

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**UYDU VE MODEL VERİLERİNE DAYALI AKDENİZ SU KÜTLESİ
DEĞİŞİMLERİ**

**DOKTORA TEZİ
Mehmet SİMAV**

Anabilim Dalı : Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği

Programı : Geomatik Mühendisliği

MAYIS 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**UYDU VE MODEL VERİLERİNE DAYALI AKDENİZ SU KÜTLESİ
DEĞİŞİMLERİ**

**DOKTORA TEZİ
Mehmet SİMAV
(501072607)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 28 Ekim 2011
Tezin Savunulduğu Tarih : 14 Mayıs 2012**

**Tez Danışmanı : Doç. Dr. Ersoy ARSLAN (İTÜ)
Eş Danışman : Dr. Hasan YILDIZ (HGK)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Rasim DENİZ (İTÜ)
Prof. Dr. R. Nurhan ÇELİK (İTÜ)
Doç. Dr. D. Uğur ŞANLI (YTÜ)
Doç. Dr. Orhan AKYILMAZ (İTÜ)
Doç. Dr. Halis SAKA (GYTE)**

MAYIS 2012

Çok Değerli Eşime ve Kızlarıma,

ÖNSÖZ

"Dünya Alarm Veriyor! Eriyen buzullar, deniz seviyelerindeki yükselmeler, ekolojik dengedeki bozulmalar halen sürmekte olan küresel iklim değişiminin göstergelerinden sadece birkaçı." Belki dünya varolduğundan beri iklim değişiyor, ancak günümüzde modern gözlem sistemleri sayesinde bu değişimi daha iyi görebiliyoruz ve anlayabiliyoruz. İklim değişimlerinin nedenlerinin ortaya çıkarılması ve olası etkilerinin en aza indirilebilmesi için disiplinler arası çalışmalar olanca hızıyla devam etmektedir. Jeodezinin temel ilgi alanlarından biri olan zamanla değişen yer gravite alanı, iklim değişimlerinin potansiyel nedenleri ve sonuçları hakkında çok değerli bilgiler taşımaktadır. Yer gravite alanındaki zamansal değişimlerin temel kaynağı, yeri oluşturan kütlelerin yer değiştirmesi ve yeniden dağılımıdır. Bunun en güzel örneği hidrolojik döngüdür. Atmosferdeki su buharı yoğunlaşarak bulutları oluşturur, koşullar uygun olduğunda yağış meydana gelir. Yağış şeklinde yeryüzüne düşen su, toprağa sızarak yeraltı sularına veya yüzeysel akıntı olarak okyanuslara, denizlere karışır. Yüzeysel sularının buharlaşmasıyla su atmosfere geri döner. Sonuç olarak su kütlesi, yer sistemi katmanları arasında yer değiştirerek gravite alanında zamana bağlı değişimlere neden olur.

İklim değişimlerinin en belirgin göstergelerinden biri olan deniz seviyesindeki yükselmenin başlıca nedenlerinden birisi de deniz suyu kütlesindeki değişimlerdir. Buzulların eriyerek denize karışması, akıntuların ve rüzgârın su kütlesini bir yerden başka bir yere taşıması ve taşınan suyun yeniden dağılımı, yeraltı ve yerüstü su kaynaklarından denizlere su giriş ve çıkışları, yağış ve buharlaşma neticesinde su giriş ve çıkışları sonucu deniz seviyesi değişmektedir. Deniz ve okyanusların iklim üzerindeki etkilerini daha iyi anlamak için toplam deniz seviyesi değişimindeki kütle ve diğer bileşenlerin bilinmesi önem arz etmektedir. Bu maksatla, tez çalışmasında Akdeniz toplam deniz seviyesi sinyali içerisindeki su kütlesi sinyali farklı gözlem, model ve hesaplama yöntemleri ile belirlenmeye çalışılmıştır.

Tez çalışması süresince bana yol gösteren ve desteklerini esirgemeyen danışman hocam Sayın Doç. Dr. Ersoy ARSLAN'a, tez eş danışmanım Sayın Dr. Müh.Yb. Hasan YILDIZ'a ve tez izleme komitesindeki hocalarım Sayın Prof. Dr. Rasim DENİZ ve Sayın Doç. Dr. D.Uğur ŞANLI'ya teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmada kullanılan veri ve modeller; Delft Teknoloji Üniversitesi Yer Gözlem ve Uzay Sistemleri Enstitüsünden (DEOS), Teksas Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezinden (UTCSR) ve Jet Propulsion Laboratuvarından (JPL) sağlanmış olup, bilime ve bilim insanlarına desteklerinden dolayı bu kurumlara teşekkür ediyorum.

Son ama her şeyden daha önemlisi, benim için dünyanın en kıymetli varlıkları olan canımdan çok sevdiğim değerli eşime ve kızlarıma göstermiş oldukları sabırdan dolayı çok teşekkür ediyorum. Doktora tezimi sizlere ithaf ediyorum.

Mayıs 2012

Mehmet Simav

Yüksek Mühendis

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	4
1.2 Tezin İçeriği	5
2. YER GRAVİTE ALANI – SU KÜTLESİ İLİŞKİSİ	7
2.1 Yer Gravite Alanı	7
2.2 Gravite Alanındaki Zamana Bağlı Değişimler ve Yüzey Kütle Yoğunluğu.....	9
2.3 GRACE Uydu Sistemi	14
2.3.1 Ölçme sistemi.....	14
2.3.2 Veri akışı	17
2.4 GRACE Seviye-2 Çözümlerindeki Hatalarının Azaltılması	18
2.4.1 Katlanma etkisi ve arka plan modeller.....	19
2.4.2 Konumsal yumuşatma, korelasyon filtresi ve bölgesel ortalama.....	20
2.4.3 Sızıntı etkisi ve ölçek faktörü.....	28
2.4.4 Düşük dereceli potansiyel katsayılarının çözümlere eklenmesi.....	29
2.4.5 Arka plan oşinografik modelin çözümlere geri yüklenmesi	29
3. GRAVİMETRİK YÖNTEMLE AKDENİZ’DE DENİZ SUYU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ	33
3.1 GRACE Gravite Alanı Çözümleri ve Kara Hidroloji Modeli.....	33
3.1.1 UTCSR RL04 Seviye-2 GRACE çözümleri	33
3.1.2 DMT-1 GRACE çözümleri.....	34
3.1.3 GLDAS/Noah kara hidroloji modeli.....	34
3.2 Akdeniz Bölgesel Su Kütle Sinyali	35
3.2.1 GRACE çözümlerinin ileri analizi.....	35
3.2.2 Kara hidrolojisi etkisi.....	42
3.2.3 Ölçeklendirme ve gerçek su kütle sinyali.....	45
4. OŞİNOGRAFIK YÖNTEMLE AKDENİZ’DE DENİZ SUYU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ	49
4.1 Uydu Altimetresi ile Akdeniz’de Toplam Deniz Seviyesi Değişimleri.....	49
4.1.1 Uydu altimetre tekniği	49
4.1.2 RADS veritabanı	52
4.1.3 Akdeniz toplam deniz seviyesi değişimi.....	53
4.2 Oşinografik Veriler ile Akdeniz’de Sterik Deniz Seviyesi Değişimleri.....	56
4.2.1 Sterik deniz seviyesi.....	56

4.2.2 ECCO/JPL okyanus modeli	61
4.2.3 Akdeniz sterik deniz seviyesi değişimi	62
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	65
5.1 Gravimetrik ve Oşinografik Yöntemlerle Belirlenen Deniz Suyu Kütle Değişimlerinin Karşılaştırılması	65
5.2 Çalışmadan Elde Edilen Sonuçların Benzer Bölgesel Çalışma Sonuçları ile Karşılaştırılması	70
5.3 Öneriler.....	73
KAYNAKLAR.....	75
EKLER.....	81

KISALTMALAR

AOD1B	: Atmosphere and Ocean De-aliasing Level-1B
ARGO	: Global Array of Temperature/Salinity Profiling Floats
AVISO	: Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data
CLS	: Collecte Localisation Satellites
CNES	: Centre National d'Etudes Spaciales
CPC	: Climate Prediction Center Model
CTD	: Conductivity-Temperature-Depth
DEOS	: Delft Institute for Earth-Oriented Space Research
DGFI	: Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut
DMT-1	: DEOS Mass Transport Model Release 1
DNSC	: Danish National Space Center
DORIS	: Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
ECCO	: Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
ECMWF	: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EGM	: Earth Geopotential Model
EIGEN	: European Improved Gravity Model of the Earth by New Techniques
ESA	: European Space Agency
FES2004	: Finite Element Solutions 2004
GDRs	: Geophysical Data Records
GFZ	: GeoForschungsZentrum
GGM	: Global Gravitational Model, GRACE Gravity Model
GLDAS	: Global Land Data Assimilation System
GOT	: Goddard Ocean Tide
GPS	: Global Positioning System
GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment
GRGS	: Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale
GSFC	: Goddard Space Flight Center
hl-SST	: high low-Satellite to Satellite Tracking
IERS	: International Earth Rotation and Reference Systems Service
JMR	: Jason-1 Microwave Radiometer
JPL	: Jet Propulsion Laboratory
KBR	: K-Band Ranging
kf	: Kalman Filter
LaD	: Land Dynamics Model
LAS	: Live Access Server
ll-SST	: low low-Satellite to Satellite Tracking
MITgcm	: Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model
MOG2D	: 2 Dimensional Gravity Wave Model
MSSH	: Mean Sea Surface Height
MWR (NN)	: Envisat Microwave Radiometer
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration

OMCT : Ocean Model for Circulation and Tides
OpenDap : Open-source Project for a Network Data Access Protocol
psu : Practical Salinity Unit
RADS : Radar Altimeter Database System
RL : Release
SDS : Science Data System
SLR : Satellite Laser Ranging
UNESCO : United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UTCSR : University of Texas Center for Space Research
XBT : eXpendable Bathy Thermograph
3RC : 3-Point Range Combination

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

- Çizelge 2.1** : Belirli derecelerde k_n Love sayıları. ⁽¹⁾Blewitt ve Clarke (2003),
⁽²⁾Wahr ve diğ. (1998), ⁽³⁾Flechtner (2007)..... 13
- Çizelge 2.2** : GRACE Seviye-2 gravite alanı çözümlerinde kullanılan arka plan modeller. (1) Statik gravite alanı modeli, (2) Çözümün maksimum derecesi, (3) Atmosferik ve oşinografik model, (4) Okyanus gelgit modeli, (5) Katı yer ve kutup gelgitleri. *AOD1B, atmosfer ve okyanus katlanma önleyici ürünü olup (Flechtner 2007), bu ürün içerisinde atmosferik model olarak ECMWF, oşinografik model olarak OMCT modeli kullanılmaktadır.....20
- Çizelge 4.1** : JASON-1 ve ENVISAT verilerine getirilen düzeltmeler..... 54
- Çizelge 5.1** : Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle belirlenen Akdeniz su kütlesi sinyalleri arasındaki farkların istatistiği..... 65
- Çizelge 5.2** : Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için toplam, sterik ve su kütlesi bileşenleri için hesaplanan model katsayıları. Genlik birimi mm, faz birimi derecedir. Hatalar %95 güven aralığında verilmiştir..... 69

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 2.1** : GRACE uydu görevi konsepti, Tapley ve Reigber (2005)'ten uyarlanmıştır. 15
- Şekil 2.2** : Farklı yumuşatma yarıçaplarının GRACE eş değer su kütlesi kestirimleri üzerine etkisi (Swenson ve Wahr, 2006)..... 21
- Şekil 2.3** : Farklı yumuşatma yarıçaplarında Gaussian konumsal yumuşatma fonksiyonun değerleri. Yatay eksen dereceyi (n), düşey eksen fonksiyonun değerini (W_n) göstermektedir. 23
- Şekil 2.4** : Eşdeğer su yüksekliği cinsinden Şubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 GRACE çözümünün hata derece genliği. Yatay eksen dereceyi (n), düşey eksen hata derece genliğini ($\sigma_n(\xi)$) göstermektedir. Hata derece genliği birimi mm. 24
- Şekil 2.5** : Şubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 GRACE çözümünün $m = 14$ olan çift ve tek dereceli $\Delta\bar{C}_{nm}$ katsayısına P4M6 korelasyon giderici filtrenin uygulanması. (a) Filtrelenmemiş katsayılar ve bu katsayılar uydurulan polinom, (b) Filtrelenmiş katsayılar. Kırmızı ile gösterilenler çift dereceli, mavi ile gösterilenler ise tek dereceli $\Delta\bar{C}_{nm}$ katsayılarıdır. 26
- Şekil 2.6** : UTCSR RL04 GRACE çözümlerinden (siyah çizgi) ve SLR çözümlerinden elde edilen C_{20} zaman serisi (kırmızı çizgi)..... 30
- Şekil 3.1** : Şubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 çözümünden elde edilen eşdeğer su yüksekliği haritası. (a) P4M6 filtresi uygulanmadan önce, (b) P4M6 filtresi uygulandıktan sonra. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm. 37
- Şekil 3.2** : Konumsal ortalama için kara/deniz maskesinden elde edilen ağırlık fonksiyonu (bölge dışı sıfır mavi renk, bölge içi bir kırmızı renk)..... 38
- Şekil 3.3** : Ağırlık fonksiyonunun 60'nci derece ve mertebeye açıldıktan sonraki konumsal gösterimi. 38
- Şekil 3.4** : Ağırlık fonksiyonunun 60'nci derece ve mertebeye açıldıktan ve konumsal yumuşatma uygulandıktan sonraki durumu (a) 300 km yumuşatma yarıçapı (b) 400 km yumuşatma yarıçapı. 39
- Şekil 3.5** : Şubat 2003 dönemine ait Akdeniz'de AOD1B RL04 OMCT baroklinik modelinden ($n_{max} = 60$) elde edilen eşdeğer su yüksekliği. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm. 41
- Şekil 3.6** : DMT-1 (siyah) ve UTCSR (kırmızı) çözümlerinden Akdeniz'de ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serileri. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm. . 41
- Şekil 3.7** : Şubat 2003 dönemine ait (a) orijinal ve (b) 60'nci derece ve mertebeye kadar küresel harmoniklere açılmış GLDAS model verisi. Birim cm. ... 43
- Şekil 3.8** : Akdeniz için GLDAS kara hidroloji modelinden hesaplanan ve karadan denize sızan eşdeğer su yüksekliği zaman serileri. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm. 44

Şekil 3.9 : GRACE-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkları. Siyah çizgi DMT-1 GLDAS farkını, kırmızı çizgi ise UTCSR GLDAS farkını temsil etmektedir. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.	45
Şekil 3.10 : Ölçeklendirilmiş DMT1-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkı (siyah) ve ölçeklendirilmiş UTCSR-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkı (kırmızı). Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.	46
Şekil 3.11 : DMT-1 ve UTCSR GRACE çözümlerinden Akdeniz geneli için hesaplanan su kütlesi değişimlerinin (a) farkları (birim cm), (b) farkların histogramı.....	47
Şekil 3.12 : DMT-1 ve UTCSR GRACE eşdeğer su yüksekliği zaman serileri arasındaki (a) saçılma grafiği, (b) çapraz korelasyon fonksiyonu.	48
Şekil 4.1 : Uydu radar altimetre tekniği, Url-6 ile Fu ve Cazenave (2001)'den uyarlanmıştır.....	50
Şekil 4.2 : Akdeniz içerisinde (a) yaklaşık 315 km. aralıklı JASON-1 ve (b) 80 km. aralıklı ENVISAT geçişleri.	55
Şekil 4.3 : JASON-1 (kırmızı) ve ENVISAT altimetre verilerinden hesaplanan Akdeniz toplam deniz seviyesi zaman serileri. Deniz seviyesi birimi cm.	55
Şekil 4.4 : Sterik deniz seviyesi prensibi, Tomczak ve Godfrey (1994)'den uyarlanmıştır.....	57
Şekil 4.5 : Su basıncı/derinlik ilişkisi. (a) 100 m. derinlik, (b) 1000 m. derinlik, (c) 5000 m. derinlik.	59
Şekil 4.6 : $\varphi = 35.5N$, $\lambda = 18.5E$ noktasında Ağustos 2003 (kırmızı) ve Şubat 2003 (siyah) dönemi için (a) tuzluluk, (b) sıcaklık ve (c) yoğunluk profilleri..	62
Şekil 4.7 : Akdeniz sterik deniz seviyesi hesaplamalarında kullanılan ECCO/JPL kf080 okyanus modeli S, T, P grid noktaları.....	63
Şekil 4.8 : ECCO/JPL model verilerinden Akdeniz aylık ortalama sterik deniz seviyesi zaman serisi. Deniz seviyesi birimi cm.	64
Şekil 4.9 : Akdeniz aylık ortalama toplam (siyah) ve sterik (kırmızı) deniz seviyesi ile su kütlesi (mavi) değişimi. Deniz seviyesi birimi cm.	64
Şekil 5.1 : Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle belirlenmiş Akdeniz su kütlesi zaman serileri. (a) JASON1- ECCO su kütlesi (siyah), DMT1-GLDAS su kütlesi (kırmızı), (b) JASON1- ECCO su kütlesi (siyah), UTCSR-GLDAS su kütlesi (kırmızı). Su kütlesi eşdeğer yükseklik birimi cm.	66
Şekil 5.2 : JASON1-ECCO su kütesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi zaman serilerinin (a) farkları (birim cm), (b) farkların histogramı.	67
Şekil 5.3 : JASON1-ECCO su kütesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi zaman serisi arasındaki (a) saçılma grafiği, (b) çapraz korelasyon fonksiyonu.	68
Şekil 5.4 : Mevsimsel zaman ölçeğinde Akdeniz toplam, sterik ve kütsel deniz seviyesi değişimleri. Deniz seviyesi birimi cm.	70

UYDU VE MODEL VERİLERİNE DAYALI AKDENİZ SU KÜTLESİ DEĞİŞİMLERİ

ÖZET

Mevsimsel ve daha uzun dönemde deniz seviyesindeki toplam değişim, sterik ve kütle kaynaklı değişimlerin toplamından oluşmaktadır. Sterik deniz seviyesi su kolonlarındaki yoğunluk değişimlerine bağlı olup, sıcaklık arttıkça veya tuzluluk azaldıkça yükselir ya da tersi gerçekleştiğinde düşer. Ancak yoğunluk kaynaklı yükseliş ve düşüşler okyanus dip basıncında değişime sebebiyet vermediğinden yer çekim alanında da herhangi bir değişim yaratmaz. Diğer yandan kütle kaynaklı seviye değişimleri, su kütlelerinin bir yerden başka bir yere taşınarak yeniden dağılması, su kolonlarına su kütlesi eklenmesi veya kolondan su kütlesi çıkması neticesinde oluşur. Su kütlesi hareketleri okyanus dip basıncında dolayısıyla yer çekim alanında değişime neden olur.

Uydu radar altimetresi ile her iki etkinin kombinasyonu yani toplam seviye değişimi ölçülebilmektedir. Sterik seviye değişimleri su kolonlarındaki tuzluluk ve sıcaklık gözlemleri veya okyanus asimilasyon modelleri yardımıyla hesaplanabilmektedir. Teorik olarak toplam seviyeden sterik bileşen çıkarıldığında kütle kaynaklı değişim elde edilebilmektedir. Kütle kaynaklı seviye bileşeninin bağımsız olarak elde edilebilmesinin bir diğer yolu da zamanla değişen yer çekim alanıdır. ABD ve Almanya Uzay Araştırmaları Merkezlerinin işbirliği ile geliştirilen ve 2002 yılında uzaya gönderilen GRACE ikiz uydu gravite görevi tarafından sağlanan aylık çekim alanı çözümleriyle deniz suyu kütle değişimlerini belirlemek mümkündür. Birinci yöntem ağırlıklı olarak oşinografik varsayım, gözlem ve hesaplama tekniklerine dayandığından bundan sonraki bölümlerde oşinografik yöntem, ikinci yöntem ise gravimetrik yöntem olarak adlandırılacaktır.

Bu çalışmada, 2003-2009 dönemi boyunca Akdeniz toplam deniz seviyesi içerisindeki kütle kaynaklı değişim, hem gravimetrik hem de oşinografik yöntemlerle belirlenmiş ve sonuçları test edilmiştir. Öncelikle farklı çözüm stratejileri ile hazırlanan DMT-1 aylık GRACE çözümleri ve UTCSR RL04 GRACE çözümleri ile GLDAS/Noah kara hidroloji modeli kullanılarak su kütlesi değişimleri hesaplanmış ve çözümler birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Ardından JASON-1 ve ENVISAT uydu altimetre verileri ile Akdeniz toplam seviye değişimi hesaplanmış ve her iki toplam seviye sinyali birbiri ile karşılaştırılmıştır. Son olarak ECCO/JPL kf080 okyanus modeli ile sterik seviye değişimleri hesaplanmış ve altimetre gözlemlerle elde edilen toplam seviyeden çıkarılarak oşinografik yöntemle su kütlesi değişimi elde edilmiştir. Gravimetrik ve oşinografik yöntemlerle elde edilen su kütlesi sinyalleri birbiri ile karşılaştırılarak tutarlılıkları sınanmıştır.

Mevsimsel zaman ölçeğinde, GRACE verilerinden türetilen Akdeniz su kütlesi sinyali yaklaşık 2.5 cm yıllık genliğe sahiptir ve Ekim ayı sonlarında maksimum seviyeye ulaşmaktadır. Bu sinyal sterik etkilerden arındırılmış altimetre verilerinden türetilen deniz suyu kütle sinyaliyle, genlikte 5 mm fazda ise 7 gün içinde uyum

göstermektedir. Genel olarak Akdeniz mevsimsel deniz seviyesi değişimi, toplam değişimin yaklaşık %90'ını açıklayan sterik salınımdan kaynaklanıyor olsa da, sterik ve kütle kaynaklı bileşenler ikisi birlikte neredeyse tüm değişkenliği açıklamaktadır.

Bu alışma; GRACE küresel harmonik katsayılarına uygun ileri analizlerin uygulanması ve çevre bölgelerdeki hidrolojik sinyal sızıntılarının düzeltilmesi durumunda, GRACE gözlemlerinden Akdeniz mevsimsel su kütlesi değişimlerinin hesaplanabileceğini göstermektedir.

MEDITERRANEAN WATER MASS VARIATIONS BASED ON SATELLITE AND MODEL DATA

SUMMARY

Total variation in the sea level at seasonal and longer time scales is the sum of steric and mass induced variations. Steric sea level depends on the density variations in the water columns, as the temperature increases or the salinity decreases it rises or when the reversal occurs it falls. However, since the density induced fluctuations do not cause changes in the ocean bottom pressure, they do not make any change in the gravitational field of the Earth. On the other hand, mass induced sea level variations arise from either the movement of ocean mass and its redistribution, adding or subtracting water mass to or from the water columns. The water mass redistribution and the water fluxes cause the ocean bottom pressure to change thereby the Earth's gravitational field.

Satellite radar altimeter measures the combination of both effects namely the total sea level variation. Steric sea level changes can be estimated through temperature and salinity profiles from in situ measurements or from ocean assimilation models. Theoretically, the mass induced variation can be obtained by subtracting the steric component from the total sea level. Another independent way of estimating the mass induced sea level component is the time variable Earth's gravitational field. It is now possible to determine the sea water mass variations from monthly gravity field solutions provided by GRACE, a twin satellite gravity mission jointly implemented by the US National Aeronautics and Space Administration and German Aerospace Center launched in 2002. Since the first way of determining the mass induced sea level is mostly based on oceanographic assumptions, measurements and estimation, it will be hereinafter referred to as oceanic method while the second technique will be called as gravimetric method.

In this study, the mass induced variation in the total sea level of the Mediterranean Sea during 2003-2009 period is estimated using both gravimetric and oceanic methods and their results are tested. Firstly, sea water variations are computed using two monthly GRACE solutions DMT-1 and UTCSR RL04 developed with different solution strategies along with GLDAS/Noah terrestrial hydrology model, then the solutions are compared with each other. Afterwards, the Mediterranean total sea level variations are determined by JASON-1 and ENVISAT satellite altimetry data and both total sea level signals are compared against each other. Lastly, steric sea level variation is estimated from ECCO/JPL kf80 ocean model and by subtracting it from the total sea level computed from altimetric observations, the oceanographically estimated sea water variations are obtained. The sea water mass estimation derived from gravimetric method is validated by comparing against oceanic technique.

At seasonal time scales, GRACE-derived Mediterranean sea water mass signal has an annual amplitude of ~ 2.5 cm peaking in the late October. It is consistent with the steric-corrected altimetry derived seawater mass signal in terms of amplitude and

phase within 5 mm, 7 days respectively. Although the Mediterranean total seasonal sea level variations are mainly driven by steric oscillations that accounts for ~90 per cent of the total variance, steric and mass induced contributions together account for almost the whole variability.

This study shows that GRACE is able to resolve the seasonal water mass variations in the Mediterranean Sea, provided that the appropriate post-processing is applied to GRACE spherical harmonic coefficients and the hydrological signal leakage from the surrounding regions is accounted for.

1. GİRİŞ

İklim değişimi etkilerini günden güne daha çok hissettiğimiz bu yzyılda, değişimlere neden olan faktörlerin belirlenebilmesi, mevcut bilgilerle gelecek için kestirim yapılabilmesi, başta insanoğlu olmak üzere ekosistem üzerindeki etkilerinin ortaya çıkarılabilmesi için disiplinler arası işbirliği artan bir hızla devam etmektedir. Küresel ısınma ve iklim değişimlerinin en belirgin göstergelerinden biri olan deniz seviyelerindeki yükselmeler bu kapsamda üzerinde durulan temel konulardan biridir.

Deniz seviyesini değiştiren birçok etken vardır. Bunlardan bazılarının değişkenlikleri kısa dönemli (örneğin; günlük ve yarım günlük gelgitler), bazılarının ise daha uzun dönemlidir. Mevsimsel, yıllar arası, onyıllar arası ve daha uzun dönemde deniz seviyesi değişimlerinin temel kaynağı su kolonlarındaki yoğunluk ve kütle değişimleridir (Nerem ve diğ., 2006). Deniz suyu kolonlarındaki yoğunluk, tuzluluk oranına ve su sıcaklığına bağlı olarak değişir ve bu değişim sterik deniz seviyesi değişimi olarak adlandırılır. Su sıcaklığının artması veya tuzluluğunun azalması yoğunluğu düşürerek suyun genişmesine neden olur ve seviyeyi yükseltir. Tersine, sıcaklığın azalması veya tuzluluğun artması suyun büzülmesine neden olur ve seviyeyi düşürür. Ancak deniz seviyesindeki yoğunluk kaynaklı yükseliş ve düşüşler okyanus dip basıncını değiştirmediğinden yer çekim alanında da herhangi bir değişim yaratmaz. Kütle kaynaklı seviye değişimleri ise; okyanus akıntılarının ve rüzgârın su kütesini bir yerden başka bir yere taşıması ve taşınan su kütesinin yeniden dağılımı, deniz/kara buzullarının eriyerek denize karışması, yeraltı ve yerüstü su kaynaklarından denizlere su giriş/çıkışları, yağış ve buharlaşma neticesinde su giriş/çıkışları sonucu meydana gelen değişimlerdir ve gravite değişimleri ile doğrudan ilişkilidir (Chambers, 2006a).

Seviyede zaman içerinde meydana gelen toplam değişimi $\xi_T(t)$, toplam değişimin bileşenleri olan sterik ve kütle değişimlerini $\xi_S(t)$ ve $\xi_K(t)$ şeklinde gösterecek olursak, aralarındaki ilişkiyi aşağıdaki bağıntı ile ifade etmek mümkündür.

$$\xi_T(t) = \xi_S(t) + \xi_K(t) \quad (1.1)$$

Deniz ve okyanusların iklim üzerindeki etkilerini daha iyi anlamak için toplam seviye (ξ_T) içerisindeki, kütle (ξ_K) ve sterik (ξ_S) kaynaklı bileşenlerin bilinmesi önem arz etmektedir. Okyanus ile atmosfer arasındaki ısı transferi iklim değişimlerini etkileyen en önemli faktörlerden biridir. Eğer okyanus ve denizlerdeki sterik değişim belirlenebilirse okyanusların ısı içeriğini de belirlemek olanaklı hale gelir (Ishii ve diğ., 2006). İklim değişimlerini etkileyen bir diğer oşinografik olguda okyanus akıntılarıdır. Akıntı vasıtasıyla okyanus suyu ve içeriğindeki ısı bir yerden başka bir yere taşınarak iklimi etkilemektedir. Eğer kütle kaynaklı seviye değişimi ve bunun sonucunda okyanus dip basıncı değişimleri izlenebilirse, dip akıntıları da izlenebilir hale gelir (Rietbroek, 2007).

Günümüzde jeodezik ve oşinografik gözlem sistemleri ile modelleme tekniklerindeki gelişmeler sayesinde, toplam deniz seviyesi ve bileşenlerini bağımsız yöntem ve verilerle belirlemek mümkündür. Örneğin; uydu radar altimetre gözlemleriyle toplam deniz seviyesi, su kolonlarındaki tuzluluk ve sıcaklık gözlemleri veya okyanus modelleri ile sterik değişim, GRACE uydu gravite gözlemleri ile de su kütlesi değişimleri belirli çözünürlükte ve doğrulukta elde edilebilmektedir. Bunun yanında (1.1) bağıntısında herhangi iki büyüklüğün bilinmesi durumunda, üçüncü büyüklüğün bilinenlerin lineer kombinasyonu ile elde edilebileceği görülmektedir. Bu şekilde bağımsız olarak belirlenebilen bir büyüklük, lineer kombinasyonla türetilen büyüklük ile karşılaştırılabilmekte ve karşılıklı tutarlılık sınaması gerçekleştirilebilmektedir. Böylelikle gözlem sistemlerinde sistematik hatalar ortaya çıkarılabilmekte, bir gözlem sistemindeki kısıtlama diğeri ile dengelenebilmekte, sonuçta daha doğru tahminler elde edilebilmektedir. Örneğin; sterik deniz seviyesini tuzluluk/sıcaklık gözlemleri ile bağımsız olarak hesaplamak mümkündür. Ancak bu gözlemlerin konumsal ve zamansal çözünürlükleri düşüktür ve bu gözlemlerin gerçekleştirilmesi oldukça maliyetlidir. Ayrıca gözlemler genellikle su kolonlarının belirli derinliklerine kadar yapılabilmekte (ortalama 500-1000 m), bu da hesaplanan sterik değişimlerin doğruluğunu olumsuz yönde etkilemektedir. Altimetre GRACE farkından türetilen sterik seviye, gözlemlerden belirlenen sterik seviyesiyle karşılaştırılarak karşılıklı tutarlılık sınaması yapılabilmektedir (Chambers, 2006a; Chambers, 2006b; Lombard ve diğ., 2007).

GRACE ikiz uydularının 2002 yılında uzaya fırlatılmasından ve yeterli uzunlukta veri toplanmaya başlanmasından sonra, küresel toplam deniz seviyesi sinyalinin sterik ve kütle kaynaklı bileşenlerini ayırmaya yönelik Chambers ve diğ. (2004), Chambers (2006a), Chambers (2006b), Lombard ve diğ. (2007), Willis ve diğ. (2008), Cazenave ve diğ. (2008) tarafından çeşitli çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalarda GRACE gravite alanı çözüm hatalarından bahsedilmiş, doğru su kütlesi tahminleri için ileri analizlere gereksinim duyulduğunun altı çizilmiştir. Benzer öneriler bölgesel ölçekli çalışmalar için de yinelenmiştir (Swenson ve Wahr, 2002; Swenson ve Wahr, 2007).

GRACE ile özellikle bölgesel ölçekte deniz suyu kütle değişimlerinin belirlenmesinde bazı kısıtlamalar vardır. GRACE gravite alanı çözümlerinin konumsal çözünürlüğü bölgesel ölçekli çalışmalarda en temel problemdir. Küresel harmonikler cinsinden yayımlanan GRACE aylık çözümlerinin maksimum derecesi 50-120 arasında değişmekte, bu da yaklaşık 167 - 400 km yersel çözünürlüğe karşılık gelmektedir. Bunun yanında denizlerdeki kütle hareketlerinin gravite değişimleri üzerindeki etkisi kara hidrolojisine oranla çok daha azdır. Örneğin; deniz suyu kütle hareketinden kaynaklanan gravite değişimleri Amazon havzasındaki mevsimsel gravite sinyali değişimlerinden yaklaşık 10 kat daha düşüktür (Wahr ve diğ., 1998). Bu nedenle GRACE çözümlerinden deniz suyu kütle değişimi sinyalinin çıkarılması oldukça güçtür, ancak iklim araştırmaları ve okyanus modellerinin doğrulanması açısından büyük önem taşımaktadır. Bunun yanında GRACE gravite alanı çözümleri; uydunun ölçme sistemi, yer izi, zamansal çözünürlüğü, veri işlemede kullanılan arka plan modeller ve stratejiler, uydunun manevrası gibi birçok faktörden kaynaklanan hatalarla yüklüdür. Bu hataların giderilmesi için ileri analizler (filtreleme, yumuşatma, ölçeklendirme vb.) gerekmektedir. Bölgesel ölçekte deniz suyu kütle değişimlerinin belirlenmesi güçleştiren bir diğer problemde deniz-kara etkileşimidir. Deniz-kara sınırına yakın yerlerde, karalardaki yüksek genlikli kütle sinyalinin denize sızması ve deniz suyu kütle sinyaline karışması söz konusudur.

1.1 Tezin Amacı

Yukarıdaki bilgiler ışığında çalışmanın temel amacı;

- Uzun kıyılarımızın bulunduğu Akdeniz gibi yarı açık ve su kütlesi değişimlerine yönelik literatürün kısıtlı olduğu bir denizde, ortalama su kütlesi değişimi sinyalinin farklı gözlem, varsayım ve hesaplama yöntemleri ile belirlemek,
- Gravimetrik yöntem olarak adlandırılacak birinci yöntemle, aylık GRACE gravite alanı çözümleri ve kara hidroloji modeli kullanarak Akdeniz su kütlesi değişimini hesaplamak,
- Oşinografik yöntem olarak adlandırılacak ikinci yöntemle; altimetrik seviye gözlemlerinden, okyanus modelinden üretilen sterik seviye değişimi çıkararak Akdeniz su kütlesi değişimini hesaplamak,
- Mevsimsel zaman ölçeğinde gravimetrik ve oşinografik yöntemle elde edilecek su kütlesi sinyallerini karşılaştırmak,
- Akdeniz su kütlesi bileşeninin toplam deniz seviyesi değişimine katkısını hesaplamak ve Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimlerini daha iyi anlamaktır.

Çalışmada gravimetrik yöntemle su kütlesi değişiminin hesaplanmasında 60'inci dereceye kadar küresel harmoniklere açınmış UTCSR RL04 aylık GRACE çözümleri ile 120'inci dereceye kadar açınmış DMT-1 GRACE çözümleri kullanılacaktır. Söz konusu çözümler farklı stratejilerle üretildiğinden, aralarındaki farkların ortaya çıkarılması çalışmanın ara hedefleri arasındadır. Toplam seviye değişimi, konumsal ve zamansal çözünürlükleri farklı olan JASON-1 ve ENVISAT uydu altimetre verilerinden hesaplanacak ve sonuçları karşılaştırılacaktır. Sterik deniz seviyesi ECCO/JPL kf080 okyanus dolaşım modeli kullanılarak hesaplanacaktır. GRACE deniz suyu kütlesinden kara hidrolojisi etkisini çıkarmak için GLDAS/Noah kara hidroloji modeli kullanılacaktır. Tüm veri setlerinde ortak dönem göz önüne alındığında Şubat 2003 – Şubat 2009 arası toplam 6 yıllık periyot çalışma dönemi olarak seçilmiştir. Zaman alanında standardı sağlamak için her veri setinde aylık ortalamalar kullanılmıştır.

1.2 Tezin İçeriği

Tez alışması toplam beş bölümde oluşmaktadır. İkinci bölümde yer gravite alanı ve zamanla değişimi hakkında bilgi verilecektir. Bu bölümde ayrıca GRACE uydu görevi tanıtılacak, gravimetrik yöntemle su kütlesi belirleme işleminin temel adımları anlatılacak ve GRACE küresel harmonik katsayılarındaki hataların giderilmesinde kullanılan yöntemlerden bahsedilecektir.

nc bölümde iki farklı GRACE zm ve kara hidroloji modelinden şubat 2003 – şubat 2009 dönemi için Akdeniz ortalama su kütlesi sinyali hesaplanacak, çözümler birbiri ile karşılaştırılacaktır.

Dördüncü bölümde uydu altimetre tekniği ve sterik deniz seviyesi hakkında temel bilgiler verilecek, konumsal ve zamansal çözünürlükleri farklı iki altimetre uydu verisi ile Akdeniz geneli için toplam deniz seviyesi hesaplanacak ve sonuçları karşılaştırılacaktır. Ardından okyanus modelinden türetilen üç boyutlu tuzluluk ve sıcaklık verileriyle şubat 2003 – şubat 2009 dönemi için Akdeniz ortalama sterik deniz seviyesi hesaplanacaktır. Bu bölümde son olarak toplam seviyeden sterik seviye çıkarılarak su kütlesi değişimi hesaplanacaktır.

Beşinci ve son bölümde, üçüncü bölümde gravimetrik yöntemle bulunan su kütlesi sinyali ile dördüncü bölümde oşinografik yöntemle bulunan su kütlesi sinyali mevsimsel zaman ölçeğinde karşılaştırılacaktır. Son olarak çalışmadan elde edilen tecrübeler işığında öneriler sıralanacaktır.

2. YER GRAVİTE ALANI – SU KÜTLESİ İLİŞKİSİ

2.1 Yer Gravite Alanı

Yeryuvarının gravite alanı; yerin çekim ve merkezkaç kuvvetlerinin bileşkesinden oluşan vektörel bir alan olup, yere yakın kitlelerin yaklaşık 9.8 m/s^2 bir ivme ile yer merkezine doğru hareket etmesine neden olur. Merkezkaç kuvveti, yerin kendi eksenini etrafında dönmesinden kaynaklanır ve dönme hızının fonksiyonudur. Yerin dışında sıfır olan bu kuvvet analitik bir fonksiyon ile kolaylıkla ve hassas bir şekilde hesaplanabilmektedir. Çekim kuvveti ise bu kuvvetin oluşmasına neden olan kitlelerin dağılımına bağlıdır. Yeri oluşturan kitlelerin dağılımdaki düzensizliklerden dolayı çekim kuvveti analitik bir fonksiyon ile tanımlanamamaktadır. Bu nedenle yer gravite alanı belirleme çalışmalarının temelini çekim alanının belirlenmesi işlemi oluşturur ve gravite alanı genellikle sadece çekim alanı ile ilişkilendirilir. Çalışmanın bundan sonraki bölümlerinde kullanılacak gravite alanı terimi çekim alanını ifade etmektedir.

Yer gravite alanını skaler bir fonksiyon olan çekim potansiyeli cinsinden de ifade etmek mümkündür ve hesaplamalarda bu yöntem yaygın biçimde kullanılmaktadır. Bu durumda gravite vektörü, çekim potansiyelinin gradyenti olarak yazılabilmektedir. Herhangi bir noktada statik çekim potansiyeli küresel harmonikler cinsinden (2.1) eşitliğiyle verilmektedir (Heiskanen ve Moritz, 1967).

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \quad (2.1)$$

Yukarıdaki eşitlikte V terimi çekim potansiyelini, G Newton çekim sabitini, M atmosfer dahil yerin toplam kütesini, R ortalama yer yarıçapını, (r, φ, λ) hesap noktasının küresel koordinatlarını (sırasıyla jeosentrik mesafe, jeodezik enlem ve jeodezik boylam) göstermektedir. $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ tam normalize edilmiş bütünleşik Legendre fonksiyonu, \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} tam normalize edilmiş harmonik veya Stokes

katsayılarıdır. n harmonik açılımın derecesini, m ise sırasını (mertebesini) ifade etmektedir. Küresel harmonikler $\cos m\lambda \cdot \bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ ve $\sin m\lambda \cdot \bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ ortogonal fonksiyonlardır. Dolayısıyla her bir fonksiyon belirli bir derece ve sırada \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} katsayılarında gizli genliklerde bağımsız çekim potansiyeli bilgisi sağlıyormuş gibi düşünülebilir. Küresel harmonik katsayıları yer gravite alanındaki global yapıyı ve düzensizlikleri gösterir. Basit bir ifade ile gravite alanının modellenmesi bu katsayıların belirlenmesi anlamına gelmektedir. Yüksek dereceler daha yüksek yersel çözünürlüğe karşılık gelmektedir. Uygulamada bu katsayılar uydu yörüngelerinin dinamik ve geometrik yöntemlere dayalı analizlerinden ve bu bilgilerin yüzey gravite verileriyle birleştirilmesinden elde edilebilir. Yüzey gravite verileri karalarda yersel gravite gözlemlerinden, denizlerde uydu altimetre verilerinden türetilir. (2.1) eşitliği kullanılarak hesaplanacak potansiyel değerinin doğruluğu, harmonik katsayılarının doğruluğuna dolayısıyla bu katsayıların hesaplanmasında kullanılan verilerin sayısı, dağılımı ve doğruluğuna bağlıdır. Bu yüzden modelin açılım derecesi n sınırlı sayıdaki ölçülerin yeryuvarına homojen olarak dağılması ve hatalarla yüklü olması sebebiyle belirli bir yerde n_{\max} sonlanır ve seri açılım hiçbir zaman sonsuza dek gitmez. İlk geliştirilen global modeller 8'inci dereceye kadar olup, günümüzde yersel verilerinde kullanılması ile 2160'ıncı derece ve mertebeye kadar global çekim alanı modeli mevcuttur (Pavlis ve diğ., 2008). Açılımın derecesi ne kadar yüksekse modelin yersel çözünürlüğü daha yüksek olur. Ancak çekim potansiyelinin en yüksek gücü düşük derecelere dağılmış (Kaula, 1966) olup, genellikle yüksek dereceli katsayılar düşüklere oranla daha gürültülü yani hataları daha fazladır. Açılımın derecesi ile yersel çözünürlük arasındaki yaklaşık ilişki aşağıdaki gibidir.

$$\lambda_{\min} \approx \frac{20000 \text{ km}}{n_{\max} + 0.5} \quad (2.2)$$

Eşitlikteki λ_{\min} terimi, gravite alanı detayının minimum dalga boyunu ifade etmektedir. Örneğin; 100'üncü derece ve mertebeye kadar verilmiş bir yer gravite alanı modeli, yeryüzünde 200 km aralığının altındaki detayları açığa çıkaramamaktadır.

2.2 Gravite Alanındaki Zamana Bağlı Değişimler ve Yüzey Kütle Yoğunluğu

Yer çekim alanı, büyük ölçüde statik yani zamanla değişmeyen bir yapıya sahiptir. Ancak; depremler, gelgitler, insan kaynaklı etkiler (petrol, maden vb. arama/çıkarma), buzul sonrası etki, buzul hareketleri, su kaynaklarındaki azalma/yükselme/yer değiştirmeler ve atmosferik koşullardaki değişimler gibi kütle hareketlerinden dolayı gravite alanında zamana bağımlı değişimler meydana gelir. Bu değişimler zaman ölçeğinde; anlık, günlük, mevsimsel, yıllar arası, on yıllar arası ve seküler değişimler ile periyodik ve periyodik olmayan değişimler olarak sınıflandırılır. Gravite alanındaki zamana bağlı değişimler izlenebilirse, değişimlere neden olan dinamik olguları belirlemek olanaklı mıdır?

Teorik olarak, yerin dışındaki çekim potansiyelinden yararla yer içerisindeki kütle dağılımlarını belirlemek olanaksızdır (Heiskanen ve Moritz, 1967). Ancak mevsimsel ve yıllar arası zaman ölçeğinde gravite alanındaki zamana bağlı değişimlerin temel kaynağı okyanus, atmosfer ve su havzalarındaki kütle değişimleridir. Yani, bu zaman ölçeğinde kütle hareketlerinin büyük bir kısmı, küresel kabuk olarak adlandırılan yerin yüzeyinde ince bir tabakada meydana gelir (Wahr ve diğ., 1998; Chao, 2005). Bu tabaka atmosfer, okyanus, buzullar, yeraltı ve yerüstü su havzalarını kapsamaktadır. Atmosfer bu tabakanın en kalın katmanı olup, tüm tabaka yaklaşık 15 km kalınlığındadır. Kütle bu tabaka içerisinde atmosfer, okyanus ve su havzaları arasında yer değiştirir ve yeniden dağılır.

Gravite alanındaki zamana bağlı değişim, (2.1) eşitliğindeki çekim potansiyeli ve küresel harmonik katsayılar zaman (t) değişkeni bilgisi eklenerek formülize edilebilir.

$$V(r, \varphi, \lambda, t) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}(t) \cos m\lambda + \bar{S}_{nm}(t) \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \quad (2.3)$$

Çekim potansiyelinde iki farklı zaman aralığındaki veya ortalama çekim potansiyeli ile bir t anındaki çekim potansiyeli arasındaki değişim (ΔV), küresel harmonik katsayılarıdaki değişimler ($\Delta \bar{C}_{nm}$ ve $\Delta \bar{S}_{nm}$) cinsinden ifade edilir.

$$\Delta V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm}(t) \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm}(t) \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \quad (2.4)$$

$\Delta \rho(r, \varphi, \lambda)$ potansiyeldeki değişime neden olan yoğunluk değişimi olarak düşünülürse, küresel harmonik katsayılarıdaki değişimler aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir (Wahr ve diğ., 1998);

$$\begin{cases} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{cases} = \frac{3}{4\pi R \rho_{ort} (2n+1)} \int \Delta \rho(r, \varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \cos \varphi d\varphi d\lambda dr \quad (2.5)$$

ρ_{ort} yerin ortalama yoğunluğu olup, $\rho_{ort} = \frac{M}{\frac{4}{3}\pi R^3}$ eşitliğinden yaklaşık 5517

kg/m³'dür.

Yoğunluk değişimi $\Delta \rho(r, \varphi, \lambda)$ 'nin yerin yüzeyinde H kalınlığında (10-15 km) ince bir tabakada, bir diğer değişle küresel kabukta toplandığı varsayımıyla, küresel kabuğun *yüzey kütle yoğunluğundaki* ($\Delta \sigma = \text{kütle/alan, kg/m}^2$) değişim, kabuktaki yoğunluk değişiminin radyal yönde integrasyonu ile elde edilir.

$$\Delta \sigma(\varphi, \lambda) = \int_{\text{İnce tabaka}} \Delta \rho(r, \varphi, \lambda) dr \quad (2.6)$$

GRACE uydu görevinin sistem tasarımı, belirli derece ve mertebeye kadar küresel harmonik katsayıların geliştirilmesine ve iyileştirilmesine yöneliktir. Harmonik katsayıların yüksek derecelerinde ($n \geq 100$) yeterince iyileşme sağlanamamaktadır. Dolayısıyla GRACE ile iyileştirilebilecek gravite sinyalinin derecesi genellikle 100 ve daha aşağısıdır ($n_{\max} \approx 100$). H tabaka kalınlığının yeterince ince olduğu

düşünülürse $\frac{(n_{\max} + 2)H}{R} \ll 1$ olur. Böylece $\left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \approx 1$ olur ve (2.6) eşitliği;

$$\begin{cases} \Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{cases}_{\text{YüzeyKütlesi}} = \frac{3}{4\pi R \rho_{ort} (2n+1)} \int \Delta \sigma(\varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \cos \varphi d\varphi d\lambda \quad (2.7)$$

şeklini alır.

(2.7) eşitliği yüzey kütlelerinin çekim etkisinin, çekim potansiyeline katkısını göstermektedir. Yüzey kütleleri aynı zamanda katı yere yükleme yaparak onun deforme olmasına neden olur. Bu etki çekim potansiyeline ayrı bir katkı sağlar. k_n terimi n 'inci derecede Love sayısı (Farrel, 1972; Torge, 1989) olmak üzere yükleme etkisini (2.7) eşitliğine benzer şekilde yazmak mümkündür.

$$\begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{Bmatrix}_{K.Yer} = \frac{3k_n}{4\pi R \rho_{ort}(2n+1)} \int \Delta \sigma(\varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \cos \varphi d\varphi d\lambda \quad (2.8)$$

Potansiyeldeki toplam değişim (2.7) ve (2.8) eşitliklerinin toplamıdır:

$$\begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{Bmatrix}_{Yüzey\ Kütlesi} + \begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{Bmatrix}_{K.Yer} \quad (2.9)$$

$\Delta \bar{C}_{nm}$ ve $\Delta \bar{S}_{nm}$ için yukarıda verilen sonuçları daha kapalı bir formda özetlemek ve yüzey kütle yoğunluk değişimi ile ilişkisini kurmak için $\Delta \sigma$ küresel harmoniklere açılırsa;

$$\Delta \sigma(\varphi, \lambda) = R \rho_{su} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) (\Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \sin m\lambda) \quad (2.10)$$

eşitliği elde edilir. Kütle değişimin su hareketlerinden kaynaklandığı varsayımı ile ρ_{su} su yoğunluğu (1000 kg/m^3) terimi, (2.10) eşitliğine çarpan olarak dahil edilmektedir. $\frac{\Delta \sigma}{\rho_{su}}$ oranı, eşdeğer su kalınlığı veya eşdeğer su yüksekliği olarak

bilinen ve tez çalışmasındaki analizlerde sıklıkla kullanılacak su kütlesi büyüklüğünü ifade etmektedir.

Küresel harmoniklerde ortogonallik özelliğinden yararlı (2.10) eşitliğindeki katsayılar aşağıdaki şekilde elde edilir;

$$\begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{Bmatrix} = \frac{1}{4\pi R \rho_{su}} \int_0^{2\pi} d\lambda \int_0^{\pi} \cos \varphi d\varphi \Delta \sigma(\varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \quad (2.11)$$

(2.7) ve (2.8) eşitlikleri (2.9) eşitliğinde yerine yazılır, (2.11) eşitliği ile karşılaştırılırsa $\Delta\bar{C}_{nm}$, $\Delta\bar{S}_{nm}$ ve $\Delta\bar{C}_{nm}^{\sigma}$, $\Delta\bar{S}_{nm}^{\sigma}$ arasındaki ilişkiyi bulabiliriz. Böylece,

$$\begin{cases} \Delta\bar{C}_{nm} \\ \Delta\bar{S}_{nm} \end{cases} = \frac{3\rho_{su}}{\rho_{ort}} \frac{1+k_n}{2n+1} \begin{cases} \Delta\bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta\bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{cases} \quad (2.12)$$

ya da tam tersi şekilde,

$$\begin{cases} \Delta\bar{C}_{nm}^{\sigma} \\ \Delta\bar{S}_{nm}^{\sigma} \end{cases} = \frac{\rho_{ort}}{3\rho_{su}} \frac{2n+1}{1+k_n} \begin{cases} \Delta\bar{C}_{nm} \\ \Delta\bar{S}_{nm} \end{cases} \quad (2.13)$$

yazılabilir. (2.13) eşitliği, *GRACE uydu görevi ile ölçülen yer çekim alanındaki zamana bağlı değişimlerden, yüzey kütle yoğunluğundaki zamana bağlı değişimlerin hesaplanabileceğini* ifade etmektedir.

(2.13) eşitliğindeki değerler (2.10) eşitliğinde yerine yazıldığında, çekim potansiyelindeki değişimlerden ($\Delta\bar{C}_{nm}$ ve $\Delta\bar{S}_{nm}$) yüzey kütle yoğunluğundaki değişim ve eşdeğer su yüksekliği aşağıdaki şekilde hesaplanabilir.

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda) = \frac{R\rho_{ort}}{3} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \frac{2n+1}{1+k_n} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \quad (2.14)$$

$$\xi_K(\varphi, \lambda) = \frac{\Delta\sigma(\varphi, \lambda)}{\rho_{su}} \quad (2.15)$$

Yüzey kütle yoğunluk değişimlerinin jeoit değişimine katkısı aşağıdaki şekilde hesaplanabilir (Liu, 2008).

$$\Delta N(\varphi, \lambda) = \frac{3R\rho_{su}}{\rho_{ort}} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \frac{1+k_n}{2n+1} (\Delta\bar{C}_{nm}^{\sigma} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm}^{\sigma} \sin m\lambda) \quad (2.16)$$

Yüzey kütlelerinin yer değiştirmesi ve yeniden dağılımı yer kabuğunun yüklemeye maruz kalmasına ve deforme olmasına neden olduğu daha önce ifade edilmişti. Yüklemeyen kaynaklanan potansiyel veya jeoit değişiminin modellenmesi için Love sayıları olarak bilinen katsayılar kullanılmaktadır. Ancak bu sayıların kesin değerlerinin hesaplama hataları (2.14), (2.15) ve (2.16)'dan bulunacak büyüklüklerin

doğruluğunu etkilemektedir. Farklı kaynaklarda Love sayılarının belirli derecelerde hesaplanmış değerlerine ulaşmak mümkündür. Çizelge 2.1’de Wahr ve diğ. (1998), Blewitt ve Clarke (2003) ve Flechtner (2007) tarafından belirli dereceler için yayımlanmış k_n Love sayıları karşılaştırılmıştır. Wahr ve diğ. (1998)’de, 200’den küçük diğer dereceler için k_n sayısının Çizelge 2.1’de verilen değerlerden doğrusal enterpolasyon ile hesaplanabileceğini belirtilmektedir. Flechtner (2007)’de 10’uncu ve 100’üncü dereceler arasındaki Love sayılarının (2.17)’de verilen parçalı fonksiyonlar ile hesaplanabileceği ifade edilmektedir.

$$\begin{aligned}
 k_n &= -\frac{0.682 + 0.27(n-10)/8}{n}, & 10 \leq n \leq 17 \\
 k_n &= -\frac{0.952 + 0.288(n-18)/14}{n}, & 18 \leq n \leq 31 \\
 k_n &= -\frac{1.24 + 0.162(n-32)/24}{n}, & 32 \leq n \leq 55 \\
 k_n &= -\frac{1.402 + 0.059(n-56)/44}{n}, & 56 \leq n \leq 100
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

Çizelge 2.1 : Belirli derecelerde k_n Love sayıları. ⁽¹⁾Blewitt ve Clarke (2003), ⁽²⁾Wahr ve diğ. (1998), ⁽³⁾Flechtner (2007).

n	(1) k_n	(2) k_n	(3) k_n
0		0.000	0.000
1	0.021	+0.027	0.000
2	-0.307	-0.303	-0.308
3	-0.195	-0.194	-0.195
4	-0.132	-0.132	-0.132
5	-0.103	-0.104	-0.103
6	-0,089	-0.089	-0.089
7	-0.082	-0.081	-0.082
8	-0.075	-0.076	-0.078
9	-0.072	-0.072	-0.073
10	-0.062	-0.069	(Bknz. Fonk. 2.17)
11	-0.066		(Bknz. Fonk. 2.17)
12	-0.064	-0.064	(Bknz. Fonk. 2.17)
15		-0.058	(Bknz. Fonk. 2.17)
20		-0.051	(Bknz. Fonk. 2.17)
30		-0.040	(Bknz. Fonk. 2.17)
40		-0.033	(Bknz. Fonk. 2.17)
50		-0.027	(Bknz. Fonk. 2.17)
70		-0.020	(Bknz. Fonk. 2.17)
100		-0.014	(Bknz. Fonk. 2.17)
150		-0.010	
200		-0.007	

2.3 GRACE Uydu Sistemi

2.3.1 Ölçme sistemi

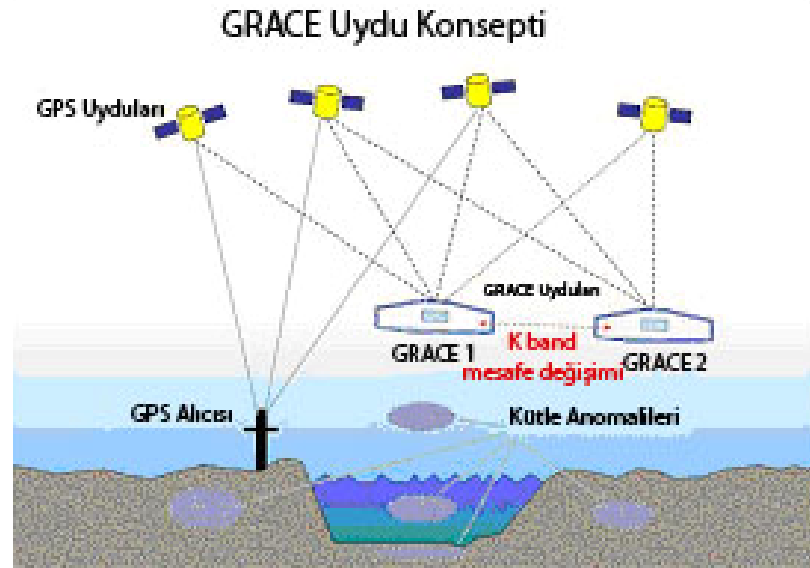
Dünya çevresinde dolaşan yapay uyduların yörüngelerindeki hareketleri büyük ölçüde yer çekim alanından etkilenmektedir. Yeryuvarının basıklığı ve kütle dağılımındaki düzensizlikler nedeniyle, Kepler'in açıkladığı düzgün (ideal) hareketten farklı olarak, yapay uydularının yörüngelerinde sapmalar görülür. Uydunun yörüngede izlediği anlık dinamik davranışı gözlenirse, onu bu harekete zorlayan çekim alanının haritası çıkarılabilmektedir (Kaula, 1966).

Uydu konumları, yer istasyonları veya başka uydular vasıtasıyla izlenebilmektedir. Uydular arası izlemede iki yöntem vardır. Birincisi yerden yaklaşık 20.000 km yükseklikteki GPS uyduları ile daha alçaktaki uydunun yörüngesinin izlenmesidir. Bu tekniğe yüksek-alçak uydudan uyduya izleme (hl-SST) adı verilir. İkinci yöntem ise yaklaşık aynı yükseklikte hareket eden iki yere yakın uydu arasında hassas mesafe gözlemine dayanır. Bu teknik alçak-alçak uydudan uyduya izleme (ll-SST) olarak bilinmektedir. Her iki yöntemde de hava sürtünmesi, güneş ve yerin radyasyon basıncı gibi yer çekimi dışındaki kuvvetler uydu üzerine yerleştirilmiş ivmeölçer yardımıyla belirlenmektedir (Seeber, 1993).

ABD-Almanya ortaklığı ile geliştirilen ve 17 Mart 2002 tarihinde fırlatılan GRACE uydu görevi hem hl-SST, hem de ll-SST teknikleriyle gözlem yapan ilk ve tek uydu programıdır. Bu uydu misyonunun görevi; yer gravite alanını yüksek doğrulukta ve çözünürlükte aylık olarak haritalamak, aylık gravite alanı çözümleri yardımıyla katı yer, atmosfer, okyanus, buzul küre ve su küre arasındaki kütle hareketlerini belirlemek ve bu hareketlerle iklim değişimleri arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmaktır (Wahr ve diğ., 1998; Tapley ve diğ., 2004a; Tapley ve diğ., 2004b).

GRACE uydu sistemi birbirinden yaklaşık 220 km. uzaklıkta ikiz (GRACE-1, GRACE-2) uydularından oluşmaktadır. GRACE uydularının yörünge düzlemi ekvatorla 89.5° lik açı yapar. Dairesel yörüngede dolaşan uydular, yerden yaklaşık 500 km yüksekliğe fırlatılmış olup, bu yükseklik düzenli bir şekilde 1.1 km/ay oranında azalır. GRACE ile gravite alanının haritalanması işleminin temelinde, yer gravite alanındaki konumsal ve zamansal değişimlerden dolayı uydu konumlarında ve buna bağlı olarak uydular arası mesafedeki değişim yatmaktadır. Birinci uydu (GRACE-1) farklı kütle dağılımlı, dolayısıyla değişken gravite alanına sahip bir

bölge üzerinden geçerken, yörüngesel hareketinde bir değişim meydana gelir ve bunun sonucunda uydular arası mesafe değişir (Şekil 2.1). Her iki uydu üzerinde uydular arası mesafe değişimlerini ölçmek için K-Ka bantlarda (24GHz-32GHz) çalışan mesafe ölçer (KBR), uyduların mutlak konumunu belirlemek ve mesafe ölçümlerinde zaman problemini çözmek için GPS alıcısı, uyduları inersiyel sistemde yönlendirebilmek için yıldız kamerası, yer çekimi dışındaki korunumsuz kuvvetlerden kaynaklanan ivmelenmeleri ölçmek için ivmeölçer bulunmaktadır. Uydular arası mesafe KBR sistemi ile 10 μ m doğruluğunda ölçülmektedir. Her bir uydu iki frekansta taşıyıcı sinyal göndermekte ve kendi gönderdiği sinyal ile diğer uydudan aldığı sinyal arasındaki faz farkını ölçmektedir. Toplam faz değişimi uydular arasındaki mesafe değişimi ile orantılıdır. GPS'ten gelen hassas konum ve hız bilgileri ile mesafe gözlemleri ve mesafe gözlemlerinin türevleri (mesafe oranı, mesafe ivmelenmesi) yer gravite alanı modellemede GRACE gözlenebilirleri olarak kullanılmaktadır.



Şekil 2.1 : GRACE uydu görevi konsepti, Tapley ve Reigber (2005)'ten uyarlanmıştır.

GRACE gözlem prensibi, hem h1-SST hem de h2-SST konumunda uydudan uyduya izlemeye dayanmaktadır. h1-SST gözlemleri (GPS kod ve faz) ve h2-SST gözlemlerinin (uydular arası mesafe + mesafe oranı + mesafe ivmelenmesi) her biri ile ya da bu gözlemlerin belirli kombinasyonları ya da tamamı kullanılarak yer gravite alanının haritalanması için birçok çözüm stratejisi geliştirilmiştir. Bu stratejilerin temeli hassas yörünge belirleme, enerjinin korunumu ve Newton'un

hareket yasasına dayanmaktadır. Çözümler tek aşamalı veya çift aşamalı olabilmektedir.

Tek aşamalı çözümlerde GRACE uydu yörüngesi ile gravite alanı katsayıları aynı anda hesaplanmaktadır. Çift aşamalı çözümde ise önce GRACE hassas uydu yörüngesi belirlenmekte ardından gravite alanı katsayıları hesaplanmaktadır. Tek aşamalı çözümlerde hesap yükü yoğun olduğundan genelde çift aşamalı çözümler tercih edilmektedir.

Uydu yörüngeleri kinematik veya dinamik yöntemler kullanılarak hesaplanabilmektedir. Kinematik yöntemde; GPS kod ve faz gözlemleri yardımıyla, herhangi bir kuvvet modeli uygulamadan (örneğin; çekim kuvveti), uydu üzerindeki GPS anteni faz merkezi konumu ve GPS alıcı saati farkı belirlenmektedir. Uydu sürekli olarak hareket halinde olduğundan bu parametreler her epokta hesaplanmaktadır. 30 saniyelik bir örnekleme aralığında bir günde toplam bilinmeyen parametre sayısı 11520'dir. Faz belirsizliği bilinmeyeni de (24 saatte yaklaşık 500 bilinmeyen) dâhil edildiğinde hesaplanması gereken toplam parametre sayısı bir günde 12000 civarındadır. Her bir epokta (30 sn) altı adet kaliteli gözlem (kod ve faz gözlemi) olduğu düşünülürse bir günde toplam 35000 ölçü elde edilmekte dolayısıyla bilinmeyen parametreler dengeleme ile çözülebilmektedir. Dinamik yöntemde, uydu konumları kinematik yöntemde olduğu gibi nokta bazında değil yay bazında hesaplanır. Yörünge belirleme sürecinde her bir yayın başlangıç durum vektörü ve dinamik kuvvet modelleri ile tanımlanmış ilave dinamik parametreler hesaplanır. Bir yörünge yayının durum vektörü uydu konumu ve uydu hızı bilinmeyenlerinden oluşur. Çekim dışı ivmelenmenin sapma (bias) ve ölçek (scale) faktörü, çekim alanı harmonik katsayıları gibi bilinmeyenler ise çözülmesi gereken ilave dinamik parametrelerdir. Dinamik yöntemde çözülmesi gereken parametre sayısı, kinematik yöntemle orana daha azdır. Kinematik ve dinamik yörünge belirleme yöntemleri hakkında ayrıntılı bilgi Montenbruck ve Gill (2000)'de verilmektedir.

Varyasyonel denklemlerle sayısal integrasyon, enerji integrali ve ivmelenme yaklaşımları yaygın olarak kullanılan gravite alanı çözüm yöntemleridir. Varyasyonel denklemlerle sayısal integrasyon yaklaşımında çekim alanı harmonik katsayıları \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} dinamik yörünge belirleme işlemi sırasında dinamik parametreler içinde tanımlanılarak çözülmektedir. Bu yaklaşımda, öncül bir yer

gravite alanı modeli ile nominal yörünge belirlenmesi gerekir. Nominal yörünge bilgisi ile nominal h1-SST ve/veya h2-SST gözlemleri hesaplanmaktadır. Gerçek ölçüler ile nominal ölçüler arasındaki farklar, öncül gravite alanı modeline eklenecek düzeltmelerin yani modelin iyileştirilmesinde kullanılmaktadır. Bu işlem gravite alanı parametrelerine gelen düzeltmelerin ihmal edilebilir seviyeye gelmesine kadar devam eder. Hesap yükünün fazla olması bu yöntemin en büyük sakıncasıdır. GRACE KBR gözlenebilirlerine dayalı olarak hesaplanan GGM02 (Tapley ve diğ., 2005), EIGEN-GL04C (Förste ve diğ., 2008) statik gravite alanı modelleri ile tez çalışması kapsamında kullanılacak UTCSR aylık GRACE çözümleri (Bettadpur, 2007a) bu yöntemle hesaplanan gravite alanı modelleridir. Enerji integrali veya enerji dengesi yaklaşımı enerjinin korunumu yasasına dayanmakta olup, uydu hareketi ile çekim potansiyel arasındaki ilişki Jekeli (1999)'da verilmiştir. Bu yaklaşım, varyasyonel denklemlere oranla daha efektiftir. Gözlem modeli doğrusaldır ve yörünge yeterince doğruysa iterasyona gerek yoktur. Bunun yanında varyasyonel denklemlerin integrasyonu gibi ağır bir hesap yükü ile başlangıç durum vektörünün kestirime ihtiyacı yoktur. Ancak bu yöntemde h1-SST verisinin sağlayacağı bilgiler yeterince kullanılmamaktadır. Fonksiyonel model sadece hız büyüklükleri ile çekim potansiyeli arasında ilişki kurmaktadır. Han ve diğ. (2006) tarafından Sumatra depremi sonrası meydana gelen ko-sismik ve post-sismik deformasyonların GRACE ile belirlenmesinde bu yöntem başarıyla uygulanmıştır. İvmelenme yaklaşımı, ivmelenme vektörünü çekim potansiyeli gradyenti ile ilişkilendiren Newton'un ikinci hareket yasasına dayalıdır. İvmelenme vektörü hassas yörüngeden elde edilen uydu konumunun ikinci türevinden türetilmektedir. İvmelenme yaklaşımında doğrusallaştırma dolayısıyla iterasyona gerek duyulmamaktadır. Hesaplamalar çok hızlı bir şekilde yapılabilmektedir. Ancak bu yöntemde uydu konumundan ivmelenmeye geçişteki çift sayısal türev işlemi yöntemin temel sınırlayıcısıdır. Tez çalışması kapsamında kullanılacak aylık DMT-1 GRACE çözümleri (Liu, 2008) bu yaklaşımla üretilmiş gravite alanı modelleridir. GRACE gözlenebilirlerinden gravite alanı çözüm yaklaşımları hakkında ayrıntılı bilgi Liu (2008) ve Abart (2005)'de verilmektedir.

2.3.2 Veri akışı

GRACE uydularından elde edilen ve işlenerek ürün haline getirilen veriler Seviye-0, Seviye-1 ve Seviye-2 olmak üzere 3 seviyede tanımlanmaktadır (Watkins ve diğ.,

2000; Bettadpur, 2007b). Seviye-0 verileri K-Band faz verisi, GPS verisi, ivmeölçer verisi gibi işlenmemiş ham uydu telemetre verileri olup, Weilheim ve Neustrelitz/Almanya'da yer alan iki izleme anteni ile toplanmakta ve daha üst seviye ürünlerin hesaplanabilmesi için SDS merkezlerine gönderilmektedir. SDS merkez görevi; UTCSR, GFZ ve JPL işbirliği ile yürütülmekte olup, Seviye-1 ve Seviye-2 analizleri bu üç kurum tarafından gerçekleştirilmektedir. Seviye-1 ürünler, Seviye-0 telemetre verilerine zaman bilgisinin eklenmesi ve birtakım ön işlemlerden geçirilmesi ile elde edilir. Seviye-1 analizi sonunda uydular arası mesafe gözlemleri, mesafe değişimleri, mesafe ivmelenmesi, çekim dışı ivmelenmeler, yörünge bilgileri gibi veriler üretilmektedir. Gravite alanı modelleri Seviye-2 ürün olarak adlandırılmakta olup, GRACE Seviye-2 ürünlerine Url-1 adreslerinden ulaşılabilir. Seviye-2 ürünleri yukarıda bahsedilen üç SDS merkezi dışında CNES/GRGS işbirliği ve DEOS tarafından da üretilmektedir. CNES/GRGS tarafından üretilen Seviye-2 ürünlerine Url-2, DEOS tarafından üretilen Seviye-2 ürünlerine ise Url-3 adreslerinden ulaşılabilir.

SDS merkezleri tarafından yayımlanan ürünler için standart dosya isimlendirme formatı kullanılmaktadır (Bettadpur, 2007b). Aylık GRACE gravite alanı çözümleri GSM, statik gravite alanı modelleri GCM, arka plan modeller GAA, GAB, GAC ve GAD kısaltmaları ile başlayan veri dosyaları şeklinde yayımlanmaktadır. Örneğin; "GSM-2_2002213-2002243_0029_UTCSR_0060_0004" şeklindeki bir dosya isimlendirmesinde, GSM-2 dosyadaki küresel harmonik katsayıların aylık çözüm (Seviye-2) olduğunu, 2002213-2002243 çözümün 2002 yılının 213'üncü günü ile 2002 yılının 243'üncü gününü kapsadığını, 0029 dönem içerisinde veri olan toplam gün sayısını, UTCSR analiz merkezinin kısa adını, 0060 çözümün maksimum derecesini, 0004 çözümün sürümünü (Release 4) göstermektedir.

2.4 GRACE Seviye-2 Çözümlerindeki Hatalarının Azaltılması

GRACE aylık çekim potansiyeli katsayıları yani Seviye-2 çözümlerinden su kütlesi sinyalinin elde edilmesinde (2.14) ve (2.15) eşitlikleri temel alınmaktadır. Ancak GRACE çözümleri; uydunun ölçme sistemi, yer izi, zamansal çözünürlüğü, veri işlemede kullanılan arka plan modeller ve çözüm stratejileri gibi birçok faktörden kaynaklanan hatalarla yüküdür (Wahr ve diğ., 1998; Tapley ve diğ., 2004a; Swenson ve Wahr, 2002; Swenson ve Wahr, 2006; Wahr ve diğ., 2006). Bu nedenle GRACE

çözümlerini kullanarak fiziksel sonuçlar çıkarmak için ileri analizlere gereksinim duyulmaktadır.

GRACE verilerinden hesaplanacak yüzey kütle sinyalindeki hataları iki gruba ayırmak mümkündür. Birinci grup hata kaynağı çekim potansiyeli küresel harmonik katsayılarından, ikinci grup hata kaynağı ise çevre bölgelerden çalışma bölgesine sızan kütle sinyallerinden kaynaklanan hatalardır. Çekim potansiyeli katsayılarındaki hatalar uydu donanımlarından, veri işlemeden ve kısa dönemli gravite değişimlerinin aylık GRACE çözümlerinde katlanma etkisi yaratmasından kaynaklanır. Sızıntı hataları ise GRACE uydularının ölçü sisteminden dolayı belirli bir nokta üzerinde gözlem yapamamasından ve çözümlere uygulanan konumsal yumuşatmadan kaynaklanır. Aşağıda söz konusu iki hata kaynağının azaltılmasına yönelik bazı yöntemler anlatılmaktadır.

2.4.1 Katlanma etkisi ve arka plan modeller

GRACE gravite alanı çözümlerindeki katlanma etkisi hataları, kısa dönemli (bir aydan daha düşük periyotlu) gravite değişimlerinden kaynaklanır. GRACE uydusu bir ay içerisinde kesintisiz olarak yerin tamamını ölçemez, sadece yörünge izi boyunca belirli aralıklarla örnek alabilir. Frekansı sürekli değişen kısa dönemli gravite alanı sinyalleri GRACE uydusu tarafından tam olarak belirlenemediğinden, bu sinyaller aylık GRACE çözümlerinde katlanma etkisi yaratarak gravite alanı çözümlerini bozar. Katlanma hatasının azaltılması için en iyi yöntem, aylık ortalama gravite alanı çözümlerini oluşturmadan önce, kısa dönemli gravite değişimlerini bağımsız olarak modellemek ve etkilerini gözlemlerden çıkarmaktır. Bunun için kısa dönemli katı yer ve okyanus gelgitlerinin, atmosferik kütle değişimlerinin, okyanus dip basıncındaki kısa dönemli değişimlerin bağımsız verilerle modellenmesi ve GRACE gözlemlerinden çıkarılması gerekmektedir (Flechtner, 2007).

Yer çekim potansiyeli küresel harmonik katsayı setleri ile temsil edildiği için $G(t)$ bir t anında herhangi bir katsayı setini temsil etmek üzere arka plan model değeri aşağıdaki şekilde yazılabilir:

$$G(t) = \bar{G}^* + G'(t - t_0) + \delta G^{st}(t) + \delta G^{ot}(t) + \delta G^{pt}(t) + \delta G^{a+o}(t) \quad (2.18)$$

Eşitliğin sağındaki birinci terim (\bar{G}^*) öncül statik ya da uzun dönemli ortalama jeopotansiyeli (örneğin; EGM96, GGM02C) temsil etmektedir. $G'(t-t_0)$ terimi harmonik katsayılardaki seküler değişimi, üçüncü, dördüncü ve beşinci terimler ise sırasıyla katı yer, okyanus ve kutup gelgitini temsil etmektedir. Altıncı terim gelgit dışındaki atmosferik ve oşinografik değişkenliğin kombinasyonudur.

Arka plan modelini oluşturan her bir bileşenin zamansal ve konumsal çözünürlükleri farklılık arz etmektedir. Katı yer ve okyanus gelgitleri analitik fonksiyonlar olup, istenilen epokta ve yerde hesaplanabilmektedir. Kutup gelgiti, kutup hareketi zaman serisinin çözünürlüğüne sahip olup, enterpolasyonla ilgili epokta hesaplanabilmektedir. Aynı şekilde gelgit dışındaki atmosferik ve oşinografik modellerin de zamansal ve konumsal çözünürlükleri farklı olup, çeşitli konumsal ve zamansal enterpolasyon yöntemleri ile ilgili yer ve zamanda hesaplanabilmektedir. Her bir GRACE SDS merkezi genellikle farklı arka plan modelleri kullanmakta olup, SDS merkezleri ve diğer GRACE ürün merkezleri tarafından kullanılan arka plan modeller Çizelge 2.2'de verilmektedir

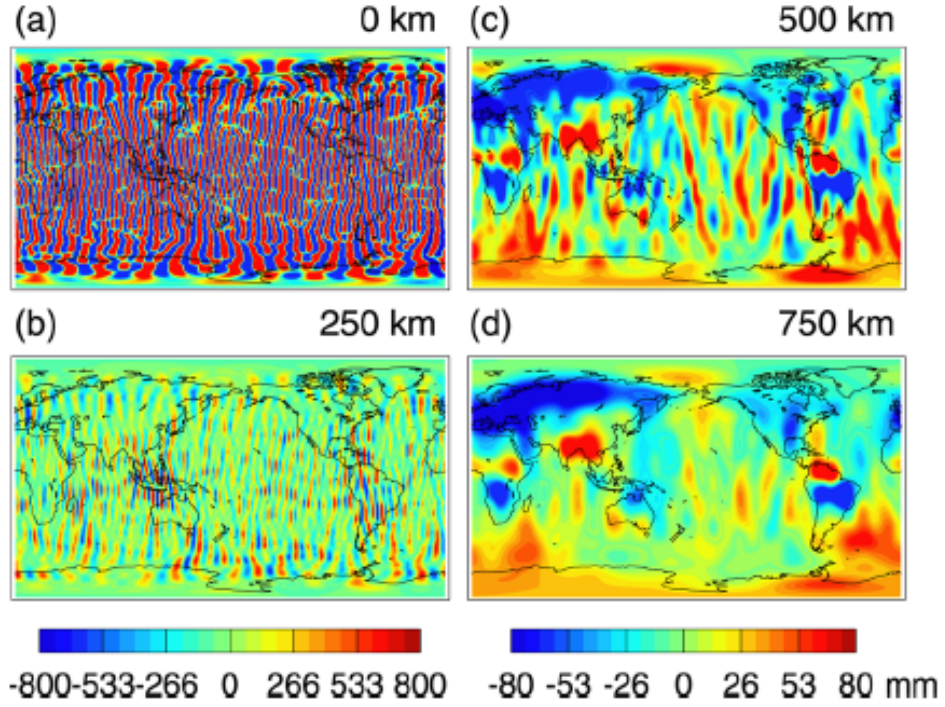
Çizelge 2.2 : GRACE Seviye-2 gravite alanı çözümlerinde kullanılan arka plan modeller. (1) Statik gravite alanı modeli, (2) Çözümün maksimum derecesi, (3) Atmosferik ve oşinografik model, (4) Okyanus gelgit modeli, (5) Katı yer ve kutup gelgitleri. *AOD1B, atmosfer ve okyanus katlanma önleyici ürünü olup (Flechtner 2007), bu ürün içerisinde atmosferik model olarak ECMWF, oşinografik model olarak OMCT modeli kullanılmaktadır.

	UTCSR RL04	GFZ RL03	JPL RL03	CNES/GRGS RL02	DEOS DMT-1
(1)	GIF22a	EIGEN-GL04C	GIFF22a	EIGEN-GL04C	EIGEN-GL04C
(2)	60	120	120	50	120
(3)*	AOD1B RL04	AOD1B RL04	AOD1B RL04	ECMWF MOG2D	AOD1B RL04
(4)	FES2004	FES2004	FES2004	FES2004	FES2004
(5)	IERS 2003	IERS 2003	IERS 2003	IERS 2003	IERS 2003

2.4.2 Konumsal yumuşatma, korelasyon filtresi ve bölgesel ortalama

GRACE gravite alanı çözümleri belirli bir derece ve mertebeye kadar küresel harmonik katsayılarından oluşmaktadır. Ancak yukarıda bahsedilen birinci grup hata kaynaklarından dolayı yüksek dereceli diğer bir ifadeyle kısa dalga boylu katsayılarda gürültü (korelasyonlu hatalar) mevcuttur. Çözümünün derecesi atıkça

gürültünün miktarı da artmaktadır (Wahr ve diğ., 1998; Wahr ve diğ., 2006). GRACE çözümlerinin yüksek derecelerdeki korelasyonlu hatalar, (2.15) eşitliğinde verilen eşdeğer su yüksekliği haritalarında kuzey-güney yönünde şerit şeklinde kendini göstermektedir. Bu etki Şekil 2.2a'da örnek olarak sunulmuştur.



Şekil 2.2 : Farklı yumuşatma yarıçaplarının GRACE eş değer su kütlesi kestirimleri üzerine etkisi (Swenson ve Wahr, 2006).

Her ne kadar katsayıları belirli bir derecede sonlandırmak bir çözüm gibi gözükse de, konumsal çözünürlük ve kesme hatası göz önüne alındığında çok tercih edilen bir yaklaşım değildir (Swenson ve Wahr, 2002). Bunun yerine uygun sinyal gürültü oranının elde edilebilmesi için konumsal yumuşatma, potansiyel katsayılarının filtrelenmesi ve bölgesel ortalama daha çok tercih edilen bir yaklaşımdır.

Konumsal yumuşatma için bugüne kadar birçok yöntem önerilmiştir (Wahr ve diğ., 1998; Han ve diğ., 2005; Chen ve diğ., 2006; Kusche ve diğ., 2009). Bu yöntemler arasında en yaygın kullanılanı ve uygulaması diğerlerine nazaran daha kolay olanı *konumsal Gaussian yumuşatması* veya *konumsal Gaussian filtresidir*. Yer gravite alanı modellerinin geliştirilmesi çalışmalarında Jekeli (1981) tarafından önerilen bu filtreleme yönteminin GRACE çözümlerine uygulaması Wahr ve diğ. (1998) tarafından gösterilmiştir. Yumuşatma fonksiyonu konum alanında uygulanabileceği gibi spektral alanda da uygulanabilmektedir. Spektral alandaki uygulama dikkate

alındığında ve çözüm belirli bir derecede (n_{\max}) sonlandığında, (2.14)'de verilen yüzey kütle yoğunluğu eşitliğinin yumuşatma fonksiyonu uygulandıktan sonraki yeni durumu aşağıdaki şekilde yazılabilir:

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_{ort}}{3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} \Delta\bar{C}_{nm}^{GRACE}(t) \cos m\lambda \\ \Delta\bar{S}_{nm}^{GRACE}(t) \sin m\lambda \end{array} \right\} \quad (2.19)$$

$r_{1/2}$ yumuşatma yarıçapı, R ortalama yer yarıçapı olmak üzere W_n yumuşatma katsayısı (2.20)'de gösterildiği gibi yinelemeli şekilde hesaplanabileceği gibi (Wahr ve diğ., 1998), (2.21)'de verilen yaklaşık analitik bir fonksiyonla da hesaplanabilmektedir (Chambers, 2006a).

$$b = \frac{In(2)}{(1 - \cos(r_{1/2} / R))}$$

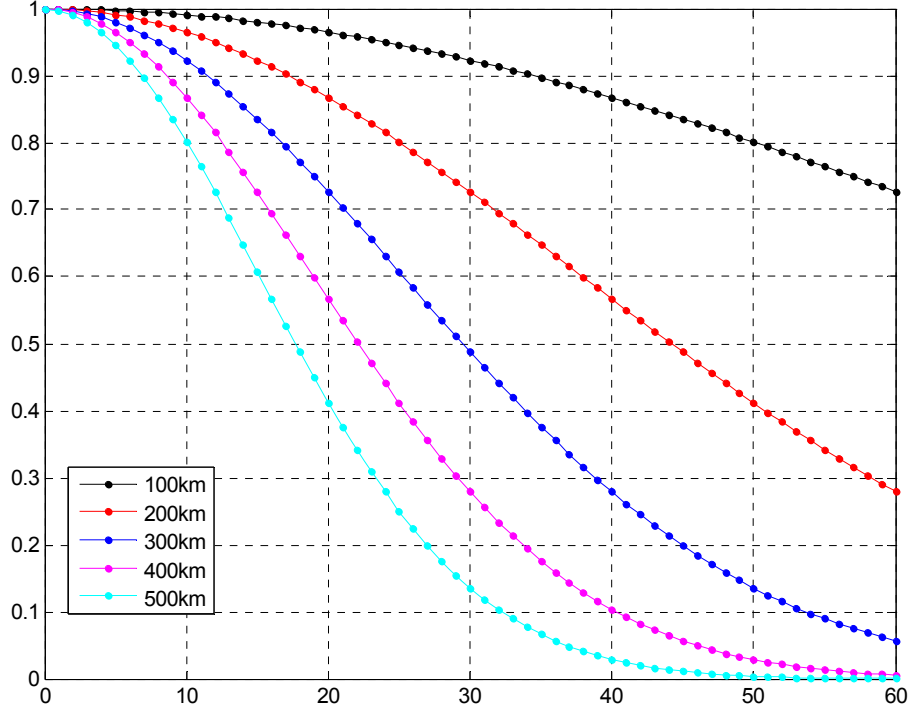
$$W_0 = \frac{1}{2\pi}$$

$$W_1 = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b} \right] \quad (2.20)$$

$$W_{n+1} = -\frac{2n+1}{b} W_n + W_{n-1}$$

$$W_n = \exp \left[-\frac{(n r_{1/2} / R)^2}{4 In(2)} \right] \quad (2.21)$$

Konumsal Gaussian yumuşatma yönteminin avantajı (2.21) eşitliğinde ve Şekil 2.3'de kolaylıkla görülebilmektedir. Katsayıların ağırlığı çözümün derecesi yükseldikçe azalmaktadır. Dolayısıyla yüksek gürültü seviyesine sahip yüksek dereceli katsayıların su kütlesi hesabına katkısı düşüktür.



Şekil 2.3 : Farklı yumuşatma yarıçaplarında Gaussian konumsal yumuşatma fonksiyonun değerleri. Yatay eksen dereceyi (n), düşey eksen fonksiyonun değerini (W_n) göstermektedir.

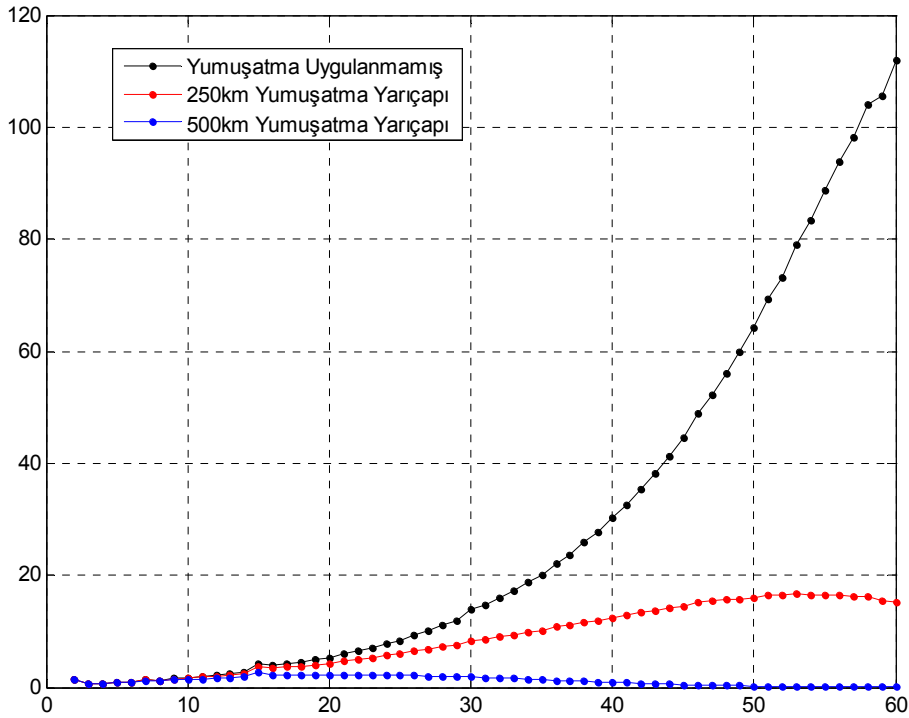
Konumsal yumuşatmanın GRACE hata derece genliği üzerine etkisi Şekil 2.4'de gösterilmektedir. Küresel harmonik serilerle verilmiş herhangi bir global jeopotansiyel modelin hata derece genliği, katsayı hataları hakkında bilgi veren bir büyüklüktür ve (2.22a) eşitliği ile hesaplanabilmektedir. Eşitlikteki $\sigma_{C_{nm}}$ ve $\sigma_{S_{nm}}$ değerleri \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} küresel harmonik katsayılarının standart sapmasını temsil etmektedir.

$$\sigma_n = \sqrt{\sum_{m=0}^n \sigma_{C_{nm}}^2 + \sigma_{S_{nm}}^2} \quad (2.22a)$$

$$\sigma_n(N) = R \times \sigma_n \quad (2.22b)$$

$$\sigma_n(\xi) = \frac{R\rho_{ort}(2n+1)}{3\rho_{su}(1+k_n)} \times \sigma_n \quad (2.22c)$$

Hata derece genliği jeoit ykseklđi cinsinden hesaplanmak istenirse (2.22b), eŖdeđer su ykseklđi veya su kütlesi cinsinden hesaplanmak istenirse (2.22c) eŖitliđi kullanılır (Liu, 2008). Ŗekil 2.4'de Ŗubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 GRACE aylık gravite alanı czmnn eŖdeđer su yükseliği cinsinden hata derece genliği gösterilmektedir. Ŗekilde siyah cizgi ile gösterilen hata derece genliğine herhangi bir yumuŖatma uygulanmamıŖtır. Kırmızı renkle gösterilen hata derece genliğine 250 km, mavi ile gösterilene ise 500 km yarıcaplđ Gaussian yumuŖatma uygulanmıŖtır. YumuŖatma uygulandığında (2.21)'de verilen yumuŖatma fonksiyonu (2.22c)'ye cırapan olarak eklenmektedir. Ŗekilde de görüleceği üzere yumuŖatma uygulanmadđđı durumda czmn derecesi arttıkca hata derece genliği artmaktadır. YumuŖatma uygulandığında, yüksek derecelerdeki hata genliği yumuŖatma yarıcapına bağlı olarak azalmaktadır.



Ŗekil 2.4 : EŖdeđer su ykseklđi cinsinden Ŗubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 GRACE czmnn hata derece genliği. Yatay eksen dereceyi (n), dŖey eksen hata derece genliğini ($\sigma_n(\xi)$) göstermektedir. Hata derece genliği birimi mm.

Konumsal Gaussian yumuŖatmasında en önemli husus yumuŖatma yarıcapının seğimidir. YumuŖatma yarıcapı GRACE czmlerinin konumsal cznrlğn deđiŖtirdiđinden elde edilecek sonuçların yorumlanmasında en önemli ölçüttür (Chen ve diğ., 2006; Chen ve diğ., 2005). Etkili yumuŖatma yarıcapının baŖarılı olarak

belirlenebilmesi için, gerçek sinyalin konumsal genişliği (etkilediği alanın büyüklüğü) hakkında öncül bilgilere ve tecrübeye sahip olmak gerekir. Eğer yarıçap çok küçük seçilirse, belirlenecek kütle sinyali çok gürültülü, eğer çok büyük seçilirse bu defa da çok yumuşatılmış olabilir (Şekil 2.2b, c, d). Bunun yanında yumuşatma yarıçapı ile sızıntı hatasının büyüklüğü doğru orantılıdır. Yumuşatma yarıçapı arttıkça sızıntı hatası da artmakta, çalışma bölgesi içerisine bölge dışından daha fazla sinyal sızmaktadır.

Swenson ve Wahr (2006), GRACE çözümlerine uygulanan konumsal yumuşatmanın korelasyonlu hataların giderilmesinde tek başına yeterli olmadığını göstermiştir. Konumsal olarak filtrelenmiş küresel harmonik katsayıları spektral alanda inceleyerek, katsayılar arasındaki korelasyonun tam olarak giderilmediğini ifade etmiştir. Bunun için birbirleri ile korelasyonlu katsayılar arasındaki korelasyonları gideren bir filtre (*de-korelasyon filtresi*) tasarlamış ve çözümlerde anlamlı iyileşmeler olduğunu göstermiştir. Geliştirdikleri filtreleme yöntemi katsayılar arasındaki korelasyonları büyük oranda ortadan kaldırmıştır. Swenson ve Wahr (2006) aşağıda belirtilen katsayılar arasında yüksek korelasyon bulmuştur.

- $m \geq 8$ tek sayılı derecelerden (n_{Tek}) oluşan $\Delta \bar{S}_{nm}$ serisi
- $m \geq 8$ tek sayılı derecelerden (n_{Tek}) oluşan $\Delta \bar{C}_{nm}$ serisi
- $m \geq 8$ çift sayılı derecelerden ($n_{Çift}$) oluşan $\Delta \bar{S}_{nm}$ serisi
- $m \geq 8$ çift sayılı derecelerden ($n_{Çift}$) oluşan $\Delta \bar{C}_{nm}$ serisi

Chen ve diğ. (2008), Swenson ve Wahr (2006) tarafından önerilen filtreyi geliştirerek analizlerinde P4M6 olarak adlandırılan filtreyi kullanmıştır. Yöntemin uygulanmasındaki ana düşünce, $m \geq 6$ olan ve yukarıda belirtilen korelasyonlu serilere 4'üncü dereceden bir polinom uydurmak ve orijinal serilerden polinomu çıkarmaktır. P4M6 filtresinin uygulanışı şu şekildedir:

- Her $m \geq 6$ için yukarıda verilen 4 farklı korelasyonlu seriden biri seçilir (örneğin; $m \geq 6$ çift sayılı derecelerden ($n_{Çift}$) oluşan $\Delta \bar{C}_{nm}$ serisi),
- Seriyeye n 'nin fonksiyonu olarak 4'üncü dereceden bir polinom uydurulur ve polinom katsayıları çözülür,

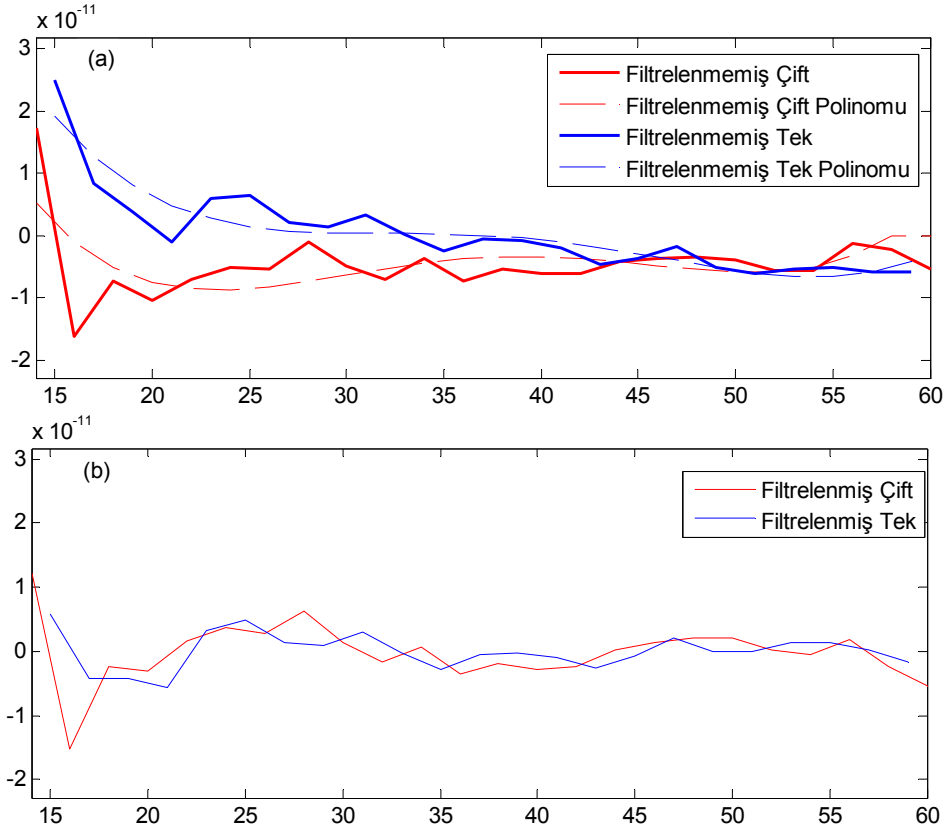
- Orijinal seriden uydurulmuş polinom değerleri çıkarılarak filtrelenmiş katsayılar hesaplanır,

- Bu işlem yukarıda verilen 4 farklı korelasyonlu serinin hepsi için tekrarlanır.

Aşağıda $m = 14$ için tek ve çift dereceli $\Delta\bar{C}_{nm}$ serisi için korelasyon giderici filtrenin uygulaması gösterilmektedir (Şekil 2.5).

$$\begin{bmatrix} \Delta\tilde{C}_{14,14} \\ \Delta\tilde{C}_{16,14} \\ \Delta\tilde{C}_{18,14} \\ \Delta\tilde{C}_{20,14} \\ \vdots \\ \Delta\tilde{C}_{60,14} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta\bar{C}_{14,14} \\ \Delta\bar{C}_{16,14} \\ \Delta\bar{C}_{18,14} \\ \Delta\bar{C}_{20,14} \\ \vdots \\ \Delta\bar{C}_{60,14} \end{bmatrix} - Model_{\text{Çift}}$$

$$\begin{bmatrix} \Delta\tilde{C}_{15,14} \\ \Delta\tilde{C}_{17,14} \\ \Delta\tilde{C}_{19,14} \\ \Delta\tilde{C}_{21,14} \\ \vdots \\ \Delta\tilde{C}_{59,14} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta\bar{C}_{15,14} \\ \Delta\bar{C}_{17,14} \\ \Delta\bar{C}_{19,14} \\ \Delta\bar{C}_{21,14} \\ \vdots \\ \Delta\bar{C}_{59,14} \end{bmatrix} - Model_{\text{Tek}}$$



Şekil 2.5 : Şubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 GRACE çözümünün $m = 14$ olan çift ve tek dereceli $\Delta\bar{C}_{nm}$ katsayısına P4M6 korelasyon giderici filtrenin uygulanması. (a) Filtrenmemiş katsayılar ve bu katsayılar uydurulan polinom, (b) Filtrenmiş katsayılar. Kırmızı ile gösterilenler çift dereceli, mavi ile gösterilenler ise tek dereceli $\Delta\bar{C}_{nm}$ katsayılarıdır.

Korelasyon giderici filtre konumsal yumuŝatmadan önce uygulanır. Filtrelenmiŝ katsayılar $\Delta\tilde{C}_{nm}$ ve $\Delta\tilde{S}_{nm}$ ile gösterilecek olursa (2.19) eŝitliđiyle verilen yüzeý kütleye yoğunluğu aŝađıdaki ŝekilde yeniden yazılır ve sonuç ŝeklini alır.

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_{ort}}{3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} \Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) \cos m\lambda \\ + \\ \Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) \sin m\lambda \end{array} \right\} \quad (2.23)$$

GRACE çözümlerinden uygun sinyal/gürültü oranının elde edilebilmesinin bir diğer yolu da nokta yüzeý kütleye yoğunluğu kestirimi yerine bölgesel ortalama almaktır. Her ne kadar konumsal yumuŝatma bölgesel ortalama ya yakın bir kavram gibi gözükse de konumsal yumuŝatma bir bölgeyi izole edememektedir. Swenson ve Wahr (2002) belirli bir bölge için yüzeý kütleye yoğunluğunun nasıl hesaplanacağını göstermiŝtir. Bunun için öncelikle bölge alanı Ω_R 'nin belirlenmesi ve bölgeyi temsil eden bir fonksiyon $\mathcal{G}(\varphi, \lambda)$ tanımlanması gerekmektedir. Bu fonksiyonun bölge içerisindeki değeri 1 (bir), bölge dışında ise değeri 0 (sıfır)'dır.

$$\mathcal{G}(\varphi, \lambda) = \begin{cases} 0 & \text{Dışında} \\ 1 & \text{İçinde} \end{cases} \quad (2.24)$$

Bölge fonksiyonu (2.25)'de gösterildiği ŝekilde küresel harmoniklere açılır ve fonksiyonun harmonik katsayıları hesaplanırsa, bölge ortalama yüzeý kütleye yoğunluğu (2.26)'da gösterildiği ŝekilde hesaplanabilmektedir. Bölge alanı Ω_R açısız büyüklüktür (radyan) ve \mathcal{G}_{00}^C katsayısına karŝılık gelmektedir. Birçok bölgesel ve lokal çalıŝmalarda (2.26) eŝitliđi esas alınmaktadır.

$$\mathcal{G}(\varphi, \lambda) = \frac{1}{4\pi} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) (\mathcal{G}_{nm}^C \cos m\lambda + \mathcal{G}_{nm}^S \sin m\lambda) \quad (2.25)$$

$$\overline{\Delta\sigma}(t) = \frac{R\rho_{ort}}{3\Omega_R} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \left\{ \begin{array}{l} \mathcal{G}_{nm}^C \Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) \\ + \\ \mathcal{G}_{nm}^S \Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) \end{array} \right\} \quad (2.26)$$

2.4.3 Sızıntı etkisi ve ölçek faktörü

GRACE uygulamalarının birçoğu belirli bir bölge içerisinde kütle değişimlerinin belirlenmesi üzerinedir. Ancak GRACE uydusu belirli bir nokta üzerinde gözlem yapamamakta sadece birkaç yüz kilometre karelik alanlarda meydana gelen ortalama gravite değişimlerini algılayabilmektedir. Dolayısıyla uydu ilgilenilen bölgeye yaklaştığında hem bölge içerisindeki hem de bölgeye yakın çevredeki sinyalleri aynı anda algılamakta, bölge dışındaki kütle sinyalleri bölge içerisine karışarak sızıntı hatasını doğurmaktadır. Örneğin (2.26) eşitliği kullanılarak bir nehir havzasında su depolama değişimi belirlenmek istensin. Bu durumda havzaya düşey (havzanın üzerindeki atmosfer ve havzanın altındaki katı yer) ve yatay çevresinden kütle sinyalleri sızacaktır. Havzaya düşey yönde sızacak atmosferik ve katı yer sinyallerini havza sinyalinden ayırt etmek olanaksız olduğundan bu sızıntılar ancak ve ancak arka plan atmosferik ve katı yer modelleri kullanılarak giderilebilir. (2.26) eşitliğinde kullanılan bölge fonksiyonu komşu havzalardan yatay yönde sızacak sinyalleri minimize etmeye yaramaktadır. Ancak bölge fonksiyonu (2.25) eşitliği kullanılarak küresel harmonik serilere açıldığında bölge içerisinde bir olan değer artık birden küçük, bölge dışında sıfır olan değer ise artık sıfırdan büyük olacaktır. Bu durum gerçek havza sinyalinin olması gerekenden daha küçük çıkmasına neden olmaktadır. Kaybedilen sinyalin yeniden elde edilebilmesi için simülasyon verisi kullanılır. Bölge içerisinde önceden değeri bilinen simülasyon verisine (2.26) eşitliği uygulanır ve çıkan sonuç orijinal simülasyon verisi ile karşılaştırılır. Bu iki değerlerin ortalamasına *ölçeklendirme faktörü* adı verilir ve kaybedilen sinyalin yeniden elde edilebilmesi için ölçeklendirme faktörü ile havza ortalama yüzey kütle sinyali çarpılır (Swenson ve Wahr, 2007).

Bölgesel deniz suyu kütlesi uygulamalarında deniz içerisine sızan kara hidroloji sinyalinin belirlenebilmesi için genellikle bağımsız hidroloji modelleri kullanılır. Bu modellere GRACE çözümlerine yapılan işlemlerin aynısı yapılır. Model önce küresel harmoniklere açılır ve (2.26) eşitliğinden geçirilerek deniz içerisine sızan miktar tespit edilir ve deniz kütle sinyalinden çıkarılarak elimine edilir. Tez çalışmasında denize sızan kara hidroloji sinyali GLDAS/Noah kara hidroloji modeli kullanılarak hesaplanacak, simülasyon verisi ile belirlenecek ölçek faktörü ile GRACE-GLDAS farkı çarpılarak gerçek deniz suyu kütle sinyali belirlenecektir.

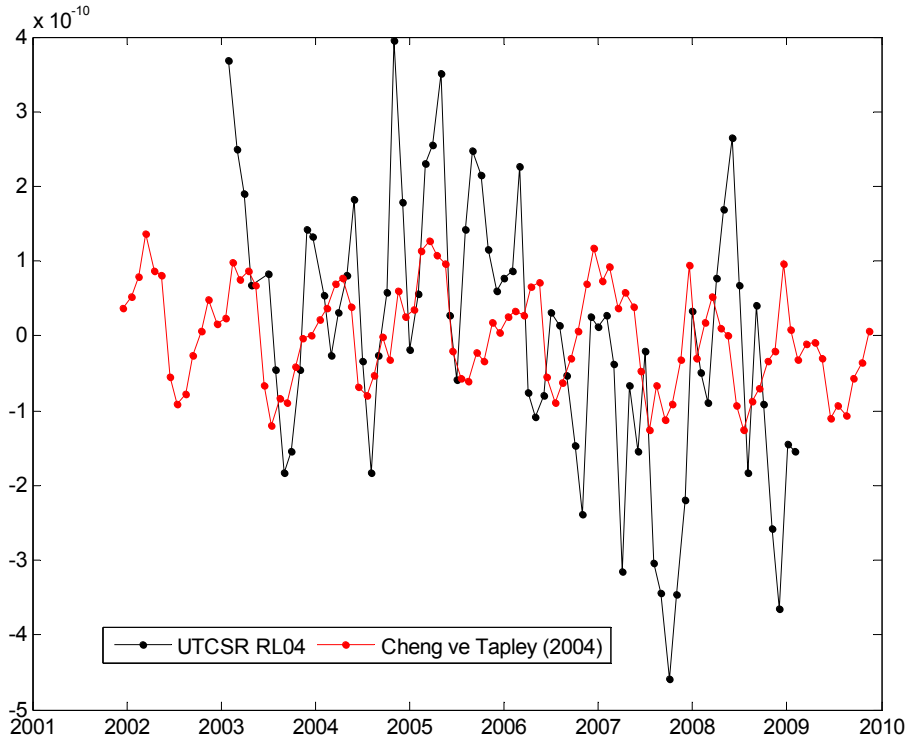
2.4.4 Düşük dereceli potansiyel katsayılarının çözümlere eklenmesi

Birinci derece potansiyel katsayıları (C_{10}, C_{11}, S_{11}) yer kütle merkezinin koordinatlarını temsil etmektedir. Uydu jeodezisi uygulamalarında genellikle koordinat sisteminin merkezi yer kütle merkezine çakışacak şekilde seçilir. Bu durumda küresel harmoniklerle ifade edilen çekim potansiyeli fonksiyonu birinci dereceden terimler içermez ($C_{10} = C_{11} = S_{11} = 0$). GRACE uyduları anlık kütle merkezi etrafında yörünge hareketini tamamladığından, GRACE verilerinden türetilen gravite alanı modellerinde birinci derece katsayılar sıfır olmaktadır. GRACE yer gravite alanı çözümlerini diğer tekniklerle elde edilen modellerle tutarlı hale getirebilmek için, yer merkezi hareketini temsil eden potansiyel katsayılarının GRACE çözümlerine geri eklenmesi önerilmektedir (Chambers ve diğ., 2004). Bunun yanında GRACE çözümlerinden elde edilen ve yer basınlığını gösteren C_{20} katsayısında anormal şekilde değişimler olduğu ifade edilmektedir (Cheng ve Tapley, 2004). UTCSR RL04 GRACE çözümlerinden elde edilen C_{20} katsayısı zaman serisi ile LAGEOS-1 ve 2, Starlette, Stella ve Ajisai SLR çözümlerinden elde edilen C_{20} katsayısı zaman serisi Şekil 2.6'da gösterilmektedir. Şekilde GRACE çözümlerinin daha değişken olduğu görülmektedir.

Uygulamada çeşitli tekniklerle elde edilmiş birinci derece katsayılar ile (Swenson ve diğ., 2008) SLR gözlemlerinden elde edilmiş C_{20} ikinci derece katsayısına (Cheng ve Tapley, 2004) ulaşmak mümkündür ve bu katsayılar teknik notlar şeklinde SDS merkezlerinde yayımlanmaktadır.

2.4.5 Arka plan oşinografik modelin çözümlere geri yüklenmesi

Yukarıdaki bölümlerde toplam jeopotansiyelin arka plan model olarak bilinen bileşenlere ayrıldığından söz edilmişti. SDS merkezleri tarafından yayımlanan GRACE gravite alanı çözümlerinin içerisinde kısa dönemli atmosfer ve okyanus kütle sinyali bulunmamaktadır. GRACE söz konusu kısa dönemli kütle değişimlerini ayıramadığından bu sinyaller çözümden önce çeşitli atmosferik ve oşinografik veriler (basınç, rüzgâr, sıcaklık vb.) kullanılarak geliştirilen atmosferik ve oşinografik modeller yardımıyla çıkarılmaktadır (Flechtner, 2007). Dolayısıyla Seviye-2 gravite alanı çözümleri sadece kara hidroloji sinyalini, GRACE gözlem hatalarını ve tam olarak modellenemeyen atmosferik ve oşinografik kütle sinyalini içermektedir.



Şekil 2.6 : UTCSR RL04 GRACE çözümlerinden (siyah çizgi) ve SLR çözümlerinden elde edilen C_{20} zaman serisi (kırmızı çizgi).

Okyanus dip basıncı, deniz suyu kütle sinyali belirleme gibi oşinografik uygulamalarda gravite alanı çözümlerinden çıkarılan okyanus modelinin çözümlere geri eklenmesi gerekir. Bu durumda (2.23) ve (2.26)'da verilen ve kara hidroloji çalışmalarında esas alınan yüzey kütle yoğunluğu eşitliklerinin oşinografik uygulamalar için yeniden düzenlenmiş şekli (2.27) ve (2.28)'de verilmektedir.

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_{ort}}{3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} \left(\Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta C_{nm}^{GAD}(t) \right) \cos m\lambda \\ + \\ \left(\Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta S_{nm}^{GAD}(t) \right) \sin m\lambda \end{array} \right\} \quad (2.27)$$

$$\bar{\Delta\sigma}(t) = \frac{R\rho_{ort}}{3\Omega_R} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \left\{ \begin{array}{l} g_{nm}^C \left(\Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta C_{nm}^{GAD}(t) \right) \\ + \\ g_{nm}^S \left(\Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta S_{nm}^{GAD}(t) \right) \end{array} \right\} \quad (2.28)$$

GRACE SDS merkezleri AOD1B RL04 olarak bilinen ve arka plan atmosfer ve oşinografik modelleri içeren ürünü kullanmaktadır. AOD1B RL04 ürünü içerisinde OMCT baroklinik oşinografik model kullanılmaktadır. OMCT modeli ile ilgili daha ayrıntılı bilgiye Flechtner (2007) ulaşılabilir. Arka plan oşinografik model GRACE

Seviye-2 çözümlerine (GSM) benzer şekilde SDS merkezleri tarafından küresel harmonik katsayılar cinsinden yayımlanmaktadır (GAD aylık küresel harmonik katsayıları). CNES/GRGS arka plan oşinografik modeli MOG2D barotropik modelidir (Carrère ve Lyard, 2003). Bu modelde OMCT modeli gibi küresel harmonik katsayılar cinsinden yayımlanmaktadır.

3. GRAVİMETRİK YÖNTEMLE AKDENİZ'DE DENİZ SUYU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ

Bu bölümde, zamanla değişen yer gravite alanı bilgisinden, Şubat 2003 - Şubat 2009 dönemi için Akdeniz bölgesel su kütlesi değişimi hesaplanacaktır. İkinci bölümde verilen teorik bilgilere dayalı olarak, farklı stratejilerle üretilmiş UTCSR RL04 ve DMT-1 aylık GRACE gravite alanı çözümleri ve GLDAS/Noah kara hidroloji modeli kullanılarak su kütlesi sinyali belirlenecek, sonuçlar birbirleriyle karşılaştırılacaktır.

3.1 GRACE Gravite Alanı Çözümleri ve Kara Hidroloji Modeli

3.1.1 UTCSR RL04 Seviye-2 GRACE çözümleri

Tektaş Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezi tarafından üretilen aylık gravite alanı çözümleri RL01, RL02 ve RL04 olmak üzere üç farklı versiyon şeklinde yayımlanmaktadır. RL03 adı altında bir versiyon bulunmamaktadır. Tez çalışmasında RL04 Seviye-2 çözümleri kullanılmıştır. RL04 aylık çözümleri 60'ıncı derece ve mertebeye kadar tam normalize edilmiş küresel harmonik katsayılarından oluşmaktadır. Gravite alanı katsayıları K-band mesafe değişim oranları ve GPS çiftli fark gözlemleri kullanılarak tek aşamalı varyasyon eşitlikleri yaklaşımı (Bettadpur, 2007a; Liu, 2008) ile belirlenmiştir. Arka plan statik gravite alanı modeli olarak GIF22a kullanılmıştır. GIF22a modeli, 120'inci dereceye kadar 22 aylık RL02 çözümlerinin, 121 ile 200'üncü dereceler arası GGM02C modeli (Tapley ve diğ., 2005) ve 201 ile 360'ıncı dereceler arası EGM96 modelinin (Lemoine ve diğ., 1998) kombinasyonu ile oluşturulmuştur. Katı yer gelgiti ile kutup gelgiti jeopotansiyel katsayılar üzerindeki etkisi IERS 2003 konvansiyonunda belirtildiği şekilde hesaplanmıştır (McCarthy ve Petit, 2003). Okyanus gelgiti etkisi FES2004 modeli (Lyard ve diğ., 2006) ile gelgit dışındaki atmosferik ve okyanus etkileri ise AOD1B RL04 ürünü (Flechtner, 2007) kullanılarak belirlenmiştir. Gravite alanı çözüm stratejisinden dolayı UTCSR Seviye-2 ürünlerinin korelasyonlu hatalar içerdiği, bu nedenle kütle değişimi hesaplamalarından önce Stokes katsayılarının korelasyon

giderici filtrelerden geçirilmesi önerilmektedir. UTCSR RL04 Seviye-2 ürünü ve çözüm stratejisi hakkında daha ayrıntılı bilgi Bettadpur (2007a) bulunmaktadır.

3.1.2 DMT-1 GRACE çözümleri

Delft Teknoloji Üniversitesi Yer Gözlem ve Uzay Sistemleri Enstitüsü tarafından üretilen aylık DMT-1 çözümleri 120'nci derece ve mertebeye kadar tam normalize edilmiş küresel harmonik katsayılarından oluşmaktadır. Harmonik katsayılar GRACE hl-SST ve ll-SST gözlemleri kullanılarak 3RC (3-point range combination) olarak adlandırılan ivlenme yaklaşımı (Liu, 2008) ile belirlenmiştir. Arka plan statik gravite alanı modeli olarak EIGEN-GL04C (Förste ve diğ., 2008) kullanılmıştır. Katı yer, kutup ve okyanus gelgiti ile gelgit dışındaki atmosferik ve okyanus etkiler için kullanılan arka plan modeller, UTCSR RL04 çözümlerinde kullanılanlar ile aynıdır. DMT-1 aylık GRACE çözümleri veri merkezi tarafından optimal Wiener filtresi kullanılarak yumuşatılmış şekilde yayımlanmaktadır. Dolayısıyla bu çözümlere yeniden korelasyon giderici filtre uygulamaya ihtiyaç yoktur. 3RC çözüm stratejisi ve DMT-1 ürünleri hakkında ayrıntılı bilgi Liu (2008)'de bulunmaktadır.

3.1.3 GLDAS/Noah kara hidroloji modeli

Global Kara Veri Asimilasyon Sistemi; yüzey basıncı, yüzey sıcaklığı, yüzey rüzgar hızı, yüzey nemi, kar kalınlığı, yağış oranı, yüzey akışı vb. gibi kara hidrolojisini ilgilendiren birçok fiziksel alanın üretilmesi için NASA/GSFC ve NOAA/NCEP tarafından geliştirilmiş bir veri asimilasyon sistemidir (Rodell ve diğ., 2004). Sistem içerisinde kalman filtrelemesi, optimal enterpolasyon ve hibrid ekleme teknikleri gibi veri asimilasyon yaklaşımları kullanılarak model kestirimleri ile yersel ve uydu verileri birleştirilmektedir. GLDAS içerisinde Mozaik, Noah ve CLM olmak üzere üç farklı kara yüzey modeli çalıştırılmakta olup, tez kapsamında Noah modeli kullanılmıştır. GLDAS/Noah kara hidroloji modelinin çeşitli konumsal (0.25°; 0.5°; 1.0°; 2.0° × 2.5°) ve zamansal (3 saatlik, aylık) çözünürlüklerde seçenekleri mevcut olup, tez çalışmasında 1° × 1° konumsal çözünürlüklü aylık model kullanılmıştır. GLDAS/Noah kara hidroloji modelini GRACE sonuçları ile direkt olarak karşılaştırabilmek için modelin toprak nemi ve su kalınlığı cinsinden kar birikimi katmanlarının toplamı kullanılmıştır. Rodell ve diğ. (2006) tarafından Mississippi nehir havzasında yer altı su deposu değişiminin belirlenmesinde GLDAS kara hidroloji modeli kullanılmış ve elde edilen sonuçlar GRACE ve kuyu ölçülerinden

elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır ve sonuçlar arasında oldukça iyi uyum bulunmuştur. Syed ve diğ. (2008) tarafından dünyanın en geniş 23 nehir havzasında GLDAS modeli ve GRACE verilerinden yersel su bütçesinin konuma ve zamana bağlı değişimleri belirlenmiş ve GRACE'den bulunan sonuçlarla GLDAS modelinden bulunan sonuçlar arasında iyi bir uyum bulunmuştur. GLDAS hakkında daha ayrıntılı bilgiye Rodell ve diğ. (2004), GLDAS model verilerine ise Url-4 veya Url-5 web sayfalarından ulaşmak mümkündür.

3.2 Akdeniz Bölgesel Su Kütlesi Sinyali

İkinci bölümde verilen teorik bilgiler dikkate alındığında GRACE gravite alanı çözümlerinden bölgesel deniz suyu kütle sinyalinin hesaplanmasında üç temel işlem adımı vardır. Bu adımlar; (i) GRACE Seviye-2 gravite alanı çözümlerinin ileri analizi ve bölge ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serisinin hesaplanması, (ii) kara hidroloji modeli yardımıyla denize sızan kara hidroloji etkilerinin belirlenmesi ve (i) ile bulunan ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serisinden çıkarılması (iii) ileri analiz sonucu kaybedilen bir miktar su kütlesi sinyalinin ölçek katsayısı yardımıyla yeniden elde edilmesi şeklinde özetlenebilir. İşlem adımlarının ayrıntıları aşağıda sunulmaktadır.

3.2.1 GRACE çözümlerinin ileri analizi

GRACE gravite alanı çözümlerinin ileri analizi ile Akdeniz bölge ortalama eşdeğer su yüksekliği (2.28)'de gösterilen eşitlik kullanılarak hesaplanmıştır. Bu eşitliğin çözümünde aşağıdaki işlem sırası izlenmiş olup, gerçekleştirilen hesap çalışmaları UTCSR RL04 çözümleri için ayrıntılı olarak anlatılacak, DMT-1 çözümleri için sadece sonuçlar gösterilecektir. Hesaplamalar MATLAB ortamında geliştirilen ve EK A.1'de sunulan programlar kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

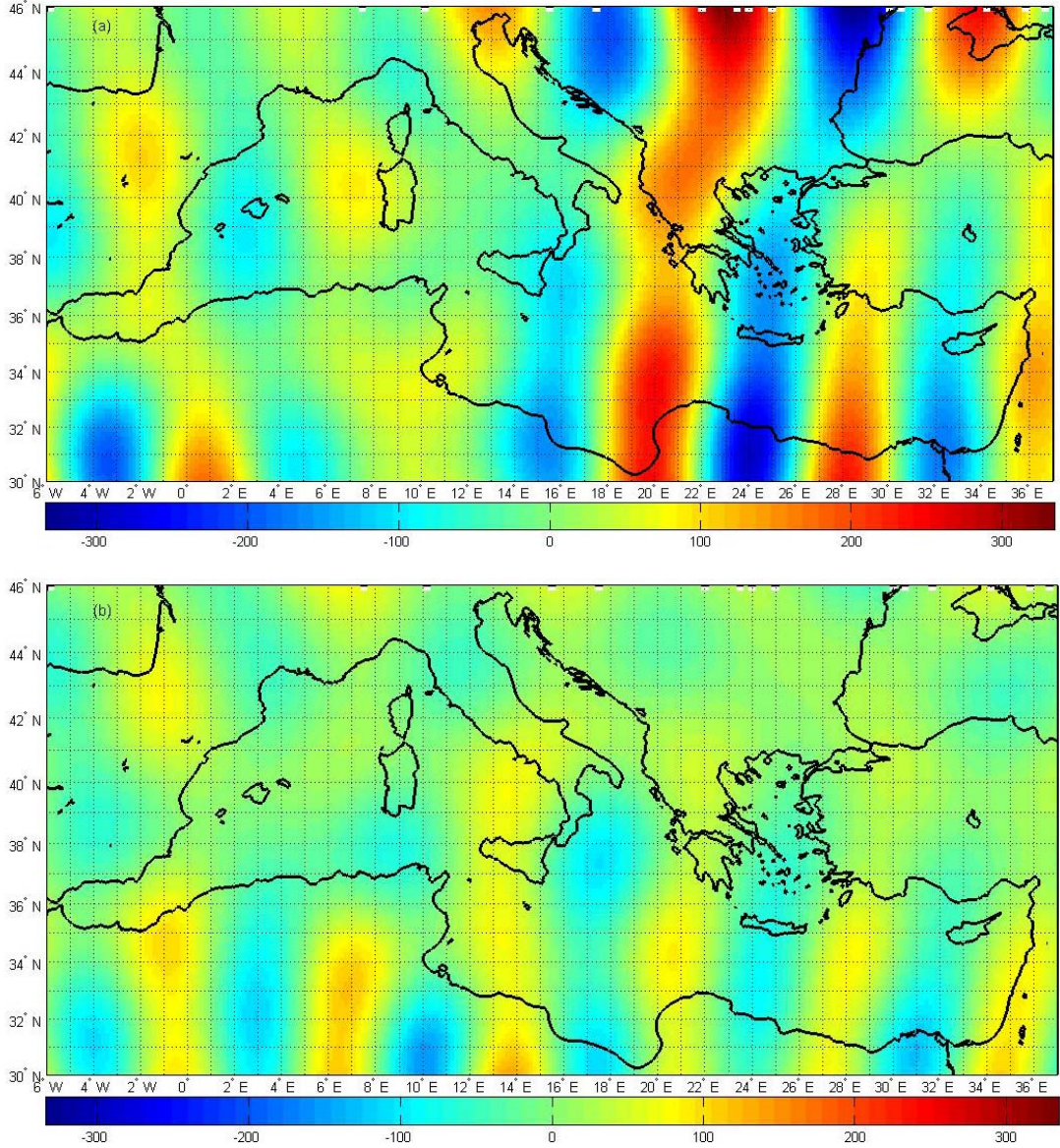
- *Stokes katsayılarından arka plan statik jeopotansiyel modelin çıkarılması ve katsayılar arasındaki korelasyonlu hataların filtreleme ile giderilmesi.* Bu adımda (2.28) eşitliğindeki $\Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}$, $\Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}$ katsayıları elde edilmektedir. Eğer GRACE çözümlerine DMT-1 çözümlerinde olduğu gibi korelasyon giderici filtre uygulanmayacaksa doğrudan veri merkezi tarafından sağlanan ve ortalaması çıkarılmış ΔC_{nm}^{GRACE} , ΔS_{nm}^{GRACE} katsayıları kullanılmaktadır.

- *Bölge konumsal ortalamasının hesaplanabilmesi için ağırlık fonksiyonunun belirlenmesi ve yumuşatılması.* Bu adımda (2.24) ve (2.25) eşitliklerinden yararlar g_{nm}^C, g_{nm}^S katsayıları hesaplanmakta ve (2.21) eşitliğindeki W_n Gaussian konumsal yumuşatma fonksiyonu ile çarpılmaktadır.

- *Farklı tekniklerle bulunan düşük dereceli Stokes katsayıları ($\Delta C_{10}, \Delta S_{10}, \Delta C_{11}, \Delta S_{11}, \Delta C_{20}$) ile Seviye-2 çözümlerinin elde edilmesi aşamasında çıkarılan arka plan oşinografik modelin ($\Delta C_{nm}^{GAD}, \Delta S_{nm}^{GAD}$) çözümlere geri eklenmesi.*

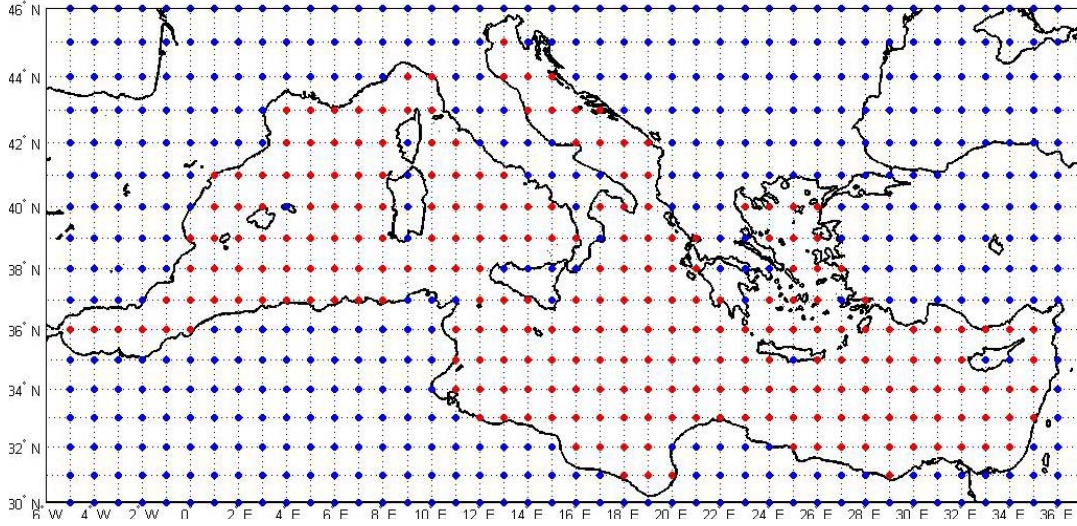
- *(2.28) eşitliğinin Şubat 2003 - Şubat 2009 döneminde her ay için çalıştırılması ve bölge ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serisinin hesaplanması.*

UTCSR RL04 çözümlerinin korelasyonlu hatalar içerdiği, bu nedenle uygun filtreleme yöntemleri ile bu hataların giderilmesi gerektiği hem ürün yayın notlarında hem de çeşitli yayınlarda (Swenson ve Wahr, 2006) önerilmektedir. Şekil 3.1a'da Şubat 2003 dönemine ait Akdeniz'de UTCSR RL04 çözümünden elde edilen eşdeğer su yüksekliği gösterilmektedir. Eşdeğer su yükseklikleri GGM03S referans modelinden olan farkları göstermektedir. Şekilde kuzey-güney yönündeki şeritler çözümdeki hatayı göstermektedir. UTCSR RL04 aylık gravite alanı çözümlerindeki korelasyonlu hataların giderilmesi için, Swenson ve Wahr (2006) tarafından önerilen ve Chen ve diğ. (2008) tarafından geliştirilen P4M6 filtresi kullanılmıştır. P4M6 filtresinin uygulanışı Bölüm 2.4.2'de anlatılmaktadır. Şekil 3.1(b)'de, Şekil 3.1(a)'da gösterilen eşdeğer su yüksekliği değerlerine P4M6 filtresi uygulandıktan sonra elde edilen filtrelenmiş değerler gösterilmektedir. Şekil 3.1(b) incelendiğinde Şekil 3.1(a)'da görülen şeritlerin büyük bir kısmının giderildiği ancak filtre sonunda sinyalin genliğinin azaldığı görülmektedir. DMT-1 aylık GRACE çözümleri veri merkezi tarafından optimal Wiener filtresi kullanılarak filtrelendiğinden ve bu şekilde yayımlandığından dolayı, bu çözümlere yeniden korelasyon giderici filtre uygulanmamıştır.

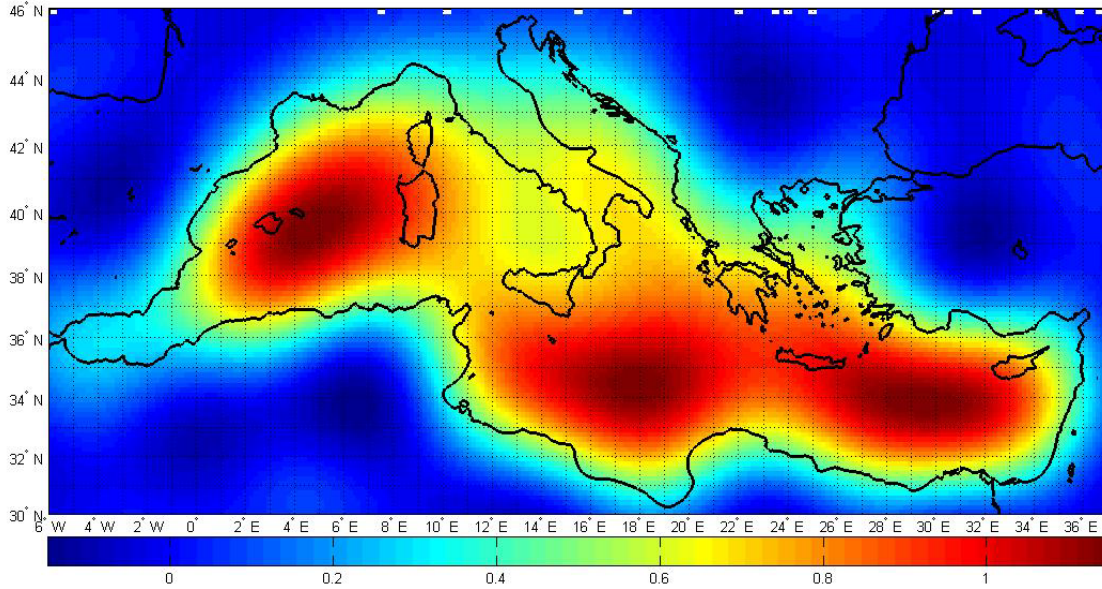


Şekil 3.1 : Şubat 2003 dönemine ait UTCSR RL04 çözümünden elde edilen eşdeğer su yüksekliği haritası. (a) P4M6 filtresi uygulanmadan önce, (b) P4M6 filtresi uygulandıktan sonra. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

GRACE ileri analizlerinin ikinci aşamasında bölge konumsal ortalamasının hesaplanabilmesi için ağırlık fonksiyonu belirlenmiştir. Bunun için (2.23) eşitliğinde verilen ve Şekil 3.2’de gösterilen fonksiyon (2.24) eşitliği kullanılarak UTCSR çözümleri için 60’ncı derece ve mertebeye, DMT-1 çözümleri için 120’nci derece ve mertebeye kadar küresel harmonik serilere açılarak g_{nm}^C, g_{nm}^S katsayıları elde edilmiştir. 60’ncü dereceye kadar açılan fonksiyonun konumsal dağılımı Şekil 3.3’de gösterilmektedir.



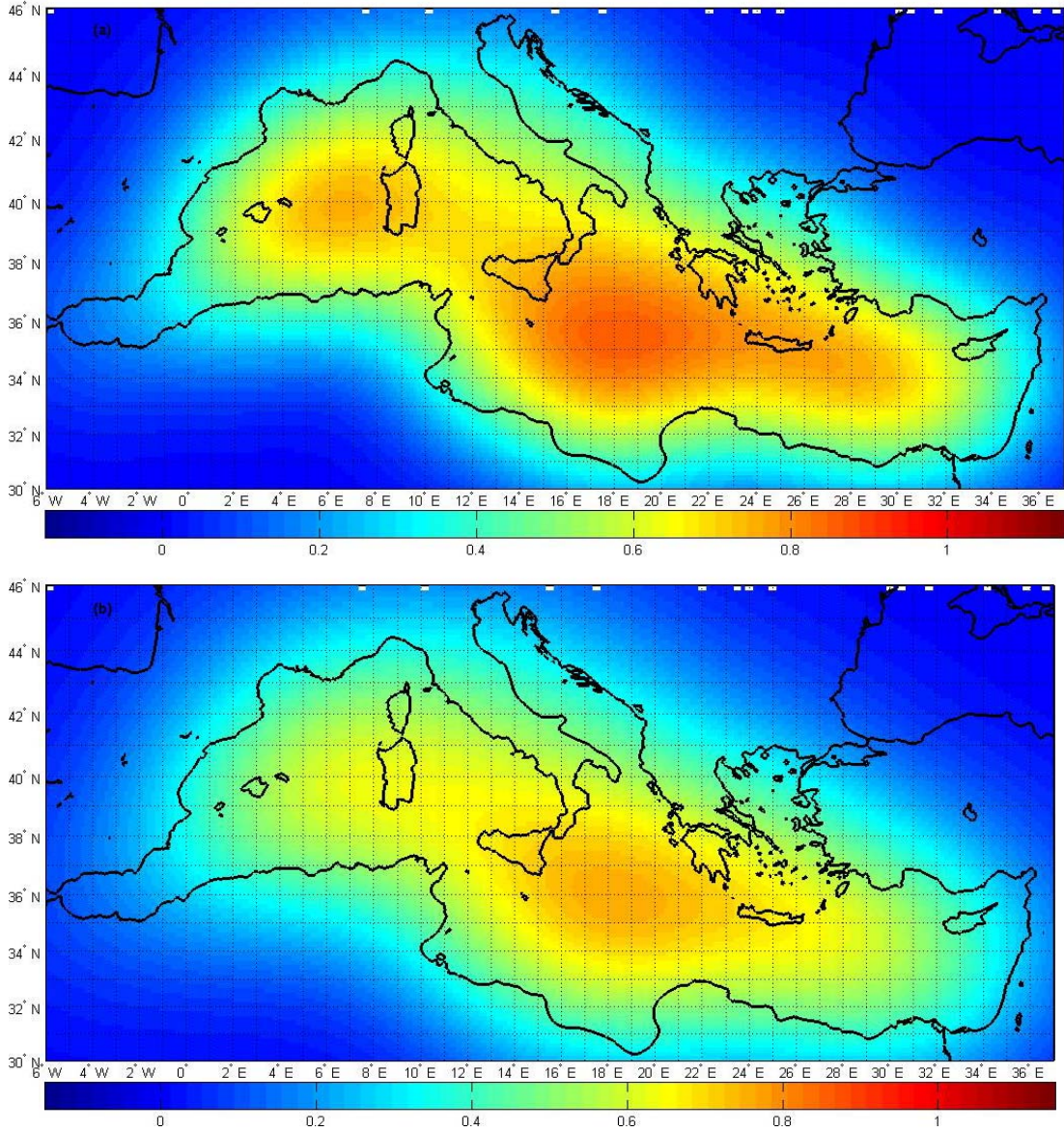
Şekil 3.2 : Konumsal ortalama için kara/deniz maskesinden elde edilen ağırlık fonksiyonu (bölge dışı sıfır mavi renk, bölge içi bir kırmızı renk).



Şekil 3.3 : Ağırlık fonksiyonunun 60'ıncı derece ve mertebeye açıldıktan sonraki konumsal gösterimi.

Ağırlık fonksiyonu kıyı sınırları çevresinde yani çok kısa bir dalga boyunda 0-1 arasında ani bir şekilde değişmektedir. GRACE uyduları kısa dalga boyunda doğru gözlem yapamadığından ve gözlem hataları içerdiğinden kara/deniz maskesinin daha yumuşak bir geçiş yapması önerilmektedir (Swenson ve Wahr, 2002). Bunun için g_{nm}^C, g_{nm}^S katsayıları (2.21) eşitliğindeki W_n Gaussian konumsal yumuşatma fonksiyonu ile çarpılarak yumuşatılmaktadır. Şekil 3.4(a)'da g_{nm}^C, g_{nm}^S katsayılarına 300 km yarıçaplı, Şekil 3.4(b)'de ise 400 km yarıçaplı

Gaussian yumuşatma fonksiyonu uygulandıktan sonraki durum gösterilmektedir. Yumuşatma yarıçapının artması ile sinyal genliğinin azaldığı ayrıca daha fazla kara sinyalinin denize sızdığı unutulmaması gereken en önemli husustur. Bunun için uygun yumuşatma yarıçapı seçimi ayrı bir önem arz etmektedir. Çeşitli denemeler sonucunda uygun yumuşatma yarıçapı olarak 300 km seçilmiştir.

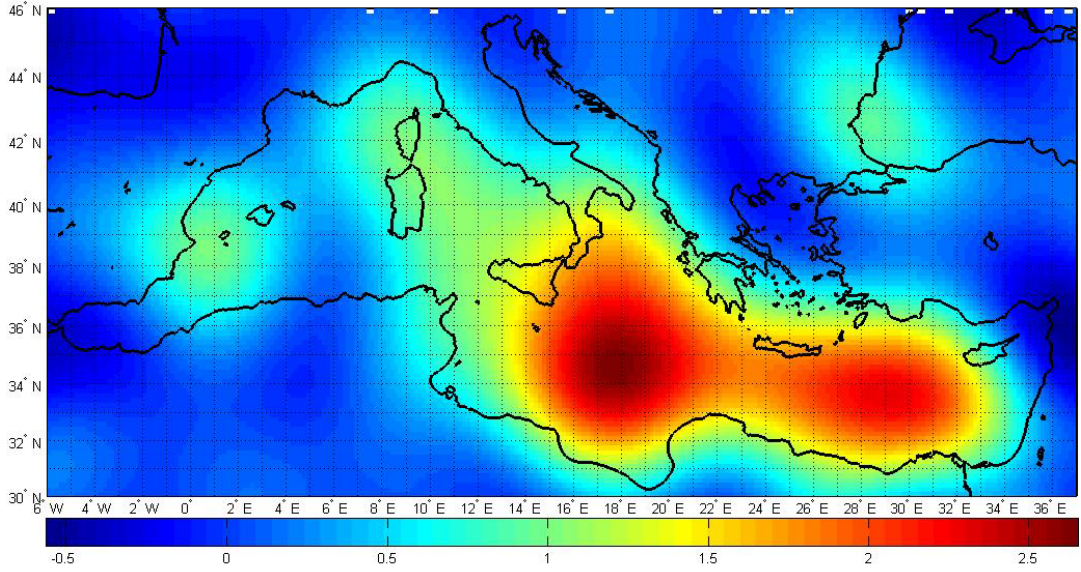


Ŗekil 3.4 : Ağırlık fonksiyonunun 60'ncı derece ve mertebeye açıldıktan ve konumsal yumuşatma uygulandıktan sonraki durumu (a) 300 km yumuşatma yarıçapı (b) 400 km yumuşatma yarıçapı.

GRACE ileri analizlerinin üçüncü aşamasında farklı tekniklerle bulunan düşük dereceli Stokes katsayıları ($\Delta C_{10}, \Delta S_{10}, \Delta C_{11}, \Delta S_{11}, \Delta C_{20}$) ile Seviye-2 çözümlerinin elde edilmesi aşamasında çıkarılan arka plan oşinografik modelin

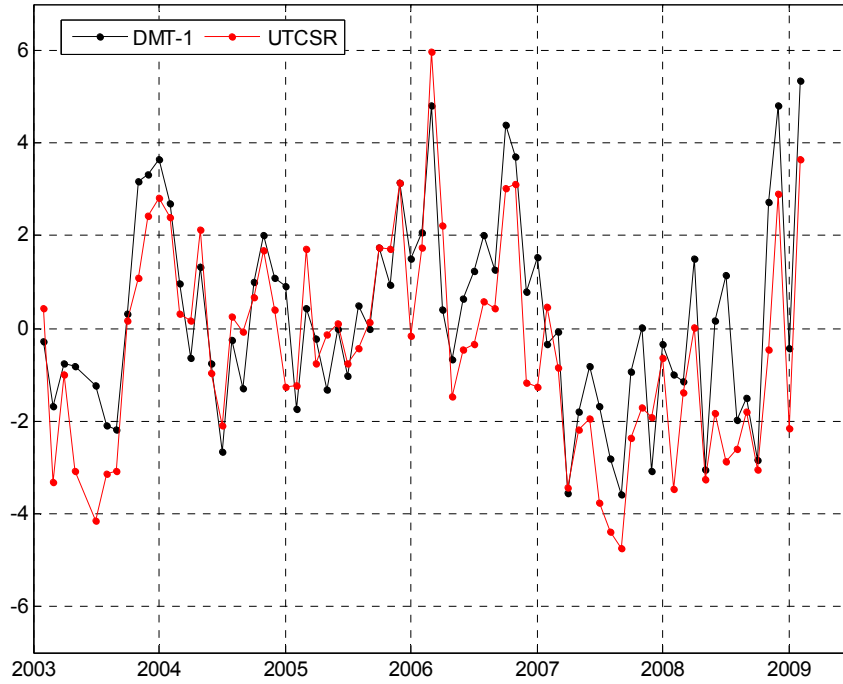
$(\Delta C_{nm}^{GAD}, \Delta S_{nm}^{GAD})$ çözümlere geri eklenmesi işlemi gerçekleştirilmiştir. Bölüm 2.4.4'de bahsedildiği gibi GRACE uyduları anlık kütle merkezi etrafında yörünge hareketini tamamladığından, GRACE verilerinden türetilecek gravite alanı modellerinde 1'inci derece katsayılar sıfır olmaktadır. GRACE gravite alanı çözümlerini diğer tekniklerle elde edilen modellerle tutarlı hale getirebilmek için, yer merkezi hareketini temsil eden Stokes katsayılarının GRACE çözümlerine geri eklenmesi gerekmektedir. Bunun yanında GRACE çözümlerinden elde edilen ve yer basınlığını gösteren C_{20} katsayısında anormal şekilde değişimler olduğu ifade edilmekte, ileri analizlerde bu katsayının SLR çözümlerinden elde edilen C_{20} katsayısı ile değiştirilmesi önerilmektedir (Cheng ve Tapley, 2004). UTCSR ve DMT-1 çözümlerinin 1'inci derece katsayıları için Swenson ve diğ. (2008) tarafından üretilen aylık yer merkezi konum katsayıları $(\Delta C_{10}, \Delta S_{10}, \Delta C_{11}, \Delta S_{11})$ kullanılmıştır. ΔC_{20} katsayısı yerine ise Cheng ve Tapley (2004) tarafından LAGEOS-1 ve 2, Starlette, Stella ve Ajisai SLR çözümlerinden elde edilen ΔC_{20} katsayısı kullanılmıştır.

Düşük dereceli katsayıların çözümlere geri eklenmesinden sonra, Seviye-2 çözümlerinin elde edilmesi aşamasında çıkarılan arka plan oşinografik model $(\Delta C_{nm}^{GAD}, \Delta S_{nm}^{GAD})$ çözümlere geri eklenmiştir. Şekil 3.5'de Şubat 2003 dönemine ait OMCT oşinografik modelinden 60'ıncı derece ve mertebeye kadar hesaplanan eşdeğer su yüksekliklerinin konumsal dağılımı gösterilmektedir. Şekil incelendiğinde bu döneme ilişkin olarak yaklaşık 2-3 cm'lik bir sinyalin GRACE seviye-2 gravite alanı çözümlerinden çıkarıldığı görülmektedir. Çıkarılan bu sinyal GRACE ileri analizleriyle tekrar geri yüklenmiştir.



Şekil 3.5 : Şubat 2003 dönemine ait Akdeniz’de AOD1B RL04 OMCT baroklinik modelinden ($n_{max} = 60$) elde edilen eşdeğer su yüksekliği. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

GRACE ileri analizlerinin dördüncü yani son aşamasında (2.28) eşitliği ile Şubat 2003 - Şubat 2009 dönemi Akdeniz bölge ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serisi hesaplanmıştır. Şekil 3.6’da UTCSR RL04 ve DMT-1 çözümlerinden Akdeniz için hesaplanan bölge ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serileri gösterilmektedir.



Şekil 3.6 : DMT-1 (siyah) ve UTCSR (kırmızı) çözümlerinden Akdeniz’de ortalama eşdeğer su yüksekliği zaman serileri. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

3.2.2 Kara hidrolojisi etkisi

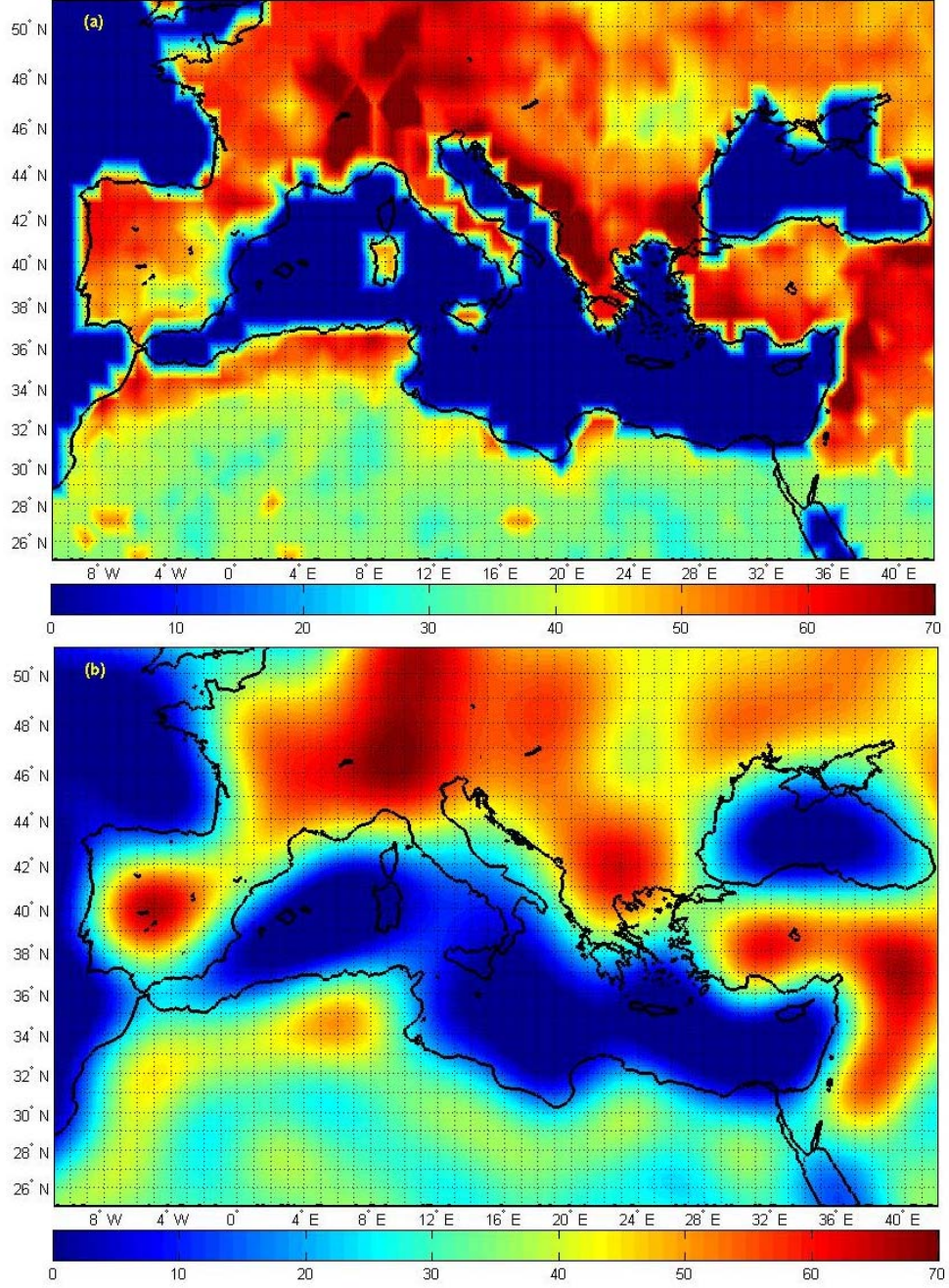
Kara hidroloji modeli yardımıyla denize sızan kara hidroloji etkisinin belirlenmesi için hidroloji modeli GRACE gravite alanı çözümlerinin ileri analizlerine benzer şekilde analiz edilmektedir. Konumsal alanındaki model verileri $\eta(\varphi, \lambda, t)$, önce (3.1) eşitliği kullanılarak küresel harmonik serilere açılır ve $\eta_{nm}^C(t)$, $\eta_{nm}^S(t)$ katsayıları elde edilir.

$$\eta(\varphi, \lambda, t) = R \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \left(\eta_{nm}^C(t) \cos m\lambda + \eta_{nm}^S(t) \sin m\lambda \right) \quad (3.1)$$

Serinin maksimum derecesi GRACE çözümünün maksimum derecesi ile aynı olmalıdır. GRACE çözümlerine korelasyon giderici filtre uygulanmışsa kara hidroloji modelinin küresel harmonik katsayılarına da aynı filtre uygulanır ve filtrelenmiş $\tilde{\eta}_{nm}^C(t)$ ve $\tilde{\eta}_{nm}^S(t)$ katsayıları elde edilir. Eğer GRACE çözümlerine filtre uygulanmamışsa hidroloji modeli katsayılarına da uygulanmaz. Bu durumda $\eta_{nm}^C(t)$, $\eta_{nm}^S(t)$ katsayıları doğrudan kullanılır. Buradaki temel düşünce GRACE çözümlerine yapılan işlemin aynısını hidroloji modeline uygulamaktır. Son olarak (3.2) eşitliği kullanılarak konumsal yumuşatma ve bölge fonksiyonu harmonik katsayılarıyla konumsal ortalama alınır ve denize sızan karasal su bütçesi etkisi belirlenmiş olur.

$$\bar{\eta}(t) = \frac{R}{\Omega_R} \sum_{n=0}^{n_{\max}} W_n \sum_{m=0}^n \left(g_{nm}^C \tilde{\eta}_{nm}^C(t) + g_{nm}^S \tilde{\eta}_{nm}^S(t) \right) \quad (3.2)$$

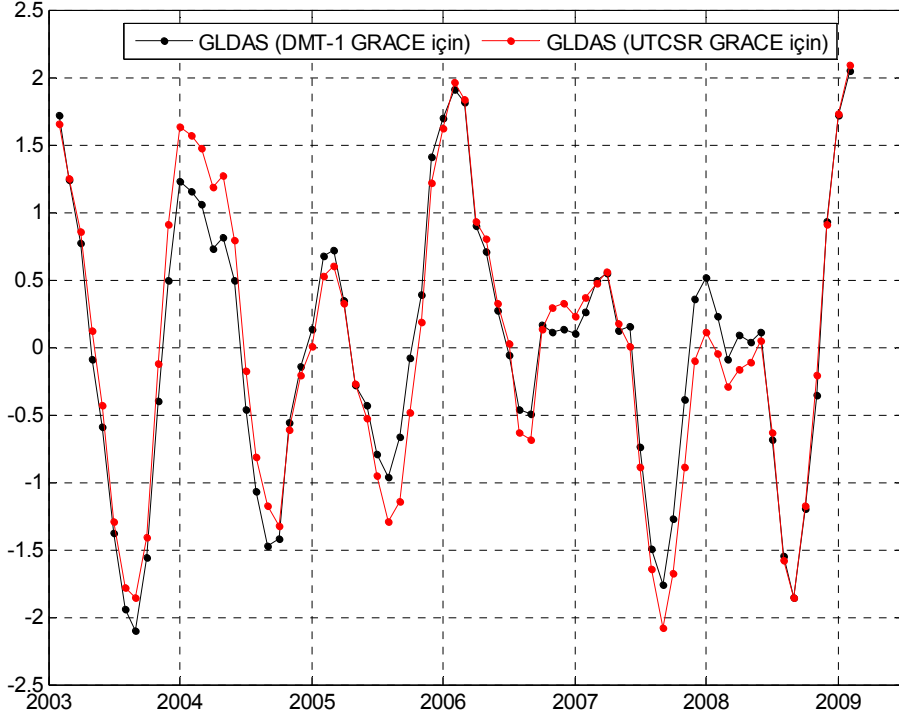
Uygulamada $1^\circ \times 1^\circ$ aralıklarla gridlenmiş GLDAS kara hidroloji modeli (3.1) eşitliği kullanılarak UTCSR GRACE çözümlerine uygulanmak üzere 60, DMT-1 GRACE çözümlerine uygulanmak üzere 120'nci derece ve mertebeye kadar küresel harmonik serilere açılmış ve $\eta_{nm}^C(t)$, $\eta_{nm}^S(t)$ katsayıları elde edilmiştir. Şekil 3.7'de modelin orijinal ve 60'nci derece ve mertebeye açıldıktan sonraki durumu gösterilmektedir.



Şekil 3.7 : Şubat 2003 dönemine ait (a) orijinal ve (b) 60'ıncı derece ve mertebeye kadar küresel harmoniklere açılmış GLDAS model verisi. Birim cm.

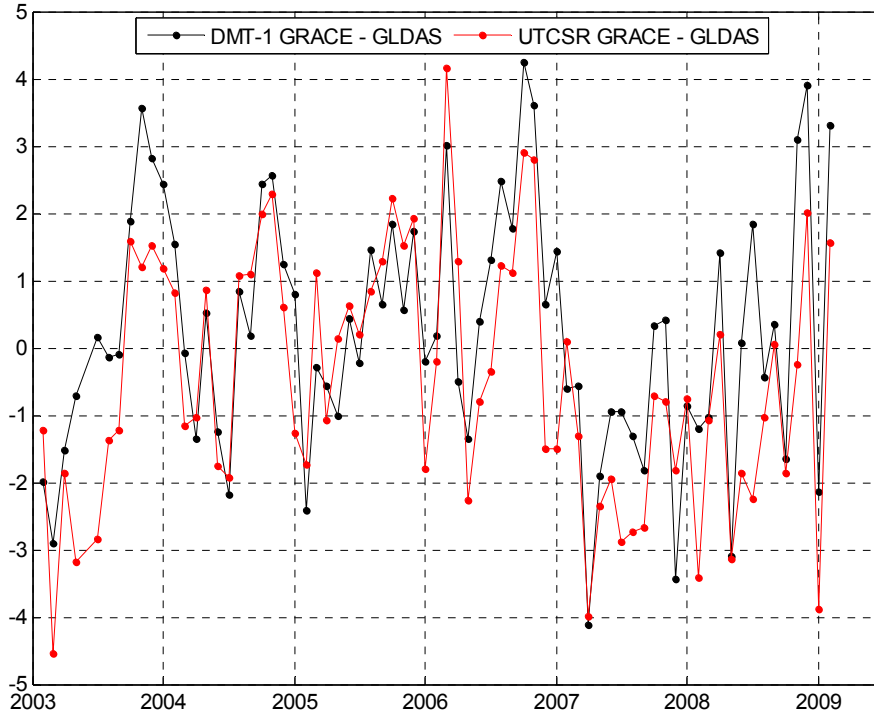
Daha sonra $\eta_{nm}^C(t)$ ve $\eta_{nm}^S(t)$ katsayılarına UTCSR GRACE çözümlerinde kullanılmak üzere P4M6 filtresi uygulanmıştır. Filtre sonunda elde edilen katsayılar ($\tilde{\eta}_{nm}^C(t), \tilde{\eta}_{nm}^S(t)$), 300 km yarıçaplı konumsal yumuşatma ve bölge fonksiyonu harmonik katsayıları kullanılarak (3.2) eşitliğinden denize sızan karasal su bütçesi etkisi belirlenmiştir. DMT-1 GRACE çözümlerine korelasyon giderici filtre uygulanmadığından bu çözümle birlikte kullanılacak 120'nci dereceye açılmış

GLDAS verisine de korelasyon giderici filtre uygulanmamıştır. Şekil 3.8’de siyah ile gösterilen grafik 120’nci derece/mertebeye açılmış ve yalnızca 300 km yarıçaplı yumuşatma uygulanmış, kırmızı ise 60’ıncı derece/mertebeye açılmış ve hem korelasyon giderici filtre hem de 300 km yarıçaplı yumuşatma uygulanmış GLDAS verisini göstermektedir.



Şekil 3.8 : Akdeniz için GLDAS kara hidroloji modelinden hesaplanan ve karadan denize sızan eşdeğer su yüksekliği zaman serileri. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

Şekil 3.9’da ise GRACE-GLDAS farkları gösterilmektedir. Şekilde siyah ile gösterilen grafik Şekil 3.6’da verilen DMT-1 GRACE eşdeğer su yüksekliği ile 120’nci derece/mertebeye kadar küresel harmoniklere açılmış GLDAS farkını, kırmızı ise UTCSR GRACE eşdeğer su yüksekliği ile 60’ıncı derece/mertebeye kadar küresel harmoniklere açılmış GLDAS farkını göstermektedir. Bu aşamadan sonra gerçek su kütlesi sinyalinin elde edilebilmesi için Şekil 3.9’daki sinyallerin ölçeklendirilmesi gerekmektedir.



Şekil 3.9 : GRACE-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkları. Siyah çizgi DMT-1 GLDAS farkını, kırmızı çizgi ise UTCSR GLDAS farkını temsil etmektedir. Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

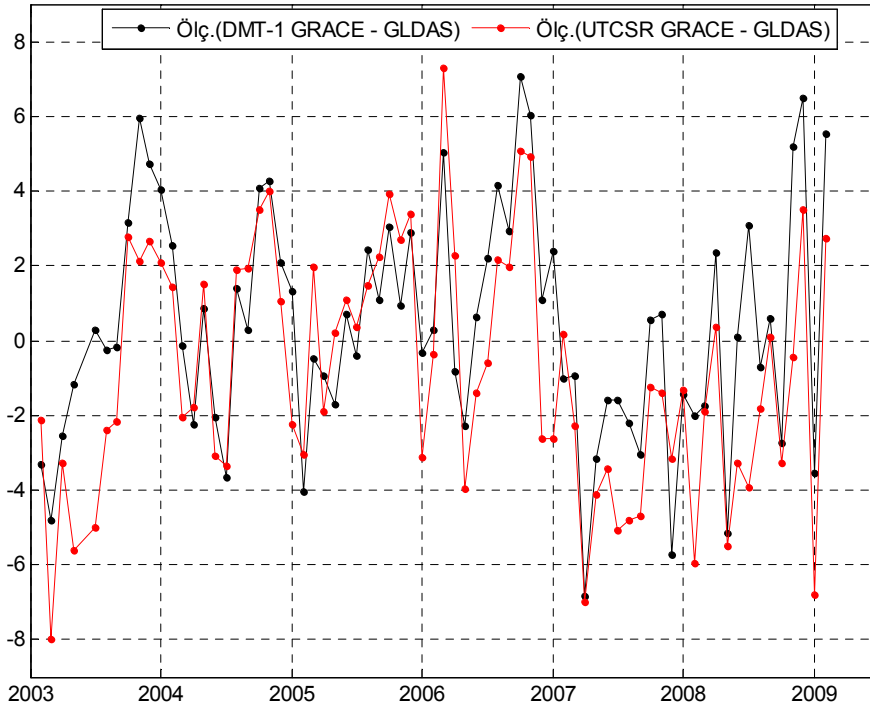
3.2.3 Ölçeklendirme ve gerçek su kütlesi sinyali

GRACE ileri analizleri sonucu gerçek su kütlesi sinyalinin bir kısmı kaybedilmektedir. Gerçek sinyalin yeniden elde edilebilmesi için ileri analizlerden geçirilmiş sinyal ölçeklendirilmektedir. Ölçek katsayısının hesaplanabilmesi için deniz seviyesinde uniform 1 birim yükselmeye neden olacak eşdeğer su yüksekliği simüle edilmektedir. Simüle edilecek bu sinyal önce (3.1) eşitliği kullanılarak küresel harmoniklere açılır ve harmonik katsayılar hesaplanır. Serinin maksimum derecesi GRACE çözümünün maksimum derecesi ile aynı olmalıdır.

Daha sonra eğer GRACE çözümleri korelasyon giderici filtreden geçirilmişse harmonik katsayılar aynı filtre uygulanır. Son olarak (3.2) eşitliğiyle konumsal ortalama alınır ve elde edilen değer 1 (bir) ile oranlanarak bir skaler sayı hesaplanır. Bu sayıya *ölçek faktörü (ölçek katsayısı)* adı verilir. Bu katsayı GRACE ileri analizleri sonucunda (harmonik serilere açınım, filtreleme ve konumsal yumuşatma) 1 birimlik su kütlesi sinyalinden ne kadarlık bir sinyal kaybedildiğini göstermektedir. Gerçek su kütlesi sinyalini yeniden elde edebilmek için ölçek faktörü ile ileri analiz sonucu elde edilen sinyal çarpılmaktadır.

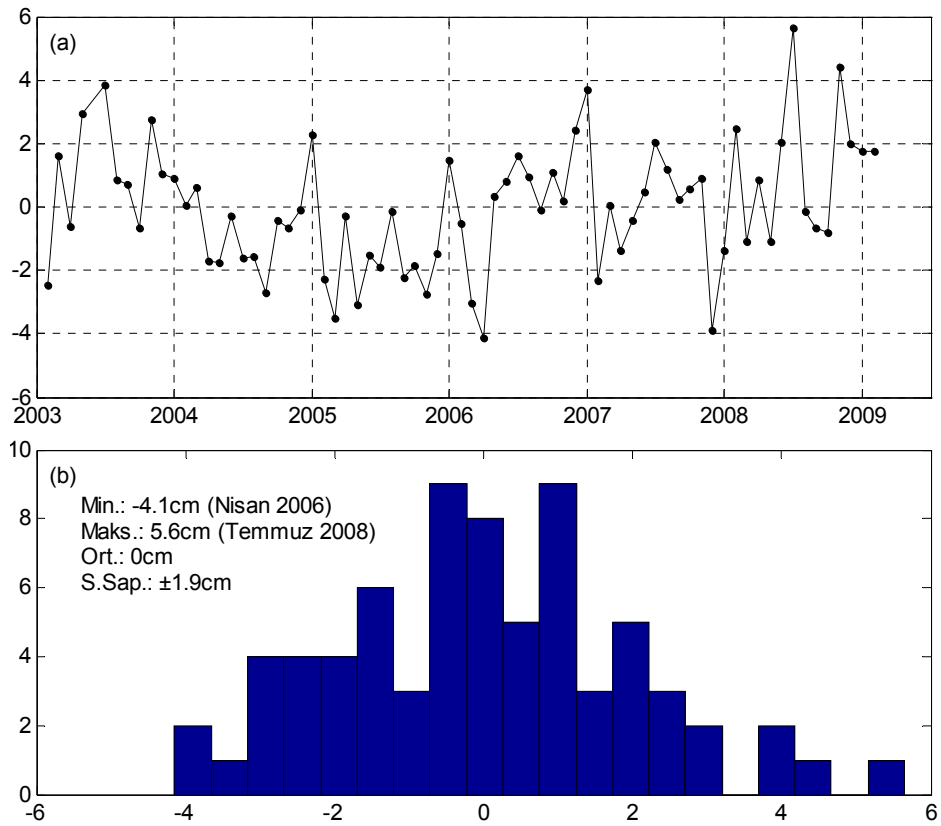
Uygulamada ölçek katsayısının hesaplanabilmesi için deniz içerisinde 1 (bir) birim, dışında ise 0 (sıfır) birim yüksekliğe sahip eşdeğer su yüksekliği simüle edilmiştir. Öncelikle bu sinyal (3.1) eşitliği kullanılarak UTCSR GRACE çözümlerine uygulanmak üzere 60, DMT-1 GRACE çözümlerine uygulanmak üzere 120'nci derece ve mertebeye kadar küresel harmonik serilere açılmıştır. Daha sonra 60'ıncı dereceye kadar açılan katsayılar P4M6 filtresinden geçirilmiştir. Son olarak (3.2) eşitliği yardımıyla bir skaler değer hesaplanmış ve bu değer 1 (bir) ile oranlanarak ölçek katsayısı hesaplanmıştır. UTCSR GRACE ile GLDAS farkı için $\frac{1}{0.57}$, DMT-1

GLDAS farkı için de $\frac{1}{0.60}$ ölçek katsayısı hesaplanmıştır. Gerçek su kütlesi sinyalini yeniden elde edebilmek için Şekil 3.9'da gösterilen GRACE-GLDAS zaman serileri ilgili ölçek katsayıları ile çarpılmıştır. Sonuç olarak DMT-1, UTCSR GRACE ve GLDAS kara hidroloji modeli yardımıyla Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için Akdeniz'de Şekil 3.10'da gösterilen su kütlesi değişimleri hesaplanmıştır.



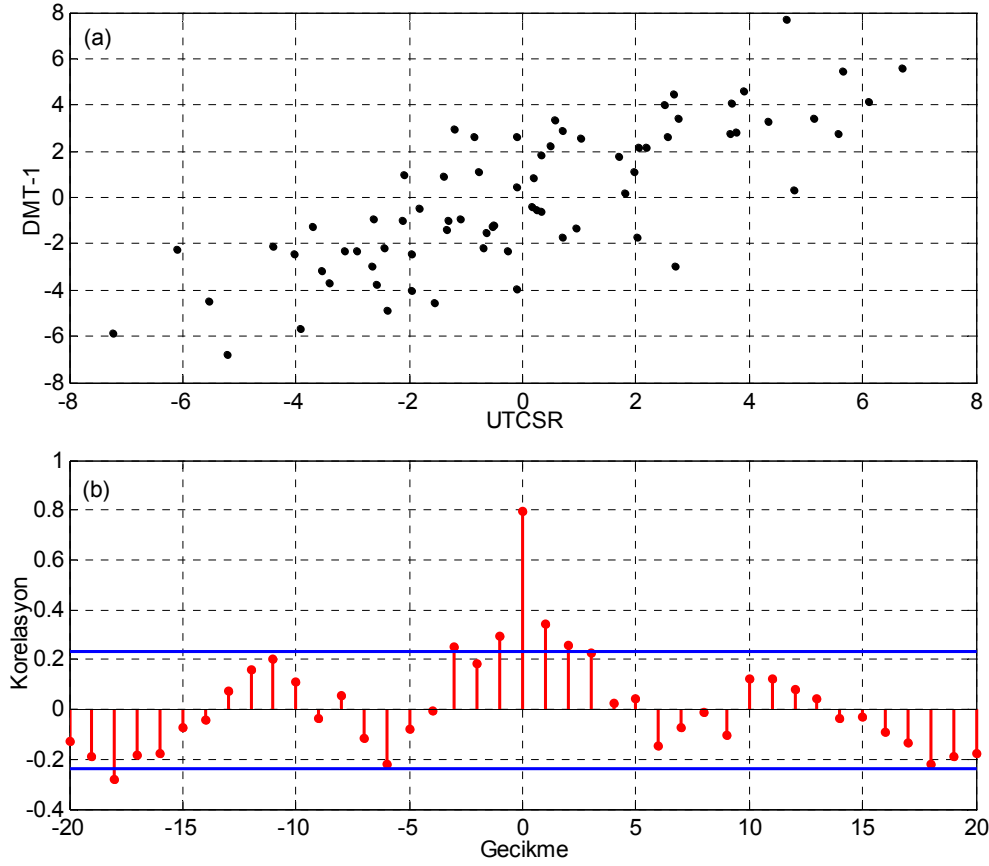
Şekil 3.10 : Ölçeklendirilmiş DMT1-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkı (siyah) ve ölçeklendirilmiş UTCSR-GLDAS eşdeğer su yüksekliği farkı (kırmızı). Eşdeğer su yüksekliği birimi cm.

Şekil 3.10 incelendiğinde, iki farklı analiz merkezi tarafından değişik stratejiler kullanılarak üretilmiş GRACE çözümlerinden elde edilen Akdeniz su kütlesi zaman serileri genel benzerlik göstermektedir. Seriler üzerindeki mevsimsel etkilerin baskınlığı kolaylıkla görülebilmektedir. Bunun yanında yıllar arası değişimlerin varlığı da dikkati çekmektedir. Şekil 3.11'de çözüm sonuçlarının farkları ve histogramı gösterilmektedir. Farkların ortalaması sıfır, minimum değeri -4.1 cm, maksimum değeri 5.6 cm, standart sapması ise ± 1.9 cm'dir. Minimum değerlerden ilki Nisan 2006'da, diğeri de Temmuz 2007'de görülmektedir. Çözümler arasındaki maksimum fark Temmuz 2008 dönemine karşılık gelmektedir.



Şekil 3.11 : DMT-1 ve UTCSR GRACE çözümlerinden Akdeniz geneli için hesaplanan su kütlesi değişimlerinin (a) farkları (birim cm), (b) farkların histogramı.

GRACE eşdeğer su yüksekliği zaman serileri arasındaki saçılma grafiği ile çapraz korelasyon fonksiyonu Şekil 3.12'de sunulmaktadır. Şekil 3.12(a)'daki saçılma grafiği, zaman serileri arasında pozitif yüksek bir lineer korelasyon olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.12 : DMT-1 ve UTCSR GRACE eşdeğer su yüksekliği zaman serileri arasındaki (a) saçılma grafiği, (b) çapraz korelasyon fonksiyonu.

Zaman serileri arasındaki çapraz korelasyon fonksiyonu incelendiğinde, seriler arasında sıfır-gecikmede 0.80'e yakın yüksek bir pozitif korelasyon vardır. Şekildeki mavi çizgiler %95 düzeyde güven aralıklarını temsil etmektedir. Bu düzeyde sıfır gecikmeli korelasyonun istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Sonuç olarak; farklı stratejilerle üretilmiş GRACE çözümlerinden elde edilen eşdeğer su yüksekliği zaman serileri arasında iyi bir uyum vardır. Zaman serileri farkında gözlenen ± 1.9 cm'lik standart sapmanın, farklı çözüm stratejileri, GRACE çözüm hataları ve ileri analizlerden kaynaklandığı değerlendirilmektedir.

4. OŞİNOGRAFIK YÖNTEMLE AKDENİZ'DE DENİZ SUYU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ

Bu bölümde, oşinografik yöntemle yani toplam deniz seviyesinden sterik seviyenin çıkarılması suretiyle Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için Akdeniz bölgesel su kütlesi değişimi hesaplanacaktır. Bölüm içerisinde oşinografik yöntemde kullanılan temel bağıntılar verilecek, veriler hakkında kısa bilgilendirmenin ardından uygulamaya geçilecektir. Toplam seviye değişimi, konumsal ve zamansal çözünürlükleri farklı olan JASON-1 ve ENVISAT uydu altimetre verilerinden hesaplanacak ve sonuçları karşılaştırılacaktır. Sterik deniz seviyesi ECCO/JPL kf080 okyanus dolaşım modeli kullanılarak hesaplanacaktır.

4.1 Uydu Altimetresi ile Akdeniz'de Toplam Deniz Seviyesi Değişimleri

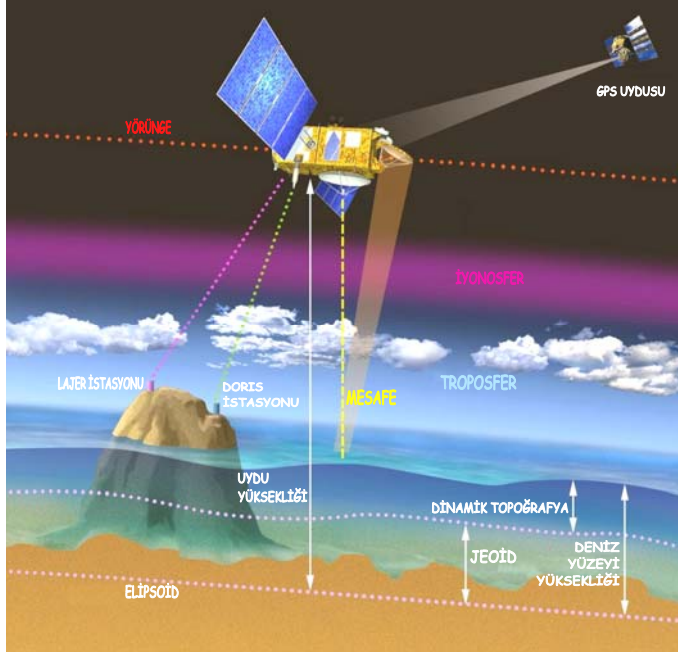
4.1.1 Uydu altimetre tekniği

Uydu altimetresi; yer merkezli bir referans sisteminde deniz yüzeyinin uzaydan, global olarak, sık ve hassas bir şekilde ölçülmesine amacıyla geliştirilmiş bir gözlem tekniğidir. Bu teknik ile uydu anteninden yeryüzüne gönderilen ve uydu alıcısı tarafından tekrar geri alınan radar dalgasının seyahat süresi ölçülmektedir (Şekil 4.1). Bu sürenin ışık hızı ile ölçeklendirilmesi ve hassas uydu konum verisi ile birleştirilmesi sonucu altimetre ölçülerinden yüzey yükseklik bilgisi ve bunların değişimi elde edilmektedir. Yükseklik ölçümü dışında uyduya geri dönen sinyalin dalga formu analiz edilerek deniz dalga yükseklikleri ve yüzey rüzgâr hızı bilgileri de türetilmektedir.

1000 km'den daha yüksekte hareket eden altimetre uydularından birkaç santimetre doğrulukta deniz yüzeyi yüksekliği elde edebilmek için, sinyal yolu ve deniz yüzeyi üzerindeki değişken atmosferik ve fiziksel şartların dikkate alınması, uydu yörüngelerinin ise hassas bir şekilde bilinmesi gerekmektedir. h_{isl} anlık deniz yüzeyinin referans elipsoidinden olan yüksekliği, h_{orb} altimetre uydusunun aynı referans elipsoidinden olan yüksekliği, h_{alt} ise anlık deniz yüzeyi ile uydu

arasındaki mesafe olmak üzere temel altimetre gözlem eşitliği aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$h_{isl} = h_{orb} - h_{alt} \quad (4.1)$$



Şekil 4.1 : Uydu radar altimetre tekniği, Url-6 ile Fu ve Cazenave (2001)'den uyarlanmıştır.

Her gözlem sisteminde olduğu gibi altimetrik gözlemlerde hatalarla yüküldür. Bu hatalar dikkate alındığında (4.1) eşitliği aşağıdaki şekilde geliştirilebilir.

$$h_{isl} = (h_{orb}^c + \Delta h_{orb}) - (h_{alt}^m + \Delta \alpha) \quad (4.2)$$

Yukarıdaki eşitlikte h_{orb}^c hesaplanan yörüngeden bulunan uydu yüksekliğini, Δh_{orb} gerçek yörünge ile hesaplanan yörünge arasındaki hatayı, h_{alt}^m altimetrik gözlemi, $\Delta \alpha$ ise altimetrik gözlemdaki hataları ifade etmektedir. Yörünge hataları, geçmişten beri uydu altimetre verilerinin bilimsel amaçlarla kullanılmasında en önemli kısıtlayıcı faktör olmuştur. Eski nesil SEASAT altimetre uydusunda 2 m'ye ulaşan Δh_{orb} yörünge hatası, GPS, DORIS ve SLR gibi uydu izleme teknikleri ile izlenen yeni nesil altimetre uydularında 1 cm'ye kadar düşürülmüştür. Bunun yanında "çapraz geçişlerin dengelemesi" olarak bilinen özel bir teknikle yörünge hataları

modellenebilir hale gelmiştir. Altimetrik gözlemlerdeki hatalar; aletsel (α_{instr}), atmosferik (α_{atm}) ve jeofiziksel (α_{phsy}) hatalar olarak üç kategoride sınıflandırılabilir. Bu durumda (4.2) eşitliğindeki $\Delta\alpha$ terimini aşağıdaki şekilde genişletmek mümkündür. Bu eşitliklerde α_i ile gösterilen ifadeler hataları, α_i^c ile gösterilen ifadeler o hataya ilişkin düzeltme değerlerini, $\Delta\alpha_i^c$ ise düzeltme değerinin kestirim hatalarını göstermektedir.

$$\Delta\alpha = \alpha_{instr} + \alpha_{atm} + \alpha_{phsy} \quad (4.3a)$$

$$\alpha_{instr} = \alpha_{instr}^c + \Delta\alpha_{instr}^c \quad (4.3b)$$

$$\alpha_{atm} = \alpha_{iono}^c + \alpha_{wet}^c + \alpha_{dry}^c + \Delta\alpha_{iono}^c + \Delta\alpha_{wet}^c + \Delta\alpha_{dry}^c \quad (4.3c)$$

$$\alpha_{phys} = \alpha_{eot}^c + \alpha_{sot}^c + \alpha_{obl}^c + \alpha_{ib}^c + \alpha_{ssb}^c + \Delta\alpha_{eot}^c + \Delta\alpha_{sot}^c + \Delta\alpha_{obl}^c + \Delta\alpha_{ib}^c + \Delta\alpha_{ssb}^c \quad (4.3ç)$$

Aletsel hatalar, uydunun mekanik ve elektronik donanımlarından kaynaklanan hatalardır. Antenin nadir hattından kayması, zamanlama hataları, saat oskilatörün kayması (drift) bu tip hata kaynağına örnek olarak gösterilebilir. Aletsel hatalardan kaynaklanan tüm etkiler, hassas bir şekilde hazırlanmış test alanlarında (yer doğrulama) “altimetre kalibrasyonu” aşaması ile kontrol edilerek belirlenmektedir.

İyonosfer ve troposfer atmosferik hatanın iki temel kaynağını oluşturmaktadır. İyonosfer atmosferin 60 ila 1000 km arasında değişen tabakasıdır. Radar dalgasının yayılım hızı, iyonosferdeki serbest elektron sayısı ile doğru orantılı, altimetre radar frekansının karesi ile ters orantılı olarak azalmaktadır. İyonosferdeki elektron yoğunluğu gecedен gündüze (yarım günlük değişimler), yazdan kışa (mevsimsel değişimler) farklılık gösterir. İyonosferik düzeltme (α_{iono}^c) çift frekanslı altimetre ölçüleri (Örneğin; JASON-1 uydusu için 13.6 GHz ve 5.3 GHz) veya global modeller ile hesaplanabilmektedir. Troposfer atmosferin 0 ila 40 km arasında değişen tabakasıdır. Radar dalgasının yayılım hızı, troposferdeki gazların ve su buharının

miktarı ile orantılı olarak yavaşlamaktadır. Troposferik düzeltme ($\alpha_{wet}^c, \alpha_{dry}^c$) uygun modeller ve altimetre uydularına monte edilmiş pasif mikrodalga radyometreler kullanılarak düzeltilebilmektedir.

Jeofiziksel düzeltmeler deniz yüzeyinin değişkenliği nedeniyle altimetre ölçülerine getirilen düzeltmelerdir. Bunlar elastik okyanus gelgitleri (α_{eot}^c), katı yer gelgitleri (α_{sot}^c), okyanus yüklemesi (α_{obl}^c), ters barometre (α_{ib}^c) ve deniz durumu sapması (α_{ssb}^c) düzeltmelerinden oluşmaktadır. Bu düzeltmeler çeşitli modellerden ve analitik fonksiyonlardan hesaplanmaktadır. Altimetre tekniği, hata kaynakları ve düzeltmeler ile ilgili ayrıntılı bilgilere Fu ve Cazenave (2001) ile Seeber (1993)'den ulaşılabilir.

1970'li yıllardan günümüze kadar çeşitli ulusal ve uluslararası organizasyonlar tarafından uzaya 10'dan fazla altimetre uydusu (SEASAT, GEOSAT, GFO, ERS-1/2, ENVISAT, TOPEX/POSEIDON, JASON-1/2, CRYOSAT) gönderilmiştir. Önümüzdeki yıllarda da SARAL, HY-2, SENTINEL-3, JASON-3, SWOT gibi yeni altimetrik uydu görevleri uzaya gönderilecektir. Tüm bu uydulara ilişkin görev süreleri, uydu yükleri, yörünge bilgileri, ölçü doğrulukları, kapsama alanları, aynı noktadan geçiş süreleri, yörünge izleri arasındaki mesafe, radar frekansları ve yörünge izleme sistemleri gibi bilgilere NASA, CNES, ESA, US NAVY, NOAA, JPL gibi organizasyonların web sayfalarından erişilebilir. Ayrıca AVISO (Url-6), RADS (Url-7), DGFI (Url-8) gibi global altimetre servislerinin web sayfalarında da bu bilgilere ulaşmak mümkündür.

4.1.2 RADS veritabanı

Altimetrik gözlemlerden düzeltilmiş deniz yüzeyi yükseklik verisi elde edilebilmesi için uydu telemetre verilerinin çeşitli işlemlerden geçirilmesi gerekmektedir. Uydu üzerindeki kayıt ünitelerinde toplanan altimetrik mesafe gözlemleri ve aletsel düzeltmeler yer istasyonları vasıtasıyla belirli aralıklarla toplanmaktadır. Ham şekilde alınan veriler öncelikle okunabilir bir formata dönüştürülmekte ve efemeris yardımıyla verilere zaman bilgisi eklenmektedir. Ardından hassas uydu yörüngelerinin hesaplanması için veri işlem merkezlerine gönderilmektedir. Son olarak gözlemlerdeki kaba hatalı ölçüler ayıklanmakta ve yukarıda belirtilen

atmosferik/jeofiziksel düzeltmeler eklenerek "Jeofiziksel Veri Kayıtları (GDRs)" adı altında kullanıcılara sunulmaktadır. Bu aşamaların süresi ve sonuç ürünün formatı uydudan uyduya ve kurumdan kuruma değişiklik göstermektedir. Veri formatında ve verilere getirilen düzeltmelerde belirli bir standardı sağlamak, farklı altimetre uydu verilerini birleştirerek bütünleşik ürünler üretmek için dünyada belirli başlı birkaç veri merkezi ve sunum sistemi işletilmektedir. Bu çalışmada RADS veritabanından elde edilen deniz yüzeyi yükseklik verileri kullanılacaktır. Sistemine giriş yapılabilmesi için (Url-7)'de verilen sayfadan kayıt olunması gerekmekte, gerekli kullanıcı bilgileri girildikten sonra uydu görevi seçilmektedir. İsteğe bağlı olarak sistemin varsayılan değerleri ya da kullanıcı tanımlı değerler ile veri üretilebilmektedir. Veri tanımı ve düzeltmeleri tanımlandıktan sonra veri uzunluğuna ve sistemin yoğunluğuna bağlı olarak bir süre sonra kullanıcının e-posta adresine veri yolunu gösteren bir e-posta gönderilmektedir.

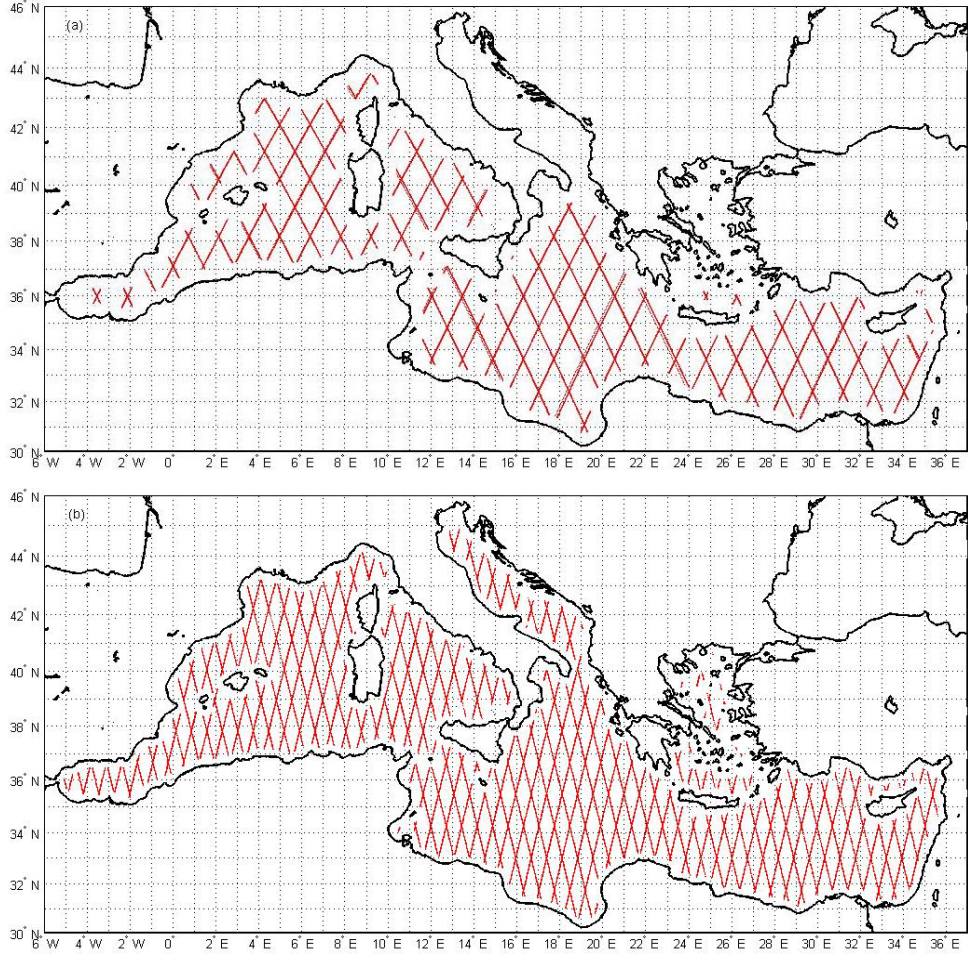
4.1.3 Akdeniz toplam deniz seviyesi değişimi

Çalışma boyunca JASON-1 Faz A (01/2002-01/2009) ve JASON-1 Faz B (02/2009-03/2009) uydu altimetre deniz yüzeyi anomalileri kullanılacaktır. JASON-1 uydusu CNES ve NASA tarafından 07 Aralık 2001 tarihinde uzaya gönderilmiştir. Uydu yüksekliği 1336 km, ölçü doğruluğu 1-2 cm, kapsama alanı 66° kuzey ve güney enlemleri arası, aynı noktadan geçiş süresi 9.9156 gün, ekvatorda iki yörünge izi arasındaki ortalama mesafe 315 km'dir. İyonosferik hatanın modellenmesi ve yörünge hatalarının minimize edilebilmesi için uydu çift frekansta ölçü yapmakta (13,575 ve 5.3 GHz) ve GPS/Lazer/DORIS sistemleri ile izlenmektedir. JASON-2 uydusunun fırlatılmasından sonra JASON-1 uydusunun Şubat 2009'da yörüngesi değiştirilmiştir. Bu sebeple bu tarihten önceki veriler Faz A bundan sonraki veriler ise Faz B olarak anılmaktadır. JASON-1 verilerinin karşılaştırılması amacıyla ENVISAT uydu altimetre deniz yüzeyi anomalileri kullanılmıştır. ENVISAT uydusu ESA tarafından 01 Mart 2002 tarihinde uzaya gönderilmiştir. ENVISAT uydusunun JASON-1'den olan temel farklılıkları; uydu yüksekliği (800 km), kapsama alanı (81.45° kuzey ve güney enlemleri arası), aynı noktadan geçiş süresi (35 gün) ve dolayısıyla ekvatorda iki yörünge izi arasındaki ortalama mesafedir (80 km). ENVISAT uydusu da çift frekansta (13,575 ve 3.2 GHz) ölçü yapmaktadır. Her iki uydu görevi verilerine uygulanan düzeltmeler Çizelge 4.1'de verilmektedir.

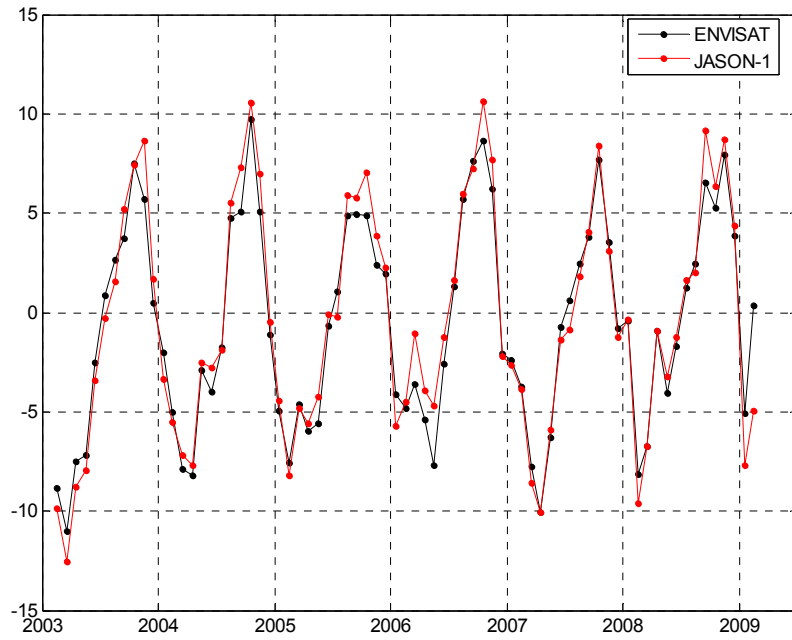
Çizelge 4.1 : JASON-1 ve ENVISAT verilerine getirilen düzeltmeler.

Düzeltilme	JASON-1	ENVISAT
Yörünge	EIGEN-GL04C	EIGEN-GL04S
Kuru Troposferik Düzeltme	ECMWF	ECMWF
Islak Troposferik Düzeltme	JMR	MWR (NN)
İyonosferik Düzeltme	Çift frekanslı gözlemlerden	Çift frekanslı gözlemlerden
Ters Barometre	MOG2D	MOG2D
Katı Yer Gelgiti	IERS 2003	IERS 2003
Okyanus Gelgiti	GOT4.7	GOT4.7
Okyanus Yüklemesi	GOT4.7	GOT4.7
Kutup Gelgiti	IERS 2003	IERS 2003
Deniz Durum Sapması	CLS	CLS
Referans Yüzeyi	DNESC08 MSSH	DNESC08 MSSH

Veri merkezi, kullanıcı tarafından talep edilen altimetre verilerini uydu adı, geçiş numarası ve devir numarası şeklinde isimlendirilmiş bir dosyada kullanıcıya sunmaktadır. Altimetre terminolojisinde uydunun kuzeyden güneye inerken ve güneyden kuzeye doğru çıkarken izlediği yola *geçiş (pass)* adı verilmektedir. Geçişler her uydunun her bir geçişine ait belirli bir numarayla ifade edilmektedir. Devir ise uydunun ilgili geçişten hangi tarihte geçtiğini ifade etmektedir. Örneğin j1p0007c001.asc dosyası JASON-1 uydusunun (j1) 7 numaralı geçişine (p0007) ve 1 numaralı devrine (c001: 15 Ocak 2002 - 25 Ocak 2002) ait bir veri dosyasıdır. Akdeniz geneli için toplam 31 adet JASON-1 ve 122 adet ENVISAT geçişi olup, bu geçişler Şekil 4.2'de gösterilmektedir. Her bir geçiş üzerinde yaklaşık 7 km. aralıklarla gözlem noktaları mevcuttur. JASON-1 uydusu bir gözlem noktasına 9.9 gün, ENVISAT uydusu ise 35 gün sonra uğramaktadır. Bu gözlem noktalarındaki verilerin hem zaman hem de konum alanında ortalamalarının alınmasıyla Akdeniz aylık ortalama deniz yüzeyi anomali zaman serileri yani toplam deniz seviyesi değişimleri elde edilmiştir. Şekil 4.3'te JASON-1 ve ENVISAT verilerinden hesaplanan toplam deniz seviyesi değişimleri gösterilmektedir. Her iki zaman serisi arasındaki korelasyon katsayısı 0.98 olup, zaman serileri arasında neredeyse hiç fark olmadığını görülmektedir. Dolayısıyla ileriki hesaplamalarda ikisinden birinin kullanılması hesap hatasına yol açmayacaktır.



Şekil 4.2 : Akdeniz içerisinde (a) yaklaşık 315 km. aralıklı JASON-1 ve (b) 80 km. aralıklı ENVISAT geçişleri.



Şekil 4.3 : JASON-1 (kırmızı) ve ENVISAT altimetre verilerinden hesaplanan Akdeniz toplam deniz seviyesi zaman serileri. Deniz seviyesi birimi cm.

4.2 Oşinografik Veriler ile Akdeniz'de Sterik Deniz Seviyesi Değişimleri

4.2.1 Sterik deniz seviyesi

Okyanus yüzeyi her ne kadar bir seviye yüzeyi olarak görülse de aslında karalara benzer şekilde okyanuslarda ve denizlerde de topografya kavramı vardır. Bu topografya nedeni ile okyanus suları bir yerden başka bir yere hareket eder ve okyanus akıntılarını oluşturur. Okyanus topografyasının belirlenebilmesi için okyanus basınç alanının bilinmesi gerekmektedir. Bir noktadaki basınç o noktanın üzerindeki ağırlıkla belirlenir. Okyanusta bir noktadaki basınç (P), noktanın derinliğine (z) ve noktanın üzerindeki suyun yoğunluğuna (ρ) bağlıdır. Bu ilişki (4.4) ile gösterilen hidrostatik eşitlik ile açıklanmaktadır (Tomczak ve Godfrey, 1994).

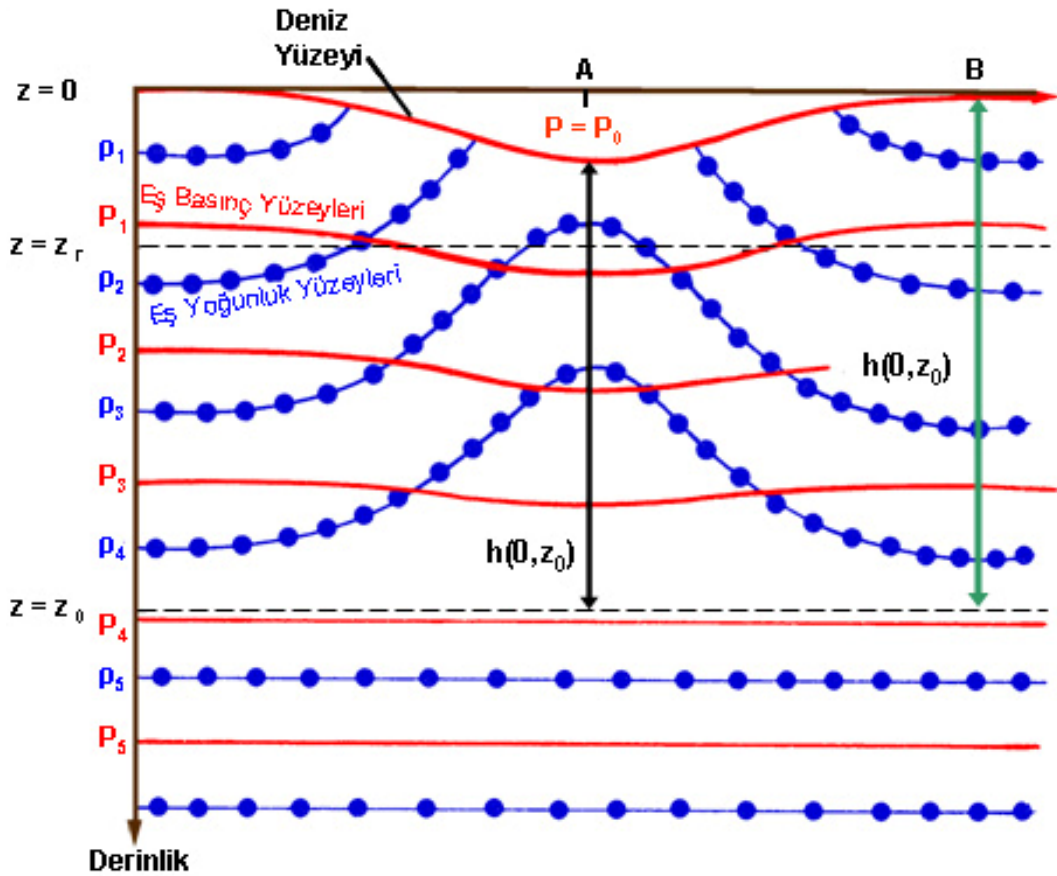
$$\frac{\partial P}{\partial z} = g\rho \quad (4.4)$$

Eğer yoğunluk alanı bilinirse, bu alanın düşey yöndeki integrasyonu basınç alanını verecektir. Deniz suyu yoğunluğu doğrudan gözlemlenebilen bir büyüklük değildir. Ancak (4.5)'de gösterildiği şekilde tuzluluk (S), sıcaklık (T) ve su basıncı (P) gibi gözlemlenebilir büyüklüklerin fonksiyonu şeklinde ifade edilebilir. (4.4) ve (4.5) eşitliklerinde görüldüğü gibi okyanus suyunun ısınması veya soğuması, tuzluluğun artması veya azalması su yoğunluğunu dolayısıyla basınç alanını ve sonuçta deniz yüzeyi topografyasını değiştirmektedir. Topografya değiştiği için okyanus akıntıları değişmekte, dolayısıyla okyanus ile taşınan ve iklimin temel parametrelerinden biri olan ısı taşınımı değişmektedir. Bu da iklim değişikliklerine yol açmaktadır.

$$\rho = \rho(S, T, P) \quad (4.5)$$

Yoğunluğun düşey yönde integrasyonunda integrasyon sınırlarının bilinmesi gerekmektedir. İntegrasyon iki sabit basınç yüzeyi arasında gerçekleştirilmektedir. Üst sınır deniz yüzeyi yani $z = 0$ olarak alınabilir. Alt sınır için öyle bir yüzey seçilmelidir ki bu yüzeyin altında yoğunluk sabit kalmalıdır. Bu yüzey deniz seviyesinin $-z$ kadar altından geçen ve üzerinde hiçbir hareketin olmadığı yüzeydir (level of no motion). Deniz yüzeyi ile söz konusu bu yüzey arasında kalan mesafeye

sterik deniz seviyesi veya sterik yükseklik adı verilmektedir (Tomczak ve Godfrey, 1994). Bu konuyu daha iyi anlamak için Şekil 4.4'ün incelenmesinde yarar görülmektedir. Şekilde P4 ya da $z = z_0$ ile gösterilen yüzey üzerinde hiçbir hareketin olmadığı yüzeydir. Bu yüzeyin altında yoğunluk sabittir. A noktasındaki su kolunu, B noktasına göre daha yoğundur. P4 sabit basınç yüzeyi olduğundan bu yüzeyin üzerindeki su ağırlığı her yerde aynı olmak zorundadır. Dolayısıyla denge durumunu sağlamak için B noktasındaki su kolunu A'dakine oranla daha uzun olmalıdır. B ile A kolonları arasındaki fark sterik yükseklik farkıdır. Bu kuram Fiziksel Jeodezide Pratt-Hayford (Heiskanen ve Moritz, 1967) izostatik denge kuramına çok benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.4 : Sterik deniz seviyesi prensibi, Tomczak ve Godfrey (1994)'den uyarlanmıştır.

Sterik deniz seviyesi aşağıdaki şekilde formülize edilmektedir.

$$\xi_S = \int_{-z}^0 \frac{\rho_0(P) - \rho(S, T, P)}{\rho_0(P)} dz = \int_{-z}^0 \frac{\Delta\rho(S, T, P)}{\rho_0(P)} dz \quad (4.6)$$

Yoğunluk hesaplamalarında kullanılan tuzluluk ve sıcaklık verileri konuma ve zamana, su basıncı ise konuma bağlı değişkenlerdir. Dolayısıyla (4.6) eşitliğindeki $\rho(S, T, P)$ terimini aşağıdaki şekilde yazmak mümkündür.

$$\rho(S, T, P, t) = \rho(S(\varphi, \lambda, z, t), T(\varphi, \lambda, z, t), P(\varphi, z)) \quad (4.7)$$

$\rho_0(P)$ terimi ise referans yoğunluğu olarak bilinir ve 35 psu tuzluluk, 0°C su sıcaklığında su basıncının fonksiyonu şeklinde ifade edilir.

$$\rho_0(P) = \rho_0(S_0, T_0, P(\varphi, z)) = \rho_0(35, 0, P(\varphi, z)) \quad (4.8)$$

Su basıncı (P) ile su derinliği (z) arasındaki ilişki (4.9)'da gösterildiği şekilde yazılabilmektedir. Bu formül $g(\varphi)$ gravitenin enleme bağlı değişimini içermektedir. Kutup bölgelerindeki gravite değeri ekvatora oranla daha yüksek olduğundan Şekil 4.5'de de görüleceği üzere sabit bir derinlikteki basınç kutup bölgelerinde daha fazla olmaktadır. Örneğin; 1000 m. sabit derinliğinde $\varphi = \pm 89.5^\circ$ enlemindeki basınç 1013.6 dbar, $\varphi = \pm 0.5^\circ$ enlemindeki basınç ise 1008.2 dbar'dır.

$$z = \frac{c_1 P + c_2 P^2 + c_3 P^3 + c_4 P^4}{g(\varphi) + \frac{1}{2} \gamma' P} \quad (4.9a)$$

$$\begin{aligned} c_1 &= 9.72659 & c_2 &= -2.2512 \times 10^{-5} & c_3 &= 2.279 \times 10^{-10} \\ c_4 &= -1.82 \times 10^{-15} & \gamma' &= 2.184 \times 10^{-6} \end{aligned} \quad (4.9b)$$

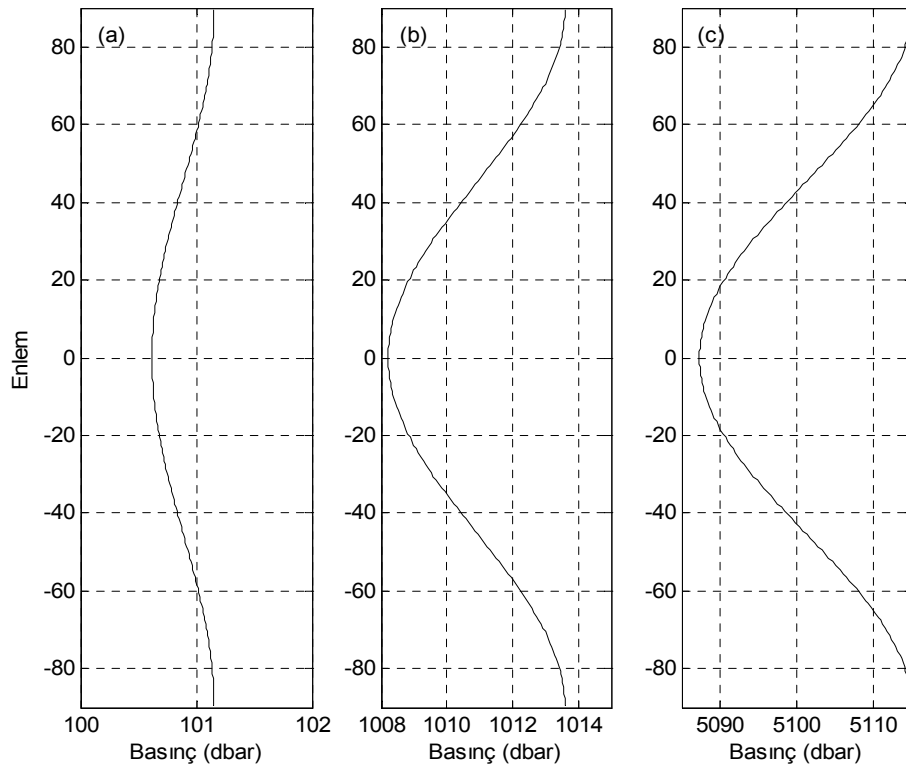
$$g(\varphi) = 9.780318 \left(1.0 + 5.2788 \times 10^{-3} \sin^2(\varphi) + 2.36 \times 10^{-5} \sin^4(\varphi) \right) \quad (4.9c)$$

Sonuç olarak (4.6) eşitliğindeki sterik deniz seviyesi ξ_S aynı zamanda konumun ve zamanın bir fonksiyonu $\xi_S(\varphi, \lambda, t)$ şeklinde yazılabilmektedir. Deniz suyu yoğunluğu deniz suyu durum eşitliği (Equation of State of Seawater) kullanılarak hesaplanmaktadır (Gill, 1982; Fofonoff ve Millard, 1983). UNESCO'nun 1981 yılında Deniz Bilimlerinde yayımlanan 38 numaralı teknik raporunda (UNESCO,

1981), yeni uluslararası deniz suyu durum eşitliğin polinomlarla nasıl hesaplanacağı verilmektedir. Buna göre, (4.10) ile verilen deniz suyu yoğunluğunun (kgm^{-3}) sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu) ve basınç (dbar) verileri ile hesaplanması iki temel adımda gerçekleştirilmektedir.

$$\rho(S, T, P) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - \frac{P}{K(S, T, P)}} \quad (4.10)$$

Birinci adımda bir standart atmosferde ($P = 0$) deniz suyu yoğunluğu hesaplanmaktadır. (4.11) eşitliklerinde bu işlemin nasıl yapılacağı gösterilmektedir. Eşitliklerde geçen ρ_w terimi saf suyun ($S = 0$) yoğunluğu (kgm^{-3}), T $^{\circ}\text{C}$ biriminde sıcaklık ve S psu biriminde tuzluluktur.



Şekil 4.5 : Su basıncı/derinlik ilişkisi. (a) 100 m. derinlik, (b) 1000 m. derinlik, (c) 5000 m. derinlik.

$$\rho(S, T, 0) = \rho_w + (b_0 + b_1T + b_2T^2 + b_3T^3 + b_4T^4)S + (c_0 + c_1T + c_2T^2)S^{3/2} + d_0S^2 \quad (4.11a)$$

$$\rho_w = a_0 + a_1T + a_2T^2 + a_3T^3 + a_4T^4 + a_5T^5 \quad (4.11b)$$

$$\begin{aligned} a_0 &= +999.842594 & a_1 &= +6.793952 \times 10^{-2} & a_2 &= -9.095290 \times 10^{-3} \\ a_3 &= +1.001685 \times 10^{-4} & a_4 &= -1.120083 \times 10^{-6} & a_5 &= +6.536332 \times 10^{-9} \\ b_0 &= +8.24493 \times 10^{-1} & b_1 &= -4.08990 \times 10^{-3} & b_2 &= +7.64380 \times 10^{-5} \\ b_3 &= -8.24670 \times 10^{-7} & b_4 &= +5.38750 \times 10^{-9} & c_0 &= -5.72466 \times 10^{-3} \\ c_1 &= +1.02270 \times 10^{-4} & c_2 &= -1.65460 \times 10^{-6} & d_0 &= +4.8314 \times 10^{-4} \end{aligned} \quad (4.11c)$$

İkinci adımda (4.12)'de verilen ve sekant bulk modülü (secant bulk modulus) olarak bilinen büyüklük hesaplanmaktadır. Bunun için önce saf suyun sekant bulk modülü (K_w) daha sonra standart atmosferdeki değeri hesaplanmaktadır.

$$K(S, T, P) = K(S, T, 0) + AP + BP^2 \quad (4.12a)$$

$$K(S, T, 0) = K_w + (f_0 + f_1T + f_2T^2 + f_3T^3)S + (g_0 + g_1T + g_2T^2)S^{3/2} \quad (4.12b)$$

$$A = A_w + (i_0 + i_1T + i_2T^2)S + j_0S^{3/2} \quad (4.12c)$$

$$B = B_w + (m_0 + m_1T + m_2T^2)S \quad (4.12ç)$$

$$K_w = e_0 + e_1T + e_2T^2 + e_3T^3 + e_4T^4 \quad (4.12d)$$

$$A_w = h_0 + h_1T + h_2T^2 + h_3T^3 \quad (4.12e)$$

$$B_w = k_0 + k_1T + k_2T^2 \quad (4.12f)$$

$$\begin{aligned}
e_0 &= +19652.21 & e_1 &= +148.4206 & e_2 &= -2.327105 \\
e_3 &= +1.360477 \times 10^{-2} & e_4 &= -5.155288 \times 10^{-5} & f_0 &= +54.6746 \\
f_1 &= -0.603459 & f_2 &= +1.09987 \times 10^{-2} & f_3 &= -6.1670 \times 10^{-5} \\
g_0 &= +7.944 \times 10^{-2} & g_1 &= +1.6483 \times 10^{-2} & g_2 &= -5.3009 \times 10^{-4} \\
h_0 &= +3.239908 & h_1 &= +1.43713 \times 10^{-3} & h_2 &= +1.16092 \times 10^{-4} \\
h_3 &= -5.77905 \times 10^{-7} & & & &
\end{aligned} \tag{4.12g}$$

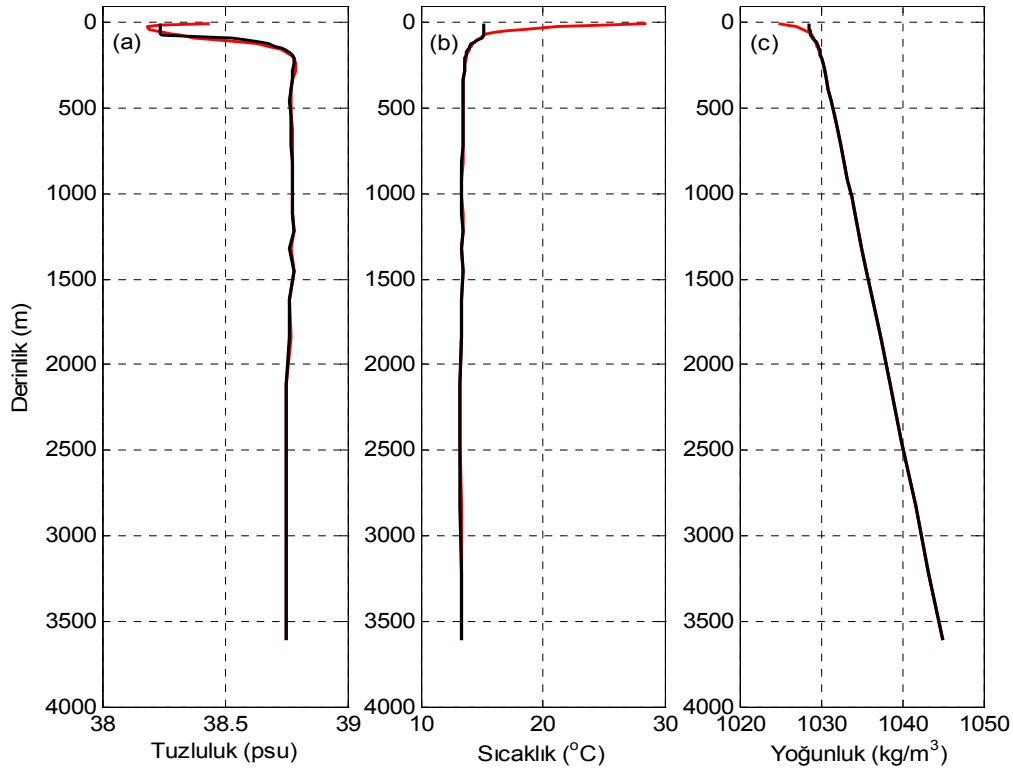
$$\begin{aligned}
i_0 &= +2.2838 \times 10^{-3} & i_1 &= -1.0981 \times 10^{-5} & i_2 &= -1.6078 \times 10^{-6} \\
j_0 &= +1.91075 \times 10^{-4} & k_0 &= +8.50935 \times 10^{-5} & k_1 &= -6.12293 \times 10^{-6} \\
k_2 &= +5.2787 \times 10^{-8} & m_0 &= -9.9348 \times 10^{-7} & m_1 &= +2.0816 \times 10^{-8} \\
m_2 &= +9.1697 \times 10^{-10} & & & &
\end{aligned} \tag{4.12g}$$

Şekil 4.6'da Akdeniz'de ECCO/JPL model verileri yardımıyla $\varphi = 35.5N$, $\lambda = 18.5E$ noktasında Ağustos 2003 (kırmızı) ve Şubat 2003 (siyah) dönemi için tuzluluk, sıcaklık ve yoğunluk değerlerinin derinliğe göre değişimi gösterilmektedir. Bu şekil aslında klasik bir $S-T-\rho$ grafiğidir. Tuzluluk su yüzeyinden (0-10 m) aşağıya doğru gidildikçe artmakta ve belirli bir derinlikten sonra (300-400 m) hemen hemen sabit bir değere ulaşmaktadır. Sıcaklık ise yüzeyden derine doğru gidildikçe azalmakta ve yine belirli bir derinlikte (300-400 m) sabit bir değere ulaşmaktadır. Yoğunluk ise yüzeyden derine doğru gittikçe doğrusala yakın bir şekilde artmaktadır. Yüzeyde yaklaşık $1027-1028 \text{ kgm}^{-3}$ arasında, 2300-2500 m derinlikte ise 1040 kgm^{-3} civarındadır. Şekilde aynı zamanda $S-T-\rho$ 'deki zamansal değişimde görülebilmektedir. Kırmızı şekil yaz dönemine, siyah şekil ise kış dönemine aittir. Dönemsel farklılıklar genel olarak yüzeye yakın derinliklerde ($< 20 \text{ m}$) ortaya çıkmaktadır.

4.2.2 ECCO/JPL okyanus modeli

Akdeniz'de toplam deniz seviyesi değişimlerine sterik etkinin katkısı ECCO/JPL kf080 (Stammer ve diğ., 2002) okyanus dolaşım modeli kullanılarak hesaplanmıştır. Bu model atmosferik ve oşinografik dolaşımın modellenmesinde sıklıkla kullanılan veri asimilasyonu yöntemi ile üretilmektedir. Asimilasyon yöntemi olarak kalman filtresi (kf080) kullanılmaktadır. Model; MITgcm genel dolaşım modeline dayalı olup, altimetrik deniz seviyesi gözlemleri, XBT, CTD, ARGO gibi hidrografik gözlemler, deniz yüzeyi sıcaklığı, mareograf deniz seviyesi, dip basıncı gibi birçok

gözlemin asimilasyonu ile üretilmektedir. Model yakın gerçek zamanlı olarak çalıştırılmakta, sonuç ürün olarak sıcaklık, tuzluluk, deniz seviyesi, dip basıncı, akıntı hızı gibi okyanusun fiziksel parametreleri elde edilmektedir. Ürünler 10 günlük ortalamalar halinde sunulmaktadır. Modelin yatay çözünürlüğü $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 'dir. Düşey çözünürlüğü 46 seviyeden oluşmaktadır. Bu seviyeler yüzeyden 150 metre derinliğe kadar 10'ar metre bundan sonraki derinliklerde değişkenlik göstermektedir. Model ürünlerine ECCO/JPL'in OpenDap ve LAS servislerinden (Url-9) erişilebilmektedir.



Şekil 4.6 : $\varphi = 35.5N$, $\lambda = 18.5E$ noktasında Ağustos 2003 (kırmızı) ve Şubat 2003 (siyah) dönemi için (a) tuzluluk, (b) sıcaklık ve (c) yoğunluk profilleri.

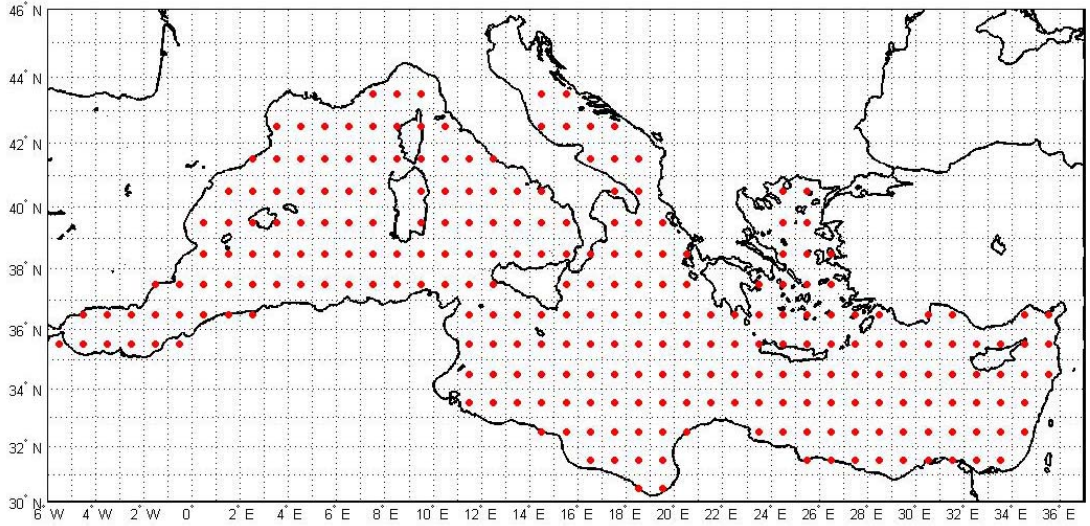
4.2.3 Akdeniz sterik deniz seviyesi değişimi

Bir noktada teorik olarak (4.6) integrali ile hesaplanan sterik deniz seviyesi, pratikte (4.13) toplamı haline dönüşür. Bu eşitlikte ℓ değeri S, T, P değişkenlerinin düşey çözünürlüğü yani derinlik seviye sayısıdır. ECCO/JPL kf080 okyanus modeli için bu değer 46'dır. $i=0$ deniz yüzeyini ifade etmektedir. Hesaplamalarda deniz tabanından yüzeğe kadar modelin düşey çözünürlük seviyelerinde integrasyon gerçekleştirilmiştir. Bunun için öncelikle bir noktada her derinlik seviyesi için

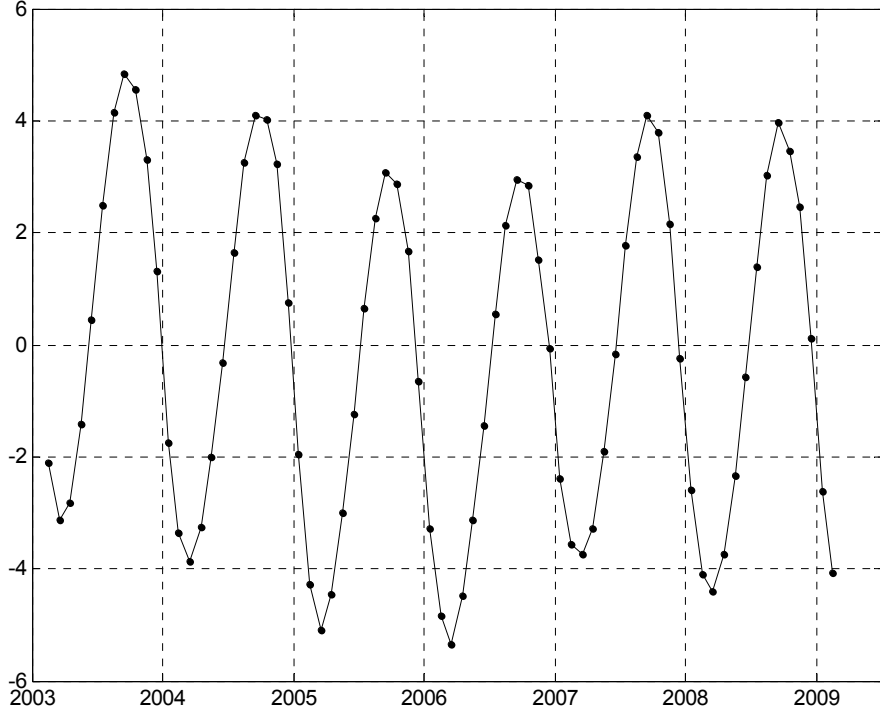
referans ve değişken yoğunluk değerleri hesaplanmış, daha sonra (4.13)'de verilen toplam gerçekleştirilmiştir.

$$\xi_S(\varphi, \lambda, t) = \frac{1}{2} \sum_{i=0}^{\ell-1} \left(\frac{\Delta\rho_i(\varphi, \lambda, t)}{\rho_0^i(\varphi, \lambda)} + \frac{\Delta\rho_{i+1}(\varphi, \lambda, t)}{\rho_0^{i+1}(\varphi, \lambda)} \right) (z_{i+1}(\varphi, \lambda) - z_i(\varphi, \lambda)) \quad (4.13)$$

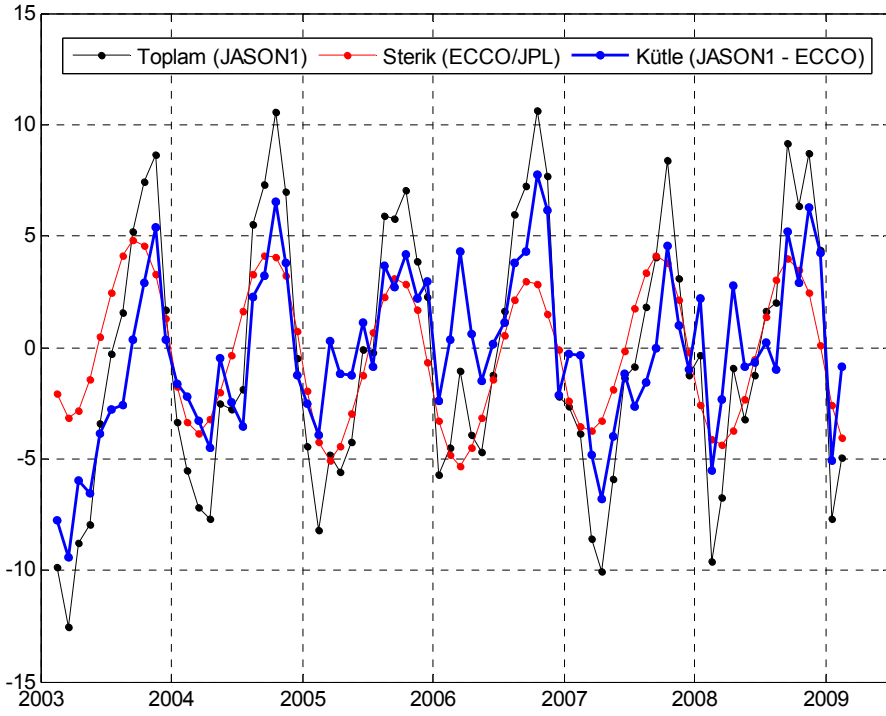
Buna göre Şekil 4.7'de gösterilen toplam 261 grid noktasında 10 günlük ortalamalar şeklinde Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için sterik deniz seviyeleri hesaplanmış, ardından öncelikle zaman alanında ortalama alınarak aylık ortalamalara dönülmüş, son olarak konum alanında ortalama alınarak Akdeniz geneli için aylık ortalama sterik deniz seviyesi zaman serisi elde edilmiştir. Şekil 4.8'de elde edilen zaman serisi gösterilmektedir. Şekil 4.9'da toplam ve sterik değişim birlikte gösterilmektedir.



Şekil 4.7 : Akdeniz sterik deniz seviyesi hesaplamalarında kullanılan ECCO/JPL kf080 okyanus modeli S, T, P grid noktaları.



Şekil 4.8 : ECCO/JPL model verilerinden Akdeniz aylık ortalama sterik deniz seviyesi zaman serisi. Deniz seviyesi birimi cm.



Şekil 4.9 : Akdeniz aylık ortalama toplam (siyah) ve sterik (kırmızı) deniz seviyesi ile su kütlesi (mavi) değişimi. Deniz seviyesi birimi cm.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu bölümde gravimetrik ve oşinografik yöntemlerle bulunan su kütlesi sonuçlarının tutarlılıkları test edilecektir. Ardından çalışmada elde edilen sonuçlar, Akdeniz'de gerçekleştirilen benzer bölgesel çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılacaktır. Son olarak çalışma sırasında elde edilen tecrübeler ışığında gelecekte yapılması gereken çalışmalar hakkında öneriler sunulacaktır.

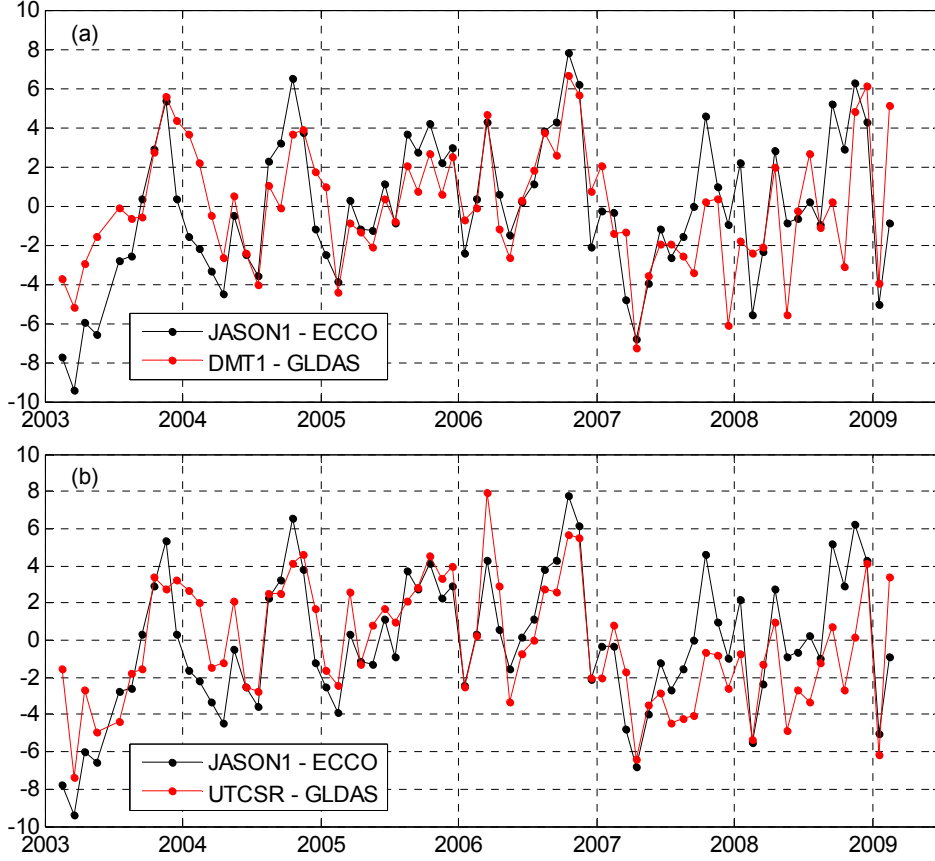
5.1 Gravimetrik ve Oşinografik Yöntemlerle Belirlenen Deniz Suyu Kütle Değişimlerinin Karşılaştırılması

Tamamen bağımsız yöntem ve veri setleri kullanılarak Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi boyunca hesaplanan Akdeniz su kütlesi zaman serileri Şekil 5.1'de sunulmaktadır. Şekil 5.1(a)'da JASON1-ECCO/JPL farkıyla hesaplanan su kütlesi ile DMT1-GLDAS farkıyla hesaplanan su kütlesi karşılaştırılmakta, Şekil 5.1(b)'de ise yine JASON1-ECCO/JPL farkıyla hesaplanan su kütlesi ile UTCSR-GLDAS farkıyla hesaplanan su kütlesi karşılaştırılmaktadır. Çizelge 5.1'de bu karşılaştırmaya yönelik istatistik verilmekte, Şekil 5.2'de de örnek olarak JASON1-ECCO su kütlesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi farkları ve histogramı gösterilmektedir. .

Çizelge 5.1 : Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle belirlenen Akdeniz su kütlesi sinyalleri arasındaki farkların istatistiği.

Su Kütleli Farkları	Min. (cm)	Maks. (cm)	Ort. (cm)	S.Sapma (cm)
JASON1 – ECCO				
-	-5.9	6.0	-0.1	± 2.6
DMT1 – GLDAS				
JASON1 – ECCO				
-	-6.2	6.1	0.0	± 2.4
UTCSR - GLDAS				

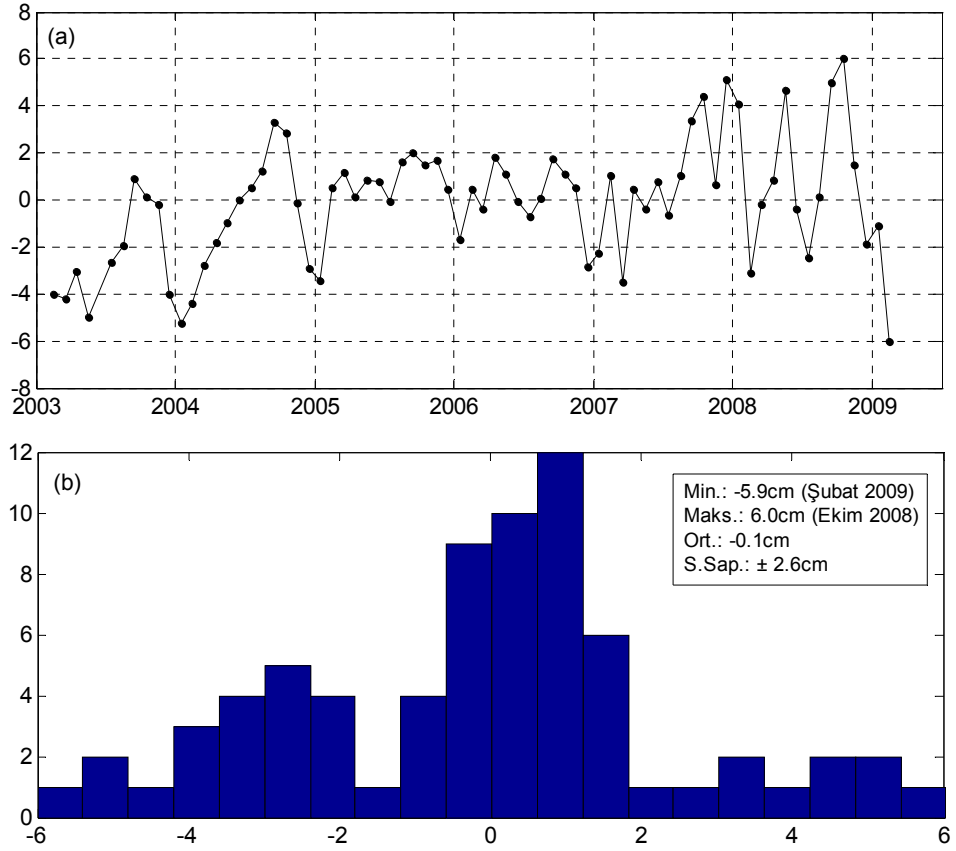
Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle hesaplanan Akdeniz su kütlesi zaman serileri arasındaki farkların ortalaması sıfır, minimum ve maksimum değerleri ± 6 cm, standart sapması ise ± 2.5 cm civarındadır. Farkların minimum değerleri Şubat 2003 ve Şubat 2009'da, maksimum değerleri ise Ekim-Kasım 2008 dönemine karşılık gelmektedir.



Şekil 5.1 : Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle belirlenmiş Akdeniz su kütlesi zaman serileri. (a) JASON1- ECCO su kütlesi (siyah), DMT1-GLDAS su kütlesi (kırmızı), (b) JASON1- ECCO su kütlesi (siyah), UTCSR-GLDAS su kütlesi (kırmızı). Su kütlesi eşdeğer yükseklik birimi cm.

Şekil 5.3'de JASON1-ECCO su kütlesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi arasındaki saçılma grafiği ile çapraz korelasyon fonksiyonu sunulmaktadır. Şekil 3.12(a)'daki saçılma grafiği, zaman serileri arasında pozitif yüksek bir lineer korelasyon olduğunu göstermektedir. Zaman serileri arasındaki çapraz korelasyon fonksiyonu incelendiğinde, seriler arasında sıfır-gecikmede 0.75'e yakın yüksek bir pozitif korelasyon vardır. Şekildeki mavi çizgiler %95 düzeyde güven aralıklarını temsil etmektedir. Bu düzeyde sıfır gecikmeli korelasyonun istatistiksel olarak anlamlı olduğu görülmektedir. Benzer korelasyon JASON1-ECCO su kütlesi ile UTCSR-GLDAS su kütlesi arasında da görülmektedir. Genel olarak; bağımsız yöntem ve veri

setleri ile hesaplanmış su kütlesi sinyalleri arasında iyi bir uyum olduğu değerlendirilmektedir.



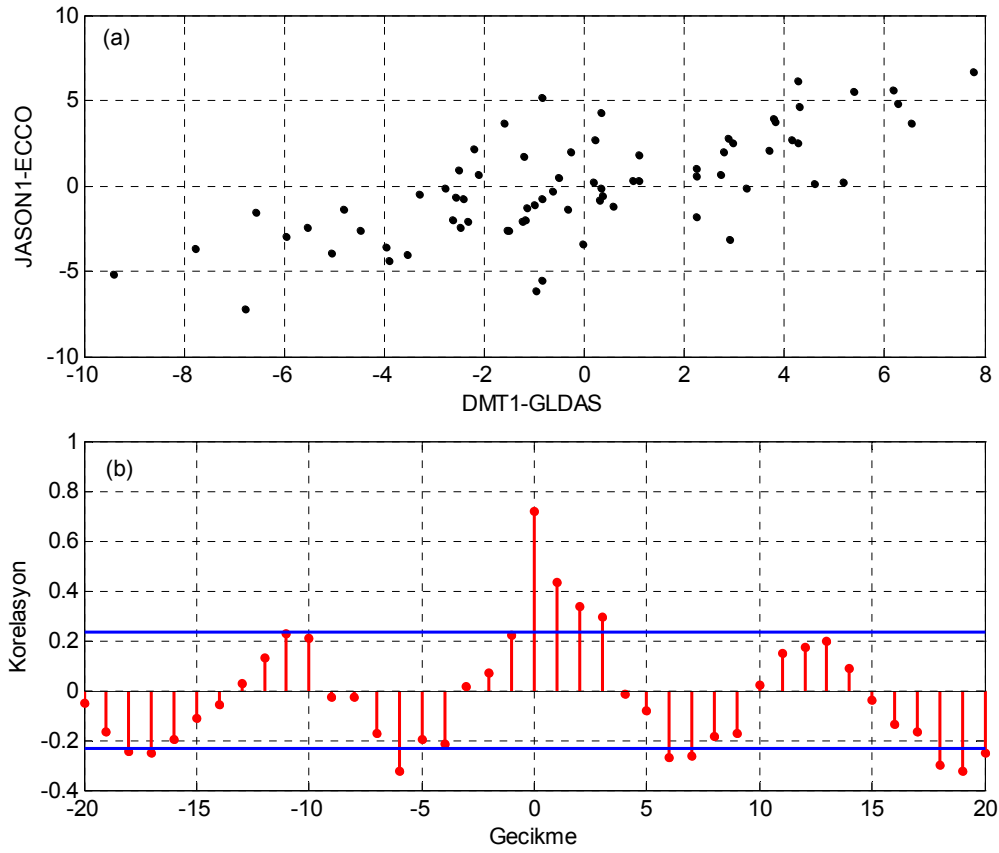
Şekil 5.2 : JASON1-ECCO su kütlesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi zaman serilerinin (a) farkları (birim cm), (b) farkların histogramı.

Şekil 5.1'deki su kütlesi zaman serileri incelendiğinde, seriler üzerindeki mevsimsel etkilerin baskın olduğu, bunun yanında yıllar arası değişimlerin varlığı dikkati çekmektedir. 2003 yılı başlarında su kütlesinin en düşük, 2006 yılı ikinci yarısından sonra ise maksimum seviyeye çıktığı, su kütlesinin maksimum seviyeye ulaşmasından sonra 2007 yılı ortalarına kadar ani bir düşüşe geçtiği görülmektedir. Genel olarak benzerlik gösteren su kütlesi sinyallerinin 2008-2009 dönemi içerisinde değişkenliklerinin arttığı bu dönemde korelasyonlarda düşüş gözlemlendiği dikkati çekmektedir.

Su kütlesindeki mevsimsel etkilerin büyüklüğünü belirlemek için, hem sonuç su kütlesi sinyallerine hem de bu sinyalin elde edilmesi aşamasındaki toplam ve sterik zaman serilerine (5.1) eşitliğinde verilen model uydurulmuştur. Model, yıllık mevsimsel değişimi temsil eden periyodik bir bileşen ile zaman serilerindeki olası seküler değişimi temsil eden hız parametresinden oluşmaktadır. En küçük kareler

yöntemiyle kestirilen model katsayıları (A_{Sa}, φ_{Sa}) karşılaştırılarak sonuçlar arasındaki farklılıklar ortaya konulmaya çalışılmıştır. Veri döneminin kısa olması sebebiyle seküler değişim katsayısı (a_1) karşılaştırmalarda dikkate alınmamıştır. Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için toplam, sterik ve su kütlesi bileşenleri için hesaplanan model katsayıları Çizelge 5.2'de sunulmaktadır.

$$\xi = a_0 + a_1 t + A_{Sa} \cos(w_1 t - \varphi_{Sa}) \quad (5.1)$$



Şekil 5.3 : JASON1-ECCO su kütlesi ile DMT1-GLDAS su kütlesi zaman serisi arasındaki (a) saçılma grafiği, (b) çapraz korelasyon fonksiyonu.

Bunun yanında çoklu lineer regresyon analizi ile mevsimsel toplam deniz seviyesi varyansına, sterik ve kütle değişimlerinin katkıları belirlenmiş, Akdeniz'deki mevsimsel seviye değişimlerinin nedenleri anlaşılmaya çalışılmıştır. Çoklu lineer regresyon analizinde toplam seviye zaman serisi bağımlı değişken, sterik ve kütle zaman serileri ise bağımsız değişken olarak tanımlanmıştır.

Çizelge 5.2'de verilen sayısal değerler ve çoklu lineer regresyon sonuçları incelendiğinde, uydu altimetre gözlemlerinden elde edilen Akdeniz ortalama toplam deniz seviyesi sinyali Ekim ayı başlarında en yüksek seviyeye ulaşmaktadır. Bu sinyalin genliği 7 cm civarındadır. JASON-1 ve ENVISAT uydu verileri arasında belirgin bir fark gözlenmemiştir. JASON-1 deniz yüzeyi anomalilerinden elde edilen mevsimsel toplam deniz seviyesi sinyalinin varyansı 30 cm² civarındadır.

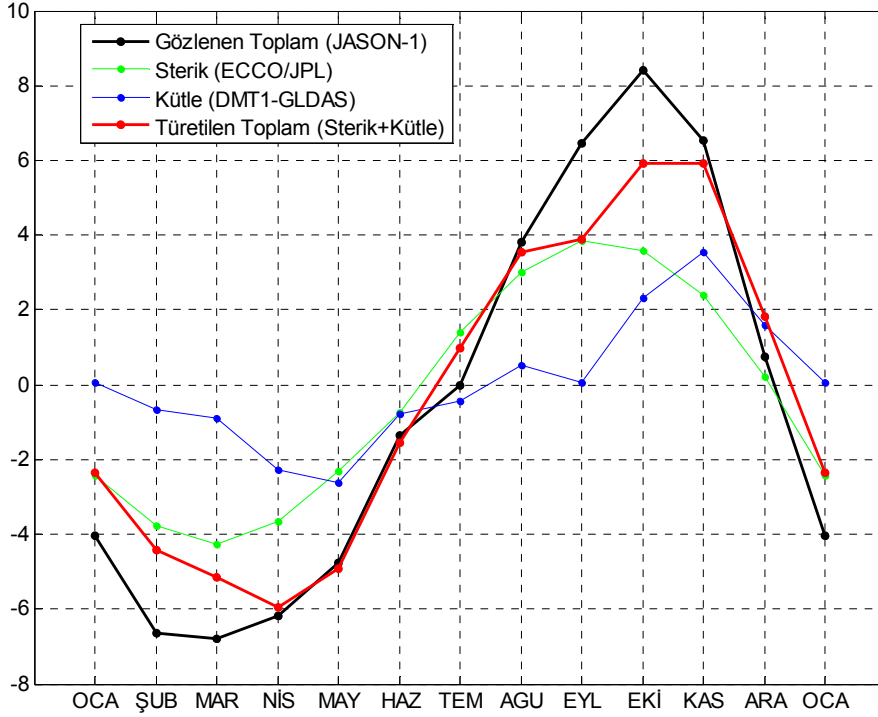
Çizelge 5.2 : Şubat 2003 – Şubat 2009 dönemi için toplam, sterik ve su kütlesi bileşenleri için hesaplanan model katsayıları. Genlik birimi mm, faz birimi derecedir. Hatalar %95 güven aralığında verilmiştir.

Veri Seti	Veri Kaynağı	Genlik	Faz
Altimetre	JASON-1	72.9 ± 4.2	268.5 ± 3.3
	ENVISAT	67.2 ± 3.4	269.8 ± 3.0
Sterik	ECCO/JPL	41.3 ± 1.1	259.8 ± 1.5
Altimetre-Sterik	JASON1-ECCO	32.6 ± 4.5	279.5 ± 8.1
	ENVISAT-ECCO	27.5 ± 3.7	285.1 ± 7.8
GRACE-Kara Hidrolojisi	UTCSR-GLDAS	20.0 ± 5.0	294.7 ± 14.5
	DMT1-GLDAS	21.5 ± 4.5	289.0 ± 12.1

Sterik deniz seviyesi sinyali toplam sinyalden yaklaşık 10 gün önce en yüksek seviyeye ulaşmakta olup, genliği yaklaşık 4 cm'dir. Mevsimsel ölçekte sterik salınım toplam deniz seviyesi varyansın %93 gibi büyük bir kısmını açıklamaktadır. Dolayısıyla mevsimsel toplam deniz seviyesi değişimlerinin temel kaynağının sterik değişimler yani mevsimsel deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluk değişimleri olduğu açıktır. Oşinografik yöntem yani altimetre-sterik sinyal farkı ile hesaplanan deniz suyu kütle sinyali yaklaşık 3 cm'lik bir genliğe ve Ekim ayı ortasına denk gelen 280°-295° faz açısına sahiptir.

UTCSR RL04 ve DMT-1 GRACE gravite alanı çözümleri gerekli ileri analiz süreçlerinden geçirildikten sonra elde edilen su kütlesi sinyali, yaklaşık 2 cm yıllık genliğe ve 290°-295° faz açısına sahiptir. İki GRACE çözümü sonuçları arasında anlamlı farklılıklar gözlenmemiştir. Gravimetrik yöntemle bulunan su kütlesi sinyali toplam deniz seviyesi varyansın %56'lık bir kısmını açıklamaktadır. ECCO/JPL sterik mevsimsel sinyal ile DMT1-GLDAS mevsimsel kütle sinyallerinin toplamı toplam mevsimsel sinyalin neredeyse tamamını açıklamaktadır. JASON-1 ile gözlenen mevsimsel toplam deniz seviyesi, ECCO/JPL sterik ve DMT1-GLDAS

kütle toplamı ile yeniden türetilmiştir. Şekil 5.4'de gözlenen ve türetilen toplam sinyal gösterilmektedir. Gözlenen toplam sinyal (şekilde siyah ile gösterilmiştir) ile türetilen toplam sinyal (şekilde kırmızı ile gösterilmiştir) arasında 0.98'e yakın korelasyon katsayısı hesaplanmıştır. Bu sonuç, mevsimsel ölçekte sterik+kütle sinyallerinin toplam mevsimsel deniz seviyesi değişimlerini açıklamaya yeterli olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.4 : Mevsimsel zaman ölçeğinde Akdeniz toplam, sterik ve kütleli deniz seviyesi değişimleri. Deniz seviyesi birimi cm.

5.2 Çalışmadan Elde Edilen Sonuçların Benzer Bölgesel Çalışma Sonuçları ile Karşılaştırılması

Akdeniz bölgesel deniz suyu kütlelerinin GRACE ile belirlenmesine yönelik Fenoglio-Marc ve diğ. (2006) ve Garcia ve diğ. (2010) tarafından çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Fenoglio-Marc ve diğ. (2006), Nisan 2002 - Temmuz 2004 dönemi için 90'ıncı derece ve mertebeye kadar UTCSR RL02 çözümlerini kullanarak Akdeniz'de mevsimsel su kütlesi değişimlerini araştırmıştır. Çalışmada; kara hidroloji modeli olarak CPC ve LaD modelleri kullanılmış, çözümlere 400 km yarıçaplı Gaussian yumuşatması uygulanmış, korelasyon giderici filtre uygulanmamıştır. 2'nci derece

Stokes katsayısı için Cheng ve Tapley (2004) tarafından SLR gözlemlerinden üretilen katsayı kullanılmıştır. Ölçek faktörü filtrelenmiş ve filtrelenmemiş altimetre sterik farklarının karşılaştırması ile hesaplanmıştır. GRACE su kütlesi kestirimleri, altimetre sterik kombinasyonu ile türetilen su kütlesi ile karşılaştırılmıştır. Toplam seviye JASON-1 uydu altimetre verilerinden, sterik seviye ise ECCO/JPL global okyanus modelinden hesaplanmıştır. Sonuç olarak altimetrik gözlemlerden 83 ± 6 mm genliğe sahip Ekim ayında tepe yapan mevsimsel toplam değişim, ECCO/JPL modelinden ise 43 ± 13 mm genliğe sahip Eylül ayına tepe yapan mevsimsel sterik değişim belirlenmiştir. Altimetre sterik farkıyla türetilen su kütlesi için 45 ± 4 mm genliğe sahip Kasım ayı başında tepe yapan ($301^\circ \pm 5^\circ$) bir sinyal hesaplanmıştır.

GRACE ileri analizleri için çeşitli denemeler yapılmış, kara hidrolojisi sızıntısı için LaD modelinin kullanılması durumunda ve 1'inci derece Stokes katsayılarının çözümlere eklenmemesi durumunda, altimetre sterik farkıyla türetilen su kütlesi sinyali ile en iyi uyumun elde edildiği belirtilmiştir. Bu durumda ölçeklendirilmemiş GRACE-LaD su kütlesi için 28 ± 6 mm genlik ve $327^\circ \pm 13^\circ$ faz açısı hesaplanmıştır.

GRACE-LaD su kütlesi $\frac{1}{0.56}$ ölçek katsayısı ile çarpılarak gerçek su kütlesi sinyali elde edilmiştir. Bu sinyalin genliği 52 ± 11 mm, fazı ise ölçeklendirilmemiş sinyalin fazıyla aynı bulunmuştur. Oşinografik yöntemle türetilen su kütlesi ile gravimetrik yöntemle hesaplanan su kütlesi arasında 0.74 korelasyon ve 32 mm karesel ortalama hata hesaplanmıştır. Çalışma sonunda, Akdeniz bölgesel su kütlesinin altimetre sterik kombinasyonu ile daha doğru belirlenebildiği, GRACE sonuçlarının daha çok geliştirilmesi gerektiği, bunun için daha doğru arka plan modellerin ve düşük dereceli katsayıların üretilmesi ve filtremeler için daha optimal yöntemlerin denenmesi gerektiği önerilmiştir.

Fenoglio-Marc ve diğ. (2006)'da sunulan öneriler geliştirilerek tez çalışması gerçekleştirilmiş, bu çalışmanın sonuç ve önerileri tez çalışmasının motivasyonlarından biri olmuştur. Tez çalışması ile Fenoglio-Marc ve diğ. (2006)'da sunulan çalışma arasında bazı benzerlikler ve farklılıklar vardır. Fenoglio-Marc ve diğ. (2006)'da toplam ve sterik seviye için verilen sayısal değerlerle tez çalışmasında toplam ve sterik seviye için hesaplanan sayısal değerler arasında çok küçük farklılıklar vardır ve sonuçlar birbirlerine benzemektedir. İki çalışma arasındaki asıl farklılık GRACE analizleri ile ilgili olup, bu konuda her iki çalışma arasında üç

temel ayrılık bulunmaktadır. Bu ayrılıklardan birincisi çalışmalarda kullanılan GRACE çözüm sürümleri ve veri dönemleridir. Fenoglio-Marc ve diğ. (2006)'da güncel GRACE çözümlerinden bir önceki sürüm olan RL02 çözümleri kullanılmıştır. Geçen sürede analiz merkezleri tarafından bu çözümler geliştirilmiş ve RL04 sürümü adı altında daha doğru çözümler yayımlanmıştır. Tez çalışmasında RL02 GRACE çözümleri yerine RL04 çözümleri kullanılmıştır. Fenoglio-Marc ve diğ. (2006) yaklaşık iki yıllık bir dönemde analizleri gerçekleştirilirken, tez çalışmasında bu süre üç kat daha artırılmıştır. İki çalışma arasındaki ayrılıklardan ikincisi düşük dereceli Stokes katsayıları ile ilgilidir. Fenoglio-Marc ve diğ. (2006)'da 1'inci derece terimler kullanılmamıştır. Tez çalışmasında Swenson ve diğ. (2008) ile Cheng ve Tapley (2004) tarafından hazırlanan ve GRACE analiz merkezleri tarafından önerilen düşük dereceli katsayılar çözümlere eklenmiştir. Üçüncü ve son nokta GRACE çözümlerinin filtrelenmesi ile ilgilidir. Fenoglio-Marc ve diğ. (2006) yayımlandıktan sonra geçen sürede korelasyon giderici filtreler üzerine çeşitli çalışmalar gerçekleştirilmiş ve literatürde yerini almıştır. Tez çalışmasında, geliştirilen bu filtrelerden yaygın olarak kullanılan GRACE çözümlerine uygulanmıştır. Bu üç nedenden dolayı her iki çalışma sonunda hesaplanan GRACE su kütlesi değişimleri arasında sayısal farklılıklar ortaya çıkmıştır.

Garcia ve diğ. (2010) tarafından gerçekleştirilen çalışmada kullanılan veri setleri, uygulanan yöntem ve Akdeniz su kütlesi için bulunan sonuçlar, genel olarak tez çalışmasındakilerle benzer olup, iki çalışma arasındaki temel farklılık uygulanan GRACE filtreleme yaklaşımından kaynaklanmaktadır. Garcia ve diğ. (2010); Eylül 2002 – Mart 2009 dönemi boyunca uydu altimetre verilerinden 72 ± 6 mm genliğe ve $273^\circ \pm 5^\circ$ faz açısına sahip mevsimsel toplam değişim, ECCO/JPL modelinden ise 42 ± 2 mm genliğe ve $258^\circ \pm 2^\circ$ faz açısına sahip mevsimsel sterik değişim belirlemiştir. Altimetre sterik farkıyla türetilen su kütlesi için 33 ± 6 mm genliğe ve $291^\circ \pm 11^\circ$ faz açısına sahip bir sinyal kestirmiştir. GRACE-GLDAS su kütlesi için de 21 ± 7 mm genlik ve $4^\circ \pm 19^\circ$ faz açılı bir sinyal hesaplamıştır. Garcia ve diğ. (2010)'da verilen sonuçlar ve Çizelge 5.2 incelendiğinde, tez çalışmasında bulunan sayısal değerlerle Garcia ve diğ. (2010)'da verilen sayısal değerler arasında çok küçük farklar olduğu görülmektedir. Sonuç olarak her iki çalışma; mevcut GRACE çözüm sürümleri ve uygun ileri analiz yöntemlerinin kullanılması durumunda, GRACE aylık gravite alanı

çözümlerinin Akdeniz mevsimsel su kütlesi değişimlerini ortaya çıkabileceğini göstermiştir.

5.3 Öneriler

Tez çalışmasının gerçekleştirildiği dönemde GRACE veri uzunluğunun yeterli düzeyde olmaması nedeniyle, çalışma süresince sadece Akdeniz mevsimsel su kütlesi incelenebilmiştir. Veri uzunluklarının artması ile Akdeniz su kütlesindeki yıllar arası ve seküler değişimlerin araştırılması olanaklı hale gelecektir. Ayrıca benzer çalışmaların Akdeniz alt havzalarında gerçekleştirilmesi, genellikle değişik davranışlar sergileyen Doğu ve Batı Akdeniz arasındaki farkların nedenlerini anlamaya yardımcı olacaktır.

Oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle hesaplanan Akdeniz su kütlesi zaman serileri arasında genel olarak iyi bir uyum bulunmuştur. Ancak, gözlem sistemlerindeki ve arka plan modellerdeki sistematik hataların gelecekte daha iyi modellenebilir hale geleceği, bu doğrultudaki gelişmelerin takip edilerek zaman serileri arasındaki uyumun artırılabilmesi değerlendirilmektedir.

Çalışma süresince yararlanılan kaynaklar ve elde edilen tecrübeler ışığında, GRACE uydu görevinin;

- Okyanus dip basıncı ve bunun sonucunda okyanus akıntılarının izlenmesine, oşinografik yöntemlerle belirlenen modellerin test edilmesine ve bu modellerin geliştirilmesine,
- Aylık olarak sağlanan gravite alanı çözümleri dolayısıyla jeoit bilgisi sayesinde deniz yüzeyi topografyasının haritalanmasına,
- Buzul hareketlerinin izlenmesine,
- Kara hidroloji modellerinin geliştirilmesine veya geliştirilmiş modellerin test edilmesine,
- Bölgesel jeoit modellerinin uzun dalga boylu bileşeninin iyileştirilmesine ve zamanla değişiminin izlenmesine,
- Yersel gravite gözlemlerindeki sistematik hataların tespitine,
- Büyük depremler nedeniyle oluşan deformasyonların belirlenmesine önemli katkılar sağladığı gözlenmiştir.

Başlangıçta 5 yıllık bir operasyon süresi öngörülerek fırlatılan GRACE uyduları halen görevine devam etmekte olup, yakın bir gelecekte görevini tamamlayacaktır. Geçen süre içerisinde başta jeodezi olmak üzere yer bilimlerinin birçok alanında GRACE verileri ile çok sayıda uygulama gerçekleştirilmiştir. Gelecek nesil gravite alanı uydu görevi üzerinde çalışmalar devam etmekte uydular arası gözlemlerin lazerle izlenmesi ve düşük yükseklikte atmosferik sürtünmenin etkisini azaltacak sistemler üzerinde simülasyonlar sürdürülmektedir. Bu şekilde yersel çözünürlüğün 100 km'ye kadar düşürülmesi ve yeni uygulama alanlarının açılması beklenmektedir. Türkiye'de ne yazık ki GRACE ile kütle değişimleri hakkında çok sınırlı çalışma vardır. Yer gravite alanı ve bu alanın konumsal/zamansal değişimleri jeodezi ile diğer yer bilimleri arasında bağ kurabilecek, ortak çalışmalar gerçekleştirilebilecek uygulama alanlarından biridir. Jeodezi ile ilgilenen bilim insanları özellikle hidroloji, meteoroloji ve oşinografi alanında çalışan bilim insanlarına GRACE uydu verilerinden yararlanmaları konusunda öncülük etmeli, yukarıda sayılan çalışmaların ülkemizde de gerçekleştirilmesine destek olmalıdır.

KAYNAKLAR

- Abart, C.** 2005. Assessment of solution strategies for GRACE gravity field processing, *MSc Thesis*, Graz University of Technology, Austria.
- Bettadpur, S.** 2007a. UTCSR Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0004, **GRACE 327-742 (CSR-GR-03-03)**, UTCSR, USA.
- Bettadpur, S.** 2007b. Gravity Recovery and Climate Experiment Product Specification Document, Revision 4.5, **GRACE 327-720 (CSR-GR-03-02)**, UTCSR, USA.
- Blewitt, G., and Clarke, P.** 2003. Inversion of Earth's changing shape to weigh sea level in static equilibrium with surface mass redistribution. *Journal of Geophysical Research*, **108(B6)**, 2311, doi:10.1029/2002JB002290.
- Carrère, L., and Lyard, F.** 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations, *Geophysical Research Letters*, **30(6)**, 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M., and Larnicol, G.** 2008. Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Global and Planetary Change*, **65**, 83-88.
- Chambers, D.P., Wahr, J., and Nerem, R.S.** 2004. Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE, *Geophysical Research Letters*, **31**, L13310, doi:10.1029/2004GL020461.
- Chambers, D.P.** 2006a. Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **111**, C03010, doi:10.1029/2005JC002914.
- Chambers, D.P.** 2006b. Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean, *Geophysical Research Letters*, **33**, L17603, doi:10.1029/2006GL027296.
- Chao, B.F.** 2005. On inversion for mass distribution from global (time-variable) gravity field, *Journal of Geodynamics*, **39**, 223-230.
- Chen, J.L., Wilson, C.R., Famiglietti, J.S., and Rodell, M.** 2005. Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B08408, doi:10.1029/2004JB003536.
- Chen, J.L., Wilson, C.R., and Seo, K.W.** 2006. Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations, *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06408, doi:10.1029/2005JB004064.

- Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Blankenship, D., and Young, D.** 2008. Antarctic regional ice loss from GRACE, *Earth and Planetary Science Letters*, **266**, 140–148.
- Cheng, M., and Tapley, B.D.** 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years, *Journal of Geophysical Research*, **109**, B09402, doi:10.1029/2004JB003028.
- Farrell, W.E.** 1972. Deformation of the Earth by surface loads, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **10**, 761-797.
- Fenoglio-Marc, L., Kusche, J., and Becker, M.** 2006. Mass variation in the Mediterranean Sea from GRACE and its validation by altimetry, steric and hydrologic fields, *Geophysical Research Letters*, **33**, L19606, doi:10.1029/2006GL026851.
- Flechtner, F.** 2007. Gravity Recovery and Climate Experiment AOD1B Product Description Document for Product Releases 01 to 04, Revision 3.1, **GRACE 327-750 (GR-GFZ-AOD-0001)**, GFZ, Germany.
- Fofonoff, P., and Millard, R.C.** 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, *UNESCO Technical Paper in Marine Science*, No. 44, Paris, France.
- Förste, C., Schmidt, R., Stubenvoll, R., Flechtner, F., Meyer, U., König, R., Neumayer, H., Biancale, R., Lemoine, J., Bruinsma, S., Loyer, S., Barthelmes, F., and Esselborn, S.** 2008. The GeoForschungsZentrum Potsdam/Groupe de Recherche de Geodesie Spatiale satellite-only and combined gravity field models: EIGEN-GL04S1 and EIGEN-GL04C, *Journal of Geodesy*, **82**, 331-346.
- Fu, L.L., and Cazenava, A.** 2001. Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, Academic Press, USA.
- Garcia, D.G., Chao, B.F., and Boy, J.P.** 2010. Steric and mass induced sea level variations in the Mediterranean Sea revisited, *Journal of Geophysical Research*, **115**, C12016, doi:10.1029/2009JC005928.
- Gill, A.E.** 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic, San Diego, California.
- Han, S.C., Shum, C.K., Jekeli, C., Kuo, C.Y., Wilson, C., and Seo, K.W.** 2005. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement, *Geophysical Journal International*, **163**, 18–25, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02756.
- Han, S.C., Shum, C.K., Bevis, M., and Ji, C.** 2006. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra Andaman earthquake, *Science*, **313**, 658-662.
- Heiskanen, W.A., and Moritz, H.** 1967. Physical Geodesy. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Ishii, M., Kimoto, M., Sakamoto, K., and Iwasaki, S.I.** 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses, *Journal of Oceanography*, **62**, 155-170.
- Jekeli, C.** 1981. Alternative methods to smooth the Earth's gravity field, *OSU report*, No. 327, The Ohio State University, USA.

- Jekeli, C.** 1999. The determination of gravitational potential differences from satellite-to-satellite tracking, *Celestial Mechanics and Dynamical Astromomy*, **75**, 85-101.
- Kaula, W.M.** 1966. Theory of Satellite Geodesy: Applications of Satellites to Geodesy. Blaisdell Publishing Company, Waltham, USA.
- Kusche, J., Schmidt, R., Petrovic, S., and Rietbroek, R.** 2009. Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model, *Journal of Geodesy*, **83**, 903–913, doi:10.1007/s00190-009-0308-3.
- Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G., Pavlis, N.K., Chinn, D.S., Cox, C.M., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Torrence, M.H., Wang, Y.M., Williamson, R.G., Pavlis, E.C., Rapp, R.H., and Olson, T.R.** 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96, *NASA Technical Paper, NASA/TP-1998-206861*, Greenbelt, Maryland, USA.
- Liu, X.** 2008. Global gravity field recovery from satellite-to-satellite tracking data with the acceleration approach, *PhD Thesis*, Delft University of Technology, Netherlands.
- Lombard, A., Garcia, D., Ramillien, G., Cazenave, A., Biancale, R., Lemoine, J.M., Flechtner, F., Schmidt, R., and Ishii, M.** 2007. Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and Jason-1 data, *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 194–202.
- Lyard, F., Lefèvre, F., Letellier, T., and Francis, O.** 2006. Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004, *Ocean Dynamics*, **56**, 394-415.
- McCarthy, D.D., and Petit, G.** 2003. IERS Conventions (2003), *IERS Technical Note, No. 32*, BKG, Frankfurt, Germany.
- Montenbruck, O., and Gill, E.** 2000. Satellite orbits: models, methods and applications. Springer Verlag, Heidelberg.
- Nerem, R.S., Leuliette, E., and Cazenave, A.** 2006. Present-day sea-level change: A review, *Comptes Rendus Geosciences*, **338**, 1077-1083.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., and 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.
- Rietbroek, R.** 2007. Validation of oceanic mass changes derived from GRACE gravimetry. A comparison with independent data from bottom pressure recorders in the Southern Ocean, *MSc Thesis*, Delft University of Technology, Netherlands.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., and Toll, D.** 2004. The Global Land Data Assimilation System, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85(3)**, 381–394.

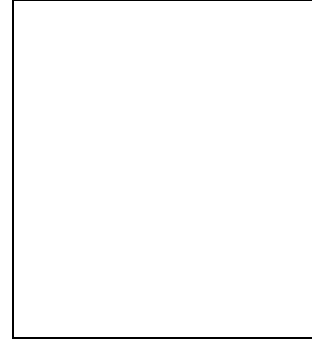
- Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J.S., Nigro, J., and Wilson, C.R.** 2006. Estimating ground water storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE, *Hydrogeology Journal*, **15(1)**, 159 – 166, doi:10.1007/s10040-006-0103-7.
- Seeber, G.** 1993. *Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications*. Walter de Gruyter, Berlin, Germany.
- Stammer, D., Wunsch, C., Fukumori, I., and Marshall, J.** 2002. State estimation in modern oceanographic research, *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **83(289)**, 294–295.
- Swenson, S., and Wahr, J.** 2002. Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity, *Journal of Geophysical Research*, **107(B9)**, 2193., doi:10.1029/2001JB000576.
- Swenson, S., and Wahr, J.** 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophysical Research Letters*, **33**, L08402, doi:10.1029/2005GL025285.
- Swenson, S., and Wahr, J.** 2007. Multi-sensor analysis of water storage variations of the Caspian Sea, *Geophysical Research Letters*, **34**, L16401, doi:10.1029/2007GL030733.
- Swenson, S., Chambers, D.P., and Wahr, J.** 2008. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B08410, doi:10.1029/2007JB005338.
- Syed, T.H., Famiglietti, J.S., Rodell, M., Chen, J., and Wilson, C.R.** 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, *Water Resources Research*, **44**, W02433, doi:10.1029/2006WR005779.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F., and Watkins, M.** 2004a. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, **305**, 503 – 505.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M., and Reigber, C.** 2004b. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results, *Geophysical Research Letters*, **31**, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.
- Tapley, B.D., and Reigber, C.** 2005. The GRACE Mission: Progress and Results, *presented at the 15th SeaSpace Remote Sensing Conference*, The University of Texas Center for Space Research, Austin, Texas, April 12-14.
- Tapley, B.D., Ries, J.C., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., and Wang, F.** 2005. GGM02 - An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, **79**, 467-478.
- Tomczak, M., and Godfrey, J.S.** 1994. *Regional oceanography: An introduction*, Pergamon, Oxford, UK.
- Torge, W.** 1989. *Gravimetry*. de Gruyter, Berlin, Germany.

- UNESCO** 1981. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Sea Water, *UNESCO Technical Paper in Marine Science*, **No. 38**, Paris, France.
- Wahr, J., Molenaar, M., and Bryan, F.** 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *Journal of Geophysical Research*, **103(B12)**, 30205-30229.
- Wahr, J., Swenson, S., and Velicogna, I.** 2006. Accuracy of GRACE mass estimates, *Geophysical Research Letters*, **33**, L06401, doi:10.1029/2005GL025305.
- Watkins, M.M., Gruber, T., and Bettadpur, S.** 2000. Science Data System Development Plan, Revision C, **GRACE 327-710**, JPL, USA.
- Willis, J.K., Chambers, D.P., and Nerem, R.S.** 2008. Assessing the globally averaged sea level budget on seasonal to interannual timescales, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C06015, doi:10.1029/2007JC004517.
- Url-1** <<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/GeodeticsGravity/>>, alındığı tarih 03.03.2010.
- Url-2** <<http://bgi.cnes.fr:8110/geoid-variations/RL02.html>>, alındığı tarih 02.03.2010.
- Url-3** <<http://lr.tudelft.nl/index.php?id=26424&L=1>>, alındığı tarih 02.03.2010.
- Url-4** <<http://grace.jpl.nasa.gov/data/gldas/>>, alındığı tarih 04.03.2010.
- Url-5** <<http://ldas.gsfc.nasa.gov/index.php>>, alındığı tarih 04.03.2010.
- Url-6** <<http://www.aviso.oceanobs.com>>, alındığı tarih 17.11.2010
- Url-7** <<http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml>>, alındığı tarih 17.11.2010
- Url-8** <<http://ias.dgfi.badw.de/>> alındığı tarih 17.11.2010
- Url-9** <<http://ecco.jpl.nasa.gov/las/servlets/dataset>> alındığı tarih 19.11.2010

EKLER

EK A.1 : MATLAB ortamında geliştirilen programlar (CD içerisinde)

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Mehmet SİMAV

Doğum Yeri ve Tarihi: Isparta, 1981

Adres: Harita Genel Komutanlığı, Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Dikimevi, Ankara

Lisans Üniversitesi: Kara Harp Okulu, Harita Yüksek Teknik Okulu

Yayın Listesi:

- **Simav, M.**, Yıldız, H., Türkezer, A., Lenk, O., Özsoy, E., 2011. Sea level variability at Antalya and Menteş tide gauges in Turkey: atmospheric, steric and land motion contributions, *Studia Geophysica et Geodaetica*, **56**, 215-230.
- Kılıçoğlu, A., Direnç, A., Yıldız, H., Bölme, M., Aktuğ, B., **Simav, M.**, Lenk, O., 2011. Regional gravimetric quasi-geoid model and transformation surface to national height system for Turkey (THG-09), *Studia Geophysica et Geodaetica*, **55**, 557-578.
- **Simav, M.**, Türkezer, A., Sezen, E., Akyol, S., İnam, M., Cingöz, A., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., 2011. Türkiye Ulusal Deniz Seviyesi İzleme Ağı Veri Kalite Kontrol ve Yönetim Sistemi, *Harita Dergisi*, **145**, 15-28.
- Kılıçoğlu, A., Akçakaya, M., Lenk, O., Direnç, A., **Simav, M.**, Yıldız, H., Aktuğ, B., Türkezer, A., Göçer, C., Paslı, E., 2011. Türkiye İzostatik Gravite Anomali Haritası, *Harita Dergisi*, **144**, 1-19.
- Yıldız, H., Andersen, O.B., **Simav, M.**, Kılıçoğlu, A., Lenk, O., 2010. Black Sea Annual And Inter-annual Water Mass Variations from Space, *Journal of Geodesy*, **85(2)**, 119-127.
- Yıldız, H., Andersen, O.B., Kılıçoğlu, A., **Simav, M.**, Lenk, O., 2009. Leakage Effects of Land Hydrology on the GRACE Derived Water Mass Estimates for the Black Sea, *Geophysical Research Abstracts*, **11**, EGU2009-5241-4.
- Kılıçoğlu, A., Direnç, A., **Simav, M.**, Lenk, O., Aktuğ, B., Yıldız, H., 2009. Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 in Turkey, *Newton's Bulletin*, **4**, Special Issue: External Quality Evaluation Reports of EGM08, pp-164.
- Yıldız, H., **Simav, M.**, Sezen, E., Cingöz, A., Kılıçoğlu, A., 2008. Sea Level Trends Along the Western Coasts of Anatolia from Tide Gauge, Satellite Altimetry, GPS and Levelling Data, *Geophysical Research Abstracts*, **10**, EGU2008-A-08412.
- Yıldız, H., Andersen, O.B., Kılıçoğlu, A., **Simav, M.**, Lenk, O., 2008. Sea level variations in the Black Sea for 1993-2007 period from GRACE, altimetry and tide gauge data, *Geophysical Research Abstracts*, **10**, EGU2008-A-08684.

- **Simav, M.**, Yıldız, H., Arslan, E., 2008. Doğu Akdeniz’de Uydu Altimetre Verileri ile Deniz Seviyesi Değişimlerinin Araştırılması, *Harita Dergisi*, **139**, 1-31.
- Simav, Ö., Demir, C., **Simav, M.**, Yıldız, H., 2006. Sabit GPS İstasyonları Koordinat Zaman Serilerinin Analizi, *Harita Dergisi*, **136**, 1-15.