

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AKDENİZ SU KÜTLESİ DEĞİŞİMLERİNİN ALTİMETRİ VE UYDU
GRAVİMETRİ YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Erol GÜNEY

Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı

Geomatik Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AKDENİZ SU KÜTLESİ DEĞİŞİMLERİNİN ALTİMETRİ VE UYDU
GRAVİMETRİ YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Erol GÜNEY
(501091617)**

Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı

Geomatik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Orhan AKYILMAZ

HAZİRAN 2012

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 501091617 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Erol GÜNEY**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**AKDENİZ SU KÜTLESİ DEĞİŞİMLERİNİN ALTİMETRİ VE UYDU GRAVİMETRİ YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Doç. Dr. Orhan AKYILMAZ**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Yrd. Doç. Dr. M. Tefik ÖZLÜDEMİR**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Cüneyt AYDIN
Yıldız Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **04 Mayıs 2012**
Savunma Tarihi : **05 Haziran 2012**

ÖNSÖZ

Tez çalışması süresince desteğini esirgemeyen danışman hocam Sayın Doç. Dr. Orhan AKYILMAZ'a, Sayın Yük. Müh. Hüseyin MERCAN'a, ayrıca Ohio Eyalet Üniversitesi'nden Dr. C.K. SHUM'a ve Dr. YuchanYI'e ve National Cheng Kung Üniversitesi'nden Chung-Yen KUO'ya altimetre gözlemlerinden sterik etkinin giderilmesi konusunda yaptıkları katkılardan dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışma TÜBİTAK tarafından 109Y297 numaralı proje ile desteklenmiş olup, çalışmada kullanılan veri setleri AVISO ve UTCSR kuruluşları tarafından sağlanmıştır.

Son olarak değerli aileme göstermiş oldukları destek ve sabırdan dolayı çok teşekkür ederim.

Mayıs 2012

Erol Güney
Geomatik Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xiii
SUMMARY	xv
1. GİRİŞ.....	1
2. UYDU ALTİMETRESİ VE TANIMLAR	5
2.1 Giriş	5
2.2 Altimetre Uyduları ve Görevleri	6
2.2.1 JASON-1 uydusu	6
2.2.2 ENVISAT uydusu	8
2.2.3 Diğer altimetre uyduları	8
2.3 Temel Tanımlar	10
2.4 Çalışma Prensibi ve Getirilen Düzeltmeler	11
2.4.1 Altimetre uydularının geometrisi	11
3. UYDU GRAVİMETRESİ VE GRACE UYDU SİSTEMİ	19
4. AKDENİZ’DEKİ AYLIK DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ	25
4.1 Giriş	25
4.2 Çalışma Bölgesi Ait Yapılmış Olan Bazı Çalışmalar	26
4.3 Uydu Altimetrisi Verileri ve Sterik Düzeltme	26
4.4 GRACE Küresel Harmonik Modellerinden Akdenizde Aylık Su Kütlesi Değişimleri.....	32
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	37
KAYNAKLAR	43
ÖZGEÇMİŞ.....	47

KISALTMALAR

ADT	: Absolute Dynamic Topography
ASAR	: Advanced Synthetic Aperture Radar
AVISO	: Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CERSAT	: Center ERS d'Archivage et de Traitement
CHAMP	: Challenging Minisatellite Payload
CNES	: Centrale Nationale d'Etudes Speciales
DORIS	: Doppler Tacking System
ENVISAT	: Environmental Satellite
ESA	: European Space Agency
GEOS-3	: Geodynamics Experimental Ocean Satellite-3
GEOSAT	: Geodetic Satellite
GFO	: Geosat Follow on Mission
GIS	: Geographic Information Systems
GLAS	: Geolaser Altimeter System
GOCE	: Gravity Field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GOMOS	: Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars
GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment
IB	: Invers Barometer
IPCC	: Inter Governmental Panel on Climate Change
JPL	: Jet Propulsion Laboratory
LRR	: Laser Retro-reflector
MDT	: Mean Dynamic Topography
MSS	: Mean Sea Surface
PRARE	: The Precise Range and Range-Rate Equipment
SLA	: Sea Level Anomaly
SLR	: Satellite Laser Ranging
SSB	: Sea State Bias
SSH	: Sea Surface Height
UTCSR	: University of Texas Center for Space Research

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : JASON-1 uydusunun yapısı	7
Şekil 2.2 : JASON-1 uydusunun Akdeniz'deki uydu geçişleri	7
Şekil 2.3 : Radar Yüzey Etkileşiminin Geometrisi	12
Şekil 2.4 : Ölçme Prensibinin Geometrisi	13
Şekil 2.5 : Uydu Altimetresindeki Geometrik İlişkiler	14
Şekil 4.1 : Akdeniz sterik deniz seviyesi hesaplamalarında kullanılan grid noktaları	28
Şekil 4.2 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ŞUBAT 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.....	29
Şekil 4.3 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MART 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.....	29
Şekil 4.4 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, NİSAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.....	30
Şekil 4.5 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MAYIS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.....	30
Şekil 4.6 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, HAZİRAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	31
Şekil 4.7 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, TEMMUZ 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	31
Şekil 4.8 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, AĞUSTOS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	32
Şekil 4.9 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EYLÜL 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	32
Şekil 4.10 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EKİM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	33
Şekil 4.11 : Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, KASIM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	33
Şekil 4.12: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ARALIK 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	34
Şekil 4.13 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ŞUBAT 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	35
Şekil 4.14 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MART 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	35
Şekil 4.15 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, NİSAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	36
Şekil 4.16 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MAYIS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	36
Şekil 4.17 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, HAZİRAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	37

Şekil 4.18 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, TEMMUZ 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	37
Şekil 4.19 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, AĞUSTOS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	38
Şekil 4.20 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EYLÜL 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	38
Şekil 4.21 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EKİM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	39
Şekil 4.22 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, KASIM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	39
Şekil 4.23 : GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ARALIK 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm	40
Şekil 5.1 : Uydu Gravimetresi ve Uydu Altimetresi teknikleriyle belirlenen aylık ortalama su kütlesi değişimleri. Birim cm	41
Şekil 5.2 : Uydu Gravimetresi ve Uydu Altimetresi teknikleriyle belirlenen aylık ortalama su kütlesi değişimleri. Birim cm	42

AKDENİZ SU KÜTLESİ DEĞİŞİMLERİNİN ALTİMETRİ VE UYDU GRAVİMETRİ YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ

ÖZET

Deniz seviyesinin küresel olarak yükselmesi, kutuplardaki buzulların erimesi ve okyanus suyunun sıcaklığın artmasıyla orantılı olarak hacminin artmasıyla doğrudan etkilenmektedir. Dünya nüfusunun %60'ının kıyı kuşağında yaşadığı ve nüfusu 2.5 milyonun üzerinde olan şehirlerin üçte ikisinin koy ve körfezlerde bulunduğu düşünüldüğünde, konu insanoğlu için önem arz etmektedir.

Deniz seviyesinde meydana gelen değişikliklerin temel sebepleri, sıcaklık tuzluluk, iklime ve zamana bağlı olarak da kütle kaynaklı değişimlerdir. Sıcaklık ve tuzluluk sterik değişimin parametreleri olup, buzullar, yağışlar, akıntılar gibi çevresel faktörler de kütlede değişime neden olmakta bu da gravite değeriinde değişikliklere sebebiyet vermektedir.

Uydu altimetrisi bize hem kütsel hem de sterik değişimin birleşimi olan toplam deniz seviyesi değişimini belirleme olanağı sunmaktadır. Sterik deniz seviyesi ise su basıncına, sıcaklığa, tuzluluğa ve bazı okyanus modellerine bağlı olarak türetilir, buna bağlı olarak da uydu altimetrisinden ve sterik deniz seviyesinden elde edilen değerler sayesinde, kütleyle bağlı değişimler de bulunabilmektedir. Kütleyle bağlı değişimleri belirlemede bir diğer yöntem ise yerin statik ve zamana bağlı gravite alanı çözümleridir. Bu çözümler ise 2002'den bu yana yüksek doğruluk ve çözünürlükle GRACE uyduları tarafından sağlanmaktadır.

Bu çalışmada, 2010 yılında Akdeniz'deki su kütseli değişimleri hem uydu altimetrisi hem de uydu gravimetresi yöntemleriyle belirlenmiş, böylece farklı yöntemlerle elde edilen sonuçları birbirleriyle karşılaştırma olanağı bulunmuştur. Altimetre uydularından sağlanan toplam deniz seviyesi verilerine sterik düzeltme getirilmesi ile elde edilen aylık kütsel değişimler bulunmuş ve Ocak ayı temel alınmak üzere 2010 yılına ait aylık rölatif farklar elde edilmiştir. Ardından aynı işlem adımları gravimetrik yöntemle elde edilen veri setleri içinde uygulanmıştır.

Böylece hem uydu altimetrisi hem de uydu gravimetresi yöntemleriyle elde edilen aynı döneme ve aynı konuma ait kütsel değişimler ile birbirinden bağımsız olan yöntemlerin birbirleriyle olan tutarlılıkları gözlemlenmiştir. Ayrıca söz konusu veri setleri sayesinde Akdeniz'de deniz seviyesi ile ilgili dönemsel analiz yapma imkânı bulunmuştur.

DETERMINATION OF THE WATER MASS CHANGE OF MEDITERRANEAN SEA BY ALTIMETRY AND SATELLITE GRAVIMETER TECHNIQUES

SUMMARY

The Mediterranean Sea, a semi-enclosed basin that extends over 3000 km in longitude and over 1500 km in latitude, communicates with the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar and with the Black Sea through the Turkish Bosphorus and Dardanelles Straits. The Strait of Sicily separates the western and eastern Mediterranean basins. The negative freshwater and heat budgets of the basin drive its lagoonal (anti-estuarine) thermohaline circulation and determines its hydrological characteristics. Low salinity Atlantic water (AW) that enters in the upper layer of the Gibraltar Strait is transformed to saline Mediterranean water that subsequently exits into the Atlantic via the lower layer.

Global sea level rise is related directly to the melting fact of polar glaciers and rising of ocean water volume which is relevant to high temperature. Considering 60% of the world's population live in coastal belt and two thirds of the cities which have more than 2,5 million population are located near bays and gulfs, this subject has importance for human being. The main reasons for the changes in sea level are temperature, salinity, climate-induced changes by time that are depending on the mass. Temperature and salinity are the steric parameters of change wherea sglaciers, rainfall, currents cause changes in environmental factors such as the mass so this gives rise to changes in the value of gravity. Understanding regional sea level changes requires multidisciplinary efforts and linkage between global and local forcing factors. The Mediterranean Sea, a semi-enclosed sea, has special oceanographic, meteorological and geo-political characteristics. These factors have led to the development of a distinct community of scientists involved with interpreting the functioning and the climatic response of the Mediterranean Sea. Within the context of such regional activities a very active sea level community has been developed that has contributed to significant improvements in the understanding and modelling of sea level changes in the region.

From the IPCC 4th Assessment Report published in 2007 ocean thermal expansion contributed by -50% to the 3.1 mm/yr observed global mean sea level rise during the 1993-2003 decade, the remaining rate of rise being essentially explained by shrinking of land ice. Recently published results suggest that since about 2003, ocean thermal expansion change, based on the newly deployed Argo system, is showing a plateau while sea level is still rising although at a reduced rate (~ 2.5 mm/yr). Most estimates of 20th century sea-level rise have depended on averaging the rates of rise from the few, long, high-quality tide-gauge records that are available. However, these records contain significant decadal variability, obscuring any acceleration. Even when a global mean sea level (GMSL) record is known to contain an acceleration (as in numerical models), an acceleration is difficult to detect in an

average of a small number of records. The TOPEX/Poseidon (T/P) and Jason-1 satellite altimeters have produced high quality measurements of near global (66_S to 66_N) sea level from 1993. The spatial correlations from this data set, expressed as Empirical Orthogonal (eigen) Functions (EOFs), together with the longer but sparse tide-gauge data set, have been used to produce estimates of reconstructed global sea-level variability. As these estimates explicitly account for the spatial redistribution of sea level, the temporal variability is at least an order of magnitude lower than that present in individual records. The estimates also allow for the possibility of spatial variability in the rate of sea-level rise.

Satellite altimetry, such as JASON-1 and ENVISAT, observes geocentric sea surface heights, while *in situ* hydrographic data of temperature and salinity (e.g., expendable bathythermograph or XBT data) can be used to estimate steric sea level heights. One method to infer ocean mass variations is to subtract the computed steric anomalies from the observed sea level variations derived from satellite altimetry.

Satellite altimetry observations indicate that global mean sea level has continued to rise since 2003 at a slightly reduced rate however (of 2.5 ± 0.4 mm/yr over 2003-2008 Glacial Isostatic Adjustment -GIA- correction of 0.3 mm/yr applied) compared to the previous decade. As shown in the IPCC 4th Assessment Report, during the period 1993-2003 altimetry-based rate of sea level rise (of 3.1 ± 0.4 mm/yr) can be explained by 1.6 ± 0.25 mm/yr steric sea level and 1.2 ± 0.2 mm/yr land ice contributions respectively (note that uncertainties quoted here correspond to the 95% errors range). Thus a new question is raised: could the recent rate of sea level rise (since 2003) be explained by fresh water input to the ocean alone as a result of enhanced land ice (and eventually land waters) contribution ? Satellite altimetry offers to determine the exchange of total sea level which is a combination of both mass and steric change. Steric sea level can be derived by water pressure, temperature, salinity and some ocean models. Depending on this, with values obtained from the satellite altimeter and steric sea level, the mass change can variable solutions of the gravity field. These solutions are being provided by the GRACE satellites since 2002 with high accuracy and resolution.

The observed global mean sea level change from satellite altimetry results in total from steric plus ocean mass change. GRACE now provides an invaluable set of new observations allowing us to quantify the spatio-temporal change of total terrestrial water storage (underground and surface waters, snow and ice mass changes). In addition the GRACE data over the oceanic domain can provide information on ocean mass change (one of the two contributions to sea-level change, i.e., that resulting from water mass addition due to land ice melt and exchange with terrestrial storage). As GRACE measurements averaged over the ocean represents the ocean mass change component only, difference between GRACE and altimetry observations provides an estimate of the mean steric sea level. We also examine the interannual fluctuations of the Jason-1 minus GRACE sea level. The two resulting steric sea level time series (based on the two GRACE data sets) agree well. Numerous studies published in the recent years have shown that GRACE can offer useful constraints on ocean mass change on the mass balance of the ice sheets and on land water contribution to sea level.

In this study, changes in water mass of in the Mediterranean Basin in 2010, were determined by both satellite altimetry and satellite gravimeter techniques. Thus, the results which were obtained in different ways also be compared. Monthly mass

changes obtained by applying steric correction to the total sea level data which were provided from altimeter satellites. Based on the January's values, relative differences were obtained monthly for the entire year. Then, same steps applied to the data obtained by gravimeter method.

Thus, it was observed that independent techniques were consistent with each other, by providing mass changes of the same period and same location with both satellite altimetry and satellite gravimeter methods. Also with the so-called data, the possibility of making periodic analysis is available for the Mediterranean sea level.

1. GİRİŞ

Su seviyesinde meydana gelen değişmeler, özellikle kıyı bölgelerindeki şehirlerin ekosistemini ve yaşam ortamını değiştirebileceğinden insanlık için oldukça önemli bir konudur. Deniz seviyesinin artışı devam ettiği takdirde, gelecekte kıyı bölgelerinde oluşturduğu yıkıcı etki giderek artabilecektir. 19. yüzyılın ortalarından bu yana, deniz seviyesi büyük bir olasılıkla insan kaynaklı iklim değişikliğinin bir sonucu olarak artmaktadır. 20. yüzyıl boyunca ise deniz seviyesindeki artış 15-20 cm (yaklaşık 1,5-2 mm/yıl) civarında olup, dönemin sonlarındaki artış oranı başlarına oranla daha fazladır (Douglas, 1997).

Son yirmi yıla yakın geçmişte, uydu tekniklerinin yaygınlaşmasıyla birlikte elde edilen verilere göre, ortalama deniz seviyesindeki yıllık artışın 3,0 - 3,5 mm civarına yükseldiğı görülmüştür. Deniz seviyesinin yükselmesinin başlıca üç ana sebebi vardır, bunlar; okyanustaki sıcaklık ve tuzluluk değişiklikleri, buzulların erimesi, Grönland ve Antarktika buzul tabakasındaki kütle kayıplarıdır (Url-1, 2011).

Deniz seviyesi değişiminin birçok nedeni bulunmakla beraber yerel veya global ölçekte olabilmektedir. Gelecek dönemlere ait deniz seviyesinde meydana gelecek olan değişimlerin önceden kestirilebilmesi, bu değişimlerin etkisi altında kalabilecek yerlerin sağlıklı bir şekilde tespit edilebilmesi, ayrıca deniz seviyesinin değişimine etki eden parametrelerin doğru bir şekilde belirlenmesi gerekmektedir. Bu amaç doğrultusunda, deniz seviyesi modern tekniklerle belirlenip ve bu değişimlere neden olan faktörler ortaya çıkarılmalıdır (Pugh, 2004).

Okyanus yüzeyinde yapılan ölçü verileri, geçmişte geleneksel olarak gemiler sayesinde yapılan gravimetrik, oşinografik ve sismik ölçülerin toplanması ile elde edilmekteydi. Diğer yandan, bu yöntem zaman alıcı, pahalı ve konumsal olarak sınırlı kalması gibi dezavantajlara sahip olmaktaydı.

1970'lerin başlarında ilk deneysel uyduların (GEOS-3, Skylab, Seasat) uzaya fırlatılmasıyla uydu altimetrisi deniz seviyesi ile ilgili (Sandwell ve Smith, 2001) araştırmalarda kullanılmaya başlandı. Global ölçekte yerçekimi alanı, okyanus

sirkülasyonu, ortalama deniz seviyesi değişiklikleri, sıcaklık ve basınç değişiklikleri, gelgitler, tektonik hareketleri gibi çalışma alanları izlenmeye ve modeller üretilmeye başlandı. Son 10-15 yılda bu sistemin geliştirilmesi ve yeni uyduların fırlatılması ile birlikte, uydu altimetrisi tekniği yüksek doğruluk ve çözünürlüklü, devamlı ve geniş kapsamda okyanusların izlenmesini mümkün kılmıştır (Fu ve Cazenave, 2001).

Uydu altimetrisi yerbilimlerinin tüm dalları (özellikle jeodezi ve oşinografi) için büyük bir destek sağladı. Denizbilimcileri ve yerbilimcilerin ölçülerinde başvuracağı çok iyi tespit edilmiş hareketsiz deniz yüzeyine ihtiyaçları vardır. Geoit olarak bilinen bu yüzey, dünyanın yerçekimi alanının belirli bir eş potansiyel yüzeyi olup ortalama deniz seviyesi ile çakıştığı kabul edilmektedir. Uydu altimetrisinin son 20 yılda sunduğu veri miktarı geçmiş yüzyılda klasik yöntemler ile elde edilen veri miktarından yaklaşık iki kat daha fazla olup doğru ve homojen veri sağlamaktadır. Ayrıca, kısa ve tekrarlı yörünge hareketleri sayesinde küçük ölçekli yörünge değişiklikleri de incelenebilmektedir (Sandwell ve Smith, 1997).

Uydu altimetrisi ile deniz seviyesinin her yerde eşit bir şekilde artmadığı meydana çıkmıştır. Örneğin Batı Pasifik'te artış oranı ortalamanın üç katına yakın iken, Doğu Pasifik bölgesinde küresel ortalamanın altındadır.

Uydu altimetrisi ısı ve tuzluluktan kaynaklı sterik değişim ve kütsel değişimleri birleşik olarak ölçebilmektedir. Sterik deniz seviyesi değişimi hesaplanmasında mekânsal ve zamansal çözünürlüğün yeteri kadar iyi olmamasından dolayı, istenilen doğruluğa ulaşmakta zorlanılmaktaydı. GRACE uydularının fırlatılmasıyla birlikte, teorik olarak altimetre ve GRACE veri setlerinin sterik deniz seviyesinin belirlenmesinde birlikte kullanılmaları mümkün hale gelmiştir (Cazenave ve diğerleri, 2009). Bunun yanında GRACE gravite alanı çözümleri; uydunun ölçme sistemi, yer izi, zamansal çözünürlüğü, veri işlemede kullanılan arka plan modeller ve stratejiler, uydunun manevrası gibi birçok faktörden kaynaklanan hatalarla yüklüdür. Bu hataların giderilmesi için ileri analizler (filtreleme, yumuşatma, ölçeklendirme vb.) gerekmektedir. Bölgesel ölçekte deniz suyu kütle değişimlerinin belirlenmesini güçleştiren bir diğer problem deniz-kara etkileşimidir. Deniz-kara sınırına yakın yerlerde, karalardaki yüksek genlikli kütle sinyalinin denize sızması ve deniz suyu kütle sinyaline karışması söz konusudur (Simav M., 2011).

Bu alışmada Akdeniz'deki 2010 yılına ait aylık kütle değişimlerini hem sterik düzeltme getirilmiş uydu altimetrisi gözlemlerinden hem de aylık GRACE küresel harmonik gravite alanı modellerinden ayrı ayrı hesaplayıp, dönemsel ölçekte iki farklı yöntemle elde edilen su kütlesi sinyallerini birbirleri ile karşılaştırmak ve Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimlerini daha iyi anlamak amaçlanmıştır.

Tez alışması toplam beş bölümden oluşmakta olup, ikinci bölümde uydu altimetrisinin lme tekniği hakkında bilgi verilmekte, deniz seviyesinin değişimine neden olan etmenler, kullanılan uydular ve terimler, başlıca hata kaynakları ve bu hatalara getirilen düzeltmeler üzerinde durulmaktadır. nc bölümde uydu gravimetresi ve GRACE uydu sistemi ile ilgili genel bilgilerden bahsedilmiştir. Dördüncü bölümde çalışma bölgesi hakkında bilgi verilmiş, bu bölgelerde yapılmış olan çalışmalardan, kullanılan veri setlerinden ve veri merkezlerinden bahsedilmiştir. Son olarak çalışmada kullanılan deniz seviyesi anomalileri ve GRACE uydu verileri ile aylık deniz seviyesi değişimleri araştırılmış ve karşılaştırılmıştır. Beşinci ve son bölümde ise sonuç ve önerilere yer verilmiştir.

2.UYDU ALTİMETRESİ VE TANIMLAR

2.1 Giriş

21. yüzyılda yerbilimlerindeki gelişmeler sayesinde bilimsel gözlem metotları sadece yersel ölçülerle sınırlı kalmayıp bunlara uydu ölçmeleri de eklenmiştir. Dünyanın büyük bir çoğunluğunu kapsamasının yanı sıra, hemen hemen tüm gezegen için sunulan verilerin tekrarlanabilirliği ve homojenliği, uyduların göz önünde bulundurulmuş önemli avantajlarıdır. Uydu altimetrisinin temel hedefi; deniz ve okyanuslara ait özelliklerin ve değişimlerin araştırılması ve gözlemlenmesidir. Böylece ortalama deniz seviyesi değişimleri ve değişiklikleri, buzul hareketleri, rüzgâr hız, dalga yükseklikleri ve su sıcaklığı gibi olguların takibi, altimetre verisinin kullanılması ile olanaklı hale gelmektedir. Aynı zamanda, çeşitli teknikler aracılığıyla hem deniz gravite alanı hem de okyanus gelgitleri hakkında bilgi elde etmek de tamamen mümkündür.

Altimetre veri setleri, AVISO (French Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), CERSAT (the Centre ERS d'Archivage et de Traitement), CNES (the Centrale Nationale d' Etudes Spéciales), ESA (the European Space Agency), JPL (the Jet Propulsion Laboratory) gibi birçok farklı kurum tarafından bilim dünyasına sunulmaktadır. Diğer yandan, her bir kurumun veri setlerini farklı dosya biçimlerinde sunması, düzeltilmiş kayıtlar oluşturmak için kendilerine özgü işlemesi ve modellemesi ise hala önemli bir sorundur. Uydulardan alınan altimetre veri setleri, bir ön işleme tabi tutulup ve fiziksel ve aletsel hatalardan da arındırılmalıdır (Vergos, 2002).

İlerleyen bölümlerde kullanılan uydular ve görevleri açıklanacak, daha sonra altimetre sisteminin çalışma prensibi analiz edilip temel terimlerden bahsedilecek ve son olarak da altimetre ölçülerindeki hatalar ve bu hatalara yapılan düzeltmeler ele alınacaktır.

2.2 Altimetre Uyduları ve Görevleri

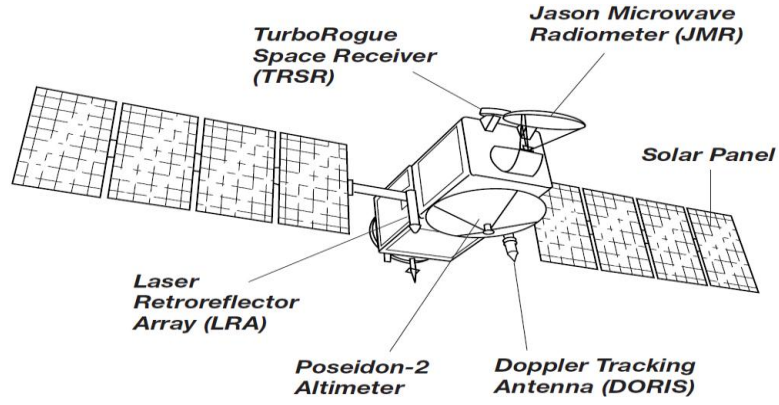
2.2.1 JASON-1 uydusu

JASON-1 uydusu küresel okyanus sirkülasyonunu takip etmekte, bu sirkülasyonun küresel iklime olan etkilerini belirleyip, küresel iklime ait tahminleri güçlendirmekte, yani okyanus yüzeyi topografyasını ölçüp inceleme yapılmasını hedeflemekte olup, TOPEX/POSEIDON uydusunun devamı niteliğindedir. Yörüngesine fırlatılış tarihi 7 Aralık 2001'dir. Uydu NASA ile CNES'in ortaklaşa programlarıdır.

Deniz seviyesi ölçülerinin doğruluğu yakın gerçek zamanlı verilerde 4 cm'den küçük olmakla beraber, gecikmeli olarak yapılan işlemler (indirgemeler, düzeltmeler vb.) sonrasında 2,5 cm dolaylarındadır. Uydunun yüksekliği yaklaşık 1336 km olup, 66 derece kuzey ve güney enlemleri arasındaki bölge üzerinde veri sağlamaktadır. Yörünge tipi yakın-daireseldir ve uydunun her dolaşımı yaklaşık 10 gün sürmektedir.

Okyanus ısı ve kütle değişimleri dolayısı ile küresel deniz seviyesindeki değişimlerin algılanması, kıyı bölgeleri için geliştirilmiş gelgit modellerinin üretilmesi, okyanuslarda oluşan girdaplar ve bunların büyük ölçekteki okyanus sirkülasyonu ve ısı taşınımı üzerine etkilerinin araştırılması, altimetre verilerinin rüzgâr, ısı ve tuzluluk verileriyle birleştirilmesi sağlanarak, iklim olayları ile ilgili tahminlerin güçlendirilmesi, Jason-1 uydusunun devam eden belli başlı bilimsel araştırma konularıdır.

Uydu, okyanus yüzeyi topografyası ölçülerinin genişletilmesi, okyanus sirkülasyonu kavramının anlaşılabilirliğinin artırılması, iklim olayları ile ilgili tahminlerin tutarlılığının sağlanması, küresel deniz seviyesi değişimlerinin ölçülmesi, kıyı bölgeleri için gelgit modellerinin geliştirilmesi gibi belli başlı amaçlara sahiptir. Şekil 2.1'de JASON-1 uydusu oluşturan parçaların yapısı gösterilmektedir.



Şekil 2.1: JASON-1 uydusunun yapısı (Jason-1 Fact Sheet, 2006).

Şekil 2.2’de ise Akdeniz içerisinde bulunan Jason-1 uydusuna ait uydu geçişleri gösterilmektedir.



Şekil 2.2: JASON-1 uydusunun Akdeniz’deki uydu geçişleri (Url-2, 2011).

2.2.2 ENVISAT uydusu

ERS-1 ve ERS-2 uydularının devamı olan ENVISAT (Environmental Satellite), çevresel çalışmalara destek verilmesi, belirli iklim değişikliklerinin belirlenmesi gibi konularda veri üretmek üzere planlanmıştır. ESA (European Space Agency) tarafından üretilen uydu, 1 Mart 2002’de yörüngeye fırlatılmıştır.

ERS-1 ve ERS-2 uydularında olduğu gibi, ENVISAT uydusunun da yörüngesel periyodu 35 gündür. Hizmet süresini yaklaşık üç yıl arttırmak adına 22 Ekim 2010’da yörüngesi değiştirilen uydunun böylece; 35 günlük yörünge periyodu 30 güne inerken, her bir döngüsündeki geçiş sayısı da 1002’den 862’ye gerilemiştir. 800 km elipsoidal yüksekliğe sahip olan uydunun veri sağladığı bölge 81,5 derece kuzey ve güney enlemlerine arasındadır. Hem yakın-dairesel hem de güneş senkronlu bir yörünge izleyen uydunun ölçtüğü deniz yüzeyi yüksekliğinin doğruluğu 1-3 cm aralığındadır.

ENVISAT uydusu temelde, gelişmiş bir uzaktan algılama tekniği ile uzaydan dünyanın izlenmesini hedeflemiştir. Daha açık olarak belirtilmesi gerekirse; ERS uyduları ile başlayan gözlem devamlılığının sağlanması ve geliştirilmesi, çevreyi etkileyen faktörlerin belirlenmesinde kullanılan değişkenlerin daha sağlıklı saptanması, okyanus ve atmosfer çalışma alanlarında yapılan bilimsel çalışmalara katkıda bulunulması temel amaçlarıdır.

Uydu üzerindeki radar altimetre (RA-2) yeryüzünden yansıyan radar ekosunu alarak yüzeyi güç ve şekil yönünden değerlendirmede kullanılır. ERS uydularının altimetrelerinden türetilen RA-2, gelişmiş ölçü performansı ile okyanus topoğrafyasını izlememize imkân sağlayarak okyanus sirkülasyonu, batimetri, buzul hareketleri, iklim değişiklikleri gibi konularda yapılan bilimsel çalışmalara destek sağlamaktadır. Bir diğer teçhizatı olan mikrodalga radyometrenin temel amacı ise radar altimetre sinyalinin düzeltmelerinde kullanılan atmosferik su buharı basıncını ölçmektir. DORIS sistemi ve LRR (Laser Retro-reflector) alıcılarıyla uydunun konumu yüksek hassasiyetle belirlenebilmektedir. Bunların dışında uyduya spektrometre, interferometre gibi teçhizatlar ve ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar), GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) gibi sistemler de bütünleştirilmiştir (ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, 2007).

2.2.3 Diğer altimetre uyduları

Uydu altimetrisinin başlangıcı bu amaçla 1975 yılında uzaya gönderilen GEOS-3 uydusuyla başlar. GEOS-3 ten daha önce, asıl amacı olmadığı halde bazı deneysel altimetre ölçüleri yapan ve SEASAT uydusunun temelini oluşturan SKYLAB uyduları da bulunmaktadır. Amerikan ordusu tarafında üretilen GEOSAT (Geodetic Satellite) ise görevine 1985 yılında başlamıştır. GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite 3) uydusunun devamında ESA tarafından 1991 yılında ERS-1 ve 1995 yılında ERS-2 uyduları yörüngeye fırlatılmıştır.

Bu uydular ile deniz yüzeyi yüksekliği ve ısı, dalga etkileri ve iklimsel değişikliklerin gözlemlenmesi hedeflenmiştir. Yukarıdaki uyduların büyük miktarda veri sağlaması ve okyanusların devamlı bir şekilde izlenmesini olanaklı kılması sebebiyle; NASA ve CNES daha yüksek doğruluklu gözlem olanağı ve daha uzun kayıt olanağı sunan yeni bir uydu üzerinde çalışarak, 1992 yılında TOPEX/POSEIDON uydusunu hizmete soktular. Böylece deniz seviyesi yüksekliklerinde (3-4 cm) ve yörünge doğruluklarında geçmiş uydulara nazaran daha yüksek bir doğruluk elde edilmiş ve global deniz seviyesi değişimleri hakkında önemli bilgiler sağlanmıştır.

Diğer yandan GEOSAT uydusunun başarısından sonra, Amerikan ordusu bu uydunun devamı niteliğinde olan GFO (GeosatFollow – on - Mission) uydusunu 1998’de yörüngeye göndermiştir. Uydunun sağladığı veriler sayesinde deniz ve buzul topografyası, okyanus dolaşimleri hakkında bilgilere ulaşılmaktadır.

2003 yılında yörüngesine fırlatılan ICESat uydusuna bütünleşmiş olan Yerbilimleri Lazer Altimetre Sistemi (GLAS), buz ile kaplı topoğrafyaları ve bunların zamana bağlı değişimlerini, ayrıca atmosferik özelliklerini ölçmek için tasarlanmış bir araçtır.

Yakın geçmişte ise NASA ve CNES tarafından ortaklaşa üretilen ve JASON-1 uydusunun devamı niteliğinde olan JASON-2 2008 yılında, HY-2A uydusu ise 2011 yılında CNES tarafından uzaya gönderilmiştir. Bu uydular ile önemli okyanus hareketlerinde ve meteorolojik tahminlerde doğruluğun artırılması hedeflenmiştir (Vergos, 2002).

Gelecekte farklı kurumlar tarafından, uzaya fırlatılması planlanan uydular ve tarihleri ise aşağıdaki gibidir;

- SARAL (2012, CNES/ ISRO)
- SENTINEL-3 (2013, ESA)

- JASON-3 (2013, CNES/ EUMETSAT/ NASA/ NOAA)
- SWOT (2020, CNES/ NASA)

2.3 Temel Tanımlar

Uydu altimetrisinin matematiksel prensibi açıklanmadan önce, temel bazı tanımların yapılması gerekmektedir. Uydu ağırlık merkezinden anlık deniz yüzeyine olan mesafe, *menzil (range)* olarak isimlendirilir. Bu, altimetrenin sağladığı asıl ölçüdür.

Uydunun yüksekliği (altitude), uydu ağırlık merkezi ile seçilen referans elipsoidi arasında ve elipsoit normali doğrultusundaki mesafedir. Bu mesafeyi mümkün olan en iyi doğrulukta ölçmek için birden fazla teknik (Doppler, GPS, Laser Tracking) olduğundan günümüz uydularının yörünge doğrulukları 1-2 cm aralığında olmaktadır.

Deniz yüzeyi yüksekliği (SSH), seçilen referans elipsoidinden anlık deniz yüzeyine kadar olan mesafe olarak tanımlanır ve bu değer kabaca uydunun menzili ile uydunun yüksekliği arasındaki farktır. Rüzgâr, akıntı, gelgit gibi herhangi bir düzensiz etkiden arınmış olan deniz yüzeyi olarak bilinen geoit, deniz tabanı üzerindeki büyük kütle ve yoğunluk değişikliklerinden kaynaklanan yerçekimi değişimlerine bağlı olarak belirlenir.

Deniz yüzeyi anomalisi (SLA), ortalama deniz yüzeyi ile anlık deniz yüzeyi arasındaki fark olup, okyanus akıntılarından kaynaklı değişimleri, gelgit etkilerini, basınç etkilerini içermektedir.

Anlık deniz yüzeyi ile geoit yüzeyi arasındaki fark bize *mutlak dinamik topografi* (absolute dynamic topography) verir, yani bu değer referans elipsoidine göre değil geoide göre olan deniz yüzeyi yüksekliğidir. Genellikle *ortalama deniz yüzeyi* (MSS) zamana bağlı tüm değişkenlerden bağımsızlaştırılmış bir deniz yüzeyi olarak isimlendirilir. Ayrıca ortalama deniz yüzeyi (MSS) ile geoit yüzeyi arasındaki fark da *ortalama dinamik topografya* (MDT) ya da deniz yüzeyi topografyası (SST) olarak adlandırılır. Bu farkın oluşması okyanus sularının tuzluluğu, atmosfer basıncındaki büyük ölçüdeki değişimler ve Gulf Stream gibi güçlü akıntılardır. Deniz yüzeyi topografyasının değeri 1 metre ile 2 metre arasında değerler almaktadır.

Dünyanın çevresinde dönerken uydunun takip ettiği yola *yörünge (orbit)* denir ve uydu yüksekliği, periyodu ve uydunun eğim açısı başlıca önemli değişkenleridir.

Uydunun dünya üzerinde tam bir tur atması *devinim (revolution)*, bu turunun yarısına kadar gelmesi ise *geçiş (pass)* adını alır. Bu geçişler de uydu güneyden kuzeye doğru ilerliyorsa *yükselen geçiş (ascending pass)*, kuzeyden güneye doğru ilerliyorsa *alçalan geçiş (descending pass)* olarak kategorize edilir (Vergos, 2002).

2.4 Çalışma Prensipleri ve Getirilen Düzeltmeler

2.4.1 Altimetre uydularının geometrisi

Uydu altimetrisi, uydu jeodezisinde son 30 yılda geliştirilmiş yöntemlerinden biridir. Çalışma prensibi oldukça basit olup; uydu radar frekansının etki alanındaki mikrodalgaları uydudan yeryüzüne ileten ve yeryüzünden yansıyan sinyalleri alan sensörler için, hareketli bir platform olarak kullanılır. Altimetre deniz yüzeyine doğru mikrodalga gönderir. Gönderilen bu radar sinyali dalgalı deniz yüzeyi ile etkileşime geçer ve bir kısmı uyduya geri yansır. Burada radar sinyalinin gidiş ve geliş zamanı ölçülmesiyle deniz yüzeyleri hakkında yükseklik bilgisi ve bu yükseklik değerlerinin zaman içerisindeki değişimleri elde edilebilir. Ayrıca geri yansıyan sinyalin çözülmesi sonucu yansıtıcı yüzey hakkında da bilgiler türetilmektedir. Kısaca ölçme prensibini madde madde yazmak gerekirse;

- Uydu ile yansıtıcı deniz yüzeyi arasında hareket etmiş olan radar sinyalinin zamana bağlı olarak, uydu menziline bulunması
- Radar sinyalinin yolculuk süresi boyunca geçtiği atmosfer tabakalarından (troposfer, iyonosfer) kaynaklanan hataların belirlenip, giderilmesi
- Sinyalin temas ettiği yüzey çevresindeki fiziksel ve meteorolojik sebeplerden kaynaklanan etkilerin (dalga, gelgit etkisi gibi) belirlenmesi
- Uydunun bulunduğu gerçek yörünge değerinin yüksek doğrulukla belirlenmesidir.

Verilerin uygun işlenmesi, aletsel fiziksel hataların kaldırılmasından sonra, uydu ile anlık deniz seviyesi arasındaki mesafe (menzil), a , hesaplanır. Uydunun yüksekliği, h , yer merkezli bir referans modele uygun olarak bağımsız izleme sistemleri kullanılarak elde edilir. Geoit yüksekliği ile anlık deniz seviyesi arasındaki yükseklik farkına da, H , denilir ve geoit ondülasyonu N ile gösterilirse; ilk başta düzeltmeleri

göz önünde bulundurmadığımız takdirde, en basit şekliyle altimetre gözlem eşitliği aşağıdaki gibidir;

$$h-a-N=H \quad (2.1)$$

$$a = a' - \sum \Delta a_j \quad (2.2)$$

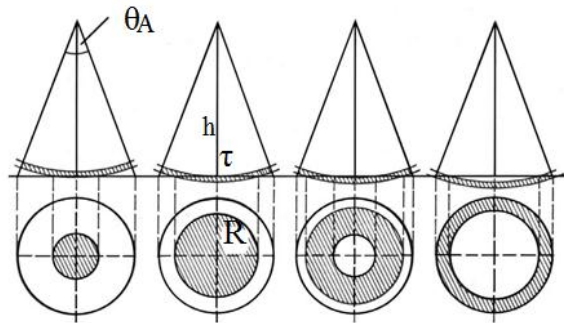
$$a' = c \frac{\Delta t}{2} \quad (2.3)$$

Burada; a' , herhangi bir kırılmaya maruz kalmadan, uzaydaki ışığın hızına göre hesaplanmış mesafedir. Δa_j , ortalama deniz seviyesi ile ortalama elektromanyetik saçılma yüzeyi arasındaki atmosferik kırılmanın çeşitli bileşenleri için düzeltmeleri ifade etmektedir.

Uydudaki altimetre anteni deniz yüzeyi ile temas ettiği anda geri yansıyacak şekilde kısa dikdörtgen impuls iletir. Bu impulsun deniz yüzeyinde eş zamanlı yansıma yaptığı dairesel alana uydunun ayak izi denir. Uydunun ayak izinin büyüklüğü, uydunun menzili a , sinyalin yayılma hızı c ve sinyal genişliği τ 'ya, bağlıdır. Bu dairesel alanın azami yarıçapı R aşağıdaki eşitlikle hesaplanır.

$$R = \sqrt{2c\tau h} \quad (2.4)$$

Şekil 2.3'te Uydu altimetresinden çıkan radar dalgasının deniz yüzeyi ile etkileşiminin geometrisi gösterilmektedir.

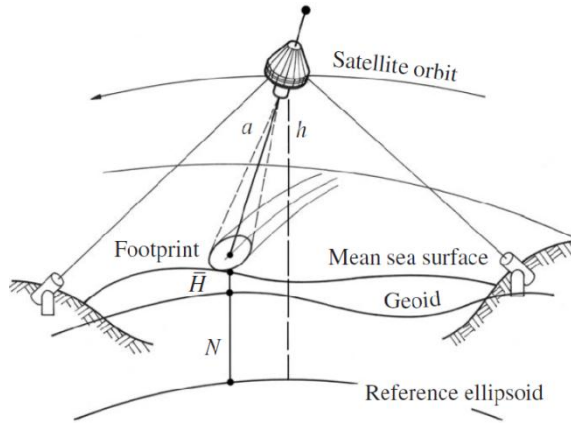


Şekil 2.3:Radar Yüzey Etkileşiminin Geometrisi.

Deniz yüzeyinden yansıyan enerji, doğrudan yansıtan alanın boyutuna bağlıdır. Radar sinyali yansıma yüzeyinde tamamen su altına dalana kadar, yansıyan enerjinin miktarı giderek artar (Şekil 2.3 (a),(b)). Sinyalin dış kenarı yüzeye varır varmaz yansıma yüzeyi halka formuna dönüşür ve bu durum radar sinyali ile yüzey arasında oluşan giriş kenarının sonuna ulaşılan kadar devam eder (Şekil 2.3 (c),(d)).

Yansıtma yapan alanın büyüklüğü ve geri yansıyan sinyalin şekli doğrudan yansıtma yüzeyinin yapısına ve dalgalı olup olmamasına bağlıdır. Bu yüzden denizin fiziki durumu ile ilgili bilgiler geri yansıyan sinyalin analizi ile elde edilebilir. En iyi sonuçlar homojen yüzeylerden elde edilir iken, homojen olmayan ve süreksizlik içeren yüzeylerin yorumlanması oldukça güçtür. Altimetre verileri ve ürünleri sorumlu uzay kurumlarının kontrolü altında kullanıcılara sunulur. Bu ürünler kendi özgün biçimlerinde düzeltmelerini, yörünge bilgilerini ve dalga analiz bilgilerini içermiş bir şekilde kullanıcılar tarafından temin edilebilir.

Aşağıdaki şekilde (Şekil 2.4) gösterildiği gibi, mikrodalga sensorlar deniz yüzeyini doğrudan görüntülemek için uygundurlar, bu yüzden uydu altimetrisi doğrudan haritalandırmak adına en uygun jeodezik araçlardan biridir. Bu yöntemin sonuçlarının asıl önemi ise, oldukça kısa bir süre içerisinde büyük okyanus alanlarını tarama olanağı sunması ve yüksek çözünürlüklü deniz yüzeyinin ayrıntılı sunumunun belirlenebilmesidir (Seeber, 2003).



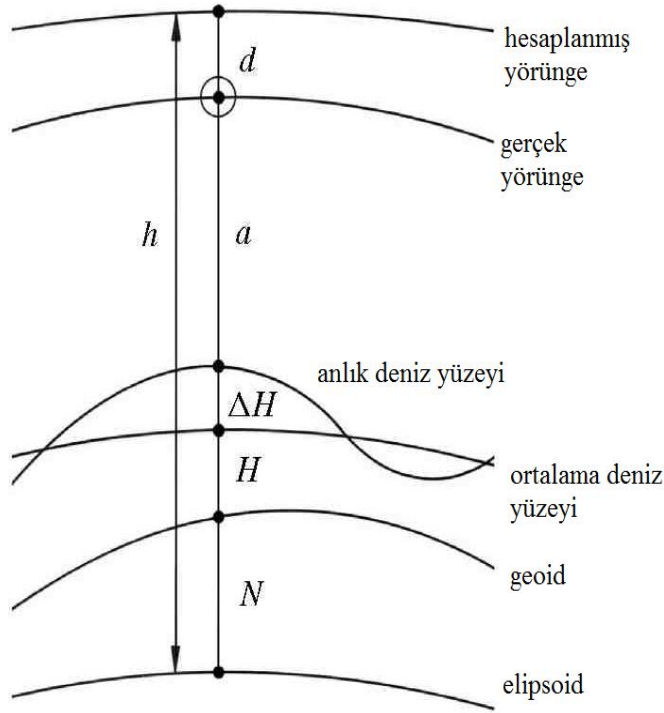
Şekil 2.4: Ölçme Prensiplerinin Geometrisi. (Url-3, 2011).

2.1'deki eşitliğe aşağıdaki şekilde gösterildiği gibi bazı düzeltmeler getirilmelidir, çünkü bu veriler jeofiziksel etkileri içerdiğinden bilimsel amaçlı çalışmalar için yeterli değildir. Şekil 2.5'de Uydu altimetresinin yeryüzü ile olan geometrik ilişkisi gösterilmekte ve söz konusu düzeltmeler sonrası uydunun elipsoidal yüksekliği aşağıdaki biçimde ifade edilmektedir.

$$h = N + H + \Delta H + a + d \quad (2.5)$$

Burada; h, uydunun hesaplanan yörünge üzerindeki elipsoidal yüksekliği; N, jeoid ondülasyonu; H, deniz yüzeyi topografyası; ΔH , anlık gelgit etkileri; a, uydunun

menzili; d gerçek yörünge yüksekliği ile hesaplanan yörünge yüksekliği arasındaki farklılıktır (yörünge hatası).



Şekil 2.5:Uydu Altimetrisindeki Geometrik İlişkiler.

Deniz yüzeyi yüksekliği seçilen referans elipsoidinden anlık deniz seviyesine kadar olan mesafe olarak kabul edildiğine göre, 2.3 teki tanımlardan da faydalanarak;

$$SSH = H + N + \Delta H \quad (2.6)$$

$$ADT = H + \Delta H \quad (2.7)$$

$$MDT = MSS - N \quad (2.8)$$

$$ADT = MDT + SLA \quad (2.9)$$

$$SSH = ADT + N \quad (2.10)$$

$$SSH = MSS + SLA \quad (2.11)$$

eşitlikleri yazılabilir (Seeber, 2003).

Uydunun menzili atmosferik etkilerden arındırılmalı ve tam olarak uydunun ağırlık merkezi ile ilişkilendirilmelidir. Ölçmeler deniz yüzeyinde yapıldığından, deniz gravite gözlemlerinden elde edilen gravite anomali değerleri geoid ile değil ortalama deniz yüzeyi ile ilişkilendirilmelidir.

2.4.2 Uydu altimetrisi ölçülerindeki hatalar ve düzeltmeler

Altimetre ölçülerini etkileyen hatalar doğada değişken ve birden fazla olduğu için, bu hatalar hakkında kısa bir açıklama yapılacaktır. Altimetre ölçülerinin içerdiği hatalarının modellenmesi konusundaki teorik gelişmeler ve tahmin yöntemleri bu bölümde ele alınacaktır. Bu hataların uygun şekilde modellenmesiyle birlikte, altimetre veri setleri sayesinde üretilecek olan bilgiler, bilimsel açıdan güvenilir ve ihtiyaçlara cevap verebilecek durumda olacaktır.

Altimetre ölçülerindeki hataları atmosferden kaynaklı, aletin kendisinden kaynaklı ve jeofiziksel etkenlerden kaynaklı olmasına göre kategorize edebiliriz. Buna ek olarak, uydu anteninin nadir doğrultusundan kayması kaynaklı anten etkisi, altimetrenin elektronik merkezi ile uydunun ağırlık merkezi arasındaki sapmadan kaynaklanan elektronik altimetre bias (bozulma), ortalama deniz yüzeyinden geri yansıyan radar sinyalinin sistematik sapmasından kaynaklanan elektromanyetik bias (bozulma) da vardır. Tüm bu hata kaynakları başlangıçta kalibrasyon aşamasında her bir uydu için tahmin edilir (V. Rosmorduc ve diğ., 2009).

Altimetre uyduları uzayda kendi kendine serbestçe değil yeryuvarı çevresinde atmosferde hareket eden cisimlerdir. Bu hareketleri sırasında miktarları ve yoğunlukları sürekli bir değişim içerisinde olan bulutlar, atmosferik gazlar ve serbest elektronlar ile etkileşim içerisindeyler.

Dünya yüzeyinden itibaren 0-40 km yükseklikleri arasındaki troposfer tabakasında radar sinyalinin hızı bu tabakadaki gaz ve su buharı miktarlarına bağlıdır. Troposfer etkisinden kaynaklanan hatalar mevcut olup, bunlar kuru ve ıslak bileşen olarak ikiye ayrılmıştır. İlk altimetre uydularında her iki bileşen de deneysel modellerden yüzey basıncı ve sıcaklığı kullanılarak belirlenmiştir, fakat kısa dalga boylarından dolayı bu deneysel modeller yetersiz kalmıştır. Kuru-troposferik (hidrostatik) gecikme değeri 2 metre civarında olup modellenmesi kolay olmasına karşın, 5-30 cm arasında bir değere sahip olan ıslak-troposferik gecikme kısmının modellenmesi oldukça zordur. Fakat günümüz altimetre uydularındaki gelişmiş teknoloji sayesinde kuru-troposferik gecikme değeri 0.7 cm, ıslak-troposferik gecikme değeri ise 1.2 cm doğrulukla modellenebilmektedir. Bu gecikme değerleri altimetre ölçülerine düzeltme olarak getirilir (Vergos, 2002).

Dünya yüzeyinden 60 ile 100 km arasındaki uzaklıktaki bölgede ise, serbest elektron ve iyonların varlığından dolayı, iyonosferik kırılmalar meydana gelir. İyonosferik etkilerin büyüklüğü gün içerisinde ve mevsime bağlı olarak değişmektedir. Gece boyunca elektron yapıları küçük ve yaz boyunca elektron yapıları büyüktür. Önceki altimetre uydularında iyonosferik düzeltmeler için IRI95 (GEOSAT), BENT (ESR1) gibi modeller geliştirilmiş olup, günümüz uydularında ise mesafe ölçmede kullanılan Ku-band'ın yanı sıra, farklı frekansta yayınlanan ve dalga yüksekliği, rüzgâr hızı, iyonosferik düzeltmeler gibi değişkenleri türetmede kullanılan C-band veya S-band bulunmaktadır (Vergos, 2002).

Okyanusun yansıtıcı bir yüzey olmasından dolayı, durumunda meydana gelen değişimler altimetre ölçülerini oldukça etkilemektedir. Uyduların ayak izi yarıçapının 2-12 km arasında değişen bir büyüklüğe sahip olmasından dolayı aynı bölgeden yansıyan radar sinyallerinin davranışı farklı olabilmektedir. Örneğin dalga çukurları dalga tepelerine oranla daha iyi bir elektromanyetik yansıtıcı özelliğe sahiptirler. Bu çukurların tepelerden daha yüksek yansıma oranına sahip olması sonucu elektromanyetik sapma ortaya çıkar ve geri yansıma, dalga tepelerinin dağıtıcı özelliğinden dolayı ortalama deniz yüzeyinden daha aşağıda olan dalga çukurlarından yapılır. Dalga tepe ve çukurları arasındaki farkın artması ile elektromanyetik sapma arasında doğrusal bir orantı vardır. Bu da menzil hesabında hatalara yol açmaktadır. Ortalama yansıma yüzeyi ile gerçek yansıma yüzeyi arasındaki bu fark deniz durum bozulması (SSB-Sea State Bias) olarak adlandırılır. SSB etkisinin iki bileşeni vardır; denizlerin ve okyanusların özelliklerinden kaynaklanan elektromanyetik (bias) bozulma ve uydunun kendi elektronik özelliklerinden kaynaklanan aletsel (bias) bozulma. Bu etkiye ait düzeltmeler deneysel modellerden hesaplanır (Vergos, 2002).

Yukarıdaki düzeltmelerin yanı sıra hava basıncının da deniz seviyesi üzerinde ters bir etkisi vardır. Basınç değişikliğinden dolayı deniz seviyesinde oluşan değişiklikler için ters barometre (IB-invers barometer) düzeltme değeri de hesaplanmalıdır. Bu konuda yapılan çalışmalar göstermiştir ki; basıncının 1mbar artması deniz seviyesinde 1cm civarında bir düşüşe sebep olmaktadır. Bu düzeltme aşağıdaki gibi hesaplanabilir;

$$IP = -9,948 * (\Delta p_{dt} - 1013,3) \quad (2.12)$$

$$\Delta p_{dt} = -0,002277(1.0 + 0,0026 \cos(2\varphi)) \quad (2.13)$$

Burada IP, Ters barometre düzeltmesi (mm); P, Atmosfer basıncı (mbar); Δp_{dt} , Kuru-troposferik düzeltme; φ , Jeodezik enlemdir.

Son zamanlardaki altimetre çalışmalarında IB düzeltmesinin bulunmasına ve geliştirilmesine yönelik araştırmalar artmıştır (Vergos, 2002).

Ay ve güneş kaynaklı gelgit etkileri de deniz seviyesini zamana bağlı olarak etkilediğinden düzeltmelerde göz önüne alınmalıdır. Gelgit etkisi okyanuslarda 1 metre, kıyı ve sığ bölgelerde ise 2 metre değerlerine varabilmektedir. Bu etkinin belirlenmesi adına, Cartwright ve Tayler (1971), Cartwright (1973) ve Edden, Schwiderski (1980) gibi global gelgit modelleri geliştirilmiştir. Gelgit etkilerinden kaynaklanan düzeltmelerin hesaplanması için mareograf kayıtlarının yanı sıra altimetre veri setleri de kullanılması ayrıca global modellerde tutarsızlık görüldüğü takdirde bölgesel modellere geçilmesi, daha tutarlı sonuç üretmek adına tavsiye edilmektedir (Vergos, 2002).

Altimetre ölçülerini etkileyen bir diğer hata kaynağı ise yörünge hatasıdır. Bu hatanın kaynağı ise hesaplanan yörünge bilgisi ile uydunun gerçekte bulunduğu yörünge arasındaki farklılık, yani uydunun asıl yörünge bilgisi hakkında yetersiz bilgi, ayrıca izleme istasyonlarında ve sistemlerindeki koordinat hataları ve eksik modellemelerdir. Yörünge doğruluğu modern uydu takip sistemleri sayesinde oldukça azaltılmıştır. İlk altimetre uydularında bu değer 30-50 cm arısında bir değer alırken, PRARE (The Precise Range And Range-Rate Equipment), SLR (Satellite Laser Ranging), GPS, DORIS (Doppler Tracking System) gibi uydu izleme sistemleri sayesinde bu değer 1-2 cm civarında olmaktadır. Altimetre verisi gerekli düzeltmeler getirildikten sonra, gerçek uydu yörünge bilgisindeki eksiklikten kaynaklanan hatanın giderilmesi amacıyla crossover adjustment (çapraz geçişlerin dengelenmesi) yapılmaya hazır hale getirilir. Uydunun yörünge hareketi sırasında azalan ve artan geçişlerinin ara kesiti olarak bilinen kesişme noktası yüzünden bu ismi alan yöntemin üç farklı çeşidi vardır, bunlar; bölgesel, parçalara ayrılmış global, genelleştirilmiş globaldir. Çalışma alanı küçük ise bölgesel dengeleme uygulanır. Uydu tüm dünya yüzeyini kapsayacak şekilde hareket ederken, oluşturduğu artan ve azalan geçişler binlerce kesişim noktası oluşturur. Teorik olarak, artan ve azalan geçişlerde uydunun herhangi bir kesişim noktasının konumu sabit olarak kabul edilir,

fakat uygulamada uydu yörüngelerine bozucu faktörler etki etmektedir. Kesişim noktalarında deniz seviyesi değer farklarının azaltılması amaçlanmıştır. Artan ve azalan geçişlerde, kesişim noktalarındaki deniz yüzeyi yükseklikleri arasındaki farkın sıfıra eşit olduğu kabul edilerek, bu noktalardaki farklarda herhangi bir yükseklik değeri olmayacağından, ortaya çıkan sıfırdan farklı değerler; yörünge hatalarının ve modellenemeyen hataları içermektedir.

Crossover adjustment (çapraz geçişlerin dengelenmesi) ile ilgili ayrıntılı bilgilere Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography (Hwang ve diğ., 2004) adlı kitapta ve Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modeling (Vergos, 2002) adlı makalede ulaşılabilir.

Bunun dışında osilatör hatası, doppler kayması etkisi, izleyici tepki hatası, nadir doğrultusundan kayma hatası gibi aletsel hatalar da uydulara göre hesaplanabilmektedir.

3. UYDU GRAVİMETRESİ VE GRACE UYDU SİSTEMİ

Gravite alanı belirleme amaçlı CHAMP (CHAllenging Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) ve GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) gibi uydu sistemleri yeryuvarının global gravite alanının şimdiye kadar tahmin bile edilemeyen yüksek doğruluk ve çözünürlükte belirlenmesini amaçlamaktadır. Yer'in statik ve zamana bağlı gravite alanı için yeni modeller aylık olarak GRACE'in bilimsel ürünleri arasında yer almaktadır. Uydunun kinetik enerjisi ile çekim potansiyeli arasındaki enerji ilişkisi göz önüne alınırsa, bozucu potansiyel gözlemleri, yörünge durum vektöründen, yüksek-alçak GPS izleme verisi (high-low GPS tracking), alçak-alçak uydudan uyduya (low-lowsatellite-to-satellite) GRACE ölçmeleri ve de 3 eksenli ivme ölçer verileri kullanılarak hesaplanabilmektedir (Han, 2004).

GRACE uyduları 5 yıllık bir görev süresi için 17 Mart 2002'de uzaya fırlatılmıştır. Sistem, aynı dairesel yörünge üzerinde hareket eden, aralarındaki mesafe 220 ± 50 km olarak değişen, ortalama yörünge yüksekliği 485 km olan ve 89° eğim açısı ile global olarak yeryuvarını kaplayan iki adet birbirine eş özellikte uydudan oluşmaktadır (Thomas, 1999; Bettadpur ve Watkins, 2000; GRACE Science Mission Requirement Document, 2000). GRACE'in bilimsel hedefleri arasında katı Yeryüzü atmosfer- okyanus-kriyosphere-hidrosfer sistemleri içerisinde kütle değişimleri ile ilişkili olarak iklim değişimi sinyallerinin yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü olarak gravite alanı değişimleri cinsinden anlaşılması ve ortaya konmasıdır (Wahr ve diğ., 1998). Yeryuvarı için yeni statik gravite alanına ek olarak zamana bağlı değişim gösteren gravite alanı da her 30 günde bir olmak üzere 2002 yılı itibaren elde edilmektedir.

Uydular arası 10 μ m presizyonlu, dual tek-yönlü K (24.5 GHz) ve Ka (32.7 GHz) bandı mikro dalga uzaklık ölçme sistemi (Kim ve diğ., 2001), 70 ps doğruluklu bir Ultra-Stabil Osilatör (USO), 4×10^{-12} m/s²presizyona sahip 3-eksenli super-STAR

ivme ölçer (Davis ve diğ., 1999; Perret ve diğ., 2001) ve çift-frekanslı 24 kanallı Blackjack tipi GPS alıcısı herbir ikiz uydunun donanımını oluşturmaktadır.

Alçak-alçak uydudan uyduya ölçmeler ve ivmeölçer verilerinin analizi için geleneksel bir metot uydu hareket ve hareket değişimi denklemlerinin sayısal olarak entegrasyonu ile jeopotansiyel katsayıların kestirilmesidir. Yörünge üzerindeki iki uydu arasındaki potansiyel farkı, enerjinin korunumu kanunu ilkesiyle uydular-arası uzaklık değişimi, konum, hız ve ivme verilerinden hesaplanabilmektedir (Jekeli, 1999). Hesaplanan potansiyel farkları sabit bir sınır üzerindeki, yani yörüngedeki sınır değerler olarak ele alınır. Enerjinin korunumu kanunun uygulanması yakın bir zaman önce CHAMP verisi analizi ile başarılı bir şekilde kullanılmıştır (Gerlach ve diğ., 2002; Han ve diğ., 2002; Sneeuw ve diğ., 2002).

GRACE uydu sisteminde gravite alanı modellemesi için yörünge üzerinde (in situ) üç türlü gözlem eşitliği kullanılır. Bunlar, uydular arası baz ölçüleri, yörünge üzeri potansiyel gözlemleri ve de yörünge üzeri potansiyel farkı gözlemleridir (Akyılmaz, 2005).

Yeryuvarının gravite alanı çekim potansiyeli cinsinden de ifade edilebilmektedir: Herhangi bir noktada, tüm yeryüzünü kapsayan ölçülerden hesaplanacak küresel harmonik katsayılar yardımıyla çekim potansiyeli,

$$V(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (3.1)$$

halini alır (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). Burada R yeryuvarının ekvatorial yarıçapını, r , ϕ , λ hesap noktasının küresel koordinatlarını (jeosentrik mesafe, jeodezik enlem, jeodezik boylam), n , m açınım derecesini ve sırayı, $\bar{C}_{nm}$, $\bar{S}_{nm}$ küresel harmonik katsayıları, $\bar{P}_{nm}(\sin \phi)$ bütünleşik Legendre fonksiyonunu temsil eder.

(3.1) eşitliğinden hesaplanacak olan çekim potansiyelinin doğruluğu küresel harmonik katsayıların hesaplanmasından kullanılan verilerin doğruluğu ve sayısı ile doğru orantılıdır. Uydu izleme verilerinden türetilen gravitasyonel bilgi, gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerinin oluşturulmasında kullanıldığından büyük öneme sahiptir. İzlenen uydu sayısı arttıkça hesaplanan bileşenlerin derecesi de yükselir. 1960'lı yıllarda 8. dereceye kadar uzanan uydu bazlı modeller günümüzde 2160. dereceye kadar çıkmıştır (Pavlis ve diğ., 2008).

Diğer yandan yersel gravimetrik veriler hem uzun hem de kısa boylu bileşenleri temsil eden gözlem türleridir. Özellikle yerel kitle dağılımlarındaki değişimler bu gözlem türleriyle irdelenebilir. Fakat verilerin global kapsamda, yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu olması gerekir. Bu şartlar sağlandığında ve uydu izleme verileriyle kombine edildiğinde yüksek çözünürlükte global modeller üretilebilir. Teorik olarak, kombine çözümün işlem adımları kısaca şöyle ifade edilebilir (Pavlis ve diğ., 2008):

- Mevcut verilerin çözünürlüğü göz önünde bulundurularak belirlenen maksimum dereceye kadar her veri türünden ayrı ayrı normal denklemler yazılır.
- Uydu altimetre gözlemleri uydu izleme verisi gibi düşünülür. Bu gözlemlerin normal denklemleri yazılırken küresel harmonik katsayıların yanısıra, dinamik okyanus topografyası ve uydu yörünge parametreleri de bilinmeyenler olarak hesaba katılır.
- Yukarıda bahsedilen tüm normal denklemler uygun ağırlıklarla biraraya getirilerek denklem sistemi çözülür.

Denklem sisteminin çözümüyle C_{nm} ve S_{nm} kestirilmiş olur ve yeni modeli temsil eder. Kestirilen katsayılar yardımıyla gravite alanının fonksiyonelleri (jeoit yüksekliği, gravite anomalisi, çekül sapması bileşenleri vs.) hesaplanabilir.

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

$$\begin{Bmatrix} \Delta\bar{C}_{nm} \\ \Delta\bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3}{4\pi R\rho_{ort}(2n+1)} \int \Delta\rho(r, \phi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin\phi) \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \cos\phi d\phi d\lambda dr \quad (3.2)$$

Burada ρ_{ort} , dünyanın ortalama yoğunludur (5517kg/m^3).

Yoğunluk değişimi yeryüzünde H kadar ince bir tabakada toplandığı ve $n \leq 100$ dereceye sahip harmonik katsayıların gravite sinyalini iyileştirebileceği varsayıldığında ($n_{maks} \approx 100$), $[(n_{maks} + 2)H]/R \ll 1$ olur. Böylece (3.3) eşitliğini yazabiliriz;

$$\left\{ \frac{r}{R} \right\}^{n+2} \approx 1 \quad (3.3)$$

(3.3) eşitliğini (3.2) yerine koyarsak;

$$\left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{array} \right\}_{YüzeyKütlesi} = \frac{3}{4\pi R \rho_{ort} (2n+1)} \int \Delta \rho(\phi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \left\{ \begin{array}{c} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{array} \right\} \cos \phi d\phi d\lambda \quad (3.4)$$

eşitliğini elde etmiş oluruz. Bu eşitlik ile yüzey kütlelerinin çekim etkisinin, çekim potansiyeline olan katkısı gösterilmektedir. Yüzey kütlesi ayrıca yerin katı kısmının tabanına yükleme yaparak onu deforme eder, bu da çekim potansiyeline ek bir etki sağlar. Bu etkiyi, k_n 'inci derece Love sayısı (Farrell, 1972) olmak üzere (3.5) eşitliği ile yazılabilir;

$$\left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{array} \right\}_{KatıYer} = \frac{3k_n}{4\pi R \rho_{ort} (2n+1)} \int \Delta \rho(\phi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \left\{ \begin{array}{c} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{array} \right\} \cos \phi d\phi d\lambda \quad (3.5)$$

(3.4) ve (3.5) eşitliklerinin toplamı çekim potansiyelindeki toplam değişimi vermektedir;

$$\left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{array} \right\}_{YüzeyKütlesi} + \left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{array} \right\}_{KatıYer} \quad (3.6)$$

Yukarıda verilen sonuçları kapalı bir formda özetlemek ve $\Delta \rho(\theta, \phi)$, yoğunluk değişimini küresel harmonik katsayılar cinsinden yazmak istersek;

$$\Delta \rho(\phi, \lambda) = R \rho_{su} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \phi) (\Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \sin m\lambda) \quad (3.7)$$

eşitliği elde edilir. Bu eşitlikten (3.7) $[\Delta \rho(\phi, \lambda) / \rho_{su}]$ değeri çekilir ise, eşdeğer su yüksekliği değeri elde edilebilir. Ayrıca küresel harmonikler katsayıların ortogonallık özelliklerinden faydalanarak aşağıdaki eşitliği yazmak mümkündür;

$$\left\{ \begin{array}{c} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{array} \right\} = \frac{1}{4\pi R \rho_{su}} \int_0^{2\pi} d\lambda \int_0^{\pi} \cos \phi d\phi \Delta \rho(\phi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \left\{ \begin{array}{c} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{array} \right\} \quad (3.8)$$

(3.4), (3.5) eşitlikleri (3.6) da yerine yazılıp (3.8) eşitliği ile karşılaştırsak küresel harmonik katsayılar arasındaki ilişkiyi bulabiliriz;

$$\begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm}^{\rho} \\ \Delta \bar{S}_{nm}^{\rho} \end{Bmatrix} = \frac{\rho_{ort}}{3\rho_{su}} \frac{2n+1}{1+k_n} + \begin{Bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (3.9)$$

(3.9) eşitliği bize GRACE ile ölçülen yerçekimi alanındaki değişimlerden, yüzey kütle yoğunluğundaki değişimlerin hesaplanabileceğini göstermektedir. (3.9) eşitliğindeki ifadeyi (3.7) formülünde yerine yazarsak yüzey kütledeki değişim ve eşdeğer su yüksekliği aşağıdaki gibi hesaplanabilir;

$$\Delta\rho(\phi, \lambda) = \frac{R\rho_{ort}}{3} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin\phi) \frac{2n+1}{1+k_n} (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \quad (3.10)$$

$$\xi_K(\phi, \lambda) = \frac{\Delta\rho(\phi, \lambda)}{\rho_{su}} \quad (3.11)$$

4. AKDENİZ'DEKİ AYLIK DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ

4.1 Giriş

Deniz seviyesi değişimi günümüze ait yeni bir olgu olmayıp geçmişten bu yana önemini korumaktadır. Deniz seviyesinin geçtiğimiz yüzyılda 10-20 cm değiştiği genel bir kanı olarak kabul edilmektedir. Sera gazı etkisiyle küresel iklim değişiminin sonucu olarak eriyen buzullar okyanuslara karışan su miktarını arttırmasına ve okyanus üzerindeki sıcaklığın artmasının sonucu genişlemeye bağlı olarak deniz seviyesi yükselmeye devam etmektedir.

Bu çalışmada Akdeniz'e ait, sterik düzeltme getirilmiş deniz seviyesi anomalisi değerleri, 2010 yılından itibaren toplam 12 aylık anomali değerleri, ve GRACE L2 veri gruplarından hesaplanmış olan aylık su kütlesi değişim bilgisi kullanılmıştır.

Bir yıldan daha uzun süreli deniz seviyesi değişimlerine iki temel faktör neden olmaktadır (Cabanès ve diğ., 2001). Birincisi hacimsel etki olarak bilinen su kolonlarındaki sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinin neden olduğu yoğunluk değişimleri (hacimsel değişimler), ikincisi ise buharlaşma, yoğunlaşma (yağmur, kar vb. yağışları nedeniyle), nehir akışları yolu ile okyanus, atmosfer ve kara üçlüsü arasındaki su alışverişleri sonucu su kütlesindeki artış veya azalışlardır (kütlesel değişimler) (Cazenave ve diğ., 2001). Sıcaklık kaynaklı ortalama deniz seviyesi değişimleri; okyanus üst tabakasında depolanan sıcaklık nedeniyle aylar ve yıllar arası periyotlarda, okyanus derinliklerinde depolanan sıcaklık nedeniyle ise daha uzun periyotlu olabilmektedir (Tapley ve diğ., 1992).

Çalışmanın bu kısmında bölge hakkında geçmiş yıllarda yapılmış olan çalışmalar hakkında daha sonra da kullanılan veri grupları hakkında bilgi verilmiştir. Devamında ise bölgeye ait 292 adet noktanın deniz seviyesi anomalisi değerleri ve kütlesel değişimler hesaplanmış ve bu değerler GRACE uydularından elde edilen kütle değişimleri ile karşılaştırılmıştır.

4.2 Çalışma Bölgesi ve Ait Yapılmış Olan Bazı Çalışmalar

Akdeniz’de 1900ler’in 2.kısımında ortalama deniz seviyesinde görülen değişim Akdeniz’e komşu Atlantik ve Karadeniz’de gözlenmemiştir. Deniz seviyesi Akdeniz’de 1960’tan sonra 1,3 mm/yıl hızla düşerken, aynı tarihlerde Karadeniz’de herhangi bir değişiklik meydana gelmemiştir. Akdeniz’de 1960’lardan sonra ortalama deniz seviyesinde yaşanan düşüşün Akdeniz’in derin sularındaki tuzluluk ve sıcaklık değişimleri ile tutarlı olduğu gözlenmiştir (Tsimplis ve Baker, 2000).

Cazenave ve diğ. (2001, 2002), 1992-1999 dönemine ait 7 yıllık T/P altimetre verisi kullanarak yaptıkları çalışmada, ortalama deniz seviyesinin İyon Denizi dışında genel bir yükseliş içerisinde olduğunu, bu bölgede ise düşmekte olduğunu ifade etmiştir.

Tsimplis ve Rixen (2002), Doğu Akdeniz’in üst su tabakasının (400 metreye kadar olan kısmı) 1960 ile 1990 arasında soğuduğunu bunun sonucunda da sterik deniz seviyesinin düştüğü ortaya çıkarmıştır. 1993’ten sonra bu oluşumun tersi gerçekleşmiş ve sterik deniz seviyesi yükselmiştir.

Vigo ve diğ. (2005), uydu altimetre, deniz suyu sıcaklığı ve mareograf verileri kullanılarak Akdeniz ve Karadeniz’de deniz seviyesi değişimleri konusunda yapılan en güncel çalışmalardan biridir. Bu çalışmada, Akdeniz’de 1999 ortalarında deniz seviyesi yükselme hızındaki meydana gelen ani ve anlamlı düşüş vurgulanmaktadır. 1990’lardan 1999 ortalarına kadar deniz seviyesindeki yükselmenin deniz suyu artışından kaynaklandığını, bu dönem içerisinde deniz suyu sıcaklık hızları ile deniz seviyesi yükselme hızları arasında yüksek korelasyon olduğu, 1999’dan sonra ise söz konusu pozitif korelasyonun kaybolduğu ifade edilmektedir.

4.3 Uydu Altimetrisi Verileri ve Sterik Düzeltme

Bu çalışmada Akdeniz’deki su seviyesi değişimleri araştırılmakta olup, deniz seviyesindeki değişimin asıl sebepleri termal genleşme ve yüksek buharlaşmadır. Su seyelanları, yağışlar ve nehirler ise diğer sebepler olarak söylenebilmektedir.

Mevsimsel su seviyesi değişimleri esas olarak 2 çeşide ayrılabilir; deniz suyunun yoğunluğundaki çeşitlilikten kaynaklanan değişimler, su kütlelerinin dağılımından kaynaklanan değişimler. Deniz suyu yoğunluğundaki değişim tuzluluk ve sıcaklık

değişimlerinden kaynaklanmakta olup, burada sıcaklık baskın faktördür. Sadece yoğunluk değişimi ile alakalı olup kütsel değişimle ilişkisi olmayan deniz seviyesi değişikliğine *sterik değişim* denir.

Deniz suyu yoğunluğu doğrudan gözlemlenebilen bir büyüklük olmadığından, bu değeri tuzluluk (S), sıcaklık(T) ve su basıncı(P)'ın bir fonksiyonu olarak aşağıdaki gibi yazmak mümkündür;

$$\rho = \rho(S, T, P) \quad (4.1)$$

Yoğunluğun düşey yönde integrasyonunda integrasyon sınırlarının bilinmesi gerekmektedir. İntegrasyon iki sabit basınç yüzeyi arasında gerçekleştirilmektedir. Üst sınır deniz yüzeyi yani $z=0$ olarak alınabilir. Alt sınır için öyle bir yüzey seçilmelidir ki bu yüzeyin altında yoğunluk sabit kalmalıdır. Bu yüzey deniz seviyesinin $-z$ kadar altından geçen ve üzerinde hiçbir hareketin olmadığı yüzeydir (level of nomotion). Deniz yüzeyi ile söz konusu bu yüzey arasında kalan mesafeye *sterik deniz seviyesi* adı verilmektedir (Tomczak ve Godfrey, 1994). Sterik deniz seviyesi aşağıdaki matematiksel anlatımla ifade edilmektedir;

$$\xi_s = \int_{-z}^0 \frac{\rho_0(P) - \rho(S, T, P)}{\rho_0(P)} dz = \int_{-z}^0 \frac{\Delta\rho(S, T, P)}{\rho_0(P)} dz \quad (4.2)$$

Deniz suyu yoğunluğu hesabında kullanılan sıcaklık, tuzluluk değerleri konuma bağlı değerler olduğu için (4.1) formülü aşağıdaki şekilde de yazılabilir;

$$\rho(S, T, P, t) = \rho(S(\varphi, \lambda, z, t), T(\varphi, \lambda, z, t), P(\varphi, z)) \quad (4.3)$$

Öte yandan $\rho_0(P)$ ise 35psu tuzluluk, 0°C sıcaklıkta su basıncının fonksiyonu olarak ifade edilebilir;

$$\rho_0(P) = \rho_0(S_0, T_0, P(\varphi, z)) = \rho_0(35, 0, P(\varphi, z)) \quad (4.4)$$

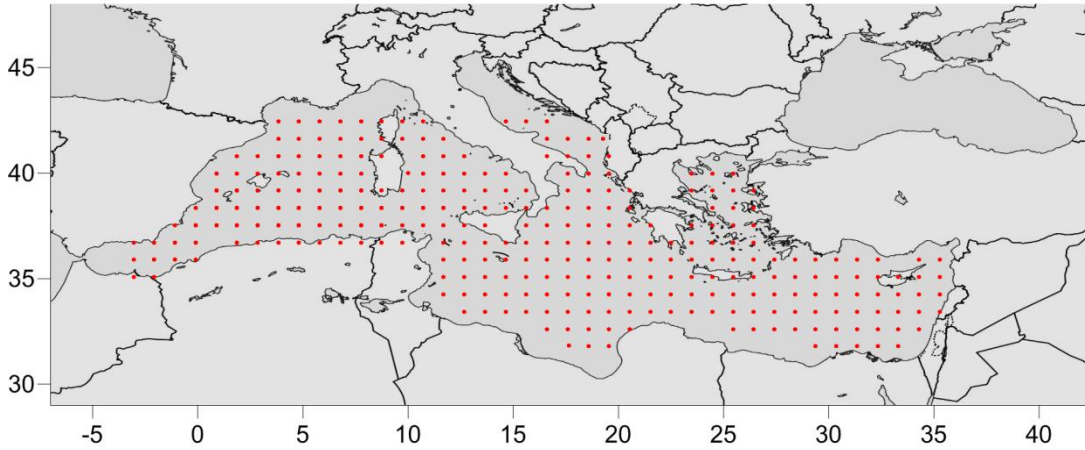
Böylece sterik deniz seviyesi konumun ve zamanın bir fonksiyonu olarak ifade edilebilmektedir.

Deniz yüzeyi sıcaklığı gözlemleri ve okyanus tabakalarının sıcaklıklarının analizleri sayesinde sterik etkiler arındırılabilir. Okyanus tabakalarının sıcaklıklarının analizleri yılın her bir ayı için üç boyutlu ortalama sıcaklık bilgisi sağlamaktadır. Bu tabakalar yatayda 1°X1°'lik çözünürlüğe sahip olup, okyanus yüzeyinden 1000 m derinliğe kadar toplam 19 adettir. 500 m derinliğe kadar olan ilk 14 tabaka ısı genleşme modelini türetmede kullanılır. Sterik deniz yüzeyi yüksekliklerindeki değişimler

($\Delta H(\theta;\lambda; t)$) aşağıda görüldüğü gibi konuma ve zamana bağlı olarak da matematiksel anlatımla ifade edilebilir:

$$\Delta H(\theta,\lambda,t)=\sum_{i=1}^{14} K(T,P) \times \Delta T(\theta,\lambda,t) \times h_i \quad (4.5)$$

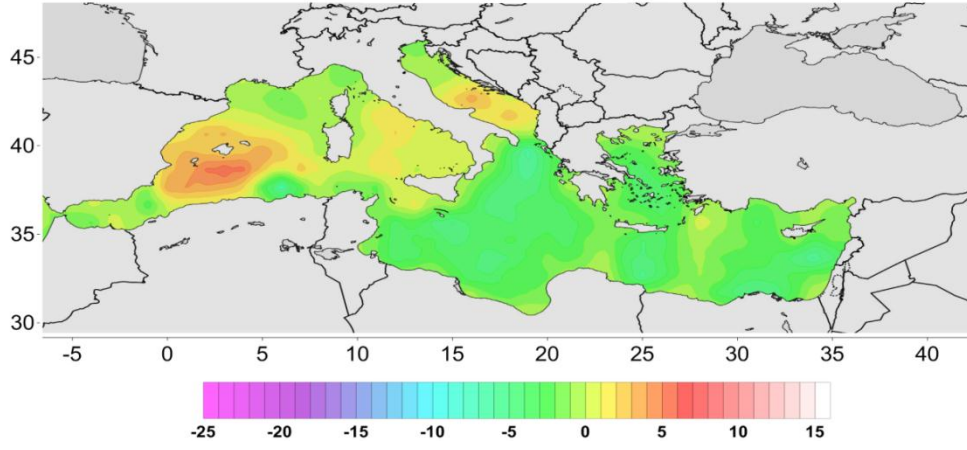
Burada θ enlem, λ boylam, $\Delta T(\theta;\lambda; t)$ aylık ortalamaya göre sıcaklık sapması, t ay, $K(T;P)$ her bir tabaka için ortalama basınç ve sıcaklık ilişkili termal genleşme katsayısı, h_i ise her bir tabakanın kalınlığını temsil etmektedir. Aşağıdaki şekilde (Şekil:4.1) sterik düzeltme getirilmiş grid noktaları gösterilmektedir.



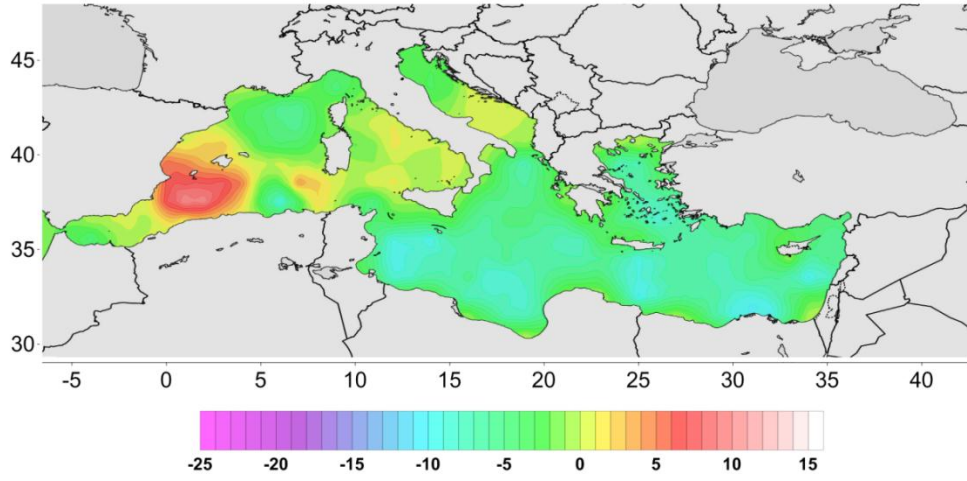
Şekil 4.1: Akdeniz sterik deniz seviyesi hesaplamalarında kullanılan grid noktaları.

Kullanılan veri setleri, CNES tarafından sağlanan SSALTO/DUACS yakın gerçek zamanlı ve geç zamanlı birden fazla altimetre veri işleme sisteminin ürünüdür. Bu veri merkezleri yakın gerçek zamanlı (NRT) ve gecikmeli zamanlı (DT) olarak hem global hem de bazı yerler için bölgesel olmak üzere belli başlı uydular için (JASON-1, ENVISAT, JASON-2) veri setleri üretmektedir. Gecikmeli zamanlı (DT) ürünler T/P, JASON-1/2, ERS1/2 ve ENVISAT uyduları için ayrı ayrı üretilip yaklaşık altı ayda bir güncellenmektedir. DT ürünleri için güncel verilere ulaşmak sıkıntılı olsa da, hassasiyetleri yakın gerçek zamanlı ürünlere göre daha fazladır, bunun sebebi hassas yörünge konum bilgileri ve veri işleme yöntemleridir. Bu ürünlere FTP, Live Access Server, Opendap ve DVD gibi araçlar sayesinde ulaşılabilir (Url-4, 2011).

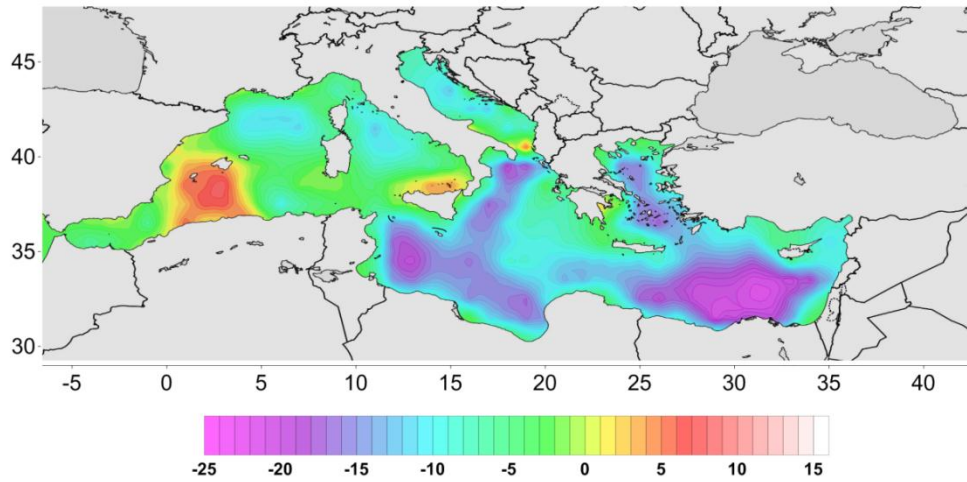
Bu çalışmada JASON-1 uydusuna ait sterik düzeltme getirilmiş, Akdeniz’e ait bölgesel deniz seviyesi anomali değerleri kullanılmıştır. Bölgeye ait 292 adet noktadan sağlanan veriler setleri sayesinde enterpolasyon ile üretilen Ocak 2010’a göre olan değişim haritaları (Şekil4.1-Şekil4.11) aşağıda verilmektedir;



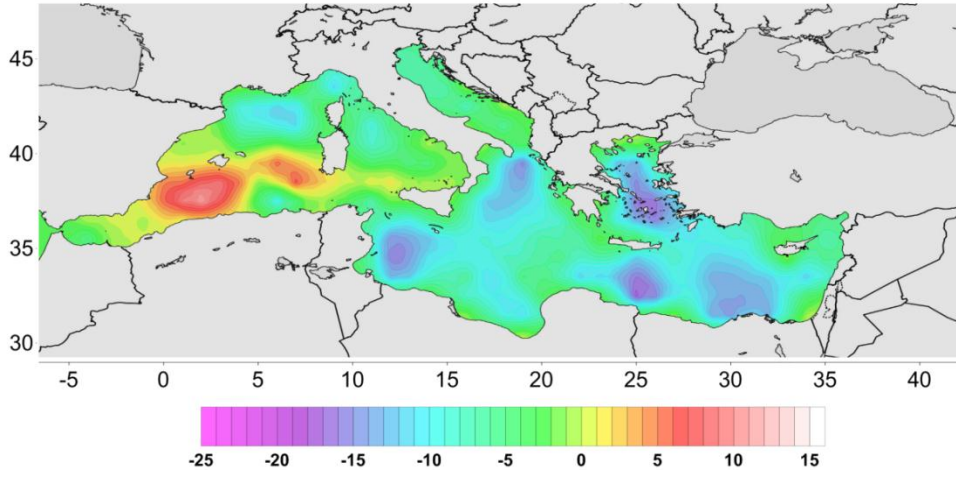
Şekil 4.2: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ŞUBAT 2010 ayna ait kütlesele değışim. Birim cm.



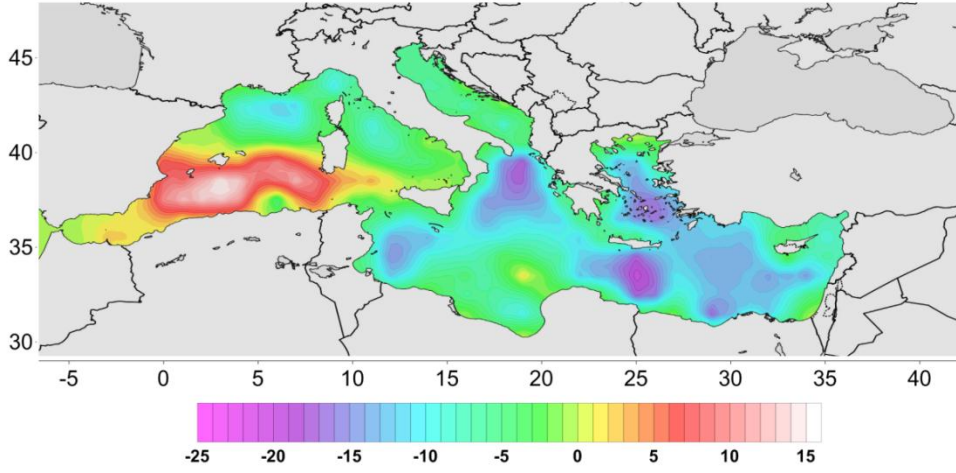
Şekil 4.3: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MART 2010 ayna ait kütlesele değışim. Birim cm.



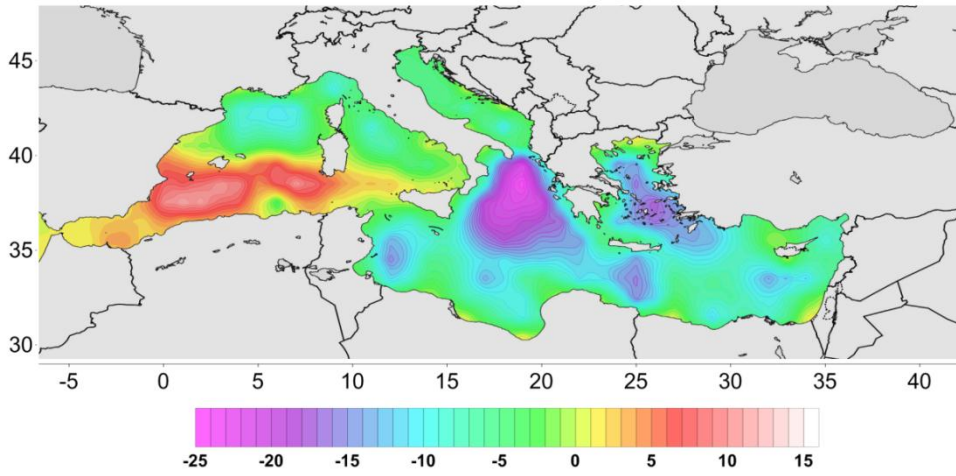
Şekil 4.4: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, NİSAN 2010 ayna ait kütlesele değışim. Birim cm.



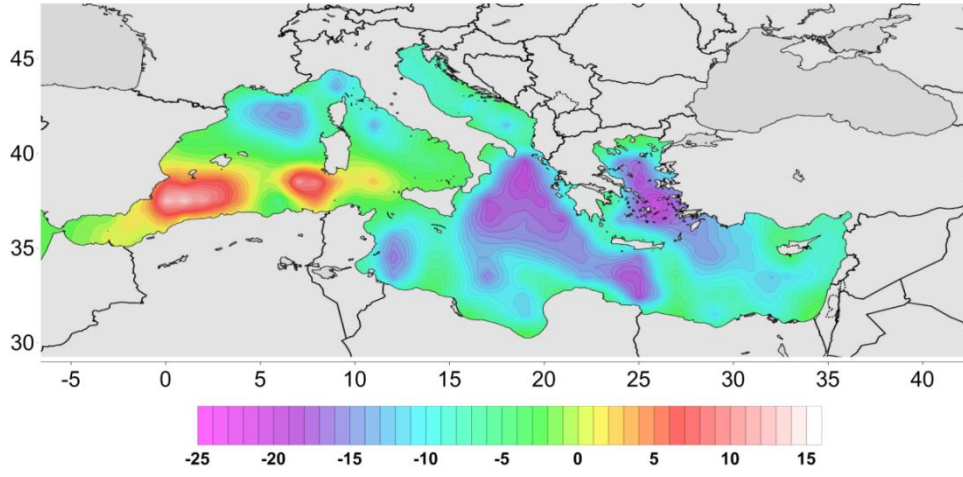
Şekil 4.5: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MAYIS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



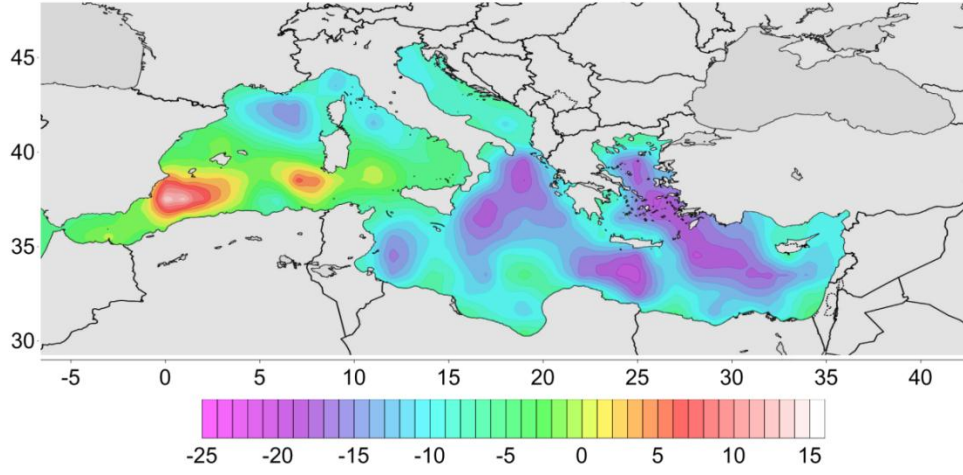
Şekil 4.6: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, HAZİRAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



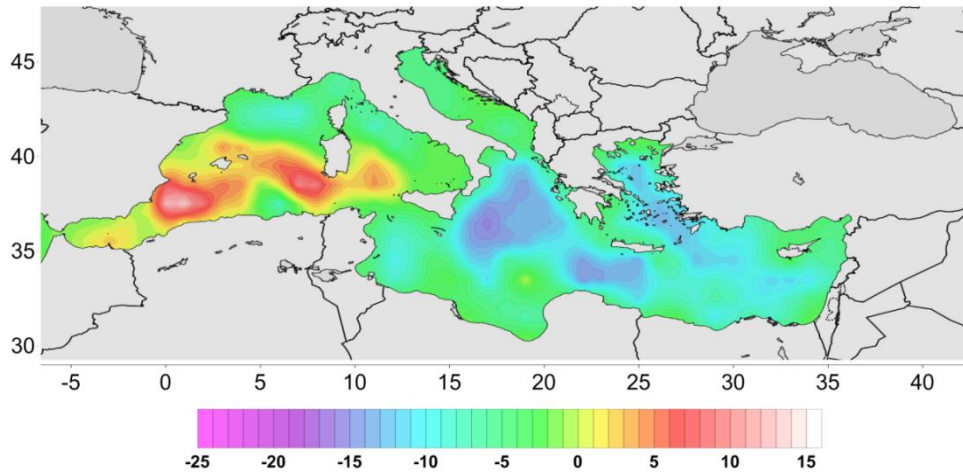
Şekil 4.7: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, TEMMUZ 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



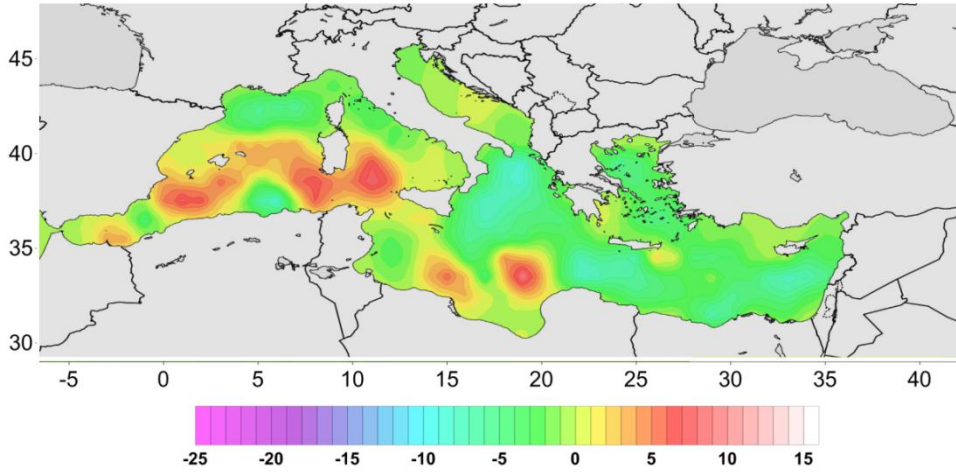
Şekil 4.8: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, AĞUSTOS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



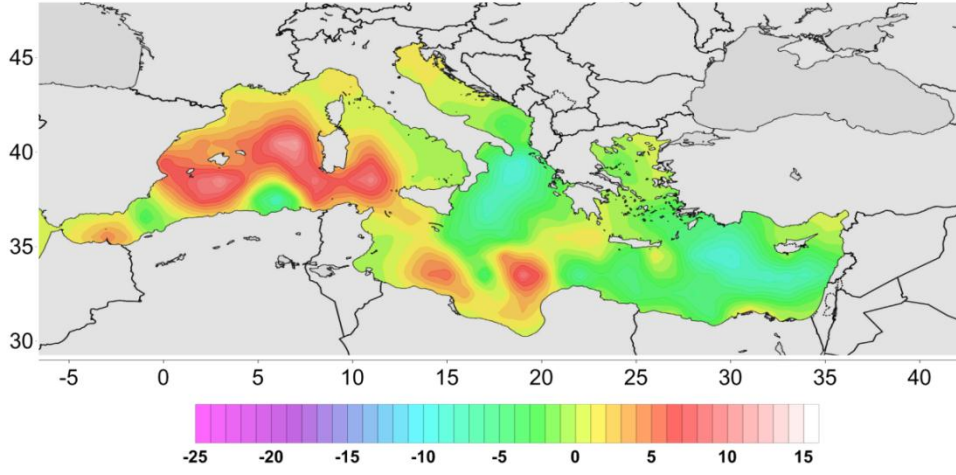
Şekil 4.9: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EYLÜL 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



Şekil 4.10: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EKİM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



Şekil 4.11: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, KASIM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.

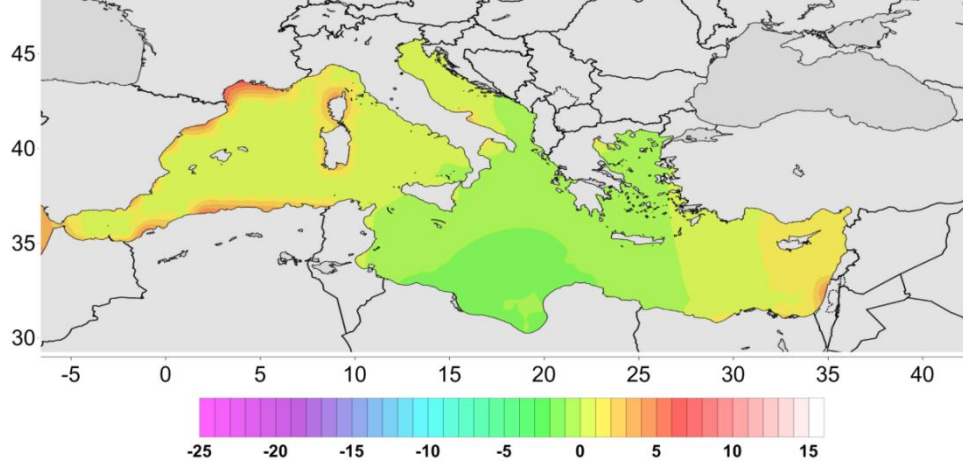


Şekil 4.12: Uydu altimetrisi verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ARALIK 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.

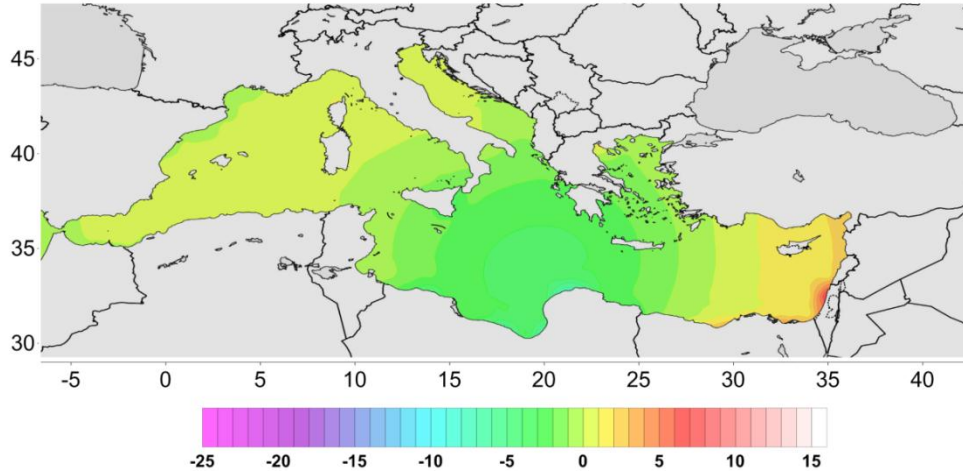
4.4 GRACE Küresel Harmonik Modellerinden Akdeniz’de Aylık Su Kütlesi Değişimleri

GRACE uyduları kısa dalga boyunda gözlem yapamadığından ve gözlem hataları içerdiğinden kara/deniz maskesinin daha yumuşak bir geçiş yapması önerilmektedir (Swenson ve Wahr, 2002). Bu çalışmadaki kullanılan verilerde PGR etkisi giderilmiş, 600 km yarıçaplı Gauss yumuşatma fonksiyonu uygulanmıştır. Yumuşatma yarıçapının artması ile sinyal genliğinin azaldığı ayrıca daha fazla kara sinyalinin denize sızdığı unutulmaması gereken en önemli husustur. Bunun için uygun yumuşatma yarıçapı seçimi ayrı bir önem arz etmektedir (Simav, 2011).

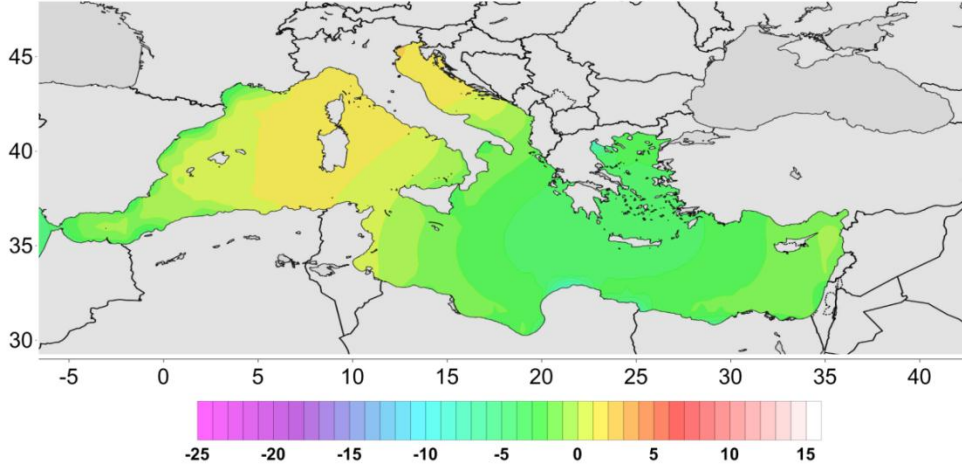
Çalışmada kullanılan GRACE uydularına ait L2 çözümlerinden faydalanarak, Akdeniz'e ait 292 noktanın 2010 yılına ait kütle değişimleri (Şekil4.12-Şekil4.22) aşağıda verilmektedir;



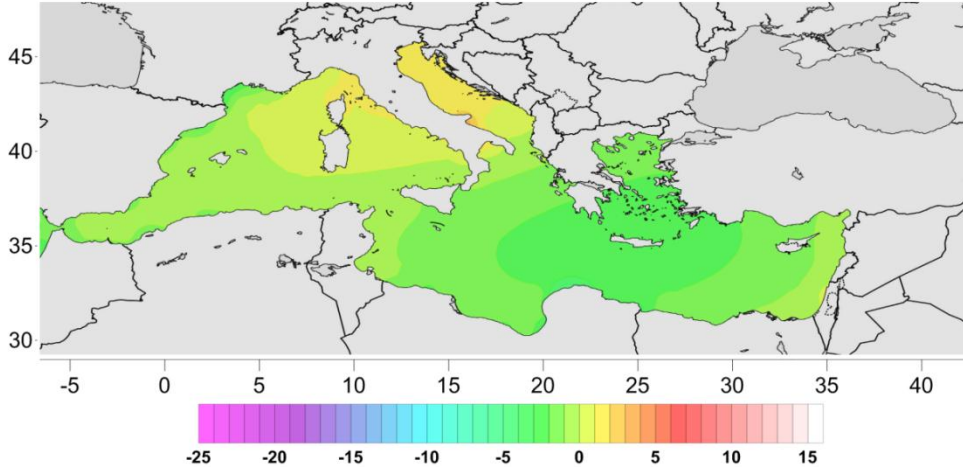
Şekil 4.13: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ŞUBAT 2010 ayına ait kütle değişim. Birim cm.



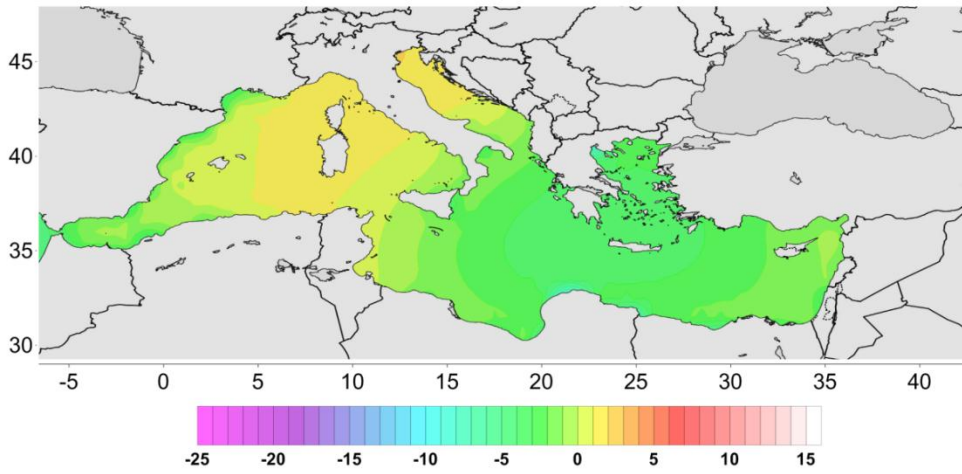
Şekil 4.14: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MART 2010 ayına ait kütle değişim. Birim cm.



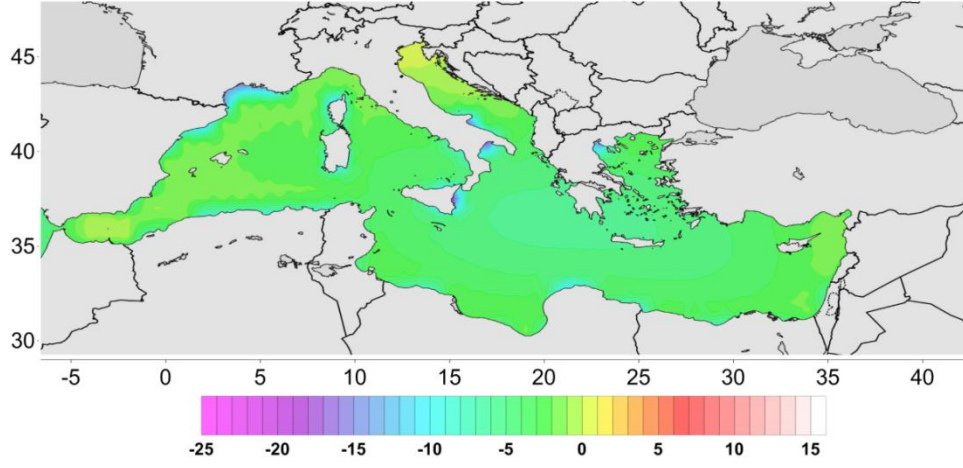
Şekil 4.15: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, NİSAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



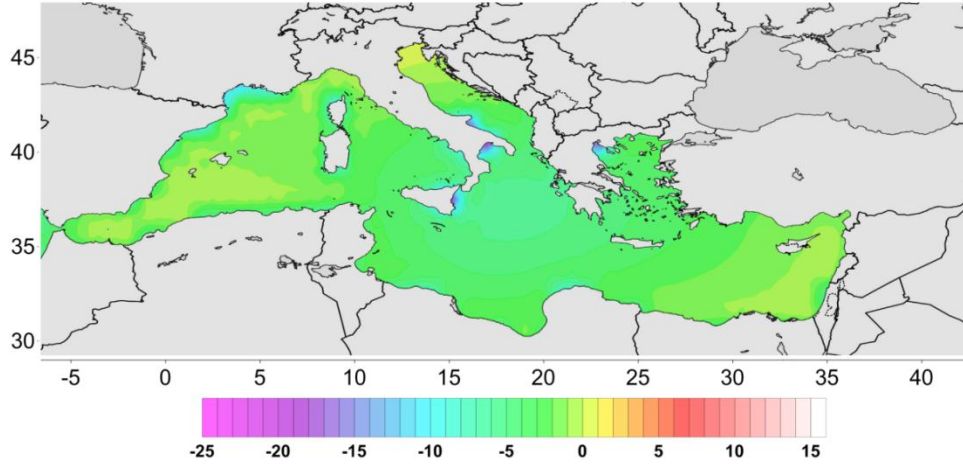
Şekil 4.16: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, MAYIS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



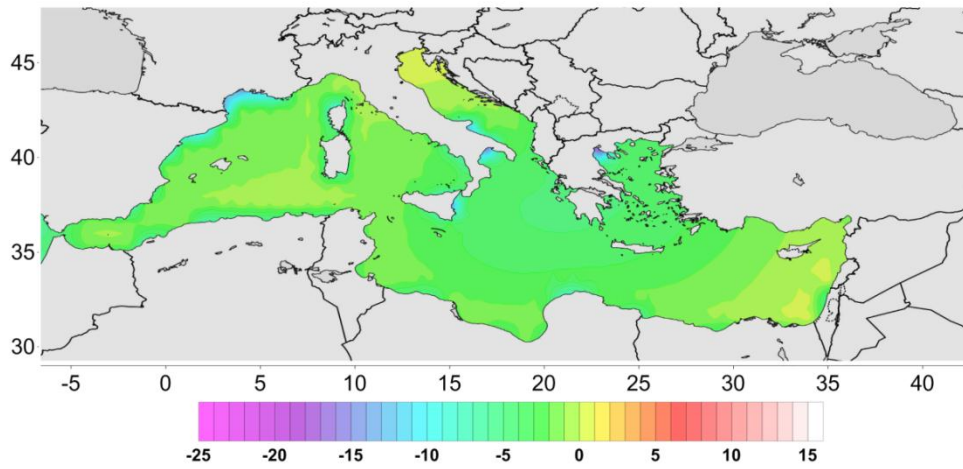
Şekil 4.17: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, HAZİRAN 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



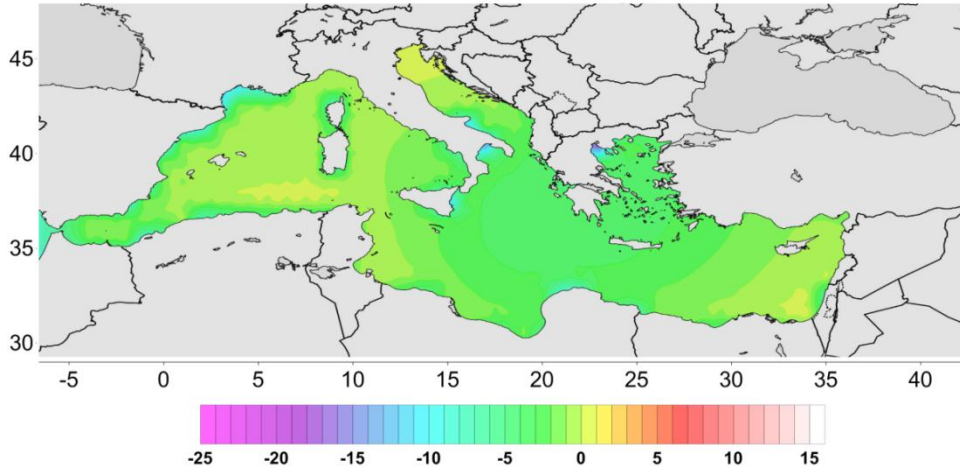
Şekil 4.18: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, TEMMUZ 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



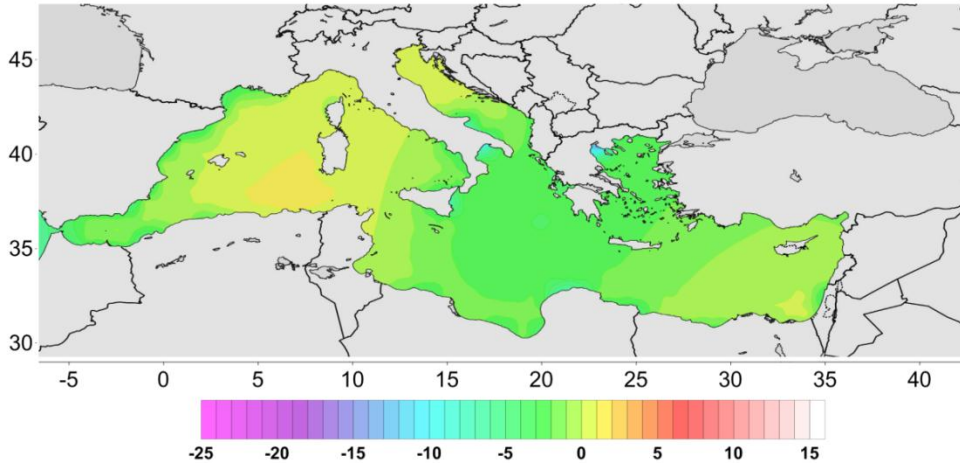
Şekil 4.19: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, AĞUSTOS 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



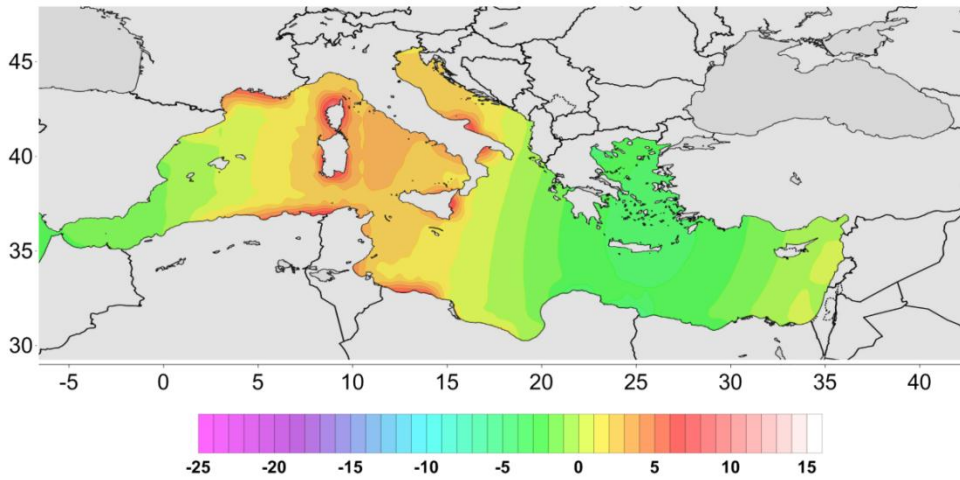
Şekil 4.20: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EYLÜL 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



Şekil 4.21: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, EKİM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



Şekil 4.22: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, KASIM 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.



Şekil 4.23: GRACE verilerinden yararlanarak belirlenmiş olan, ARALIK 2010 ayına ait kütleli değişim. Birim cm.

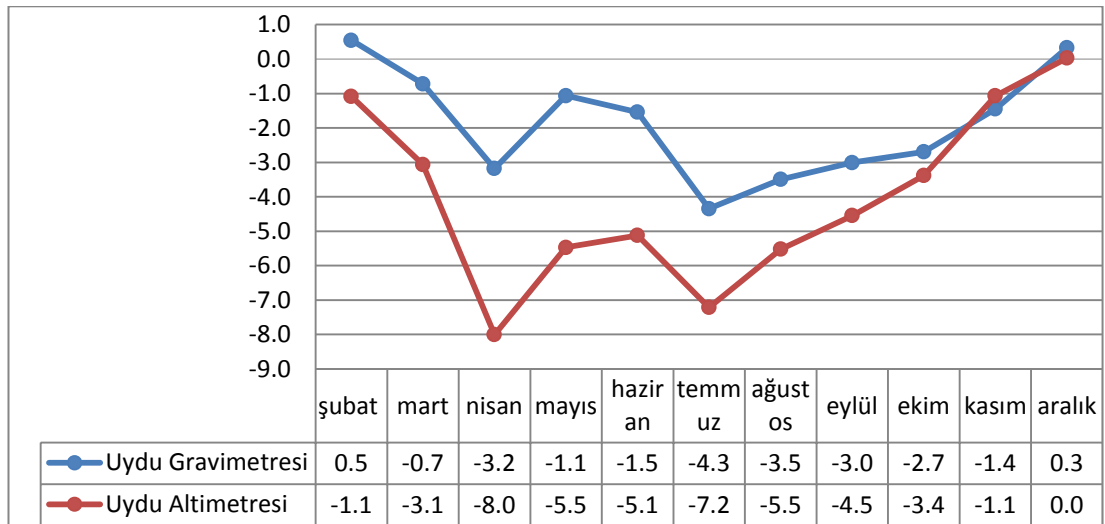
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Küresel ısınma ve iklim değışikleri etkilerinin giderek arttığı günümüzde kütle hareketlerinin incelenmesi oldukça önemli bir çalışma alanıdır. Deniz seviyesinin değışimini etkileyen parametrelerin ortaya çıkarılması, geleceğe dair kestirimler bu alanda yapılan güncel çalışma konularıdır.

Deniz seviyesi değışimlerini farklı yöntemler ile belirleme olanağı sayesinde, kullanılan yöntemlerin iyileştirilmesi, hataların azaltılması ve yeryüzüne ait daha fazla bilginin elde edilmesi mümkün hale gelmiştir.

Yapılan bu çalışmada, uydu altimetrisi tekniğı ile deniz suyu kütle değışimleri belirlenmeye çalışılmış, GRACE aylık gravite çözümlerinden de su kütlesi değışimleri elde edilmiştir. Ardından iki farklı yöntemle bulunan değışimler birbirleriyle karşılaştırılmıştır.

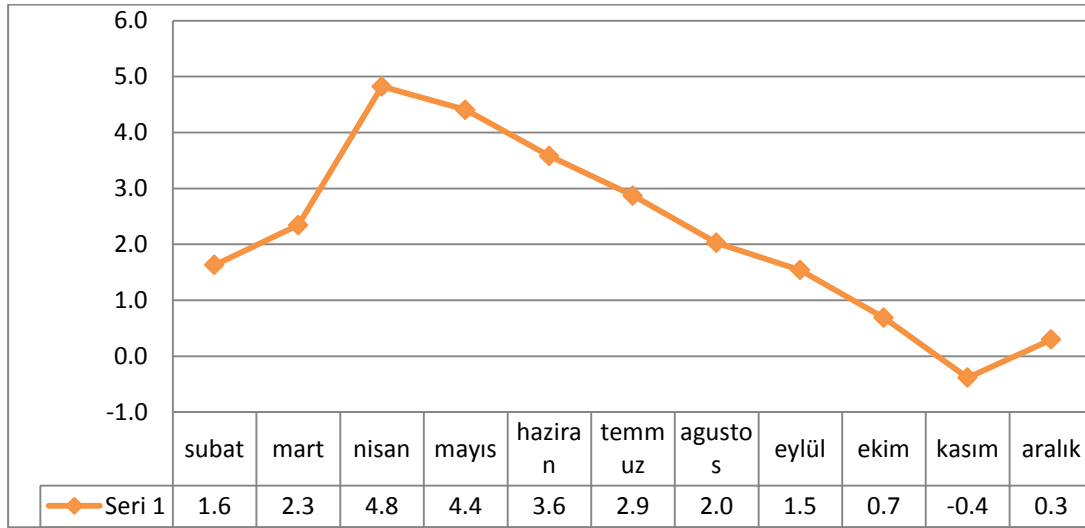
Şekil 5.1’de 2010 yılına ait, Ocak 2010 tarihi baz alınarak, her iki yöntem için aylık kütle değışimlerinin ortalamaları alınmıştır.



Şekil 5.1: Uydu gravimetresi ve uydu altimetrisi teknikleriyle belirlenen aylık ortalama su kütlesi değışimleri. Birim cm.

Uydu gravimetresi ile elde edilen değerlerde görüldüğü üzere maksimum aylık değişim Şubat ayında, minimum aylık değişim ise temmuz ayında meydana gelmiştir. Uydu altimetrisinden ise maksimum aylık değişim aralık ayında olup, minimum aylık değişim nisan ayında ulaşılmıştır.

Şekil 5.2’de ise uydu altimetrisi tekniği ile elde edilen ortalama su kütlesi değişimleri ile uydu gravimetresi tekniği ile elde edilen kütle değişimlerinin farkları gösterilmiştir. İki yöntemin birbirleriyle olan ilişkileri incelendiğinde; aradaki maksimum fark Nisan ayında olup değer 4,8 cm, minimum fark ise Kasım ayına ait -0,4 cm değeridir. Aylık kütle değişimlerinin farklarının ortalaması 2,17 cm olup, standart sapması $\pm 1,58\text{cm}$ ’dir.



Şekil 5.2: Uydu Gravimetresi ve Uydu Altimetrisi teknikleriyle belirlenen aylık ortalama su kütlesi değişimleri. Birim cm.

GRACE uydularından elde edilen çözümler aylık olarak verilen küresel harmonik katsayılarından hesaplanmış olup aylık ortalama kütle değişimlerini ifade etmektedir. Diğer taraftan JASON-1 altimetre uydusu 10 günlük periyodlara sahiptir, dolayısı ile her iki sistemden elde edilen kütle değişimleri arasındaki farkların bir bölümü de teknikler arasındaki çözünürlük farkından kaynaklanmaktadır.

Yararlanılan kaynaklar ve elde edilen sonuçlar doğrultusunda okyanus akıntılarının ve buzul hareketlerinin izlenmesine, gravite alan çözümlerinin sayesinde deniz yüzeyi topografyasının haritalanmasına ve uydu altimetrisi yöntemiyle belirlenen modellerin geliştirilmesine GRACE uyduları büyük katkı sağlamıştır.

KAYNAKLAR

- Akyılmaz O. (2005). Esnek Hesaplama Yöntemlerinin Jeodezide Uygulamaları
- Bettadpur, S., Watkins, M. (2000). GRACE gravity science and its impact on mission design, In: *Proceedings of the Spring AGU Meeting*.
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost., 2001, Sea level change from Topex-Poseidon altimetry for 1993-1999 and possible warming of the southern oceans, *Geophys. Res. Lett.*
- Cartwright, D. E., A. C. Edden, (1973). "Corrected tables of tidal harmonics," *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 253-264.
- Cartwright, D.E., Tayler, R. J. (1971). "New Computations of Tide Generating Potential". *The geophysical journal*. 23. 1. Oxford .
- Cazenave, A., Cabanes, C., Dominh, K. and Mangiarotti, S. (2001). Recent sea level change in the mediterranean sea revealed by Topex/Poseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters* 28(8): doi: 10.1029/2000GL012628. issn: 0094-8276.
- Cazenave, A., Bonnefond, P., Mercier, F., Dominh, K., Tournazou, V., 2002. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges. *Glob. Planet. Change* 34 (1), 59–86
- Cazenave, A., K. Dominh, S. Guinehut, E. Berthier, W. Llovel, G. Ramillien, M. Ablain, and G. Larnicol. (2009), "Sea level budget over 2003-2008: A revaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo." *Global and Planetary Change* 65.
- Cazenave, A., Fu, L.L. (2001). *Satellite altimetry and earth sciences: A handbook of techniques and applications*, Academic Press, USA.
- Davis, E., Dunn, C., Stanton, R., Thomas, J. (1999). The GRACE mission: meeting the technical challenges, In: *Proceedings of the 50th International Astronautical Congress*.
- Digby S., Thomas A. (1999). *Altimeter Data For Operational Use In The Marine*.
- Douglas, B.C. (1997). Global sea rise: a redetermination, *Surveys in Geophysics*, 18,279-292.
- ENVISAT RA2/MWR **Product Handbook**. (2007). European Space Agency.
- Farrell, W.E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10, 761-797.
- Gerlach, C., Sneeuw, N., Visser, P., Svehla, D., (2002). CHAMP gravity field recovery with the energy balance approach: first results, In: *Proceedings of Firts CHAMP International Science Meeting*, Potsdam, January.
- GRACE Science Mission Requirement Document**, (2000). GRACE 327-720.
- Han, S.-C., Jekeli, C., Shum, C.K. (2002). Efficient gravity field recovery using *in situ* disturbing potential observations from CHAMP.

- Han, S.-C.** (2004). Efficient determination of global gravity field from satellite-to-satellite tracking mission. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 88, 69-102, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Hofmann-Wellenhof ve Moritz**, (2005). Physical Geodesy, Springer; 1 edition.
- Hwang, C.** (2004). Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics And Oceanography, International Association of Geodesy (IAG) Symposia, Springer, Heidelberg, Berlin.
- IPCC.** (1995). The science of climate change, Contribution of working group I to these condassessment port of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in climate Change, pp. 1-572, Eds. Houghton, J. T., MeiraFilho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg A., and MAskell, K, Cambridge University Press, UK.
- Jason-1 FactSheet.** (2006). Jet propulsion Laboratory, California Instute of Technology.
- Jekeli, C.** (1999). The determination of gravitational potential differences from satellite-to-satellite tracking. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 75, 85-101, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Kim, J., Roesset, P., Bettadpur, S., Tapley, B., Watkins, M.** (2001). Error analysis of the gravity recovery and climate experiment (GRACE), In: M.Sideris (ed.), *IAG Symposium Series*, Vol. 123: 103-108, Springer.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.a., Kenyon, S.C., and Factor, J.K.** (2008). An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, *General Assembly of the european Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18* Berlin.
- Pavlis, N. K.** (1997). Development and Applications of Geopotential Models, chapter in International School for the Determination and Use of the Geoid, pages 101– 134. IGES, Rio de Janerio, Brasil.
- Perret, A., Biancale, R., Camus, A., Lemoine, J., Fayard, T., Loyer, S., Perosanz, F., Sarrailh, M.** (2001). CHAMP Mission: STAR Commissioning Phase Calibration/Validation Activities by CNES, Vols. 1 and 2, CNES, Toulouse.
- Pugh, D.T.** (2004). Changing sea levels Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge University Press., Cambridge, UK.
- Rosmorduc, V., J. Benveniste, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro, N. Picot, Radar Altimetry Tutorial, J. Benvenisteand N. Picot Ed.** (2009). <http://www.altimetry.info>.
- Sandwell, D., and W.H.F. Smith.** (2001). Bathymetric estimation. In Satellite altimetry and earth sciences: A handbook of techniques and applications, eds. L.-L. Fu and A. Cazenave, 441–457. San Diego, CA: Academic Press.
- Schwiderski, E. W.** (1980). On charting global ocean tides. Reviews of Geophysics and Space Physics18,243-268 Environment. Oceans '99 Mts/Ieee. Riding The Crest Into The 21st Century.
- Seeber, G.** (2003). Satellite geodesy, 2nd edition, Walter de Gruyter Berlin New York.
- Simav M.** (2011). Uydu Ve Model Verilerine Dayalı Akdeniz Su Kütlesi Değişimleri.

- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell.** (1997). Global Sea floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings.
- Sneeuw, N., Gerlach, C., Svehla, D., Gruber, C.** (2002). A first attempt at timevariable gravity recovery from CHAMP using the energy balance approach, In: *The Third Meeting of the International Gravity and Geoid Commission, Thessaloniki, Greece*.
- Swenson, S., and J. Wahr** (2002), Methods for inferring regional surface- mass anomalies from GRACE measurements of time-variable gravity, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2193, doi:10.1029/2001JB000576.
- Tapley, B.D., Shum, C. K., Ries, J. C., Suter, R., and Schutz, B. E.** (1992). Global mean sea level using the Geosat altimeter. In *Sea Level Changes: Determination and Effects*, American Geophysical Union, IUGG.
- Thomas, J.** (1999). An analysis of gravity field estimation based on intersatellite dual one-way biased ranging, JPL Publication 98-15: 3-13.
- Tomczak, M. and J. S. Godfrey,** (1994). *Regional Oceanography: an Introduction* Pergamon, Oxford.
- Tsimplis M.N., T.F. Baker.** (2000) "Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes", *Geophys. Res. Let.* , 27(12), pp. 1731-1734.
- Tsimplis M. N. And Rixen M.,** (2002). Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes
- Vergos, G.S.** (2002). *Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modelling*, UCGE Reports Number 20157.
- Vigo, I., García, D. & Chao, B. F.** (2005). Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas. *Journal of Marine Research*, 63, 1085-1100
- 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. *J. of Geophy. Res.*, 103, 30205-30229.
- URL-1** <<http://ipcc-wg1.ucar.edu>> alındığı tarih: 12.11.2011.
- URL-2**<http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/Visu_J2J1TP_Tracks_GE_V3.kmz > alındığı tarih: 12.12.2011.
- URL-3** <<http://ipcc-wg1.ucar.edu>> alındığı tarih: 12.11.2011.
- URL-4** <http://apdrc.soest.hawaii.edu/doc/ssalto_duacs_user_handbook.pdf> alındığı tarih: 12.11.2011.

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Erol GÜNEY

Doğum Yeri ve Tarihi: Pınarhisar, 19.01.1985

Adres: Donanmacı Mahallesi 1735. Sokak Karşıyaka - İZMİR

E-Posta: guneyer@hotmail.com

Lisans: Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği