İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UYDU ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GEOİT BELİRLEME

DOKTORA TEZİ

Orhan FIRAT

Anabilim Dalı : Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği

Programı : Geomatik Mühendisliği

NİSAN 2010

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UYDU ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GEOİT BELİRLEME

DOKTORA TEZİ
Orhan FIRAT
(501032610)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 21 Ocak 2010
Tezin Savunulduğu Tarih : 29 Nisan 2010

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Rasim DENİZ (İTÜ)
Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Ersoy ARSLAN (İTÜ)
Yrd. Doç. Dr. Uğur ŞANLI (BÜ)
Prof. Dr. Haluk ÖZENER (BÜ)
Doç. Dr. Rahmi Nurhan ÇELİK (İTÜ)

NİSAN 2010

Canım çocuklarım, eşim ve anneme,

ÖNSÖZ

Bu çalışma, jeodezide önemli bir yeri olan "geoit" üzerine yapılmıştır. Çalışmanın temel veri kaynağını ise herkese açık ve ücretsiz olan altimetre verisi oluşturmuştur. Geoidin belirlenmesi çalışması yoğun hesaplamalar gerektiğinden çalışma süresinin büyük bir kısmını uygulamanın yapılması almıştır.

Uzun süren bu çalışma süresince bana her türlü desteği sağlayan çok değerli hocam ve tez danışmanım Prof.Dr. Rasim DENİZ'e; tez izleme komitesinde yer alan ve fikirleri ile çalışmaya yön veren kıymetli hocalarım Doç. Dr. Ersoy ARSLAN ve Yrd. Doç. Dr. Uğur ŞANLI'ya teşekkürü bor bilirim.

Ayrıca çalışmam boyunca bana moral ve motivasyon kaynağı olan sevgili aileme müteşekkirim.

Nisan 2010 Orhan FIRAT

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ ..... **v**
İÇİNDEKİLER ..... **vii**
KISALTMALAR ..... **ix**
ÇİZELGE LİSTESİ ..... **xi**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **xiii**
ÖZET ..... **xv**
SUMMARY ..... **xvii**
1. GİRİŞ **1**
1.1 Tezin Amacı 6
1.2 İzlenecek Yol 8
2. UYDU ALTİMETRESİ **9**
2.1 Genel 9
2.1.1 Uydu Altimetre Tarihi 9
2.2 Altimetre Gözlemleri 16
2.2.1 Deniz Seviyesi Bileşenleri 18
2.2.2 Referans Geoit (N_{REF}) 18
2.2.3 Sayısal Arazi Etkisi (ΔN_{DTM}) 19
2.2.4 Ortalama Dinamik Topoğrafya (DYT_{MDT}) 19
2.2.5 Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyası (DYT(t)) 20
2.3 Hatalar 21
2.4 Veri Düzenleme 21
2.5 Çekül Sapması Bileşenlerine Alternatif Olarak DYY'nin Kullanımı 22
2.6 Ortalama Deniz Yüzeyleri (ODY) 23
3. ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GRAVİTE ALANI VE GEOİT BELİRLEME **25**
3.1 Jeodezik Teori 25
3.1.1 Küresel Harmonik Fonksiyonlar 26
3.1.2 Stokes ve Ters Stokes Problemi 27
3.1.3 Vening Meinesz ve Ters Vening Meinesz Formülleri 29
3.2 Altimetre için En Küçük Karelerle Kollokasyon 30
3.2.1 EKKK ve Global Yüksek Çözünürlüklü Gravite Alanları 33
3.2.2 EKKK Kullanarak Kestirim Yapılması 33
3.3 Yüksek Çözünürlüklü Global Altimetrik Deniz Gravite Alanları 35
3.4 Altimetrede Güncel Sorunlar 37
3.4.1 Kıyı Bölgelerinde Altimetrenin İyileştirilmesi 37
3.4.2 Okyanus-Kara Belirsizliği 38
3.4.3 Altimetre Dalga Yapısındaki Kirlenme 39
3.4.4 Hassas Olmayan Mesafe Düzeltmeleri 39
3.4.5 Hassas Olmayan Okyanus Gel-Git Düzeltmesi 40
3.4.6 Güçlü Okyanus Değişkenliği 41

3.5 Kıyı Bölgelerinde Çok Kaynaklı Gravite Alanı 42
4. UYGULAMA 45
4.1 Kullanılan Veri 46
4.2 Altimetre Ölçülerinden Gravite Alanının Belirlenmesi 48
4.3 Gravite Alanından Geoidin Belirlenmesi 63
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 71
KAYNAKLAR 73
EKLER 79
ÖZGEÇMİŞ 81

KISALTMALAR

ALT : Altimetre Ölçüsü
DNSC : Danish National Space Center
DYY : Deniz Yüzeyi Yüksekliği
DYT : Deniz Yüzeyi Topoğrafyası
EGM : Earth Geopotential Model
EKKK : En Küçük Karelerle Kolokasyon
ENVISAT : Environmental Satellite
ERS : Earth Resource Satellite
FFT : Fast Fourier Transform
GEOSAT : Geodetic Satellite
GFO : Geosat Follow-On
GMT : General Mapping Tools
JM : Jeodezik Misyon
KMS : Kort-og Matrikelstyrelsen (Danimarka Ulusal Ölçme ve Kadastro Kurumu)
KOH : Karesel Ortalama Hata
N : Geoit Yüksekliği
NASA : National Aeronautics and Space Administration
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
ODT : Ortalama Dinamik Topoğrafya
ODY : Ortalama Deniz Yüzeyleri
TOPEX : Topography Experiment
TTM : Tam Tekrarlı Misyon
YY : Yörünge Yüksekliği

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Geçmişte ve hâlihazırda faaliyet gösteren altimetre uyduları ile fırlatılması planlanan altimetre uyduları ile ilgili bilgiler (http://earth.esa.int, Simav, 2007). 13
Çizelge 3.1 : KMS01, GSFC00, Sandwell ve Smith (SS v8 grav 2') modellerinin deniz gravite gözlemleri ile karşılaştırma sonuçları. 36
Çizelge 3.2 : KMS01, GSFC00, Sandwell ve Smith (SS v8 grav 2') modellerinin kıyıdan 100 km'ye kadar olan alanda deniz gravite gözlemleri ile karşılaştırma sonuçları. 37
Çizelge 4.1 : Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri istatistikleri. 48
Çizelge 4.2 : Uygulama bölgesindeki EGM08 geoit yükseklikleri istatistikleri. 49
Çizelge 4.3 : Uygulama bölgesinde hesaplanan artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri istatistikleri (DYY-N_{EGM08}). 50
Çizelge 4.4 : Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res}) 52
Çizelge 4.5 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM08}). 53
Çizelge 4.6 : Hesaplanan sonuç gravite anomalileri (Δg_{FAA}). 54
Çizelge 4.7 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile Smith-Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 gravite anomali modelleri arasındaki farkların istatistikleri. 61
Çizelge 4.8 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile gemi gözlemlerinden ile elde edilen gravite anomalileri arasındaki farkların istatistikleri. 63
Çizelge 4.9 : Artık gravite anomalilerinden EKKK yöntemi ile belirlenen artık geoit yükseklikleri (ΔN_{res}) 66
Çizelge 4.10 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans geoit yüksekliği değerleri (N_{EGM08}) (Çizelge 4.2 ile aynıdır) 66
Çizelge 4.11 : Hesaplanan sonuç geoit yükseklikleri. (N) 67
Çizelge 4.12 : Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi Modeli arasındaki farklar 68
Çizelge 4.13 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrayfası ile DNSC08 SST Modeli karşılaştırması sonuçları 70

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Altimetre ölçü prensibi. 6
Şekil 2.1 : Altimetre ölçme prensibinin şematik gösterimi (Kaynak : AVISO). 16
Şekil 2.2 : Yükseklik gözlemleri kullanıldığında Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyasının dikkate alınmaması durumunda ortaya çıkan "portakal kabuğu etkisi" (Andersen, 2002b). 20
Şekil 3.1 : Küresel mesafe ψ'nin birer fonksiyonu olarak orijinal Stokes fonksiyonu (solda) ve Vening Meinesz fonksiyonu (sağda) (Torge, 2001)..... 28
Şekil 3.2 : Uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen yüksek çözünürlüklü KMS99 global deniz gravite alanı(Andersen, 2002b). 35
Şekil 3.3 : Uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen yüksek çözünürlüklü global deniz gravite alanı örnekleri DNSC08 (Andersen, 2002b). 36
Şekil 3.4 : ESA'nın yayımladığı Maine Körfezi'ndeki ham ERS-1 Jeodezik Misyonu verisi. Kıyıya yakın yerlerde görülen veri eksikliğinin nedeni; uydunun yükselişte "buz" moduna çok erken geçmesi ve alçalışta okyanus moduna geç geçmesi (Andersen, 2002b)..... 38
Şekil 3.5 : Avrupa civarında ERS ıslak troposferik düzeltmesinin düzeltilmesi. Mavi noktalar düzeltilebilir gözlemleri, kırmızı noktalar ise düzeltilemez gözlemleri gösterir (Fernandez ve Antunes, 2002). 40
Şekil 3.6 : KMS gravite alanının sadece ERS-1 verisi kullanılarak Cartwright & Ray (1990) ve AG95 (Shum ve diğ., 1997) gel-git modelleri ile hesaplanması sonucunda bulunan gravite alanı farkı (birim: mGal) (Andersen, 2002b). 41
Şekil 4.1 : Uygulama bölgesi (Doğu Akdeniz)..... 46
Şekil 4.2 : Uydu altimetre ölçülerinden geoit belirleme amacıyla kullanılan verinin dağılımı. 47
Şekil 4.3 : Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (DYY) 47
Şekil 4.4 : Hesaplanan ve DYY'den çıkarılan EGM08 jeopotansiyel modeli geoit yükseklikleri (N_{EGM}). 49
Şekil 4.5 : Hesaplanan artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (DYY-N_{EGM08}). 50
Şekil 4.6 : Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları (Artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri)..... 51
Şekil 4.7 : Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res}). 52
Şekil 4.8 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM08})..... 53
Şekil 4.9 : EKKK ile elde edilen sonuç gravite anomalileri (Δg_{FAA}). 54
Şekil 4.10 : EKKK yöntemi ile hesaplanan gravite anomalisi alanı..... 55
Şekil 4.11 : Karşılaştırmada kullanılan Smith Sandwell 97 gravite anomalisi modeli. 56
Şekil 4.12 : Karşılaştırmada kullanılan KMS02 gravite anomalisi modeli. 56
Şekil 4.13 : Karşılaştırmada kullanılan DNSC08 gravite anomalisi modeli. 57

Şekil 4.14 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile Smith Sandwell 97 gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal). (a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar. 58
Şekil 4.15 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile KMS02 gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal). (a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar. 59
Şekil 4.16 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile DNSC08 gravite anomalileri arasındaki farklar(Birim : mGal). (a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar. 60
Şekil 4.17 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile gemi gözlemlerinden ile elde edilen gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal). (a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar. 62
Şekil 4.18 : EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res}) (Şekil 4.7 ile aynıdır). 64
Şekil 4.19 : Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları. 64
Şekil 4.20 : Artık gravite anomalilerinden EKKK yöntemi ile belirlenen artık geoit yükseklikleri (ΔN_{res}). 65
Şekil 4.21 : EGM08 jeopotansiyel modelden hesaplanan referans geoit yükseklikleri (N_{EGM}) (Şekil 4.4 ile aynıdır).. 66
Şekil 4.22 : EKKK ile hesaplanan sonuç geoit yükseklikleri. 67
Şekil 4.23 : Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi Modeli arasındaki farklar. 68
Şekil 4.24 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrayfası. 69
Şekil 4.25 : Karşılaştırmada kullanılan DNSC08 SST Modeli. 69
Şekil 4.26 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrayfası ile DNSC08 SST Modeli arasındaki farklar. 70

UYDU ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GEOİT BELİRLEME

ÖZET

Geoit belirleme çalışmalarında kullanılan gravite verisinin doğruluğu, yoğunluğu ve dağılımı; geoidin doğruluğunu etkileyen faktörlerdir. Karalarda nispeten kolay ve ucuz olarak doğrudan gözlenebilen gravite verisinin denizlerde doğrudan gözlenebilmesi yüksek emek, zaman ve maliyet gerektiren bir işlemdir. Dolayısıyla, altimetre uydularından önce, denizlerde gravite verisinin dağılımının ve yoğunluğunun yeterli olmadığı bölgelerde, geoidin kıyılardaki doğruluğu da buna bağlı olarak daha düşük olmaktadır. Altimetre uyduları sayesinde, altimetre gözlemlerinden gravite verisinin türetilmesi olanaklı hâle gelmiştir.

Altimetre uyduları temel olarak uydudan gönderilen bir radar dalgasının uydu ile okyanus arasındaki seyahat süresini ölçmek suretiyle, uydu ile hedef yüzey (okyanuslar) arasındaki mesafeyi belirlerler. Bunu yaparken uydu bir radar dalgası gönderir ve geri dönen sinyali analiz eder. Altimetre uydusunun ölçtüğü Deniz Yüzeyi Yüksekliği (DYY), uydunun bir referans elipsoidine göre olan yüksekliği ile uydu ile okyanus arasındaki yüksekliğin (sinyalin seyahat süresinin ölçülmesi ile hesaplanan) farkıdır. Bunun dışında altimetre uyduları yüzey yüksekliği yanında okyanuslarda dalga yüksekliği, rüzgâr hızı ve yağmur miktarı ile buzullarda derin yarıkların tespit edilmesini sağlayan ölçümleri de yapabilmektedirler.

Ölçülen DYY, Brun formülleri ile gravite anomalilerine ve çekül sapmasının düşey bileşenlerine dönüştürülebilmektedir.

Bu şekilde türetilen gravite verileri ile denizlerdeki gravite verisi boşluğunun doldurulması sağlanmıştır. Kıyıların ekonomik değeri ve nüfus yoğunluğu yüksek olduğundan, bu bölgelerdeki mühendislik uygulamalarının yoğunluğu ve önemi de fazladır. Bu nedenle, altimetre gözlemlerinden türetilen gravite anomalileri ile yüksek doğruluklu bir geoit belirlemek, sadece bilimsel değil, bir jeodezik altyapı olması nedeniyle ekonomik öneme de sahiptir.

Bu çalışmada yüksek doğruluklu gravite alanı, geoit ve nihayet Deniz Yüzeyi Topoğrafyası (DYT)belirlenmesi olanakları araştırılmıştır. Çalışmada, Doğu Akdeniz Bölgesi (28^o-36^o boylamları ile 32^o-37^o enlemleri arasında kalan bölge) için, yaklaşık onbeş yıllık TOPEX/POSEIDON, GFO, ENVISAT ve GFO uydu altimetre verisi kullanılmıştır. Kullanılan Düzeltilmiş Deniz Yüzü Yükseklikleri, Alman Jeodezik Araştırma Enstitüsü (DGFI : Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut)'nden altimetre gözlemlerine getirilen tüm standart düzeltmeler getirilmiş olarak temin edilmiştir.

DYY'nden gravite alanının ve gravite alanından geoidin belirlenmesinde "Kaldır – Yerine Koy" tekniği ve En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılmıştır. Kaldır - yerine koy aşamasında referans jeopotansiyel model olarak EGM08 jeopotansiyel modeli kullanılmıştır. DYY ve artık gravite anomalileri için deneysel kovaryans parametreleri ile uyumlu model kovaryans parametreleri belirlenmiştir. Belirlenen kovaryans parametreleri EKKK hesabına dâhil edilmiştir.

Hesaplamalarda GRAVSOFT paket programı, çizim ve grafik çalışmalarında ise Generic Mapping Tools (GMT) yazılım paketleri kullanılmıştır.

Bu tez çalışmasında elde edilen gravite anomalisi alanı, Smith Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 global gravite modelleri ile karşılaştırılmıştır. Altimetre gözlemleri kıyı bölgelerinde bozulduğundan, altimetreden türetilen gravite anomalileri de kıyıya yakın yerlerde bozulabilir. Bu nedenle karşılaştırma kıyının 30 km uzağından itibaren yapılmıştır.

Karşılaştırma sonucunda hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, Smith Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 gravite anomalisi modelleri arasında sırasıyla; ± 2.54 mgal, ± 3.52 mgal ve ± 1.49 mgal .lik bir uyuşum olduğu belirlenmiştir.

Hesaplanan gravite anomalisi alanı, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri ile de karşılaştırılmış ve hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri arasında ± 7.96 mgal .lik bir uyuşum olduğu belirlenmiştir.

Gravite anomalilerinden hesaplanan geoit yükseklikleri ise TG03 Gravimetrik Türkiye Geoidi ile karşılaştırılmış ve ± 0.52 m.lik bir uyuşum belirlenmiştir.

Geoit yükseklikleri hesaplandıktan sonra, uygulama bölgesindeki Deniz Yüzeyi Topoğrafyası modeli belirlenmiştir. Hesaplanan DYT modeli, DNSC08 SST modeli ile karşılaştırılmış ve iki model arasında ± 0.09 m.lik uyuşum olduğu belirlenmiştir.

Çalışma sonucuna göre altimetre gözlemlerinden, ± 8 mGal doğruluğa kadar gravite anomalilerinin türetilebileceği söylenebilir. Ayrıca altimetrre verisinin kıyı bölgelerinde geoidi önemli oranda iyileştirdiği açıktır. Altimetre gözlemlerinden türetilen gravite anomalilerinin karasal, havai ve gemi gözlemleri ile birleştirilerek kullanılması ile doğruluğun artırılabileceği beklenmektedir.

GEOID DETERMINATION FROM SATELLITE ALTIMETRY

SUMMARY

The accuracy, density and distribution of gravity data that are used in the geoid determination are the factors that affect the accuracy of the geoid. The observation of the gravity is easy and cheap on land relatively, but requires great effort, time and cost in sea. Therefore, the accuracy of the geoid at shore regions of which the gravity data distribution and density is insufficient, is low before the altimetry satellites. By means of the altimetry satellites, it becomes possible to derive gravity from altimetry observations.

Altimetry satellites basically determine the distance between the satellite and a target surface (oceans) by measuring the trip time of a radar pulse moving among the satellite and ocean. To do this, the altimeter emits a radar wave and analyses the return signal. The Sea Surface Height (SSH) which altimeter measure is the height difference between the satellite's height with respect to a reference ellipsoid and the satellite-to-ocean surface distance (calculated by measuring the time taken for the signal to make the round trip). On the other hand, altimeters can measure wave height, wind speed, rain rate over the oceans and detection of crevasses over ice shelves besides the surface height.

The measured SSH can be transformed into gravity anomalies and deflections of the vertical by using the Brun's formula.

The lack of gravity data is satisfied by the gravity data, which are derived in this way. Since the economical value and high population density of the shore regions, density and importance of the engineering applications are great in these regions. Determining an accurate geoid by using altimetry derived gravity data, has not only scientific importance but also economical importance since it is a geodetic infrastructure.

In this study, the possibility of determining accurate gravity field, geoid and finally the sea surface topography is investigated. Approximately fifteen-year data from TOPEX/POSEIDON, GFO, ENVISAT and GFO satellite altimetry missions are used for the recovery of gravity anomalies over the Eastern Mediterranean Sea (region between the longitudes of 28o-36o and latitudes of 32o-36o). The Corrected Sea Surface Height (CORSSH) data used in calculations which are received as corrected for all standard errors from DGFI (Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut).

Least Squares Collocation (LSC) method and remove restore technique are used to derive gravity anomaly from SSH and geoid from gravity anomaly. The EGM08 geopotential model is used as the reference geopotential model during the remove restore step. Model covariance functions consistent with the empirical covariance functions are determined for residual SSHs and residual gravity anomalies. The covariance function parameters are involved in LSC calculations. The GRAVSOFT package software is used in calculations and the Generic Mapping Tools (GMT) software is used in drawings.

The gravity anomaly field calculated in this study is compared to the Smith Sandwell 97, KMS02 and DNSC08 global gravity anomaly models. Since the altimetry observations degrade at the coastal regions, altimetry derived gravity field also degrades at the coastal regions. So the comparison is carried out at the points that are 30 km or more far from the shore line.

According to comparison results, the gravity anomaly model which is calculated in this study is found to be consistent with the Smith Sandwell 97, KMS02 and DNSC08 models within the range of ± 2.54 mgal, ± 3.52 mgal and ± 1.49 mgal respectively.

The calculated gravity anomaly field is also compared to the ship observations. According to calculation results, a consistency of ± 7.96 mgal is found between the ship observations derived gravity anomaly.

The geoid heights calculated from gravity anomalies are compared to the TG03 Turkish Geoid and a consistency of ± 0.52 m is found.

After calculating the geoid heights, the Sea Surface Topography (SST) is determined. The calculated SST model is compared to the DNSC08 SST model and a consistency of ± 0.09 m is found between these models.

It can be said that by using the altimetry data it is possible to determine a gravity field within the accuracy of ± 8 mGal. Also it is obvious that altimetry data improves the geoid quite significantly at coastal regions. It is expected that more accurate results can be obtained by combining altimetry derived gravity anomalies with land, aerial and ship gravity observations.

1. GİRİŞ

Gezegenimiz Dünya yüzeyinin %71'i su ile kaplıdır. Bu, Dünyamızın eşsiz bir özelliğidir çünkü bu miktarda sıvı halde su, Güneş sisteminde başka hiçbir gezegende bulunmamaktadır.

Dünya, etrafında atmosfer adı verilen ince bir gaz tabakası olan katı bir kütledir. Atmosferin en kalın bölümü sadece birkaç yüz hektometre kalınlığındadır. Dünya yüzeyindeki ve atmosferdeki sıcaklık Dünya'daki suyun üç formda bulunmasını sağlar: sıvı (okyanuslar, denizler, nehirler, göller, v.b.), katı (buzullar, buz parçaları, kar, v.b.) ve gaz (su buharı).

Dünya'daki su doğal bir iç döngüdedir. Okyanus, göl ve nehirlerdeki su buharlaşır ve daha sonra değişik formlarda (yağmur, kar ve dolu) tekrar yüzeye düşer ve okyanuslara geri döner. Bu nedenledir ki okyanusların ilk şekillendiği günden bu yana hemen hemen aynı miktardaki su söz konusu döngüye devam etmektedir.

Okyanuslar, Dünya'daki tüm su miktarının %97'sini içermesi nedeniyle Dünya sıvı su rezervinin en geniş kısmını oluştururlar. Ancak Dünya'nın boyutları ile kıyaslandığında, ancak küçük bir su birikintisi gibi ince bir tabaka olarak kalmaktadır.

Okyanusların nasıl oluştuğu kesin olarak bilinmemektedir. Bununla birlikte, bilim insanlarının inandığı yaygın teoriye göre Dünya 4.5 milyar yıl önce oluştuğunda, henüz sıcak bir kitle iken, derinliklerindeki suyun volkanlar yolu ile yukarı fışkırarak okyanusların oluştukları tahmin edilmektedir. Muhtemelen volkanlardan buhar formunda fışkıran su kütleleri, azot ve karbon dioksit gibi diğer gazlarla birleşerek Dünya'nın atmosferini oluşturmuştur.

Bundan yüz milyonlarca yıl sonra Dünya soğumaya başlamıştır ve su buharları yoğunlaşarak yüzeye inmiştir. Yüzeye inen su, milyonlarca yıl boyunca gezindiği yerlerdeki yüzey kayalarının tuz minerallerini eriterek yüzeyi yıkamıştır. Okyanus suları bu nedenle tuzludur. Bir başka teoriye göre ise okyanus tuzluluğunun nedeni, okyanusların bir kısmının kuyruklu yıldızlar tarafından getirilmiş olabileceğidir.

Ancak ilk oluştuğu dönemde okyanuslar günümüzdeki sınırlarından farklı sınırlara sahiptirler. Çünkü kıtalar ve deniz tabanı, Alman bilim adamı Alfred Wegener'in tarafından 1915 yılında öne sürülen "kıtasal sürüklenme" teorisine göre sabit bir hareket halindedir.

Dünya "yaşayan" bir gezegendir ve yüzeyi sürekli olarak yeniden şekillenmektedir.

Dünyadaki göl yüzeyleri sakin ve hemen hemen durgundur ancak okyanuslar asla durgun değildirler. Okyanuslar sürekli bir harekete maruzdur. Bu harekete neden olan asıl unsur Güneş'tir. Güneş, Dünya'yı ısıtmaktadır ancak bunu yaparken basit bir nedenden dolayı Dünya yüzeyini eşit ısıtamamaktadır. Söz konusu neden, Dünya'nın kutupsal dönme ekseninin yörünge düzlemi ile yaklaşık 23.5^{o} bir açı yapmasıdır. Mevsimler de bu nedenle oluşmaktadır. Bu eğikliğin bir sonucu olarak Dünya'nın ekvator bölgesi, kutuplara göre daha çok ısıya maruz kalmaktadır.

Güneş'ten yayılan ısı Dünya'nın atmosferi (gaz), yerkabuğu (katı) ve okyanusları (su) tarafından paylaşılmaktadır. Bu noktada, Dünya'nın daha sıcak olan bölgelerinden daha soğuk bölgelerine doğru kendiliğinden doğal bir akım gerçekleşir. Isının bu yeni dağıtımı iki şekilde gerçekleşir:

- Atmosferde kompleks rüzgâr sistemleri sayesinde,
- Okyanuslarda gerek yüzeyde gerekse okyanus derinliklerinde oluşan ve onlarca kilometre genişliğinde, etkisi yüzlerce metre yukarıya hissettirebilen devasa okyanus akıntıları sayesinde.

Peki ama bu akıntılar neden gerçekleşmektedir? Yüzeydeki suyu hareket ettiren rüzgârlardır ancak suyun yoğunluk farkı (daha tuzlu olan ve daha soğuk olan su ağırdır) da yüzey ile dip arasında bir akıntıya yol açar. Bunun yanında Dünya'nın dönmesi de okyanus akıntılarının yönü üzerinde etkilidir.

Rüzgâr, okyanuslar üzerinde çok uzun mesafe kateden ve yüksekliği 10 metreyi bulan dalgaların da sorumlusudur.

Okyanus yüzeyindeki periyodik değişimlerin ana nedenlerinden birisi de gel-git etkisidir. Gel-git etkisi açık okyanuslarda ancak 50 santimetreye ulaşan ancak kıtalara yakın yerlerde birkaç metreyi bulan bir değişime yol açar. Gel-git etkisinin nedeni ise Ay ve Güneş'in Dünya'ya uyguladıkları çekim etkileridir. Bu nedenlerden dolayıdır ki okyanus yüzeyi asla durgun değildir.

Okyanuslar özellikle de açık denizler insanoğlu için milyonlarca yıldır bir sır olarak kalmıştır. Okyanuslar ile ilgili ilk ciddi gözlemler ancak 18'inci yüzyılda yapılmaya başlanmıştır. Bu tarihten itibaren denizlerin ısısı, tuzluluğu, derinliği, akıntı hızı, rüzgârlar ve deniz canlıları ciddi olarak araştırılmaya başlanmıştır. Çok yakın bir zamana kadar sözü edilen bu gözlemler gemiler ile gerçekleştirilmiştir. Bu gözlemlerde mareograf cihazları, şamandıralar, okyanus tabanına ya da yüzeyine yerleştirilen değişik cihazlar kullanılmıştır. Ancak bu gözlemler okyanusların sadece belirli noktalarında yapılabilmiştir. Bunun sonucunda gerek konumsal, gerekse kronolojik olarak çok dağınık gözlemler elde edilmiştir. Bununla birlikte bu gözlemleri yapan cihazların okyanus gibi yüksek oranda korozyona yol açan bir ortamda uzun süre çalışır halde tutulması da oldukça zor olmuştur.

Ancak gemiler ile yapılan gözlemlerin okyanusa ilişkin verileri tam olarak yansıtması zordur. Örneğin devasa bir alanı kaplayan okyanus yüzeyindeki 100 km. çapındaki bir girdabın gemi gözlemleri ile tespit edilebilmesi çok küçük bir ihtimaldir. Çünkü sonraki dönemlerde uydular göstermiştir ki okyanus yüzeyi çok düzensizdir.

Okyanuslarda gerçekleştirilen pek çok gözlem, çok küçük değişikliklerin tespiti içindir. Örneğin 1 cm/sn hızındaki okyanus akıntıları, 0.1 ^{o}C'lik bir yüzey ısısı ya da birkaç mm.lik Deniz Yüzeyi Yüksekliği (DYY) değişimi önemli olabilmektedir. Bu da kullanılan ölçü aletlerinin bu duyarlıkta olmalarını zorunlu kılmaktadır.

Okyanuslarda gerçekleşen bir takım olguların yalnızca birkaç saat sürmesi (dalgalar ve gelgitler), bazılarının ise sürekli olması (girdaplar ve ana akıntılardaki dalgalanmalar) gözlem yöntemi tasarlamakta göz önüne alınması gereken bir başka önemli faktördür.

Okyanuslar ile ilgili doğru ve güvenilir araştırmaların yapılabilmesi için okyanusların düzenli olarak gözlenmesi, ölçülerin hızlı biçimde gerçekleştirilmesi ve sık zaman aralıklarında tekrarlanması, gözlemlerin tüm Dünya'yı kapsaması ve de çok kısa süreli ya da lokal olan olguların gözden kaçmamasını sağlayacak duyarlıkta olması gerekmektedir.

Bu ihtiyaçları karşılayan modern yöntem, yapay uydulara gözlem cihazlarının monte edilmesi ile okyanusların gözlenmesidir. Uyduların sağladığı olanaklar olarak, geniş kapsama sahası, erişimin zor olduğu bölgelerin rahatlıkla gözlenebilmesi, aynı ölçüm cihazlarıyla sürekli gözlem yapılması ve dolayısıyla ölçü aletlerinin kalibrasyonunun kolaylığı sayılabilir.

Ancak uydular yalnızca deniz yüzeyini gözleyebilmektedir. Dolayısıyla denizlerin derinliklerini altimetre uyduları yolu ile gözlemek olanaklı değildir. Bu nedenle gemiler ve diğer ölçüm cihazları, deniz derinliğindeki verileri gözleyerek insanlara tamamlayıcı bilgi sağlamayı sürdürmektedir.

Uydular, üzerlerinde taşıdıkları ölçüm cihazlarına bağlı olarak;

- yüzey sıcaklığını,
- yüzeydeki rüzgârın yönünü ve sıcaklığını,
- deniz buzullarının sınırlarını,
- dalga yüksekliklerini,
- deniz yüzeyinin rengini,

gözleyebilmektedir.

Ancak 1965 yılında Atina/Yunanistan'da düzenlenen bir konferansta Amerikalı bilim adamlarınca öne sürülen ve uydu altimetresi adı verilen bir teknik, uydu ile okyanus yüzeyi arasındaki mesafenin ölçülebilmesini ve bu mesafedeki değişimlerin 1 santimetreye yaklaşan doğruluklarla ölçülebilmesini olanaklı kılmaktadır. Bunun sonucunda yapay uyduların gelişmesine paralel olarak 1970'lerden sonra uydu altimetresi yer bilimlerinde kullanılmaya başlamıştır.

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 rüzgârların ve dalgaların gözlenmesi için kullanılan global bir tekniktir. Bu teknik yer bilimlerinde kullanılmaya başlanması ile yer gravite alanı, global okyanus dolaşımları, deniz seviyesi değişimleri, sıcaklık ve basınç değişimleri, gelgitler, okyanus tabanı topografyası değişimlerinin araştırılmasında ve tektonik çalışmalarda devrim niteliğinde sayılabilecek birçok yenilikleri beraberinde getirmiştir.

Ayrıca, sadece okyanus yüzeyini gözleyen diğer uydulardan farklı olarak altimetre uyduları okyanus tabanı ile yüzeyi arasında olup bitenler hakkında da bizleri bilgilendirmektedir.

Böylece Dünya'mız yüzeyinin büyük bir kısmını kaplayan okyanuslar, günümüzde uydular ile yüksek doğruluklu olarak gözlenebilir hâle gelmiştir. Elde edilen bu gözlemler oşinografi, jeoloji, jeofizik, meteoroloji, jeodezi v.b. gibi pek çok bilim dalına eşsiz katkı sağlamaktadır.

Günümüz mühendislik uygulamalarında geniş bir kullanım alanı bulan yüksek doğruluklu geoit belirlemede kullanılan temel verilerden biri 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. İşte altimetre gözlemlerinin jeodezi bilimine katkılarından birisi, belki de en önemlisi, dolaylı olarak Dünya yüzeyindeki gravite verisi eksikliğini gidermesidir

Altimetre uydularından önce, denizlerde gravite verisinin eksik olması, denizlerde ve daha da önemlisi deniz kıyısındaki kara parçalarında geoidin doğruluğunun düşük olmasına neden olmakta iken, günümüzde hemen hemen tüm denizlerde (kutupların $15\text{-}20^{o}$ dışında kalan), yüksek sıklıkta ($\approx$ 6-8 km) 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 geoidin belirlenmesi olanaklı hâle gelmiştir. 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 geoidin yüksek doğrulukla bilinmesi oldukça önemlidir.

Bununla birlikte yüksek doğruluklu gravite anomalisi bilgisi; söz konusu bilginin hava ve uzay araçlarının yönlendirilmesi, jeofizik araştırmaları, batimetri çalışmaları ve tektonik yapının belirlenmesi gibi çalışmalarda kullanılmasından dolayı oldukça önemlidir.

Bu çalışma ile üç tarafı denizler ile çevrili Türkiye'de örnek uygulama alanı olarak seçilen Akdeniz'de uydu altimetre ölçüleri kullanılarak yüksek doğruluklu;

- Gravite alanı (Δg),
- Geoit (N),
- Deniz Yüzeyi Topoğrafyası (DYT) modeli

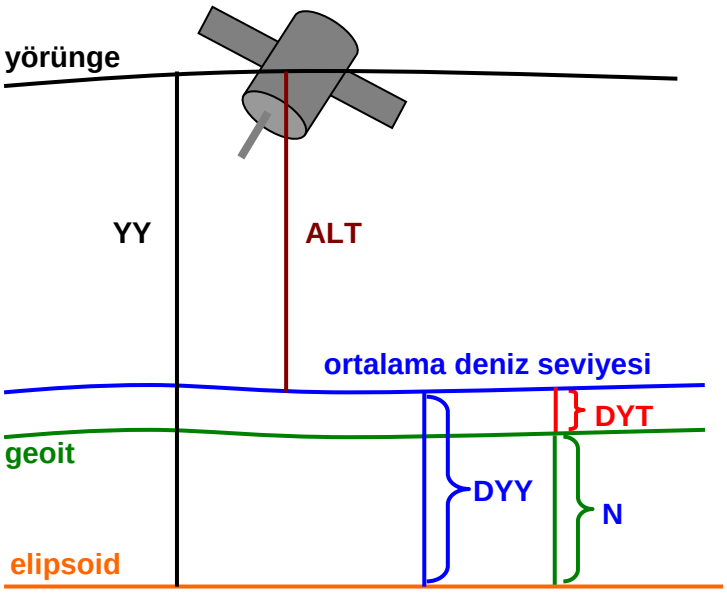
belirlenmesi hedeflenmektedir.

1.1 Tezin Amacı

Uydu altimetresi ile elipsoid 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;

$$DYY = YY - ALT - DÜZELTMELER \quad \textbf{(1.1)}$$

eşitliği ile elde edilir (Şekil 1.1). Burada DYY, Deniz Yüzeyi Yüksekliği; YY, Yörünge Yüksekliği ve ALT ise Altimetre Ölçüsü'dür.



Şekil 1.1 : Altimetre ölçü prensibi.

Jeodezinin temel hedeflerinden biri de yeryuvarının bozucu potansiyel alanını modelleyebilmektir. Uydu altimetre gözlemleri bozucu potansiyelin modellenmesini olanaklı kılmıştır. Geçen birkaç on yıl boyunca özellikle ERS1, ERS2, GFO, ENVISAT, TOPEX/POSEİDON ve Jason-1 uyduları ile okyanuslar boyunca Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinin detaylı ölçümü gerçekleştirilmiştir.

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

$$DYY = N + DYT \quad \textbf{(1.2)}$$

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 ve diğ., 1997). DYY, kendisinden global bir jeopotansiyel modelin etkisi (N_{GM}) çıkarıldıktan sonra, denizlerde gravite anomalilerinin belirlenebilmesi amacıyla EKKK yönteminde kullanılabilir (Tscherning, 1999; Knudsen, 1991).

Farklı veri türlerinden global ve bölgesel gravite alanının belirlenmesi yöntemleri, Haxby (1987); Balmino ve diğ., (1987); Sandwell ve Smith (1997); Andersen ve Knudsen (1998); Andersen ve diğ., (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.

1.2 İzlenecek Yol

Altimetre gözlemlerinden gravite anomalilerinin türetilmesinde kullanılan kaldır-yerine koy tekniğinde, DYY'nden çıkarılması gereken değerlerin en büyüğü referans geoit yüksekliğidir (N_{REF}). Böylece hesaplanacak alanın küçültülmesi ve böylece hesaplamada "düz Dünya" yaklaşımının kullanılması sağlanmaktadır ki bu da hesap noktasının çevresi için olması gereken bir durumdur.

Geoit yüksekliklerinden gravite anomalilerinin türetilmesinde aşağıdaki iş sırası takip edilir :

- Artık geoit yüksekliklerinin (ΔN) hesaplanması için DYY gözlemlerinden (h) global küresel harmonik geoit modeli (Dünya Jeopotansiyel Modeli, ör:EGM96, EGM08) çıkarılır ($h_{RES}=h - N_{REF}$).
- Uzun dalga boylu hataları azaltmak için mümkün olan dengelemeler yapılır.
- Düzenli bir grid üzerine artık geoit yükseklikleri kestirilir.
- Artık gravite anomalisi sinyalleri hesaplanır (ör: FFT ya da Kollokasyon yöntemi ile).
- Global küresel harmonik gravite alanı modeli (ör: EGM96) yerine konur ($\Delta g = \Delta g_{RES} + \Delta g_{REF}$).

2. UYDU ALTİMETRESİ

2.1 Genel

2.1.1 Uydu Altimetre Tarihi

Uzaydan Dünya yüzeyi ölçümleri için kullanılan ilk deneysel uydu altimetresi, insanlı uzay istasyonu Skylab üzerinde denenmiştir (Seeber, 1993; İmre, 2005 ve Simav 2007). Skylab, Amerika'nın ilk deneysel uzay istasyonudur ve Mayıs 1973'de uzaya gönderilmiştir. S193 adında aktif ve pasif mikrodalga ölçme sistemi taşıyan Skylab, 1973 ve 1974 yıllarında üç defa ziyaret edilmiştir. ~1-2 m. altimetre mesafe ölçü doğruluğu olan Skylab altimetre uyduları, oşinografik araştırmalar için gerekli doğruluğuna ulaşamamış, ancak altimetrik gözlemlerin ilk defa Skylab ile denenmesi açısından diğer misyonlara temel teşkil etmiştir (http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

İnsansız ilk uydu altimetresi Nisan 1975 yılında fırlatılan GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite 3) uydusudur (İmre, 2005 ve Simav, 2007). Yerin çekim alanı ve okyanusların fiziksel özellikleri hakkında bilgi edinmek amacıyla okyanus yüzeyi gözlemi için gönderilen GEOS-3 Aralık 1978'de görevini tamamlamıştır. GEOS-3 uydusu 3 yıllık ömrü boyunca gravite alanı, deniz durumu, deniz dalga yükseklikleri, buzul hareketleri, rüzgâr hızı ve geoit sapmaları hakkında ilk veri setini sağlamıştır (Nerem ve Mitchum, 2001).

Haziran 1978'de NASA tarafından sadece okyanus gözlemi amaçlı Seasat (Seafaring Satellite) altimetre uydusu fırlatılmıştır. Bu uydunun ömrü elektronik donanımındaki arızalardan dolayı sadece 3 ay sürmüş ve 42 saat veri toplayarak Ekim 1978'de görevini tamamlamıştır. Yinede topladığı veri seti, son 100 yıl içerisinde yersel tekniklerle toplanan verilerden daha fazladır (Vergos, 2002). Seasat uydusu, uzaydan okyanus ve karaların detaylı görüntülerini alabilen yapay açıklıklı radar, yüzeye yakın yerlerdeki rüzgâr hız ve yönünü ölçebilen radar scatterometresi, okyanus yüzeyini ve dalga yüksekliklerini ölçebilen radar altimetresi ile yüzey sıcaklığı ve rüzgâr hızını ölçebilen çok kanallı tarayıcı mikrodalga radyometresi ile donatılmıştır.

Seasat, rüzgâr hızı ve yönü, okyanus yüzeyi sıcaklığı, buzul kütleleri, deniz dalga yükseklikleri ve okyanus topografyası hakkında önemli veri setleri sağlamıştır. Seasat ile okyanus yüzeyi uzaydan ilk defa global olarak izlenebilmiş oşinografi için ilk defa global okyanus dolaşımları hakkında bilgi sağlanmıştır (http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

Seasat'tan sonra uydu jeodezisi ve uydu oşinografisi için dönüm noktası olan Geosat (Geodetic Satellite) uydusu ABD Deniz Kuvvetleri nezaretinde Johns Hopkins Üniversitesi Uygulamalı Jeofizik Laboratuarı tarafından tasarlanmış ve Mart 1985 yılında fırlatılmış olup Ocak 1990'da görevini tamamlamıştır (Vergos, 2002). Asıl görevi Amerikan donanması için deniz geoidini (marine geoid) ölçmek olmasına rağmen donanma için seyrüsefer amaçlı deniz durumu ve rüzgâr bilgisini de sağlamıştır (http://www.altimetry.info/). Geosat uydusu fırlatılmasını müteakip ilk 18 aylık sürede -72^{o} ile 72^{o} enlemleri arasındaki deniz geoidi ölçmesi amaçlı jeodezik görevini yerine getirmiştir (Geodetic mission). Kasım 1986'dan sonra 3 yıl boyunca 17 günlük tekrarlı yörüngesi ile Seasat uydusunun izini takip ederek bilim dünyasına altimetre verisi üretmiştir (Exact Repeat). Geosat, uzun dönemli uydu altimetre ölçüleri sağlayan ilk altimetre uydusudur (Seeber, 1993).

ERS-1/2 (European Remote Sensing) uyduları atmosfer ve okyanusların gözlenmesi için ESA tarafından geliştirilmiş üzerinde radar altimetresi dahil birçok ölçme sensörü taşıyan uydulardır (Nerem ve Mitchum, 2001; Vergos, 2002). ERS-1 Temmuz 1991'de yörüngeye yerleştirilmiş, Haziran 1996'da görevini tamamlamıştır. Çok çeşitli görevleri bulunan bu uydudan temel olarak deniz yüzeyi rüzgâr hız ve yönü, deniz yüzeyi yüksekliği, dalga yüksekliği, deniz yüzeyi ısısı, atmosferik su buharı bilgilerinin sağlamıştır. ERS-1 uydusu, kalibrasyon ve buzul gözlemleri için 3 gün periyotlu, çok amaçlı deniz gözlemleri için 35 gün periyotlu, jeodezik uygulamalar için 168 gün periyotlu olmak üzere farklı amaçlar için üç değişik yörüngede uçurulmuştur (İmre, 2005; http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

ERS-2 uydusu Nisan 1995'de fırlatılış 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. ESA'nın en önemli başarılarından biri olan ERS-2 uydusu

ERS-1 uydusu ile aynı teknik özelliklere ve kapasiteye sahip olmasının yanında ERS-2'nin ERS-1 uydusundan üstün olan tarafları atmosferdeki ozon yoğunluğunu ölçebilen ve bitki örtüsündeki değişimleri daha detaylı olarak izleyebilen gelişmiş yeni aletlerle donatılmış olmasıdır (Vergos, 2002 ve Seeber, 1993).

ERS-1 ve ERS-2 uydularından sonra uydu altimetresinde yeni bir çağ açan Topex/Poseidon (TOPography EXperiment (TOPEX)/ Poseidon-T/P) uydusu, 10 Ağustos 1992 tarihinde fırlatılmıştır. Bu görev, NASA ve CNES'in global okyanus dolaşımlarının uzaydan izlenmesi amacıyla beraberce yürüttükleri ortak bir proje sonucunda oluşturulmuştur. Hem altimetre hem de yörünge hataları sadece birkaç santimetre düzeyinde olup, deniz seviyesi ölçüleri 3-4 cm doğruluk ile gerçekleştirilmiştir (Nerem ve Mitchum, 2001). Bu gelişimler;

- Frekansa bağlı iyonosfer hatalarını ortadan kaldırılmasını sağlayan iki farklı radyo frekansı (Ku ve X band) kullanılarak gerçekleştirilen altimetre ölçüleri ile,
- Islak troposferden kaynaklanan gecikmeyi düzeltmek için mikrodalga radyometre kullanılarak eş zamanlı olarak yapılan nadir hattı su buharı ölçüleri ile,
- Gelişmiş uydu izleme teknikleri (DORIS, GPS) ve jeopotansiyel modeller kullanılarak yörünge belirleme doğruluğunun geliştirilmesi ile sağlanmıştır (Nerem ve Mitchum, 2001).

T/P uydusu; global okyanus dolaşımları, mevsimsel değişimler, okyanus gelgitleri ve global deniz seviyesi değişimleri konusunda çok değerli bilgiler sağlamaktadır. T/P gözlemleri ile okyanus dolaşımları 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 1 km'lik bir doğrulukla her 10 günde bir geçmektedir. Birbirine paralel yörünge izlerinin ekvatorda birbirine uzaklığı yaklaşık 315 km'dir (İmre, 2005; http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

GFO (Geosat Follow - On - Mission) altimetrik uydu serilerinden bir tanesidir. 10 Şubat 1998 yılında fırlatılmıştır. GFO tarafından elde edilen veriler okyanus dolaşımları, buzul topografyası ve iklim değişiklikleri hakkında çok

geniş bilgiler vermektedir. Ayrıca ABD Deniz Kuvvetlerine deniz topografya verisi sağlamaktadır (http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

Jason-1 uydusu NASA ve CNES' in ortak projesi olan T/P uydusunun devamı olarak 7 Aralık 2001 tarihinde fırlatılmıştır. Jason-1 uydusunun temel amacı okyanus akıntılarının izlenmesi ve incelenmesidir. Dünya atmosferi ve gravite alanı etkilerinin en aza indirilmesi ve böylece daha hassas yörünge belirlenebilmesi için Jason-1 uydusunun yüksekliği 1336 km. olarak seçilmiştir. Yörünge eğimi 66 derece ve tekrarlı yörüngesi 10 gündür. Yani uydu dünya yüzeyindeki aynı noktadan her 10 günde bir geçmektedir. Jason-1 uydusu okyanusların uzun dönemli gözlenmesi amacı ile geliştirilmiştir. Bu sebeple yörünge seçimi T/P uydusu ile aynı seçilmiştir. Jason-1 uydusundan elde edilen veriler, deniz seviyesi değişimlerinin araştırılmasında ve meteorolojide rahatlıkla kullanılabilmektedir. Deniz durum verilerini (dalga yüksekliği ve rüzgâr hızı) üç saat gecikmeli olarak sağlamakta ve böylece okyanuslar üzerinde yakın gerçek zamanda hava durumu tahmininde faydalı olmaktadır. Jason-1 okyanusların dinamik topografyasını ölçerek, plaka tektoniği, deniz dibi topografyası, dünyanın hareketleri gibi konularda bilgi edinmemizi sağlamaktadır. Jason-1 uydusundan elde edilen veriler, buzullar, nehirler ve göllerden bilgi edinmek için de kullanılmaktadır (İmre, 2005; http://www.altimetry.info/ ve Simav, 2007).

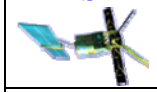
ENVISAT (Environmental Satellite)**,** 01 Mart 2002 tarihinde ESA tarafından fırlatılmıştır. ENVISAT, ESA tarafından geliştirilen uzaktan algılanma uyduları ERS-1 ve ERS-2'nin devamı niteliğindedir. ENVISAT'ın görevi dünyanın çevresini ve iklim değişimlerini gözlemektir. Ayrıca altimetre verileri ile okyanus yüzeyi yükseklikleri belirlenir. Bu veriler global okyanus akıntıları, deniz geoidi ve gravite alanını belirlemede kullanılır(İmre, 2005 ve http://www.altimetry.info/).

Altimetre uyduları ile özet bilgi Çizelge 2.1'de verilmektedir.

Çizelge 2.1 : Geçmişte ve hâlihazırda faaliyet gösteren altimetre uyduları ile fırlatılması planlanan altimetre uyduları ile ilgili bilgiler (http://earth.esa.int, Simav, 2007).

Uydu	İlgili Organizasyon	Fırlatma Tarihi	Yörünge Yüksekliği	Altimetre Sensörü	Kullanılan Frekans	Tekrarlılık	İnklinasyon	Hata Sınırı (Açık Denizde)
Skylab 	NASA	1973	435 km	S193		?	50°	Mesafe Ölçümü: 1 m; Yörünge: ~500 cm
GEOS 3 	NASA	1974	845 km	ALT			115°	Mesafe Ölçümü: 25 cm; Yörünge: ~500 cm
Seasat 	NASA	1978	800 km	ALT	Ku-bant	17 gün	108°	Mesafe Ölçümü: 5 cm; Yörünge: ~100 cm
Geosat 	ABD Donanması	1985	800 km		Ku-bant	17 gün	108	Mesafe Ölçümü: 4 cm; Yörünge: 30-50 cm
ERS-1 	ESA	1991	785 km	RA	Ku-bant	35 gün (3 gün buz fazı, 168 gün jeodezik faz)	98.5°	Mesafe Ölçümü: 3 cm; Yörünge: 8-15 cm
Topex/ Poseidon 	NASA / CNES	1992	1336 km	Topex Poseidon-1	Ku ve C-bant Ku-bant	10 gün	66°	Mesafe Ölçümü: 2 cm; Yörünge: 2-3 cm

Çizelge 2.1 (devam) : Geçmişte ve hâlihazırda faaliyet gösteren altimetre uyduları ile fırlatılması planlanan altimetre uyduları ile ilgili bilgiler (http://earth.esa.int, Simav, 2007).

Uydu	İlgili Organizasyon	Fırlatma Tarihi	Yörünge Yüksekliği	Altimetre Sensörü	Kullanılan Frekans	Tekrarlılık	İnklinasyon	Hata Sınırı (Açık Denizde)
ERS-2 	ESA	1995	785 km	RA	Ku-bant	35 gün	98.5°	Mesafe Ölçümü: 3 cm; Yörünge: 7-8 cm
GFO 	ABD Donanması/ NOAA	1998	800 km	GFO-RA	Ku-bant	17 gün	108°	Mesafe Ölçümü: 3.5 cm; Yörünge: ? cm
Jason-1 	CNES / NASA	2001	1336 km	Poseidon-2	Ku ve C-bant	10 gün	66°	Mesafe Ölçümü: 2 cm; Yörünge: 2-3 cm
Envisat 	ESA	2002	800 km	RA-2	Ku ve S-bant	35 gün	98.5°	Mesafe Ölçümü: 2-3 cm ; Yörünge: 2-3 cm
Jason-2 	CNES / NASA / Eumetsat / NOAA	2008	1336 km	Poseidon-3	Ku ve C-bant	10 gün	66°	
Cryosat 	ESA	2009	720 km	SIRAL	Ku-bant	369 gün	92°	
Saral	ISRO /CNES	2009	800 km	AltiKa	Ka-bant	35 gün	92°	
HY-2	China	2010	963 km		Ku ve C-bant		99.3°	
Sentinel 3	ESA	2012	814 km	SRAL	Ku ve C-bant	27 gün	98.5º	

Altimetre uydularından veri iki şekilde toplanabilir:

- Düşük coğrafî çözünürlüklü ancak düzenli aralıklı tekrarlar ile verinin toplandığı Tam Tekrarlı Misyon (TTM) (Exact Repeat Mission, ERM),
- Yüksek coğrafî çözünürlüklü ancak yörünge tekrarı düzenli olmadan verinin toplandığı Jeodezik Misyon (JM) (Geodetic Mission, GM).

Yüksek çözünürlüklü gravite alanı verisi için ERS-1 ve GEOSAT Jeodezik Misyonları kullanılmalıdır. ERS-1, 1995 yılında 168 günlük periyodu olan ve iki bindirmeli tekrar gerçekleştirilen Jeodezik Misyon fazına geçirilmiş ve böylece 7 km. iz üstü, 8 km. izler arası çözünürlük ile düzgün bir global veri seti toplaması sağlanmıştır. Bu uydu misyonu tarafından $+82^o$ / -82^o paralelleri arasında elde edilmiş yirmi setten fazla altimetrik Deniz Yüzeyi Yüksekliği gözlemi yapılmıştır.

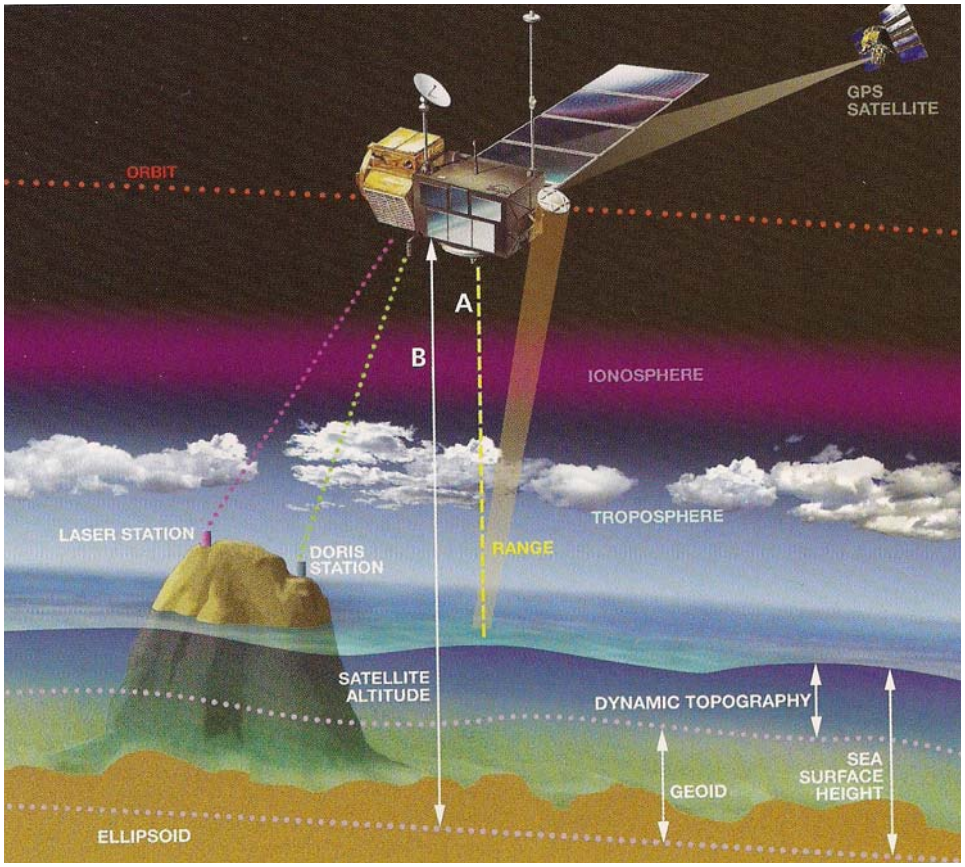
Amerika Birleşik Devletleri Deniz Kuvvetleri 1985'ten sonraki GEOSAT JM verisini 1995'te serbest bırakmıştır (yayımlamıştır). GEOSAT JM, 1,5 yıl görev yapmıştır. GEOSAT verisinin izler arası mesafesi, ERS verisi ile kıyaslandığında sabit değildir. Bunun nedeni, GEOSAT'ın üç günlük yörünge sürüklenmesine uğramış olmasıdır. GEOSAT misyonunun, $+72^o$ / -72^o paralelleri arasında ekvatordaki izler arası mesafesi 6 km. olan 35 milyon altimetrik DYY gözlemi mevcuttur.

GEOSAT JM ve ERS JM için altimetre verileri sırasıyla Amerikan Ulusal Okyanus ve Atmosfer Dairesi (NOAA)'nden ve Avrupa Uzay Ajansı(ESA)'ndan temin edilebilir. Tüm TTM verilerine (TOPEX/POSEIDON, ERS-1, ERS-2 ve GEOSAT) ise Amerikan Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA)'nden ücretsiz temin edilebilir.

Son 20 yılda altimetrenin doğruluğunda, metreden santimetreye büyük bir iyileşme yaşanmış (Wunsch ve Zlotnicki, 1984; Chelton ve diğ., 2001) ve bunun sonucunda altimetre pek çok bilimsel problem için adres gösterilebilir bir konuma geçmiştir. Bu problemlerden birisi de Dünya deniz gravite alanının yüksek çözünürlükle haritalanabilmesidir.

2.2 Altimetre Gözlemleri

Altimetre uyduları; uydudan yayılan bir mikrodalga darbesinin (palsinin), uydudan çıkışı ile okyanus yüzeyine çarpıp uyduya geri dönmesi arasında geçen zamandan yararlanarak uydu ile okyanus yüzeyi arasındaki mesafenin belirlenmesi esasına göre çalışır. Ölçülen uydu-okyanus yüzeyi mesafesi ile uydunun bir referans elipsoidine göre olan yüksekliği arasındaki fark, okyanus yüzeyinin referans elipsoidinden olan yüksekliğini vermektedir. Altimetre ölçüm prensibinin şematik gösterimi Şekil 2.1'de verilmektedir. Bununla birlikte yükseklik dışında altimetre ile yapılan pek çok farklı ölçüm de mevcuttur. Örneğin geri dönen sinyalin genlik ve dalga formundan yararlanarak okyanuslardaki dalga yüksekliği ve rüzgâr hızı ölçülebilir. Eğer uydu iki farklı frekansta dalga yayımlıyor ise, sinyallerin frekans farklarından yararlanılarak okyanuslardaki yağış miktarı ve buzullardaki derin yarıklar gibi değişik bilgiler türetilebilir.



Şekil 2.1 : Altimetre ölçme prensibinin şematik gösterimi (Kaynak : AVISO).

Yüzlerce kilometrelik mesafe ölçümünü santimetre doğruluğunda gerçekleştirebilmek için uydunun yüksek doğruluklu yörünge bilgisine gereksinim vardır. Bu nedenle altimetre uyduları üzerine çeşitli konumlama sistemleri yerleştirilmektedir. Ayrıca altimetre uydusundan yayılan sinyalleri bozan su buharı, atmosferdeki elektronlar ve deniz durumu gibi faktörlerin de hesaba katılması gerekir. Bu faktörlerin düzeltilmesi için bu faktörlerin değişik cihazlar ile ölçülmesi, pek çok farklı frekansta yayın yapılması ya da bu faktörlerin modellenmesi gibi yöntemler kullanılmaktadır.

Altimetrik mesafe gözlemleri yukarıda açıklandığı gibi yörünge ölçümü, mesafe ölçümü ve bazı jeofizik düzeltmelerinden sonra (ör. Chelton ve diğ., 2001), DYY elde edilmesini sağlarlar. Deniz yüzeyinin yüksekliği en basit şekliyle;

$$DYY = N + DYT + e \qquad \textbf{(2.1)}$$

olarak tanımlanabilir. Burada;

N : Referans elipsoidi üzerindeki geoit yüksekliği,

DYT : Okyanus veya Deniz Yüzeyi Topoğrafyası,

e : Hata (ileride açıklanacaktır).

Jeodezide geoit (N) ya da geoidin eğimi önemli bir sinyal iken oşinografide DYT büyük öneme sahiptir.

Geoit yüksekliği (N); uzun dalga boylu referans geoit yüksekliği (N_{REF}), çevreleyen arazinin geoit yüksekliğine katkısı (N_{DTM}) ve bunun düzeltmesi (ΔN) olarak modellenebilir. Benzer şekilde DYT da; Ortalama Dinamik Topoğrafya (DYT_{MDT}) ve zamanla değişen ya da dinamik DYT (t)'den oluşmaktadır. Çözülemeyen sabit basınç hareketleri (aliased barotropic motion) ve atmosferik basınç yüklemesinden (atmospheric pressure loading) dolayı da deniz seviyesine küçük etkiler (hs) görülmektedir. O halde DYY;

$$DYY = N_{REF} + N_{DTM} + \Delta N + DYT_{MDT} + DYT(t) + hs \qquad \textbf{(2.2)}$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada geçen büyüklüklerin ulaşabileceği değerler (Andersen, 2002a ve Andersen, 2002b):

Uzun dalga boylu geoit yüksekliği (N_{REF})	: +/-	100	metre
Topoğrafya etkisi (N_{DTM})	: +/-	0,30	metre

Artık geoit yüksekliği (ΔN)	: +/-	2	metre
Ortalama dinamik topoğrafya (DYT_{MDT})	: +/-	1,50	metre
Dinamik Topoğrafya (DYT(t))	: +/-	0-1	metre
Çözülemeyen sabit basınç hareketleri ve atmosferik basınç yüklemesi (hs)	: +/-	0,10	metre

Geoit ve gravite alanı modellemede kullanılan artık geoit yüksekliği ΔN gürültü sinyalinin güçlü olabilmesi için deniz seviyesine ilişkin bileşenlerinin tümünün mümkün olduğunca modellendirilmesi ve deniz seviyesinden çıkarılması çok önemlidir.

2.2.1 Deniz Seviyesi Bileşenleri

Deniz seviyesini oluşturan bileşenlerin bilinmesi, onların modellendirilebilmesi için önemlidir. Bu doğrultuda DYY büyüklüğünü oluşturan bileşenler aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

2.2.2 Referans Geoit (N_{REF})

Geoidin ve gravite alanının modellendirilmesinde, geoidin ya da gravite alanının uzun dalga boylu etkileri global jeopotansiyel modellerden hesaplanır. Bu amaç için yaygın olarak kullanılan jeopotansiyel modeller genellikle EGM96 ve EGM08 jeopotansiyel modelleridir.

EGM96 geoidi ve gravite alanı, EGM08 yayımlanana dek en çok kullanılan jeopotansiyel modellerden biri olmuştur. Bu model 360'ıncı derece ve sıraya kadar olup, geoit ve gravite alanı sinyalini 55 km.lik bir yarım dalga boyu ölçeği ile temsil eder. Global jeopotansiyel modeller değişik uydu ve yüzey gravite değerleri kullanılarak hesaplanır. Ayrıca TOPEX/POSEIDON, ERS ve GEOSAT'tan altimetre gözlemleri de bu modellerin hesaplanmasında kullanılır. Ortalama dinamik topoğrafya (DYT_{MDT}); TOPEX/POSEIDON ve ERS'ten ikisinden birlikte ve GEOSAT'tan tek başına olmak üzere sadece 20'nci dereceye kadar modellendirilmiştir (Andersen, 2002a).

EGM08 ise ABD Ulusal Konumsal İstihbarat Ajansı (U.S. National Geospatial-Intelligence Agency - NGA) tarafından hesaplanmış ve yayımlanmıştır. Model 2159'uncu küresel harmonik derece ve sıraya kadar olup; modeli 2190'uncu derece ve 2159'uncu sıraya çıkaran ek katsayılar modele dâhil edilmiştir.

Yüksek derecelerde; geoidin ve ortalama DYY'nin birbirinden ayrışamaması gibi potansiyel bir problemin doğmasına yol açabilecek altimetre gözlemlerinden türetilen gravite verisi de jeopotansiyel model hesabına katılır. Bu durumun problem olarak görülmesinin nedeni, altimetre gözlemlerinin gerçek geoitden çok ortalama DYY'ne benzemesinden kaynaklanmaktadır. Sonuç olarak; çözümü geoite doğru zorlayacak gravite gözlemlerinin olmadığı yerlerde, global jeopotansiyel modelin yüksek derecelerinde geoitden ortalama DYY'ne doğru bir kayıklık olabilir.

2.2.3 Sayısal Arazi Etkisi (ΔN_{DTM})

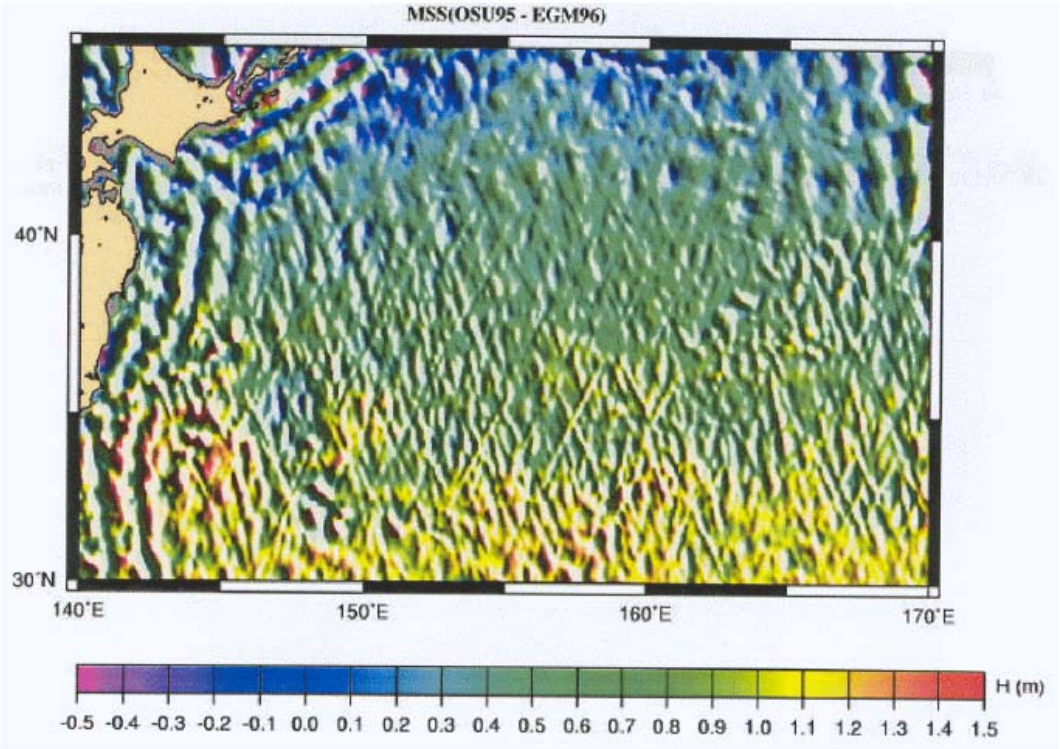
Dik arazilerle çevrili ya da içerisinde dik adalar bulunduran bölgelerde, bölgesel gravite alanı hesaplamadan önce topoğrafyanın geoit ve gravite alanı üzerindeki etkisi kaldırılmalı ve hesaplamalar tamamlandıktan sonra tekrar yerinde konmalıdır. Bu konu ile ilgili detaylı bilgi Schwarz ve diğ., (1990) ve Forsberg (1984)'de verilmektedir.

2.2.4 Ortalama Dinamik Topoğrafya (DYT_{MDT})

Ortalama dinamik topoğrafya (DYT_{MDT}) da altimetrik gözlemlerden hesaplanmaktadır. Ortalama dinamik topoğrafya; WOCE/POCM (Stammer ve diğ., 1996) gibi global okyanus akıntı modellerinden veya Levitus (1982)'un dinamik topoğrafyasından hesap edilebilir. Ortalama dinamik topoğrafya (DYT_{MDT}) çok uzun dalga boyu (> 1000 km) karakterine sahip olup ancak uzun dalga boylu geoit sinyaline ve az bir oranda da geoidin eğimine etki eder (Andersen, 2002b).

2.2.5 Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyası (DYT(t))

Buradaki "dinamik" Deniz Yüzeyi Topoğrafyası ifadesi ile gel-git etkisi giderildikten sonra zaman içinde değişen deniz yüzeyi topoğrafyası kastedilmektedir. Bunun altimetre kullanılarak belirlenmesi pek çok oşinografik çalışmanın asıl amacıdır (ör: Fu ve Cazenave, 2001; Andersen, 1995). Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyasının en büyük değerine ulaşacağı yerler; Gulf Stream, Kurushio uzantısı ve Antarktika Kutup Akıntısı gibi büyük akıntı sistemleri ile kıyı bölgeleridir. Tekrarlı TTM verisi kullanarak Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyası hesaplanabilir ve aynı doğru üzerindeki uydu izlerinden çıkarılabilir. Jeodezik misyon altimetrelerinde ise deniz yüzeyi gözlemlerindeki zamanla değişen etkiler kaçınılmazdır. Ancak bunların uzun dalga boylu etkileri, DYY yerine deniz yüzeyi gradiyenti kullanılarak sınırlandırılabilir ancak yine de yok edilemez. Sonuç olarak, dikkate alınmadığı takdirde bu sinyalin bir kısmı gravite alanına girer ve klasik ismi ile "portakal kabuğu (orange skin)" etkisi olarak kendini gösterir (Şekil 2.2) (Andersen, 2002b).



Şekil 2.2 : Yükseklik gözlemleri kullanıldığında Dinamik Deniz Yüzeyi Topoğrafyasının dikkate alınmaması durumunda ortaya çıkan "portakal kabuğu etkisi" (Andersen, 2002b).

2.3 Hatalar

Altimetrik gözlemlerdeki hata kaynakları;

$e = e_{yörünge} + e_{gel\text{-}git} + e_{mesafe} + e_{iz\text{-}tekrarı} + e_{gürültü}$

eşitliği ile ifade edilebilir. Burada;

$e_{yörünge}$: Yarıçapsal yörünge hatası,

$e_{gel\text{-}git}$: Giderilemeyen gel-git hatalarına bağlı hatalar,

e_{mesafe} : Mesafe düzeltmelerinde yapılan hata,

$e_{iz\text{-}tekrarı}$: İz tekrarında yapılan hata,

$e_{gürültü}$: Ölçüdeki gürültü

olarak alınabilir.

Yörünge hatası büyüklüğü; TOPEX/POSEIDON için 2 cm Karesel Ortalama Hata (KOH) (Tapley ve Kim, 2001), ERS için 7 cm KOH (Andersen, 2002a) ve GEOSAT için de bu değerin biraz fazlasıdır (Andersen, 2002b).

2.4 Veri Düzenleme

Altimetre verisinin kalitesini artırmak için verinin düzenlenmesi zorunludur. Düzenleme normal olarak ham DYY üzerinde yapılır ancak sonraki aşamalarda da veri düzenlemesinin yapılması ayrıca etkili olabilmektedir (Andersen ve diğ., 2001). Veriler, son kullanıcılara gönderilmeden önce büyük kaba hataların giderilmesi amacıyla ön dengelemeye tabi tutulurlar.

Düzenleme genellikle aşağıdaki kriterlere göre yapılır:

- Bütün altimetrik mesafe ve çevresel düzeltmeler yapılmış olmalıdır,
- Anlamlı dalga yüksekliği belli bir eşik değerin altında olmalıdır,
- DYY belli bir eşik değerin altında olmalıdır,
- Deniz yüzeyi eğimi belli bir eşik değerin altında olmalıdır.

Eşik değer olarak global değerler alınabileceği gibi bölgesel şartlara bağlı olarak bölgesel değerler de kullanılabilir (Hwang, 1998 ve Andersen, 2002b).

2.5 Çekül Sapması Bileşenlerine Alternatif Olarak DYY'nin Kullanımı

DYY'nin gradiyentinin kullanılması ile uzun dalga boylu altimetre hata kaynaklarının çoğu sınırlandırılmış olur. Ayrıca bunun önemli bir avantajı da, sıkıcı ve zaman alıcı bir işlem olan çapraz geçiş indirgemesi (cross-over reduction) zorunluluğunu ortadan kaldırması ve benzer şekilde sonraki aşamalarda bu hatanın giderilmesi amacıyla karmaşık modellerin geliştirilmesi zorunluluğunu da ortadan kaldırmasıdır.

Çekül sapması bileşenleri (ξ,η), DYY gözlemlerinin iz boyunca türevleri alınarak;

$$\xi = -\frac{1}{r}\frac{\delta N}{\delta \varphi} \tag{2.3}$$

$$\eta = \frac{1}{r.\cos(\varphi)}\frac{\delta N}{\delta \lambda} \tag{2.4}$$

eşitlikleri ile doğrudan hesaplanabilir. Aynı ya da farklı uyduların alçalıştaki veya yükselişteki yer izlerinin kesiştiği çapraz geçiş yerlerinde çok daha kararlı eğimlerin belirlenmesi olanaklıdır. Bu yöntemin tüm işlem adımları ile ilgili detaylı tanımlamalar Sandwell ve Smith (1997)'de verilmektedir (Andersen, 2002b).

Doğrudan yükseklik gözlemleri ile kıyaslandığında eğim kullanmanın iki dezavantajı vardır. Birincisi, uyduların inklinasyonundan kaynaklanmaktadır (GEOSAT için 108^o ve ERS için 98^o). Bunun anlamı; düşük enlemlerde kuzey-güney yönündeki geoit profilinin, doğu-batı yönündeki eğimden çok daha hassas türetilebileceğidir. Benzer şekilde, uyduların dönüş enlemlerinde kuzey-güney yönündeki eğim daha az hassas türetilebilmektedir (Sandwell ve Smith, 1997). İkinci dezavantaj ise deniz yüzeyi değişkenliğinin artmasından dolayı altimetrik gözlemlerin kısa dalga boylu hatalarının büyüdüğü sığ su bölgelerinde oluşmaktadır. Değişik yöntemler kullanılarak belirlenen global gravite alanları arasında doğruluk farkları olduğu çeşitli çalışmalar ile ortaya konulmuştur (Oligatti ve diğ., 1995; Trimmer ve diğ., 2002, Andersen, 2002b).

2.6 Ortalama Deniz Yüzeyleri (ODY)

TOPEX/POSEIDON, JASON-1, ERS-1+2 TTM, GEOSAT TTM (iz mesafeleri sırasıyla 280, 75 ve 150 km) uydularının pek çok yıllık tekrarlı verileri ile ERS-1 ve GEOSAT JM'larının yüksek çözünürlüklü verisinin birleştirilmesi ile yüksek çözünürlüklü deniz yüzeyleri türetilebilir.

Ortalama deniz yüzeyinin belirlemesi;

$$h = N + DYT_{MDT} \quad \textbf{(2.5)}$$

eşitliğinin gerçekleştirilmesidir.

TOPEX/POSEIDON, ERS-1+2 TTM, GEOSAT TTM uyduları, dinamik deniz seviyesi değişimlerini belirleme kapasitesine sahip olduklarından, düşük çözünürlükte ancak yüksek doğrulukta ODY belirlemeye uygun veri sağlayabilirler. JM uydu verileri bu hesaplamada TTM verileri ile birleştirilerek yüksek çözünürlüklü bir çözüm elde edilmesini sağlarlar. TTM, DYY gözlemleri ile JM geoit eğimlerinin birleştirilmesi Wang (2001)'de açıklanmaktadır.

3. ALTİMETRE ÖLÇÜLERİNDEN GRAVİTE ALANI VE GEOİT BELİRLEME

3.1 Jeodezik Teori

Bozucu potansiyel alanı T, gerçek gravite alanı W ile normal gravite alanı U arasındaki farktır ve;

$$T(\varphi,\lambda,r) = W(\varphi,\lambda,r) - U(\varphi,\lambda,r) \quad \textbf{(3.1)}$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada; φ, λ ve r sırasıyla enlem, boylam ve yarıçaptır.

Altimetre verilerinden belirlenen geoit yüksekliği, bozucu gravite potansiyeli ile ilişkili bir büyüklüktür. Bu nedenle N, T'ye uygulanan doğrusal fonksiyonlar (ya da bu durumda olduğu gibi Brun formülüne göre doğrusallaştırılmış fonksiyonlar) ile;

$$N = L_N(T) = \frac{T}{\gamma} \quad \textbf{(3.2)}$$

olarak ifade edilebilir. Burada, γ; normal gravitedir.

Bu noktada altimetre gözlemleri ile gravite arasında önemli bir bağ kurulabilir ki o da gravite anomalilerinin T ile de ilişkili olduğudur. Buna göre gravite anomalilerinin ifadesi;

$$\Delta g = L_{\Delta g}(T) = -\frac{\partial T}{\partial r} - 2\frac{T}{r} \quad \textbf{(3.3)}$$

biçiminde olacaktır.

Benzer şekilde çekül sapması bileşenleri (ξ,η) de T ile ilişkilidir ve;

$$\xi = L_{\xi}(T) = -\frac{1}{\gamma\ r}\frac{\partial T}{\partial \varphi} \quad \textbf{(3.4)}$$

$$\eta = L_{\eta}(T) = -\frac{1}{\gamma\ r\cos(\varphi)}\frac{\partial T}{\partial \lambda} \quad \textbf{(3.5)}$$

eşitlikleri ile ifade edilebilirler.

Yukarıdaki formüller jeodezinin temel formüllerindendir ve bozucu potansiyel T'nin birer doğrusal fonksiyonları olduklarından; geoit yüksekliği bilgisinden (N), gravite anomalisi (Δg) ve çekül sapması bileşenlerinin (ξ,η) türetilmesini olanaklı kılarlar. Buradaki hesap sırasının, klasik jeodezide alışılagelmiş durumun tersi olmasının nedeni; altimetre gözlemleri ile elde edilen ve hesaplamalarda girdi olarak kullanılacak olan verinin bir uzunluk (DYY) olmasından kaynaklanmaktadır. Yukarıdaki (3.2), (3.4) ve (3.5) formüllerinin birleşimi; düşeydeki sapmanın, altimetrik deniz yüzeyi yüksekliklerinden doğrudan hesaplanan geoit eğiminin (∂N) negatifi ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Andersen, 2002b).

Bozucu potansiyel T; kitlelerin dışında Laplace eşitliğini ($\nabla^2 T = 0$) ve kitlelerin içinde Poisson eşitliğini ($\nabla^2 T = -4\pi\gamma\rho$) sağlayan harmonik bir fonksiyondur. Burada ρ yoğunluğu ifade etmektedir.

3.1.1 Küresel Harmonik Fonksiyonlar

T; R yarıçaplı bir küre yüzeyi üzerinde tam normalleştirilmiş küresel fonksiyonlara açılabilir ve;

$$T = \frac{GM}{R}\sum_{i=2}^{\infty}\sum_{j=0}^{i}\left[\overline{C}_{ij}\cos j\lambda + \overline{D}_{ij}\sin j\lambda\right]\ \overline{P}_{ij}(\sin\varphi) \qquad \textbf{(3.6)}$$

eşitliği ile hesaplanabilir (Heiskanen ve Moritz, 1967). Burada; C_{ij} ve D_{ij} gerçek yüzey küresel katsayıları ve P_{ij} ise i'nci derece ve j'inci sıradan birleştirilmiş Legendre fonksiyonlarıdır (üstçizgi indisleri harmoniklerin tam normalleştirilmiş olduğunu ifade etmektedir). Bu eşitlikte; koordinat sisteminin orijinini kitle merkezine zorlamak için toplama 2'nci dereceden başlamaktadır.

Küresel harmonik açılım kullanıldığında, katsayılar (1/γ) ile çarpılarak geoit yüksekliklerini veren bir ifade elde edilebilir. Katsayıların (i-1)/R ile çarpılması durumunda da gravite anomalilerini veren bir ifade elde edilebilir.

Kovaryans matrisinin elemanları Kernel fonksiyonları (kovaryans fonksiyonu) ile hesaplanır. Fiziksel yeryüzündeki P ve Q noktalarındaki bozucu potansiyele ilişkin kovaryans,

$$K(P,Q) = \sum_{n=2}^{\infty} \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{i+1} P_n(\sin\psi) \qquad \textbf{(3.7)}$$

eşitliği 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.

3.1.2 Stokes ve Ters Stokes Problemi

Altimetre bağlamında Stokes problemi; yalnızca altimetreden ya da havai veya deniz gravitesi ile altimetrenin birleştirilmesi ile türetilen gravite alanından geoit yükseklikleri (N) modelinin türetilmesidir. Bu bir sınır değeri problemidir çünkü gravite yalnızca Yer'in yüzeyinde bilinmektedir.

Stokes probleminin çözümü küresel yaklaşımla;

$$T = \gamma N = \frac{R}{4\pi} \iint \Delta g S(\psi) d\sigma \qquad \textbf{(3.8)}$$

eşitliğinde olduğu gibi Stokes integrali formülü ile verilir. Burada σ, yer yüzeyindeki alan; S(ψ) ise Stokes çekirdek (kernel) fonksiyonudur ve;

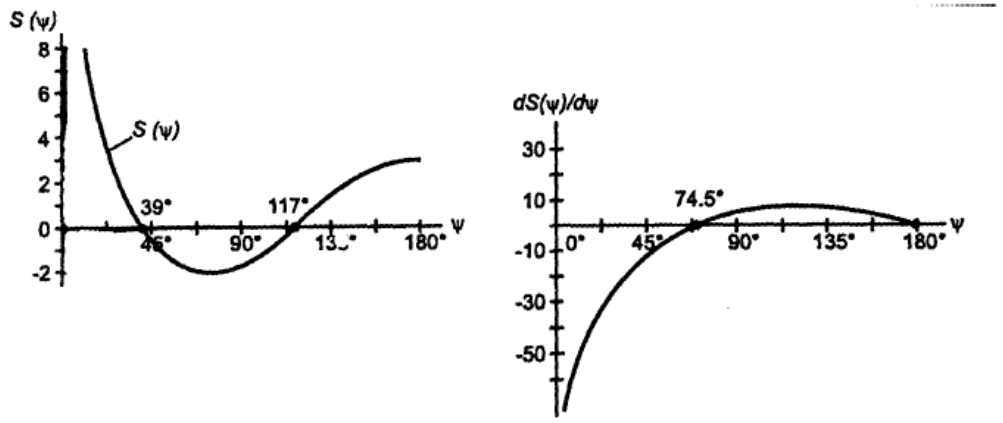
$$S(\psi) = \sum_{2}^{\infty} \frac{2l+1}{l-1} w_1 P_l(\cos\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} - 6\sin\frac{\psi}{2} + 1 - 5\cos\psi - \qquad \textbf{(3.9)}$$

$$3\cos\psi \ln(\sin\frac{\psi}{2} + \sin^2\frac{\psi}{2})$$

$$\sin^2\frac{\psi}{2} = \sin^2\frac{(\varphi_P - \varphi)}{2} + \sin^2\frac{(\lambda_P - \lambda)}{2}\cos\varphi_P \cos\varphi$$

eşitliği ile ifade edilir.

Burada ψ, integrasyon noktası (φ,γ) ile hesap noktası (φ_p,ψ_p) arasındaki küresel mesafedir. P1, birleştirilmiş Legendre polinomlarını gösterir ve ağırlık w1=1'dir. Stokes fonksiyonu, küresel mesafe ψ ile bir ağırlık fonksiyonu gibi davranır ve Şekil 3.1'deki gibi salınır. Fonksiyon ilk sıfır değerini ψ=39 derecede alır ve ψ=0 derecede sonsuzdur. Hâlen pek çok araştırmacı fonksiyonun doğruluğunu artırabilmek için fonksiyonun elipsoidal düzeltmeleri (Wang, 2001), ve geoit modelleri geliştirebilmek için de spektral ağırlıkların (w) değiştirilmesi üzerinde çalışmaktadır. Altimetre ve gravite gözlemlerinden bölgesel geoit hesaplamalarında yaygın kullanılan bir yaklaşım; belli bir küresel mesafe dışında Stokes fonksiyonunun sıfır değerini aldığının varsayıldığı bir "sınırlı kesme bölgesi" kullanılmasıdır (Andersen, 2002b).



Şekil 3.1 : Küresel mesafe ψ'nin birer fonksiyonu olarak orijinal Stokes fonksiyonu (solda) ve Vening Meinesz fonksiyonu (sağda) (Torge, 2001).

Ters Stokes formülü, altimetrik gözlemlerle elde edilen geoit yüksekliklerinden gravitenin hesaplanmasında oldukça önemli olan bir yüzey integralidir ve;

$$\Delta g_P = \gamma \frac{N_P}{r} - \frac{\gamma}{16\pi r} \iint_{\sigma} \frac{N - N_P}{\sin^3(\psi/2)} \qquad \textbf{(3.10)}$$

eşitliği ile ifade edilir. Bu integral çekirdeğinin özelliğinden dolayı uzaktaki bölgelerin etkisi hızla azalır ve bu nedenle kaldır/yerine koy tekniğini kullanırken integrasyon yarıçapı birkaç derece ile sınırlanabilir (Wang, 2001 ve Andersen, 2002b).

3.1.3 Vening Meinesz ve Ters Vening Meinesz Formülleri

Altimetre ve gravite arasındaki bir diğer önemli bağlantı da çekül sapması bileşenleri (ξ,η) gözlemlerinden gravite anomalilerinin ya da bunun tersinin hesaplanabilmesinin olanaklı olmasıdır.

Çekül sapması bileşenlerinin hesaplanmasında kullanılan formüller Vening Meinesz tarafından çıkarılmıştır ve;

$$\xi = \frac{1}{4\pi G}\iint_{\sigma} \Delta g \frac{\partial S}{\partial \psi}\cos\alpha d\sigma \qquad \textbf{(3.11)}$$

$$\eta = \frac{1}{4\pi G}\iint_{\sigma} \Delta g \frac{\partial S}{\partial \psi}\sin\alpha d\sigma \qquad \textbf{(3.12)}$$

olarak verilmektedir.
Burada α, integrasyon noktası ile hesap noktası arasındaki azimuttur. Stokes fonksiyonunun S(ψ) türevi, Vening Meinesz formülünü verir.

$$\frac{\partial S}{\partial \psi} = -\frac{\cos(\psi/2)}{2\sin^2(\psi/2)} + 8\sin\psi - 6\cos(\psi/2) - 3\frac{1-\sin(\psi/2)}{\sin(\psi)} + 3\sin\psi\ln\left[\sin(\psi/2)+\sin^2(\psi/2)\right] \qquad \textbf{(3.13)}$$

Ters Vening Meinesz formülü, çekül sapması bileşenlerinden düşey gravitenin hesaplanmasına olanak tanır ve;

$$\Delta g = \frac{\gamma}{4\pi}\iint_{\sigma} H(\xi\cos\alpha - \eta\sin\alpha)d\sigma \qquad \textbf{(3.14)}$$

olarak ifade edilir (Hwang, 1998 ve Andersen, 2002b).
Buradaki çekirdek fonksiyon H ise:

$$H = \frac{\cos(\psi/2)}{2\sin(\psi/2)}\left(-\frac{1}{\sin(\psi/2)} - 3\frac{3+2\sin(\psi/2)}{1+\sin(\psi/2)}\right. \qquad \textbf{(3.15)}$$

eşitliği ile verilir.

Yukarıda verilen tüm integral formülleri tüm yeryuvarı için kapsamlı hesaplamaları gerektirir. Pratik amaçlar (aynı zamanda hesaplama zamanını azaltmak) için normalde bu hesaplamalar, analitik integraller ile kesikli global toplamları sonlu yüzey elemanları üzerinde yer değiştirilerek gerçekleştirilir.

Bu yaklaşım bir başka aşamayı gerektirir, o da gözlemleri filtrelemesi kaçınılmaz olan bir kestirim ya da gridleme işlemidir. Olası kestirim işlemlerinden bir tanesi de EKKK'dur. Ancak şerit eğrisi (spline) kestirim yöntemi gibi farklı kestirim yöntemleri de kullanılabilir. Yapılan kestirimden sonra integral eşitliğini çözmek için FFT'ye dayalı hesaplama metotları da kullanılabilir (Andersen, 2002b).

3.2 Altimetre için En Küçük Karelerle Kollokasyon

Küresel düzlemsel yöntemlerle (FFT) karşılaştırıldığında EKKK'un en önemli özelliği; değişik türden, rasgele aralıklı verileri, veriler hakkındaki çeşitli istatistiksel bilgileri de dikkate alarak hesaplamalarda kullanabilmesidir.

Altimetrik gözlemlerden doğrudan gravite sinyali kestirimi işlemi, EKKK ile etkin bir biçimde gerçekleştirilebilir. Prensipte optimal tahmin yapılarak sinyalin kendisi ve hata bileşenleri aynı anda belirlenebilir (Wunsch ve Zlotnicki, 1984; Mazzega ve Houry, 1989; Blanc ve diğ., 1990; Knudsen, 1991). Burada ele alınan genelleştirilmiş form, Tscherning ve Rapp (1974), Rapp ve Basic (1992) ve Knudsen (1993) tarafından detaylı incelenmiştir. EKKK'un uygulanmasından önce ilgili referans alan çıkarılmalı ve EKKK'dan sonra da ilgili referans alan tekrar yerine konulmalıdır (Andersen, 2002b).

Gözlemler (y_i) ile bozucu potansiyel (T) arasındaki ilişki genel bir formda;

$$y_i = L_i(T) + e_i \qquad \textbf{(3.16)}$$

olarak yazılabilir. Burada L_i, "jeodezik teori" başlığı altında açıklanan fonksiyonel ve e_i ise ilave gürültüdür.

EKKK'da gerek artık altimetrik geoit anomalilerinden (h) gerekse artık geoit eğiminden (ε) hesaplanan gravite anomalileri (Δg');

$$\Delta g' = C_{\Delta gh}(C_{hh} + D_{hh})^{-1} h + \Delta g_{REF} \qquad \textbf{(3.17)}$$

$$\Delta g' = C_{\Delta g\varepsilon}(C_{\varepsilon\varepsilon} + D_{\varepsilon\varepsilon})^{-1} \varepsilon + \Delta g_{REF} \qquad \textbf{(3.18)}$$

eşitlikleri ile hesaplanabilir (Andersen, 2002b). Hesaplanan gravite anomalilerinin ve geoit eğiminin a-posteriori hata kovaryansları ise;

$$\sigma_{\Delta g\Delta g} = C_{\Delta g\Delta g} - C_{\Delta gh}(C_{hh} + D_{hh})^{-1} C_{\Delta gh}{}^{T} \qquad \textbf{(3.19)}$$

$$\sigma_{\Delta g \Delta g} = C_{\Delta g \Delta g} - C_{\Delta g \varepsilon}(C_{\varepsilon\varepsilon} + D_{\varepsilon\varepsilon})^{-1} C_{\Delta g \varepsilon}{}^{T} \quad \textbf{(3.20)}$$

şeklinde hesaplanır. Buradaki kovaryans matrisleri;

C_{hh} : yükseklik – yükseklik,

$C_{\Delta gh}$: gravite – yükseklik,

$C_{\Delta g \Delta g}$: gravite – gravite,

$C_{\varepsilon\varepsilon}$: geoit eğimi – geoit eğimi,

$C_{\Delta g \varepsilon}$: gravite – geoit eğimi

arasındaki kovaryans matrisidir.

D_{hh} ve $D_{\varepsilon\varepsilon}$ kovaryans matrisleri de sırasıyla yükseklik ile geoit eğiminin gürültü varyanslarını içeriri. (3.17) ve (3.18) eşitliklerindeki kovaryans fonksiyonlarının elemanları, gözlemlerin matematiksel modeline göre hesaplanır. Eğer farklı sinyal ve hata bileşenleri korelasyonsuz ise C_{ij} ve D_{ij} kovaryans değerleri, her bir sinyal ya da hata bileşenleri ile ilgili kovaryanslar eklenerek elde edilir. Uydu tarafından gözlenen Deniz Yüzeyi Yükseklikleri ve hatalarında çeşitli korelasyonsuz terimlerin olduğu varsayılır ve kovaryanslar;

$$C_{hh} = C_{NN} + C_{\xi\xi} \quad \textbf{(3.21)}$$

$$D_{hh} = D_{e_{yörünge} e_{yörünge}} + D_{e_{gel-git} e_{gel-git}} + D_{e_{mesafe} e_{mesafe}} + D_{e_{tekrarizleme} e_{tekrarizleme}} + D_{e_{gürültü} e_{gürültü}} \quad \textbf{(3.22)}$$

eşitliği ile hesaplanabilir (Andersen, 2002b).

Kovaryans değerleri, çekirdek fonksiyonlar kullanılarak elde edilebilir. Gravite alanı ile ilgili çekirdek, bozucu potansiyelin (T) küresel harmonik yakınsaması ve bazı a-priori varyanslar kullanılarak türetilir. P(φ,λ) ve Q(φ',λ') noktasındaki bozucu potansiyeller arasındaki kovaryans;

$$K(P,Q) = \sum_{i=2}^{\infty} \sum_{j=0}^{i} \sigma_i^{TT} P_i(\cos\psi) \quad \textbf{(3.23)}$$

ile ifade edilebilir. Burada σi^{TT}, derece varyansları ve ψ ise P ve Q noktaları arasındaki küresel mesafedir.

Geoit yükseklikleri, gravite anomalileri ve çekül sapması bileşenlerinin ilgili eşitlikleri; kovaryans yayılması kullanılarak kendi fonksiyonellerinin K(P,Q)'ye uygulanması ile elde edilebilirler (Ör: $C_{NN}=L_N(K(P,Q))$). Bu konu ile ilgili detaylı bilgi Sanso (1986) ve Tscherning (1986)'da;

$$C_{NN} = \sum_{i=2}^{\infty} (\frac{1}{\gamma})^2 \sigma_i^{TT} P_i(\cos\psi) \quad \textbf{(3.24)}$$

$$C_{\Delta g \Delta g} = \sum_{i=2}^{\infty} (\frac{i-1}{r})^2 \sigma_i^{TT} P_i(\cos\psi) \quad \textbf{(3.25)}$$

$$C_{N\Delta g} = \sum_{i=2}^{\infty} (\frac{i-1}{\gamma r})^2 \sigma_i^{TT} P_i(\cos\psi) \quad \textbf{(3.26)}$$

olarak verilmektedir.

Burada;

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

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

C_{NN} : Geoit yüksekliklerinin öz kovaryans matrisidir.

Kovaryans fonksiyonunun doğru belirlenmesi EKKK'da önemli rol oynar ve bu nedenle jeodezide pek çok araştırmaya konu olmuştur. Kovaryans fonksiyonu belirlemede yaygın kullanılan bir yaklaşım, deneysel kovaryansların hesaplanmasıdır (GRAVSOFT yazılım paketindeki EMPCOV programı bu şekilde çalışmaktadır). Daha sonra hesaplanan bu değerler, önceden seçilmiş Tscherning/Rapp modeli gibi model kovaryans fonksiyonlarına uydurulur (Andersen, 2002b).

Gravite alanı ile ilgili kovaryans fonksiyonunun modellenmesi ile ilgili detaylı bilgi Knudsen (1987)'de verilmiştir. Derece varyans modeli olarak bir Tscherning/Rapp modeli (Tscherning ve Rapp, 1974) kullanılabilir. Bu ifadenin avantajı; çekirdeğin sonsuz toplam yerine bir kapalı ifade kullanılarak değerlendirilebilmesi olanağıdır. Söz konusu model:

$$\sigma_i^{TT} = \begin{cases} K_i & i = 2,...,360 \\ \dfrac{A}{(i-1)(i-2)(i+4)} \left(\dfrac{R_B^2}{R^2} \right)^{i+1} & i = 361,... \end{cases} \quad \textbf{(3.27)}$$

eşitliği ile ifade edilebilir. Burada A $(10\mu ms^{-2})^2$ biriminde bir serbest parametre, RB Bjerhammer küresinin derinliği ve R ise ortalama Yer yarıçapıdır. A ve RB terimleri bir dengeleme sonucunda bulunabilir (GRAVSOFT yazılım paketindeki COVFIT programı bu amaçla kullanılmaktadır). "K_i" hata derece varyansı ise bir jeopotansiyel modelin (ör: OSU91A, EGM96, EGM08) hata derece varyansıdır (Andersen, 2002b).

3.2.1 EKKK ve Global Yüksek Çözünürlüklü Gravite Alanları

EKKK, düzensiz örneklenmiş verilerden kestirim yapabilme yeteneğinden dolayı, uydu altimetre gözlemlerinden gravite anomalisi hesaplamak için çok uygun bir yöntemdir. Bununla birlikte yerel gravite alanlarının belirlenmesinde, hesap yükünün oldukça az olması diğer bir yararıdır. Hwang ve Parsons (1995)'de, İzlanda çevresinde sınırlı bir alanda EKKK kullanılarak gravite alanı belirleme açıklanmaktadır. Benzer şekilde Rapp (1985), SEASAT altimetresinden düşük çözünürlüklü global gravite alanı hesaplamıştır.

FFT yerine EKKK kullanılmasının, kıyı bölgeleri için önemli bir avantajı vardır. O da FFT yöntemleri kıyı bölgelerinde Gibbs fenomeninden kaynaklanan yüksek frekanslı gürültüden etkilenebilirler (Bracewell, 1978).

Global ölçekte yüksek çözünürlüklü gravite alanlarının hesaplanması olası değildir. Bunun nedeni EKKK'un, yüksek doğruluklu kovaryans fonksiyonu belirleyebilmek için 1 derecelik bir hücrede 2000 veri noktasına ihtiyaç duymasıdır. Bu nedenle söz konusu hesap, en azından şimdiki olanaklar ile yapılamamaktadır (Andersen, 2002b).

3.2.2 EKKK Kullanarak Kestirim Yapılması

Bir iz boyunca gözlenmiş değişkenlerden belirli çözünürlükteki bir grid üzerinde artık geoit yükseklikleri ya da geoit eğimleri üretmek bir kestirim işlemidir. Böyle bir işlemde yalnızca yakın çevredeki veri dikkate alınabilir. Doğrudan gravite alanı uygulanması ile kıyaslandığında EKKK kullanımı, kestirim noktası etrafındaki sadece 12 dakikalık alanda veriye gereksinim duyar. EKKK ile kestirim, bir GRAVSOFT yazılım paketi programı olan GEOGRID (Rene Forsberg tarafından geliştirilmiştir) kullanılarak gerçekleştirilebilir. GEOGRID programındaki EKKK kestirim yöntemi;

$$c(r) = C_0(1 + \frac{r}{\alpha})e^{(-r/\alpha)} \qquad \textbf{(3.28)}$$

eşitliğindeki gibi ikinci dereceden bir Markov işleminin tek boyutlu izotropik kovaryans fonksiyonunu kullanır (Moritz, 1980). Burada r kestirim noktası ile hesap noktası arasındaki mesafe, C_0 sinyal varyans ve α ise korelasyon uzunluğudur.

Çakışma (crossover) dengelemesi sonrasında hâlâ giderilemeyen ve paralel izler arasında büyük gradiyente neden olabilen artık yüzey değişikliği etkisini sınırlandırmanın bir yolu; kestirim içerisine bu hata için ilâve bir kovaryans fonksiyonu ekleyerek söz konusu hatanın modellenmesidir. Bu ilâve hata kovaryans fonksiyonu, çoklu uydu gözlemlerinde hatanın zaman ile korelasyonsuz olduğu varsayılarak yalnızca aynı iz üzerindeki gözlemlere uygulanabilir. Bu nedenle aynı iz üzerindeki gözlemler için;

$$c(r) = C_0(1+\frac{r}{\alpha})e^{(-r/\alpha)} + D_0(1+\frac{r}{\beta})e^{(-r/\beta)} \qquad \textbf{(3.29)}$$

eşitliğindeki gibi bir kovaryans fonksiyonu tanımlanır. Burada; D_0 artık Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinin varyansı ve β ise bu sinyalin korelasyon uzunluğudur. Farklı izlerdeki gözlemler için D_0 sıfıra sabitlenerek (3.28) eşitliğine benzer bir eşitlik elde edilir.

EKKK yöntemi ile hesaplamalar yapmak için değişik araştırmacılar yazılımlar geliştirmiştir. Bu çalışma kapsamında aşağıdakiler kullanılmıştır.

GRAVSOFT yazılım paketi, genel jeodezik gravite alanı modellemesi ve arazi indirgemeleri için Danimarka Ulusal Ölçme ve Kadastro Kurumu (Kort- og Matrikelstyrelsen-KMS) ve Kopenhag Üniversitesi Jeofizik Bölümünce geliştirilmiş bir program setidir (Tscherning ve diğ., 1992).

Uydu altimetre gözlemlerinden gravite alanı, ya da bunun tersi olarak gravite alanından geoit belirlemede GRAVSOFT yazılım paketi programları kullanılabilir. Söz konusu amaçlar için kullanılan GRAVSOFT programları:

Referans modellerin etkisini hesaplamak EKKK yöntemini uygulamak için GEOCOL,

Deneysel kovaryans fonksiyonu belirlemek için EMPCOV,

Deneysel kovaryans fonksiyonuna model uydurmak için COVFIT,

Gözlemleri düzenli bir grid üzerine hızlı ve güvenilir biçimde kestirebilmek için GEOGRID kullanılır.

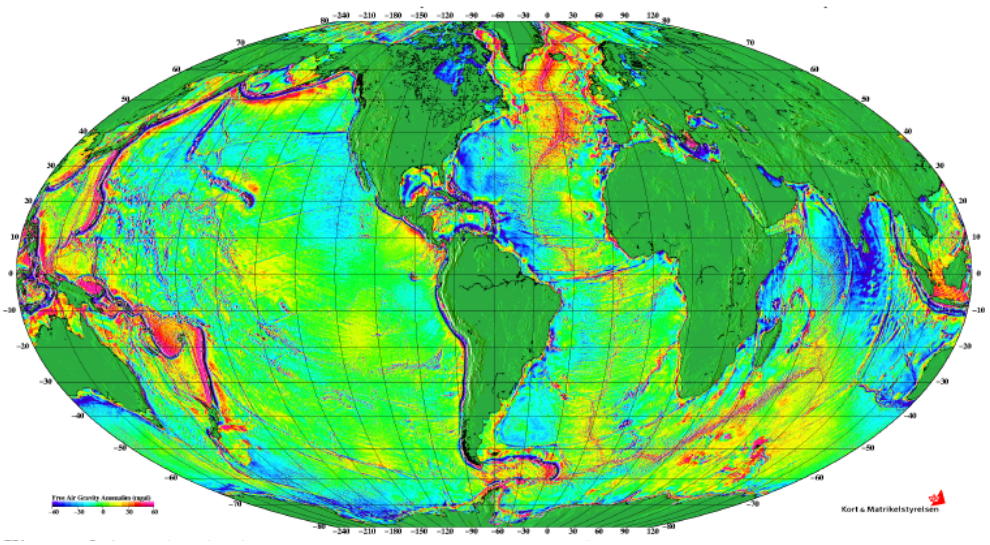
3.3 Yüksek Çözünürlüklü Global Altimetrik Deniz Gravite Alanları

Ekvatorda 3,6 x 3,6 km'ye karşılık gelen 2' x 2' çözünürlüklü bir global deniz gravite alanı türetebilmek için, $+82^o$ / -82^o enlemleri ile 0^o-360^o boylamları arasında yeteri kadar altimetrik gözlem mevcuttur.

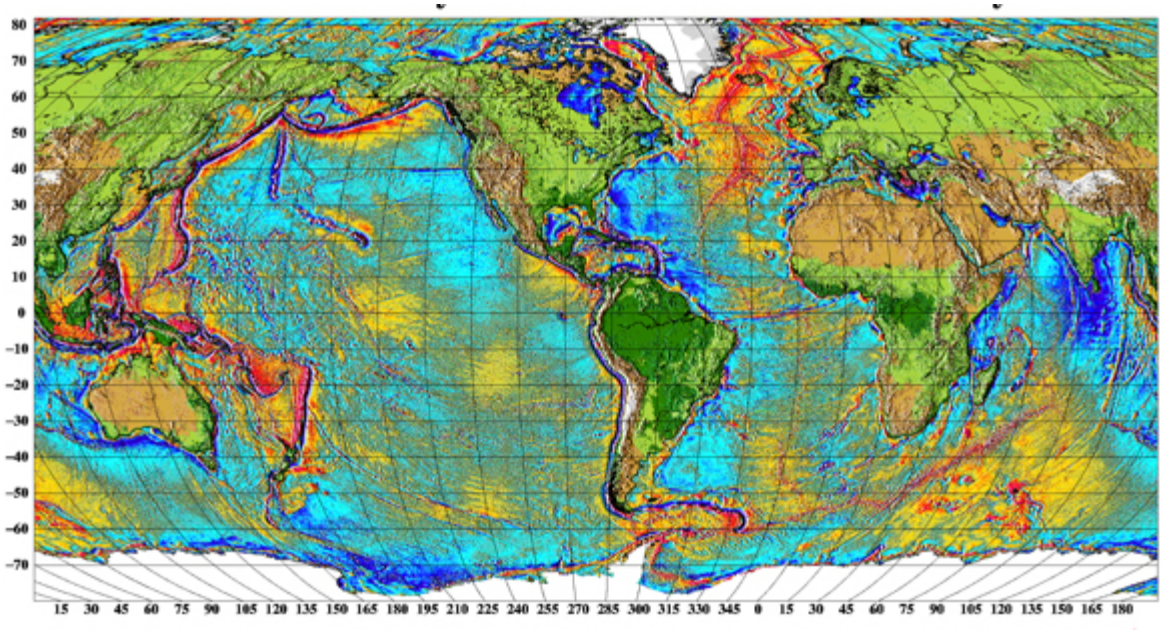
Günümüzde internetten ücretsiz olarak temin edilebilecek çeşitli deniz gravite alanları mevcuttur, bunlardan bazıları şunlarıdır (Andersen, 2002b):

- Hwang ve diğ., (2001)
- Sandwell (1992), Sandwell ve Smith (1997) ve Sandwell ve Smith (2009)
- KMS99 (Andersen ve diğ., 2000), KMS01 (Andersen ve diğ., 2001), KMS02 (Andersen ve diğ., 2003), DNSC08 (Andersen ve diğ., 2008)
- GSFC98 (Wang, 2000), GSFC 00 (Wang, 2001)
- CLS-SHOM, (Hernandez ve Shaeffer, 2000)
- OSU (Yi, 1995)

Bu listenin uzatılması mümkündür. Çeşitli başarılı teknikler kullanılarak çok sayıda yerel ve global deniz gravite anomali modelleri belirlenmiştir (ör: Haxby, 1987; Balmino ve diğ., 1987; Sandwell, 1992; Knudsen, 1991; Knudsen ve diğ., 1992; Tscherning ve diğ., 1993). Uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen yüksek çözünürlüklü global deniz gravite alanına örnekler Şekil 3.2 ve Şekil-3.3'de verilmektedir.



Şekil 3.2 : Uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen yüksek çözünürlüklü KMS99 global deniz gravite alanı(Andersen, 2002b).



Şekil 3.3 : Uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen yüksek çözünürlüklü global deniz gravite alanı örnekleri DNSC08 (Andersen, 2002b).

Deniz gözlemleri ile uydu altimetresinden türetilen deniz gravite alanları arasında çeşitli araştırmalar yapılmış ve yayımlanmıştır (ör: Behrend ve diğ., 1996; Hwang ve Parsons, 1995; Sandwell ve Smith, 1997; Andersen ve Knudsen, 1998; Tziavos ve diğ., 1998; Andersen ve diğ., 2001; Hwang ve diğ., 2001).

Çoklu uydu altimetresinden toplanan yüksek çözünürlüklü veri kullanılarak türetilen global gravite alanlarının doğruluklarının, gemi gravite gözlemleri ve altimetreden türetilen gravite değerleri ile karşılaştırıldığında, yaklaşık ±3 ile ±14 mGal arasında değişmektedir (Tapley ve Kim, 2001) .

Trimmer ve diğ., (2001) ve Trimmer ve diğ., (2002)'de; KMS01 (Andersen ve diğ., 2001), GSFC00 (Wang, 2001) ve SS v8 (Sandwell ve Smith, 1997) modelleri 3 milyondan fazla deniz gözlemi ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 3.1'de verilmektedir (Andersen, 2002b).

Çizelge 3.1 : KMS01, GSFC00, Sandwell ve Smith (SS v8 grav 2') modellerinin deniz gravite gözlemleri ile karşılaştırma sonuçları.

	KMS	GSFC	SS v8	Birim
Minimum	-460.220	-458.150	-457.300	mGal
Maksimum	211.787	140.350	139.108	mGal
Ortalama	.074	-.302	-.600	mGal
Standart Sapma	± 6.11	± 6.05	± 7.34	mGal

Aynı karşılaştırma, kıyıya yakın bölgelerde doğruluk değişimini belirlemek amacıyla kıyıdan sadece 100 km'ye kadar olan veriler için yapıldığında elde edilen sonuçlar Çizelge 3.2'de verilmektedir (Andersen, 2002b).

Çizelge 3.2 : KMS01, GSFC00, Sandwell ve Smith (SS v8 grav 2') modellerinin kıyıdan 100 km'ye kadar olan alanda deniz gravite gözlemleri ile karşılaştırma sonuçları.

	KMS	GSFC	SS v8	Birim
Minimum	-77.35	-79.48	-87.65	mGal
Maksimum	137.69	140.35	139.11	mGal
Ortalama	2.80	3.17	3.08	mGal
Standart Sapma	± 12.01	± 12.71	± 13.06	mGal

Kıyıya yakın bölgedeki toplam hata, diğer global karşılaştırmalarla kıyaslandığında göreceli olarak daha büyüktür, ancak asıl önemli sonuç kıyıya yakın bölgelerdeki hatanın tüm test alanındaki hatanın iki katı olmasıdır. Bu da sığ bölgelerde deniz gravite alanının iyileştirilmesi çalışmalarını gerektirmektedir (Andersen, 2002b).

3.4 Altimetrede Güncel Sorunlar

Yüksek çözünürlüklü çok uydulu altimetrik gravitede gelinen nokta aşağıdaki başlıklar altında özetlenebilir (Andersen, 2002b).

- Kıyı bölgelerinde gravite alanı belirlenmesi için altimetrenin iyileştirilmesi,
- Kıyı bölgelerinde çok kaynaklı gravite alanı,
- Kutupsal altimetrik geoit modeli,
- Gradiyometre uyduları ve yeni jeopotansiyel modeller.

3.4.1 Kıyı Bölgelerinde Altimetrenin İyileştirilmesi

Trimmer ve diğ., (2002)'de kıyıya yakın bölgelerdeki altimetrik gravite alanında, altimetrik gözlemlerdeki problemlerden kaynaklanan bir bozulma olduğu ortaya konulmuştur. Kıyı bölgelerinde altimetrik gözlemlerin bozulmasına yol açan pek çok faktörden başlıcaları:

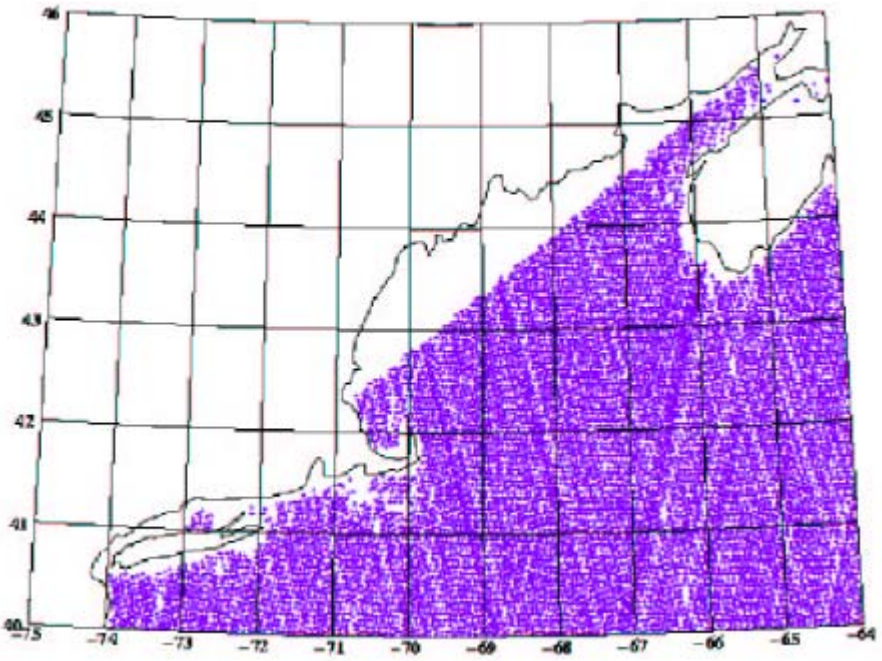
- Okyanus-kara belirsizliği hatası,
- Altimetre dalga yapısındaki kirlenme,
- Hassas olmayan mesafe düzeltmeleri,
- Hassas olmayan okyanus gel-git düzeltmeleri,

- Güçlü okyanus değişkenliği,

Aşağıda gravite alanı belirlenmesinde bu etkilerin önemi ile ilgili araştırma sonuçları verilmektedir. Kıyılarda veri; ya altimetre radar dalgalarının karalara denk gelmesi ile doğrudan ya da kimi düzeltmelerin bozuk olmasından veya hiç olmaması nedeniyle dolaylı olarak bozulur. Aşağıdaki araştırmalar, altimetrik gözlemlerdeki "e" hatası ile doğrudan ilgilidir (Andersen, 2002b).

3.4.2 Okyanus-Kara Belirsizliği

ERS-1 altimetre uydusunda, okyanus-kara sınırının hatalı olması, gözlemlerin yanlış sınıflandırılmasına ve işlenmesine neden olmaktadır (Şekil 3.4). Bunun sonucunda, kaliteli okyanus verisinin, karadaymış gibi değerlendirilerek veri setine dâhil edilmemesi durumu ortaya çıkabilmektedir (Andersen, 2002b).



Şekil 3.4 : ESA'nın yayımladığı Maine Körfezi'ndeki ham ERS-1 Jeodezik Misyonu verisi. Kıyıya yakın yerlerde görülen veri eksikliğinin nedeni; uydunun yükselişte "buz" moduna çok erken geçmesi ve alçalışta okyanus moduna geç geçmesi (Andersen, 2002b).

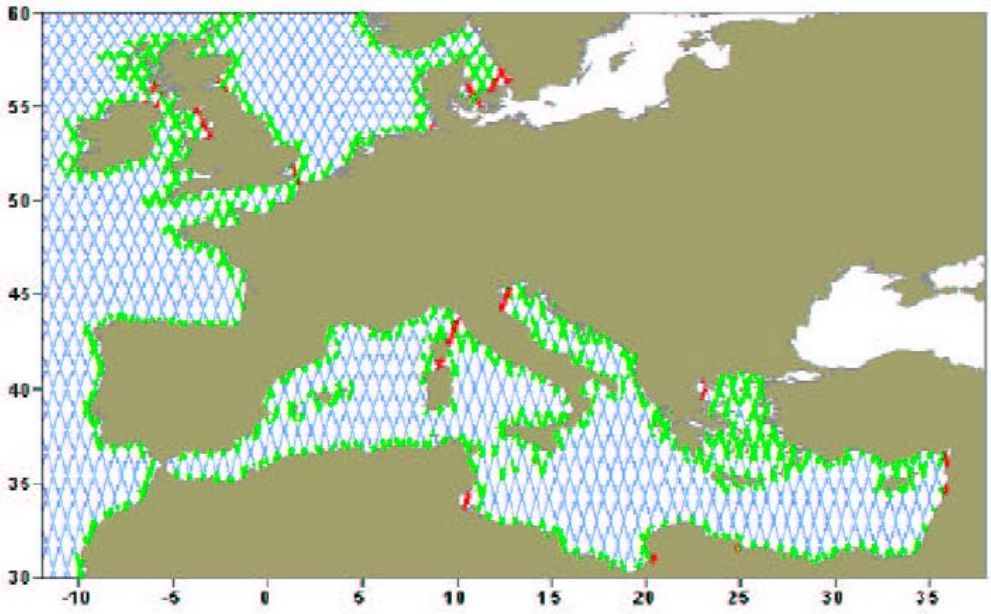
3.4.3 Altimetre Dalga Yapısındaki Kirlenme

Karaların topoğrafyası ve okyanus değişkenliğinin fazlalığı; iz tekrarı hatası ($e_{iz\text{-}tekrarı}$) ile Deniz Yüzeyi Yüksekliğinin hatalı olmasına yol açan, kıyılarda altimetre dalga yapısında kirlenmeye yol açmaktadır. Örnek olarak, ERS-2 altimetre dalga yapısının, Avustralya açıklarında yaklaşık 22'nci km'ye kadar kirli olduğu belirlenmiştir (Deng ve diğ., 2002). Kıyılardaki iz tekrarı hatası büyük oranda "dalga yapısı – iz tekrarı" prosedürü kullanılarak giderilebilir (Brooks ve diğ., 1990; Deng ve diğ., 2002). Tayvan boğazında, tekrarlı ve tekrarlı olmayan altimetrik Deniz Yüzeyi Yükseklikleri kullanılarak bir deniz gravite alanı belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar daha sonra gemi gözlemi gravite verileri ile karşılaştırılmıştır.

Karşılaştırma sonucunda iz tekrarı öncesinde ± 13.93 mGal olan doğruluğun iz tekrarı sonrasında ± 9.92 mGal'e düştüğü anlaşılmış olup, kıyısal deniz gravite alanının geliştirilmesi için bir potansiyel ortaya koymuştur (Hwang ve diğ., 2001).

3.4.4 Hassas Olmayan Mesafe Düzeltmeleri

Kıyıya yakın altimetrik gözlemler, özellikle ERS'in ıslak troposferik düzeltmesindeki bozulmadan dolayı kötüleşmektedir. Fernandez ve Antunes (2002)'e göre ERS OPR verisindeki asıl karesel etki uydu üzerindeki mikrodalga radyometresinin yaptığı gerçek zamanlı ölçülerden türetilen ıslak troposferik düzeltmesinden (radyometre ıslak düzeltmesi) kaynaklanmaktadır. TOPEX/POSEIDON'da aynı etki ihmal edilebilir düzeydedir. ERS uydusunda gerçek zamanlı ölçülerin bozulma nedeni, uydudaki mikrodalga radyometresinin uydunun altındaki 50 km. genişliğinde bir alanı taramasından kaynaklanmaktadır. Sonuç olarak karalar, düzeltmeleri bozarak gözlemleri bozarlar veya düzeltmelerin hiç olmamasından ya da kalitesiz addedilmesinden dolayı gözlemlerin veri setinden çıkarılmasına neden olurlar. Fernandez ve Antunes (2002) ayrıca, bu düzeltmenin uzun dalga boylu karakterinden dolayı modellendirilebileceğini göstermiştir. Şekil 3.5'de böyle modelleme ile düzeltilebilecek ilave gözlemler verilmektedir (Andersen, 2002b).

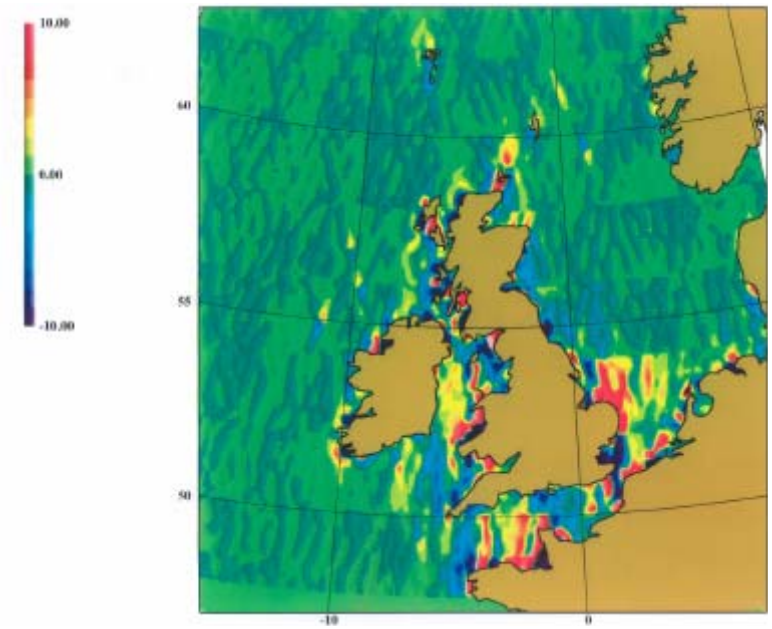


Şekil 3.5 : Avrupa civarında ERS ıslak troposferik düzeltmesinin düzeltilmesi. Mavi noktalar düzeltilebilir gözlemleri, kırmızı noktalar ise düzeltilemez gözlemleri gösterir (Fernandez ve Antunes, 2002).

3.4.5 Hassas Olmayan Okyanus Gel-Git Düzeltmesi

Sığ sularda hatanın büyük bölümü, global okyanus gel-git modellerinin artık gel-git değişkenliğinin varlığını dikkate almamalarından kaynaklanmaktadır (Andersen, 2002b).

Şekil 3.6, iki farklı global okyanus gel-git modeli kullanılarak hesaplanan gravite alanları (sadece ERS-1 verisi ile) arasındaki farkı göstermektedir. Burada kullanılan modeller, GEOSAT altimetresinden türetilen Cartwright ve Ray (1990) gel-git düzeltmeleri ile TOPEX/POSEIDON altimetresinden türetilen AG95 (Shum ve diğ., 1997) gel-git düzeltmesidir. Andersen ve diğ., (1995) tarafından yapılan araştırmalar, Cartwright ve Ray okyanus gel-git düzeltmesinin Britanya çevresinde çok hassas olmadığını göstermekte olup, Şekil 3.6'da bu durum açıkça görülmektedir (Andersen, 2002b).



Şekil 3.6 : KMS gravite alanının sadece ERS-1 verisi kullanılarak Cartwright & Ray (1990) ve AG95 (Shum ve diğ., 1997) gel-git modelleri ile hesaplanması sonucunda bulunan gravite alanı farkı (birim: mGal) (Andersen, 2002b).

Andersen (1999) ise sığ sularda gel-gitlerin hassas modellendirilmesini zorlaştıran bir başka etken olduğunu göstermiştir ki o da M4 gibi sığ su bileşenlerinin varlığının global okyanus gel-git modelleri tarafından dikkate alınmamasıdır. Ancak bu etki global okyanus modellerinde mutlaka dikkate alınmalıdır. Çünkü söz konusu etki tüm sığ sularda önemli olmakla birlikte, Kuzeybatı Avrupa sahanlığında 50 cm'ye varan değerler almaktadır (Andersen, 2002a).

3.4.6 Güçlü Okyanus Değişkenliği

Jeodezik misyon verisinin tekrarlı ölçüler ile elde edilmesinin sonucu olarak su derinliğinin azaldığı sığ bölgelerde meydana gelen güçlü okyanus değişkenliği, doğrudan altimetrik gözlemlerdeki gürültüyü artırmaktadır. Bununla birlikte artan okyanus değişkenliği kısa dalga boylu olup; eğim kullanılarak belirlenen gravite alanını, Deniz Yüzeyi Yüksekliği kullanılarak belirlenen gravite alanından daha çok etkiler.

Bu hatanın altimetre ile modellendirilmesi zordur çünkü altimetre yalnızca gerçek okyanus değişkenliğini örneklemektedir. Bu sinyalin modellendirilmesini iyileştirecek olası bir yol, altimetre gözlemleri ile yerinde yapılan gözlemlerin birleştirilmesidir.

Hoyer ve Andersen (2002a) tarafından yapılan çalışmada, gel-git etkisi dışında deniz seviyesindeki değişimlerin en uygun modellendirilmesi/regresyonu için, mareograf istasyonlarının zamansal bilgisi ile altimetrenin konumsal bilgisi birleştirilmelidir. Bu model göstermiştir ki; Avrupa sahanlığı gibi sığ su bölgelerinde mareograf istasyonlarının saatlik gözlemlerinin birleştirilmesinde tek tip altimetre gözlemi kullanmak yerine uydu gözlemlerinin istatistikleri kullanılarak daha iyi sonuç elde edilebilir. Bu modelin kalite kontrolü 4 mareograf istasyonu kullanılarak Kuzey Denizi'nde yapılmış ve karşılaştırma sonucunda bu model kullanılarak muhtemelen 10 cm'den daha iyi doğruluklu gerçek deniz seviyesinin elde edilebileceği belirlenmiştir (Andersen, 2002a).

3.5 Kıyı Bölgelerinde Çok Kaynaklı Gravite Alanı

Günümüzde kıyı bölgelerinde deniz gravite alanı üç farklı kaynaktan elde edilmektedir. Bu kaynaklarlar; deniz ve hava araçlarındaki gravimetreler ile uydu altimetre gözlemleridir. Bu üç kaynak birbirinin alternatifi ve rakibi gibi değil de gravite alanının yorumlanabilmesi için birer olanak olarak değerlendirilmelidir.

Yerel ve bölgesel ölçekteki gravite alanları için havai gravite hızlı ve ekonomik bir yöntemdir. Yöntemin en önemli avantajları; kara ve denizlerin düzgün ve kesiksiz veri ile kaplanabilmesi ve uzak ya da bir şekilde erişimi mümkün olmayan alanlarda ölçü olanağıdır. Yaylı tipteki gravite ölçerler ile elde edilen havai gravite verisinin kayıklık içermemesi de jeodezik uygulamalar için önemlidir (Childers ve diğ., 2001; Olesen ve diğ., 2002). Deniz gravite ölçüleri ise hâlâ en hassas ölçülerdir ancak bununla birlikte, maliyeti yüksektir ve ölçümlerin yapılabilmesi için ölçüm yapan gemi minimum bir su derinliğine gereksinim duyar. Hava ve deniz gravite ölçerleri graviteyi doğrudan gözlerler ve bu nedenle altimetrik gravite alanı içerisinde bulunabilecek her türlü kayıklığın belirlenmesinde kullanılabilir (Andersen, 2002b).

Altimetrik Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinden türetilen gravite alanı, hava ve/veya deniz gravite gözlemleri ile EKKK kullanılarak birleştirilebilir. Bu durumda, gravite ve kestirilen gravite anomalilerinin aposteriori varyansı ifadesi:

$$\Delta g = (C_{\Delta g h} C_{\Delta g \Delta g}) \begin{pmatrix} C_{hh} + D_h & C_{h\Delta g'} \\ C_{\Delta g' h} & C_{\Delta g' \Delta g'} + D_{\Delta g'} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} h \\ \Delta g \end{pmatrix} + \Delta g_{REF} \qquad \textbf{(3.30)}$$

ve

$$\sigma_{\Delta g}^2 = (C_{\Delta g \Delta g} - (C_{\Delta g h} C_{g \Delta g}) \begin{pmatrix} C_{hh} + D_h & C_{h \Delta g'} \\ C_{\Delta g' h} & C_{\Delta g' \Delta g'} + D_{\Delta g'} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} C_{\Delta g h}^T \\ C_{\Delta g \Delta g}^T \end{pmatrix} \quad \textbf{(3.31)}$$

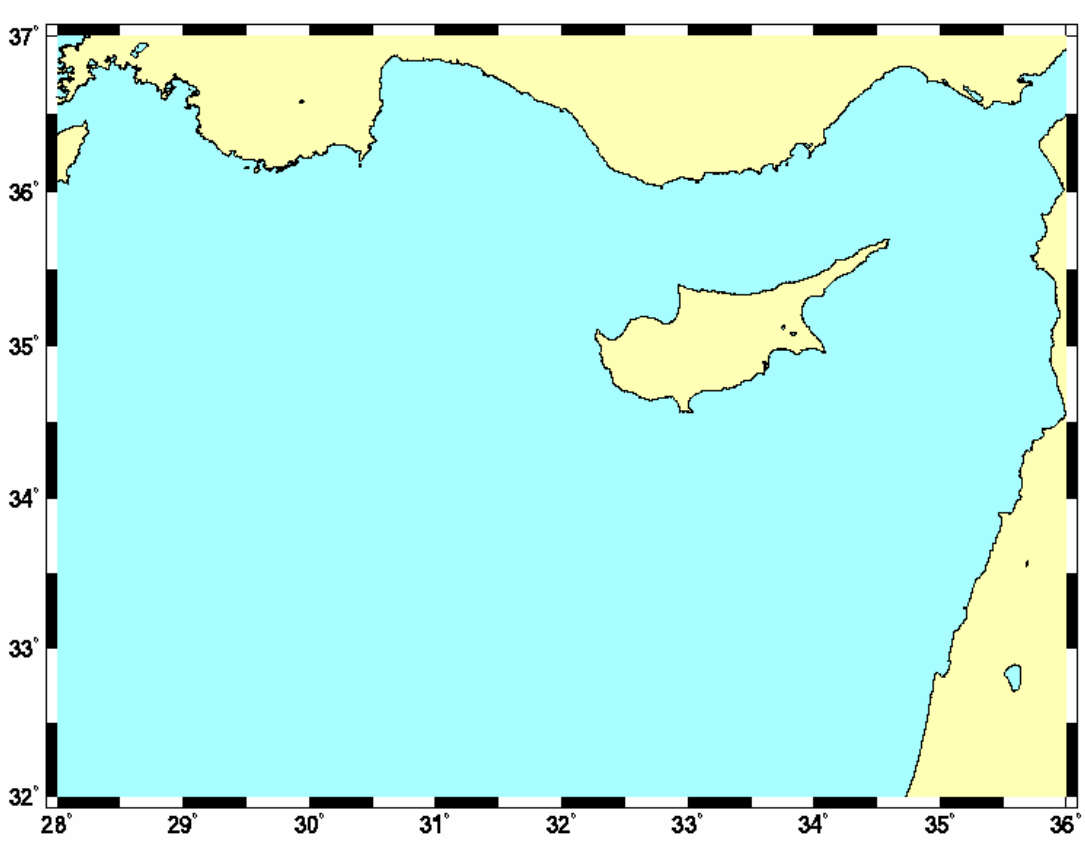
olup, burada C_{hh}, $C_{\Delta g h}$ ve $C_{\Delta g \Delta g}$ sırasıyla yükseklik-yükseklik, gravite-yükseklik ve gravite-gravite arasındaki kovaryans matrisleridir. D_h ve $D_{\Delta g'}$ kovaryans matrisleri sırasıyla geoit yüksekliği ve gravite gözlemlerinin gürültü varyanslarını içerir. İndisli gravite anomalileri (Δg') hava ve/veya deniz gravite gözlemleri, Δg ise kestirilen gravite anomalileridir.

4. UYGULAMA

Geoit belirleme çalışmalarında kullanılan gravite verisinin doğruluğu, yoğunluğu ve dağılımı; geoidin doğruluğunu etkileyen faktörlerdir. Karalarda nispeten kolay ve ucuz olarak doğrudan gözlenebilen gravite verisinin denizlerde doğrudan gözlenebilmesi yüksek emek, zaman ve maliyet gerektiren bir işlemdir. Dolayısıyla, altimetre uydularından önce, denizlerde gravite verisinin dağılımının ve yoğunluğunun yeterli olmadığı bölgelerde, geoidin kıyılardaki doğruluğu da buna bağlı olarak daha düşük olmakta idi. Altimetre uyduları sayesinde, altimetre gözlemlerinden gravite verisinin türetilmesi olanaklı hâle gelmiştir. Bu şekilde türetilen gravite verileri ile denizlerdeki gravite boşluğunun doldurulması sağlanmıştır.

Kıyıların ekonomik değerinin ve kıyılarda yaşayan insan sayısının fazla olması, bu bölgelerdeki mühendislik uygulamalarının yoğunluğunun ve öneminin artması sonucunu doğurmaktadır. Bu nedenle, altimetre gözlemlerinden türetilen gravite anomalileri ile yüksek doğruluklu bir geoidin belirlemek, sadece bilimsel değil ekonomik öneme de sahiptir. Bu çalışmada, üç tarafı denizler ile çevrelenmiş olan ülkemizde, EKKK yöntemi ile, altimetre verileri kullanılarak yüksek doğruluklu gravite alanının ve dolayısıyla da yüksek doğruluklu geoidin belirlenmesi olanakları araştırılmıştır.

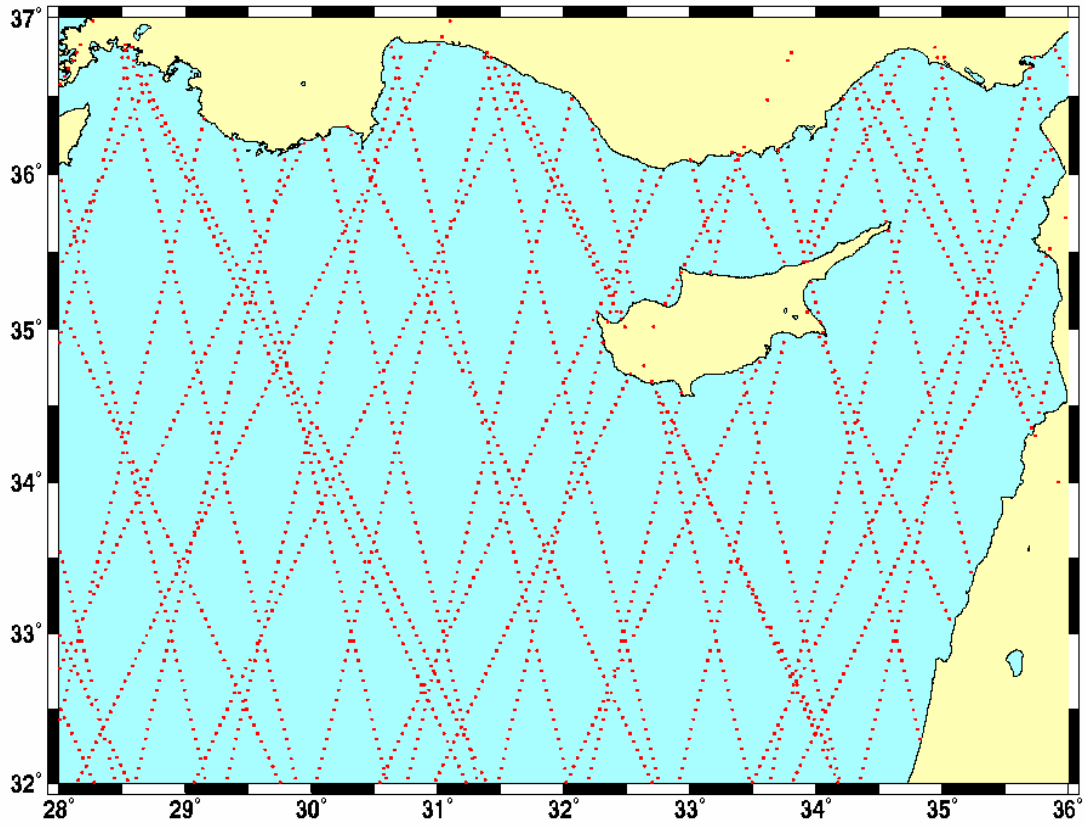
Bu çalışmada, uygulama alanı olarak Doğu Akdeniz (28^o-36^o boylamları ile 32^o-37^o enlemleri arasında kalan bölge) bölgesi seçilmiştir. Uygulama alanı Şekil 4.1'de verilmektedir.



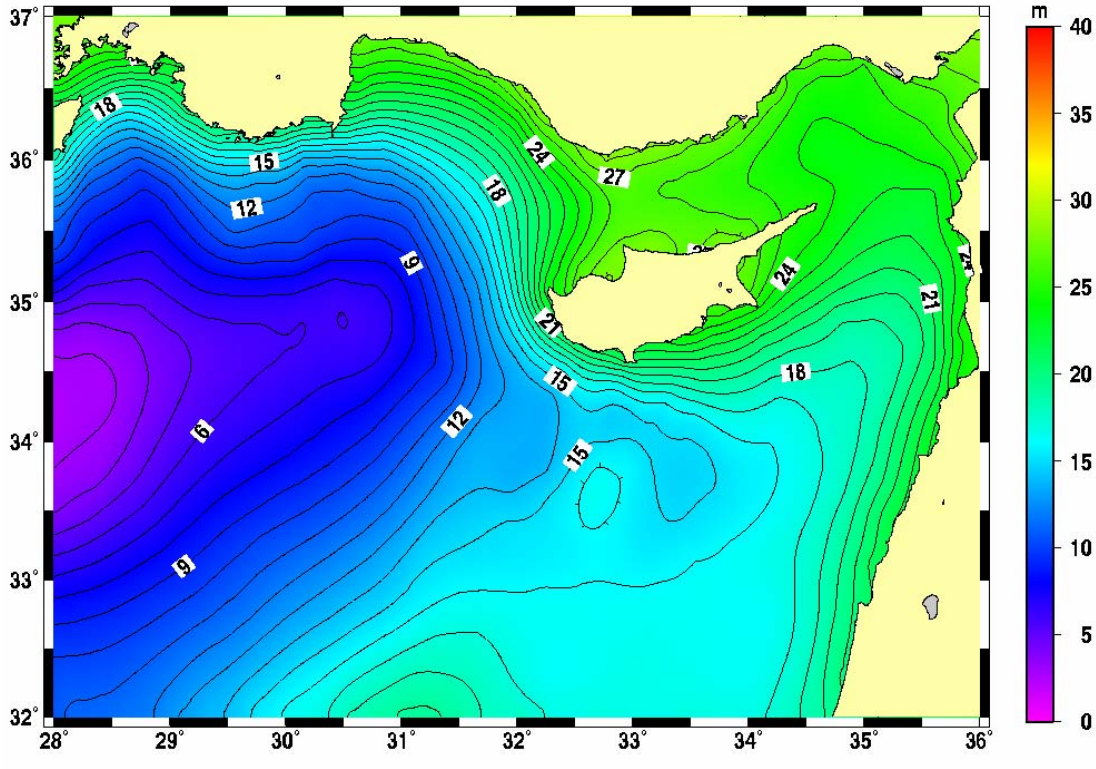
Şekil 4.1 : Uygulama bölgesi (Doğu Akdeniz).

4.1 Kullanılan Veri

Çalışmada kullanılan veri Alman Jeodezik Araştırma Enstitüsü (DGFI : Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut)'nden temin edilmiş olan yaklaşık onbeş yıllık TOPEX/POSEIDON, GFO, ENVISAT ve GFO uydu altimetre verileridir. Söz konusu veriler Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleridir ve altimetre gözlemlerine standart düzeltmeler getirilmiş olarak temin edilmiştir. Bu düzeltmelerden; okyanus gelgitleri, kutup gelgitleri ve yükleme gelgitleri FES 2004 modelinden (Letellier ve diğ., 2004), Deniz Durumu Sapması (Chambers ve diğ., 2003)'te önerildiği gibi, her bir uydu gözleminin iyonosferik ve troposferik düzeltmeleri kendi Jeofiziksel Veri Kayıtları (GDR : Geophysicial data Record) 'larında belirtildiği gibi yapılmıştır. Ters Barometre Etkisi (IBE) düzeltmesi ise MOG2D modeline göre yapılmıştır. Uydu misyonları arası çapraz geçiş (cross-over) düzeltmesi Bosch (2006)'da önerildiği gibi yapılmıştır. Çalışmada kullanılan veri dağılımı Şekil 4.2'de, uygulama bölgesindeki DYY Şekil 4.3'de, bunların istatistikleri Çizelge 4.1'de verilmektedir.



Şekil 4.2 : Uydu altimetre ölçülerinden geoit belirleme amacıyla kullanılan verinin dağılımı.



Şekil 4.3 : Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (DYY)

Çizelge 4.1 : Uygulama bölgesindeki düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleri istatistikleri.

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	5119	adet
Minimum	0.84	m
Maksimum	38.23	m
Ortalama	15.94	m
Standart Sapma	± 7.53	m

Uygulama çalışması kapsamında yapılan hesaplamalarda GRAVSOFT (Tscherning ve diğ., 1994) paket programı kullanılmıştır. Çizim ve grafik çalışmalarında ise Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel ve Smith, 1998) yazılım paketleri kullanılmıştır.

4.2 Altimetre Ölçülerinden Gravite Alanının Belirlenmesi

Gravite alanının belirlenmesi uygulamasında "Kaldır – Yerine Koy" tekniği ve En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılarak Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yüksekliklerinden gravite anomalileri hesaplanmıştır.

Bu aşamada fiziksel jeodezinin en önemli eşitliklerinden biri olan Stokes formülü kullanılarak çözüm yapılmaktadır. Yüzey gravite anomalilerinden (Δg) geometrik bir büyüklük olan geoit yüksekliklerinin (N) belirlenmesi "Stokes Problemi" olarak adlandırılan eşitlilik (3.8)'in çözülmesi ile;

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi)\Delta g \; d\sigma \qquad \textbf{(4.1)}$$

eşitliği yardımıyla gerçekleştirilir.

Bu işlemin tersi olan geoit yüksekliklerinden (N), gravite anomalilerinin (Δg) belirlenmesi işlemi ise "Ters Stokes Problemi" olarak adlandırılan eşitliğin (3.10) çözülmesi ile hesaplanır ve;

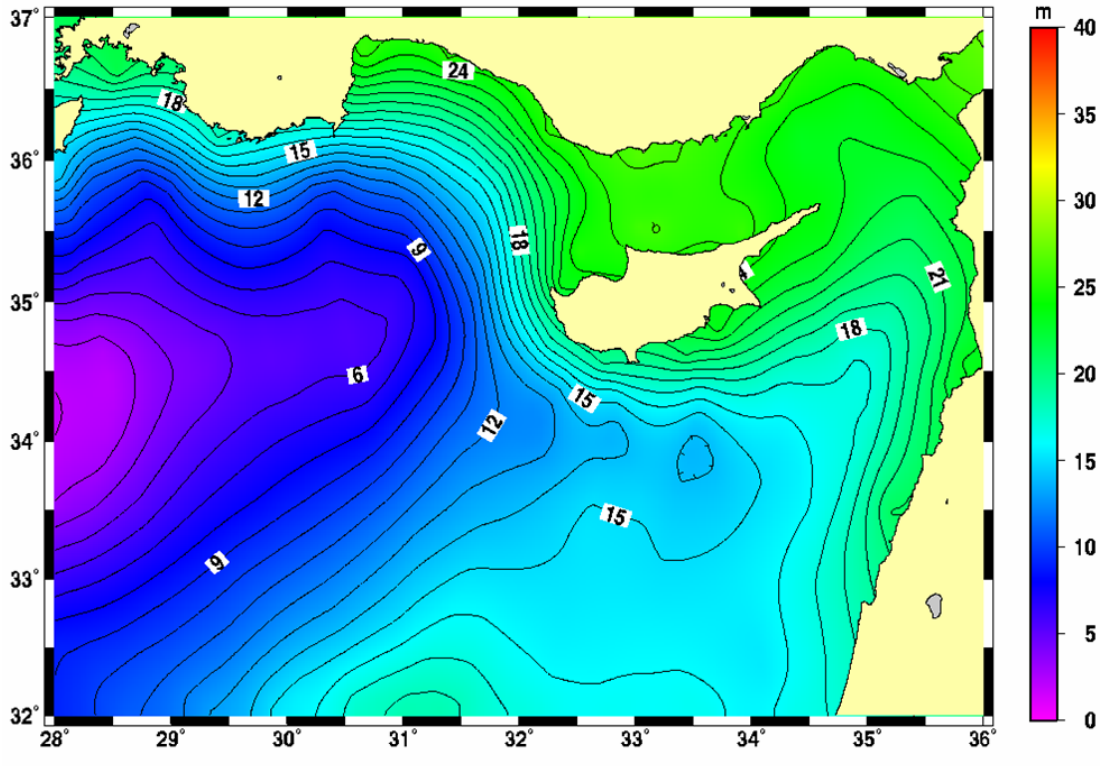
$$\Delta g_P = \gamma \frac{N_P}{N} - \frac{\gamma}{16\pi r} \iint \frac{N - N_P}{\sin^3(\frac{\psi}{2})} d\sigma \qquad \textbf{(4.2)}$$

eşitliği ile ifade edilir. Bu eşitlikler Bölüm 3.1.2'de açıklanmıştır.

Ters Stokes Problemi, altimetre ile ölçülen ve gerekli düzeltmeler getirildikten sonra geoit yüksekliğinden sadece Deniz Yüzeyi Topoğrafyası kadar kadar sapan Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (DYY)'nden, "kaldır – yerine koy" (remove-restore) tekniği ve EKKK yöntemi ile gravite anomalilerinin hesaplanmasına olanak tanır.

Bu maksatla öncelikle DYY'den, global jeopotansiyel modelin katkısı çıkarılır ve geriye sadece orta dalga boylu artık kısmın kalması sağlanır.

Bu çalışmada global jeopotansiyel model olarak EGM08 (Pavlis ve diğ., 2008) jeopotansiyel modeli kullanılmıştır. Uygulama bölgesindeki EGM08 geoit yükseklikleri Şekil 4.4'te, istatistikleri ise Çizelge 4.2'de verilmektedir.

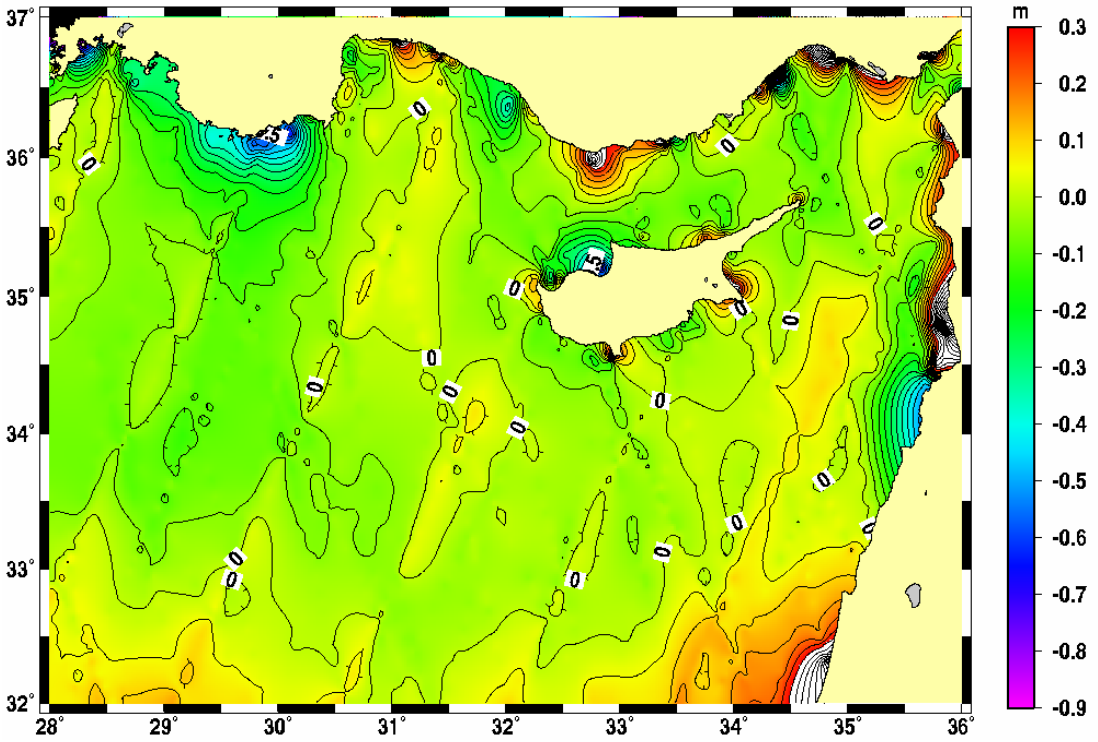


Şekil 4.4 : Hesaplanan ve DYY'den çıkarılan EGM08 jeopotansiyel modeli geoit yükseklikleri (N_{EGM}).

Çizelge 4.2 : Uygulama bölgesindeki EGM08 geoit yükseklikleri istatistikleri.

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	0.89	m
Maksimum	38.34	m
Ortalama	18.02	m
Standart Sapma	± 7.83	m

EGM08 ile hesaplanmış jeopotansiyel model geoit yükseklikleri, DDDY'nden çıkarılarak artık DYY elde edilmektedir. EGM08 jeopotansiyel modelinden elde edilen referans geoit yüksekliklerinin, DYY'nden çıkarılması ile elde edilen artık DYY Şekil 4.5'te, istatistikleri Çizelge 4.3'te verilmektedir.

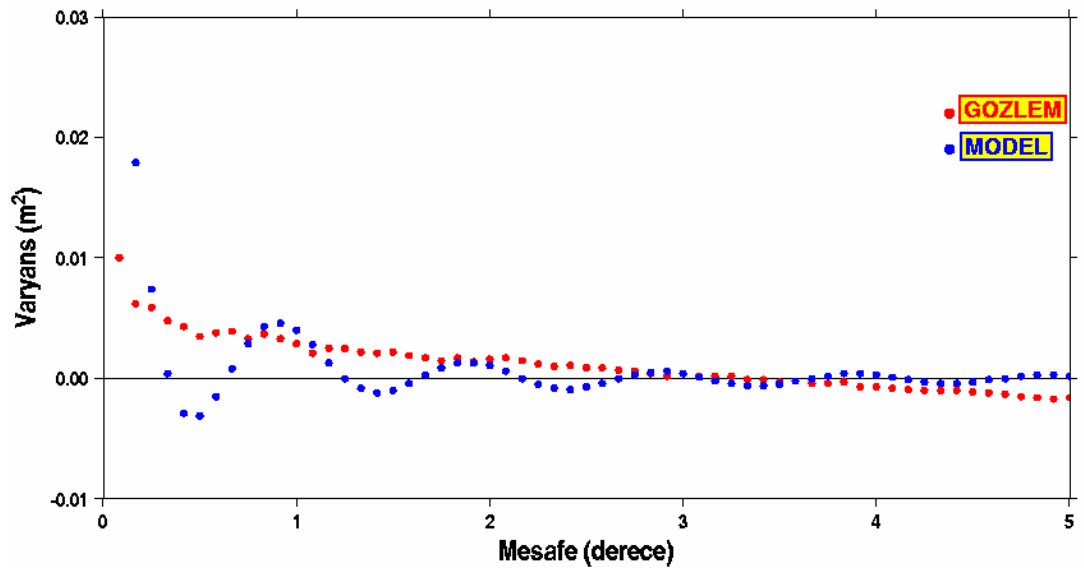


Şekil 4.5 : Hesaplanan artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri (DYY-N_{EGM08}).

Çizelge 4.3 : Uygulama bölgesinde hesaplanan artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri istatistikleri (DYY-N_{EGM08}).

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	5119	adet
Minimum	-2.49	m
Maksimum	2.64	m
Ortalama	0.00	m
Standart Sapma	± 0.21	m

EKKK tekniğinin bir gereği olarak, artık DYY'nin küresel bir yüzey üzerindeki deneysel oto-kovaryans fonksiyonu hesabı, örneklemeler yapılarak gerçekleştirilmelidir. Bu çalışmada örnekleme aralığı 3 dakika olarak seçilmiştir. Artık geoit yüksekliklerinin ortalama değeri, kovaryans fonksiyonu parametrelerinin hesabında çıkarılmıştır. Elde edilen deneysel ve model kovaryans fonksiyonları Şekil 4.6'da verilmektedir.

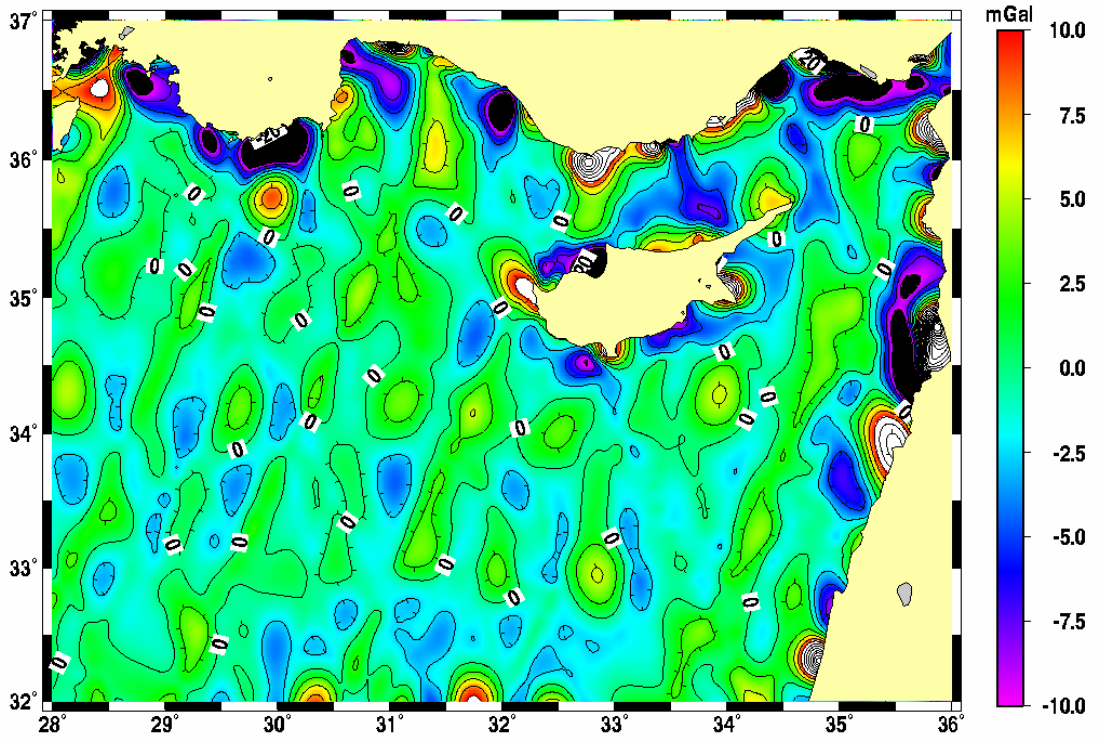


Şekil 4.6 : Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları
(Artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri)

Hesaplanan kovaryans modeli parametreleri, deneysel kovaryans parametreleri ile uyumludur. Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları arasındaki uyum, uygulamanın yapıldığı alandaki veri dağılımı ve yoğunluğu ile doğrudan ilgilidir. Bu çalışmada kullanılan verinin dağılımı ve yoğunluğu, deneysel kovaryans fonksiyonu ile uyumlu bir model kovaryans fonksiyonunun belirlenebilmesine olanak tanımıştır.

Bölüm 3.2'de açıklanan kovaryans fonksiyonu parametrelerinin α, A ve R_B'nin belirlenmesinde GRAVSOFT (Tscherning ve diğ., 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). DYY'ler arasında hesaplanan α, A/R^2 ve R_B-R kovaryans parametreleri sırasıyla 1165, 0.04 $(m/s)^4$ ve -0.018 km.dir.

EKKK hesabında kullanılacak olan artık DYY verisi EKKK'da kovaryans fonksiyonu ile birlikte kullanılarak, GRAVSOFT (Tscherning ve diğ., 1994) paket yazılımının "geocol.f" modülü ile artık gravite anomalilerine dönüştürülmüştür. EKKK ile elde edilen artık gravite anomalileri Şekil 4.7'de, istatistikleri Çizelge 4.4'te verilmektedir.

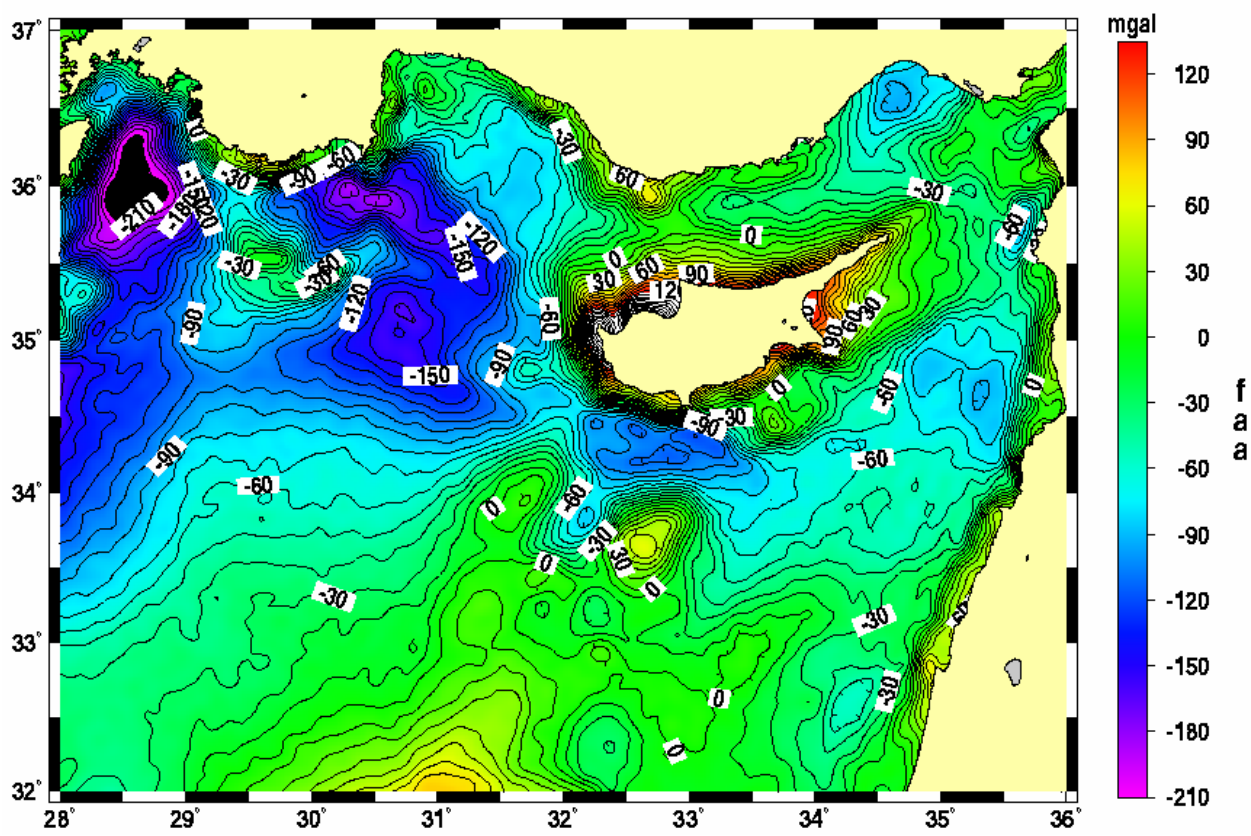


Şekil 4.7 : Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res}).

Çizelge 4.4 : Artık DYY'nden EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res})

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	-109.00	mGal
Maksimum	118.49	mGal
Ortalama	0.11	mGal
Standart Sapma	± 9.74	mGal

Hesaplanan artık gravite anomalilerine, EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan gravite anomalileri eklenerek uygulama bölgesindeki gravite anomali haritası belirlenmiştir. EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan gravite anomalileri Şekil 4.8'de ve istatistikleri Çizelge 4.5'te verilmektedir.

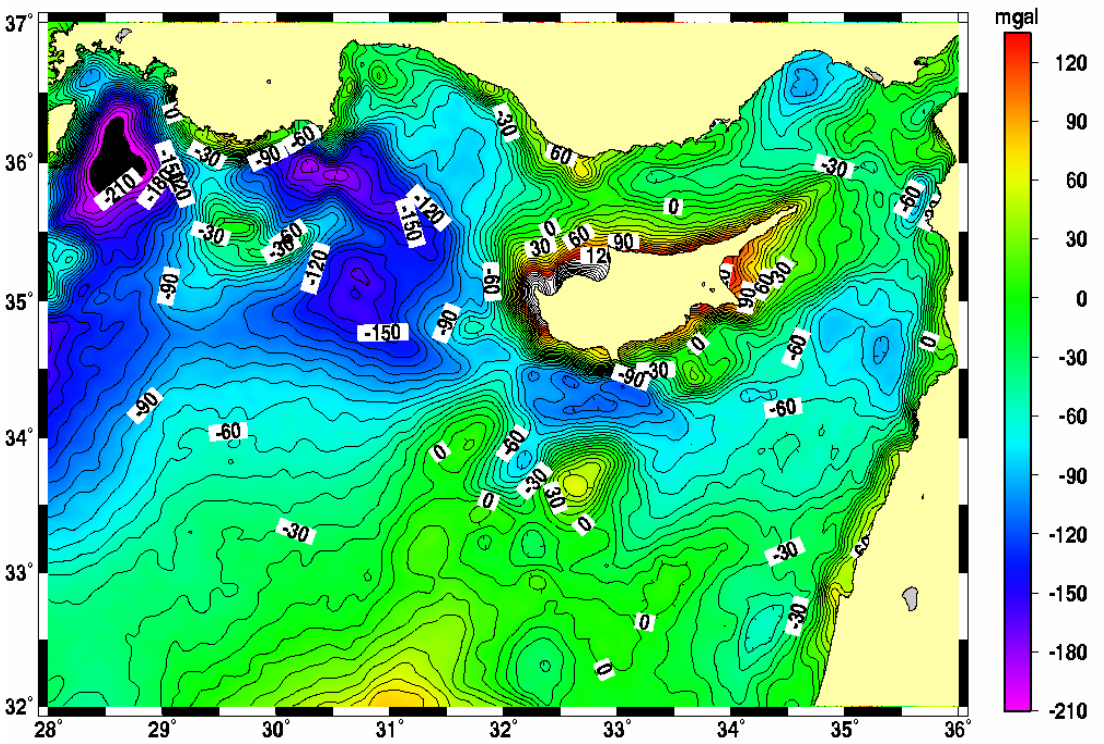


Şekil 4.8 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM08}).

Çizelge 4.5 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans gravite anomalisi değerleri (Δg_{EGM08}).

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	-234.57	mGal
Maksimum	381.41	mGal
Ortalama	-14.78	mGal
Standart Sapma	± 75.78	mGal

Uygulama bölgesinde hesaplanan artık gravite anomalilerine, EGM08 modelinden hesaplanan gravite anomalilerinin eklenmesi ile elde edilen sonuç gravite anomalileri Şekil 4.9'da ve istatistikleri Çizelge 4.6'da verilmektedir.



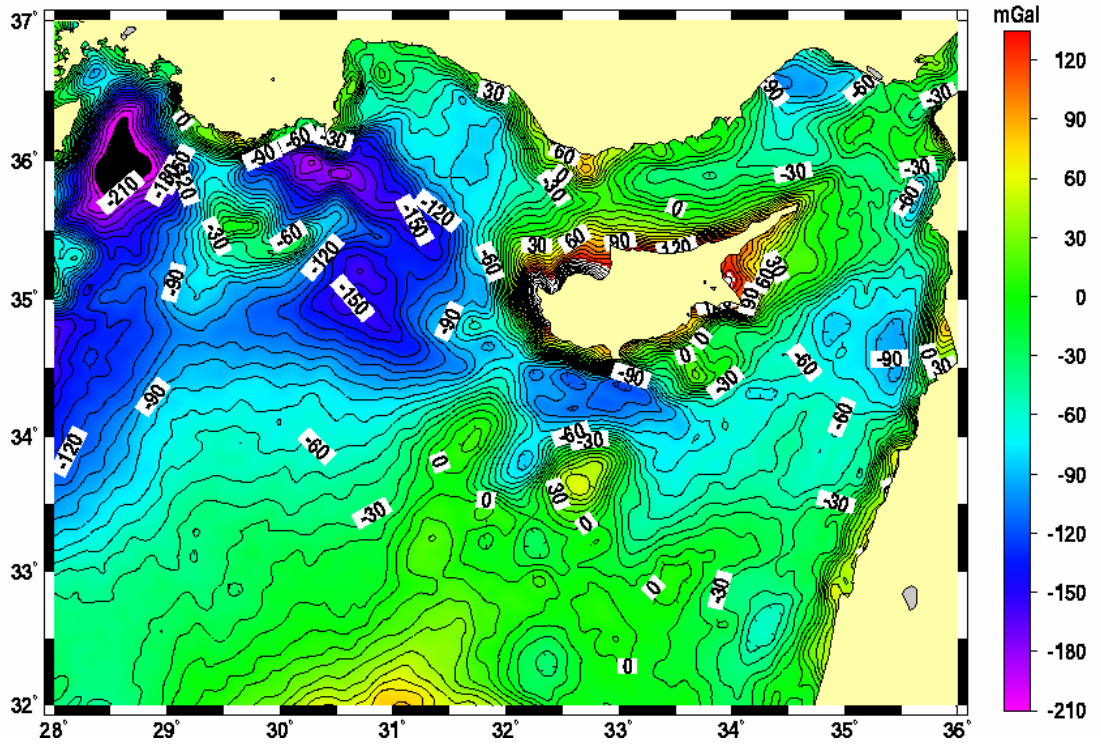
Şekil 4.9 : EKKK ile elde edilen sonuç gravite anomalileri (Δg_{FAA}).

Çizelge 4.6 : Hesaplanan sonuç gravite anomalileri (Δg_{FAA}).

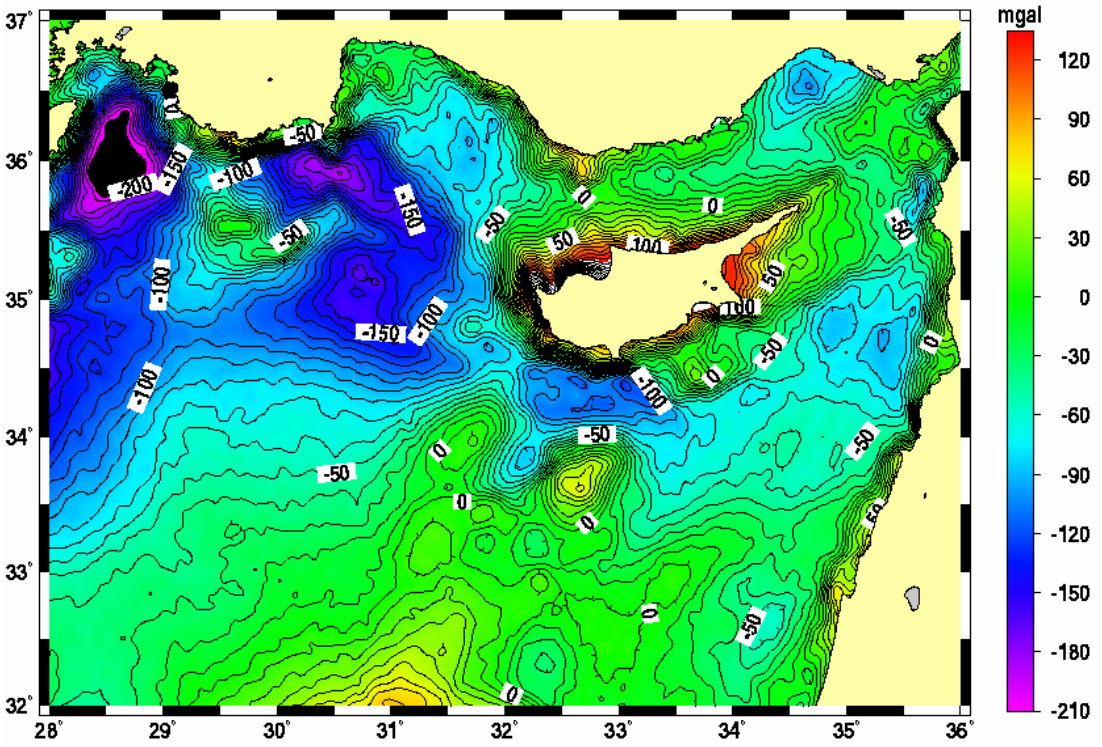
	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	-237.10	mGal
Maksimum	383.73	mGal
Ortalama	-14.67	mGal
Standart Sapma	± 76.11	mGal

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 alanlarının tutarlılığı ve kalitesi, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri ya da daha önceden oluşturulmuş ve yüksek doğruluklu gravite anomalisi alanları ile kontrol edilebilir.

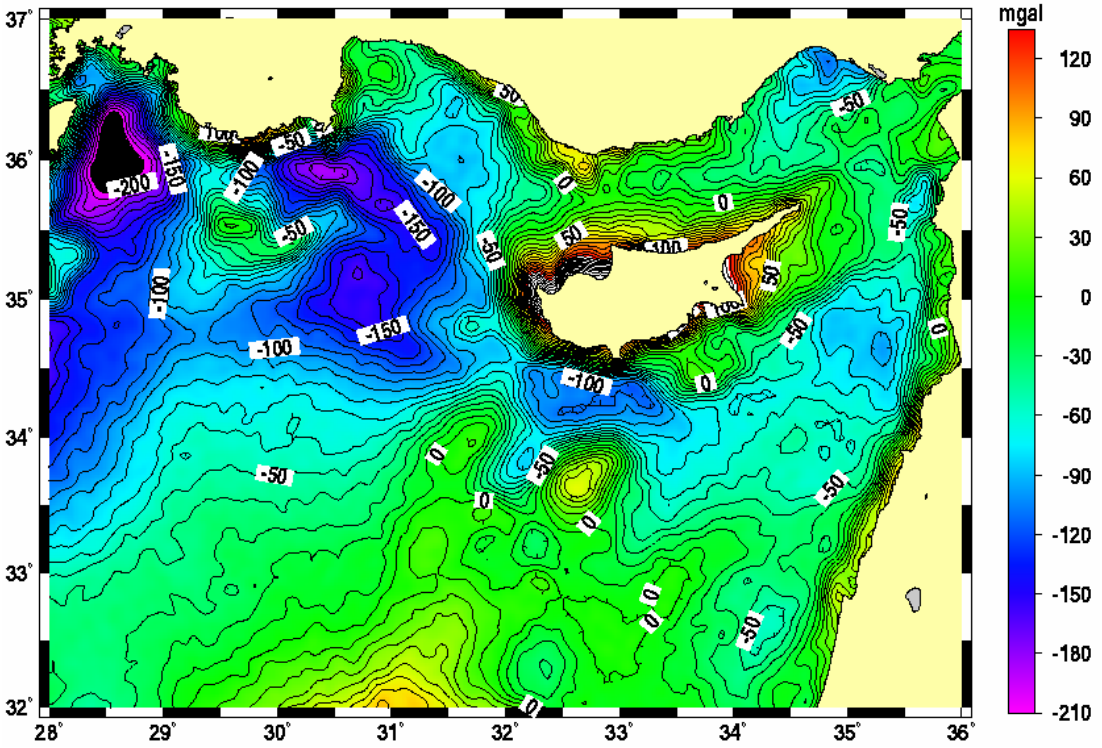
Bu tez çalışmasında elde edilen gravite anomalisi alanı, doğruluğu test edilmiş, güvenilir global gravite modellerinden olan Smith Sandwell 97 (Sandwell ve Smith, 1997), KMS02 (Andersen ve diğ., 2003) ve DNSC08 (Andersen ve diğ., 2008) modelleri ile karşılaştırılmıştır. Bu tez çalışmasında elde edilen gravite anomalisi alanı Şekil 4.10'da verilmektedir. Elde edilen gravite anomalilerinin doğruluğunun araştırılmasında kullanılan Smith Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 modelleri ise sırasıyla Şekil 4.11, Şekil 4.12 ve Şekil 4.13'de verilmektedir.



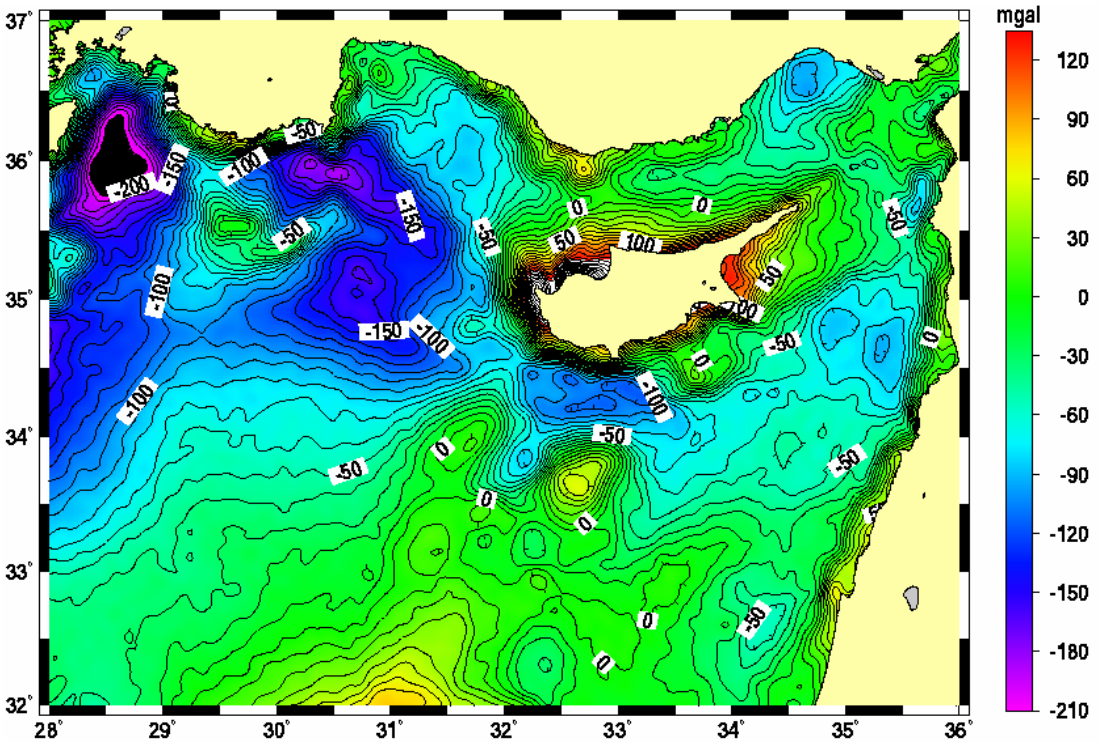
Şekil 4.10 : EKKK yöntemi ile hesaplanan gravite anomalisi alanı.



Şekil 4.11 : Karşılaştırmada kullanılan Smith Sandwell 97 gravite anomalisi modeli.

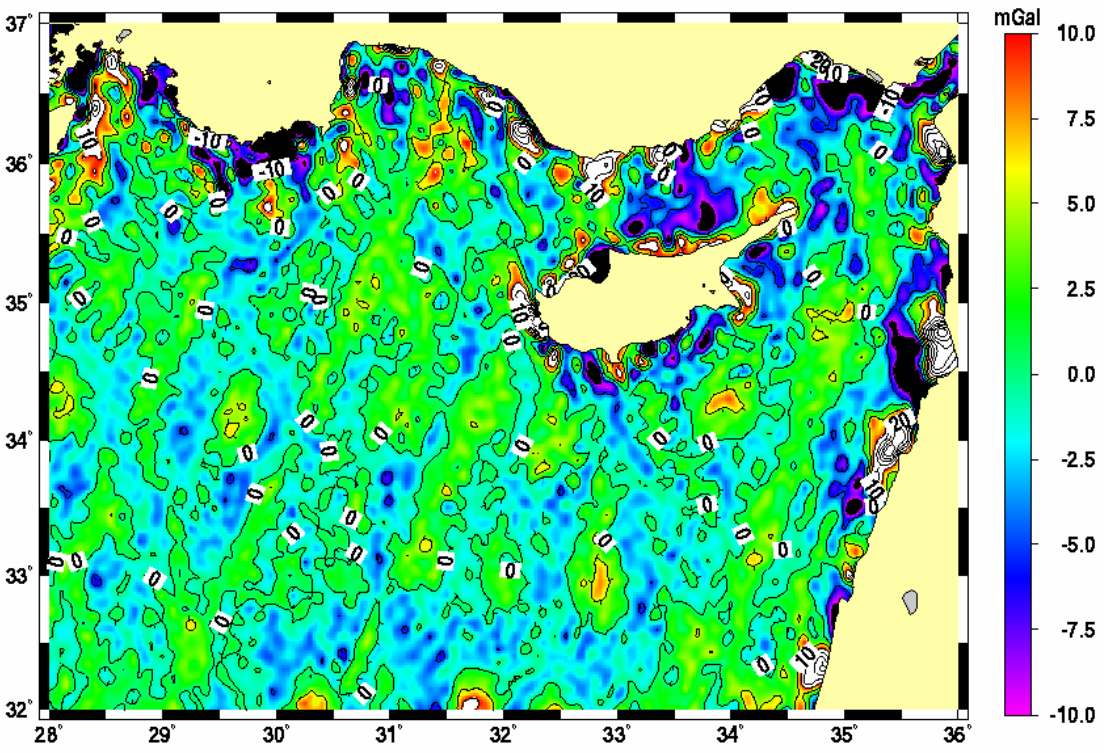


Şekil 4.12 : Karşılaştırmada kullanılan KMS02 gravite anomalisi modeli.

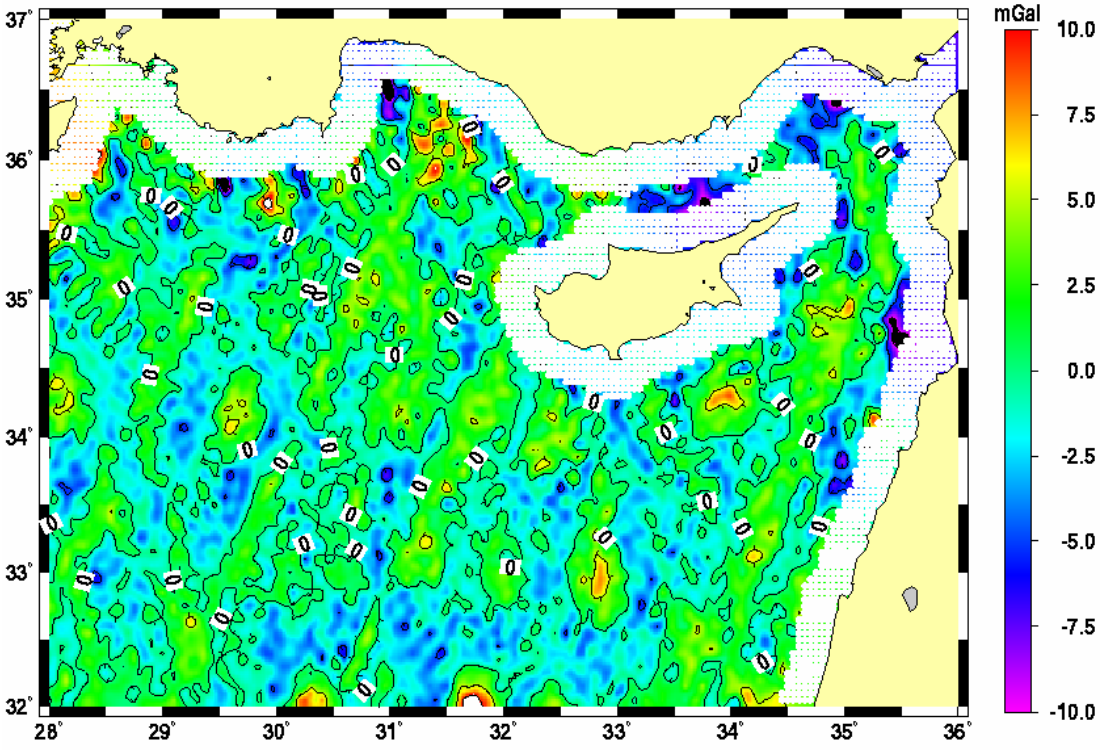


Şekil 4.13 : Karşılaştırmada kullanılan DNSC08 gravite anomalisi modeli.

Bu çalışmada hesaplanan gravite anomalisi hesap noktalarının; Smith Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 gravite alanı modellerindeki karşılıkları enterpole edilerek belirlenmiş ve söz konusu iki değer arasındaki farklar hesaplanmıştır. Bununla birlikte kıyı bölgelerinde altimetre gözlemleri, Bölüm 3.4.1'de açıklandığı gibi pek çok nedenden dolayı bozulmaktadır. Bu nedenle karşılaştırma sonucunda elde edilen farklardan, kıyıya uzaklığı 30 km.den daha fazla olanlar dikkate alınmıştır. Karşılaştırma ile elde edilen sonuçlar sırasıyla Şekil 4.14, Şekil 4.15, Şekil 4.16'da verilmiştir. Sonuçlara ilişkin istatistikler ise Çizelge 4.7'de verilmektedir.

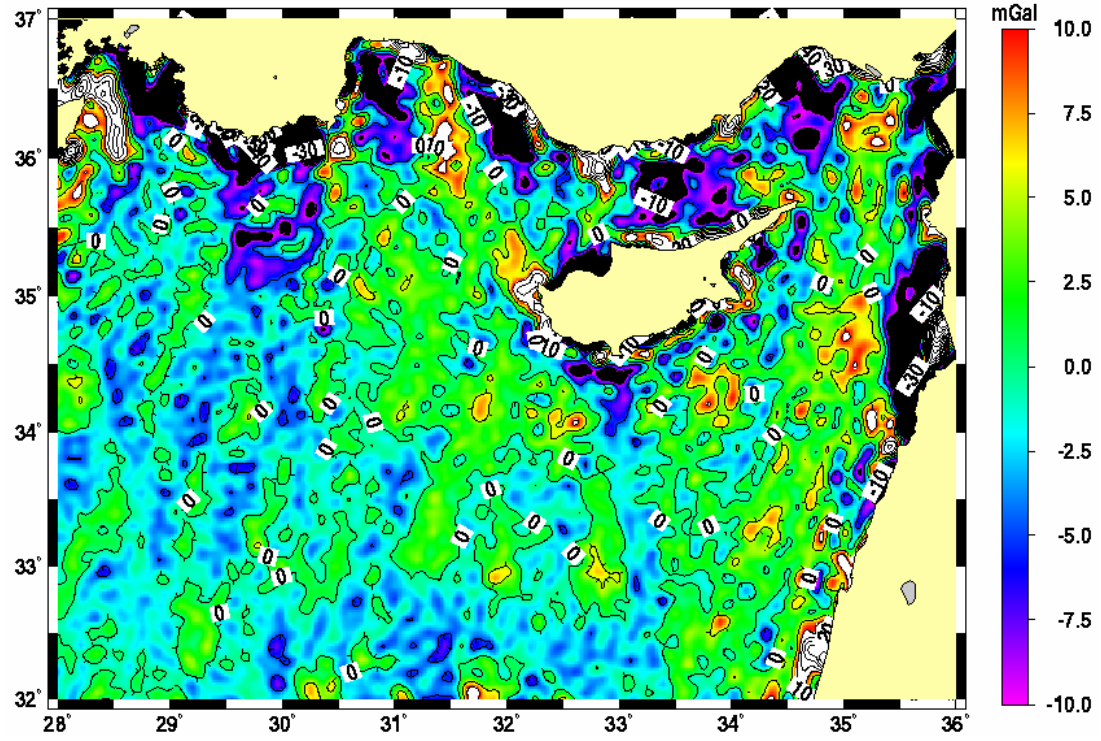


(a)

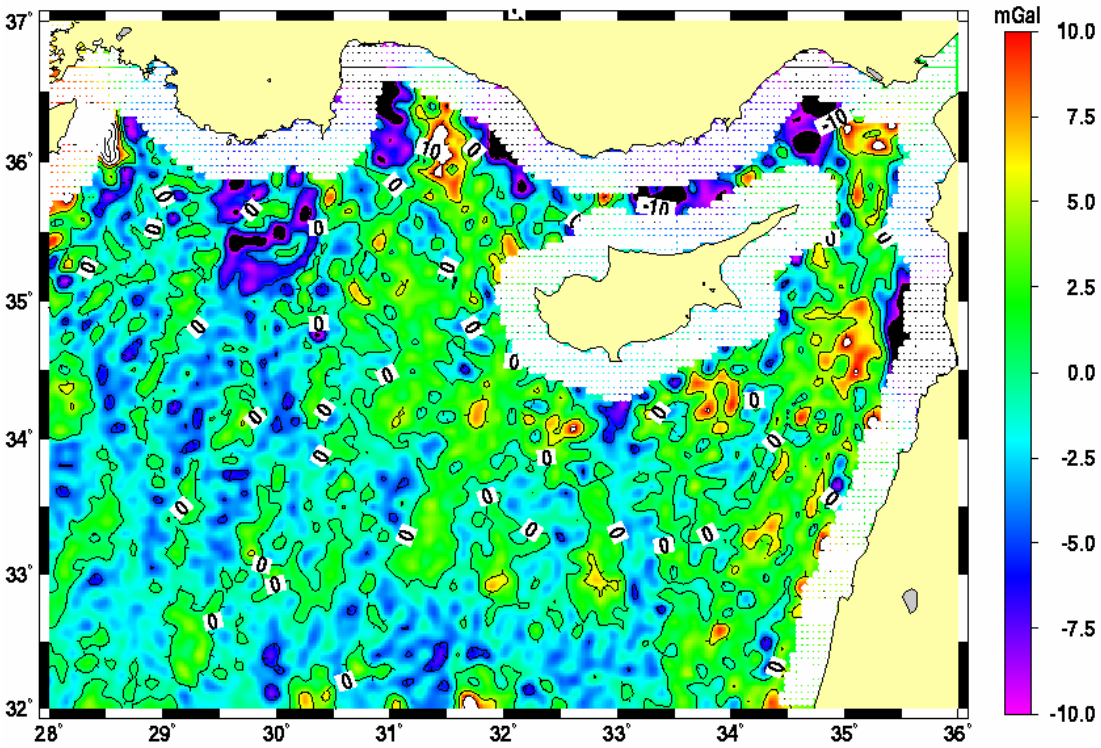


(b)

Şekil 4.14 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile Smith Sandwell 97 gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal).
(a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar.

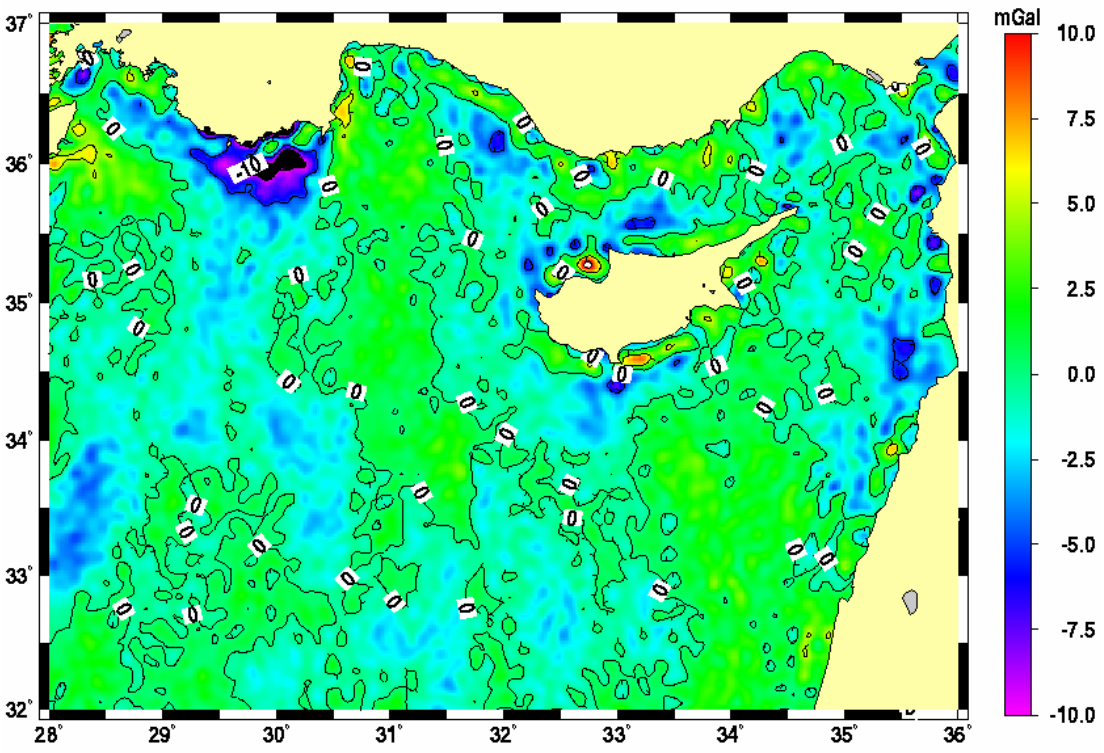


(a)

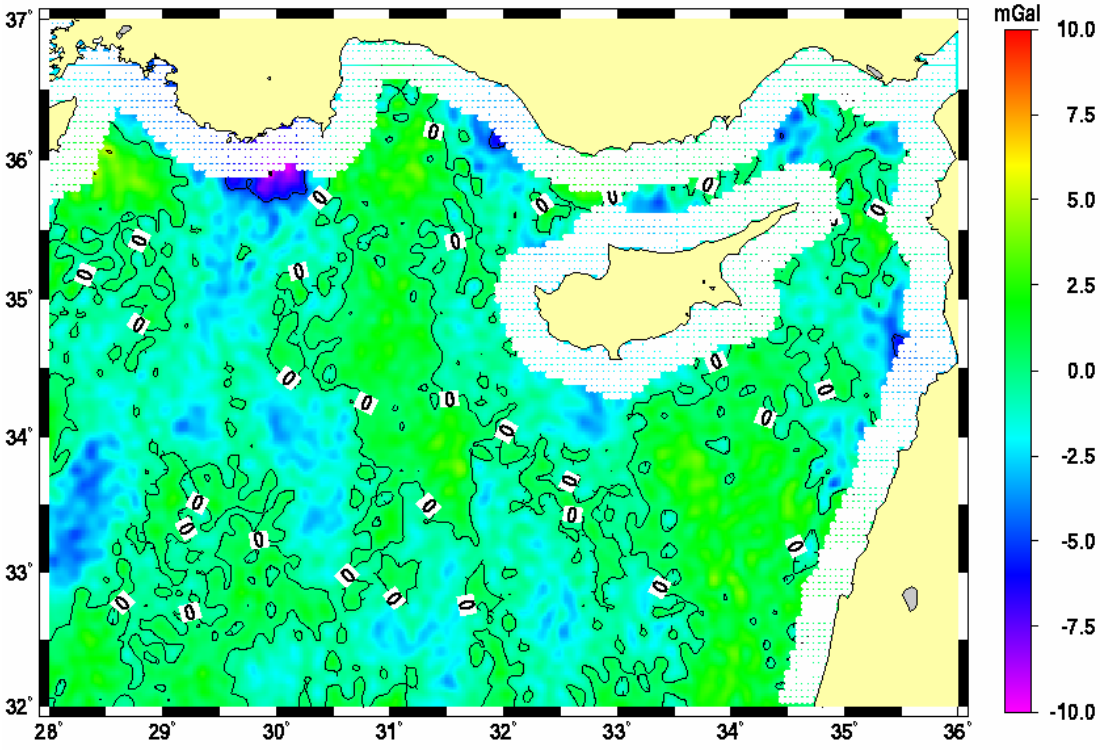


(b)

Şekil 4.15 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile KMS02 gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal).
(a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar.



(a)



(b)

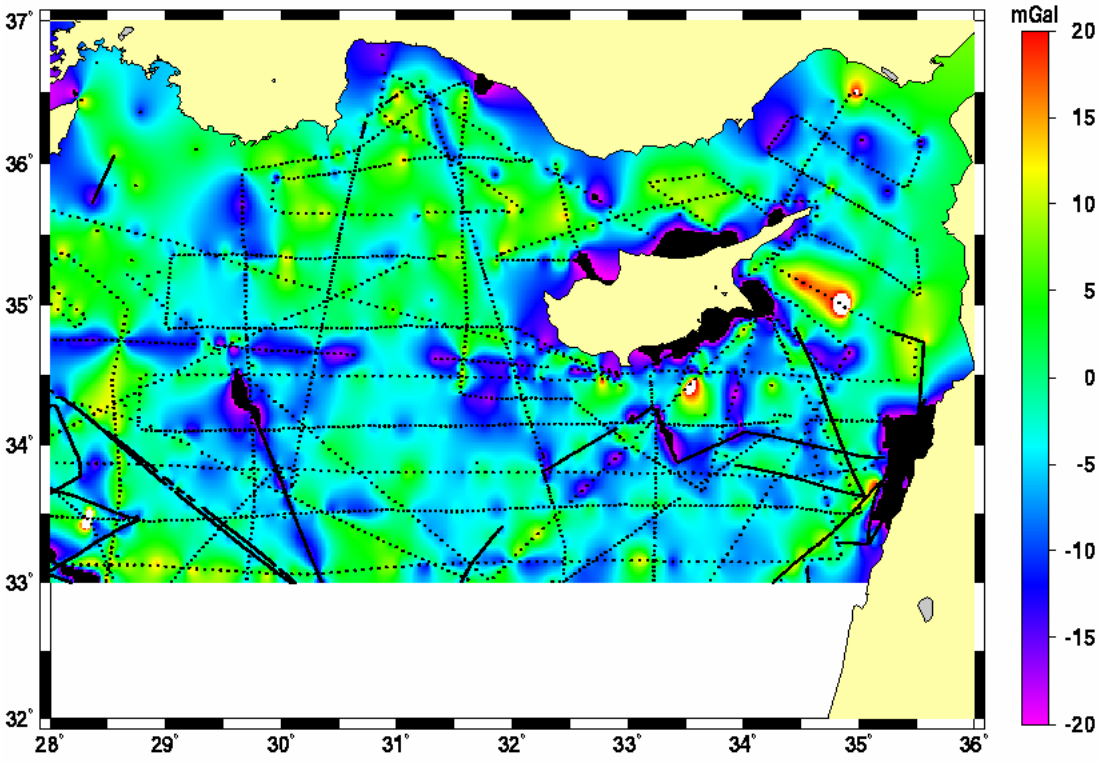
Şekil 4.16 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile DNSC08 gravite anomalileri arasındaki farklar(Birim : mGal).
(a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar.

Çizelge 4.7 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile Smith-Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 gravite anomali modelleri arasındaki farkların istatistikleri.

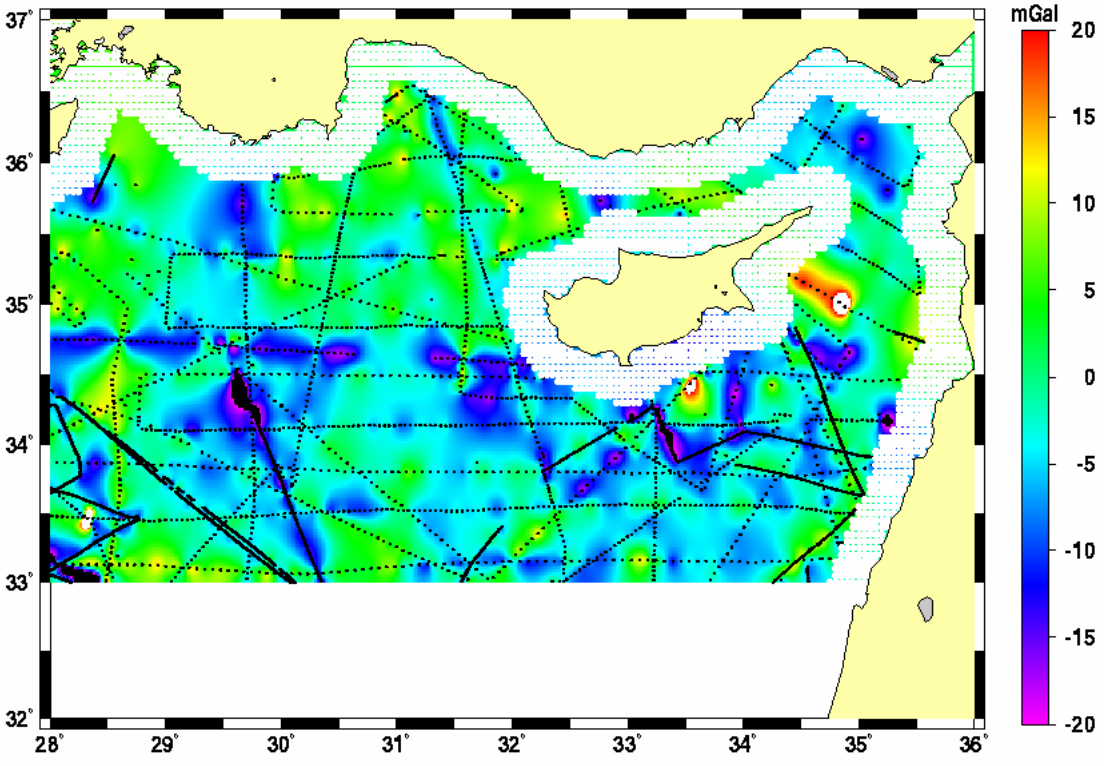
	Smith-Sandwell 97 Modeli ile Farklar	KMS02 Modeli ile Farklar	DNSC08 Modeli ile Farklar	Birim
Nokta Sayısı	10334	10334	10334	adet
Minimum	-16.55	-22.93	-10.53	mGal
Maksimum	12.58	20.94	5.17	mGal
Ortalama	-0.16	-0.49	-0.29	mGal
Standart Sapma	± 2.54	± 3.49	± 1.47	mGal
KOH	± 2.54	± 3.52	± 1.49	mGal

Karşılaştırma sonucunda hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, Smith Sandwell 97 gravite anomalisi alanı arasında ± 2.54 mgal, KMS02 gravite anomalisi alanı arasında ± 3.52 mgal ve DNSC08 gravite anomalisi alanı arasında ± 1.49 mgal .lik bir uyuşum olduğu görülmektedir.

Hesaplanan gravite anomalisi alanı, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri ile de karşılaştırılmıştır. Bu doğrultuda karşılaştırmada kullanılan gözlem noktalarının konumu ve karşılaştırma sonuçları Şekil 4.17'de, sonuçların istatistikleri ise Çizelge 4.8'de verilmektedir.



(a)



(b)

Şekil 4.17 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile gemi gözlemlerinden ile elde edilen gravite anomalileri arasındaki farklar (Birim : mGal). (a) Tüm farklar. (b) Kıyının 30 km. açığından itibaren farklar.

Çizelge 4.8 : EKKK ile elde edilen gravite anomalileri ile gemi gözlemlerinden ile elde edilen gravite anomalileri arasındaki farkların istatistikleri.

	Gemi Gözlemleri ile Farklar	Birim
Nokta Sayısı	5850	adet
Minimum	-54.83	mGal
Maksimum	163.78	mGal
Ortalama	-4.33	mGal
Standart Sapma	± 6.68	mGal
KOH	± 7.96	mGal

Karşılaştırma sonucunda hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri arasında ± 7.96 mgal'lik bir uyuşum olduğu görülmektedir.

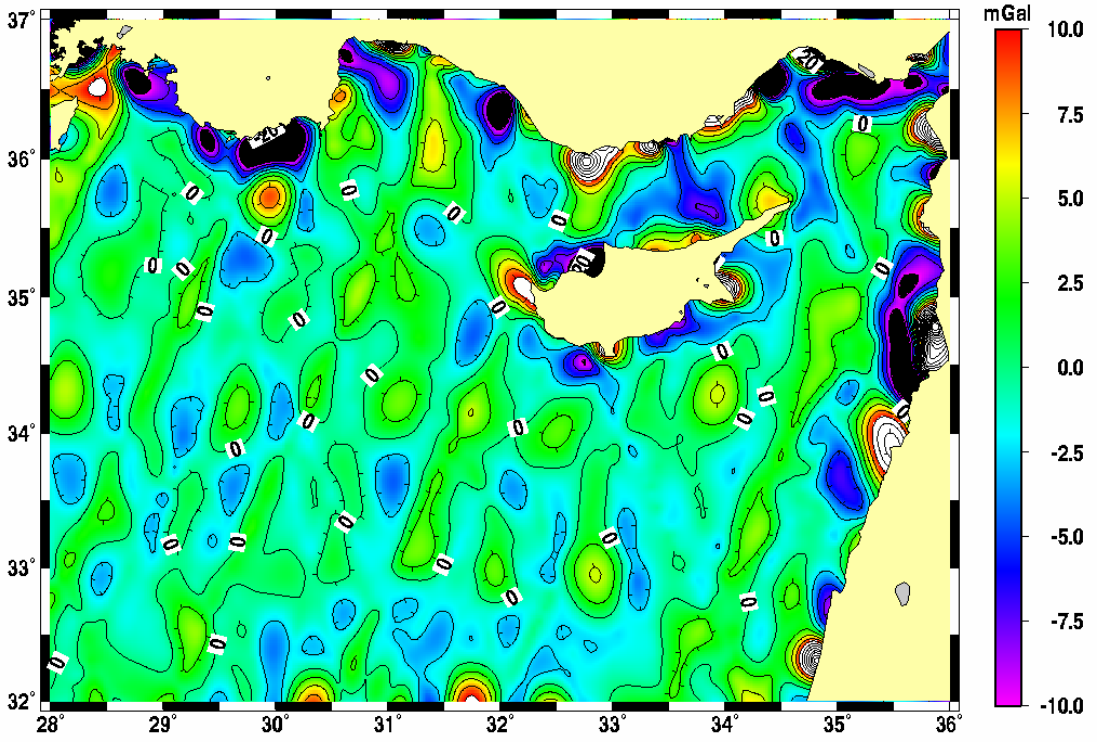
4.3 Gravite Alanından Geoidin Belirlenmesi

Bu aşamadan sonra belirlenen gravite alanından yararlanılarak geoit belirlenecektir. Bu işlem, Bölüm 4.2'de yapılan işlemlerin tersidir. Gravite alanının belirlenmesinde izlenen işlem adımları, bu kez girdi veri olarak artık Deniz Yüzeyi Yükseklikleri yerine, Bölüm 4.2'de hesaplanan artık gravite anomalileri kullanılarak tekrar edilmiş ve sonuç olarak artık geoit yükseklikleri hesaplanmıştır.

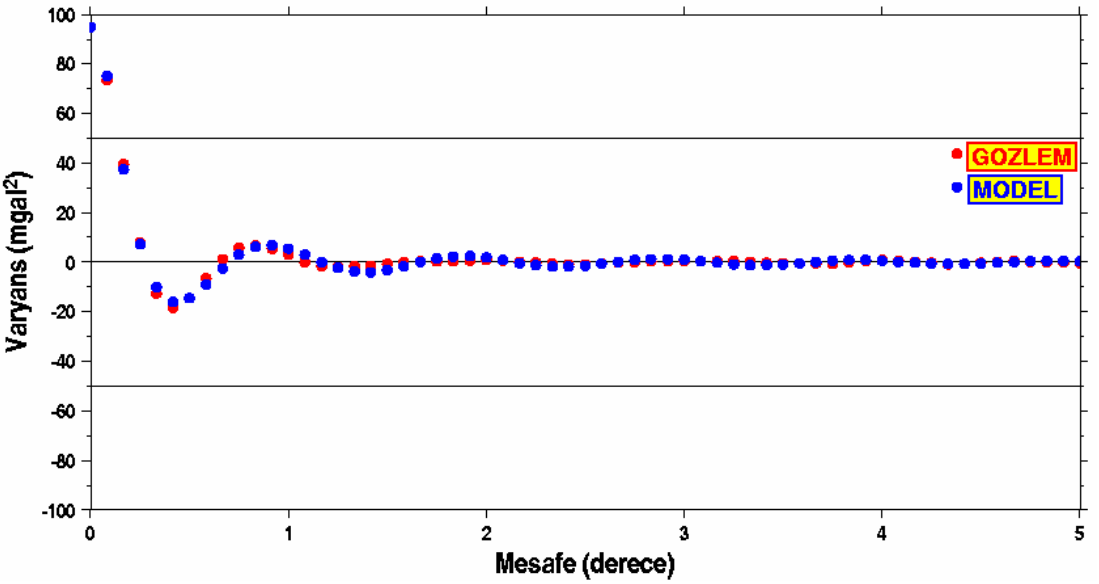
Gravite anomalilerinden geoidin belirlenmesinde de, gravite alanı belirlenmesinde kullanılan "Kaldır – Yerine Koy" tekniği ve En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılmıştır. Referans jeopotansiyel model olarak ise yine EGM08 jeopotansiyel modeli kullanılmıştır. Hesaplamalarda da yine GRAVSOFT (Tscherning ve diğ., 1994) ve Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel ve Smith, 1998) yazılım paketleri kullanılmıştır.

Artık gravite anomalilerinin küresel bir yüzey üzerindeki deneysel oto-kovaryans fonksiyonu hesabı, örneklemeler yapılarak gerçekleştirilmiştir. Örnekleme aralığı 3 dakika olarak seçilmiştir. Hesaplamalarda kovaryans değerleri deniz yüzeyine, hata derece varyansları ise EGM08 jeopotansiyel modeline göredir. Artık gravite anomalilerinin ortalama değeri, kovaryans fonksiyonu parametrelerinin hesabında çıkarılmıştır.

Artık gravite anomalilerinden geoidin belirlenmesi hesabında kullanılan ve Bölüm 4.2'de hesaplanan artık gravite anomalileri Şekil 4.18'de, hesaplanan deneysel ve model kovaryans fonksiyonları ise Şekil 4.19'da verilmektedir.



Şekil 4.18 : EKKK yöntemi ile belirlenen artık gravite anomalileri (Δg_{res}) (Şekil 4.7 ile aynıdır).



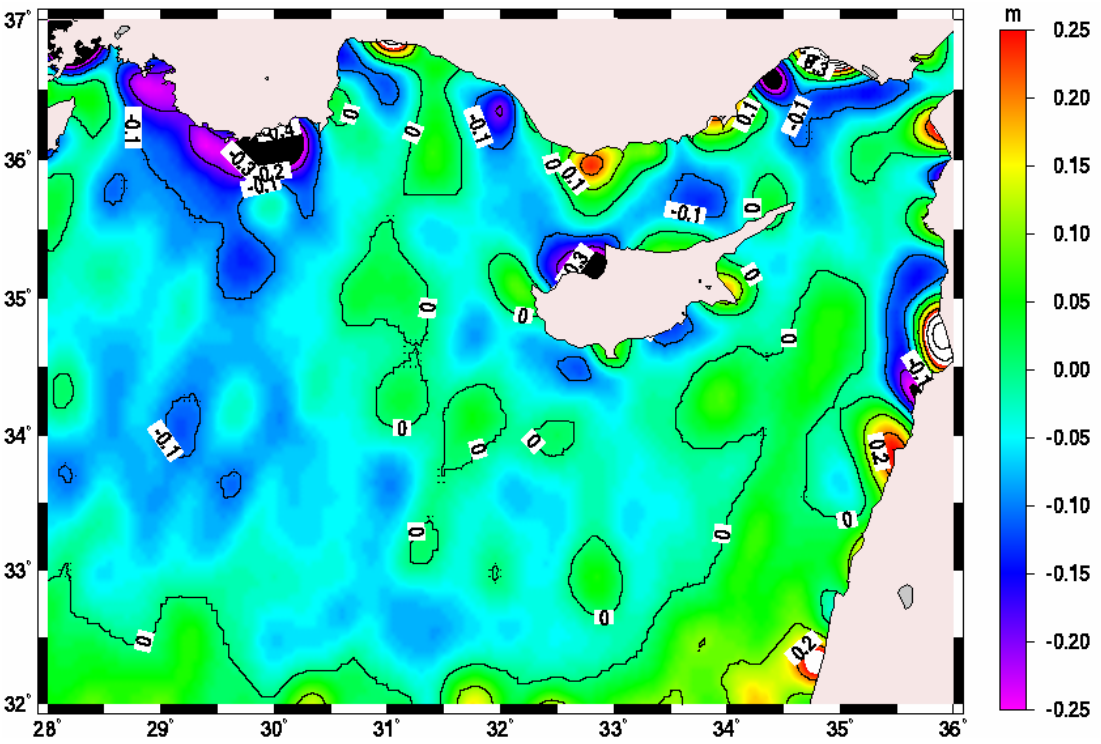
Şekil 4.19 : Deneysel ve model kovaryans fonksiyonları.

Hesaplanan kovaryans modeli parametreleri, deneysel kovaryans parametreleri ile uyumludur. Bu beklenen bir durumdur, çünkü kovaryans parametrelerinin belirlendiği gravite anomalileri, altimetre verisinden türetilmiş DYY'nden hesaplanmıştır ve DYY'leri için Bölüm 4.2'de belirlenen kovaryans fonksiyonu parametreleri de uyumludur.

Kovaryans fonksiyonu parametreleri α, A ve R_B'nin belirlenmesinde GRAVSOFT 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.

Gravite anomalileri arasında hesaplanan α, (A/R^2) ve (R_B-R) kovaryans parametreleri sırasıyla 95, 0.05 $(m/s)^4$ ve -7.957 km.dir.

Artık gravite anomalisi verisi, hesaplanan kovaryans fonksiyonu parametreleri de dikkate alınarak EKKK yöntemi ile, GRAVSOFT paket yazılımının "geocol.f" modülü ile artık geoit yüksekliklerine dönüştürülmüştür. EKKK ile elde edilen artık geoit yükseklikleri Şekil 4.20'de, istatistikleri Çizelge 4.9'da verilmektedir.

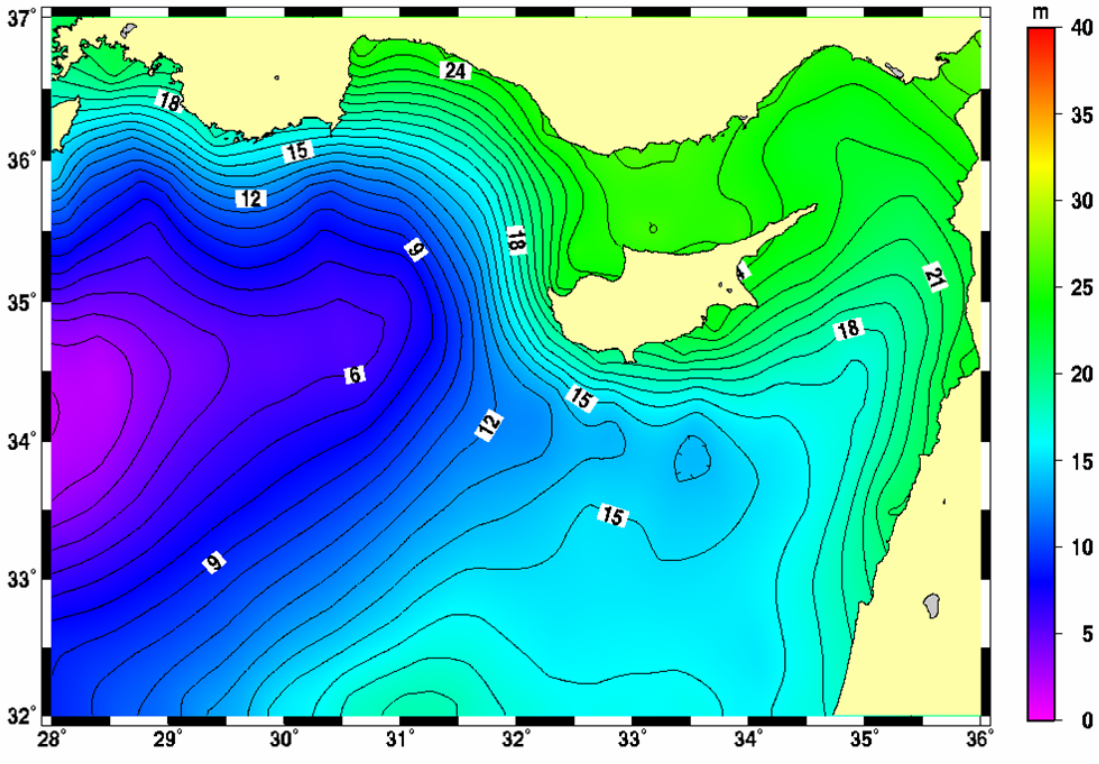


Şekil 4.20 : Artık gravite anomalilerinden EKKK yöntemi ile belirlenen artık geoit yükseklikleri (ΔN_{res}).

Çizelge 4.9 : Artık gravite anomalilerinden EKKK yöntemi ile belirlenen artık geoit yükseklikleri (ΔN_{res})

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	-0.93	m
Maksimum	1.21	m
Ortalama	0.00	m
Standart Sapma	± 0.14	m

Hesaplanan artık geoit yüksekliklerine, EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan geoit yükseklikleri eklenerek uygulama bölgesindeki geoit yüksekliği haritası belirlenmiştir. EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan geoit yükseklikleri Şekil 4.21'de ve istatistikleri Çizelge 4.10'da verilmektedir.

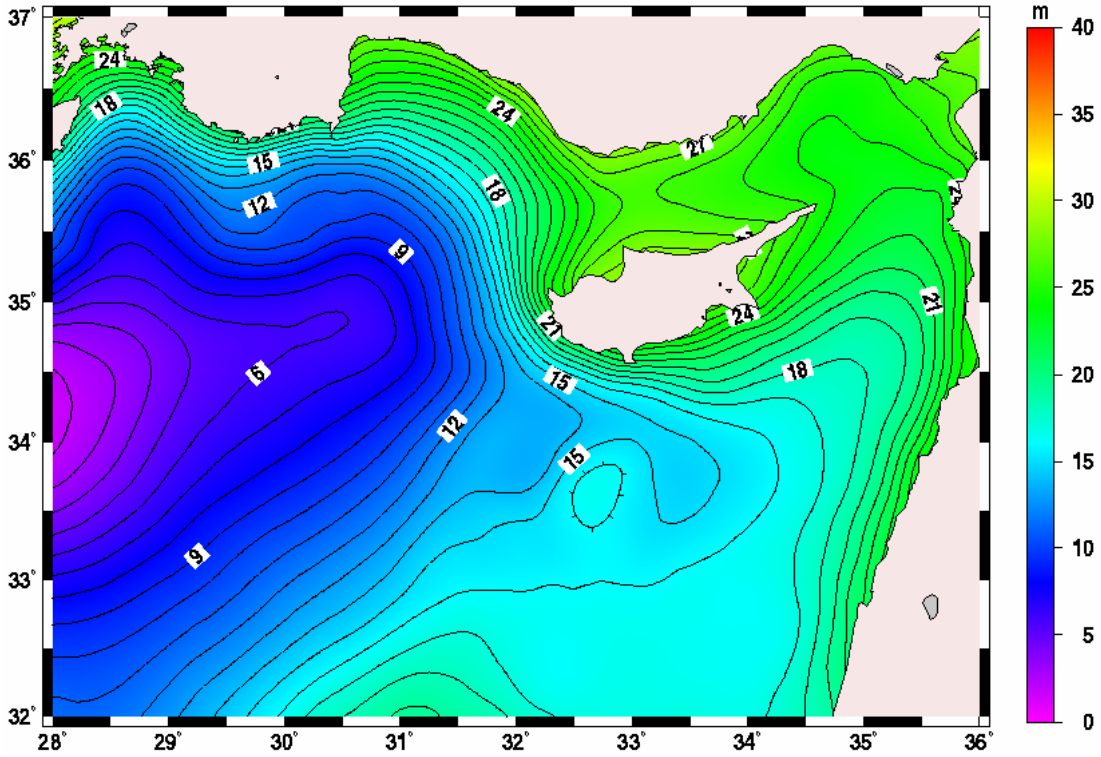


Şekil 4.21 : EGM08 jeopotansiyel modelden hesaplanan referans geoit yükseklikleri (N_{EGM}) (Şekil 4.4 ile aynıdır)..

Çizelge 4.10 : EGM08 jeopotansiyel modelinden hesaplanan referans geoit yüksekliği değerleri (N_{EGM08}) (Çizelge 4.2 ile aynıdır).

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	0.89	m
Maksimum	38.34	m
Ortalama	18.02	m
Standart Sapma	± 7.83	m

Uygulama bölgesinde hesaplanan artık geoit yüksekliklerine, EGM08 modelinden hesaplanan referans geoit yüksekliklerinin eklenmesi ile elde edilen sonuç geoit yükseklikleri Şekil 4.22'de ve istatistikleri Çizelge 4.11'de verilmektedir.



Şekil 4.22 : EKKK ile hesaplanan sonuç geoit yükseklikleri.

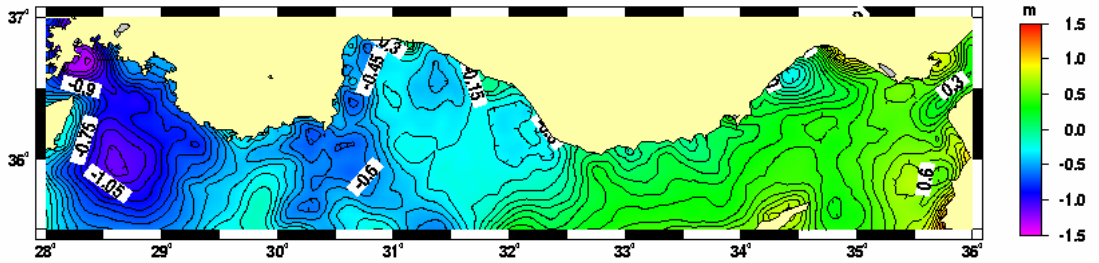
Çizelge 4.11 : Hesaplanan sonuç geoit yükseklikleri. (N).

		Birim
Nokta Sayısı	36421	adet
Minimum	0,83	m
Maksimum	38,40	m
Ortalama	18,03	m
Standart Sapma	± 7,83	m

Hesaplanan geoit yükseklikleri, TG03 Türkiye Geoidi modelinin çalışma alanı ile çakışan kısmı ile kontrol edilmiştir. Bununla birlikte TG03 Gravimetrik Geoidi, Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı ile uyumlu olabilmesi için ülke yüzeyine homojen dağılmış 197 GPS/Nivelman noktası ile birleştirilerek mühendislik uygulamalarında kullanılabilir hâle getirilmiştir. Bu nedenle bu çalışmada yapılan karşılaştırmada, TG03 Türkiye Geoidi'nin GPS/Nivelman noktaları ile birleştirilmeden önceki hâli olan Gravimetrik Geoit kullanılmıştır.

TG03 Türkiye Jeodi'nin hesaplanmasında karasal gravite gözlemleri ile birlikte altimetreden türetilen gravite verisi de kullanıldığından, yapılan karşılaştırmanın tutarlı bir kontrol yöntemi olması beklenmektedir.

Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Gravimetrik Geoidi arasındaki farklar Şekil 4.23'de, farkların istatistikleri ise Çizelge 4.12'de verilmektedir.



Şekil 4.23 : Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi Modeli arasındaki farklar.

Çizelge 4.12 : Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi Modeli arasındaki farklar.

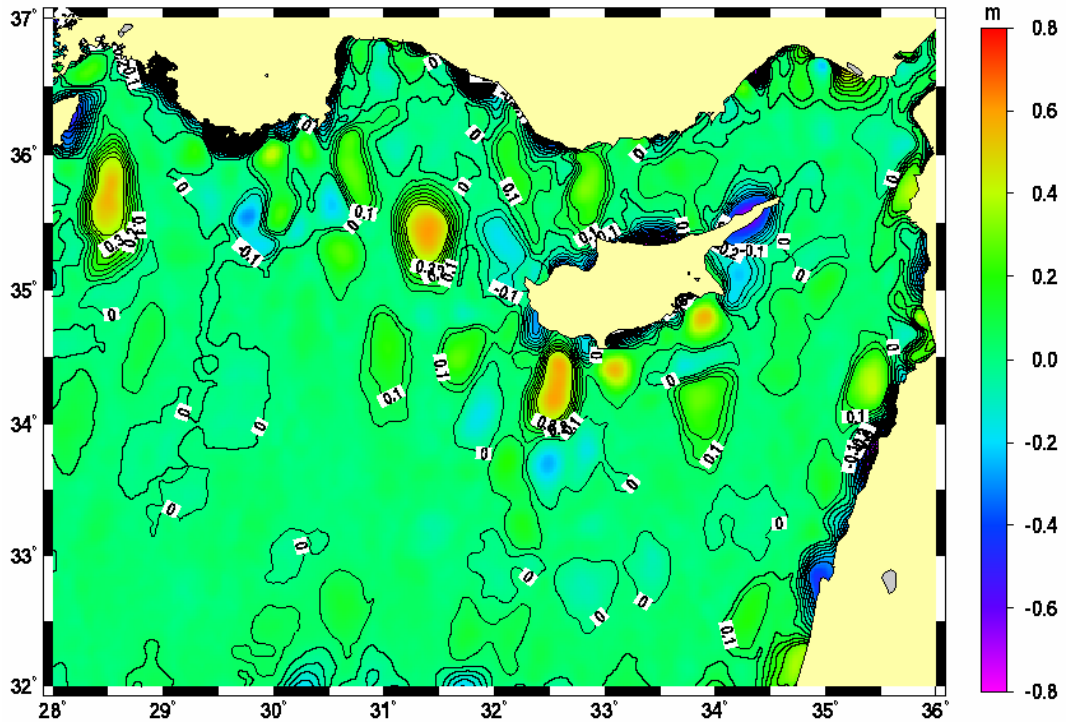
	Değer	Birim
Nokta Sayısı	3168	adet
Minimum	-1.37	m
Maksimum	1.43	m
Ortalama	-0.15	m
Standart Sapma	± 0.49	m
KOH	± 0.52	m

Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi' modeli arasında ± 0.52 m.lik bir uyuşum olduğu tespit edilmiştir.

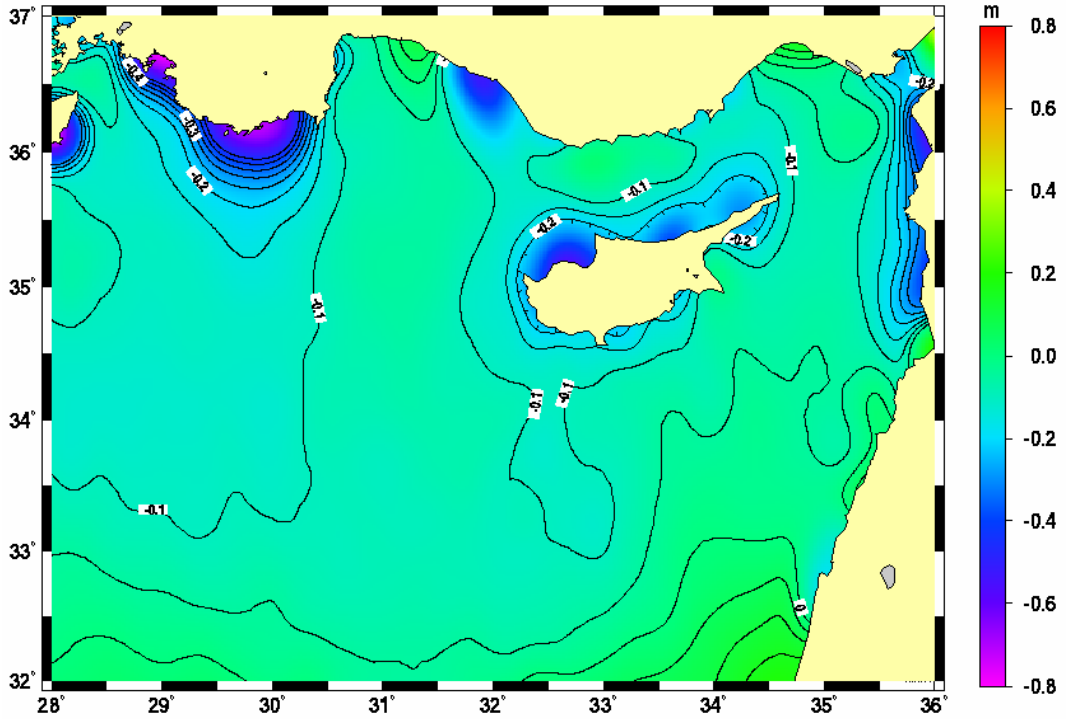
Geoit yükseklikleri hesaplandıktan sonra, uygulama bölgesindeki Deniz Yüzeyi Topoğrafyası modeli belirlenebilir. Bölüm 1.1'de de açıklandığı üzere, altimetre tekniği ile okyanuslarda gözlenen DYY değerleri, uygun düzeltmeler getirildikten sonra geoit yüksekliği (N) ile çakışmaktadır. Durgun deniz yüzeyi gerçekte bir eşpotansiyel yüzey değildir ancak eşpotansiyel yüzeyden DYT kadar sapmaktadır. Bunun anlamı, Deniz Yüzeyi Yükseklikleri, geoit yüksekliği ile Deniz Yüzeyi Topoğrafyasının toplamından oluşmaktadır.

Dolayısıyla hesaplanan geoit yükseklikleri başlangıçtaki DYY'nden çıkarılarak DYT hesaplanabilir. Bu şekilde hesaplanan DYT modeli, Şekil 4.24'te verilmektedir.

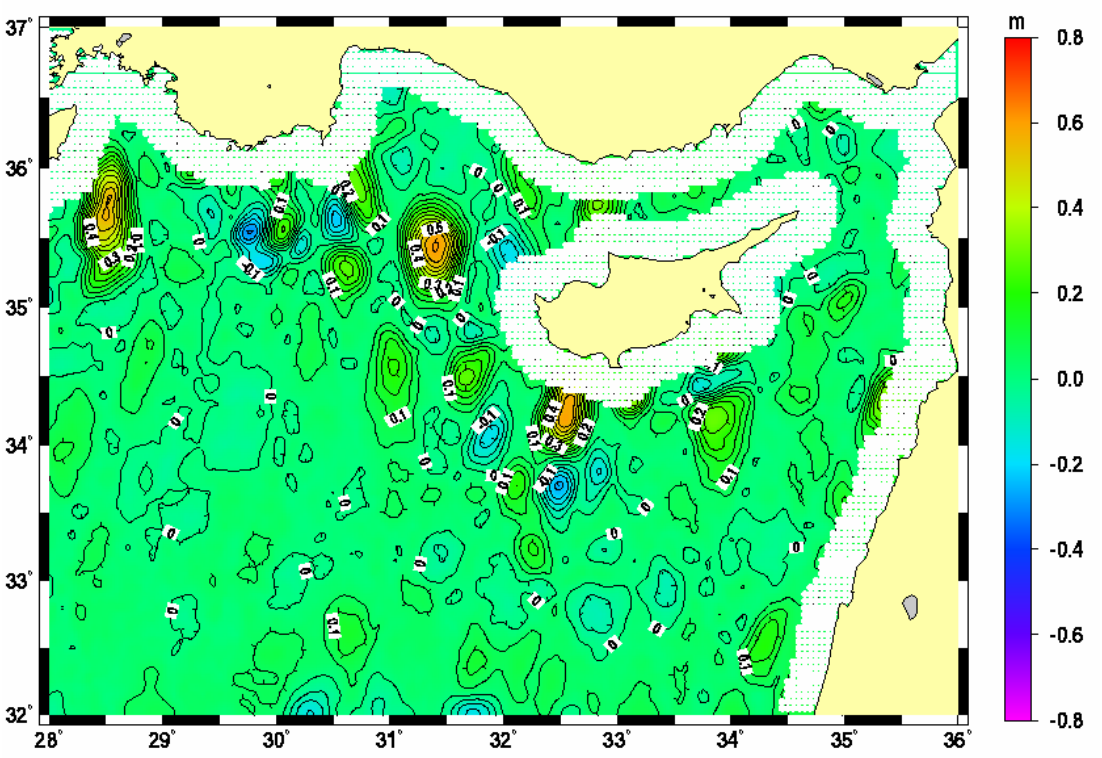
Hesaplanan DYT modeli, DNSC08 SST modeli (Andersen ve diğ., 2008) ile karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırma, kıyının 30 km. açığından itibaren yapılmıştır. Karşılaştırmada kullanılan DNSC08 SST modeli Şekil 4.25'te, karşılaştırma sonuçları ise Şekil 4.26'da, sonuçların istatistikleri Çizelge 4.13'te verilmektedir.



Şekil 4.24 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrafyası.



Şekil 4.25 : Karşılaştırmada kullanılan DNSC08 SST Modeli.



Şekil 4.26 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrayfası ile DNSC08 SST Modeli arasındaki farklar.

Çizelge 4.13 : Hesaplanan Deniz Yüzeyi Topoğrayfası ile DNSC08 SST Modeli karşılaştırması sonuçları

	Değer	Birim
Nokta Sayısı	10334	adet
Minimum	-0.31	m
Maksimum	0.61	m
Ortalama	0.04	m
Standart Sapma	± 0.08	m
KOH	± 0.09	m

Karşılaştırma sonucunda, hesaplanan DYT değerleri ile DNSC08 SST modeli arasında ± 0.09 m.lik uyuşum olduğu belirlenmiştir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Alman Jeodezik Araştırma Enstitüsü (DGFI)'den temin edilmiş yaklaşık onbeş yıllık TOPEX/POSEIDON, GFO, ENVISAT ve GFO uydu altimetre verisi kullanılarak, Doğu Akdeniz (28^o-36^o boylamları ile 32^o-37^o enlemleri arasında kalan bölge)'de, yüksek doğruluklu gravite alanı, geoit ve DYT modeli belirlenebilmesi olanakları araştırılmıştır.

Kullanılan veriler Düzeltilmiş Deniz Yüzeyi Yükseklikleridir ve altimetre gözlemlerine getirilen standart düzeltmeler getirilmiştir.

DYY'nden gravite anomalisi ve gravite anomalisinden geoidin türetilmesinde EKKK yöntemi ve "Kaldır-Yerine Koy" tekniği kullanılmıştır. "Kaldır – Yerine Koy" aşamalarında jeopotansiyel model olarak EGM08 jeopotansiyel modeli kullanılmıştır. Artık DYY ve artık gravite anomalileri için deneysel kovaryans fonksiyonları ile uyumlu model kovaryans fonksiyonları belirlenmiştir. Belirlenen kovaryans parametreleri EKKK hesabına dâhil edilmiştir. Hesaplamalarda GRAVSOFT yazılım paketi, grafik çizimlerde Generic Mapping Tools (GMT) yazılımı kullanılmıştır.

Bu çalışmada hesaplanan gravite anomalisi, Smith Sandwell 97, KMS02 ve DNSC08 gravite alanı modelleri ile karşılaştırılmıştır. Kıyı bölgelerinde altimetre gözlemlerinin bozulabileceği olasılığından dolayı, karşılaştırmada kıyıya uzaklığı 30 km.den daha fazla olan noktalar dikkate alınmıştır.

Karşılaştırma sonucunda hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, Smith Sandwell 97 gravite anomalisi alanı arasında ± 2.54 mgal, KMS02 gravite anomalisi alanı arasında ± 3.52 mgal ve DNSC08 gravite anomalisi alanı arasında ± 1.49 mgal .lik bir uyuşum olduğu tespit edilmiştir.

Hesaplanan gravite anomalisi alanı, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri ile de karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucunda hesaplanan gravite anomalisi alanı ile, gemi gözlemlerinden elde edilen gravite anomalileri arasında ± 7.96 mgal .lik bir uyuşum olduğu belirlenmiştir.

Gravite anomalilerinden hesaplanan geoit yükseklikleri ise TG03 Gravimetrik Türkiye Geoidi modelinin çalışma alanı ile çakışan kısmı ile kontrol edilmiştir. Hesaplanan geoit yükseklikleri ile TG03 Türkiye Geoidi modelinin ± 0.52 m.lik bir doğrulukla uyuştuğu belirlenmiştir.

Geoit yükseklikleri hesaplandıktan sonra, uygulama bölgesindeki Deniz Yüzeyi Topoğrafyası modeli belirlenmiştir.

Hesaplanan DYT modeli, DNSC08 SST modeli ile karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırma, kıyının 30 km. açığından itibaren yapılmıştır. Karşılaştırma sonucunda, hesaplanan DYT değerleri ile DNSC08 SST modeli arasında ± 0.09 m.lik uyuşum olduğu belirlenmiştir.

Sonuç olarak;

- Altimetre gözlemlerinden, denizlerde ölçülen graviteye yakın doğrulukta (± 8 mGal) gravite anomalilerinin türetilebilmesinin olanaklı olduğu,
- Altimetre gözlemlerinden türetilen gravite anomalileri kullanılarak kıyı bölgelerinde geoidin önemli oranda iyileştirilebileceği,
- Altimetre gözlemlerinden türetilen gravite anomalilerinin karasal, havai ve gemi gözlemleri ile birleştirilerek kullanılması ile doğruluğun artırılabileceği değerlendirilmektedir.

KAYNAKLAR

Andersen, O. B., 1995. Global ocean tides from ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry, *Journal of Geophysical Research* Vol. **100** (C12), 25,249-25,259.

Andersen, O. B., 1999. Shallow water tides on the northwest European shelf from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research* Vol. **104**, 7729-7741.

Andersen, O. B., 2002a. Global distribution of shallow water tides from satellite altimetry. *Proceedings of the International Workshop on Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography*: Summer Lecture Series and Scientific Applications, Wuhan China, Sept., 8-13.

Andersen, O. B., 2002b. Marine gravity and geoid from multi-satellite altimetry and applications. Lecture notes for International Workshop on Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography: Summer Lecture Series and Scientific Applications, IAG Section II (Advanced Space Technology), Wuhan, China, September 8-13.

Andersen, O. B., ve Knudsen, P., 1998. Global Marine Gravity from the ERS-1 and Geosat Geodetic Mission Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **103**, pp. 8129-8137.

Andersen, O. B., Knudsen, P., Kenyon, S., and Trimmer, R., 2003. KMS2002 Global Marine Gravity Field, Bathymetry and Mean Sea Surface. Poster, IUGG 2003, Sapporo, Japan, June 30-July 11.

Andersen, O.B., Knudsen, P., Parsons, B. ve Kenyon, S., 2008. The DNSC08 ocean wide altimetry derived gravity anomaly field. EGU 2008 Meeting, Vienna.

Andersen, O. B., Knudsen, P. ve Trimmer, R., 2000. The KMS99 global marine gravity field from ERS and GEOSAT altimetry, In Press: *Proceedings of the ERS-Envisat Symposium 2000*-Goteborg Sweden.

Andersen, O. B., Knudsen, P., ve Trimmer, R., 2001. The KMS2001 Global Mean Sea Surface and Gravity Field, IAG2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September.

Andersen, O. B., Knudsen, P. ve Tscherning, C.C., 1996. Investigation of methods for global gravity field recovery from dense ERS-1 geodetic mission altimetry, in Global Gravity Field and Its Temporal Variations, IAG Symp., vol. **116**, edited by R. H. Rapp, A. Cazenave, and S. Nerem, pp. 218-226, Springer-Verlag, New York.

Andersen, O. B., Woodworth, P. L. ve Flather, R. A., 1995. Intercomparison of recent global ocean tide models, *Journal of Geophysical Research*, **100**(C12), 25,261-25,282.

Balmino, G., Moynot, B., Sarrailh, M. ve Valès, N., 1987. Free air gravity anomalies over the oceans from Seasat and Geos 3 altimeter data, Eos Trans. AGU, **68**(2), 17-18.

Behrend, D., Denker, H. ve Schmidt, K., 1996. Digital gravity data sets for the Mediterranean Sea derived from available maps, Bull d.Inf., **78**, 32-41.

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

Blanc, F., Houry, S., Mazzega, P., ve Minster, J.F., 1990. A High-resolution, High-accuracy Altimeter Derived Mean Sea Surface in the Norwegian Sea. *Marine Geodesy*, Vol. **14**, No. 1,57-76.

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

Bosch, W., 2006. Satellite Altimetry-Multi Misiion Cross Calibration. In: P.Tregoning and Ch. Rizos (Eds): Dynamic Planet – Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools. IAG Symposium, Vol. **130**, 51-56, Springer, Berlin.

Bracewell, R. N., 1978. *The Fourier transform and its applications*, McGraw-Hill international book company, 444pp.

Brooks, R. L., ve Lockwood, D.W., 1990. Effects of Islands in the Geosat Footprint, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **95**, No. C3, pp. 2849-2855.

Cartwright, D. E., ve Ray, R. D., 1990. Oceanic tides from Geosat Altimetry, *Journal of Geophysical Research* Vol. **95**, 3069-3090.

Chambers, D.P., Hayes, S.A., Ries J.C., ve Urban, T.J., 2003. New TOPEX sea state bias models and their effect on global mean sea level, *Journal of Geophysical Research* Vol. **108** (C10), 3305.

Chelton, D. B., Ries, J.C., Haines, B.J., Fu, L.-L., ve Callahan, P.S., 2001. Satellite Altimetry of Chapter, in: Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, Fu, L.-L., and Cazenave, A. (ed.), Academic Press, San Diego, pp. 1-132.

Childers, V.A., McAdoo, D.C., Brozena, J.M. ve Laxon, S.L., 2001. New gravity data in the Arctic Ocean: Comparison of airborne and ERS gravity. JGR, **106**, B5, pp.8871-8886.

Deng, X., Featherstone, W.E., Hwang, C., ve Berry, P.A.M., 2002. Estimation of Contamination of ERS-2 and POSEIDON Satellite Radar Altimetry Close to the Coasts of Australia, *Marine Geodesy*, in press.

Fernandez, J. ve Antunes, M., 2002. Coastal satellite altimetry, Methods for data recovery and validation, submitted proceedings of the GG2002, Thessaloniki, August 21-26.

Forsberg, R., 1984. A Study of Terrain Reduction, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modelling. Report no. **355**, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus.

Fu, L.-L., ve Cazenave, A., 2001. Satellite Altimetry and Earth Sciences: *A Handbook of Techniques and Applications*, Academic Press, San Diego, 463 pp

Haxby, W. F., 1987. Gravity field of the worlds oceans (Seasat altimetry), map, Nat. Geophys. Data Cent., Boulder, Colo.

Heiskanen, W. A., ve Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*, W. H. Freeman, San Francisco.

Hernandez, F. ve Schaeffer, P., 2000. Altimetric mean sea surfaces and gravity anomaly maps and intercomparison, AVISO Tech Rep., AVI-NT-011-5242, CLS Cent Natl., d'Etudes spatiales. Toulouse, France.

Høyer, J. L. ve Andersen, O.B., 2002. Improved Description of sea Level in the North Sea, Submitted *Journal of Geophysical Research*.

Hwang, C., 1998. Inverse Vening Meinesz Formula and Deflection-Geoid Formula: Applications to the Predictions of Gravity and Geoid over the South China Sea, *Journal of Geodesy*, Vol. **72**, pp. 304-312.

Hwang, C., Hsu, H., ve Jang, R., 2001. Global Mean Sea Surface and Marine Gravity Anomaly from Multi-satellite Altimetery: Applications of Deflection-geoid and Inverse Vening Meinesz Formulae, *Journal of Geodesy*, in press.

Hwang, C., ve Parsons, B., 1995. Gravity Anomalies Derived from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON Altimetry and Ship Gravity: A Case Study over the Reykjanes Ridge, *Geophysical Journal International*, Vol. **122**, pp. 551-568.

İmre, İ., 2005. Uydu Altimetre Tekniği ve Marmara Denizi'ndeki Uydu İzlerinin Değerlendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Y.T.Ü, İstanbul.

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 gravity and satellite altimeter data. *Bulletin Géodésique*, Vol. **61**, pp. 145-160.

Knudsen, P., 1991. Simultaneous Estimation of the Gravity Field and Sea Surface Topography From Satellite Altimeter Data by Least Squares Collocation. *Geophysical Journal International*, Vol. **104**, No. 2, 307-317.

Knudsen, P., 1993. Geodesy and geophysics, in (ed) J. Kakkuri, lecture notes for NKG autumn school, Korpilampi, Finland, p. 87-126.

Knudsen, P., Andersen, O.B., ve Tscherning, C.C., 1992. Altimetric Gravity Anomalies in the Norwegian-Greenland Sea - Preliminary Results from the ERS-1 35 days Repeat Mission. *Geophysical Research Letters*, Vol. **19**, No. 17, 1795-1798, July.

Lettellier T., Lyard, F. ve Lefebre, F., 2004. The new global tidal solution : FES2004. Presented at: Ocean Surface topography Science Team Meeting, St. Petersburg, Florida, Nov. 4-6.

Levitus, S., 1982. Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA professional paper 13, US Dept of Commerce, Rockwill, Maryland.

Marchenko, A.N., Tartachynska, Z.R., 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.

Mazzega, P., ve Houry, S., 1989. An experiment to invert Seasat altimetry for the Mediterranean and Black Sea mean surface. Geophysical Journal, **96**, 259-272, 1989. Rosborough, G.W.: Satellite Orbit Perturbations Due to the Geopotential. Report No. **CSR-86-1**, Center for Space Research, The University of Texas at Austin.

Moritz, H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*. Herbert Wichmann Verlag, Karsruhe.

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.

Olesen, A., V., Andersen, O. B., ve Tscherning, C. C., 2002. Merging of airborne gravity and gravity derived from satellite altimetry: test cases along the coast of Greenland, *Stud Geophys. Geod*, **46**, 387-394.

Olgiati, A., Balmino, G., Sarrailh, M., ve Green, C.M., 1995. Gravity Anomalies from Satellite Altimetry: Comparison between Computation via Geoid Heights and via Deflections of the Vertical, *Bulletin Géodésique*, Vol. **69**, No. 4, pp. 252- 260.

Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2008. An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. Presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13–18.

Rapp, R. H., 1985. Detailed gravity anomalies and sea surface heights derived from GEOS-3/Seasat altimeter data. Dept. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State University Rep. **365**, 126 pp.

Rapp, R.H. ve Basic, T., 1992. Oceanwide gravity anomalies from Geos-3, Seasat and Geosat altimeter data, *Geophysical Research Letters*, **19**, 1979-1982.

Sandwell, D. T., 1992. Antactic Marine Gravity Field from High-density Satellite Alitmetry, *Geophysical Journal International*, Vol. **109**, pp. 437-448.

Sandwell, D.T., 2003. Radar Altimetry, Lecture Notes, in url: (http://topex.ucsd.edu/rs/altimetry.pdf).

Sandwell, D. T., ve Smith, W.H.F. 1997. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **102**, pp. 10039-10054.

Sandwell, D. T., ve Smith, W. H. F., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.

Sansó, F., 1986. Statistical Methods in Physical Geodesy. In: Suenkel, H.: Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. **7**, 49-155, Springer-Verlag.

Schwarz, K.-P., Sideris, M. G. ve Forsberg, R., 1990. Use of FFT methods in physical geodesy, *Geophysical Journal International*, **100**, 485-514.

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

Shum, C. K., Woodworth, P. L., Andersen, O. B., Egbert, G., Francis, O., King, C., Klosko, S., Le Provost, C., Li, X., Molines, J., Parke, M., Ray, R., Schlax, M., Stammer, D., Tierney, C., Vincent, P. ve Wunsch, C., 1997. Accuracy assesment of recent ocean tide models, *Journal of Geophysical Research*, **102**(C11), 25173-25194.

Simav, M., 2007. Doğu Akdeniz'de Uydu Altimetre Verileri ile Deniz Seviyesi Değişimlerinin Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü, İstanbul.

Stammer, D., Tokmakian, R. , Semtner, A. ve Wunsch, C., 1996. How well does a 1/4°global circulation model simulate large-scale oceanic observations, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 25779-25811.

Tapley, B. D., ve Kim, M.C., 2001. Applications to Geodesy of Chapter, in: *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Fu, L.-L., and Cazenave, A. (ed.), Academic Press, New York, USA, pp. 371-406.

Torge, W., 2001. *Geodesy*, 3rd Edition, de Gruyeter, Berlin, 416pp.

Trimmer, R. G., Andersen, O., Driscoll, M.L. ve Wang, Y.M., 2001. Estimating Altimetry 5'x5' Mean Gravity Anomaly Regional Accuracies, In Vistas for Geodey in the New Millennium (ed). J. Adam and K.-P. Schwarz, Springer Verlag, IAG Symposia **125**, 535-542.

Trimmer, R. G., Washechek, T., Paulson, K. C. ve Andersen, O., 2002. Altimetry derived gravity anomaly regional errors in near shore, shallow, and continental shelf edge areas, Proceedings of the International Workshop on Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography: Summer Lecture Series and Scientific Applications, Wuhan China, Sept., 8-13.

Tscherning, C.C., 1986. Functional Methods for Gravity Field Approximation. In: Suenkel, H.: Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. **7**, 3-47, Springer-Verlag.

Tscherning, C. C., 1997. Geoid determination by Least Squares Collocation, in Sanso (ed), International school for the determination and use of the Geoid, International geoid service, DIIAR, Politecnico di Milano, Italy, 110-135.

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

Tscherning, C.C., ve Rapp, R.H., 1974. Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree Variances. Report no. **208**, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus.

Tscherning, C. C., Forsberg, R. ve Knudsen, P., 1992. The GRAVSOFT package for geoid determination, in Proceedings of the First Workshop on the European Geoid, Prague, pp. 327-334, Springer-Verlag, New York.

Tscherning, C. C., Knudsen, P., Ekholm, S. ve Andersen, O. B., 1993. An Analysis of the gravity field in the Norwegian sea using ERS-1 altimeter measurements, in Proceedings of the First ERS-1 symposium, European Space Agency Spec. Publ. ESA SP-359, 413-418.

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

Tziavos, I. N., Forsberg, R., ve Sideris, M.G., 1998. Marine Gravity Field Modelling Using Ship-borne Gravity and Geodetic Misson Altimetry Data, *Geomatics Research Australasia*, Vol. **69**, pp. 1-18.

Url-1 <http://www.altimetry.info/>, alındığı tarih 29.06.2006.

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

Wang, Y. M., 2000. The satellite altiemter data derived mean sea aurface GSFC98 *Geophys. Res. Lett*, **27**, 701-704.

Wang, Y. M., 2001. GSFC00 mean sea surface, gravity anomaly, and vertical gravity gradient from satellite altimeter data., *Journal of Geophysical Research*, **106**, C12, 31167-31174.

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

Wunsch, C., ve Zlotnicki, V. 1984. The accuracy of altimetric surfaces. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **78**, 795-808.

Yi, Y., 1995. Determination of gridded mean sea surface from TOPEX, ERS-1 and GEOSAT altimeter data., Rep. **434**, Dept Geod. Sci Surv, The ohio state univ. Colombus, USA.

EKLER

EK A: Çalışmada kullanılan yazılım parametreleri. (CD-ROM).

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Orhan FIRAT

Doğum Yeri ve Tarihi: Çiçekdağı/KIRŞEHİR, 02.03.1976

Adres: Harita Genel Komutanlığı Fotogrametri Dairesi Başkanlığı 06100, Dikimevi/ANKARA

Lisans Üniversite: MSB Harita Genel Komutanlığı Harita Yüksek Teknik Okulu

Yayın Listesi:

- Ayhan,M.E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., Açıkgöz, M., **Fırat**, **O.** Şengün, Y.S., Cingöz, A., Gürdal, M.A., Kurt, A.İ., Ocak, M., Türkezer, A., Yıldız, H., Bayazıt, N., Ata, M., Çağlar, Y., ve Özerkan, A., 2002: Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı 1999A (TUTGA-99A). *Harita Dergisi*, Özel Sayı 16.
- **Fırat O**., Lenk, O., 2002: Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA99A) ile Avrupa Datumu 1950-(ED-50) Arasındaki Dönüşüm. TUJK 2002 Yılı Bilimsel Toplantısı Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı, 10 – 12 Ekim 2002, İznik, Türkiye.
- Demir, C., Kılıçoğlu, A., **Fırat, O.**, ve Bayazıt N., 2002: Türkiye Ulusal Temel Gravite Ağı. TUJK 2002 Yılı Bilimsel Toplantısı Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı, 10 – 12 Ekim 2002, İznik, Türkiye.
- Kılıçoğlu A., **Fırat O.**, 2003: Büyük Ölçekli Harita Üretiminde GPS ile Ortometrik Yükseklik Belirlemeye Yönelik Jeoid Modelleme ve Uygulamalar. TUJK 2003 Yılı Bilimsel Toplantısı Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı 24-25-26 Eylül, Konya
- Kılıçoğlu, A., **Fırat, O.**, 2002: Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti Ulusal Gravite Ağı'nın (KUGA-2001) Oluşturulması. *Harita Dergisi*, sayı 127, s. 1-8.
- Kılıçoğlu, A., **Fırat, O.**, ve Demir, C., 2005: Yeni Gravimetrik Türkiye Geoid Modeli-2003 (TG-03). TUJK Jeoid ve Düşey Datum Çalıştayı, 22-24 Eylül 2005, KTÜ,Trabzon.
- Demir, C., Kılıçoğlu, A., ve **Fırat, O.**, 2005: Türkiye Temel Gravite Ağı. TUJK Jeoid ve Düşey Datum Çalıştayı, 22-24 Eylül 2005, KTÜ,Trabzon.
- Demir, C, Kılıçoğlu, A., **Fırat, O.**, 2006: Temel Gravite Ağı 1999 (TTGA99). *Harita Dergisi*, Sayı 136,