



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

SU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN FARKLI
UYDU VE MODEL VERİLERİ İLE
BELİRLENMESİ

Miray Nil ATLI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs-2022
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Miray Nil ATLI tarafından hazırlanan “SU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN FARKLI UYDU VE MODEL VERİLERİ İLE BELİRLENMESİ” adlı tez çalışması 18/05/2022 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Harita Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Başkan

Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ

Danışman

Doç. Dr. Serkan DOĞANALP

Üye

Prof. Dr. Mustafa YILMAZ

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Saadettin Erhan KESEN
Enstitü Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

Miray Nil ATLI

Tarih: 18/05/2022

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SU KÜTLE DEĞİŞİMLERİNİN FARKLI UYDU VE MODEL VERİLERİ İLE BELİRLENMESİ

Miray Nil ATLI

Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Serkan DOĞANALP

2022, 121 Sayfa

Jüri
Doç. Dr. Serkan DOĞANALP
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Prof. Dr. Mustafa YILMAZ

Özellikle son yıllarda etkisini daha çok hissettiren küresel ısınma ve iklim değişikliğinin takipçisi olan GRACE/GRACE-FO uyduları sayesinde, yeryuvarında gerçekleşmekte olan gravite değişimleri hakkında veriler elde edilmektedir. 2002 yılından bu zamana kadar uzun bir zamansal değişim sürecini sunmakta olan bu uydular temelde üç veri grubu yayınlamaktadır. Farklı veri merkezleri aracılığı ile erişimi sağlanan bu veri gruplarından, jeopotansiyel değişimlerin gözlemlenmesi Seviye-2 veri grubu ile sağlanmaktadır. Ancak Seviye-2 verileri jeopotansiyel değişim hesaplamalarında doğrudan kullanılamamaktadır. Uzun dönemli aylık zamansal serilerin ortalamalarının farkından elde edilen bir model yardımıyla veya statik modeller yardımıyla hesaplamalar yapılabilmektedir. Seviye-2 verileri harmonik katsayılar şeklinde yayınlanmaktadır. Harmonik katsayıların yüksek dereceli olanlarından kaynaklı olan hataların giderilmesi içinse farklı filtreleme teknikleri kullanılmaktadır. Gauss ve DDK filtreleri ise bu teknikler arasında yer almaktadır. Çalışma kapsamında GRACE/GRACE-FO uydularından elde edilen Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin çözümleri hem DDK filtreleri hem de Gauss filtre tekniği uygulanarak kullanılmıştır. Ayrıca GRACE/GRACE-FO' dan elde edilen verilerin C_{20} katsayısında fark edilen anormallikler sonucu SLR'den alınan C_{20} katsayıları ile GRACE/GRACE-FO' dan elde edilen C_{20} katsayıları değiştirilmiştir. Ek olarak GSM verilerine oşinografik arka plan modeli olan GAD modeli eklenmiştir. Çalışmanın sonucunda ise birden fazla veri merkezleri tarafından sağlanan Seviye-2 verilerine farklı filtreleme teknikleri uygulanarak eş değer su kalınlığı, jeoit yüksekliği ve gravite değişimleri global ve bölgesel konumlarda incelenmiştir. Bölgesel olarak çalışma alanları Türkiye ve Grönland olarak seçilmiştir.

Anahtar Kelimeler: DDK filtreleri, eş değer su kalınlığı, gauss filtresi, GRACE, GRACE-FO, gravite değişimleri, jeoit yüksekliği değişimi, jeopotansiyel değişim

ABSTRACT

MS THESIS

DETERMINATION OF WATER MASS CHANGES WITH DIFFERENT SATELLITE AND MODEL DATA

Miray Nil ATLI

**Konya Technical University
Institute of Graduate Studies
Department of Geomatics Engineering**

Advisor: Assoc. Prof. Dr. Serkan DOĞANALP

2022, 121 Pages

**Jury
Assoc. Prof. Dr. Serkan DOĞANALP
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Prof. Dr. Mustafa YILMAZ**

The GRACE/GRACE-FO satellites, which are used to monitor global warming and climate change, which have been particularly noticeable in recent years, provide data on the gravity changes occurring in the world. These satellites, which have been broadcasting three data sets since 2002 and undergoing a protracted temporal change process, fundamentally broadcast three data sets. The Level-2 data group allows for observing geopotential changes from these data groups, which are accessed through various data centers. Level-2 data, on the other hand, cannot be directly utilized in geopotential change calculations. Calculations can be performed using either a model derived from the difference in the averages of long-term monthly temporal series or static models. Level-2 data is broadcast as harmonic coefficients. Various techniques could be preferred to reduce errors caused by higher-order harmonic coefficients. Gaussian and DDK filters are among these techniques. Within the scope of the study, the solutions of Level-2 Version-06 data obtained from GRACE/GRACE-FO satellites were used by applying both DDK filters and the Gaussian filter technique. In addition, as a result of the anomalies noticed in the C_{20} coefficient of the data obtained from GRACE/GRACE-FO, the C_{20} coefficients obtained from the SLR and the C_{20} coefficients obtained from the GRACE/GRACE-FO were changed. In addition, the oceanographic background model, the GAD model, was added to the GSM data. As a result of the study, the equivalent water thickness, geoid height, and gravity changes were examined in global and regional locations by applying different filtering techniques to Level-2 data provided by more than one data center. Regionally, the study areas were chosen as Turkey and Greenland.

Keywords: DDK filters, Equivalent water thickness (EWT), Gaussian filter, GRACE, GRACE-FO, Gravity differences, Geoid height differences, Geopotential change

ÖNSÖZ

Tez çalışmam süresince, konu seçiminde ve çalışmalarım konusunda fikirlerime her zaman değer veren, bilgi ve desteğini benden esirgemeyen danışman hocam Sayın Doç. Dr. Serkan DOĞANALP'e teşekkürü borç bilirim. Ayrıca bu süreçte her zaman yanımda olan, her konuda beni cesaretlendiren ve desteklerini benden asla esirgemeyen sevgili aileme teşekkür ederim.

Miray Nil ATLI
KONYA-2022



İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
SİMGELER VE KISALTMALAR	ix
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	10
3.1 Çekim Kuvveti ve Potansiyel Kavramı	10
3.1.1 Çekim kuvveti ve çekim ivmesi.....	10
3.1.2 Çekim kuvvetinin vektörel ifadesi	11
3.1.3 Çekim potansiyeli	12
3.1.4 Dolu bir cismin çekim kuvveti ve potansiyeli	14
3.2 Laplace Denklemi ve Harmonik Fonksiyon	15
3.3 Harmonik Açınım	15
3.3.1 Yüzey harmonik fonksiyonu ve harmonik açınımın anlamı.....	18
3.4 Gravite Kuvveti ve Potansiyeli	19
3.5 Bozucu Potansiyel.....	22
3.6 Çekim Potansiyelinin ve Bozucu Potansiyelin Küre Harmoniklere Açınımı	25
3.7 GRACE, GRACE-FO Uydu Sistemleri.....	26
3.8 GRACE, GRACE-FO Yerçekimi Ölçüm Sistemi	31
3.9 GRACE, GRACE-FO Veri Sistemi.....	33
3.9.1 Seviye-2 veri formatı	34
3.10 Seviye-2 Verileri ve Jeopotansiyel Değişimler	37
3.11 Eşdeğer Su Kalınlığı Değişimi	39
3.12 Jeoit Yüksekliği Değişimi.....	42
3.13 Gravite Değişimleri.....	43
3.14 Harmonik Katsayıların Filtrelenmesi.....	44
3.14.1 Gauss yumuşatma filtresi.....	44
3.14.2 DDK filtreleri.....	46
4. SAYISAL UYGULAMA	48
4.1 Uygulamanın Amaç ve Kapsamı	48
4.2 Uygulamada Kullanılan Veriler ve Verilerin Değerlendirilmesi.....	50
4.2.1 Uygulamada kullanılan Seviye-2 Sürüm-06 verisi.....	50
4.2.2 Düşük dereceli potansiyel katsayılar ve C20 katsayısının değişimi.....	51
4.2.3 GAD arka plan model verisinin çözümlere eklenmesi	53
4.2.4 Seviye-2 verisinin değerlendirme işlem adımları	53

5. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA.....	55
5.1 Yıllık Ortalama Modelden Elde Edilen Değişimler	55
5.1.1 Farklı veri merkezleri ve filtreleme tekniklerinin karşılaştırılması	55
5.1.2 Eş değer su kalınlığı değişimi (EWT).....	64
5.1.3 Jeoit yüksekliği, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimleri.....	74
5.2 Aylık Ortalama Modelden Elde Edilen Değişimler.....	94
5.2.1 Global ölçekte eş değer su kütle değişimleri	94
5.2.2 Global ölçekte jeoit yüksekliği değişimleri	103
5.2.3 Bölgesel ölçekte eş değer su kütle değişimleri	107
5.2.4 Deprem ve eş değer su kütle değişimleri	111
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	115
KAYNAKLAR	118



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

a	: Referans elipsoidinin büyük yarı eksen
A_{nm} ve B_{nm}	: Harmonik katsayılar
C_{nm} ve S_{nm}	: Küre harmonik katsayıları
$\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$	: Modeldeki tam normalleştirilmiş harmonik katsayılar
C_{nm}^U ve S_{nm}^U	: Normal gravite potansiyelinin çekim kısmına ilişkin harmonik katsayıları
dv	: Bir cismin diferansiyel anlamda hacmi
dM	: Bir cismin diferansiyel anlamda kütlesi
f	: Serbestlik derecesi
F	: Çekim kuvveti
F_c	: Merkezkaç kuvveti
$\mathbf{F}$	: Çekim kuvveti vektörü
$\mathbf{g}$	: Gravite vektörü-gravite ivmesi
G	: Evrensel çekim sabiti
GM_y	: Jeosentrik çekim sabiti
h	: Elipsoidal yükseklik
k_n	: n derecesine bağlı Love yükleme sayısı
$L_{nm}(\cos\vartheta)$	: Legendre fonksiyonu
M	: Cismin kütlesi
m	: Harmonik katsayı sırası
M_y	: Yeryuvarının kütlesi
n	: Harmonik katsayı derecesi
n_{max}	: Maksimum harmonik katsayı derecesi
N	: Jeoit yüksekliği
p	: Yeryuvarı dönme eksenini ile yeryuvarı üzerindeki bir nokta arasındaki uzaklık
$P_{nm}(\cos\vartheta)$	: Legendre fonksiyonu
r	: Yarıçap uzunluğu
R	: Gauss filtresinin boyutu (yumuşatma yarıçapı)
T	: Bozucu potansiyel
U	: Normal gravite potansiyeli
V	: Çekim potansiyeli
V_c	: Merkezkaç potansiyeli
$Y_n(\vartheta, \lambda)$	: Küresel yüzey harmonikleri (yüzey harmonik fonksiyonları)
W	: Gravite potansiyeli
W_n	: Gauss-ağırlık fonksiyonu
W_n^*	: n derecesine bağlı ağırlık fonksiyonu
δC_{nm} ve δS_{nm}	: C_{nm} ile C_{nm}^U ve S_{nm} ile S_{nm}^U katsayıları arasındaki farklar
δg	: Gravite bozukluğu
Δ	: Laplace operatörü
$\Delta \check{C}_{nm}$ ve $\Delta \check{S}_{nm}$	: Yüzey yoğunluk katsayı değişimleri
ΔC_{nm} ve ΔS_{nm}	: Modeller arasındaki küre harmonik katsayı değişimleri
ΔC_{nm}^* ve ΔS_{nm}^*	: Korelasyon etkisi giderilmiş harmonik katsayı değişimi
Δe	: Eşdeğer su kalınlığındaki değişim (EWT değişimi)
Δg	: Gravite anomalisi

ΔN	: Jeoit yüksekliği değişimi
ΔT	: Bozucu potansiyel değişimi
$\Delta Y_n(\vartheta, \lambda)$	: Yüzey harmoniği değişimi
$\Delta \bar{Y}_n(\vartheta, \lambda)$	: Ölçeklendirilmiş yüzey harmoniği değişimi
$\Delta \delta g$	: Gravite bozukluğu değişimi
$\Delta \Delta g$	: Gravite anomalisi değişimi
$\Delta \sigma$	: Yüzey kütle yoğunluğu değişimi
γ	: Normal gravite deđerı
ϑ	: Kutup uzaklığı
λ	: Jeosentrik boylam
ω	: Açısal hız
ρ	: Yoğunluk (p_{ave} : Yeryuvarı ortalama yoğunluğu, : p_w Suyun yoğunluğu)
Ψ	: Çözünürlük
τ	: Çeken ve çekilen kitleler arasındaki uzaklık
ν	: Aylık periyot sayısı

Kısaltmalar

ACC	: Accelerometer
AOD1B	: Atmosphere and Ocean De-aliasing Level-1B
CSR	: Center for Space Research
CNES	: Centre National d'Études Spatiales
DDK	: Decorrelation Filter
DLR	: Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt
DMT-1	: DEOS Mass Transport Model Release 1
ECCO	: Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
EIGEN	: European Improved Gravity Model of the Earth by New Technicus
EWT	: Equivalent Water Thickness (Eşdeğer Su Kalınlığı)
FES2014	: Finite Element Solutions 2014
GFZ	: GeoForschungsZentrum
GGM	: Global Geopotential Model
GLDAS	: Global Land Data Assimilation System
GOCE	: Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer
GPS	: Global Positioning System
GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment
GRACE-FO	: Gravity Recovery and Climate Experiment Follow On
GRGS	: Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale
GSFC	: Goddard Space Flight Center
GSM	: GRACE Satellite-Only Model
hl-SST	: high low-Satellite to Satellite Tracking
ICGEM	: International Centre for Global Earth Models
IMU	: Inertial Measurement Unit
ISDC	: International Security and Development Center
JPL	: Jet Propulsion Laboratory
KBR	: K-Band Range
L2	: Level-2
LEO	: Low Earth Orbiter
ll-SST	: low low-Satellite to Satellite Tracking
LRI	: Laser Ranging Interferometer
Mascon	: Mass Concentration
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
PODAAC	: Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
RDC	: Research Data Center
SCA	: Star Cameras
SDS	: Science Data System
SLR	: Satellite Laser Ranging
SST	: Satellite to Satellite Tracking
UTCSR	: University of Texas Center for Space Research
WGHM	: WaterGAP (Water Global Assessment and Prognosis) Global Hydrological Model

1. GİRİŞ

Her geçen gün etkilerini çok daha fazla hissettiğimiz iklim değişikliğine sebep olan faktörlerin belirlenebilmesi ve gelecek için kestirimler yapılabilmesi amacıyla, disiplinler arası çalışmalarda özellikle son yıllarda artış görülmektedir. Küresel ısınmanın ve iklim değişikliğinin en belirgin sonuçlarından birisi de su kütle değişimleridir. Bu değişimler günlük olarak kısa süreli veya yıllarca sürebilen uzun süreli değişimler olabilmektedir. Uzun süreli değişimler daha çok su kolonlarında gerçekleşen yoğunluk ve kütle değişimleri ile gerçekleşmektedir (Nerem ve ark 2006).

Uydu programlarının ilerlemesi ve uydularla olan çalışmaların artması sayesinde yeryüvarı üzerinde gerçekleşen değişimler, birden çok veri kaynağı aracılığıyla ve yüksek doğrulukla izlenebilmektedir. Yeryuvarının gravite alanındaki değişimleri incelemek amaçlı, 2002 yılında göreve başlayan GRACE ikiz uyduları sayesinde gravite alanının zamansal değişimleri hakkında yüksek doğrulukta veriler elde edilmektedir. 500 km yükseklikteki yörüngeye yerleştirilen LEO (Low Earth Orbiter) GRACE uyduları, kullanıcılara gravite bilgisine dayalı temelde üç veri grubu sunmaktadır (Seviye-1, Seviye-2, Seviye-3). GRACE ikiz uydularının görev süreleri 2017 yılında sona ermekle beraber hemen ardından 2018 yılında yörüngeye yerleştirilen GRACE-FO, GRACE 'in görevlerini kaldığı yerden devam ettirmektedir. Yeryuvarının gravite alanında gerçekleşen zamansal değişimlerin incelenmesi için GRACE ve GRACE-FO uydularının Seviye-2 verileri kullanılmaktadır. Ancak GRACE uydusu görev süresi boyunca da belirli aralıklarla güncellenen Seviye-2 sürümleri, GRACE-FO uydusu için en güncel hali 'Sürüm-06' olarak kullanıma sunulmaktadır.

GRACE/GRACE-FO Seviye-2 aylık çözümleri, küresel harmonik katsayılar cinsinden yayınlanmaktadır. Ancak bu harmonik katsayılar, jeopotansiyel değişimlerin hesaplamalarında doğrudan kullanılamazlar. Uzun dönemli ortalamalardan oluşturulan bir model veya statik modeller yardımıyla model bazlı hatalar giderilerek hesaplamalar yapılabilir. GRACE/GRACE-FO ile yapılan çalışmalarda, 2002 yılından günümüze uzun dönemli bir zaman serisi olduğu için çoğunlukla ortalama bir model oluşturularak hesaplamalar yapılmaktadır. Bahsedilen modellerin kullanılması katsayılar üzerindeki hata etkilerini tam olarak ortadan kaldıramamaktadır. Bu hatalardan dolayı yüksek dereceli katsayılarda görülen gürültünün azaltılması gerekmektedir. Bu amaçla kullanılan çeşitli filtre yöntemleri bulunmaktadır. Yalnız harmonik dereceye bağlı olan izotropik yöntem, hem harmonik dereceye hem de sıralamaya bağlı olan anizotropik

yöntem, sinyal ve ölçü hatalarının varyanslarına bağlı optimal filtre yöntemleri bu yöntemlere örnek verilmektedir (Swenson ve Wahr 2002, Seo ve Wilson 2005). GRACE/GRACE-FO uygulamalarında en çok kullanılan yöntem ise izotropik bir yöntem olan Gauss yumuşatma filtresidir. Gauss filtresinin bir dezavantajı yüksek çözünürlük isteyen bölgesel çalışmalarda yetersiz kalmasıdır. Kısa dalga boyundaki bilginin korunabilmesi için yumuşatma yarıçapının küçük tutulması durumunda, ilgili konumsal bölgede genellikle kuzey-güney hattında sistematik olarak şeritler görülmektedir. Bunun nedeni ise harmonik katsayılar arasında oluşan korelasyonlardır (Swenson ve Wahr 2002). Bu etkileri gidermek amaçlı filtrenin yarıçapı artırılabilir. Filtre yarıçapının artırılması durumunda ise sinyalde ve çözünürlükte kayıplar yaşanacaktır. Bu durumları engellemek için ek olarak korelasyon etkisi giderici filtre teknikleri de uygulanabilir. Bu amaç doğrultusunda geliştirilmiş olan yöntemler arasında DDK filtreleme yöntemi en çok tercih edilen yöntemlerdendir.

DDK filtreleme yöntemleri veri merkezleri tarafından kullanıcılara sunulmaktadır. 1'den 8'e kadar farklı yarıçaplarda yayınlanan DDK filtreleri için ekstra yumuşatma veya korelasyon giderici işlemlere gerek duyulmamaktadır. Yukarıda da bahsedildiği üzere filtre yarıçapı ile çözünürlük ters orantılıdır. Yani yarıçap arttıkça çözünürlük düşmektedir. GRACE/GRACE-FO ile yapılan çalışmalar doğrultusunda kesin bir filtre yönteminden bahsedilmemektedir. Kullanıcının çalıştığı ilgili alana göre tercih edilen filtreler farklılık gösterebilmektedir. Filtre seçimindeki en önemli amaç, jeopotansiyel değişimlerde çözünürlüğün ve sinyalin kaybolmadan diğer hataların en az seviyeye indirilmeye çalışılmasıdır.

Bu çalışmanın amacı, her geçen yıl artmakta olan küresel ısınma ve iklim değişikliği sebebiyle değişim göstermeye devam eden yeryuvarının gravite alanını, yani eşdeğer su kütle değişimlerini, jeoit yüksekliği değişimlerini ve gravite değişimlerini GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verileri yardımıyla izlemek ve geleceğe yönelik kestirim için yardımcı olacak veriler elde etmektir. Çalışma kapsamında üç farklı veri merkezinden alınan Seviye-2 verileri kullanılmış olup filtreleme tekniği olarak Gauss ve DDK yöntemleri seçilmiştir. Seviye-2 verilerinin çözümleri hem global hem de bölgesel olarak incelenmiştir. Bölgesel olarak çalışılan konumlar, Türkiye ve Grönland olarak seçilmiştir. Özellikle Grönland'da gözlemlenen değişimler küresel ısınmanın etkilerinin yoğun bir şekilde hissedildiğini göstermektedir. Dünya üzerindeki su ve buz kütlelerinin hareketleri yerçekimini de etkilemektedir. Yoğun bir buzul kütle kaybı o bölgedeki yerçekiminin düşmesine sebep olacaktır. Yerçekiminin azalması ile eriyen

buzullardaki sular yerçekimi etkisinin daha fazla olduğu bölgelere doğru dağılmaktadır. Böylece buzul kütle kaybının olduğu bölgelerde su seviyelerinde azalma görülmektedir.

Bahsedilen tüm bu amaçlara yönelik olarak tez akışı şu şekildedir:

- Materyal ve metot bölümünde, fiziksel yeryüzünün gravite alanı, gravite kuvveti ve potansiyeli, bozucu gravite, bozucu gravite potansiyeli ve harmonik açınımlardan bahsedilmektedir. Yine aynı bölümün devamında gravite alanında gerçekleşen zamansal değişimlerin GRACE/GRACE-FO uyduları ile izlenerek aylık Seviye-2 Sürüm-06 çözümleri kullanılarak, eş değer su kütle değişimleri, jeoit yüksekliği değişimleri ve gravite değişimlerinin harmonik açınım eşitlikleri verilmiştir. Ayrıca kullanılan filtreleme yöntemlerinden de bahsedilmektedir.
- Uygulama bölümünde ise sayısal uygulama kısmı anlatılmış olup tezin amaç ve kapsamından ayrıntılı şekilde bahsedilmiştir. SLR'den elde edilen C_{20} katsayıları ile GRACE/GRACE-FO C_{20} katsayılarının değişimi açıklanmıştır. Ayrıca oşinografik arka plan modeli olan GAD açıklanmış olup Seviye-2 çözümlerine eklenmesinden bahsedilmiştir. Uygulamada kullanılan verilerin özellikleri ve işlem adımları gösterilmiştir.
- Sonuç bölümünde, GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden elde edilen çözümler, araştırma sonuçları olarak haritalandırılarak incelenmiş ve yorumlanmıştır.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Schmidt ve arkadaşları (2006) yapmış oldukları araştırmada, GRACE uydu verilerinden aylık olarak yer gravite alanının analizlerinin gerçekleştirilebilir olduğunu ortaya koymuşlardır. GRACE gözlemleri, yani zamansal yerçekimi değişimlerinden elde edilen kütle değişkenliği, hidrolojik modeller tarafından tahmin edilen su kütlesi yeniden dağılımı ile karşılaştırıldığında, ortalama 750 km'lik bir yarıçapla filtrelendiğinde, dünyanın en büyük nehir havzalarından üretilen hidrolojik verilerle uyumlu olduğu belirlenmiştir. Analizler, Nisan 2002 ile Mayıs 2003 arasındaki dönemde 3 ve 6 aylık aralıklarla yerçekimi ve kıtasal su kütlesi dağılımındaki farklılıklara dayanmaktadır. Bir aydan diğerine bir arka plan modeline dayalı eşdeğer su kalınlığının yaklaşık 35 mm' lik değişim gösterdiği (seçilen filtreye göre) görülmektedir. GRACE aylık çözümlerindeki 3 ve 6 aylık farklar, kıtalar üzerindeki eşdeğer su kalınlığının değişimlerinde 400 mm' lik tepe değerlerle yaklaşık 75 mm' lik bir saçılma sinyali ortaya koymuştur. Bu bilgi, belirsizlik seviyesinin çok üzerinde ve tahmin edilenden yaklaşık %50 daha büyük olarak tespit edilmiştir (Schmidt ve ark 2006).

Velicogna ve Wahr 2006 yılında yapmış oldukları yerçekimi araştırmasında, Nisan 2002'den Nisan 2006'ya kadar GRACE uydu verilerine dayalı Grönland buz kütlesi kaybının deniz seviyesi değişikliğine etkisini bağımsız bir tahminin sağlamak için kullanmışlardır. $248 \pm 36 \text{ km}^3 / \text{yıl}^{-1}$ buz kütlesi kaybı tespit etmişlerdir. Tespit edilen miktar da küresel deniz seviyesindeki $0.5 \pm 0.1 \text{ mm} / \text{yıllık}^{-1}$ artışa eşit olduğunu belirtmişlerdir. Buz kaybı oranının, Nisan 2002 ile Nisan 2004 ve Mayıs 2004 ile Nisan 2006 arasındaki dönemler arasında % 250 arttığını ortaya koymuşlardır (Velicogna ve Wahr 2006).

Wahr 2007 yılında yapmış olduğu çalışmasında, zamanla değişen uydu gravite ölçümlerini yorumlamak için kullanılan gözlemsel ve teorik çerçeveyi özetlemiş ve bu teknik çerçevesinde gelişen jeofizik uygulamalarından bazılarını gözden geçirmektedir. Çalışmada sunulan rakamlar, çalışmanın yapıldığı tarihte mevcut olan GRACE yerçekimi alanları kullanılarak hesaplanmıştır. İşleme yöntemlerinin olgunlaşmasıyla ve arka plan jeofizik modellerinin daha iyi hale gelmesiyle, alanların gelişmeye devam edeceği öngörülmüştür. Ek olarak, GRACE zaman serisi uzadıkça farklı jeofizik sinyalleri ayırmak daha kolay hale gelecektir. Yani, yalnızca uzun bir zaman serisi ile çok yıllık değişkenlik yardımıyla gerçek seküler sinyaller arasında net bir şekilde ayırım yapmak mümkün olacaktır öngörüler de çalışmada sunulmuştur (Wahr 2007).

van den Broeke ve arkadaşları 2009 senesinde gerçekleştirdikleri çalışmalarında, 2000–2008 yılları arasında yaklaşık 1500 gigatonluk toplam kütle kaybının olduğunu ve bu değerin yılda 0.46 mm küresel deniz seviyesi yükselmesine eşdeğer olduğunu belirtmişlerdir. Yüzey süreçleri (akış ve yağış) ve buz dinamikleri arasında eşit olarak bölündüğünü belirterek artan kar yağışı ve yeniden donmanın hafifletici etkilerinin olmaması durumunda, 1996 sonrası Grönland buz tabakası kütle kayıplarının %100 daha yüksek olacağını belirtmişlerdir. 2006'dan 2009'a, yüksek yaz erime oranları, Grönland buz tabakası kütle kaybını yılda 273 gigaton'a çıkarmış olduğunu yani yılda 0.75 mm eşdeğer deniz seviyesi yükselmesi anlamına geldiğini tespit etmişlerdir (van den Broeke ve ark 2009).

Cazenave ve Chen 2010 yılında yaptıkları derlemede, GRACE' in küresel su döngüsü ve arazi hidrolojisi, kutup buz tabakalarının ve dağ buzullarının kütle dengesi, okyanus kütlesi deniz seviyesi değişimi ve katı dünya jeofiziği gibi bir dizi alanı temelde nasıl zenginleştirdiğini göstermek için örnekler sunmuştur. Araştırmanın en son ve önemli bilgisi, Gradyometre teknolojisine dayalı yeni bir yerçekimi görevi, Gravity Field ve Steady-State Ocean Circulation Explorer (GOCE) hakkındadır. Avrupa Uzay Ajansı tarafından başlatılan (Mart 2009) GOCE' nin amacı, statik gravite alanını (jeoit yüksekliğinde birkaç cm) ve mekânsal çözünürlükle (~100 km) ölçmektir. Oşinografi ve jeofizikte büyük uygulamalar beklenmiştir. GOCE' den jeoit kesinliğinde beklenen en büyük gelişme, dinamik okyanus topografyasının (uydu altimetresi ile birleştirildiğinde) doğru bir şekilde belirlenmesi ve buna bağlı olarak okyanus sirkülasyonunun gelişmiş ölçümlerinin yapılması olmuştur. GOCE' un ayrıca kıtasal alanlar üzerinde yüksek çözünürlüklü gravite verileri sağlayarak kıtasal litosfer yapısı ve manto konveksiyonu ile ilgili yeni araştırma fırsatları sunması beklenmektedir. Alçak yörünge yüksekliği nedeniyle (~250 km, gerekli uzamsal çözünürlüğü sağlamak için), GOCE uydusunun ömrü sınırlıdır. Bu nedenle GOCE zamana bağlı gravite çalışmaları için uygun olmayacaktır. Bununla birlikte, GOCE ve GRACE verilerinin kombinasyonu, GRACE tipi gözlemlerin devam edebilmesi koşuluyla, uzun vadeli küresel yerçekimi alanı değişiminin daha doğru belirlenmesine izin verecektir. GRACE, yerçekimi alanının sürekli izlenmesinin, gezegenimizin doğal veya insan kaynaklı süreçlerle nasıl değiştiğine dair temel bir anlayış sağladığını göstermiştir (Cazenave ve Chen 2010).

Llovel ve arkadaşları 2010 yılında yaptıkları çalışmada, yıldan yıla değişkenliğe odaklanmıştır ve eşdeğer su seviyesinin zaman serilerinde ifade edilen toplam kara suyu depolama zaman serilerini oluşturmuştur. Belirlenen yedi yıllık zaman aralığında

ayarlanan toplam su depolamasındaki kısa vadeli eğilim pozitifdir ve $80.6 \pm 15.7 \text{ km}^3$ veri/yıl (net su depolama fazlalığı) olarak hesaplanmıştır. Olumlu katkının çoğu Amazon ve Sibirya havzalarından (Lena ve Yenisei) kaynaklanmaktadır, bunu Zambezi, Orinoco ve Ob havzaları izlemektedir. En büyük olumsuz katkılar (su eksikliği) ise Mississippi, Ganj, Brahmaputra, Aral, Fırat, İndus ve Parana'dan gelmektedir. Eşdeğer deniz seviyesi cinsinden ifade edildiğinde, 2002–2009 arasındaki toplam su hacmi değişimi, deniz seviyesine $-0.22 \pm 0.05 \text{ mm/yıl}$ lık küçük bir negatif farka yol açmaktadır. Her havza için zaman serileri, yıldan yıla değişkenliğin baskın olduğunu, dolayısıyla bu çalışmada tahmin edilen değerlerin uzun vadeli bir eğilimi temsil ettiği düşünülemeyeceğini açıkça göstermiştir. Ayrıca, toplam kara suyu depolamasının yıllar arası değişkenliğini (incelenen zaman aralığı boyunca ortalama eğilimi ortadan kaldırarak) deniz seviyesindeki (termal genişleme için düzeltilmiş) yıllar arası değişkenliği ile karşılaştırmıştır. Sonuç olarak korelasyon ~ 0.6 bulunmuştur. Bu nedenle, küresel ortalama deniz seviyesinin yıllar arası değişkenliğinin en azından bir kısmı, karada su depolama dalgalanmalarına bağlanmıştır (Llovel ve ark 2010).

Atayer ve Aydın (2012), çalışmada GRACE uydu sisteminin L2 (Seviye-2) verisi içindeki tam normalleştirilmiş harmonik katsayılardan ve standart sapmalardan bahsedilip, bu harmonik katsayılar sayesinde yer sistemindeki kütle değişimlerinin izlenebilmesine değinilmiştir. Bunun için çözümler içindeki sistematik hataların giderilmesi gerektiği de vurgulanmıştır. Bu hataların giderilmesi için çeşitli filtre yöntemlerinin olduğu ancak en bilinenin Gauss filtresi olduğu belirtilmiştir. Çalışma Chambers (2006) tarafından uygulanan bir yöntem ele alınarak yapılmıştır. Uygulamalarda UTCSR (University of Texas at Austin Center for Space Research) veri merkezinden alınan 2003–2010 yıl aralığına ait aylık L2 verisi kullanılmıştır. Katsayılara ise 7. Dereceden polinom ve farklı yumuşatma yarıçaplarına sahip Gauss filtreleri uygulanmış olup değişimler incelenmiştir. Ayrıca DDK filtreleme tekniği de kullanılarak çıkan sonuçlar karşılaştırılmıştır. Yapılan çalışmada yıllık EWT değişimlerinin yanı sıra jeoit yüksekliği ve gravite değişimleri, hız kestirimlerine de yer verilmiştir. Son olarak deprem olan bir bölge seçilerek o bölgede ki EWT değişimine de bakılmıştır (Atayer ve Aydın 2012).

Simav (2012), çalışmasını doktora tezi ile tamamlamış olup çalışma alanı olarak Akdeniz'i belirlemiştir. Veri seti olarak Altimetre, sterik, altimetre-sterik, GRACE-kara hidroloji olarak 4 set kullanmıştır. Altimetre veri kaynağı olarak Jason-1 ve ENVISAT uyduları seçilmiştir. Sterik değişimler için veri kaynağı olarak ECCO/JPL okyanus

modeli kullanılmıştır. Altimetre-Sterik kombinasyonunda ise Jason1-ECCO/JPL ve ENVISAT-ECCO/JPL ikilisi kullanılmıştır. Jason1-ECCO/JPL ve ENVISAT-ECCO/JPL kombinasyonları kendi içlerinde bazı karşılaştırmalara tabi tutulmuş ancak her ikisinden de elde edilen çözümlerin birbirlerine çok yakın olduğu görülmüştür. Bu yüzden herhangi birinin kullanılması durumunda sonucun değişmeyeceğine karar verilmiştir. GRACE-Kara hidrolojisi kombinasyonunda ise UTCSR-GLDAS ve DMT1-GLDAS kombinasyonları veri seti olarak kullanılmıştır. Bu iki veri seti de kendi içlerinde karşılaştırılmış olup ikisi arasında hemen hemen benzer sonuçlar elde edilmiştir. Daha sonra ise oşinografik yöntemin veri seti Jason1-ECCO/JPL ile gravimetrik yöntemin veri setleri olan UTCSR-GLDAS ve DMT1-GLDAS ile karşılaştırmalar yapılmıştır. Sonuç olarak ise oşinografik ve gravimetrik yöntemlerle hesaplanmış olan Akdeniz su kütle değişimlerinde genel olarak iyi uyumların bulunduğu belirtilmiştir (Simav 2012).

Güney (2013), bu çalışmada 2010 yılına ait olan Akdeniz'deki su kütle değişimleri iki farklı yöntem ile belirlenmiştir. Bunlardan ilki altimetre uydularına sterik deniz seviyesi düzeltmeleri getirilerek diğeri ise gravimetrik yöntem ile hesaplanmıştır. Farklı veri setleri ile aynı dönem ve konuma ait aylık değişimler gözlenmiş olup analizleri yapılmıştır. İki veri seti karşılaştırılıp aralarındaki uyuma bakılmıştır (Güney 2013).

Godah, Szelachowska ve Krynski 2015 yılında yaptıkları araştırmada ana hedef olarak, GRACE tabanlı GGM'lerin en son sürümünde, yani RL05'te bulunan gürültüyü azaltmak için uygun bir filtre tanımlamak ve aynı zamanda kütle değişimlerini tahmin etmek için en uygun GRACE tabanlı GGM zaman serilerini seçmek olarak belirlemişlerdir. Araştırmada, Gauss filtresinin farklı yarıçaplara sahip performansı ve bu GGM'ler de bulunan gürültüyü azaltmak için uygulanan dekernelasyon filtrelerinin (DDK1-DDK5) performansı incelenmiştir. İlk olarak, global ölçekte yapılan araştırmanın ardından, Polonya bölgesinde bulunan iki havza, yani Vistula nehri havzası ve Odra nehri havzası üzerinden çözümler yapılmıştır. Ayrıca, RL05 GRACE tabanlı GGM'lerin hem dâhili hem de harici doğruluğu değerlendirilmiştir. Bu modeller temel alınarak jeoit yüksekliklerinin hata derecesi varyansları hesaplanmıştır. GRACE bazlı GGM'lerden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değişimleri, hidroloji modelinden elde edilen değişimler ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar analiz edilerek tartışılmıştır. Son olarak, Polonya üzerinden global ölçekte kütle değişimlerini tahmin etmek için en uygun filtreleme yöntemi ve GGM zaman serisi seçilmiştir (Godah ve ark 2015).

Güneş 2018 yılında gerçekleştirdiği yüksek lisans çalışmasında, GRACE uydularının veri çözümlerinden olan GSFC Mascon (2003-2016) ve DDK (2002-2016)

filtreli aylık eşdeğer su kalınlığı çözümlerini kullanmıştır. Tez çalışmasında Güneş, ilgili küresel ve bölgesel konumlardaki hidrolojik değişimleri, harmonik regresyon modeli olarak araştırmıştır. Trend, yıllık ve yarıyıllık dönemlerden ayrı ayrı oluşturulan model standart fonksiyonel model olarak belirlenmiştir. Ek olarak, yoğun buz kütlesi içeren alanlarda (Grönland ve Antarktika havzalarında) doğrusal trend modeli, ivme parametresi ile genişletilerek, farklı fonksiyonel yaklaşımların EWT analizi üzerinde trend değerlerini, standart sapma bilgilerini ve diğer parametrelerin sonuçlarını hangi yönde etkilediği analiz edilmiştir. Sonuç olarak, zamansal EWT değerleri, eşit ağırlıklı ve korelasyonsuz, farklı ağırlıklı ve korelasyonlu olacak şekilde iki farklı stokastik yaklaşımla değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, EWT zaman serilerindeki zamansal korelasyonların yıllık eğilim tahminlerini gözle görülür şekilde etkilediği belirlenmiştir (Güneş 2018).

Dahle ve arkadaşları 2019 yılında, GRACE-FO görev ölçümlerinden elde edilen belirtilen zaman aralığı sırasında Dünya'nın ortalama yerçekimi alanının bir tahminini temsil eden küresel harmonik katsayılar üzerine yaptıkları çalışmada bu katsayıların, kara hidrolojisinin, buzun ve katı Dünya süreçlerinin tam büyüklüğünü ifade eden bir modeli temsil ettiğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca, eşlik eden GAC ürününde temsil edilmeyen atmosferik ve okyanusla ilgili süreçleri göstermişler ve Seviye-2 verileri için Sürüm-06'yı yayınlamışlardır (Dahle ve ark 2019).

Godah 2019 yılında yaptığı çalışmada ise, IGiK–TVGMF (Instytut Geodezji Kartografi–TVGMF) adlı bir MATLAB paketini tanımlamıştır. Bu MATLAB paketi, aylık GRACE uydu gravimetri görev verileri temelinde geliştirilen Küresel Jeopotansiyel Modellerden (GGM'ler) TVGMF'nin hesaplanmasını ve analiz edilmesini sağlamaktadır. IGiK–TVGMF paketi, MATLAB App Designer kullanılarak geliştirilmiştir. Yedi GRACE hesaplama merkezinden on üç TVGMF, IgiK–TVGMF kullanılarak tek bir noktada belirlenebilmektedir. TVGMF'leri analiz etmek ve modellemek için mevsimsel düzeltme ve Temel Bileşen Analizi/Ampirik Ortogonal Fonksiyon (PCA/EOF) yöntemleri kullanılmıştır. IGiK–TVGMF, <https://github.com/Walyeldeem/Walyeldeem-Godah> üzerinden ticari olmayan, bilimsel araştırma ve akademik amaçlar için ücretsiz olarak kullanılabilir olarak sunulmuştur (Godah 2019).

Zeray Öztürk (2020), bu çalışma Türkiye ve Grönland olmak üzere iki farklı çalışma alanında gerçekleştirilmiştir. GRACE küresel jeopotansiyel modeli ve WaterGap (Water–a Global Assessment and Prognosis) Global Hidroloji Modeli (WGHM) kullanılarak fiziksel yükseklik değişimleri araştırılmıştır. Türkiye'deki araştırma alanları

12 ayrı test noktası şeklinde belirlenerek, fiziksel yükseklik değişimleri araştırılmıştır. Fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesi için çözümlerler 60 dereceye kadar yapılmış ve araştırma bölgesinde ön çalışma yapılarak seçilen DDK3 filtreli CSR RL06 GRACE tabanlı küresel jeopotansiyel modeller, WaterGAP Küresel Hidroloji Modeli (WGHM) verileri ve Başlangıç Referans Yeryuvarı Modeli (PREM) kullanılmıştır. GRACE tabanlı küresel jeopotansiyel modellere, Green fonksiyonuna ve Terzaghi prensibine dayanan üç farklı yaklaşım kullanılmıştır. Ocak 2004 ile Aralık 2010 yılları arasındaki dönemde jeoit yükseklik değişimleri ve düşey yer değişimleri birlikte değerlendirilmiş ve sonuç olarak da 25 mm' ye ulaşan fiziksel yükseklik değişimleri tespit edilmiştir. Bir diğer çalışma alanı olan Grönland bölgesinde ise fiziksel yükseklik değişimlerinin maksimum 60 mm'yi bulduğu ve güneyine doğru arttığı belirtilmiştir. Bu bölgede de Türkiye' de ki gibi DDK3 filtreli CSR RL06 GRACE tabanlı küresel jeopotansiyel modeller 60 dereceye kadar kullanılmış ve aynı zaman periyodunda çalışılmıştır (Öztürk 2020).

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu bölümde, çekim kuvveti ve potansiyelinden, laplace denklemi ve harmonik fonksiyonlardan, yüzey harmonikleri ve harmonik açılımlardan, gravite kuvveti ve potansiyelinden, bozucu potansiyel ve bozucu potansiyelin harmonik açınımlarından bahsedilmiştir. Ayrıca kullanılan GRACE, GRACE-FO uydu verilerinin genel özelliklerinden ve kullanılan yöntemlerin temelinden de bahsedilmektedir.

3.1 Çekim Kuvveti ve Potansiyel Kavramı

3.1.1 Çekim kuvveti ve çekim ivmesi

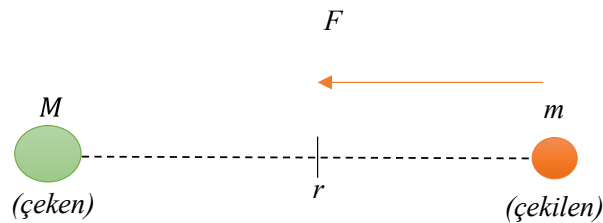
M ve m kütlelerine sahip aralarında r mesafe olan iki cisim (noktasal) birbirlerini, Newton'un evrensel çekim yasasına göre,

$$F = \frac{GMm}{r^2} \quad (3.1)$$

kuvvetiyle çekmektedir. Burada G ,

$$G = 6.6742 * 10^{-8} cm^3 / gs^2 \quad (3.2)$$

olmak üzere evrensel çekim sabiti olarak bilinmektedir. Her iki noktasal cisim birbirlerine aynı oranda bir çekim kuvveti uyguluyor olsa da kütlesi M olan çeken, m olan çekilen olarak tanımlanırsa çekim kuvveti Şekil 3.1'deki gibi gösterilebilir (Aydın 2007, 2014).



Şekil 3.1. Çeken ve çekilen noktalar ve çekim kuvveti (Aydın 2014)

Çekim ivmesi, cismin her noktasında birim külesine uygulanmakta olan çekim kuvveti olarak adlandırılmaktadır. Yani çekilen noktasal cismin külesinin $m=1$ (birim

kütleli) olması durumunda, cismin üzerine uygulanmakta olan çekim kuvveti çekim ivmesi olarak belirtilmektedir. Eşitlik (3.1)'e göre çekim ivmesi,

$$F = \frac{GM}{r^2} \quad (3.3)$$

olarak gösterilmektedir. Çekim ivmesinin birimi, m/s^2 ya da cm/s^2 'dir. Aynı zamanda cm/s^2 birimine *Gal* ' da denmektedir (Aydın 2014).

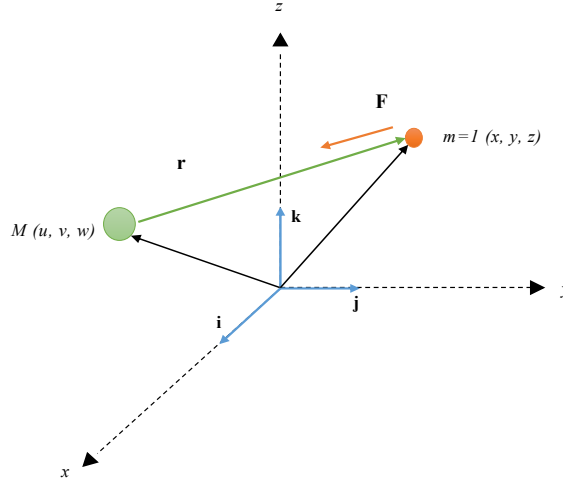
3.1.2 Çekim kuvvetinin vektörel ifadesi

Yönü ve büyüklüğü olan bir vektör kuvvet olarak tanımlanabilir. (3.1) veya (3.3) eşitlikleri aynı zamanda kuvvetin büyüklüğünü ifade etmektedir. Vektörel ifadeyi tanımlayabilmek için çeken ve çekilen noktalar dik koordinat sisteminde (x, y, z) düşünülür. M ve m noktalarının koordinatları, $M = (u, v, w)$ ve $m = 1 = (x, y, z)$ olarak gösterilsin. M ve m ' nin konum vektörü r ve F çekim kuvveti, temel birim vektörleri $\mathbf{i}$, $\mathbf{j}$ ve $\mathbf{k}$ cinsinden aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\mathbf{r} = (x - u, y - v, z - w) = (x - u)\mathbf{i} + (y - v)\mathbf{j} + (z - w)\mathbf{k} \quad (3.4)$$

$$\mathbf{F} = (F_x, F_y, F_z) = F_x\mathbf{i} + F_y\mathbf{j} + F_z\mathbf{k} \quad (3.5)$$

F_x, F_y ve F_z çekim kuvveti bileşenleri (Şekil 3.2) olarak adlandırılmaktadır (Atayer 2012, Aydın 2014).



Şekil 3.2. Temel birim vektörler, çekim kuvveti ve konum vektörü (Aydın 2014)

Konum vektörü $\mathbf{r}$ ile çekim kuvveti $\mathbf{F}$ aynı doğrultuda ancak zıt yönlüdür. ‘Vektör/Uzunluğu’ şeklinde elde edilecek olan birim vektörler için,

$$\frac{\mathbf{F}}{F} = -\frac{\mathbf{r}}{r} \quad (3.6)$$

eşitliği yazılabilir. (3.3) ve (3.4) eşitlikleri (3.6) ‘eşitliği ile düzenlenirse,

$$\mathbf{F} = \left(-\frac{GM}{r^3} (x - u) \right) \mathbf{i} + \left(-\frac{GM}{r^3} (y - v) \right) \mathbf{j} + \left(-\frac{GM}{r^3} (z - w) \right) \mathbf{k} \quad (3.7)$$

elde edilir. (3.7) eşitliği ile (3.5) eşitliği göz önüne alınırsa çekim kuvveti bileşenleri bulunur.

$$F_x = -\frac{GM}{r^3} (x - u), F_y = -\frac{GM}{r^3} (y - v), F_z = -\frac{GM}{r^3} (z - w) \quad (3.8)$$

3.1.3 Çekim potansiyeli

Kuvvet, matematiksel ifadelerin işlemsel olarak üzerinde tanımlanması zor bir ifadedir. Bu nedenle bir çekim kuvvetine karşılık skaler bir büyüklük olan *potansiyel*

kavramı kullanılır (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984). M kütleli bir cismin r mesafedeki bir noktada meydana getirdiği çekim potansiyeli,

$$V = \frac{GM}{r} \quad (3.9)$$

olarak tanımlanmaktadır. Çekim potansiyelinin aynı zamanda x , y , z 'ye göre kısmi türevleri çekim kuvveti bileşenlerini vermektedir.

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial x} &= F_x = -\frac{GM}{r^3}(x - u), \\ \frac{\partial V}{\partial y} &= F_y = -\frac{GM}{r^3}(y - v), \\ \frac{\partial V}{\partial z} &= F_z = -\frac{GM}{r^3}(z - w) \end{aligned} \quad (3.10)$$

(3.10) eşitliklerine göre F çekim kuvveti,

$$\mathbf{F} = (F_x, F_y, F_z) = \left(\frac{\partial V}{\partial x}, \frac{\partial V}{\partial y}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = \text{grad}V = \nabla V \quad (3.11)$$

şeklinde yazılmaktadır. Burada $\text{grad}V$ kavramı *gradyent* şeklinde ifade edilmektedir ve çekim potansiyelin gradyenti çekim kuvvetini vermektedir (Aydın 2007, 2014).

(3.9) çekim potansiyelinin r 'ye göre kısmi türevinin, ters işaretlisi çekim kuvvetinin büyüklüğünü vermektedir.

$$-\frac{\partial V}{\partial r} = F = \frac{GM}{r^2} \quad (3.12)$$

(3.3)'ten yola çıkarak n adet çeken kütleli (M) nokta nedeniyle $m=1$ noktasındaki çekim potansiyeli, toplam potansiyeller şeklinde hesaplanmaktadır.

$$V = V_1 + \dots + V_n = \frac{GM_1}{r_1} + \dots + \frac{GM_n}{r_n} = V = G \sum_{i=1}^n \frac{M_i}{r_i} \quad (3.13)$$

3.1.4 Dolu bir cismin çekim kuvveti ve potansiyeli

Dolu bir cismin sonsuz sayıda noktasal kütlelerden oluştuğu varsayılarak, cismin çekim kuvveti ve potansiyeli tanımlanabilir (Atayer 2012). (3.13) eşitliğine bakıldığında bu, sonsuz miktarda kütle ve konum bilgisi anlamına gelmektedir. Genel bir tanımlama yapılacak olursa diferansiyel anlamda küçük dM kütleli ve dv hacimli dolu bir cisim $m=1$ noktasında meydana gelen çekim potansiyelini hesaplamak için her bir parçacığın çekim potansiyellerinin (3.13) eşitliğine göre toplamı şeklinde düşünülür.

$$V = \frac{GdM_1}{r_1} + \frac{GdM_2}{r_2} + \dots + \frac{GdM_n}{r_n} \quad (3.14)$$

Eşitlik aynı zamanda sonsuz miktarda kütle çekim potansiyelinin toplamı anlamını taşıdığı için toplama işlemini yapmak mümkün değildir. Bu yüzden dolu cismin potansiyeli üç katlı integral ile ifade edilmektedir (Aydın 2007, 2014). Bu dolu cisminin ρ sabit yoğunlukta olduğu varsayılırsa $Kütle = Yoğunluk * Hacim$ eşitliğinden her bir dM kütlesi için,

$$dM = \rho dv \quad (3.15)$$

yazılabilir. Eşitlikteki $d\theta$, dM parçacığının hacmi olarak tanımlanmaktadır. Böylece (3.14),

$$V = G \iiint_v \frac{dM}{r} = G \iiint_v \frac{\rho}{r} dv \quad (3.16)$$

şeklinde olmaktadır. (3.16) eşitliği çeken ve çekilen parçacıkların koordinatları cinsinden ifade edilirse,

$$V(x, y, z) = G \iiint_v \frac{\rho}{\sqrt{(x-u)^2 + (y-v)^2 + (z-w)^2}} du dv dw \quad (3.17)$$

eşitliğinde tanımlanabilir. Bu eşitlikte du , dM kütlelerinin enini, dv boyunu, dw ise yüksekliğini temsil etmektedir (Atayer 2012, Aydın 2014).

3.2 Laplace Denklemi ve Harmonik Fonksiyon

(3.9) eşitliğinden yola çıkarak potansiyel kavramı, cisimden uzaklaştıkça küçülmekte sonsuzda ise sıfır olmaktadır. İlk türevleri (çekim kuvvetinin bileşenleri) sürekli olan V potansiyelinin ikinci türevlerinde ise süreksizlikler görülmektedir (Atayer 2012).

Çekim potansiyelinin ikinci türevi yerin içinde ve dışında farklı özellikler sergiler. İkinci türevleri, $m=1$ (x, y, z) noktasının çeken cismin dışında olması durumunda,

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.18)$$

eşitliğini sağlar. Bu eşitliğe *Laplace Denklemi* denmektedir. Eğer bir fonksiyon Laplace denklemini sağlıyorsa o fonksiyon, *harmonik fonksiyon* adını almaktadır. V potansiyeli verilen (3.18) denkleme göre cismin dışında olduğu sürece yani yoğunluk değişmediği sürece harmonik bir fonksiyondur. Bir harmonik fonksiyon, sürekli bir fonksiyon olup her mertebeden türeve sahiptir. Ayrıca analitik olduğu için bağımsız terimlerin toplamı biçimde de yazılabilmektedir. Bu özellik sayesinde (3.17) eşitliği seri toplamı şeklinde yazılabilmektedir. Bu duruma *harmonik açılım* denmektedir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006, Atayer 2012, Aydın 2014).

Çekilen nokta cismin içinde olursa eğer (3.18) eşitliği yerine *Poisson denklemi* elde edilir (Atayer 2012),

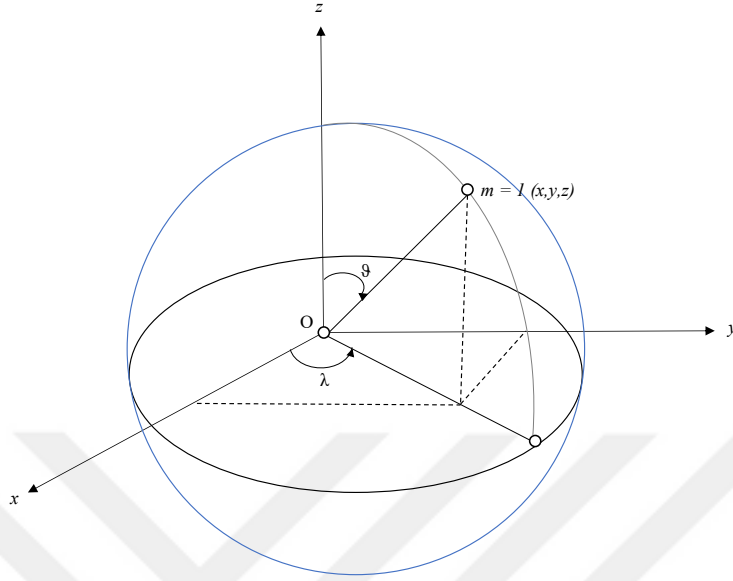
$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -4\pi G\rho \quad (3.19)$$

Cismin dışında $\rho = 0$ olacağı için (3.19) eşitliğinden de Laplace denklemi elde edilmektedir. Fiziksel jeodezide dış çekim alanı daha çok kullanıldığı için (3.18) denklemi temel denklem olarak görülmektedir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006, Atayer 2012, Aydın 2014).

3.3 Harmonik Açılım

Laplace denkleminin çözümü yani V potansiyelinin bağımsız terimler cinsinden yazılması aynı zamanda harmonik açılımı anlamına gelmektedir. V 'nin x, y, z ile değil

küresel koordinatlar olan r (yarıçap), ϑ (kutup uzaklığı) ve λ (jeosentirik boylam) ile ifade edilmesi (Şekil 3.3) *küresel harmonik açılım* olarak belirtilmektedir (Aydın 2014).



Şekil 3.3. Küresel ve dik koordinatlar (Aydın 2014)

(3.18) eşitli, r , ϑ ve λ küresel koordinatlarına göre,

$$\Delta V = r^2 \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + 2r \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial \vartheta^2} + \cot \vartheta \frac{\partial V}{\partial \vartheta} + \frac{1}{\sin^2 \vartheta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (3.20)$$

biçiminde yazılır. Bu eşitliğin çözümü ile,

$$V(r, \vartheta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} Y_n(\vartheta, \lambda) \quad (3.21)$$

küresel harmonik fonksiyonu elde edilmektedir. (3.21) eşitliğinde geçen $Y_n(\vartheta, \lambda)$ *küresel yüzey harmoniği* veya *yüzey harmonik fonksiyonu* olarak tanımlanmaktadır. Yüzey harmonik fonksiyonu ise,

$$Y_n(\vartheta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda) L_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.22)$$

şeklinde diferansiyel denklem çözümü olarak belirtilmektedir (Gürkan 1984, Elsaka 2010, Aydın 2014). Eşitlikte,

A_{nm} ve B_{nm} : Küresel harmonik katsayılar,

n : Harmonik katsayı derecesi,

m : Harmonik katsayı sırası,

$L_{nm}(\cos\vartheta)$: Legendre fonksiyonudur.

V 'nin küresel harmonik açılımını elde edebilmek için (3.22) eşitliği, (3.21)'de düşünülmelidir.

$$V(r, \vartheta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n (A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda) L_{nm}(\cos\vartheta) \quad (3.23)$$

Açılımın derecesine, sırasına ve küresel uzaklığının kosinüsüne bağlı bir fonksiyon olarak verilen $L_{nm}(\cos\vartheta)$ Legendre fonksiyonu,

$$L_{nm}(t = \cos\vartheta) = \frac{1}{2^n n!} (1 - t^2)^{m/2} \frac{d^{n+m}}{dt^{n+m}} (t^2 - 1)^n \quad (3.24)$$

Rodrigues eşitliği olarak bilinen eşitlik yardımıyla hesaplanabilir (Gürkan 1984, Üstün 2006). Genel olarak bu eşitlik hesaplamalar için uygun görülmediğinden dolayı, hesaplamalarda (3.25) eşitliği daha yaygın kullanılmaktadır.

$$L_{nm}(t = \cos\vartheta) = 2^{-n} (1 - t^2)^{m/2} \sum_{j=0}^k (-1)^j \frac{(2n - 2j)!}{j! (n - j)! (n - m - 2j)!} t^{n-m-2j} \quad (3.25)$$

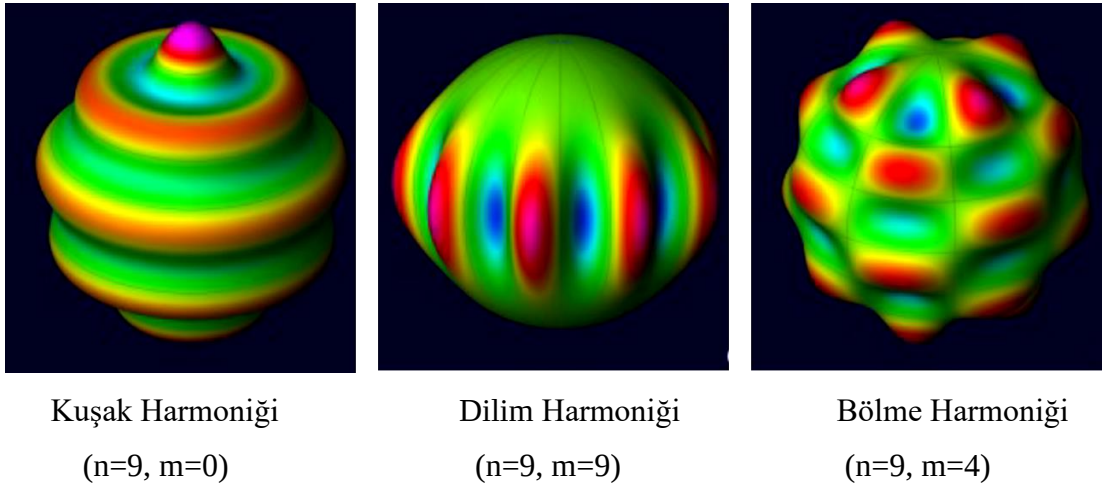
Eşitlikte geçen k , $k \leq (n - m)/2$ koşulunu sağlayan en büyük tamsayı olarak tanımlanmaktadır. Yani, $(n - m)/2$ veya $(n - m - 1)/2$ ' den hangisi tamsayı ise k ona eşittir.

3.3.1 Yüzey harmonik fonksiyonu ve harmonik açılımının anlamı

$Y_n(\vartheta, \lambda)$ yüzey harmonik fonksiyonunda belirtilen $L_{nm}(\cos\vartheta)\cos m\lambda$ ve $L_{nm}(\cos\vartheta)\sin m\lambda$ ifadeleri de yüzey harmoniğidir. Bu fonksiyonlar bir küreyi çeşitli bölmelere ayırmaktadır (Barthelmes 2009). Şekil 3.4.'de küre üzerinde $0 \leq \vartheta \leq 180^\circ$ ve $0 \leq \lambda \leq 360^\circ$ için elde edilen harmonik fonksiyon değerleri görülmektedir (Barthelmes 2009, Aydın 2014). Üç farklı yüzey harmoniği bulunmaktadır;

1. $m = 0$ olması halinde boylama (λ) bağlı olmayan yüzey harmonikleri söz konusudur, bunlara *kuşak harmonikleri* denmektedir.
2. $n = m$ olması halinde küre artı ve eksi dilimlere bölünmektedir. Bu durum *dilim harmonikleri* adını almaktadır.
3. $n \neq m$ durumunda ise yüzey harmonikleri küre yüzeyini bölmelere ayırmaktadır. Bu harmoniklere de *bölme harmonikleri* adı verilmektedir.

Şekil 3.4'te ikinci küreye bakıldığı zaman bölme harmoniklerin küre yüzeyinde ayrıntı ürettiği görülmektedir. Yani harmonik açılımının üst derecesi ne kadar büyür ise, küre üzerindeki bölme alanları o kadar küçülür ve çözünürlük artar (Barthelmes 2009).



Şekil 3.4. Yüzey Harmonik Örnekleri (Ince ve ark 2019)

(3.23)'de verilen $V(r, \vartheta, \lambda)$ harmonik açılımının iki kullanım amacı vardır;

1. *Potansiyel Model Oluşturma*: Koordinatları bilinen noktalarda potansiyel ve fonksiyonlarının değerleri biliniyorsa, A_{nm} ve B_{nm} harmonik katsayıları hesaplanabilmektedir. Yeteri sayıda nokta bulunması halinde A_{nm} ve B_{nm} katsayıları

dengeleme modeli içinde bilinmeyen olarak ele alınarak kestirim değerleri bulunabilmektedir (Elsaka 2010). Hesaplanan katsayılar ile de potansiyel model oluşturulabilmektedir.

Harmonik açınımda ilk seri toplamı $n \rightarrow \infty$ için geçerlidir. Ancak seri toplamı belirli bir yerde durdurulmalıdır. Çünkü sonsuz sayıda katsayı belirlemek imkânsızdır. Bir başka deyişle belirli bir dereceye (n_{max}) kadar gerçekleştirebilmektedir. Bu durdurma işlemine kesme hatası (*truncation*) denir. Kesilen seri toplamı potansiyel model gerçeğini ancak belirli bir oranda yansıtabilmektedir. Buna da modelin *çözünürlüğü* adı verilmektedir. Çözünürlüğün belirlenebilmesi $n_{max}'a$ bağlı olarak küresel uzaklık eşitliği ile bulunur (Abart 2005, Wahr 2007, Doğanalp 2013),

$$\Psi = \frac{\pi a}{n_{max}} \approx \frac{20000 \text{ km}}{n_{max}} \quad (3.26)$$

2. Potansiyelin Hesaplanması: Potansiyel model belirlenmişse, model katsayıları ile kürenin dışındaki bir nokta koordinatları kullanılarak noktanın potansiyeli hesaplanabilmektedir (Elsaka 2010, Aydın 2014).

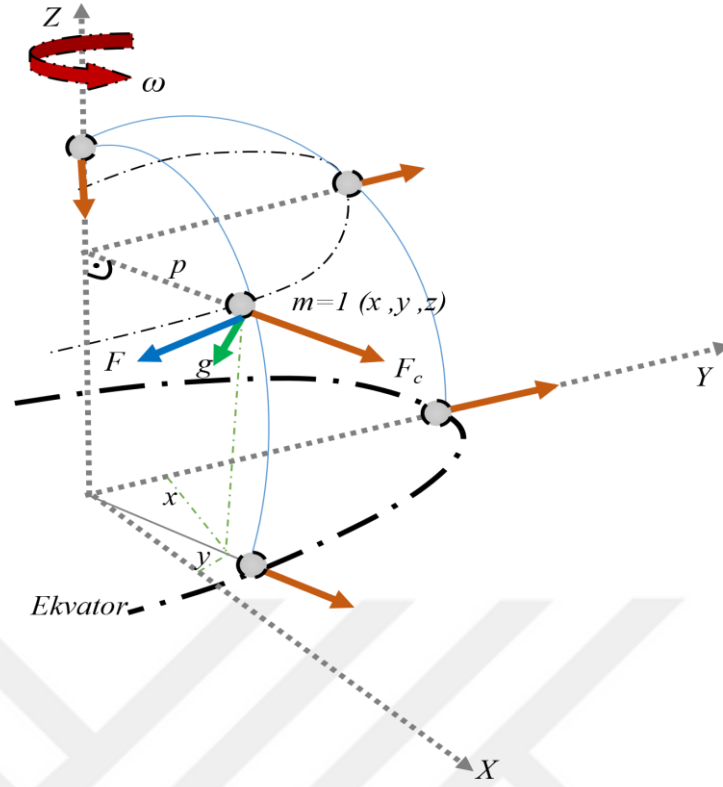
3.4 Gravite Kuvveti ve Potansiyeli

Yeryuvarı üzerinde duran her cisme yeryuvarının kütlesi bir çekim kuvveti (F) uygulamaktadır (Atayer 2012). Ayrıca yeryuvarının kendi eksenini etrafında dönerken, üzerinde bulunan cisminde onunla bir dönmesi sonucu cisme etki eden kuvvet, merkezkaç kuvveti (F_c) olarak tanımlanmaktadır. Bu iki kuvvetin bileşkesi ise gravite kuvveti olarak tanımlanmaktadır (Üstün 2006, Aydın 2007, 2014).

$$g = F + F_c \quad (3.27)$$

Gravite olarak adlandırılan bu kuvvetin büyüklüğü ($g=|g|$), nokta konuma bağlı olarak yeryuvarında değişmektedir. Bu nedenle g her noktada farklılık göstermektedir.

Yeryuvarı üzerinde duran m kütleli cisme etkiyen kuvvet cismin ağırlığı (mg) kadardır (Şekil 3.5). Bu sebeple g' 'ye ağırlık ivmesi de denmektedir. Gravitenin yeryuvarı üzerinde noktadan noktaya değiştiği düşünüldüğünde cisimlerin konumlarına göre ağırlıklarının da farklı olduğu söylenebilir (Üstün 2006, Aydın 2007, 2014).



Şekil 3.5. Birim kütleli $m=1$ noktasına etki eden çekim kuvveti (F), merkezkaç kuvveti (F_c) ve gravite kuvveti (g) (Aydın 2014)

Gravite kuvveti potansiyel kuramı ile de ifade edilebilmektedir. (3.16) eşitliğinde verilen dolu cismin çekim potansiyeli yeryuvarı *çekim potansiyeli* içinde geçerlidir.

$$V = G \iiint_v \frac{\rho}{r} dv \quad (3.28)$$

Yeryuvarının kendi eksenini etrafında dönüşünün açısal hızının ω olması halinde *merkezkaç potansiyeli*,

$$V_c = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) = \frac{1}{2} \omega^2 p^2 \quad (3.29)$$

Verilen iki potansiyelin toplamı ise *gravite potansiyelini* vermektedir (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984, Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006).

$$W = V + V_c = G \iiint_{\vartheta} \frac{\rho}{r} d\vartheta + \frac{1}{2} \omega^2 p^2 \quad (3.30)$$

(3.30) eşitliğinin gradyenti, (3.11) gradyent eşitliğine göre $m(x, y, z)$ noktasına etkiyen gravite kuvvetini (gravite ivmesini) vermektedir.

$$\mathbf{g} = \nabla W = \nabla V + \nabla V_c = \mathbf{F} + \mathbf{F}_c \quad (3.31)$$

Eşitlikte verilen $\mathbf{F}$, yeryuvarının m noktasına uygulamış olduğu çekim kuvvetini, $\mathbf{F}_c$ ise aynı noktaya uygulanan merkezkaç kuvvetini göstermektedir (Şekil 3.5). Merkezkaç potansiyelinin büyüklüğü ise (3.29) eşitliğinin koordinat eksenlerine göre türevlerinden elde edilmektedir,

$$|\mathbf{F}_c| = \left| \left(\frac{\partial V_c}{\partial x}, \frac{\partial V_c}{\partial y}, 0 \right) \right| = F_c = \sqrt{\omega^4 x^2 + \omega^4 y^2} = p \omega^2 \quad (3.32)$$

Homojen yoğunluklu ve M_y kütleli bir küre olarak düşünülen yeryuvarının, dışında yer alan $m(x, y, z) = m(r, \vartheta, \lambda)$ noktasındaki çekim potansiyeli (3.28) eşitliğindeki integral çözümünden,

$$V = \frac{GM_y}{r} = \frac{GM_y}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (3.33)$$

şeklinde çıkmaktadır (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984, Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006).

Eşitlikte görüldüğü üzere, yeryuvarının tüm kütesinin ağırlık merkezinde bir noktada toplanmış gibi görüldüğü sonucuna varılmaktadır. Homojen bir kütle dağılımına sahip olmayan yeryuvarının gerçek çekim potansiyeli (3.33) eşitliğinden farklı çıkabilir (Atayer 2012). Bu durum bazı çıkarımlar için olumlu olabilmektedir. Örnek verecek olursak, yeryuvarındaki gravite değeriyle ilgili değerler bu potansiyel kavramı sayesinde elde edilebilmektedir, m noktasındaki gravite değeri (3.33)'ün r 'ye göre kısmi türevinin ters işaretlisi yani çekim ivmesi ile (3.32)'nin farkına eşit olmaktadır (Vaníček ve Krakiwsky 1986).

$$g_m = \frac{GM_y}{r^2} - p\omega^2 \quad (3.34)$$

Eşitlikte $GM_y = 3.986005 * 10^{20} \text{ cm}^3 / \text{s}^2$ jeosentrik çekim sabiti, $\omega = 7292115 * 10^{11} \text{ rad/s}$ açısal hız ve $r=a=6371009 * 10^2 \text{ cm}$ olarak düşünülmektedir (Aydın 2007). Bu durumda;

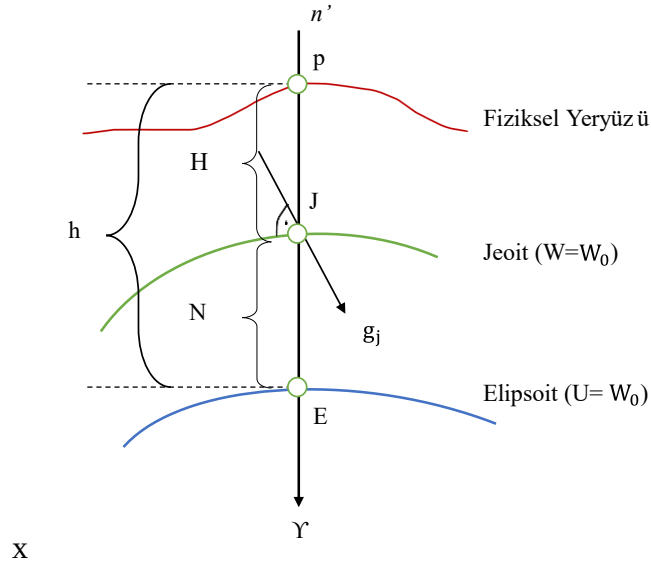
$$g_m = \begin{cases} GM_y/a^2 - p\omega^2 & = 978.6346 \text{ Gal}, p = a \text{ (Ekvator da)} \\ GM_y/a^2 & = 982.0224 \text{ Gal}, p = 0 \text{ (Kutuplarda)} \end{cases} \quad (3.35)$$

sonuçları elde edilmektedir (Aydın 2007). Kutup ve ekvatordaki gravite değerleri arasındaki fark maksimum 5 Gal olarak görülmektedir. Yani yeryuvarında gravite en çok 5 Gal değişim göstermektedir. Merkezkaç kuvveti ise bu durumun en büyük sebebi olarak belirtilir. Merkezkaç kuvveti p uzunluğundan dolayı enleme bağlı bir kuvvettir. Enlem arttıkça p sifıra yaklaşır, merkezkaç kuvveti azalmakta, gravite değeri ise artmaktadır.

3.5 Bozucu Potansiyel

Dönel elipsoide çok yakın bir şekle sahip olan yeryuvarının gravite alanı, bir dönel elipsoidin gravite alanı olarak belli bir oranda modellenabilmektedir (Moritz 2000). Gerçek gravite alanı ile normal gravite alanı arasında küçük sapmalar görülmektedir. Bu sapmalardan yararlanılarak gerçek gravite alanına geçiş sağlanabilmektedir. ‘W’ bir noktadaki gerçek gravite potansiyeli, ‘U’ normal gravite potansiyeli ve aralarındaki fark da *bozucu potansiyeli* (T) olarak ifade edilir.

$$T = W - U \quad (3.36)$$



Şekil 3.6. Jeoit ve elipsoit arasındaki ilişki

En önemli terimlerden biri olan *Jeoit*, durgun deniz yüzeyi ile çakışık olarak varsayılan, karaların altından devam ettiği düşünülen kapalı bir yüzey olarak tanımlanabilir. Şekil 3.6' da görüldüğü gibi referans elipsoidi ile jeoit yüzeyi aynı potansiyele sahiptir ($W=W_0$, $U=W_0$) (Atayer 2012). Elipsoit üzerinde bulunan E noktası elipsoit normali (n') boyunca J noktasına taşınırsa normal potansiyeli,

$$U_J = U_E + \left(\frac{\partial U}{\partial n'} \right) N = U_E - \gamma N \quad (3.37)$$

bulunmaktadır. Eşitlikteki N, E ile J noktaları arasındaki yüksekliği yani jeoit yüksekliğini temsil etmektedir. γ ise normal gravite değeri olarak tanımlanmaktadır. J noktasındaki gerçek potansiyel ise (3.36) ve (3.37) ile,

$$W_J = U_J + T = U_E - \gamma N + T \quad (3.38)$$

çıkmaktadır. $W_J = U_E = W_0$ olduğundan eşitlik *Bruns* eşitliğini vermektedir (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984, Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006),

$$T = \gamma N \text{ veya } N = \frac{T}{\gamma} \quad (3.39)$$

Gravite anomalisi (Δg) , J noktasının gravite değeri g_J ile E noktasının normal gravite değeri γ_E arasındaki fark ile belirlenmektedir.

$$\Delta g = g_J - \gamma_E \quad (3.40)$$

Gravite bozukluğu (δg) ise, J noktasındaki gravite değeri g_J ile, normal gravite değeri γ_J arasındaki fark ile belirlenmektedir.

$$\delta g = g_J - \gamma_J \quad (3.41)$$

Gravite bozukluğu ile gravite anomalisi arasındaki ilişki ise şu şekilde tanımlanmaktadır.

$$-\delta g - \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial h} T + \Delta g = 0 \quad (3.42)$$

Eşitlikteki ‘h’ elipsoidal yüksekliği temsil etmekte olup denklem ‘fiziksel jeodezinin temel denklemi’ olarak bilinmektedir (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984, Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006).

(3.42) eşitliğindeki normal gravite ivmesi yerine $\gamma = GM_y/r^2$ alınırsa, $\partial \gamma / \partial h$ kısmi türev ifadesi yerine $\partial \gamma / \partial r$ gelirse denklem $r=a$ için,

$$-\delta g - \frac{2}{a} T + \Delta g = 0 \quad (3.43)$$

biçiminde yazılır (Heiskanen ve Moritz 1967, Gürkan 1984, Torge ve Müller 2012).

3.6 Çekim Potansiyelinin ve Bozucu Potansiyelin Küre Harmoniklere Açınımı

(3.23) eşitliğinde çekim potansiyelinin fonksiyonel bir ifadesinden bahsedilmiş yani harmonik açınımı gösterilmiştir. Yeryuvarı çekim potansiyelinin harmoniklere açınımını gösterirken kullanılan A_{nm} ve B_{nm} harmonik katsayıları yerine, uydu gravimetrisinde,

$$A_{nm} = (GM_y)a^n C_{nm} \quad , \quad B_{nm} = (GM_y)a^n S_{nm} \quad (3.44)$$

eşitlikleri kullanılmıştır. Ayrıca $L_{nm}(\cos\vartheta)$ Legendre fonksiyonu yerine de,

$$P_{nm}(\cos\vartheta) = \sqrt{\frac{k(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}} L_{nm}(\cos\vartheta) \quad , \quad k = \begin{cases} 1, m=0 \text{ ise} \\ 2, m \neq 0 \text{ ise} \end{cases} \quad (3.45)$$

eşitliğindeki tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonları kullanılmaktadır (Barthelmes 2009, Elsaka 2010, Atayer 2012, Aydın 2014). (3.44) eşitliğinde geçen a referans alınan elipsoidin büyük yarı eksenini tanımlanmıştır. C_{nm} ve S_{nm} ise n . derece ve m . sıradan tam normalleştirilmiş küre harmonik katsayılarıdır. (3.44) ve (3.45) eşitlikleri (3.23) eşitliğinde yerine yazılırsa,

$$\begin{aligned} V(r, \vartheta, \lambda) &= \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n (GM_y)a^n (C_{nm}\cos m\lambda + S_{nm}\sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \\ &= \frac{GM_y}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm}\cos m\lambda + S_{nm}\sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \end{aligned} \quad (3.46)$$

eşitliği elde edilmektedir. C_{00} katsayısı çoğunlukla 1 olduğu için seri toplamı $n=1$ 'den başlanacak şekilde açınım düzenlenirse, potansiyelin bir başka gösterimi oluşmaktadır,

$$V(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{r} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm}\cos m\lambda + S_{nm}\sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \right\} \quad (3.47)$$

Gerçek ve model potansiyel büyüklükler merkezkaç kuvveti potansiyeli içermektedir ancak bozucu potansiyel merkezkaç kuvvetinden bağımsızdır. Ayrıca (3.36)

eşitliğinde verilen bozucu potansiyel kavramı da harmonik açınım ile gösterilebilmektedir (Barthelmes 2009). Yeryuvarı çekim potansiyelinin tam normalleştirilmiş harmonik katsayıları C_{nm} ve S_{nm} ile, normal gravite çekim potansiyeli katsayıları C_{nm}^U ve S_{nm}^U arasındaki farklar alınarak,

$$\delta C_{nm} = C_{nm} - C_{nm}^U \quad , \quad \delta S_{nm} = S_{nm} - S_{nm}^U \quad (3.48)$$

eşitlikleri elde edilir. (3.46) eşitliğindeki harmonik katsayılar yerine yazıldığında bozucu potansiyelin harmonik açınımı elde edilmiş olunur (Aydın 2007, Barthelmes 2009, Torge ve Müller 2012, Aydın 2014).

$$T(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\delta C_{nm} \cos m\lambda + \delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.49)$$

Bahsedilen eşitliklerin potansiyel üretiminde özdeş GM_y ve a sabitlerinin kullanılması yani aynı sistemde oldukları varsayılmaktadır. Ancak uygulamada her zaman bu varsayım tutmayabilir. Bu sebeple uygulama yapılırken her iki çekim potansiyel katsayılarının dayandığı referans sistemleri denk olmalıdır. Eğer denklik yoksa normal çekim potansiyeli katsayıları belirlenen sisteme dönüştürülmelidir (Barthelmes 2009).

3.7 GRACE, GRACE-FO Uydu Sistemleri

Dünya çevresinde dolaşımına devam etmekte olan her uydunun konumu, yer istasyonları veya başka uydular tarafından izlenebilmektedir. Uydular arası izlemede iki yöntem kullanılmaktadır. Yerden yaklaşık olarak 20000 km uzaklıkta olan GPS uydularının daha alçaktaki uyduları izleme yöntemi bunlardan birincisidir. Bu yöntem yüksek (high) alçak (low) uydudan uyduya izleme (Satellite to Satellite Tracking) (hl-SST) adı verilmektedir. İkinci yöntem ise alçak-alçak uydudan uyduya izleme (ll-SST) olarak bilinen, yaklaşık aynı yükseklikte olan iki yere yakın uydunun arasındaki hassas gözlem olarak tanımlanmaktadır. Bahsedilen iki yöntemde de yerçekimi dışındaki kuvvetler (hava sürtünmesi, güneş ve yerin radyasyon basıncı gibi) uydu üzerine yerleştirilmiş olan ivmeölçer ile belirlenebilmektedir (Seeber 2008, Doğanalp 2013).

Yukarıda bahsedilen ll-SST ve hl-SST yöntemlerinin her ikisinin de beraber kullanıldığı ilk ve tek uydu programı GRACE uydularıdır. NASA ile Alman Yer Bilimleri Araştırma Merkezi (GFZ) arasındaki ortak çalışma sonucu kullanıma sunulan GRACE uydu çifti Nisan 2002 yılında göreve başlamıştır. Diğer uydu sistemlerinden farkı ise 220 ± 50 km mesafe ile birbirini izlemekte olan iki adet LEO uydularından oluşmasıdır (Atayer 2012). Misyonlarının başında yeryuvarının gravite alanının zamansal olarak değişimini incelemek yer alırken (Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006) GRACE, 15 yıldan fazla süren görev süresinde gezegen üzerindeki suların ve buzulların dağılımını incelemiş, buzul kütle kayıplarını, deniz seviyesi değişimlerini, kütle bazlı değişimleri ve okyanus sirkülasyon süreçlerini daha iyi anlamamızı sağlamıştır. Yanı sıra yeraltı suyu kaynaklarındaki büyüme, küçülme ve kuraklık seviye tespitlerinin yapılmasında da önemli rol almıştır (Landerer ve ark 2020).

GRACE sayesinde suyun gezegen üzerinde gerçekleştirdiği dağılımlardaki değişiklikler tespit edilebilmiştir. GRACE verileri, okyanusa eklenen kütlelerin (eriyen buzullar), termal genleşmelerin veya tuzluluktan kaynaklı değişimlerin etkili olduğu deniz seviyesindeki yükselme sebeplerinin açıklanmasında kritik bir öneme sahiptir. GRACE verileri sayesinde tahmin edilen yüksek çözünürlüklü statik yer çekimi alanları, küresel okyanus sirkülasyonunun anlaşılmasına yardımcı olmaktadır (Frank Flechtner ve ark 2007).

Jeodezi açısından bakılacak olunursa GRACE' den gelen veriler, yer gravite alanı modellerini iyileştirerek, arazi yüksekliklerinin referans olarak aldığı eşpotansiyel yüzeyde düzeltmelere izin vermiştir. Böylece daha doğru bir referans yüzey sayesinde, enlem ve boylamların daha doğru koordinatlarına ulaşılmaktadır. Ayrıca daha az hata ile uydu yörünge hesaplamaları yapılmaktadır (Council 1997). GRACE uydu verilerinden elde edilen gravite alan çözünürlüklerinin kendisinden önce bu görevi üstlenen uydulara göre daha iyi olduğu belirtilmektedir (Doğanalp 2013). GRACE uydularının geçiş yörüngeleri Şekil 3.7'de gösterilmiştir.

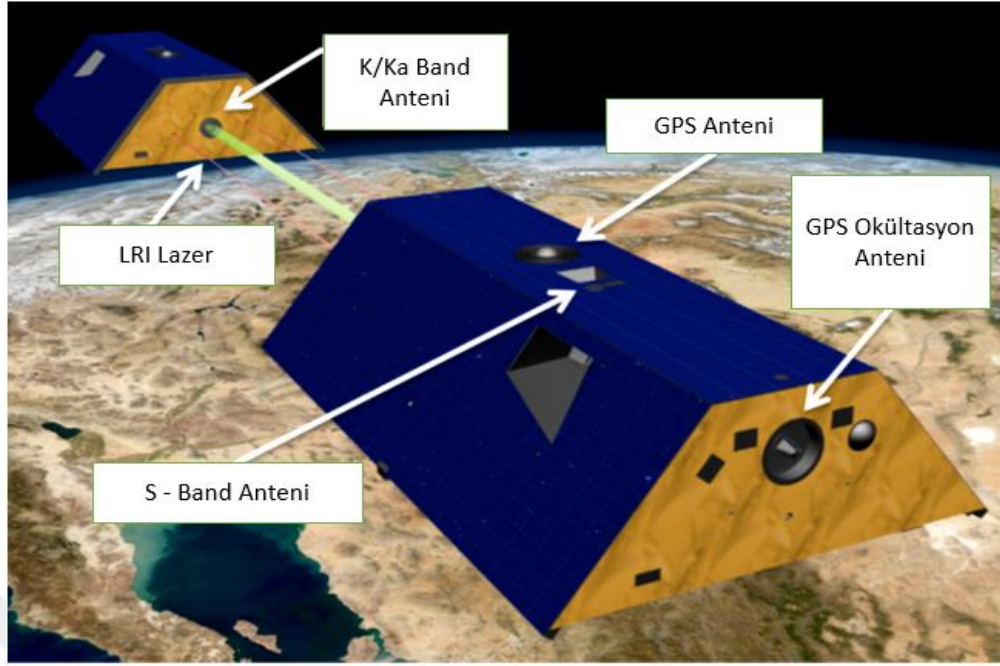


Şekil 3.7. GRACE uydularının geçişleri (Szabó ve Marjańska 2020)

Dünya'nın yerçekimi alanında gerçekleşen değişikliklerin izlenmesindeki rolünü 2017'de tamamlayan GRACE, yerini Mayıs 2018'de göreve başlayan GRACE Follow-On (GRACE-FO) uydu çiftine bırakmıştır.

GRACE-FO' nun ilk hedefi devraldığı GRACE görevini (04/2002- 06/2017) yani Dünya'nın yerçekimi alanı ve yüzey kütle değişikliklerinin yüksek çözünürlüklü aylık küresel haritalarını beş yıllık bir süre boyunca sürdürmektir. İkinci hedefi ise iki yönlüdür. Birincisi GRACE-FO, yeni bir LRI (Laser Ranging Interferometer) sayesinde uydudan uyduya izleme (SST- Satellite-to-Satellite Tracking) tekniğindeki ölçüm performansını iyileştirerek, gelecekteki uzay-gravimetri görevlerinin zeminini hazırlamaktır. LRI' nın gelecekte GRACE benzeri jeodezik görevlerde kullanılmak üzere uydular arasında lazer interferometrinin ilk gösteriminin olacağı belirtilmiştir. İkinci olarak, GRACE-FO GPS uydularından ne kadar sinyal geldiğini gözlemleyip atmosferik sıcaklık ve nemi ölçerek Dünya atmosferinin yapısı hakkında bilgiler sağlayacaktır (Dahle ve ark 2019).

GRACE-FO ikiz uyduları yaklaşık olarak 490 km yükseklikte ve 220 ± 50 km'lik bir mesafe ile Dünya çevresinde birbirlerini takip etmektedirler. GRACE-FO uyduları yer ile iletişimi sağlayan S-Bandı radyo frekansları ile uyduların kendi arasındaki mesafe için kullanılan K-Bandı ve lazer frekansları dışında birbirleri ile aynıdır. Her iki uydu da atmosferik rüzgâra doğru, önde veya arkada, ileri veya geri hareket edebilmektedir. GRACE-FO uyduları, 50° 'lik bir açı ile yan panelleri olan prizmatik bir gövde olarak tasarlanmıştır (Dahle ve ark 2019).



Şekil 3.8. GRACE-FO ikiz uyduları (Dragon 2015)

GRACE-FO ikiz uydularının sahip olduğu donanımlar (Şekil 3.8),

- **ACC (Accelerometer)**, Fransa tarafından geliştirilmiş bir ivmeölçerdir. Yerçekimi olmayan (hava sürtünmesi, güneş radyasyonu, atmosferik sürüklenmeden kaynaklananlar gibi) ivmeleri ölçmek için tasarlanmıştır (NASA/GRACE-FO 2022).
- **GPS Alıcı Grubu**, navigasyon verilerini ve atmosferik ölçümleri sağlamaktadır (Dahle ve ark 2019).
- **IMU (Inertial Measurement Unit)**, açısal hızın ölçümünü ve açısal değişiklikleri sağlamaktadır (Dahle ve ark 2019).
- **KBR**, K-Bandı, MWI- Mikrodalga donanımı olarak bilinmektedir (NASA/GRACE-FO 2022). Bu donanım, iki uydu arasında K ve Ka-Band sinyallerinin faz takibini kullanarak iki uyu arasındaki mesafeyi hassas bir şekilde ve devamlı ölçebilmektedir (Dahle ve ark 2019).
- **LRI (Laser Ranging Interferometer)**, GRACE ile GRACE-FO uyduları arasındaki farkı oluşturan bir donanımdır. İki uydu arasında devamlı olarak gönderilen lazer sinyallerinin faz takibini yaparak iki uydu arasındaki mesafe değişimlerini hassas bir şekilde ölçebilmektedir (Dahle ve ark 2019).

3.8 GRACE, GRACE-FO Yerçekimi Ölçüm Sistemi

Dünya çevresinde dolaşmakta olan her bir yapay uydunun yörünge üzerindeki hareketleri yer çekimi alanından büyük ölçü de etkilenmektedir. Yapay uyduların yörüngelerinde Kepler'in tanımlamış olduğu düzgün (ideal) hareketten farklı olarak sapmalar görülmektedir. Bunun nedeni ise yeryuvarının şekilsel basıklığı ve kütle dağılımındaki düzensizliklerdir. Yörünge üzerinde hareketine devam etmekte olan bir uydunun anlık dinamik davranışı gözlenirse, sapmalara sebep olan çekim alanının haritası çıkarılabilmektedir (Kaula 2018).

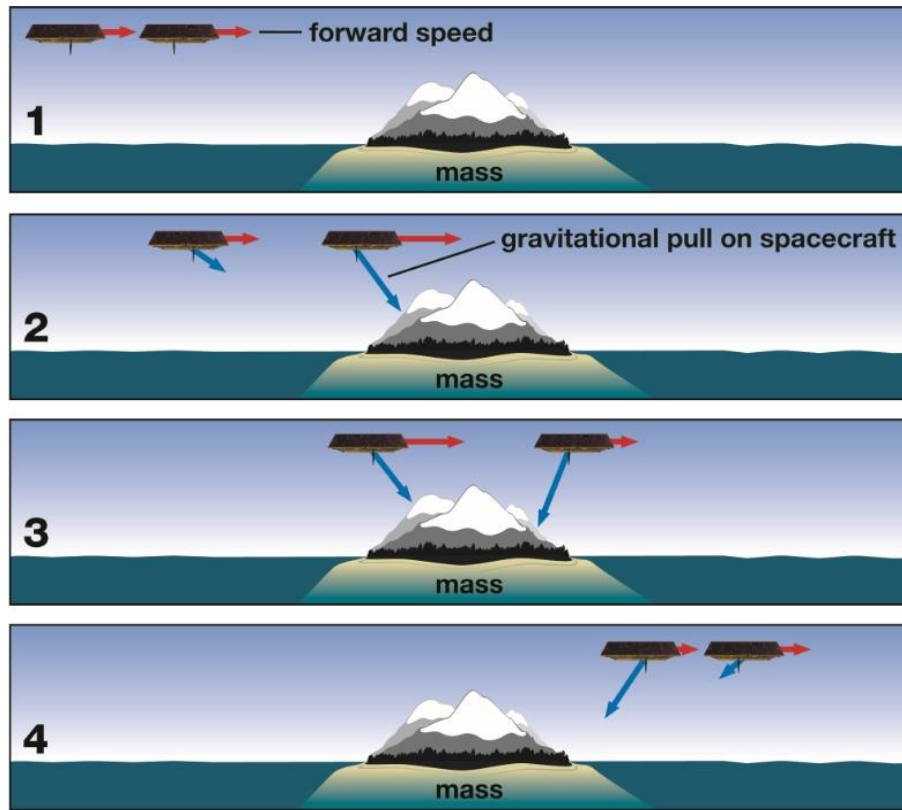
Dünya'nın yüzeyi tek tip bir yapıya sahip olmasa da uzun zamanlar sabit şekilde gözlemlenebilir. Örneğin geçen ay gözlemlenen bir dağ muhtemelen bu ayda gözlemlendiğinde değişmeyen bir kütle ile aynı yerde gözlemlenecektir. Bunun yanı sıra çok daha kısa zaman ölçeklerinde meydana gelen kütle değişimleri görülmektedir. Bunlar çoğunlukla su içeriğindeki değişikliklerden kaynaklanmaktadır. Bu durum atmosfer, okyanuslar, kıtalar, buzullar ve kutup buzulları arasındaki dönüşüm ile gerçekleşmektedir. Ortalama yerçekimi alanı bize katı Dünya'nın yapısını daha iyi anlamamızı ve okyanus dolaşımları hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlarken, yer altı suyu dalgalanmalarını, deniz buzunu, deniz seviyesinin yükselmesini, derin okyanus akıntılarını, okyanus taban basıncını ve okyanus ısı akışını incelemek için de zaman değişkenli yerçekimi bize yardımcı olmaktadır (NASA/GRACE-FO 2022).

GRACE-FO ikili uydu sisteminin bize sağladığı veriler ortalama yerçekimi alanının aylık haritalamalarını oluşturmak, yeraltı sularının depolanmasındaki değişiklikleri (Schmidt ve ark 2006), göl ve nehirlerdeki su miktarlarının değişimlerini, buzullar ve buzul kütle üzerindeki değişimleri (Slobbe ve ark 2009) ve suyun gezegende nasıl hareket ettiğinin ayrıntılarını bize sunmak için kullanılmaktadır.

GRACE-FO' un ham verileri iki uydu arasındaki uzaklığı veren bir dizi ölçüm şeklindedir. Bu iki uydu aralarındaki mesafeyi ölçmek için sürekli olarak birbirlerine mikrodalga sinyaller göndermektedirler. Çift, okyanus üzerinde hareketine devam ederken aralarındaki mesafe nispeten aynı olarak gözlemlenmektedir. Ancak önden giden uydu bir kara parçası ile karşılaştığında, karanın daha yüksek olan yerçekimi onu hala okyanus üzerinde hareket etmekte olan çiftinden uzaklaştırır. İkinci uyduda kara ile karşılaştığı zaman daha yüksek kütleyle doğru çekilir dolayısıyla öndeki uyduya doğru çekilmiş olur. Öncü uydu, yoğun kara kütlelerini geçerken karanın yüksek yerçekimi ile artık hafif bir şekilde geriye çekilir. Her iki uyduda tekrar su üzerinde olduğunda,

arkadaki uydu ile öndeki uydu arasındaki mesafe orijinal haline dönmeden önce arkadaki uyduda çok hafif şekilde karaya doğru çekilmektedir. Daha sonra orijinal mesafeye dönüp görevlerine devam etmektedirler (Şekil 3.11).

Bu olay sırasında gerçekleşen mesafe değişikliğini gözlerimiz kesinlikle algılayamamaktadır, ancak GRACE-FO üzerinde, uydular arasındaki mesafede gerçekleşen küçük değişiklikleri tespit etmek için tasarlanan son derece hassas mikrodalga mesafe ayarlama sistemi bulunmaktadır (NASA/GRACE-FO 2022).



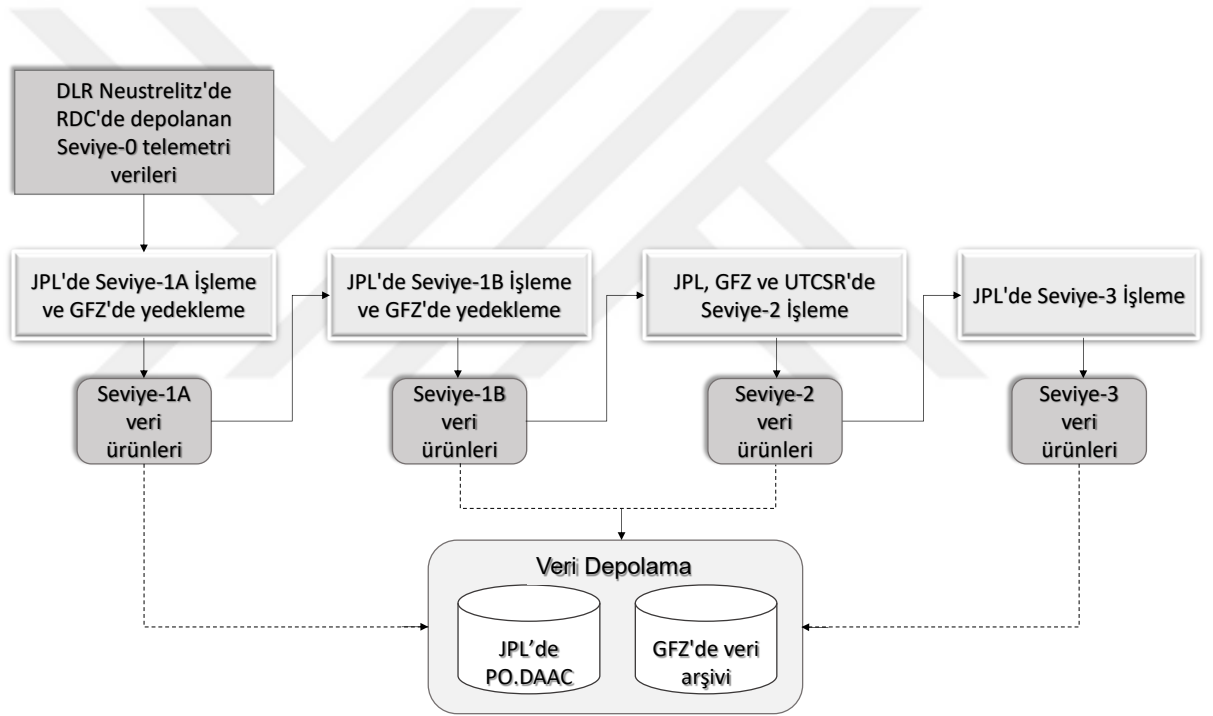
Şekil 3.11. GRACE-FO uydularının arasındaki mesafenin farklı yerçekimi seviyelerindeki değişimin örneği (NASA/JPL 2022)

3.9 GRACE, GRACE-FO Veri Sistemi

GRACE ve GRACE-FO verileri üç farklı işlem merkezi tarafından sürekli olarak aylık yerçekimi çözümleri yayınlamaktadır.

- JPL (Jet Propulsion Laboratory)
- GFZ (GeoforschungsZentrum Potsdam)
- CSR (Center for Space Research at University of Texas, Austin)

GRACE ve GRACE-FO uydularından Dünya yerçekimi alanları resmi olarak iki düzeyde üretilmektedir (Seviye-1 ve Seviye-2). Bu veri sistemi SDS (Science Data System) tarafından üretilir ve SDS, UTCSR, JPL ve GFZ arasında dağıtılır (Doorn Brad ve ark 2016).



Şekil 3.12. GRACE-FO SDS veri işleme ve akış şeması (Dahle ve ark 2019)

Seviye-0 verileri, Neustrelitz'deki Deutsches Zentrum Für Luft und Raumfahrt'taki (DLR) GRACE-FO Ham Veri Merkezi (RDC) tarafından telemetri verilerinin alınması, toplanması ve ayrıştırılması sonucunda oluşmuştur (Dahle ve ark 2019).

Seviye-1 verileri Seviye-1A ürünü ve Seviye-1B ürünü olarak yayınlanmaktadır. Seviye-1A ürünleri uydulardan toplanan, kalibre edilmiş ve zaman bilgisi içeren ham verilerdir. Bu ürünlerin kullanımı için uzman düzeyinde bilgi gerekmektedir. Seviye-1B

ürünleri ise filtrelenmiş mesafe bilgileri, ivme ölçümü gibi yardımcı verilerden oluşur ve deprem incelemeleri gibi belirli hedefler için kullanılabilir (Han ve ark 2014).

Seviye-2 verileri, küresel harmonik katsayılar şeklinde yayınlanan, yaklaşık olarak aylık gravite alanı tahminlerinde ve uydular için yörünge çözümlerinde kullanılmaktadır. Seviye-3 verileri, Seviye-2 verilerindeki aylık gravite anomalilerini yüzey kütle anomalilerine (eşdeğer su yükseklikleri) dönüştürerek verilerin gridlenerek sunulmasını sağlamaktadır. Seviye-3 gridleri Seviye-2 verileri kullanıma sunuldukça güncellenmektedir (Dahle ve ark 2019). Seviye-3 verilerine örnek olarak GRACE-Tellus projesi verilebilir. GRACE-Tellus projesi kapsamında kullanıcılar, gravite alanı ile ilişkili olan değişimlerin bazılarını görebilmektedir (JPL/NASA 2022). Bu proje kapsamında kullanılan veri setleri, işlenmiş ve bilgiye dökülmüş Seviye-3 verileridir (Atayer 2012). En güncel *Sürüm-06* (Release RL06)'dır.

GRACE ve GRACE-FO'dan gelen Seviye-1, Seviye-2 ve Seviye-3 verilerine, JPL'de ki PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) (NASA/GRACE-FO 2022) ve GFZ' deki ISDC (Information System & Data Center) veri merkezleri tarafından erişim sağlanabilmektedir.

GRACE-FO ayrıca birkaç günlük gecikme süresi olan bir *hızlı görünümlü* ürün üretmeyi planlamaktadır. Bu ürün ile kuraklık, sel ve su kaynaklarının gerçek zamanlıya yakın izlenmesi amaçlanacaktır, ancak normal gecikmeyle yayınlanan istikrarlı GRACE aylık çözümleriyle aynı doğruluğa sahip olmayacağı belirtilmektedir (Doorn Brad ve ark 2016).

3.9.1 Seviye-2 veri formatı

SDS veri işleme merkezi tarafından yayımlanan ürünler standart bir dosya isimlendirme formatı kullanılmaktadır. Seviye-2 verileri isimlendirme formatı,

'PID-2_YYYYDOY-YYYYDOY_ddd_ssss_mmmm_rrvv'

şeklindedir.

PID, üç karakterden oluşan bir ürün tanımlama anımsatıcıdır. Bu üç karakterin her biri bir değeri temsil etmektedir (Yuan 2018).

1. Karakter

G: Jeopotansiyel katsayılar

2. Karakter

S: Yalnızca GRACE Follow-On verilerinden yapılan tahmin

C: GRACE Follow-On ve karasal yerçekiminden kombinasyon tahmini

A: Bir zaman aralığında herhangi bir arka plan modelinin ortalaması

3. Karakter

M: Statik alanın tahminidir. Bu ürün için veri dosyaları ayrıca arka plan yerçekimi modelindeki seküler değişiklikleri modellemek için kullanılan dönemleri ve oranları içeren kayıtları da içerir.

U: Arka plan yerçekimi modeline göre jeopotansiyel tahmin

A: Gelgitsiz atmosfer bkz. (Dobslaw ve ark 2017)

B: Gelgitsiz okyanus bkz. (Dobslaw ve ark 2017)

C: Gelgitsiz atmosfer ve okyanusun birleşimi bkz. (Dobslaw ve ark 2017)

D: Okyanuslar üzerinde alt basınç, karada sıfır kombinasyonu bkz. (Dobslaw ve ark 2017)

YYYYDOY-YYYYDOY, kullanılan verilerin tarih aralığını yıl ve yılın günleri şeklinde belirtmektedir (Yuan 2018).

dddd, dizisi yerçekimi görevini belirtmektedir (Yuan 2018).

1. GRAC: GRACE uydu sisteminden elde edilen veriler.
2. GRFO: GRACE-FO uydu sisteminden elde edilen veriler.

sssss, dizesi verilerin işlendiği kurumu belirtir (Yuan 2018).

1. UTCSR: Austin Uzay Araştırmaları Merkezi'ndeki Texas Üniversitesi
2. JPLEM: NASA Jet Tahrik Laboratuvarı
3. GFZOP: GFZ Alman Yerbilimleri Araştırma Merkezi

mmmm, dizesi yerçekimi çözümünü karakterize etmek için kullanılan dört karakterli bir anımsatıcıdır. İlk karakter, yerçekimi çözümünde kullanılan birincil gözlem tipini tanımlamak için kullanılır (MWI = Mikrodalga Aleti; LRI = Lazer Mesafeli İnterferometre). İkinci karakter, dosyadaki küresel harmonik genişletmenin boyutunu tanımlar. Üçüncü ve dördüncü karakterler, kullanılan temel fonksiyonun türü, bunun kısıtsız veya kısıtlı bir çözüm olup olmadığı ve kullanılan pencereleme fonksiyonunun türü dahil olmak üzere yerçekimi çözümünün diğer özelliklerini temsil etmek için kullanılır (Yuan 2018).

1. Karakter

A: MWI aralığı verileri

B: MWI aralık hızı verileri

C: MWI menzil hızlandırma verileri

D: LRI aralığı verileri

E: LRI aralık hızı verileri

F: LRI menzil hızlandırma verileri

G: MWI aralığı verileri + LRI aralığı verileri

H: MWI aralık hızı verileri + LRI aralık hızı verileri

I: MWI menzil hızlandırma verileri + LRI menzil hızlandırma verileri

2. Karakter

A: 60 x 60 küresel harmonik genişleme

B: 96 x 96 küresel harmonik genişleme

C: 180 x 180 küresel harmonik genişleme

D: 60 x 30 küresel harmonik genişleme

E: 100 x 100 küresel harmonik genişleme

F: 90 x 90 küresel harmonik genişleme

3. ve 4. Karakterler

01: Pencereleme işlevine sahip kısıtsız küresel harmonik çözüm

02: Ayrılmış

rrvv, dizesi çözümün yayınını (rr) ve sürümünü (vv) gösterir. Sürüm numarası, belirli bir arka plan kuvvet modeli grubuna bağlıdır ve farklı görevler (GRACE ve GRACE-FO gibi) genelinde çözümler arasındaki tutarlılığı gösterir (Yuan 2018).

"GSM-2_2021182-2021212_GRFO_UTCSR_BA01_0600" şeklindeki bir dosya isimlendirmesinde, GSM-2, Seviye-2 küresel harmonik katsayıların aylık çözümlerini, 2021182-2021212, çözümün 2021 yılının 182'inci günü ile 2021 yılının 212'inci gün aralığını kapsadığını, GRFO, GRACE-FO uydusundan elde edilen verilerin kullanıldığını, UTCSR analiz merkezinin kısa adını, BA01, MWI aralık hızı verileri ile 60x60 dereceye kadar açılan pencereleme işlevine sahip kısıtsız küresel harmonik çözümlerin kullanıldığını, 0600, çözümün sürümünün Sürüm-06 olarak alındığını göstermektedir.

JPL, GFZ ve UTCSR için geçerli son sürüm, Sürüm-06 olarak belirtilmiştir. Bu, her merkez tarafından sağlanan GRACE, GRACE-FO Sürüm-06 veri ürünleri arasındaki sürekliliği ve tutarlılığı belirtmek için yapılır (Yuan 2018).

GAX ürünlerini kullanmadan önce, kullanıcıların AOD1B Ürün Açıklama Belgesinin en son sürümünü (GRACE 327-750) okumaları tavsiye edilmektedir (Dobslaw ve ark 2017).

Tüm olası karakter kombinasyonları anlamlı değildir veya ürün olarak sağlanmaz. Tanımlanan ürünlerin listesi ve ilişkili format adları Çizelge 3.1'de özetlenmiştir.

Çizelge 3.1. GRACE-FO uydusu tanımlayıcıları ve açıklamaları (Yuan 2018)

PID	FORMAT	NOTLAR
GSM	GRCOF2	
GCM	GRCOF2	
GAA	GRCOF2	(Sadece GFZ ve JPL tarafından)
GAB	GRCOF2	(Sadece GFZ ve JPL tarafından)
GAC	GRCOF2	(Tüm merkezler tarafından üretilen)
GAD	GRCOF2	(Tüm merkezler tarafından üretilen)

Çalışma süresince GRACE-FO uydularından elde edilen, 2018-2021 yılları arası, üç farklı veri merkezine ait (GFZ, JPL, CSR), 60x60 derecelik, GSM Seviye-2, Sürüm-06 verileri kullanılmıştır.

3.10 Seviye-2 Verileri ve Jeopotansiyel Değişimler

Belirli bir t periyodundaki harmonik katsayılar $C_{nm}(t)$ ve $S_{nm}(t)$ kabul edilirse, koordinatları r , ϑ ve λ olan bir noktanın t periyottaki bozucu potansiyeli $n \rightarrow \max$ ve (3.49) eşitliğinden,

$$T(r, \vartheta, \lambda; t) = \frac{GM_y}{r} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.50)$$

veya (3.47)' de gösterilen biçimde yazılacak olursa,

$$T(r, \vartheta, \lambda; t) = \frac{GM_y}{r} \left\{ 1 + \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \right\} \quad (3.51)$$

şeklinde yazılmaktadır.

t ile aynı referans sisteminde bulunan t_0 periyoduna ilişkin harmonik katsayılar $C_{nm}(t_0)$ ve $S_{nm}(t_0)$ olarak gösterildiğinde, $t - t_0$ zaman aralığında katsayılarda meydana gelen değişimler,

$$\Delta C_{nm}(t) = C_{nm}(t) - C_{nm}(t_0) \quad , \quad \Delta S_{nm}(t) = S_{nm}(t) - S_{nm}(t_0) \quad (3.52)$$

biçiminde elde edilmiş olunur. (3.51) eşitliğinde bahsedilen δC ve δS katsayıları ile aynı referans sistemine dayanması sebebiyle (3.51)' de verilen değişim miktarları özdeş kabul edilir. Örneğin, C katsayısı için, (3.48) eşitliği kullanılarak, özdeşlik,

$$\Delta \delta C_{nm}(t) = (C_{nm}(t) - C_{nm}^U) - (C_{nm}(t_0) - C_{nm}^U) = C_{nm}(t) - C_{nm}(t_0) = \Delta C_{nm}(t) \quad (3.53)$$

şeklinde ifade edilmektedir. İlgili noktanın bozucu potansiyelinde $t - t_0$ aralığında meydana gelen değişim,

$$\Delta T(r, \vartheta, \lambda; t) = T(r, \vartheta, \lambda; t) - T(r, \vartheta, \lambda; t_0) \quad (3.54)$$

olarak gösterilmektedir. (3.51) ve (3.52) eşitlikleri göze alınarak harmonik katsayı değişimlerinin doğrusal bir fonksiyonu elde edilmektedir.

$$\Delta T(r, \vartheta, \lambda; t) = \frac{GM_y}{r} \sum_{n=1}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \Delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.55)$$

GRACE çözümlerinde $n=0$ ve $m= (0,1)$ için harmonik katsayıların değeri 0'dır. Yani C_{10}, C_{11}, S_{11} katsayıları yeryuvarının ağırlık merkezinin koordinatlarıyla ilgilidir. Referans elipsoidi ile tanımlı olduğu düşünülen ağırlık merkezinin koordinatlarının da değişmediği varsayılmaktadır. S_{n0} kuşak harmonik katsayılarının ise tümü 0'dır (Liu 2008, Atayer 2012). Bu nedenle GRACE çalışmalarında eşitliklerde seri toplamı $n=2$ ' den başlatılmaktadır. (3.55) eşitliği,

$$\Delta T(r, \vartheta, \lambda; t) = \frac{GM_y}{r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \Delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.56)$$

eşitliğine dönüşür.

GRACE ile yapılan çalışmalarda, bahsedilen eşitliklerdeki gibi doğrudan iki periyot karşılaştırılamamaktadır. Çünkü aylık jeopotansiyel çözümler model hatalarının etkisi altında kalmaktadır (Wahr ve ark 2006, Liu 2008). Bundan dolayı, kullanılacak olan aylık çözümün, ya statik bir modelden veya uzun bir dönemden elde edilen çözümlerin genel ortalaması ile elde edilen bir modelden sapması ele alınarak

kullanılmaktadır. Bazı tektonik çalışmalarda ise ilgili yıl için oluşturulan model ile diğer bir yılın modeli arasındaki fark düşünülebilir (Liu 2008). Bahsedilenlere göre GRACE ile yapılan çalışmalarda katsayı değişimleri iki farklı şekilde oluşturulabilmektedir.

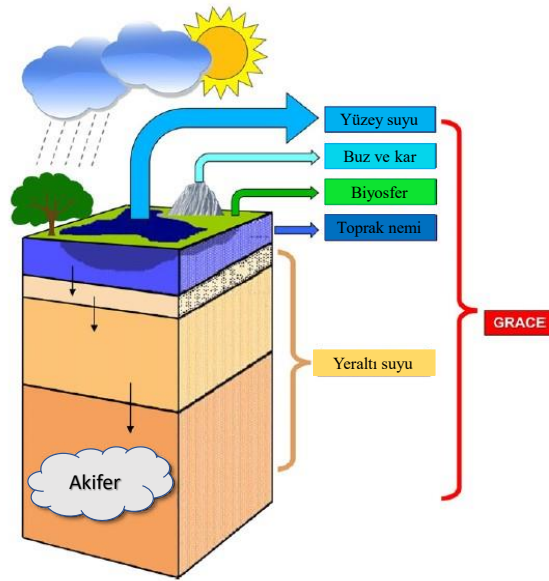
$$\Delta C_{nm} = \begin{cases} C_{nm}(t) - \bar{C}_{nm} \\ \text{veya} \\ \bar{C}_{nm,i} - \bar{C}_{nm,j} \end{cases}, \Delta S_{nm} = \begin{cases} S_{nm}(t) - \bar{S}_{nm} \\ \text{veya} \\ \bar{S}_{nm,i} - \bar{S}_{nm,j} \end{cases}, (2 \leq n \leq n_{max}, 0 \leq m \leq n) \quad (3.57)$$

Eşitliklerde geçen $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$, oluşturulan modelin n. derece ve m. sıradan harmonik katsayılarıdır. i ve j ise yıllık modelleri ifade etmektedir.

3.11 Eşdeğer Su Kalınlığı Değişimi

Kütle değişimleri, Dünya yüzeyine çok yakın ince bir su kalınlığı değişim tabakasında (birkaç kilometre kalınlığında bir tabakada) yoğunlaşmış olarak düşünülebilir. Aylık olarak gözlemlenen yerçekimi değişikliklerinin bir kısmı, hidrolojik rezervuarlardaki su değişikliklerinden, hareket eden okyanus, atmosferik ve kara buz kütlelerinden kaynaklanmaktadır (Wahr ve ark 1998).

GRACE ve GRACE-FO uyduları yeryuvarında meydana gelmekte olan kütle değişimlerine karşı oldukça duyarlı uydulardır (Wahr ve ark 2006, Liu 2008). Hidrolojik olaylar sonucu oluşan değişimlerden biri olan *eşdeğer su kalınlığı değişimi* (equivalent water thickness-EWT) GRACE ve GRACE-FO uyduları tarafından elde edilebilmektedir. GRACE ve GRACE-FO uydularından elde edilen EWT değişimleri su katmanlarının hepsi ile ilişkilidir. Yani değişimlerin hangi katmandan kaynaklandığı doğrudan söylenememektedir. Ayrımların yapılabilmesi için hidrolojik ve oşinografik ek verilerden faydalanılmaktadır (Schmidt ve ark 2006, Cazenave ve Chen 2010).



Şekil 3.13. GRACE tarafından ölçülen entegre su katmanları (Cazenave ve Chen 2010)

Yüzey kütle yoğunluğu (surface mass anomaly) değişimi, fiziksel yeryüzünde ince bir su tabakası (<1 km) nedeniyle gerçekleşmektedir. Değişimi aşağıdaki harmonik açılım ile gösterilebilir (Wahr 2007, Liu 2008).

$$\Delta\sigma(\vartheta, \lambda) = a\rho_w \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\Delta\check{C}_{nm}\cos m\lambda + \Delta\check{S}_{nm}\sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \quad (3.58)$$

Eşitlikte verilen $\Delta\check{C}_{nm}$ ve $\Delta\check{S}_{nm}$, yüzey yoğunluk katsayı değişimlerini verirken, ρ_w , suyun yoğunluğunu (1000 kg/m^3) ifade etmektedir. Yoğunluk değişimine karşılık gelen su kalınlığı değişimi (EWT değişimi),

$$\Delta e(\vartheta, \lambda) = \frac{\Delta\sigma(\vartheta, \lambda)}{\rho_w} \quad (3.59)$$

şeklinde tanımlanmaktadır.

Referans alınan elipsoidin büyük yarı eksenini a ile ölçeklendirilmiş yüzey yoğunluk katsayı değişimleri ile (3.57) eşitliğinde verilen katsayı değişimleri arasında bir ilişki bulunmaktadır (Wahr ve ark 1998, Wahr 2007, Liu 2008).

$$a \left\{ \frac{\Delta \check{C}_{nm}}{\Delta \check{S}_{nm}} \right\} = a \frac{\rho_{ave}(2n+1)}{3\rho_w(1+k_n)} \left\{ \frac{\Delta C_{nm}}{\Delta S_{nm}} \right\} = K_n \left\{ \frac{\Delta C_{nm}}{\Delta S_{nm}} \right\} \quad (3.60)$$

Eşitlikte bulunan ρ_{ave} , yeryuvarının ortalama yoğunluğunu (5517 kg/m^3), k_n , n dereceli Love sayılarını göstermektedir. Çizelge 3.2’de 200 dereceye kadar açılmış Love sayıları verilmektedir. 10’uncu ve 100’üncü dereceler arasındaki Love sayıları parçalı fonksiyonlar şeklinde hesaplanabilmektedir (Flechtner 2007).

$$\begin{aligned} k_n &= -\frac{0.682 + 0.27(n-10)/8}{n}, & 10 \leq n \leq 17 \\ k_n &= -\frac{0.952 + 0.288(n-18)/14}{n}, & 18 \leq n \leq 31 \\ k_n &= -\frac{1.24 + 0.162(n-32)/24}{n}, & 32 \leq n \leq 55 \\ k_n &= -\frac{1.402 + 0.059(n-56)/44}{n}, & 56 \leq n \leq 100 \end{aligned} \quad (3.61)$$

Çizelge 3.2. Belirli derecelere göre Love sayıları (Wahr ve ark 1998, Blewitt ve Clarke 2003, Flechtner 2007)

n	k_n (1)	k_n (2)	k_n (3)
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	(Bkz. (3.61))
11	-0.066		(Bkz. (3.61))
12	-0.064	-0.064	(Bkz. (3.61))
15		-0.058	(Bkz. (3.61))
20		-0.051	(Bkz. (3.61))
30		-0.040	(Bkz. (3.61))
40		-0.033	(Bkz. (3.61))
50		-0.027	(Bkz. (3.61))
70		-0.020	(Bkz. (3.61))
100		-0.014	(Bkz. (3.61))
150		-0.010	
200		-0.007	

(3.60) eşitliğinde verilen katsayı değişimleri (3.58)' de ele alınıp ardından elde edilen yoğunluk değişimi (3.59)'da yerine yazılırsa, GRACE harmonik katsayı değişimlerine bağlı olarak EWT değişimlerinin doğrusal ifadesi bulunabilmektedir.

$$\Delta e(\vartheta, \lambda) = \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) K_n P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.62)$$

3.12 Jeoit Yüksekliği Değişimi

(3.56) eşitliğinde bahsedilen bozucu potansiyel değişimi, (3.39) eşitliğinde düşünülürse, jeoit yüksekliği değişimi elde edilmektedir.

$$\begin{aligned} \Delta N(r, \vartheta, \lambda) &= \frac{\Delta T(r, \vartheta, \lambda)}{\gamma} \\ &= \frac{GM_y}{\gamma r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \end{aligned} \quad (3.63)$$

GRACE ile yapılan uygulamalarda her bir nokta için $r=a$ alınmakta ve γ normal gravite değeri yerine de GM_y/a^2 yaklaşımı öngörülerek (3.63) eşitliği daha yalın bir hale getirilmektedir (Wahr 2007, Liu 2008, Barthelmes 2009).

$$\Delta N(r, \vartheta, \lambda) = a \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.64)$$

Periyodlara gerekli düzeltmelerin getirilmesiyle hesaplanan mutlak jeoit yüksekliklerinin tek tek incelenmesi yerine, (3.64) eşitliği kullanılarak doğrudan elde edilen yükseklik değişimlerinin kullanılması, izlenecek olan jeoit yüzeyinde anlamlı bir veri kaybına sebep olmamaktadır (Barthelmes 2009, Atayer 2012).

3.13 Gravite Değişimleri

Fiziksel yeryüzünde meydana gelen gravite değişimleri, gravite bozukluğu (δg) veya gravite anomalisi (Δg) değişimleri şeklinde belirtilmektedir.

(3.41) eşitliğinde bahsedilen gravite bozukluğu, T bozucu potansiyelinin r ' ye göre kısmi türevinin ters işaretlisi olarak yazılabilmektedir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2006, Atayer 2012).

$$\delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} \quad (3.65)$$

Oluşan eşitliğe göre, gravite bozukluğu değişimi (3.55) eşitliğinde verilen bozucu potansiyel değişimine bağlı şekilde ifade edilmektedir.

$$\Delta \delta g(r, \vartheta, \lambda) = -\frac{\partial \Delta T(r, \vartheta, \lambda)}{\partial r} \quad (3.66)$$

(3.55) bozucu potansiyel değişiminde $1/[r^{n+1}]$ fonksiyonunun türevi,

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r^{n+1}} \right) = -(n+1) \frac{1}{r^{n+2}} \quad (3.67)$$

olduğu için, (3.66) eşitliği gravite bozukluğu değişimi,

$$\Delta \delta g(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{r^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n+1) \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.68)$$

şeklinde elde edilmiş olur.

Gravite anomalisi değişimi ($\Delta \Delta g$), (3.43) eşitliğinde verilenlerden, bozucu potansiyel değişimi (ΔT) ile gravite bozukluğu değişiminin ($\Delta \delta g$) bir fonksiyonu şeklinde ifade edilebilir.

$$\Delta \Delta g(r, \vartheta, \lambda) = \Delta \delta g(r, \vartheta, \lambda) - \frac{2}{a} \Delta T(r, \vartheta, \lambda) \quad (3.69)$$

(3.56) ve (3.68) eşitlikleri (3.69)'da düşünülürse, gravite anomalisinin değişim harmonik açılımını elde edilmiş olur.

$$\Delta\Delta g(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{r^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n-1) \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \quad (3.70)$$

Jeoit yüksekliği değişiminde kullanılan yalınlaştırma işlemi yani $r=a$ varsayımı gravite değişiminde (3.68) ve (3.70) eşitliklerinde de öngörülmektedir (van der Wal ve ark 2008, van der Wal 2009, Baur ve Sneeuw 2011, Chao ve ark 2011, Mémin ve ark 2011).

$$\Delta\delta g(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{a^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n+1) \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \quad (3.71)$$

$$\Delta\Delta g(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM_y}{a^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n-1) \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos\vartheta) \quad (3.72)$$

Yeryuvarından uzaklaştıkça, yukarıda bahsedilen $r=a$ öngörüsü geçerli olmamaktadır. Gravite değişim sinyali a/r oranı nedeniyle azalacağı için yer merkezinden uzaklaştıkça (3.68) ve (3.70) eşitlikleri göz önüne alınmalıdır (Baur ve Sneeuw 2011).

3.14 Harmonik Katsayıların Filtrelenmesi

Harmonik katsayıların filtrelenmesi çalışma kapsamında iki yöntem ile gerçekleştirilmiştir. Bunlar Gauss yumuşatma filtresi ve DDK filtreleridir.

3.14.1 Gauss yumuşatma filtresi

GRACE ve GRACE-FO uyduları, belirli bir derece ve mertebeye kadar açılan harmonik katsayılardan oluşan aylık gravite alanı çözümleri sunmaktadır. Ancak bazı hata kaynaklarından dolayı yüksek dereceli yani kısa dalga boylu katsayılarda gürültü görülmektedir. Çözüm derecesi arttıkça gürültü seviyesi de artmaktadır (Wahr ve ark 1998, Wahr ve ark 2006, Simav 2012).

Katsayıları belirli bir derecede sonlandırmak bir çözüm olarak sunulsa da, konumsal çözünürlük ve kesme hatası düşünüldüğünde çok tercih edilen yöntem olarak görülmemektedir (Wahr ve ark 2006). Bu yöntem yerine daha uygun bir sinyal gürültü oranı elde etmek amaçlı, konumsal yumuşatma, potansiyel katsayıların filtrelenmesi ve bölgesel ortalama tercih edilmektedir (Simav 2012).

Konumsal yumuşatma tekniği için bir çok yöntem sunulmuş olmakla beraber, kullanımı kolay ve en yaygın olan yöntem, Gauss yumuşatması ya da konumsal Gauss filtresi olarak belirtilmiştir (Wahr ve ark 1998, Chen ve ark 2006).

Jeopotansiyel değişimlerdeki harmonik açınım eşitliklerinde seri toplamalarının belirli bir yerde ($n = n_T$) kesilmesi işlemi *truncation* olarak geçmektedir. Ayrıca ilgili dereceden sonraki katsayılar hesaba katılmamaktadır. Bu işlem, n derecesine bağlı bir ağırlık fonksiyonu (W_n^*) ile tanımlanmaktadır.

$$W_n^* = \begin{cases} 1, & n < n_T \text{ için} \\ 0, & n \geq n_T \text{ için} \end{cases} \quad (3.73)$$

Oluşturulan bu fonksiyon, yüzey harmoniği değişimi ($\Delta Y_n(\vartheta, \lambda)$) ile çapılır. Yüzey harmoniği,

$$\Delta \bar{Y}_n(\vartheta, \lambda) = W_n^* \Delta Y_n(\vartheta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) W_n^* P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.74)$$

şeklinde ölçeklendirilir. Filtreleme sayesinde değişimin standart sapması düşerken, doğruluğu artmaktadır. Bu fonksiyon uygulandığında, değişimin sinyalleri birbirine az veya çok karışmaktadır. Bu durumun önüne geçilmek için Gauss ağırlık fonksiyonu kullanılmaktadır. Bu fonksiyon iteratif olarak tanımlanmaktadır (Wahr 2007, van der Wal ve ark 2008).

$$W_n = \begin{cases} 1 & , \quad n = 0 \text{ için} \\ [(1 + e^{-2b})/(1 - e^{-2b}) - 1/b] & , \quad n = 1 \text{ için} \\ [-(2n + 1)/b] W_{n-1} + W_{n-2} & , \quad n \geq 2 \text{ için} \end{cases} \quad (3.75)$$

Burada verilen b katsayısı, yumuşatma yarıçapı R 'ye bağlı bir fonksiyondur.

$$b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos(R/a)} \quad (3.76)$$

Gauss ağırlık fonksiyonu (W_n), yüzey harmoniği değişimine uygulandığında,

$$\Delta \bar{Y}_n(\vartheta, \lambda) = W_n \Delta Y_n(\vartheta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) W_n P_{nm}(\cos \vartheta) \quad (3.77)$$

eşitliği ile ilgili katsayılar filtrelendir. İzotropik filtre olarak adlandırılan bu filtre, sadece n derecesine bağlıdır. Anizotropik filtreler ise hem n derecesine hem de m sırasına bağlı olan filtreler olarak tanımlanmaktadır (Han ve ark 2005).

GRACE uygulamalarında genellikle 300-1000 km aralığında seçimi tercih edilen filtre boyu (R), keyfi bir değerdir. Filtre boyu arttıkça, ağırlık fonksiyonunun daha küçük derecelere doğru 0'a yaklaştığı görülmektedir. Başka bir deyişle, sinyalin kısa dalga boyunu temsil eden yüksek dereceli katsayılar çözümde etkisizleştirilir. Ancak bir taraftan da hatalar azalacağı için çözümlerin standart sapmaları küçülecektir. Filtre boyu azaltıldığında ise, sinyalin yüksek dereceden katsayılarındaki kısa dalga boylu sinyal korunur böylece çözünürlük artmaktadır. Ancak yüksek dereceli katsayıların barındırdığı büyük genlikli hatalar çözümde daha belirginleşir ve doğruluğun düşmesine sebep olmaktadır (Atayer 2012).

GRACE ile yapılan çalışmalarda standart filtre boyutları söz konusu olamaz. Çalışılan alanın boyutu küçüldükçe, çözünürlüğü yeterli seviyeye getirmek için filtre boyutunun azaltılması gerekmektedir. Ancak çözümlerin bozucu etkiye maruz kalacağı da unutulmamalıdır. Bu sebepten dolayı, çalışılacak olan bölgenin büyüklüğüne göre, çözünürlük ve doğruluk arasında bir denge oluşturulacak şekilde deneme yanılma yöntemi ile filtre uygulanabilmektedir (Atayer 2012).

3.14.2 DDK filtreleri

DDK (Decorrelation Filter) filtreleme yöntemi, anizotropik bir yöntem olmasının yanı sıra, yaklaşık katsayı hataları, tam bir kovaryans hataları matrisi ve küresel harmoniklerin normalleştirilmiş değerleri kullanması bakımından Gauss filtrelerinden farklıdır. Bir çekirdek işlevi, yörünge yolundan kaynaklanan hataların azimut ağırlıklı katsayılarla ortadan kaldırılmasını sağlamaktadır (kuzey-güney yönünde daha dar, doğu-

batı yönünde daha geniş). Belirli bir filtrenin spektrumu, hata kovaryans matrisinin deneysel matematiksel modellemesinin ve bir K-bant uydular arası sensör kullanılarak GRACE uyduları arasındaki mesafe ölçümlerine dayalı olarak Seviye 1'den 2'ye gözlem geliştirme yöntemlerinin bir sonucu olarak oluşturulmuştur (Szabó ve Marjańska 2020).

ICGEM (International Centre For Global Earth Models) veri merkezi aracılığı ile kullanıcılar GRACE Seviye-2 harmonik katsayılarını ham olarak alıp üzerine Gauss filtreleme yöntemi uygulayarak veya DDK filtrelenmiş çözümleri doğrudan kullanarak zaman serilerine ulaşabilmektedirler. DDK çözümleri 8 farklı filtre yarıçapı için üretilmektedir. Bu çözümler DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 şeklindedir. Bazı DDK filtre yarıçapları Gauss yarıçaplarına karşılık gelmektedir. Örneğin, DDK1 filtresi 530 km, DDK2 filtresi 340 km, DDK3 filtresi ise 240 km yarıçaplı Gauss filtrelemelerine denk gelmektedir (Flechtner ve ark 2014, Güneş 2018).

4. SAYISAL UYGULAMA

Çalışma kapsamında gerçekleştirilen uygulama MATLAB kodlama yazılımında oluşturulmuştur. Uygulamada enlem, boylam ve gridlere ait girdiler kullanıcı tarafından belirlenerek istenilen bölgeler için EWT değişimleri, jeoit yüksekliği değişimleri ve gravite değişimleri hesaplanabilmektedir. Uygulama GRACE ve GRACE-FO verileri ile global ve bölgesel olarak sonuçlar vermektedir.

4.1 Uygulamanın Amaç ve Kapsamı

Uygulamada GRACE ve GRACE-FO uydularından elde edilen Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin, üç farklı veri merkezi (GFZ, CSR, JPL) tarafından sunulan çözümlemeleri kullanılmıştır. GRACE uydusunun veri aralığı 2002-2017 yıllarını, GRACE-FO uydusunun veri aralığı ise 2018-2021 yıllarını kapsamaktadır. Uygulamada temel olarak, ICGEM aracılığı ile erişim sağlanan Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden, GRACE ve GRACE-FO sistemleri ile,

- Eşdeğer su kalınlığı değişimleri (EWT),
- Jeoit yüksekliği değişimleri (ΔN),
- Gravite zamansal değişimlerinin ($\Delta \delta g$ ve $\Delta \Delta g$)

aylık ve yıllık periyotlar şeklinde değişimleri incelenmiştir.

Uygulama kapsamında yukarıda bahsedilen değişimler, global ve bölgesel olarak analiz edilmiştir. Bölgesel incelemede, çalışma alanları Türkiye ve Grönland olarak seçilmiştir. Filtreleme teknikleri olarak Gauss ve DDK yöntemleri kullanılmıştır ve elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir. DDK filtrelerine ICGEM üzerinden ulaşılmış olup, tüm veri merkezlerinin (GFZ, CSR, JPL) 60×60 derecelik Seviye-2 Sürüm-06 verilerine ait DDK1'den DDK8'e kadar olan verileri kullanılmıştır.

Seviye-2 Sürüm-06 verileri ile jeopotansiyel değişimlerin gözlemlenmesinde iki ayrı model oluşturulmuştur.

- Yıllık bazda değişimin incelendiği modelde, tüm yılların ortalama değerinden, ilgili yılın ortalama değeri çıkarılarak sonuçlar elde edilmiştir. Ancak DDK filtrelerinin karşılaştırılması yapılırken CSR DDK3 alt modeli kullanılmıştır.
- Aylık değişimlerin gözlemlendiği modelde ise CSR DDK3 ve CSR DDK5 yıllık ortalama alt modelleri üzerinden aylık verilerin çıkarılması ile değişim sonuçları elde edilmiştir.

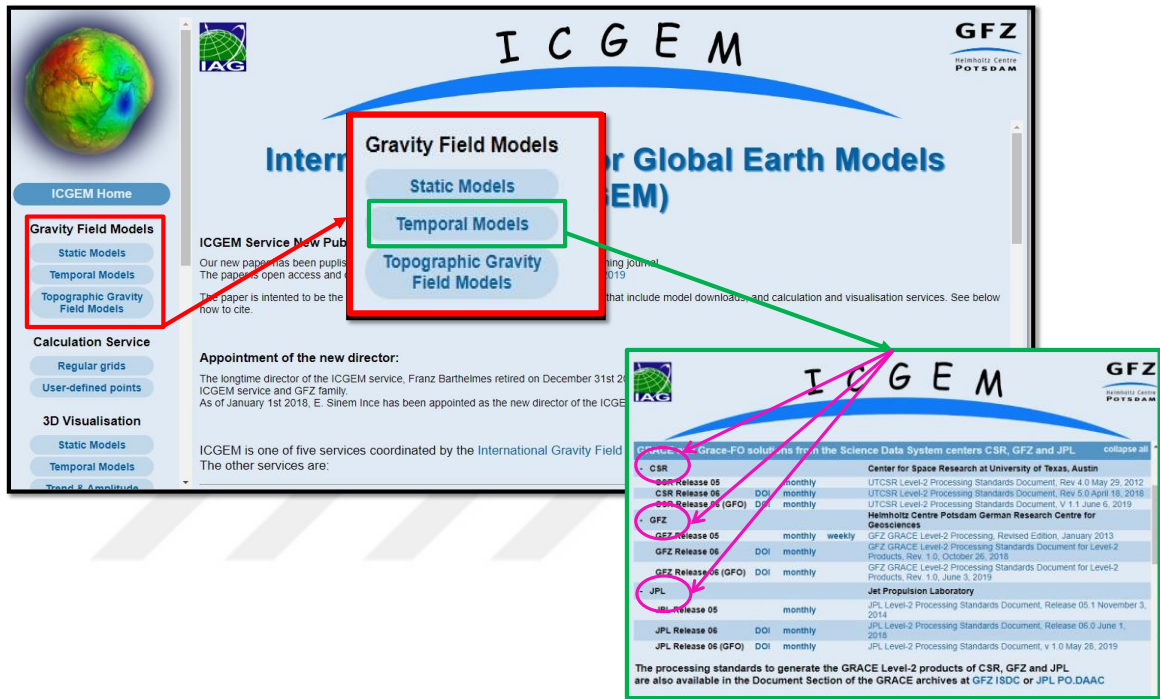
Yukarıda temel amacı ve genel kapsamlarından bahsedilen uygulamanın işlem adımları aşağıdaki gibidir.

- ✓ İlk olarak GFZ, CSR ve JPL veri merkezlerine ait GRACE ve GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin, ICGEM üzerinden, hiçbir filtre kullanılmamış ham halleri ile korelasyonu giderilmiş ve yumuşatılmış DDK filtre (DDK1'den DDK8'e kadar) çözümleri alınarak, ilgili zaman aralığında ve $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ gridler ile global ölçekte eşdeğer su kalınlık değişimleri belirlenerek karşılaştırılmıştır. Buradaki asıl amaç DDK filtrelerinden hangilerinin doğruluk ve çözünürlük olarak en iyi sonuca yaklaştığını belirlemektir. Bu adımdan sonraki işlemlerde doğruluk ve çözünürlük olarak en iyi sonucun elde edildiğine karar verilen ilgili DDK filtreleri ile işlemlere devam edilmiştir.
- ✓ Yukarıda bahsedilen işlemlerin aynısı Gauss filtreleme tekniği için de uygulanarak ideal yarıçap bulunup işlemlere ilgili yarıçap ile devam edilmiştir.
- ✓ Gerekli filtrelerden geçirilen Seviye-2 Sürüm-06 GSM verileri bu aşamada veri merkezlerinin (GFZ, CSR, JPL) yayınlamış oldukları çözümlerin karşılaştırılması ile devam etmiştir. İlgili zaman aralığında ve global ölçekte, veri merkezlerinin yayınlamış olduğu çözümler kullanılarak elde edilen eşdeğer su kalınlık değişim değerleri karşılaştırılmıştır ve aralarındaki uyum gözlemlenmiştir. Yapılan karşılaştırma sonrasında üç veri merkezinden biri seçilerek işlemlere devam edilmiştir.
- ✓ Seçilen veri merkezinin verileri üzerinden hesaplanan çözümlere arka plan oşinografik model olan GAD'lerin eklenmesi ile devam edilmiştir.
- ✓ Son aşamada yukarıdaki bahsedilen karşılaştırmalarda en uygun filtre tekniği ve yarıçapı bulunan ilgili GSM veri merkezinin GRACE, GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 çözümleri ile, $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ derece global ve bölgesel (Türkiye ve Grönland) ölçekte, eşdeğer su kalınlığı değişimleri, jeoit yüksekliği değişimleri ve gravite zamansal değişimleri haritalandırılarak aylık ve yıllık periyotlar şeklinde incelenmiştir. Ayrıca deprem ile eş değer su kütle değişimleri arasındaki ilişki incelenmiştir.

4.2 Uygulamada Kullanılan Veriler ve Verilerin Değerlendirilmesi

4.2.1 Uygulamada kullanılan Seviye-2 Sürüm-06 verisi

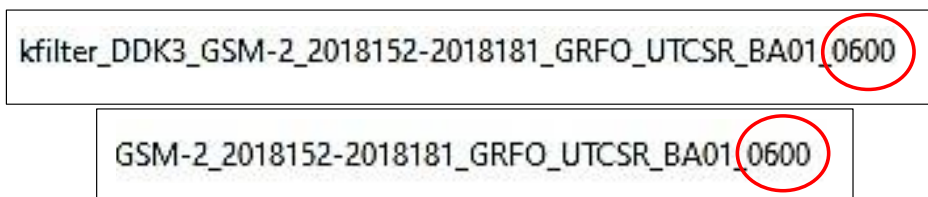
Çalışmada, GFZ, CSR ve JPL veri merkezleri tarafından sağlanan GSM verileri kullanılmıştır. ICGEM internet sayfasında Seviye-2 verilerine ait iki adet sürüm ulaşılabilir (Sürüm-05 ve Sürüm-06). Bu çalışmada en son yayınlanan Sürüm-06 kullanılmaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. ICGEM’den GRACE, GRACE-FO GSM verilerinin alınması (ICGEM/GFZ 2022)

4.2.1.1 Sürüm-06 veri özellikleri

GRACE ve GRACE-FO Seviye-2 ürünleriyle beraber sunulmakta olan Sürüm-06, Sürüm-05’in devamı olarak yayınlanmaktadır. Seviye-2 verilerinin hangi sürümde yayınlandığı dosya isimlendirmesinin son dört hanesinden anlaşılmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Seviye-2 Sürüm-06 veri formatı

Şekil 4.2’de ICGEM üzerinden alınan hem DDK filtreli hem de ham Seviye-2 Sürüm-06 GSM veri formatı örneklendirilmiştir. Seviye-2 veri formatı daha önce bahsedilen Bölüm 3.9.1’de ayrıntılı şekilde anlatılmıştır. Son sürüm olarak yayınlanan Sürüm-06, kendinden önceki sürümlere göre birtakım değişiklikler sunmaktadır (Dahle ve ark 2019). Bunlar,

1. Kuvvet modellerindeki değişiklikler:

- Statik yerçekimi arka plan alanı EIGEN-6C, EIGEN-6C4 ile değiştirilmiştir.
- Zamana göre değişen gravite arka plan alanı, EIGEN-6C trend/yıllık/altı aylık katsayılardan GFZ RL05a Seviye-2 gravite alanlarına değiştirilmiş ve DDK1 ile filtrelenmiştir (Kusche 2007).
- Okyanus gelgit modeli EOT11, FES2014 ile değiştirilmiştir.
- Gelgit olmayan atmosferik ve okyanus kısa vadeli kütle değişimleri için arka plan modeli AOD1B RL05, AOD1B RL06 ile değiştirilmiştir.
- Gezegenel efemeris modeli DE421, DE430 ile değiştirilmiştir.

2. Referans çerçevesindeki değişiklikler:

- GPS referans çerçevesi ITRF2008, ITRF2014 ile değiştirilmiştir.

3. Gözlem modelindeki değişiklikler:

- GRACE GPS faz gözlemlerinin, tüm GRACE görevi için sabit faz merkezi varyasyonları yerine hem GRACE GPS fazı hem de kod gözlemleri olarak her ay için ayrı faz merkezi varyasyonları uygulanmıştır.
- İvmeölçerlerin parametreleştirmesi değiştirilmiştir.
- Ampirik K-Band parametreleri yerine ampirik ivmeler tahmin edilmiştir.

4.2.2 Düşük dereceli potansiyel katsayılar ve C_{20} katsayısının değişimi

Yer kütle merkezinin koordinatlarını C_{10} , C_{11} ve S_{11} katsayıları temsil etmektedir. Genellikle koordinat sisteminin merkezi yer kütle merkezi ile çakışık şekilde seçilen uygulamalarda, çekim potansiyeli fonksiyonu birinci dereceden terimler içermemektedir. Yani $C_{10} = C_{11} = S_{11} = 0$ olmaktadır. GRACE ve GRACE-FO uyduları da kütle merkezi etrafında yörünge hareketlerini tamamladığından dolayı, uydulardan elde edilen veriler ile hesaplanacak olan gravite alan modellerinde $C_{10} = C_{11} = S_{11} = 0$ kabul edilmektedir (Chambers 2006).

Uzun süredir uydu lazer mesafe ölçümleri (SLR), Dünya'nın zamana göre değişken yerçekimi alanının en büyük bileşeni olan, Dünya'nın dinamik basıklığındaki

(C_{20}) değışiklikleri izlemektedir. 2002'de GRACE' in göreve başlaması ve ardından 2018'de GRACE-FO' nun görevi devralması ile 300-500 km'lik bir çözünürlükte küresel kütle değışimlerinin gözlenmesi devamlılığını sürdürmektedir (Loomis ve ark 2020). Ancak GRACE ve GRACE-FO çözümlerinden de elde edilen ve yer basıklığını göstermekte olan C_{20} katsayısı üzerinde anormal değışimlerin olduğu gözlenmiştir (Cheng ve Tapley 2004). Bundan dolayı, her iki görev boyunca, GRACE ve GRACE-FO ile elde edilen değerleri değıştirmek için SLR'den türetilen C_{20} tahminleri kullanılmaktadır (Loomis ve ark 2020). SLR dosyasının veri formatında,

- 1. Sütun: Aylık çözümün yaklaşık orta noktasını (yıl),
- 2. Sütun: Normalleştirilmiş SLR C_{20} tahminlerini,
- 3. Sütun: $-4.841694723127E-4$ ($1E-10$) ortalama değerine göre Delta C_{20} 'leri,
- 4. Sütun: Sigma çözümlerini ($1E-10$),
- 5. Sütun: Atmosfer-Okyanus Kenar Yumuşatma modelinin ortalama değerini ($1E-10$),
- 6-7. Sütun: Çözümde kullanılan verilerin başlangıç ve bitiş tarihlerini göstermektedir (Şekil 4.3.)

2002.0411	-4.8416936140E-04	0.9592	0.3274	0.4373	20020101.0000	20020201.0000
2002.1259	-4.8416945550E-04	0.0182	0.2493	-0.4052	20020201.0000	20020301.0000
2002.2026	-4.8416936814E-04	0.8918	0.2390	0.4156	20020301.0000	20020401.0000
2002.2875	-4.8416931871E-04	1.3861	0.3813	0.2722	20020401.0000	20020501.0000
2002.3696	-4.8416926572E-04	1.9160	0.3578	0.7870	20020501.0000	20020601.0000
2002.4545	-4.8416940769E-04	0.4963	0.2916	-0.2968	20020601.0000	20020701.0000
2002.5366	-4.8416955006E-04	-0.9274	0.2970	-0.7891	20020701.0000	20020801.0000
2002.6215	-4.8416958476E-04	-1.2744	0.2415	-1.0505	20020801.0000	20020901.0000
2002.7064	-4.8416953128E-04	-0.7396	0.2523	-0.4253	20020901.0000	20021001.0000
2002.7885	-4.8416938837E-04	0.6895	0.2570	0.7455	20021001.0000	20021101.0000
2002.8734	-4.8416942207E-04	0.3525	0.2662	0.2131	20021101.0000	20021201.0000
2002.9555	-4.8416936801E-04	0.8931	0.3574	0.5263	20021201.0000	20030101.0000
2003.0404	-4.8416933632E-04	1.2100	0.2492	0.5262	20030101.0000	20030201.0000
2003.1253	-4.8416931642E-04	1.4090	0.2282	0.9923	20030201.0000	20030301.0000
2003.2019	-4.8416931840E-04	1.3892	0.1952	0.5209	20030301.0000	20030401.0000
2003.2868	-4.8416938808E-04	0.6924	0.2848	0.0479	20030401.0000	20030501.0000
2003.3689	-4.8416940652E-04	0.5080	0.2482	-0.1482	20030501.0000	20030601.0000
2003.4538	-4.8416936034E-04	0.9698	0.3049	0.4879	20030601.0000	20030701.0000
2003.5359	-4.8416957048E-04	-1.1316	0.2983	-0.6671	20030701.0000	20030801.0000
2003.6208	-4.8416959757E-04	-1.4025	0.1956	-0.7407	20030801.0000	20030901.0000
2003.7057	-4.8416953555E-04	-0.7823	0.1950	-0.4138	20030901.0000	20031001.0000
2003.7878	-4.8416954354E-04	-0.8622	0.3095	-0.3707	20031001.0000	20031101.0000
2003.8727	-4.8416941444E-04	0.4288	0.3419	0.5495	20031101.0000	20031201.0000
2003.9548	-4.8416935743E-04	0.9989	0.2719	0.5550	20031201.0000	20040101.0000

1. sütun

2. sütun

3. sütun

4. sütun

5. sütun

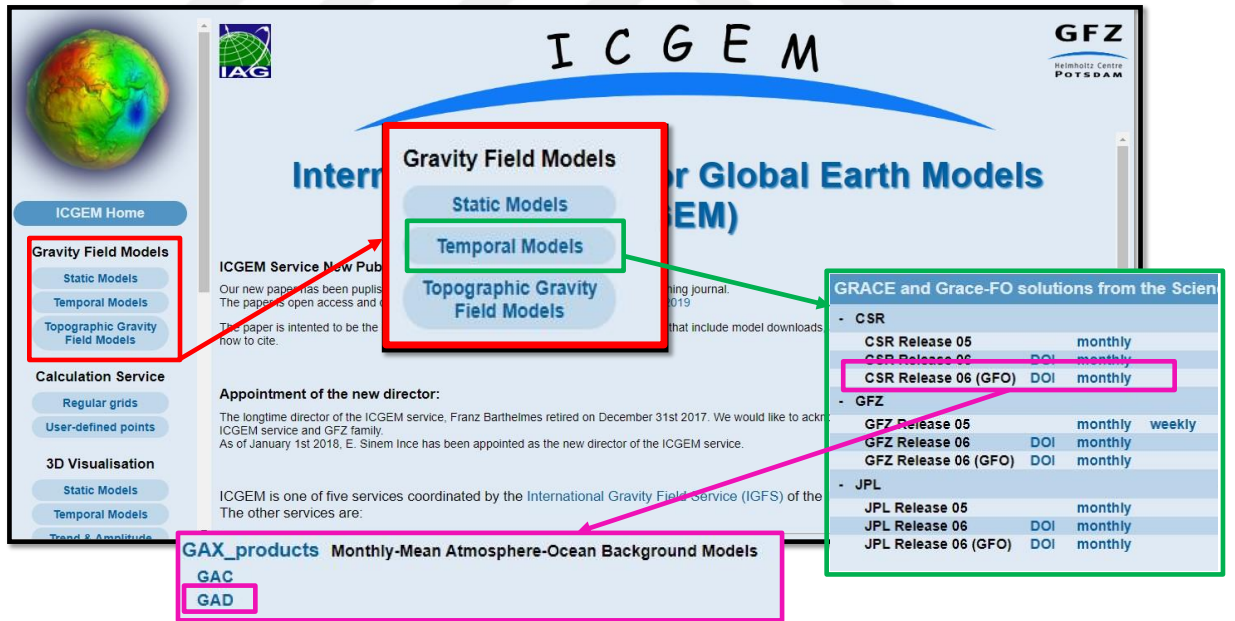
6-7. sütun

Şekil 4.3. SLR'den CSR aylık C_{20} Sürüm-06 zaman serisi tahminleri veri formatı (CSR-SLR 2022)

Sadece GRACE ve GRACE-FO Sürüm-06 ürünleri için geçerli olan, GSM dosyalarındaki C_{20} katsayılarının değiştirilmesi için, detaylı bilgiye GRACE Teknik Not-11 (Cheng ve Ries 2018) ve GRACE / GRACE-FO Teknik Not-14'den (Loomis ve ark 2020) ulaşabilirsiniz.

4.2.3 GAD arka plan model verisinin çözümlere eklenmesi

Veri merkezleri tarafından yayınlanan GRACE ve GRACE-FO gravite çözümleri içerisinde kısa dönemli atmosfer ve okyanus kütle sinyallerini barındırmamaktadır. Okyanus uygulamaları için, çıkarılan AOD1B sinyalinin GRACE aylık çözümlerine yeniden eklenmesi gerekmektedir. Bu nedenle, Seviye-2 veri merkezleri ortalama AOD1B ürünlerini de sağlamaktadır. Yayınlanan AOD1B ürünleri ilgili GSM verileri ile aynı zaman aralığı ve formata sahiptir. Bahsedilen bu modellere *GAX arka plan modelleri* denmektedir. ICGEM üzerinden GAC ve GAD verilerine erişim sağlanabilmektedir (Şekil 4.4).

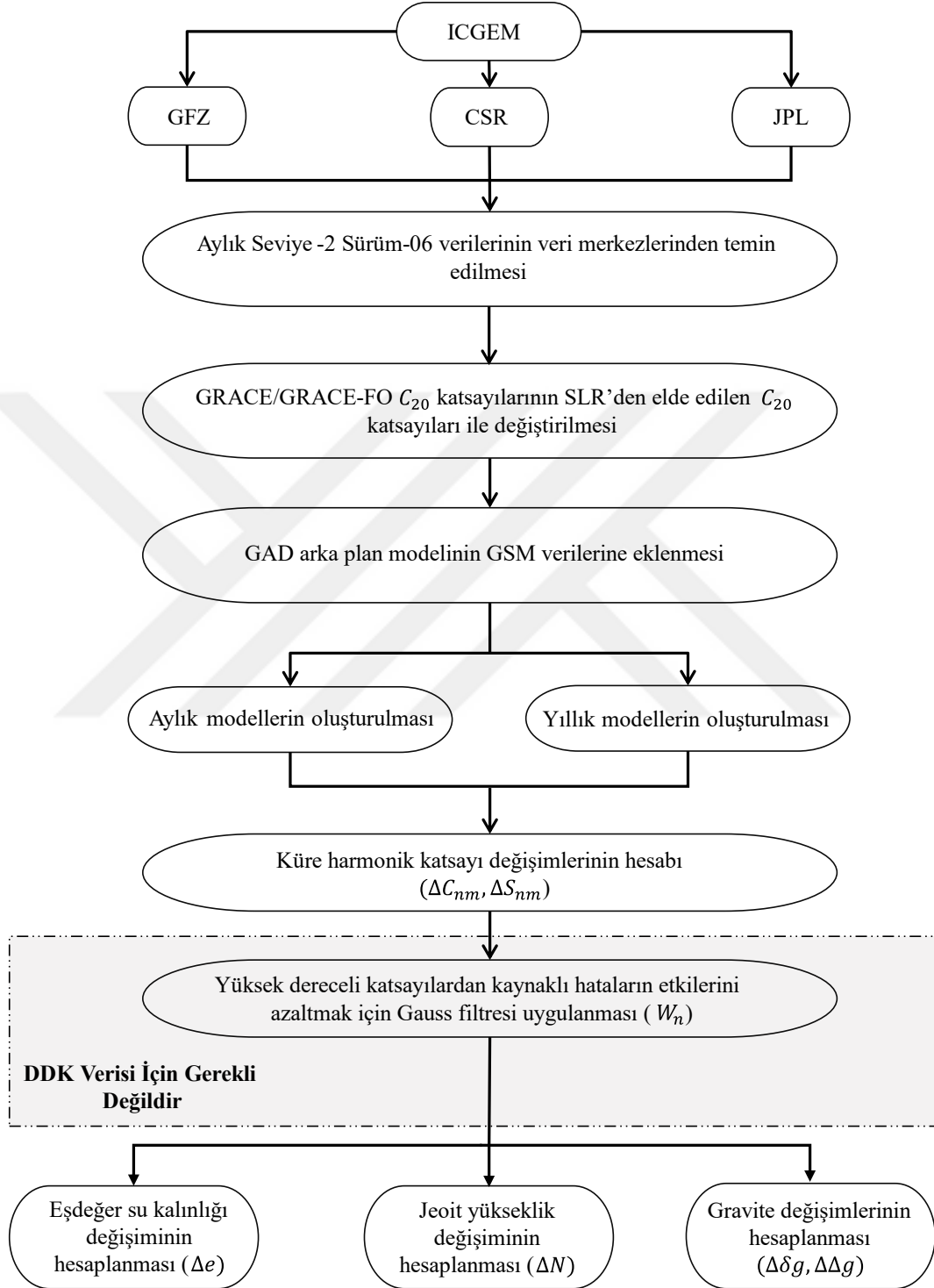


Şekil 4.4. ICGEM'den GRACE, GRACE-FO GAD arka plan verilerinin alınması (ICGEM/GFZ 2022)

4.2.4 Seviye-2 verisinin değerlendirme işlem adımları

GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin çalışma kapsamında izlenen adımlar Şekil 4.5'te gösterilmiştir. Şekilde de belirtildiği üzere, DDK verilerinin herhangi

bir filtreleme işlemine ihtiyacı olmadan çözümlemesi yapılabilmektedir. Belirtilen işlem adımları doğrultusunda sayısal uygulamanın temeli kurulmuştur.



Şekil 4.5. GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verisinin değerlendirme işlem adımları

5. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA

Bu bölümde yapılan çalışmanın sonuçları iki ana başlık altında sunulacaktır. Yıllık ortalama modelden elde edilen değişimler ile aylık ortalama modelden elde edilen değişimler incelenecektir.

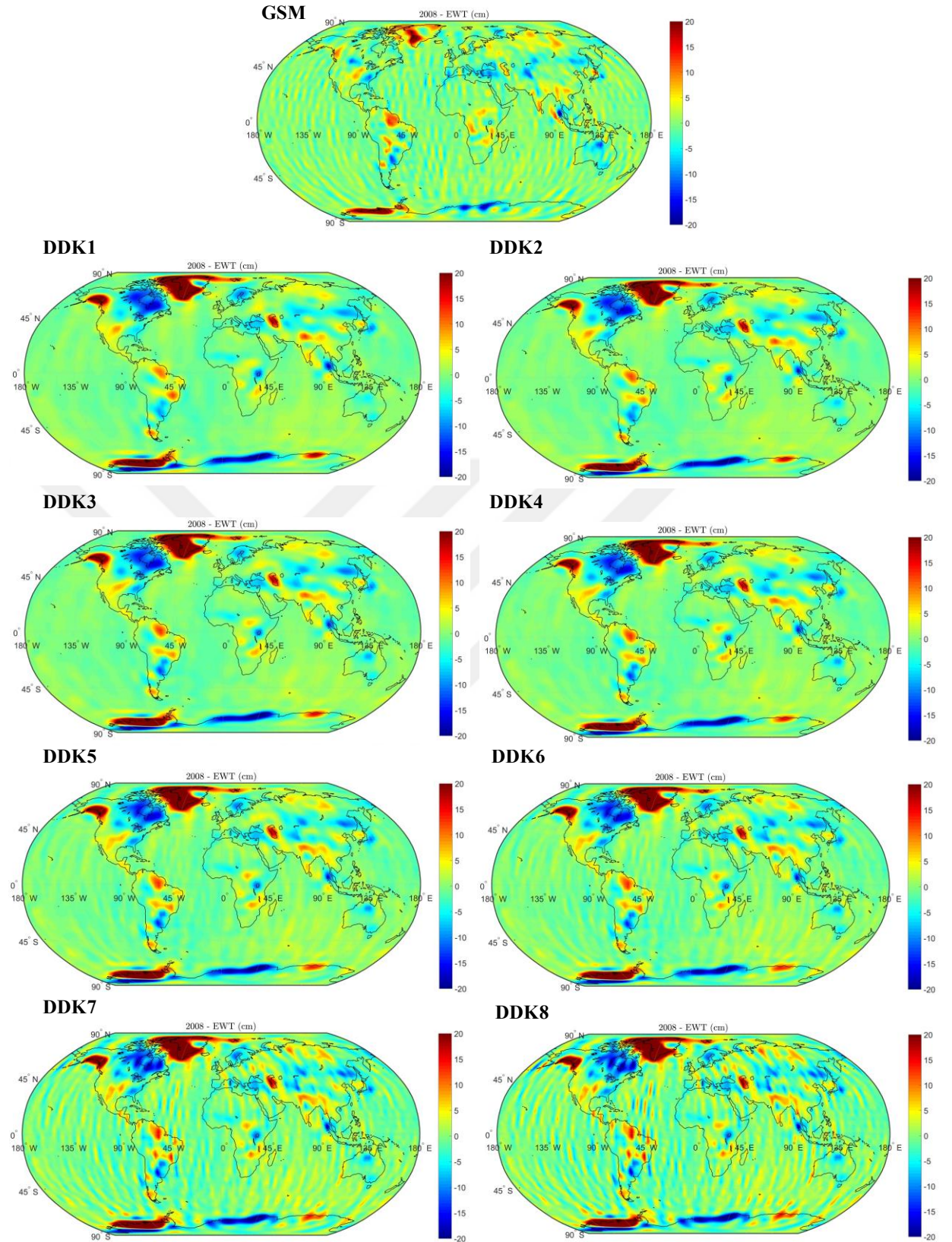
5.1 Yıllık Ortalama Modelden Elde Edilen Değişimler

Bu başlık altında incelenen tüm veriler oluşturulan yıllık ortalama model yardımıyla çözümlenmiştir. Değişimleri incelemekten önce uygun veri merkezi ve filtre seçimi aşamaları anlatılacaktır.

5.1.1 Farklı veri merkezleri ve filtreleme tekniklerinin karşılaştırılması

GFZ, CSR ve JPL veri merkezleri GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 verilerini aynı formatta yayınlamaktadır. Ancak veriler birebir aynı hatalar ve korelasyonlarla yüklü değildir. Bu yüzden her veri merkezi için farklı filtrelemeler uygun görülebilmektedir. Uygun filtrelerin belirlenebilmesi için her veri merkezinden elde edilen çözümlere DDK filtreleri ve farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri ayrı ayrı uygulanmıştır. Burada amaç korelasyon etkileri giderilirken sinyal kayıplarının en az seviyede tutulmasıdır.

CSR veri merkezinden alınan veriler için uygulanan DDK filtreleri Şekil 5.1’ de verilmiştir. Şekilde korelasyonları giderilmiş DDK filtrelerinin, 2008 yılına ait EWT değişimleri üzerindeki etkileri verilmektedir. DDK1 ve DDK2 filtrelerine bakıldığı zaman söz konusu hataların ve korelasyonların yüksek ölçüde giderildiği ancak sinyallerin yumuşatmaya fazla uğradığı görülmektedir. Bu da veri doğruluğunu bir miktar karıştırmaktadır. DDK3 verisine bakıldığında ise DDK1 ve DDK2 filtrelerine göre korelasyon etkisinin biraz daha fazla görüldüğü ancak sinyallerin aşırı kaybolmadığı gözlenmiştir. DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 filtrelerinde ise giderek kuzey-güney yönünde şeritlerin arttığı ve sinyal doğruluğunu etkilediği görülmektedir. Bu nedenden dolayı, çalışmanın geri kalan bölümlerinde, CSR veri merkezinin çözümleri üzerinde DDK3 filtresi ile çalışmaya karar verilmiştir.

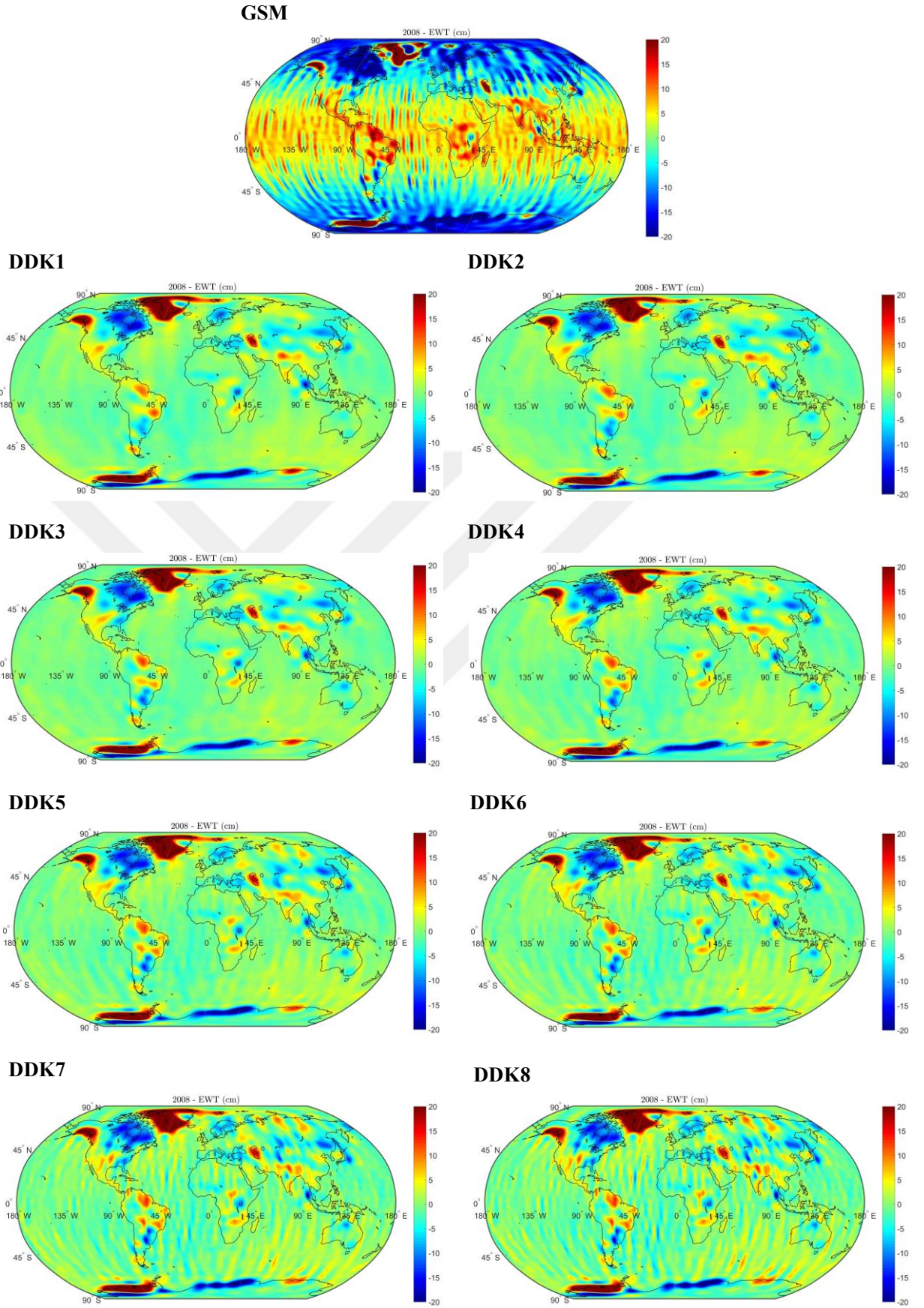


Şekil 5.1. CSR GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde ham veri (GSM) ve DDK filtrelerinin karşılaştırılması

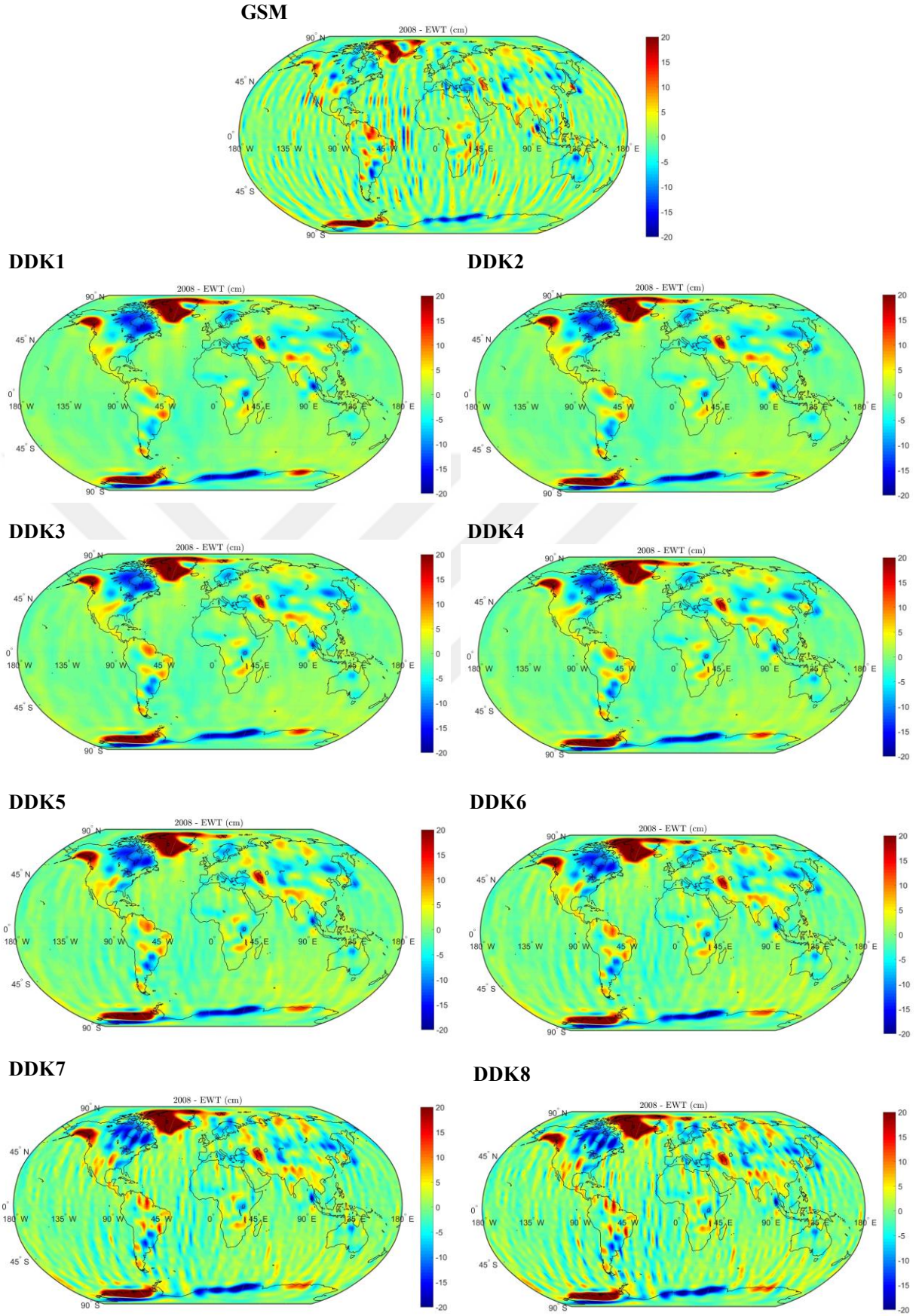
GFZ veri merkezinden alınan verilerle oluşturulan EWT çözümleri üzerine uygulanan DDK filtreleri Şekil 5.2’ de verilmiştir. GFZ veri çözümleri için uygulanan DDK filtrelerine bakıldığında, DDK1 ve DDK2 filtrelerinin korelasyon etkilerini ve hataları çoğunlukla yok ettiği ancak sinyal etkilerini de karıştırdığı görülmektedir. DDK3 filtresinde korelasyon etkileri az da olsa görülmektedir. Ancak sinyalleri karıştırma ve doğruluğu düşürme oranı DDK1 ve DDK2 ye göre daha düşüktür. GFZ veri merkezinin çözümleri içinde DDK3 filtresinin kullanılması uygun görülmüştür.

GFZ verileri ile kendi içinde oluşturulan uzun dönemli ortalama modelden elde edilen çözümlerde, kutuplarda ve ekvatorda bozulmalar yaşandığı görülmüştür. 2002-2021 dönem aralığını kapsayan GFZ verilerinden elde edilen ortalama model sonucu çıkan çözümlere uygun filtreleme teknikleri uygulanmış olsa da hatalar giderilememiştir. Bundan dolayı, bir alt modele ihtiyaç duyulmuştur. CSR DDK3 verileri ile oluşturulan alt modelin ortalamasından çıkarılarak elde edilen GFZ çözümlerindeki hataların giderildiği görülmüştür.

JPL veri merkezinden elde edilen veriler işleme konulmadan önce veri dosyaları üzerinde düzenlemeler yapılmıştır. Bazı aylık verilerin harmonik katsayı açılımında eksik dereceler bulunmaktadır. Bundan dolayı bu aylara ait verilerin çözümleri hatalarla yüklüdür. Şekil 5.3’ te, JPL veri çözümlerine uygulanan DDK filtreleri görülmektedir. Diğer veri merkezleri gibi JPL verileri de korelasyon ve hatalarla yüklüdür. Ayrıca GFZ’ de olduğu gibi JPL verileri de kendi içerisinde ortalama modeli alınarak çözümlendiğinde, sistematik hataların görüldüğü ve sinyallerde ciddi bozulmaların olduğu görülmüştür. Bu nedenden dolayı JPL verileri de CSR DDK3 ortalama alt modeli ile çözümlenmiştir. Böylece sistematik hatalar ortadan kalkmış ve sinyal kayıpları düzelmiştir. JPL veri merkezinden elde edilen çözümler içinde diğer iki veri merkezinde olduğu gibi DDK3 filtre tekniği uygun görülmüştür. Ancak hem JPL’ in hem de GFZ’ nin, çalışmanın yapıldığı zaman aralığı içerisindeki aylık verilerinin bazılarında hatalar tespit edilmiştir. Bu nedenle çalışma kapsamı boyunca elde edilen çözümlerde sürekliliğin bozulmaması için CSR veri merkezi ve verileri tercih edilmiştir.



Şekil 5.2. GFZ GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde ham veri (GSM) ve DDK filtrelerinin karşılaştırılması



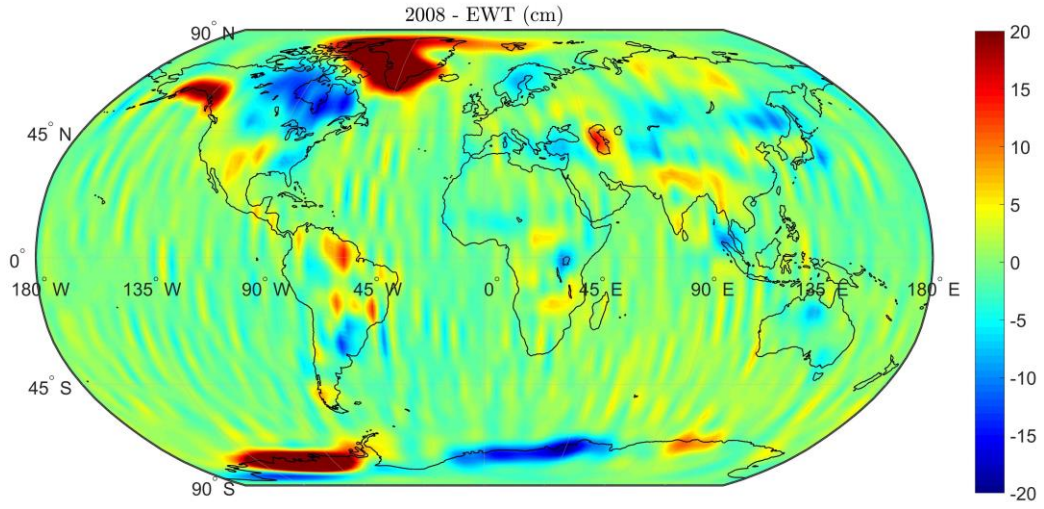
Şekil 5.3. JPL GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde ham veri (GSM) ve DDK filtrelerinin karşılaştırılması

Yukarıda GRACE/GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 verilerinin elde edilmesinde seçilen üç veri merkezinin EWT çözümleri üzerinde DDK filtreleme tekniği uygulanmış ve değerlendirmeleri yapılmıştır. Bunun yanı sıra alınan ham veriler (GSM) üzerinden farklı yarıçaplarda Gauss filtreleme teknikleri de çözümlere uygulanmıştır. DDK filtreleri ile oluşturulan çözümler ile de karşılaştırılabilmesi açısından Gauss filtreleri de 2008 yılının EWT çözümleri üzerinden değerlendirilmiştir. Daha önce bahsedilen GFZ ve JPL veri merkezlerinden elde edilen çözümlerin kendi içinde ortalaması alınarak oluşturulan modele DDK filtreleri uygulandığında yaşanan sıkıntılar Gauss filtreleme tekniğinde de görüldüğü için burada da alt model olarak seçilen CSR DDK3 ortalama modeli kullanılmış ve çözümlere Gauss filtreleri uygulanmıştır. İlgili çözümlere bakıldığında ise 240 ve 340 km yarıçaplarında uygulanan Gauss filtrelemelerinin korelasyon etkilerini sinyalleri ve çözünürlüğü koruyarak yok edebildiği ancak 530 km yarıçaplı filtrelemede sinyallerin yumuşamaya fazla uğradığı ve doğruluğu etkilemeye başladığı görülmektedir. Yani filtre yarıçapı arttıkça çözünürlük ve sinyal doğrulukları düşmektedir.

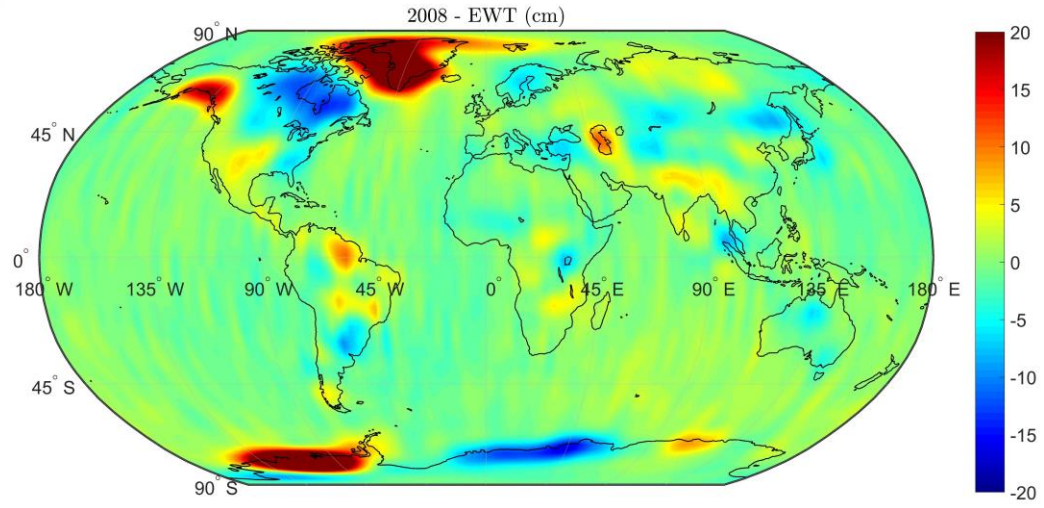
CSR, GFZ ve JPL veri merkezlerinin çözümlerine bakıldığında (Şekil 5.4, Şekil 5.5 ve Şekil 5.6) 240 km ve 340 km yarıçapında uygulanan filtrelerin kullanılabilirliği uygundur. 240 km yarıçapındaki Gauss filtresinde kuzey-güney yönünde şeritler bir miktar belli olsa da doğruluğu çok fazla değiştirmemektedir. Daha önce de bahsedildiği üzere DDK1, 530 km yarıçapındaki Gauss filtresine, DDK2, 340 km yarıçapındaki Gauss filtresine ve DDK3' te 240 km yarıçapındaki Gauss filtresine denk gelmektedir.

Genel olarak bakıldığında 530 km yarıçaplı Gauss filtresinin korelasyonları giderirken sinyalde kayıplara sebep olmasından dolayı çalışma sürecinde Gauss filtreleme tekniği ile yapılan değerlendirmeler 240 km ve 340 km yarıçaplarında devam edecektir.

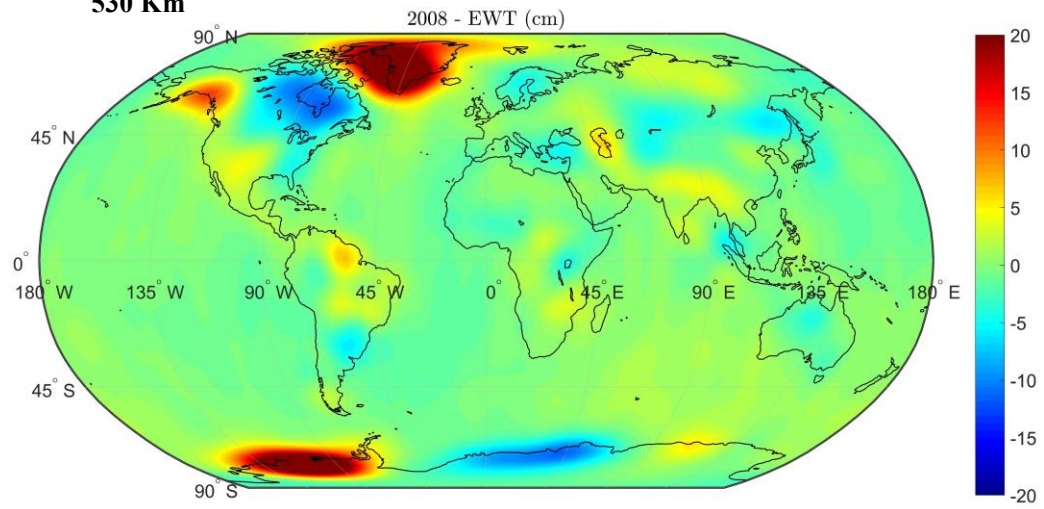
240 Km



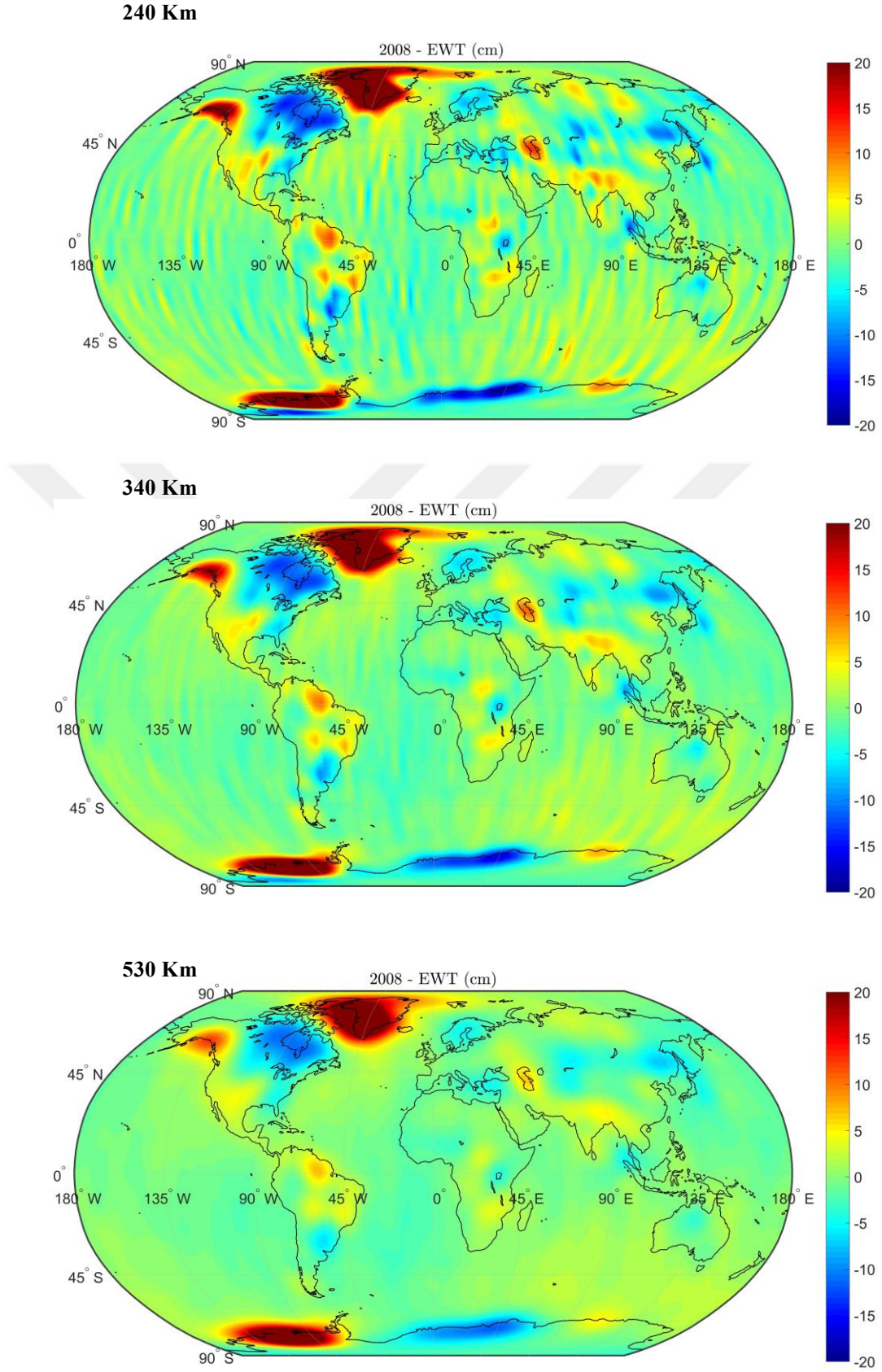
340 Km



530 Km

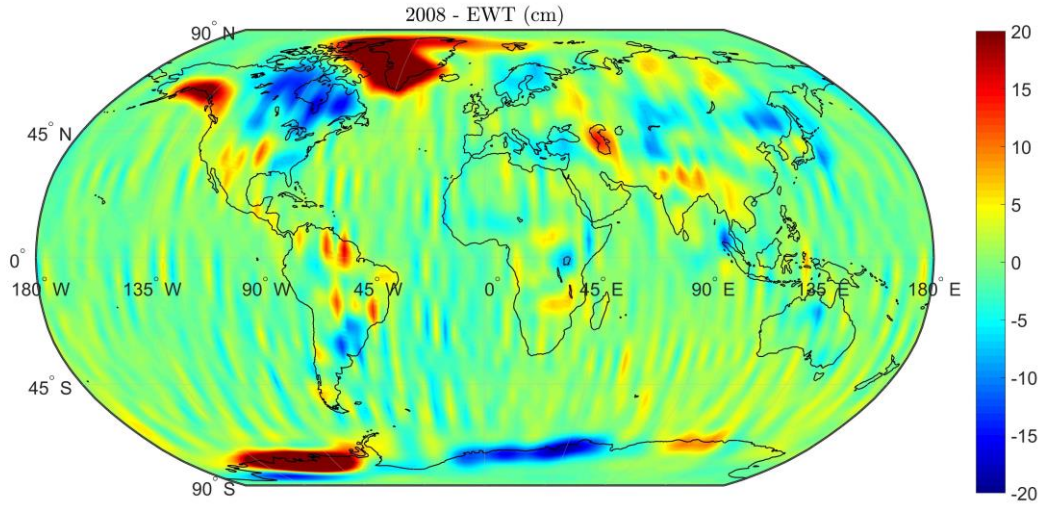


Şekil 5.4. CSR GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde 240 km, 340 km ve 530 km yarıçaplı Gauss filtrelerinin karşılaştırılması

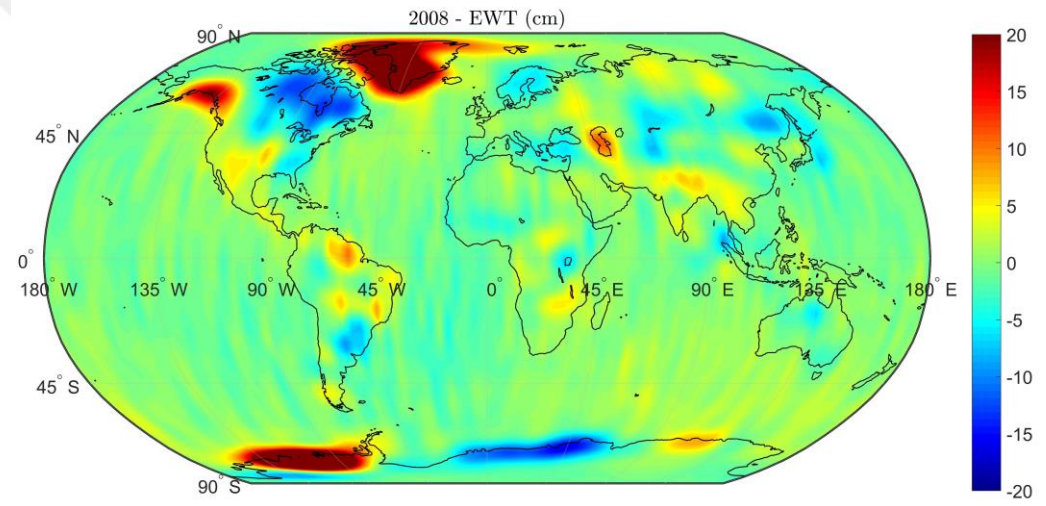


Şekil 5.5. GFZ GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde 240 km, 340 km ve 530 km yarıçaplı Gauss filtrelerinin karşılaştırılması

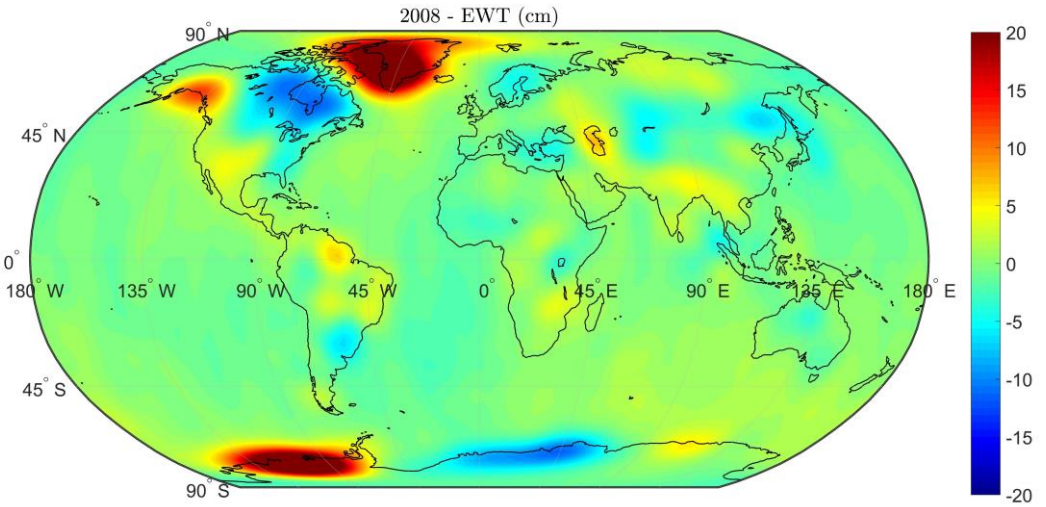
240 Km



340 Km



530 Km



Şekil 5.6. JPL GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinin EWT çözümleri üzerinde 240 km, 340 km ve 530 km yarıçaplı Gauss filtrelerinin karşılaştırılması

5.1.2 Eş değer su kalınlığı değişimi (EWT)

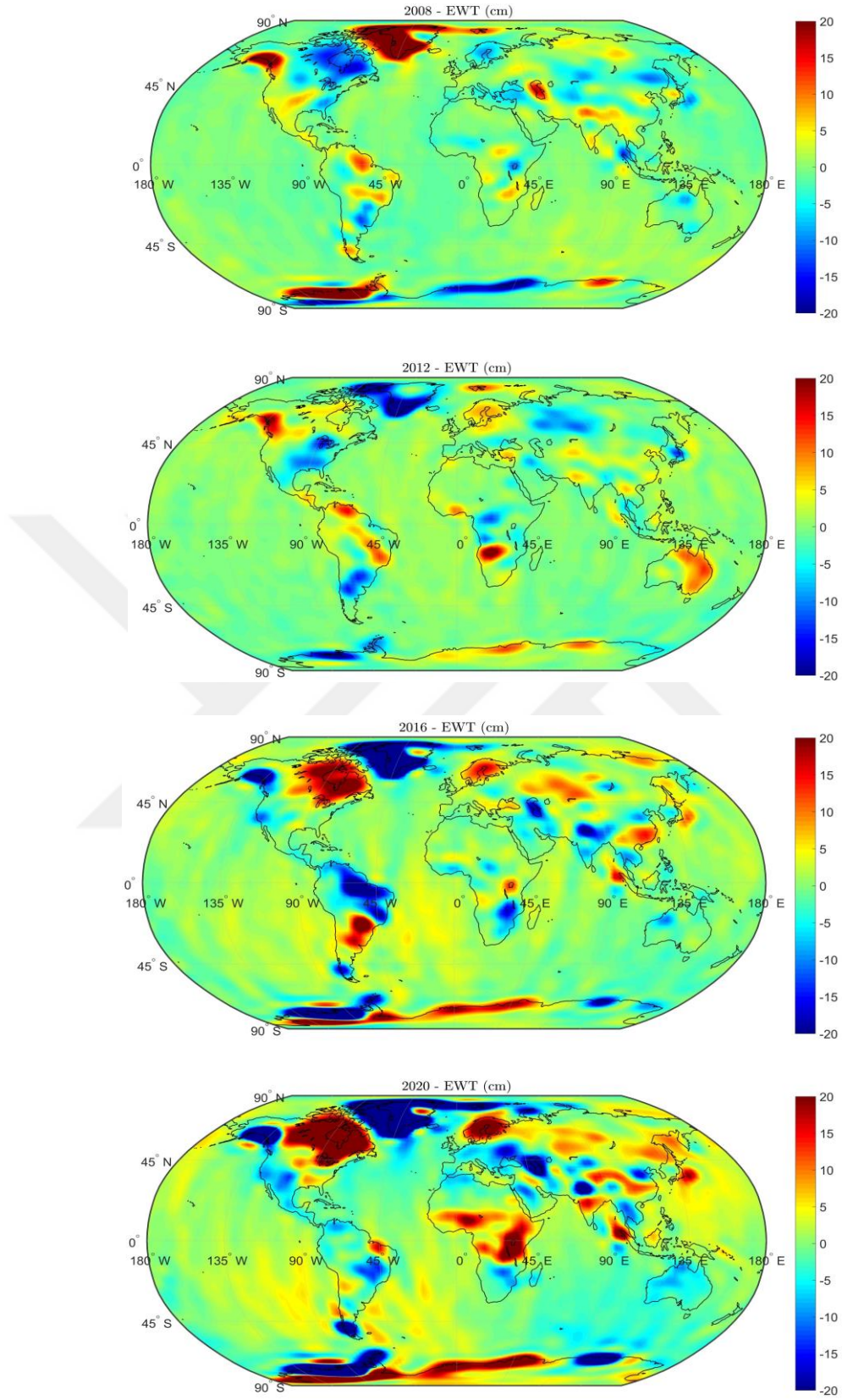
Bu bölümde, GRACE/GRACE-FO uydularından alınan aylık Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden oluşturulan yıllık ortalama model (2002-2021) yardımıyla, harmonik katsayı değişimlerinden elde edilen eş değer su kalınlığı değişimleri (EWT) incelenmektedir. Çalışma kapsamında çözümlenen EWT değişimleri global ve bölgesel konumlarda incelenmiştir. Bölgesel çalışma alanları Türkiye ve Grönland olarak belirlenmiştir.

5.1.2.1 Global ölçekte EWT değişimleri

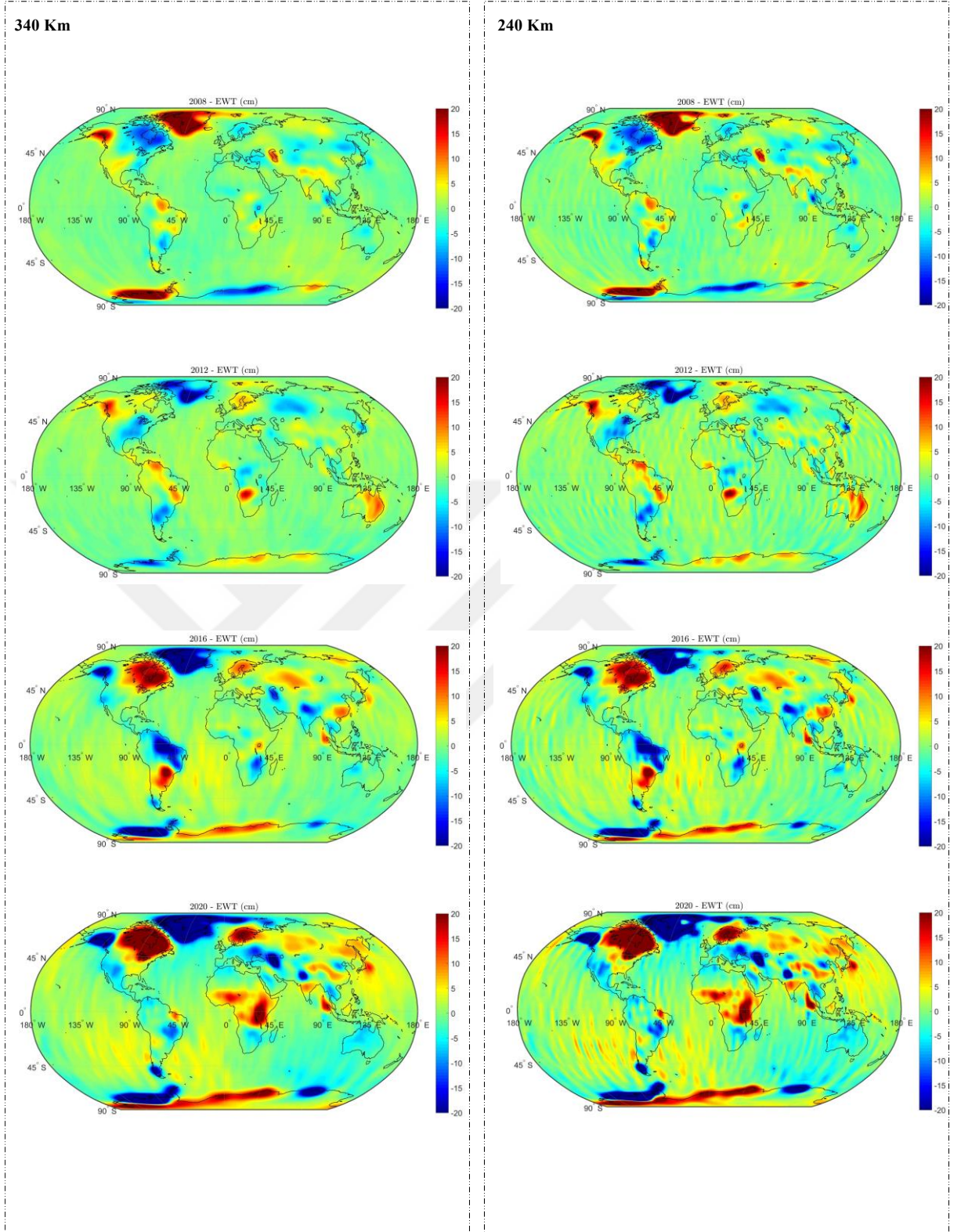
GRACE uydusundan alınan Seviye-2 verileri 2002-2017 yıllarını kapsamaktadır. GRACE-FO'dan alınan veriler ise 2018-2021 yılları arasında çözüm sağlamaktadır. Yıllık ortalama model oluşturulurken GRACE ve GRACE/FO verileri birleştirilmiş böylece 2002-2021 yılları arasında uzun dönemli bir model oluşturulmuştur. 2017 ve 2018 yılları GRACE uydusunun görevine son verilmesi ve GRACE-FO uydusunun görevine başlama sürelerini içinde barındırdığı için aylık verilerinde eksiklikler görülmektedir. Bu nedenden dolayı hesaplamalarda 2017 ve 2018 yılları tercih edilmemektedir.

Şekil 5.7 ve Şekil 5.8'de CSR' den alınan DDK3 ve farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri uygulanmış GRACE/GRACE-FO Seviye-2 verileri çözümlerinin, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri görülmektedir. Yıllık ortalama model kullanılarak oluşturulan veriler, yerküre üzerinde ($-90^{\circ} \leq \varphi \leq 90^{\circ}, -180^{\circ} \leq \lambda \leq 180^{\circ}$), $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ gridler şeklinde hesaplatılmıştır. Özellikle değişimin yoğun olarak gözlemlendiği bazı bölgeler görülmektedir. Grönland, Kuzey Amerika, Güney Amerika, Antarktika, Orta ve Güney Afrika bu bölgeler arasındadır.

Grönland, Antarktika ve Kuzey Amerika'nın üst bölgelerindeki değişimin küresel ısınma ve iklim değişikliğinin yoğun etkilerini taşıdığı söylenebilmektedir. Özellikle 2012 yılından sonraki süreçte Grönland ve Antarktika'da hızla artmakta olan buzul kütle kaybı yerçekiminin azalmasına ve o bölgedeki suların yerçekimi fazla olan kısımlara doğru dağılmasına sebep olmaktadır. Bu yüzden 2012, 2016 ve 2020 yılları ile 2008 yılı karşılaştırıldığında ilgili bölgelerdeki buzul kütlenin azaldığı ve bunun sonucu olarak EWT değişimlerinin negatif değerlerde seyrettiği görülmektedir. Daha çok kıyı kesimlerinde buzul kütle kaybının fazla olduğu, orta kesimlerin belirli bölümlerinde ise buzul kütlenin korunduğu şekil üzerinden yorumlanabilmektedir.

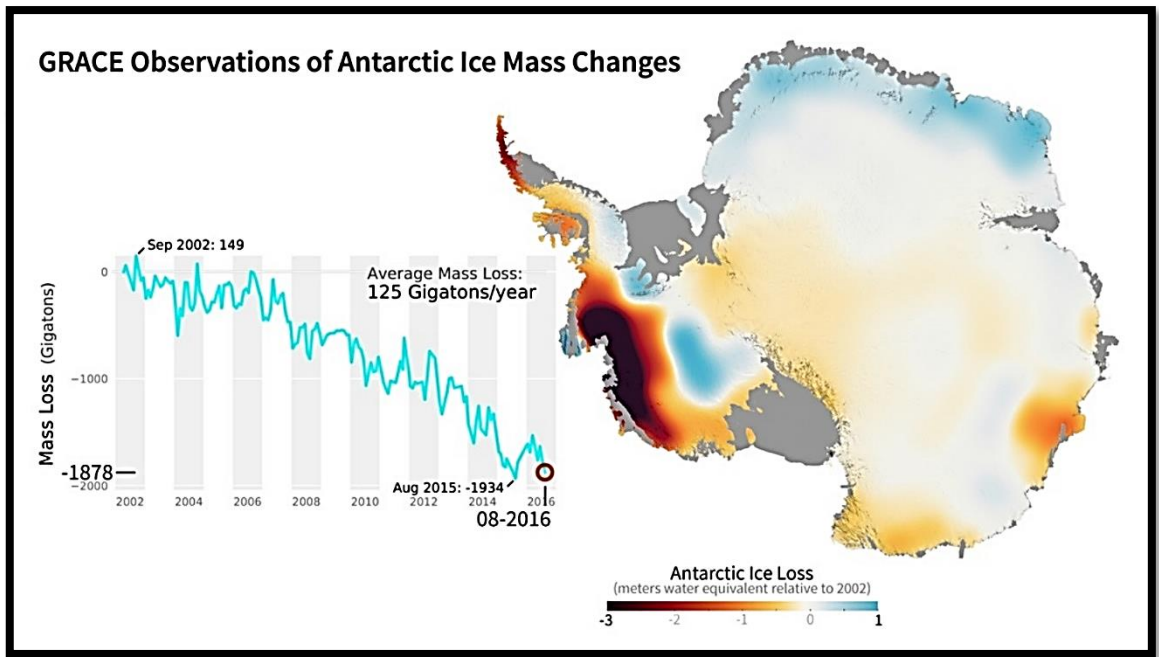


Şekil 5.7. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (DDK3)



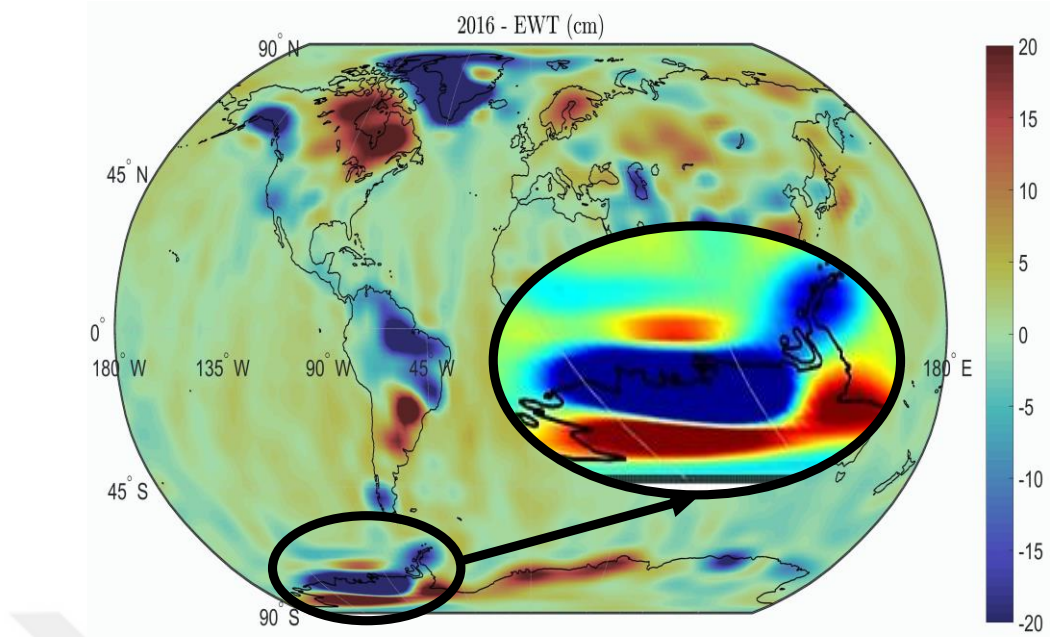
Şekil 5.8. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri)

Grönland’da olduğu gibi, Antarktika bölgesindeki buzul kütle kaybının da son yıllarda hızlı bir artış gösterdiği belirtilmektedir. Özellikle batı Antarktika buz kütleindeki önemli kayıplar dikkat çekmektedir. NASA’nın 2002-2016 zaman aralığında GRACE ikiz uyduları ile yapmış olduğu bir araştırmada Antarktika’nın buzul kütle kaybı gözlenmiştir. GRACE uydu gözlemlerinden yola çıkılarak ilgili zaman aralığında Antarktika buzulunun yılda yaklaşık olarak 125 gigaton buz döktüğü ve deniz seviyesini yılda 0.35 mm arttırdığından bahsedilmiştir. Şekil 5.9’da yapılan çalışmanın sonucu verilmiştir (NASA/Antarctic 2022).



Şekil 5.9. GRACE ikiz uyduları ile 2002-2016 yılları Antarktika buz kütleindeki değişim gözlemleri (NASA/Antarctic 2022)

Antarktika’nın, yaklaşık olarak Büyük Britanya kadar yüz ölçümüne sahip olduğu belirtilen ve Şubat 2020 yılında *Kıyamet Buzulu* olarak adlandırılan Thwaites buzulunun büyük kayıplar yaşadığı belirtilmektedir. Tez kapsamında yapılan çalışmada bahsedilen bu bölgenin buzul kütle kaybı yaşadığı, o bölgedeki negatif EWT değerlerinden açıkça görülmektedir (Şekil 5.10).

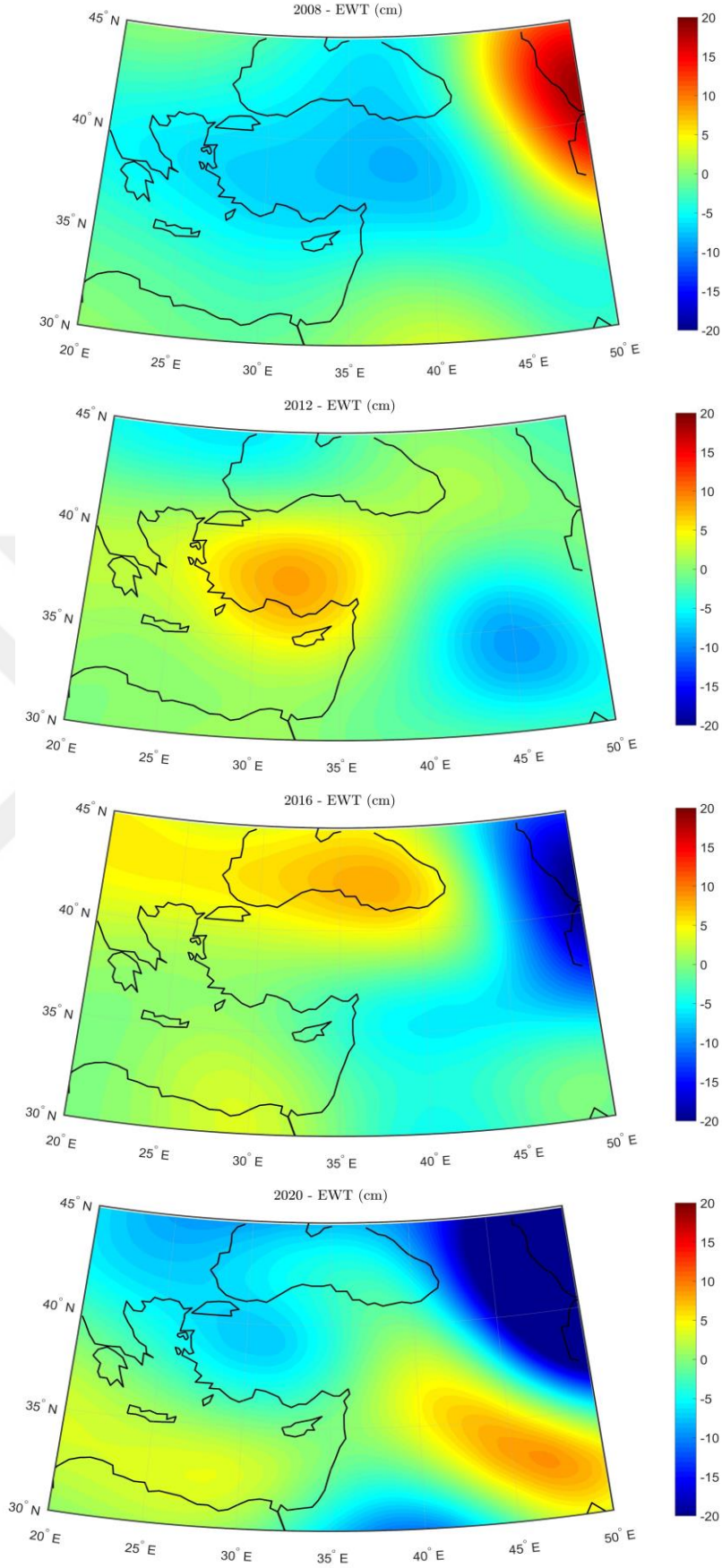


Şekil 5.10. Thwaites buzulunun olduğu bölgedeki EWT değişimi

5.1.2.2 Bölgesel ölçekte EWT değişimleri

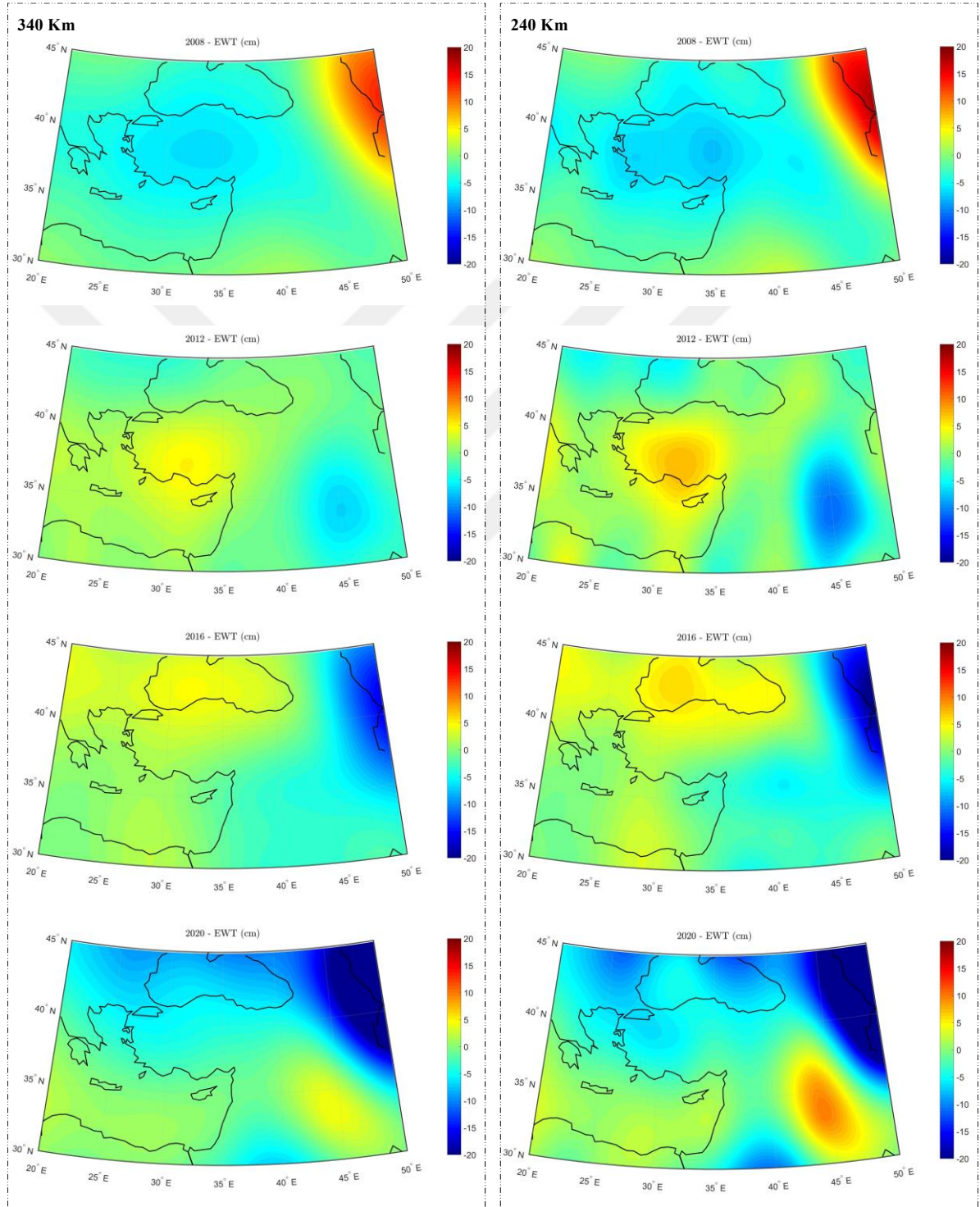
GRACE/GRACE-FO verilerinin Seviye-2 çözümlerinden elde edilen EWT değişimlerinin incelenmesi iki farklı bölgede gerçekleştirilmiştir. İlk olarak Türkiye'yi kapsayacak şekilde seçilen ($30^\circ \leq \varphi \leq 45^\circ, 20^\circ \leq \lambda \leq 50^\circ$) bölgede farklı filtre teknikleri ile 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri gözlemlenmiştir. İkinci çalışma alanı olarak Grönland bölgesi seçilmiş olup Türkiye ile aynı şekilde incelenmiştir. Grönland bölgesinin seçilmesindeki en büyük etken, bu bölgenin eş değer su kütlesi seviyelerindeki değişimin hızıdır.

Şekil 5.11' e bakıldığında Türkiye'yi içine alan bölgedeki eş değer su kalınlığı değişimleri görülmektedir. Özellikle sağ üst tarafta bulunan Dünya'nın en büyük iç su kütlesine sahip Hazar Gölü değişimleri dikkat çekmektedir. Eş değer su kütle değişimlerine bakıldığında 2016'dan 2020 yılına kadar geçen süreçte Hazar Gölü'nün su kütlesinde kayıplar yaşadığı negatif EWT değerlerinden anlaşılmaktadır. Son yıllarda Hazar Gölü üzerinde de küresel ısınma ve iklim değişiklikleri etkileri görülmeye başlanmıştır. Yapılan araştırmalarda, göl sularında buharlaşma artarken, yağan yağmurun azalması sonucu su kütle kayıplarının yaşandığı görülmektedir (Prange ve ark 2020).



Şekil 5.11. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (DDK3) (Türkiye)

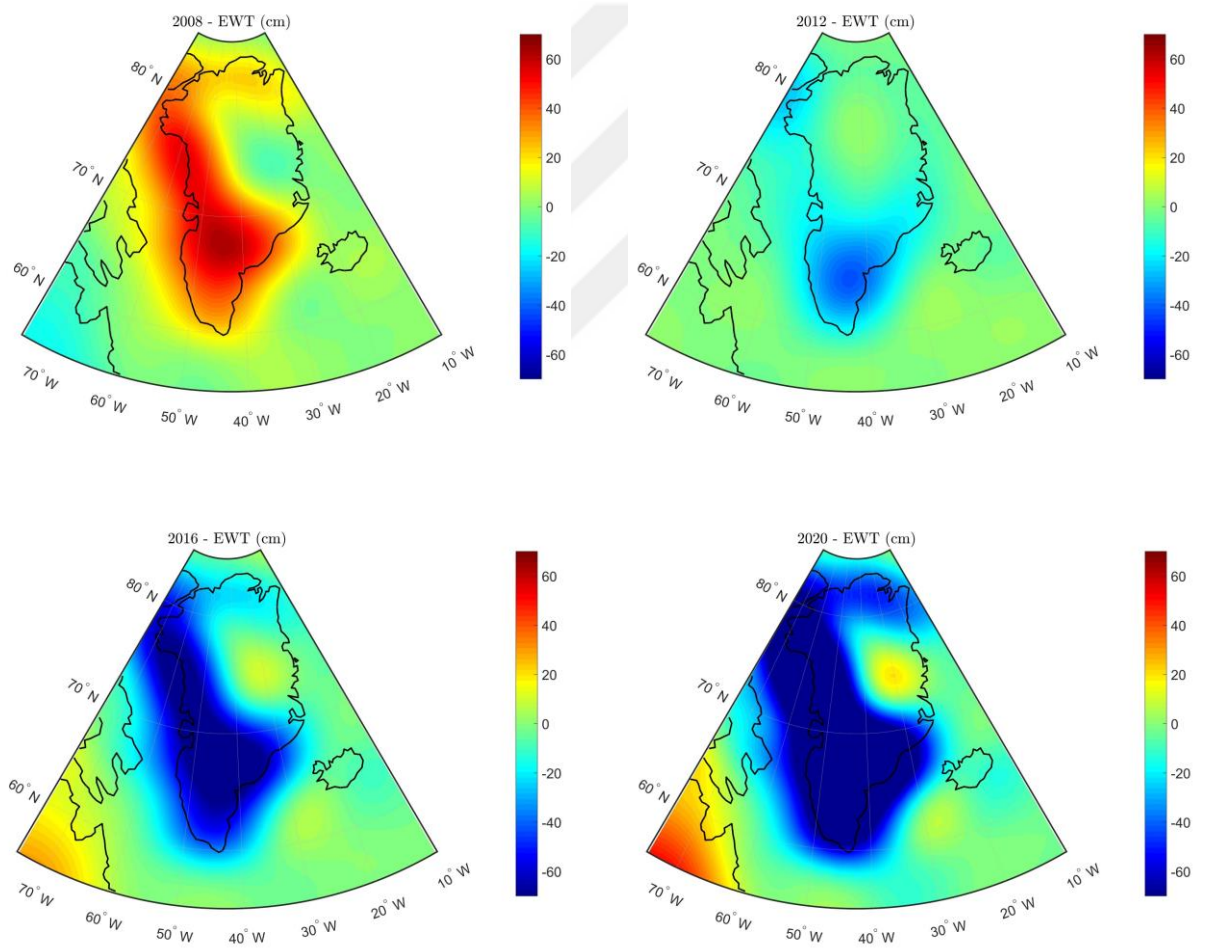
CSR veri merkezinden alınan GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 çözümleri yukarıda DDK3 filtresi uygulanarak incelenmiştir. Aynı yıllara ait değişimlerin farklı yarıçaplardaki Gauss filtreleri uygulanarak çözümlenmiş halleri ise Şekil 5.12’de verilmiştir.



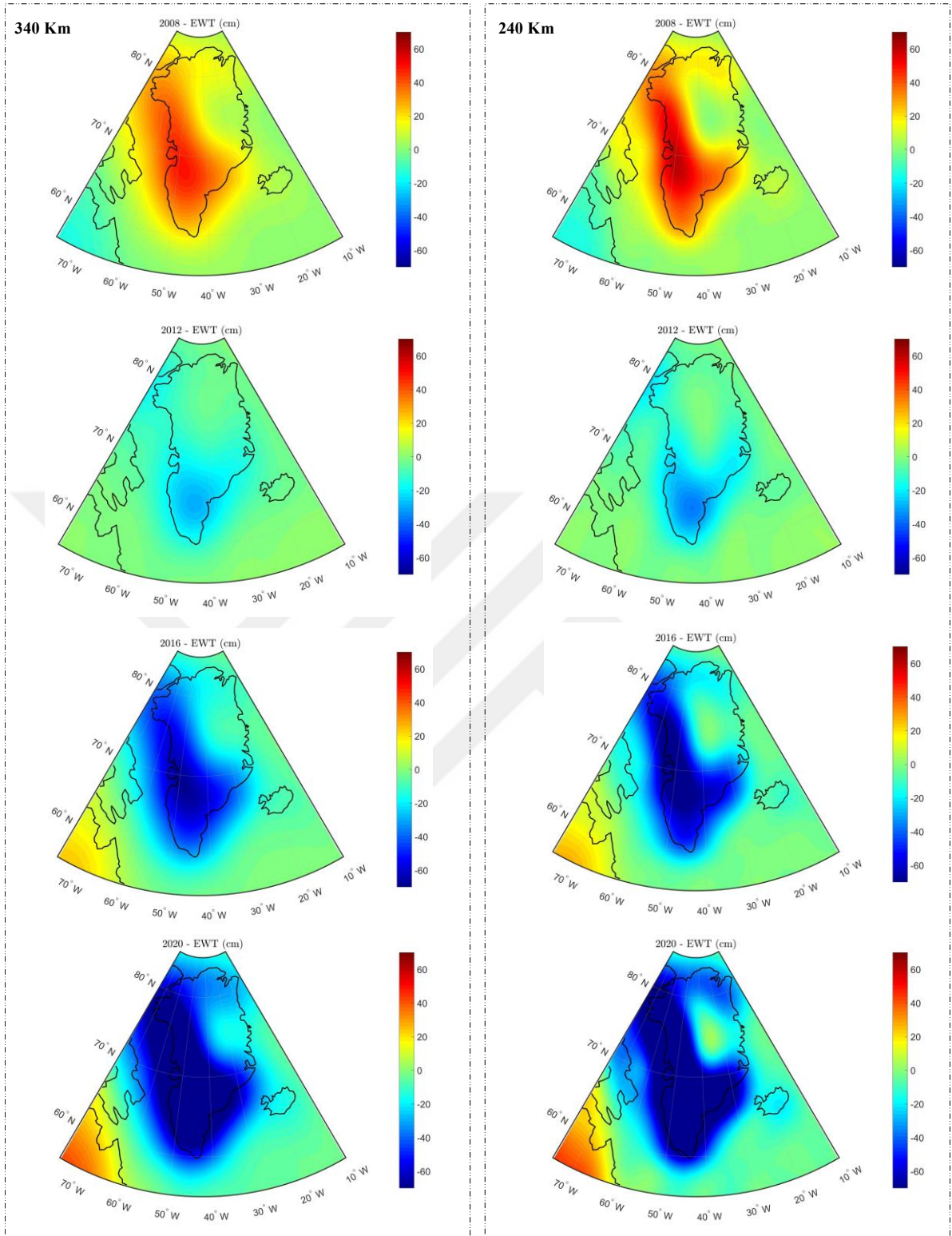
Şekil 5.12. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Türkiye)

Gauss filtreleme tekniğinde bölgesel ölçekteki çalışmalarda, yarıçapın büyümesi çalışılan bölgedeki korelasyonların yanı sıra sinyallerinde kaybolmasına sebep olmaktadır. Bu nedenle deneme-yanılma yöntemiyle en uygun yarıçap bulunarak hem korelasyonların giderilmesi hem de sinyallerdeki kayıpların en düşük seviyede görülmesi amaçlanmalıdır. Böylece çözünürlük ve veri doğruluklarındaki karışmalar da en düşük seviyede gözlemlenebilmektedir.

İkinci çalışma alanı olarak Grönland bölgesindeki EWT değişimleri gözlemlenmiştir. CSR veri merkezinden alınan GRACE/GRACE-FO Seviye-2 çözümlerinden yararlanılarak hesaplanan EWT değişimleri, DDK3 filtresi (Şekil 5.13) ve iki farklı yarıçapa sahip Gauss filtreleri (Şekil 5.14) ile incelenmiştir.

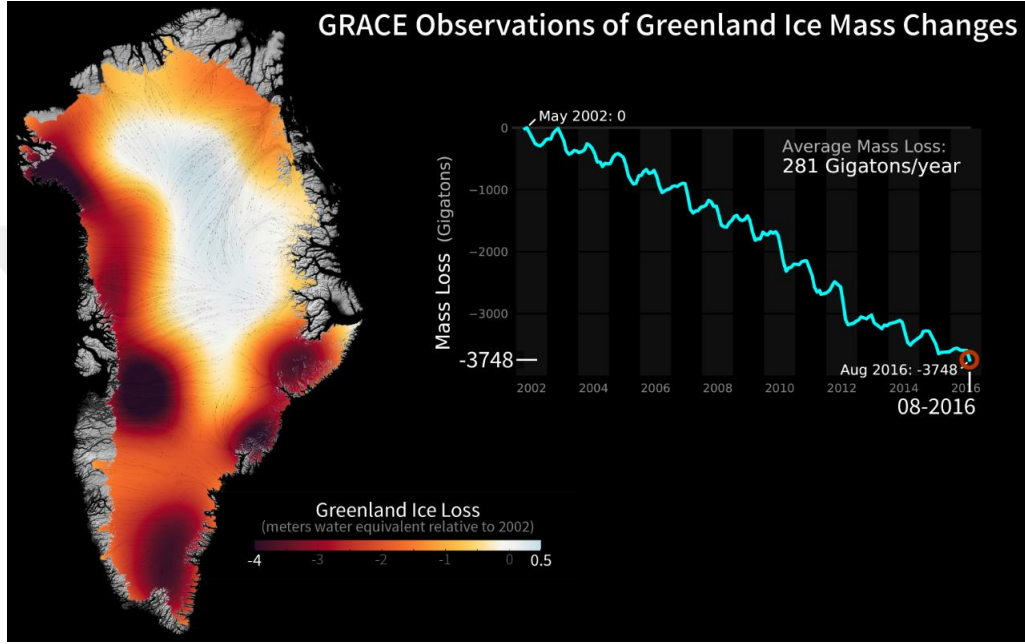


Şekil 5.13. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (DDK3) (Grönland)



Şekil 5.14. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait EWT değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Grönland)

NASA tarafından yapılan çalışmalarda, GRACE uydu verilerinden gelen bilgilere bakılarak hem Antarktika hem de Grönland'daki buz tabakalarının kütle kaybettiği görülmektedir. Antarktika'da 2002 yılından beri yaklaşık olarak 125 gigaton buzun kaybedildiği görülürken (NASA/Antarctic 2022), Grönland buz tabakası ise yılda 281 gigaton buz kaybetmektedir (NASA/Greenland 2020). (1 gigaton bir milyar metrik tona eşittir).



Şekil 5.15. GRACE ikiz uyduları ile 2002-2016 yılları Grönland buz kütleindeki değişim gözlemleri (NASA/Greenland 2020)

Şekil 5.15'te Grönland buz tabakasındaki değişim gösterilmektedir. Turuncu ve kırmızı bölgeler buzun kütle kaybettiği alanları belirtirken, açık mavi olan bölgeler buz kütle artan alanları göstermektedir. Beyaz bölgeler ise 2002 yılından beri kütle değişiminin çok az veya hiç olmadığı alanları göstermektedir. Genel olarak bakıldığında Grönland'ın merkezine yakın yüksek rakımlı bölgelerde kütle değişiminin çok az veya hiç olmadığı görülmektedir. Daha alçak rakımlı kıyı bölgelerinde ise kütle değişimlerinin daha çok kayıplarla sonuçlandığı görülmektedir.

Tez kapsamında yapılan çalışmada ise, 2016 yılına ait EWT değişimlerinin (Şekil 5.13 ve Şekil 5.14) NASA'nın yapmış olduğu çalışma ile iyi bir uyum yakaladığı görülmektedir. NASA'nın çalışmasında, kütle kaybının yoğun olduğu alanlar ile tez kapsamında yapılan çalışmadaki negatif EWT değerlerinin görüldüğü alanların hemen hemen aynı bölgelerde olduğu tespit edilmiştir.

5.1.3 Jeoit yüksekliği, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimleri

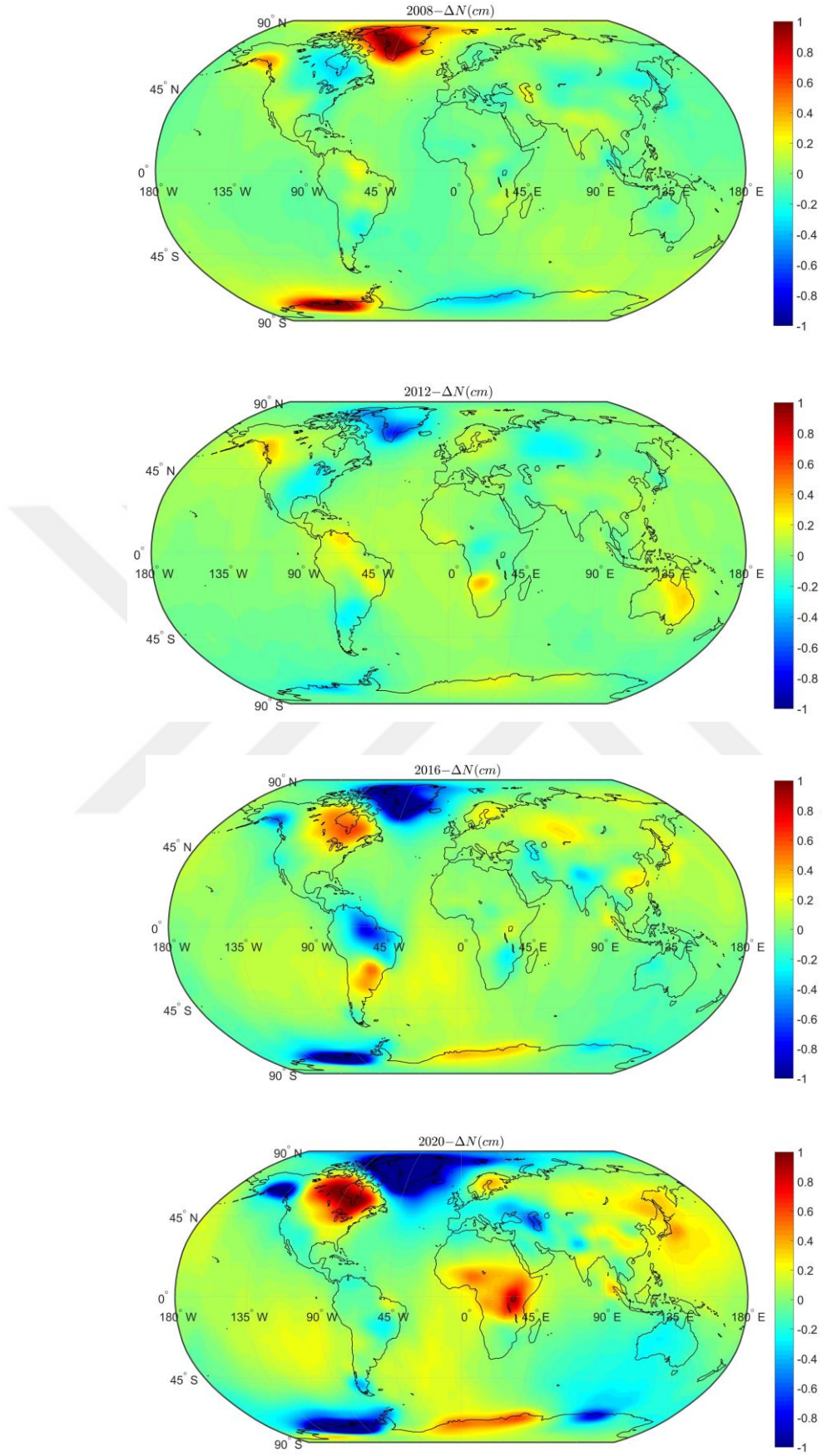
Bu bölümde, GRACE/GRACE-FO uydularından alınan aylık Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden oluşturulan yıllık ortalama model (2002-2021) yardımıyla, harmonik katsayı değişimlerinden elde edilen jeoit yüksekliği, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimleri incelenmiştir. Çalışma kapsamında çözümlenen jeoit yüksekliği değişimleri ve gravite değişimleri global ve bölgesel konumlarda gözlemlenmiştir. Bölgesel çalışma alanları Türkiye ve Grönland olarak belirlenmiştir.

5.1.3.1 Global ölçekte değişimler

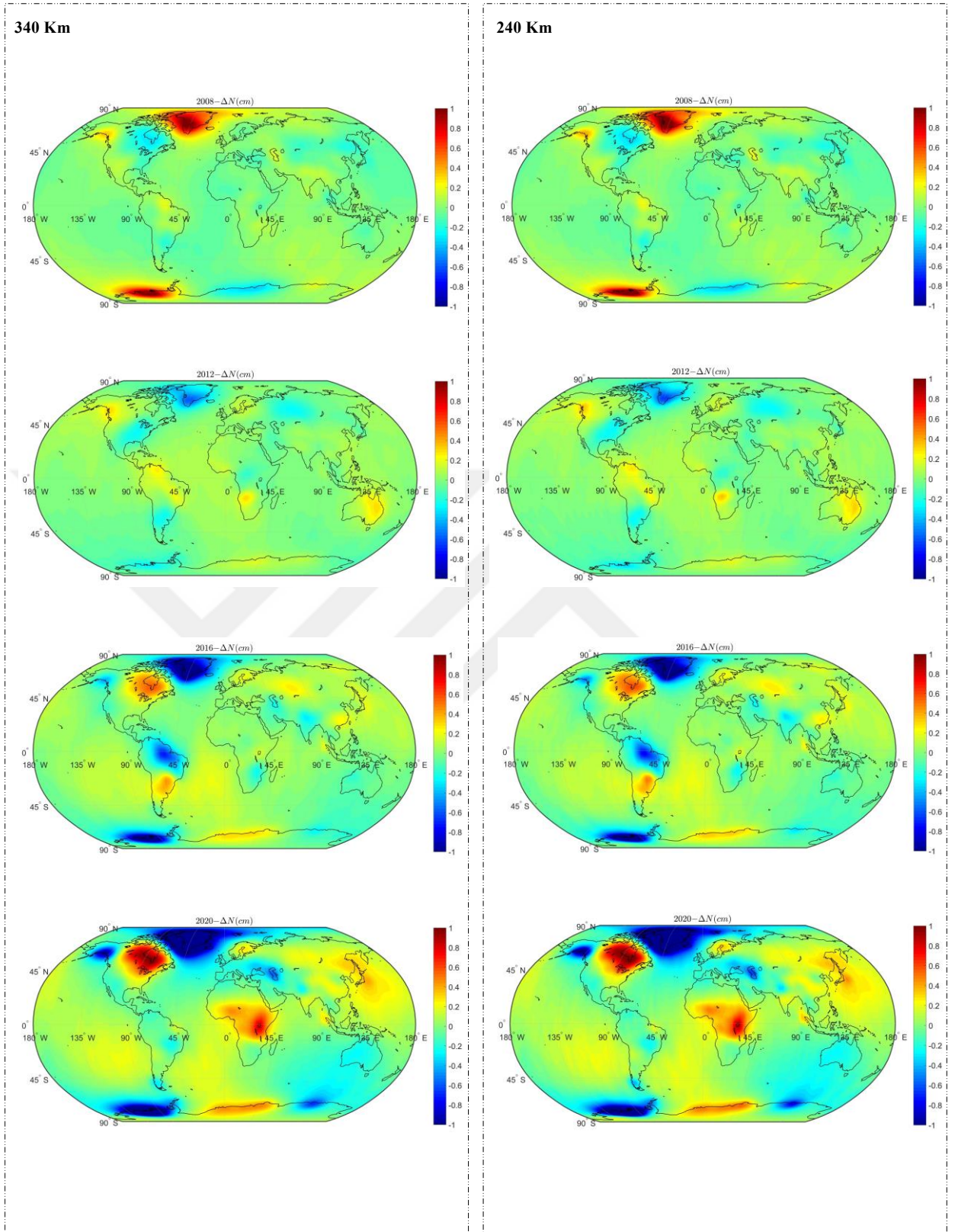
GRACE/GRACE-FO Seviye-2 veri çözümlerinden EWT değişimlerinin yanı sıra jeoit yüksekliği, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimleri de elde edilmiştir. Bu değişimler üzerinde de DDK3 filtresi ve farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri uygulanarak değişimler incelenmiştir. Jeoit yükseklikleri ve gravite değişimleri de EWT değişimleri ile aynı zaman diliminde incelemeye alınmıştır.

Şekil 5.16 ve Şekil 5.17’de 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait DDK3 ve farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri uygulanmış CSR verisi üzerinden jeoit yüksekliği değişimi çözümleri elde edilmiştir. Jeoit yüksekliği değişimlerinin farklı filtre teknikleri ve yarıçaplarına rağmen çözüm sonuçlarının çok değişmediği görülmüştür. EWT değişimlerinde görülen korelasyon etkilerinin burada çok fazla görülmeyişi ve elde edilen çözümlerin doğu-batı yönünde daha fazla yayıldığı gözlemlenmiştir. Özellikle değişimin fazla görüldüğü bazı bölgelerde ve ekvatorda yayılım daha çok hissedilmiştir.

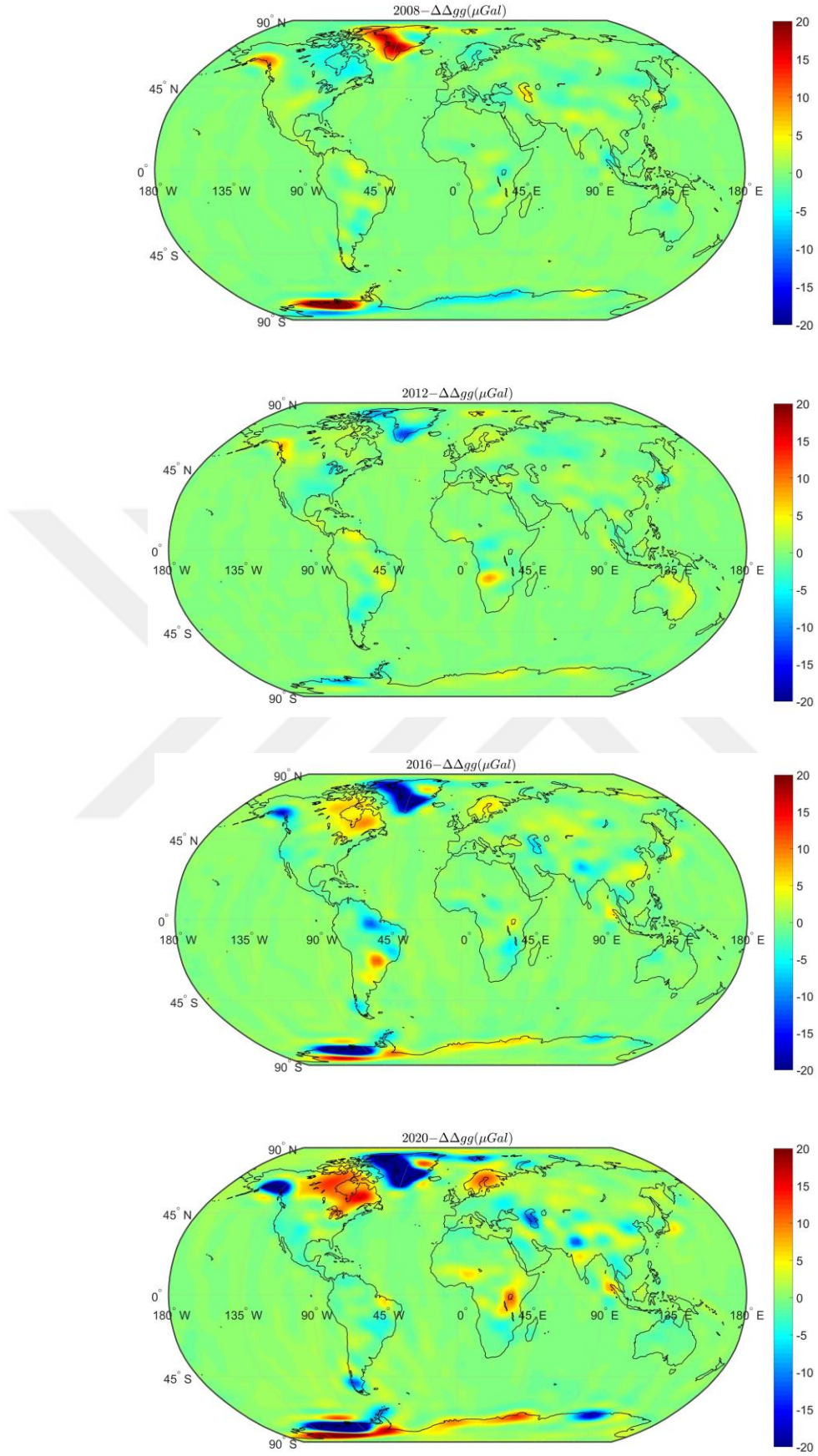
CSR veri merkezinden alınan verilerin çözümlerinden elde edilen gravite anomalisi (Şekil 5.18 ve Şekil 5.19) ve gravite bozukluğu değişiklikleri (Şekil 5.20 ve Şekil 5.21) verilmiştir. Her bir değişim 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait bir zaman sürecinde incelenmiştir. Değişimler μGal cinsinden değerlendirilmiştir. DDK3 filtresi ve farklı yarıçaplara sahip Gauss filtreleri uygulanan çözümlerde, filtre yarıçapı arttıkça özellikle ekvator bölgesindeki ve kuzey-güney doğrultusundaki korelasyonlar yok olmuştur. DDK3 uygulanan çözümlerde ise kuzey-güney doğrultusunda oluşan korelasyonlar görülmektedir. Ancak bu korelasyonlar sinyal etkilerini çok bozmamaktadır.



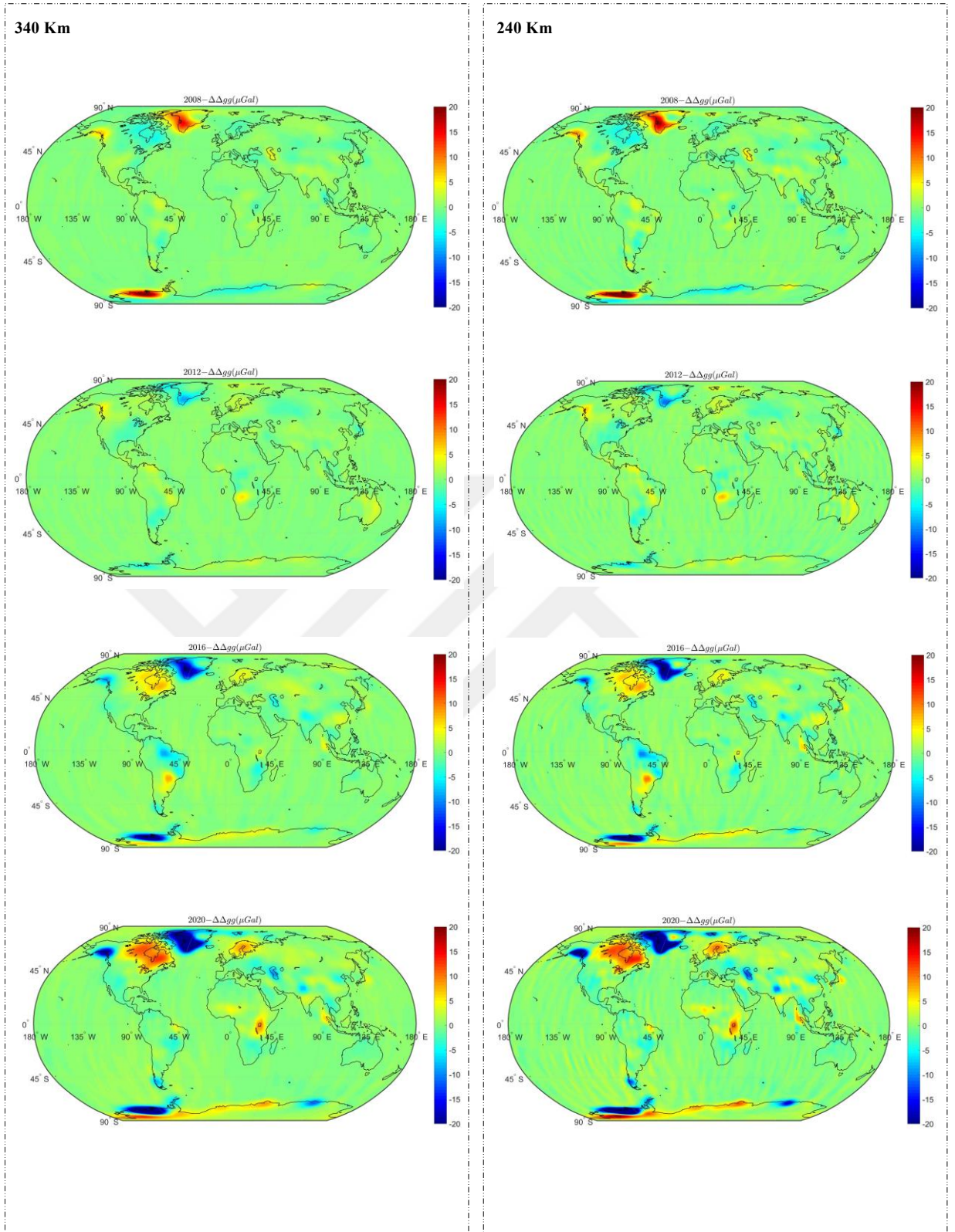
Şekil 5.16. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK3)



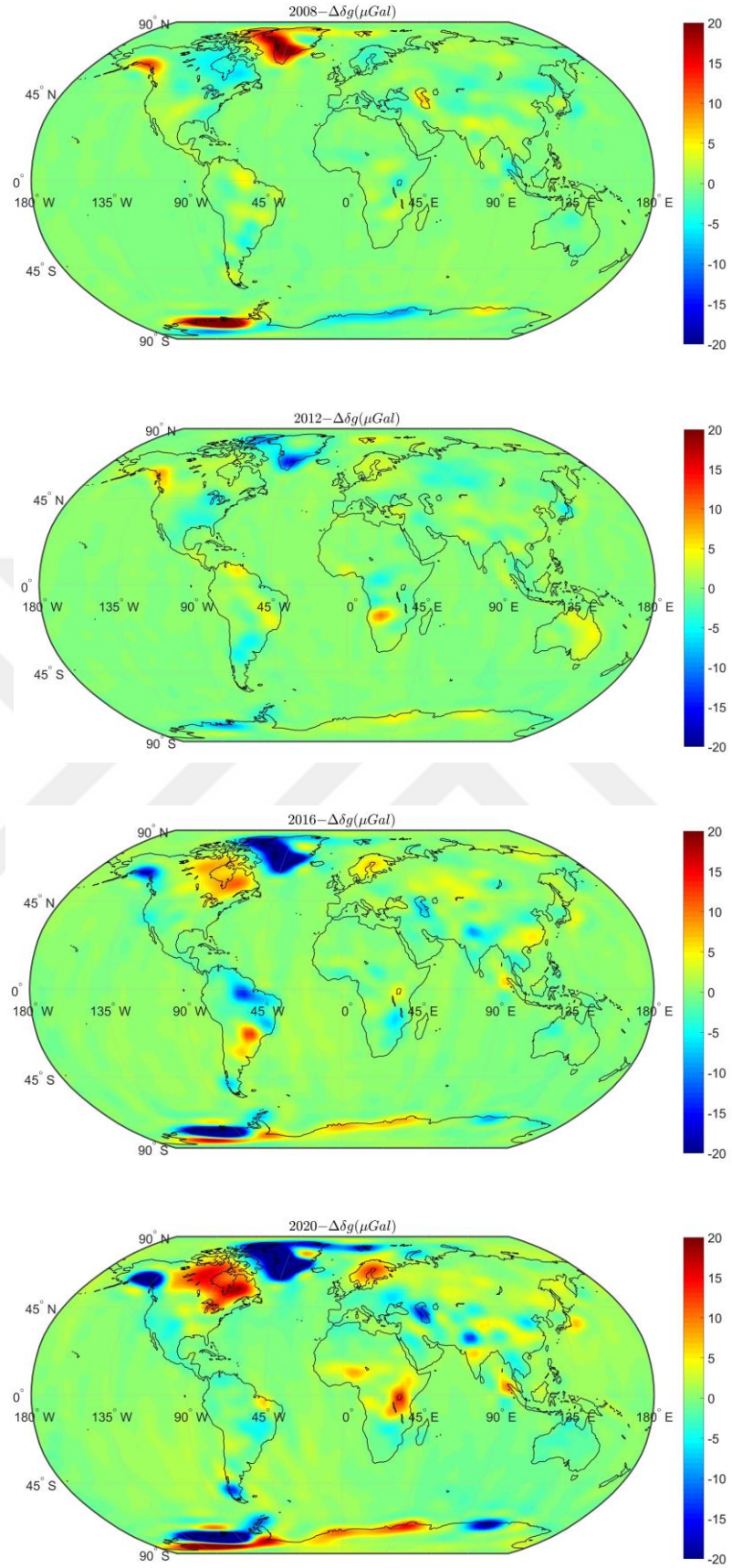
Şekil 5.17. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri)



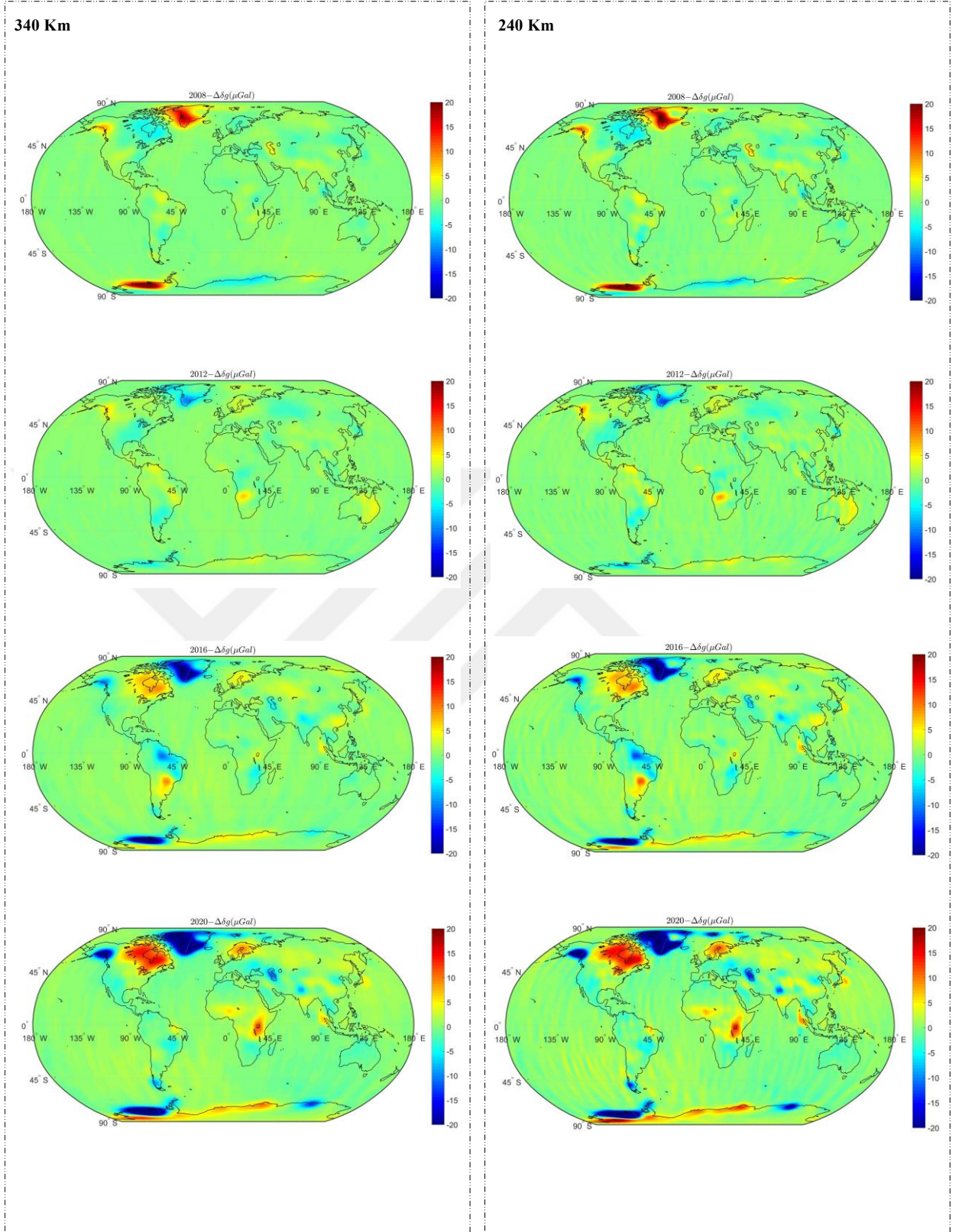
Şekil 5.18. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (DDK3)



Şekil 5.19. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri)



Şekil 5.20. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (DDK3)



Şekil 5.21. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri)

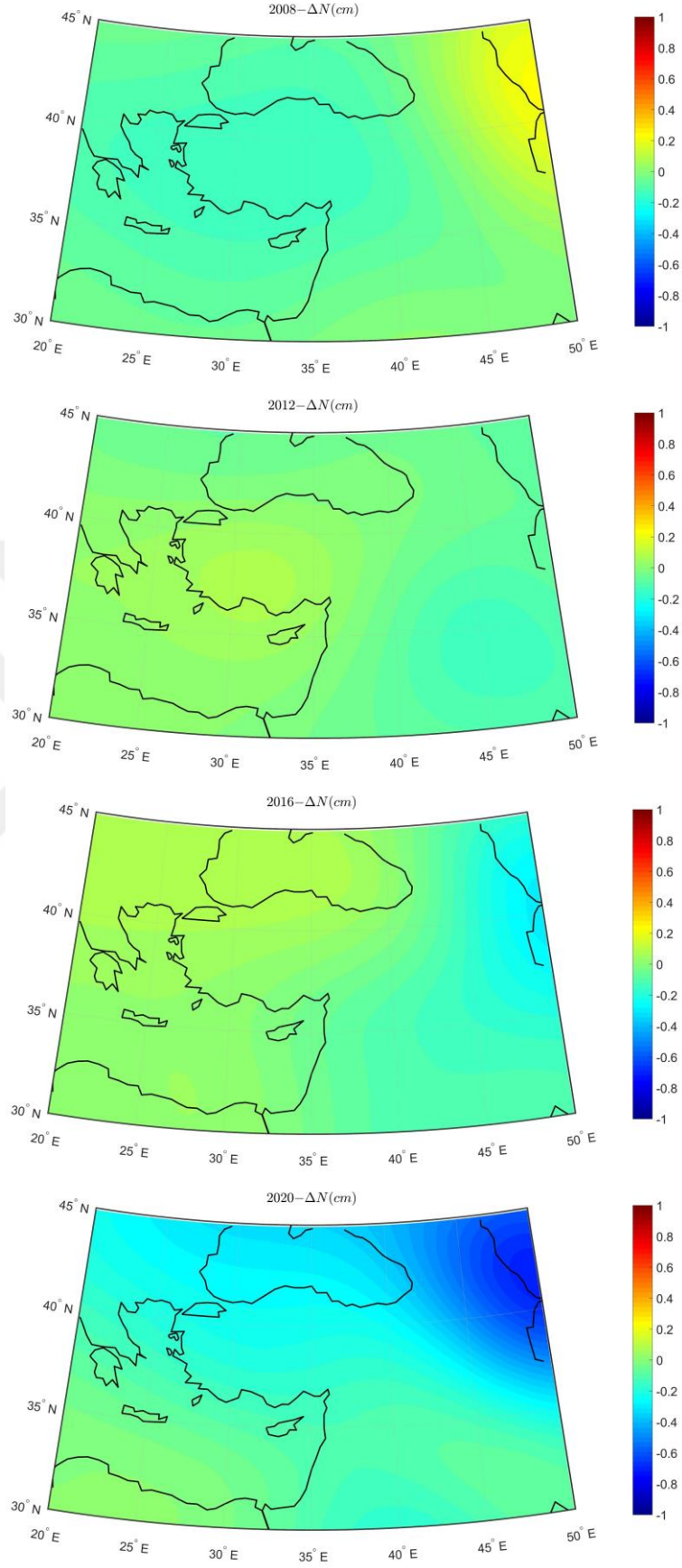
5.1.3.2 Bölgesel ölçekte değişimler

Bölgesel ölçekte ilk çalışma alanı Türkiye olarak seçilmiştir. CSR' den alınan GRACE/GRACE-FO Seviye-2 verilerinin çözümlerinden elde edilen jeoit yüksekliği, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimlerine, ilk olarak DDK3 filtresi sonrasında ise farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri uygulanarak incelenmiştir.

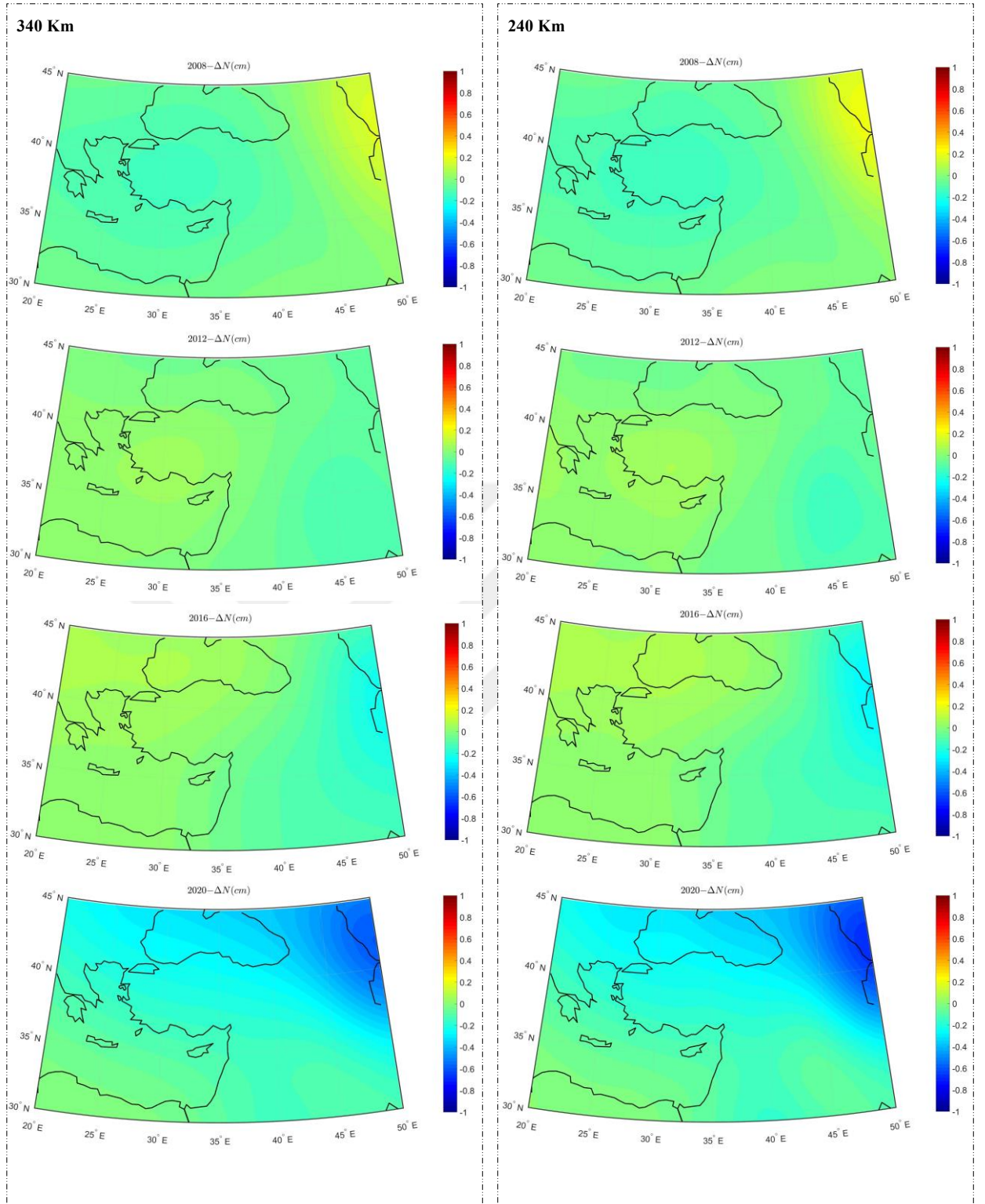
Global örneklerde olduğu gibi bölgesel ölçekte de jeoit yüksekliği değişimleri uygulanan filtre boyutlarından çok etkilenmemektedir. 240 km Gauss yarıçaplı çözüm ve 340 km yarıçaplı çözüm arasında neredeyse bir fark görülmemektedir. Ayrıca global ölçekteki belli belirsiz sistematik hatalar, bölgesel ölçekte tamamen ortadan kalkmıştır. Ancak gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimlerine bakıldığında 240 km yarıçaplı Gauss filtresinde az da olsa korelasyon görülmüştür. Ancak doğruluğu etkileyecek derecede olmadığı için uygulanmasında herhangi bir sorun görülmemektedir. 340 km yarıçaplı Gauss filtrelemesinde ise az olan korelasyonlar tamamen ortadan kalkmıştır.

Şekil 5.22 ve Şekil 5.23'e bakıldığında 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri görülmektedir. Genel olarak -0.4 ve 0.4 cm aralıklarında değişen değerler, kütleli olarak değişimin hızlı olduğu bölgelerde yılına göre ortalama aralıktan fazla veya düşük olarak görülebilmektedir. Örneğin EWT değerlerinde de hızlı değişimin görüldüğü Hazar Gölü yakınlarına bakıldığında 2020 yılındaki jeoit yüksekliği değişimi -0.4 ile -0.6 cm aralığında değişim göstermektedir.

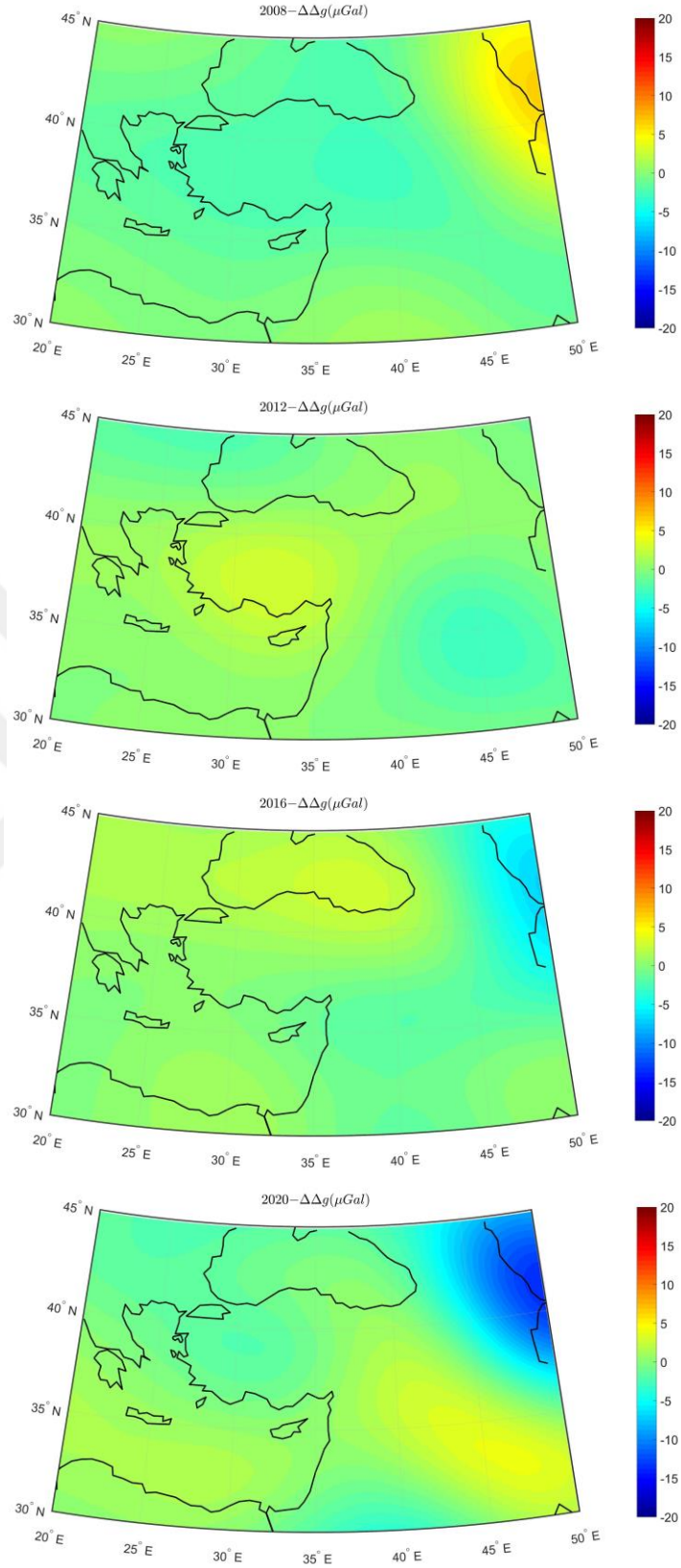
Gravite anomalileri (Şekil 5.24 ve Şekil 5.25) ve gravite bozukluğundaki değişimler (Şekil 5.26 ve Şekil 5.27) incelendiğinde, değerlerin genellikle -10 ve 10 μGal aralığında değiştiği görülmüştür. Değişimin hızlı olduğu bölgelerde ise bazı yıllarda ortalama aralığın dışında artma ve azalmalar gözlemlenmektedir.



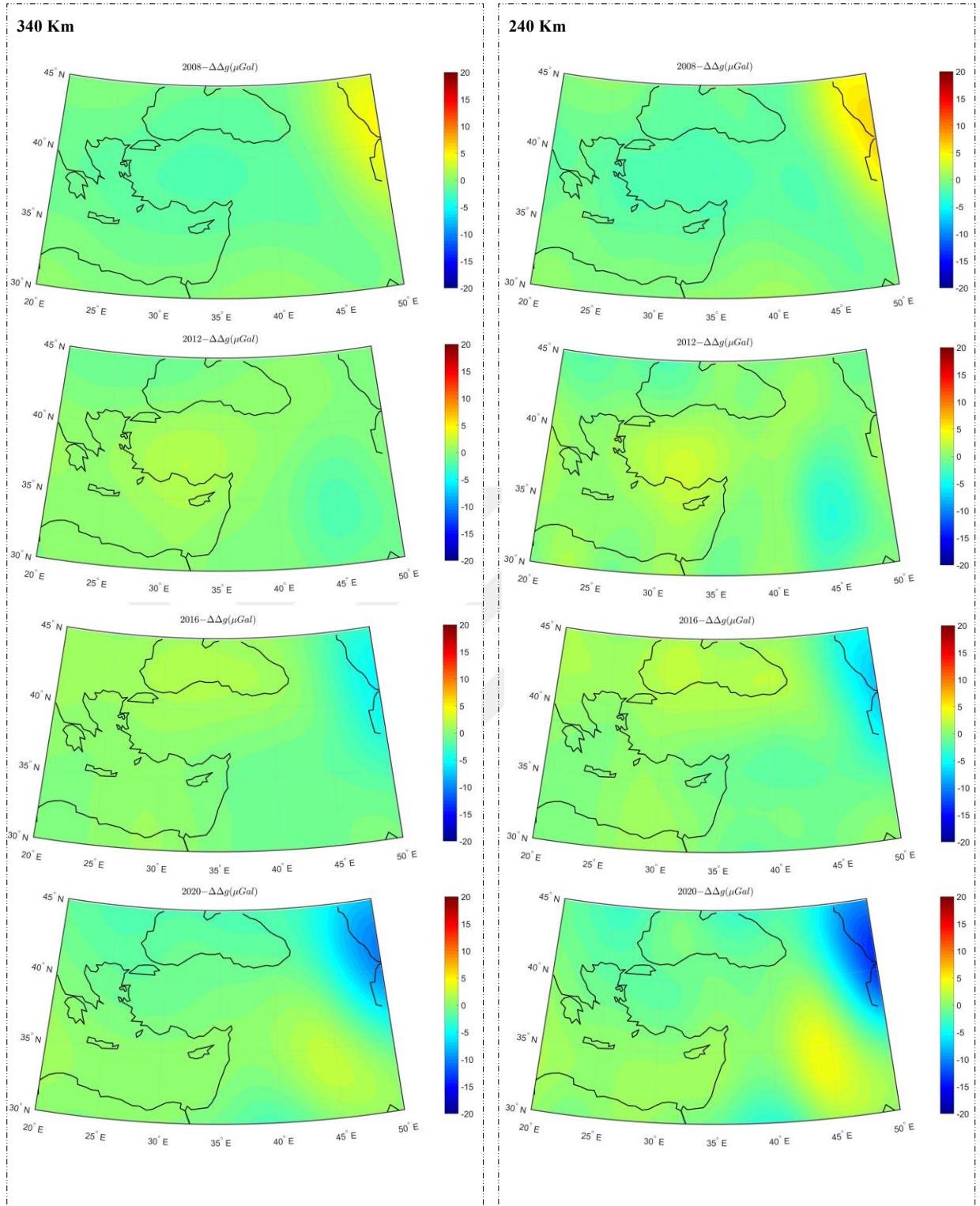
Şekil 5.22. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK3) (Türkiye)



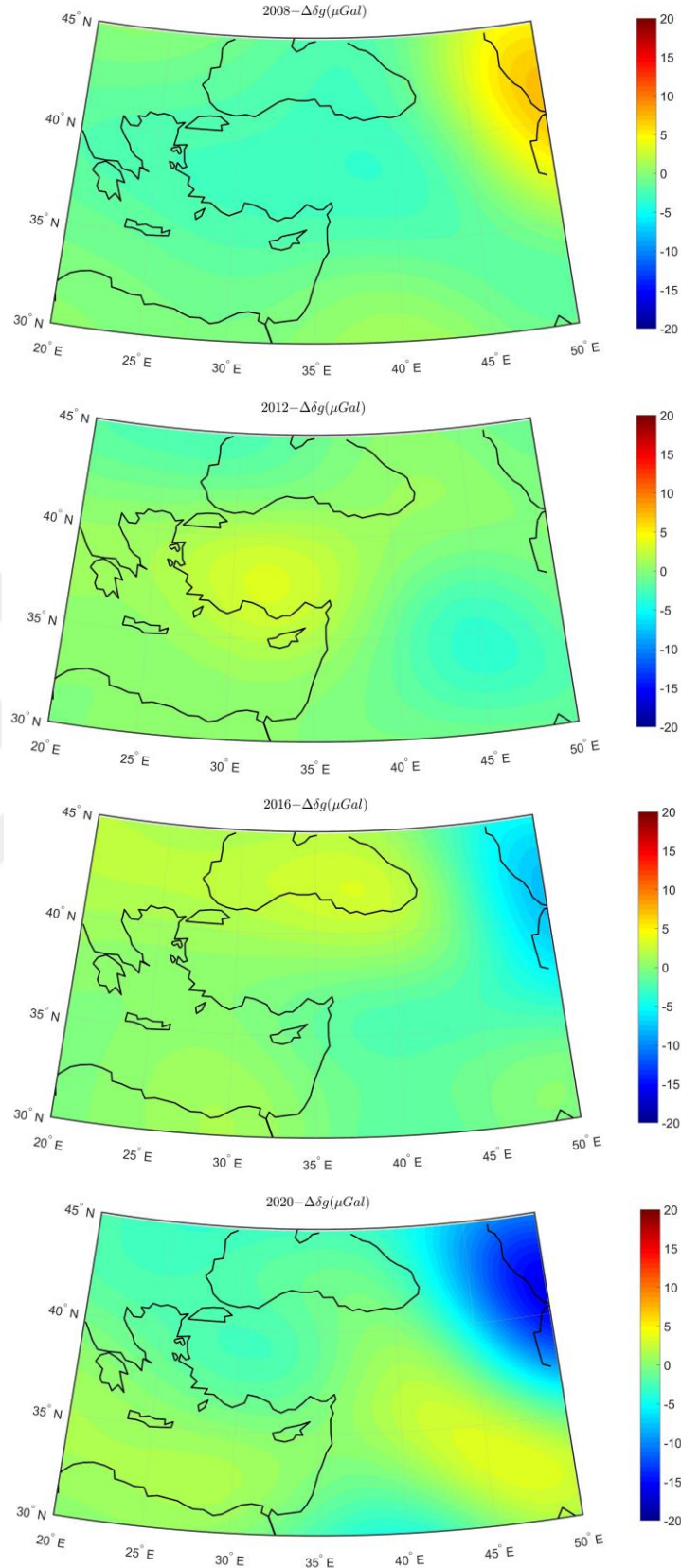
Şekil 5.23. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değışimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Türkiye)



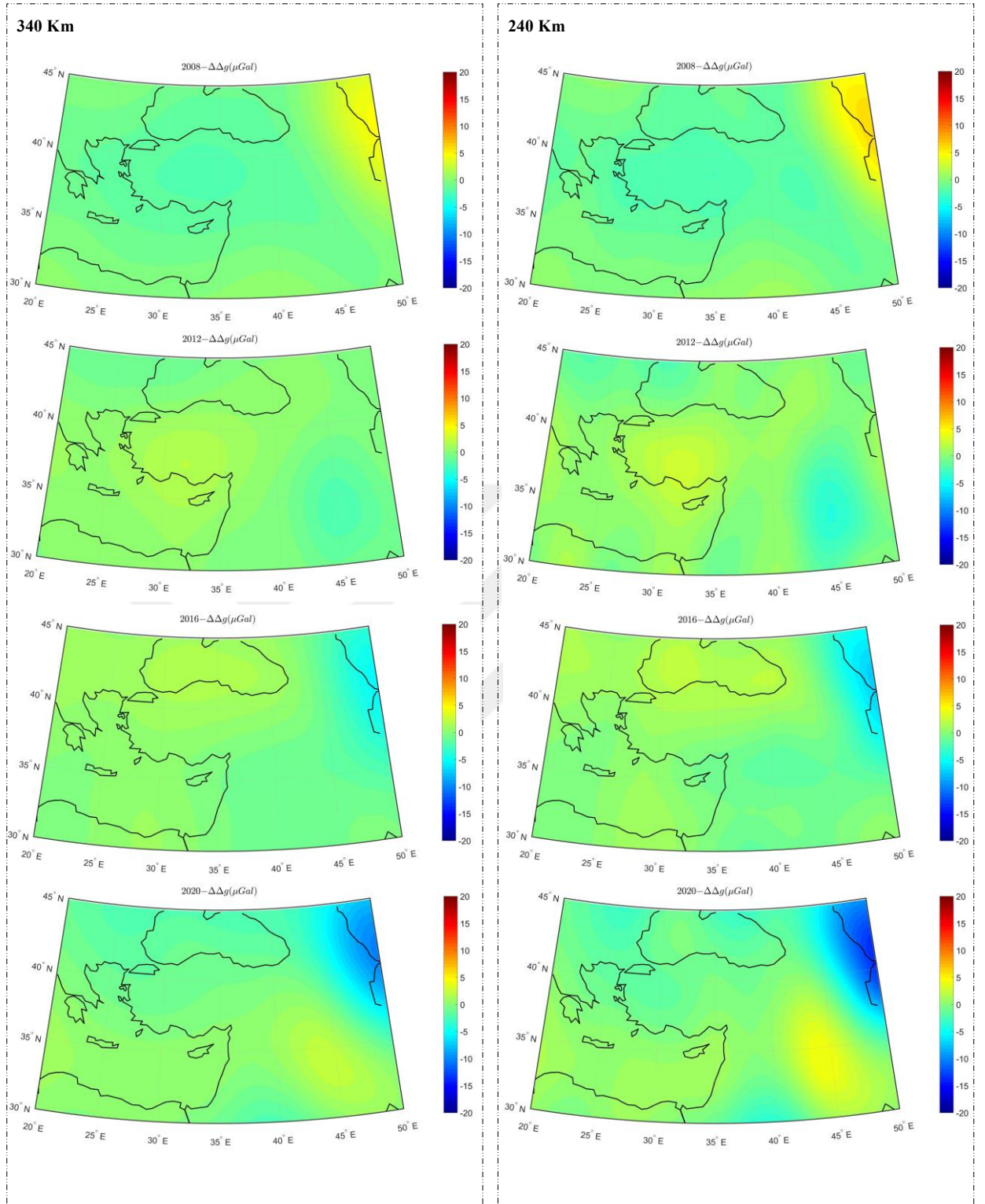
Şekil 5.24. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (DDK3) (Türkiye)



Şekil 5.25. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Türkiye)

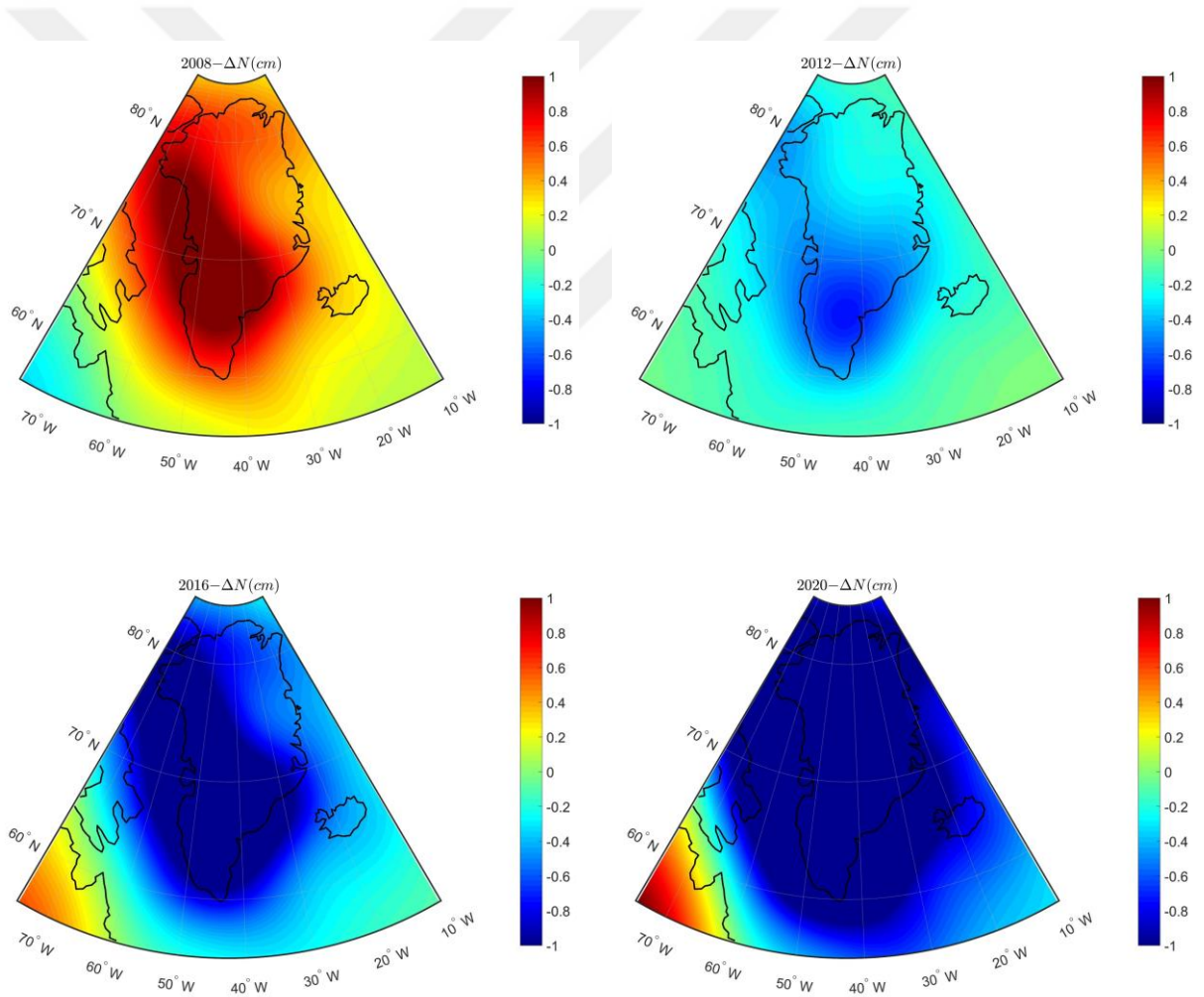


Şekil 5.26. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (DDK3) (Türkiye)

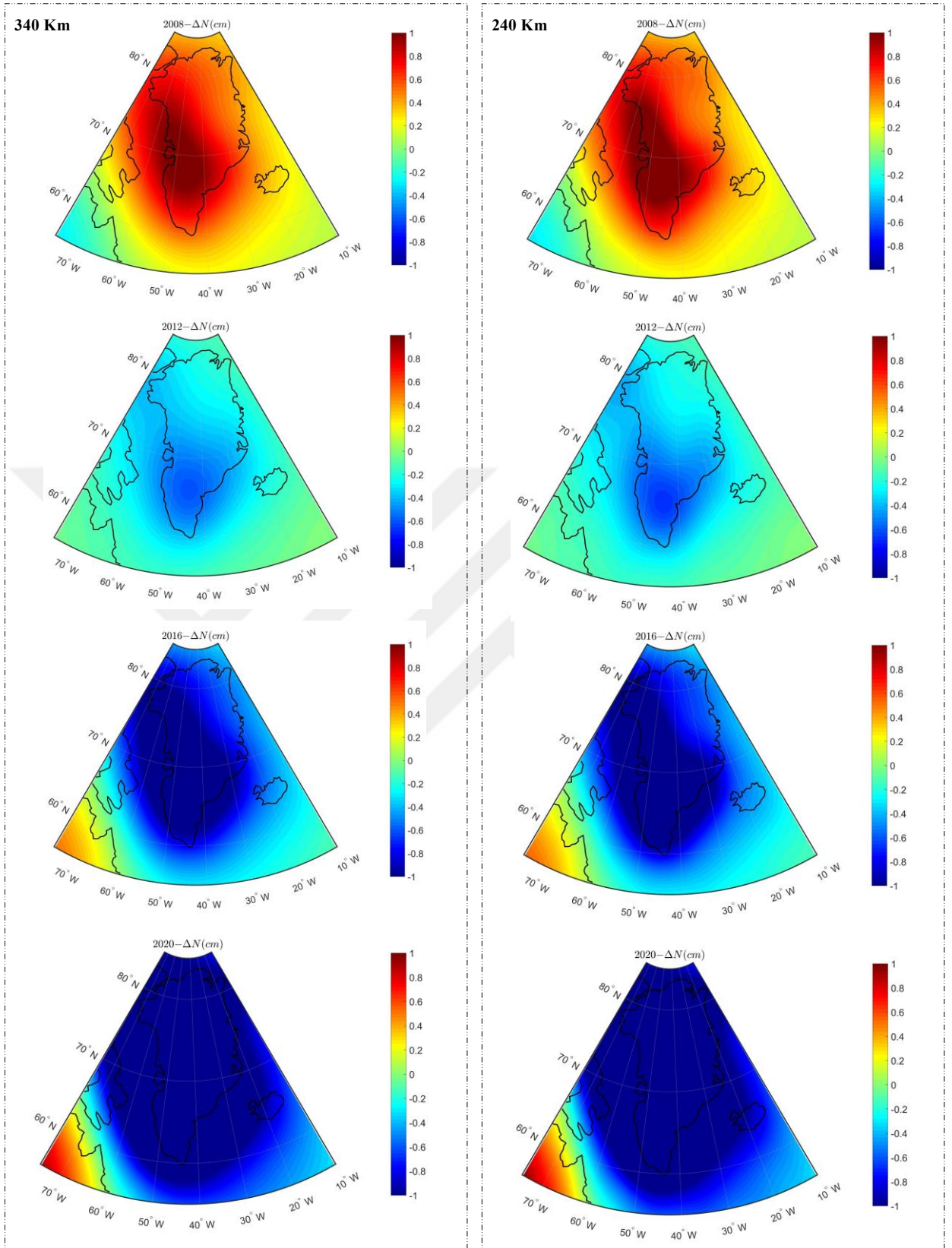


Şekil 5.27. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Türkiye)

Bölgesel ölçekte ikinci çalışma alanı olarak seçilen Grönland, bulunduğu konum itibarıyla sahip olduğu iklim ve topografya özelliklerinden dolayı Dünya’da kütle değişimlerinin en yoğun ve hızlı görüldüğü bölgelerden biridir. Özellikle son yıllarda küresel ısınma ve iklim değişiklerinin etkileri buzul kütle değişimleri üzerinde etkilerini arttırmaktadır. Grönland bölgesi içinde CSR’ den alınan GRACE/GRACE-FO Seviye-2 verilerinin çözümleri kullanılarak, jeoit yükseklik değişimleri, gravite anomalisi ve gravite bozukluğu değişimleri hesaplanmıştır. Filtre teknikleri olarak DDK3 ve 240-340 km yarıçaplarında Gauss filtreleri kullanılmıştır. Yapılan çalışma sonuçlarının birbirleriyle kıyaslaması yapılabilmesi için ortak yıllarda çalışılmıştır. Grönland bölgesinde de 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarındaki değişimler incelenmiştir.

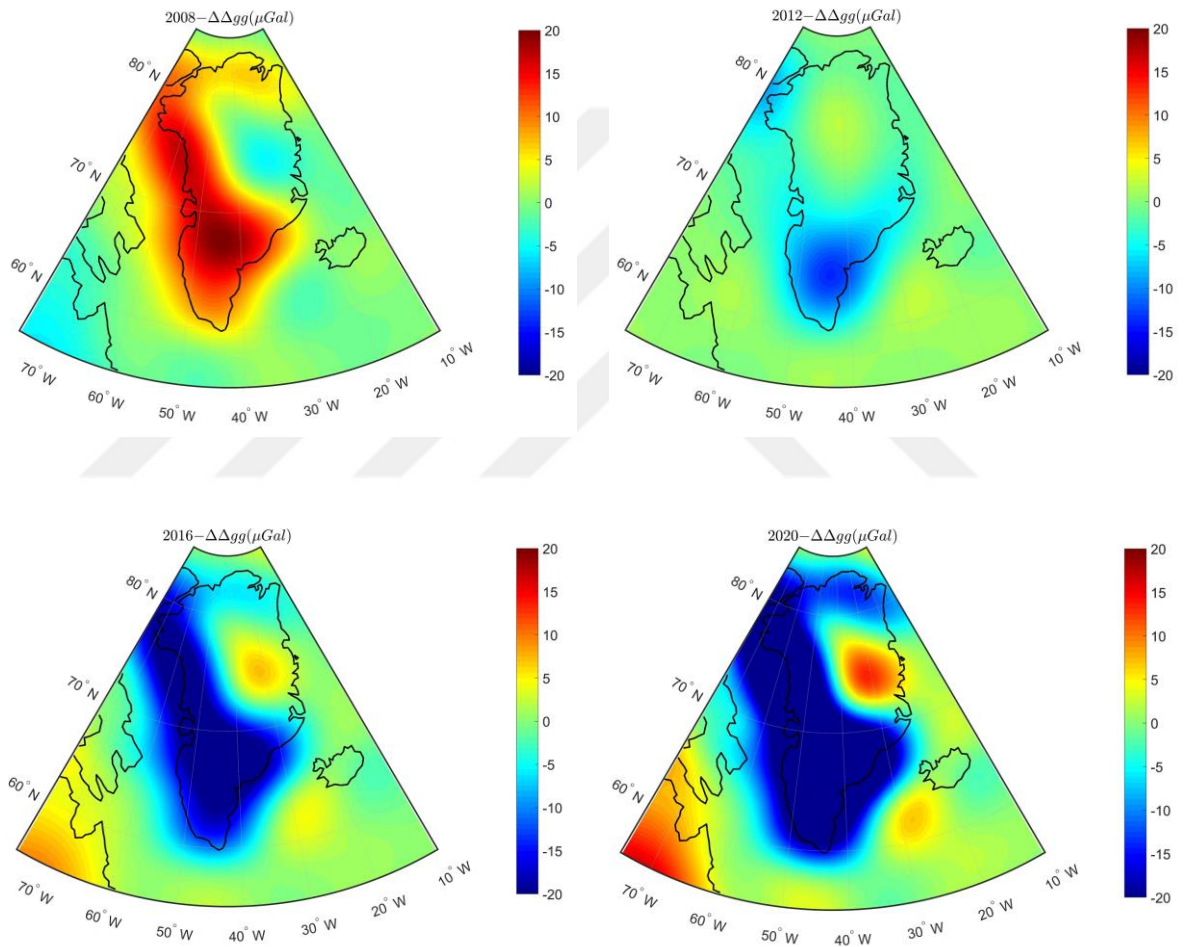


Şekil 5.28. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK3) (Grönland)

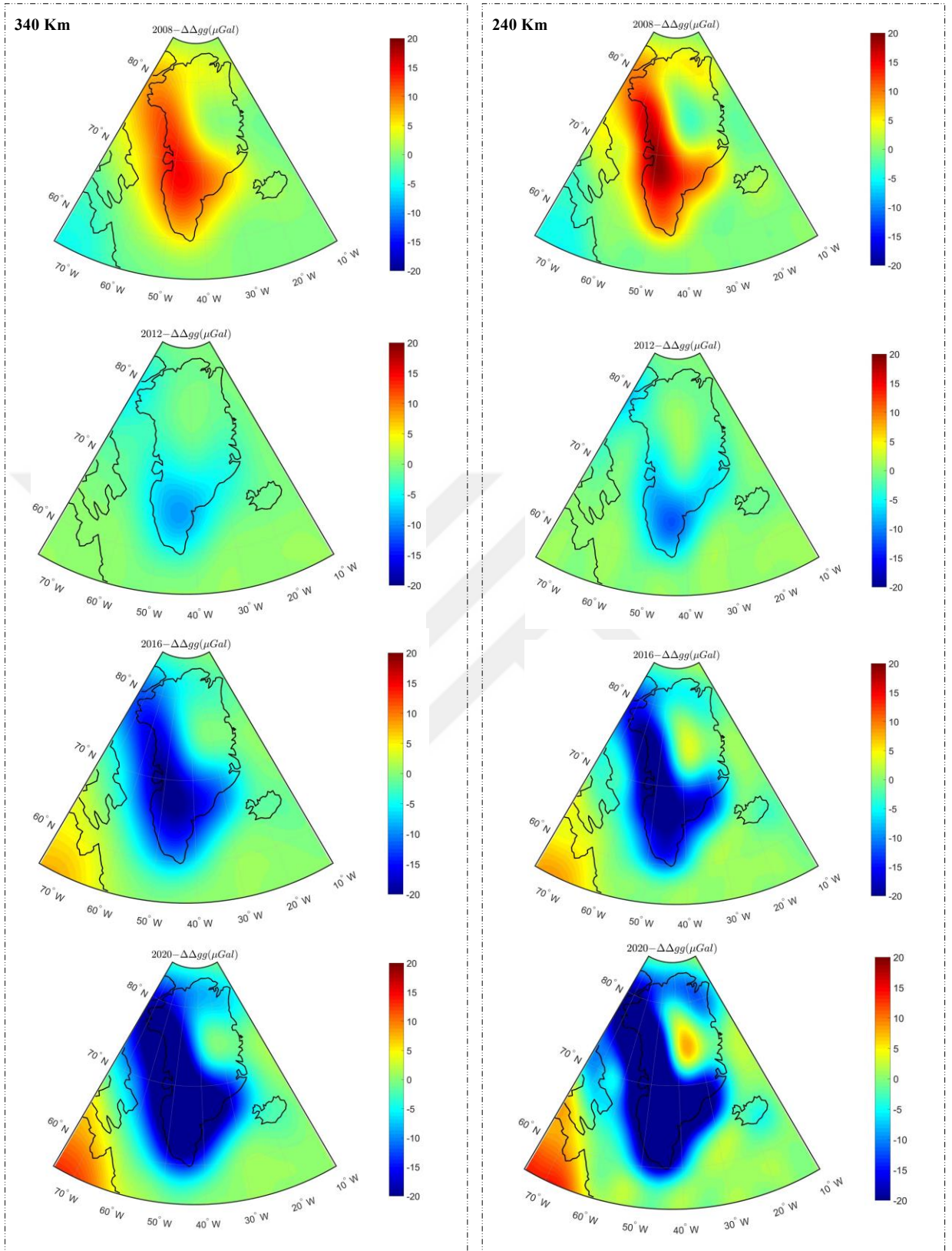


Şekil 5.29. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait jeoit yüksekliği değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Grönland)

Şekil 5.28 ve Şekil 5.29'a bakıldığında Grönland bölgesindeki jeoit yükseklik değişimlerinin yoğun bir şekilde değiştiği görülmektedir. DDK3 filtresi üzerinden değerlendirilen çözümlere bakıldığında bölgesel ölçekte herhangi sinyal bozucu hatalara rastlanmamaktadır. 2008 yılında ilgili bölge alanı ağırlıklı olarak artı değerlerde görülürken, 2012 yılından sonraki süreçte kütle kayıplarının yoğunluğundan kaynaklı olarak jeoit yükseklikleri negatif değerlerde seyretmektedir. 240 km ve 340 km yarıçaplarında Gauss filtresi uygulanan çözümlerde yarıçapların değiştirilmesi jeoit yükseklik değişimlerini çok etkilememektedir.

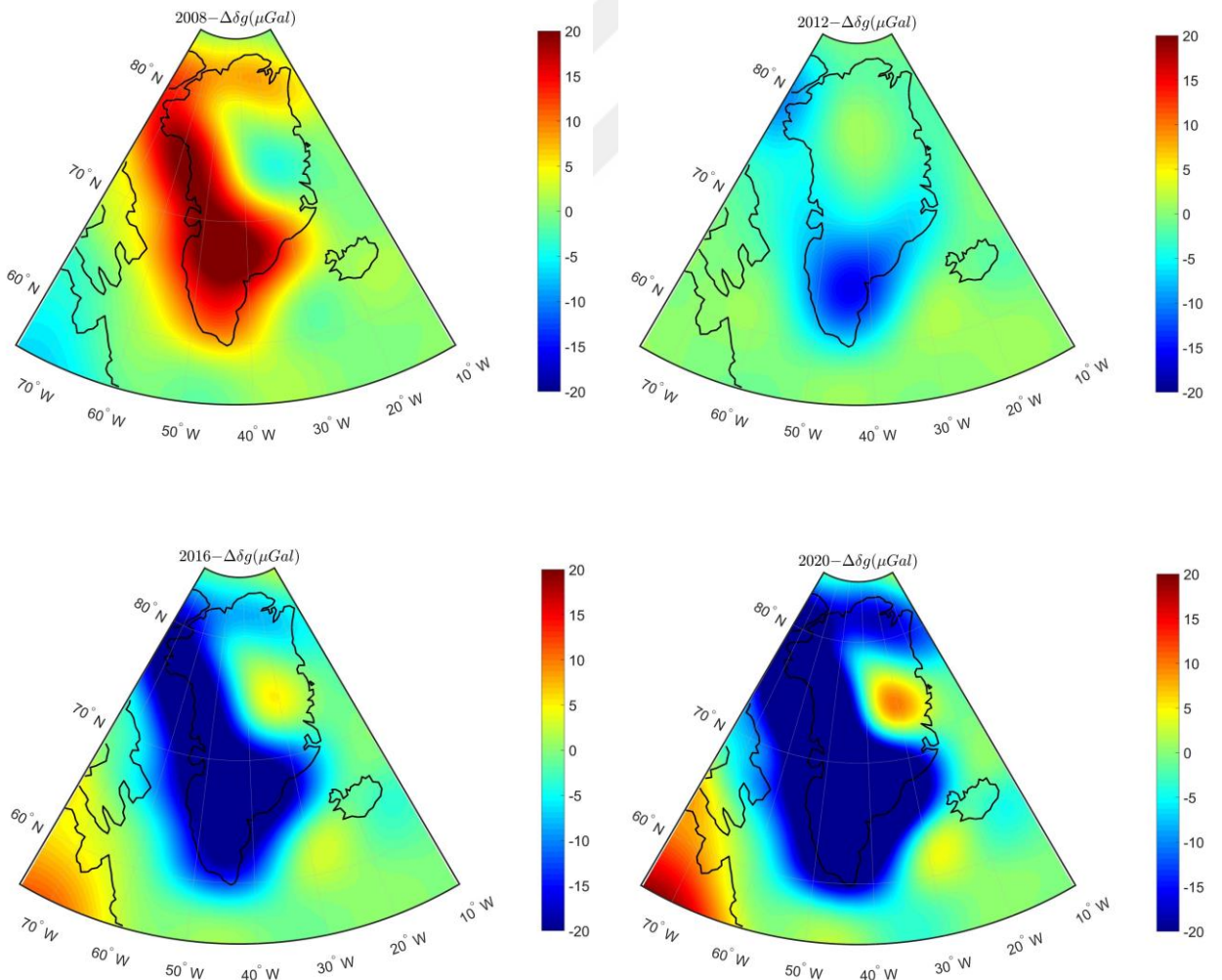


Şekil 5.30. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (DDK3) (Grönland)

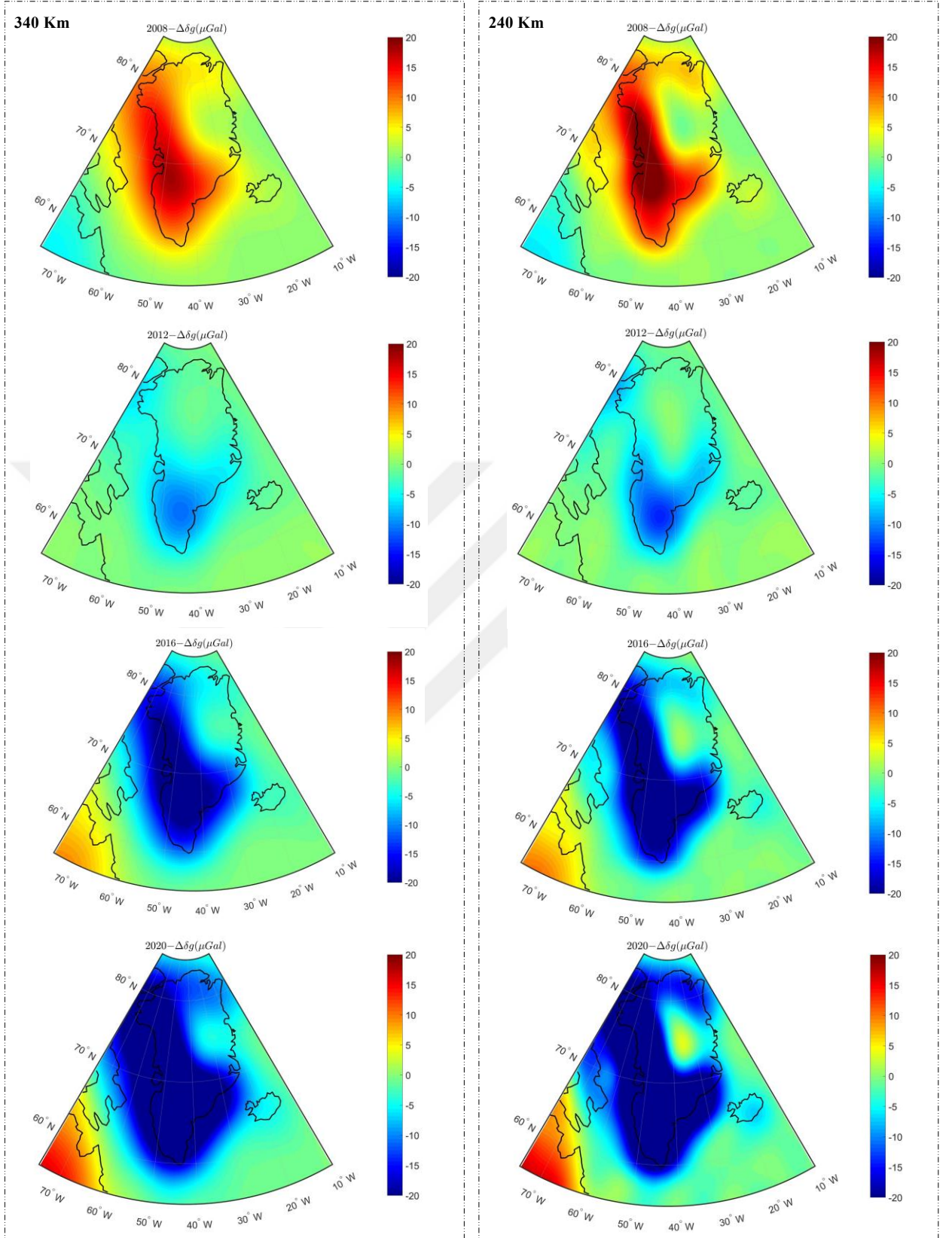


Şekil 5.31. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite anomalisi değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Grönland)

Şekil 5.30 ve Şekil 5.31'e bakıldığında Grönland bölgesinde gerçekleşen gravite anomalisi değişimleri görülmektedir. DDK3 ve farklı yarı çaplarda Gauss filtreleri uygulanan çözümler incelenmiştir. DDK3 filtrelerinde herhangi bir korelasyon etkisine ve sinyal bozukluğuna rastlanmamaktadır. Gauss filtrelerinde ise filtrenin yarıçapı arttıkça sinyalde oluşan kayıplar gravite anomalisi değişimlerinde net bir şekilde görülmektedir. 240 km ve 340 km yarıçapındaki Gauss filtrelemeleri uygulanmış 2020 çözümlerine bakıldığında, kütle kaybının fazla olduğu koyu mavi kısımlar hemen hemen aynı noktaları gösterirken, kütle kaybının daha az yaşandığı Grönland'ın orta kesimleri 240 km'lik çözümde sarı-turuncu tonlardadır. Ancak 340 km'lik çözümde ilgili kısım yumuşamaya uğrayarak sinyal kaybına uğramaktadır. Şekil 5.32 ve Şekil 5.33'te verilen gravite bozukluğu değişimleri de gravite anomalisi değişimleri ile benzer şekilde seyretmektedir.



Şekil 5.32. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (DDK3) (Grönland)



Şekil 5.33. CSR GRACE/GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 veri çözümlerinden elde edilen, 2008, 2012, 2016 ve 2020 yıllarına ait gravite bozukluğu değişimleri (340-240 km yarıçaplı Gauss filtreleri) (Grönland)

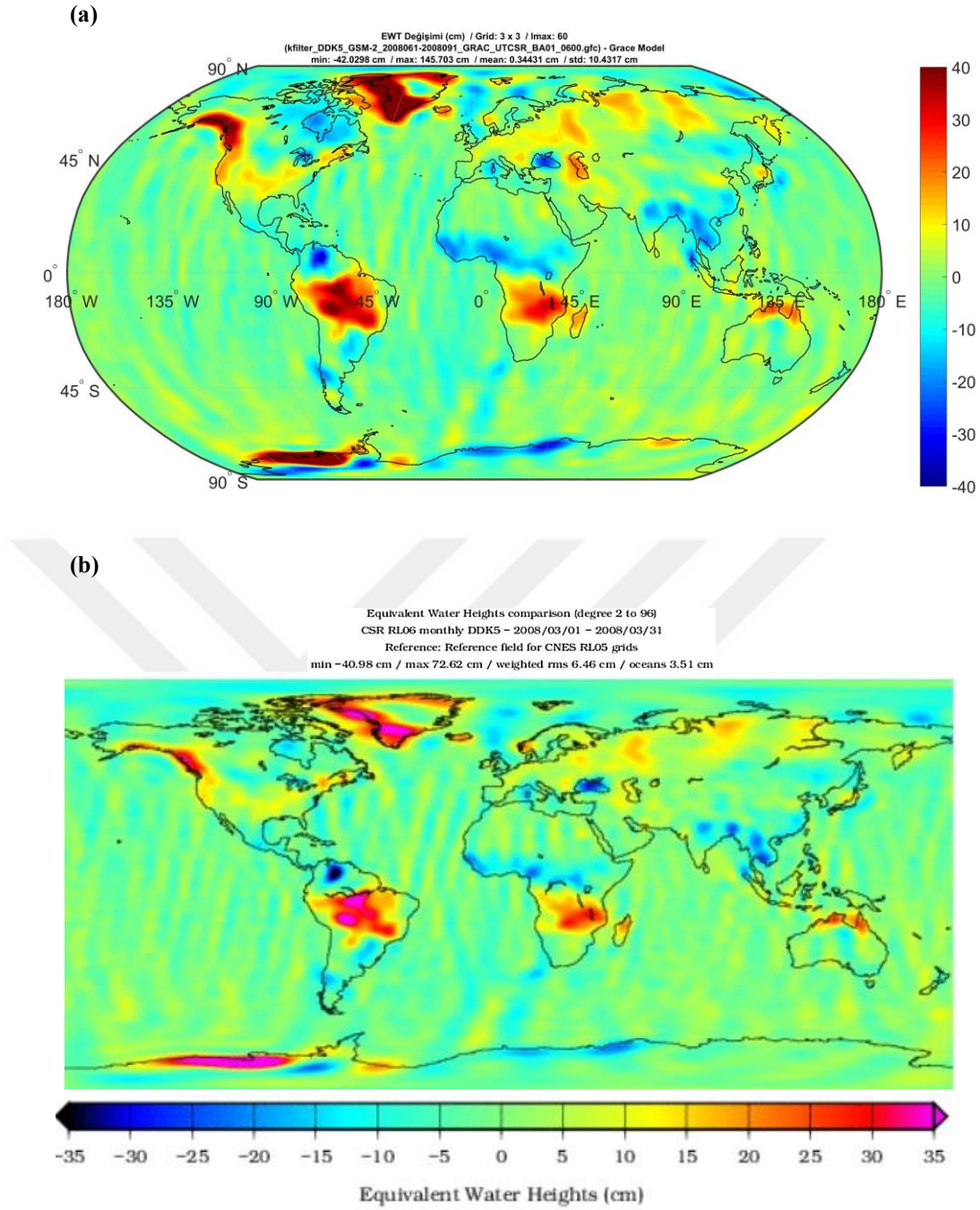
5.2 Aylık Ortalama Modelden Elde Edilen Değişimler

Bu bölümde CSR veri merkezinden elde edilen GRACE/GRACE-FO verilerinden eş değer su kütlesi çözümleri aylık ortalama model kullanılarak elde edilmiştir. Çalışma kapsamında elde edilen aylık eş değer su kütlesi çözümlerinin kontrolleri, CNES/GRGS'nin oluşturmuş olduğu 'The GRACE Plotter' web tabanlı uygulamadan gerçekleştirilmiştir (CNES/GRGS 2022). Global ve bölgesel olarak çalışılacak olan veriler üzerinde uygun kıyaslamaların yapılabilmesi için DDK5 filtresi kullanılacaktır.

5.2.1 Global ölçekte eş değer su kütle değişimleri

Aylık ortalama model ile yapılan çalışmada GRACE verilerinden elde edilen Seviye-2 çözümleri ile GRACE-FO verilerinden elde edilen Seviye-2 çözümleri ayrı ayrı değerlendirilecektir. GRACE ile çalışılan zaman dilimi 2008, 2010 yıllarının Mart ve Eylül ayları olarak belirlenmiştir. GRACE-FO ile çalışılan zaman dilimi ise 2019, 2021 yıllarının Mart ve Eylül aylarıdır. Tez kapsamında yapılan çalışmada elde edilen ilgili zaman dilimlerine ait eş değer su kütlesi değişimleri ile The GRACE Plotter'dan elde edilen değişimler karşılaştırılacaktır. Karşılaştırma için tüm veriler aynı veri merkezinden, aynı sürüm ve aynı DDK filtresi olacak şekilde seçilmiştir.

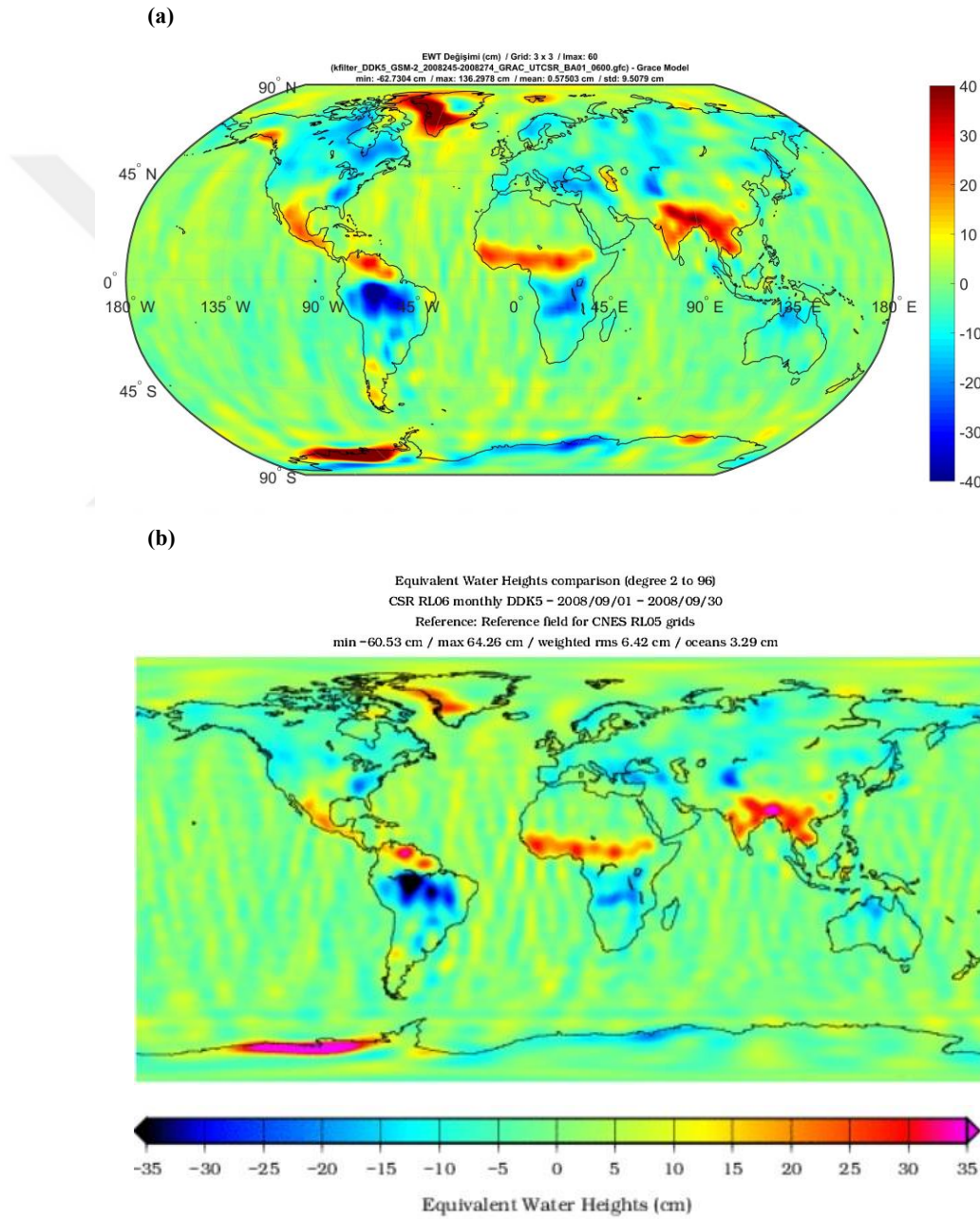
Çalışma kapsamında oluşturulan haritalar $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ gridler şeklindedir. CNES'ten alınan haritalar ise $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ gridler şeklinde oluşturulmuştur. Ayrıca CNES'in GRACE ve GRACE-FO'dan aldığı verilerin çözümlerini üretmek için kullandığı alt model ile çalışma kapsamında oluşturulan aylık ortalama model aynı değildir. CNES referans model olarak CNES RL05 gridlerini kullanırken, çalışma kapsamında kullanılan referans model ise ilgili veri merkezi (CSR) üzerinden oluşturulan ortalama modeldir. Yanı sıra çalışmada 60 dereceye kadar açılan harmonik katsayılar kullanılırken, CNES'in çözümlerinde 96 dereceye kadar açılan harmonik katsayılar kullanılmıştır. Bahsedilen farklılıklar doğrultusunda amaç, oluşturulan aylık ortalama model çözümleri ile CNES modelinden oluşturulan çözümler arasındaki uyumu görmektir. Tüm bu farklılıklardan dolayı oluşturulan çözümlerin birebir aynı olma ihtimali yoktur ve gözlemlenen farklılıklar normal olarak karşılanmaktadır.



Şekil 5.34. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2008 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

Şekil 5.34'te CSR veri merkezinden alınan GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden oluşturulan 2008 yılının Mart ayına ait iki farklı eş değer su kütlesi değişimleri görülmektedir. Çalışma kapsamında oluşturulan aylık ortalama model verilerinden elde edilen eş değer su kütlesi çözümleri ile The GRACE Plotter'dan alınan çözümlerin, özellikle değişimin yoğun gözlemlendiği alanlarda uyum yakaladığı görülmektedir. The GRACE Plotter'ın kullanmış olduğu lejant değer aralığı ve

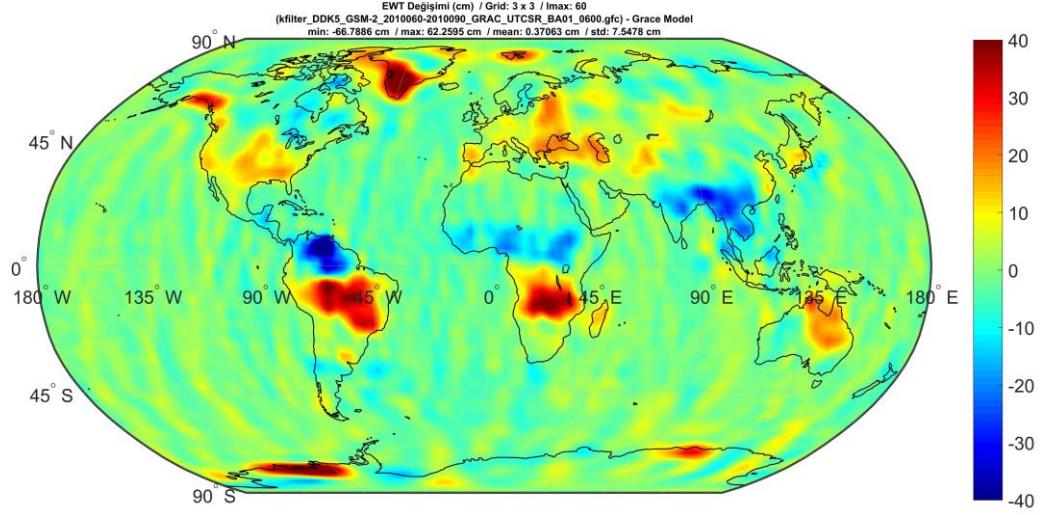
renklendirmesi ile çalışmada kullanılan lejant değerlerindeki farklılık bazı bölgelerde uyumsuzluk izlenimi oluştursa da renklerin aldığı değerlere bakıldığında uyum yakalanılmaktadır. Örneğin, Grönland bölgesine bakıldığında The GRACE Plotter’da pembe olarak gösterilen alan 35 cm ve üzeri değerleri temsil ederken, yapılan çalışmadaki koyu kırmızı alan, 40 ve üzeri değerleri temsil etmektedir. Şekil 5.35’ te CSR veri merkezinden alınan GRACE Seviye-2 Sürüm-06 verilerinden oluşturulan 2008 yılının Eylül ayına ait iki farklı eş değer su kütlesi değişimleri görülmektedir.



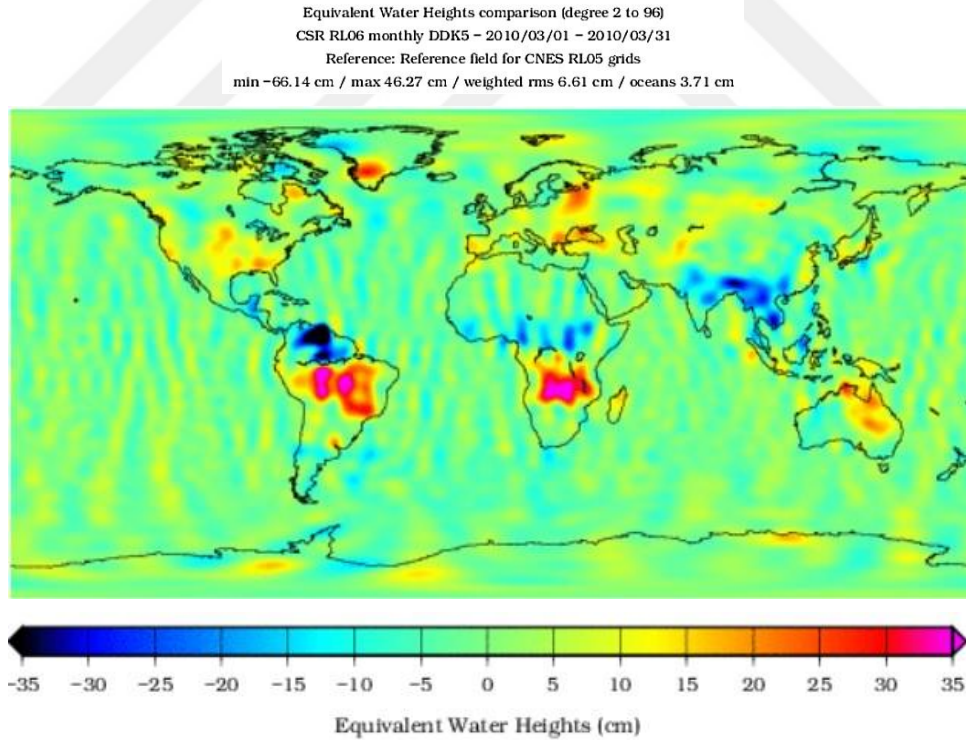
Şekil 5.35. CSR’den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2008 yılının Eylül ayına ait eş değer su kütlesi değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter’dan elde edilen çözümler

Şekil 5.36 ve Şekil 5.37, 2010 yılının Mart ve Eylül aylarına ait su kütle değişimlerini vermektedir.

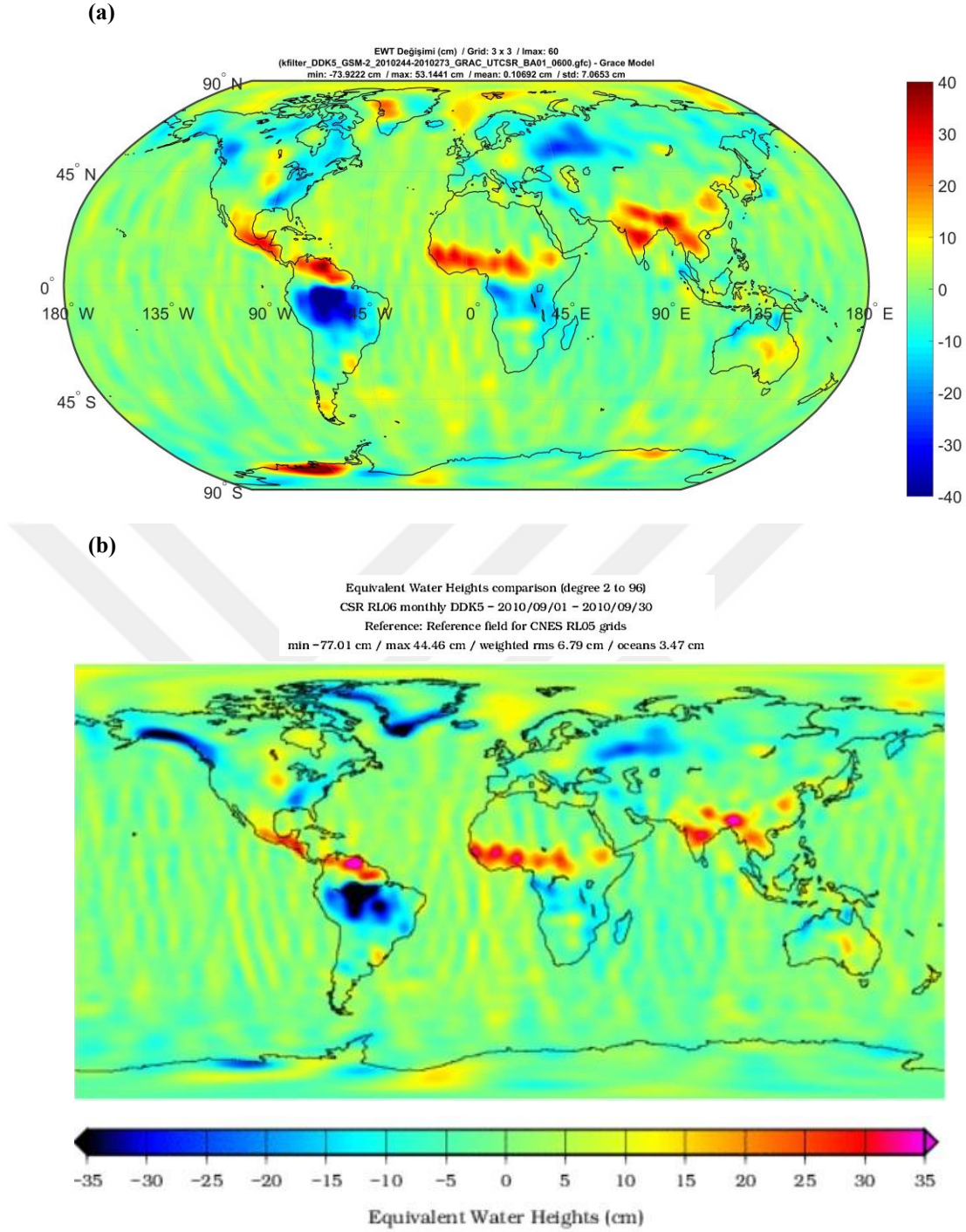
(a)



(b)



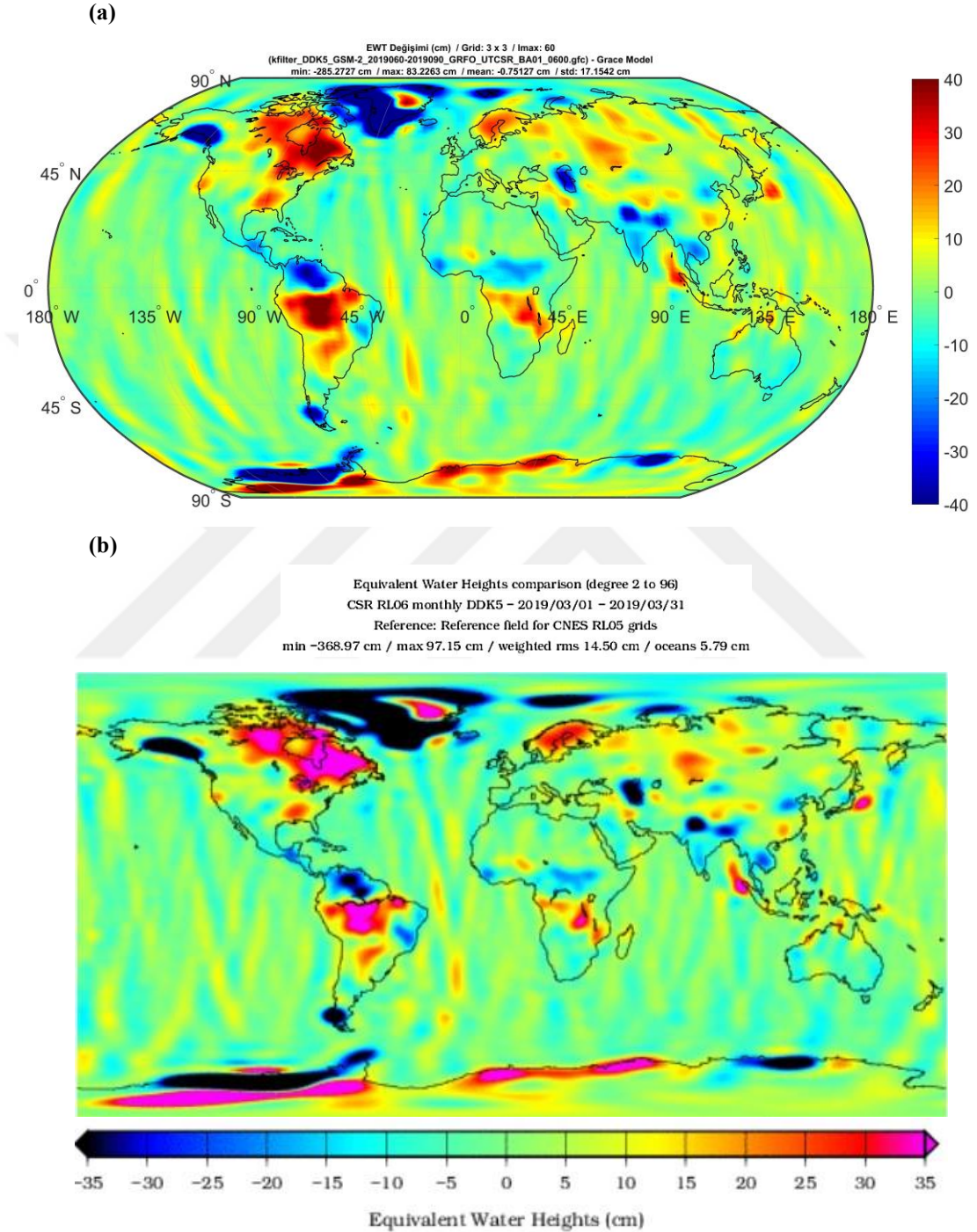
Şekil 5.36. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2010 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler



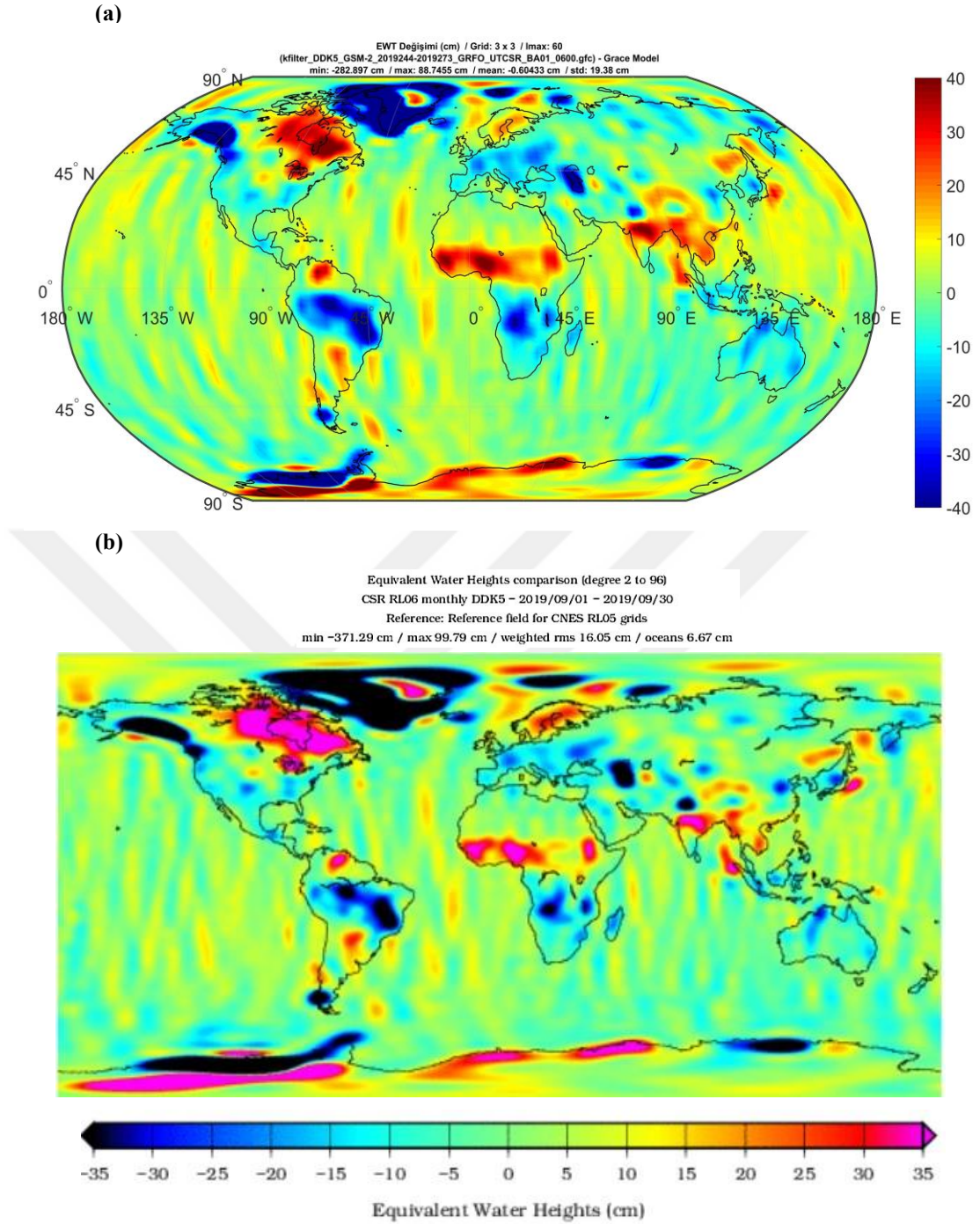
Şekil 5.37. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2010 yılının Eylül ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

CSR'den alınan GRACE verileri ile oluşturulan 2008, 2010 yıllarına ait Mart ve Eylül aylarındaki eşdeğer su kütle değişimlerine bakılacak olunursa, iki farklı modelin birbirleri ile uyumlu olduğu söylenebilir.

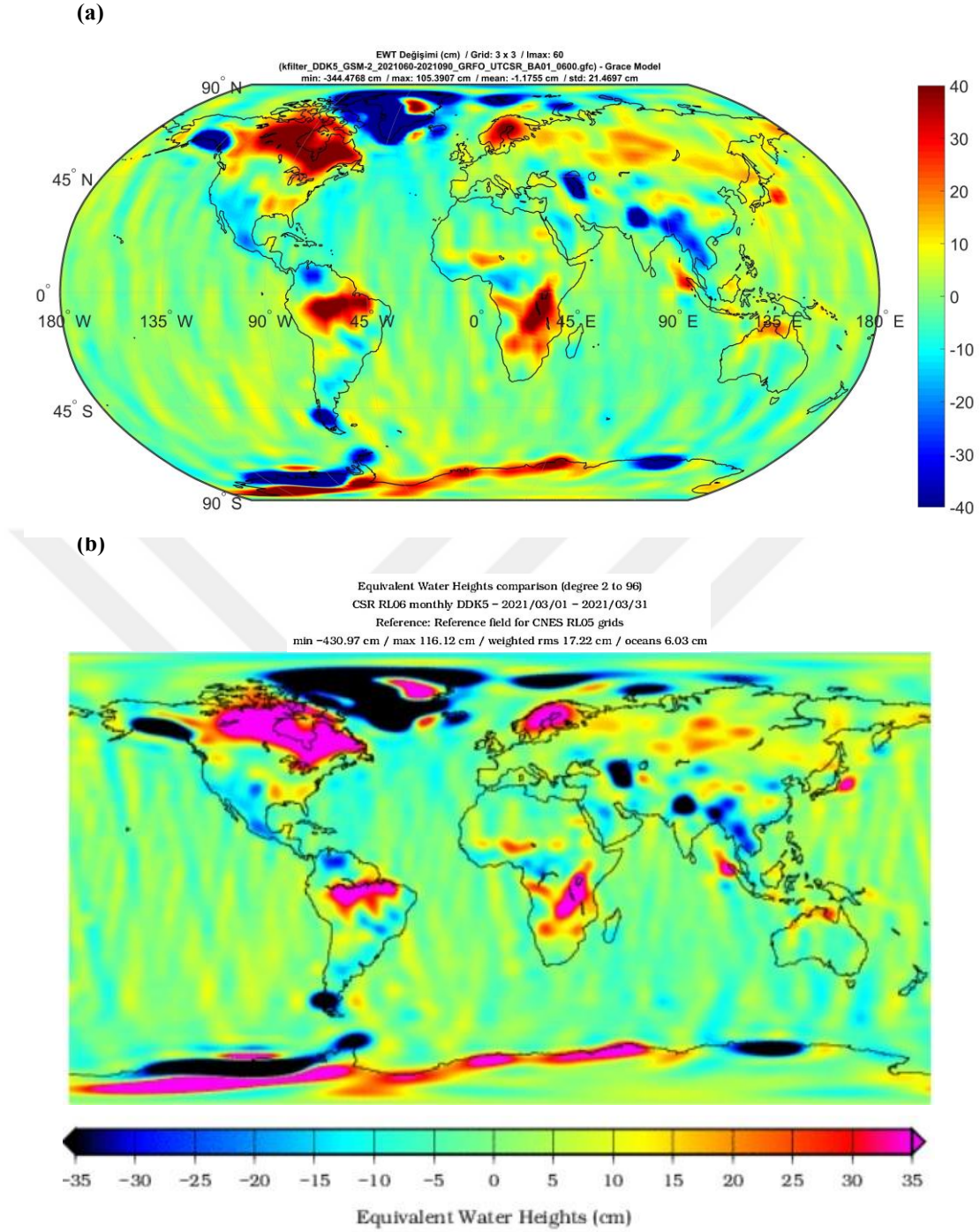
CSR veri merkezinden alınan GRACE-FO Seviye-2 verilerinden elde edilen 2019, 2021 yıllarının Mart ve Eylül aylarındaki eş değer su kütle değişimlerinin karşılaştırması ise Şekil 5.38 - Şekil 5.41’ de verilmektedir.



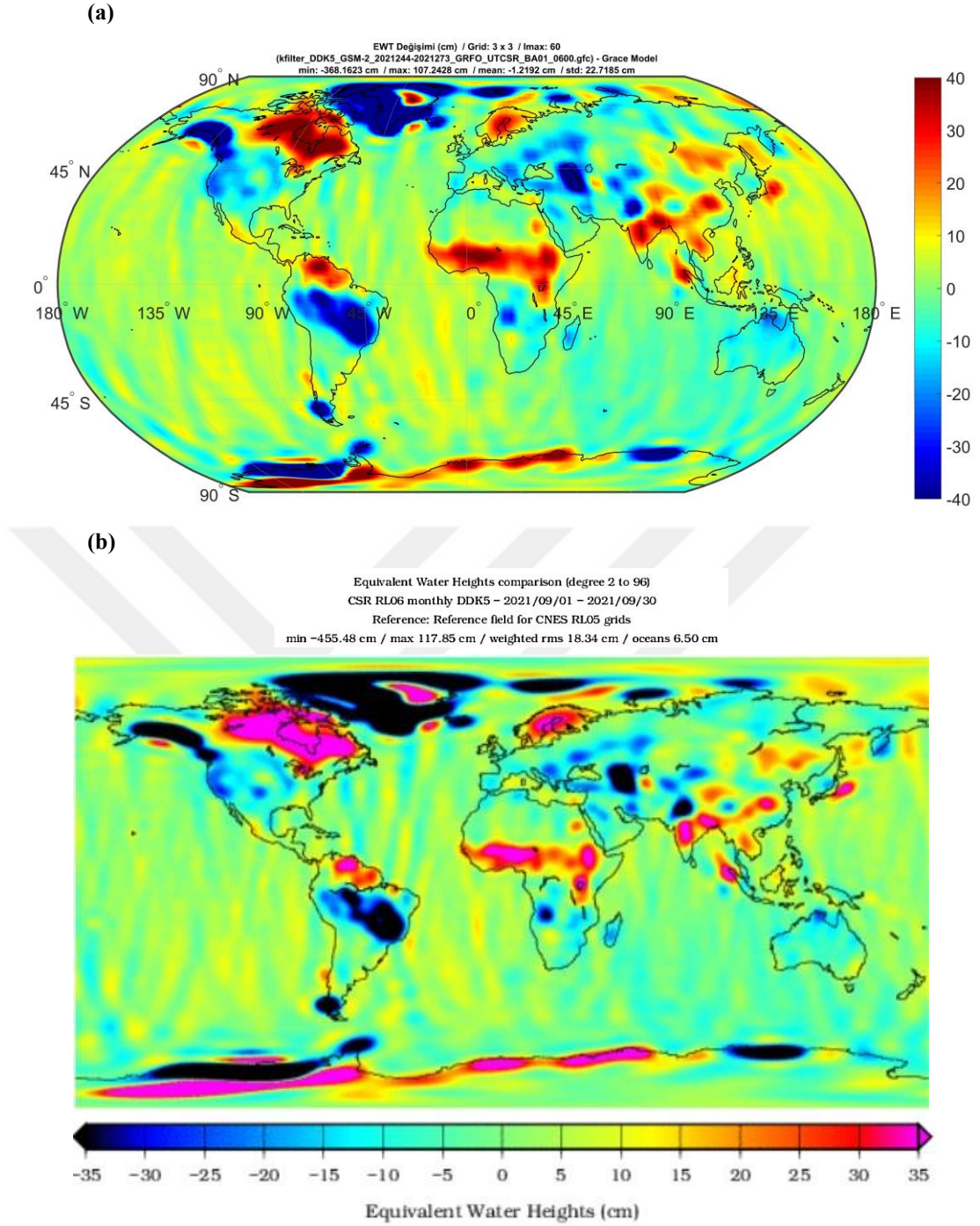
Şekil 5.38. CSR’den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2019 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter’den elde edilen çözümler



Şekil 5.39. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2019 yılının Eylül ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler



Şekil 5.40. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2021 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modellerden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

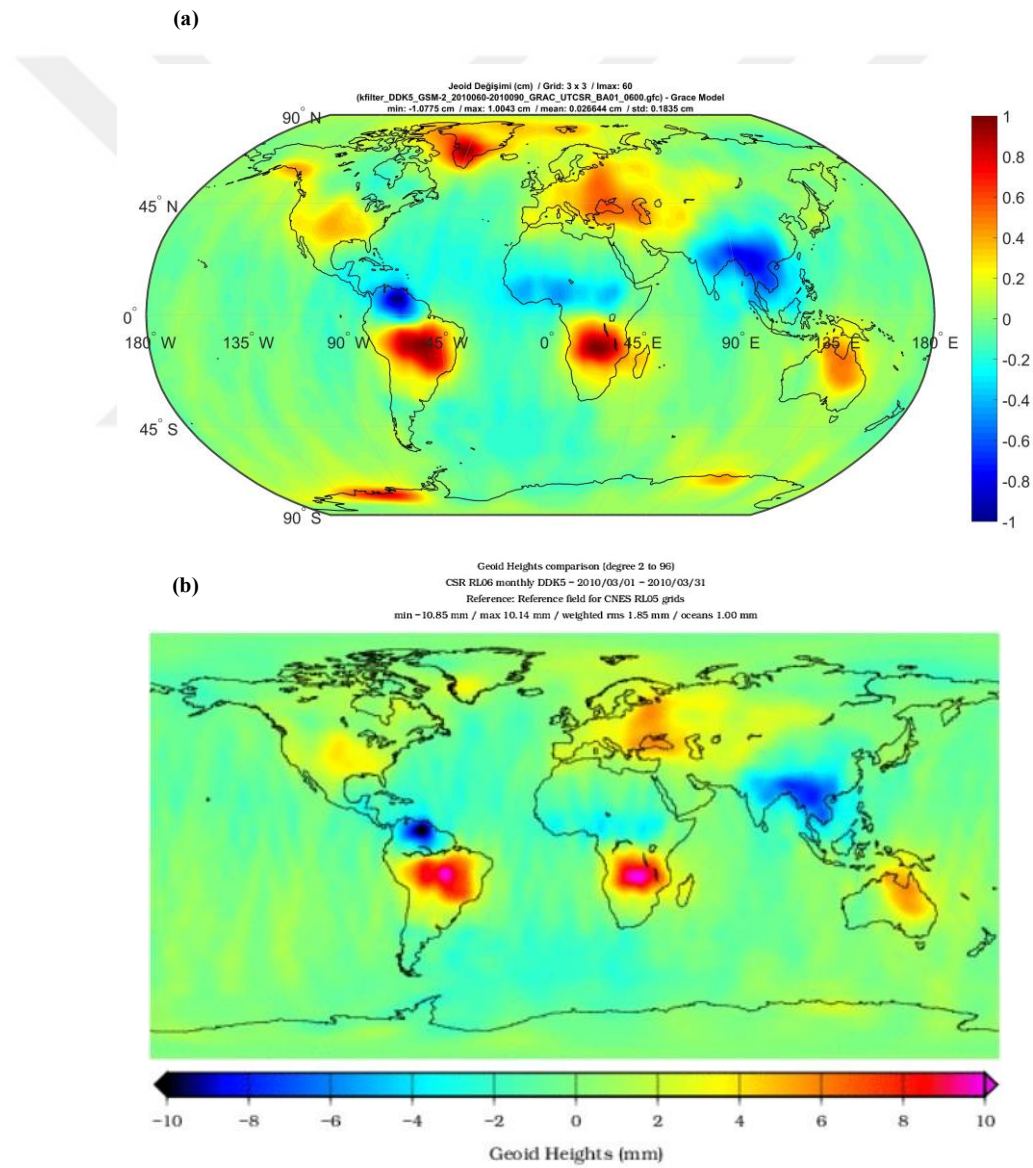


Şekil 5.41. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2021 yılının Eylül ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

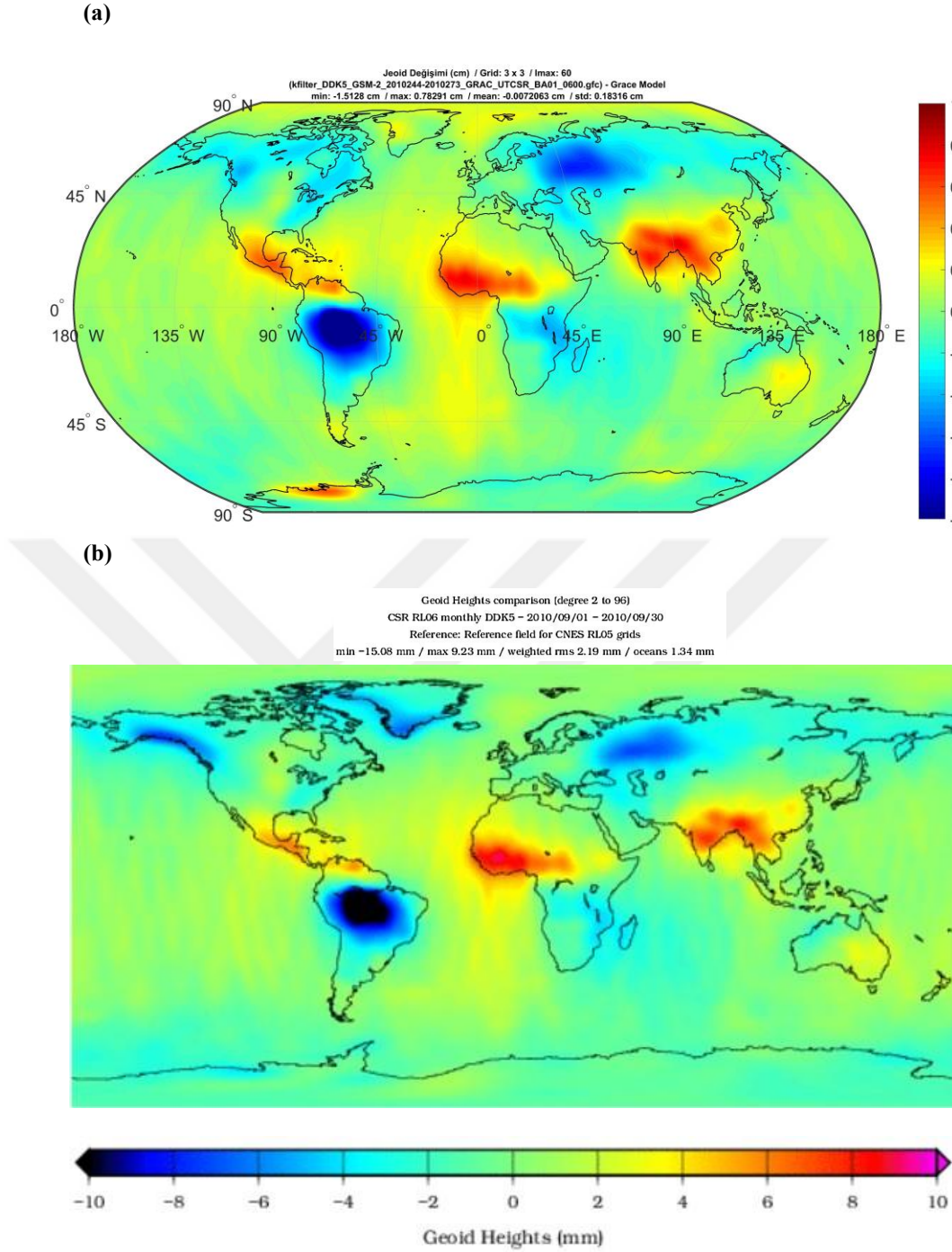
GRACE-FO Seviye-2 Sürüm-06 ile elde edilen eş değer su kütlesi çözümlerine bakıldığında, hesaplanan model ile CNES' ten alınan modelin birbiriyle olan farklılıklarına rağmen yüksek oranda uyumlu olduğu görülmektedir.

5.2.2 Global ölçekte jeoit yüksekliği değişimleri

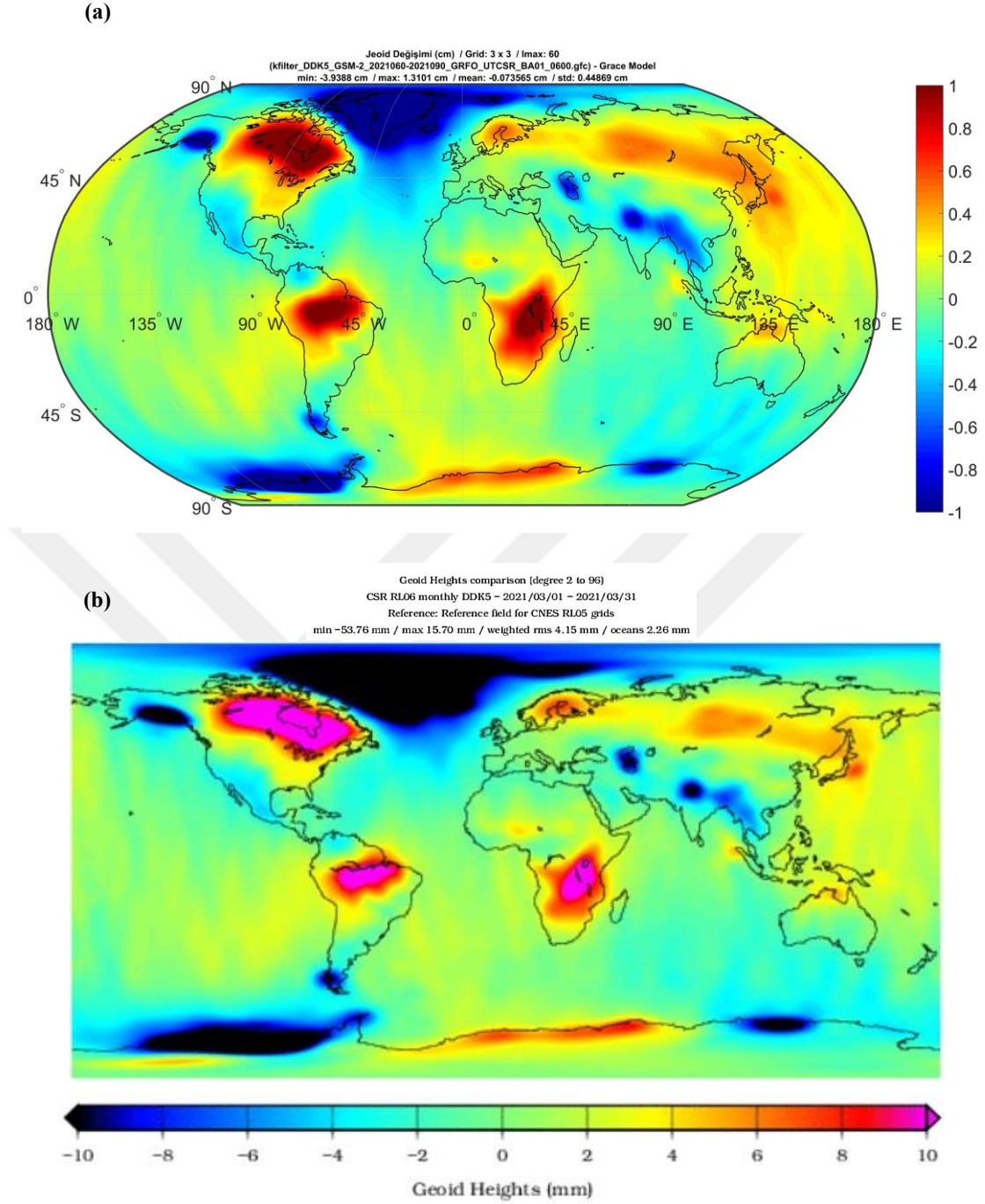
Aylık model yardımıyla GRACE ve GRACE-FO uydularının Seviye-2 verilerinin ayrı ayrı değerlendirildiği, 2010 yılının Mart ve Eylül aylarındaki jeoit yüksekliği değişimleri ile 2021 yılının Mart ve Eylül ayına ait jeoit yüksekliği değişimlerinin çözümleri Şekil 5.42- Şekil 5.45’ te incelenmiştir. Ayrıca The GRACE Plotter üzerinden EWT değişimlerinin değerlendirilmesinde kullanılan karşılaştırma tekniği, jeoit yükseklik değişimlerinde de gerçekleştirilmiştir. Karşılaştırma için tüm veriler aynı veri merkezinden, aynı sürüm ve aynı DDK filtresi olacak şekilde seçilmiştir.



Şekil 5.42. CSR’den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2010 yılının Mart ayına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter’den elde edilen çözümler

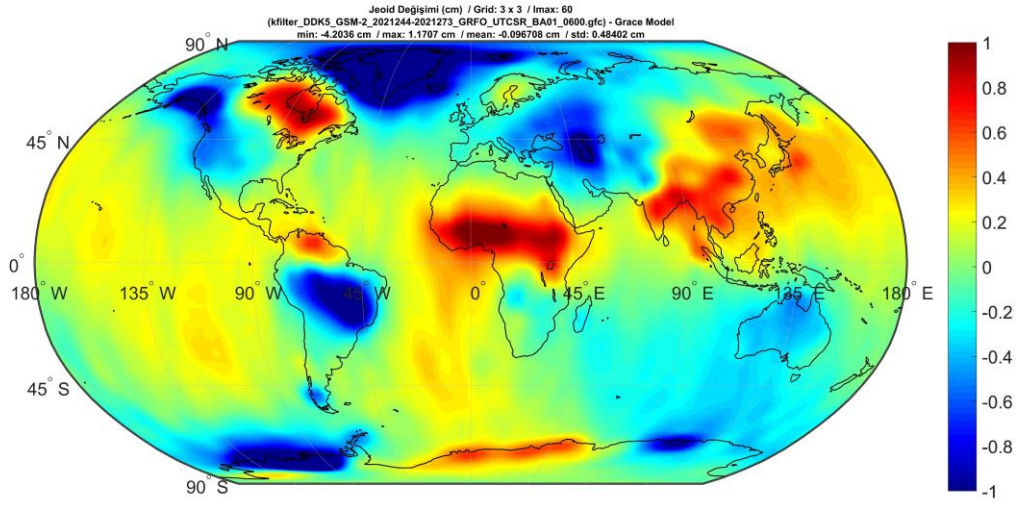


Şekil 5.43. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2010 yılının Eylül ayına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

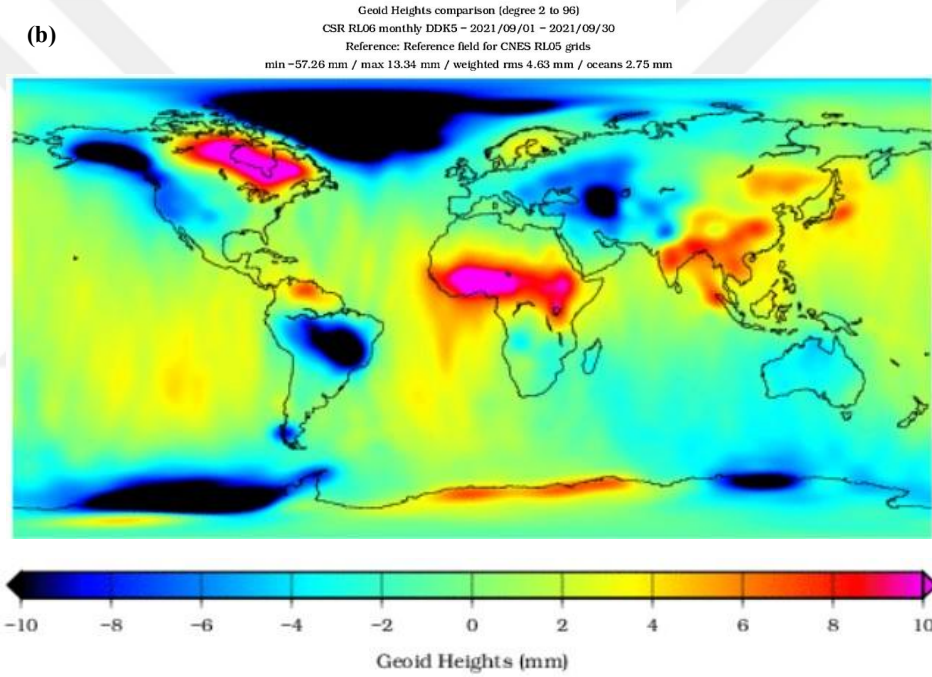


Şekil 5.44. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2021 yılının Mart ayına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

(a)



(b)

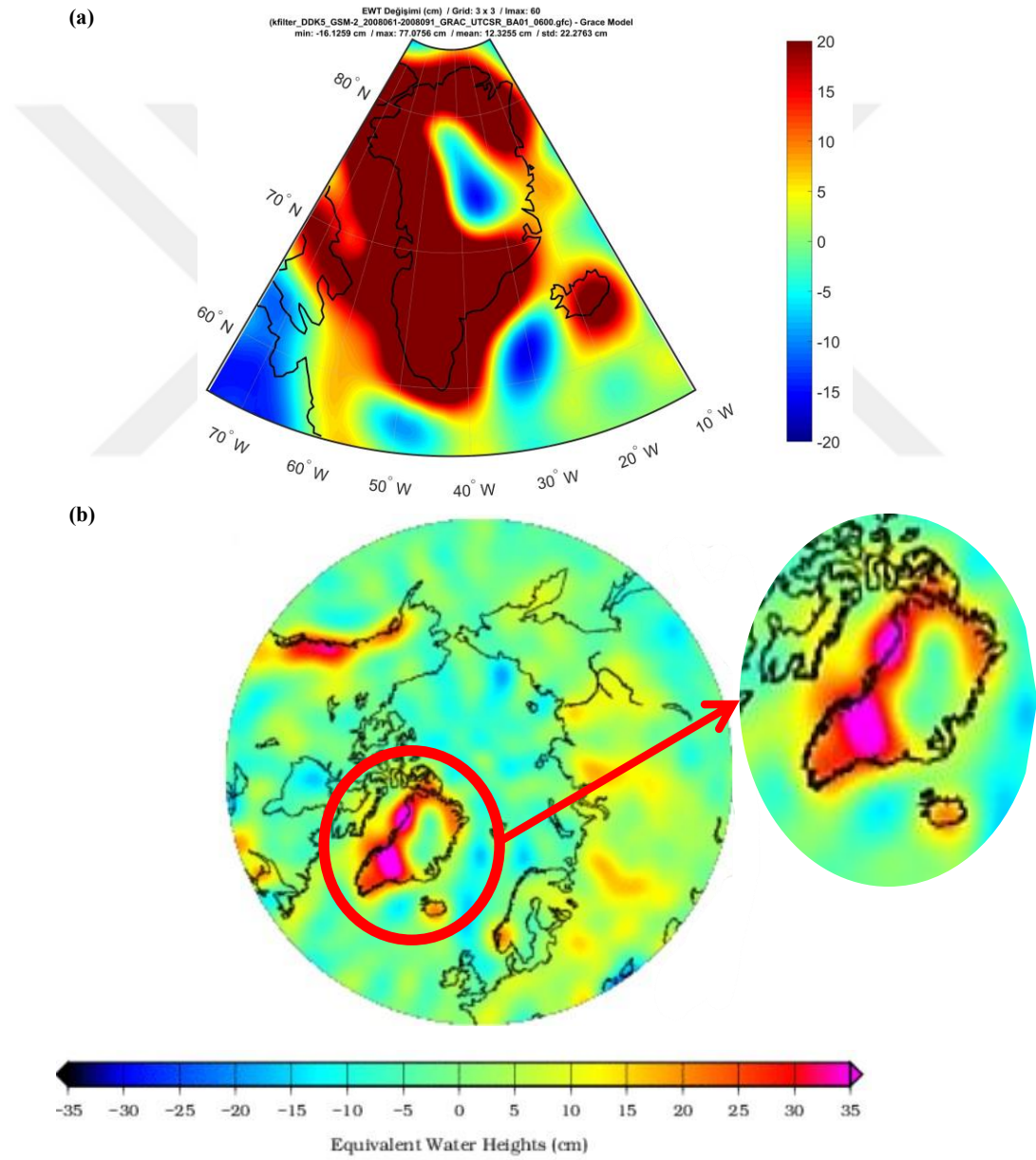


Şekil 5.45. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2021 yılının Eylül ayına ait jeoit yüksekliği değişimleri (DDK5) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

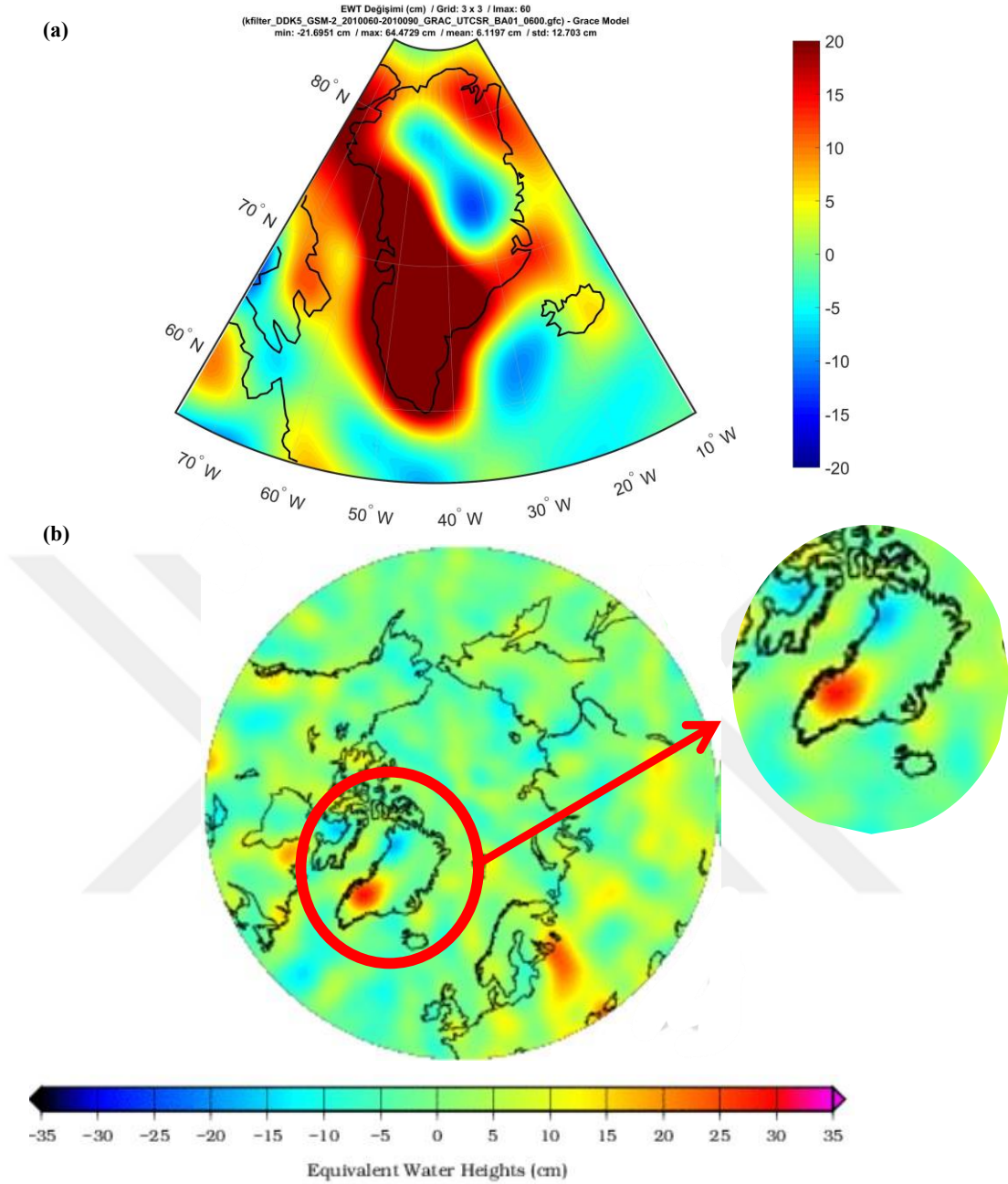
Şekil 4.42 ve Şekil 5.43 GRACE uydusunun verileri ile Şekil 5.44 ve Şekil 5.45 ise GRACE-FO uydusunun verileri ile oluşturulan jeoit yüksekliği değişimlerini belirtmektedir. Çalışma kapsamında, lejant birimleri *cm* olarak oluşturulmuştur. The GRACE Plotter verileri ise *mm* cinsinden değerlendirilmiştir. Daha önce de bahsedilen farklılıklara rağmen çalışma kapsamında kullanılan model ile The GRACE Plotter tarafından oluşturulan model arasında jeoit yükseklik değişimleri üzerinde yüksek uyum görülmektedir.

5.2.3 Bölgesel ölçekte eş değer su kütle değişimleri

Bölgesel ölçekte çalışılacak yer olan Grönland eş değer su kütle değişimlerinin en yoğun yaşandığı bölgelerden biridir. Çalışmada GRACE ve GRACE-FO uyduları ayrı ayrı değerlendirilmiştir. GRACE uydularından 2008 ve 2010 yıllarına ait Mart ayı değişimleri (Şekil 5.46 ve Şekil 5.47), GRACE-FO uydularından ise 2019 ve 2021 yıllarına ait Mart ayı değişimleri (Şekil 5.48 ve Şekil 5.49) The GRACE Plotter verileri ile karşılaştırılacaktır.



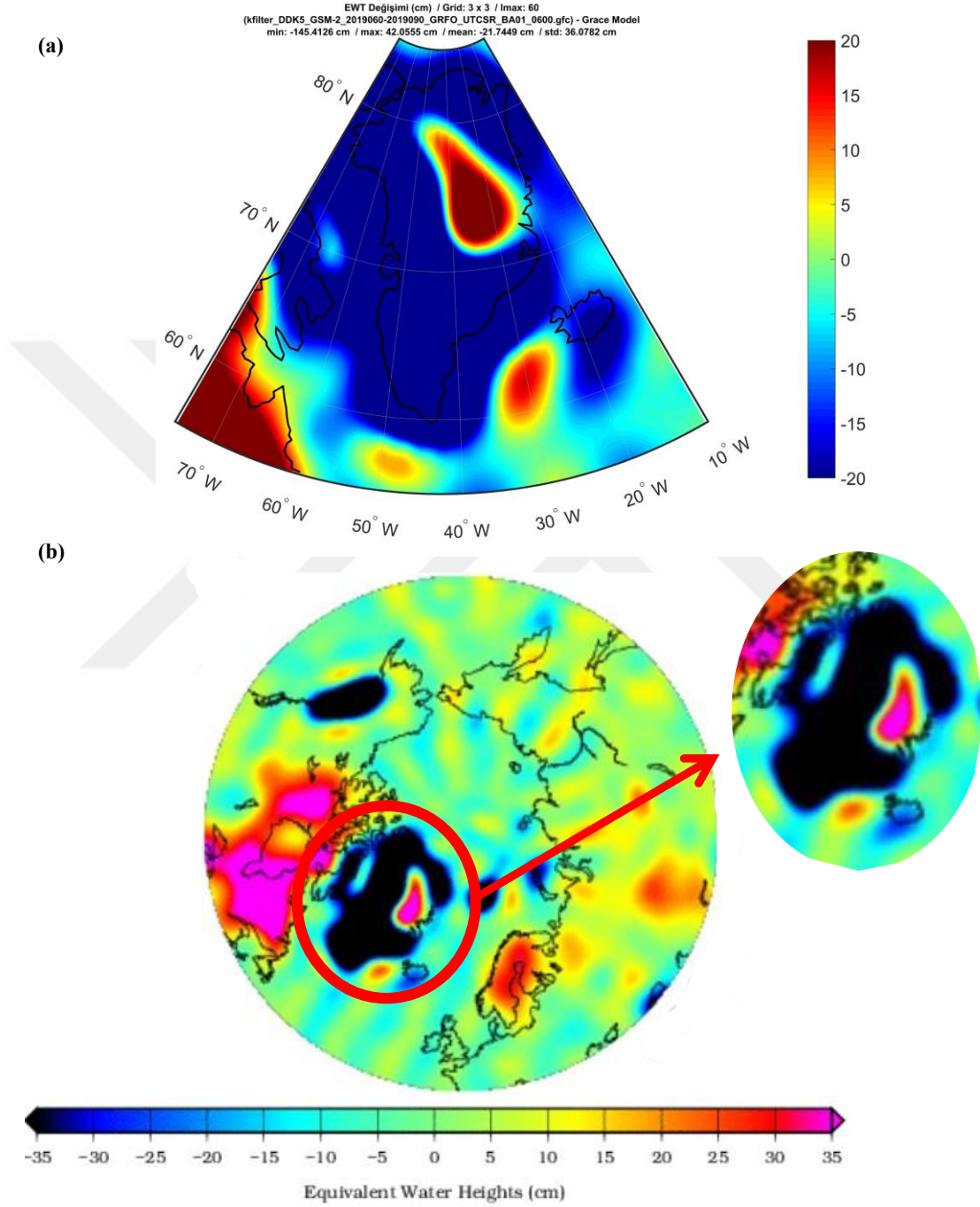
Şekil 5.46. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2008 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (Grönland) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler



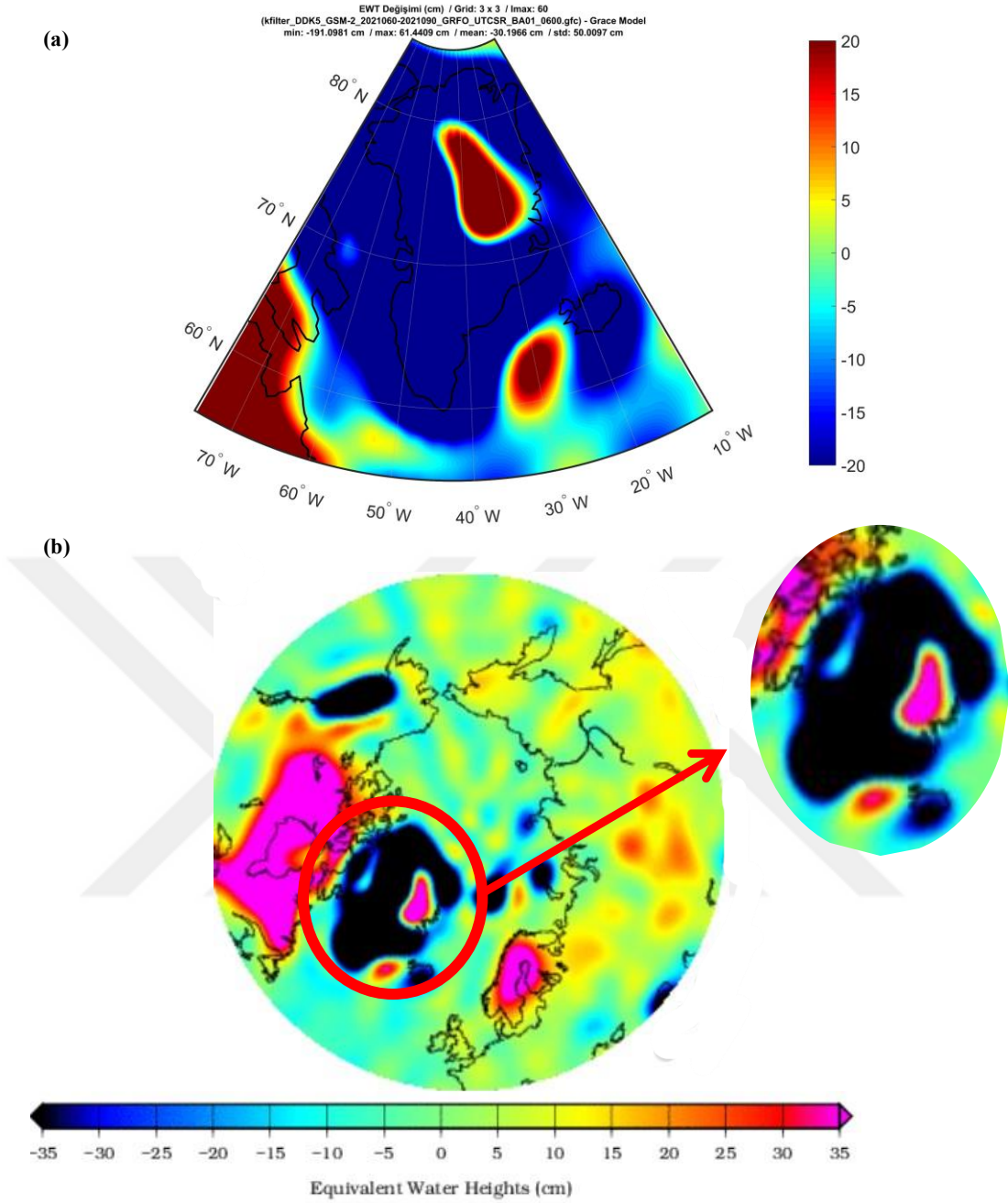
Şekil 5.47. CSR'den alınan GRACE Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2010 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (Grönland) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

Her iki modelde de CSR'den alınan GRACE uydularının Seviye-2 verilerinden elde edilen eş değer su kütle çözümleri karşılaştırıldığında, lejantların renklendirme değerleri arasındaki farklılıklardan dolayı görsel olarak birebir uyum yokmuş gibi görülsede renklerin ifade ettiği değerler karşılaştırıldığında uyumun sağlandığı görülmektedir. Yukarıda da açıklandığı üzere, modellemede kullanılan teknikler ve gridlemelerden kaynaklanan farklılıklardan dolayı birebir uyum oluşması mümkün değildir.

Grönland için, CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-2 verilerinden elde edilen 2019, 2021 yıllarının Mart ayına ait eş değer su kütle çözümlerinin, The GRACE Plotter ile karşılaştırma sonuçları aşağıdaki şekillerde verilmiştir.



Şekil 5.48. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2019 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (Grönland) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler



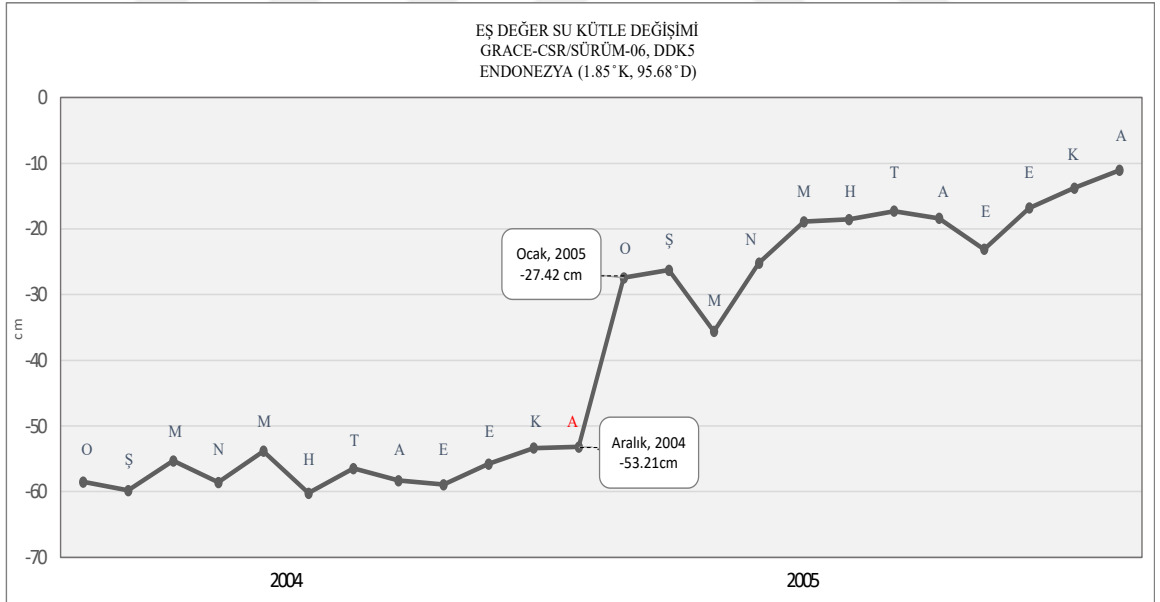
Şekil 5.49. CSR'den alınan GRACE-FO Seviye-02 Sürüm-06 çözümlerinden elde edilen 2021 yılının Mart ayına ait eş değer su kütle değişimleri (DDK5) (Grönland) (a) Çalışma kapsamında aylık ortalama modelden elde edilen çözümler (b) The GRACE Plotter'dan elde edilen çözümler

Bölgesel olarak çalışma yapılan Grönland ve çevresinde, iki farklı modelin GRACE ve GRACE-FO uyduları ile elde ettikleri eş değer su kütle çözümleri karşılaştırılmış, aralarındaki uyuma bakılmıştır. Özellikle değişimlerin yoğun olduğu yıl ve aylarda her iki modelin birbiriyle uyumlu olduğu gözlemlenmiştir.

5.2.4 Deprem ve eş değer su kütle değişimleri

Çalışma kapsamında global ve bölgesel ölçeklerde, yıllık ve aylık ortalama modeller şeklinde eş değer su kütle değişimleri incelenmiştir. GRACE/GRACE-FO uydularının Seviye -2 verileri kullanılarak çözümlenen eş değer su kütle değişimlerinin, tsunami etkisi yaratan büyük depremlerin gözlemlendiği bölgelerle ilişkili olarak değişim gösterdiği tespit edilmiştir. Çalışma içerisinde, farklı yıllarda ve bölgelerde gerçekleşen iki deprem noktasındaki eş değer su kütle değişimleri incelenmiştir.

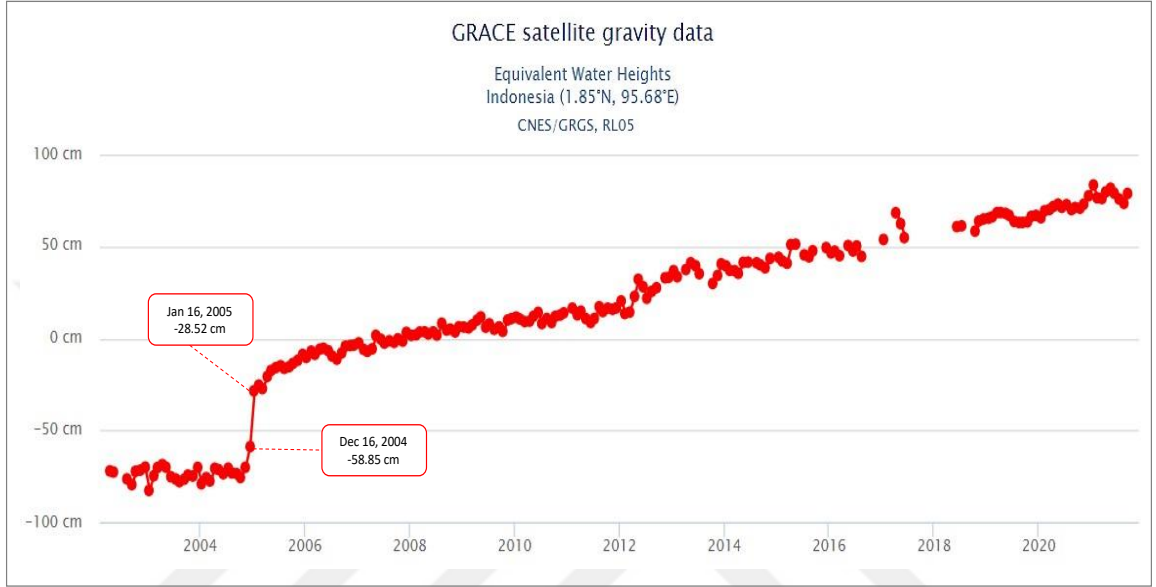
Deprem ve eş değer su kütle değişimleri arasındaki ilişkiyi incelemek için ilk olarak, 26 Aralık 2004 yılında gerçekleşen Endonezya'nın Sumatra adasının açıklarında gerçekleşen deprem seçilmiştir. 9.1 ile 9.3 büyüklüğünde ölçülen deprem, 8.3 dakika ile 10 dakika arasında değişen süresi ile bugüne kadar ölçülen en büyük depremler arasındadır. Ayrıca deprem, 30 metreye varan tsunami dalgalarına da sebep olmuştur. Deprem bölgesi içerisinde seçilen bir nokta üzerinde ($\varphi = 1.85^\circ, \lambda = 95.68^\circ$) yapılan çalışmada, 2004-2005 yıllarında gerçekleşen eş değer su kütle değişimleri incelenmiştir (Şekil 5.50).



Şekil 5.50. CSR Sürüm-06 DDK5 alt modeli ile çözümlenen, 26 Aralık 2004 yılında gerçekleşen Sumatra depremi ve eş değer su kütle değişimi arasındaki ilişki

Eş değer su kütle değişimleri, CSR 'den alınan GRACE Seviye-2 Sürüm-06 DDK5 verileri ile oluşturulan aylık ortalama modellerle incelenmiştir. 2004 yılının Aralık ayı ile 2005 yılının Ocak ayı arasında gerçekleşen eş değer su kütle değişimindeki ani

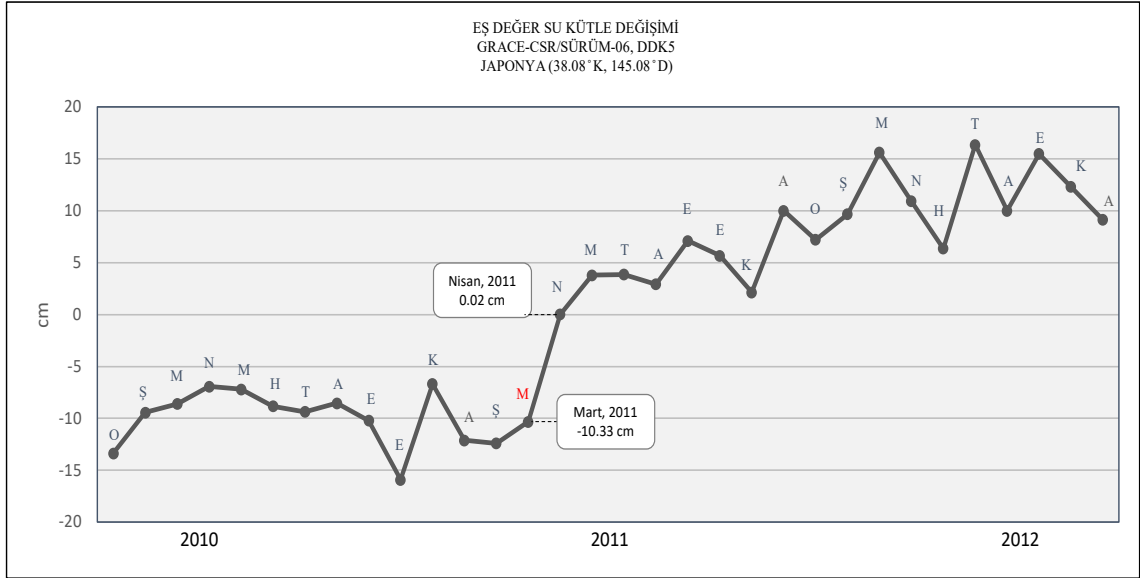
artış 29 Aralık 2004 yılında meydana gelen deprem sonucu oluşmaktadır. Aralık ayında -53.21 cm olarak ölçülen değer, Ocak ayında -27.42 cm' e yükselmiştir. Yani Aralık ile Ocak ayları arasında 25.79 cm' lik ani artış gözlemlenmiştir. Aynı nokta üzerinde The GRACE Plotter tarafından, CNES RL05 alt modeli kullanılarak incelenen eş değer su kütle değişimleri Şekil 5.51' de verilmiştir.



Şekil 5.51. CNES RL05 alt modeli ile çözümlenen, 26 Aralık 2004 yılında gerçekleşen Sumatra depremi ve eş değer su kütle değişimi arasındaki ilişki

16 Aralık 2004 tarihinde ölçülen eş değer su kütle değişimi -58.85 cm olarak görülürken, 16 Ocak 2005 tarihine ait eş değer su kütle değişim miktarı -28.52 cm'dir. Yani 30.33 cm' lik bir artış söz konusudur. Çalışma kapsamında kullanılan model ile CNES tarafından kullanılan model sonuçlarına bakılırsa, Sumatra depreminin gerçekleştiği 2004 yılının Aralık ayında, eş değer su kütle değişimindeki ani artış her iki modelde de uyumlu bir şekilde gözlemlenmiştir.

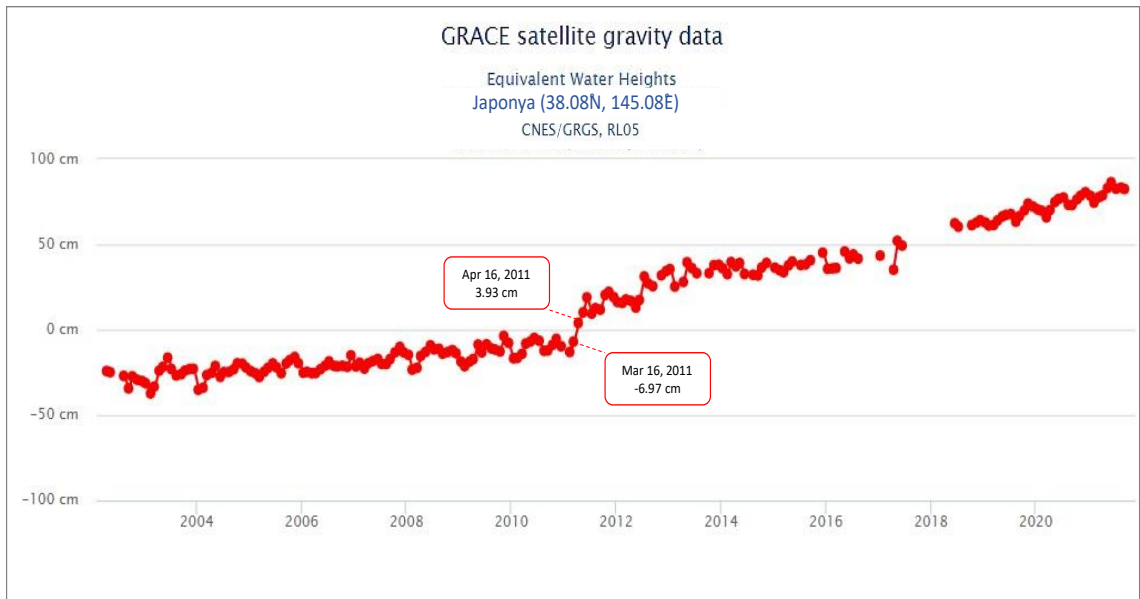
Deprem ve su kütle değişimi arasındaki ilişkinin incelendiği bir diğer deprem ise 11 Mart 2011 yılında, Japonya'nın Tōhoku bölgesinde gerçekleşen depremdir. 9.0 büyüklüğünde ölçülen deprem 6 dakika sürmüş ve beraberinde 37.9 metrelik tsunami dalgalarına sebep olmuştur. Deprem bölgesi içinde seçilen nokta ($\varphi = 38.08^\circ, \lambda = 145.08^\circ$) üzerinde yapılan çalışmada, 2010, 2011 ve 2012 yıllarında gerçekleşen eş değer su kütle değişimleri incelenmiştir (Şekil 5.52).



Şekil 5.52. CSR Sürüm-06 DDK5 alt modeli ile çözümlenen, 11 Mart 2011 yılında gerçekleşen Japonya depremi ve eş değer su kütle değişimi arasındaki ilişki

2011 yılının Mart-Nisan ayları arasındaki, eş değer su kütle değişimlerinde gözlemlenen ani artış, yaşanan deprem ile aynı zamana denk gelmektedir. Mart ayında -10.33 cm olarak ölçülen eş değer su kütle değişim miktarı Nisan ayında 0.02 cm' e yükselmiştir.

The GRACE Plotter tarafından kullanılan model ile aynı nokta üzerinde gerçekleşen eş değer su kütle değişimi Şekil 5.53'te verilmiştir.



Şekil 5.53. CNES RL05 alt modeli ile çözümlenen, 11 Mart 2011 yılında gerçekleşen Japonya depremi ve eş değer su kütle değişimi arasındaki ilişki

CNES RL05 alt modeli ile çözümlenen eş değer su kütle değişimlerine bakıldığında Mart ayında -6.97 cm olarak ölçülen değişimin, Nisan ayında 3.93 cm' e kadar yükseldiği görülmektedir. CNES modeli üzerinden Mart-Nisan ayı arasındaki değişim miktarı 10.9 cm olarak hesaplanırken, çalışma kapsamında kullanılan model sonucu Mart-Nisan ayları arasındaki değişim miktarı ise 10.35 cm olarak hesaplanmıştır.

Çalışma kapsamında çalışılan Sumatra ve Japonya depremleri ile eş değer su kütle değişimleri arasında bir ilişkinin olduğu, depremlerin yaşandığı tarih aralığında çalışılan ilgili noktalarda eş değer su kütle değişimlerinde ani yükselmelerin gerçekleştiği gözlemlenmiştir.



6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

GRACE ikiz uydu sistemi, 2002 yılından 2017 yılına kadar yeryuvarındaki zamansal gravite değişimleri hakkında önemli bilgiler sağlamıştır. 2018 yılında GRACE'den görevi devralan GRACE-FO ikiz uyduları yeryuvarı hakkında bilgilerini kullanıcılar ile paylaşmaya devam etmektedir. Çalışma kapsamında 2002 yılından günümüze dek bütün yılları içeren bir GRACE/GRACE-FO modeli oluşturularak, yeryuvarı üzerindeki eş değer su kütle kalınlığı, jeoit yüksekliği, gravite bozukluğu ve gravite anomalisi gibi değişimler incelenmiştir.

Farklı birçok veri merkezi tarafından yayınlanmakta olan GRACE/GRACE-FO Seviye-2 verileri, yapılan çalışmada, GFZ, CSR ve JPL veri merkezlerinden temin edilmiştir. Aynı zamanda çözümlerde, Seviye-2 verilerinin son sürümü olan Sürüm-06 kullanılmıştır. Yumuşatma ve filtreleme teknikleri olarak DDK filtreleri ve farklı yarıçaplarda Gauss filtreleri kullanılarak ham verilerde bulunan hataların ve korelasyonların giderilmesi sağlanmıştır. Veri merkezlerinden yayınlanan Seviye-2 çözümleri aynı formatta olsalar da aynı hataları içermemektedirler. Bu yüzden her veri merkezi için tek bir filtre seçimi doğru olmamaktadır. Filtre seçimi yapılırken dikkat edilmesi gereken en önemli nokta, korelasyon etkilerinin giderilirken sinyal ve çözünürlüğün aşırı yumuşamaya uğrayarak kaybolmasını önlemektir. Çalışmada yapılan karşılaştırmalar sonucu CSR veri merkezi için DDK3 filtreleme tekniği ve 240 km, 340 km yarıçaplarına sahip Gauss filtreleri uygun görülmüştür. 530 km yarıçapındaki Gauss filtrelemesine bakıldığında sinyallerin ve çözünürlüğün kaybolmaya başladığı görülmüş bu sebeple çalışmanın geri kalan kısmında tercih edilmemiştir. Aynı şekilde DDK filtreleri de kendi aralarında karşılaştırılmış ve DDK3 filtresinden sonra korelasyon etkilerinin kuzey-güney doğrultularda giderek arttığı ve doğruluğu etkileyen sonuçlar ortaya çıkardığı görülmüştür. DDK1 ve DDK2 filtrelerinde ise korelasyon etkilerini giderirken yumuşamaya uğrayan sinyallerle karşılaşmıştır. GFZ ve JPL veri merkezlerinden elde edilen çözümlerde ise uygun filtrelemeler kullanıldığı halde, verilerin bazı yıllarda sistematik hatalar içerdiği görülmüştür. Çalışma kapsamındaki uzun dönemli süreçte sürekliliğin sağlanabilmesi amacıyla GFZ ve JPL veri merkezlerinden alınan veriler yerine CSR' den alınan veriler ile çalışmaya devam edilmiştir.

GRACE/GRACE-FO 'dan elde edilen Seviye-2 verileri aylık harmonik katsayılar şeklinde yayınlanmaktadır. Bu veriler doğrudan kullanılamadıkları için ortalama bir

modele ya da statik modellere ihtiyaç duyulmaktadır. Çalışma kapsamında iki tür model oluşturulmuştur. Bunlardan ilki yıllık ortalama modeldir. Model, GRACE/GRACE-FO verilerini beraber kullanmış olup 2002-2021 zaman aralığını kapsamaktadır. Yıllık modelden elde edilen çözümler global ve bölgesel ölçeklerde incelenmiştir. Global olarak hesaplanan çözümlerde, Grönland gibi bazı bölgelerdeki yoğun değişimler dikkat çekmektedir. Bu yüzden bölgesel ölçekte de Grönland incelenerek çözümleri yorumlanmıştır. Son yıllarda çokça etkilerinin yaşandığı küresel ısınma ve iklim değişiklikleri Grönland bölgesindeki kütle değişimlerini hızlandırmıştır. Özellikle buzul kütle kayıpları çalışmada hesaplanan su kütle değişimlerine yansımaktadır. Buzul kütle kaybının yaşandığı bölgelerdeki yerçekiminin azalması sonucu eriyen buzul kütledeki sular, yerçekiminin fazla olduğu bölgelere doğru dağılmakta ve su kütle değişimlerinde negatif değerlerin görülmesine sebep olmaktadır. Bir diğer bölgesel ölçekte seçilen çalışma alanı Türkiye'yi de içinde barındıran $0^{\circ} \leq \varphi \leq 45^{\circ}, 20^{\circ} \leq \lambda \leq 50^{\circ}$ bölgesidir. GRACE/GRACE-FO Seviye -2 verileri ile elde edilen çözümlere bakıldığında eş değer su kütle kalınlıklarında, yoğun değişimlerin daha çok Hazar Gölü tarafında gerçekleştiği görülmüştür. Yıllara göre Türkiye sınırları içerisinde de azalmalar ve artmalar görülmektedir. Yıllık modellerde eş değer su kütle değişiminin yanı sıra jeoit yüksekliği, gravite bozukluğu ve gravite anomalisi değişimleri de global ve bölgesel olarak incelenmiştir.

İkinci model olarak da aylık ortalama model kullanılmıştır ve aylık bazda hesaplanan eş değer su kütle değişimleri ve jeoit yükseklik değişimleri, CNES tarafından oluşturulan 'The GRACE Plotter' web tabanlı uygulamanın çözümleri ile karşılaştırılarak aralarındaki uyum incelenmiştir. Ayrıca aylık model kapsamında, deprem ile eş değer su kütle değişimleri arasındaki ilişkiyi görebilmek amacıyla seçilen Sumatra ve Japonya deprem noktalarında, eş değer su kütle değişimleri hesaplanmış ve CNES tarafından oluşturulan çözümler ile karşılaştırılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan aylık model ile CNES tarafından kullanılan modeller arasında bazı temel değişiklikler bulunmaktadır. Örneğin çalışmada kullanılan harmonik katsayıların dereceleri 60'a kadar açılıyorken, CNES tarafından kullanılan harmonik katsayılar 96 dereceye kadar açılmaktadır. Çalışma sonucunda çözümler üzerinden yapılan haritalandırmalar $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 'lik gridler ile sağlanırken, CNES, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 'lik gridler kullanmıştır. Bu da sonuç verilerinde farklılıklara sebep olmaktadır. Ancak genel olarak bakıldığında çalışmada kullanılan ortalama model ile CNES tarafından oluşturulan model çözümleri arasında uyum görülmektedir.

Çalışma genel olarak değerlendirildiğinde, GRACE/GRACE-FO uydularının yeryuvarındaki jeopotansiyel değişimlerin gözlenmesinde, ilerleyen yıllarda da önemli rol üstleneceği düşünülmektedir. Özellikle son yıllarda etkileri hızla hissedilen küresel ısınma ve iklim değişikliği sebebiyle, GRACE/GRACE-FO uydularından elde edilen kütle değişimi ve yeryuvarında oluşan değişim hareketlerine ilgi hızla artmaktadır. GRACE ve GRACE-FO uyduları ile kütle değişimlerinin sürekli izlenmesi, verilerinin uzun dönemli bir süreci kapsıyor olması ve gelecekte de kapsamı halinde yeryuvarı ve değişimleri hakkında ileriye yönelik kestirimlerin yapılabileceği öngörülmektedir.



KAYNAKLAR

- Abart C, 2005. Assessment of solution strategies for GRACE gravity field processing, Yüksek Lisans Tezi, Graz University of Technology, Graz.
- Atayer ES, 2012. Yeryuvarı gravite alanının aylık GRACE çözümleri ile izlenmesi ve duyarlılığı üzerine bir inceleme, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Atayer ES, Aydın C, 2012. GRACE çözümlerinde korelasyon etkilerinin yüksek dereceden polinomlarla giderilmesi. Jeodezi ve Jeoinformasyon Dergisi, 105, 35-42.
- Aydın C, 2007. Marmara Bölgesi Gravite Değişimlerinin Belirlenmesi için Model Tasarımı, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Aydın C, (2014). Fiziksel Jeodezi. Ders Notu. İstanbul, Yıldız Teknik Üniversitesi.
- Barthelmes F, 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Erişim Adresi, <http://icgem.gfz-potsdam.de>.
- Baur O, Sneeuw N, 2011. Assessing Greenland ice mass loss by means of point-mass modeling: a viable methodology. Journal of geodesy, 85, 9, 607-15.
- Blewitt G, Clarke P, 2003. Inversion of Earth's changing shape to weigh sea level in static equilibrium with surface mass redistribution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, B6.
- Cazenave A, Chen J, 2010. Time-variable gravity from space and present-day mass redistribution in the Earth system. Earth Planetary Science Letters 298, 3-4, 263-74.
- Chambers DP, 2006. Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean. Geophysical Research Letters, 33, 17.
- Chao BF, Wu YH, Zhang Z, Ogawa R, 2011. Gravity variation in Siberia: GRACE observation and possible causes. TAO: Terrestrial, Atmospheric Oceanic Sciences, 22, 2, 1.
- Chen J, Wilson C, Seo KW, 2006. Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111, B6.
- Cheng M, Ries J, (2018). GRACE Technical Note 11: Monthly estimates of C20 from 5 satellites based on GRACE RL06 models. Austin, USA.
- Cheng M, Tapley BD, 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109, B9.
- CNES -The GRACE Plotter, 2022. CNES/GRGS, Erişim tarihi 18.04.2022. Erişim adresi, <http://thegraceplotter.com/>.
- Council NR, 1997. Satellite gravity and the geosphere: contributions to the study of the solid Earth and its fluid envelopes, National Academies Press, p. 30-90.
- CSR-SLR, 2022. Erişim tarihi 18.04.2022. Erişim adresi, http://download.csr.utexas.edu/pub/slr/degree_2/.
- Dahle C, Flechtner F, Murböck M, Michalak G, Neumayer K, Abrykosov O, Reinhold A, König R, (2019). GRACE-FO D-103919 (Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On), GFZ Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 06 (Rev. 1.0, June 3, 2019). Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences.
- Dobslaw H, Bergmann-Wolf I, Dill R, Poropat L, Flechtner F, (2017). Product description document for AOD1B release 06. Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences Department. 1.

- Doğanalp S, 2013. Gravite alanı belirleme amaçlı yakın yer uyduları için duyarlı yörünge belirleme teknikleri, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Konya.
- Doorn Brad, Jasinski Michael, Reager J T, Margaret S, 2016. Applications Plan for the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) Missions: GRACE, GRACE-FO, and Future Missions, NASA Earth Science Division Applied Science Program GRACE Missions, p. 1-19.
- Dragon K, (2015). GRACE follow-on mission plan. Pasadena, Technical report, JPL D-71781.
- Elsaka B, 2010. Simulated satellite formation flights for detecting the temporal variations of the Earth's gravity field, Doktora Tezi, Universität Bonn, Bonn.
- Fischer D, (2017). GRACE-FO Science Data Systems Questions for Airbus. Personal communication D.
- Flechtner F, (2007). AOD1B product description document for product releases 01 to 04 (Rev. 3.1, April 13, 2007). GRACE project document: 327-750.
- Flechtner F, Sneeuw N, Schuh W-D, 2014. Observation of the system earth from space: CHAMP, GRACE, GOCE and future missions, Springer, p. 3-71.
- Frank Flechtner, Ch. Foerste, R. Schmidt, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, Bruinsma S, (2007). On the use of temporal gravity field models derived from GRACE for altimeter satellite orbit determination. Ocean Surface Topography Science Team Meeting. Hobart, Tasmania, Australia.
- Godah W, 2019. IGiK-TVGMF: A MATLAB package for computing and analysing temporal variations of gravity/mass functionals from GRACE satellite based global geopotential models. Computers Geosciences, 123, 47-58.
- Godah W, Szelachowska M, Krynski J, 2015. On the selection of GRACE-based GGMs and a filtering method for estimating mass variations in the Earth system over Poland. Geoinformation Issues, 7, 1, 5-14.
- Güneş Ö, 2018. Zamana bağlı uydu gravite çözümlerinden elde edilen kütle değişimi sinyallerinin analizi, Yüksek Lisans Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Güney E, 2013. Akdeniz Su Kütlesi Değişimlerinin Altimetri Ve Uydu Gravimetri Yöntemleriyle Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Gürkan O, 1984. Fiziksel Jeodezi, Trabzon, Karadeniz Üniversitesi Basımevi, p. 5-30.
- Han S-C, Shum C, Jekeli C, Kuo C-Y, Wilson C, Seo K-W, 2005. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement. Geophysical Journal International, 163, 1, 18-25.
- Han SC, Sauber J, Pollitz F, 2014. Broudscale postseismic gravity change following the 2011 Tohoku-Oki earthquake and implication for deformation by viscoelastic relaxation and afterslip. Geophysical research letters, 41, 16, 5797-805.
- Heiskanen W, Moritz H, 1967. Physical Geodesy, Freeman and Co, San Francisco, p. 1-175.
- Hofmann-Wellenhof B, Moritz H, 2006. Physical geodesy (Second Corrected Edition), New York, Springer, p.
- ICGEM/GFZ, 2022. Erişim. Erişim adresi, <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>.
- Ince ES, Barthelmes F, Reißland S, Elger K, Förste C, Flechtner F, Schuh H, 2019. ICGEM–15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans. Earth System Science Data, 11, 2, 647-74.
- JPL/NASA GRACE Tellus, 2022. Erişim. Erişim adresi, <https://grace.jpl.nasa.gov/>.
- Kaula W, 2018. Theory of satellite geodesy,(1966), Blaisdell, Waltham, MA, p. 12-108.

- Kornfeld RP, Arnold BW, Gross MA, Dahya NT, Klipstein WM, Gath PF, Bettadpur S, 2019. GRACE-FO: the gravity recovery and climate experiment follow-on mission. *Journal of spacecraft rockets*, 56, 3, 931-51.
- Kusche J, 2007. Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. *Journal of Geodesy*, 81, 11, 733-49.
- Landerer FW, Flechtner FM, Save H, Webb FH, Bandikova T, Bertiger WI, Bettadpur SV, Byun SH, Dahle C, Dobslaw H, 2020. Extending the global mass change data record: GRACE Follow-On instrument and science data performance. *Geophysical Research Letters*, 47, 12.
- Liu X, 2008. Global gravity field recovery from satellite-to-satellite tracking data with the acceleration approach, Doktor Tezi, Delft University of Technology, Delft.
- Llovel W, Becker M, Cazenave A, Crétaux J-F, Ramillien G, 2010. Global land water storage change from GRACE over 2002–2009; Inference on sea level. *Comptes Rendus Geoscience*, 342, 3, 179-88.
- Loomis B, Croteau M, Sabaka T, Luthcke S, Rachlin K, (2020). GRACE/GRACE-FO mascons and satellite laser ranging: Updates from GSFC, Copernicus Meetings.
- Mémin A, Rogister Y, Hinderer J, Omang O, Luck B, 2011. Secular gravity variation at Svalbard (Norway) from ground observations and GRACE satellite data. *Geophysical Journal International*, 184, 3, 1119-30.
- Moritz H, 2000. Geodetic reference system 1980. *Journal of Geodesy*, 74, 1, 128-33.
- NASA/Antarctic Ice Loss 2002-2016, 2022. NASA, Erişim. Erişim adresi, <https://gracefo.jpl.nasa.gov/resources/34/antarctic-ice-loss-2002-2016>.
- NASA/GRACE-FO Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On 2022. Erişim. Erişim adresi, <https://podaac.jpl.nasa.gov/GRACE-FO>.
- NASA/Greenland Ice Loss 2002-2016, 2020. NASA, Erişim. Erişim adresi, <https://gracefo.jpl.nasa.gov/resources/33/greenland-ice-loss-2002-2016/>.
- NASA/JPL How GRACE-FO Measures Gravity, 2022. NASA, Erişim. Erişim adresi, <https://gracefo.jpl.nasa.gov/resources/50/how-grace-fo-measures-gravity/>.
- Nerem RS, Leuliette E, Cazenave A, 2006. Present-day sea-level change: A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 14-15, 1077-83.
- Öztürk EZ, 2020. Uydu gravimetrisi ile fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesi ve analizi: Türkiye ve Grönland örneği, Doktora Tezi, Konya Teknik Üniversitesi, Konya.
- Prange M, Wilke T, Wesselingh FP, 2020. The other side of sea level change. *Communications Earth & Environment*, 1, 1, 69.
- Schmidt R, Schwintzer P, Flechtner F, Reigber C, Güntner A, Döll P, Ramillien G, Cazenave A, Petrovic S, Jochmann H, 2006. GRACE observations of changes in continental water storage. *Global Planetary Change*, 50, 1-2, 112-26.
- Seeber G, 2008. Satellite geodesy, de Gruyter, p. 1-403.
- Seo K-W, Wilson C, 2005. Simulated estimation of hydrological loads from GRACE. *Journal of Geodesy*, 78, 7, 442-56.
- Simav M, 2012. Uydu ve model verilerine dayalı Akdeniz su kütlesi değişimleri, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Slobbe D, Ditmar P, Lindenbergh R, 2009. Estimating the rates of mass change, ice volume change and snow volume change in Greenland from ICESat and GRACE data. *Geophysical Journal International*, 176, 1, 95-106.
- Swenson S, 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: Solid Earth*, 107, B9, ETG 3-1-ETG 3-13.

- Szabó V, Marjańska D, 2020. Accuracy analysis of gravity field changes from GRACE RL06 and RL05 data compared to in situ gravimetric measurements in the context of choosing optimal filtering type. *Artificial Satellites: Journal of Planetary Geodesy*, 55.
- Torge W, Müller J, 2012. *Geodesy*, de Gruyter, p.
- Üstün A, (2006). *Fiziksel Jeodezi. Ders Notu*. Konya, Selçuk Üniversitesi.
- van den Broeke M, Bamber J, Ettema J, Rignot E, Schrama E, van de Berg WJ, van Meijgaard E, Velicogna I, Wouters B, 2009. Partitioning recent Greenland mass loss. *science*, 326, 5955, 984-6.
- van der Wal W, 2009. Contributions of space gravimetry to postglacial rebound modeling with different rheologies, *Doktora Tezi*, University of Calgary, Calgary, Alberta.
- van der Wal W, Wu P, Sideris MG, Shum C, 2008. Use of GRACE determined secular gravity rates for glacial isostatic adjustment studies in North-America. *Journal of Geodynamics*, 46, 3-5, 144-54.
- Vaníček P, Krakiwsky E, 1986. *Geodesy: The Concepts*, Amsterdam, North Holland, p. 25-51.
- Velicogna I, Wahr J, 2006. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. *Nature*, 443, 7109, 329-31.
- Wahr J, 2007. Time-variable gravity from satellites. *Treatise on geophysics*, 3, 213-37.
- Wahr J, Molenaar M, 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: Solid Earth*, 103, B12, 30205-29.
- Wahr J, Swenson S, Velicogna I, 2006. Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33, 6.
- Yuan D, (2018). JPL level-2 processing standards document for level-2 product release 06. Laboratory JP. California Institute of Technology.