambda_* E$ terimi ise buharlaşma akısıdır. $\lambda_* E$ terimi net radyasyon cinsinden

$$\lambda_* E = S_n \left(0.3 + 0.7 \frac{\psi}{\psi'} \right) \quad (2.8)$$

eşitliği ile ifade edilir. Buradaki ψ değeri, ölçü yapılan yerdeki aylık ortalama yağışın cm biriminde değeridir. ψ' ise ülkede kaydedilen en yüksek aylık ortalama yağış değeridir. Türkiye Cumhuriyeti Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (TCDMİGM) (1984a) değerleri kullanılarak Türkiye için bu değer, Gürdal (1995) tarafından 30.885 cm olarak verilmektedir.

Atmosferden yeryüzüne doğru ısı akısı (downward heat flux) G ise,

$$G = \sqrt{2} \cdot \xi \cdot A_0 \cdot K_0 \cdot \sin \left(\omega \cdot T_\odot + \frac{\pi}{4} + J \right) \quad (2.9)$$

eşitliği yardımı ile bulunur. Yukarıdaki eşitlikteki ξ değeri,

$$\xi = \sqrt{\frac{\pi \cdot \eta \cdot \mu}{p \cdot K_0}} \quad (2.10)$$

ile hesaplanmaktadır. Bu eşitliklerde, p 24 saatlik günlük ısı döngüsü, A_0 bu döngünün genliği ($^{\circ}\text{K}$), η kumun yoğunluğu (1.6 gr/cm^3), μ kumun özgül ısısı ($0.2 \text{ cal/gr. } ^{\circ}\text{K}$), K_0 toprağın ısı iletkenliği ($\text{cal/cm}^2 \text{ } ^{\circ}\text{K}$), $T_\odot$ güneşin saat açısı, J faz farkı (0.3π) ve $\omega = 2\pi/24$ 'dür (Holdahl, 1981; Angus-Leppan ve Webb, 1971).

Yukarıdaki eşitlikteki A_0 değeri, bulut örtüsü ve güneş radyasyonuna, K_0 değeri ise aylık yağış ortalamasına bağlı olup Holdahl (1981) tarafından ,

$$A_0 = 10 S_{\max} (1 - C_*) \quad (2.11)$$

$$K_o = 0.33 + 0.327 \frac{\Psi}{\Psi'} \quad (2.12)$$

şeklinde verilmektedir. Burada, $S_{\max}$ güneş radyasyonunun yatay düzlemde en büyük değeri, C_o ise bulut örtüsü oranıdır (bulut örtüsü tam değeri 10/10 olarak gösterilir).

Yer yakınındaki ısınn düşey gradyenti büyük ölçüde güneş radyasyonunun yoğunluğuna bağlı olup güneş radyasyonu küçük enlemlerde mevsimsel olarak, ayrıca günün saatine bağlı olarak değişimler gösterir. Bu nedenle refraksiyon hatasının büyüklüğü ölçü yapılan yere ve zamana bağlı olarak değişir. Güneş radyasyonu yanında yağış, bulut örtüsü, yer yansıması (albedo) ısınn düşey gradyentinin değişiminde rol oynayan diğer önemli meteorolojik etkenlerdir.

Net radyasyonun (S_n) nin hesaplanmasında kullanılan gösterimler ile parametreler aşağıda topluca verilmektedir.

- S_n : Güneşin doğuş ve batışı arasında kalan sürede, yatay bir düzlemde ölçülen günlük ortalama güneş radyasyonu
($cal/cm^2 = 4.186 \times 10^4 J/m^2$),
- S' : Yatay düzlemde anlık güneş radyasyonu ($cal/cm^2 \cdot dak$),
($cal/(cm^2 \cdot dak) = 1.433 \times 10^{-3} W/m^2$),
- S'' : Eğimli bir yüzeyde anlık güneş radyasyonu,
- $S_{\max}$: Yatay bir düzlemde, bir günde kaydedilen en yüksek anlık güneş radyasyonu

dur. Yukarıdaki gösterimler kullanılarak net radyasyon S_n ,

$$S_n = (1 - \tilde{r}) \cdot S'' + L. \quad (2.13)$$

eşitliği ile hesaplanır . Burada,

- $\tilde{r}$: Ölçü esnasında albedo değeri (yerin anlık yer yansıtma değeri),
- L : Gelen-yansıyan uzun dalga radyasyonu dengesi

olup, L_* değeri,

$$L_* = m \cdot S'' + q \quad (2.14)$$

ile hesaplanır. Buna göre S_n yeniden düzenlemelerle,

$$S_n = (1 - \tilde{r} - m) \cdot S'' + q \quad (2.15)$$

şeklinde hesaplanabilir. Bu eşitlikteki q , regresyon katsayısı olup, $-0.037 \text{ cal/cm}^2\text{-dak}$ değerine eşit alınmıştır (Polavarapu, 1970). (2.15) eşitliğindeki m değeri deneysel olarak,

$$m = -0.5 + 0.4 \cdot C_* \quad (2.16)$$

eşitliği ile bulunmaktadır (Holdahl, 1981). Anlık albedo değeri, $\tilde{r}$, ölçü yerinin konumuna, mevsime ve gün içerisindeki ölçü saatine bağlı olarak değişmektedir. Bu değer açık ve kuru renkli topraklarda daha büyüktür. Ölçü yapılan yere ilişkin r' ortalama albedo değeri bilindiğinde, anlık albedo değeri $\tilde{r}$,

$$\tilde{r} = r' + 0.15 \left(\frac{T_\odot}{a} \right) \quad (2.17)$$

eşitliği ile verilmektedir. Ölçü yapılan yere ilişkin r' ortalama albedo değerinin bilinmemesi nedeniyle, uygulama çalışmaları sırasında kaynaklarda tüm yerküre için verilen 0.32 değeri (WMO, 1981) kullanılmıştır.

(2.17) eşitliğinde T , daha önce belirtildiği gibi güneşin saat açısı; a ise güneşin doğuş ve batışı arasındaki sürenin saat birimindeki değeri olup,

$$a = \frac{1}{15} \arccos(-\tan \delta \tan \varphi) \quad (2.18)$$

ile hesaplanmaktadır. (2.18) eşitliğinde δ güneşin deklinasyonu, φ ise ölçü yerinin coğrafi enlemidir. Eğimli bir yüzeydeki anlık güneş radyasyonu S'' ,

$$S'' = \frac{S' \sin B_1}{\sin B_0} \quad (2.19)$$

ile hesaplanır. Eşitlikteki B_0 , gelen güneş ışınları ile ölçü yüzeyi arasındaki geliş açısı, B_1 ise güneş ışınları ile yer küre arasındaki geliş açısıdır. z açısı, zenit mesafesi olmak üzere B_0 açısı,

$$B_0 = 90^\circ - z \quad (2.20)$$

eşitliği ile hesaplanmakta, B_1 ise,

$$\sin B_1 = \cos z \cos \alpha + \sin z \sin \alpha \cos \beta \quad (2.21)$$

ile verilmektedir. Buradaki α açısı, jeodezik ölçümlerde bakılan yöndeki arazinin eğim açısı olup α' ya bağlı olarak, β için

$$\left. \begin{array}{l} \alpha \leq 0 \Rightarrow \beta = A_* - A' \\ \alpha > 0 \Rightarrow \beta = A_* - A' + \pi \end{array} \right\} \quad (2.22)$$

eşitlikleri kullanılır. α açısı ise,

$$\alpha = \arctan \frac{\Delta h}{L} \quad (2.23)$$

ile hesaplanır. Burada A_* , ölçü anında güneşin azimutu, A' değeri bakış doğrultusunun azimutu, Δh ölçülen yükseklik farkı, L değeri ise durulan ve bakılan nokta arasındaki uzaklıktır.

Yatay düzlemde anlık güneş radyasyonu S' ,

$$S' = S_{\max} \cdot \sin \left[\frac{(T_\theta + a - b') \cdot \pi}{2 \cdot (a - b')} \right] \quad (2.24)$$

ile bulunur (Holdahl, 1981). Güneş radyasyonu ölçüleri yapılırken, güneşin hemen doğuşunu takip eden sürelerde ve hemen batışından önceki sürelerde, gelen güneş radyasyonu, ölçü aletleri (pyronometer vb.) tarafından algılanamaz. Güneş radyasyonunun algılanamadığı veya alınamadığı bu zaman süresi eşitliklerde b' ile gösterilmektedir. Türkiye için bu değer, Gürdal (1995) tarafından 30 dakika olarak verilmektedir.

Yatay bir düzlemde, bir gün içinde kaydedilen en yüksek anlık güneş radyasyonu $S_{\max}$ değeri, (2.18) ve (2.24) eşitliklerinde geçen a ve b' değerleri yardımı ile

$$S_{\max} = \frac{S_r}{4 \cdot (a - b')} \quad (2.25)$$

eşitliğiyle bulunur. Eşitlikteki S_r değeri, yatay bir düzlemde ölçülen günlük toplam güneş radyasyonudur. Bu değer, pyronometer denilen ölçü aletleri ile ölçülür (Iqbal, 1983). Ülkemizde güneş radyasyonu, TCDMİGM tarafından yaklaşık 40 yıldan beri ölçülmektedir. Aynı kurum tarafından ölçülen yatay düzlemdeki günlük güneş radyasyonu toplam değerleri (TCDMİGM,1984b) bülteninde yayınlanmıştır .

Modellendirilmiş meteorolojik parametreler yardımı ile ısı farkının elde edilebilmesi için, jeodezik ölçümün yapıldığı yer ve zamana (tarih - saat) ilişkin S_r değeri bilinmelidir. S_r değerinin belirlenebilmesi için geçmiş yıllarda yapılmış uzun periyodlu S_r ölçülerine ihtiyaç duyulur. Bu değerlerin mevcut olması durumunda, bu ölçüler zaman ve konumun bir fonksiyonu olarak ölçü bölgesi ya da tüm ülkeyi saran jeodezik ağların söz konusu olduğu durumda tüm ülke boyutunda modellendirilir ve jeodezik ölçünün yapıldığı tarih ve saat için modellendirilmiş günlük ortalama güneş radyasyonu (S_r) değeri elde edilir. Günlük ortalama güneş radyasyonunun modellendirmesinde,

$$S_r(\varphi, \lambda, G_*) = F_1(\varphi, \lambda) + F_2(\varphi, \lambda) \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot G_*}{365}\right) + F_3(\varphi, \lambda) \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot G_*}{365}\right) \quad \dots(2.26)$$

şeklinde, yalnızca bir yıllık periyodu olan ve zaman aralığı bir gün olan bir Fourier Serisi yüzey fonksiyonu olarak seçilebilir (Holdahl, 1981; Gürdal, 1995). Bu eşitlikte,

- S_r : Meteoroloji istasyonlarında ölçülen günlük toplam güneş radyasyonu,
- φ, λ : Meteoroloji istasyonunun enlem ve boylamı
- G_* : 21 Aralık'tan itibaren yıl içindeki gün sayısı

F_i : φ ve λ 'nın fonksiyonu olan iki değişkenli polinomlardır. n ; polinomdaki φ ve λ 'nın kuvvetleri olmak üzere, her polinomda $(n+1)^2$ sayıda bilinmeyen bulunur. Yüzey fonksiyonunda ise toplam $3(n+1)^2$ sayıda bilinmeyen vardır ($i = 1,2,3$).

Yüzey fonksiyonuna ilişkin katsayılar (bilinmeyenler) belirlendikten sonra, bu katsayılar yardımıyla jeodezik ölçünün yapıldığı yer ve zaman modellendirilmiş S_r değeri türetilir ve geriye doğru işlem ile TTM parametreleri hesaplanır.

Modellendirilmiş ısı farkının hesaplanmasında kullanılan bulut örtüsü, ısı, yağış ve albedo gibi meteorolojik faktörler, günlük değişimler göstermeleri nedeniyle, güneş radyasyonunun modellendirilmesinde kullanılan (2.26) eşitliğindeki yüzey fonksiyonu ile modellendirilebilir.

(2.26) eşitliğinde geçen S_r (güneş radyasyonu) TCDMİGM'lüğü tarafından işletilmekte olan 47 meteoroloji istasyonunda yapılmış olan 20 yıllık günlük güneş radyasyonu ölçülerinden yararla hesaplanan aylık ortalama toplam günlük güneş radyasyonu değerleri olarak TCDMİGM (1984b) bülteninde yayımlanmıştır. Bu değerler Ekler bölümünde Tablo A.1 'de ayrıca verilmiştir. Bu değerlerin herbiri ölçü kabul edilerek (2.26) nolu eşitlikte verilen yüzey fonksiyonu kullanılarak düzeltme denklemleri elde edilmiş ve en küçük kareler (EKK) dengelemesi ile yüzey katsayıları hesaplanmıştır. Dengelemeye toplam 564 (12 ay $\times$ 47 istasyon) ölçü katılmıştır. Dengelemede Gauss-Markoff modeli için önce (2.26) eşitliği ile verilen yüzey fonksiyonundaki F_1, F_2, F_3 polinomları için,

$$\sum_{k=0}^n \sum_{l=0}^n X_{kl} \varphi^k \lambda^l \quad ; \quad n = 0,1,2,3,4,5,6 \quad (2.27)$$

şeklinde bir polinom kullanılarak

$$\begin{aligned} F_i = & X_{00} \varphi^0 \lambda^0 + X_{01} \varphi^0 \lambda^1 + X_{02} \varphi^0 \lambda^2 + \dots + X_{0n} \varphi^0 \lambda^n + \\ & X_{10} \varphi^1 \lambda^0 + X_{11} \varphi^1 \lambda^1 + X_{12} \varphi^1 \lambda^2 + \dots + X_{1n} \varphi^1 \lambda^n + \\ & \cdot \\ & \cdot \\ & X_{n0} \varphi^n \lambda^0 + X_{n1} \varphi^n \lambda^1 + X_{n2} \varphi^n \lambda^2 + \dots + X_{nn} \varphi^n \lambda^n \end{aligned} \quad \dots(2.28)$$

açılımı elde edilir. Burada, X_{ik} bilinmeyenlerdir (yüzey katsayıları) ($i, k \in n$). Buna göre, Gauss-Markoff modelinde fonksiyonel model $f(x)$, matris gösterimle;

$$\underline{l} + \underline{v} = \underline{A}x = f(\underline{x}) \quad (2.29)$$

eşitliği ile ifade edilir (Mikhail, 1976). Burada, m ölçü sayısı olmak üzere,

- $\underline{l}$: S_r ölçülerini içeren $m \times 1$ boyutlu ölçü vektörü,
- $\underline{v}$: S_r ölçüleri için $m \times 1$ boyutlu düzeltme sütun vektörü,
- $\underline{A}$: $m \times 3(n+1)^2$ boyutlu katsayılar matrisi,
- $\underline{x}$: $3(n+1)^2 \times 1$ boyutlu yüzey katsayıları sütun vektörü

dür. Örneğin, polinomun 1. dereceden olması halinde $\underline{A}$ katsayılar matrisi,

$$\underline{A} = [\underline{A}_1 \quad \underline{A}_2 \quad \underline{A}_3] \quad (2.30)$$

şeklinde oluşturulur. Buradaki $\underline{A}_1$, $\underline{A}_2$ ve $\underline{A}_3$ alt matrisleri

$$\underline{A}_1 = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1 & \varphi_1 & \varphi_1 \lambda_1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \lambda_m & \varphi_m & \varphi_m \lambda_m \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

$$\underline{A}_2 = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1 \cos(2\pi G_{*1}/365) & \varphi_1 \cos(2\pi G_{*1}/365) & \varphi_1 \lambda_1 \cos(2\pi G_{*1}/365) \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \lambda_m \cos(2\pi G_{*m}/365) & \varphi_m \cos(2\pi G_{*m}/365) & \varphi_m \lambda_m \cos(2\pi G_{*m}/365) \end{bmatrix} \quad \dots(2.32)$$

$$\underline{A}_3 = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1 \sin(2\pi G_{*1}/365) & \varphi_1 \sin(2\pi G_{*1}/365) & \varphi_1 \lambda_1 \sin(2\pi G_{*1}/365) \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \lambda_m \sin(2\pi G_{*m}/365) & \varphi_m \sin(2\pi G_{*m}/365) & \varphi_m \lambda_m \sin(2\pi G_{*m}/365) \end{bmatrix} \quad \dots(2.33)$$

şeklinde hesaplanır. Buradan normal denklemler,

$$\underline{v}^T \underline{P} \underline{v} \Rightarrow \min \quad (2.34)$$

koşulu ve,

$$\left. \begin{aligned} \underline{N} &= \underline{A}^T \underline{P} \underline{A} \\ \underline{n} &= \underline{A}^T \underline{P} \underline{l} \end{aligned} \right\} \quad (2.35)$$

kısaltmaları ile,

$$\underline{N} \underline{x} - \underline{n} = \underline{0} \quad (2.36)$$

eşitliği ile oluşturulur. Yüzey katsayıları ise;

$$\underline{x} = \underline{N}^{-1} \underline{n} \quad (2.37)$$

eşitliğinden yararlar hesaplanır. Ölçülere ait düzeltmeler,

$$\underline{v} = \underline{A} \underline{x} - \underline{l} \quad (2.38)$$

eşitliğiyle; birim ağırlıklı ölçünün k.o.h. (m_0) ise,

$$m_0 = \pm \sqrt{\frac{\underline{v}^T \underline{P} \underline{v}}{m - 3(n+1)^2}} \quad (2.39)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. Farklara ait R.M.S. (root mean square) değeri, R_{RMS} ,

$$R_{RMS} = \pm \sqrt{\frac{\sum [l - f(x)]^2}{m}} \quad (2.40)$$

eşitliği ile bulunur. Ölçülere ait R.M.S. değeri, l_{RMS} ,

$$l_{RMS} = \pm \sqrt{\frac{\sum l^2}{m}} \quad (2.41)$$

ile hesaplanır. Modelin yüzde (%) olarak uyumu,

$$\text{Uyum} = \frac{I_{\text{RMS}}}{I_{\text{RMS}} + R_{\text{RMS}}} \times 100 \quad (2.42)$$

eşitliği ile hesaplanır (Balch ve Thompson, 1989).



3. JEODEZİK ÖLÇÜLERDEKİ REFRAKSİYON ETKİLERİNİN GİDERİLMESİ

3.1. Zenit açıları, Trigonometrik Yükseklik Kavramı ve Belirleme Yöntemleri, Zenit Açılarında Meteorolojik Etkiler

Yükseklik, fiziksel yeryüzündeki bir nokta ile başlangıç olarak kabul edilen bir referans yüzeyi arasındaki düşey doğrultu boyunca olan uzaklıktır. Jeodezide bir noktanın yüksekliğinden söz edildiğinde, genellikle, noktanın geometrik nivelman ile belirlenen ortometrik yüksekliği anlaşılır. Ortometrik yükseklik, jeoitden fiziksel yeryüzüne kadar çekül eğrisi boyunca olan yolun uzunluğudur. Bir noktanın yüksekliğinin geometrik nivelman ile belirlenmesi en uygun yöntemdir. Ancak eğimin fazla olduğu bölgelerde yada dağlık bölgelerde, nivelman ölçüleri yapmak çok güçleşir ve ekonomik olmaktan uzaklaşır. Bu yüzden, bu tür bölgelerde oluşturulan kontrol noktalarının yükseklikleri trigonometrik yöntem ile belirlenir. Trigonometrik yükseklikler, fiziksel yeryüzündeki noktaların referans elipsoidinden, normaller boyunca olan uzaklıklardır. Noktaların trigonometrik yükseklikleri denilince, modele bağlı olarak genellikle, onların elipsoit yükseklikleri anlaşılır. Bir P_i noktasının elipsoit yüksekliği, P_i noktasının jeoitten olan yüksekliği (ortometrik yüksekliği) ile jeoitin elipsoit yüksekliğinin (jeoit ondülasyonu) toplamıdır. Yeryüzü noktaları arasındaki trigonometrik yükseklik farklarının belirlenmesi için, durulan noktalardan hedefe olan zenit açısı (düşey açı) ölçülerek, hedef ile durulan nokta arasındaki yükseklik farkları belirlenmeye çalışılır. Ancak trigonometrik nivelman ölçülerinde kırılma, çekül sapması ve yatay ve düşey koordinatların karşılıklı olarak korelasyonlu olması gibi sorunlarla karşılaşılır. Bu çalışmada esas olarak, trigonometrik yükseklik ölçmelerindeki refraksiyon etkisi ve bu etkinin eriştiği büyüklüklerin belirlenmesi amaçlandığından, noktalardaki çekül sapmaları etkisi çalışma dışı bırakılmıştır. Kaldıki, genellikle genişlikleri 50 km yi, kenar uzunlukları 10 km yi geçmeyen bölgesel ağlarda çekül sapması bileşenlerinin trigonometrik yüksekliklerin doğrulukları üzerindeki etkisi 0.1 mm den, düşey açılar üzerindeki

etkisi ise 5^{cc} den küçük kalmakta (Öztürk ve Şerbetçi, 1989, s.315) olup, refraksiyon etkileri yanında gözardı edilebilecek büyüklüktedir.

Trigonometrik yükseklik belirleme (trigonometrik nivelman) zenit açısı ölçüleri ile noktalar arasındaki *yatay* veya *eğik uzaklık* kullanılarak iki nokta arasındaki yükseklik farkının belirlendiği bir jeodezik ölçü yöntemidir. Zenit açılarının yapıldığı yer ve zamana göre, trigonometrik yükseklik belirleme aşağıda olduğu gibi sınıflandırılabilir:

- *tek yönlü* trigonometrik yükseklik tayini
- *karşılıklı* trigonometrik yükseklik tayini
- *eş zamanlı karşılıklı* trigonometrik yükseklik tayini

Trigonometrik yükseklik belirleme işleminin haritası yapılacak tüm bölgeyi kapsayacak şekilde yapılması ise bir *yükseklik ağı belirleme* işlemidir.

Zenit açısı ya da düşey açı, teodolitın düşey bölüm dairesi ile ölçülür. Kontrol ağlarındaki düşey doğrultuların ölçümünde ise presizyonlu teodolitler kullanılır. Zenit açısı okuma doğruluğu (accuracy) yüksek presizyonlu teodolitlerde $\pm 0''.2$ ila $\pm 0''.5$, presizyonlu teodolitlerde ise $\pm 1''$ dir.

Zenit açısı (Z') şekil 3.1' de görüldüğü gibi, yerel çekül doğrultusu ve eğik gözlem ışınına dayalı olarak gözlemlenir (Torge, 1991). Trigonometrik yükseklik belirlemeye ilişkin daha ayrıntılı formüller ve bunların geometrileri daha ayrıntılı olarak Hradilek (1984) tarafından verilmektedir. Şekil 3.1 de,

ζ : elipsoidal zenit açısı

δ : kırılma açısı

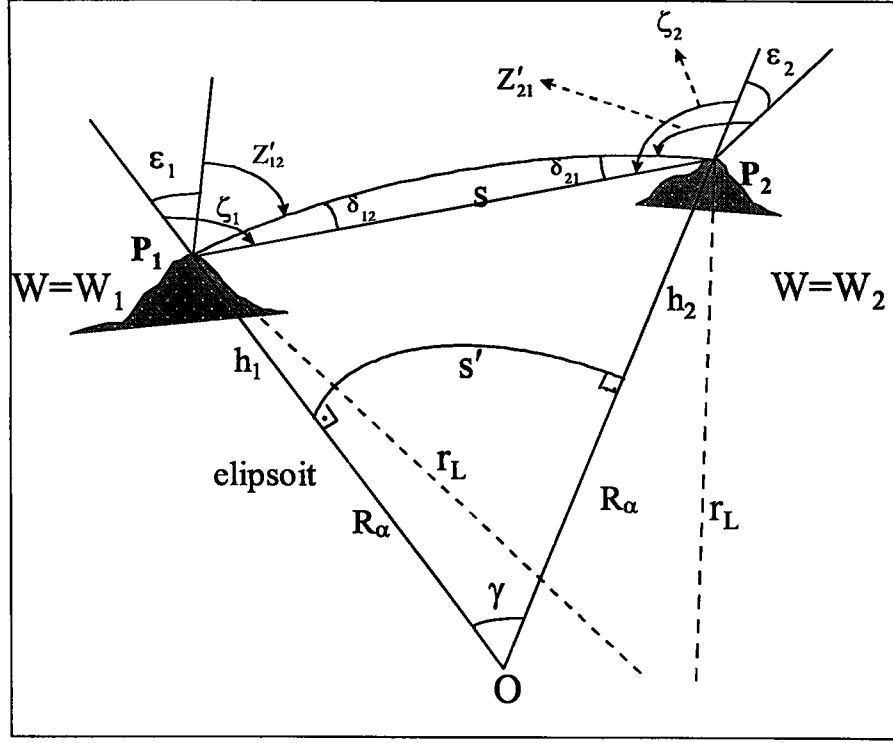
γ : elipsoid merkezinde P_1 ve P_2 noktalarını gören açı

s : P_1 ve P_2 noktaları arasındaki kiriş uzaklık

ϵ : noktadaki çekül sapması

h : noktaların elipsoit yüksekliği

dir. δ kırılma açısı ve α azimutlu s yönünde çekül sapması ϵ gözönüne alınarak, s kiriş uzunluğunun *elipsoidal zenit açısı*, ζ ,



Şekil 3.1: Trigonometrik yükseklik ölçüsü

$$\zeta = Z' + \delta + \varepsilon \quad (3.1)$$

eşitliği ile hesaplanır. P_1 ve P_2 noktaları arasındaki *elipsoidal yükseklik farkları*, aşağıda verilen *Jordan* eşitliği ile bulunur (Torge, 1991) :

$$\Delta h_{12} = h_2 - h_1 = s' \left(1 + \frac{h_1 + h_2}{2R} \right) \cot \zeta_1 + \frac{s'^2}{2R \sin^2 \zeta_1} \quad (3.2)$$

burada s' ,

$$s' = 2R_\alpha \arcsin \frac{s_0}{2R_\alpha} \quad ; \quad s_0 = \sqrt{\frac{s^2 - (h_2 - h_1)^2}{(1 + h_1/R_\alpha)(1 + h_2/R_\alpha)}} \quad (3.3)$$

eşitlikleri ile hesaplanır. (3.3) eşitliğindeki R_α ise keyfi bir α azimutundaki elipsoid normal bölümünün eğrilik yarıçapı olup

$$\frac{1}{R_\alpha} = \frac{\cos^2 \alpha}{M} + \frac{\sin^2 \alpha}{N} \quad (3.4)$$

eşitliği ile verilen *Euler* formülü ile hesaplanır:

M ve N ise sırasıyla ϕ coğrafi enlemindeki meridyen eğrisinin ve buna dik normal eğrisinin yarıçapları olup

$$M = \frac{a(1 - e)}{(1 - e^2 \sin^2 \phi)^{3/2}} \quad ; \quad N = \frac{a}{(1 - e^2 \sin^2 \phi)^{1/2}} \quad (3.5)$$

eşitlikleriyle hesaplanabilir (Aksoy ve Güneş, 1992). e ise verilen elipsoidin geometrik parametrelerinden *büyük yarı eksen a* ve *küçük yarı eksen b* yardımıyla aşağıdaki şekilde hesaplanan elipsoidin *birinci eksentrisitesidir*.

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} \quad (3.6)$$

(3.1) eşitliğine göre, δ değeri kırılma katsayısı k 'ya ve bu nedenle de meteorolojik koşullara, özellikle sıcaklığın düşey gradyentine bağlıdır. Durulan ve bakılan noktalardaki kırılma açısı δ_{ik} (Şekil 3.1), genellikle ölçü ve hedef noktalarında ölçülen meteorolojik verilerden hesaplanır. Bu durumda, birkaç derece saniyesi mertebesinde hatalar ortaya çıkar, mesafe birkaç km den fazla ise bu hatalar daha da artar. Bu yüzden, noktalar arasındaki uzaklığın 5-7 km den (3. Derece sıklaştırma ağı kenarlarından) fazla olması durumunda, noktaların yükseklikleri genel olarak trigonometrik yöntemle belirlenmemelidir.

Karşılıklı zenit açıları ölçümü ile, kırılmanın neden olduğu hatalar bir dereceye kadar azaltılabilir. Noktaların elipsoit yüksekliklerinin bilinmesi durumunda, Şekil 3.1 deki merkez açı yeterli yaklaşıklıkla,

$$\gamma = \frac{s'}{R_a} = \zeta_1 + \zeta_2 - \pi \quad (3.7)$$

alınır, (3.1) eşitlikleri göz önünde tutulur ve OP_1P_2 üçgeninde (Şekil 3.1) tanjant teoremi uygulanırsa, noktalar arasındaki elipsoidal yükseklik farkı için,

$$\Delta h_{12} = s \left(1 + \frac{h_1 + h_2}{2R_\alpha} + \frac{s^2}{12R_\alpha} \right) \times \tan \frac{1}{2} ((Z'_{12} + \delta_2 + \varepsilon_2) - (Z'_{21} + \delta_1 + \varepsilon_1)) + \dots \quad (3.8)$$

eşitliği çıkarılır. Bu eşitlikte sadece δ ve ε açı farkları görünmektedir. Kısa ışın yolu için $\delta_1 = \delta_2$ ve $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$ varsayımlarında, yükseklik farkları yalnızca rastlantısal (random) hatalarla yüklüdür. Ayrıca karşılıklı ve eş zamanlı zenit açılarının aynı atmosfer koşulları altında yapılması, noktaların yaklaşık olarak aynı yükseklikte olmaları ve noktalar arasındaki uzaklıkların 2-3 km olmaları durumunda ise daha pratik olan

$$\left. \begin{aligned} \Delta h_{12} &= s' \frac{\sin \frac{1}{2} (Z'_{21} - Z'_{12})}{\cos \left[\frac{1}{2} (Z'_{21} - Z'_{12} + \gamma) \right]} \\ \text{veya} \\ \Delta h_{12} &= s \frac{\sin \frac{1}{2} (Z'_{21} - Z'_{12})}{\cos \gamma_{12}} \end{aligned} \right\} \quad (3.9)$$

eşitliği kullanılabilir (Hradilek, 1984; s. 20)

Havanın bulutlu olduğu zamanlarda, akşam vakitlerinden önce, ışın yolunun yerden 25-30 m yüksekten geçmesi durumunda yapılan eş zamanlı zenit açı ölçülerinde, kırılmanın yaklaşık olarak *simetrik etkisi* söz konusudur. Buna göre, $s < 25$ km olması durumunda kırılmanın neden olduğu etki, 1" den azdır (Torge, 1991). Benzer meteorolojik koşullar altında gözlenen zenit açıları ile bulunan yükseklik farkları, refraksiyon katsayısı $r = \pm 0.9$ olacak kadar birbirleriyle korelasyonludur. Söz konusu korelasyon, ölçüler farklı atmosfer koşullarında yapılarak ± 0.1 seviyesine kadar düşürülebilir.

Işın yolunun simetrik olduğu varsayılarak, kırılma katsayısı k , karşılıklı zenit açısı gözlemlerinden hesaplanabilir. (3.1), (3.7) ve (1.14) eşitlikleri gözönüne alınarak, kırılma katsayısı

$$k = 1 - \frac{R_a}{s} (Z'_{12} + Z'_{21} - \pi) \quad (3.10)$$

eşitliği ile elde edilebilir. Kırılma katsayısı bu eşitlik kullanılarak ilk defa C.F.Gauss tarafından, 1823 yılında Hannover'de bir meridyen yayı ölçümü sırasında $k=0.1306 \pm 0.04$ olarak hesaplanmıştır. Daha sonra, bir çok uygulamada $k = 0.13$ ortalama değeri yaygın olarak kullanılmıştır. Ancak bu değer, geniş düz bölgelerdeki ışınlar için geçerlidir; yere yakın ışınlar için ise, $-1 < k < +1$ olur. Yerden 25 m yukardan geçen bir ışık ışını için kırılma katsayısındaki değişim -0.1 ila $+0.4$ arasındadır. Dağlık bölgelerde ise bu değişim genellikle 0.01 den azdır (Torge, 1991).

*Presizyonlu trigonometrik nivelman yöntemi, trigonometrik yükseklik tayininin doğruluğunu artırmak amacıyla uygulanan bir jeodezik ölçü yöntemidir (Rueger ve Brunner, 1982). Bu yöntemde noktalar arasındaki uzaklıklar 200-300 m kadar alınır ve presizyonlu teodolit/elektronik uzaklık ölçer kombinasyonu ile zenit açıları ve uzaklıklar ölçülür. Bu yöntemde uzaklıklar kısa ve ışın yolu yaklaşık olarak yere paralel olduğundan, kırılma hataları belirgin şekilde azaltılmış olmakta, ayrıca çekül sapmalarının değişimi de ihmal edilebilmektedir. Bu yöntem, alet ve hedef işaretleri motorlu araçlara monte edilerek gerçekleştirildiğinde, etkili sonuçlar alınmaktadır. Literatürde *motorize trigonometrik nivelman* olarak bilinen bu yöntemde $\pm 1-2 \text{ mm} \sqrt{s_{\text{km}}}$ doğruluk elde edilebilmektedir (Becker ve diğ., 1989). Ayrıca, eş zamanlı ve karşılıklı trigonometrik nivelman ölçümü ile son yıllarda yapılan çalışmalarda yaklaşık 200 metreden oluşan bölümlerde kilometrede $\pm 1 \text{ mm} \sqrt{\text{km}}$ düzeyinde; noktalar arasındaki uzaklığın 200 metreyi geçtiği bölümlerde ise $\pm 2 \text{ mm} \sqrt{\text{km}}$ düzeyinde standart sapma elde edilmektedir (Talvitie, 1989).*

3.1.1 Toplam kırılma açısı

Şekil 3.1 yardımıyla P_1 ve P_2 noktaları arasındaki elipsoidal yükseklik farkı, aynı zamanda,

$$\Delta h_{12} = s \left(\frac{\cos \left(\zeta_1 + \delta_{12} - \frac{1}{2}\gamma \right)}{\cos \frac{1}{2}\gamma} \right) \quad (3.11)$$

eşitliği ile de hesaplanabilir (Brunner, 1975). P_1 noktasındaki elipsoidal zenit açısı ζ_1 ,

$$\zeta_1 = Z'_{12} + \epsilon_1 + \delta_{12} \quad (3.12)$$

eşitliği ile elde edilir. (3.11) eşitliği Taylor serisine açılır ve yalnızca birinci terimler gözönüne alınırsa,

$$\Delta h_{12} = s \cos Z'_{12} - (s \sin Z'_{12})(\epsilon_1 + \delta_{12} - \frac{1}{2}\gamma) \quad (3.13)$$

eşitliği bulunur ve (3.11) ile (3.13) nolu eşitliklerle hesaplamada, $s=2000$ m için 0.1 mm fark bulunur (Brunner, 1975). Karşılıklı zenit açı gözlemleri ile bu kez Δh_{12} ile aynı şekilde Δh_{21} yükseklik farkı hesaplanabilir:

$$\Delta h_{21} = s \cos Z'_{21} - (s \sin Z'_{21})(-\epsilon_2 + \delta_{21} - \frac{1}{2}\gamma) \quad (3.14)$$

Bu durumda karşılıklı elipsoidal yükseklik farkları sıfıra eşit olmalıdır.

$$\Delta h_{12} + \Delta h_{21} = 0 = s (\cos Z'_{12} + \cos Z'_{21}) - (s \sin Z'_{12})\{(\epsilon_1 - \epsilon_2) + (\delta_{12} + \delta_{21}) - \gamma\}, \quad \dots(3.15)$$

Burada $\sin Z'_{12} = \sin Z'_{21}$ olduğu varsayılmıştır. Buradan toplam kırılma açısı β , karşılıklı kırılma açıların toplamı olarak

$$\beta = \delta_{12} + \delta_{21} \quad (3.16)$$

olacaktır. $f = s (\cos Z'_{12} + \cos Z'_{21})$ kısaltması yapılarak, (3.16) nolu eşitlikden toplam kırılma açısı için,

$$\beta = \frac{f}{s \sin Z'_{12}} + \gamma - (\varepsilon_1 - \varepsilon_2) \quad (3.17)$$

eşitliği türetilir. 1000 m den kısa uzaklıklar için, (3.17) eşitliğindeki çekül sapma etkileri ihmal edilebilir (Brunner, 1975). Bu durumda toplam kırılma için, γ değeri için yaklaşık olarak

$$\gamma = \frac{s \sin Z'_{12}}{R_\alpha} \quad (3.18)$$

eşitliği kabul edilerek

$$\beta = \frac{f}{s \sin Z'_{21}} + \frac{s \sin Z'_{12}}{R_\alpha} \quad (3.19)$$

eşitliği yazılabilir.

Trigonometrik yükseklik belirleme işlemlerinde kırılma açısı yerine daha pratik olan kırılma katsayısı terimi kullanılmaktadır. β toplam kırılma açısını kırılma katsayısı k cinsinden ifade etmek için, önce kırılma katsayısının dayandığı teorik kabuller ve yaklaşımları bir kez daha hatırlamakta yarar vardır. Şekil 3.2 deki notasyonlar izlenerek, küresel katmanlara ayrıldığı varsayılan atmosfer içerisindeki herhangi bir i noktası için ışın yolunun eğriliği,

$$\frac{1}{r'_i} = -\sin \theta_i \frac{1}{n_i} \left(\frac{\partial n}{\partial h} \right)_i \quad (3.20)$$

eşitliği ile hesaplanabilir (Brunner, 1975). Burada

r'_i : Işın yolunun yarıçapı,

n_i : Havanın kırılma indisi,

θ_i : Kırılma indisinin gradyentinin doğrultusu ile bu ışının teğeti arasındaki açı,

$\left(\frac{\partial n}{\partial h}\right)$: Havanın kırılma indisinin gradyentidir.

(3.20) nolu eşitlikten açıkça görüldüğü gibi, ışın yolunun eğriliği atmosfer katmanlarının yarıçaplarından bağımsızdır.

Genel olarak i noktasındaki yerel kırılma katsayısı k_i , ışın yolu eğriliğinin yerin eğriliğine oranı olarak tanımlanır ve

$$k_i = \frac{R_a}{r_i'} = \sin \theta_i \bar{k}_i \quad (3.21)$$

eşitliği ile verilir (Brunner, 1975). Burada $\bar{k}_i$ atmosfer katmanlarına paralel olan ($\theta_i = 90^\circ$) gözlem doğrusuna ilişkin yerel kırılma katsayısı olup

$$\bar{k}_i = -r_i \frac{1}{n_i} \left(\frac{\partial n}{\partial h} \right)_i \quad (3.22)$$

eşitliği ile verilmektedir. (3.22) eşitliğindeki kırılma indisi gradyenti, bu noktalardaki meteorolojik parametrelerin bilinmesi durumunda, bakış hattı üzerindeki tüm noktalar için hesaplanabilir. Işık dalgaları için yerel kırılma katsayısı Brunner (1975) tarafından aşağıdaki eşitlikle ifade edilmektedir.

$$\bar{k}_i = 5.032 \frac{P}{T^2} \left(3.416 + \frac{\partial T}{\partial h} \right) \quad (3.23)$$

Bu eşitlikte:

P : milibar cinsinden hava basıncı,

T : Kelvin cinsinden hava sıcaklığı,

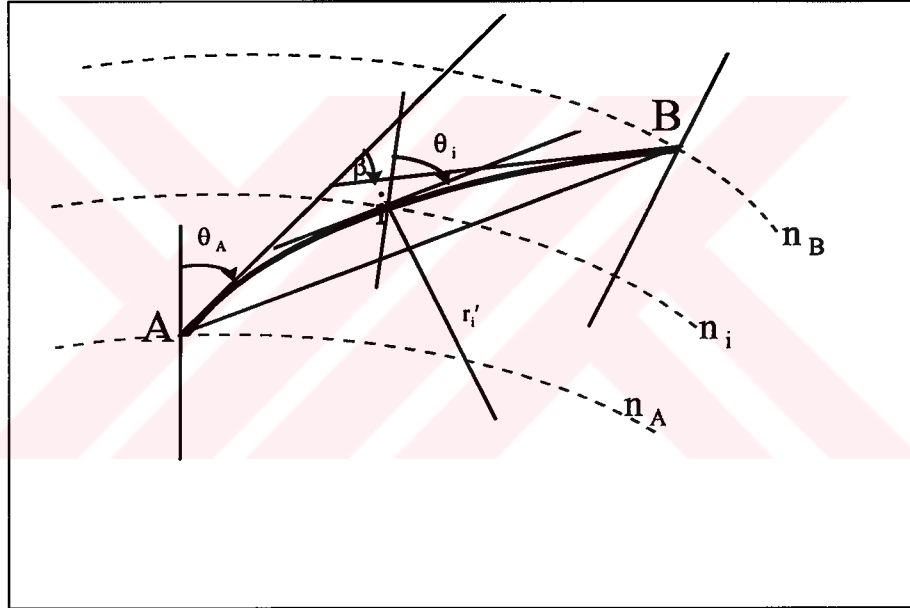
3.416 : gravitasyon ve gaz sabiti oranı,

$\frac{\partial T}{\partial h}$: $^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ şeklinde ölçülen hava sıcaklığının düşey gradyentidir.

Toplam kırılma açısı β , yerel kırılma katsayısının tüm ışın yolu boyunca integrali alınarak hesaplanır. θ açısındaki küçük değişimler ihmal edilerek, (3.21) nolu eşitlik kullanılarak toplam kırılma açısı için bir eşitlik olarak

$$\beta = \frac{\sin \theta_A}{R_\alpha} \int_0^s \bar{k}_i ds \quad (3.24)$$

bulunabilir. Yerel kırılma katsayısı, ışın yolu boyunca belirsiz bir şekilde değişim gösterdiğinden, (3.24) eşitliğindeki integralin alınması olanaklı değildir. En basit kırılma teorisinde, ışın yolu boyunca sabit ve ortalama bir kırılma katsayısı $\bar{k}$ kullanılır. Bu varsayım ile ışın yolu eğrisi bir daire parçası olarak ele alınır ve (3.24) eşitliği



Şekil 3.2: Atmosfer katmanları ve ışın yolu.

$$\beta = \frac{\sin \theta_A}{R_\alpha} \bar{k} s \quad (3.25)$$

eşitliği ile yaklaşık olarak hesaplanır. Şimdi (3.25) eşitliği ile (3.18) eşitliği birbirine eşitlenerek, A ve B noktaları arasındaki ışın yolu için ortalama kırılma katsayısı $\bar{k}$ için aşağıdaki gibi bir eşitlik bulunabilir.

$$\bar{k} = \frac{R_a}{s^2} \frac{f}{\sin Z'_{12} \sin \theta_A} + \frac{\sin Z'_{12}}{\sin \theta_A} \quad (3.26)$$

Atmosfer katmanlarının eğim açısı kesin olarak sıfır değeri ile arazinin eğim açısı değeri arasında değişen bir değer alır. Bununla beraber yapılan araştırmalar, eşsıcaklık yüzeylerinin, yazın gündüz saatlerinde, arazi profiline uymadığını ortaya koymuştur (Brunner, 1975). Gerçekten, yerden 2 metre yüksekte, eşsıcaklık yüzeyleri birbirine paralel olmayıp sıcaklık düşey gradyenti lineer değildir (Brunner, 1975). Bu yüzden daha çok, atmosfer katmanlarının zenit açısına göre simetrik olduğu varsayımı yapılır. Bu varsayıma göre θ_A açısı tüm doğrultular için Z'_{12} açısına dönüşür ve (3.26) eşitliği

$$\bar{k} = R_a \frac{f}{(s \sin Z'_{12})^2} + 1 \quad (3.27)$$

şeklinde yeniden yazılabilir. Bu kabule göre, eşsıcaklık yüzeylerindeki 30° lik bir eğim $\bar{k}$ değerinde yalnızca % 15 lik bir hataya neden olmaktadır (Brunner, 1975).

Kırılma katsayısı eğer (3.27) eşitliği yardımı ile karşılıklı zenit açıları ve iki nokta arasındaki eğik uzaklık yardımı ile hesaplanmış ise, kırılma katsayısının doğruluğu hesaplanabilir. (3.27) nolu eşitliğin diferansiyeli alınarak,

$$d\bar{k} = \frac{\bar{k} - 1}{s} ds - \frac{R_a}{s \sin Z'_{12}} (dZ'_{12} + dZ'_{21}) \quad (3.28)$$

bulunur ve burada uzaklıktaki değişim ds ile, zenit açısındaki değişim ise dZ' ile gösterilmiştir. (3.28) nolu eşitlikte, uzaklık ölçmede yapılan hatanın $\bar{k}$ da neden olduğu hata (her zaman $< 3 \cdot 10^{-4}$) ihmal edilecek kadar küçüktür (Brunner, 1975). Bu husus dikkate alınıp hata yayılma yasası uygulanarak, kırılma katsayısının standart sapması,

$$\sigma_{\bar{k}} = \frac{R_a}{s \sin Z'_{12}} \frac{\sqrt{2}}{\sin Z'_{12}} \sigma_{Z'} \quad (3.29)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. Burada karşılıklı zenit açıları hatalarının birbirleriyle korelasyonlu olmadıkları ancak aynı büyüklükte oldukları kabul edilmektedir. (3.29) eşitliğinden, karşılıklı zenit açıları gözlemlerindeki ortalama kırılma katsayısının belirlenme presizyonunun noktalar arasındaki uzaklığa bağlı olduğu görülmektedir ve uzaklığın artmasıyla doğruluk artmakta, uzaklığın azalmasıyla da doğruluk azalmaktadır.

3.1.2. Kırılma katsayısının belirlenmesi

Ölçülen zenit açılarının kırılma hatalarından arındırılması tam olarak çözüme kavuşturulmamış bir problemdir. Kırılma hatasının belirlenmesi ve ölçülerden arındırılması için birçok yöntem mevcuttur. Ancak bunlardan hiçbirinin tam olarak geçerli ve mükemmel olduğu söylenemez. Bu amaçla, laboratuvar koşullarında iyi sonuçlar veren ancak arazi koşullarında tam olarak uygun sonuçlar verdiği söylenemeyen ticari amaçlı kırılma ve dispersiyon ölçerler tasarlanmıştır (Hradilek, 1984). Bu yüzden, trigonometrik yüksekliklerin doğruluğunu artırmak için kırılma hatasının belirlenmesi ve giderilmesi amacıyla daha etkili yöntemlere gereksinim duyulur. Aslında, jeodeziciler kırılma katsayısının belirlenmesinden daha çok belirlediğimiz yüksekliklerdeki kırılma hatasının giderilmesi ile ilgilenerler.

Her bir ışın yolu için belirlenmesi gereken kırılma katsayısı, aşağıdaki şekillerde belirlenebilmektedir:

- i) Meteorolojik parametreler yardımı ile kırılma katsayısının hesaplanması
- ii) Geometrik yöntemler ile kırılma katsayısının hesaplanması
- iii) Dengeleme ile istasyon noktaları için tek bir kırılma katsayısının hesaplanması
- iv) Farklı yüksekliklerde yapılmış kırılma indisi belirlemelerinden hesaplama

3.1.2.1 Meteorolojik parametreler yardımı ile kırılma katsayısının hesaplanması ve TTM yöntemi

Meteorolojik parametreler kullanılarak kırılma hatasının belirlenmesi yönteminde, esas olarak, ışın yolu boyunca sabit olduğu varsayılarak yalnızca durulan nokta ile

hedef noktasında sıcaklık (T) ve basınç (P) ölçüleri yapılır ve (3.23) eşitliği ile kırılma katsayısı her nokta için ayrı ayrı basitçe hesaplanmaktadır. Ancak, A ve B noktaları arasındaki gözlem ışını için hesaplanan k_{AB} kırılma katsayısının, meteorolojik parametreler yardımı ile TTM' e dayalı olarak hesaplanmasında kullanılan eşitlik Brunner (1978) tarafından ,

$$k_{AB} = 5.032 \frac{P}{T^2} (2.439 - 100 \alpha_A h_{AB}^\beta) \quad (3.30)$$

olarak verilmektedir. Buradaki $(\alpha_A h_{AB}^\beta)$ terimi, yeryakını potansiyel sıcaklık gradyenti olup ya net güneş radyasyonu ölçüm cihazları ile belirlenmekte ya da TTM' e dayalı olarak

$$-\alpha_A h_{AB}^\beta = \left(\frac{d\theta}{dh} \right) \quad (3.31)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. (3.31) eşitliğinde α_A değeri, yerden 1 metre yükseklikte potansiyel sıcaklık gradyenti, ve β ise atmosfer koşullarına göre değişen bir üstel değer olup, yerden atmosfere doğru olan ısı akısı (H) ve atmosferin durağan (stable) yada karışık (unstable) olması durumuna göre farklı olarak hesaplanır (Heatflux (H)'nin sıfırdan büyük olması durumunda, $\beta = -4/3$). H değeri pozitif ya da negatif değerler alabilir: Karmaşık atmosfer koşullarında sıfırdan büyük; durağan ya da nötr atmosfer koşullarında sırasıyla sıfırdan küçük veya sıfıra eşit değerler alabilir. α değeri ise H değerine bağlı olarak,

$$\alpha = \begin{cases} \left[H^2 \theta (C_p \rho)^{-2} g^{-1} \right]^{1/3} & H > 0 \\ H (C_p \rho u_\infty K)^{-1} & H \leq 0 \end{cases} \quad (3.32)$$

eşitliği yardımı ile hesaplanır. Bu eşitlikte, θ potansiyel sıcaklık ($^\circ K$), $(C_p \rho)^2 = 1200 \text{ Jm}^{-3} K^{-1}$ (Holdahl, 1981), u_∞ rüzgarın sürtünme hızı ($m \text{ san}^{-1}$) ve K *von Karlman* sabiti $K=0.4$ dür. Potansiyel sıcaklık θ , R_d kuru hava için özgül gaz sabiti

(287.05 J/(kg×°K) ve C_p ise kuru havanın sabit basınçtaki özgül ısısı (1005 J Kg⁻¹K⁻¹) olmak üzere eşitlik (2.5)' den

$$\theta = T \left[\frac{1000}{P} \right]^{R_D / C_p} \quad (3.33)$$

eşitliği ile hesaplanır ve $R_D/C_p = 0.286$ olarak alınır (Brunner, 1978). (dθ/dh) ve (dT/dh) arasındaki ilişki ise yeteri kadar doğrulukla,

$$\left[\frac{d\theta}{dh} \right] = \left[\frac{dT}{dh} \right] + \Gamma \quad (3.34)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada, Γ değeri ise yükseklik ile değişmeyen adiabatik sıcaklık değişim oranı olup 0.00977 °K/m olarak alınabilir (Brunner, 1978). Eğer A istasyonunda 1 metredeki potansiyel sıcaklık gradyenti α_A olarak türetilir ve tüm ısı yolu boyunca sabit kabul edilirse, kırılma katsayısı için (3.30)' daki sonuç eşitliğe ulaşılır. Burada ifade edilen sıcaklık gradyentlerinin diğer meteorolojik parametreler cinsinden hesaplanmasında izlenen sıra aşağıda verilmektedir.

(3.34) eşitliğindeki potansiyel sıcaklık düşey gradyenti;

$$\frac{d\theta}{dh} = \left[\frac{H^2 \times \theta}{(C_p \times \rho)^2 \times g} \right]^{\frac{1}{3}} h^{\frac{-4}{3}} \quad (3.35)$$

eşitliği ile verilir. Bu eşitlikte “h” değeri,

$$h = 0.03 \times |L| \quad (3.36)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. (3.36) daki L değeri *Obuchow yüksekliğidir* ve Obuchow yüksekliği metre biriminde,

$$L = \frac{-u_* \cdot C_p \cdot \rho \cdot \theta}{K \cdot g \cdot H} \quad (3.37)$$

eşitliği ile verilir (Anguss-Leppan,1980). (3.37) eşitliğinde, u_* rüzgarın sürtünme hızı, ρ havanın yoğunluğu, K von Karlman sabiti (0.4), g ise yerçekimi ivmesidir (ms^{-2}). Rüzgarın sürtünme hızı u_* ,

$$u_* = \frac{K \cdot u}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (3.38)$$

eşitliği ile hesaplanmakta olup, eşitlikteki u , yerden z kadar yükseklikte ölçülen rüzgar hızı ve z_0 ise yüzeyin pürüzlülük parametresi olup Tablo 3.1 yardımıyla belirlenebilmektedir. Havanın yoğunluğu ρ ,

$$\rho = \frac{P}{R_d \cdot T_v} \quad (3.39)$$

eşitliği ile verilmekte olup, zahiri sıcaklık T_v ,

$$T_v = 1 + \frac{1+q}{\varepsilon} T \quad (3.40)$$

şeklinde hesaplanabilir. Burada, q özgül nemlilik olup

$$q = \varepsilon \left(\frac{e}{P} \right) = 0.622 \times \left(\frac{e}{P} \right) \quad (3.41)$$

şeklinde hesaplanır. Burada, $\varepsilon = 0.622$ su buharı ile havanın moleküler kütlelerinin oranı; e ise kısmi su buharı basıncıdır.

(3.30) eşitliğinde geçen h_{AB} değeri ise; s büyüklüğü A ve B noktaları arasındaki yay uzunluğu; X değeri, A noktasından itibaren yay üzerindeki herhangi bir noktaya olan uzaklık; h_+ , ışın yolunun X uzaklığında yerden olan yüksekliği olmak üzere,

$$h_{AB} = \left(\frac{2}{s} \int_0^s h_+^\beta (s-X) dX \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad (3.42)$$

eşitliği ile verilir ve arazi profilinin fonksiyonu olarak sayısal entegrasyon alınarak hesaplanır. i noktasından j noktasına olan zenit açısına refraksiyon nedeniyle getirilecek açısal düzeltme δ_{ij} , aradaki uzaklık, refraksiyon katsayısı ve azimut boyunca elipsoit yarıçapına bağlı olarak,

$$\delta_{ij} = \frac{s_{ij}}{2R_\alpha} k_{ij} \quad (3.43)$$

eşitliği ile hesaplanır (Hradilek, 1972, s.61) veya i noktasından j noktasına yapılan zenit açısı ölçüsü (Z_{ij}), noktalar arasındaki kiriş uzaklığı (s) ve kırılma indisi gradyentinin (dN/dh) fonksiyonu olarak,

$$\delta_{ij} = 0.5 \times 10^{-6} \times \sin Z_{ij} \times s \times \frac{dN}{dh} \quad (3.44)$$

eşitliği kullanılarak da hesaplanabilir (Baldi, 1984, s.95). Buradaki kırılma indisi gradyenti ise diğer meteorolojik parametrelerin düşey gradyentlerinden yararlar aşağıdaki şekilde hesaplanabilir:

$$\begin{aligned} \frac{dN}{dh} = & -0.2696 \times N_0 \times \frac{P}{T^2} \times \left(0.0342 + \frac{dT}{dh} \right) + \\ & 11.25 \times \frac{e}{T^2} \times \frac{dT}{dh} + \frac{11.25}{T} \times \frac{de}{dh} \end{aligned} \quad (3.45)$$

(3.45) eşitliğinde, N_0 standart atmosfer koşullarında (273.16 °K, 1013.25 mbar, % 0.03 karbondioksit) ortamın kırılma sayısı; P, atmosfer basıncı (mbar); T, ortam ısısı (°K); e, su buharı kısmi basıncı (mbar); dT/dh , düşey ısı gradyenti; de/dh su buharı düşey gradyentidir. Ortamın kırılma sayısı N_0 , $L = 1/\lambda$ (λ , dalga boyu (μm)) olmak üzere,

$$N_0 = 67.861 + \frac{3117.99}{146 - L^2} + \frac{269.43}{41 - L^4} \quad (3.46)$$

eşitliğinden yararlar hesaplanabilir (Baldi, 1984, s.85). (3.45) eşitliğindeki son iki terim gözardı edilebilecek kadar küçüktür.

Refraksiyon katsayısı ya da kırılma indisi gradyenti gün içerisinde farklı değerler alır ve bu nedenle refraksiyon açısının büyüklüğü gün içerisindeki ölçü zamanına bağlı olarak değişim gösterir.

Öte yandan refraksiyon katsayısının, meteorolojik parametrelerden sadece basınç, sıcaklık ve düşey sıcaklık gradyentinin bir fonksiyonu olarak belirlenmesine ilişkin olarak, Bomford (1980) tarafından aşağıdaki eşitlik verilmektedir.

$$k = 504 \frac{P}{T} \left(0.0342 + \frac{dT}{dh} \right) \quad (3.47a)$$

Bu eşitlik, uygulama çalışmalarında biraz daha farklı olarak,

$$k_1 = 503.309 \frac{P}{T^2} \left(0.03416 + \frac{dT}{dh} \right) \quad (3.47b)$$

şeklinde de kullanılmaktadır. Eşitlikte yer alan dT/dh , yerden 1000 metreye kadar olan katmandaki düşey sıcaklık gradyentidir ($^{\circ}C / m$). dT/dh değeri Bomford (1980) tarafından $-0.0055 \text{ } ^{\circ}C / m$ olarak önerilmektedir. Ancak dT/dh değeri (3.34) eşitliğinden yararlanarak her bir bakış doğrultusu için belirlenmelidir. Bu işlem en uygun şekilde TTM ile gerçekleştirilebilir.

3.1.2.2. Geometrik yöntem ile kırılma katsayısının belirlenmesi

Kırılma Katsayısının geometrik olarak belirlenmesinde ise tek taraflı ve karşılıklı ve eş zamanlı zenit açılarından yararlanılmaktadır.

3.1.2.2.1. Tek taraflı zenit açıları ile kırılma katsayısının belirlenmesi

P_1 noktasından P_2 noktasına ölçülen zenit açısı Z'_{12} ve bu iki nokta arasındaki eğik kenar s , kullanılarak kırılma katsayısı k_{12} ;

$$k_{12} = 1 - \frac{2R_{\alpha}}{s^2 \sin^2 Z'_{12}} (h_2 - h_1 - s \cos Z'_{12} - a_1 + i_2) \quad (3.48)$$

ile bulunur. Burada, a_1 durulan noktada alet yüksekliği; i_2 hedefteki işaret yüksekliğidir (Ayhan ve Şimşek, 1993).

3.1.2.2.2. Karşılıklı ve eş zamanlı zenit açıları ile kırılma katsayısının hesaplanması

P_1 ve P_2 noktalarında eş zamanlı karşılıklı zenit açıları ölçüldüğünde kırılma katsayısı k_{12} ;

$$k_{12} = 1 - \frac{2R_\alpha (\cos Z'_{12} + \cos Z'_{21})}{s^2 (\sin^2 Z'_{12} + \sin^2 Z'_{21})} + \frac{2R_\alpha (a_1 - i_1 + a_2 - i_2)}{s^2 (\sin Z'_{12} + \sin Z'_{21})} \quad (3.49)$$

eşitliliği ile hesaplanır (Rüeger, 1980; Tilk-Thies, 1986; Ayhan ve Şimşek, 1993). (3.48) ve (3.49) eşitliklerindeki a_1 ve i_1 değerleri, durulan noktadaki sırasıyla alet ve işaret yüksekliği; a_2 ve i_2 değerleri ise, hedefteki alet ve işaret yüksekliğidir.

Ölçülen zenit açısına ilişkin kırılma katsayısı hesaplandıktan sonra, şekil 3.1 yardımıyla, elipsoidal yükseklik farkının duyarlı olarak hesaplanmasında,

$$\Delta h_{12} = S \cot Z'_{12} + \frac{1 - k_{12}}{2R_\alpha \sin^2 Z'_{12}} S^2 + \frac{S \cos Z'_{12}}{2R_\alpha \sin^2 Z'_{12}} \quad (3.50)$$

eşitliliği (Hradilek, 1984; ş.22) ya da,

$$\Delta h_{12} = S_{12} \cos Z'_{12} + \frac{1 - k_{12}}{2R_\alpha} (S_{12} \sin Z'_{12})^2 \quad (3.51)$$

eşitliğinden (Tilk-Thies, 1986) yararlanılır. Eşitlikteki S_{12} uzaklığı, P_2 noktasından geçen normalin referans elipsoidine paralel ve P_1 noktasından da geçen yüzey ile kesiştiği nokta arasındaki uzaklıktır. S_{12} uzaklığı yeterli yaklaşıklıkla aşağıdaki eşitlikle hesaplanır:

$$S_{12} = s' \left(1 + \frac{h_1}{R_\alpha} \right) \quad (3.52)$$

Kırılma katsayısının geometrik olarak belirlenmesinin GPS baz vektörleri ile hesaplanabileceği son yıllardaki araştırmalarla ortaya konmuştur. Bu konudaki çalışmalara ilişkin bir çalışma ve kullanılan eşitlikler Ayhan ve Şimşek (1993)' de ayrıntıları ile verilmekte olup bu çalışmada bu konuya girilmemektedir.

3.1.2.2.3. Dengeleme ile herbir istasyon noktası için sabit kırılma katsayısının belirlenmesi

Bu yöntemde bir istasyon noktasındaki tüm ışın yolları için kırılma katsayısının sabit olduğu varsayılır. Ancak böylesi bir dengeleme sonucu, zenit açılarının dengeleme sonrası *a posteriori* standart sapmalarının oldukça yüksek olacağı kaçınılmaz olmaktadır. Kırılmanın neden olduğu hatalar en çok çimli bölgelerde ve ışın yolunun toprağı yalayarak geçmesi (yer yakını atmosfer tabakasından etkilenme) durumunda kendini göstermektedir. İyi sonuçlar almak için zenit açısı ölçmelerinin 10-15 m yüksekliğindeki kuleler üzerinde yapılması, dengeleme sırasında da her bir gözlem için farklı bir kırılma bilinmeyenini gözönüne alınmalıdır (Hradilek,1984). Trigonometrik yükseklik ağlarının dengelemesinde genel olarak istasyon için tek bir refraksiyon katsayısının belirlenmesi öngörülür ve düşey açıların karşılıklı ve aynı anda ölçülmesi gibi bir ön koşul öngörülmez (Atasoy, 1986, s.15). Bu çalışmada genel olarak yalnızca zenit açılarındaki refraksiyon açıları ve bu açıların ölçü zamanına göre hesaplanması ve dolaylı olarak da refraksiyon katsayısı k' nın hesaplanması amaçlandığından, trigonometrik ağ dengelemesine ilişkin eşitliklerin verilmesi konu dışı bırakılmıştır. Ağ dengelemesinin ayrıntıları Hradilek (1984), Atasoy (1986), Öztürk ve Şerbetçi (1989) tarafından verilmektedir.

3.2 Elektromanyetik Uzaklık Ölçmeleri (EDM)' nde Meteorolojik Etkiler

Uzaklık ölçmeleri jeodezik ağların ölçeğini belirlemek amacıyla yapılır. Salt kenar ağı ya da poligon (veya travers) şeklinde yapıldıklarında da, gözlem istasyonları arasında geometrik ilişkilerin kurulmasına olanak sağlarlar.

EDM ölçmelerindeki atmosferik etkiler (refraksiyon) genel olarak hız düzeltmesi olarak bilinmekte olup, bu etkilerin bir çok yayında (Laurilla, 1983; Özgen ve Deniz, 1986; Torge, 1991 vb.) geniş olarak verilmiş olması ve kolayca bulunması nedeniyle

bu kısımda bu etkilerin yalnızca matematiksel eşitlikler olarak verilmesi ile yetinilmiş ve ayrıntıya girilmemiştir.

Yersel uzaklık ölçmelerinin büyük bir kısmı elektro-optik ve mikro dalga uzaklık ölçerler ile yapılmaktadır. Elektro - optik uzaklık ölçerler, kullanım amaçlarına göre farklı özelliklerde geliştirilmiş olup, çoğunluğunu kızıl ötesi dalgalarla çalışan aletler oluşturur. Elektro-optik uzaklık ölçerler ile mikro dalgalı uzaklık ölçerler hakkında ayrıntılı bilgiler Laurilla (1983) ve Özgen ve Deniz (1986) tarafından verilmektedir.

EDM uzaklıklarının düzeltilmesi, indirgenmesi ve hesaplanması ile ilgili olarak literatürde bir çok yöntem önerilmekte olup, bu yöntemler hakkında geniş bilgiler Hotin (1969), Laurilla (1983), Özgen ve Deniz (1986)' da bulunabilir.

EDM ölçmelerindeki atmosferik etkiler (refraksiyon etkileri) *meteorolojik düzeltme* ile giderilir. Meteorolojik düzeltme deyimi ile eş anlamlı olarak Laurilla (1983) tarafından da “*çevresel düzeltmeler*” deyimi kullanılmaktadır.

Meteorolojik etki deyimi ile, elektromanyetik dalganın atmosfer içerisindeki yayılımına yerküre atmosferinin etkisi kastedilmektedir. Bu etki, elektromanyetik enerjinin hızının değişimi ile ışın yolunun şeklindeki değişim olarak kendini göstermektedir. Meteorolojik düzeltme ile ışın yolunun ortalama eğriliğinin belirlenmesi ön planda tutularak işlem yapılır. Burada temel faktör, *kırılma indisi n*, olup (2.3) eşitliğinden

$$\frac{n}{n_0} = \frac{c_0}{c} \quad (3.53)$$

eşitliği yardımıyla hesaplanır. Bu eşitlikte c_0 , elektromanyetik radyasyonun boşluktaki hızı ya da ışık hızı olup sabittir. Bu yüzden *boşluktaki kırılma indisi* , $n_0 = 1.000\ 000$ olmaktadır. Kırılma indisinin deniz seviyesinde aldığı değer ise;

$$n_0 = 1.000\ 300\ 0 \quad (3.54)$$

düzeyindedir. *Ortalama kırılma indisi* (n_m)' nin hesaplanmasında gerekli olan ve daha karmaşık hesaplamalarda kullanılan *kırılma sayısı* ise, kırılma indisinin altıncı

basamağını gösteren N ile gösterilir. Buna göre, $N = (n-1) \times 10^6$ olup, örneğin, (3.54) eşitliği $N=300$ olarak ifade edilir.

Uygulamada N değeri, ölçü yapılan hattın baş ve sonundaki noktalarda ortam sıcaklığı, atmosfer basıncı ve nem ölçümleri ile belirlenir. *Sıcaklık* (t) metrik birimlerle (Celcius yada Kelvin) ya da İngiliz birimi ile (Fahrenheit, °F) ifade edilir. Atmosfer basıncı p yine metrik sistemde (milibar, mbar; ya da milimetre civa, mm Hg) ya da İngiliz birimi (inç civa, in. Hg) ile ifade edilir. *Nem* (e) ise psikrometre ölçümleri ile yani termometrede ıslak ve kuru sıcaklık ölçümleri ile belirlenir. Kullanılan birim dikkate alınmaksızın, nem, su buharının kısmi basıncı olarak ifade edilmekte ve aşağıdaki eşitlikler hesaplanabilmektedir (Laurilla, 1983):

EDM aleti ile ölçülen S' uzaklığına getirilmesi gereken toplam meteorolojik düzeltme ΔS , şekil 3.3' e göre

$$\Delta S = S''' - S' \quad (3.55)$$

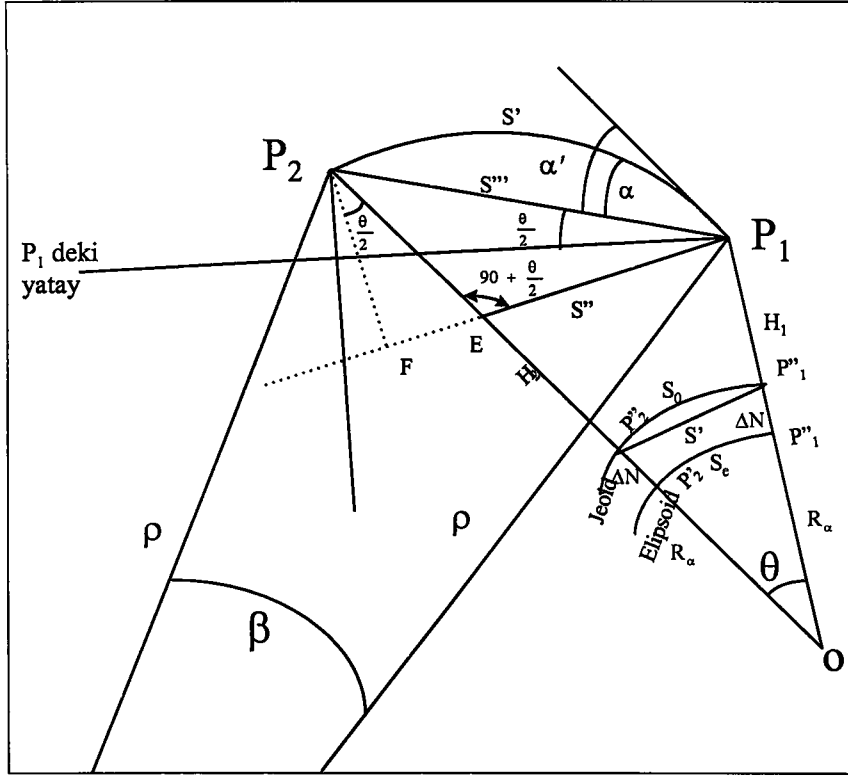
ile ifade edilir. Burada S' ölçme değeri, elektromanyetik dalganın iki nokta arasındaki homojen olmayan atmosferik ortamda en kısa sürede aldığı yoldur (Fermat prensibi). (3.55) nolu eşitliğin meteorolojik parametreler cinsinden ifadesi

$$S''' - S' = 10^{-6} \int_0^{S'} N dS' - \frac{10^{-12} S'^3}{24} \left(\frac{dN}{dh} \right)^2 \quad (3.56)$$

eşitliği ile verilebilir (Özgen ve Deniz, 1986). Bu eşitlikteki birinci terim dalganın ortamdaki hızına ilişkin düzeltmeyi, ikinci terim ise dalga yörüngesinin eğrilğine ilişkin düzeltmeyi göstermektedir. Buna göre *hız düzeltmesi* (refraksiyon düzeltmesi);

$$K' = S''' - S' = \Delta S = S' \cdot 10^{-6} \left[N_0 - \frac{1}{S'} \int_0^{S'} N dS' \right] \quad (3.57a)$$

olur. Uygulamada (3.57a) eşitliği, pratik olarak



Şekil 3.3 : Sabit yörünge eğriliği olan bir ölçme dalgası ile jeoit ve elipsoit arasındaki geometrik ilişkiler.

$$K' = S'(N_{ref} - \bar{N}_m)10^{-6} \quad (3.57b)$$

eşitliği yardımıyla belirlenir (Özden ve Deniz, 1986). (3.57b)'de N_{ref} değeri, alet yapımcısı firma tarafından verilen referans kırılma sayısıdır. $\bar{N}_m$ değeri, ölçülen EDM kenarı boyunca ışın yolunun içinde hareket ettiği atmosfere ilişkin ortalama aktüel kırılma sayısıdır. Burada belirlenmesi en zor ve en önemli büyüklük $\bar{N}_m$ ' dir. $\bar{N}_m$ ' nin hesaplanmasında izlenen yol aşağıda gösterilmektedir.

EDM ölçülerinin atmosferik düzeltmelerinin hesaplanabilmesi için önerilen atmosfer modelleri genellikle iki grupta toplanır:

- Dengeleme öncesi EDM ölçmelerinin düzeltildiği *çevresel atmosferik modeller*,
- Atmosferik etkilerin dengelemeye bir bilinmeyen olarak katıldığı *bütüncül atmosferik modeller*.

Bu çalışmada bütüncül atmosferik modellere yer verilmeyip sadece çevresel atmosferik modeller ele alınmaktadır.

Hız düzeltmesinin hesaplanması için meteorolojik ölçmeler ve çevresel atmosferik kırılma indisi modelleri ile ilgili olarak ayrıntılı açıklama yapılmamış olup, bunun için Özgen ve Deniz (1986)' e bakılması önerilebilir. Bu çalışmada, EDM ölçülerindeki hız düzeltmesinin TTM ile hesaplanması için izlenen yol aşağıda ele alınmaktadır.

3.2.1 TTM ile hız düzeltmesinin hesaplanması

Mikrometeoroloji alanında yapılan çalışmalar ile atmosferin alt tabakalarında meydana gelen fiziksel olaylar daha iyi irdelenmeye başlanmıştır. Jeodezik ölçmelerin içinde yapıldığı, atmosferin alt tabakasında oluşan fiziksel olayların açıklanabilmesi ile, ölçme ortamına ait kırılma indisinin daha gerçekçi olarak hesaplanması olanağı doğmuştur. TTM nin çıkış noktası da bu gelişmeler ışığında olmuştur. Yüksek presizyonlu elektromanyetik uzunluk ölçmelerinin söz konusu olduğu durumlarda, atmosferik parametrelerin nerede ve nasıl ölçülmesi ve bu ölçmelerin nasıl değerlendirmeye katılması gerektiği konusunda TTM gerekli cevabı teorik olarak vermektedir. TTM prensip olarak, yeryüzünden yaklaşık Obuchow yüksekliğine kadar olan kararsız atmosfer katmanları içindeki sıcaklık düşey değişimini, yer yüzeyinden atmosfere karışan ısı miktarı cinsinden modellendirmede kullanılmaktadır (Fraser, 1984). Kararsız atmosfer koşullarında konvektif sınır tabakasının şematik diyagramı şekil 3.4' de gösterilmektedir. Başka bir ifade ile EDM ölçmelerinde TTM' in amacı, konservatif parametreler olarak adlandırılan ve herhangi bir sistemde ısı alış veya verişin olmadığı durumu ifade eden *adyabatik* olayda, yükseklik ile değişmeyen (invariant) potansiyel sıcaklık ve özgül nemlilik yardımı ile alet ve yansıtıcı noktalarında ölçülen sıcaklığın, ışın yolunun büyük bir kısmının geçtiği atmosferik sınır tabakasına ekstrapolasyonudur. Potansiyel sıcaklık θ , Kelvin cinsinden ölçülen T hava sıcaklığı ile mbar cinsinden ölçülen P basıncı yardımıyla (3.33) eşitliği yardımıyla,

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad (3.58)$$

eşitliği ile hesaplanabilir (Angus-Leppan ve Webb, 1971; Angus-Leppan, 1971; Angus-Leppan, 1979; Angus-Leppan ve Brunner, 1980; Angus-Leppan, 1984; Fraser, 1984).

TTM yönteminde, homojen olmayan gaz atmosferin, farklı büyüklüklerde çok sayıda baloncuklardan oluştuğu varsayılmaktadır. Yerin radyasyonla ısınması ve soğuması sonucu oluşan sıcaklık değişimleri bu baloncukların türbülans girdapları (anafor) oluşturmasına neden olur. Bu girdaplar ile ısı yayılır. Mekanik rüzgarla da yer değiştiren baloncukların hareketleri sürekli dir. Baloncukların yerlerinin değişmesi ile basıncı ve yoğunluğu da değişmektedir. Tüm bu değişimler ortamın kırılma indisini de değiştirmektedirler. Atmosferde oluşan bu sürekli değişimi karakterize eden ölçek parametreler tanımlanmıştır. Tanımlanan bu parametreler: Obuchow uzunluğu L , Rikardson sayısı R_i ve potansiyel sıcaklığın düşey gradyentidir ($d\theta/dh$). Obuchow uzunluğu, rüzgarın neden olduğu mekanik türbülansın, sıcaklığın neden olduğu türbülansa oranını verir ve yere yakın atmosfer tabakasında yükseklikten bağımsızdır. Obuchow uzunluğu, özgül nemlilik ve potansiyel sıcaklık düşey gradyenti büyüklüklerin hesaplanması (3.33) eşitliğinden başlayarak (3.41) eşitliğine kadar verilmektedir.

Obuchow uzunluğu (L) ile, Rikardson sayısı (R_i) ile veya potansiyel sıcaklığın düşey gradyenti ($d\theta/dh$) kullanılarak atmosferik yapının stabilite durumu belirlenebilir. Buna göre,

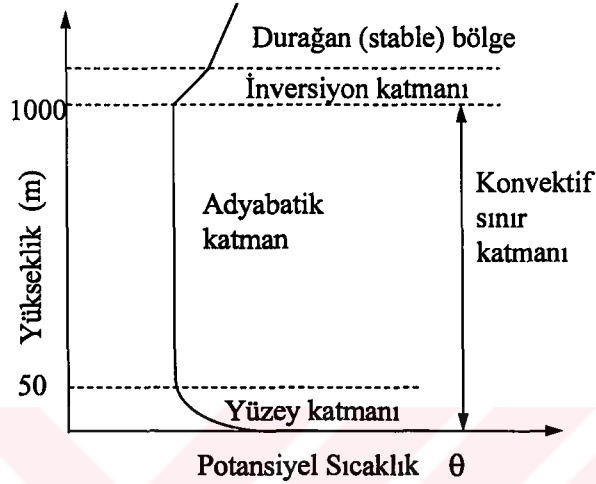
$$\frac{d\theta}{dh} > 0, R_i > 0, L > 0 \implies \text{stabil koşullar}$$

$$\frac{d\theta}{dh} = 0, R_i = 0, L = 0 \implies \text{nötral veya adiabatik koşullar}$$

$$\frac{d\theta}{dh} < 0, R_i < 0, L < 0 \implies \text{stabil olmayan koşullar}$$

olarak alınır. Jeodezik ölçmeler çoğunlukla açık ve güneşli günlerde yani stabil olmayan atmosferik şartlarda yapıldığından, aşağıda bu koşullar için gerekli eşitlikler verilecektir (diğer atmosferik şartlar için ilgili eşitlikler Angus-Leppan ve Brunner 1980 de bulunabilir). Stabil olmayan atmosferik şartlarda ölçülen bir

elektromanyetik uzunluk için atmosferik tabakalar ve ışıın yolu şekil 3.5’ de görölmektedir (Deniz 1982, Alanko,1997). Stabil olmayan atmosferik şartlarda, güneş yeri ısıtır ve zeminde sıcaklık en yüksek değere ulaşmaktadır. Bu durumda potansiyel sıcaklık gradyenti negatif olur. Stabil olmayan koşullar coğrafi enleme ve mevsimlere göre değışmekle beraber, ölkemizde genellikle güneşin doğuşundan 0.5-1 saat sonrası ile güneşin batışından 0.5-1 saat öncesi arasında kalan zaman aralığında hüküm sürmektedir (Gürdal, 1995).



Şekil 3.4 : Kararsız (unstable) atmosfer koşullarında konvektif sınır katmanının şematik gösterimi (Fraser, 1984’ den sonra).

Rikardson sayısı ise,

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{d\theta}{dh} \left(\frac{du}{dh} \right)^{-2} \quad (3.59)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada (du/dh) , rüzgar hızının düşey gradyentidir.

Mikrometeoroloji biliminde potansiyel sıcaklık gradyenti için farklı atmosferik bölgelerde farklı eşitlikler verilmektedir. Bu atmosferik tabakaların kesin olarak yükseklikleri bilinmemekte ancak bu yükseklikler Obuchow uzunluğu ile açıklanabilmektedirler. Bu amaçla Webb (1984) tarafından, $h / |L|$ parametresi türetilmiştir. h , zeminden olan yükseklik olmak üzere farklı bölgeler ve bu bölgelerde potansiyel sıcaklık düşey gradyentinin profili ve aldığı değerler şekil 3.5’ de; stabil olmayan kararsız atmosferik koşullarda ölçülen bir elektromanyetik uzaklık ölçme

kenarının TTM modeline göre şematik gösterimi ise şekil 3.6' da görülmektedir. Şekil 3.5' deki " α " değeri,

$$\alpha = \left(\frac{H^2 \times \theta}{(C_p \times \rho)^2 g} \right)^{1/3} \quad (3.60)$$

eşitliği ile hesaplanır ve I, II ve III. bölge olarak değişik bölgelerde incelenir.

I.Bölge olarak adlandırılan bölge, yeryüzünden yaklaşık 80 cm yüksekliğe kadar olan bölge olarak tanımlanmaktadır (Fraser, 1984). Atmosferik ölçmeler çoğunlukla, II.bölge denilen ortalama 1.5 m yükseklikte yapılmaktadır. Ancak ölçme dalgasının büyük bir bölümü III. bölgeden geçmektedir. Bu nedenle A ve B noktalarındaki ıslak ve kuru sıcaklık ölçmeleri III. bölge için ekstrapole edilir. A noktasındaki Obuchow uzunluğuna eşit yükseklikteki potansiyel sıcaklık;

$$\theta_{LA} = \theta_A + \int_{h_A}^{L_A} \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} \right) dh \quad (3.61)$$

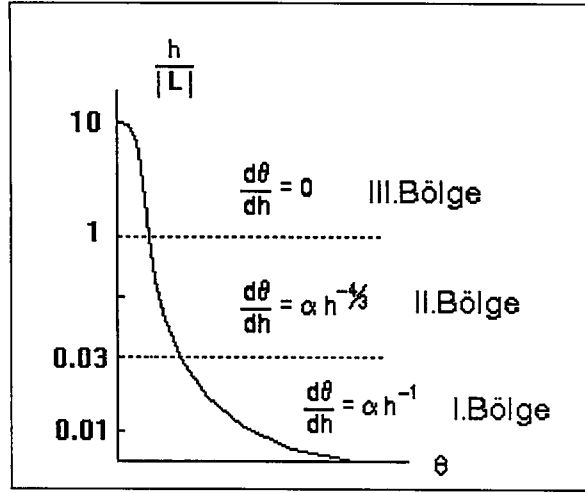
olacaktır ve elde edildiği yükseklik h_A dır. (3.35) eşitliği (3.61) eşitliğinde yerine konur ve bu eşitliğin integrali alınır,

$$\theta_{LA} = \theta_A + 3 \left[\frac{H^2 \times \theta}{(C_p \times \rho)^2 g} \right]^{1/3} (L_A^{-1/3} - h_A^{-1/3}) \quad (3.62)$$

bulunur. Kısmi su buharı basıncı (e)' nin, doymuş su buharı basıncı (E)' ye oranı *oransal nemlilik* (f_n) olarak adlandırılmaktadır. Brunner ve Fraser (1978) tarafından oransal nemliliğin düşey gradyentinin yüksekliğe bağımlılığının ihmal edilecek kadar az olduğu ifade edilmektedir. Böylece psikrometre yüksekliğinde (h_A) hesaplanan oransal nemlilik; (f_A) yardımı ile, Obuchow yüksekliğindeki özgül nemliliğe,

$$q_{LA} = f_A \times q_{s(LA)} \quad (3.63)$$

eşitliği ile ekstrapole edilmiş olur. Burada,



Şekil 3.5 : Stabil olmayan atmosferik şartlarda $h / |L|$ logaritmik ölçeği ile ortalama potansiyel sıcaklık düşey gradyentinin profili (Deniz, 1982; Alanko, 1997).

$$f_A = \frac{e_A}{E_A} \quad (3.64)$$

$$q_{s(LA)} = 0.622 \times \frac{E_{LA}}{P_A} \quad (3.65)$$

ve

$$t_{LA} \cong \theta_{LA} - 273 \quad (3.66)$$

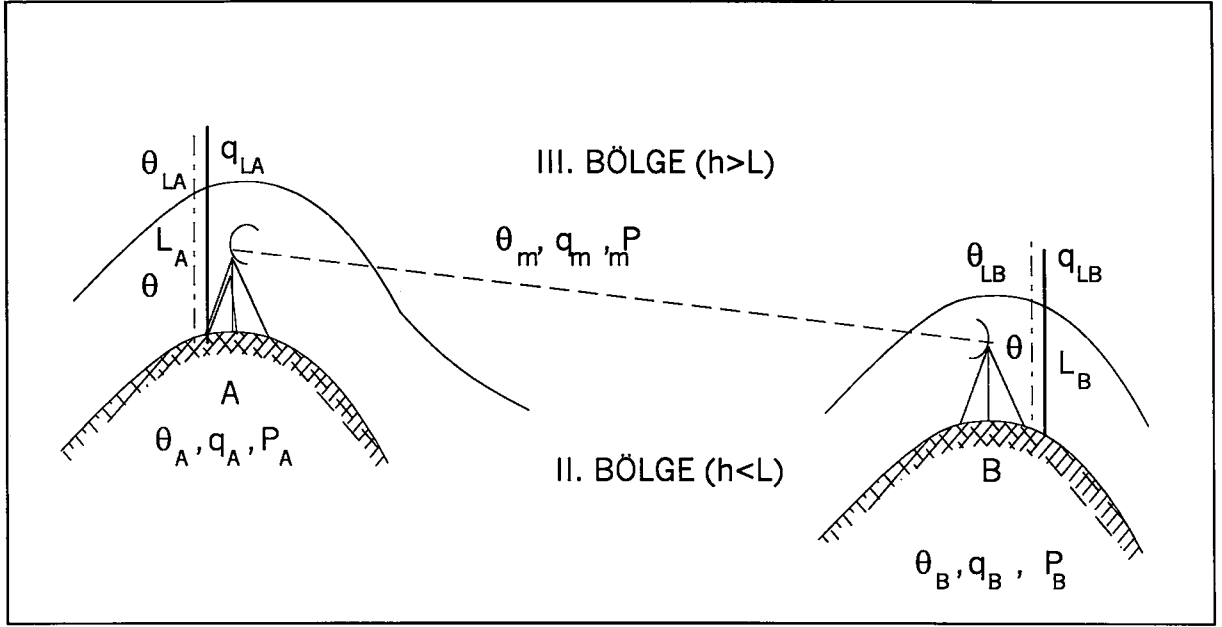
alınarak,

$$E_{LA} = 10^{\left(\frac{t_{LA} \times 7.5}{237.3 + t_{LA}} \right) + 0.7858} \quad (3.67)$$

eşitliği bulunur. A ve B noktalarındaki atmosferik parametrelerin ortalaması alınarak ρ_m , θ_m ve q_m değerleri hesaplanırsa, ortamın Obuchow yüksekliğindeki kırılma indisi ($\bar{n}_L$),

$$(\bar{n}_L - 1) \times 10^6 = (1.944 \times N_{gr(m)} \times 10^6 - 130 \times q_m) \times P_m^{0.714} \times \theta_m^{-1} \quad (3.68)$$

eşitliği ile bulunur. Obuchow yüksekliğindeki kırılma katsayısı (k_L) ise,



Şekil 3.6 : Stabil olmayan atmosferik koşullarda ölçülen bir elektromanyetik uzaklık ölçme kenarının TTM modeline göre şematik gösterimi (Deniz, 1982; Alanko, 1997).

$$k_L = 88.5 \frac{P_m^{0.714}}{\theta_m^2} \quad (3.69)$$

ile belirlenir (Fraser, 1984).

TTM ile EDM uzaklıklarının düzeltilmesinde pratik yaklaşımlar bulunmaktadır. Pratikte önce ışın yolu baş ve sonunda (istasyon ve hedef noktasında) ölçülen meteorolojik parametrelerin ortalaması ile hesaplanan kırılma sayısı N' 'ye dayalı olarak hız düzeltilmesine ek olarak TTM modeli ile ayrı bir düzeltme daha kolay bir şekilde hesaplanabilmektedir. Bu ek düzeltme ΔS_u ,

$$\Delta S_u = -3 \times 10^6 \times A_u \times S' \times \left(\frac{N_{gr} \times 10^6}{T_m} \right) \times \left(h_r^{-1/3} - \frac{1}{S'} \int_0^{S'} h_x^{-1/3} dX \right) \quad (3.70)$$

eşitliği ile verilmektedir (Angus-Leppan ve Brunner, 1980). Bu şekilde ülkemizde gerçekleştirilen bir uygulama, Alanko (1993) tarafından verilmektedir. (3.70) eşitliğindeki parametreler,

$$A_u = 0.027 \times H^{\frac{2}{3}} \quad (3.71)$$

$$N_{gr} \times 10^6 = \frac{1}{T_m} (0.2696 \times N_{ref} \times 10^6 \times p - 11.25 \times e) \quad (3.72)$$

$$H = 450 \times C \times W \times \cos z \quad (3.73)$$

$$\left. \begin{aligned} t_m &= \frac{1}{2}(t_a + t_b) \\ P_m &= \frac{1}{2}(P_a + P_b) \\ e_m &= \frac{1}{2}(e_a + e_b) \end{aligned} \right\} \quad (3.74)$$

olmaktadır (Alanko, 1997). Burada,

- A_U : Ortalama potansiyel sıcaklık gradyenti
- N_{gr} : Grup kırılması (ölçülen atmosferik parametreler sıcaklık, basınç ve nem'in ortalama değerleri kullanılarak hesaplanan değer, (3.72) nolu eşitlik
- H : Yerden yukarı doğru ısı akısı
- C : Bulutluluk faktörü (Tablo 3.1)
- W : Yüzey nem faktörü (Tablo 3.1)
- t_a : A noktasında ölçülen Celsius biriminde sıcaklık
- t_b : B noktasında ölçülen Celsius biriminde sıcaklık
- t_m : Celsius biriminde ortalama sıcaklık
- T_m : Kelvin biriminde ortalama sıcaklık
- P_A : A noktasında ölçülen mbar biriminde basınç
- P_B : B noktasında ölçülen mbar biriminde basınç
- z : Güneşin zenit açısı
- p_m : mbar biriminde ortalama basınç
- e_m : Su üzerinde oluşan mbar biriminde ortalama su buharı basıncı
- h_r : Alet ve yansıtıcı noktasında atmosferik parametrelerin ölçüldüğü yükseklik
- h_x : Işın yolunun metre biriminde yerden ortalama yüksekliği (şekil 3.7).

Bu çalışmada (3.73) nolu eşitlikte verilen yerden yukarı doğru ısı akısı pratik hesaplamalarda kullanıma uygun olup, çalışmalar sırasında H değeri TTM ile zaman ve konumun bir fonksiyonu olarak hesaplanmaktadır.

Güneşin yüksekliği "z", ölçülebilir veya astronomik üçgenden,

$$\cos(z) = \sin(\delta) \sin(\varphi) + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(T) \quad (3.75)$$

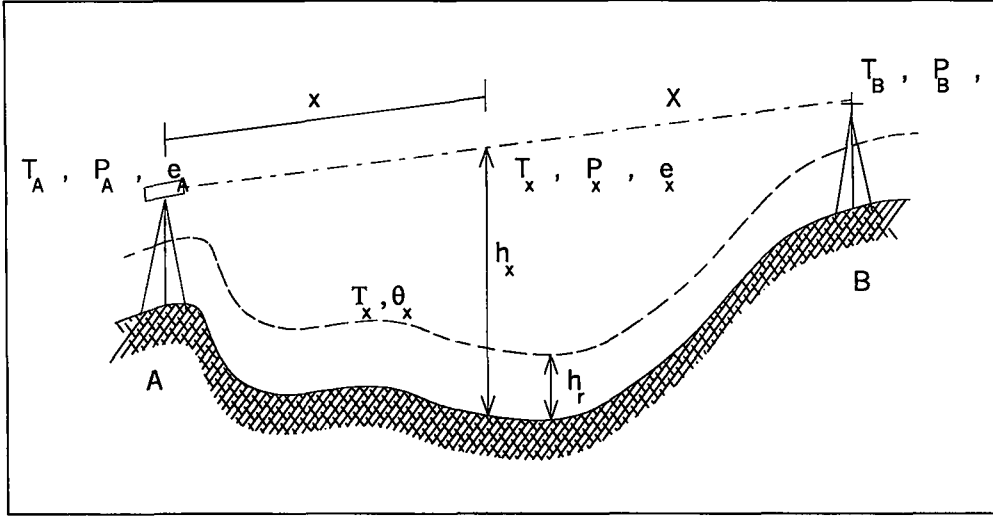
eşitliği ile hesaplanır. Burada, T ölçmeler sırasında güneşin saat açısı, φ bölgeye ait ortalama coğrafi enlem, δ ölçmeler sırasında güneşin deklinasyonudur. Pratik anlamda modelin uygulanması söz konusu olduğunda, (3.70) eşitliğindeki integral yerine,

$$\frac{1}{S'} \int_0^{S'} h_x^{-1/3} dX \cong h_m^{-1/3} \quad (3.76)$$

eşitliği yazılabilir. Burada, h_m ışın yolunun yerden ortalama yüksekliğidir (Şekil 3.7) ve bölgeye ait bir topoğrafik harita üzerinde, aralarındaki uzunluk ölçülen noktaları birleştiren doğru boyunca yeterli sayıdaki noktada yüksekliklerin interpolate edilmesi ve bu yüksekliklerin ortalamasının alınması ile (Alanko, 1993) ya da hesaplanabilir.

TTM'de ayrıca, bulutluluk oranı ve yüzey nemlilik oranı parametreleride gerekmektedir (Tablo 3.1). Yukarı doğru ısı akısı, açık ve güneşli günlerde daima pozitif olduğundan, stabil olmayan hava şartları için önerilen ek atmosferik düzeltme ΔS_w , atmosferik parametrelerin ölçüldüğü yükseklik (h_r), ortalama ışın yolu yüksekliği (h_m)' den büyük olmadığı sürece daima negatif olmaktadır (Fraser, 1984).

Bu çalışmada hız düzeltmesinin (3.70) eşitliğine alternatif olacak bir şekilde hesaplatılması için, farklı bir yaklaşım geliştirilmiştir. Bu yaklaşımda, istasyon ve hedef noktalarında belirlenen aktüel kırılma sayısı $\bar{N}$ ' nin, ışın yolunun büyük bir kısmının geçtiği Obuchow yüksekliğindeki değerinin TTM ile belirlenmesi öngörülmektedir. Bu yaklaşımda, A istasyon ve B hedef noktalarındaki aktüel kırılma sayısı, Laurilla (1983, s.89) tarafından önerilen



Şekil 3.7 : AB kenarının uç noktalarında ölçülen atmosferik parametreler (Angus-Leppan, Brunner, 1980).

$$N = \frac{N_{gr} P - 41.8e}{3.709T} \quad (3.77)$$

eşitliği ile belirlenir. (3.77) eşitliğinde N_{gr} , (3.72) eşitliği ile belirlenen *grup kırılma sayısı*; T ise Kelvin cinsinden hava sıcaklığı ($T=273.16 + t$); P ve e ise sırasıyla, ortam ve su buharının milibar cinsinden basınç değerleridir. Obuchow yüksekliğindeki kırılma sayısı ($\bar{N}_L$)' nin hesaplanması için, (3.77) eşitliğinde P yerine Obuchow yüksekliğindeki P_L , e yerine (3.63) eşitliği ile hesaplanan Obuchow yüksekliğindeki özgül nem değeri $q_{s(LA)}$, T yerine (3.61) eşitliği ile hesaplanan Obuchow yüksekliğindeki potansiyel sıcaklık değeri θ_{LA} konurak yeniden düzenleme yapılır ve her iki istasyonda Obuchow yüksekliğindeki kırılma sayıları hesaplanarak iki değerin ortalaması alınır ise, Obuchow yüksekliğinde ölçü ışınının (S') geçtiği ortamı temsil eden ortalama aktüel kırılma sayısı $\bar{N}_m$,

$$\bar{N}_m = \frac{N_g P_m - 41.8q_{s(LA)}}{3.709\theta_m} \quad (3.78)$$

eşitliği ile hesaplanır. (3.78) eşitliğindeki P_m , Obuchow yüksekliğinde mbar biriminde basınç olup

$$P_m = 1013.25 \left(1 - 0.0065 \frac{h_* + L}{t_s} \right)^{5.268} \quad (3.79)$$

eşitliğinden yararlar hesaplanır. Burada h_* , ölçü noktasının denizden metre biriminde olan yüksekliği; L , Obuchow yüksekliği; t_s , deniz seviyesinde Kelvin biriminde ortam sıcaklığı olup, t_0 EDM ölçüsünün yapıldığı noktada Kelvin biriminde ortam sıcaklığı olmak üzere, $t_s = t_0 + 0.0065 h_*$ eşitliği ile hesaplanmaktadır.

$\bar{N}_m$ değeri daha sonra, (3.57b) eşitliği ile verilen hız düzeltmesi (K') eşitliğinde yerine konursa ölçülen EDM uzaklığı (S') ' ye getirilecek olan meteorolojik düzeltme hesaplanmış olur.

3.3. Presizyonlu Nivelman Ölçüleri ve Refraksiyon Hatasının Etkisi

Yer yakınındaki ısı değişimleri nedeniyle hava yoğunluğu ve ortamın kırılma indisinin düşey gradyentinde değişimler meydana gelir. Buna bağlı olarak, bir nivelman ölçümü sırasında, alet ile mira arasındaki ışın yolu farklı şekilde kırılır.

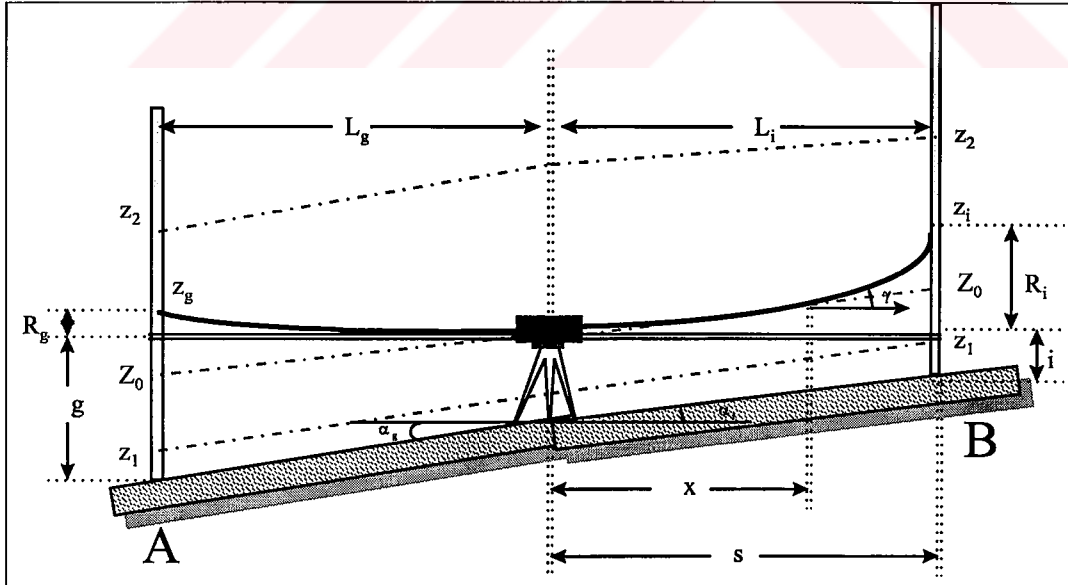
Refraksiyon hatası, ölçülen yükseklik farklarının olduğundan küçük belirlenmesine neden olur. Bu nedenle bu hata nivelman ölçülerinde en büyük sistematik hata olarak bilinir. Nivelmandaki refraksiyonun neden olduğu hata ile ilgili düşünceler 100 yıllık bir geçmişe sahiptir. Refraksiyonun neden olduğu hatanın belirlenmesine yönelik ilk araştırma, 1937 yılında, T.J. KUKKAMAKI tarafından gerçekleştirilmiş olup araştırmalar iki yıl sürmüştür. Bu araştırmaya ait sonuçlar ve konuyla ilgili yazılar araştırmacının üç kitabında (Kukkamaki, 1938 ; Kukkamaki, 1939a, Kukkamaki 1939b) yayınlanmıştır. Elde edilen sonuçlar Finlandiya I. Derece Presizyonlu Nivelman Ağının Dengelenmesi aşaması sırasında dikkate alınarak, nivelman ölçüleri refraksiyon hatalarından arındırılmıştır (Hytönen, 1967).

Nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılmasına yönelik çalışmalar 1970'li yılların başlarında yoğunluk kazanmıştır. Yapılan çalışmalarla refraksiyon hatası modelleri ortaya konmuş ve sonuçlar elde edilmiştir.

Tablo 3.1 C, W ve Z_0 için tahmin değerleri (Angus-Leppan, Brunner, 1980)

C	W	Z_0
1.0 Açık Gökyüzü ↑ Yarı kapalı Yüksek bulut ↓ Beyaz bulut kaplı 0.8 ↑ Tamamen kapalı Yüksek bulut ↓ Beyaz bulut kaplı ↑ Yarı kapalı Orta yüksek bulut Yüksek kalın bulut Yağmur bulutu ↓ 0.6 ↑ Yarı kapalı Alçak bulut ↓ Yağmur bulutu ↓ 0.4 ↑ Tamamen kapalı Orta yüksek bulut Yağmur bulutu ↓ 0.2 ↑ Tamamen kapalı Alçak bulut Yağmur bulutu ↓ ↑ Sis 0.0 C BULUT FAKTÖRÜ	1.0 ↑ Kuru yüzey Bitki yok ↓ 0.8 ↑ Kuru yüzey Az bitki rts ↓ 0.6 ↑ Nemli yüzey ↓ 0.4 ↑ Nemli yüzey Rüzgar ↓ ↑ Islak yüzey veya Serbest terleyen bitki rts ↓ 0.2 ↑ Islak veya bitki örtülü ve rüzgar ↓ 0.0 ↑ Orta kurulukta bölgede sulanan alan ve hafif rüzgar ↓ -0.2 ↑ Kuru bölgede sulanan alan ve kuvvetli rüzgar ↓ -0.4 W YÜZEY NEM FAKTÖRÜ	mm ↑ Ormanlık ↓ 100 ↑ Uzun ot, buğday ↓ 40 ↑ Açık otluk alan ↓ 10 ↑ Otlanmış otlak ↓ 6 ↑ 100 mm yüksek otluk alan ↓ 3 ↑ 60 mm yüksek otluk alan ↓ ↑ 30 mm yüksek biçilmiş ot ↓ 15 mm yüksek otluk ↓ 1 ↑ Karlı alan ↓ ↑ Kum alan ↓ Z_0 mm YÜZEY PÜRÜZLÜLÜK FAKTÖRÜ

Nivelman ölçüsü yapılırken miralardan nivoya gelen ışınlar, farklı kırılma indisine sahip atmosferik ortamlardan geçerlerken kırılarak göze gelir. Buna bağlı olarak, ışın yolu doğal olarak geometrik anlamda bir doğru olmayıp kırık doğruların birleşmesidir. Yere yakın olan ışınlar yere uzak olan ışınlardan daha fazla kırıldığından, ölçülen yükseklik farkları olduğundan her zaman küçük olarak hesaplanır (şekil 3.8). Bu nedenle, bu sistematik hata nivelman ölçüsünün yapıldığı her nivelman portesinde tekrarlanır ve nivelman hatlarında (geçkilerinde) büyük miktarda sistematik hata birikir. Özellikle gündüz, eğimli bir arazide yapılan nivelman ölçülerinde, refraksiyon hatasının etkisi daha da büyüktür. Ayrıca arazinin devamlı inişli çıkışlı olduğu yerlerde yapılan nivelman ölçüleriyle, kuzey-güney yönünde yapılan nivelman ölçülerinde, refraksiyonun neden olduğu büyük miktarlarda sistematik hatalar beklenmelidir. Refraksiyon hatası özellikle ısı ve yükseklikle doğru orantılı olarak arttığından, ölçülerin kontrol edilmesi zorunludur. Bazı özel koşullarda bu hata 1 km'lik bir nivelman ölçüsünde 1 cm. lik büyüklüğe ulaştığı görülür (Holdahl, 1981). Bu nedenle, gerek geçmişte yapılan, gerekse günümüzde yapılan presizyonlu nivelman ölçüleriyle oluşturulan düşey kontrol ağlarının oluşturulması ve yaşatılması ile ilgili projelerle, deformasyon ölçülerinin presizyonlu nivelman ölçüleriyle belirlendiği çalışmalarda, refraksiyon hatasının ölçülerden arındırılması zorunludur.



Şekil 3.8 : Bir nivelman portesinde refraksiyon hatasının etkisi.

Refraksiyon hataları nivelman luplarında kendini göstermez, ancak bir mareograf istasyonundan başlayarak diğer bir mareograf istasyonunda sona eren presizyonlu nivelman ölçülerinde açık bir şekilde görülebilir. Refraksiyon hatasının doğrudan ısı gözlemleri ile ortaya çıkarılması istendiği durumlarda ilave donanımlara gereksinim vardır. Bu donanımlar ölçünün ekonomisini ve hızını olumsuz yönde etkiler ve ölçülerin güçlüğüle yapılmasına da neden olur.

Bir nivelman portesinde B yönünde, A ve B noktaları arasındaki geometrik yükseklik farkı, şekil 3.8 yardımıyla

$$\Delta h_{AB} = z_g - z_i \quad (3.80)$$

eşitliği ile bulunur. Bu eşitlikte,

Δh_{AB} : B yönünde, A ve B noktaları arasındaki geometrik nivelman ile bulunan yükseklik farkı,

z_g : geri mira okuması,

z_i : ileri mira okuması

dır. (3.80) eşitliği yeni düzenlemeyle,

$$\Delta h_{AB} = (g + R_g) - (i + R_i) \quad (3.81)$$

olarak elde edilir ve buradan;

$$\Delta h_{AB} = (g - i) - (R_g - R_i) \quad (3.82)$$

eşitliği bulunur. Buradaki (g-i) terimi, refraksiyonun olmaması durumunda elde edilmesi gereken geometrik yükseklik farkıdır. Nivelman ölçmesinin yüksek olan noktaya doğru yapılması durumunda, $(R_g - R_i) < 0$; nivelman ölçmesinin alçak olan noktaya doğru yapılması durumunda, $(R_g - R_i) > 0$ olmaktadır. Bu nedenle, yükseklik farkları her zaman olduğundan küçük olarak elde edilmektedir. Yükseklik farklarının B-A yönünde belirlendiği durumda da aynı sonuçla karşılaşılır. Yani;

$$\Delta h_{BA} = (i + R_i) - (g + R_g) \quad (3.83)$$

olur, ve

$$\Delta h_{BA} = -[(g - i) + (R_g - R_i)] \quad (3.84)$$

eşitliği elde edilir. Burada, $(R_g - R_i) > 0$ olduğundan, Δh_{BA} yükseklik farkı, olması gereken $\{-(g-i)\}$ teriminden daha küçüktür. Görüldüğü gibi refraksiyon etkisi nedeniyle, ölçülen yükseklik farkları her zaman sistematik bir şekilde daha küçük olarak elde edilmektedir.

3.3.1. Refraksiyon hatasının giderilmesi için yöntemler

Refraksiyon hatası genel olarak deterministik ve stokastik yaklaşımlarla modellendirilebilir. Stokastik yöntemde; refraksiyon düzeltilmesinin belirlenmesi için düzeltme denklemleri, refraksiyon hatasına ilişkin bilinmeyenler eklenerek genişletilir. Deterministik yöntemde; refraksiyon hatasının belirlenebilmesi için nivelman ölçüleriyle eş zamanlı olarak 0.02 °C duyarlıklı ek ısı gözlemleri yapılır. Yani refraksiyon hatası fiziksel gerçeklere dayandırılır. Bu çalışmada stokastik yöntemler ele alınmamış sadece deterministik yöntemlere yer verilmiştir.

Deterministik yöntemler üç konu başlığı altında toplanabilir (Heer ve Niemeier, 1985).

- (i) Doğrudan ısı farkı gözlemleri ve yer yakını atmosfer tabakasında ısı değişimi için belirli bir ısı-yükseklik fonksiyonu ile refraksiyon hatasının modellendirilmesi,
- (ii) Direkt ısı farkı gözlemleri ile düşey ısı gradyentinin (dt/dh) modellendirilmesi ile refraksiyon hatasının belirlenmesi,
- (iii) Isı-Transfer Modelleri (düşey ısı gradyentinin meteorolojik parametreler yardımıyla modellendirilmesi) yardımıyla refraksiyon hatasının modellendirilmesi

3.3.1.1. Direkt ısı farkı gözlemleri ve ısı-yükseklik fonksiyonu yardımıyla refraksiyon hatasının modellendirilmesi

Refraksiyon düzeltilmesi eşitliğinin belirlenmesinde, temel varsayımların ilki: Yer yakını ısı katmanlarının veya eş ısı yüzeylerinin yere paralel oldukları, ikincisi :

Farklı kırılma indisine sahip ısı ortamlarında, ışının Snellius yasasına göre kırılmaya uğramasıdır.

Bu varsayıma dayalı olarak, bir nivelman portesinde ileri veya geri mira okumasına ait refraksiyon düzeltmesi ($R_{i,g}$),

$$R_{i,g} = K \cdot \cot^2 \alpha_{i,g} \cdot \int_{Z_0}^{Z_{i,g}} \Delta t \cdot dh \quad (3.85)$$

eşitliği ile bulunur. (3.85) eşitliği ile şekil 3.8'deki bazı gösterimler aşağıda olduğu gibidir:

- Z_0 : Alet yüksekliği,
- $\alpha_{i,g}$: Arazinin, sırasıyla alet-ileri mira, alet-geri mira yönündeki eğim açısı ya da ısı yüzeyi ile yatay düzlem arasındaki açı,
- x : Işın yolunun γ açısı altında kırıldığı yerin nivoya uzaklığı,
- γ : x uzaklığında ışın yolunun kırılma açısı,
- Δt : Mira konulan noktada yerden 0.50 – 2.50 m yükseklikleri arasındaki ısı farkı,
- K : Işının 1°C değişimine karşılık gelen ortam kırılma indisi değişikliği ($K \approx 1.1 \times 10^{-6}$),
- dh : İntegral değişkeni,
- $Z_{i,g}$: Sırasıyla ileri veya geri mira okuması

dir. Yer yakınında, ısıнын yükseklikle değişimi parabolik karakterdedir. (3.85) eşitliğindeki Δt ısı farkı, çeşitli şekillerde ısı ile yükseklik arasında var olduğu düşünülen ilişkiler yardımıyla hesaplanır. Isı-yükseklik fonksiyonu belirlenerek elde edilen ısı farkı, (3.85) eşitliğinde yerine konarak integralin çözümü ile refraksiyon düzeltmesi hesaplanır. Bu düzeltmeler ısı-yükseklik fonksiyonuna göre farklı değerler olabilir. Burada temel sorun, ısı-yükseklik ilişkisinin doğru olarak ifade edilmesidir.

Nivelman ölçülerinin yapıldığı yer yakınında, ısı değişiminin farklı ısı-yükseklik fonksiyonları ile tanımlanması ve fonksiyonlara göre hesaplanan ısı farkı Δt 'nin (3.84) eşitliğinde yerine konmasıyla elde edilen, tek nivelman portesindeki

refraksiyon düzeltmesine ilişkin çeşitli düzeltme eşitlikleri Tablo 3.2 de gösterilmektedir.

Tablo 3.2’ deki a, b, c, d, e, f katsayıları, modelin zamanla değişen parametreleri; h ısmın ölçüldüğü yükseklik; Δh ölçülen yükseklik farkı ve $\exp = 2.718281828$ ’ dir. Modelin zamanla değişen parametreleri, yerden $z_1 = 0.5$ m. ve $z_2 = 2.50$ m yüksekliklerde ölçülen ısılar yardımıyla hesaplanır. Bu parametreler her nivelman portesi için farklı olabilir, bununla birlikte bir nivelma hattı için sabit kabul edilir ve en küçük kareler dengelemesi ile iteratif bir şekilde belirlenir.

Tablo 3.2: Isı-Yükseklik fonksiyonları ve bir nivelman portesindeki yükseklik ölçüsüne getirilecek refraksiyon düzeltmesi eşitlikleri (Heer ve Neimeir, 1985)

No	Isı-Yükseklik Fonksiyonu	Refraksiyon Düzeltmesi Eşitliği
1	$t = a + b.h^2$	$R = s^2.K.b. \Delta h/3$
2	$t = a + b.h + c.h^2$	$R = s^2.K.b. \Delta h/3$
3	$t = a + b.h + c.h^2 + d.h^3$	$R = s^2.K. \{ (c.Z_0)/3 + d.Z_0 \} . \Delta h$
4	$t = a + b.h + c.h^2 + d.h^3 + e.h^4$	$R = s^2.K. \{ (c/3 + d.Z_0 + e.(\Delta h^2/20 + 2.Z_0^2)) \} /2$
5	$t = a + b.h^c$	$R = \cot^2 \alpha . K . b . \{ 1 / (c + 1) . (z_r^{(c+1)} - z_i^{(c+1)}) - Z_0^c . \Delta h \}$
6	$t = a + b . e^{c.h}$	$R = \cot^2 \alpha . K . b . \{ 1 / c . (\exp^{(c+z)_r} - \exp^{(c+z)_i}) - \exp^{(c.Z)_0} . \Delta h \}$

3.3.1.2. Ölçülen ısı farkı ölçüsü ile modellendirilen ısı gradyenti (dt/dh) yardımıyla refraksiyon hatasının modellendirilmesi

Geometrik nivelman ölçümünde, bir nivelman portesinde herhangi bir mira yönündeki refraksiyon hatası ($R_{i,g}$) kırılma indisinin düşey gradyenti cinsinden şekil 3.8 yardımıyla,

$$R_{i,g} = \int_0^{L_{i,g}} \frac{dn}{dh} \cdot x \cdot dx \quad (3.86)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. Burada, dn/dh terimi ışın yolunun geçtiği fiziksel ortama ait kırılma indisinin (n)’ nin düşey gradyentidir. Nivelman ölçümünün yapıldığı yer yakını atmosfer tabakasına ilişkin kırılma indisinin düşey gradyenti,

$$\frac{\partial n}{\partial h} = -\alpha_1 \frac{\partial p}{\partial h} + \alpha_2 \frac{\partial t}{\partial h} + \alpha_3 \frac{\partial e}{\partial h} \quad (3.87)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada,

$\partial P / \partial h$: Hava basıncı düşey gradyenti

$\partial t / \partial h$: Hava sıcaklığı düşey gradyenti

$\partial e / \partial h$: Su buharı basıncı düşey gradyenti

dir. $\partial P / \partial h$ ve $\partial t / \partial h$ terimlerinin etkileri küçük olduğundan, (3.87) eşitliğinde ihmal edilip $P=1013$ mbar, $e =13$ mbar ve $t=288$ °K standart değerleri alınıp yeniden düzenlemeyle, (3.86) eşitliği

$$\frac{\partial n}{\partial h} = 0.98 \frac{dt}{dh} \quad (3.88)$$

şekline dönüşür ve ısıнын düşey gradyenti,

$$\frac{dt}{dh} = \tilde{a} \cdot h^{\tilde{b}} \quad (3.89)$$

eşitliği ile modellendirilir. Burada, $\tilde{a}$ değeri; $h = 1$ m için ısı gradyenti, h ; ısı ölçüsünün mira üzerinde yapıldığı bölümün yerden yüksekliği ($1 \sim 3$ m), $\tilde{b}$; sabit bir değer olup güneşin zenit mesafesine bağlı olarak günlük ve yıllık değişim gösterir. Yapılan çalışmalarda, $\tilde{b}$ için, $-0.78 \geq \tilde{b} \geq -1.28$ ilişkisi bulunmuştur (Heer ve Nieimeir, 1985). $\tilde{b}$ değeri ortalama olarak -1.0 alınıp (3.89) eşitliğinde yerine konursa,

$$\frac{dt}{dh} = \frac{\tilde{a}}{h} \quad (3.90)$$

eşitliği bulunur. $\tilde{a}$ değeri, z_1 ve z_2 gibi iki yükseklikteki ısıların ölçülmesi ve (3.89) eşitliğinde yerine konarak integralin alınmasıyla,

$$\tilde{a} = \frac{t_2 - t_1}{\ln\left(\frac{h_2}{h_1}\right)} \quad (3.91)$$

eşitliği ile hesaplanır. $\tilde{\alpha}$ değerinin elde ediliş şekline göre, yani seçilen yüksekliklere bağlı olarak dn/dh değeri, dolayısıyla bir mira okumasına ilişkin refraksiyon düzeltmesi eşitliği de farklılık gösterir. Bu modele ilişkin çeşitli refraksiyon düzeltmesi eşitlikleri Tablo 3.3' de sunulmuştur.

Tablo 3.3: Modellendirilen düşey ısı gradyenti $\tilde{\alpha}$ ile tek bir mira okuması için kullanılan refraksiyon düzeltmesi eşitlikleri (Heer ve Nieimeir, 1985).

Model No	Refraksiyon Düzeltmesi Eşitliği
7	$R = (0,16 \cdot s^3 \cdot \tilde{\alpha} \cdot \tan \alpha) / 10^6$
8	$R = (0,98 \cdot \tilde{\alpha} \cdot \cot^2 \alpha \cdot G) / 10^6$; $G = [Z_0 \cdot \ln((1+s \cdot \tan \alpha / Z_0) / (1-s \cdot \tan \alpha / Z_0)) + s \cdot \tan \alpha \cdot \ln(1-s^2 \cdot \tan^2 \alpha / Z_0^2) - 2]$

3.3.1.3. TTM ile refraksiyon düzeltmelerinin hesaplanması

Bu gruptaki yöntemler dolaylı refraksiyon modelleri olarak da bilinmektedir. Bu modellerde düşey ısı gradyentinin hesaplanabilmesi için diğer meteorolojik elemanlardan yararlanılır. Bir hava kütlelerinin, bir yükseklikten başka bir yüksekliğe taşındığında, bu kütlelerin taşındığı ortamın standart basıncına getirilebilmesi için gerekli olan ısı olarak tanımlanan *potansiyel ısı* θ ' nin düşey gradyentinin hesaplanabilmesi için doğrudan ısı gözlemleri yapmak gereklidir. Potansiyel ısı gradyentinin ortamın anlık ısısı (t) yardımıyla hesaplanabilmesi,

$$\frac{1}{\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{1}{t} \left(\frac{\partial t}{\partial h} + 0.097 \right) \quad (3.92)$$

eşitliği ile olanaklıdır. Burada

$\partial \theta / \partial h$: Potansiyel ısının gradyenti

$\partial t / \partial h$: Anlık (aktüel) ısının gradyenti

dır. (3.33) eşitliğinde $P = 1013$ mbar sabit değeri kullanıldığında, potansiyel sıcaklık ile ortamın anlık ısısı (t) arasındaki ilişki,

$$\theta = 0.996 t \cong t \quad (3.93)$$

eşitliği ile elde edilir. Düşey gradyentler için sonuç olarak,

$$\frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{\partial t}{\partial h} \quad (3.94)$$

ve

$$\frac{d\theta}{dh} = \frac{dt}{dh} \quad (3.95)$$

eşitlikleri elde edilir. Burada $d\theta/dh$ ve dt/dh terimleri daha önce açıklandığı gibi sırasıyla potansiyel sıcaklık ile ortamın anlık düşey sıcaklık gradyentleridir.

Yapılan çalışmalarla yer yakını atmosfer tabakası için ısı gradyentinin diğer meteorolojik parametreler cinsinden ifade edilebileceği ortaya çıkarılmıştır (Webb, 1984). Bu konudaki düşüncelerle çalışmalar atmosferik türbülans ve yer yakını atmosfer tabakasındaki ısı dengesi teorilerine dayandırılmıştır. Buna göre potansiyel sıcaklığın, gündüz vakitlerinde h yüksekliğindeki düşey gradyenti,

$$\frac{d\theta}{dh} = \frac{dt}{dh} = \left[\frac{H^2 \cdot t_0}{(C_p \cdot \rho)^2 \cdot g} \right]^{\left(-\frac{1}{3}\right)} \cdot h^{\left(-\frac{4}{3}\right)} \quad (3.96)$$

eşitliği ile verilir (Webb, 1984). Bu eşitlikte, daha önceden açıklandığı gibi;

- H : Konveksiyon nedeniyle yerden yukarı doğru taşınan ısı akısı (W/m^2), ($1 W/m^2 = 698 \text{ cal} / \text{cm}^2 \cdot \text{sec.}$),
 C_p : Sabit basınçta havanın özgül ısısı ($\text{cal/gr} \cdot ^\circ\text{K}$),
 ρ : Havanın yoğunluğu (gr/cm^3),
 g : Gravite (m/san^2),

olup, C_p , $\rho = 1200 \text{ cal/m}^3 \cdot ^\circ\text{K}$ olarak alınır (Holdahl,1981). Yukarı doğru ısı akısı H , (heatflux) doğrudan ölçülemeyen meteorolojik bir parametre olup, ancak belirli bir doğrulukla hesaplanabilir. H değeri, geçmiş yıllarda ölçülen meteorolojik verilerin modellendirilmesi ile elde edildiği durumda, herhangi bir tarih için herhangi bir yükseklikteki ısı değeri hesaplanabilir. Bu sonuçla geçmiş yıllarda yapılan nivelman ölçülerinin refraksiyon nedeniyle düzeltilmesi için gereken ısı farkı Δt hesaplanır. Bu çalışmada, H değerinin diğer meteorolojik parametreler yardımıyla hesaplanmasında takip edilen yöntem 2.Bölümde ayrıntılarıyla açıklanmıştır.

Nivelman ölçüleri atmosferin yerden ilk 3 m. lik katmanlarında gerçekleştirilir. Modern mikrometeoroloji teorilerine göre belirli bir yaklaşıklıkla, bu katmanlardaki ortam ısısı

$$t = a + b \cdot h^c \quad (3.97)$$

şeklindeki bir ısı-yükseklik fonksiyonuyla modellendirilebilir (Heer ve Nieimeier, 1985).

Nivelman ölçülerinin yapıldığı atmosfer katmanına ilişkin üç tür atmosfer koşulu mevcuttur. Gün boyunca toprağın ısısı havanın ısısından daha fazladır. Bu nedenle yerden yukarı doğru, konveksiyon yoluyla ısı taşınır ve bu durumda *negatif düşey ısı gradyenti* sözkonusudur. Nivelman ölçümü genellikle bu koşullar altında gerçekleştirilir. Atmosferin bu koşulu *kararsız (unstable) atmosfer* olarak nitelendirildiği daha önceden söylenmişti. Güneşin doğuş ve batış anlarındaki yaklaşık bir saatlik sürelerde yer ve havanın ısısı birbirini dengeler. Bu nedenle ısı akışı gerçekleşmez. Bu durum *geçiş (nötr) atmosfer koşulu* olarak bilinir. Bulutsuz gecelerde, havanın ısısı yerin ısısından daha fazladır ve havadan yere doğru ısı transferi olur. Bu durumda düşey ısı gradyenti pozitifdir. Atmosferin bu koşulu *kararlı (stable) atmosfer* olarak adlandırılır. Öte yandan yer yakını atmosfer tabakası (yerden 3 m. yukarıya kadar olan kısım) genellikle iki bölümde incelenir. Birinci bölüm yerin hemen bitişiğinden başlar. İkinci bölüm birinci bölümün bittiği yerden 3 m. ye kadar olan kısımdır. Bölümlerin arasındaki sınır, rüzgar hızı ve toprağın yapısına göre değişiklik gösterir. Rüzgar hızı arttıkça bu sınır yüksekten geçer. Rüzgar hızının yaklaşık 20 km/saat olduğu durumlarda bu sınır yerden yaklaşık 30 cm. yukarıdan geçer. Buna göre nivelman ölçüleri hemen hemen tamamen ikinci bölümde yapılır. İkinci bölümde h yüksekliğindeki anlık ortam ısısı t, gündüz saatlerinde meteorolojik parametreler yardımıyla,

$$t = t_0 + 3 \left[\frac{H^2 \cdot t_0}{(C_p \cdot \rho)^2 \cdot g} \right]^{(-1/3)} \cdot h^{(-1/3)} - 0,0098 \cdot h \quad (3.98)$$

eşitliği ile ifade edilir (Holdahl, 1981). (3.98) eşitliğindeki -0,0098.h terimi küçük olduğundan ihmal edilip yeniden düzenlenirse, h yüksekliğindeki anlık ortam ısısı ,

Tablo 3.2' deki 5 nolu ısı-yükseklik fonksiyonuyla özdeş olan $t = a + b.h^c$ ısı -yükseklik fonksiyonuyla ifade edilebilir. Bu modelde daha sonra ısı-yükseklik fonksiyonuyla ısı farkları hesaplanır. Hesaplanan yükseklik farkı (3.85) eşitliğinde yerine konarak integralin alınmasıyla bir mira okumasına getirilecek refraksiyon düzeltmesi

$$R_{i,g} = -d \cdot \cot^2 \alpha_{i,g} \frac{\Delta t}{z_2^c - z_1^c} \left(\frac{1}{c+1} z_{i,g} - Z_0 \cdot z_{ig} + \frac{c}{c+1} Z_0^{c+1} \right) \quad (3.99)$$

eşitliği ile hesaplanır (Holdahl, 1982). Burada i ve g alt indisleri sırasıyla *ileri* ve *geri okumalar* anlamındadır. $R_{i,g}$ ileri veya geri mira okumasına getirilecek düzeltmeyi, $z_{i,g}$ ileri veya geri mira yükseklik okumasını, $\alpha_{i,g}$ sırasıyla alet ile ileri veya geri mira arasındaki arazinin eğim açısını ifade eder. $\alpha_{i,g}$ değeri, $\cot \alpha_{i,g} = L_{i,g} / (Z_0 - z_{i,g})$ eşitliği ile hesaplanır. $L_{i,g}$ ise, alet ile ileri veya geri mira arasındaki uzaklıktır. Hava yoğunluğuna ilişkin d terimi ise,

$$d = \left(0.933 - 0.006(t_0 - 293) \right) \left(1 - \frac{b \cdot h_*}{t_s} \right)^{\frac{g}{Q \cdot b}} \quad (3.100)$$

eşitliği ile hesaplanır (Holdahl, 1982). Burada, t_0 alet yüksekliğinde (°K) cinsinden ortalama ortam ısısı, g ölçü yerinin gravite değeri (m/san²), Q gaz sabiti, b adyabatik ısı değişim oranı, h_* ölçü yerinin denizden olan yüksekliği (m) ve t_s deniz seviyesindeki hava sıcaklığı (°K) olup, $t_s = t_0 + b.h_*$ eşitliği yardımıyla hesaplanır. Bu çalışmada (g/Qb) , 5.268 değerine eşit alınmaktadır. Arazi eğiminin sabit ve alet mira uzaklıklarının eşit alındığı durumlarda, bir nivelman portesindeki toplam refraksiyon düzeltmesi,

$$R = -d \cdot \cot^2 \alpha \left(\frac{\Delta t}{z_2^c - z_1^c} \right) \cdot \left(\frac{1}{1+c} (z_i^{c+1} - z_g^{c+1}) - Z_0^c \cdot (z_i - z_g) \right) \quad (3.101)$$

eşitliği yardımıyla hesaplanır (Holdahl, 1982). (3.101) eşitliğinde, $z_2 = 2.50 \text{ m}$, $z_1 = 0.50 \text{ m}$ ve $c = -1/3$ sabit değerleri kullanılır. Bu eşitlikte Δh , ölçülen yükseklik farkı, S ise miralar arasında uzaklıktır. (3.101) eşitliğinde, iki mira arasındaki

arazinin eğimi (α), $\alpha \cong \arctan(\Delta h/S)$ eşitliği ile hesaplanır. Ortalama ortam ısısı t_o , genellikle ölçü sırasında karnelere yazılır. z_i , z_g , S , α değerleri ise nivelman ölçü değerleri ile kolayca belirlenebilir. (3.99) ve (3.101) nolu eşitliklerde tek güçlük, ısı farkının Δt ' nin elde edilmesidir. Δt ' nin atmosferin nötr veya kararsız olması durumuna göre TTM ile hesaplanması, aşağıdaki şekilde gerçekleştirilir.

3.3.1.3.1. TTM ile sıcaklık farkının belirlenmesi

Nivelman ölçmeleri genellikle kararsız (unstable) ve nötr (geçiş) atmosfer koşullarında yapılır. Önceki bölümlerde açıklandığı gibi, bu ölçülerdeki refraksiyon hatasının belirlenmesi için, belirli iki yükseklik arasında kalan atmosfer katmanındaki sıcaklık farkına ihtiyaç duyulmaktadır. Bu nedenle sıcaklık farkının belirlenmesi önem arzeden bir konudur. Sıcaklık farkının, TTM yöntemi ile H değerine dayalı olarak diğer meteorolojik parametreler yardımıyla nötr ve kararsız atmosfer koşullarında nasıl hesaplanacağı aşağıda verilmektedir.

3.3.1.3.1.1. Nötr atmosfer koşullarında sıcaklık farkının hesaplanması

Meteorolojik parametreler yardımıyla nötr atmosferdeki sıcaklık farkı,

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{H}{g \cdot C_p \cdot k \cdot U_*} \cdot \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \quad (3.102)$$

ile hesaplanır. Burada, k von Karman sabiti (0.4), U_* ise rüzgarın sürtünme hızı (m/sn)'dir. U_* , yerden z yüksekliğindeki rüzgar hızına (U) ve yüzeyin sertlik derecesine (pürüzlülüğüne) bağlı olup,

$$U_* = \frac{k \cdot U}{\ln(z/z_r)} \quad (3.103)$$

eşitliğinden bulunur (Holdahl, 1981). U_* , bulut örtüsü ve rüzgarın hızına bağlı olarak farklı değerler alabilir ve rüzgar hızına bağlı olarak nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması amaçlarıyla, U_* değeri için pratikte,

$$U_* = 0.356 \quad \Rightarrow \quad \text{Rüzgar hızı} \leq 25 \text{ km/saat}$$

$$U_* = 0.524 \quad \Rightarrow \quad \text{Rüzgar hızı} > 25 \text{ km/saat}$$

değerleri kullanılmakta olup (Holdahl, 1981), bu çalışmadaki hesaplamalarda da aynı değerler kullanılmıştır. Bulut örtüsü de ısı farklarının artmasına veya azalmasına neden olur. Tam bulutlu bir havada güneş radyasyonunun ancak %35'i toprağa gelebilir, bu nedenle Δt %60 oranında azaltılır (Holdahl, 1981).

3.3.1.3.1.2. Kararsız atmosfer koşullarında ısı farkının hesaplanması

Nivelman ölçülerinin kararsız atmosfer koşullarında gerçekleştirildiği durumlarda ısı farkı Δt , aşağıdaki şekilde hesaplanmalıdır (Holdahl, 1981).

$$\Delta t = t_2 - t_1 = 3 \left[\frac{H^2 \cdot t_0}{(C_p \cdot \rho)^2 \cdot g} \right]^{\left(\frac{1}{3}\right)} \cdot (z_2^{-1/3} - z_1^{-1/3}) - 0.0098(z_2 - z_1) \quad (3.104)$$

Yerden yukarı doğru ısı akısının belirlenmesinde kullanılan ve yukarıda, (3.35), (3.37), (3.60), (3.62), (3.96), (3.98), (3.102) ve (3.104) nolu eşitliklerde geçen ölçü noktasının gravite değeri için, uygulama çalışmasında gerçek gravite değeri yerine, Vanicek ve diğ. (1986, s.79) tarafından aşağıdaki eşitlik yardımı ile noktanın elipsoidal enlemine (ϕ) bağlı olarak hesaplanan ve Uluslararası Jeodezi Birliği tarafından kabul edilen en son *Uluslararası Gravite Eşitliği 1980* (Vanicek ve Krakiwsky, 1986) yardımı ile hesaplanan normal gravite değeri (“gal” cinsinden) kullanılmıştır.

$$\gamma_0 \equiv 978.032 \, 7 (1 + 0.0052790414 \sin^2 \phi + 0.0000232718 \sin^4 \phi + 0.0000001262 \sin^6 \phi) \quad \dots (3.105)$$

4. SAYISAL DEĞERLENDİRME VE İRDELEMELER

Uygulamalar bölümünde, yersel jeodezik ölçülerin TTM ve diğer yöntemler ile refraksiyon hatalarından arındırılması konusunda çeşitli uygulama ve karşılaştırmalar yapılmıştır. Gerçekleştirilen çalışmalar aşağıdaki sırada ana başlıklar altında ele alınmış; düzeltmelerin dengeleme sonuçlarına olan etkileri irdelenmiş; istatistikler verilmiştir.

- TTM için gerekli meteorolojik parametrelerin global modellendirilmesi
 - Ankara GPS Test Ağı'nın (AGTA) tanıtılması
 - AGTA EDM ölçülerinin TTM ile refraksiyon hatalarından arındırılması ve çeşitli karşılaştırmalar
 - AGTA düşey açı ölçülerinin TTM ile refraksiyon hatalarından arındırılması ve karşılaştırmalar
 - Hassas nivelman ölçülerinin TTM ile refraksiyon hatalarından arındırılması

4.1. Meteorolojik Parametrelerin Modellendirilmesi

Bu çalışmadaki uygulamalarda yer alan jeodezik ölçülerdeki refraksiyon etkileri TTM ile hesaplanmakta olup, TTM parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan temel meteorolojik parametreler:

- Güneş radyasyonu
- Yağış
- Albedo
- Sıcaklık
- Bulut örtüsü

dür. Bu parametreler jeodezik ölçünün yapılması sırasında doğrudan ölçülebileceği gibi, 2.bölümde gösterildiği şekilde, bir yüzey fonksiyonu ile konum ve zamanın bir fonksiyonu olarak modellendirilmesi ile de belirlenebilmektedir. Böylece, model katsayıları kullanılarak jeodezik ölçünün yapıldığı zaman ve konumda istenen meteorolojik büyüklükler hesaplanır ve yersel ölçmeler için öngörülen atmosferik düzeltme TTM ile hesaplanır.

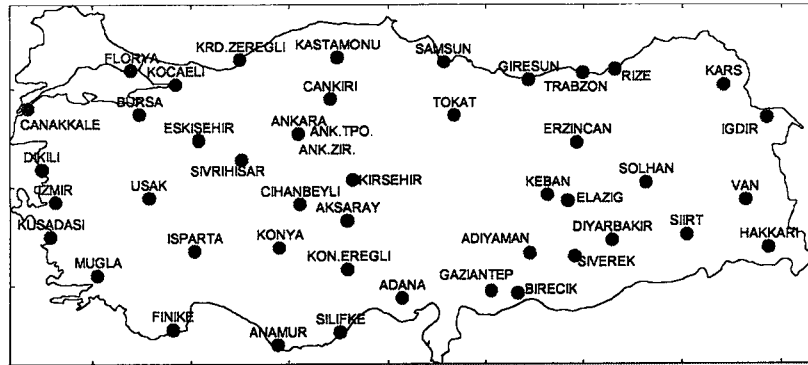
TTM atmosfer modelinde en önemli meteorolojik büyüklük yerden atmosfere doğru olan ısı akısı (H: Upward heatflux) olup, bu büyüklük doğrudan ölçülememekte ve yukarıda sıralanan diğer meteorolojik parametreler yardımıyla hesaplanabilmektedir. H değerinin çözümü için, bu çalışmada, tüm Türkiye'deki meteoroloji istasyonlarında uzun yıllar boyunca ölçülen meteorolojik parametrelerin aylık ortalamalarından yararlanılmış ve meteorolojik parametrelerin global bir modellendirilmesi yapılmıştır.

H değerinin modellendirilmiş meteorolojik parametreler kullanılarak istenen konum ve zaman için hesaplanabilmesi için, güneş radyasyonu, yağış, ısı ve bulut örtüsü değerleri, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü istasyonlarında ölçülen değerlerden hesaplanan, aylık ortalama değerleri olarak yayınlanan bültenlerden (TCDMİGM, 1974; TCDMİGM, 1984 a,b) alınarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Bu parametreler, daha sonra, (2.27) ve devamındaki eşitlikler yardımıyla - En Küçük Kareler (EKK) dengelemesi ile zaman ve konumun fonksiyonu olarak modellendirilmişlerdir.

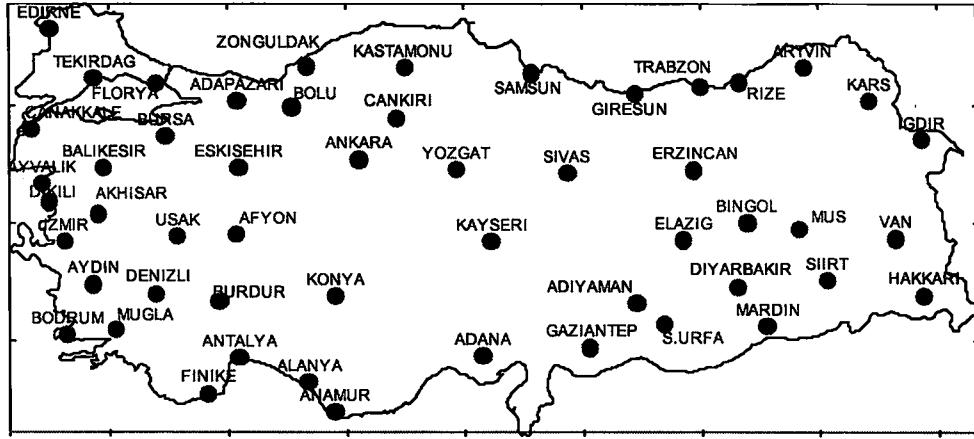
Güneş radyasyonu değerlerinin modellendirilmesi işleminde, TCDMİGM (1984a) tarafından yayımlanan bültende yer alan 47 meteoroloji istasyonuna ilişkin aylık ortalama değerleri kullanılmıştır. Diğer meteorolojik parametreler, yüzden fazla meteoroloji istasyonunda ölçülmekte olup, bu çalışma için tüm Türkiye'ye uygun ve eşit aralıkta dağılmış yaklaşık 60 adet meteoroloji istasyonu seçilmiştir. Modellendirme işlemine aylık ortalama değerleri katılan meteoroloji istasyonları Şekil 4.1-4' deki haritalarda gösterilmiş olup, bu istasyonlara ait aylık ortalama değerler kullanılarak dengelemenin düzeltme denklemleri kurulmuştur. Bu meteoroloji istasyonlarına ait aylık ortalama değerler Ekler bölümünde Tablo A.1, Tablo A.2, Tablo A.3 ve Tablo A.4' de verilmektedir.

Modellendirme sırasında katsayılar matrisi oluşturulurken matrisin düşük kondüsyonlu olmaması için enlem değerlerinden 39 değeri, boylam değerlerinden ise 35.5 değeri çıkarılmıştır. ϕ ve λ' 'nın 6 ncı kuvvetleri ile yapılan modellendirme çalışmalarında, normal denklemler matrisinin rank bozukluğu (rank bozukluk (defekt) sayısı) 12 olmuş, bu nedenle modellendirme çalışması ϕ ve λ' 'nın 5' inci kuvveti ile sınırlandırılmıştır. Uygulama çalışmasında model değerlerinin hesaplanması için, ekler bölümünde Tablo-B' de verilen ϕ ve λ' 'nın 5' inci kuvvetleri ile hesaplanan model katsayıları kullanılmıştır. Aylık meteorolojik ortalama değerlerinin (2.27) nolu eşitlikte verilen yüzey fonksiyonunun 1-5 nci kuvvetleri ile modellendirilmesi sonucu elde edilen toplu sonuçlar Tablo 4.1, Tablo 4.2, Tablo 4.3 ve Tablo 4.4' de verilmektedir. Tablolardan görüleceği gibi güneş radyasyonu, sıcaklık ve bulutluluk parametrelerinin modellendirilmesindeki uyum %95 seviyelerinde; yağış parametresinin modellendirilmesi ise %77 oranında başarılı olmuştur. Şekil 4.5 ve Şekil 4.6' nın incelenmesi durumunda, modellendirmeye konu olan tüm meteorolojik parametrelerin mevsimsel ve bölgesel değişimlerinin olduğu anlaşılmaktadır.

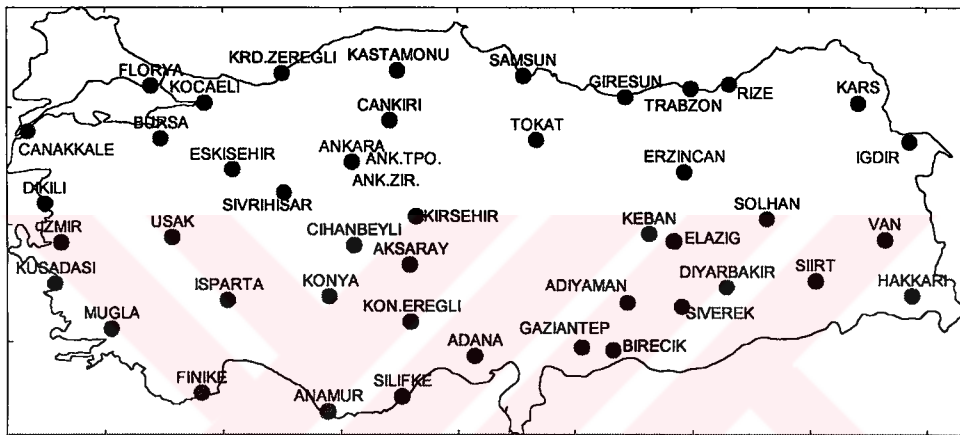
Temmuz ve ocak ayı ortalama değerlerinde, şekillerden izlendiğinde görüleceği gibi, büyük mevsimsel salınım ve değişimler görülmektedir. Bu nedenle yersel jeodezik ölçülerin yapıldığı zamana bağlı olarak atmosferik etkilerin, ölçüleri farklı büyüklükte etkileyeceği görülecektir. Bu nedenle ölçülerin yapıldığı mevsim ve gün içindeki ölçü zamanı önem kazanmaktadır. Ayrıca gündüz vaktinde kararlı, kararsız ve nötr olarak adlandırılan atmosferin almış olduğu üç farklı atmosferik durum söz konusudur. Atmosferin bu durumlarına bağlı olarak da jeodezik ölçüler farklı olarak etkilenmektedir.



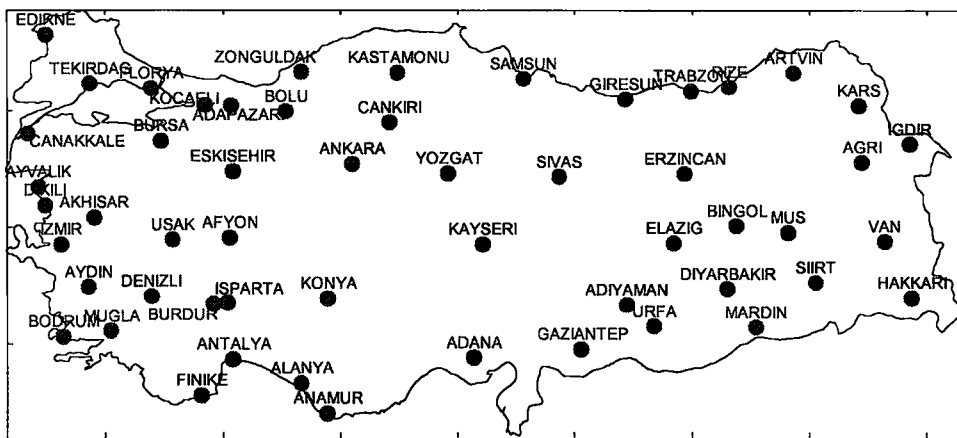
Şekil 4.1 : Güneş radyasyonu modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları.



Şekil 4.2 Bulut modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları.



Şekil 4.3 Sıcaklık modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları.



Şekil 4.4 Yağış modellendirme işleminde kullanılan meteoroloji istasyonları.

Tablo 4.1 Güneş radyasyonu modellendirme sonuçları.

ÖLÇÜ SAYISI	POLİNOM DERECEİ	BİLİNMEYEN SAYISI	MODELİN UYUMU (%)	L_{rms} (cal/cm ² .dak)	R_{RMS} (cal/cm ² .dak)	m_o (cal/cm ² .dak)
552	2	27	90.80	335.49	33.98	34.84
552	3	48	91.21	335.49	32.31	33.82
552	4	75	92.49	335.49	27.23	29.29
552	5	108	94.17	335.49	20.76	23.15

Tablo 4.2 Sıcaklık modellendirme sonuçları.

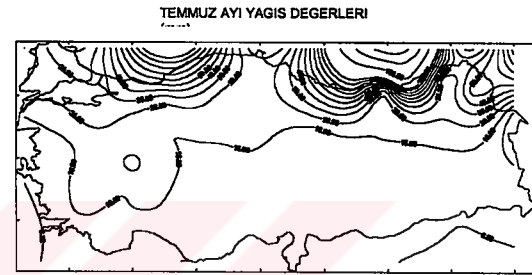
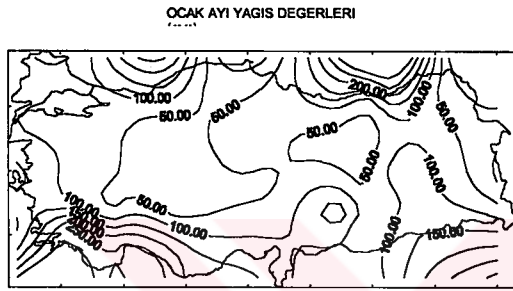
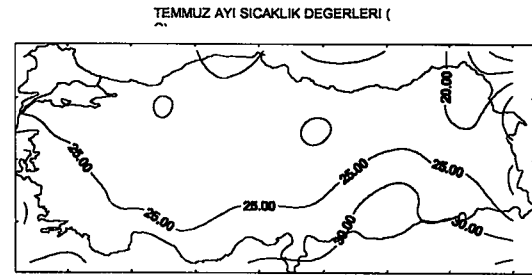
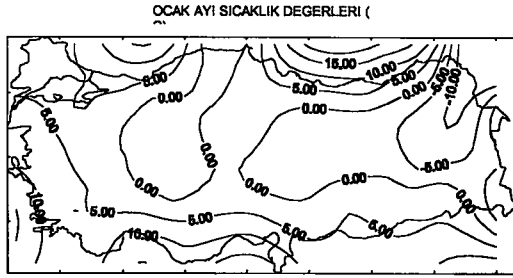
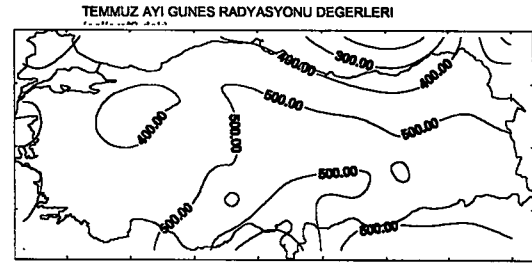
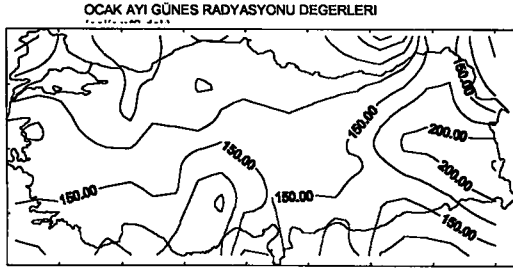
ÖLÇÜ SAYISI	POLİNOM DERECEİ	BİLİNMEYEN SAYISI	MODELİN UYUMU (%)	I_{RMS} (° C)	R_{RMS} (° C)	m_o (° C)
648	2	27	87.50	15.95	2.28	2.33
648	3	48	89.96	15.95	1.78	1.85
648	4	75	92.31	15.95	1.33	1.41
648	5	108	95.03	15.95	0.83	0.91

Tablo 4.3 Yağış modellendirme sonuçları.

ÖLÇÜ SAYISI	POLİNOM DERECEİ	BİLİNMEYEN SAYISI	MODELİN UYUMU (%)	I_{RMS} (cm)	R_{RMS} (cm)	m_o (cm)
648	2	27	70.74	7.51	3.11	3.17
648	3	48	72.11	7.51	2.91	3.02
648	4	75	74.94	7.51	2.51	2.67
648	5	108	77.82	7.51	2.14	2.35

Tablo 4.4 Bulutluluk modellendirme sonuçları.

ÖLÇÜ SAYISI	POLİNOM DERECEİ	BİLİNMEYEN SAYISI	MODELİN UYUMU (%)	I_{RMS}	R_{RMS}	M_o
624	2	27	90.50	4.97	0.52	0.53
624	3	48	91.12	4.97	0.48	0.50
624	4	75	91.68	4.97	0.45	0.48
624	5	108	92.11	4.97	0.43	0.47



Şekil 4.5 Ocak ayında Türkiye aylık ortalama güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış değerleri.

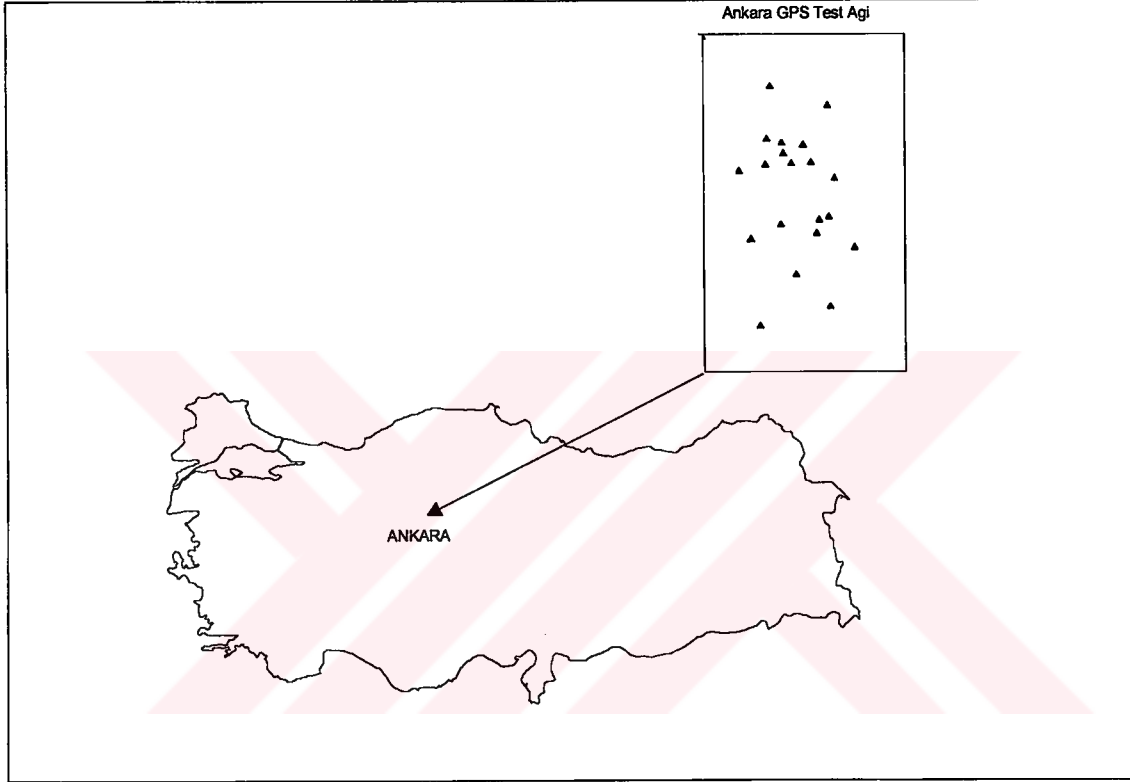
Şekil 4.6 Temmuz ayında Türkiye aylık ortalama güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış değerleri.

4.2 Test ağı, Ölçmeler ve Değerlendirmeler

4.2.1. Test ağının tanıtımı

Uygulama çalışması ile elde edilen sonuçların değerlendirilmesi için, özellikle uydu ölçüleri ve yersel ölçülerin karşılaştırılması, alet kalibrasyonu, eğitim ve araştırma amaçları ile Harita Genel Komutanlığı Jeodezi Dairesi Başkanlığı tarafından 1990-1992 yılları arasında Ankara'nın hemen batısında kurulan test ağı seçilmiştir. Söz konusu ağın tanıtımı ile burada yapılmış olan jeodezik ve jeofizik ölçüler ve bunların sonuçları derlenerek Harita Genel Komutanlığı tarafından bir kitapçıkta (HGK, 1997) basımı yapılarak kullanıcıların yararına sunulmuş olduğundan, burada ağ hakkında daha fazla bilgi verilmeye gerek duyulmamıştır. Bu ağ, araştırma konusu olan yersel jeodezik ölçülerin tümünü içermekte olup, nivelman ölçüleri çalışmamıza yarar sağlayacak geometrik yapıda değildir. Bu ağdaki yatay kontrol

noktaları arasındaki kenarların uzaklıkları 2-30 km arasında değişmekte olup, bu kenarların 13 adedi 2-5 km, 15 adedi 5-10 km, 15 adedi 10-15 km, 8 adedi 15-20 km, 5 adedi 20-25 km ve 2 adedi ise 25-30 km uzunluğundadır. Bu ağ yatay doğrultu, düşey açı, uzaklık, nivelman, Doppler ve GPS gözlemleri ile donatılmıştır. Ankara GPS Test Ağının Türkiye üzerindeki konumu Şekil 4.7’ de, üç boyutlu (3D) sayısal arazi modeli ise Şekil 4.8’ de verilmiştir. Öte yandan, atmosferik etkilerin TTM ile belirlendiği zenit ölçülerine ilişkin ölçü planı Şekil 4.9’ da, EDM ölçülerine ilişkin EDM ölçü planı ise Şekil 4.10’ da gösterilmektedir.



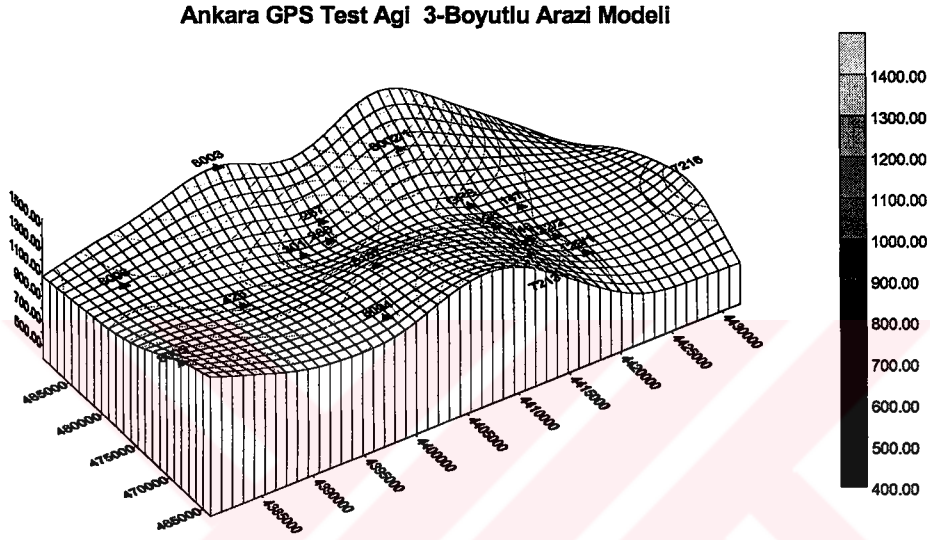
Şekil 4.7 : Ankara GPS Test Ağının Türkiye üzerindeki konumu.

4.3. AGTA Düşey Açı Ölçülerinin TTM ile Refraksiyon Hatalarından Arındırılması

AGTA zenit açısı ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması çalışmaları başlığı altında yapılan çalışmalar özet olarak:

- Herbir zenit açısı için meteorolojik ve geometrik yöntemler ile kırılma katsayılarının hesaplanması,

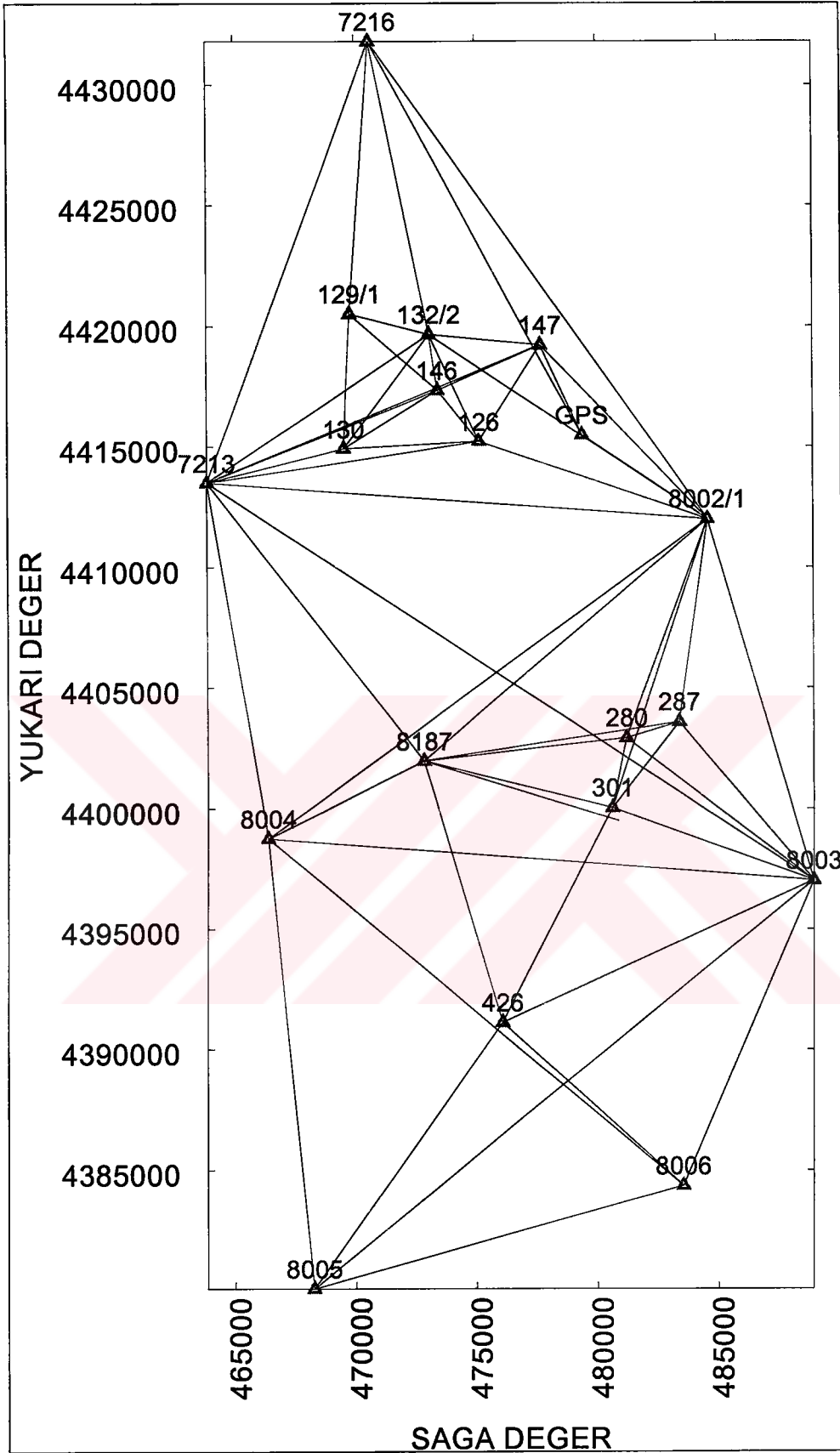
- Hesaplanan kırılma katsayıları yardımı ile ışın yolunun baş ve sonundaki noktalar arasındaki elipsoit yükseklik farklarının hesaplanması,
- Hesaplanan elipsoit yükseklik farkları ile HGK (1997)' de AGTA noktaları için ETRF-89 koordinat sisteminde verilen elipsoit yüksekliklerinden hesaplanan elipsoidal yükseklik farkları arasındaki farkların belirlenmesi ve bu farklara ait grafik ve istatistiklerin verilmesidir. Bu çalışmaya ait grafik ve istatistikler hem tüm zenit ölçüleri için hem de karşılıklı ve eş zamanlı zenit ölçüleri için ayrı ayrı verilmiştir.



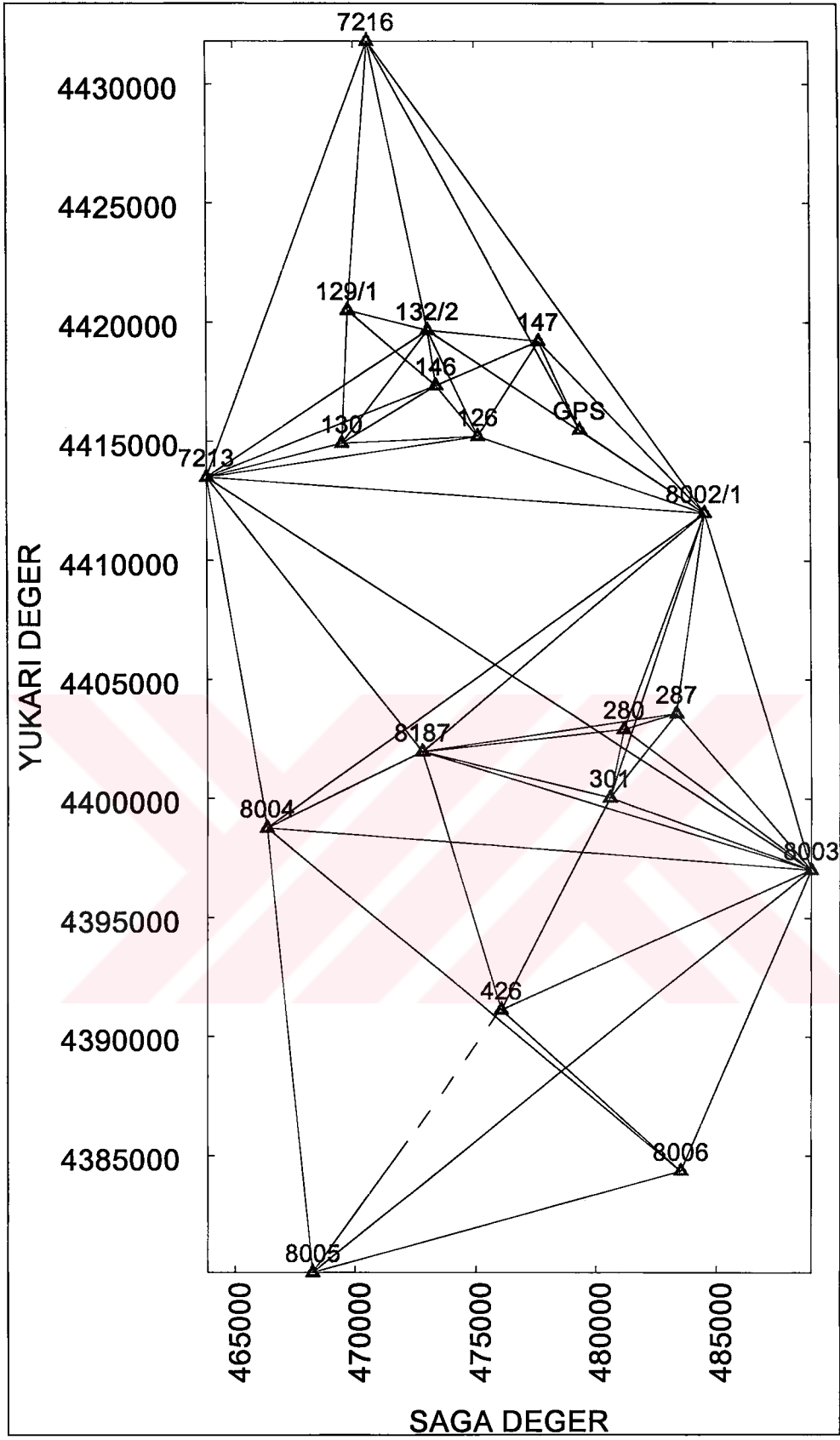
Şekil 4.8 : Ankara GPS Test Ağı 3D Sayısal Arazi Modeli.

4.3.1. AGTA zenit ölçülerinin herbirine ait kırılma katsayılarının ve elipsoit yükseklik farklarının hesaplanması

Çalışmalarda, öncelikle literatürde ve ikinci bölümde ayrıntıları ve eşitlikleri verilen kırılma katsayıları kullanılmış; aşağıda verilen her bir kırılma katsayısı eşitliği ile zenit açılarına ait kırılma katsayıları hesaplanmış ve bu kırılma katsayıları yardımıyla noktalar arasındaki elipsoidal yükseklik farkları (3.43) eşitliği ile hesaplanmıştır; *karşılaştırılma büyüklükleri* (değişmez büyüklükler) olarak HGK (1997, s.2-66)' da ETRF-89 sistemindeki nokta elipsoit yükseklik farklarından hesaplanan elipsoidal yükseklik farkları alınmıştır. Hesaplanan yükseklik farkları daha sonra bu karşılaştırılma büyüklükleri ile karşılaştırılmıştır.



Şekil 4.9 : Ankara GPS Test Ağı Zenit Ölçü Planı.



Şekil 4.10 : Ankara GPS Test Ağı EDM Ölçü Planı.

Çalışmada kullanılan değişik kırılma katsayısı eşitlikleri ve bu eşitlikler kullanılarak yapılan uygulamalardan elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir:

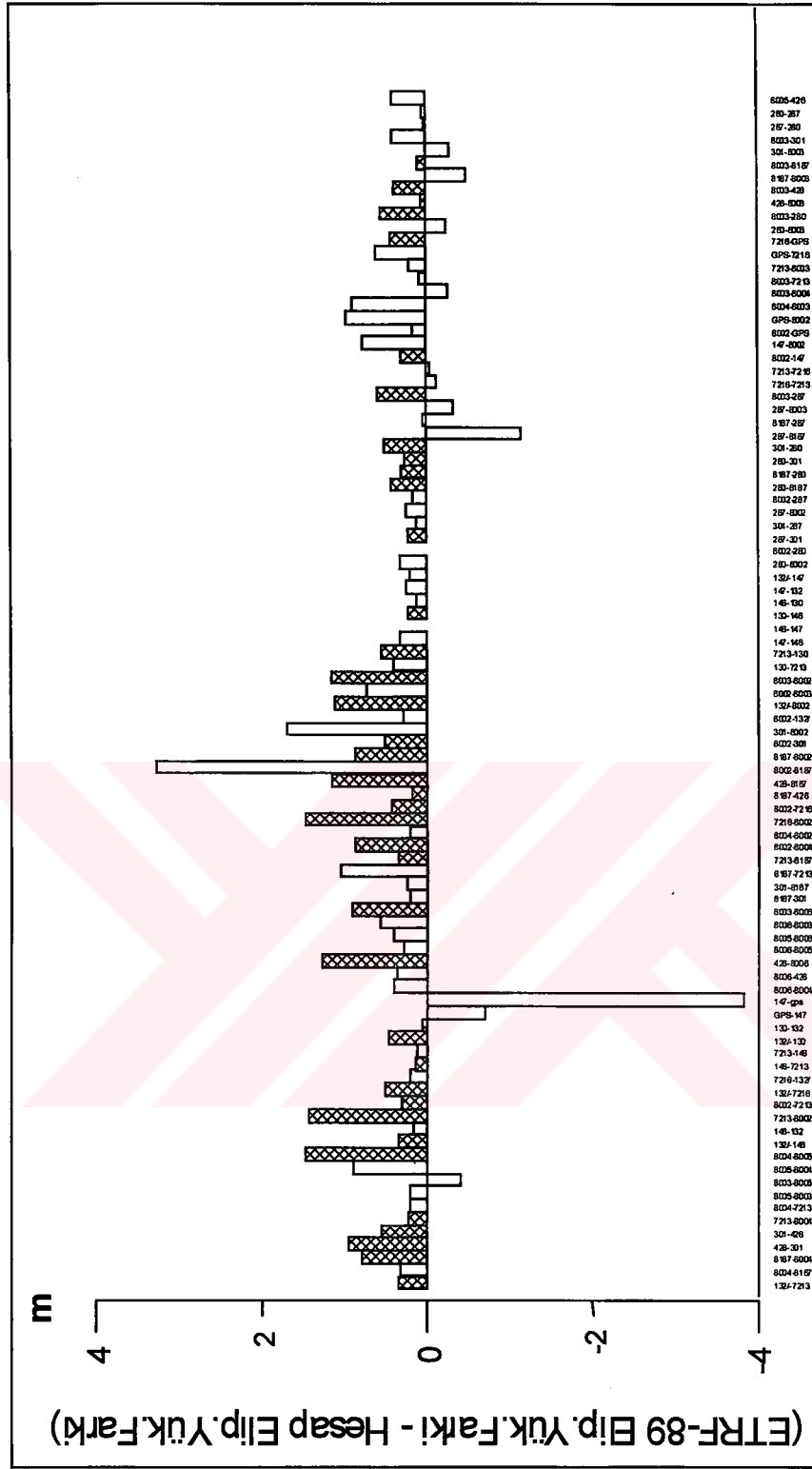
4.3.1.1. Meteorolojik parametrelerle belirlenen kırılma katsayısı eşitlikleri

Burada sözü edilen kırılma katsayısı değerleri, (3.50) ve (3.51) eşitliklerindeki kırılma katsayılarıdır. Bu katsayıların (3.50) ve (3.51) eşitliklerindeki kullanılmasıyla, AGTA noktaları arasındaki elipsoit yükseklikleri belirlenmektedir.

Literatürde hesaplanma şekline göre değişik kırılma katsayı hesaplanma şekli bulunmaktadır. Bu nedenle, bu çalışmada hesaplanma şekline göre değişik kırılma katsayıları tanımlanmış ve bunlar TTM'e dayalı olarak, ayrıca doğrudan ölçülen sıcaklık ve basınç gibi meteorolojik büyüklükler de kullanılmıştır. Kırılma katsayılarının hesaplanmasında belirlenmesi en güç parametre olan düşey sıcaklık gradyenti (dT/dh)' dir. Bu çalışmada kullanılan kırılma katsayılarından ilki; ölçü yer ve zamanına ilişkin olan ve TTM ile hesaplanan düşey sıcaklık gradyenti (dT/dh) değerlerini kullanan ve çalışma boyunca $k1$ olarak adlandırılan (3.47b) eşitliğidir. (dT/dh) değeri, (3.31) eşitliğinde yerden 1 metre yükseklikte potansiyel sıcaklık gradyenti α değeri ve β değerlerinin, TTM ile hesaplanmasına dayalı olarak belirlenmektedir. T ve P değerleri, yerden 2 metre yükseklikteki ölçülen, sırasıyla Kelvin biriminde sıcaklık ve mbar birimindeki basınçtır. ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları ile $k1$ kırılma katsayısı kullanılarak (3.50) eşitliği yardımı ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farkları grafik olarak Şekil 4.11'de verilmektedir.

Bu çalışmada $k2$ olarak değimlendirilen ikinci kırılma katsayısı, Bomford (1980) tarafından verilen (3.47a) eşitliği ile ilişkilidir. (3.47) eşitliğindeki düşey sıcaklık gradyenti (dT/dh), yerden 2 m yükseklikteki atmosfer katmanı için ölçü ve hedef noktalarının konumu ve ölçü zamanın bir fonksiyonu olarak TTM ile hesaplanmaktadır.

Çalışmada yer alan üçüncü kırılma katsayısı $k3$ ile gösterilmiş olup, (3.69) eşitliği ile özdeştir. (3.69) eşitliğindeki θ parametresi için burada yerden 2 metre yükseklikteki potansiyel sıcaklık kullanılarak $k3$ belirlenmektedir.



Şekil 4.11 : k1 kırılma katsayısı kullanılarak elde edilen farklar.

Çalışmada hesaplanan dördüncü kırılma katsayısı k_4 ile değimlendirilmiştir. k_4 kırılma katsayısı (3.30) eşitliği ile özdeş olup TTM yöntemine dayalı olarak hesaplanmaktadır.

Son kırılma katsayısı ise k_5 ile gösterilmekte olup eşitlik olarak k_2 ile özdeştir. Ancak k_5 için (3.47) eşitliğindeki düşey sıcaklık gradyenti (dT/dh), yerden 1000 m yükseklikteki atmosfer katmanı için ölçü ve hedef noktalarının konumu ve ölçü zamanının bir fonksiyonu olarak TTM ile hesaplanmaktadır.

Durulan noktadan (1) bakılan noktaya (2) ölçülen zenit açısı Z'_{12} ve bu iki nokta arasındaki eğik kenar S olmak üzere, tek taraflı zenit açıları ile hesaplanan kırılma katsayısı, bu çalışmada k_6 olarak tanımlanmıştır. k_6 değeri (3.48) eşitliği ile özdeştir.

Eş zamanlı ve karşılıklı olarak ölçülen zenit açılarına dayalı olan (3.49) eşitliği ile özdeş kırılma katsayısı ise bu çalışmada k_7 ile gösterilmiştir.

Çalışma sırasında, ayrıca $k_8=0.13$ şeklinde bir kırılma katsayısı tanımlanarak elipsoit yükseklik farkları hesaplanmıştır.

Her bir zenit ölçüsü için hesaplanan kırılma katsayıları, zenit açısı ölçü zamanı ve buna ilişkin olarak TTM ile hesaplanan yerden yukarı doğru olan ısı akısı (H: heatflux) aşağıdaki Tablo 4.5' de listelenmiştir. k_1 , k_2 , k_3 , k_4 , k_5 , k_6 ve k_7 kırılma katsayıları için hesaplanan değerler Tablo 4.5' de; hesaplanan kırılma katsayılarının (3.50) eşitliğinde yerine konarak AGTA noktaları arasında hesaplanan elipsoit yükseklik farkları ile bunlara ilişkin ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları arasındaki farklara ait istatistikler ise Tablo 4.6' da verilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları HGK (1997)' den alınmıştır. Elipsoit yükseklik değerleri bilinmeyen 126 ve 129 nolu noktaları için hesaplama yapılmamış ve bu noktalara ait hesap sonuçları tabloya dahil edilmemiş, ayrıca, elipsoit yükseklik farklarının hesaplamalarında noktalardaki çekül sapmaları dikkate alınmamıştır.

Tablo 4.5 : AGTA zenit ölçüleri için hesaplanan kırılma katsayıları.

İstasyon	Hedef	Gün	A y	Yıl	Yerel Saat	Isı Akısı (H)	k1	k2	k3	k4	k5	k6	k7
8004	8187	19 .	9 .	1991	10.50	109.8	0.1234	0.1164	0.1173	0.1240	0.1162	-0.1773	-0.0179
8187	8004	27 .	7 .	1991	9.75	51.7	0.1158	0.1126	0.1095	0.1168	0.1124	0.1362	-0.0228
426	301	17 .	9 .	1991	14.50	89.8	0.1207	0.1147	0.1154	0.1212	0.1145	-0.0537	0.0297
301	426	5 .	7 .	1991	9.08	7.0	0.1186	0.1176	0.1121	0.1187	0.1175	0.1000	0.0170
7213	8004	19 .	9 .	1991	12.75	145.3	0.1274	0.1186	0.1215	0.1282	0.1184	0.1947	0.1111
8004	7213	19 .	9 .	1991	10.75	118.6	0.1236	0.1161	0.1175	0.1242	0.1160	0.0309	0.1145
8005	8003	17 .	9 .	1991	12.50	156.9	0.1163	0.1079	0.1107	0.1171	0.1077	0.1002	0.1210
8003	8005	26 .	8 .	1991	11.75	161.6	0.1219	0.1128	0.1163	0.1227	0.1127	0.1415	0.1207
8005	8004	17 .	9 .	1991	13.33	145.0	0.1170	0.1090	0.1114	0.1177	0.1088	0.1167	0.0759
8004	8005	20 .	8 .	1991	13.08	191.0	0.1196	0.1096	0.1145	0.1205	0.1095	0.0334	0.0744
132/	146	20 .	9 .	1991	8.92	41.9	0.1362	0.1328	0.1301	0.1371	0.1326	-0.7460	-0.4786
146	132/	24 .	7 .	1991	9.50	35.2	0.1233	0.1205	0.1168	0.1240	0.1204	-0.2126	-0.4786
7213	8002	19 .	9 .	1991	12.50	146.6	0.1250	0.1163	0.1192	0.1257	0.1161	0.0583	0.0529
8002	7213	17 .	8 .	1991	11.75	156.8	0.1215	0.1126	0.1162	0.1223	0.1125	0.1362	0.1417
132/	7216	20 .	9 .	1991	9.42	63.0	0.1356	0.1314	0.1312	0.1370	0.1312	0.1077	0.1028
7216	132/	7 .	8 .	1991	8.83	35.839	0.1212	0.1197	0.1079	0.1215	0.1195	0.0895	0.0945
146	7213	20 .	9 .	1991	10.67	115.0	0.1355	0.1275	0.1308	0.1362	0.1274	0.1032	0.1177
7213	146	24 .	8 .	1991	8.75	36.028	0.1249	0.1228	0.1149	0.1253	0.1226	0.1242	0.1104
132/	130	20 .	9 .	1991	9.92	85.2	0.1355	0.1289	0.1305	0.1360	0.1288	-0.0282	0.0341
130	132/	23 .	7 .	1991	10.17	64.8	0.1190	0.1152	0.1143	0.1203	0.1150	0.0890	0.0268
GPS	147	20 .	9 .	1991	13.17	137.4	0.1312	0.1225	0.1268	0.1320	0.1224	0.5994	18.203
8006	8004	16 .	9 .	1991	14.25	112.3	0.1203	0.1134	0.1155	0.1210	0.1132	0.1755	10.239
8004	8006	21 .	8 .	1991	11.50	146.3	0.1206	0.1122	0.1153	0.1213	0.1121	18.034	0.9550
8006	426	16 .	9 .	1991	13.67	139.5	0.1201	0.1120	0.1155	0.1208	0.1118	0.2798	0.1581
426	8006	14 .	8 .	1991	11.58	152.3	0.1169	0.1086	0.1123	0.1177	0.1084	-0.2499	-0.1280
8006	8005	16 .	9 .	1991	12.58	162.4	0.1199	0.1110	0.1154	0.1207	0.1108	0.1827	0.1651
8005	8006	27 .	8 .	1991	15.50	106.9	0.1175	0.1109	0.1114	0.1181	0.1108	0.0179	0.0358
8006	8003	16 .	9 .	1991	12.42	162.4	0.1200	0.1111	0.1156	0.1208	0.1109	0.1485	0.1714
8003	8006	12 .	7 .	1991	10.58	82.9	0.1163	0.1108	0.1121	0.1168	0.1106	-0.0122	-0.0346
8187	301	13 .	9 .	1991	11.17	131.4	0.1206	0.1129	0.1156	0.1213	0.1127	0.0036	0.0866
301	8187	4 .	7 .	1991	9.50	35.968	0.1185	0.1164	0.1095	0.1189	0.1163	0.1446	0.0631
8187	7213	13 .	9 .	1991	11.00	128.7	0.1207	0.1131	0.1157	0.1214	0.1129	0.0241	0.0799
7213	8187	10 .	7 .	1991	10.92	89.6	0.1238	0.1176	0.1183	0.1244	0.1175	0.1366	0.0811
8002	8004	14 .	9 .	1991	13.50	147.4	0.1214	0.1129	0.1166	0.1222	0.1128	0.1545	0.1749
8004	8002	4 .	9 .	1991	12.25	166.2	0.1257	0.1162	0.1206	0.1265	0.1160	0.0655	0.0452
7216	8002	14 .	9 .	1991	11.83	144.0	0.1238	0.1153	0.1200	0.1245	0.1151	0.0784	0.0757
8002	7216	5 .	9 .	1991	10.75	118.6	0.1237	0.1162	0.1184	0.1243	0.1161	0.1272	0.1302
8187	426	13 .	9 .	1991	11.50	143.0	0.1213	0.1130	0.1163	0.1220	0.1128	0.0910	0.0511
426	8187	20 .	7 .	1991	10.08	64.5	0.1181	0.1143	0.1134	0.1193	0.1141	0.0128	0.0531
8002	8187	12 .	9 .	1991	11.75	151.1	0.1231	0.1143	0.1180	0.1238	0.1142	0.0230	0.0948
8187	8002	27 .	7 .	1991	11.17	120.6	0.1160	0.1089	0.1103	0.1167	0.1088	-0.0049	-0.0766
8002	301	12 .	9 .	1991	11.17	133.1	0.1225	0.1145	0.1173	0.1232	0.1144	0.1650	0.1654
301	8002	4 .	8 .	1991	9.67	54.9	0.1169	0.1135	0.1118	0.1179	0.1133	-0.1044	-0.1041
8002	132/	12 .	9 .	1991	11.50	142.4	0.1224	0.1141	0.1173	0.1232	0.1139	0.1774	0.1875
132/	8002	5 .	8 .	1991	9.33	35.4	0.1211	0.1184	0.1147	0.1218	0.1182	-0.0278	-0.0370
8002	8003	12 .	9 .	1991	13.67	149.0	0.1226	0.1140	0.1174	0.1233	0.1138	0.1264	0.1615
8003	8002	12 .	7 .	1991	8.83	35.830	0.1207	0.1200	0.1161	0.1207	0.1198	0.0173	-0.0175
130	7213	11 .	9 .	1991	11.50	143.4	0.1243	0.1158	0.1198	0.1250	0.1156	-0.1124	-0.0621

7213	130	10 . 7 . 1991	12.67	167.1	0.1238	0.1143	0.1189	0.1246	0.1142	-0.0051	-0.0546
147	146	11 . 9 . 1991	10.50	107.1	0.1256	0.1185	0.1214	0.1262	0.1184	-0.1142	0.0252
146	147	25 . 7 . 1991	9.33	35.974	0.1209	0.1185	0.1136	0.1215	0.1184	0.1525	0.0136
130	146	11 . 9 . 1991	11.83	146.3	0.1245	0.1159	0.1200	0.1253	0.1157	-0.0667	0.0148
146	130	6 . 8 . 1991	11.17	124.4	0.1206	0.1130	0.1163	0.1212	0.1129	0.0938	0.0148
147	132/	11 . 9 . 1991	13.17	158.0	0.1257	0.1165	0.1219	0.1265	0.1163	-0.0466	-0.1795
132/	147	13 . 7 . 1991	9.83	40.8	0.1193	0.1163	0.1138	0.1201	0.1162	0.0279	0.1612
280	8002	10 . 9 . 1991	11.17	138.6	0.1248	0.1165	0.1209	0.1256	0.1163	-0.0809	-0.2349
8002	280	15 . 7 . 1991	10.00	53.7	0.1202	0.1167	0.1138	0.1212	0.1166	0.2017	0.3564
287	301	10 . 9 . 1991	9.25	55.7	0.1271	0.1234	0.1225	0.1283	0.1232	0.5203	0.0494
301	287	5 . 7 . 1991	10.08	50.3	0.1183	0.1150	0.1127	0.1192	0.1148	0.5108	0.9820
287	8002	10 . 9 . 1991	8.75	34.0	0.1287	0.1259	0.1221	0.1294	0.1257	-0.3118	-0.2795
8002	287	15 . 7 . 1991	11.00	102.2	0.1201	0.1135	0.1141	0.1207	0.1134	0.2729	0.2412
280	8187	10 . 9 . 1991	11.17	138.8	0.1243	0.1159	0.1203	0.1250	0.1158	0.1218	0.0579
8187	280	6 . 7 . 1991	9.67	31.4	0.1226	0.1200	0.1138	0.1232	0.1198	-0.0072	0.0579
280	301	10 . 9 . 1991	11.50	147.1	0.1237	0.1151	0.1198	0.1244	0.1149	-0.2218	-0.3970
301	280	4 . 7 . 1991	10.42	65.3	0.1163	0.1125	0.1119	0.1176	0.1124	-0.6911	-0.5150
287	8187	10 . 9 . 1991	9.75	79.1	0.1272	0.1213	0.1224	0.1277	0.1212	0.2956	0.2001
8187	287	6 . 7 . 1991	10.50	69.7	0.1236	0.1184	0.1167	0.1241	0.1182	0.0773	0.1734
287	8003	10 . 9 . 1991	9.50	68.5	0.1279	0.1226	0.1228	0.1284	0.1224	0.0674	0.0935
8003	287	27 . 6 . 1991	9.08	36.040	0.1248	0.1242	0.1209	0.1248	0.1240	0.1350	0.1107
7216	7213	9 . 9 . 1991	13.50	154.3	0.1290	0.1197	0.1124	0.1298	0.1195	0.1271	0.1290
7213	7216	24 . 8 . 1991	10.25	88.3	0.1249	0.1187	0.1099	0.1255	0.1186	0.1313	0.1296
8002	147	5 . 9 . 1991	10.58	110.3	0.1245	0.1174	0.1023	0.1252	0.1172	0.2370	0.2665
147	8002	31 . 7 . 1991	9.17	35.910	0.1224	0.1199	0.0981	0.1226	0.1197	-0.1298	-0.1575
8002	GPS	5 . 9 . 1991	9.42	58.5	0.1263	0.1218	0.1038	0.1268	0.1216	0.6751	0.5804
GPS	8002	30 . 7 . 1991	10.42	84.8	0.1203	0.1145	0.0965	0.1208	0.1143	-0.8057	-0.7059
8004	8003	4 . 9 . 1991	10.50	108.2	0.1265	0.1193	0.1037	0.1271	0.1191	0.0644	0.1159
8003	8004	26 . 8 . 1991	11.67	158.2	0.1209	0.1121	0.1038	0.1217	0.1119	0.1668	0.1154
8003	7213	3 . 9 . 1991	9.33	58.1	0.1261	0.1217	0.1085	0.1266	0.1215	0.1278	0.1246
7213	8003	2 . 9 . 1991	9.17	43.9	0.1273	0.1235	0.1086	0.1277	0.1234	0.1214	0.1246
GPS	7216	2 . 9 . 1991	11.92	158.9	0.1309	0.1213	0.1148	0.1317	0.1211	0.1056	0.1016
7216	GPS	7 . 8 . 1991	12.33	166.7	0.1205	0.1113	0.1050	0.1213	0.1112	0.1071	0.1112
280	8003	30 . 8 . 1991	13.42	186.1	0.1242	0.1141	0.1099	0.1252	0.1139	0.0898	0.1012
8003	280	28 . 6 . 1991	9.67	35.881	0.1217	0.1190	0.1092	0.1218	0.1188	0.1028	0.1011
426	8003	28 . 8 . 1991	13.67	185.9	0.1207	0.1109	0.1060	0.1216	0.1107	0.0746	0.1007
8003	426	29 . 6 . 1991	10.00	42.8	0.1185	0.1151	0.1054	0.1189	0.1149	0.1340	0.1083
8187	8003	28 . 8 . 1991	11.75	157.3	0.1188	0.1101	0.1018	0.1196	0.1100	0.1087	0.1272
8003	8187	29 . 6 . 1991	11.00	90.9	0.1188	0.1127	0.1024	0.1193	0.1126	0.1455	0.1272
301	8003	30 . 8 . 1991	12.42	179.8	0.1243	0.1144	0.1096	0.1252	0.1142	0.0707	0.1096
8003	301	28 . 6 . 1991	11.08	93.8	0.1204	0.1142	0.1078	0.1210	0.1141	0.1500	0.1128
287	280	10 . 9 . 1991	8.50	35.877	0.1299	0.1273	0.1149	0.1301	0.1272	-0.1856	0.0751
280	287	3 . 7 . 1991	12.42	159.6	0.1173	0.1086	0.1015	0.1180	0.1085	0.2853	0.0262
8005	426	17 . 9 . 1991	12.00	151.7	0.1169	0.1086	0.0994	0.1177	0.1085	0.0877	0.0890

Tablo 4.5'deki k7 kırılma katsayısının bazı kenarlar için anormal büyüklüklere ulaşmasının nedeninin, zenit açılarının yanlış ölçülmüş olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Tablo 4.5 sonuçlarına göre, (3.43) eşitliğinde $R=6371$ km ve $\rho^{\text{cc}}=636620$ alındığında, 5 km uzunluktaki zenit kenarları için, örneğin k_1 kırılma katsayısı ile en küçük $k_1=0.1158$ ve en büyük $k_1=0.1362$ olmak üzere, en küçük -28.93^{cc} ve en büyük 34.02^{cc} büyüklükte refraksiyon hatası; k_7 kırılma katsayısı ile en küçük $k_7 = -0.7059$ ve en büyük $k_7=10.239$ olmak üzere, sırasıyla en küçük -176.37^{cc} ve en büyük 2558.22^{cc} büyüklükte refraksiyon hatası hesaplanmaktadır.

Tablo 4.6 : ETRF-89 elipsoit yükseklik farkları ile değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına (Δh_*) ilişkin istatistikler (birim metredir).

Hesaplanan Δh_* değerleri için	k_1	k_2	k_3	k_4	k_5	k_6	k_7	k_8
Ortalama Δh_*	0.380	0.273	0.238	0.393	0.274	0.0024	0.001	0.481
σ	0.505	0.507	0.568	0.506	0.511	0.754	0.707	0.773
En küçük Δh_*	-1.152	-1.205	-1.195	-1.147	-1.206	-1.639	-1.560	-3.811
En büyük Δh_*	1.711	1.668	1.648	1.724	1.666	1.639	1.566	3.411

AGTA'da eşzamanlı ve karşılıklı ölçülen zenit açıları, bu çalışma kapsamında ayrı bir incelemeye tabi tutulmuştur. Bu amaçla kırılma katsayıları için değişik sıcaklık düşey gradyenti tanımlamaları yapılarak, yeni kırılma katsayıları tanımlanmıştır: Yukarıda tanımlanan k_1 tanımında değişiklik yapılmamış ancak tanım *ke1* şeklinde yapılmış; k_2 için kullanılan tanımda değişiklik yapılmamış, ancak kırılma katsayısı *ke2* olarak adlandırılmıştır; k_3 eşitliğinde bir değişiklik yapılmamış ve kırılma katsayısı *ke3* olarak kısaltılmış ve aynı eşitlikte Obuchow yüksekliğindeki basınç ve potansiyel sıcaklık kullanılarak *ke3ob* şeklinde bir kırılma katsayısı tanımlanmıştır; k_4 şeklinde tanımlanan kırılma katsayısında değişiklik yapılmamış ve bu ara bölümde *ke4* olarak isimlendirilmiştir; k_5 ile tanımlanan kırılma katsayısı aynen alınarak *ke5* şeklinde alınmış, ancak bu eşitlikteki düşey sıcaklık gradyenti olarak (3.34) ve (3.35) nolu eşitliklerle tanımlanan düşey sıcaklık gradyenti kullanılarak aynı eşitliğe dayalı *ke5br* şeklinde yeni bir kırılma katsayısı tanımlanmıştır; k_6 ve k_7 kısaltmaları ile tanımlanan kırılma katsayılarına aynen sadık kalınmış, ancak karşılıklı ve eş zamanlı zenit açılarının değerlendirilmesi boyunca, bu katsayılar sırasıyla *ke6* ve *ke7* şeklinde yeniden tanımlanmıştır. *ke3ob* olarak tanımlanan katsayının hesaplanmasında kullanılan Obuchow yüksekliği ve Obuchow yüksekliğindeki potansiyel sıcaklığın hesaplanması 3.Bölüm' de ayrıntılı olarak

verilmektedir. Eş zamanlı ve karşılıklı zenit ölçüleri için hesaplanan kırılma katsayıları, ölçü zamanı ve ısı akısı değerleri aşağıdaki Tablo 4.7’de verilmektedir.

Tablo 4.7: Eş zamanlı ve karşılıklı zenit ölçüleri için hesaplanan değişik kırılma katsayıları, ölçü zamanı ve ısı akısı (H) değerleri.

D.N	B.N	Gün	Ay	Yıl	Saat	H	ke1	ke2	ke3	ke3ob	ke4	ke5	ke5br	ke6	ke7
7216	7213	24 .	8 .	1991 -	10:83	112.0	0.1292	0.1522	0.1482	0.1467	0.1298	0.1215	0.1292	0.1341	0.1296
7216	8002	5 .	9 .	1991 -	11.50	139.4	0.1303	0.1536	0.1496	0.1482	0.1311	0.1214	0.1303	0.1075	0.1032
7213	8002	17 .	8 .	1991 -	11.50	141.6	0.1251	0.1475	0.1425	0.1412	0.1259	0.1164	0.1251	0.1123	0.0973
7213	8003	2 .	9 .	1991 -	9.50	58.7	0.1265	0.1489	0.1438	0.1412	0.1269	0.1216	0.1265	0.1231	0.1248
7213	8004	19 .	9 .	1991 -	9.50	65.9	0.1284	0.1512	0.1460	0.1436	0.1289	0.1231	0.1284	0.1216	0.1127
7213	8187	10 .	7 .	1991 -	10.50	69.4	0.1246	0.1467	0.1417	0.1395	0.1250	0.1191	0.1246	0.1043	0.0808
8002	8003	12 .	7 .	1991 -	8.50	-10.1	0.1246	0.1462	0.1411	0.1563	0.1244	0.1227	0.1244	-0.0324	0.0723
8002	8004	4 .	9 .	1991 -	11.58	150.2	0.1264	0.1490	0.1438	0.1425	0.1272	0.1173	0.1264	0.0865	0.1100
8003	8005	26 .	8 .	1991 -	11.33	146.1	0.1239	0.1460	0.1404	0.1391	0.1246	0.1151	0.1239	0.1304	0.1210
8003	8004	26 .	8 .	1991 -	11.00	131.8	0.1239	0.1460	0.1404	0.1390	0.1246	0.1157	0.1239	0.1319	0.1154
8003	426	28 .	8 .	1991 -	11.25	141.6	0.1241	0.1462	0.1406	0.1393	0.1248	0.1155	0.1241	0.1052	0.1044
8004	8005	20 .	8 .	1991 -	12.50	180.3	0.1249	0.1473	0.1421	0.1409	0.1258	0.1147	0.1249	0.0593	0.0753
8005	426	14 .	8 .	1991 -	9.00	33.0	0.1225	0.1441	0.1384	0.1340	0.1228	0.1192	0.1225	0.0994	0.0885
8006	8005	27 .	8 .	1991 -	11.33	148.5	0.1278	0.1507	0.1461	0.1448	0.1286	0.1187	0.1278	0.0245	0.1007

ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları ile eş zamanlı ve karşılıklı zenit ölçüleri için hesaplanan kırılma katsayısı kullanılarak hesaplanan elipsoit yükseklik farkları arasındaki farklara ait istatistik değerler (ortalama, standart sapma, en küçük ve en büyük değerler) aşağıdaki Tablo 4.8’de verilmektedir.

Tablo 4.8 : ETRF-89 elipsoit yükseklik farkları (karşılaştırma büyüklükleri) ile eş zamanlı ve karşılıklı zenit açılarından hesaplanan değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına ilişkin istatistikler (birim metredir).

	ke1	Ke2	ke3	ke3ob	ke4	ke5	ke5br	ke6	ke7
Ortalama	0.773	1.490	1.329	1.297	0.793	0.002	0.7773	0.081	0.190
σ ($\pm$)	0.996	0.955	0.956	1.01	0.992	0.754	0.996	0.115	0.809
En küçük	-0.292	0.576	0.458	0.41	-0.251	-1.639	-0.292	-0.0152	-0.592
En büyük	2.956	3.368	3.272	3.561	2.952	1.639	2.952	0.221	1.956

Tablo 4.8 sonuçlarına göre, (3.43) eşitliğinde kullanılarak $R=6\ 371$ km ve $\rho^{\text{cc}}=636620$ alındığında, 5 km uzunluktaki zenit kenarları için, örneğin ke1 kırılma katsayısı ile en küçük ke1=0.1225 ve en büyük ke1=0.1303 olmak üzere, en küçük -30.60^{cc} ve en büyük 32.55^{cc} büyüklükte refraksiyon hatası; ke7 kırılma katsayısı ile en küçük ke7=-0.00723 ve en büyük ke7=0.1296 olmak üzere, en küçük 1.81^{cc} ve en büyük 32.37^{cc} büyüklükte refraksiyon hatası hesaplanmaktadır.

Elipsoit yükseklik farkları arasındaki fark grafikleri ve istatistikler incelendiğinde açıkça görüleceği gibi tek taraflı zenit açılarından hesaplanan farkların diğer yöntemlere göre hesaplanan farklardan daha küçük olduğu anlaşılmaktadır. ke6 kırılma katsayısı kullanılarak hesaplanan farkların en büyüğü 0.221 m, en küçüğü -0.152 m, ortalaması 0.081 m, standart sapması ise ± 0.115 m olarak bulunmuştur. Karşılıklı ve eş zamanlı zenit ölçülerinden yararlı hesaplanan ke7 ile hesaplanan farklara ait istatistiklerin daha iyi olması beklenirken, meteorolojik yöntemler ile belirlenen kırılma katsayılarından elde edilen farklara ait sonuçlardan çok daha iyi değildir. Bu oldukça ilginç bir sonuçtur. Buna göre tek taraflı zenit açılarından geometrik yöntemle (3.48) eşitliği ile hesaplanan kırılma katsayısı ile daha iyi elipsoit yükseklik farklarının hesaplanmakta olduğu anlaşılmaktadır. Ancak, bu eşitlikte bulunan elipsoit yükseklikleri HGK (1997) tarafından verilen elipsoit yükseklik farklarıdır. Bu nedenle elde edilen sonuçlar daha duyarlıdır. (3.48) eşitliğinde, noktalara ait elipsoit yükseklikleri kırılma katsayısının belirlenmesinde önemli bir fonksiyona sahiptir. Elipsoit yükseklik farkının 3-5 m farklı alınması durumunda, kırılma katsayısı ve elipsoit yükseklik farkının hesaplanmasında önemli değişiklikler olmaktadır. Ayrıca noktalar arasındaki yükseklik farkının 200 metreden daha büyük olması durumunda, gözlenen zenit açıları önemli bir şekilde kırılmaya uğramakta ve hesaplanan yükseklik farklarında önemli derecede sapmalar meydana gelmektedir.

Sayısal değerlendirmeler bölümünde gerçekleştirilen çalışmalardan bir diğeri ise, refraksiyon katsayısı ile noktalar arasındaki uzaklıklar ve düşey açılar arasında fonksiyonel bir ilişkinin olup olmadığının ortaya çıkarılmasıdır. Bu amaçla, refraksiyon katsayısı k , uzaklığın (S (metre)) ve ölçülen düşey açının (Z (grad)) bir fonksiyonu olarak

$$k = A + B \times S \quad (4.1)$$

$$k = A + B \times Z \quad (4.2)$$

eşitlikleri ile modellendirilmiştir. Bu amaçla uzaklıklar önce, $0 \text{ km} < S < 5 \text{ km}$, $5 \text{ km} < S < 10 \text{ km}$, $10 \text{ km} < S < 20 \text{ km}$ ve $S > 20 \text{ km}$; düşey açılar ise $95^\circ < Z < 98^\circ$, $98^\circ < Z < 100^\circ$, $100^\circ < Z < 102^\circ$ ve $Z > 102^\circ$ olacak şekilde sınıflandırılmıştır. Her bir sınıfa ait (6.13) ve (6.14) şeklindeki modelin A ve B katsayıları EKK

dengelemesi ile, modelin uyumu (U) ise (2.40) eşitliği ile hesaplanmıştır. Söz konusu modellendirme ile hesaplanan model katsayıları ile k.o.h. ile uyum sonuçları aşağıda Tablo 4.9 ve tablo 4.10'da verilmiştir. Örnek olarak, **k5br** refraksiyon katsayısı için, refraksiyon katsayısı ile uzaklıklar arasındaki ilişki fonksiyonel olarak Şekil 4.12'de; **k1** refraksiyon katsayısı için, refraksiyon katsayısı ile düşey açılar arasındaki ilişki fonksiyonel olarak Şekil 4.13'de verilmektedir. **k6** ve **k7** katsayılarından bazıları anlamsız olduklarından, bu katsayılar için modelleme işlemi yapılmamıştır.

Tablo 4.9 : Uzaklığın bir fonksiyonu olarak lineer bir fonksiyon ile modellendirilen refraksiyon katsayısı için, değişik uzaklıklara göre fonksiyon katsayıları ve uyum sonuçları.

7k	Katsayı (A,B,U)	S < 5 km (8 kenar)	5 km < s < 10 km (11 kenar)	10 km < s < 20 km (22 kenar)	S > 20 km (7 kenar)	Tüm kenarlar
k1	A	0.136 650 ±0.00217	0.127 161 ±0.004 489	0.125 792 ±0.002 355	0.123 426 ±0.007 579	0.129 022 ±0.000 743
	B	-0.000 001 721 ± 0.000 000 056	-0.000 000 037 ±0.000 000 550	-0.000 000 047 ±0.000 000 164	-0.000 000 100 ±0.000 000 311	-0.000 000 156 ±0.000 000 052
	U	%98.97	%98.13	%98.41	%98.40	%98.17
k22	A	0.161 232 ±0.002 599	0.150 116 ±0.005 517	0.147 564 ±0.002 355	0.145 956 ±0.009 006	0.151 744 ±0.000 900
	B	-0.000 002 121 ±0.000 000 668	-0.000 000 114 ±0.000 000 677	-0.000 000 090 ±0.000 000 195	-0.000 000 096 ±0.000 000 370	-0.000 000 175 ±0.000 000 064
	U	%98.95	%98.05	%98.40	%98.39	%98.12
k3	A	0.156 877 ±0.002 778	0.146 419 ±0.006 746	0.143 135 ±0.003 419	0.140 954 ±0.010 786	0.147 901 ±0.001 055
	B	-0.000 001 967 ±0.000 000 714	-0.000 000 202 ±0.000 000 827	-0.000 000 073 ±0.000 000 239	-0.000 000 092 ±0.000 000 443	-0.000 000 229 ±0.000 000 075
	U	%98.86	%97.56	%97.98	%98.01	%97.74
k3ob	A	0.162 201 ±0.007 818	0.154 222 ±0.014 810	0.130 333 ±0.013 678	0.142 306 ±0.010 786	0.142 694 ±0.003 013
	B	-0.000 005 007 ±0.000 001 932	-0.000 001 513 ±0.000 001 618	-0.000 000 881 ±0.000 000 955	-0.000 000 027 ±0.000 000 443	-0.000 000 014 ±0.000 000 214
	U	%96.83	%94.70	%92.35	%97.99	%93.70
k4	A	0.137 713 ±0.002 291	0.128 254 ±0.004 772	0.125 421 ±0.002 405	0.124 943 ±0.007 715	0.129 251 ± 0.000 781
	B	-0.000 001 890 ±0.000 000 589	-0.000 000 138 ±0.000 000 585	-0.000 000 099 ±0.000 000 168	-0.000 000 065 ±0.000 000 317	-0.000 000 142 ±0.000 000 055
	U	%98.92	%98.02	%98.38	%98.39	%98.08
k5	A	0.124 686 ±0.003 372	0.115 740 ±0.006 499	0.128 226 ±0.004 016	0.106 309 ±0.008 086	0.125 062 ±0.001 084
	B	-0.000 000 140 ±0.000 000 867	-0.000 000 706 ±0.000 000 797	-0.000 000 485 ±0.000 000 281	-0.000 000 473 ±0.000 000 332	-0.000 000 286 ±0.000 000 077
	U	%98.35	%97.20	%97.21	%98.19	%97.24
k5br	A	0.136 650 ±0.002 171	0.127 224 ±0.004 607	0.125 733 ±0.002 362	0.123 428 ±0.007 579	0.128 965 ±0.000 752
	B	-0.000 001 721 ±0.000 000 558	-0.000 000 057 ±0.000 000 565	-0.000 000 050 ±0.000 000 165	-0.000 000 100 ±0.000 000 311	-0.000 000 154 ±0.000 000 054
	U	%98.97	%98.08	%98.41	%98.40	%98.15

Tablo 4.9 ve Tablo 4.10'da gösterilen sonuçlar incelendiğinde, refraksiyon katsayısı ile uzaklıklar ve düşey açılar arasında ters bir orantının olduğu; uzaklık ve düşey açı arttıkça refraksiyon katsayısının azaldığı görülmektedir. 102 grad'dan daha büyük

düşey açı sayısının iki olması nedeniyle, $Z > 102^s$ sınıfı için modelleme yapılmamıştır.

Refraksiyon konusu bu çalışmanın ana teması olduğundan, çekül sapmaları hesaplanmamıştır.

Tablo 4.10 : Lineer bir fonksiyon ile zenit açılarının bir fonksiyonu olarak modellendirilen refraksiyon katsayısı için, değişik zenit açlarına göre fonksiyon katsayıları ve uyum sonuçları.

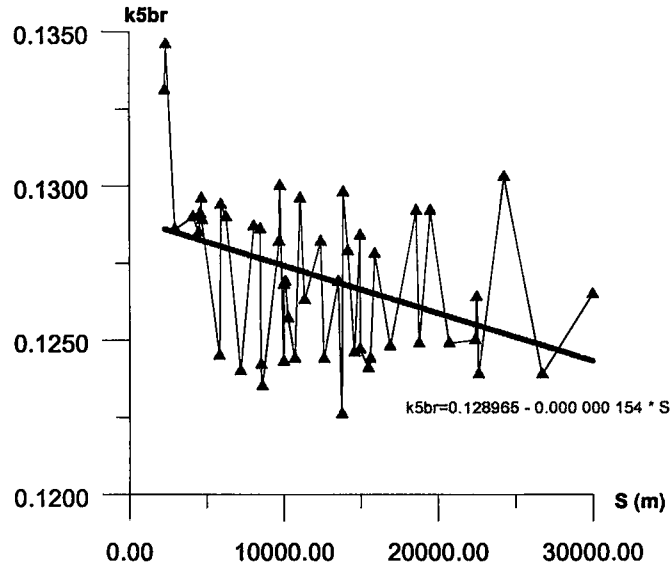
k	Katsayı (A,B,U)	$95^s < Z < 98^s$ (5 düşey açı)	$98^s < Z < 100^s$ (20 düşey açı)	$100^s < Z < 102^s$ (20 düşey açı)	Tüm Düşey Açılar (48 düşey açı)
k1	A	0.141 122 ±0.004 021	0.211 642 ±0.094 158	0.192 939 ±0.057 726	0.218 71 ±0.019 826
	B	-0.000 121 324 ±0.000 412 640	-0.000 838 239 ±0.000 948 485	-0.000 670 492 ±0.000 572 842	-0.000 918 757 ±0.000 198 761
	U	%99.71	%98.15	%98.68	%98.35
k22	A	0.195 624 ±0.068 451	0.247 560 ±0.113 830	0.230 495 ±0.064 250	0.261 024 ±0.023 545
	B	-0.000 445 611 ±0.000 702 430	-0.000 970 530 ±0.001 146 641	-0.000 821 392 ±0.000 637 591	-0.001 117 539 ±0.000 236 051
	U	%99.58	%98.10	%98.75	%98.33
k3	A	0.177 473 ±0.072 049	0.281 157 ±0.128 895	0.233 495 ±0.082 867	0.282 197 ±0.027 651
	B	-0.000 297 523 ±0.000 739 348	-0.001 352 086 ±0.001 298 402	-0.000 901 324 ±0.000 822 331	-0.001 375 146 ±0.000 277 217
	U	%99.55	%97.80	%98.34	%97.99
k3ob	A	-0.164 447 ±0.439	0.001116 ±0.278 506	-0.203 503 ±0.387 733	0.200 203 ±0.088 755
	B	0.003 220 658 ±0.004 507 013	0.001430270 ±0.002 805 485	0.003 422 638 ±0.003 847 677	-0.000 578 409 ±0.000 889 816
	U	%97.34	%95.24	%92.65	%93.73
k4	A	0.176 429 ±0.074 683	0.211 980 ±0.099 071	0.197 449 ±0.052 274	0.223 565 ±0.020 261
	B	-0.000 478 712 ±0.000 766 383	-0.000 836 906 ±0.000 997 971	-0.000 711 179 ±0.000 518 747	-0.000 973 411 ±0.000 203 124
	U	%99.47	%98.06	%98.81	%98.32
k5	A	-0.152 618 ±0.198 229	0.213 876 ±0.127 228	0.163 598 ±0.152 916	0.194 329 ±0.034 961
	B	0.002 820 972 ±0.002 034 078	-0.000 919 816 ±0.001 281 604	-0.000 432 453 ±0.001 517 471	-0.000 730 176 ±0.000 350 501
	U	%98.52	%97.40	%96.44	%96.99
k5br	A	0.149 859 ±0.045 870	0.212 419 ±0.094 748	0.193 150 ±0.057 396	0.220 468 ±0.019 874
	B	-0.000 211 593 ±0.000 470 709	-0.000 846 162 ±0.001 954 426	-0.000 672 687 ±0.000 519 569	-0.000 936 704 ±0.000 199 247
	U	%99.67	%98.14	%98.69	%98.34

4.4. AGTA EDM Ölçülerinin, TTM ve Lineer Kırılma İndisi Modeli İle Refraksiyon Hatalarından Arındırılması

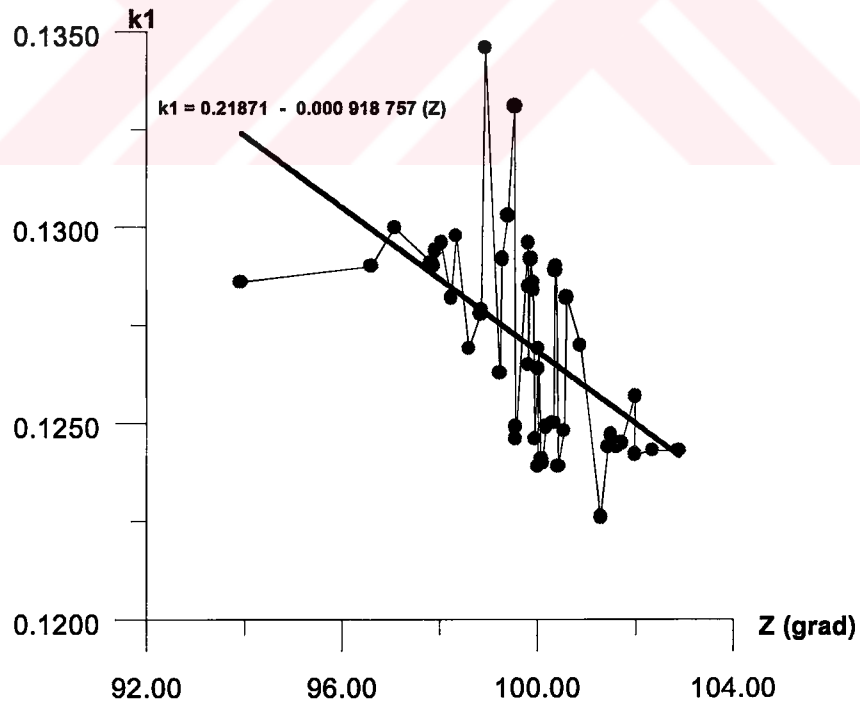
4.4.1. EDM ölçülerinin TTM ve lineer kırılma indisi modeli ile indirgenmesi

AGTA' daki kenar ölçüleri Harita Genel Komutanlığına ait 0.6328 μm dalga boylu He-Ne lazer ışınllı, (5mm + 1 ppm S_{km}) ortalama hatası olan (Keuffer and Esser, 1980) Range Master III EDM aleti ile gerçekleştirilmiştir.

Uygulama çalışmasında 115 adet EDM kenarı hem TTM, hem de istasyon ve hedef noktalarında ölçülen meteorolojik parametrelerin ortalama değerleri Lineer Kırılma İndisi Modeli kullanılarak düzeltilmiş ve indirgenmiştir.



Şekil 4.12 : $k5br$ refraksiyon katsayısı ile uzaklıklar arasındaki fonksiyonel ilişki (bütün kenarlar dikkate alınmıştır).



Şekil 4.13 : $k1$ refraksiyon katsayısı ile düşey açılar arasındaki fonksiyonel ilişki (bütün düşey açılar dikkate alınmıştır).

Lineer Kırılma İndisi yönteminde, durulan A noktasındaki N_A kırılma sayısı ile B hedef noktasındaki N_B kırılma sayısı değerleri, (3.77) eşitliği yardımı ile ölçülen meteorolojik parametrelerle hesaplanır. A ve B noktaları arasındaki ışın yoluna ait ortalama kırılma sayısı ise, N_A ve N_B değerlerinin aritmetik ortalaması alınarak belirlenir. Işın yoluna ait ortalama kırılma sayısının hesaplanma şekli nedeniyle, Lineer Kırılma İndisi yöntemi bu çalışma boyunca, “Ortalama Değer” (OD) yöntemi olarak adlandırılmaktadır. Ölçülen EDM uzaklıkları için hız düzeltmesi, OD yönteminde (3.77) ve (3.79) eşitlikleri, TTM yönteminde ise (3.78) ve (3.79) eşitlikleri kullanılarak hesaplanmıştır.

Ölçü çiftleri, ölçülen EDM uzaklıkları, TTM ve OD yöntemi ile yapılan indirgeme sonuçları, ölçü çiftleri arasındaki farklar ve TTM ile OD ile hız düzeltmesi getirilen uzunlukların farkının ölçülen EDM uzunluğuna oranı olarak hesaplanan oransal hata değerleri toplu olarak Tablo 4.11’ de verilmektedir.

Tablo 4.11’deki 9.kolonda, TTM ile hız düzeltmesi getirilen kenarlardan OD ile hız düzeltmesi getirilen kenarların farkının ölçülen kenar uzunluğuna oranı verilmiştir. Bu kolondaki değerler (TTM – OD) farklarının oransal değerleridir. Bu değerlerin mutlak değerce en büyüğü 8.03 ppm, en küçüğü 0 ppm ve ortalaması -5.19 ± 1.3 ppm’dir. Bu sonuçlar yöntemler arasında önemli farkların olduğunu göstermektedir. Tablo 4.11’ in incelenmesinden çıkarılan diğer ilginç bir sonuç, OD ile hız düzeltmesi getirilen EDM ölçülerinin, TTM ile hız düzeltmesi getirilen EDM ölçülerinden her zaman daha büyük olmasıdır. TTM ve OD yöntemleri ile hız düzeltmesi getirilen ölçü çiftlerinin farklarına ilişkin histogram Şekil 4.14’ de, TTM ile düzeltilen kenarlarının OD ile düzeltilen kenarlardan olan farklarına ilişkin histogram ise Şekil 4.15’ de verilmiştir.

İndirgeme sonuçlarının ön değerlendirilmesinin yapılması için, karşılıklı olarak ölçülen her bir EDM kenarı ağırlıkları farklı bir ölçü çifti sayılarak, birim ölçünün ortalama hatası ve ağırlığı P_i olan bir tek ölçünün ortalama hatası hesaplanmıştır. Ölçü çiftlerinin ağırlıklarının hesaplanmasında Aksoy (1979) tarafından verilen eşitlikler kullanılmıştır. Ortalama hata hesabı ile TTM ve ortalama değerler kullanılarak yapılan atmosferik (çevresel, meteorolojik) indirgeme sonuçlarının bir ön değerlendirilmesinin yapılması amaçlanmıştır. Çift ölçülere ilişkin ortalama hata hesaplanmasında en uzun kenarın ağırlığı 1 (bir) kabul edilmiştir. Yapılan ön

değerlendirme ile hesaplanan çift ölçü farklarına ait birim ağırlıklı ölçünün karesel ortalama hatası (k.o.h.) ve ağırlığı 1 olan ortalamanın k.o.h. değerleri Tablo 4.12' de verilmektedir.

Tablo 4.11: TTM ve ortalama meteorolojik parametreler ile atmosferik düzeltme getirilen EDM kenarları ve ölçü çiftlerinin karşılaştırılmasına ilişkin toplu sonuçlar (VII ve VIII sütunlarında ölçü çiftlerinin farkları verilmektedir)

Sıra No (I)	İstasyon (II)	Hedef (III)	EDM Ölçüsü (m) (IV)	TTM ile Hız Düz. Getirilmiş Kenar (m) (V)	OD ile Hız Düz. Getirilmiş Kenar (m) (VI)	TTM Fark (m) (VII)	OD Fark (m) (VIII)	$\frac{(V)-(VI)}{(IV)}$ (IX)
1	132/2	7213	11058.4383	11059.1375	11059.2008			-5.7E-6
2	7213	132/2	11058.3032	11059.1064	11059.1763	.03110	.02450	-6.3E-6
3	8004	8187	7187.8768	7188.4479	7188.4732			-3.6E-6
4	8187	8004	7187.8378	7188.4567	7188.4845	.00880	.01130	-3.9E-6
5	426	301	10001.1240	10001.9437	10001.9437			0
6	301	426	10001.0711	10001.8695	10001.9308	.07420	.01290	-6.2E-6
7	7213	8004	14948.8090	14949.9584	14950.0039			-3E-6
8	8004	7213	14948.7950	14949.9677	14950.0197	.00930	.01580	-3.3E-6
9	8005	8003	26736.5158	26738.8495	26738.9171			-2.5E-6
10	8003	8005	26736.6086	26738.8121	26738.8763	.03740	.04080	-2.5E-6
11	8005	8004	18778.3624	18779.9657	18780.0318			-3.5E-6
12	8004	8005	18778.3618	18779.9396	18779.9936	.02610	.03820	-2.9E-6
13	132/2	146	2346.0159	2346.1518	2346.1684			-7.1E-6
14	146	132/2	2346.0063	2346.1726	2346.1892	.02080	.02080	-7.1E-6
15	7213	8002/1	20748.6910	20750.3165	20750.3899			-3.5E-6
16	8002/1	7213	20748.6520	20750.2990	20750.3924	.01750	.00250	-4.5E-6
17	132/2	7216	12403.5716	12404.3006	12404.3772			-6.2E-6
18	7216	132/2	12403.4098	12404.3160	12404.4014	.01540	.02420	-6.9E-6
19	146	7213	10267.9709	10268.6315	10268.6790			-4.6E-6
20	7213	146	10267.9189	10268.6399	10268.6988	.00840	.01980	-5.8E-6
21	7213	126	11376.7599	11377.5321	11377.5899			-5.1E-6
22	126	7213	11376.5579	11377.4999	11377.5585	.03220	.03140	-5.2E-6
23	132/2	130	5922.7180	5923.0824	5923.1206			-6.5E-6
24	130	132/2	5922.6060	5923.0483	5923.0856	.03410	.03500	-6.3E-6
25	GPS	147	4116.7906	4117.0490	4117.0746			-6.2E-6
26	147	GPS	4116.7175	4117.0262	4117.0550	.02280	.01960	-6.9E-6
27	8006	8004	22433.8229	22435.7043	22435.7043			0
28	8004	8006	22433.8624	22435.6346	22435.7438	.06970	.03950	-4.8E-6
29	8006	426	10079.3218	10080.1580	10080.1580			0
30	426	8006	10079.3039	10080.1214	10080.1804	.03660	.02240	-5.8E-6
31	8006	8005	15890.0320	15891.3279	15891.3973			-4.3E-6
32	8005	8006	15889.9847	15891.3500	15891.3500	.02210	.04730	0
33	8006	8003	13762.2477	13763.3700	13763.4304			-4.3E-6
34	8003	8006	13762.2801	13763.3849	13763.4490	.01490	.01860	-4.7E-6
35	8187	301	8057.4990	8058.1054	8058.1514			-5.7E-6
36	301	8187	8057.4871	8058.1326	8058.1798	.02720	.02840	-5.8E-6
37	8187	7213	14574.9129	14576.0599	14576.1216			-4.3E-6
38	7213	8187	14574.9188	14576.0341	14576.0984	.02580	.02320	-4.4E-6
39	8002/1	8004	22519.4354	22521.1953	22521.2789			-3.7E-6
40	8004	8002/1	22519.5051	22521.1905	22521.2811	.00480	.00220	-4E-6
41	7216	8002/1	24272.1919	24273.9867	24274.1299			-5.9E-6
42	8002/1	7216	24272.2531	24274.0120	24274.1426	.02530	.01270	-5.3E-6
43	8187	426	11339.1325	11340.0068	11340.0618			-4.9E-6
44	426	8187	11339.1189	11340.0375	11340.0935	.03070	.03170	-5E-6
45	8002/1	8187	15475.8506	15477.0604	15477.1339			-4.7E-6
46	8187	8002/1	15475.7432	15477.0826	15477.1503	.02220	.01640	-4.3E-6
47	8002/1	301	12607.3390	12608.2800	12608.3595			-6.3E-6
48	301	8002/1	12607.2876	12608.3199	12608.3837	.03990	.02420	-5.1E-6
49	8002/1	132/2	13854.7193	13855.7298	13855.8130			-6E-6
50	132/2	8002/1	13854.6489	13855.7266	13855.8118	.00320	.00120	-6.1E-6
51	8002/1	8003	15606.6105	15607.8667	15607.9203			-3.4E-6
52	8003	8002/1	15606.6358	15607.8925	15607.9456	.02580	.02530	-3.4E-6

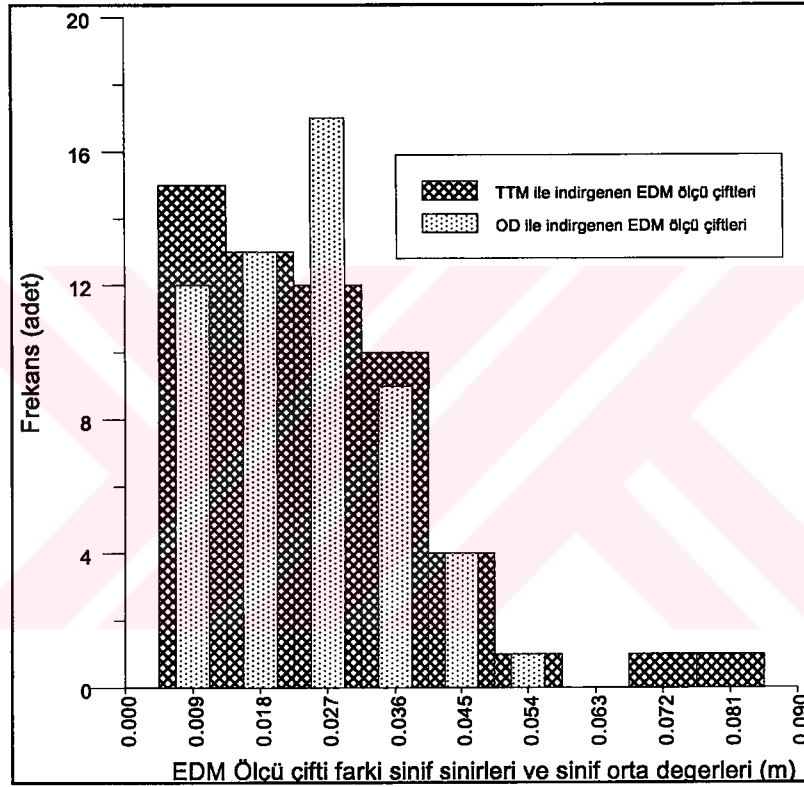
53	130	7213	5813.6938	5814.1245	5814.1529			-4.9E-6
54	7213	130	5813.6643	5814.0939	5814.1292	.03060	.02370	-6E-6
55	147	146	4681.5520	4681.8694	4681.9030			-7.2E-6
56	146	147	4681.5501	4681.8817	4681.9152	.01230	.01220	-7.2E-6
57	130	146	4578.4999	4578.8206	4578.8523			-6.9E-6
58	146	130	4578.4626	4578.8114	4578.8425	.00920	.00980	-6.8E-6
59	147	132/2	4658.3312	4658.6430	4658.6758			-7E-6
60	132/2	147	4658.3427	4658.6752	4658.7106	.03220	.03480	-7.5E-6
61	280	8002/1	9695.5281	9696.2196	9696.2743			-5.6E-6
62	8002/1	280	9695.4388	9696.2081	9696.2528	.01150	.02150	-4.7E-6
63	287	301	4497.6662	4497.9572	4497.9899			-7.3E-6
64	301	287	4497.5964	4497.9459	4497.9741	.01130	.01580	-6.2E-6
65	287	8002/1	8513.0317	8513.6088	8513.6529			-5.2E-6
66	8002/1	287	8512.9350	8513.6172	8513.6583	.00840	.00540	-4.8E-6
67	280	8187	8465.2093	8465.8201	8465.8693			-5.8E-6
68	8187	280	8465.1925	8465.8443	8465.8863	.02420	.01700	-5.1E-6
69	280	301	2939.5282	2939.7283	2939.7486			-6.9E-6
70	301	280	2939.5006	2939.7298	2939.7504	.00150	.00180	-7E-6
71	287	8187	10717.8785	10718.6311	10718.6926			-5.8E-6
72	8187	287	10717.8351	10718.6583	10718.7135	.02720	.02090	-5.1E-6
73	287	8003	8603.6837	8604.3058	8604.3459			-4.6E-6
74	8003	287	8603.6597	8604.3138	8604.3477	.00800	.00180	-4E-6
75	129/1	130	5607.4469	5607.8358	5607.8729			-6.5E-6
76	130	129/1	5607.4381	5607.8542	5607.8922	.01840	.01930	-6.8E-6
77	7216	7213	19521.2485	19522.5856	19522.6910			-5.4E-6
78	7213	7216	19521.1903	19522.5989	19522.7109	.01330	.01990	-5.8E-6
79	126	147	4756.3909	4756.7142	4756.7475			-7E-6
80	147	126	4756.3139	4756.6796	4756.7133	.03460	.03420	-7.1E-6
81	129/1	7216	11337.2502	11338.0166	11338.1000			-7.3E-6
82	7216	129/1	11337.1750	11338.0271	11338.1154	.01050	.01540	-7.7E-6
83	126	146	2752.6801	2752.8920	2752.8920			0
84	146	126	2752.6793	2752.8795	2752.8995	.01250	.00750	-7.2E-6
85	129/1	132/2	3385.1805	3385.4115	3385.4377			-7.6E-6
86	132/2	129/1	3385.1638	3385.4025	3385.4278	.00900	.00990	-7.6E-6
87	129/1	146	4812.6294	4812.9510	4812.9902			-8.1E-6
88	146	129/1	4812.6048	4812.9453	4812.9801	.00570	.01010	-7.2E-6
89	126	130	5617.9679	5618.3761	5618.4116			-6.3E-6
90	130	126	5617.9460	5618.3822	5618.4178	.00610	.00620	-6.3E-6
91	126	132/2	4919.3814	4919.7274	4919.7601			-6.7E-6
92	132/2	126	4919.3649	4919.7240	4919.7583	.00340	.00180	-7.1E-6
93	8002/1	147	9992.0880	9992.7887	9992.8470			-5.8E-6
94	147	8002/1	9991.9938	9992.7664	9992.8227	.02230	.02430	-5.6E-6
95	8002/1	GPS	6251.0403	6251.4936	6251.5215			-4.4E-6
96	GPS	8002/1	6250.9471	6251.4430	6251.4783	.05060	.04320	-5.6E-6
97	8002/1	126	9986.3610	9987.0586	9987.1196			-6.2E-6
98	126	8002/1	9986.2207	9987.0495	9987.1090	.00910	.01060	-5.9E-6
99	8004	8003	22650.5140	22652.2240	22652.3003			-3.4E-6
100	8003	8004	22650.4229	22652.2453	22652.3224	.02130	.02210	-3.4E-6
101	8003	7213	29997.2385	29999.4613	29999.5715			-3.6E-6
102	7213	8003	29997.2689	29999.5024	29999.6019	.04110	.03040	-3.4E-6
103	GPS	7216	18572.7478	18573.8963	18574.0275			-7.1E-6
104	7216	GPS	18572.5183	18573.9169	18574.0580	.02060	.03050	-7.6E-6
105	280	8003	9741.8114	9742.5622	9742.6098			-4.8E-6
106	8003	280	9741.8021	9742.5661	9742.6103	.00390	.00050	-4.5E-6
107	426	8003	14150.1896	14151.3577	14151.4056			-3.3E-6
108	8003	426	14150.2086	14151.3655	14151.4246	.00780	.01900	-4.2E-6
109	8187	8003	16892.7549	16894.1868	16894.2569			-4.2E-6
110	8003	8187	16892.7862	16894.1853	16894.2544	.00150	.00250	-4.1E-6
111	301	8003	8871.5382	8872.2215	8872.2653			-4.9E-6
112	8003	301	8871.4961	8872.1906	8872.2321	.03090	.03320	-4.7E-6
113	287	280	2283.3762	2283.5202	2283.5360			-6.9E-6
114	280	287	2283.3340	2283.5123	2283.5280	.00790	.00800	-6.8E-6

Beklentilerin aksine, TTM ile ölçü çiftleri arasında elde edilen farkların k.o.h daha büyük olarak elde edilmiştir. Bununla beraber, ülkemizde ilk kez uygulanan bu

indirgeme yönteminin ümit verici olduğu söylenebilir. Çünkü TTM ile elde edilen sonuçlar büyük ölçüde, meteorolojik parametrelerin modellendirilmesinden ve diğer varsayımlardan etkilenmektedir.

Tablo 4.12 : EDM ölçü çiftlerinin farklarına ilişkin değerlendirme sonuçları.

	TTM (m)	OD (m)
Birim ölçü çiftinin hatası k.o.h.	0.0256	0.0238
Ağırlığı bir olan ortalamanın k.o.h.	0.0181	0.0168



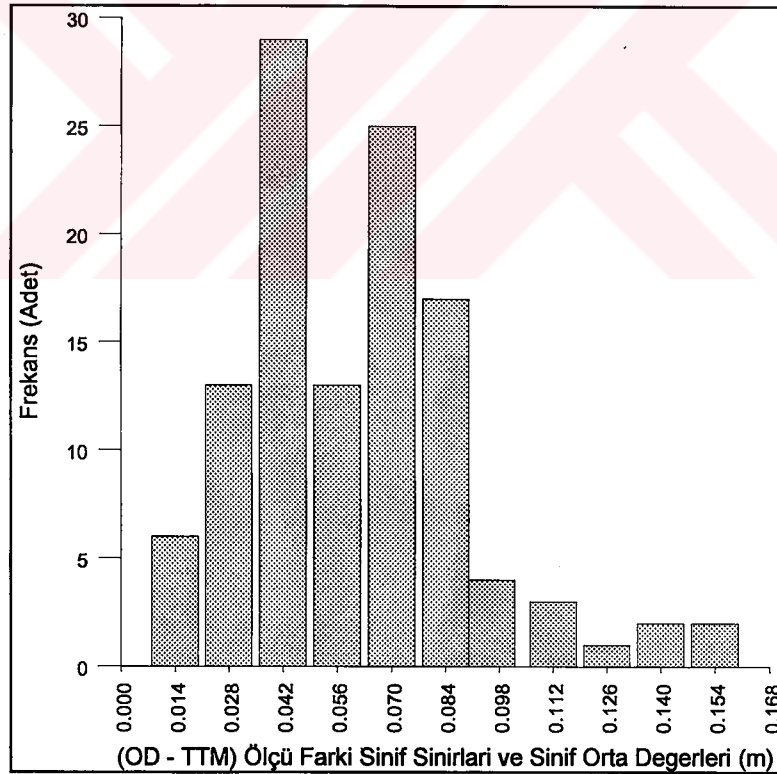
Şekil 4.14 : TTM ve OD yöntemleri hız düzeltmesi getirilen EDM ölçü çiftlerine ilişkin ölçü çifti farkı sınır değerleri ve bu sınır değerleri arasındaki ölçü sayısını (frekans) gösteren histogram.

TTM ve OD yöntemiyle hız düzeltmesi getirilen karşılıklı EDM kenarları arasındaki farklar incelendiğinde, OD yöntemi ile hız düzeltmesi getirilen EDM kenarlarının TTM ile hız düzeltmesi getirilen EDM kenarları ile kıyaslanması durumunda, TTM ile EDM uzaklıklarına daha büyük miktarda düzeltme geldiği anlaşılmaktadır. İncelemeye konu olan 114 EDM ölçüsü için (OD - TTM)

farklarının en büyüğü 14.4 cm, en küçüğü 0.0 cm, farkların ortalaması ise 3.61 cm olarak hesaplanmıştır.

4.4.2. TTM ve OD yöntemleri ile indirgenen EDM ölçülerinin ağ dengelemesi sonuçlarına etkileri

OD ve TTM ile indirgenen EDM ölçülerinin ağ dengelemesine olan etkilerinin ortaya çıkarılması için ayrı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Buna göre EDM ölçüleri önce, Demir (1990) tarafından hazırlanan FORTRAN bilgisayar programı ile Laurilla (1983) ve Özgen ve Deniz (1986) tarafından verilen eşitliklere uygun olarak UTM (Universal Transfersal Mercator) projeksiyon düzlemine indirgenmiştir. Söz konusu trilaterasyon ağının Mikhail (1976) ve Aksoy (1979) tarafından açıklandığı şekilde serbest dengelemesi, Şimşek (1997) tarafından FORTRAN programlama dili ile hazırlanan yatay ağ dengeleme programı ile gerçekleştirilmiştir. Dengeleme sonrası jeodezik ağın doğruluğu ve güvenilirliği, Ayan (1981)' da verilen doğruluk ve güven ölçütleri ile denetlenmiştir.



Şekil 4.15 :OD ve TTM modeli yardımıyla hız düzeltmesi getirilen karşılıklı EDM kenarlarının farklarına ilişkin histogram.

Serbest ağ dengelenmesi işlemine a priori varyans 1 cm seçilerek başlanmıştır. Serbest ağ dengelenmesi sonucu, TTM yöntemi ile değerlendirilen kenarlar için a posteriori varyans 1.014 cm, OD yöntemi ile değerlendirilen kenarlar için a posteriori varyans 0.980 cm olarak hesaplanmış ve her iki model testinin de (global test), geçerli olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca dengeleme sonrasında, Gürdal (1986) ve Aksoy (1987) tarafından verilen eşitlikler kullanılarak yapılan uyumsuz ölçü testlerinde uyumsuz ölçü olmadığı anlaşılmıştır.

Serbest ağ dengelenmesi ile herbir yöntem için (OD ve TTM) noktalar için, Aksoy (1979), Ayan (1981), Öztürk ve Şerbetçi (1992b) tarafından verilen eşitlikler kullanılarak hesaplanan sağa - yukarı değerler ile bunlara ait karesel ortalama hataları ve Helmert nokta konum hataları aşağıda Tablo 4.13 ve Tablo 4.14’de verilmiştir.

Tablo 4.13 : OD yöntemi ile indirgenen ölçülerin serbest dengelenmesi ile elde edilen nokta konum bilgileri ve bazı doğruluk ölçütleri

NOKTA NO	SAĞA (Y) (m)	m_y (cm)	YUKARI (X) (m)	m_x (cm)	Helmert konum hatası (cm)
130	469502.791	1.245	4414913.631	1.787	2.18
132/2	473033.674	0.890	4419660.922	1.367	1.63
146	473378.397	0.898	4417341.884	1.406	1.67
147	477667.990	0.921	4419211.273	1.563	1.81
280	481180.528	1.364	4402907.989	1.317	1.90
287	483365.555	1.412	4403566.713	1.252	1.89
301	480591.053	1.260	4400029.663	1.287	1.80
426	476067.384	1.484	4391116.625	1.552	2.15
7213	463871.650	1.112	4413488.638	1.297	1.71
7216	470573.067	3.096	4431811.229	1.423	3.41
8002/1	484555.021	1.218	4411987.775	0.994	1.57
8003	488919.523	1.063	4397013.088	1.405	1.76
8004	466348.655	1.423	4398754.548	1.759	2.26
8005	468245.046	2.112	4380083.015	2.470	3.25
8006	483537.541	1.596	4384357.440	1.915	2.49
8187	472777.491	1.157	4401960.898	1.771	2.12
GPS	479377.526	2.613	4415468.519	2.558	3.66
126	475109.971	1.059	4415205.835	1.483	1.82
129/1	469758.199	1.152	4420509.242	1.682	2.04

TTM yöntemi ile indirgenen EDM kenarları ile oluşturulan trilaterasyon ağının serbest dengelenmesi sonucu hesaplanan iç doğruluğu 0.267 cm; OD yöntemi ile değerlendirilen EDM kenarları ile oluşturulan trilaterasyon ağının serbest dengelenmesi sonucu hesaplanan iç doğruluğu ise 0.257 cm olarak elde edilmiştir. OD yöntemi ile indirgenmiş ölçülerle elde edilen ağın iç doğruluk ölçütü, TTM yöntemi ile elde edilenden daha küçük olarak hesaplanmış olması nedeniyle,

OD yöntemi ile indirgenmiş ölçülerle oluşturulan ağın doğruluğunun daha yüksek olduğu sonucu çıkmaktadır. Ancak, iki ağın iç doğrulukları arasındaki farkın sadece 0.1 mm olduğunu unutmamak gerekir.

Gerek OD gerekse TTM yöntemleri ile indirgenen kenar ölçüleri ile oluşturulan kenar ağının güvenilir olup olmadıklarının belirlenebilmesi için ölçülerin kısmi redundansları (serbestlik derecesi bileşenleri), iç güven ölçütleri (her bir ölçü için ortaya çıkarılabilecek kaba hata büyüklüğü) ve % 0.1 signifikanz düzeyi ile % 80 test gücüne bağlı olarak (Ayan, 1981) dış güven ölçütleri hesaplanmıştır. Yapılan incelemeden, iç güven ölçütlerinin ölçülere getirilen düzeltmelerden daha küçük olduğu, kısmi redundanslarının hemen hemen aynı oldukları anlaşılmıştır. Bu nedenle her iki yöntemle indirgenen EDM ölçülerin güvenilir olduğu söylenebilir.

Tablo 4.14 : TTM yöntemi ile indirgenen ölçülerin serbest dengelemesi ile elde edilen nokta konum bilgileri ve bazı doğruluk ölçütleri

NOKTA NO	SAĞA (Y) (m)	m_y (cm)	YUKARI (X) (m)	m_x (cm)	Helmert konum hatası (cm)
130	469502.750	1.285	4414913.690	1.840	2.24
132/2	473033.657	0.918	4419661.003	1.404	1.68
146	473378.378	0.928	4417341.955	1.448	1.72
147	477667.994	0.952	4419211.350	1.608	1.87
280	481180.564	1.403	4402907.970	1.357	1.95
287	483365.604	1.452	4403566.697	1.290	1.94
301	480591.087	1.296	4400029.629	1.323	1.85
426	476067.381	1.522	4391116.507	1.592	2.20
7213	463871.569	1.139	4413488.690	1.328	1.75
7216	470573.053	3.162	4431811.376	1.455	3.48
8002/1	484555.078	1.246	4411987.817	1.020	1.61
8003	488919.611	1.088	4397013.020	1.439	1.80
8004	466348.582	1.456	4398754.487	1.799	2.31
8005	468244.982	2.158	4380082.807	2.523	3.32
8006	483537.622	1.633	4384357.271	1.962	2.55
8187	472777.471	1.186	4401960.860	1.814	2.17
GPS	479377.547	2.711	4415468.579	2.647	3.79
126	475109.965	1.089	4415205.889	1.530	1.88
129/1	469758.168	1.196	4420509.332	1.728	2.10

Bu çalışmada, TTM ile düzeltilen kenarlar ile oluşturularak dengelenmesi yapılan jeodezik ağa **TTM Ağı**, OD yöntemi ile düzeltilen kenarlar ile oluşturularak dengelenmesi yapılan jeodezik ağa ise **OD Ağı** isimlendirilmesi ile kısaltma yapılmış ve OD Ağı ile TTM Ağı arasında **Helmert Transformasyonu** yapılarak, **ölçek parametresi (katsayısı)** irdelenmiştir. Bu amaçla, Aksoy (1998) tarafından Fortran programlama dili ile hazırlanan, Helmert Transformasyonu programı kullanılmıştır.

Helmert transformasyonu sonucu, birim ağırlıklı ölçünün karesel ortalama hatası (k.o.h.; m_0) 1.14 cm; ağırlar arasındaki ölçek parametresi 1.000006953582 (-6.95 ppm) ve ağırlar arasındaki dönüklük 0.03° olarak hesaplanmış, ve uyumsuz nokta rastlanmamıştır. Ayrıca, ölçek parametresi testi % 95 güven aralığında anlamlı olarak bulunmuştur. Helmert Transformasyonu hakkında bilgi Öztürk ve Şerbetçi (1992b, s.365)'de, Helmert Transformasyonunda uyumsuz ölçü testleri hakkında ayrıntılı bilgi ise Aksoy (1987, s.589)' da bulunabilir.

OD ve TTM ağırları arasındaki ölçek parametresinin anlamlı çıkması nedeniyle, ağırların dış doğruluklarının kontrol edilmesi zorunlu görülmüştür. Bu amaçla, AGTA'nın 17 noktasının ETRF-89 sisteminde verilen ve GPS gözlemleri yardımı ile hesaplanan coğrafi koordinatları (HGK, 1997, s.2-66) UTM Projeksiyon sistemindeki koordinatlarına dönüştürülmüş ve bu koordinatlar değişmez olarak alınmıştır. UTM sisteminde hesaplanan ETRF-89 sistemi nokta koordinatları kümesine kısaca ETRF89-UTM ağı denmiştir. TTM Ağı ile ETRF89-UTM ağı arasında yapılan Helmert transformasyonunda 7216 nolu nokta uyumsuz çıkmıştır. Daha sonra, uyumsuz olan nokta çıkarılarak tekrar dönüşüm yapılmış bu kez dengeleme sonrası karesel ortalama hata (koh) 5.76 cm; ölçek parametresi 0.999990280718107; dönüklük $0^{\circ}.000141$ olarak hesaplanmıştır. Ölçek parametresi testi % 95 güven aralığında anlamlı olarak bulunmuştur. % 99 güven aralığında yapılan ölçek parametresi testinde de ölçek parametresi anlamlı bulunmuştur.

Bir kez de, OD Ağı ile ETRF89-UTM ağı arasında Helmert transformasyonu yapılmıştır. Transformasyon sonucunda, yine 7216 nolu nokta uyumsuz olarak çıkmıştır. Daha sonra, uyumsuz olan 7216 nolu nokta çıkarılarak bir dönüşüm daha yapılmıştır. Dönüşüm sonucunda, dengeleme sonrası karesel ortalama hata (koh) 7.37 cm; ölçek parametresi 0.999997528235166; dönüklük ise $0^{\circ}.0000152$ olarak hesaplanmıştır. Ölçek parametresi testi % 95 güven aralığında anlamlı olarak bulunmuştur. % 99 güven aralığında yapılan ölçek parametresi testinde ise ölçek parametresi anlamsız bulunmuştur. Bu sonuca göre, OD ağının dış doğruluğu TTM ağının dış doğruluğundan, % 99 güven aralığında, daha iyidir.

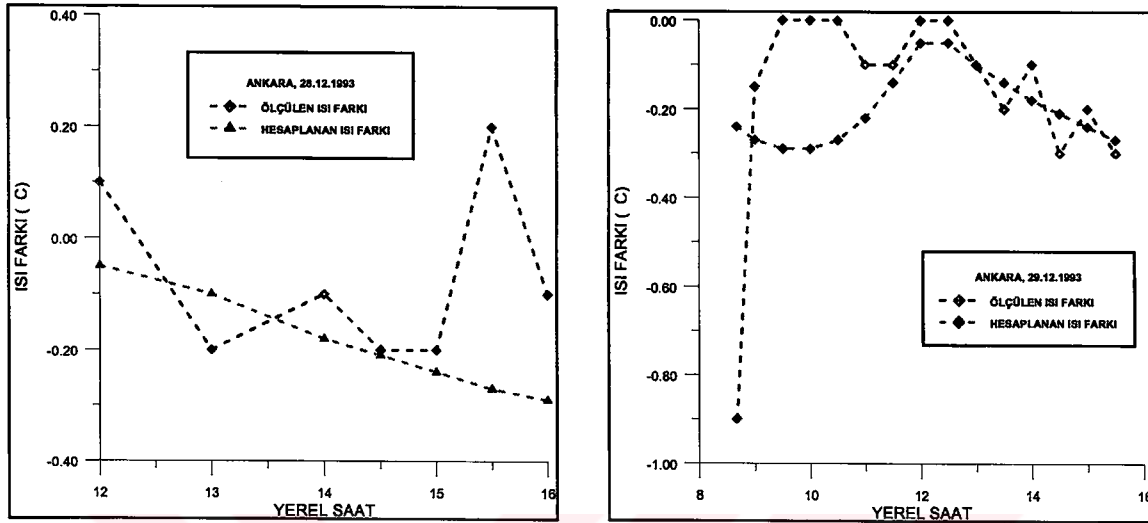
4.5. Nivelman Ölçülerinin TTM İle Refraksiyon Hatalarından Arındırılması

Nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması işleminde 2.Bölüm’de ayrıntıları verilen TTM modeli kullanılmış; sıcaklığın, yerden 3 metreye kadar olan atmosfer katmanlarında, (3.97) eşitliğindeki ısı-yükseklik fonksiyonuna bağlı olarak değiştiği varsayılmıştır.

(3.99) ve (3.101) nolu eşitliklerden de görüleceği gibi, bir nivelman ölçüsündeki refraksiyon etkisinin ısı-yükseklik fonksiyonuna bağlı olarak belirlenen sıcaklık farkının bir fonksiyonu olarak değiştiği görülmektedir. Buna göre, nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılabilmesi, mira konan yerlerde, yerden 0.50 – 2.50 m yüksekliklerdeki sıcaklık farklarının belirlenmesi ile olanaklıdır. Bu güçlüğü aşılması, doğrudan sıcaklık ölçmelerinin farklarının belirlenmesi ile olanaklı olduğu gibi, TTM yöntemi ile de olanaklı olduğu düşünülmektedir. Mira konan yerlerde, yerden 0.50 – 2.50 m yükseklikteki sıcaklıkların farkının TTM yönteminde belirlenmesi, (3.102) ve (3.104) eşitlikleri ile gerçekleştirilmektedir. Nivelman ölçülerine paralel olarak eş zamanlı sıcaklık farklarının doğrudan sıcaklık ölçmesi yapılarak belirlenmesi durumunda; nivelman ölçmelerin zorlaşması ve yavaşlaması, ek personel ve donanım gereksinimi ve tüm bunlara bağlı olarak nivelman ölçmesinin maliyetinin artması kaçınılmaz olmaktadır. Bu olumsuzlıklardan kaçınmak için bu uygulamada, ısı farklarının TTM ile hesaplanarak belirlenmesi ve TTM ile elde edilen sıcaklık farklarının, doğrudan ölçülen sıcaklık farkları ile karşılaştırılması ve elde edilen sonuçlarla TTM yönteminin nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması işlemlerinde kullanılabilirliği araştırılmıştır. Bu amaçla gerçekleştirilen uygulamalarda elde edilen sonuçlar aşağıda verilmektedir.

Yukarıda belirtilen amaca yönelik olarak, TTM ile belirlenen sıcaklık farkları (yani hesaplanan ısı farkı) ile doğrudan ölçülen sıcaklık farklarının karşılaştırılması yapılmıştır. Bu amaçla, araştırmacı tarafından 28/29 Aralık 1993 tarihlerinde ANKARA’da yerden 0.5-2.5 m yüksekliklerde, 0.1 °C doğruluklu termometreler ile iki gün süre ile günün değişik saatlerinde 22 adet sıcaklık farkı belirlenmiştir. Öte yandan benzer amaçlarla 6 Eylül 1975 tarihinde Gürün/SİVAS’ da yerden 0.3 -1.2 m yüksekliklerde 39 adet sıcaklık farkı belirlenmiştir (Gürdal, 1995). Daha sonra, aynı

yer ve yükseklikler için TTM ile sıcaklık farkları hesaplanmıştır. Bunlara ait ölçü, hesap ve (ölçü-hesap) farkı değerleri ve istatistikler Gürdal (1995) tarafından tablolar halinde verilmiş olup, burada yalnızca sonuçlar grafik olarak Şekil 4.16 ve Şekil 4.17’de verilmektedir.

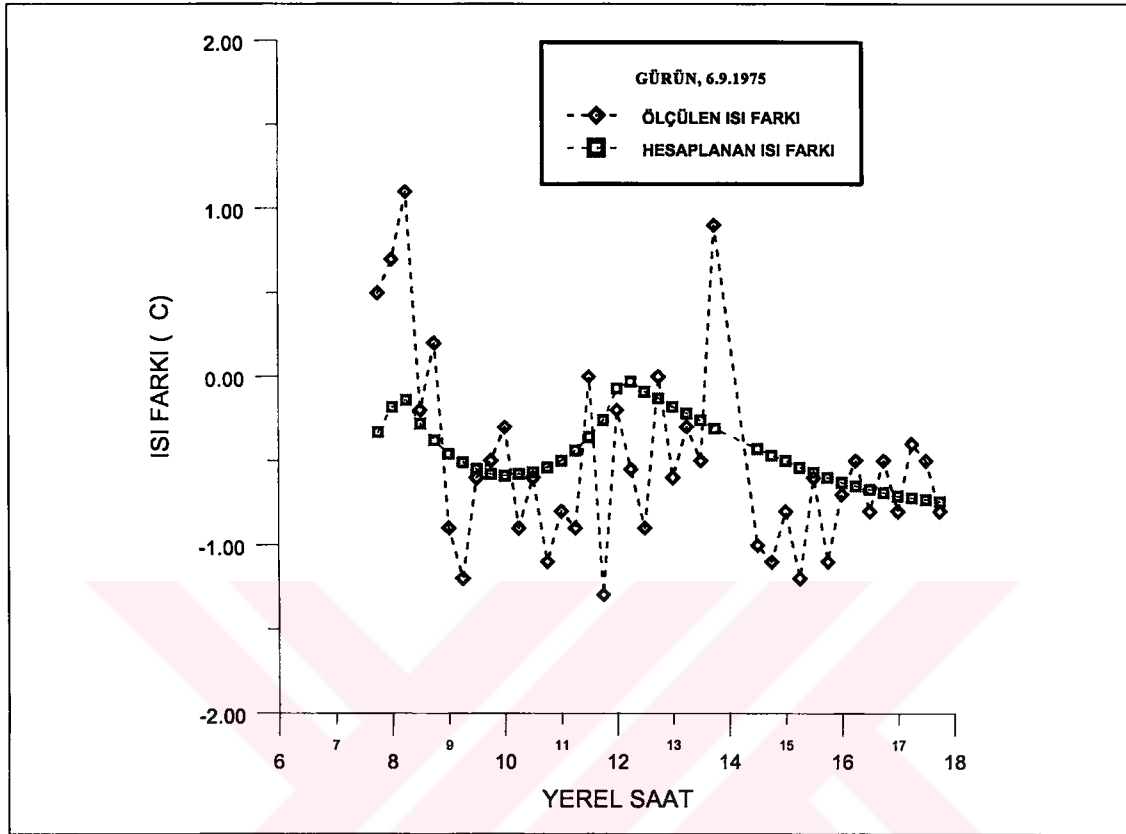


Şekil 4.16: Çeşitli tarihlerde Ankara’da yerden 0.5-2.5 m yükseklikteki ölçülen ve hesaplanan ısı farkları.

Ankara için belirlenen 22 adet (ölçü-hesap) ısı farkının standart sapması $\pm 0.210^{\circ}\text{C}$, RMS değeri $\pm 0.083^{\circ}\text{C}$ olarak; Gürün için belirlenen 39 adet (ölçü-hesap) ısı farkının standart sapması ise $\pm 0.524^{\circ}\text{C}$, RMS değeri $\pm 0.206^{\circ}\text{C}$ olarak hesaplanmıştır. Ankara’da hesaplanan ısı farklarının ölçü ısı farklarına olan uyumu ise % 55, Gürün’de hesaplanan ısı farklarının ölçü ısı farklarına olan uyumu ise % 61 olarak hesaplanmıştır.

Bu sonuçlara göre TTM ile belirlenen ısı farklarının % 60 a yakın doğrulukla belirlenebilir olması nedeniyle, nivelman ölçülerinin TTM modeli ile refraksiyon hatalarından arındırılması uygulanabilir hale gelmektedir. Bu sonuç TTM yönteminin, eskiden yapılmış presizyonlu nivelman ölçülerinin ve ülke nivelman ağlarının refraksiyon hatalarından arındırılması çalışmalarında kullanılabileceğini ortaya koymaktadır.

Nivelman ölçülerinin TTM ile refraksiyon hatalarından arındırılabilmesi için ilgili eşitlikler incelendiğinde, mira konulan noktaların koordinatlarının, ölçü gün saatinin bilinmesi gerekmektedir.

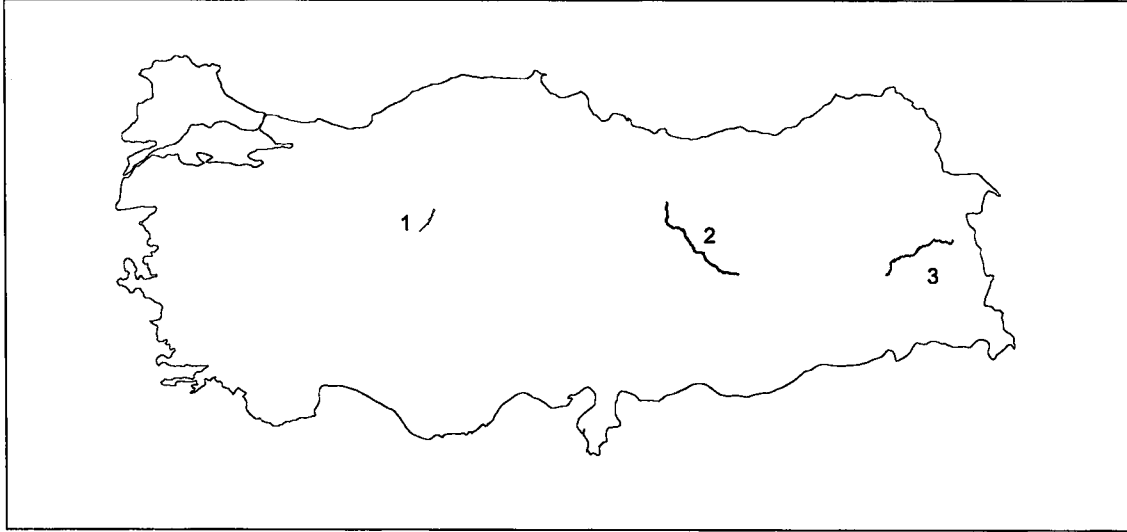


Şekil 4.17 : 6 Eylül 1975 tarihinde Gürün'de ısı farkları.

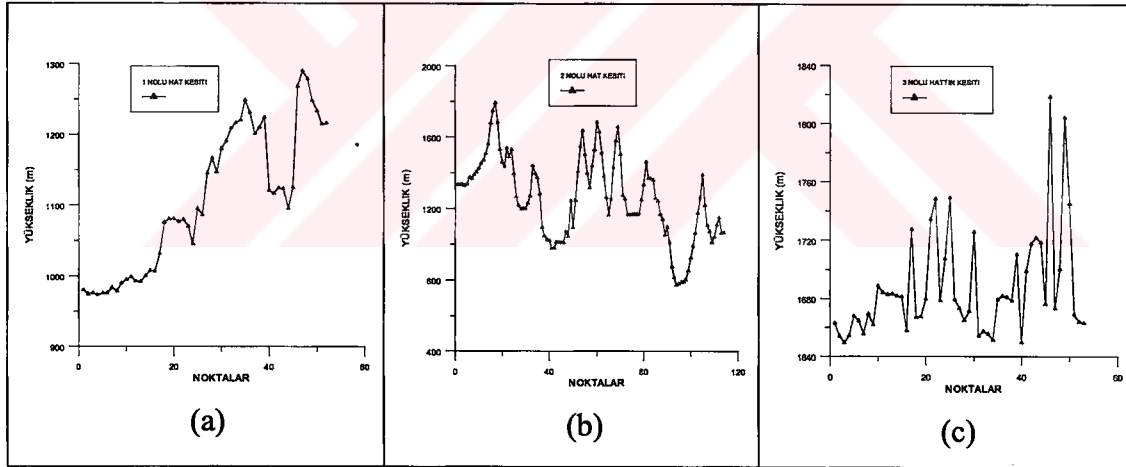
Bu çalışmada nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması amacıyla, ülke nivelman ağının kuzey-güney ve doğu batı yönlerinde uzanan Orta Anadolu bölümü (1), Doğu Anadolu batısı (2) ve Van Gölü kuzeyinde (3), değişik uzunluklarda ve düzgün bir şekilde alçalan, azalan ve alçalıp-yükselen üç adet nivelman hattı seçilmiştir. Bu nivelman hatlarının ülke üzerindeki konumları Şekil 4.18'de gösterilmektedir. Araştırmaya konu olan nivelman hatlarının kesitleri ise Şekil 4.19'de görüldüğü gibidir.

Refraksiyon araştırmasına konu olan nivelman hatlarının durumu incelendiğinde, hatlara ait nivelman porte ölçülerinin ve ölçü saatlerinin mevcut olmadığı, ancak nivelman noktalarının coğrafi koordinatlarının mevcut olduğu görülmüştür. Bu nedenle porte ölçülerinin olmadığı nivelman hatları için Holdahl (1981) tarafından

verilen iki varsayım kabul edilmiştir. Bu kabullerden birincisi: Miralar arasındaki arazi eğiminin eşit olması; ikincisi: ileri ve geri miralar arasındaki uzaklığın eşit olduğudur. Zaten, ikinci varsayım nivelman ölçmelerinde her zaman uygulanmaktadır.



Şekil 4.18 : Refraksiyon araştırması yapılan ülke nivelman hatları.



Şekil 4.19: (a) 1 nolu nivelman hattının kesiti, (b) 2 nolu nivelman hattının kesiti, (c) 3 nolu nivelman hattının kesiti.

Miralar arasındaki arazi eğiminin eşit olması matematiksel olarak,

$$\alpha = \alpha_i = \alpha_g \quad (4.3)$$

eşitliği ile ifade edilebilir. İleri ve geri miralar arasındaki uzaklığın eşit olması ise,

$$L_o = L_i = L_g \quad (4.4)$$

eşitliği ile gösterilebilir . Bu durumda porte okumaları olmayan nivelman hatları için, bir porte için hesap ile bulunacak ortalama refraksiyon düzeltmesinden (R_o) söz edilebilir. Buna göre bir nivelman portesi için ortalama refraksiyon düzeltmesi, 3.Bölümde konu ile ilgili gösterimler ve (3.101) eşitliğinden hesaplanabilir (Holdahl, 1981). Bu eşitlikte, yukarıdaki iki varsayımla hesaplanacak z_i ve z_g değerleri, sırasıyla ileri ve geri mira okuma değerleridir. L_o ve α değerleri kullanılarak, z_i ve z_g değerleri,

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= \frac{\Delta h}{S^*} \\ z_i &= Z_o - \alpha L_o \\ z_g &= Z_o + \alpha L_o \end{aligned} \right\} \quad (4.5)$$

eşitlikleri ile belirlenir. (4.5) eşitliğinde S^* değeri, nivelman baş ve son noktaları arasındaki uzaklık, Δh ise nivelman noktaları arasında ölçülen yükseklik farkıdır. Bu uygulamada ortalama alet mira uzaklığı, $L_o = 30$ m alınmaktadır. Buna göre porte sayısı n ,

$$n = \frac{S^*}{2L_o} \quad (4.6)$$

ile hesaplandıktan sonra, iki nivelman noktası arasındaki toplam refraksiyon düzeltmesi, R_T ,

$$R_T = nR_o \quad (4.7)$$

eşitliği ile hesaplanmıştır.

Nivelman ölçülerinin TTM yöntemi ile refraksiyon hatalarından arındırılabilmesi için, nivelman noktalarının konum bilgilerinin yanısıra, ölçünün yapıldığı saatin de bilinmesi gerekmektedir. Nivelman hatlarındaki nivelman ölçülerinin hangi saatte yapıldıkları bilinmediğinden, uygulama çalışmasında her üç nivelman hattı için refraksiyon hataları ve refraksiyon düzeltmesi yükseklik değerleri, günün değişik saatleri için ayrı ayrı hesaplatılmıştır.

İncelenen nivelman hatlarına ait uzunluklar, refraksiyon hatası getirilmemiş yükseklik farkları, U.T. 5-17 saatlerinde hesaplanan refraksiyon hataları ve refraksiyon nedeniyle düzeltilmiş yükseklik farkları Tablo 4.15' de verilmektedir.

Bu çalışmada, nivelman hattında yer alan herhangi iki nivelman noktası arasındaki nivelman ölçüsü bir *nivelman ara ölçüsü* olarak isimlendirilmektedir. Tablo 4.15'de (II) ile belirtilen kolonda yer alan refraksiyon hatası mutlak toplam değeri, nivelman ara ölçülerinden hesaplanan yükseklik farkları için TTM ile hesaplatılan refraksiyon düzeltmelerinin toplamıdır. (III) ile belirtilen kolondaki değerler, (I) ve (II) kolonlarının toplamıdır.

Tablo 4.15 incelendiğinde bir kaç istisna hariç olmak üzere, refraksiyon düzeltilmesi getirilmiş nivelman hatlarının mutlak değerce büyümüş oldukları görülmektedir. Tablodaki altıncı kolondaki (III-I) fark değerlerinin, dördüncü kolonda verilen refraksiyon hatası mutlak toplamı değerlerinden büyüklük olarak farklıdır. Bu fark, nivelman hatları içinde, nivelman noktaları arasında hesaplanan artı-eksi işaretli yükseklik farklarının toplanması nedeniyle ortaya çıkmaktadır. Bu yüzden refraksiyon hataları, toplam yükseklik farkına farklı büyüklüklerde katkıda bulunmaktadır. Özellikle devamlı iniş çıkışlı nivelman hatlarında, uygulamada 3 nolu hatta, bu etki daha küçük boyutta kalırken, devamlı inişli (2 nolu hat) ya da çıkışlı (1 nolu hat) hatlarda mutlak olarak toplam refraksiyon büyüklükleri küçük olmasına rağmen nivelman hattının tümündeki değişim daha büyük olarak gerçekleşmektedir. Bu çalışmalar, nivelman hatlarının özellikle baş ve sonundaki nivelman noktalarının yüksekliklerinin 1-2 cm düzeyinde değiştiklerini göstermektedir. Buna göre, ülke nivelman ağının toptan dengelemesi durumunda, nivelman noktalarının yükseklik değerlerinin başlangıç noktasından uzaklaştıkça 1-10 cm düzeyinde değişmesi söz konusu olabilecektir.

Yukarıda verilen üç nivelman hattına ilişkin değişik U.T. zamanlarındaki refraksiyon düzeltmeleri hakkında fikir vermek amacı ile, yapılan çalışmayla elde edilen refraksiyon düzeltmelerine ait istatistikler Tablo 4.16' da verilmiştir. Nivelman ölçülerinin değişik zamanlarda refraksiyon nedeniyle farklı olarak etkilendikleri yukarıdaki tablolarda açıkça görüldüğünden, nivelman ölçülerinin günün hangi saatinde yapıldıklarının bilinmesi önem taşımaktadır. Bu nedenle nivelman ölçülerinin gün içindeki yapılış zamanı doğru olarak belirlenmelidir. Ayrıca, ölçü

esnasındaki havanın rüzgar, güneş ve bulut durumunun bilinmesi halinde daha doğru hesaplama söz konusu olacaktır.

Tablo 4.15: Nivelman hatlarına ait refraksiyon hataları ve yükseklik farklarına olan etkileri.

Nivelman Hat No	Yükseklik Farkı (m) (I)	U. T.	Refraksiyon Hatası Mutlak Toplamı (mm) (II)	Refraksiyon Düzeltmesi Getirilmiş Yükseklik Farkı (m) (III) = (I)+(II)	FARK (mm) (III - I)
1 (60.07 km)	234.999908	5	1.77	235.000346	4.38
		6	1.77	235.000346	4.38
		7	1.77	235.000346	4.38
		8	0.36	234.999936	0.29
		9	3.69	235.000762	8.54
		10	0.17	234.999948	0.40
		11	0.17	234.999948	0.40
		12	0.17	234.999948	0.40
		13	0.17	234.999948	0.40
		14	0.17	234.999948	0.40
		15	0.57	234.999561	-3.47
		16	1.88	235.000635	7.27
		17	1.76	235.000347	4.39
2 (264.4 km)	-67.361603	5	13.94	-267.362431	-8.22
		6	13.59	-267.362388	-7.85
		7	8.39	-267.361861	-2.58
		8	33.02	-267.362481	-8.78
		9	1.99	-267.361171	4.32
		10	1.37	-267.361648	-0.45
		11	1.37	-267.361648	-0.45
		12	6.93	-267.359983	16.20
		13	14.34	-236.359553	20.50
		14	12.10	-267.363353	-17.50
		15	12.90	-267.362512	-9.09
		16	13.94	-267.362425	-8.22
		17	13.94	-267.362425	-8.22
3 (165.77 km)	10.809696	5	2.51	10.809717	0.21
		6	0.99	10.809715	0.19
		7	3.68	10.809782	0.86
		8	4.64	10.809482	-2.14
		9	1.96	10.809339	-3.59
		10	2.89	10.809513	-1.84
		11	3.11	10.810025	3.29
		12	2.85	10.810040	3.43
		13	2.83	10.809759	0.63
		14	2.85	10.809753	0.57
		15	2.70	10.810042	3.46
		16	2.84	10.810027	3.31
		17	2.99	10.809690	-0.06

Tablo 4.16: Değişik saatlerde hesaplanan nivelman hatlarındaki nivelman noktaları için hesaplanan refraksiyon büyüklüklerine ilişkin istatistikler.

Hat No	U.T	Nokta Sayısı	Refraksiyon Toplamı (mm)	Refraksiyon Ortalaması (mm)	Refraksiyon Standart Sapması (mm)	En Küçük Refraksiyon (mm)	En Büyük Refraksiyon (mm)
1	9	51	0.8629	1.69E-2	0.13	-0.44	0.64
2	12	114	1.6027	0.014	0.16	-0.87	0.70
3	8	52	-0.228	-4.39E-3	0.17	-0.62	0.56

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada, yersel jeodezik ağ ölçülerinde refraksiyon etkisinin giderilmesinde TTM yöntemi ele alınarak, literatürde yeralan diğer yöntemler ile karşılaştırılmış, yöntemler arasındaki farklar sayısal uygulamalar ile irdelenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, gerek ülke yersel jeodezik ağlarının, gerekse çeşitli amaçlarla kurulan bölgesel veya mikro yersel jeodezik ağlardaki nivelman, zenit ve EDM ölçülerinin atmosfere bağlı olarak meydana gelen sistematik hatalardan arındırılmasının TTM yöntemi ile olanaklı olduğu görülmüştür. Bu yöntem ayrıca, ek personel ve donanım gerektirmedikinden, zamandan ve harcamalardan tasarruf sağlamaktadır.

Diğer taraftan, global olarak modellendirilen meteorolojik parametreler kullanılarak hesaplanan TTM parametreleri yardımı ile, güncel jeodezik ölçülerin olduğu gibi, geçmiş yıllarda gerçekleştirilen yersel jeodezik ölçülerin de refraksiyon hatalarından arındırılmasının olanaklı olduğu görülmüştür. Ayrıca, değişik amaçlar için yapılan jeodezik ölçüler için gerekli meteorolojik büyüklüklerin de, model katsayıları ile hesaplanabilmesi global modelleme ile olanaklı olduğu anlaşılmaktadır. Modellendirilmiş meteorolojik parametrelerin kullanılması, eskiden yapılmış ölçüler için refraksiyon hatasının belirlenmesine olanak sağladığı gibi, güncel uygulamalarda da kullanılabilme olanağı sağlamaktadır. Bu yöntem, bu özelliği nedeniyle zamandan ve ekonomiden tasarruf sağlamaktadır.

Atmosfer parametrelerinin modellendirilmesi ile jeodezik ağ ölçüleri (zenit açısı ölçüleri, EDM ölçüleri ve nivelman ölçüleri)' ndeki refraksiyon etkilerinin belirlenmesi amacı ile yapılan uygulama çalışmalarından çıkarılan sonuçlar, aşağıda konu başlıkları halinde özetlenip tartışılmaktadır.

a) Atmosfer Parametrelerinin Modellendirilmesi

Refraksiyon büyüklüğü, genellikle meteorolojik parametrelerin bir fonksiyonu olarak hesaplanır. Bu tez çalışmasında, refraksiyon etkilerinin belirlenmesinde ihtiyaç

duyulan meteorolojik parametrelerin belirlenmesi, tüm Türkiye sathında Meteoroloji Genel Müdürlüğü istasyonlarında uzun yılların ortalaması ile elde edilen meteorolojik parametrelerin zaman ve konumun bir fonksiyonu şeklinde bir yüzey fonksiyonu ile global modellendirilmesi yoluyla gerçekleştirilmiştir. Yüzey fonksiyonuna ilişkin katsayıların belirlenmesi ile, istenen yer ve zamana ilişkin meteorolojik parametreler, ölçü yapılmaksızın daha ekonomik bir şekilde belirlenebilmekte ve geçmişte yapılan ölçüler için refraksiyon etkilerinin belirlenmesi olanaklı olmaktadır.

Bu çalışma ile güneş radyasyonu, bulut, sıcaklık ve yağış parametreleri, TTM yöntemi ile refraksiyon belirlenmesi için istenen doğrulukta bilgi sağlayacak şekilde 5'inci dereceden bir yüzey fonksiyonu kullanılarak modellendirilmiştir; modellendirme ile elde edilen uyumlar sırası ile güneş radyasyonu için % 94, sıcaklık için % 95, yağış için % 78 ve bulutluluk için % 92'dir; modellendirmede elde edilen sonuçlar, uygulamalar bölümündeki tablolarda (Tablo 4.5-8) gösterilmiştir. Hesaplanan model parametreleri Ekler bölümünde verilmiştir. Modellendirme işlemine daha çok sayıda meteoroloji istasyonu ve istasyonlara ilişkin daha sık ölçü aralığında (saat, dakika vb.) ölçünün hesaba katılması durumunda, modelin uyumunun ve doğruluğunun artacağı kuşkusuzdur. Ancak çok sayıda ölçünün derlenmesi ve işlenmesi daha yoğun ve daha uzun bir zamana ihtiyaç gösterir.

Modellendirilen meteorolojik parametrelerin kullanılması durumunda, ülkenin herhangi bir yerinde yapılmış veya yapılmakta olan ya da gelecekte yapılacak yersel jeodezik ağ ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılabilceği gösterilmiştir. Bu yöntemin kullanılması durumunda, nivelman ölçüleri sırasında hiçbir ek meteorolojik parametrenin ölçülmesine gerek kalmamaktadır. Bu nedenle de ölçüler daha ekonomik, daha süratli ve daha kolay bir şekilde yapılabilir. Bu sonuç açık bir şekilde, 1960 ve 1991 yıllarında ölçüleri yapılmış olan üç adet ülke nivelman ağındaki refraksiyon etkilerinin hesaplanması ile görülmektedir.

Albedo için ülkemizde ölçü değerlerinin bulunmaması nedeni ile bu parametre modellendirilememiş ve bu nedenle sabit 0.32 değeri kullanılmıştır. Ancak ölçü yer ve zamanına ilişkin albedo verileri ile çalışılması durumunda, bu yöntem ile elde edilen sonuçlarının doğruluğunun artacağı kuşkusuzdur.

Ölçü noktalarındaki gravite değerleri için, çalışma boyunca uluslararası gravite eşitliği kullanılarak hesaplanan normal gravite değerleri kullanılmıştır. Normal gravite yerine ölçülen gerçek gravite değerinin kullanılmasının sonuçları etkilemeyeceği değerlendirilmektedir.

b) Zenit Ölçmeleri

AGTA'nın oluşturulması kapsamında gerçekleştirilen zenit ölçmeleri uygulama çalışmasında konu edilmiş olup, tüm zenit ölçmeleri için literatürde yer alan kırılma katsayıları, tüm zenit gözlemleri için hem geometrik hem de TTM yöntemi ile hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar Tablo 4.5' de verilmiştir. Ayrıca hesaplanan kırılma katsayıları kullanılarak, noktalar arasındaki yükseklik farkları belirlenmiştir. Bu şekilde hesaplanan elipsoit yükseklik farkları, noktalar için HGK (1997)' de verilen ve çalışmalar sırasında değişmez (karşılaştırma büyüklüğü) olarak alınan ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları ile karşılaştırılmıştır. ETRF-89 sistemindeki elipsoit yükseklik farkları ile değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına ilişkin istatistikler Tablo 4.6'da verilmiştir.

Tablo 4.6' daki sonuçlar incelendiğinde, TTM yöntemini kullanan ve k_1 şeklinde deyimlendirilen kırılma katsayısı ile elde edilen sonuçların standart sapmasının daha küçük ve daha iyi olduğu anlaşılmaktadır. Yani, TTM yöntemi ile hesaplanan kırılma katsayısı ile standart sapması daha küçük elipsoit yükseklik farkları elde edilmiştir. k_1 katsayısındaki sıcaklık düşey gradyenti, (3.31) eşitliği ile verilen ve yerden 1 m yükseklikteki potansiyel sıcaklık gradyenti olarak alınmıştır. Literatürde yer alan $k_8=0.13$ katsayısı ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farkının standart sapması 0.773 m olup, diğerleri ile karşılaştırıldığında en kötü sonucu verdiği görülmektedir. Bu nedenle, uzun kenarlardaki kırılma katsayısının hesaplamalarında, genellikle literatürde standart olarak verilen 0.13 katsayısının kullanılmasından kaçınılmalıdır.

Diğer taraftan Tablo 4.6 sonuçlarına göre; (3.43) eşitliğinde $R=6371$ km ve $\rho^c=636620$ alındığında, 5 km uzunluktaki zenit açıları için, k_1 kırılma katsayısı ile en küçük $k_1=0.1158$ ve en büyük $k_1=0.1362$ olmak üzere, en küçük -28.93^c ve en büyük 34.02^c büyüklükte refraksiyon hatası; k_7 kırılma katsayısı ile en küçük $k_7=-0.7059$ ve en büyük $k_7=10.239$ olmak üzere, en küçük -176.37^c ve en büyük

2558.22^{cc} büyüklükte refraksiyon hatası hesaplanmaktadır. k_7 için bu derece büyük refraksiyon değerinin hesaplanmış olması, büyük olasılıkla bu kenara ait zenit ölçüsündeki hatadan kaynaklanmaktadır. Bu sonuçlara göre, zenit açılarının olabildiğince karşılıklı ve eş zamanlı olarak ölçülmesi planlanmalı; bunun olanaklı olmadığı durumlarda da, kırılma katsayıları, (3.31) eşitliği ile TTM yöntemine dayalı olarak hesaplanmalıdır.

AGTA'ndaki bir kısım zenit açıları karşılıklı ve eş zamanlı olarak ölçülmüştür. Bu yüzden bu grup ölçüler için ayrı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Eş zamanlı ve karşılıklı zenit açıları için hesaplanan kırılma katsayıları Tablo 4.7'de verilmiştir. ETRF-89 elipsoit yükseklik farkları ile eş zamanlı ve karşılıklı zenit açılarından hesaplanan değişik kırılma katsayıları ile hesaplanan elipsoit yükseklik farklarının farklarına ilişkin istatistikler ise Tablo 4.8' de verilmiştir. Elipsoit yükseklik farkları arasındaki fark grafikleri ve istatistikler incelendiğinde açıkça görüleceği gibi tek taraflı zenit açılarından hesaplanan farkların diğer yöntemlere göre hesaplanan farklardan daha küçük olduğu anlaşılmaktadır. Bunun nedeni ise tek taraflı zenit açılarından hesaplanan kırılma katsayısının hesaplanmasında duyarlı elipsoit yükseklik farklarının kullanılmış olmasıdır. Ancak, bu eşitlikte yer alan elipsoit yüksekliklerine dikkat etmek gerekir. Eşitlikte, noktalara ait elipsoit yükseklikleri kırılma katsayısının belirlenmesinde önemli bir fonksiyona sahiptir. Yükseklik farkının 3-5 m farklı alınması durumunda kırılma katsayısı ve elipsoit yükseklik farkının hesaplanmasında önemli değişiklikler olduğu yapılan denemelerde görülmüştür. Ayrıca noktalar arasındaki yükseklik farkının 200 metreden daha büyük olması durumunda, gözlenen zenit açıları önemli bir şekilde kırılmaya uğramakta ve hesaplanan yükseklik farklarında önemli derecede sapmalar meydana gelmektedir. Bu yüzden, (3.48) eşitliği ile geometrik olarak tek taraflı zenit açılarından hesaplanan kırılma katsayısının kullanılmasından kesin olarak kaçınılmalıdır. Tablo 4.8 sonuçlarına göre, ke_6 hariç, tüm kırılma katsayılarının standart sapmalarının hemen hemen aynı olduğu görülmektedir. Bu nedenle, ke_1 kırılma katsayısının kullanılmasında büyük bir sakınca olmayacaktır ve jeodezik ağlardaki zenit açılarına ilişkin refraksiyon düzeltmelerinin hesaplanmasında, TTM' e dayalı olarak hesaplanan ve k_1 ya da ke_1 şeklinde tanımlanan kırılma katsayısı eşitliğinin kullanılması önerilebilir.

Uygulama çalışmasında elde edilen çarpıcı sonuçlardan bir diğeri ise, refraksiyon katsayıları ile noktalar arasındaki uzaklıklar ve düşey açılar arasında ters bir orantının varlığının ortaya çıkarılmış olmasıdır. Buna göre AGTA’nda, ***uzaklıklar artarken ve düşey açılar büyürken refraksiyon katsayısı küçülmektedir.*** Bu nedenle literatürde sıkça kullanılan $k=0.13$ sabit değeri, ancak bir kaç kilometreye kadar olan uzaklıklar için kullanılmalı, 5 km’den daha büyük uzaklıklar için, TTM yöntemi gibi efektif yöntemler kullanılarak refraksiyon katsayısı belirlenmelidir.

Diğer taraftan düşey açılar eş zamanlı ve karşılıklı olarak ölçülmemiş olsa bile, TTM yöntemi ile duyarlı bir şekilde refraksiyon katsayıları belirlenebilmektedir. Bununla beraber düşey açılar genel olarak, karşılıklı ve eş zamanlı olarak kararsız atmosfer koşullarının geçerli olduğu 10-14 yerel saatleri arasında yapılmalıdır.

Bu çalışmada elde edilen önemli bulgulardan bir diğeri ise, kırılma katsayıları kullanılarak hesaplanacak olan refraksiyon açısı yardımıyla, noktalardaki mutlak çekül sapma değerlerinin hesaplanabilmesidir; bu amaçla, Ayhan ve Şimşek (1993, s.29) tarafından verilen eşitlikler kullanılabilir.

c) EDM Ölçmeleri

Çalışmalar sırasında, 114 adet EDM kenarının her birine ayrı ayrı bağımsız olarak, TTM ve ölçü noktalarının baş ve sonundaki istasyonlarda ölçülen atmosferik parametrelerin ortalaması alınarak hesaplanan OD yöntemi kullanılarak 1.Hız düzeltmesi getirilmiştir. Daha sonra, her iki yöntemle 1.Hız düzeltmesi hesaplanan EDM ölçü çiftleri karşılaştırılmış ve elde edilen sonuçlar tablolarda sunulmuştur. Ayrıca AGTA kenar ağının, yalnızca kenarlardan oluşacak şekilde TTM ve OD yöntemleri ile 1.Hız düzeltmeleri getirilerek düzeltilmiş olan EDM kenarları kullanılarak ayrı ayrı dengelenmesi yapılarak bir karşılaştırma yapılmıştır. Şekil 4.15’de görüldüğü gibi ilk karşılaştırmanın en ilgi çekici sonucu, TTM yöntemi ile 1.Hız düzeltmesi getirilen EDM kenarlarının OD yöntemi ile 1.Hız düzeltmesi getirilen EDM kenarlarından daha küçük olmasıdır. Şekil 4.15’den açıkça görüldüğü gibi, OD ve TTM yöntemi ile düzeltilen EDM kenarları arasındaki farklar 0-15 cm arasında değişmektedir. Bu sonuç, TTM ile düzeltilen kenarları kullanan ağın ölçeğinin 0-15 cm düzeylerinde küçülmesi ya da büzülmesi sonucunu vermektedir. Bu yargı, iki şekilde dengelenen jeodezik ağın birbirine Helmert Transformasyonu

ile dönüştürülmesi ile hesaplanan ölçek parametresinin anlamlı olarak belirlenmiş olması nedeniyle de doğrulanmıştır. Diğer bir sonuç ise, ölçü çiftlerinin her iki yöntemde de benzer şekilde birbirinden aynı büyüklüklerde farklı olmasıdır. Her iki yöntem ile 1.Hız düzeltmesi getirilen ölçü çiftlerinin hatalarının k.o.h. ile ağırlığı bir olan ortalamanın k.o.h. değerlerinin birbirlerine çok yakın olduğu, Tablo 4.12'den anlaşılmaktadır. Her iki yöntem ile hız düzeltmesi getirilen EDM kenarlarının ayrı ayrı dengelemesi sonucunda; ölçülerin kısmi redundanzları, iç ve dış güven ölçütleri birbirine çok yakın olarak hesaplanmıştır. OD ile indirgenen ölçülerden oluşan kenar ağının serbest dengeleme ile bulunan iç doğruluğu 0.257 cm olup, TTM ile indirgenen ölçülerden oluşan kenar ağının serbest dengeleme ile bulunan iç doğruluğundan 0.10 mm daha küçük olup ağın kalitesini önemli derecede etkilemeyecek bir sonuçtur.

TTM ve OD ağlarının dış doğruluklarının belirlenmesi için, bu ağlar ile AGTA noktalarının ETRF-89 sistemindeki koordinatlarının UTM projeksiyon sistemine dönüştürülmesi ile elde edilen ağ arasında (ETRF89-UTM) Helmert transformasyonu yapılmıştır. Bu transformasyonlarda; OD ağı ile ETRF89-UTM ağı arasındaki ölçek parametresi testinde, ölçek parametresinin % 95 güven aralığında anlamlı, % 99 güven aralığında ise anlamsız olduğu; TTM ağı ile ETRF89-UTM ağı arasındaki ölçek parametresi testinde ise, ölçek parametresinin, hem % 95 hem de % 99 güven aralığında anlamlı olduğu ortaya çıkmıştır.

EDM ölçmeleri uygulamada genellikle, yatay açı ölçülerinden arta kalan gündüz vakitlerinde, 10 - 15 yerel saatlerinde, kararsız atmosfer koşullarında gerçekleştirilmektedir. Ancak EDM ölçülerindeki birinci hız düzeltmesinin TTM yöntemi kullanılarak belirlenmesi durumunda, ölçü zamanı kısıtlaması ortadan kalkmakta, gündüz vakitlerinde ve istenen saatte yapılmasında bir sakınca olmamaktadır ve diğer yöntemlerdeki çeşitli kısıtlamalar TTM yönteminde ortadan kalkmaktadır. Örneğin lokal ölçek parametreleri modelinde olduğu gibi, kenarların aynı atmosferik koşullar altında yapılması ya da EDM ölçülerinin karşılıklı olarak ölçülmesi zorunluluğu ya da karşılıklı ölçmelerin 30 dakika içerisinde yapılma zorunluluğu (Alanko, 1997) TTM yönteminde yoktur. Hele, ülke kontrol ağlarındaki EDM ölçmelerinin hız düzeltmelerinin ölçek parametreleri modeli hesaplanması düşünülüyor ise, zaman kısıtlaması sorununun güçlükler neden olması

kaçınılmazdır. Oysa, EDM ölçülerine TTM yöntemi ile istenen gün, saat ve yerde 1.Hız düzeltmesi getirilmesi güvenle yapılabilir. Bu nedenle, ülke yatay kontrol ağlarındaki EDM ölçmelerine ait 1.Hız düzeltmelerinin, TTM yöntemi ile hesaplanmasının daha isabetli olacağı açıktır.

d) Nivelman Ölçmeleri

Nivelman ölçülerindeki refraksiyon büyüklüğünün hesaplanmasında kullanılan eşitlikler incelendiğinde, nivelman portesindeki yükseklik farkı ile atmosferin alt katmanlarındaki mira konan noktalarda, mira üzerindeki iki yükseklik arasındaki ısı farkının sıfır olması olması durumlarında refraksiyon hatası oluşmamaktadır. Bu duruma uygulamada hemen hemen hiç rastlanmaz. Çünkü ısı farkı, kararsız atmosfer koşullarında her zaman sıfırdan farklıdır. Ayrıca, nivelman ölçülerinin yapıldığı arazi eğimi hemen hemen her zaman sıfırdan farklı olup düz değildir. Yani ancak yükseklik farkının sıfır olduğu arazilerde yapılan nivelman ölçüleri refraksiyondan etkilenmez. Ülke ve bölgesel nivelman ağlarında ise arazi her zaman farklı yükseltilerde olmakta ve nivelman ölçüleri de her zaman farklı atmosfer koşullarında gerçekleştirilmektedir. Bu yüzden, ölçü sırasında değişik önlemler alınsa bile, nivelman ölçülerinde her zaman bir miktar refraksiyon etkisi bulunmaktadır.

Nivelman ölçüleri sırasında doğrudan ısı farkı gözlemlerinin yapılması bir önlem olarak alınabilse bile, bu ek ölçülerinin nivelman ölçme işleminin hızını yavaşlatır, ölçünün ekonomik olmamasına neden olur ayrıca ek personel ve donanım gereksinim gösterir. Bu yüzden bu önlem hemen hemen hiçbir zaman alınmaz. Bu sistematik refraksiyon hatasının ilginç karakteri nedeniyle, nivelman aletleri yapımı firmalar tarafından refraksiyon hatalarını giderecek şekilde tasarlanamamaktadır.

Binbir güçlükte kurulan ülke nivelman ağlarının, refraksiyon hatalarını gideren yeni yöntemler ortaya çıksa bile yenilenmesi pek düşünülemez. Bu yüzden mevcut nivelman ölçülerinin bir şekilde refraksiyon hatalarından arındırılması zorunludur. Geçmişte yapılan nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması yöntemine günümüzde aday olarak TTM yöntemi gösterilebilir. Bu yöntemde, refraksiyon büyüklüğünün hesaplanmasında gerekli olan ısı farkı büyüklüğü, TTM yöntemi ile hesaplanır. Refraksiyon hatası, yüzde yüz olmasa bile bir ölçüde % 50 civarında TTM yöntemi ile giderilebilir.

Uygulamalar bölümünde grafik olarak gösterilen ısı farkı grafikleri incelendiğinde, TTM ile hesaplanan ısı farklarının doğrudan ölçülerle belirlenen ısı farklarına % 50-60 civarında uyum gösterdiği görülebilir.

Nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılması için nivelman noktalarının konum bilgilerinin yanısıra, nivelman ölçüsünün yapıldığı saatin de bilinmesi gerekmektedir.

Uygulamada değerlendirilen üç nivelman hattı için elde edilen sonuçlar incelendiğinde, özellikle refraksiyon düzeltmesi getirilen yükseklik farklarının mutlak değerce büyüdükleri görülmektedir. Nivelman hatları boyunca hesaplanan refraksiyon hatası mutlak toplamalarının daha küçük olmasına rağmen, nivelman hatlarının yükseklik farklarının daha büyük boyutlarda değiştiği gözlenmektedir. Öte yandan kuzey-güney yönünde uzanan nivelman hatlarında refraksiyon hatalarının daha çok artmakta olduğu gözlemlenmektedir.

Ele alınan nivelman hatlarındaki nivelman ölçülerinin günün hangi saatinde yapıldığı bilinmediğinden, değişik saatler için refraksiyon hesaplatılmıştır. Nivelman hatlarına ait refraksiyon hataları ve refraksiyon hatalarının yükseklik farklarına etkileri Tablo 4.15' de, değişik saatlerde hesaplanan nivelman hatlarındaki nivelman noktaları için hesaplanan refraksiyon büyüklüklerine ilişkin istatistikler ise Tablo 4.16'da sunulmuştur. Tablo 4.15' deki (II) nolu kolon incelendiğinde, nivelman ölçülerinin genel olarak 10 –15 U.T. saatlerinde refraksiyondan daha az etkilendikleri görülmektedir. Bu sonuç göz önünde bulundurularak, nivelman ölçülerinin refraksiyon hatalarından arındırılmasının TTM yöntemi ile yapılması durumunda, günün her saatinde nivelman ölçülerinin yapılması önerilebilir. Oysa uygulamada, nivelman ölçülerinin bu saatler arasında ölçülmemesi önerilmekte ve bu öneri bir kural olarak uygulanmaktadır.

KAYNAKLAR

- Aksoy, A.**, 1979. Dengeleme Ders Notları. Harita Yüksek Teknik Okulu Komutanlığı, Ankara. (Yayımlanmadı).
- Aksoy, A.**, 1984. Uyuşumsuz Ölçüler Testi. *Harita Dergisi*, Sayı: 93, sayfa 1-27. Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Aksoy, A.**, 1987. Jeodezik Değerlerin Matematik- İstatistik Testlerle İrdelenmesi. *Türkiye I. Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, sayfa 559-592, Ankara. TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisliği Odası Yayını.
- Aksoy, A., Güneş, İ.H.**, 1992. Jeodezi. İTÜ Matbaası. İstanbul.
- Aksoy, A.**, 1998. Helmert Transformasyonu için FORTRAN Bilgisayar Programı. İ.T.Ü., İstanbul (yayımlanmadı).
- Alanko, G.**, 1993. Test of Atmospheric Models in the Geodetic Network Taşkesti. *Aust.J.Geod.Phot.Surv. No.58.*, pp. 36-54.
- Alanko, G.**, 1997. Presizyonlu Elektromanyetik Uzunluk Ölçmelerinde Atmosferik Etkilerin ve Ölçek Hatalarının Lokal Ölçek Parametreleri Modeli ile Giderilmesi. *Doktora Tezi*. İstanbul Teknik Üniversitesi. İstanbul.
- Angus-Leppan, P.V.**, 1970. Heat Balance and Refraction in the Lower Atmospheric Layers. *Paper read at Conference on Densification of Geodetic Networks*. Budapest.
- Angus-Leppan, P.V.**, 1971, Heat Balance and Refraction in the Lower Atmospheric Layers. *Paper Read at Conference on Densification of Geodetic Networks*. Budapest.
- Angus-Leppan, P.V.**, 1971. Meteorological Physics Applied to the Calculation of Refraction Errors. *In Proceedings of the Conference of Commonwealth Survey Officers*, pp.109-111, Cambridge, England.
- Angus-Leppan, P.V.**, 1979. Use of Meteorological Measurements for Computing Refraction Effects. A Review. *In Tengsröm E. and Teleki G. (Eds). Refraction Effects in Astronomy and Geodesy*. Reidel. Sayfa 165-178.
- Angus-Leppan, P.V.**, 1980. Refraction in Levelling: Extensions to Stable and Neutral Atmospheric Conditions. *Proc. Second Int. Syp. On Problems*

Related to the Redefinition of North American Vertical Geodetic Networks. Ottawa, Canada. May 26-30.

- Angus-Leppan, P.V.,** 1984. Refraction in Geodetic Levelling. *In Geodetic Refraction.* F.K. Brunner (Editor). Springer Verlag. Berlin Heidelberg- New York-Tokyo.
- Angus-Leppan, P.V. Webb, E.K.,** 1971. Turbulent Heat transfer and Atmospheric Refraction. *General Assembly of IUGG, Moscow, Travaux IAG-Sec.I.15*
- Angus-Leppan, P.V., Brunner, F.K.,** 1980. Atmospheric Temperature Models for Short- Range EDM. *The Canadian Surveyor. Vol.34. No.2,* pp 153-165.
- Atasoy, V.,** 1986. Trigonometrik Yükseklik Ağlarının Dengelenmesi. *Harita Dergisi, sayı: 97, sayfa 11-30,* Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Ayan, T.,** 1981. Jeodezik Ağların Optimizasyonu. *Doçentlik Tezi,* İ.T.Ü. İstanbul.
- Ayhan, M.E., Şimşek, M.,** 1993. GPS Koordinatları ve Karşılıklı Başucu Ölçüleri ile Kırılma Katsayısı Hesabı. *Harita Dergisi, No.:111.* Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Balch, S.J., Thompson, G.T.,** 1989. An Efficient Algorithm for Polynomial Surface Fitting. *Computer & Geosciences, Vol. 15, No.1,* pp 107-109.
- Baidi, P.,** 1984. Atmospheric Models for Geodetic Measurements. *In Proceedings High Precision Geodetic Measurements.* Istituto di Topografia Geodesia e Geofisica Mineraria, Università di Bologna, 16-17 Ottobre, Roma.
- Banger, G.,** 1978. Yer Yakını Atmosfer Tabakasının Düşey Açılı Ölçülerine Olan Etkisi Üzerine Bir Araştırma. *Doktora Tezi.* K.T.Ü. Basımevi. Trabzon.
- Becker, J.M., et al.,** 1989. Experience of Motorized Levelling (MTL)- Comparison with other techniques. *(In) Modern Techniques in Geodesy and Surveying.* Editor : Ole Bedsted Andersen. National Survey and Cadastre-Denmark. Publications 4. Series Volume 1.
- Bomford, G.,** 1980. Geodesy. 4th Edition. Clarendon Press. Oxford.
- Brunner, F.K.,** 1975. Coefficients of Refraction on a Mountain Slope. *Unisurv G 22,* pp 81-96. University of New South Wales. Sydney.
- Brunner, F.K.,** 1978. Experimental Determination of the Coefficients of Refraction from Heat Flux Measurements. *Proc. Int. Symp. EDM. and Influence Atmos. Refraction, Wageningen, P.Pichardus (Editor), sayfa 245-255* (Publication of the Netherlands Geodetic Commission).

- Brunner, F.K.,** 1984a. Overview of Geodetic Refraction Studies. (In) *Geodetic Refraction* (Ed.F.K.Brunner). Springer - Verlag. Berlin –Heidelberg - New York. pp 1-6.
- Brunner, F.K.,** 1984b. Modelling of Atmospheric Effects on Terrestrial Geodetic Measurements. (In) *Geodetic Refraction* (Ed.F.K.Brunner). Springer - Verlag . Berlin -Heidelberg - New York. pp 143-160.
- Demir, C.,** 1990. EDM ölçülerinin UTM Projeksiyon Düzleme İndirgenmesi için FORTRAN Bilgisayar Programı. Harita Genel Komutanlığı, Ankara(yayımlanmadı).
- Deniz, R.,** 1982. Elektromagnetik Uzaklık Ölçmelerine Atmosferik Etkilerin Giderilmesi İçin Çevresel Atmosferik Modeller. *Harita Dergisi*, Sayı: 88, sayfa 12-40. Harita Genel Komutanlığı, Ankara.
- Fraser,C.S.,** 1984. Turbulent Transfer Model Applied to Geodolite Measurements. *Canadian Surveyor*, Vol.38, pp.79-90.
- Gürdal, M.A.,** 1986. Outlier Testleri. Lisans Tezi. Harita Yüksek Okul Komutanlığı, Ankara. (Basılmadı).
- Gürdal, M.A.,** 1995. Presizyonlu Nivelman Ölçülerinde Refraksiyon Hatasının Modellendirilmesi. *Yüksek Lisans Tezi*. İstanbul Teknik Üniversitesi. İstanbul. (Basılmadı).
- Heer,R., Niemeier,W.,** 1985. Theoretical Models, Practical Experiments and the Numerical Evaluation of Refraction Effects in Geodetic Levelling. *Third Int.Symp. on the North American Vertical Datum. NAVD SYMP'85*. pp 321-342. April 21-26.
- HGK,** 1997. Ankara GPS Test Ağı (AGTA). *Harita Genel Komutanlığı, Yayın No: 97-1*. Harita Genel Komutanlığı Matbaası, Ankara.
- Holdahl, S.R.,** 1981. A Model of Temperature Stratification for Correction of Levelling Refraction. *Bulletin Géodésique*. No:55, pp.231-249.
- Holdahl, S.R.,** 1982. The Correction for Levelling Refraction and its Impact on Definition of North American Vertical Datum. *Paper for Presentation to the 1982 Annual Convention of the ACSM-ASP*. Denver, Colorado, March 15-19.
- Hradilek, L.,** 1972. Refraction in Trigonometric and Three-Dimensional Terrestrial Networks. *The Canadian Surveyor*. Vol.26, pp 59-70.
- Hradilek, L.,** 1984. Three-dimensional Terrestrial Triangulation. Applications in Surveying Engineering. Konrad Wittwer Verlag. Stuttgart.

- Hotin, M.**, 1969. Mathematical Geodesy. *ESSA Monograph 2*. U.S. Department of Commerce. Washington D.C. 416 p.
- Hytönen, E.**, 1967. Measuring of the Refraction in the Second Levelling of Finland. *The Finnish Geodetic Institute. No:63*.
- Iqbal, M.**, 1983. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press, 380 p.
- KEUFFEL-ESSER**, 1980. Range Master III Electronic Distance Measurement *User Guide*. Keuffel and Esser Company.
- Kukkamaki, T.J.**, 1938. Über Die Nivellitische Refraktion. *The Finnish Geodetic Institute. Helsinki. 48 p.*
- Kukkamaki, T.J.**, 1939a. Formeln und Tabellen Zur Berechnung der Nivellitischen der Seitenrefraktion. *The Finnish Geodetic Institute. Helsinki. 19 p.*
- Kukkamaki, T.J.**, 1939b. Verbesserung der Horizontalen Winkelmessungen Wegen Der Seitenrefraktion. *The Finnish Geodetic Institute. Helsinki. 18 p.*
- Laurila, S.H.**, 1983. Electronic Surveying in Practice. A Wiley-Interscience Publication. U.S.A. ISBN 0-471-09021-2. 388 p.
- Mikhail, E.M.**, 1976. Observations and Least Squares. Library of Congress. IEP -Dun - Donnelley, Harper & Row Publishers. New York-Hagerstown-San Fransisco-London.
- Moritz, H.**, 1967. Application of Conformal Theory of Refraction. *Österr Z Vermessungswesen. Sonderband 25. pp 323-334.*
- Özgen, M.G., Deniz, R.**, 1986. Elektromanyetik Dalgalarla Jeodezik Ölçmeler (Elektrometri). İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası. 156 sayfa. Gümüşsuyu, İstanbul.
- Öztürk, E., Şerbetçi, M.**, 1989. Dengeleme Hesabı. Cilt II. KTÜ. Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi, Genel Yayın No: 144, Fakülte Yayın No: 40. Trabzon.
- Öztürk, E., Şerbetçi, M.**, 1992. Dengeleme Hesabı. Cilt III. KTÜ. Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi, Genel Yayın No: 144, Fakülte Yayın No: 40. Trabzon.
- Öztürk, E.**, 1987. Jeodezik Ağlarda Duyarlık ve Güven Ölçütleri. *Türkiye I. Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 23-27 Şubat 1987, sayfa 641-670, Ankara.* TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisliği Odası Yayını.
- Polavarapu, R.J.**, 1970. A Comparative Study of Global and Net radiation Measurements of Guelph, Ottawa and Toronto. *Journal of Applied Meteorology, Vol:9, pp 809-814.*

- Prilepin, M.T.**, 1973. Some Problems in the Theory of Determining Geodetic Refraction by Dispersion Method. *Bulletin Geodesique*, No. 108, pp 115-123.
- Rüeger, J.M.**, 1980. Introduction to Electronic Distance Measurement. *The University of New South Wales The School of Surveying*.
- Rüeger, J.M.**, 1990. Electronic Distance Measurement. An Introduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 266 p.
- Rüeger, J.M., Brunner, F.K.**, 1982. EDM-Height Traversing versus Geodetic Leveling. *The Canadian Surveyor*, Vol.36, No.1.
- Şimşek, M.**, 1997. Nirengi Ağlarının Yersel Ölçülerle Dengelenmesi İçin Program Tasarımı ve Bir Örnek. TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisliği Odası Yayını, No:82, sayfa 51-66, Ankara.
- Talvitie, T.**, 1989. Precise Trigonometric Levelling-Simulations and Field Tests. *Surveying Science in Finland*. Vol. 7, No.1, pp 12-22. The Finnish Society of Surveying Sciences.
- Tilk-Thies, U.**, 1986. Theoretical Aspects of Trigonometrical Levelling. *Symposium on Height Determinations and Recent Vertical Crustal Movements in Western Europe*. Fed.Rep.of Germany. September 15-19. pp 175-190.
- Torge, W.**, 1991. *Geodesy*. Second Edition. Walter de Gruyter. Berlin - New York.. ISBN 3 11- 012408-4. 267 p.
- TCDMİGM**, 1974. Ortalama ve Ekstrem Kıymetler Meteoroloji Bülteni. *Başbakanlık Basımevi*. T.B.No. : 448 1974 (A 6500). T.C. Gıda-Tarım ve Hayvancılık Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- TCDMİGM**, 1984a. Ortalama, Ekstrem Sıcaklık ve Yağış Değerleri Bülteni (Günlük-Aylık), T.C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- TCDMİGM**, 1984b. Deniz Suyu Sıcaklıkları, Güneşlenme Müddet, ve Güneş Işınları Şiddeti, Açık ve Kapalı Günler Bülteni (Günlük-Aylık), T.C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Vanicek, P., Krakiwsky, E.**, 1986. *Geodesy: The Concepts*. Second Edition. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, The Netherlands.
- Webb, E.K.**, 1984. Temperature and Humidity Structure in Lower Atmosphere. *In Geodetic Refraction*. F.K. Brunner (Editor). Springer Verlag. Berlin Heilderberger- New York-Tokyo.

Williams,D.C., Kamen ,K., 1984. Two Wavelength Angular Refraction Measurement. *In Geodetic Refraction.* Ed. F.K.Brunner. Springer-Verlag. ISBN 3-540-13830-7.

WMO, 1981. Meteorological Aspects of Utilisation of Solar Radiation as an Energy Source. *World Meteorological Organization.* Technical Report No:171, Geneve.



EKLER



Tablo A.1. Türkiye’de güneş radyasyonu günlük toplam değer
ortalama değerleri (cal / cm² . dak).

İSTASYON	ENLEM	BOYLAM	OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	n
ADANA	36.98	35.30	146.11	200.62	283.91	320.63	4
ADİYAMAN	37.75	38.28	145.41	200.60	282.22	352.36	4
AKSARAY	38.38	34.05	172.71	235.53	310.24		4
ANAMUR	36.10	32.53	181.03	249.08	344.70		4
ANKARA	39.95	32.88	143.15	207.84	304.59		4
ANK.TFO.	39.95	32.88	109.65	156.11	222.78		4
ANK.ZİR.	39.95	32.88	114.84	264.83	278.43		4
BİRECİK	37.03	37.97	175.21	246.84	344.19		4
BURSA	40.18	29.07	114.21	153.28	221.36		4
CIHANBEYLİ	38.67	32.95	160.73	225.93	296.43		4
CANAKKALE	40.13	26.40	121.82	175.39	264.39		4
CANKIRI	40.60	33.62	128.18	186.77	282.52		4
DİKİLİ	39.05	26.87	150.39	203.45	295.53		4
DIYARBAKIR	37.92	40.20	154.57	219.02	303.02		4
ELAZIG	38.67	39.22	149.30	194.42	284.04		4
KRDZ.ERBGLİ	41.28	31.42	96.56	135.55	211.02		4
KON.ERBGLİ	37.50	34.07	204.93	278.70	394.25		4
ERZINCAN	39.73	39.50	140.78	204.39	259.67		4
ESKİSEHIR	39.77	30.52	97.53	133.23	191.31		4
FINIKE	36.30	30.15	149.43	196.66	283.02		4
FLORYA	40.98	28.80	116.33	168.92	245.47	345.25	4
GAZİANTEP	37.08	37.37	162.89	225.01	304.77	393.50	4
GİRESUN	40.92	38.40	117.61	180.05	220.02	315.15	4
HAKKARİ	37.57	43.77	210.15	291.07	368.62	412.33	4
İGDIR	39.93	44.03	135.78	201.29	270.45	329.61	4
İSPARTA	37.75	30.55	152.90	213.77	283.28	344.09	4
İZMİR	38.47	27.25	128.63	177.05	246.17	307.23	4
KARS	40.60	43.08	175.77	244.44	334.56	357.77	4
KASTAMONU	41.37	33.77	113.60	170.68	261.86	307.16	4
KIRSEHİR	38.80	38.75	155.37	221.85	327.09	386.56	4
KIRSEHİR	39.13	34.17	152.38	212.55	296.19	369.64	4
KOCAELİ	40.77	29.90	108.86	140.25	201.96	296.75	4
KONYA	37.87	32.50	147.45	206.66	293.29	363.62	4
KUSADASI	37.83	27.20	138.20	177.96	251.08	313.34	4
MUGLA	37.20	28.35	151.45	209.05	298.40	368.47	4
RİZE	41.03	40.50	108.69	167.40	219.68	285.29	4
SAMSUN	41.28	36.33	113.26	143.13	216.71	276.49	4
SIIRT	37.93	41.93	179.66	249.23	352.66	387.06	4

Tablo A.1.
(Devam)

SİLİFKE	36.35	33.93	177.25	242.84	320.52	407.11	456.40	489.60	481.69	462.09	392.19	291.38	216.67	161.53
SİVEREK	37.65	39.32	172.43	225.89	308.79	391.28	490.33	537.95	531.90	495.62	416.54	296.36	205.50	160.61
SİVRİHİSAR	39.45	31.55	130.98	186.80	257.00	320.65	387.10	430.33	431.26	402.50	328.85	227.35	161.01	110.62
SOLHAN	38.93	41.07	201.00	263.80	364.32	379.86	435.85	520.65	519.68	476.22	386.22	273.96	189.07	165.22
TOKAT	40.30	36.57	121.47	175.21	266.28	379.00	432.31	478.38	486.75	390.29	342.30	234.81	179.56	98.18
TRABZON	41.00	39.72	116.21	168.96	228.40	292.89	334.28	384.95	343.05	302.19	240.49	181.06	129.97	98.21
USAK	38.67	29.42	136.22	186.48	258.48	295.41	382.20	408.63	419.94	379.58	318.00	229.44	155.83	122.16
VAN	38.47	43.35	220.46	297.48	357.27	432.38	527.47	584.78	563.51	533.00	444.20	317.42	227.02	194.12

Tablo A.2. Modellendirme işleminde bulutluluk değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (0 - 10).

İSTASYON	ENLEM	BOYLAM	OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	MAYIS	HAZİRAN	TEMMUZ	AĞUSTOS	EYLÜL	EKİM	KASIM	ARALIK
ADANA	36.98	35.30	5.7	5.7	5.3	5.1	4.5	3.0	2.6	2.2	2.0	3.5	4.5	5.4
ADAPAZARI	40.78	30.42	7.5	7.4	7.5	6.7	5.8	4.9	3.7	3.4	4.4	5.7	6.4	7.6
ADİYAMAN	37.75	38.28	6.7	6.7	5.9	5.0	4.2	2.1	0.7	0.6	1.7	3.5	4.4	5.9
AFYON	38.75	30.53	6.8	6.5	6.0	5.5	5.1	3.5	2.0	1.5	2.5	4.0	5.5	6.7
AKHISAR	38.92	27.85	6.6	6.0	5.8	5.1	4.5	2.8	1.2	1.0	1.9	3.7	5.3	6.3
ALANYA	36.55	32.02	6.1	5.7	5.1	4.4	3.6	2.1	1.6	1.5	1.8	3.1	4.4	5.8
ANAMUR	36.10	32.53	6.0	4.2	4.9	4.0	3.1	1.7	1.2	1.2	1.4	3.1	4.8	5.8
ANKARA	39.95	32.88	7.0	6.9	6.1	5.6	5.3	3.8	2.2	1.8	2.6	4.0	5.4	7.1
ANTALYA	36.88	30.70	5.9	5.7	5.3	4.8	4.4	2.6	1.4	1.3	1.7	3.7	4.8	5.8
AYDIN	37.85	27.85	6.3	5.8	5.4	4.6	4.1	2.1	0.8	0.7	1.6	3.7	5.2	6.2
ARTVIN	41.18	41.82	6.4	6.3	6.4	6.2	5.8	5.4	6.0	5.3	5.0	5.0	5.7	5.9
AYVALIK	39.32	26.70	6.4	6.2	5.8	5.2	3.9	3.2	1.2	1.3	2.6	3.7	5.5	6.7
BALIKESİR	39.63	27.88	7.5	7.0	6.6	5.7	4.9	3.4	1.9	1.8	2.8	4.7	6.4	7.3
BİNGÖL	38.88	40.48	6.3	5.9	5.7	5.5	4.6	2.3	1.1	1.1	2.0	3.4	4.7	6.1
BODRUM	37.05	27.43	5.8	5.2	4.8	4.0	3.2	1.3	2	0.2	1.0	3.1	4.5	5.7
BOLU	40.73	31.52	7.3	7.2	6.8	6.2	5.8	4.7	3.5	3.2	4.2	5.3	6.2	7.0
BURDUR	37.72	30.28	6.5	5.9	5.8	5.2	4.6	2.8	1.4	1.1	1.8	3.7	5.0	6.4
BURSA	40.18	29.07	7.1	7.0	6.6	5.8	5.1	3.5	2.1	2.0	3.0	4.5	6.0	6.7
CANAKKALE	40.13	26.40	7.1	6.4	5.9	4.7	4.2	2.8	1.5	1.5	2.6	4.4	6.0	6.9
CANKIRI	40.60	33.62	7.0	6.7	6.1	5.6	5.2	3.9	2.3	2.0	3.0	3.8	5.3	7.2
DENİZLİ	37.78	29.08	6.0	5.6	5.8	5.2	4.2	2.7	1.2	0.8	1.9	3.4	4.4	6.0
DIKILI	39.05	26.87	6.0	5.5	5.3	4.3	3.6	2.1	0.7	0.8	1.6	3.4	5.0	5.8
DIYARBAKIR	37.92	40.23	6.2	6.1	5.7	5.5	4.4	2.0	1.1	0.9	1.4	3.4	5.0	5.9
EDİRNE	41.67	26.57	7.2	6.6	6.3	5.6	5.4	4.4	3.0	2.6	3.4	5.0	6.6	7.2
ELAZIG	38.67	39.23	6.9	6.7	6.2	5.6	4.8	2.3	1.1	0.9	1.5	3.5	5.3	6.7
ERZİNCAN	39.73	39.50	6.8	6.7	6.4	6.1	5.4	3.6	2.3	1.9	2.7	4.1	5.6	6.4
ESKİŞEHİR	39.77	30.52	7.4	7.2	6.5	5.9	5.4	3.8	2.3	1.9	2.9	4.4	6.0	7.3
FINKE	36.30	30.15	5.7	5.6	4.9	3.8	3.1	1.6	7	0.6	1.4	3.7	4.2	6.0
FLORYA	40.98	28.80	7.3	6.9	6.6	5.7	4.8	3.5	2.4	2.3	3.4	5.0	6.3	7.1
GAZİANTEP	37.08	37.37	6.4	5.9	5.5	4.6	3.7	1.6	6	0.6	1.2	3.1	4.7	6.0
GİRESUN	40.92	38.40	7.2	7.2	7.3	7.1	6.4	5.1	5.5	5.5	5.7	5.7	6.3	6.7
HAKKARI	37.57	43.77	5.5	5.6	5.4	5.7	4.3	1.9	1.2	1.2	1.6	3.7	4.0	5.5
IGDIR	39.93	44.03	5.9	5.6	5.8	5.7	5.0	3.6	2.8	2.2	2.3	4.0	5.2	6.2
İZMİR	38.47	27.25	6.1	5.6	5.3	4.6	3.8	2.1	0.7	0.7	1.6	3.5	5	5.9
KARS	40.60	43.08	6.2	6.0	5.8	6	5.8	4.7	3.8	3.2	3.2	4.5	5.6	5.9
KASTAMONU	41.37	33.77	7.7	7.4	7.0	6.5	6	4.9	3.4	3.0	4.0	5.2	6.6	7.7
KAYSERİ	38.73	35.48	6.5	6.6	6.5	5.9	5.3	3.5	1.8	1.6	2.2	4.0	5.3	6.4

Tablo A.2.
(Devam)

KONYA	37.87	32.48	6.8	6.4	5.9	5.4	5.	3.3	1.7	1.4	2.2	4.	5.3	6.7
MARDIN	37.30	40.73	6.2	5.8	5.7	5.0	3.9	1.3	.7	0.7	1.2	3.4	4.7	5.8
MUGLA	37.20	28.35	6.4	5.9	5.3	4.6	3.9	1.9	.8	0.8	1.4	3.6	5.	6.3
MUS	38.73	41.48	7.3	7.1	6.9	5.6	4.2	2.5	1.4	1.2	1.9	3.6	5.8	7.8
RIZE	41.03	40.50	6.8	7.	7.	6.9	6.5	5.8	6.6	6.3	6.2	5.7	6.1	6.4
SAMSUN	41.28	36.33	7.2	7.5	7.3	6.9	6.2	4.5	3.9	4.0	4.9	5.6	6.1	6.9
SIIRT	37.93	41.95	6.3	6.	6.	5.4	4.2	1.7	1.1	0.8	1.3	3.4	4.7	5.8
SIVAS	39.75	37.02	7.2	7.2	6.5	5.9	5.4	3.6	2.	1.8	2.4	4.1	5.6	6.7
TEKIRDAG	40.98	27.55	7.6	7.1	6.8	5.8	5.2	3.9	2.2	2.1	3.3	5.3	6.8	7.3
TRABZON	41.00	39.72	6.9	7.1	7.	6.7	6.5	5.3	5.9	5.9	5.9	5.6	6.2	6.4
URFA	37.40	38.78	5.9	5.6	5.2	4.4	3.4	1.3	0.6	0.5	1.0	2.8	4.4	5.5
USAK	38.67	29.42	6.4	6.2	6.	5.4	5.	3.2	1.5	1.3	2.1	3.8	5.3	6.2
VAN	38.47	43.35	5.7	5.6	5.8	5.4	4.5	2.4	1.8	1.5	1.6	3.6	4.7	5.2
YOZGAT	39.82	34.80	6.9	6.9	6.6	5.9	5.1	3.8	2.	1.7	2.7	3.9	5.5	6.8
ZONGULDAK	41.35	31.80	7.7	7.5	7.1	6.6	5.8	4.3	3.2	3.1	3.9	5.4	6.4	7.3

Tablo A.3. Modellendirme işleminde sıcaklık değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (°C).

İSTASYON	ENLEM	BOYLAM	OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	MAYIS	HAZİRAN	TEMMUZ	AĞUSTOS	EYLÜL	EKİM	KASIM	ARALIK
ADANA	36.98	35.30	9.2	10.1	13.0	17.0	21.3	25.1	27.6	28.0	25.3	20.9	15.7	11.1
ADAPAZARI	40.78	30.42	5.7	6.6	8.2	12.6	17.0	20.9	22.7	22.4	18.9	14.3	11.7	8.1
ADİYAMAN	37.75	38.28	3.7	5.3	9.3	13.9	19.1	24.9	29.0	28.6	24.7	19.0	12.1	6.3
AFYON	38.75	30.53	0.2	1.7	5.1	10.5	15.2	19.1	22.3	22.3	17.7	12.5	7.2	2.4
AGRI	39.72	43.05	-10.4	-8.7	-3.7	5.0	11.1	15.5	19.8	20.4	15.9	8.9	1.7	-6.2
AKHISAR	38.92	27.85	6.0	7.2	9.5	14.3	19.1	24.1	26.6	26.2	22.1	16.6	11.6	7.8
ALANYA	36.55	32.02	11.0	11.0	12.8	15.8	19.4	23.1	25.8	26.0	23.4	19.6	15.4	12.8
ANAMUR	36.10	32.53	11.4	11.4	13.5	16.9	20.7	24.9	27.9	28.1	25.1	21.1	16.7	13.0
ANKARA	39.95	32.88	-0.2	1.1	5.3	11.1	15.5	19.9	23.1	23.1	18.0	12.6	7.4	2.4
ANTALYA	36.88	30.70	9.8	10.2	12.6	15.9	19.7	24.4	28.1	27.9	24.7	19.7	15.3	11.8
AYDIN	37.85	27.85	7.8	9.0	11.2	15.7	20.6	25.4	28.0	27.4	23.3	17.9	13.6	9.5
ARTVIN	41.18	41.82	2.3	3.9	7.1	11.7	15.7	18.9	20.8	20.9	17.9	13.7	9.5	4.8
AYVALIK	39.32	26.70	7.6	8.5	10.4	14.6	19.7	24.1	26.3	25.6	22.1	17.3	13.3	9.7
BALIKESİR	39.63	27.88	4.7	5.7	7.7	12.5	17.4	21.7	24.0	23.8	20.5	15.7	11.0	6.9
BİNGÖL	38.88	40.48	-2.6	-1.3	3.7	10.4	16.4	21.5	26.8	26.5	21.1	14.2	7.0	0.5
BODRUM	37.05	27.43	11.1	11.3	13.0	16.1	20.6	25.2	27.7	27.4	23.6	19.9	16.2	12.9
BOLU	40.73	31.52	0.1	1.5	4.2	9.3	13.9	17.0	19.4	19.2	15.6	11.6	7.0	2.6
BURDUR	37.72	30.28	2.4	3.6	6.4	11.2	16.3	20.7	24.1	24.1	19.7	14.3	9.0	4.4
BURSA	40.18	29.07	5.1	6.0	8.0	12.6	17.3	21.6	24.1	23.8	19.7	15.4	11.2	7.4
CANAKKALE	40.13	26.40	5.9	6.3	7.9	12.3	17.2	21.8	24.6	23.9	19.7	15.5	11.8	8.1
CANKIRI	40.60	33.62	-0.6	1.0	5.3	10.9	15.8	19.9	23.0	22.0	17.0	11.4	5.8	1.6
DENİZLİ	37.78	29.08	5.5	6.7	9.8	14.1	19.2	23.8	26.6	26.0	21.5	16.3	11.4	7.4
DIKILI	39.05	26.87	7.7	8.6	10.2	14.3	19.0	23.5	25.0	25.2	21.5	17.2	13.5	9.8
DIYARBAKIR	37.92	40.23	1.5	3.5	8.2	13.8	19.3	25.9	31.0	30.4	24.9	17.3	9.9	4.2
EDİRNE	41.67	26.57	2.1	3.8	7.1	12.6	17.8	22.0	24.4	23.9	19.6	14.3	9.3	4.4
ELAZIĞ	38.67	39.23	-1.5	0.1	4.9	11.7	17.3	22.9	27.2	27.0	22.0	14.9	7.6	1.4
ERZİNCAN	39.73	39.50	-3.5	-1.7	3.3	10.0	15.1	19.1	22.7	23.4	18.6	11.9	5.4	-0.5
ESKİŞEHİR	39.77	30.52	-0.3	1.4	4.8	10.2	15.1	18.7	21.4	21.2	16.9	12.1	6.8	2.2
FINIKE	36.30	30.15	10.9	11.1	13.2	16.2	20.2	24.6	27.2	26.8	23.5	19.4	15.4	12.3
FLORYA	40.98	28.80	5.1	5.3	6.6	10.8	15.5	20.0	23.2	23.1	19.3	15.1	11.7	7.9
GAZİANTEP	37.08	37.37	2.3	3.8	7.3	12.6	18.2	23.7	27.1	26.9	22.2	15.6	9.3	4.4
GİRESUN	40.92	38.40	7.0	6.9	7.8	11.0	15.3	19.8	22.3	22.2	19.6	15.9	12.7	9.3
HAKKARİ	37.57	43.77	-5.3	-3.5	1.6	7.0	14.0	18.8	23.2	23.1	18.6	12.2	5.0	-1.5
İGDIR	39.93	44.03	-3.6	-0.9	5.3	12.1	17.7	21.7	25.0	24.4	19.2	12.0	5.5	-0.2
İZMİR	38.47	27.25	8.5	9.2	11.1	15.4	20.4	25.0	27.5	27.6	22.9	18.5	14.2	10.2
KARS	40.60	43.08	-11.6	-9.6	-3.9	4.7	10.2	13.4	17.1	17.4	13.1	6.8	0.4	-7.1
KASTAMONU	41.37	33.77	-1.4	0.6	4.2	9.5	14.2	17.5	20.1	19.8	15.5	10.7	5.4	0.9
KAYSERİ	38.73	35.48	-2.0	0.0	4.8	10.6	15.1	19.0	22.5	21.9	17.1	11.7	5.4	0.6

Tablo A.3.
(Devam)

KOCAELI	40.77	29.90	6.0	6.8	8.5	13.0	17.4	21.3	23.2	23.1	20.0	16.0	12.6	8.9
KONYA	37.87	32.48	-0.3	1.6	5.2	11.0	15.8	19.8	23.2	22.9	18.0	12.4	6.5	1.8
MARDIN	37.30	40.73	2.5	3.7	7.3	12.8	18.7	25.3	29.6	29.4	24.9	18.2	11.1	4.9
MUGLA	37.20	28.35	5.3	6.1	8.3	12.5	17.4	22.5	25.9	25.7	21.5	15.9	10.8	7.1
MUS	38.73	41.48	-7.7	-6.1	0.3	8.3	14.7	19.6	24.8	24.8	19.8	12.4	4.7	-3.0
RIZE	41.03	40.50	6.6	6.6	7.8	11.4	15.7	19.9	22.2	22.3	19.4	15.9	12.3	8.6
SAMSUN	41.28	36.33	6.8	6.8	7.7	11.2	15.5	20.0	22.9	22.9	19.7	16.1	12.7	9.3
SIIRT	37.93	41.95	2.2	3.8	7.6	13.3	19.0	25.0	28.9	28.6	23.6	17.4	10.5	4.7
SIVAS	39.75	37.02	-4.0	-2.3	2.0	8.5	13.3	16.6	19.5	19.6	15.6	10.4	4.8	-1.0
TEKIRDAG	40.98	27.55	4.3	5.1	6.6	11.0	16.4	20.9	23.4	23.3	19.7	15.3	11.3	7.2
TRABZON	41.00	39.72	7.2	7.0	8.1	11.4	15.7	20.0	22.6	22.6	19.6	16.1	12.8	9.4
URFA	37.40	38.78	4.9	6.3	10.0	15.5	21.6	27.6	31.5	31.0	26.6	20.0	12.9	7.3
USAK	38.67	29.42	1.9	2.7	5.4	10.3	15.2	19.4	22.6	22.5	17.7	12.5	7.9	3.9
VAN	38.47	43.35	-3.8	-3.2	0.6	6.9	12.8	17.8	21.9	21.7	17.0	10.5	4.2	-1.0
YOZGAT	39.82	34.80	-1.9	-0.7	2.4	7.7	12.3	16.2	18.9	19.0	15.1	10.1	5.0	0.6
ZONGULDAK	41.35	31.80	5.8	6.0	6.9	10.9	15.2	19.4	21.6	21.5	18.3	15.0	11.	9 8.5

Tablo A.4. Modellendirme işleminde yağış değerinden yararlanılan meteoroloji istasyonları ve hesaplanan aylık ortalama değerleri (mm).

İSTASYON	ENLEM	BOYLAM	OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	MAYIS	HAZİRAN	TEMMUZ	AĞUSTOS	EYLÜL	EKİM	KASIM	ARALIK
ADANA	36.98	35.30	112.36	96.25	68.57	53.85	52.50	20.71	6.82	7.95	16.99	39.94	66.62	121.55
ADAPAZARI	40.78	30.42	95.28	68.25	80.40	57.46	49.03	63.58	41.50	52.06	57.76	66.06	76.27	116.20
ADİYAMAN	37.75	38.28	173.51	120.80	111.83	83.28	53.81	5.92	2.55	1.65	5.01	27.93	76.26	144.67
AFYON	38.75	30.53	45.81	42.58	46.63	45.08	57.92	39.60	20.25	10.31	19.42	32.95	32.81	47.79
AGRI	39.72	43.05	48.24	52.14	51.65	67.61	64.35	44.88	23.03	13.10	18.20	54.07	45.15	45.33
AKHISAR	38.92	27.85	103.91	86.48	64.73	47.04	38.30	19.19	6.14	9.92	15.10	39.47	76.64	114.47
ALANYA	36.55	32.02	237.29	170.95	90.10	47.64	35.18	8.21	5.79	3.30	29.35	80.77	138.04	230.36
ANAMUR	36.10	32.53	215.79	168.34	105.52	43.31	24.64	7.05	0.73	0.46	11.89	84.65	115.84	234.74
ANKARA	39.95	32.88	41.65	36.69	36.72	41.25	53.55	33.62	13.46	9.55	18.99	24.11	29.27	47.49
ANTALYA	36.88	30.70	255.82	166.22	89.35	43.72	29.79	6.65	3.97	4.27	13.77	62.22	111.47	269.76
ARTVIN	41.18	41.82	75.39	74.97	56.32	50.83	47.61	48.98	26.88	27.96	35.96	59.42	71.08	87.46
AYDIN	37.85	27.85	121.16	95.57	69.63	46.84	31.30	15.20	8.26	5.31	20.23	48.39	74.44	134.97
AYVALIK	39.32	26.70	114.28	93.53	69.12	47.21	24.61	9.37	4.98	4.16	20.23	37.44	94.87	129.80
BINGÖL	38.88	40.48	132.08	110.14	131.59	116.09	76.10	20.67	6.18	5.04	10.30	50.22	92.51	120.04
BODRUM	37.05	27.43	187.62	112.96	66.74	31.19	21.65	8.53	2.10	4.67	15.37	51.89	92.72	176.44
BOLU	40.73	31.52	60.32	52.57	50.55	51.57	60.03	51.48	25.45	21.78	30.42	36.30	48.69	69.43
BURDUR	37.72	30.28	64.89	47.08	41.56	42.19	46.91	26.61	9.02	8.01	15.49	31.07	34.21	66.16
BURSA	40.18	29.07	91.98	79.10	74.23	61.36	53.91	30.33	25.64	22.58	42.75	58.91	80.96	107.53
CANAKKALE	40.13	26.40	99.63	73.36	67.82	40.45	30.12	24.75	15.11	13.14	26.91	48.51	89.17	107.17
CANKIRI	40.60	33.62	47.11	39.90	38.73	40.84	57.85	41.92	14.03	15.09	17.24	17.93	24.08	48.33
DENİZLİ	37.78	29.08	85.12	73.68	65.56	49.60	48.10	24.49	15.19	9.77	16.42	35.60	50.05	90.75
DIKILI	39.05	26.87	135.44	92.22	74.73	43.15	79.05	8.95	4.15	6.92	13.09	46.46	34.16	136.70
DIYARBAKIR	37.92	40.23	76.96	68.80	64.83	74.02	45.78	6.95	1.47	1.15	3.44	28.23	53.47	74.60
EDİRNE	41.67	26.57	65.58	50.48	47.65	49.16	50.06	51.27	31.89	24.68	33.85	56.66	70.62	73.61
ELAZIG	38.67	39.23	45.85	47.61	57.73	68.48	57.29	13.95	3.69	2.19	8.85	35.78	51.95	48.71
ERZİNCAN	39.73	39.50	30.71	33.41	42.40	52.81	49.79	32.67	12.62	6.83	13.56	34.95	33.91	31.23
ESKİSEHIR	39.77	30.52	44.61	32.18	39.41	37.02	46.71	36.37	13.06	8.09	17.44	26.21	29.90	49.70
FINIKE	36.30	30.15	246.08	144.36	80.67	38.78	22.74	8.52	3.59	1.26	9.17	63.01	83.36	244.69
FLORYA	40.98	28.80	87.52	65.89	62.24	45.89	29.96	21.61	19.37	29.11	39.77	63.85	86.12	100.44
GAZİANTEP	37.08	37.37	110.42	89.62	76.15	56.95	31.35	8.44	3.49	5.04	3.69	30.23	56.30	104.87
GİRESUN	40.92	38.40	131.03	113.63	98.21	79.12	63.63	70.23	78.50	95.96	128.70	137.08	143.87	127.77
HAKKARI	37.57	43.77	97.84	104.82	131.10	143.37	58.55	17.85	5.35	3.58	11.51	53.57	82.10	88.59
IGDIR	39.93	44.03	18.28	17.28	21.96	29.51	46.15	33.35	13.17	10.15	13.55	23.96	17.95	13.33
ISPARTA	37.75	30.55	91.54	76.55	61.41	52.15	60.25	36.29	13.62	12.46	17.27	37.99	28.20	99.44
İZMİR	38.47	27.25	136.25	103.52	71.04	43.32	35.47	10.76	5.48	5.06	14.62	43.32	86.15	146.77
KARS	40.60	43.08	24.53	28.25	28.53	46.39	84.55	77.97	53.17	41.73	31.07	37.10	27.82	22.76
KASTAMONU	41.37	33.77	29.63	28.43	33.98	50.65	74.15	63.13	26.94	25.73	27.63	32.67	27.66	31.20
KAYSERİ	38.73	35.48	37.41	38.30	39.12	54.92	48.30	37.65	7.36	6.94	10.77	21.14	30.07	36.07

Tablo A.4.
(Devam)

KOCAELI	40.77	29.90	88.98	74.30	71.04	50.04	45.00	49.00	37.33	37.55	65.68	73.94	77.43	114.34
KONYA	37.87	32.48	40.38	34.79	39.83	30.19	43.62	25.39	6.97	5.46	11.42	30.15	28.37	39.48
MARDIN	37.30	40.73	133.43	107.76	105.19	90.22	47.59	3.60	1.56	1.43	2.98	30.18	78.28	121.08
MUGLA	37.20	28.35	262.71	182.59	117.44	64.23	45.60	23.71	9.12	13.00	19.62	68.72	125.39	284.24
MUS	38.73	41.48	124.25	122.95	129.45	109.85	67.37	27.48	6.79	4.62	13.81	67.57	97.44	99.29
RIZE	41.03	40.50	247.44	208.00	168.37	102.13	103.20	131.98	144.90	197.95	255.84	267.56	261.81	257.13
SAMSUN	41.28	36.33	75.59	66.51	69.31	60.27	45.28	40.09	33.88	34.39	60.40	74.79	79.49	83.91
SIIRT	37.93	41.95	108.88	101.97	106.53	108.16	67.72	10.41	1.46	0.83	6.62	47.36	83.17	97.85
SIVAS	39.75	37.02	44.43	41.97	42.38	56.67	59.84	34.51	7.70	7.09	18.24	28.69	36.08	43.31
TEKIRDAG	40.98	27.55	71.83	52.76	53.79	42.21	38.01	37.38	21.36	14.86	29.86	57.53	81.19	87.08
TRABZON	41.00	39.72	86.67	68.18	57.60	56.21	53.88	48.41	33.88	44.25	73.70	106.28	96.62	86.11
URFA	37.40	38.78	101.89	71.37	65.09	51.97	25.97	3.36	1.57	1.81	1.72	22.74	41.40	87.79
USAK	38.67	29.42	79.85	68.51	60.04	42.72	57.80	28.62	14.94	11.43	18.65	38.39	57.39	87.89
VAN	38.47	43.35	39.33	34.95	45.10	56.96	42.86	18.46	6.58	5.10	14.95	43.81	47.04	31.51
YOZGAT	39.82	34.80	70.19	62.28	67.90	57.76	63.83	39.61	9.97	8.19	16.09	28.65	45.42	76.28
ZONGULDAK	41.35	31.80	141.72	107.72	98.25	73.84	56.33	70.28	63.75	90.69	98.69	139.95	147.84	148.65

Tablo B.1. ϕ ve λ' nın 5 'nci kuvvetleri ile yapılan modellendirmeye ilişkin bulutluluk, güneş radyasyonu, sıcaklık ve yağış yüzey katsayıları.

Katsayı	Bulutluluk	Güneş Radyasyonu	Sıcaklık	Yağış
X (1)	0.4616E+01	0.3215E+03	0.9899E+01	0.2512E+01
X (2)	-.6855E-01	0.9567E+00	0.8132E+00	0.9532E-02
X (3)	-.1962E-01	0.1779E+01	0.1504E+00	0.1223E+00
X (4)	-.6732E-03	0.8576E+00	-.2136E-01	0.9463E-02
X (5)	0.4261E-03	-.7978E-01	-.3112E-02	-.1231E-02
X (6)	0.5648E-04	-.1835E-01	-.1320E-03	-.1477E-03
X (7)	0.3004E+00	-.2803E+02	-.3772E+01	0.1201E+01
X (8)	0.1060E+00	-.7761E+01	-.1424E+01	0.2126E+00
X (9)	-.3119E-01	0.5259E+01	0.4302E+00	-.1305E+00
X (10)	-.1132E-01	0.1708E+01	0.1082E+00	-.4605E-01
X (11)	0.8440E-03	-.1567E+00	-.7691E-02	0.1948E-02
X (12)	0.1736E-03	-.3276E-01	-.1463E-02	0.6402E-03
X (13)	-.1383E+00	0.3845E+02	0.1740E+01	0.8257E+00
X (14)	0.7645E-02	-.4193E+01	-.3290E+00	0.1075E+00
X (15)	0.5760E-01	-.1186E+02	-.2453E+00	-.2905E-01
X (16)	0.7649E-02	-.1739E+01	-.2498E-01	-.3332E-02
X (17)	-.1341E-02	0.2699E+00	0.6773E-02	-.6348E-03
X (18)	-.1870E-03	0.4132E-01	0.8344E-03	-.1133E-03
X (19)	-.5737E-01	0.1162E+02	0.2411E+01	-.1345E+01
X (20)	0.1451E-01	0.6199E+01	0.6303E+00	-.3064E+00
X (21)	0.5611E-01	-.7895E+01	-.5897E+00	0.1304E+00
X (22)	0.8237E-02	-.1918E+01	-.1105E+00	0.4397E-01
X (23)	-.1097E-02	0.1913E+00	0.1026E-01	-.1347E-02
X (24)	-.1432E-03	0.3430E-01	0.1669E-02	-.4932E-03
X (25)	0.3923E-01	-.1084E+02	-.5134E-01	-.1181E+00
X (26)	0.3638E-03	-.7778E+00	0.4339E-01	-.2874E-01
X (27)	-.1334E-01	0.3428E+01	0.4334E-01	0.1462E-01
X (28)	-.1780E-02	0.6614E+00	0.5155E-02	0.8156E-03
X (29)	0.3640E-03	-.7771E-01	-.1771E-02	0.2307E-03
X (30)	0.5016E-04	-.1482E-01	-.2164E-03	0.5457E-04
X (31)	0.1597E-01	-.1287E+01	-.4334E+00	0.2158E+00
X (32)	-.7131E-02	-.1731E+00	-.2652E-01	0.7478E-01
X (33)	-.1049E-01	0.1312E+01	0.1278E+00	-.1126E-01
X (34)	-.1344E-02	0.2470E+00	0.2005E-01	-.7117E-02
X (35)	0.1755E-03	-.3301E-01	-.2169E-02	-.1785E-03
X (36)	0.2110E-04	-.4531E-02	-.3192E-03	0.4078E-04
X (37)	0.2082E+01	-.3390E+02	-.6149E+01	0.1515E+01
X (38)	0.5075E-01	-.4216E+01	-.7348E-01	0.4493E-01
X (39)	0.2301E-02	-.3469E+00	-.6220E-01	0.6468E-01
X (40)	-.1235E-02	0.9352E-01	-.7608E-02	0.1116E-01
X (41)	-.1807E-03	0.2671E-01	0.5436E-03	-.6745E-03
X (42)	-.1722E-05	0.1884E-02	0.6803E-04	-.1684E-03
X (43)	0.9506E-01	-.8672E+01	0.1574E+00	0.4585E+00
X (44)	0.2179E-01	-.3989E+01	0.9854E-02	-.5496E-01
X (45)	-.1390E-01	-.9501E+00	0.3899E-01	-.1091E+00
X (46)	-.2803E-02	0.4712E-02	0.9206E-02	-.1818E-01
X (47)	0.1021E-03	0.3933E-01	-.9773E-03	0.1913E-02
X (48)	0.2737E-04	0.3512E-02	-.1777E-03	0.3371E-03
X (49)	-.1171E+00	-.3820E+01	0.1486E-02	0.5818E+00
X (50)	-.9247E-02	0.3243E+01	-.1327E+00	0.1434E+00
X (51)	-.1855E-01	0.2427E+01	-.1100E-01	-.3670E-01
X (52)	-.2251E-02	0.2309E+00	0.1612E-02	-.1377E-01
X (53)	0.4116E-03	-.7679E-01	0.1037E-02	-.3812E-03
X (54)	0.5111E-04	-.9173E-02	0.1031E-03	0.8508E-04
X (55)	-.9493E-01	0.7988E+01	0.1980E+00	-.4788E+00
X (56)	-.3955E-01	0.5410E+01	0.9012E-01	-.1099E+00
X (57)	0.4527E-03	0.1737E+01	-.5483E-01	0.5298E-01
X (58)	0.1865E-02	0.8376E-01	-.1566E-01	0.1654E-01
X (59)	0.5044E-04	-.4846E-01	0.9750E-03	-.1105E-02
X (60)	-.1579E-04	-.4458E-02	0.2266E-03	-.2624E-03
X (61)	-.5794E-02	0.1504E+01	0.2452E-01	-.1102E+00

X (62)	-.1203E-02	-.2570E+00	0.2324E-01	-.3954E-01
X (63)	0.4471E-02	-.6091E+00	0.7488E-02	-.3418E-02
X (64)	0.5927E-03	-.7622E-01	0.5950E-03	0.1662E-02
X (65)	-.1012E-03	0.2248E-01	-.4510E-03	0.4318E-03
X (66)	-.1339E-04	0.2974E-02	-.5259E-04	0.2693E-04
X (67)	0.1626E-01	-.1133E+01	-.5065E-01	0.6960E-01
X (68)	0.5251E-02	-.1056E+01	-.1664E-01	0.2156E-01
X (69)	-.3919E-03	-.4066E+00	0.1156E-01	-.9845E-02
X (70)	-.2746E-03	-.2747E-01	0.3181E-02	-.2781E-02
X (71)	0.4903E-05	0.9476E-02	-.1444E-03	0.1754E-03
X (72)	0.3545E-05	0.8859E-03	-.3848E-04	0.3936E-04
X (73)	-.1631E+01	0.1867E+03	0.9917E+01	0.2219E+00
X (74)	0.4013E-01	0.6818E+01	0.1326E+00	-.3188E+00
X (75)	-.1664E-01	-.8665E+00	0.2997E-01	-.1038E+00
X (76)	-.2847E-02	0.4457E-01	0.6161E-02	0.6628E-02
X (77)	0.2492E-03	-.1056E-01	-.4234E-03	0.5913E-03
X (78)	0.4161E-04	-.4453E-02	-.6037E-04	-.9431E-05
X (79)	-.1473E+00	0.6931E+00	-.3713E+00	-.4122E+00
X (80)	-.1322E+00	-.8790E+01	0.2153E+00	-.1025E+00
X (81)	0.4627E-01	0.5359E+00	-.9050E-01	0.7142E-01
X (82)	0.1492E-01	0.8296E+00	-.2527E-01	0.4732E-01
X (83)	-.7859E-03	-.3440E-01	0.1993E-02	-.1412E-02
X (84)	-.2018E-03	-.1356E-01	0.4123E-03	-.6917E-03
X (85)	-.1856E+00	0.1183E+02	-.4107E+00	-.1693E+01
X (86)	-.6149E-01	-.7604E+01	-.9828E-02	0.3314E-01
X (87)	0.3496E-01	-.3706E+01	0.8085E-02	0.9906E-01
X (88)	0.4074E-02	-.4059E+00	0.2699E-03	-.1788E-02
X (89)	-.4593E-03	0.9339E-01	-.4697E-03	-.1576E-03
X (90)	-.3455E-04	0.1385E-01	-.4760E-04	0.1741E-03
X (91)	0.2702E+00	0.1757E+01	0.7227E-02	0.1256E+01
X (92)	0.1141E+00	0.6552E+01	-.2161E+00	0.3262E+00
X (93)	-.4769E-01	-.1873E+01	0.1106E+00	-.6634E-01
X (94)	-.1229E-01	-.8210E+00	0.2880E-01	-.4257E-01
X (95)	0.8513E-03	0.4626E-01	-.2206E-02	0.1059E-02
X (96)	0.1703E-03	0.1234E-01	-.4554E-03	0.5069E-03
X (97)	0.7133E-01	-.4100E+01	-.3303E-01	0.2891E+00
X (98)	0.1051E-01	0.5657E+00	0.1476E-02	0.8487E-02
X (99)	-.9628E-02	0.1321E+01	-.2536E-02	-.2818E-01
X (100)	-.8600E-03	0.2239E+00	0.9777E-04	0.1127E-02
X (101)	0.1190E-03	-.3171E-01	0.1891E-03	-.3609E-04
X (102)	0.7210E-05	-.5737E-02	0.1494E-04	-.7750E-04
X (103)	-.5812E-01	-.1139E+00	0.2487E-01	-.2172E+00
X (104)	-.1367E-01	-.6538E+00	0.7556E-02	-.9019E-01
X (105)	0.1106E-01	0.2191E+00	-.2725E-01	0.6653E-02
X (106)	0.2157E-02	0.8463E-01	-.4596E-02	0.7531E-02
X (107)	-.2012E-03	-.5114E-02	0.5220E-03	0.2462E-04
X (108)	-.3247E-04	-.1001E-02	0.8131E-04	-.6293E-04

ÖZGEÇMİŞ

Mehmet Ali GÜRDAL 1963 yılında Reis kasabasında (Akşehir / Konya) doğmuştur. İlk öğrenimini yurdun çeşitli il, ilçe ve köylerinde; orta öğretimini ise Antalya Merkez Orta Okulunda tamamlamıştır. Lise öğrenimini Işıklar Askeri Lisesinde gören ilgili, daha sonra 1984 yılında Kara Harp Okulunu harita subayı olarak bitirmiş, 1984-1986 yıllarında ise M.S.B.Harita Genel Komutanlığı Harita Yüksek Teknik Okulunu tamamlayarak harita mühendisi olmuştur.

1992 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliğinde başlamış olduğu yüksek çalışmasını 1995 yılında tamamlayarak yüksek mühendis ünvanı alan Gürdal, aynı yıl ve aynı bölümde doktora çalışmalarına başlamıştır.

Kendisi halen, Harita Genel Komutanlığı Jeodezi Dairesi Başkanlığı Jeofizik ve Nivelman Şubesinde yüksek mühendis binbaşı olarak nivelman kısım amirliği görevinde bulunmaktadır. Jeodezi Dairesi Başkanlığında bugüne kadar çeşitli tarihlerde; Türkiye I.Derece Yatay ve Düşey Kontrol Ağlarında ölçme değerlendirme çalışmalarında görev almış, ayrıca uzun yıllar Ankara Manyetik Rasathanesinde manyetik ölçme çalışmalarına katılmış ve Türkiye I.Derece Manyetik Seküler Ağının tümünün periyodik ölçme ve değerlendirme çalışmalarında ve Türkiye manyetik sapma (deklınasyon) haritaların çizimi ve değerlendirmesi çalışmalarında bulunmuştur. Diğer taraftan Trakya bölgesinde GPS ölçüsülerine de katılan çalışmacı, Türkiye Ulusal Düşey Datumu Belirleme Projesinde mareograf ölçülerinin spektral analizi ve ortalama deniz seviyesinin belirlenmesi çalışmalarında aktif olarak görev yapmıştır.

Gürdal, evli ve iki çocuk babası olup iyi derecede İngilizce ve Fransızca bilmektedir.