T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

Uydu Altimetre Verilerinden Yararlanarak Gravite Alanı Belirlemek

Kenan BAYRAK

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ
ANABİLİM DALI
KONYA, 2007

T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UYDU ALTİMETRE VERİLERİNDEN YARARLANARAK GRAVİTE ALANI BELİRLEMEK

KENAN BAYRAK

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ ANABİLİM DALI
KONYA, 2007

Bu tez 19/01/2007 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Yrd.Doç.Dr.Bayram TURGUT	Prof.Dr.Cevat İNAL	Yrd.Doç.Dr.Ayhan CEYLAN
(Danışman)	(Üye)	(Üye)

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

UYDU ALTİMETRE VERİLERİNDEN YARARLANARAK

GRAVİTE ALANI BELİRLEMEK

Kenan BAYRAK

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü

Danışman : Yrd.Doç.Dr. Bayram TURGUT

2007, 82 Sayfa

Juri: Prof.Dr. Cevat İNAL

Yrd.Doç.Dr.Bayram TURGUT

Yrd.Doç.Dr.Ayhan CEYLAN

Bu çalışma, yüksek doğruluklu jeoid belirlemek için kullanılan başlıca veri olan gravitenin altimetre verilerinden yararlanarak belirlenmesi amacıyla yapılmıştır. Kıyı bölgeleri ekonomik olarak değerli ve nüfus olarak kalabalık yerler olduğu için mühendislik uygulamalarına kıyı bölgelerinde daha çok ihtiyaç duyulmaktadır. Bu nedenle, jeoidin bu bölgelerde hassas olarak bilinmesi önemlidir. Denizlerde gravite verisi ölçmenin maliyeti yüksek olduğundan, kıyı bölgelerinin jeoid yükseklikleri hassas olarak belirlenememektedir. Uydu altimetre tekniğinin özellikle son 15-20 yıl içerisinde yaygın olarak kullanılması ile denizlerdeki gravite verisi eksikliği günümüzde giderilebilmektedir.

Bu çalışmada, uydu altimetre tekniğinin gelişimi, ölçüm prensibi ve hata kaynakları tanıtılmaktadır. Uygulama bölgesi olarak Ege Denizi seçilmiş ve hesaplamalar, En Küçük Kareler ile Kolokasyon (EKKK) yöntemi ve kaldır-yerine koy tekniği kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Çalışmada, Danimarka ulusal uzay merkezinden alınan 15 yıllık altimetre verileri kullanılmıştır. Hesaplamalarda GRAVSOFT paket programı (Tscherning v.d, 1994) ve Generic Mapping Tools (GMT) yazılım paketleri kullanılmıştır.

Anahtar kelimeler: Altimetre, En Küçük Kareler, Kaldır-Yerine Koy, Jeoit, GPS

ABSTRACT

Master Thesis

DETERMINATION OF GRAVITY FIELD

BY USING THE ALTIMETRY DATA

Kenan BAYRAK

Selçuk University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geodesy and Photogrammetry

Supervisor : Assist.Prof.Dr. Bayram TURGUT

2007, 82 Pages

Jury: Prof.Dr.Cevat İNAL

Assist.Prof.Dr.Bayram TURGUT

Assist.Prof.Dr.Ayhan CEYLAN

This research aims to determine the gravity field which is the main data for determining an accurate geoid, by using altimetry data. Determination of high precise jeoid height requires gravity data. Due to the economical value and high population, engineering applications are required much more in coastal areas. Therefore, to know the geoid accurately in these areas is important. Geoid heights can not be determined accurately in coastal areas since the cost of measuring gravity over seas is high. Common use of satellite altimetry technique especially for last 15-20 years, the lack of gravity over seas can be avoided at now.

In this study; the development, measurement principle and error sources of satellite altimetry technique are introduced. The Aegean Sea is selected as the practice area and calculations are made by using Least Square Collocation (LSC) method and remove-restore technique. The altimetry data of 15 years obtained from Danish National Space Center (DNSC) is used in the study. GRAVSOFT and Generic Mapping Tools (GMT) software packages are used in calculations.

Keywords **:** Altimetry, Least Square, Remove-Restore, Geoid, GPS

ÖNSÖZ

"Jeoid Uydu Altimetre Verilerinden Yararlanarak Gravite Alanı Balirlemek" konulu bu çalışmada tez yürütücülüğünü üstlenen ve çalışmanın her aşamasında bana yol gösteren, bilgi ve deyimlerini paylaşan değerli hocam Yrd.Doç.Dr.Bayram TURGUT'a şükranlarımı sunarım.

Bu çalışmamı yürütebilmek için tecrübe ve bilgilerini her zaman benimle paylaşan Doç. Dr. Ali KILIÇOĞLU ve Yük. Müh. Orhan FIRAT'a saygılarımı ve sevgilerimi arz ederim.

Kenan BAYRAK

Ocak 2007

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1	Görsel deniz seviyesi gözlem tekniği	2
Şekil 2.2	SKYLAB Uydusu	4
Şekil 2.3	SEASAT Uydusu	5
Şekil 2.4	GEOSAT Uydusu	6
Şekil 2.5	T/P Uydudu	8
Şekil 2.6	ERS-2 Uydusu	9
Şekil 2.7	Radar dalgaları	13
Şekil 2.8	Uydu altimetresinde geometrik ilişki	16
Şekil 2.9	Uydu yörüngesi ve dünya üzerindeki uydu izleri	17
Şekil 3.1	Uydu altimetre nokta kalibrasyonu	32
Şekil 4.1	Uydu altimetresi uygulama alanları	34
Şekil 4.2	ERS-1 topoğrafya ölçülerinden elde edilen buzul kümesi	35
Şekil 8.1	Altimetre gözlemlerinden gravite anomalisi türetilmesi amacıyla seçilen çalışma bölgesi	49
Şekil 8.2	Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri	50
Şekil 8.3	Gravsoft yazılım paketi ile EGM96 jeopotansiyel modele ait jeoit yüksekliklerinin hesaplanması	52
Şekil 8.4	Düzeltilmiş deniz yüzü yüksekliklerinden çıkarılan EGM96 jeopotansiyel modeli jeoid yükseklikleri (N_{EGM})	53
Şekil 8.5	N_{EGM96} Çizim komutları	54
Şekil 8.6	DYY'ne ait artık gravite anomalilerinin elde edilmesi	55
Şekil 8.7	Artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri	56
Şekil 8.8	Deneysel ve Model kovaryans fonksiyonları	58
Şekil 8.9	Artık gravite anomalilerinin elde edilmesi	59
Şekil 8.10	Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res})	60
Şekil 8.11	Şekil 8.11 EGM96 Jeopotansiyel modelden gravite anomalisi hesaplanması	61
Şekil 8.12	EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM96})	62
Şekil 8.13	EKKK ile elde edilen sonuç Gravite Anomalileri (Δg_{FAA})	63
Şekil 8.14	KMS02 Gravite Anomalisi Model	64
Şekil 8.15	EKKK ile elde edilen gravite anomalisi - KMS02 gravite anomalisi.	65

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 2.1	Altimetre Uyduları Parametreleri.....	11
Çizelge 2.2	Operasyonel Altimetre Organizasyonlar……...	12
Çizelge 2.3	Uydu izleme teknikleri.....	19
Çizelge 8.1	Deniz Yüzeyi Yükseklikleri Verileri…….	51
Çizelge 8.2	Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri…	51
Çizelge 8.3	Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri…	54
Çizelge 8.4	Uygulama bölgesindeki artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleridir……..	55
Çizelge 8.5	N_{EGM96} ve artık DYY…….	57
Çizelge 8.6	Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res})…….	59
Çizelge 8.7	EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM96})……	61
Çizelge 8.8	EKKK ile elde edilen sonuç Gravite Anomalileri (Δg_{FAA})……...	63
Çizelge 8.9	EKKK ile elde edilen gravite anomalisi - KMS02 gravite anomalisi modeli değerleri……	65

SİMGE LİSTESİ

N : Jeoid yüksekliği

H : Ortometrik yükseklik

h : Elipsoid yüksekliği

g : Gravite kuvveti

G : Çekim sabiti (6673×10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2})

r : Dönme yarıçapı

ω : Yerin açısal hızı (7292115×10^{-11} rad s^{-1})

φ : Jeosentrik enlem

λ : Jeosentrik boylam

γ : Ortalama yüzey gravite değeri

$S(\psi)$: Stokes fonksiyonu

ψ : Hesap noktası ile ölçü noktası arasındaki jeosentrik açı

Δg : Gravite anomalisi

Δg_B : P yeryüzü noktasında tanımlı Bouguer anomalisi

Δg_{FA} : Serbest Hava Anomalisi

Δg_r : Artık gravite anomalileri

$d\sigma$: Birim küre üzerindeki yüzey elemanıdır

C_{nm} : Potansiyel anomalisinin tam normalleştirilmiş katsayısı

S_{nm} : Potansiyel anomalisinin tam normalleştirilmiş katsayısı

P_{nm} : Tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonları

c : Işık hızı (3×10^8 m/s)

ξ : Deniz yüzeyi topografyası (Sea surface topography)

d : Gerçek yörünge ile hesaplanan yörünge arasındaki fark

$(t_A - t_T)$: Radar dalgasının seyir süresi

ΔH : Anlık gelgit etkileri

KISALTMA LİSTESİ

AVISO	: Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data
CLS	: Collecte Localisation Satellites
CNES	: Centre National d'Etudes Spatiale
DGFI	: Deutsches Geodaetisches Forschungsinstitut
DORIS	: Doppler Orbitıography and Radiopositioning Integrated by Satellites
DYT	: Deniz Yüzeyi Topoğrafyası
DYY	: Deniz Yüzeyi Yüksekliği
E/M	: Elektromanyetik
EGM96	: Yer Jeopotansiyel Modeli-1996 (Earth Geopotential Model-1996)
EKKK	: En Küçük Karelerle Kolokasyon
ENVISAT	: Enviromental Satellite
ESA	: European Space Agency
ERS	: ESA Remote Sensing satellite
GEOS-3	: Geodynamics Explorer Ocean Satellite-3
GEOSAT	: Geodetic Satellite
GFO	: Geosat Follow on
GPS	: Global Konum Belirleme Sistemi (Global Positioning System)
GRGS	: Research Group for satellite Geodesy
GMT	: Generic Mapping Tools
IGN	: National Geodetic Instıtute
INS	: Intıtut für Navigation
LRA	: Laser Retroreflector Array
JPL	: Jet Propulsion Laboratuary
NASA	: National Acronautics and Space Administration
ODS	: Ortalama Deniz Seviyesi
OPNET	: Operational Network
PRARE	: Precise Range and Range Equipment
PRN	: Pseudo Random Noise
SAR	: Synthetic Aperture Radar
SEASAT	: Sea Satellite
SGPS	: Sabit GPS

SLR : Satellite Laser Ranging

SSH : Sea Surface Height

SST : Sea Surface

TDRSS : Tracking and Data Relay Satellite System

T/P : Topex/Poseidon

TRANET : Transit Network

TRSR : Turbo Rogue Space Receiver

İÇİNDEKİLER

ÖZET……... iii
ABSTRACT……. iv
ÖNSÖZ…… v
ŞEKİL DİZİNİ……..... vi
ÇİZELGE DİZİNİ…… vii
SİMGE LİSTESİ……..... viii
KISALTMA LİSTESİ……..... ix
İÇİNDEKİLER…… xi

1. GİRİŞ……. 1

2. UYDU ALTİMETRE TEKNİĞİ……..... 2
2.1 Genel..... 2
2.2 Uydu Altimetre Tekniğinin Gelişimi …..... 3
2.3 Uydu Altimetre Tekniği Çalışma Prensibi..... 12
2.4 Uydu Okyanus Mesafesi ……..…….. 14
2.5 Uydu Altimetre Yörüngesi ve Yörünge İzleme Sistemleri ……..…… 17
2.5.1 Satellite Laser Ranging…….. 19
2.5.2 Doppler orbitography and radio positioning integrated by satellite ...….. 20
2.5.3 Precise range and range rate equipment (PRARE)…….. 20
2.5.4 Global positioning system (GPS)…..……...……. 21
2.6 Referans Yüzeyleri…… 24

3. ALTİMETRE ÖLÇÜ HATA KAYNAKLARI VE ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNE GETİRİLEN DÜZELTMELER…….. 25
3.1 Uydu Yörünge Hataları……. 25
3.2 Altimetre Hataları…….. 26
3.2.1 Aletsel hatalar…… 27
3.2.2 Sinyal yayılım ortamı hataları……... 27
3.2.2.1 Atmosferik etki…….. 27
3.2.2.2 Deniz durumu farkları sapmaları……... 29
3.3 Jeoid Belirleme Hataları……..…….. 30
3.4 Uydu Altimetre Kalibrasyonu……... 32

4. ALTİMETRE UYGULAMA ALANLARI……... 34

5. UYDU ALTİMETRE TEKNİĞİNİN MAREOGRAFLAR İLE KARŞILAŞTIRILMASI……... 37

6. ALTİMETRE VERİLERİNİN ELDE EDİLMESİ VE İŞLENMESİ……..... 39
6.1 Veri Elde Etme…….. 39
6.2 Ham Telemetri Verileri (Seviye 0) Ve Seviye 1 Verileri…….. 39
6.3 Seviye 1 Verileri ve Seviye 2 Jeofizik Verileri……. 40
6.4 Veri Doğruluklarının Sınanması……...…… 40
6.5 Seviye 3 ve Seviye 4 Verileri (Value-Added Products)…… 40
6.6 Veri İşleme (Data Processing)……..… 40

7. ALTİMETRE ve ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GRAVİTE ANOMALİSİ TÜRETİL MESİ……. 43
7.1 Altimetre Ölçüsü ve Verisi…… 43
7.2 Altimetre Gözlemlerinden Gravite Anomalilerinin Belirlenmesi……. 44
7.3 Global jeopotansiyel modelin jeoid yükseklikleri ve gravite anomalilerine katkısı…….. 45
7.4 EKKK yöntemi…….. 46

8. UYGULAMA…….……... 49

9. SONUÇ ve ÖNERİLER…… 66

10. KAYNAKLAR 69

1. GİRİŞ

Günümüz mühendislik uygulamalarında geniş bir kullanım alanı bulan yüksek doğruluklu jeoit belirlemede kullanılan başlıca veri gravite verisidir. Gravite verileri ise karalarda, kısmen de gemi ve uçaklar ile denizlerde doğrudan ölçülerek elde edilebilmektedir. Bununla birlikte denizlerde doğrudan gravite ölçmek, maliyeti yüksek bir işlem olduğundan genellikle petrol arama amaçlı bölgesel ölçümler olarak gerçekleştirilmektedir. Bu durum, denizlerde gravite verisi eksikliğine neden olduğundan, yakın bir tarihe kadar önemli bir sorun teşkil etmekte idi.

Denizlerde gravite verisinin eksik olması, denizlerde ve daha da önemlisi deniz kıyısındaki kara parçalarında jeoidin doğruluğunun düşük olmasına neden olmaktadır. Ancak günümüzde hemen hemen tüm denizlerde, yüksek sıklıkta altimetre ölçüsü yapılmakta ve yayımlanmaktadır. Altimetre ölçüleri yükseklik ölçüsü olmakla birlikte, gravite değerine dönüştürülebilmekte ve böylece denizlerdeki gravite verisi boşluğu tamamlanabilmektedir.

Böylece altimetre ölçüleri sayesinde, denizlerde ve denize komşu kara parçalarında da yüksek doğruluklu jeoidin belirlenmesi olanaklı hâle gelmiştir. Jeoit doğada olduğu varsayılan ve kuramsal bir yüzey olup, yükseklik sistemlerinde referans yüzey (düşey datum) olarak kullanılmaktadır. Kıyı bölgelerinin ekonomik değerinin yüksek olması ve buralarda daha çok insanın yaşıyor olması bu bölgelerde daha çok mühendislik uygulamasının yapılmasına neden olmaktadır. Bu nedenle kıyı bölgelerinde jeoidin yüksek doğrulukla bilinmesi oldukça önemlidir.

Bu çalışma ile üç tarafı denizler ile çevrili Türkiye'de örnek uygulama alanı olarak seçilen Ege Denizi'nde uydu altimetre ölçüleri kullanılarak yüksek doğruluklu, gravite alanı (Δg), belirlenmesi hedeflenmektedir.

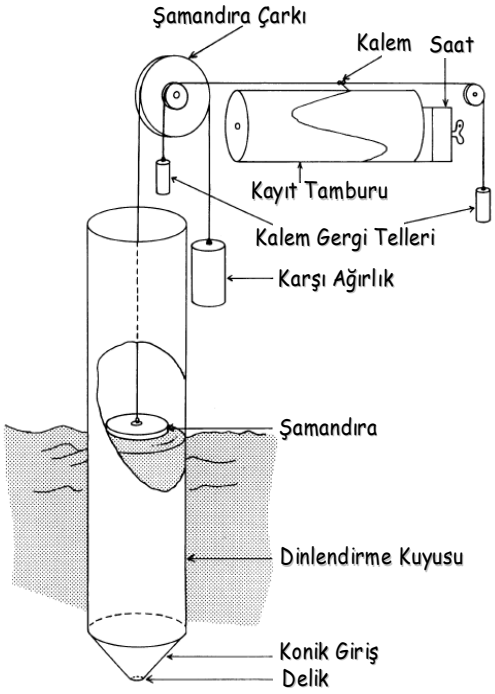
2. UYDU ALTİMETRE TEKNİĞİ

2.1 Genel

Deniz seviyesi ölçüleri yüzyılı aşkın bir süredir okyanus ve deniz kıyılarına kurulmuş mareograf istasyonlarında çeşitli deniz seviyesi ölçü sistemleri kullanılarak yapılmaktadır. İlk mareograf sistemleri, görsel gözlemler için genellikle liman girişlerine yerleştirilen, üzerleri ölçeklendirilerek çizilmiş kaya parçası, duvar veya tahtadan (mira) ibaretti (Şekil 2.1-a). Durgun su kuyusunda şamandıralı düzeneği ve saatli grafik kaydedicisi ile yüksek frekanslı dalga hareketlerini tespit eden ilk mekanik (anolog) mareograf sistemleri (Şekil 2.1-b) ancak 1830'lu yıllarda ortaya çıkmıştır**.**



Şekil 2.1 (a) Görsel deniz seviyesi gözlem tekniği



Şekil 2.1 (b) Şamandıralı mareograf sistemi

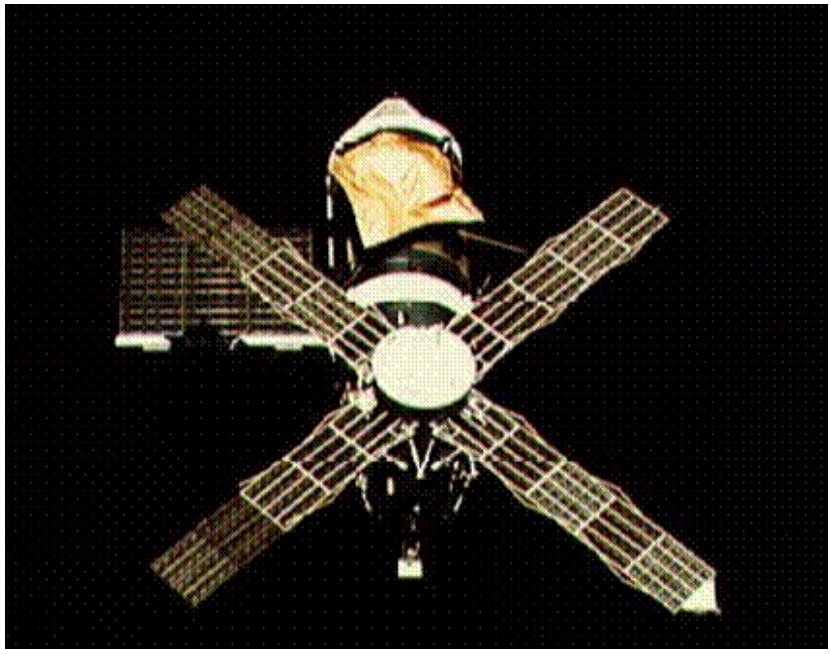
Günümüzde en modern yersel deniz seviyesi gözlemleri, akustik sistemle çalışan akustik deniz seviyesi ölçer, radar dalgaları ile çalışan radar deniz seviyesi ölçer ve su ve hava basıncı ölçülerine dayalı basınç tipli deniz seviyesi ölçer ile yapılmaktadır (Yıldız v.d, 2006).

Yapay uyduların gelişmesine paralel olarak 1970'lerden sonra uydu altimetresi yer bilimlerinde kullanılmaya başlanmıştır. Uydu altimetre tekniği, yer merkezli bir referans sisteminde deniz yüzeyinin uzaydan global olarak sık ve hassas bir şekilde ölçülmesi esasına dayanan, deniz yüzeyi, okyanus akıntıları, okyanus yüzeyindeki rüzgarların ve dalgaların gözlenmesi için kullanılan global bir tekniktir. Bu teknik yer bilimlerinde kullanılmaya başlanması ile yer gravite alanı, global okyanus dolaşımları, Ortalama Deniz Seviyesi (ODS) değişimleri, sıcaklık ve basınç değişimleri, gelgitler, okyanus tabanı topografyası değişimlerinin araştırılmasında ve tektonik çalışmalarda devrim niteliğinde sayılabilecek birçok yenilikleri beraberinde getirmiştir. Örneğin, oşinografide bir geminin okyanusu dolaşarak ölçü yapması haftalar hatta aylar almaktadır. Bu esnada da okyanus dolaşımı, sıcaklık, tuzluluk gibi önemli parametreler sürekli değişim halindedir. Bu nedenle, yersel tekniklerle deniz yüzeyini gözlemlemek ve bu gözlemlerden global sonuçlar çıkarmak pek olanaklı değildir (Fu ve Cazenava 2001).

Bu bölümde uydu altimetre tekniğinin tarihçesine kısaca değinilecek, daha sonra sırasıyla uydu altimetre ölçü prensibi, uydu yörüngesi ve yörünge izleme sistemleri, altimetre hata kaynakları ve uydu altimetre ölçülerine getirilen düzeltmeler, uydu altimetre tekniğinin yersel deniz seviyesi ölçme yöntemleri (mareograflar) ile karşılaştırılması, uydu altimetre kalibrasyonu, uydu altimetrenin yer bilimlerindeki uygulama alanları, uydu altimetre veri akışı ve veri işlemesi üzerinde durulacaktır.

2.2 Uydu Altimetre Tekniğinin Gelişimi

Yeryuvarı yüzeyini ölçmek amacıyla, ilk deneysel altimetre, insanlı uzay istasyonu Skylab üzerinde denenmiştir (McGoogan v.d, 1974) (Şekil 2.2). Bu uydu mayıs 1973 yılında uzaya gönderilmiştir. Skylab üzerinde S193 adında aktif ve pasif mikrodalga ölçme sistemi taşır. S193, okyanus yüzeyinin radar dalgalarına tepkisini araştırmak için ilk defa uzaydan ölçü yapabilen bir altimetre taşımaktaydı.



Şekil 2.2. Skylab Uydusu (http://www.altimetry.info/).

NASA tarafından 1975 yılında Geodynamics Explorer Ocean Satellite-3 (GEOS-3) uydusunun fırlatılması ile uydu altimetre ölçümleri jeodezik ve jeofizik alanlarda kullanılmaya başlanmıştır. GEOS-3'ün amacı, dünyanın düzensiz yerçekimi alanlarının yapısın tanımlanması ve geniş gravite anomalilerinin büyüklüklerinin belirlenmesidir. GEOS-3 uydusu sekiz yüzeyden oluşmakta üst yüzeyi kesik piramit şeklinde ve alt yüzeyinde radar altimetresi için bir parabolik reflektör yer almaktadır. GEOS-3 uydusu 3 yıllık ömrü boyunca, gravite alanı, deniz durumu, deniz dalga yükseklikleri, buzul hareketleri, rüzgar hızı ve jeoit sapmaları hakkında ilk veri setini sağlamıştır (Nerem ve Mitchum, 2001).

. GEOS-3 uydusu üzerinde veri kaydedici bulunmadığından, kapsama alanı sadece ABD çevresindeki yer veri çekim istasyonlarına yakın yerlerde sınırlı kalmıştır.

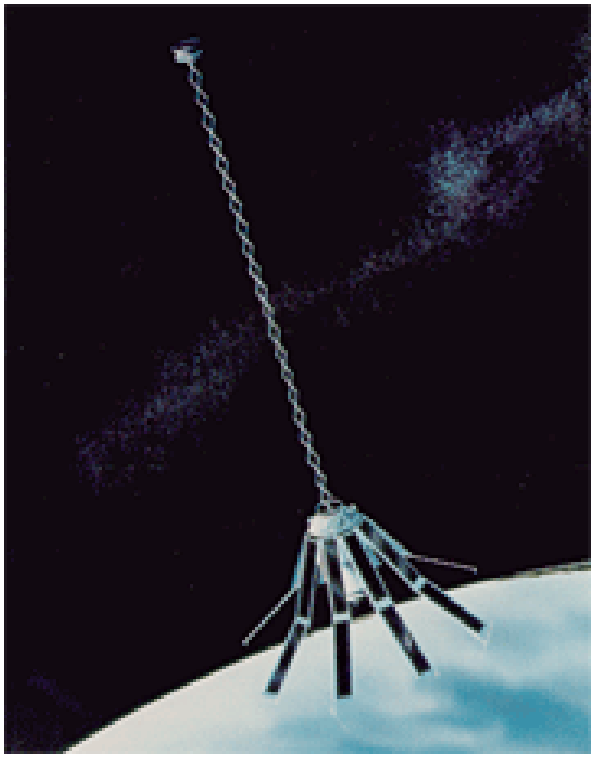
Bu uyduyu 1978 yılında fırlatılan SEASAT (Seafearing satellite) takip etmiştir (Şekil 2.3). SEASAT, Jet Propulsion Laboratory (jpl) tarafından sadece okyanus gözlemi amacıyla haziran 1978 yılında gönderilmiştir. SAR ile birlikte uzaktan algılama için dizayn edilmiş ilk uydudur. Bu uydunun ömrü elektronik donanımındaki arızalardan dolayı sadece 3 ay sürmüş ve 48 saat veri toplayarak

görevini tamamlamıştır. Buna rağmen toplamış olduğu veri seti, son 100 yıl içerisinde yersel tekniklerle toplanan verilerden daha fazladır. Seasat uydusu, uzaydan okyanus ve karaların detaylı görüntülerini alabilen yapay açıklıklı radar, yüzeye yakın yerlerdeki rüzgar hız ve yönünü ölçebilen radar scatterometresi, okyanus yüzeyini ve dalga yüksekliklerini ölçebilen radar altimetresi ile yüzey sıcaklığı ve rüzgar hızını ölçebilen çok kanallı tarayıcı mikrodalga radyometresi ile donatılmıştır. Bu uydunun amacı, global oşinografik bilgiler için veri grubu oluşturmak, deniz yüzeyi rüzgarlarında, deniz yüzeyi ısılarında, dalga yükseklikleri, iç dalgalar, atmosferik su ve okyanus topografyası hakkında veri toplamaktır. Seasat ile okyanus yüzeyi uzaydan ilk defa global olarak izlenebilmiş oşinografi için ilk defa global okyanus dolaşımları hakkında bilgi sağlanmıştır (http://www.altimetry.info/).



Şekil 2.3 Seasat Uydusu (http://podaac.jpl.nasa.gov)

Seasat'tan sonra uydu jeodezisi ve uydu oşinografisi için dönüm noktası olan GEOSAT uydusu ABD deniz kuvvetleri nezaretinde Johns Hopkins Üniversitesi Uygulamalı Jeofizik laboratuarı tarafından tasarlanan GEOSAT (Geodetic satellite) uydusu (Şekil 2.4), deniz yüzeyi yükseklikleri ölçmek amacıyla 12 mart 1985 yılında uzaya fırlatılmış olup ocak 1990'da görevini tamamlamıştır (Vergos, 2002). GEOSAT uydusu uzun dönemli altimetre ölçüleri için ilk misyon olmuştur. 635 kg ağırlığındaki bu uydu 3 yıl boyunca altimetre verisi sağlamıştır. Asıl görevi donanma için deniz jeoidini ölçmek olmasına rağmen, seyrüsefer amaçlı deniz durumu ve rüzgar bilgisini de sağlamıştır. Kasım 1986'dan sonra 3 yıl boyunca 17 günlük tekrarlı yörüngesi ile SEASAT uydusunun izini takip ederek altimetre verisi üretmiştir. GEOSAT uydusu fırlatılmasını müteakip ilk 18 aylık sürede -72^{o} ile 72^{o} enlemleri arasındaki deniz jeoidi ölçmesi amaçlı jeodezik misyonunu yerine getirmiştir (Seeber, 1993).

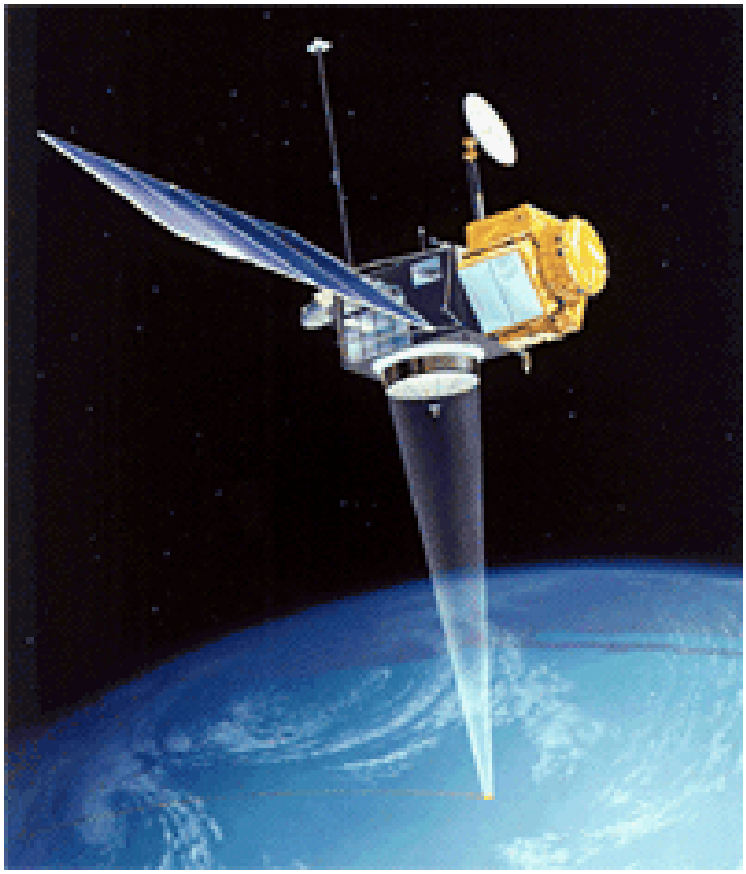


Şekil 2.4 Geosat Uydusu (http://ibis.grdl.noaa.gov)

ESA Temmuz 1991 yılında Guyana uzay merkezinden ERS-1 uydusunu fırlatmıştır ve haziran 1996'da görevini tamamlamıştır. ERS-1 uydusunun amacı, mikrodalga radar teknikleri kullanarak dünya atmosferinin ve yüzeyinin özelliklerinin global ölçülerini elde etmektir. Bu uydu, deniz yüzeyi rüzgar hızı ve doğrultusu, deniz yüzeyi yüksekliği, dalga yüksekliği ve atmosferik su buharı ölçümlerini de sağlamaktadır. ERS-1 uydusu, kalbrasyon ve buzul gözlemleri için 3 gün periyotlu, çok amaçlı deniz gözlemleri için 35 gün periyotlu, jeodezik uygulamar için 168 gün periyotlu olmak üzere farklı amaçlar için üç değişik yörüngede uçurulmuştur (http://www.altimetry.info/).

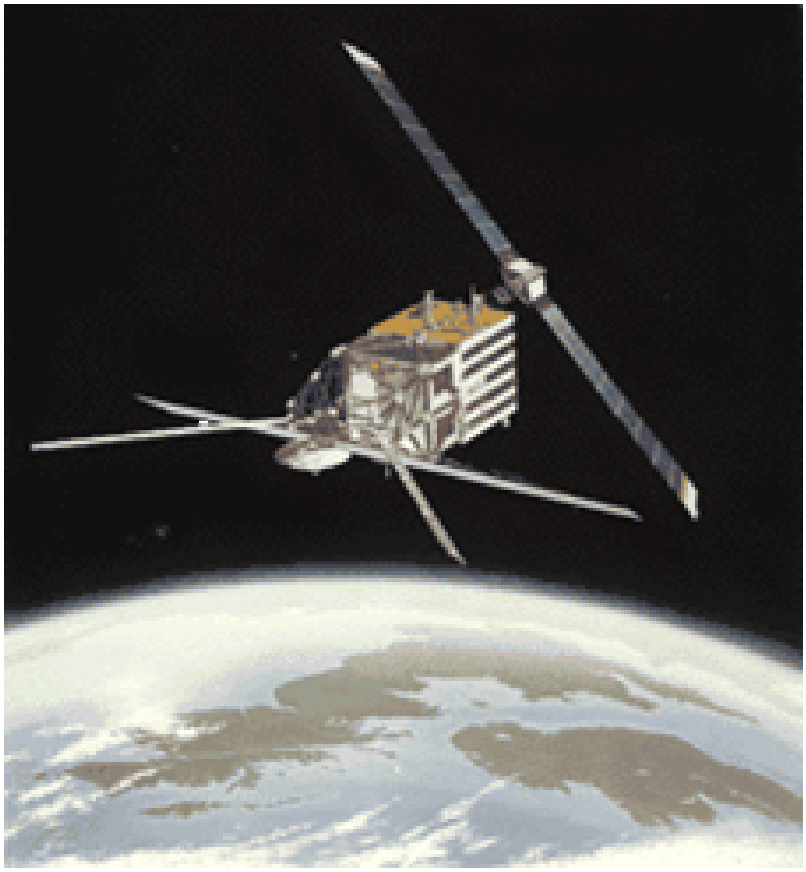
NASA ve Centre National d'Etudes Spatiale (CNES) ortaklaşa olarak TOPEX/POSEIDON (TOpografy EXperiment/Poseidon) uydularını (Şekil 2.5) 10 Ağustos 1992 tarihinde uzaya göndermiştir. TOPEX/POSEIDON uydusu iki radar altimetresi ve Doppler Orbitıography and Radiopositioning Integrated by Satellites (DORIS) sistemini de kapsamak üzere hassas yörünge belirleme sistemleri taşımaktadır (Cangahuala v.d, 1995). Bu uydu gelişmiş izleme teknikleri ve jeopotansiyel modeller kullanarak doğruluklu bir yörünge belirlemesi yapar ve belirlenen yörüngeler anlık büyük ölçekli deniz değişimlerini incelemek ve izlemek amacına uygun olarak seçilir. Altimetre ölçümlerini iki farklı radyo frekansında (Ku ve C bandında) yaparak iyonosferik etkilerden korunur. TOPEX/POSEIDON uydusu yaklaşık olarak 12 senelik veri toplamıştır. Hem altimetre hem de yörünge hataları sadece birkaç santimetre düzeyinde olup, deniz seviyesi ölçüleri 3-4 cm doğruluk ile gerçekleştirilmiştir. TOPEX/POSEIDON gözlemleri ile okyanus dolaşımlar teorileri test edilmekte, genel okyanus dolaşımları ile ilgili modeller ve bilgisayar simülasyonları iyileştirilmektedir. T/P uydusu bir günde ortalama 13 defa dünya çevresinde tur atmaktadır. Yer hızı yaklaşık 5,8 Km/Sn.dir. uydu aynı nokta üzerinden yaklaşık 1km'lik bir doğrulukla her 10 günde bir geçmektedir. Birbirine paralel yörünge izlerinin ekvatorda birbirine uzaklığı yaklaşık 315 km.dir (Tai ve Kuhn, 1995). Bu uydunun amaçları;

- Dünya çapında hassas doğruluklu deniz düzey ölçümleri,
- Global Okyanus akıntılarını ve zaman içerisindeki değişimlerini belirlemek
- Akıntılar ve dalgalar arasındaki etkileşiminin analizini yapmak
- Okyanus atmosferi ve dünya ikliminin belirlenmesi olarak sıralanabilir.



Şekil 2.5 T/P Uydusu (www.jason.oceonobs.com)

ESA, ERS-1 uydusunun devamı olarak 21 nisan 1995 tarihinde ERS-2 uydusu fırlatılmıştır (Şekil 2.6). Ancak uydu üzerindeki altimetre kaydedicisindeki arızalardan dolayı haziran 2003'e kadar uydunun görülemediği yani Avrupa'daki, kuzey Atlantik'teki, Arktik bölgesindeki ve Kuzey Amerika'daki ESA yer istasyonları dışındaki bölgelerde altimetre verisi kaydedilememiştir. ERS-2'nin asıl görevi atmosferin ve deniz özelliklerinin gözlenmesidir. ERS-2 uydusunda ERS-1'e ilave olarak, ozon bileşenini ölçmek amacıyla ilaveler yapılmıştır. Bu uydunun dizayn ömrü yaklaşık olarak 3-4 yıl olup, amacı uzaktan algılama ve çevresel görüntülemedir. ERS-1 uydusu ile aynı teknik özelliklere ve kapasiteye sahip olmasının yanında ERS-2'nin ERS-1'den üstün tarafları atmosferdeki ozon yoğunluğunu ölçebilen ve bitki örtüsündeki değişimleri daha detaylı olarak izleyebilen gelişmiş aletlerle donatılmış olmasıdır (Vergos, 2002; Seeber, 1993).



Şekil 2.6 ERS-2 Uydusu (www.aviso.cls.fr/html)

10 Şubat 1998 tarihinde, altimetrik uydu serilerinden bir tanesi olan GEOSAT Follow-On-Mission (GFO) GFO uydusu ile elde edilen veriler ile okyanus sirkülasyonları, buzul topografyası ve iklim değişiklikleri ile ilgili bilgiler elde edilmiştir. ABD Deniz Kuvvetleri, GFO ile ilgili uygulamaları arasında uydu altimetre ölçülerinin kıyısal oşinografi, haritacılık ve global okyanus modelleme çalışmaları olarak sayılabilir (Kılıçoğlu, 2001).

TOPEX/POSEIDON uydusunun devamı olarak 7 aralık 2001 yılında NASA ve CNES' in ortak projesi olan Jason-1 uydusu fırlatılmıştır. Bu uydunun temel amacı, okyanus akıntılarının izlenmesi ve incelenmesidir. Jason-1 uydusunun yüksekliği 1336 km'dir. Bu yükseklikte bulunmasının sebebi dünya atmosferi ve gravite alanlarıyla etkiyi minimuma indirmektir. Bu da yörünge tespitinde kolaylık ve daha duyarlık sağlar. Yörünge eğimi 66 derece olup, uydu dünya yüzeyindeki aynı noktadan 10 günde bir geçer (Smith, 1998). Jason-1 uydusunda bulunan Poseidon-2

altimetresi, uydu ile deniz yüzeyi arasındaki mesafeyi ölçer. Jason-1'in görevleri arasında ana konu okyanus yüzeyi değişkenliğidir. Jason-1 uydusundan elde edilen veriler, deniz seviyesi değişimleri ve meteorolojide rahatlıkla kullanılabilmektedir. Deniz durum verilerini (dalga yüksekliği ve rüzgar hızı) üç saat gecikmeli olarak sağlamakta ve böylece okyanuslar üzerinde yakın gerçek zamanda hava durumu tahmininde faydalı olacaktır. Altimetrik veriler, buzullar, nehirler, göller ve ıssız bölgelerden bilgi edinmek için kullanılır. Jason-1 okyanusların dinamik topografyasını ölçerek plaka tektoniği, deniz dibi topografyası, dünyanın hareketleri gibi konularda bilgi edinmemizi sağlar (http://www.altimetry.info/).

ESA, ERS-1 ve ERS-2 uydularının devamı niteliğinde 1 mart 2002 tarihinde ENVISAT uydusunu fırlatmıştır. ENVISAT'ın görevi, dünyanın çevresini ve iklim değişimlerini gözlemektir. Ayrıca, altimetre verileri ile okyanus yüzeyi yüksekliklerini belirler. Bu veriler global okyanus akıntıları, yerel okyanus akım sistemleri görüntüleme, deniz jeoidi ve gravite alanını belirlemede kullanılır. Konum belirleme ve yörünge hesaplamak amacı ile DORIS, LRA ve TRSR sistemleri kullanılır. ERS uydularının devamı olarak 2002 yılında ENVISAT uydusu fırlatılmıştır (http://www.altimetry.info/).

CNES ve NASA tarafından, 29 Nisan 2004 tarihinde Jason-2 geliştirme projesi başlatılmıştır. Bu uydunun fırlatılması Nisan 2008 olarak planlanmış olup Jason-1 uydusunun yerini alacaktır. Üzerinde bir poseidon sınıfı altimetre ve DORIS hassas konumlama sistemi bulunacaktır. Jason-2 uydusu ile radar interferometresi kullanarak 200 km'lik bölgede 15 km X 15 km çözünürlük datası sunacaktır. Böylece, yüksek enlemlerde okyanus akıntıları daha yüksek çözünürlükte elde edilecektir. Uydu altimetre ölçümleri ile ilgili yapılan çalışmalar yaklaşık 20-25 yıllık bir süreci kapsamaktadır. Başka bir deyişle elimizde, uzaydan deniz yüzeyi yüksekliğini ölçmek üzere yeterli sayıda veri bulunmaktadır.

Altimetre uyduları ile ilgili özet bilgi Çizelge 2.1'de, operasyonel altimetre organizasyonları ve web sayfaları Çizelge 2.2'de verilmektedir.

Çizelge 2.1. Altimetre Uyduları Parametreleri (Bosch, 2002; http://www.altimetry.info/).

UYDULAR	**GEOSAT**	**ERS-1**	**TOPEX /POSEIDON**	**ERS-2**	**GFO**	**JASON-1**
İŞLETİCİ KURUM	AMERİKAN DONANMASI	ESA	CNES/NASA	ESA	AMERİKAN DONANMASI	CNES/NASA
GÖREV SÜRESİ	1985-1989	1991-1996	1992-	1995	1998-	2001-
İNKLİNASYON AÇISI	108.0	98.54	66.04	98.54	108.04	66.04
ELİPSOİD DIŞ MERKEZLİĞİ	0.001	0.0012	0.0006	0.0012	0.0008	0.0006
ORTALAMA YÜKSEKLİK (Km)	800.6	781.1	1336.0	781.1	784.2	1336.0
ÖLÇÜ DOĞRULUĞU (Cm)	4	3	2	3	3.5	1-2
TEKRARLAMA SÜRESİ (GÜN)	17.05	3/35/168	9.9156	35	17	9.9156
RADAR FREKANSI	13.5	13.5	13.6/5.3	13.5	13.5	13.575/5.3
İZLEME SİSTEMİ	DOPPLER	LASER PRARE	LASER DORIS	LASER PRARE	LASER GPS	LASER DORIS
ENLEMLER ARASI KAPSAMA ALANI	± 72	± 81.46	± 66.04	±81.46	± 71.96	± 66.04

Çizelge 2.2: Operasyonel Altimetre Organizasyonlari ve Web Sayfalari (Bosch, 2002).

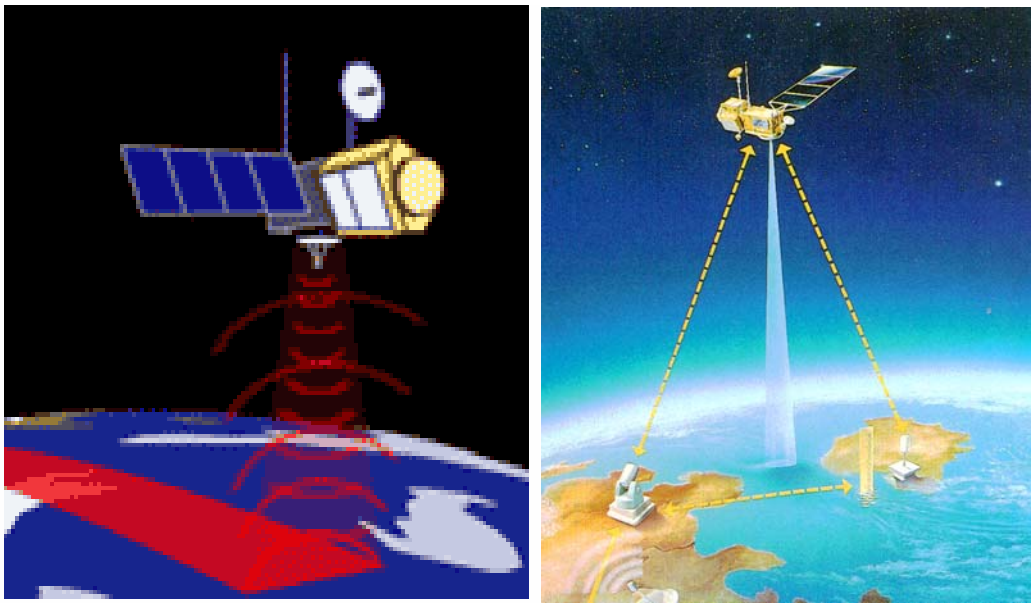
ORGANIZASYON	ALTIMETRE MISYONLARI	URL
ESA	ERS-1, ERS-2	http://earth1.esrin.esa.it/ERS/
CERSAT	ERS-1, ERS-2	http://www.ifremer.fr/cersat/english/
ESA	Envisat	http://envisat.estec.esa.nl/
JPL	Jason-1	http://topex-www.jpl.nasa.gov/mission/jason-1.html
CNES	Jason-1	http://www-projet.cst.cnes.fr:8060/jason/mission.html
NAVSOC	GFO	http://gfo.bmpcoe.org/Gfo/default.htm
JPL/NASA	Topex/Poseidon	http://topex-www.jpl.nasa.gov
CNES	Topex/Poseidon	http://www-projet.cst.cnes.fr:8060/topex/description.html
AVISO	ERS-1, ERS-2, Jason-1, Topex/Poseidon	http://www-aviso.cls.fr
JPL, PO.DAAC	Geosat, ERS-1, ERS-2, Topex/Poseidon	http://podaac.jpl.nasa.gov

2.3. Uydu Altimetre Tekniği Çalışma Prensibi

Altimetre bir çeşit yükseklik ölçme tekniğidir. Uydu altimetresi, uydu anteninden yeryüzü gönderilen ve uydu alıcısı tarafından tekrar geri alınan radar dalgasının seyahat süresini ölçmektedir (Şekil 2.7). Uydu altimetre tekniği, deniz yüzeyi, okyanus akıntıları, rüzgarların ve dalgaların gözlenmesi için kullanılan bir tekniktir (Haagmans, 1991). Uydular, hem dünyaya elektromanyetik dalgalar gönderir hem de dünyaya çarparak yansıyan dalgaların geri dönüş zamanını kaydeder. Sistemin ilkesi, elektromanyetik dalganın gönderildiği ve algılandığı

zaman farkından mesafenin türetilmesidir. Aynı zamanda, uyduların yörüngelerinin hesaplanabilmesi için uydular konumu bilinen izleme istasyonlarından izlenmektedir (Vanicek ve Krakiwisky 1986). Yükseklik ölçümü dışında altimetreye geri dönen sinyalin dalga formu analiz edilerek deniz dalga yükseklikleri ve yüzey rüzgar hızı bilgileri de türetilebilmektedir.

Uydu altimetreden elde edilen veriler, bütünleşik bir ölçme sisteminin ürünüdür. Yüksek kalitede deniz yüzeyi yükseklik bilgisinin üretilebilmesi için birçok farklı ölçüye gereksinim duyulur ve sonuç ürünün kalitesi için bu sistemdeki bütün bileşenlerin bir uyum içerisinde yüksek performansta çalışması gerekmektedir. 1000 km.den fazla bir yükseklikten birkaç santimetre doğruluğunda mesafe ve yükseklik bilgisi türetebilmek için, uydunun yörüngesel konumunun hassas bir şekilde bilinmesi, radar dalgası üzerinde bozucu etkileri bulunan atmosferik etkilerin dikkate alınması ve okyanus yüzeyi üzerindeki fiziksel ve meteorolojik bozucu etkilerin ölçülmesi ve uygun bir şekilde modellenmesi gerekmektedir (http://www.altimetry.info/).



Şekil 2.7 Uydu altimetreden gönderilen ve yansıyarak altimetre tarafından geri alınan radar dalgaları (www.aviso.cls)

2.4 Uydu Okyanus Mesafesi

İlk olarak yapılması gereken, uydu ile deniz yüzeyi arasındaki uydu-okyanus mesafesini ölçmektir. Daha sonra radar dalgasında zaman gecikmesine sebep olan sinyal yolu üzerindeki atmosferden kaynaklanan etkilerin belirlenip giderilmesi gerekmektedir. Bununla birlikte, yüzey dalgalarından ve gelgit etkilerinden kaynaklanan deniz yüzeyi sapmalarının doğru uydu mesafesi gözlemleri için uygun bir şekilde modellenmesi şarttır. Son adımda ise altimetreden elde edilen mesafe ölçümünün yükseklik olarak yorumlanabilmesi için yörüngedeki uydunun sabit bir referans yüzeyinden olan yüksekliğinin (satellite altitude) yani yörüngedeki uydunun konumunun çok hassas bir şekilde bilinmesi gerekir. Bu yüzey genellikle Dünya'nın kaba bir yaklaşımı olan referans elipsoididir (Nerem ve Mitchum, 2001).

Altimetre uyduları üzerlerinde radar altimetresi de dahil olmak üzere birçok ekipman bulunmaktadır. Radar altimetresi, dünya yüzeyine yüksek frekansta (yaklaşık 1700 puls/saniye) sinyal yayar ve bu sinyalin deniz yüzeyinden yansımasını algılar. Bu sinyal atmosferden geçtikten sonra, atmosfer/okyanus sınırına varır ve okyanus ile etkileşir. Dalgalar tarafından deniz yüzeyinde aydınlatılan alana "ayak izi (footprint)" adı verilir. Bu alanın yarıçapı; uydu yüksekliğine, sinyal yayılma hızına, dalga genişliğine ve deniz durumuna bağlı olarak 1 km (durgun denizde) ile 10 km (dalgalı denizde) arasında değişmektedir. Altimetrede üretilen radar dalgaları deniz yüzeyine dairesel dalgalar şekilde ulaşır ve deniz yüzeyinden yansıyan radar dalgasının enerjisi, dalganın yansıtıcı yüzey içerisine tamamen kaybolmasına kadar sürekli olarak artar. Gönderilen dalganın arkada kalan tarafı deniz yüzeyine çapraz çarpar, yansıtıcı ayak izi alanı çapı giderek artan dairesel yapıdan, hemen hemen sabit bir alana sahip halka biçimine dönüşür. Radar dalgasının arka kısmı deniz yüzeyine temas ettikten sonra ayak izi alanı sabit kalır ve yansıyan enerji miktarı azalmaya başlar. Yansıyan enerjinin en yüksek olduğu yani radar dalgasının arkadaki kısmının orta noktasının deniz yüzeyinden yansıdığı anda nadir noktasında altimetre ile ortalama deniz seviyesi arasındaki sinyalin seyir süresi uydu üzerindeki hassas bir saat tarafından belirlenir (Fu ve Cazenave, 2001; Vergos, 2002).

Uydu ile deniz yüzeyi arasındaki bu döngü zamanı hassas olarak ölçülerek, ışık hızı yardımıyla uydu-deniz yüzeyi arasındaki uzaklık hesaplanır. Bununla birlikte, elektromanyetik dalgalar atmosfer boyunca yol almakta, bu esnada su buharı veya iyonlaşmanın etkisinde kalmaktadır. Yaklaşık her bir saniyede bir türetilen mesafelerin ortalaması alınarak ve atmosferdeki su buharı ve iyonlaşmadan kaynaklanan etkilerin giderilmesi durumunda ayak izi alanı içerisindeki mesafe bilgisi yaklaşık 2 cm doğrulukla belirlenebilmektedir (Fu ve Cazenave, 2001; Vergos, 2002).

Sonuç ürün olan deniz yüzeyinin yersel bir referans sisteminden olan yüksekliğinin belirlenmesi için uydular konumu bilinen izleme istasyonlarından çeşitli teknikler ile izlenerek konuları ve yükseklikleri hassas bir şekilde hesaplanmaktadır. Deniz yüzeyi yüksekliği verisi kullanılarak jeodezide ve oşinografide yaygın olarak kullanılan ve deniz yüzeyinin jeoidden sapması olarak bilinen; gelgitler, oşinografik akıntılar, tuzluluk farkları ve birçok meteorolojik faktörden (basınç, sıcaklık) kaynaklanan deniz yüzeyi topografyası türetilebilmektedir. Tüm bu bilgiler ışığında temel altimetre gözlem eşitliği Şekil 2.8'de gösterilen geometrik ve fiziksel büyükler yardımıyla aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir (Seeber, 1993).

$$h = N + \xi + \Delta H + R + d \tag{2.1}$$

R: Uydu ile okyanus arasındaki mesafe

$(t_A - t_T)$: Radar dalgasının seyir süresi

c: Işık hızı ($3x10^8$ m/s)

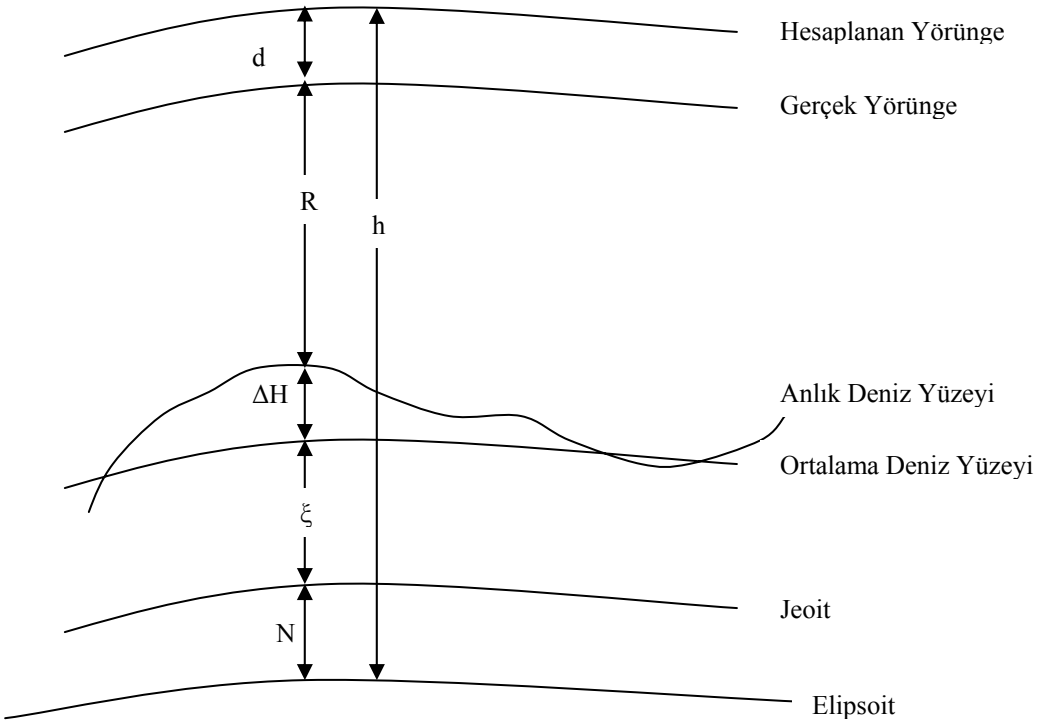
h: Uydunun referans elipsoidinden olan yüksekliği

N: Jeoit yüksekliği

ξ: Deniz yüzeyi topografyası (Sea surface topography)

ΔH: Anlık gelgit etkileri

d: Gerçek yörünge ile hesaplanan yörünge arasındaki fark

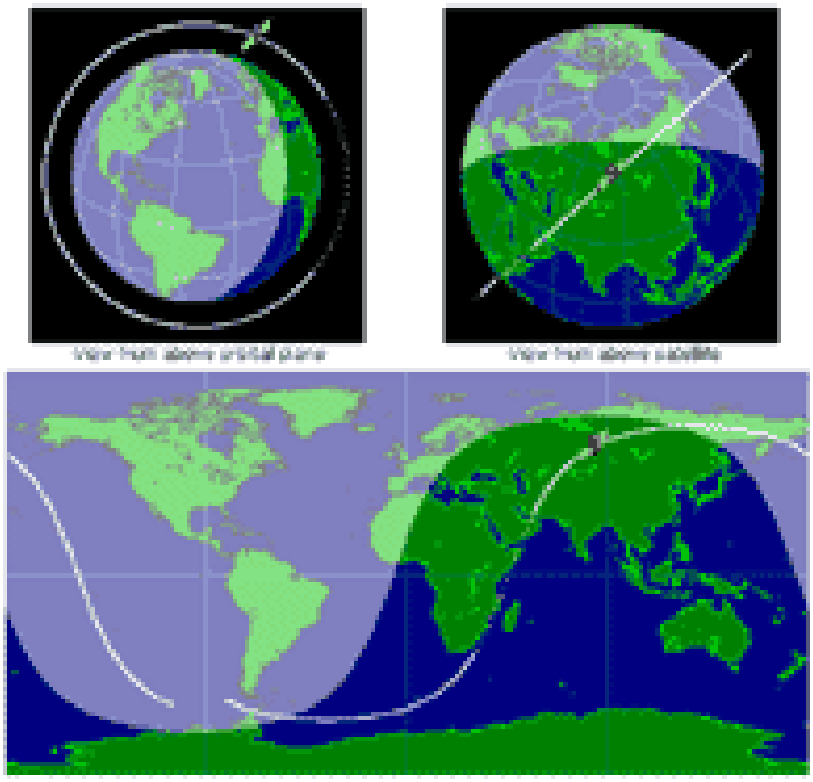


Şekil 2.8 Uydu altimetresinde geometrik ilişki (Seeber, 1993).

Atmosfer ve deniz yüzeyinin fiziksel özellikleri nedeniyle, uydu altimetresi için en uygun frekans alanı, elektromanyetik spektrumda mikrodalga frekanslarına karşılık gelen 2-18 GHz arasındaki radar bandlarıdır. Elektromanyetik spektrumun frekans band ayrımına göre söz konusu alan S (1.55-4.20 GHz), C (4.20-5.75 GHz), X (5.75-10.9 GHz) ve K_u (10.9-22.0 GHz) radar bandları ile çevrilidir. Bu frekans aralığında deniz yüzeyinden yansıyan elektromanyetik dalganın gri cisim emme (graybody/emission) özelliği düşük, atmosferik geçirgenlik ve suyun yansıtma özelliği ise yüksektir. Böylece algılayıcı tarafından doğal yansımalarla radar yansımaları kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. 18 GHz'den daha yüksek frekanslarda atmosferin engelleyici özelliği artmakta, deniz yüzeyine gönderilen ve yansıyarak altimetreye geri dönen radar dalgasının gücü azalmaktadır. Daha düşük frekanslarda ise Faraday rotasyonu ile iyonesferin sebep olduğu elektromanyetik refraksiyonu artmakta ve elektromanyetik dalga yeryüzünde iletişim, navigasyon vb. amaçlar için kullanılan diğer dalgalar ile karışmaktadır. Ayrıca, altimetre uydusu üzerindeki radar anteninin pratik tasarımı bu frekansların kullanımını zorunlu hale getirmektedir (Fu ve Cazenava, 2001).

2.5 Uydu Altimetre Yörüngesi ve Yörünge İzleme Sistemleri

Uzaya fırlatılan uyduların yörüngelerinin belirlenmesi önemlidir. Uydu yörüngesi ve dünya üzerindeki izleri şekil 2.9'da gösterilmiştir. Uydu altimetreleri için önemli yörüngesel parametreler uydu yüksekliği (altitude), eğim açısı (inklinasyon) ve periyottur. Örneğin TOPEX/POSEIDON uydusu yerin ağırlık merkezinden 1336 km yükseklikten uçar, yörünge eğim açısı 66^0 dir ve "tekrarlı yörünge-repeat orbit" olarak isimlendirilen, aynı noktadan geçiş süresi (periyot) 10 gündür. Bu uydu için uydu mesafe ve/veya mesafe hızı gözlemleri, yere bağlı gözlem istasyonlarından (50 noktalı bir ağdan oluşa DORIS sistemi) ve uzayda konuşlu uydular (Global Konumlama Sistemi – GPS) ile gerçekleştirilir. Bu proje CNES tarafından gerçekleştirilmiştir. DORIS, Doppler kullanarak uydunun yörüngesindeki hızını doğru bir şekilde belirleyebilir ve yere bağlı uydu yörüngesi ortaya çıkar (Pugh, 2004).



Şekil 2.9 Uydu yörüngesi ve dünya üzerindeki uydu izleri (http://sealevel.jpl.nasa.gov/mission/mission.html).

Dünya uydu yörüngesinin altında dönerken ve uydu yörüngesinde sabit bir hızla hareketine devam ederken, her bir altimetre ölçü noktası, bir önceki noktanın batısında kalacak şekilde dünya yüzeyini izler. Uydu yüksekliği parametresi, uydunun dünya merkezi etrafındaki dönüşünü kontrol eder ve izler arasındaki mesafeyi dolayısıyla uydunun tekrarlı periyodunu belirler. Uydu yüksekliği çok fazla olmaması gerekmektedir. Uydu yüksekliği çok fazla olduğu takdirde radar sinyallerinin yüzeyde aydınlattığı ayak izi çok geniş olmakta dolayısıyla bu ayak izinden alınan veriler bilimsel çalışmalar için uygun olmamaktadır. Uydu yörüngeleri alçak olduğu takdirde bu defa sürüklenmeler meydana geldiği için hassas yörünge belirlenememektedir. Altimetre uyduları için yörüngeler elipsten çok, ekvator düzleminden itibaren sabit bir açı (eğim açısı) ile dairesel şeklindedir (Pugh, 2004).

Eğim açısı, kuzey ve güney yarım küreler için uydunun kaplayacağı maksimum enlem aralığını belirler. Kutup bölgelerinde gözlem yapabilmek için yüksek eğim açısı gerekmektedir (Pugh, 2004).

Eğim açısı, kuzey ve güney yarım küreler için uydunun kaplayacağı maksimum enlem aralıklarını belirler. Kutup bölgelerinin gözlenebilmesi için yüksek eğim açılarına ihtiyaç duyulur.

Yüksekliklerin dayandırılacağı referans sistemleri için farklı sistemler amaçlara göre değişebilir. Ellipsoid, jeoit ve ortalama deniz seviyesi seviyesi (ODS) referans sistemi olarak seçilebilir (Nerem ve Mitchum, 2001). Jeoit ve ortalama deniz seviyesi zamanla değiştiklerinden, deniz seviyesi değişimleri ile ilgili çalışmalarda referans yüzeyi olarak ellipsoid, oşinografik çalışmalar için ise jeoit ve ODS kullanılır.

Yörünge belirleme, dünya çevresinde yörüngelerde dolaşan uyduların dinamikleri ile bu uydulara yapılan çok hassas gözlemler hakkındaki bilgilerin birleştirilmesi süreci olarak tanımlanabilir (Nerem ve Mitchum, 2001). Örneğin T/P uydusu için, uydu mesafe ve/veya mesafe hızı gözlemleri, yere bağlı izleme istasyonlarından (uydu lazer mesafe gözlemleri-SLR ve DORIS Doppler sistemi) ve uzayda konuşlu uydular (Global Konumlama Sistemi–GPS) ile gerçekleştirilir. Altimetre uyduları için kullanılan uydu izleme teknikleri, tekniklerin gözlem türü, gözlem hassasiyeti ve hangi altimetre misyonlarında kullanıldıkları Çizelge 2.3'de verilmektedir.

Uydu dinamiklerine bağlı olarak, gerçek gözlemlerle elde edilen yörünge ile kestirilmiş yörünge arasındaki farklar dengelenerek uydular için uygun yörüngeler belirlenmektedir.

Çizelge 2.3: Uydu izleme teknikleri (Fu ve Cazenave, 2001).

Teknik	**Gözlem Türü**	**Hassasiyet**	**Uydu Misyonu**
SLR	Mesafe	0.5-5 cm	Geosat dışında tüm uydularda kullanılmıştır.
DORIS	Mesafe oranı (hızı)	0.5 mm/sn	T/P
PRARE	Mesafe; Mesafe oranı (hızı)	2.5 cm; 0.25 mm/sn	ERS-2
GPS	Faz	0.2-0.5 cm	T/P
TRANET/OPNET	Mesafe oranı (hızı)	2-10 mm/sn	Seasat, Geosat
TDRSS	Mesafe oranı (hızı)	0.3 mm/sn	T/P
Altimetre	Yükseklik çapraz geçişleri (crossovers)	5 cm	Tüm uydularda kullanılmıştır

2.5.1 Satellite laser ranging (SLR)

Yer istasyonları güçlü lazerler ile donatılmıştır. Işığın pulslarını yukarıdan geçen uydulara gönderir ve yansıyan pulsların uçuşunun süresini kayıt eder, böylece uydu ve istasyon arasındaki mesafeyi ölçer. Yerin çekim alanının bilgisiyle bazı istasyonlarının numaralarından kenar bilgilerini birleştirerek uyduların yörüngelerini doğruluklu olarak kestirebilir (Woodworth 1996). Lazerle uzaklık ölçme bağıl ileri doğrulukta ve iyi anlaşılır bir tekniktir. SLR ölçüleri günümüzde özellikle uzun mesafelerin ölçülmesinde kullanılan en duyarlı tekniklerden bir tanesidir. SLR sistemlerinin iyonosferden çok az etkilenmesi ve uydularının yalnızca yansıtma fonksiyonlarına sahip, uzun ömürlü ve pasif olması gibi üstünlüklerine karşılık

tesisinin pahalı olması, uzun süreli ölçü gerektirmesi ve noktadan noktaya taşınmasının yorucu olması bu sistemin zayıf taraflarıdır.

2.5.2 Doppler orbitography and radio positioning ıntegrated by satellite

DORIS (Doppler Orbitography and Radio Positioning Integrated by Satellite) sistemi üç Fransız grubun ortak çalışması olup, bunlar CNES (National Space Agency), GRGS (Research Group for satellite Geodesy) ve IGN (National Geodetic Instıtute) dir. Dorıs sisteminin temel amacı duyarlı yörünge belirleme olmakla birlikte jeodezik ve jeofizik amaçlı konum belirleme olanaklarına da sahiptir.

DORIS sistemi uzay, control ve kullanıcı bölümlerinden oluşmaktadır. Uydu yörüngelerinin duyarlı olarak belirlenebilmesi için koordinatları iyi bilinen VLBI ve SLR noktalarına yakın yerlerde kurulan ve 50 noktadan oluşan global ağ 2.03625 GHz ve 0.40125 GHz'deki sinyalleri uyduya taşır. Algılanmış sinyallerin ölçülmüş Doppler frekans değişimleri uyduların hız bilgilerini verir. DORIS, buna rağmen sadece kenar ölçü sistemidir. Global gelişmiş bir DORIS ağı mevcuttur ve birçok altimetre görevlerini içeren ENVISAT ve TOPEX/POSEIDON gibi uydu sistemleriyle kullanılmaktadır. Bu sistemle elde edilen yörünge doğruluğu radial bileşende yaklaşık 10 cm.dir (Woodworth 1996). DORIS sistemi ile toplanan veriler Tolouse'deki kontrol istasyonlarına aktarılmaktadır. Bu özelliği ile DORIS sistemi merkezi bir system olarak tanımlanabilir. Çünkü, GPS sisteminde olduğu gibi arazide veri toplama işlemi yapılmamaktadır.

2.5.3 Precise range and range rate equipment (PRARE)

PRARE (Precise Range And Range rate Equipment) sistemi, ilk uzaydan algılama uydu sistemi olan ERS-1 sistemine ek bir deneme olarak 1982 yılında önerilmiştir. Bu system temelde bir Alman projesi olup, INS (Intıtut für Navigation), Kayser Threde GmbH (Münih), Dornier GmbH (Friedrischshafen) DGFI (Deutsches Geodaetisches Forschungsinstitut, Münih) kurumlarının ortak çalışmasıdır.

Yer istasyonları, 60 cm.lik parabolik çanaklardan oluşmaktadır. Bu çanaklar, uydunun bulunduğu noktaya bilgisayar tarafından yöneltilir. X bandında ve S

bandında mikrodalga sinyalleri yüklenir (8.5 GHz ve 2.2 GHz) ve sinyaller uydulardan çanaklara yollanır. Çanakların taşıyıcı bir fonksiyonu olup görevi, uyduya farklı X bant frekanstaki (7.2 GHz) 5W sinyali geri göndermektedir. X bant sinyalinin toplam uçuş süresi bize uzaklığı sağlar. Tek yol uçuş süresinde X-S farkı iyonosferik düzeltmeleri verir ve sinyallerin Doppler analizleri kenar-oran (range-rate) ölçümlerini sağlar. Bu her iki sinyal uzaklık ölçümünde kullanılan ve yer istasyonu için efemeris bilgisi içeren PRN (Pseudo Random Noise) kod ile module edilmektedir. Uzay bölümünde toplanan veriler, uydunun her uygun geçişinde ana control istasyonuna yayınlanmaktadır. Bu veriler ana control istasyonunda değerlendirilmekte, arşivlenmekte ve kullanıcılara yayınlanmaktadır. Sistem elemanları, lazer, DORIS ve GPS teknikleri ile bir araya gelmiştir.

PRARE sistemi ile elde edilecek ölçüm doğruluğu X bant Doppler ölçüsü için 0.1 mm/sn olarak, X bant uzaklık ölçüsü için 3-7 cm olarak belirlenmiştir. Bu sistemin doğruluğunu etkileyen en önemli hata kaynağı troposferik refraksiyon etkisidir.

2.5.4 Global Positioning System (GPS)

ABD Savunma bakanlığı tarafından geliştirilen sistem, uydulardan konum belirleme esasına dayanır. Transit Doppler sisteminin çalışma prensibine göre geliştirilen sistemin amacı, yörüngeleri bilinen uydulardan, eş zamanlı olarak sinyaller göndermek ve bu sinyallerin uçuş zamanından uydu-alıcı uzaklıklarını ölçerek GPS alıcısının konumunu belirlemektir.

Ilk yapay uydu olan SPUTNIK-1'in 04 EKİM 1957 tarihinde uzaya fırlatılmasıyla uzay jeodezisi jeodezi bilimi içerisinde önemli yer edinmiştir. Başka bir deyiş ile SPUTNIK-1 ile uzay jeodezisinin fiili gelişimi başlamıştır. Diğer taraftan, günümüz modern konum belirleme teknolojisi 1960'lı yıllara dayanmakta olup TRANSIT (DOPPLER veya Navy Navigational Satellite System; NNSS) olarak bilinmektedir. Bu sistem yeryüzünden yaklaşık 1100 km uzaklıkta olan 6 uydudan oluşmaktaydı. Bu sistem ilk başta A.B.D Silahlı kuvvetleri tarafından geliştirilmiş olup sivil sektörün kullanımına daha sonraları açılmıştır. Jeodezik konum belirleme amacıyla 1967 yılından bu yana yaygın olarak kullanılmıştır.

Uydulardan yararlanılarak yapılan GPS ölçmelerinde, elektromanyetik dalgalar kullanılarak uydulardan kullanıcılara veri akışı sağlanmaktadır. Her GPS uydusu konum belirleme amaçlı olarak iki temel frekansa sahip olup bunlar L1 (Link1) ve L2 (Link2)'dir. L1 ve L2 frekansları 10.23 MHz olan temel frekansın 154 ve 120 tam katları alınarak elde edilmiş olup, L1 frekansı 1575.42 MHz ve L2 frekansı 1227.60 MHz.dir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

Uyduların yörünge yüksekliği yaklaşık 20200 km de olmasının sebebi, dünya üzerinden çok geniş bir alandan izlenebilmesi, dünyanın çekim alanının etkisinin azaltılması ve uyduların yaşam sürelerinin arttırılmasıdır.

GPS ölçümlerinde noktaların birbirini görme zorunluluğu yoktur. GPS alıcı anteninin uydu sinyalini izleyebilmesi için gökyüzünü görmesi yeterlidir. Her türlü hava koşullarında, gece ve gündüz yapılabilir (Kahveci ve Yıldız, 2001). Nokta yeri seçiminde noktaların en yüksek yerlerde olması gibi zorunluluklar ortadan kalkmıştır. Gereksinim duyulan ve GPS ölçüsünün yapılmasına olanak veren her yerde nokta tesisi yapılabilmektedir. GPS ölçülerinin yapılışındaki hız ve aletlerin kullanım kolaylığı, ölçücü hatalarının olmaması (anten yüksekliği ölçümü hariç) nedeniyle ekonomik bir sistemdir. Üç boyutlu koordinat elde edilebilmektedir. Elde edilen jeodezik doğruluklar en duyarlı klasik jeodezik tekniklerle elde edilenlerle eşit ya da daha iyidir.

2.6 Referans Yüzeyleri

a. Referans Elipsoidi: Referans elipsoidi, Dünya'nın gerçek şekline çok yakın keyfi olarak seçilmiş, kutuplardan basık bir küre şeklinde olan yüzeydir. Başka bir ifade ile Dünya'nın geometrik olarak temsil edildiği gerçek dünyanın matematiksel sunumudur. Ekvatorda eksenlerden birinin uzunluğunun seçilir ve elipsoit bu enlemde ortalama deniz seviyesi ile çakıştırılır. Bu tanım küresel olmayan dünyanın dönen bir elipsoit ile birinci dereceden tanımıdır. Uydunun referans yüzeyine olan yüksekliği yaklaşık 3 cm doğruluk ile belirlenebilir.

b. Jeoit: Dünya'nın gravite alanı içerisinde, yer potansiyeline bağlı eş potansiyelli yüzeylerden bir tanesidir ve gelgit, rüzgar, akıntı gibi bozucu kuvvetlerin olmadığı düşünülürse deniz yüzeyi ile çakışık bir yüzeydir. Her türlü etkiden arındırılmış durgun okyanus yüzeyi ile eş potansiyel yüzey oluşturmaktadır ve

karaların altında da devam ettiği varsayılan bu eş potansiyel yüzey Gauss tarafından jeoit olarak isimlendirilmiştir (Heiskanen ve Moritz, 1967). Jeoit genel olarak yer potansiyeline bağlı olarak tanımlanan yükseklik sistemlerinin başlangıç yüzeyi olarak kullanılmaktadır. Jeoit, Dünya'nın gravite alanını yansıtır ve yerkabuğu, manto ve çekirdekteki düzensiz kütle dağılımdan dolayı binlerce kilometrelik mesafeden içerisinde 100 metrelik yükseklik farkları gösterir.

EGM96 Jeoidi ve gravite alanı, EGM06 yayımlanana dek en çok kullanılan jeopotansiyel modellerden biri olmuştur. 360'ıncı derece ve sıraya kadar olup; jeoit ve gravite alanı sinyalini 55 km.lik bir yarım dalga boyu ölçeği temsil eder. EGM, değişik uydu ve yüzey gravite değerleri kullanılarak hesaplanır. Ayrıca T/P, ERS ve GEOSAT'tan altimetre mesafeleri de içerir. Jeoidin ve ortalama deniz yüzeyi yüksekliğinin birbirinden ayrılmasının potansiyel bir problem olduğundan daha yüksek derecelerde daha yüksek derecelerde hesaba altimetrik graviteler girmektedir. Bu problem, altimetre gözlemlerinin gerçek jeoidden çok ortalama deniz yüzeyü yüksekliğine benzemesinden meydana gelmektedir. Sonuç olarak; çözümü jeoide doğru zorlayacak iyi gravite gözlemlerinin olmadığı alanlarda, EGM'nin yüksek derecelerinde jeoid'den ortalama deniz seviyesi yüksekliğine bir kayıklık olabilir.

c. Ortalama Deniz Seviyesi: Ortalama deniz seviyesi (ODS) bütün zamansal değişimlerden arındırılmış jeoide en yakın durağan bir deniz düzeyidir. ODS, jeoit ve okyanus dolaşımları, global iklim değişmesi, rüzgar, ısı ve basınç farkları gibi etkenlerden kaynaklanan ortalama deniz yüzeyi topografyasının toplamıdır. ODS altimetre ölçülerinin uzun dönemli ortalamalarının alınması ile hesaplanabilir. Deniz yüzeyi anomalisi, belirlenmiş bir ODS'ye göre deniz yüzeyi yüksekliklerdir. T/P, ERS1, ERS2, GEOSAT dinamik deniz seviyesi değişimlerini belirleme kapasitesine sahip olduklarından, düşük çözünürlükte ancak yüksek doğrulukta ortalama deniz yüzeyi sağlarlar. Jeodezik misyonların verileri yüksek çözünürlüklü bileşenler sağlar.

d. Ortalama Dinamik Topografya: ODS'nin okyanus dolaşımları, global iklim değişmesi, rüzgar, ısı, basınç farkları gibi etkenlerden dolayı jeoidden sapması olarak bilinen deniz yüzeyi topografyasının zamanla değişmeyen sabit ve zamanla değişen dinamik kısımları vardır. Ortalama dinamik topografya deniz yüzeyi topografyasının altimetre ölçülerinde türetilebilmesi için hassas bir şekilde belirlenmiş jeoit modelleri kullanılır. Ortalama Dinamik Topografya, global okyanus

akıntı modellerinden veya Levitus (1952)'un dinamik topoğrafyasından hesap edilebilir. Ortalama dinamik topoğrafya, çok uzun dalga boyu karakterine sahip olup, ancak uzun dalga boylu jeoit sinyaline ve az bir oranda da jeoit eğimine katkı sağlayabilir.

3. ALTİMETRE ÖLÇÜ HATA KAYNAKLARI VE ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNE GETİRİLEN DÜZELTMELER

Altimetre tarafından üretilen ve deniz yüzeyine gönderilerek tekrar geri alınan radar dalgasının iki yönlü seyir süresi ölçülerek, bilinen ışık hızı ile çarpılması ile altimetre-okyanus mesafesi hesaplanmaktadır. Ancak gerçek dünyada her ölçme sisteminde olduğu gibi altimetre ölçüleri de birçok aletsel ve çevresel etkilere maruz kalmaktadır.

Bu etkiler belirlenmeli ve uygun şekilde modellendirilerek hata kaynaklar düzeltilmelidir. Aksi takdirde, altimetre ölçülerinden elde edilen veriler güvenilir olmayacaktır.

Altimetre ölçülerini etkileyen hata kaynaklarını düzelterek duyarlı ölçüler elde edilebilir. Söz konusu hata kaynaklarını genel olarak üç sınıfa ayırabiliriz (Seeber, 1993);

- Gerçek yörüngenin hesaplanan yörüngeden sapması
- Sinyal yayılım yolu üzerindeki hatalar (altimetre hataları)
- Anlık deniz seviyesi ile jeoit arasındaki sapmalar

3.1. Uydu Yörünge Hataları

Uydu yörüngelerindeki hatalar, altimetre ölçülerinde en büyük etkiye sahip hatalardır. Yörünge hataları, uydunun radyal yöndeki konumu hakkında yeterli bilgiye sahip olunmamasından kaynaklanır. Temel olarak uydu yörünge hataları aşağıdaki nedenlerden dolayı meydana gelmektedir (Seeber, 1993);

- Yörünge hesaplarında kullanılan yer gravite alanının sınırlı çözünürlüğü ve doğruluğu
- İzleme istasyonlarının koordinat hata hesabı
- İzleme sistemlerindeki (DOPPLER, SLR, vb.) hatalar ve sınırlamalar
- Yörünge hesaplamalarında yanlış veya eksik modellendirmeler

Uydu yörüngelerine etkiyen en büyük kuvvet yer gravite alanıdır. Bu nedenle, her uydu için söz konusu uyduya özgü ölçüleri de kullanmak suretiyle yeniden şekillendirilerek geliştirilmiş gravite modelleri kullanılmalıdır.

Radyal yörünge hatalarının eliminasyonunda yerel, bölgesel veya global çapraz geçişlerin dengelenmesi tekniği kullanılmaktadır. Uydu altimetre verileri, aletsel, jeofiziksel ve okyanus etkileri ile düzeltilip, kaba hatalı ve yanlış ölçülerin ölçü kümesinden çıkarılmasından sonra, gerçek uydu yörünge bilgisinin mevcut olmaması nedeniyle radyal yörünge hatasından arındırılmak üzere "çapraz geçişlerin dengelenmesi" olarak bilinen dengelemeye tabi tutulur.

Altimetre uydusu güneyden kuzeye doğru dünya etrafında yörüngesinde hareket ederken dünya üzerinde bıraktığı ize yükselen geçiş, kuzeyden güneye hareket ederken bıraktığı ize alçalan geçiş adı verilir. Söz konusu geçişler çapraz geçiş noktaları olarak bilinen noktalarda kesişirler. Eğer uydu yörüngelerini bozacak etkilerin olmadığı ve yörünge konusunda tam olarak bilgiye sahip olabilirsek çapraz geçiş noktalarında yükselen ve alçalan geçişlerin seviyeleri eşit olmalıdır. Ancak uygulamada hem uydu yörüngelerini bozacak etkiler mevcuttur hem de yörünge konusunda eksik bilgi vardır. Bunun sonucunda, çapraz geçiş noktalarında yükselen ve alçalan geçişler ile aynı seviyede olmamakta ve geçişler sırasında gözlenen deniz yüzeyi yükseklikleri aynı değildir. Çapraz geçişlerin dengelenmesinin amacı yükselen ve alçalan geçişler esnasında gözlenen deniz yüzeyi yükseklik farklarını minimuma indirgemektir. Çapraz geçiş noktalarında deniz yüzeyi yükseklik farklarının alınması ile jeoit ve deniz yüzeyi topografyası sinyalleri yükselen ve alçalan geçiş farklar ile birbirini götürmekte dolayısı ile geriye sadece radyal yörünge hatası ve modellenemeyen gelgit ve diğer oşinografik olguların sinyalleri kalmaktadır (Vergos, 2002).

3.2. Altimetre Hataları

Uydu ile deniz yüzeyi mesafesi ölçümü için gönderilen sinyallerin yolu üzerindeki etkileri iki alt gruba ayrılır;

- Aletsel hatalar
- Sinyal yayılım ortamı hataları

3.2.1 Aletsel hatalar

Altimetre uyduları üzerlerinde bulunan aletlerde ve işlevlerinde meydana gelen hatalardır. En önemli aletsel hatalar,

- Tatbik açısı,
- Ölçme sistemindeki zamanlama
- Doppler kayması
- Dalga yapısı örnekleyicisi kazanç kalibrasyonu kayması
- Radar anteninin faz merkezi ile uydunun kütle merkezi arasındaki mesafe
- Osilatör sürüklenmesi
- Agc güç yitirimidir.

Bu etkiler, altimetrenin tasarımı ve yapımı aşamasında tespit edilip minimize edilmektedir. Aletsel hatalardan kaynaklanan tüm etkiler, hassas bir şekilde hazırlanmış test alanlarında "altimetre kalibrasyonu" aşaması ile kontrol edilerek belirlenmektedir (Seeber, 1993).

3.2.2. Sinyal yayılım ortamı hataları

Sinyal yayılım ortamı hataları, atmosferin iyonosfer ve troposfer katmanları ile denizin anlık durumundan (durgun veya kabarık deniz yüzeyi) kaynaklanmaktadır. Atmosferik kırılma ve deniz durum sapmasının (sea-state bias) dikkate alınmaması durumunda altimetrik mesafe ölçülerinde 2 metreye varan hatalar ortaya çıkmaktadır. Ölçüler düşey bir hatta yapıldığından elektromanyetik dalganın iyonosfer ve troposfer tarafından geciktirilmesi problemi bir ölçüde çözülebilmektedir. Buradaki asıl sorun düzeltmeler için gerekli olan yardımcı ölçülerin yapılmasındaki güçlüktür (Fu ve Cazenave, 2001).

3.2.2.1 Atmosferik etki

İyonosfer 60 ile 1000 km arasında değişen tabakasıdır. Bu etki uydu sinyali iyonosferden geçerken, iyonosferdeki serbest elektron sayısının değişimi ile ilgilidir. Elektron yoğunluğu geceden gündüze, iklim değişikliklerinde farklılık gösterir. Sinyal bu tabakadan geçerken gecikmeye uğrar (Wagner ve Cheney, 1992). Radar

dalgasının yayılım hızı, iyonosferdeki serbest elektron sayısı ile doğru orantılı, altimetre radar frekansının karesi ile ters orantılı olarak azalmaktadır. Atmosferdeki serbest elektronlarla ve iyonlarla ilişkilendirilebilen altimetre radar sinyalinin iyonosferik kırılması, atmosfer üst tabakasının dielektrik özellikleri ile belirlenebilmektedir. İyonosferik kırılma etkisi iyonlaşma seviyesine bağlı olmak üzere, 14 GHz frekans alanında 5 ile 20 cm arasında değişmektedir. İyonosferdeki elektron yoğunluğunu doğrudan ölçmek zor olduğundan ve bu etkinin dağıtıcı özelliğinin bulunmasından, iyonosferik kırılma çift frekanslı altimetre ölçüleri ile hesaplanabilmektedir. T/P uydusu, 13.6 GHz ve 5.3 GHz'de olmak üzere çift frekansta ölçü yapmaktadır. Bunun yanında iyonosferin fiziksel yapısı bazı araştırmacılar tarafından modellenmeye çalışılmış, genellikle deneysel bazlı olmak üzere birçok model türetilmiştir (Vergos, 2002).

Traposfer, atmosferin 0 ile 40 km arasında değişen tabakasıdır. Radar dalgasının yayılım hızı, troposferdeki gazların ve su buharının miktarı ile orantılı olarak yavaşlamaktadır. Bu kısımda hem ıslak hem de kuru troposfer etkisi görülmektedir. Kuru gazların etkisi ile oluşan kırılmaya kuru troposferik kırılma, su buharının ve sıvı bulut damlalarının etkisi ile meydana gelen kırılmaya ise ıslak troposferik kırılma adı verilir. Toplam troposfer etkisi, uygun kırılma modelleri ve radyometri ölçüleri ile birkaç santimetre doğrulukla ölçülebilmektedir (Seeber, 1993).

Toplam troposferik kırılma için en basit model (Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography) (Rummel ve Sansò, 1993):

$$\Delta\rho = 2.277.10^{-5}\left[\left(1+0.0026\cos 2\theta\right)P_s + \left(\frac{1255}{T_s}+0.05\right)e_s\right] \qquad (3.1)$$

Eşitlikte, P_s deniz seviyesi üzerindeki hava basıncı (Paskal), T_s yüzey atmosferik sıcaklığı (Kelvin), e_s kısmi su buharı basıncını (Paskal), θ ise coğrafi enlemi temsil etmektedir. (3.3) eşitliği kuru ve ıslak etki olmak üzere iki kısma ayrılabilir.

$$\Delta\rho_{KTG} = 2.227.10^{-5}\left(1+0.0026\cos 2\theta\right)P_s \qquad \text{(Kuru Troposferik Gecikme)} \qquad (3.2)$$

$$\Delta\rho_{ITG} = 2.227.10^{-5}\left(\frac{1255}{T_S}+0.05\right)e_S \qquad \text{(Islak Troposferik Gecikme)} \qquad (3.3)$$

Hava basıncı P_s, sıcaklık T_s ve kısmi su buharı basıncını e_s değerleri bazı veri merkezleri tarafından sağlanmaktadır (örneğin; Fleet Numerical Oceanography Center-FNOC). Ancak çoğu zaman bu verilerin konumsal çözünürlükleri bilimsel amaçlar için yeterli olmamaktadır. Bu kısıtlama, ıslak troposferik gecikmenin modellenmesini güçleştirmektedir. Daha iyi sonuçların alınabilmesi için altimetre uydularına monte edilmiş pasif mikrodalga radyometreler kullanılmaktadır (Vergos, 2002).

Yağmur ve bulut; altimetre ölçümlerini etkileyebilecek parametreler içerisinde çözümlenmesi en az olanıdır ve halen birkaç denmenin dışında bir model geliştirilememiştir. Yağmur ve bulut, genel olarak geri yansıyan sinyali azaltmaktadır. Yağmur ve buluttan dolayı kaynaklanan veri bozukluklarını önlemek için, altimetre mesafe ölçüsü ile aynı anda yapılan pasif mikrodalga ölçülerini kullanarak bu etkilere maruz kalmış veya kalması muhtemel verileri belirleyip veri setlerinden çıkarmakla mümkün olur. Bu yöntemle yağmur ve bulut etkisine maruz kalan ölçülerin çıkarılması için hangi kriterlerin kullanılacağı konusunda çalışmalar devam etmektedir (Vergos, 2002).

3.2.2.2 Deniz durum farkı sapmaları

Sinyal yayılım ortamı hatalarından bir diğeri ise altimetreden gelen radar sinyalinin bir kısmının emildiği, bir kısmının soğrulduğu ve saçıldığı ve bir kısmının da altimetreye yansıdığı denizin anlık durumudur. Deniz durum farkı, gerçek ortalama deniz düzeyi ile elektromanyetik deniz düzeyi arasındaki farktır. Deniz yüzeyinde yansıtıcı alanın büyüklüğü denizin kabarıklık durumuna bağlıdır. Kabarık bir deniz yüzeyindeki yansıtıcı alan, düz bir deniz yüzeyinde meydana gelecek olan yansıtıcı alana göre daha geniş olacaktır. Altimetreye geri dönen sinyaller, deniz yüzeyinden dik olarak yansıyan sinyallerdir. Durgun denizde altimetre tarafından yayılan sinyalin %60-70'i gibi büyük bir kısmı altimetreye tekrar geri yansımaktadır. Altimetrenin okyanus yüzeyinde aydınlattığı ayak izi alanı içerisindeki su dalgasının en tepe noktası ile en çukur noktası arasındaki yükseklik farkının yaklaşık üçte birine "anlamlı dalga yüksekliği" adı verilir. Genellikle okyanus dalgasının tepe noktalarının eğrilik yarıçapları küçük olduğundan sivri tepeler şeklindedir ve gelen altimetre sinyalini dağıtıcı özellikleri bulunmaktadır. Dalga çukurlarından dönen

sinyalin gücü, dalga tepelerinden dönen sinyalin gücünden daha büyük olur. Bu etkiye elektromanyetik sapma denir (Fu ve Cazenave, 2001; Seeber, 1993). Genelde okyanus çukurları dalga tepelerinden daha büyük eğrilik yarıçaplarına sahiptir. Anlamlı dalga yüksekliği artışı ile elektromanyetik sapma artışı arasındaki direkt korelasyon araştırmacılar tarafından gerekli düzeltme tahminleri için ayrıştırılır.

Elektromanyetik sapma etkisi nedeniyle, ya altimetre-okyanus mesafesi olmsı gerekenden daha fazla, ya da deniz yüzeyi yüksekliği olması gerekenden daha düşük belirlenmektedir.

Sonuç olarak E/M sapma etkisi nedeniyle ya altimetre-okyanus mesafesi olması gerekenden daha fazla, ya da deniz yüzeyi yüksekliği olması gerekenden daha düşük belirlenmektedir. Anlamlı dalga yüksekliği (SWH) artışı ile EM sapma arasında da pozitif bir korelasyon vardır. Örneğin anlamlı dalga yüksekliği 10 m (kabarık deniz yüzeyi) olan ayak izi alanı içerisinde E/M sapma etkisi 70 ± 30 cm, 0.5 m (durgun deniz yüzeyi) olan ayak izi alanı içerisinde ise yaklaşık 3.5 ± 1 cm civarındadır (Rummel ve Sansò, 1993). E/M sapma için birçok araştırmacı tarafından geliştirilmiş teorik ve deneysel modeller vardır.

3.3 Jeoit Belirleme Hataları

Bazı kabuller ile ortalama deniz seviyesine çakışık kabul edilen yerin gravite alanı içerisindeki eş potansiyelli yüzeylerden bir tanesine jeoit denir. Deniz yüzeyi ölçümlerinden okyanus dinamiği bilgileri elde edebilmek için, jeoit yapısı hakkında ayrıntılı bilgiye sahip olmamız gerekiyor. Eğer hiçbir akıntı, dalga tuzluluk, gelgit, ısı ve meteorolojik etkiler olmasaydı ve durgun deniz yüzeyi karalar içinde de devam etseydi oluşan eş potansiyelli yüzey jeoidi oluşturacaktı. Jeoidin belirlenmesinde genel olarak üç yol izlenmektedir. Bunlar;

- Uydu yörünge izleme,
- Uydu altimetri,
- Kara ve deniz gravite ölçümleridir.

Anlık deniz seviyesi ile jeoit arasındaki sapmalarlardan zamanla değişmeyen kısım (H) deniz yüzeyi topografyası (DYT) olarak bilinir ve büyüklüğü 1-2 m arasında değişmektedir. Çalışılan konuya göre bu terim altimetre ölçülerine

getirilecek düzeltme veya altimetre ölçülerinden türetilecek bir sinyal olarak algılanabilir. Eğer altimetre ölçüleri ile jeoit belirlenecek ise, DYT terimi oşinografik modellerden türetilerek altimetre ölçülerine düzeltme olarak getirilir. Eğer okyanus dolaşımları ile ilgileniliyorsa DYT iyi bir jeoit modeli ile altimetre ölçülerinden çıkarılacak oşinografik bir sinyal olarak değerlendirilir.

Ortalama deniz düzeyi ile jeoidin çakıştığı düşünülür. Ortalama deniz düzeyi ise yükseklikler için başlangıç yüzeyi olarak alınır. Ancak jeoit ile ortalama deniz düzeyinin çeşitli etkenler nedeniyle çakışmadığı aralarında deniz yüzü topografyası kadar fark olduğu belirlenmiştir. Altimetre ölçüleri ile ortalama deniz seviyesi belirlenmeden önce mutlaka zamana bağımlı bileşenin düzeltilmesi gerekir. Zaman bağlı değişimler temel olarak atmosferik yükleme (atmospheric loading) ve gelgitlerden kaynaklanmaktadır (Seeber, 1993).

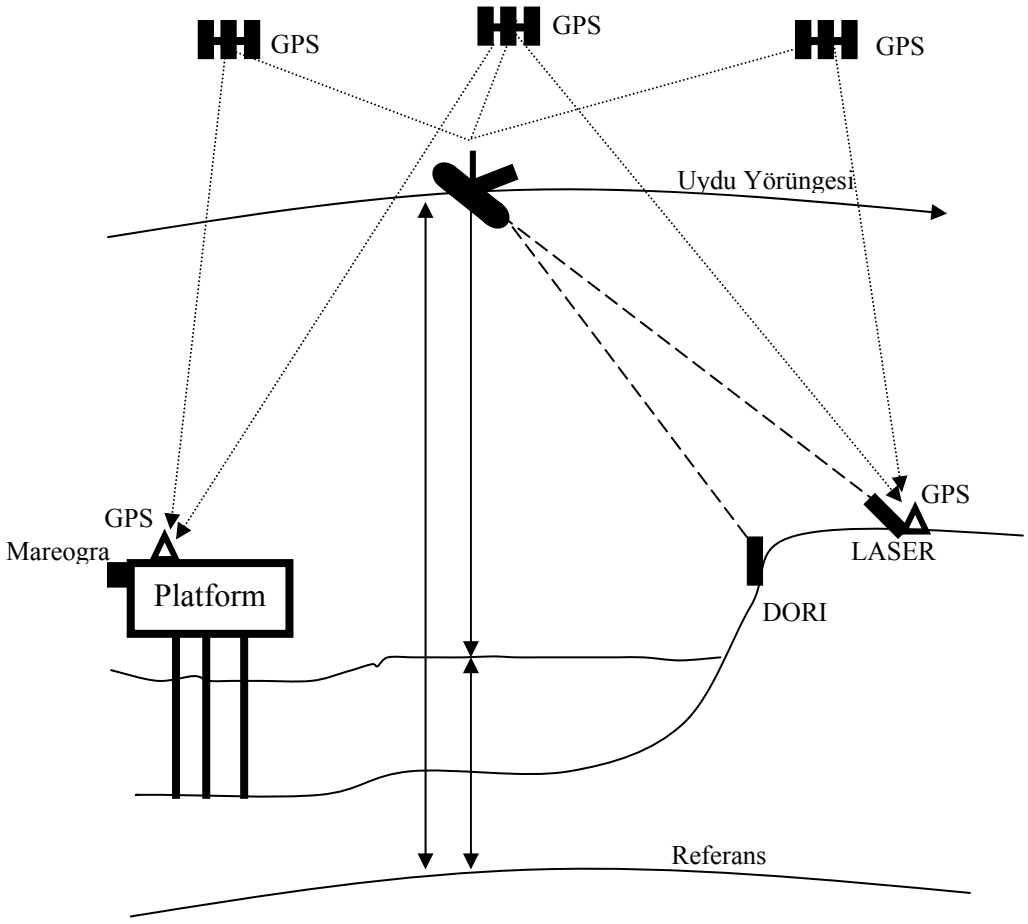
Deniz yüzeyi üzerindeki hava basıncı değişimlerinden kaynaklanan atmosferik yükleme etkisi global deniz yüzeyinde 10-50 cm arasında deformasyonlara neden olduğu düşünülmektedir (Seeber, 1993). Hava basıncının deniz seviyesi üzerinde ters bir etkisi vardır. Ters barometre etkisi adı verilen bu etki sebebiyle, teorik olarak hava basıncındaki 1 mbar'lık artış sunucunda deniz seviyesinde 1 cm'lik bir azalma meydana gelebilir.

Katı dünya ve okyanus gelgitlerine ay ve güneşin çekim etkileri neden olmaktadır. Deniz seviyesinde zamana bağlı değişen bileşenin en önemli nedeni bu gelgitlerdir. Bunlar önemli etkilerdir. Ayrıca uzayda diğer gezegenlerinde çekim kuvvetleri buna katkıda bulunmaktadır. Ancak bunların büyüklüğü önemsizdir.

Dünya üzerinde herhangi bir noktada ayın ve güneşin gelgit oluşturabilme potansiyeli duyarlı bir biçimde belirlenebilmektedir. Problem ise kıtasal sınırlar ve kompleks okyanus tabanı topografyasının ve yer hareketlerinin etkisinden kaynaklanmaktadır. Katı yerkürenin bu zamansal değişim hareketlerinde gelişmiş modeller kullanılmaktadır. Ancak gelgit genliğinin büyük olduğu yerlerde global modelden sapmalar büyük olacağından mareograf ve altimetre verileri ile hesaplanan bölgesel veya yerel modellerin kullanılması önerilmektedir. Katı yeryuvarı gelgitleri (solid earh tides), okyanus gelgitleri genliğinden daha küçük olmasına rağmen dünya yüzeyinde yaklaşık 50 cm.lik deformasyona neden olmaktadır (Seeber, 1993).

3.4 Uydu Altimetre Kalibrasyonu

Altimetre verilerinin güvenilir ve doğruluğu kanıtlanmış veriler olarak çeşitli uygulamalarda kullanılabilmesi için kapsamlı kalibrasyon ve veri doğruluğunun sınanması (calibration/validation) gerekmektedir. Kalibrasyon ve veri doğruluğu sınama, uydunun fırlatılmasından önce ve sonra altimetre sensörlerinin iç kalibrasyonuna ilişkin verileri yorumlamaktan yersel yöntemlerle veri onaylamaya kadar çok geniş faaliyeti kapsamaktadır. Yersel ölçümlerle altimetre kalibrasyonları, nokta kalibrasyon ve dağınık kalibrasyon olmak üzere iki türlü gerçekleştirilir. Nokta kalibrasyonda temel amaç altimetre ölçme sistemindeki mutlak sapmanın (absolute bias) belirlenmesidir. Nokta kalibrasyonları, Şekil 3.1'de gösterildiği gibi test istasyonlarında yapılır.



Şekil 3.1 Uydu altimetre nokta kalibrasyonu (Fu ve Cazenava, 2001).

Çoğunlukla Pasifik okyanusunda olmak üzere yaklaşık 70 mareograf istasyonundan oluşan global bir ağ mevcuttur. Bu istasyonlarda bir mareograf istasyonu, mareograf istasyonunda elde edilen deniz seviyesi gözlemlerini yer merkezine bağlayabilmek amacıyla GPS, DORIS vb. gibi uydu istasyonları vardır. Test istasyonları altimetre yer izleri üzerinde veya bu izlerin çok yakınında olurlar. Genellikle küçük adacıklar veya kıyıdan uzaktaki platformlar test istasyonu olarak uygun yerlerdir (Christensen, 1994).

Mareograf verileri ile altimetre ölçüleri üzerindeki sürüklenmeden (drift) kaynaklanan hatalar giderilmektedir. Mareografların karaya bağlı olarak hareket etmesi problemi mareograflardan yapılan GPS, SGPS veya mutlak gravite gözlemleri kullanılarak çözülmektedir.

GEOS-3 ve Seasat uydusu için Bermuda test istasyonu deneyleri ilk altimetre nokta kalibrasyon deneyleridir. Söz konusu bu test istasyonunda jeodezik yöntemlerle belirlenen deniz yüzeyi yüksekliği verileri ile altimetreden elde edilen deniz yüzeyi verileri karşılaştırılarak, GEOS-3 ve Seasat uydusundaki sapmalar belirlenmeye çalışılmıştır. Halen iki nokta uydu altimetre görüntüleme ile birlikte kullanılmaktadır. Güney Kaliforniya sahilinde bir petrol platformu ve Akdeniz Lampedusa ada bölgesinde bir nokta bulunmaktadır. Birçok farklı alet kullanılarak, SLR platform mesafesinin GPS ölçümleri ve mareograf ölçümleri yapılır. Deniz seviyesi gözlemlerinin kalibrasyonlarının yanında söz konusu bu test istasyonlarında altimetre ölçülerini doğrudan etkileyen rüzgar dalgalarının, troposferik ve iyonosferik koşulların gözlemleri yapılmakta, altimetre ölçüleri üzerindeki potansiyel hata kaynakları giderilmektedir.

Altimetrenin uzun dönem davranışlarını gözleyen gövde alet kalibrasyon döngüsü, altimetre üzerinde bulunmaktadır. Bu teknik, çevresel düzeltmeleri dikkate almadan sadece altimetre elektroniklerini gözlemektedir.

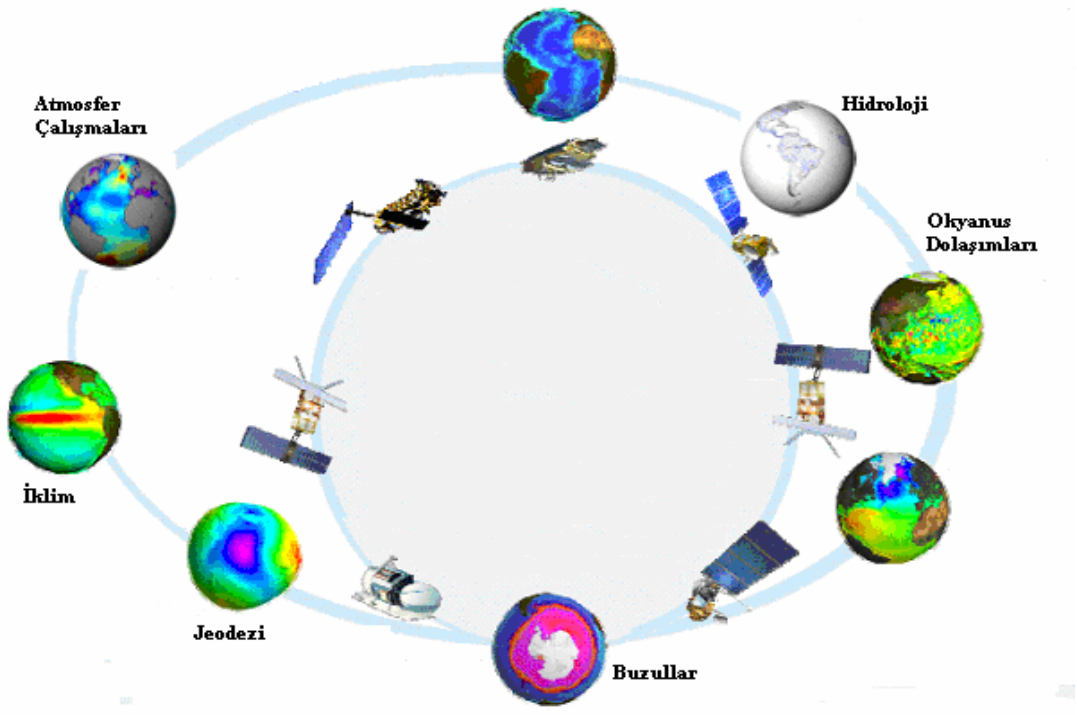
Uydu altimetre verilerinin birçok hataya maruz kaldığını bilmekteyiz. Altimetre verilerinin kalibrasyonu bilimsel sonuçların uygun sunumu, analizi ve araştırılmasında önemli rol oynar. Bu araştırmalarda altimetre verilerinin maruz kaldığı hatalar şüphe uyandırır. Yapılan ölçümlerin doğruluğunu sınamak için, farklı veri analiz metotlarını uygulamak gerekir.

4. UYDU ALTİMETRE UYGULAMA ALANLARI

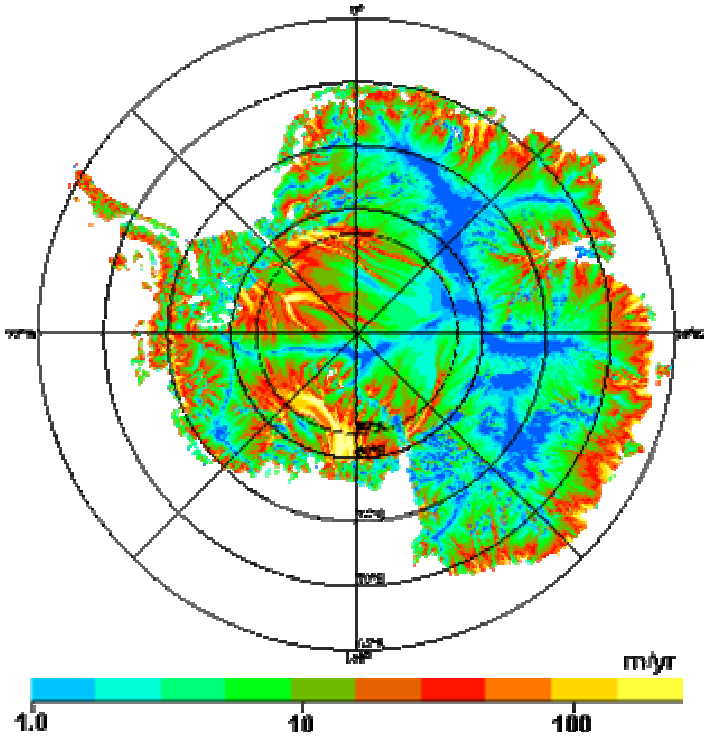
Uydu altimetresi ile yapılan ölçüler, jeodezide, jeofizik, oşinografi, iklim, atmosfer, hidroloji ve kıyı mühendisliği gibi çalışmalarda geniş uygulama alanları bulunmaktadır (Şekil 4.1).

Altimetre verileri ile jeodezide, tektonik plaka hareketlerinin araştırılmasında, yer gravite alanı ve jeoit modellerinin geliştirilmesinde, deniz tabanı belirleme çalışmalarında, tsunamilerin deniz tabanına yapacağı etkiler, alanlarında çalışmalar yapılabilmektedir.

Altimetre uydularının birçoğu okyanuslarda meydana gelen fiziksel olayların araştırılması için kullanılmıştır. Altimetre verileri ile, karbondioksit gazının neden olduğu sera etkileri, okyanus akıntıları ve dolaşımlar, deniz seviyesi değişimleri ve gelgitler araştırılmaktadır.



Şekil 4.1: Uydu altimetre uygulama alanları (http://www.altimetry.info/).



Şekil 4.2 ERS-1 topografya ölçülerinden türetilen Antartika'daki buzul kümesi hızı

Okyanusların atmosfer üzerindeki etkileri nedeniyle, iklim değişiklikleri üzerinde büyük rol oynarlar. Altimetre, El Nino, monsoon yağışları ve Kuzey Atlantik Dolaşımları gibi okyanus-atmosfer etkileşimlerinin değerlendirildiği tahmin modellerinde kullanılmaktadır. Bununla beraber, okyanusların iklim üzerinde değişikliklere yol açtığı gibi, iklimlerde okyanuslar üzerinde değişimlere yol açabilir. Bu etkileşim süresince, deniz seviyelerinde yükselme ve alçalmalar olmaktadır. Meydana gelen bu dalgalanmalar altimetre ölçüleri ile gözlenmektedir. Global iklim değişimlerine yol açan faktörlerden biri olan buzullar, buz dağları ve topografyaları altimetre ile ölçülmektedir.

İlk başta altimetre ölçüleri ile okyanuslar ve buzullar ölçülmeye çalışılmış olmasına rağmen, bu ölçülerin göllerde, nehirlerde ve karalarda da kullanılabilirliği araştırılmış ve göl derinlikleri ile nehirlerin debileri hesaplanmaya çalışılmıştır.

Altimetrenin esas amacı, deniz yüzeyini ölçmektir. Deniz yüzeyinden altimetreye geri yansıyan sinyalin şekli ve gücü deniz durumuna bağlı olarak değişmektedir. Bu değişimler ile, rüzgar hızı ve deniz yüzeyi değişimler

hesaplanmaktadır. Bu sayede deniz meteorolojisi ve okyanus üzerindeki anlık hava tahminleri yapılmaktadır. Bu tahminler, en çok deniz işleri ile ilgilenen (Balıkçı, gemici, vb.) insanların ihtiyaçlarını görmektedir.

Altimetre verileri ilk başta kıyılarda kullanılamamıştır. Ancak gelişen teknoloji ve hesap yöntemleri ile kıyılarda güvenilir bilgiler elde edilebilmektedir. Sığ sularda ve kıyı alanlarındaki mühendislik çalışmalarında altimetre ölçüleri kullanılabilmektedir.

5. UYDU ALTİMETRE TEKNİĞİNİN MAREOGRAFLAR İLE KARŞILAŞTIRILMASI

Birçok yönden uydu altimetri tekniği, kıyılardaki mareografların açık denizlerdeki devamı olarak düşünülebilir. Dünyanın çeşitli kıyılarında bir yüzyılı aşkın bir süredir mareograf istasyonları işletilmektedir. Bu istasyonlar ile ülkelerin düşey datumları gelgit ve gelgit değişimleri modellendirilmekte ve deniz seviyesi değişimleri izlenmektedir. Mareograflar ile tek bir istasyondaki zamansal değişimler ortaya çıkarabileceği gibi, birden çok mareograf istasyonunun bir ağ içerisinde birbirlerine bağlanması ile bölgesel ve global değişimleri de incelemek mümkündür. Mareograf verisi kullanmanın iki temel sakıncası vardır. Birincisi, mareograf istasyonları deniz seviyesi değişimlerini karadaki bir röper noktasına göre ölçer. Röper noktası düşey yönde hareket edebileceğinden bu hareketin yaratacağı sinyal deniz seviyesi sinyali ile karışabilmektedir. Bir diğer problemde, mareografların konumsal olarak dağılımının sınırlı olmasıdır. Mareograflar; altimetreye oranla daha az maliyetli olması, birçok mareograf istasyonunda uzun dönemli verilerin varlığı, daha yüksek frekanslarda örnekleme sağlamaları, altimetrelerin kalibrasyonunda, altimetre ile birlikte düşey yerkabuğu hareketlerinin araştırılmasında, kıyı mühendisliği çalışmalarında, kıyı yapılarının aplikasyonlarında kullanılmaları gibi nedenlerden dolayı halen deniz seviyesi ölçme sistemleri olarak kullanılmaktadır.

Başlangıçta oşinografik bir gözlem tekniği olarak ortaya çıkan uydu altimetresi, deniz seviyesi çalışmalarında mareograflar ile karşılaştırıldığında aşağıdaki yenilikleri ve sınırlamaları getirmiştir.

- Bitki örtüsünden ve örtülü alanlardan etkilenmemektedir,
- Gece gündüz her türlü hava koşullarında çalışabilmektedir,
- Uydu altimetresi ile sadece deniz veya okyanuslar değil, nehirler, göller gibi sulu alanlar ile buzullarda gözlenmektedir,
- Uydu altimetresi global bir teknik olduğundan, uydunun yolu üzerindeki her çeşit hedef hakkında yükseklik bilgisi üretilmekte, mareograf istasyonlarının olmadığı alanlarda bu bilgi ihtiyacını sağlamaktadır,
- Uydu altimetre misyonlarının yaklaşık 20 yıldır devam ettiği ve ileride de devam edeceği düşünülürse, uydu altimetre verileri ile mevsimsel ve yıllara

göre deniz seviyesi değişimleri global olarak daha doğru bir şekilde belirlenebilmektedir,

- Belirlenen tüm deniz yüzeyi yükseklikleri ortak bir referans sistemine göredir,
- Uydu altimetresi üzerindeki mikrodalga radyometre ile troposferik modeller geliştirilmekte, deniz yüzeyinden uyduya geri yansıyan radar dalgasının analizleri ile farklı bir ölçüye gerek kalmadan deniz yüzeyi üzerinde rüzgar bilgisi ve dalga yüksekliği bilgileri de türetilmektedir,
- Altimetre uyduları temel olarak okyanus ve buzul tabakaları gibi tek düze yüzeylerde çalışması için dizayn edilmiştir. Çok dalgalı veya karışık topografyaya sahip yüzeyler veri kaybına veya verilerin yanlış yorumlanmasına neden olabilmektedirler,
- Etkili ayak izi çapı hedefin doğasına bağlı olarak 100 metrelerden birkaç kilometrelere kadar değişiklik gösterir,
- Rüzgâr olayları, şiddetli yağışlar, ve gelgit etkileri veri kalitesi ve doğruluğunu önemli ölçüde etkilemektedir.
- Yükseklik doğruluğu; uydu mesafesi, uydu yörüngesi, jeofiziksel düzeltmeler, hedefin büyüklük ve tipi gibi birçok faktöre bağlıdır,
- Mareograf deniz seviyesi gözlemlerinde deniz seviyesi, bir nokta yüksekliği ölçülüyormuş gibi belirlenir. Uydu altimetresinde ise deniz yüzeyi yüksekliği uydunun ayak izi alanı içerisindeki gözlemlerin ortalamasıdır. Örneğin T/P uydusu için bu alan ortalama 580 m, ERS uyduları için 350 m civarındadır. (http://bigquill.gsfc.nasa.gov/adlim.html)

6. ALTİMETRE VERİLERİNİN ELDE EDİLMESİ VE İŞLENMESİ

Uydu misyonlarının uzay, yer ve kullanıcı bileşenleri içerisinde, yer bileşeni çok önemlidir. Yer bölümleri, uydu ham verilerini bilimsel amaçlar ve pratik uygulamalarda kullanılabilir veri ürünlerine dönüştüren uydu misyonu bileşeni olup uydu üzerindeki ölçme sistemlerinin kontrolü, uydu ölçü verilerinin işlenmesi, kullanıcı servis hizmetlerinin yürütülmesi ve altimetre konusunda uzman desteği faaliyetlerini yürütürler. Uydu altimetre verilerinin akış süreci beş aşamada gerçekleştirilmektedir.

6.1 Veri Elde Etme

1991-2002 yılları arasında toplanan ERS-1, ERS-2 ve TOPEX/POSEIDON ölçüleri AVISO/Altimetry tarafından sağlanmıştır. AVISO'nun merkezi Fransa'nın Tolouse şehrinde olup uydu altimetre görevleri için Fransa Aktif Dağıtım Arşivi Veri Merkezidir.

Aviso Altimetri Merkezi, CNES tarafından geliştirilmiş ve CLS tarafından işletilmekte olup, uzun dönemli altimetre ölçülerinin hazırlanması ve dağıtılması görevlerini yürütmektedir. AVISO tarafından dağıtılan değer katılmış altimetre ürünleri daha kapsamlı olan jeofizik data kayıtlarına tamamlayıcı olarak üretilmektedir. Burada asıl amaç, kullanıcılara tüm hatalara karşı düzeltilmiş, kontrol edilmiş, kullanımı kolay, kolay erişilebilen ürünler sağlamaktır. Merkezin diğer amacı, homojen Topex/Poseidon ve ERS uydu altimetresi ürünleri üretmektir (http://www.altimetry.info/).

6.2 Ham Telemetri Verileri (Seviye 0) Ve Seviye 1 Verileri

Yer istasyonları tarafından alınan ham telemetri verileri kalite kontrol ve veri işleme merkezlerine gönderilir. Telemetri verileri seviye 1 verilerinin elde edilmesi için işlenir. Bu aşamada verilere zaman ve mekan özellikleri kazandırılır, veriler uygun şekilde birimlendirilir ve ön kalite kontrolden geçirilir.

6.3 Seviye 1 Verileri ve Seviye 2 Jeofizik Verileri

Bu adımda, seviye 1 verileri aletsel hatalardan ve atmosferden kaynaklanan sinyal yayılım ortamı hataları ile deniz yüzeyinin neden olduğu bozulmalardan arındırılır. Gelgit düzeltmeleri, ters barometre etkisi gibi jeofiziksel düzeltmeler yapılır. Hassas yörünge belirleme işlemi gerçekleştirilir.

6.4 Veri Doğruluklarının Sınanması

Verilerin kalite güvencesi için jeofiziksel verilerin doğrulukları sınanmaktadır. Doğruluk sınaması hassas kalite kontrolü ve aletsel sapmaların belirlenmesi işlemlerini içerir. Veri işleme aşamasının vazgeçilmez parçası olan bu adım, bilimsel ürünler üretilmeden ve kullanıcılara dağıtılmadan önceki son adımdır.

6.5 Seviye 3 ve Seviye 4 Verileri (Value-Added Products)

Seviye 2 verilerinden bazı hesaplamalar yapılarak (deniz yüzeyi yüksekliği veya deniz seviyesi anomalileri gibi) Seviye 3 verileri hazırlanır ve doğrulukları sınanarak yayınlanır. Misyonlar arası çapraz kalibrasyon yapılabilir. Çoklu uydulardan seviye 4 gridlenmiş veriler elde edilir.

6.6 Veri İşleme (Data Processing)

Veri toplama istasyonlarından gelen ham verileri bilimsel ve pratik alanlarda kolaylıkla kullanılabilecek yapıya dönüştürmek için yüksek oranda veri işleme ve hesaplama yükü vardır. Altimetre ham verilerinin içerisinde birçok veri mevcuttur. Bu verilerin bazıları altimetreden, bazıları altimetre üzerindeki radyometre gibi ölçme aletlerinden, bazıları modellerden bazıları ise bunların bileşiminden gelir. Altimetre veri işlemesi aşağıdaki işlem adımları kapsar:

- Altimetre ölçüleri
- Yörünge belirleme
- Jeofiziksel düzeltmeler
- Aletsel düzeltmeler

- Referans yüzeyleri
- Yüksek seviye veri işlemesi

Altimetre ölçüleri okyanus yüzeyinden yansıyan radar dalgasının dalga formundan türetilir. Uydu-okyanus mesafesi, anlamlı dalga yüksekliği, normlandırılmış radar kesiti (σ_0) ve rüzgar hızı bilgileri radar dalgasının dalga formundan türetilen bilgilerdir.

Uydu-okyanus mesafesi altimetre tarafından ölçülür ve uydu kütle merkezi ile Dünya yüzeyi arasındaki dik mesafedir. Bu nedenle yükseklik terimi yerine mesafe veya altimetrik mesafe terimleri kullanılır. Uydu-okyanus mesafesi radar altimetresinin temel ölçüsüdür. Mesafe, yansıyan dalganın dalga formundan tekrar izleme (retracking) adı verilen işlem sonucu hesaplanır. Eğer altimetre T/P gibi çift frekanslı ise her bir frekans için ayrı ayrı mesafe vardır. Ancak, çoğu uygulamada K_u bandından elde edilen mesafeler kullanılır.

Anlamlı dalga yüksekliği (Significant Wave Height), yüzeyden yansıdıktan sonra altimetreye dönen radar dalgasının eğiminden hesaplanır. Eğer altimetre çift frekanslı ise her bir frekans için ayrı ayrı anlamlı dalga yüksekliği hesaplanır.

Radar geri yansıma katsayılarından normlandırılmış radar kesiti (σ_0) altimetreye geri dönen dalganın gücünden hesaplanır. Okyanus yüzeyi üzerindeki rüzgar hızı normlandırılmış radar kesiti değerinden türetilebilir. Bu değerin rüzgar hızı ile yakın bir ilişkisi vardır. Rüzgar hızı, deniz yüzeyi geri yansıma katsayıları ve anlamlı dalga yüksekliği arasında deneysel modeller mevcuttur.

Yörüngedeki uydu konumunun hassas bir şekilde belirlenmesi altimetre verilerinin kalitesi açısından çok önemli bir faktördür. Değişik ürünler değişik doğruluk seviyeleri gerektirir. 3 saat içerisinde üretilen veriler temel olarak DORIS uydu izleme sistemi ile belirlenen yörüngeden elde edilir. Diğer taraftan 30 gün gecikmeli verilerin üretilmesinde diğer uydu izleme sistemlerinin katkısıyla daha fazla ve daha doğru yörünge verileri kullanılır. Radyal yörünge bileşeni için beklenen doğruluklar, 3 saatlik veri için 10 cm RMS, 3 günlük veri için 4 cm RMS, 30 günlük veri için 2.5 cm RMS'dir. Halihazırda görev yapan ve planlanan jeodezik misyonlu uydular (CHAMP, GRACE ve GOCE) ile söz konusu bu doğrulukların daha da artacağı değerlendirilmektedir.

6.7 Yüksek Seviyeli Veri İşleme

Seviye 2 verilerinin işlenmesinden sonra (ölçülere aletsel, atmosferik ve jeofiziksel düzeltmeler getirilip, veri doğruluğu sınaması yapıldıktan sonra) daha gelişmiş veri işleme teknikleri uygulanır. Bu aşamada verilere nitelik kazandırma, bazı parametreleri önceden hesaplama, boyuna taranmış verileri gridleme ve başka altimetre uydularından elde edilmiş verileri birleştirme gibi detaylı işlemler yapılır.

Yüksek seviyeli altimetre veri işlemesi, verilerin kalite kontrolü ve doğruluk sınaması ile başlar. Sadece geçerli veriler veri işlemede kullanılır. Editleme kriterleri her bir uydu için daha önceden belirlenmiş ve yayımlanmıştır. Verilerin kalite kontrolü istatistiksel veri analizleri, çapraz geçiş noktalarında analizler ve yörünge turları arasında karşılaştırmalar yaparak gerçekleştirilir. Ayrıca uydular arası karşılaştırmada kalite kontrollerinde kullanılan başka bir yöntemdir. Kalite kontrolü yapılmış verileri gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra deniz yüzeyi yükseklikleri, deniz seviyesi anomalileri, mutlak dinamik topografya verileri üretilir. Yüksek çözünürlüklü veriler elde etmek amacıyla farklı uydu misyonlarından elde edilen veriler analiz merkezleri tarafından birleştirilir. Temel olarak boyuna taranmış (along-track) olan altimetre verileri kullanım kolaylığı ve diğer veri setleri ile karşılaştırılabilmesi açısından, bu veriler çeşitli enterpolasyon teknikleri ile düzenli aralıklarla (örneğin 1^0x1^0) gridlenir**.**

7. ALTİMETRE ve ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GRAVİTE ANOMALİSİ TÜRETİLMESİ

7.1 Altimetre Ölçüsü ve Verisi

Uydu altimetresi ile elipsoit üzerindeki deniz yüzeyi ölçülmektedir. Altimetre uydusu bu ölçüyü, radar dalgası kullanarak uydunun en yakın deniz yüzeyi noktasından olan yüksekliğini çok yüksek doğrulukla belirlemesi ile gerçekleştirmektedir. Gözlenen altimetre değerleri kontrol edilip doğrulanmaktadır. Doğrulanan verilerin; aletsel hatalar, çevresel bozucular (troposferik ve iyonosferik etkiler), okyanus dalgaları (sea state bias), gel-git etkisi (okyanus, yer ve kutup gel-giti) ve ters barometrik etkiye göre düzeltilmesine gereksinim vardır (Kılıçoğlu, 2005). Daha sonra yörünge hataları kestirilir ve nihayet Deniz Yüzeyi Yüksekliği elde edilir

Jeodezinin temel hedeflerinden biri de yer gravite alanının bozucu potansiyelini modelleyebilmektir. Uydu altimetre gözlemleri bozucu potansiyelin modellenmesini olanaklı kılmıştır. Geçen birkaç on yıl boyunca özellikle ERS1, ERS2, GFO, ENVISAT, Topex/Poseidon ve Jason-1 uyduları ile okyanuslar boyunca Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinin (DYY, Sea Surface Height, SSH) detaylı ölçümü gerçekleştirilmiştir.

Altimetre tekniği ile okyanuslarda gözlenen DYY değerleri, uygun düzeltmeler getirildikten sonra jeoit yüksekliği (N) ile çakışmaktadır. Durgun deniz yüzeyi gerçekte bir eşpotansiyel yüzey değildir ancak eşpotansiyel yüzeyden Deniz Yüzeyi Topoğrafyası kadar (DYT, Sea Surface Topography, SST) sapmaktadır. Bu durumda;

$$DYY = N + DYT \qquad (7.1)$$

eşitliği geçerlidir.

DYY'nden gravite alanı belirlenmesi yaklaşımının temelinde, DYT'nın en çok 1 m olduğu düşüncesi yatmaktadır (Sandwell ve Smith, 1997). Örnek olarak Akdeniz'de durgun DYT yaklaşık 25 cm olarak bulunmuştur (Barzaghi v.d, 1997). DYY, kendisinden global bir jeopotansiyel modelin etkisi (N_{GM}) çıkarıldıktan sonra,

denizlerde gravite anomalilerinin belirlenebilmesi amacıyla En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yönteminde kullanılabilir (Tscherning, 1999; Knudsen, 1991).

Farklı veri türlerinden global ve bölgesel gravite alanının belirlenmesi yöntemleri, Haxby (1987), Balmino v.d. (1987), Sandwell ve Smith (1997), Andersen ve Knudsen (1997), Andersen v.d. (1996), Marchenko ve Tartachynska (2003), Hwang (1998) ve Sandwell (2003)'de açıklanmaktadır.

Altimetre ölçüleri kullanıcılara çeşitli servisler (AVISO, GFZ, vb.) tarafından genellikle ücretsiz olarak sağlanmakta olup; bu konudaki asıl amaç kolay ulaşılabilir, kolay kullanılabilir, doğrulanmış ve her türlü düzeltmesi (jeofizik, alet ve yörünge) yapılmış verinin sağlanması olarak benimsenmiştir.

7.2 Altimetre Gözlemlerinden Gravite Anomalilerinin Belirlenmesi

Fiziksel jeodezinin en önemli eşitliklerinden biri olan Stokes formülü, (Tscherning,1984) yüzey gravite anomalilerinden (Δ g) geometrik bir büyüklük olan jeoit yüksekliklerinin (N) (Stokes problemi),

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi)\Delta g \; d\sigma \tag{7.2}$$

ya da jeoit yüksekliklerinden (N), gravite anomalilerinin (Δ g) (ters Stokes problemi),

$$\Delta g_P = \gamma \frac{N_P}{N} - \frac{\gamma}{16\pi 6} \iint \frac{N - N_P}{\sin^3(\frac{\psi}{2})} d\sigma \tag{7.3}$$

belirlenmesini sağlamaktadır. Burada,

R : Yer'in ortalama eğrilik yarıçapı

γ : Ortalama yüzey gravite değeri

S (ψ) : Stokes fonksiyonu

ψ : Hesap noktası ile ölçü noktası arasındaki jeosentrik açı

$d\sigma$: Birim küre üzerindeki yüzey elemanıdır

Ters Stokes fonksiyonunda kullanılmak üzere altimetre ile ölçülen ve jeoit yüksekliğine çok yakın bir değer olan Ortalama Deniz Seviyesinin (ODS) Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinden (DYY) "kaldır – yerine koy" (remove-restore) tekniği ile modellendirilerek en küçük karelerle kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılarak değerlendirilir.

Bu maksatla öncelikle DYY'den, jeopotansiyel modelden hesaplanan jeoit yükseklik değerleri çıkarılır ve geriye sadece orta dalga boylu artık kısmın kalması sağlanır. Artık kısım ters Stokes fonksiyonunda değerlendirilir ve orta dalga boylu artık gravite anomalileri hesaplanır. Daha sonra gravite anomalisinin uzun dalga boylu kısımları yer jeopotansiyel modelinden hesaplanarak yerine konmaktadır (restore). Bu yöntem kısaca "kaldır-yerine koy" (remove – restore) tekniği olarak anılmaktadır.

Denizlerde jeoit yüksekliğinin ve gravite anomalisinin kaldır-yerine koy tekniği kullanılarak global yer potansiyel modeli ve artık değerlerinin bir kombinasyou ile hesaplanmasında;

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g} \tag{7.4}$$

$$\Delta g = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} \tag{7.5}$$

eşitlikleri kullanılabilir.

7.3 Global jeopotansiyel modelin jeoit yükseklikleri ve gravite anomalilerine katkısı

Herhangi bir yer jeopotansiyel modelinin, jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki uzun dalga boylu etkisi küresel yaklaşım ile sırasıyla

$$N_{GM} = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^{n} \left[C_{nm}\cos(m\lambda o + S_{nm}\sin(m\lambda i\right] \; P_{nm}(\sin\varphi) \tag{7.6}$$

$$\Delta g_{GM} = G \sum_{n=2}^{n_{max}} (n-1) \sum_{m=0}^{n} \left[C_{nm}\cos(m\lambda o + S_{nm}\sin(m\lambda i\right] \; P_{nm}(\sin\varphi) \tag{7.7}$$

olarak yazılabilir. Burada; C_{nm} ve S_{nm} potansiyel anomalisinin tam normalleştirilmiş katsayıları, P_{nm} tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonları, n_{max} global jeopotansiyel modelin maksimum derecesi, G ortalama gravite değeri, R ortalama yer yarıçapı ve φ,λ jeosentrik enlem ve boylamdır.

7.4 EKKK yöntemi

Serbest hava anomalisi ve jeoit yüksekliği denizlerde, uzun (global yer potansiyel modellerin etkisi) ve orta dalga boylu parçaları içerecek şekilde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\Delta g_{FA} = \Delta g_{GM} + \Delta g_r \tag{7.8}$$

$$N = N_{GM} + N_r \tag{7.9}$$

Buradan serbest hava anomalisinden uzun ve kısa dalga boylu etkiler çıkarılarak artık gravite anomalileri hesaplanır.

$$\Delta g_r = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} \tag{7.10}$$

$$N_r = N - N_{GM} \tag{7.11}$$

Burada, artık gravite anomalileri ve artık jeoit yükseklikleri yalnızca orta dalga boylu parçayı içermektedir. Artık gravite anomalilerinden yararla Stokes eşitliğinden jeoidin orta dalga boylu parçası ve ters Stokes eşitliğinden gravite anomalisinin orta dalga boylu parçası hesaplanır.

Gravite anomalisi potansiyel anomalisinin bir doğrusal fonksiyonu olup genel olarak potansiyel anomalisinin doğrusal fonksiyonları ile ölçüler arasındaki ilişki

$$y_i = L_i(T) + e_i + A_i^T X \tag{7.12}$$

ile gösterilebilir. Burada;

y : i nci ölçü

L_i : Bozucu potansiyelin doğrusal fonksiyonları (gözlem denklemi)

e_i : Düzeltme

$\underline{A}^T\underline{X}$: Ölçülerde mevcut datum kayıklığı, dönüklük gibi ek parametrelerin etkisidir.

Yükseklik anomalisi ile potansiyel anomalisi arasındaki ilişki Bruns eşitliğiyle verilmekte olup gravite anomalisi için potansiyel anomalisinin doğrusal fonksiyonu küresel yaklaşım ile indirgenmiş (artık) ölçülerle kullanıma uygun olarak aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \tag{7.13}$$

Yukarıda verilen eşitlik için bir çözüm EKKK ile bulunabilir.

EKKK ile çözüm;

$$N = C_{\Delta gN}(C_{\Delta g\Delta g} + C_{NN})^{-1}\Delta g_r \tag{7.14}$$

$$\Delta g' = C_{\Delta gN}(C_{NN} + D_{NN})^{-1}N + \Delta g_{REF} \tag{7.15}$$

ile verilebilir. Burada

$C_{\Delta gN}$: Gravite anomalileri ile jeoit yükseklikleri arasındaki çapraz kovaryans matrisi

$C_{\Delta g\Delta g}$: Gravite anomalilerinin öz kovaryans matrisi

C_{NN} : Jeoit yüksekliklerinin öz kovaryans matrisi

D_{NN} : Jeoit yüksekliklerinin gürültü matrisi

Δg_r : Artık gravite anomalileri ve

N : Artık jeoit yüksekliğidir.

Kovaryans matrisinin elemanları Kernel fonksiyonları (kovaryans fonksiyonu) ile hesaplanır. Fiziksel yeryüzündeki $P(\varphi,\lambda)$ ve $Q(\varphi',\lambda')$ noktalarındaki potansiyel anomalisine ilişkin kovaryans,

$$K(P,Q) = \sum_{n=2}^{\infty} \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{i+1} P_n(\sin\psi s) \tag{7.16}$$

ile ifade edilebilir. Burada ψ, P ve Q noktaları arasındaki küresel mesafe, P_n Legendre polinomları ve σ_n potansiyel derece varyanslarıdır. Görüldüğü gibi P ve Q noktaları arasındaki kovaryansın, konumlar ve azimut ile ilişkili olmayıp homojen ve izotrop bir yapıda olduğu kabul edilmektedir. Hesaplanacak büyüklüklerdeki hataların en aza indirilebilmesi için sonuç kovaryans fonksiyonunun ölçülerle belirlenen ampirik kovaryans fonksiyonuna uygun olarak hesaplanması gereklidir. Jeoit yükseklikleri ile gravite anomalileri arasındaki eşitlikler kovaryans yayılma yasasından yararla aşağıda verilen biçimde elde edilebilir.

$$C_{NN} = \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{1}{\gamma} \right) \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{i+1} P_n(\sin\psi s) \tag{7.17}$$

$$C_{\Delta g \Delta g} = \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{n-1}{r} \right)^2 \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{i+1} P_n(\sin\psi s) \tag{7.18}$$

$$C_{N\Delta g} = \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{n-1}{\gamma r} \right) \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{i+1} P_n(\sin\psi s) \tag{7.19}$$

Kovaryans fonksiyonu parametrelerinin belirlenmesi ve modellenmesi ile ayrıntılı bilgi Knudsen(1987) ve Tscherning (1984)'de ayrıntılı olarak verilmektedir.

Kovaryans fonksiyonu parametreleri belirlendikten sonra,

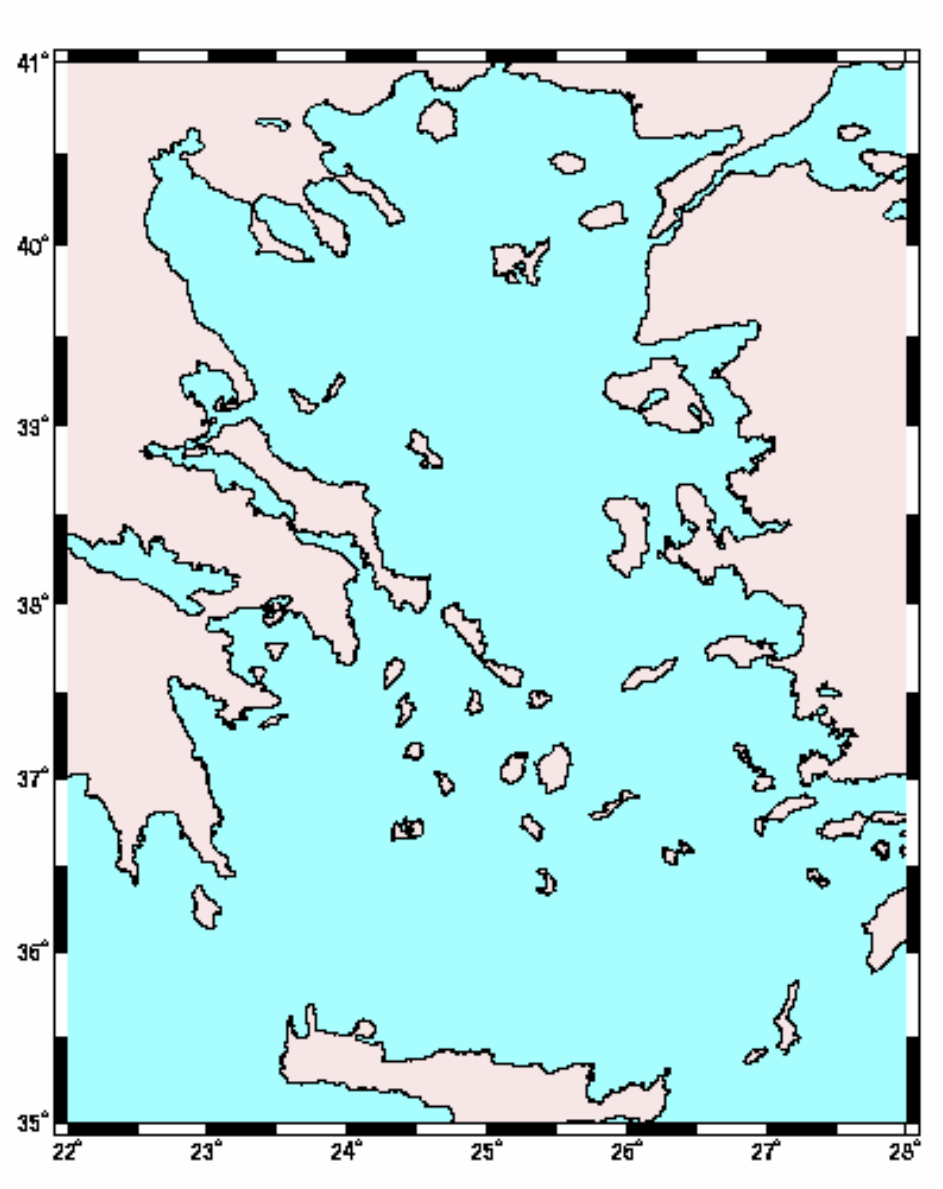
$$N = C_{\Delta gN} (C_{\Delta g \Delta g} + C_{NN})^{-1} \Delta g_r \tag{7.21}$$

$$\Delta g' = C_{\Delta gN} (C_{NN} + D_{NN})^{-1} N + \Delta g_{REF} \tag{7.22}$$

eşitlikleri EKKK ile çözülür. EKKK ile çözümde aynı zamanda kullanılan ölçü noktalarında gravite anomalileri de prediksiyon ile hesaplanarak hatalı ölçü olup olmadığı incelenmelidir.

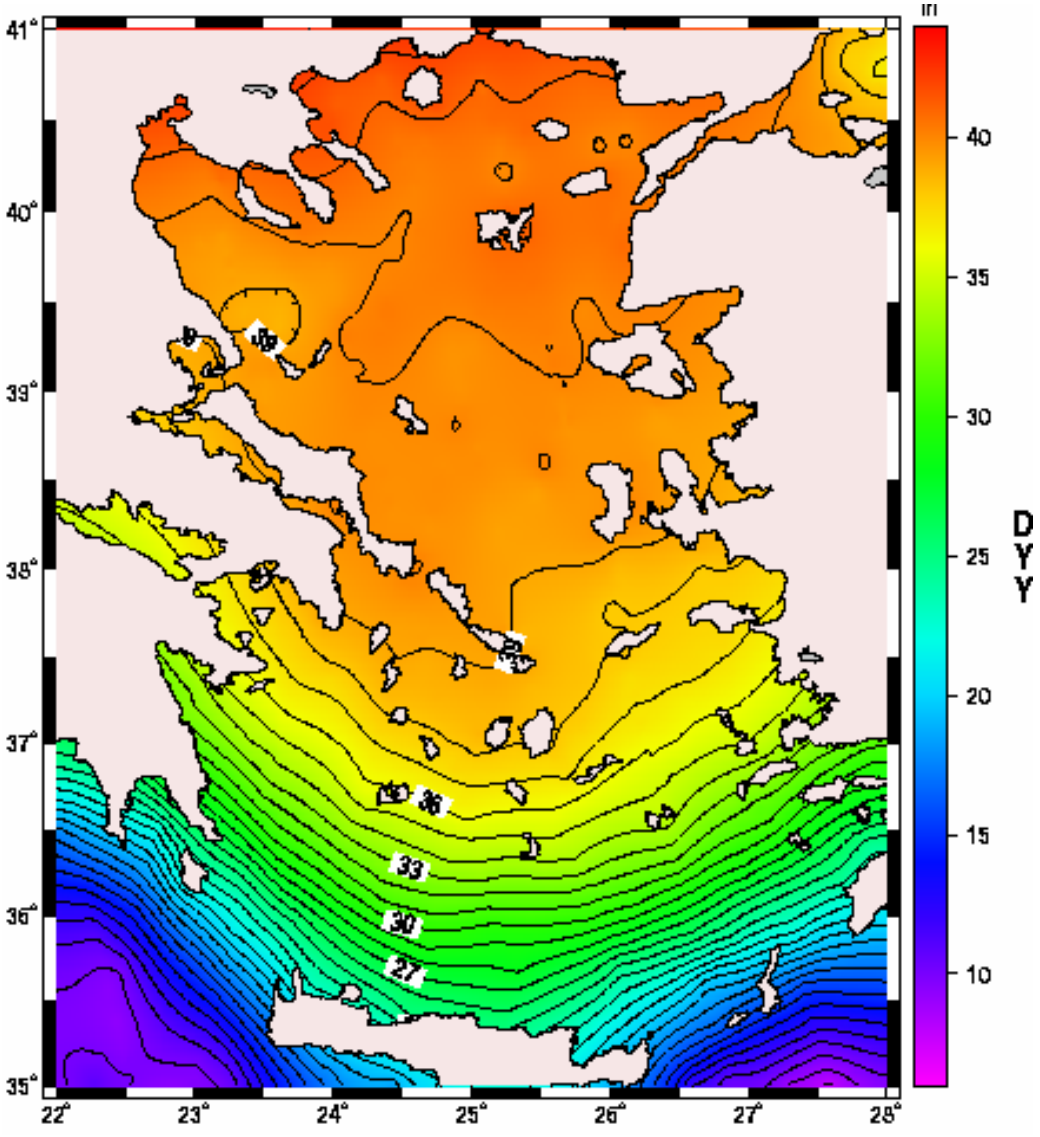
8. UYGULAMA

Uydu altimetre verilerinden gravite anomalisi belirlenmesi amacıyla uygulama bölgesi olarak Ege Denizi (22^o-28^o boylamları ile 35^o-41^o enlemleri arasında kalan bölge) seçilmiştir (Şekil 8.1).



Şekil 8.1 Altimetre gözlemlerinden gravite anomalisi türetilmesi amacıyla seçilen çalışma bölgesi

Gravite anomalilerinin hesaplanması için Danimarka Ulusal Uzay Merkezi'nden (DNSC) temin edilen ve yaklaşık onbeş yıllık ERS-1, ERS2, TOPEX/POSEIDON ve Jason-1 uydu altimetre ölçüleri kullanılmış olup, söz konusu ölçüler düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleridir. Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş DYY Şekil 8.2 ile sunulmuştur.



Şekil-8.2 Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (Düzeltilmiş DYY).

Çalışmada kullanılan Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri verileri Çizelge 8.1'de ve bu verilere ait istatistiki bilgiler Çizelge 8.2'de sunulmuştur.

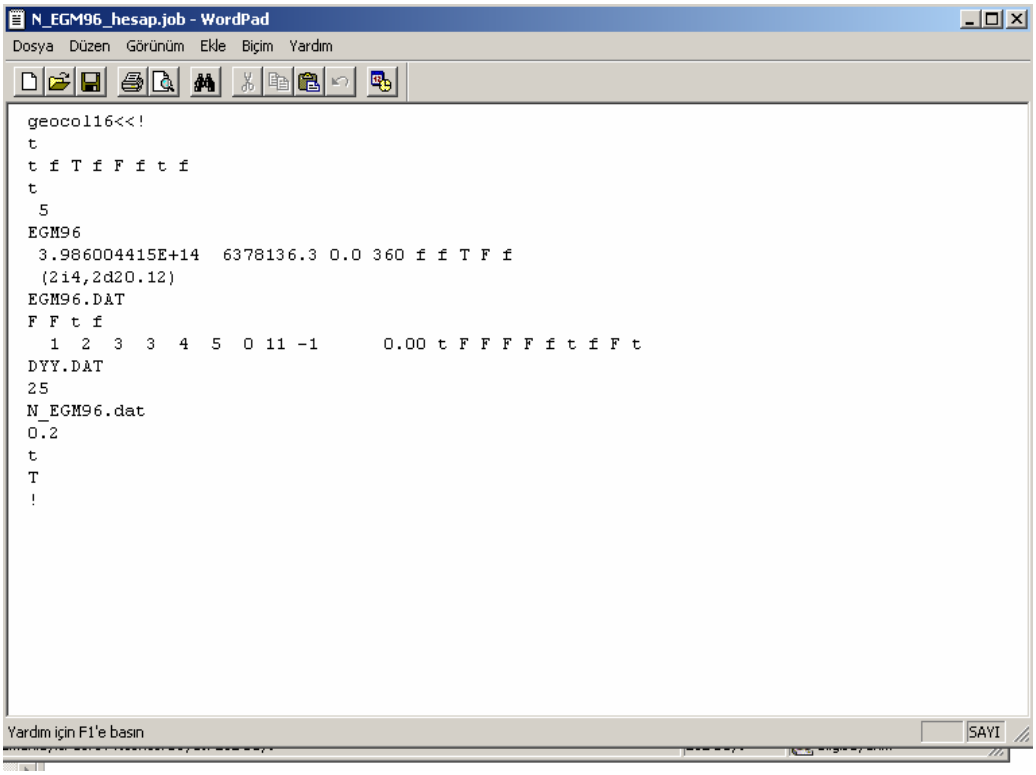
Çizelge 8.1 Deniz Yüzeyi Yükseklikleri Verileri

NO	ENLEM	BOYLAM	H	DYY(m)
1	40.92252	25.01749	0	41.77
2	40.95437	27.73829	0	38.07
3	40.94308	27.88270	0	37.91
4	40.86504	25.03673	0	41.65
5	40.88321	27.71907	0	37.83
6	40.88615	27.89148	0	37.52
7	40.80462	24.34007	0	41.65
8	40.80756	25.05594	0	41.4
9	40.82573	27.69982	0	37.78
10	40.82868	27.91072	0	37.22
11	40.74714	24.35926	0	41.27
12	40.75842	24.80479	0	41.61
13	40.75009	25.07513	0	41.1
14	40.77106	25.51669	0	41.13
15	40.78571	25.78735	0	41.03
16	40.76825	27.68061	0	38.07
17	40.77065	27.94037	0	36.55
18	40.72854	24.35022	0	41.09
19	40.68966	24.37843	0	41.13
20	40.70623	24.78076	0	41.43
21	40.68653	25.08897	0	40.56

Çizelge 8.2 Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yüksekliklerine ait istatistikler

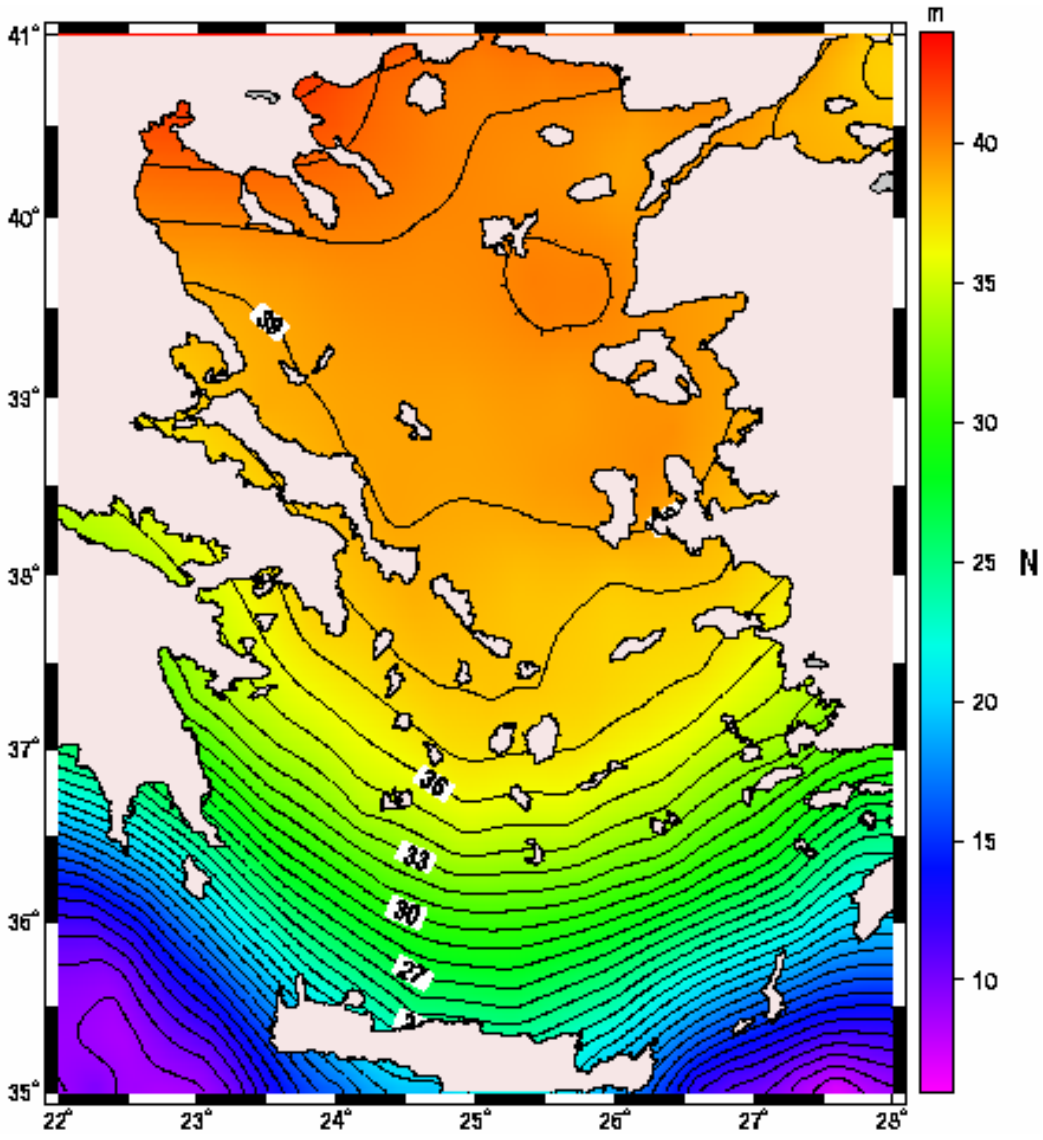
		Değer
Nokta Sayısı		1026
Minimum	metre	7.96
Maksimum		41.77
Ortalama		32.07
Standart Sapma		± 9.47

Uygulamada “Kaldır – Yerine Koy” tekniği ve En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılarak düzeltilmiş deniz yüzü yüksekliklerinden gravite anomalileri hesaplanmıştır. Düzeltilmiş deniz yüzeyi yüksekliklerinden çıkarılan referans jeopotansiyel model jeoit yükseklikleri, EGM96 (Lemoine v.d., 1998) jeopotansiyel modelinden elde edilmiştir. Hesaplamalarda Şekil 8.3’de sunulan GRAVSOFT (Tscherning v.d. 1994), Çizimlerde Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith 1998) yazılım paketleri kullanılmıştır.

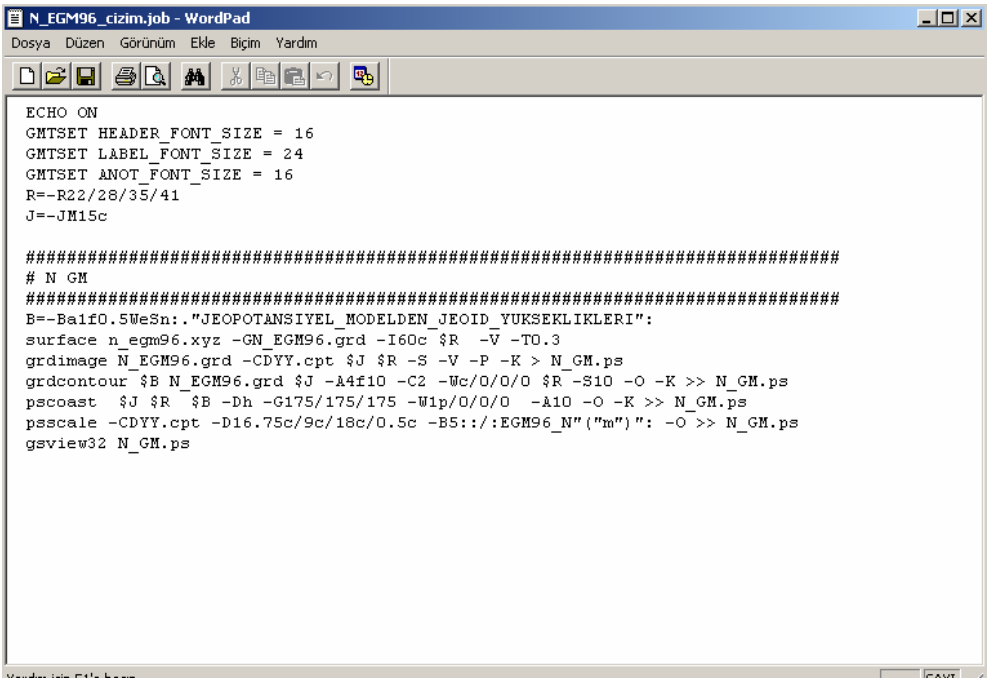


Şekil 8.3 Gravsoft yazılım paketi ile EGM96 jeopotansiyel modele ait jeoit yükseklerinin hesaplanması

Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş EGM96 jeoit yükseklikleri Şekil 8.4'te, çizdirilmesi 8.5'te ve istatistikleri ise Çizelge 8.3'de verilmektedir.



Şekil 8.4 Düzeltilmiş deniz yüzü yüksekliklerinden çıkarılan EGM96 jeopotansiyel modeli jeoit yükseklikleri (N_{EGM}).

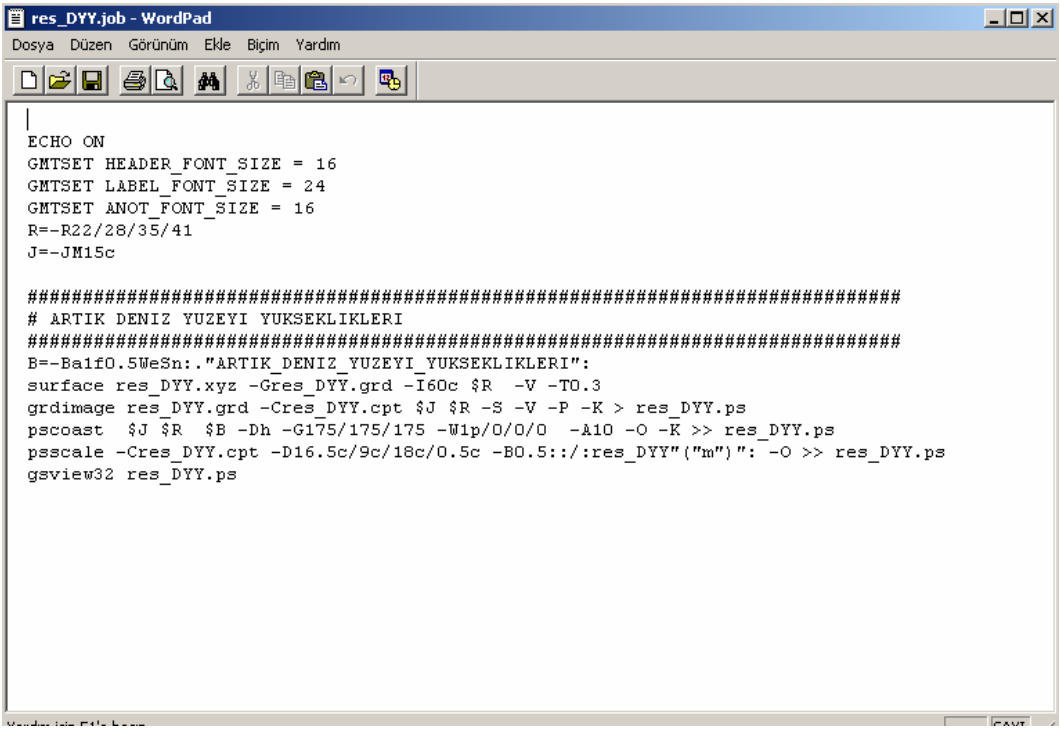


Şekil 8.5 N_{EGM96} Çizim komutları

Çizelge 8.3 Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri

		Değer
Nokta Sayısı		557
Minimum	metre	7.14
Maksimum		41.46
Ortalama		31.24
Standart Sapma		± 9.71

Düzeltilmiş DYY'nden, EGM96 jeopotansiyel modelden elde edilen referans jeoit yükseklikleri şekil 8.6'da gösterilen Gravsoft yazılım paketi kullanılarak çıkarıldıktan sonra artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri elde edilmiştir.

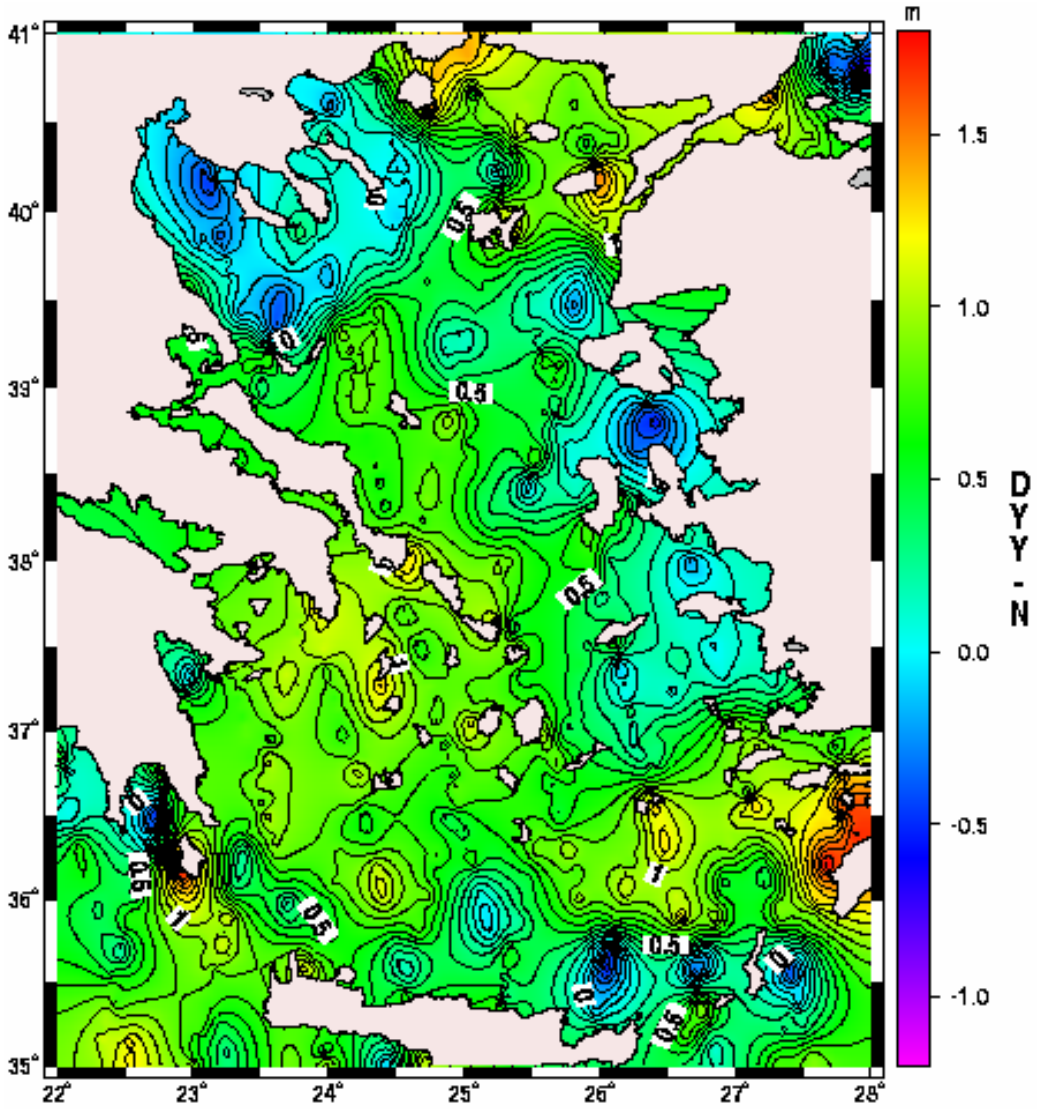


Şekil 8.6 DYY'ne ait artık gravite anomalilerinin elde edilmesi

Elde edilen artık DYY'ne ait istatistikleri Çizelge 8.4'te, artık DYY Şekil 8.7'de verilmektedir. Elde edilen N_{EGM96} ve artık DYY verileri çizlege 8.5'te gösterilmiştir.

Çizelge 8.4 Uygulama bölgesindeki artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleridir

		Değer
Nokta Sayısı		1026.00
Minimum	metre	-1.20
Maksimum		1.82
Ortalama		0.56
Standart Sapma		± 0.42

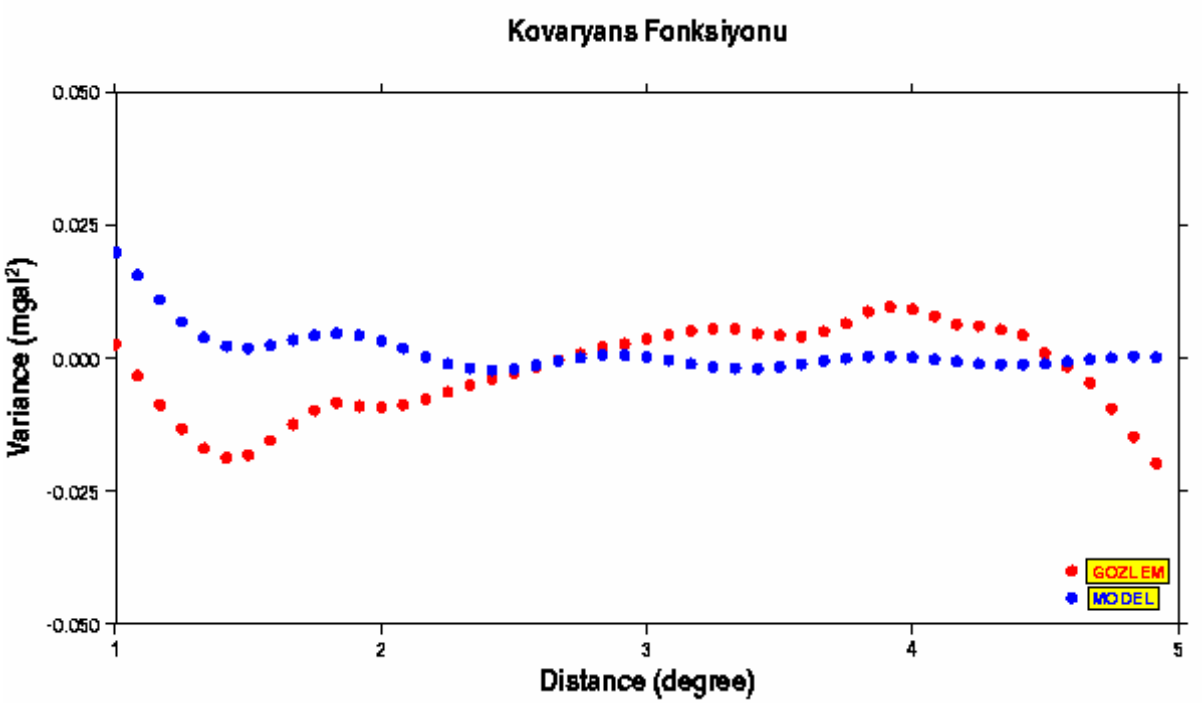


Şekil 8.7 Artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri.

Çizelge 8.5 N_{EGM96} ve artık DYY

NO	ENLEM	BOYLAM	DYY(m)	ARTIK	N_{EGM96}
1	40.92252	25.01749	41.77	1.394	40.376
2	40.95437	27.73829	38.07	-0.122	38.192
3	40.94308	27.88270	37.91	0.002	37.908
4	40.86504	25.03673	41.65	1.386	40.264
5	40.88321	27.71907	37.83	-0.336	38.166
6	40.88615	27.89148	37.52	-0.333	37.853
7	40.80462	24.34007	41.65	0.728	40.922
8	40.80756	25.05594	41.4	1.220	40.18
9	40.82573	27.69982	37.78	-0.387	38.167
10	40.82868	27.91072	37.22	-0.578	37.798
11	40.74714	24.35926	41.27	0.441	40.829
12	40.75842	24.80479	41.61	1.372	40.238
13	40.75009	25.07513	41.1	0.982	40.118
14	40.77106	25.51669	41.13	0.983	40.147
15	40.78571	25.78735	41.03	0.909	40.121
16	40.76825	27.68061	38.07	-0.113	38.183
17	40.77065	27.94037	36.55	-1.196	37.746
18	40.72854	24.35022	41.09	0.257	40.833
19	40.68966	24.37843	41.13	0.375	40.755
20	40.70623	24.78076	41.43	1.217	40.213
21	40.68653	25.08897	40.56	0.492	40.068

EKKK tekniği gereği, artık DYY'nin küresel bir yüzey üzerindeki deneysel oto-kovaryans fonksiyonu hesabı, örneklemeler yapılarak gerçekleştirilmiştir. Örnekleme aralığı 5 dakika olarak seçilmiş ve hesap noktasından itibaren 2 derece içerisine giren gözlemler dikkate alınmıştır. Hesaplamalarda kovaryans değerleri deniz yüzeyine, hata derece varyansları ise EGM96 jeopotansiyel modeline göredir. Artık jeoit yüksekliklerinin ortalama değeri, kovaryans fonksiyonu parametrelerinin hesabında çıkarılmıştır. Elde edilen deneysel ve model kovaryans fonksiyonları Şekil 8.8'de verilmektedir.

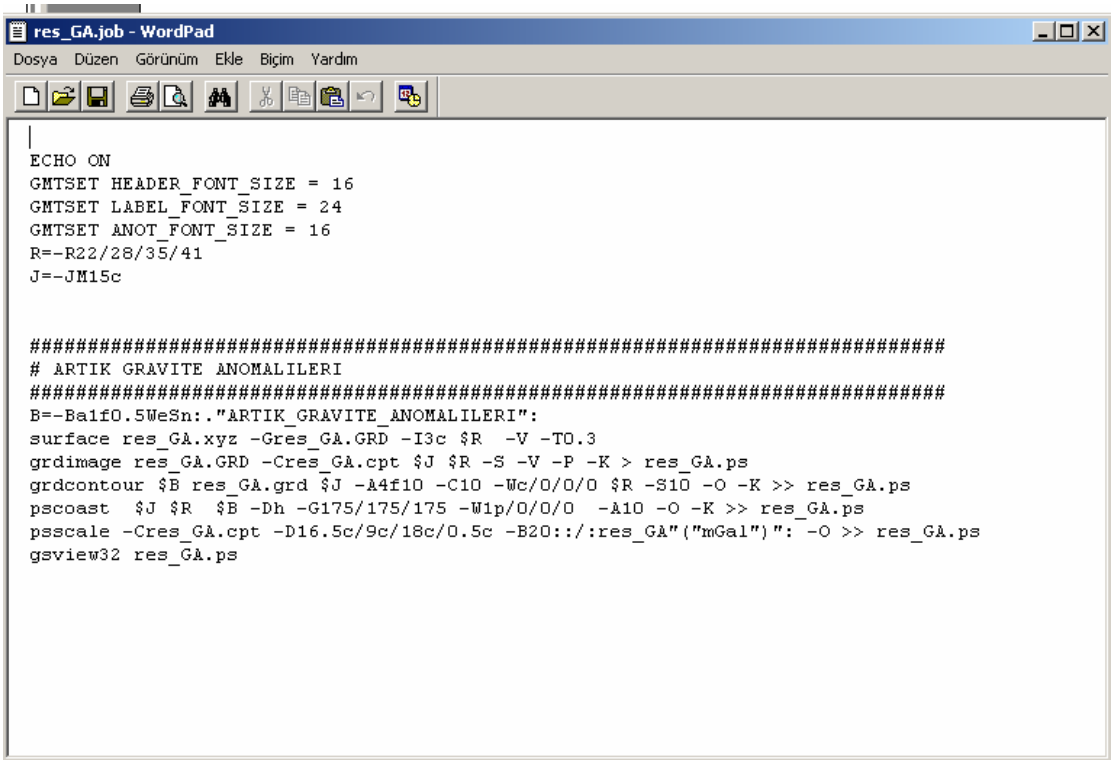


Şekil 8.8 Deneysel ve Model kovaryans fonksiyonları.

Hesaplanan kovaryans modeli parametreleri, deneysel kovaryans parametreleri ile uyumludur. Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları arasında yeterli uyumun nedeninin kullanılan verinin sıklığından kaynaklandığı değerlendirilmektedir.

Kovaryans fonksiyonu parametreleri α, A ve R_B'nin belirlenmesinde GRAVSOFT (Tscherning v.d, 1994) paket yazılımının "covfit.f" modülü kullanılmıştır. Bu program Bjerhammer küresi yarıçapının hesaplanmasında doğrusal olmayan bir iteratif dengeleme; α ile A'nın hesaplanmasında ise doğrusal iteratif dengeleme uygulamaktadır (Kılıçoğlu, 2005).

EKKK hesabında kullanılacak olan artık jeoit yükseklikleri, arzu edilen veri dağılım ve yoğunluğunu sağlayacak ancak çok fazla sayıda gözlemden kaçınılacak biçimde yeniden örneklenmiştir. Seçilen artık DYY verisi EKKK'da kovaryans fonksiyonu ile birlikte kullanılarak, GRAVSOFT (Tscherning, v.d., 1994) paket yazılımının "geocol.f" modülü ile artık gravite anomalilerine dönüştürülmüştür (Şekil 8.9).

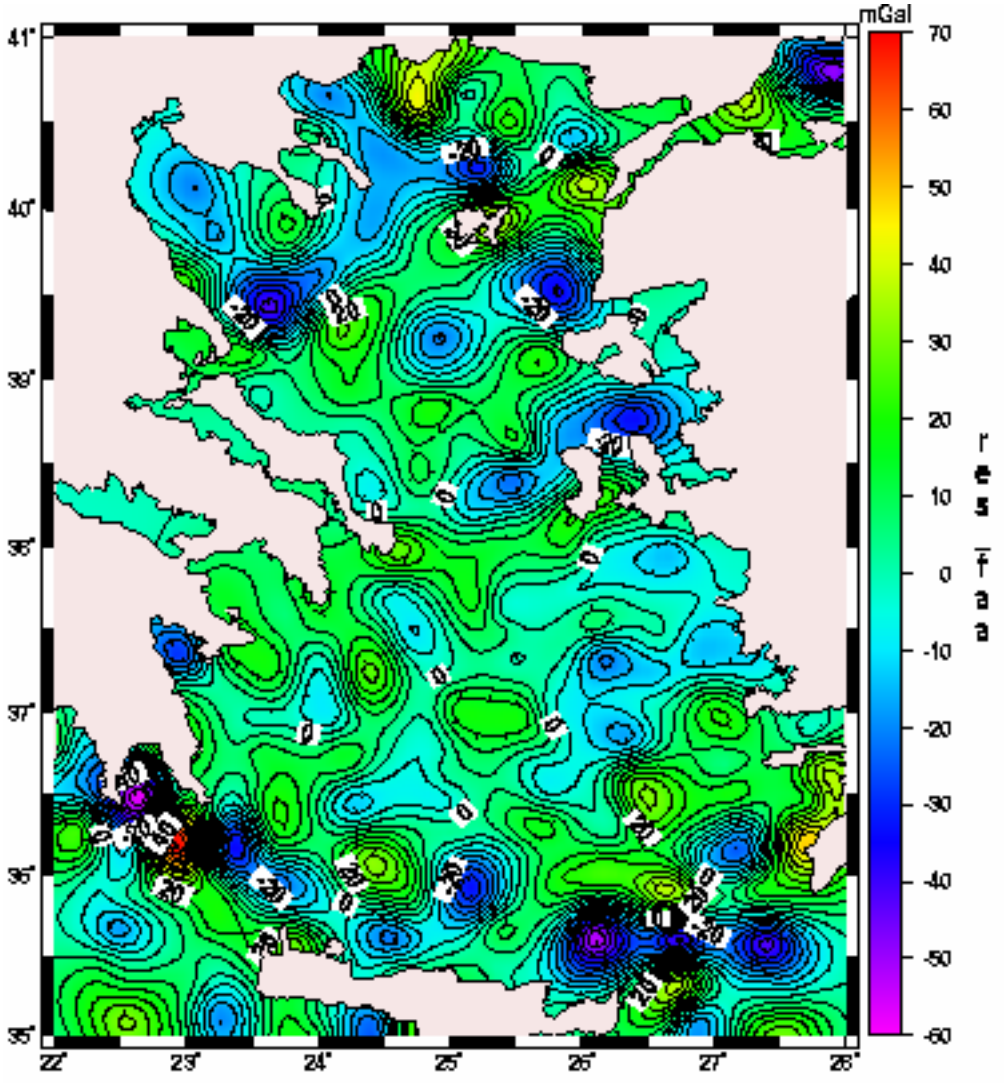


Şekil 8.9 Artık gravite anomalilerinin elde edilmesi

Elde edilen artık gravite anomalileri şekil 8.10'da ve bunlara ait istatistikler çizelge 8.6'da sunulmuştur.

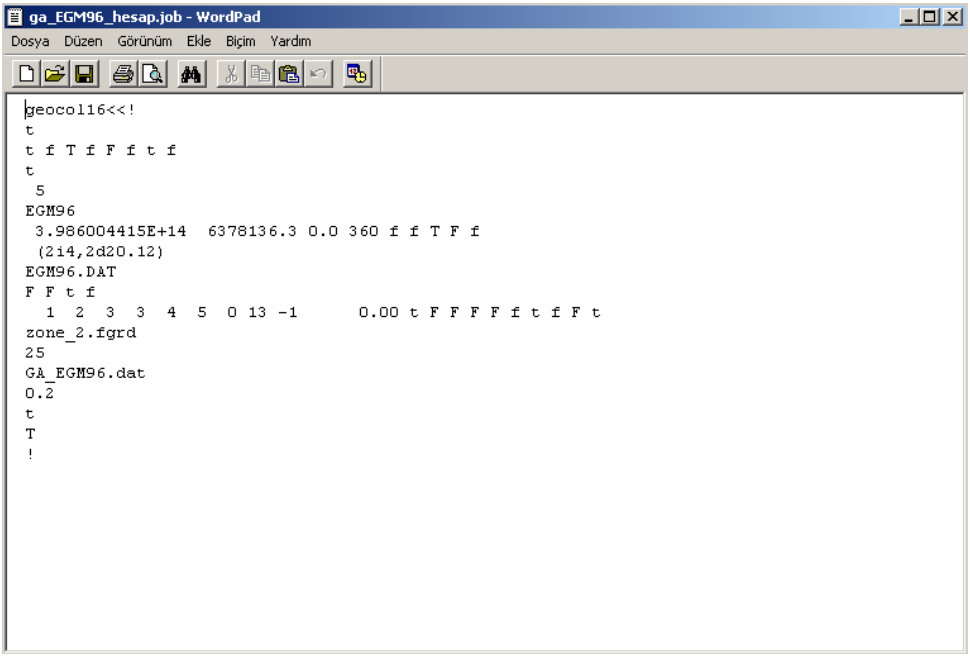
Çizelge 8.6 Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri

		Değer
Nokta Sayısı		5329
Minimum	mgal	-57.99
Maksimum		71.13
Ortalama		2.25
Standart Sapma		± 12.85



Şekil 8.10 Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri

Hesaplanan artık gravite anomalilerine, EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan gravite anomalileri eklenerek uygulama bölgesindeki gravite anomali haritası belirlenmiştir. (Şekil 8.11)

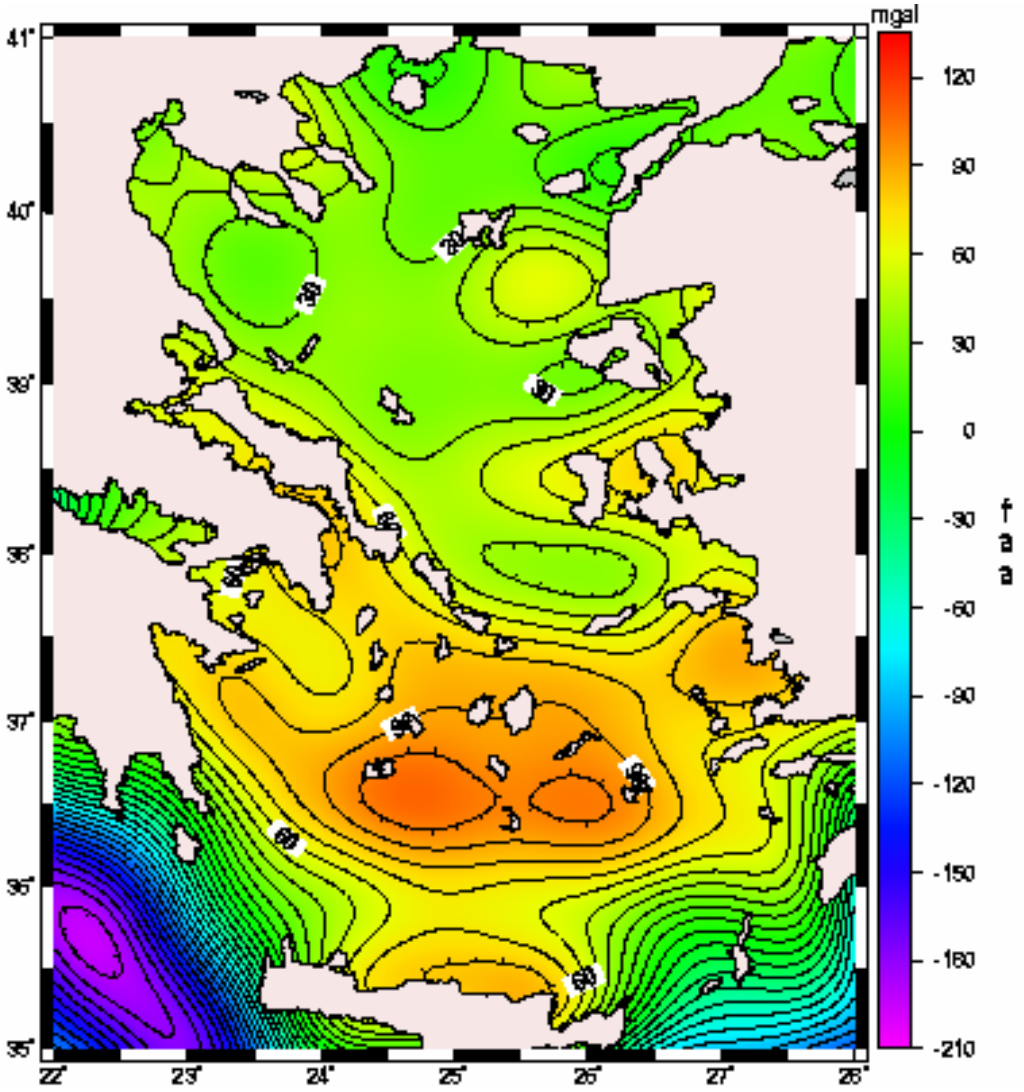


Şekil 8.11 EGM96 Jeopotansiyel modelden gravite anomalisi hesaplanması

EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan gravite anomalileri Şekil 8.12'de ve istatistikleri Çizelge 8.7'de verilmektedir.

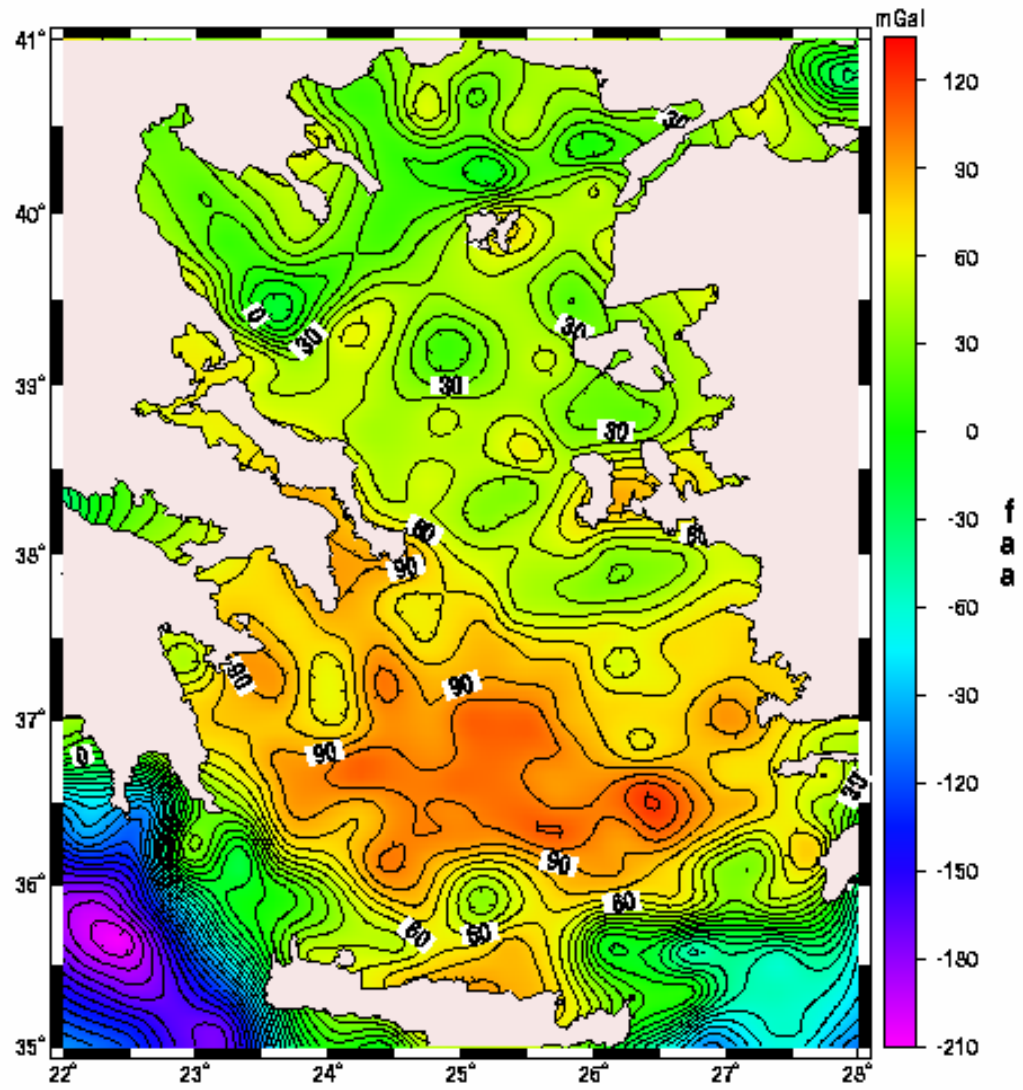
Çizelge 8.7 EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM96}).

		Değer
Nokta Sayısı		5329
Minimum	mgal	-195.84
Maksimum		107.94
Ortalama		35.30
Standart Sapma		52.22



Şekil 8.12 EGM96 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM96}).

Uygulama bölgesinde hesaplanan artık gravite anomalilerine, EGM96 modelinden hesaplanan gravite anomalilerinin eklenmesi şekil 8.13'te, elde edilen sonuç gravite anomalileri Şekil 13'de ve istatistikleri Çizelge 8.8'de verilmektedir.

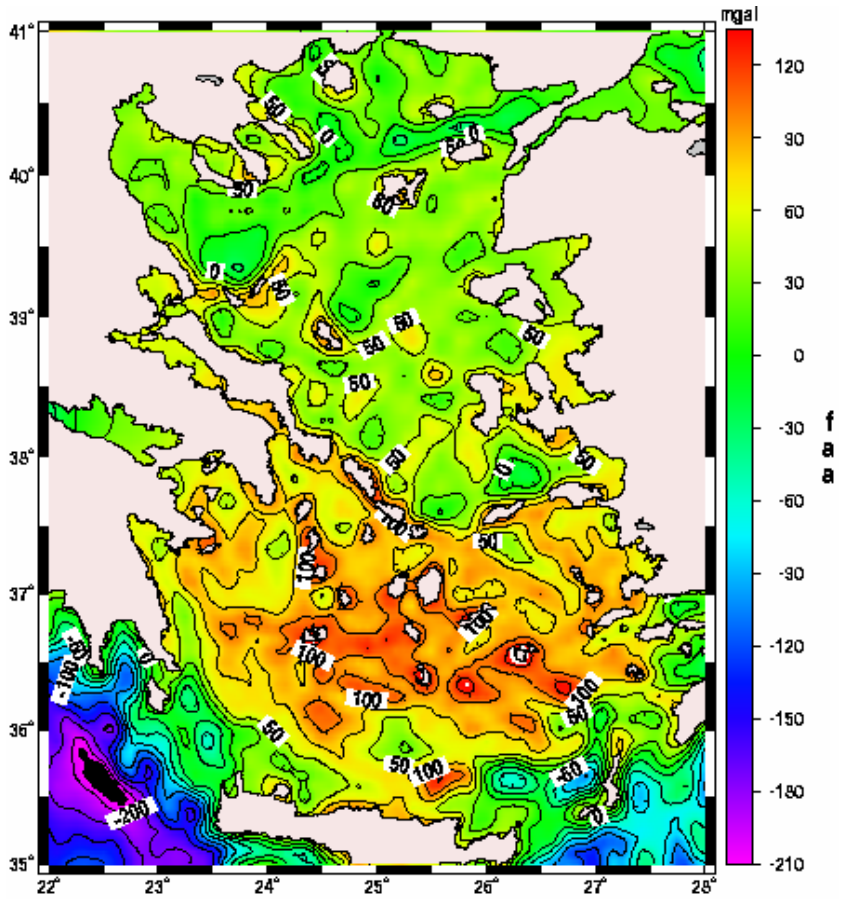


Şekil 8.13 EKKK ile elde edilen sonuç Gravite Anomalileri (Δg_{FAA}).

Çizelge 8.8 EKKK ile elde edilen sonuç Gravite Anomalileri (Δg_{FAA})

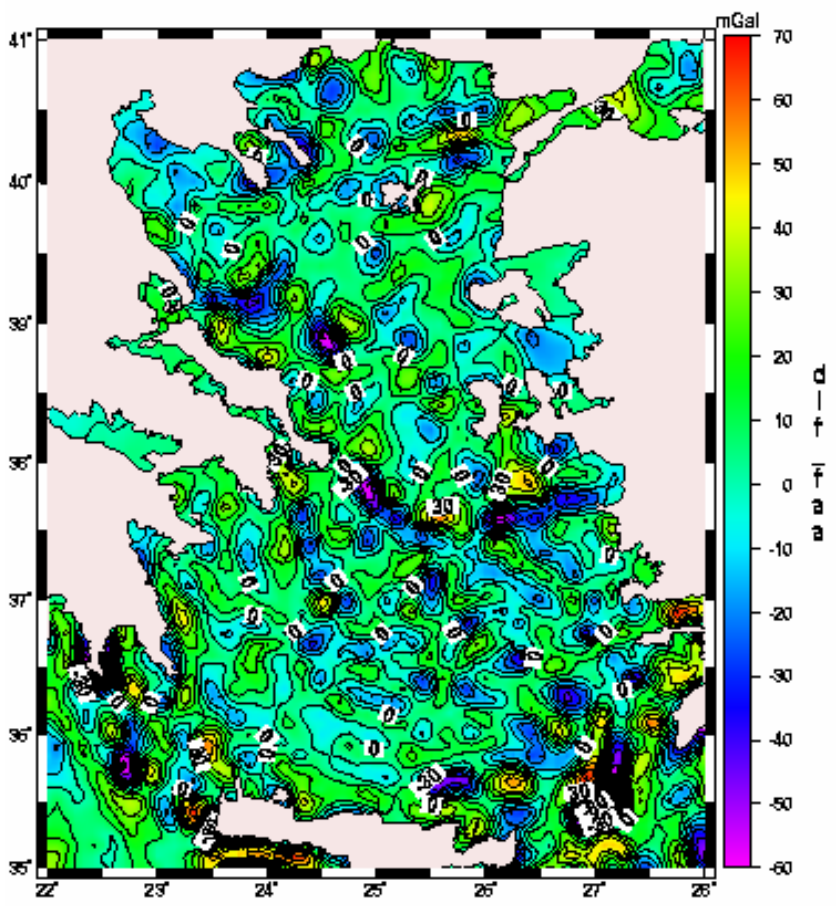
		Değer
Nokta Sayısı		5329
Minimum	mgal	-208.04
Maksimum		121.75
Ortalama		37.55
Standart Sapma		52.88

Deniz Yüzeyi Yükseklikleri gravite anomalilerine dönüştürüldükten sonra, hesaplamalarda kullanılmayan ve güvenilir gravite anomalisi değerleri ile karşılaştırılarak yapılan hesabın kontrolü sağlanmalıdır. Altimetre verisinden türetilen gravite anomalisi değerlerinin tutarlılığı ve kalitesinin kontrol edilmesinde gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalilerinden ya da daha önceden oluşturulmuş ve yüksek doğruluklu gravite anomalisi modellerinden yararlanılabilir. Bu çalışmada elde edilen gravite anomalisi değerleri Danimarka Ulusal Uzay Merkezi tarafından oluşturulmuş olan KMS02 (Andersen et al., 2003) gravite anomalisi modeli ile karşılaştırılmıştır (Şekil 8.14).



Şekil 8.14 KMS02 Gravite Anomalisi Modeli.

Karşılaştırma sonunda elde edilen değerler Şekil 8.15'de, değerlerin istatistikleri ise Çizelge 8.9'da verilmektedir. Karşılaştırma sonucunda KMS02 gravite anomalisi modeli ile iyi bir uyum sağlandığı (± 16.60 mgal) görülmektedir.



Şekil 8.15 EKKK ile elde edilen gravite anomalisi - KMS02 gravite anomalisi modeli.

Çizelge 8.9 EKKK ile elde edilen gravite anomalisi - KMS02 gravite anomalisi modeli değerleri.

		Değer
Nokta Sayısı		5329
Minimum	mgal	-108.41
Maksimum		72.13
Ortalama		2.71
Standart Sapma		± 16.60

9. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışma ile öncelikle uydu altimetre tekniği tanıtılarak, veri sağlayan uydular ve parametreleri, elde edilen verilerin işlenmesi, altimetre hata kaynakları, uygulama alanları ve kullanılan referans yüzeyleri hakkında bilgi verilmeye çalışılmıştır.

Çalışmada, düzeltilmiş altimetrik DYY gözlemlerinden uygulama bölgesi olarak seçilen Ege Denizi'nde (22^o-28^o boylamları ile 35^o-41^o enlemleri arasında kalan bölge) ve Danimarka Ulusal Uzay Merkezi'nden (DNSC) temin edilen yaklaşık onbeş yıllık ERS-1, ERS-2, TOPEX/POSEİDON ve Jason-1 uydu gözlemleri kullanılarak gravite alanı belirlenmiştir.

DYY'nden gravite anomalisi türetilmesinde, EKK yöntemi ve " Kaldır-Yerine koy" tekniği kullanılmıştır. "Kaldır" ve "Yerine koy" aşamalarında referans jeopotansiyel model olarak EGM 96 seçilmiştir. Artık DYY'nin (Jeoit yüksekliklerinin) deneysel kovaryans fonksiyonlarının model değerleri ile uyumlu olduğu belirlenmiş ve bu doğrultuda kovaryans fonksiyonu parametreleri hesaplanarak EKK işleminde kullanılmıştır. Hesaplamalarda GRAVSOFT (Tscherning v.d., 1994) ve Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel ve Smith, 1998) yazılım paketleri kullanılmıştır.

5329 noktada yapılan karşılaştırma sonucunda; yapılan uygulama ile KMS02 modeli arasında ortalaması 2,71 mgal, standart sapması ± 16.60 mgal olan fark bulunmuştur.

Uydu altimetre tekniğinin son yıllardaki gelişimi ile beraber uzun süre araştırma yapacak şekilde veri topluluğu bulunmaktadır. Bu sonuçlar ışığında, altimetrik DYY gözlemlerinden yüksek doğrulukla gravite anomalilerinin türetilebileceği ve türetilen bu değerler ile gravite temininin zor olduğu denizlerdeki gravite boşluğunun doldurulabileceği değerlendirilmektedir. Bu sayede başta özellikle kıyı bölgelerinde jeoidin doğruluğunun artırılması olmak üzere pek çok jeodezik ve jeofizik uygulamada belirlenen altimetrik gravite anomalileri kullanılabilecektir.

10. KAYNAKLAR

Andersen, O. B., P. Knudsen and C.C. Tscherning (1996). Investigation of methods for global gravity field recovery from dense ERS-1 geodetic mission altimetry. In: Global Gravity Field and its temporal variations. Ed.s: Rapp, Cazenave & Nerem, IAG Symposia no. 116, p. 218 - 226, Springer Verlag.

Andersen, O. B., P.Knudsen (1997)**,** Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry, J. Geophys. Res. Vol. 103 , No. C4 , p. 8129

Balmino, G., B. Moynot, M. Sarrailh and N. Vales (1987) : Free air gravity anomalies over the oceans from Seasat and Geos3 altimeter data, EOS, 68, (2), 17 18.

Barzaghi, R., F.Sanso, G.Venuti (1997) Stationary SST estimation using ERS1 and T/P data in the Western Mediterranean area, 3rd ERS Symposium, Florence.

Bosch, W., 2002. Multi mission satellite altimetry continuing. IAG CSTG Bulletin, 17, 60-63.

Cangahuala,L., Muellerschoen, R., Yuan, D-N., Christensen, E., Groat, E., Guinn,J.(1995), Topex\Poseidon Precision Orbit Determination with SLR and GPS Anti-Spoofing Data, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California 91109 USA.

Christensen, E.J., Haines, B.J., Keihm, S.J., Morris, C.S., Norman, R.A., Purcel, G.H., Williams, B.G., Wilson, B.D., Born, G.H., Parke, M.E., Gill, S.K., Shum, C.K., Tapley, B.D., Kolenkiewiccz, R. ve Nerem, R.S. (1994). "Calibration of Topex/Poseidon at Platform Harvest" Journal of Geophysical Research. 99(C12):24,465-24,485.

Fu,L. ve Cazanave, A.(2001), Satellite Altimetry and Earth Sciences, International Geophysics Series,69.

Haagmans, I.R (1991), "Satellite Altimetry, The Ocean Service as a Link between Oceonagraphy, Geophysics and Geodesy", Geodetic Info Magazine, 2.30-34.

Haxby, W.F. (1987) : Gravity field of the worlds oceans (Seasat altimetry). National Geophysical Data Center, NOAA, Boulder, Co. USA, (map).

Heiskanen W.A., Moritz, H. (1967), Physical Geodesy, San Francisco: Freeman.

Hwang, C., E.-C. Kao and B. Parsons (1998) : Global marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimeter data, Geophy. J. Int., 134, 449-459.

Kahveci M. Yıldız, F (2001), " GPS, Teori-Uygulama ", Nobel Yayın Dağıtım, ANKARA.

Kılıçoğlu, A (2001), Detrmination of gravity anomalies from sea surface heights over The Black Sea. Presented in IAG Scientiffic Assembly, Budapest.

Kılıçoğlu, A. (2005), Gravity anomaly map over the Black Sea Gravity anomaly map over the Black Sea using corrected sea surface heights from ERS1, ERS2 and TOPEX/POSEIDON satellite altimetry missions, Studia Geophysica et Geodaetica Vol. 49, 1-12.

Knudsen, P. (1987) Estimation and Modelling of the Local Empirical Covariance Function using Gravtity and Satellite Altimeter Data, Bulletin Geod. Vol. 61, 145-160.

Knudsen, P. (1991).Simultaneous Estimation of the Gravity Field and Sea Surface Topography From Satellite Altimeter Data by Least Squares Collocation. Geophys. J. Int., Vol. 104, No. 2, 307317.

Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M. Wang, R.G. Williamson, r.H. Rapp, and T.R. Olson (1998) : The development of the joint NASA/GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential models, EGM96, NASA, TP-1998-206861, 575 pp.

Marchenko, A.N., Z.R. Tartachynska (2003) Gravity anomalies in the Black Sea area derived from the inversion of GEOSAT, TOPEX/POSEIDON and ERS2 altimetry. Bolletino di Geodesia e Scienze Affini, Anno LXII, N.1, p. 49-62.

McGoogan, J.T., Miller,L.S., Brown,G.S ve Hayne, G.S (1974), " The S-193 Radar Altimeter Experiment", IEEE Trans. (June).

Nerem, R.S., Mitchum,G.T., 2001. Observation of Sea Level Change from Satellite Altimetry, in *Sea Level Rise History and Consequences*, pp.121-164, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, Academic Press., USA.

Pugh, D.T., 2004. Changing Sea Levels Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge University Press., Cambridge, UK.

Rummel, R., Sansò, F., 1993. Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography, Springer-Verlang, Berlin, Germany.

Seeber, G., 1993. Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications, Walter de Gruyter, Berlin, Germany.

Sandwell, D.T., W.H.F.Smith (1997) Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. JGR, Vol. 102, No B5, pp:10039-10054.

Sandwell, D.T. (2003) Radar Altimetry, Lecture Notes.

Smith, W.H.F (1998). "Seafloor Tectonic Fabric from Satellite Altimetry", Earth Planet Science Letters, 26:697-738

Tai, C-K. Ve Kuhn, J (1995). "Orbit and Tide Error fort he First Two Years of Topex\Poseidon" , Journal of Geophysical Research, 100:25,353-25,363.

Tscherning, C. C. (1984): Local Approximation of the Gravity Potential by Least Squares Collocation. Lecture Notes, International Summer School on Local Gravity Field approximation, Beijing, China, August 21 – September 4.

Tscherning, C.C., P.Knudsen and R.Forsberg (1994). Description of the GRAVSOFT package. Geophysical Institute, University of Copenhagen, Technical Report.

Tscherning, C.C. (1999). Lecture Notes, IGeS Geoid School, Milan.

Vergos, G.S., 2002. Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modelling, *UCGE Reports*, 20157, Department of Geomatic Engineering,University of Calgary.

Vanicek, P. Ve Krakiwsky, E.J.(1986), Geodesy: The Concept, North Holland Pub 442-443.

Wagner, C.A ve Cheney, R.E (1992), "Global Sea Level Change from Satellite Altimetry". Journal of Geophysical Research, 97 (C10):15,607-615.

Wessel, P., and W. H.F.Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, vol. 79 (47), pp. 579.

Woodworh,P. (1996). "Keeping Track of Altimeter Satellites" , NERC News 19-21.

Yıldız, H., Simav, M., Cingöz, A., Kahveci, M., 2006. 1984-2005 Dönemindeki Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Sistemi (TUDES) Mareograf (Mar) ve Jeodezik Verilerinin (Deniz Seviyesi, Mar-GPS, Mar-Sabit GPS (SGPS) ve Tekrarlı Duyarlı Geometrik Nivelman) Analizi, *Teknik Rapor*, JEOFNİV-01-2006, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.

İnternet adresleri

http://www.altimetry.info/

http://ibis.grdl.noaa.gov

www.jason.oceonobs.com

www.aviso.cls.fr/html

www.aviso.cls

http://sealevel.jpl.nasa.gov/mission/mission.html

http://bigquill.gsfc.nasa.gov/adlim.html