

GRACE Uydu Verileri ile Yer Sistemi İçerisindeki Kütle Değişimlerinin İzlenmesi (Monitoring the Mass Variations within the Earth System from GRACE Satellite Data)

Mehmet SİMAV¹, Hasan YILDIZ¹, Ersoy ARSLAN²

¹Harita Genel Komutanlığı, Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Ankara

²İstanbul Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı Başkanlığı, İstanbul
mehmet.simav@hkg.msb.gov.tr

ÖZET

ABD Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi ile Alman Havacılık ve Uzay Merkezi tarafından ortaklaşa geliştirilen GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) ikiz uydu gravite sistemi, Mart 2002'den bu yana aylık yer gravite alanı çözümlerinin oluşturulması için veri sağlamaktadır. Bu zaman ölçeğinde gravite alanındaki değişimlerin büyük bir kısmı, su kütlelerinin kıtasal su depoları, okyanuslar ve atmosfer içerisinde yer değiştirmesi ve yeniden dağılımından kaynaklanmaktadır. GRACE gravite alanı çözümleri birkaç yüz kilometrelik alanlarda 1 cm eşdeğer su kalınlığından daha iyi bir doğrulukla kütledeki zamana bağlı değişimlerin belirlenmesinde kullanılabilir. Bir başka deyişle okyanuslardaki, kutup buzullarındaki ve kıtasal su havzalarındaki su dağılımlarını yüksek bir doğrulukla incelemek mümkün hale gelmiştir. Bu büyüklükler iklim modellerinin değerlendirilmesi ve geliştirilmesi, geniş ölçekli hidrolojik süreçlerin daha iyi anlaşılması, tarım ve su kaynakları uygulamaları için su dağılımının izlenmesinde kullanılabilir. Okyanuslarda radar altimetre ile birleştirildiğinde, zamanla değişen okyanus ısı deposu ve derin okyanus akıntı kestirimlerinin geliştirilmesinde kullanılmaktadır. Kutup bölgelerinde GRACE verileri buzul sonrası etkilerin araştırılmasında ve buzul erime miktarlarının tespitinde kullanılabilir. Bu çalışma GRACE veri analizlerinin kapsamlı bir derlemesi olup, GRACE çözümlerindeki hataların minimize edilerek, küresel harmonik katsayılarından yüzey kütle anomalilerinin çıkarılması yöntemleri üzerinde yoğunlaşmaktadır.

Anahtar Kelimeler: GRACE, yer gravite alanı, kütle değişimleri.

ABSTRACT

GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), the twin satellite gravity mission jointly implemented by the US National Aeronautics and Space Administration (NASA) and German Aerospace Center (DLR), has been providing data to construct monthly Earth's gravity field solutions since March 2002. At this timescale, much of the change in the gravity field may be attributed to the movement and redistribution of water on the surface of the Earth including the continental water storage, the oceans, and the atmosphere. GRACE gravity field solutions can be used to infer time-variable changes in mass, averaged over regions having length scales of a few hundred kilometers, to accuracies of better than 1 cm of equivalent water thickness. In other words

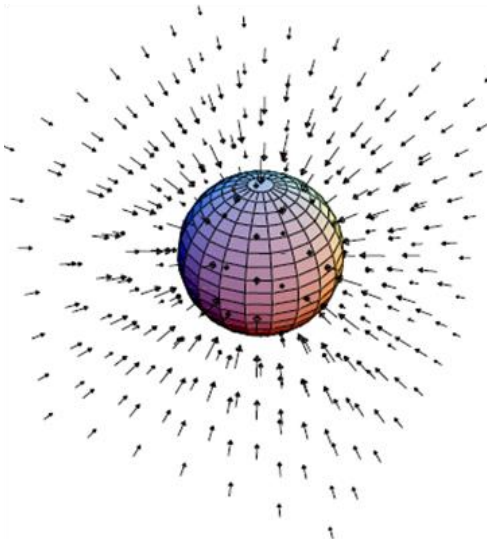
examining the changes in the distribution of water in the oceans, in the polar ice sheets, and in the continental water storages can now be possible with high accuracies. These quantities can then be used to assess and improve climate models, to better understand large-scale hydrological processes, and to monitor the distribution of water for agricultural and water resource applications. Combined with radar altimetry over the oceans, these data can improve estimates of the time-varying ocean heat storage, as well as deep ocean currents. In the polar regions, GRACE data can be used to study postglacial rebound and rates of ice sheets melting. This study is a comprehensive review of GRACE data analysis focusing on the methods of extracting surface mass anomalies from spherical harmonic coefficients by minimizing the errors in the GRACE solutions.

Keywords: GRACE, Earth's gravity field, mass change.

1. GİRİŞ

Yeryuvarının gravite alanı, Yer'in çekim ve merkezkaç kuvvetlerinin bileşkesinden oluşan vektörel bir alandır. Söz konusu bileşke kuvvet, yeryüzü üzerindeki veya yere yakın nesnelerin yaklaşık 9.8 m/s^2 bir ivme ile Yer'in merkezine doğru hareket etmesine neden olur (Şekil 1).

Eğer Yer homojen kitle dağılımına sahip kendi eksenini etrafında dönmeyen dolu bir kitle olsaydı, yüzeyde gözlemlenen tüm gravite değerlerinin sabit olması beklenirdi. Ancak vektörel bir büyüklük olan gravitenin şiddeti ve yönü konumun ve zamanın bir fonksiyonu olup, Yer'in yüzeyinde ve dışında gözlenen gravite değerleri konum-zaman alanında farklılıklar göstermektedir (Torge, 1989; Tapley vd., 2004a). Yer'in kendi eksenini etrafında dönmesi ve Yer'i oluşturan kitlelerin dağılımlarındaki düzensizlikler konumsal değişimlere neden olan temel olgulardır. Gelgitler, buzul sonrası tepki, su kaynaklarındaki azalma/yükselme/yer değiştirme, atmosferik koşullardaki değişimler ve buzul hareketleri gibi jeodinamik özelliklerde zamansal değişimlerin temel kaynağını teşkil etmektedir. Söz konusu jeodinamik olgular kitlelerin yer değiştirmesine ve Yer sistemi içerisinde yeniden dağılmasına neden olduğundan aynı zamanda konumsal değişimlere de neden olmaktadır (Torge, 1989; URL-1).



Şekil 1: Küre şeklindeki Yer'in çekim alanı. Şekildeki vektörler, uzayda o noktada duran birim kütlenin maruz kaldığı çekim kuvvetinin yönü ve büyüklüğünü göstermektedir. Dünya'dan uzaklaştıkça çekim kuvvetinin büyüklüğü azalmaktadır. Yer çekim alanını oluşturan kuvvet vektörleri, şekilde görüldüğü gibi ayrıık değil, uzayın tamamını kaplamaktadır (Meyer vd., 2005).

Birçok teknik ve politik nedenden dolayı tekrarlı yersel gravite ölçüleri ile özellikle global veya geniş çaplı bir bölgede gravite alanının konumsal ve zamansal değişimlerini izlemek neredeyse imkansızdır. Ancak çok lokal alanlarda yersel ölçülerden faydalanılsa da, böyle bir çalışmanın zaman alıcı ve maliyetinin yüksek olacağı açıktır. Global gravite alanı modellerinin uydu yörünge bilgilerinden üretilmesi fikri ilk yapay uyduların fırlatılmasından itibaren kullanılmaktadır. Uyduya Lazerle Mesafe Belirleme (SLR) gözlemlerinin konumsal dağılımlarının yetersiz olması, uydu yüksekliğinden dolayı gravite alanı çözümlerinin konumsal çözünürlüklerinin düşük olması ve tekrarlı gözlemlerin maliyetinin yüksek olması gibi nedenlerle son yıllara kadar gravite alanında yalnızca çok uzun dalga boylu değişimler belirlenebilmiştir (Nerem vd., 2000; Cazenave vd., 1999; Cheng ve Tapley, 1999). Gravite alanının çözünürlüğünü ve doğruluğunu arttırmak ve zamanla değişimini izleyebilmek için özel olarak tasarlanmış uydulara ve yeni ölçme-değerlendirme tekniklerine gereksinim vardır. Bu gereksinimleri karşılayacak özel uydu programları, Temmuz 2000'de CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) (URL-2), Mart 2002'de GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (URL-3) ve son olarak Mart 2009 yılında GOCE (Gravity field and steady-

state Ocean Circulation Explorer) (URL-4) uydularının fırlatılmasıyla hayata geçirilmiştir.

Bu çalışmada; ABD-Almanya ortaklığı ile geliştirilen ve 17 Mart 2002 tarihinde fırlatılan GRACE uydu sistemi tanıtılmakta, GRACE gravite alanı çözümlerinden yüzey kütle sinyalinin elde edilmesine yönelik temel eşitlikler verilmekte ve bu sinyalin elde edilmesi aşamasındaki hatalarının azaltılmasına yönelik yöntemler anlatılmaktadır. Ayrıca, bazı GRACE uygulamaları hakkında bilgi verilmektedir.

2. GRACE UYDU SİSTEMİ

a. Ölçme Sistemi

Dünya çevresinde dolaşan yapay uyduların yörüngelerindeki hareketleri büyük ölçüde Yer çekim alanından etkilenmektedir. Yeryuvarının basıncılığı ve kitle dağılımındaki düzensizlikler nedeniyle, Kepler'in açıkladığı ideal hareketten farklı olarak, yapay uyduların yörüngelerinde sapmalar görülür. Uydunun yörüngesinde izlediği anlık dinamik davranışı gözlenirse, onu bu harekete zorlayan çekim alanının haritası çıkarılabilir.

Uydu yörüngeleri yeryuvarı üzerinde konumlandırılmış istasyonlardan izlenebileceği gibi (örneğin SLR), uydu konumu belirlemenin alternatif bir yolu da uydular arası izlemedir. Uydular arası izlemede iki yöntem vardır. Birincisi yerden yaklaşık 20.000 km yükseklikteki GPS uyduları ile daha alçaktaki uydunun yörüngesinin izlenmesidir. Bu tekniğe yüksek uydudan alçak uyduya izleme (hl-SST) adı verilir. hl-SST tekniği ile gravite alanı belirlemeye yönelik olarak gerçekleştirilmiş ilk uydu programı CHAMP'dır. İkinci yöntem ise yaklaşık aynı yükseklikte hareket eden iki yere yakın uydu arasında hassas mesafe gözlemine dayanır. Bu teknik alçak uydudan alçak uyduya izleme (ll-SST) olarak bilinmektedir. Her iki yöntemde de hava sürtünmesi, güneş ve yerin radyasyon basıncı gibi yer çekiminden kaynaklanmayan kuvvetler uydu üzerine yerleştirilmiş ivmeölçer ve yıldız kamerası yardımıyla belirlenmektedir.

ABD-Almanya ortaklığı ile geliştirilen ve 17 Mart 2002 tarihinde fırlatılan GRACE uydu sistemi hem hl-SST hem de ll-SST teknikleriyle gözlem yapan ilk ve tek uydu programıdır. Bu uydu sisteminin görevi; öngörülen görev süresi boyunca Yer gravite alanını aylık olarak haritalamak, katı yer-atmosfer-okyanus-buzulküre-süküre sistemleri içerisinde kütle değişimleri yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü

olarak gravite alanı değişimi cinsinden ortaya koymaktır (Wahr vd., 1998; Tapley vd., 2004a; Tapley vd., 2004b).

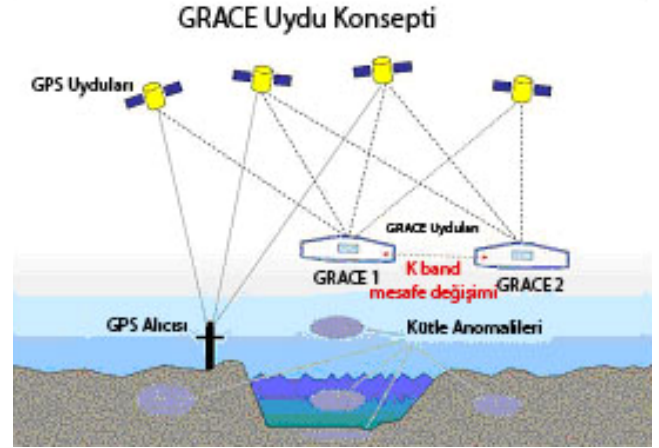
GRACE uydu sistemi birbirinden yaklaşık 220 ± 50 km. uzaklıkta ikiz (GRACE-1, GRACE-2) uydularından oluşmaktadır. GRACE uydularının yörünge düzlemi ekvatorla 89.5° lik açı yapar. Dairesel yörüngede dolaşan uydular, yerden yaklaşık 485 km yüksekliğe fırlatılmış olup, bu yükseklik düzenli bir şekilde 1.1 km/ay oranında azalır. GRACE ile gravite alanının belirlenmesi işleminin temelinde, Yer gravite alanındaki konumsal ve zamansal değişimlerden dolayı uydu konumlarında ve buna bağlı olarak uydular arası mesafedeki değişim yatmaktadır. Birinci uydu farklı kütle dağılımlı, dolayısıyla değişken gravite alanına sahip bir bölge üzerinden geçerken, yörüngesel hareketinde bir değişim meydana gelir ve bunun sonucunda uydular arası mesafe değişir (Şekil 2). Her iki uydu üzerinde uydular arası mesafe değişimlerini ölçmek için K-Ka bantlarda (24GHz-32GHz) çalışan mesafe ölçer (KBR), uyduların mutlak konumunu belirlemek ve mesafe ölçümlerinde zaman problemini çözmek için GPS alıcısı, uyduları atalet (inersiyel) sistemde yönlendirilebilmek için yıldız kamerası, yer çekimi dışındaki ivmelenmeleri ölçmek için 3 eksenli ivmeölçer bulunmaktadır. Uydular arası mesafe KBR sistemi ile 10µm doğruluğunda ölçülmektedir. Her bir uydu iki frekansta taşıyıcı sinyal göndermekte ve kendi gönderdiği sinyal ile diğer uydudan aldığı sinyal arasındaki faz farkını ölçmektedir. Fazların toplamı uydular arasındaki mesafe değişimi ile orantılıdır. GPS'ten gelen hassas konum bilgileri ile mesafe gözlemleri ve mesafe gözlemlerinin türevleri (mesafe oranı, mesafe ivmelenmesi) Yer gravite alanı modellemeye GRACE gözlemleri olarak kullanılmaktadır. İI-SST gözlemleri (GPS kod ve faz) ve İI-SST gözlemlerinin (uydular arası mesafe ve bunun zamana bağlı birinci ve ikinci türevleri) her biri ile ya da bu gözlemlerin belirli kombinasyonları kullanılarak Yer gravite alanının haritalanması için birçok çözüm stratejisi geliştirilmiştir (Liu, 2008).

İki uydu arasındaki potansiyel farkı (V_{12}) enerji korunumu yaklaşımı kullanılarak aşağıdaki gibi tanımlanabilir (Jekeli, 1999);

$$V_{12} \approx |\dot{x}_1| \dot{r}_{12} \quad (1)$$

\dot{x}_1 birinci uydunun konum vektörünün zamana bağlı mutlak türevi yani uydunun anlık hızı olup, km/sn cinsinden ifade edilir. Bu terim GPS verilerinin ve yıldız kamerası verilerinin

analizinden elde edilmektedir. \dot{r}_{12} ise iki uydu arasındaki mesafe değişimini göstermektedir. Bu terim çok küçüktür ve KBR ölçüleri ile mikron/sn seviyesinde belirlenmektedir (Jekeli, 1999).



Şekil 2: GRACE uydu sistemi konsepti.

Uydular üzerinde yer çekimi dışında atmosferik sürtünme, güneş radyasyonu gibi başka kuvvetlerin neden olduğu ivmelenmeler, uydu üzerindeki ivmeölçer ile ölçülmekte (1) eşitlikteki potansiyel farkı teriminin düzeltilmesinde kullanılmaktadır. Sonuç olarak (1) eşitliğinden türetilen potansiyel farkı potansiyel katsayıları yani küresel harmonik katsayıların doğrusal fonksiyonudur. Bu katsayılar en küçük karelerle çok sayıda GRACE gözlemlerinin çözümünden hesaplanabilmektedir.

b. Veri Akışı

GRACE uydularından elde edilen ve işlenerek ürün haline getirilen veriler Seviye-0, Seviye-1 ve Seviye-2 olmak üzere 3 seviyede tanımlanmaktadır (Watkins vd., 2000; Bettadpur, 2007a). Seviye-0 verileri K-Band faz verisi, GPS verisi, ivmeölçer verisi gibi işlenmemiş ham uydu telemetre verileri olup, Weilheim ve Neustrelitz/Almanya'da yer alan iki izleme anteni ile toplanmakta ve daha üst seviye ürünlerin hesaplanabilmesi için Bilim Veri Sistemi (SDS) Merkezlerine gönderilmektedir. SDS Sistemi; Texas Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezi (UTCSR), Alman Yerbilimleri Araştırma Merkezi (GFZ) ve Jet Propulsion Laboratuvarı (JPL) işbirliği ile yürütülmekte olup, Seviye-1 ve Seviye-2 analizleri bu merkezlerden tarafından gerçekleştirilmektedir. Seviye-1 ürünler, Seviye-0 telemetre verilerine zaman bilgisinin eklenmesi ve birtakım ön işlemlerden geçirilmesi ile elde edilir. Seviye-1 analizi sonunda uydular arası mesafe gözlemleri, mesafe değişimleri, mesafe

ivmelenmesi, çekim dışı ivmelenmeler, yörünge bilgileri gibi veriler üretilmektedir. Gravite alanı modelleri Seviye-2 ürün olarak adlandırılmakta olup, GRACE Seviye-2 ürünlerine (URL-5) ve (URL-6) adreslerinden ulaşılabilir. Seviye-2 ürünleri yukarıda bahsedilen üç SDS Merkezi dışında Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) ve Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS) işbirliği ve Delft Teknoloji Üniversitesi Yer Gözlem ve Uzay Sistemleri Enstitüsü (DEOS) tarafından da üretilmektedir. CNES/GRGS tarafından üretilen Seviye-2 ürünlere (URL-7), DEOS tarafından üretilen Seviye-2 ürünlere ise (URL-8) adreslerinden ulaşılabilir.

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

3. GRACE VERİ ANALİZLERİ

a. GRACE Seviye-2 Çözümlerinden Yüzey Kütle Sinyalinin Elde Edilmesi

Stokes teoremine göre, Yer'in dış çekim alanından yararlanarak Yer içerisindeki kitle dağılımlarını tek anlamlı olarak belirlemek imkânsızdır (Heiskanen ve Moritz, 1967). Ancak mevsimsel ve yıllar arası zaman ölçeğinde

gravite alanındaki zamana bağlı değişimlerin esas kaynağı okyanus, atmosfer ve karasal su havzalarındaki kütle değişimleridir. Yani, jeolojik olarak kısa zaman ölçeğinde kütle hareketlerinin büyük bir kısmı, küresel kabuk olarak adlandırılan yerin yüzeyinde ince bir tabakada meydana gelir (Wahr vd., 1998; Chao, 2005). Bu tabaka; troposfer, okyanus, buzullar, yeraltı ve yerüstü su havzalarını kapsamakta olup yaklaşık 15 km kalınlığındadır. Kütle bu tabaka içerisinde atmosfer, okyanus ve yersel su havzaları arasında yer değiştirmekte ve yeniden dağılmaktadır.

Bu varsayıma dayanarak Wahr vd. (1998), yüzey kütle yoğunluğundaki konuma ve zamana bağlı değişim $\Delta\sigma(\varphi, \lambda)$ ile GRACE verilerinden üretilen aylık çekim potansiyeli katsayıları $C_{nm}^{GRACE}(t), S_{nm}^{GRACE}(t)$ arasındaki ilişkiyi aşağıdaki eşitlikler ile göstermiştir. (2) eşitliğindeki n ve m seri açılımın derece ve mertebesini, φ, λ, t jeosentrik enlem ve boylam ile zamanı, $\Delta\sigma$ yüzey kütle yoğunluğundaki değişimi (kütle/alan, kg/m^2), R Yer'in ortalama yarıçapını (~ 6378136.300 m.), ρ_e Yer'in ortalama yoğunluğunu (~ 5517 kg/m^3), \bar{P}_{nm} normalize edilmiş bütünleşik Legendre fonksiyonunu, k_n seri açılımın derecesine bağlı

Love sayılarını, $\Delta\bar{C}_{nm}^{GRACE}(t), \Delta\bar{S}_{nm}^{GRACE}(t)$ normalize edilmiş aylık GRACE gravite alanı harmonik katsayılarını ifade etmektedir. Yüzey kütle yoğunluğu ile küresel harmonik katsayıların arasındaki Δ işareti ortalamadan farkı yani anomaliyi göstermektedir. (3) eşitliği, yüzey kütle yoğunluğunun su kalınlığı cinsinden ifadesidir. η terimi uzunluk birimi cinsinden eşdeğer su yüksekliğini, ρ_w ortalama su yoğunluğunu (~ 1000 kg/m^3) ifade etmektedir.

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

$$\eta(\varphi, \lambda, t) = \frac{\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t)}{\rho_w} \quad (3)$$

Yüzey kütlelerinin yer değiştirmesi ve yeniden dağılımı yer kabuğunun yüklemeye maruz kalmasına ve deforme olmasına neden olur. Yüklemeye kaynaklanan potansiyel veya jeoit değişiminin modellenmesi için Love sayıları olarak bilinen katsayılar kullanılmaktadır. Farklı kaynaklarda Love sayılarının belirli derecelerde hesaplanmış değerlerine ulaşmak mümkündür. Tablo 1'de Wahr vd. (1998), Blewitt ve Clarke (2003) ve Flechtner (2007) tarafından belirli dereceler için yayımlanmış k_n Love sayıları karşılaştırılmıştır. Wahr vd. (1998)'de, 200'den küçük diğer dereceler için k_n sayısının Tablo 1'de verilen değerlerden doğrusal enterpolasyon ile hesaplanabileceğini belirtilmektedir. Flechtner (2007)'de 10'uncu ve 100'üncü dereceler arasındaki Love sayılarının (4)'de verilen parçalı fonksiyonlar ile hesaplanabileceği ifade edilmektedir.

$$k_n = -\frac{0.682 + 0.27(n-10)/8}{n}, 10 \leq n \leq 17$$

$$k_n = -\frac{0.952 + 0.288(n-18)/14}{n}, 18 \leq n \leq 31$$

$$k_n = -\frac{1.24 + 0.162(n-32)/24}{n}, 32 \leq n \leq 55$$

$$k_n = -\frac{1.402 + 0.059(n-56)/44}{n}, 56 \leq n \leq 100$$

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

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

b. GRACE Seviye-2 Çözümlerindeki Hataların Azaltılmasına Yönelik Yöntemler

GRACE gravite alanı çözümleri; uydunun ölçme sistemi, yer izi, zamansal çözünürlüğü, veri işlemede kullanılan arka plan modeller ve çözüm stratejileri gibi birçok faktörden kaynaklanan hatalarla yüküdür (Tapley vd., 2004a; Wahr vd., 1998; Swenson ve Wahr, 2002; Swenson ve Wahr, 2006; Wahr vd., 2006). Bu nedenle GRACE çözümlerini kullanarak fiziksel sonuçlar çıkarmak için ileri analizlere gereksinim duyulmaktadır.

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

(1) Katlanma Etkisi (Aliasing) ve Arka Plan Modeller

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

SDS merkezleri tarafından yayımlanan GRACE Seviye-2 gravite alanı çözümlerinin içerisinde kısa dönemli gravite değişimleri bulunmamaktadır. Bu etkiler; global gelgit modelleri, atmosfer ve okyanus katlanma önleyici ürünler ve IERS konvansiyonları kullanılarak çözümlerden çıkarılmaktadır (Flechtner, 2007). Her bir SDS merkezi genellikle farklı arka plan modelleri kullanmakta olup, kullanılan modeller SDS merkezlerinin teknik raporlarında açıklanmakta ve ileri analizler de kullanılmak üzere kullanıcılara sunulmaktadır

(2) Konumsal Yumuşatma, Korelasyon Giderici Filtre ve Bölgesel Ortalama

GRACE gravite alanı çözümleri aylık olarak belirli bir derece ve mertebeye kadar küresel harmonik katsayılarından oluşmaktadır. Ancak yukarıda bahsedilen birinci grup hata kaynaklarından dolayı yüksek dereceli diğer bir ifadeyle kısa dalga boylu katsayılar da gürültü (korelasyonlu hatalar) mevcuttur. Çözümünün derecesi attıkça gürültünün miktarı da artmaktadır (Wahr vd., 1998; Wahr vd., 2006). GRACE çözümlerinin yüksek derecelerdeki korelasyonlu hatalar, (3) eşitliğinde verilen eşdeğer su yüksekliği haritalarında kuzey-güney yönünde şerit şeklinde kendini göstermektedir. Bu etki Şekil 3(a)'da örnek olarak sunulmuştur.

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

Konumsal yumuşatma için bugüne kadar birçok yöntem önerilmiştir (Wahr vd., 1998; Han vd., 2005; Chen vd., 2006; Kusche vd., 2009). Bu yöntemler arasında en yaygın kullanılanı ve uygulaması diğerlerine nazaran daha kolay olanı konumsal Gaussian yumuşatması veya konumsal Gaussian filtresidir. Yer gravite alanı modellerinin geliştirilmesi çalışmalarında Jekeli (1981) tarafından önerilen bu filtreleme yönteminin GRACE çözümlerine uygulaması Wahr vd. (1998) tarafından gösterilmiştir. Yumuşatma

fonksiyonu konum alanında uygulanabileceği gibi spektral alanda da uygulanabilmektedir. Spektral alandaki uygulama dikkate alındığında (2)'de verilen yüzey kütle yoğunluğu eşitliğinin yumuşatma fonksiyonu uygulandıktan sonraki durumu, (7) eşitliğinde gösterildiği şekildedir.

$r_{1/2}$ yumuşatma yarıçapı, R ortalama Yer yarıçapı olmak üzere W_n yumuşatma katsayısı (5)'de gösterildiği gibi yinelemeli şekilde (iterasyonla) hesaplanabileceği gibi (Wahr vd., 1998), (6)'da verilen yaklaşık analitik bir fonksiyonla da hesaplanabilmektedir (Chambers, 2006).

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

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

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

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

(5)

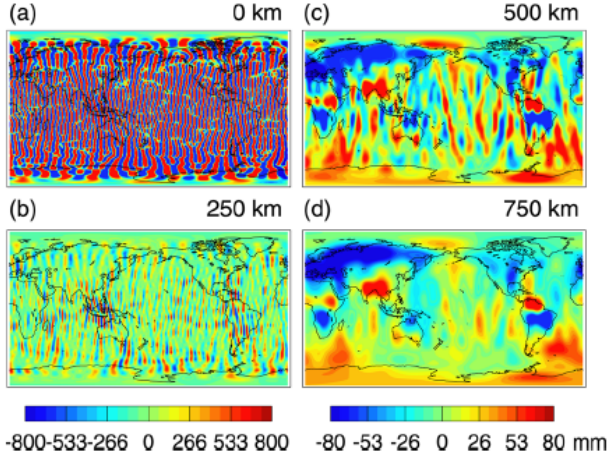
$$W_n = \exp \left[-\frac{(n r_{1/2} / R)^2}{4 \ln(2)} \right]$$

(6)

Konumsal Gaussian yumuşatma yönteminin avantajı (6) eşitliğinde ve Şekil 4'te kolaylıkla görülebilmektedir. Katsayıların ağırlığı çözümün derecesi yükseldikçe azalmaktadır. Dolayısıyla gürültü seviyesi fazla olan yüksek dereceli katsayıların yüzey kütle yoğunluğu hesabına katkısı düşüktür.

Konumsal Gaussian yumuşatmasında en önemli husus yumuşatma yarıçapının seçimidir. Yumuşatma yarıçapı GRACE çözümlerinin konumsal çözünürlüğünü değiştirdiğinden elde edilecek sonuçların yorumlanmasında en önemli ölçüttür (Chen vd., 2006; Chen vd., 2005).

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_e}{3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} \Delta\bar{C}_{nm}^{GRACE}(t) \cos(m\lambda) \\ + \\ \Delta\bar{S}_{nm}^{GRACE}(t) \sin(m\lambda) \end{array} \right\} \quad (7)$$



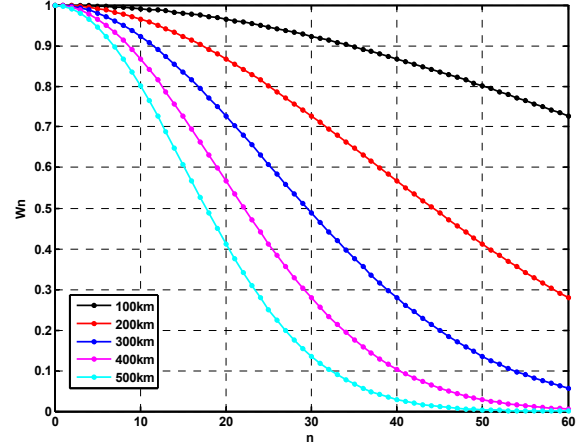
Şekil 3: Farklı yumuşatma yarıçaplarının GRACE eş değeri su kütlesi kestirimleri üzerine etkisi (Swenson ve Wahr, 2006).

Etkili yumuşatma yarıçapının başarılı olarak belirlenebilmesi için, gerçek sinyalin konumsal genişliği (etkilediği alanın büyüklüğü) hakkında öncül bilgilere ve tecrübeye sahip olmak gerekir. Eğer yarıçap çok küçük seçilirse, belirlenecek kütle sinyali çok gürültülü, eğer çok büyük seçilirse bu defa da çok yumuşatılmış olabilir (Şekil 3b, c, d). Bunun yanında yumuşatma yarıçapı ile sızıntı hatasının büyüklüğü doğru orantılıdır. Yumuşatma yarıçapı arttıkça sızıntı hatası da artmakta, çalışma bölgesi içerisine bölge dışından daha fazla sinyal sızmaktadır.

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

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_e}{3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} \Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) \cos(m\lambda) \\ + \\ \Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) \sin(m\lambda) \end{array} \right\} \quad (8)$$

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



Şekil 4: Farklı yumuşatma yarıçaplarında yumuşatma fonksiyonunun değerleri. Yatay eksen dereceyi, dikey eksen fonksiyonun değerini göstermektedir.

Yöntemin uygulanmasındaki ana düşünce, yukarıda belirtilen korelasyonlu serilere yüksek dereceden bir polinom uydurmak ve orijinal serilerden polinomu çıkarmaktır. De-korelasyon filtresi konumsal yumuşatmadan önce uygulanır. Filtrelenmiş katsayılar $\Delta\tilde{C}_{nm}$ ve $\Delta\tilde{S}_{nm}$ ile gösterilecek olursa ve seri n_{\max} ile sonlandırılırsa (2) eşitliğiyle verilen yüzey kütle yoğunluğu (8)'de verilen şekilde yeniden yazılır ve sonuç şeklini alır.

GRACE çözümlerinden uygun sinyal/gürültü oranının elde edilebilmesinin bir diğer yolu da nokta yüzey kütle yoğunluğu kestirimi yerine bölgesel ortalama almaktır. Her ne kadar konumsal yumuşatma bölgesel ortalamaya yakın bir kavram gibi gözükse de konumsal yumuşatma bir bölgeyi izole edememektedir.

Swenson ve Wahr (2002) belirli bir bölge için yüzey kütle yoğunluğunun nasıl hesaplanacağını göstermiştir. Bunun için öncelikle bölge alanı Ω_R 'nin belirlenmesi ve bölgeyi temsil eden bir fonksiyon $\mathcal{G}(\varphi, \lambda)$ tanımlanması gerekmektedir. Bu fonksiyonun bölge içerisindeki değeri bir bölge dışında ise değeri sıfırdır.

$$\mathcal{G}(\varphi, \lambda) = \begin{cases} 0 & \text{Dışında} \\ 1 & \text{İçinde} \end{cases} \quad (9)$$

Bölge fonksiyonu (10)'da gösterildiği şekilde küresel harmonik serilere açılır ve fonksiyonun harmonik katsayıları hesaplanırsa, bölge ortalama yüzey kütle yoğunluğu (11)'de gösterildiği şekilde hesaplanabilmektedir. Bölge alanı Ω_R açısız büyüklüktür (radyan) ve \mathcal{G}_{00}^C katsayısına karşılık gelmektedir. Birçok bölgesel ve lokal çalışmalarda (11) eşitliği esas alınmaktadır.

(3) Sızıntı Etkisi:

GRACE uygulamalarının birçoğu belirli bir bölge içerisinde kütle değişimlerinin belirlenmesi üzerinedir. Ancak GRACE uyduları bir nokta üzerinde gözlem yapamamakta sadece birkaç yüz kilometre aralıkta meydana gelen ortalama gravite değişimlerini algılayabilmektedir. Dolayısıyla uydular ilgilenilen bölgeye yaklaştığında hem bölge içerisindeki hem de bölgeye yakın çevredeki sinyalleri aynı anda algılamakta, bölge dışındaki kütle sinyalleri bölge içerisine karışarak sızıntı hatasını doğurmaktadır. Örneğin (12) eşitliğini kullanarak bir nehir havzasında su depolama değişimi belirlenmek istensin. Bu durumda havzaya düşey (havzanın üzerindeki atmosfer ve havzanın altındaki katı yer) ve yatay çevresinden kütle sinyalleri havza içerisine sızacaktır. Havzaya düşey yönde sızacak atmosferik ve katı yer sinyallerini havza sinyalinden ayırt etmek olanaksız olduğundan bu sızıntılar ancak ve ancak arka plan atmosferik ve

katı yer modelleri kullanılarak giderilebilir. (11) eşitliğinde kullanılan bölge fonksiyonu komşu nehir havzalarından yatay yönde sızacak sinyalleri minimize etmeye yaramaktadır. Ancak bölge fonksiyonu (10) eşitliği kullanılarak küresel harmonik serilere açıldığında bölge içerisinde bir olan değer artık birden küçük, bölge dışında sıfır olan değer ise artık sıfırdan büyük olacaktır. Bu durum gerçek havza sinyalinin olması gerekenden daha küçük çıkmasına neden olmaktadır. Kaybedilen sinyalin yeniden elde edilebilmesi için bölge içerisinde değeri bilinen bir fonksiyonun simüle edilmesi gerekir. Simüle edilecek fonksiyona (11) eşitliği uygulanır ve çıkan sonuç orijinal fonksiyon değeri ile karşılaştırılır. Bu iki değer ortalama ölçeklendirme faktörü adı verilir ve kaybedilen sinyalin yeniden elde edilebilmesi için ölçeklendirme faktörü ile havza ortalama yüzey kütle sinyali çarpılır.

Oşinografik uygulamalarda deniz içerisine sızan kara hidroloji sinyalinin belirlenebilmesi için genellikle bağımsız hidroloji modelleri kullanılır. Bu modellere GRACE çözümlerine yapılan işlemlerin aynısı yapılır. Model önce küresel harmoniklere açılır ve (11) eşitliğinden geçirilerek deniz içerisine sızan miktar tespit edilir ve deniz kütle sinyalinden çıkarılır.

c. Düşük Dereceli Potansiyel Katsayılarının Çözümlere Eklenmesi:

Birinci derece potansiyel katsayıları (C_{10}, C_{11}, S_{11}) Yer'in kütle merkezinin koordinatlarını temsil etmektedir. Uydü jeodezisi uygulamalarında genellikle koordinat sisteminin merkezi Yer'in kütle merkezine çakışacak şekilde seçilir. Bu durumda küresel harmoniklerle ifade edilen çekim potansiyeli fonksiyonu birinci dereceden terimler içermez ($C_{10} = C_{11} = S_{11} = 0$).

$$\mathcal{G}(\varphi, \lambda) = \frac{1}{4\pi} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \overline{P}_{nm}(\sin \varphi) \left\{ \begin{array}{c} \mathcal{G}_{nm}^C \cos(m\lambda) \\ + \\ \mathcal{G}_{nm}^S \sin(m\lambda) \end{array} \right\} \quad (10)$$

$$\overline{\Delta\sigma}(t) = \frac{R\rho_e}{3\Omega_R} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \left\{ \begin{array}{c} \mathcal{G}_{nm}^C \Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) \\ + \\ \mathcal{G}_{nm}^S \Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) \end{array} \right\} \quad (11)$$

GRACE uyduları anlık kütle merkezi etrafında yörünge hareketini tamamladığından, GRACE verilerinden türetilen gravite alanı modellerinde birinci derece katsayılar sıfır olmaktadır. GRACE yer gravite alanı çözümlerini diğer tekniklerle elde edilen modellerle tutarlı hale getirebilmek için, yer merkezi hareketini temsil eden potansiyel katsayılarının GRACE çözümlerine geri eklenmesi tavsiye edilmektedir (Chambers vd., 2004). Bunun yanında GRACE çözümlerinden elde edilen ve Yer basıklığını gösteren C_{20} katsayısında anormal şekilde değişimler olduğu ifade edilmekte ve GRACE C_{20} katsayılarının SLR çözümlerinden elde edilen C_{20} katsayıları ile değiştirilmesi önerilmektedir. (Cheng ve Tapley, 2004).

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

ç. Oşinografik Uygulamalarda Arka Plan Oşinografik Modelin Çözümlere Geri Yüklenmesi:

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

atmosferik ve oşinografik kütle sinyalini içermektedir. Okyanus dip basıncı, deniz suyu kütle sinyali belirleme gibi oşinografik uygulamalarda gravite alanı çözümlerinden çıkarılan okyanus modelinin çözümlere geri eklenmesi gerekir. Bu durumda (8) ve (11)'de verilen ve kara hidroloji çalışmalarında esas alınan yüzey kütle yoğunluğu eşitliklerinin oşinografik uygulamalar için yeniden düzenlenmiş şekli (12) ve (13)'de verilmektedir.

GRACE SDS merkezleri AOD1B (Atmosphere and Ocean De-aliasing Level-1b) olarak bilinen ve arka plan atmosfer ve oşinografik modelleri içeren ürünü kullanmaktadır. AOD1B ürünü içerisinde OMCT (The Ocean Model for Circulation and Tides) olarak bilinen baroklinik oşinografik model kullanılmaktadır. OMCT modeli ile ilgili daha ayrıntılı bilgiye Flechtner (2007)'de ulaşılabilir. Arka plan oşinografik model GRACE Seviye-2 çözümlerine (GSM) benzer şekilde SDS merkezleri tarafından küresel harmonik katsayılar cinsinden yayımlanmaktadır (GAD aylık küresel harmonik katsayıları). CNES/GRGS arka plan oşinografik modeli MOG2D barotropik modelidir (Carrère ve Lyard, 2003). Bu model de OMCT modeli gibi küresel harmonik katsayılar cinsinden yayımlanmaktadır.

4. BAZI ÖNEMLİ GRACE UYGULAMALARI

a. Jeodezik Uygulamalar:

Küresel kapsamı nedeniyle Yer gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri uydu verilerinden (uydu yörünge izleme, uydu altimetre, uydu gradyometre vb.), orta ve kısa dalga boylu bileşeni ise bölgesel ve lokal yüzey gravite verilerinden üretilmektedir. Ancak uydu izleme verilerinin doğruluk ve veri dağılımı konusunda bazı kısıtlamaları vardır.

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{R\rho_e}{3} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \bar{P}_{nm}(\sin\varphi) \left\{ \begin{array}{l} (\Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta C_{nm}^{GAD}(t)) \cos(m\lambda) \\ + \\ (\Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta S_{nm}^{GAD}(t)) \sin(m\lambda) \end{array} \right\} \quad (12)$$

$$\overline{\Delta\sigma}(t) = \frac{R\rho_e}{3\Omega_R} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} W_n \left\{ \begin{array}{l} g_{nm}^C (\Delta\tilde{C}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta C_{nm}^{GAD}(t)) \\ + \\ g_{nm}^S (\Delta\tilde{S}_{nm}^{GRACE}(t) + \Delta S_{nm}^{GAD}(t)) \end{array} \right\} \quad (13)$$

Çünkü uydular Yeryuvarı üzerinde konumlandırılmış sınırlı sayıda istasyonlardan izlenmekte, uydular gravite alanı haritalama amacıyla tasarlanmadığından genellikle uydu yükseklikleri fazla olmakta ve uydular üzerinde çekim dışındaki ivmelenmeleri ölçebilecek ivmeölçer olmadığından bu sinyal gerçek çekim sinyaline karışmaktadır. Uydu altimetre verilerinden sadece okyanus ve denizler üzerinde gravite verisi üretebilmekte karalar ise boş kalmaktadır. CHAMP, GRACE ve GOCE gibi uydu görevleri sadece Yer gravite alanının haritalanması için özel olarak tasarlanmış uydular olduğundan yukarıda sayılan birçok kısıtlama bu uydular tarafından giderilmiştir.

İlk kez, 1966 yılında sadece uydu izleme verilerine dayalı olarak 8'inci derece ve mertebeye kadar hesaplanan global Yer potansiyeli modelleri günümüzde uydu gravite görevleri sayesinde ~250'inci derece ve mertebeye kadar hesaplanabilmektedir. Bugüne kadar geliştirilmiş tüm jeopotansiyel modeller, bu modellerin değerlendirmesi ilişkin sonuçlar ve birçok görsel arayüze (URL-9)'dan ulaşılabilir.

Söz konusu global modeller Türkiye Jeoit Modeli gibi bölgesel jeoit modellerinin belirlenmesine altlık teşkil etmekte, uydu altimetre deniz yüzeyi yükseklik verileri ile birleştirdiğinde deniz yüzeyi topografyasının belirlenmesine kullanılmaktadır.

b. Hidroloji Uygulamaları

Zamanla değişen gravite alanı içerisinde en büyük genliğe ve en çok değişkenliğe sahip bileşen karasal su değişimleridir. Karasal su depoları, yüzey üzerindeki su ve kar birikimleri ile toprak içerisinde ve altında toplanan su kütlelerini içermektedir. GRACE uydusu bu depoları birbirinden ayırt edemez ancak tüm su bileşenini ölçebilmektedir. Yersel ve diğer uydu tekniklerinden elde edilen verilerle birleştirildiğinde, GRACE çözümlerinden elde edilen sonuçlar kara hidroloji modellerinin test edilmesinde, modellerin geliştirilmesinde, (Ramillien vd., 2005; Swenson ve Milley, 2006; Rodell vd., 2007), yoğunlaşma/buharlaşma değerlerinin belirlenmesinde (Rodell vd., 2004) ve buna benzer birçok kara hidroloji uygulamasında kullanılmaktadır.

c. Buzul Araştırmaları

Global ısınmanın en önemli sonuçlarından biri Antarktika ve Greenland buzullarının erimesiyle artan deniz seviyesi yükselmeleridir. Tamamen

erimesi durumunda dünya okyanuslarını 70 m. yükseltebilecek kadar buzullarda donmuş su bulunmaktadır. Velicogna ve Wahr (2006) ile Luthcke vd. (2006) tarafından GRACE verileri kullanılarak yapılan araştırmalar, Antarktika ve Greenland buzullarında anlamlı azalmalar olduğunu işaret etmektedir. Chen vd. (2006), üç yıllık GRACE çözümü kullanarak Alaska Körfezi çevresindeki dağlık bölgede dağ buzullarının erime hızını belirlemeye çalışmış ve sonuçları lazer altimetre verileri ile karşılaştırmıştır. Çalışma bölgesinde yılda yaklaşık 100 km³ buzulun eridiğini saptamış ve GRACE sonuçların lazer altimetre sonuçları ile uyumlu olduğunu ortaya koymuştur.

ç. Oşinografik Uygulamalar

Okyanuslardaki zamanla değişen gravite sinyali karalara oranla oldukça düşük olmasına rağmen GRACE çözümlerinde okyanus kütle sinyalini görmek mümkündür. GRACE çözümlerinin kullanıldığı en önemli uygulamalardan biri uydu altimetre verileri ile birlikte okyanuslardaki yoğunluk ve kütle değişimlerinin ayrıştırılmasıdır. Uydu altimetresi deniz seviyesindeki toplam değişimi ölçebilmekte, ancak bu değişim ne kadarının yoğunluk ne kadarının ise su kütlesi değişimlerinden kaynaklandığını belirleyememektedir. Denizlerde sıcaklık ve tuzluluk gözlemleri yapmak oldukça maliyetli ve zaman alıcı bir işlemdir. Bunun yerine uydu altimetre ölçülerinden, GRACE ile bulunacak okyanus kütle değişimleri çıkarıldığında okyanuslarda sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinden kaynaklanan yoğunluk değişimlerini belirlemek olanaklı hale gelir (Chambers, 2006). Eğer okyanuslardaki yoğunluk değişimleri belirlenebilirse okyanusların ısı içeriği de belirlenebilir. Okyanuslar ile atmosfer arasındaki ısı transferi ise iklim değişimlerini etkileyen en önemli faktörlerden biridir.

İklim değişimlerini etkileyen bir diğer oşinografik olgu da okyanus akıntılarıdır. Akıntı vasıtasıyla okyanus suyu ve içeriğindeki ısı bir yerden başka bir yere taşınarak iklimi etkilemektedir. Okyanus dip basıncı, okyanus ve okyanus üzerindeki atmosfer kütesinin toplam ağırlığından oluşan bir büyüklük olup, GRACE verileri ile dip basıncı değişimleri ve dip basıncının gradyenti ile orantılı olan dip akıntıları belirli bir konumsal çözünürlükte izlenebilmektedir (Rietbroek vd., 2006). GRACE'den elde edilen dip basıncı ve akıntı tahminleri oşinografik modellerin test edilmesine ve bu modellerin geliştirilmesine önemli katkılar sağlamaktadır.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Çağımızın en önemli çevre problemlerinden biri küresel iklim değişimleridir. İklim değişimlerinin nedenlerinin araştırılması, potansiyel faktörlerin ortaya çıkarılması ve olası etkilerini en aza indirilebilmek için alınacak tedbirlerin belirlenmesi konusunda yer bilimlerinde disiplinler arası çalışmalar devam etmektedir. Jeodezinin temel ilgi alanlarından biri olan zamanla değişen Yer gravite alanı, iklim değişimlerinin potansiyel nedenleri ve sonuçları hakkında çok değerli bilgiler taşımaktadır. Bu düşünceden hareketle ABD ve Almanya Uzay Araştırmaları Merkezlerinin işbirliği ile GRACE gravite alanı uydu sistemi geliştirilmiş ve uydular Mart 2002 yılında uzaya gönderilmiştir. GRACE uydu sisteminin asıl hedefi, yer sistemi bileşenleri (katı yer, atmosfer, okyanus, buzul küre, hidrosfer) içerisinde kütle değişimleri ile ilişkili iklim değişimi sinyallerini yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü olarak gravite alanı değişimleri cinsinden ortaya koymaktır. GRACE uydu sisteminden elde edilen verilerle aylık olarak bugüne dek ulaşılamayan duyarlılıkta ve çözünürlükte küresel Yer potansiyel modelleri oluşturulmakta ve bu modeller küresel harmonik katsayıları şeklinde ücretsiz olarak yayımlanmaktadır. Ancak her gözlem sisteminde olduğu gibi GRACE gravite alanı çözümleri de uydunun gözlem tekniğine, yersel ve zamansal çözünürlüğü ile veri işleme stratejilerine özgü çeşitli hatalar içermektedir. Bu hatalar özellikle harmonik katsayıların yüksek derecelerinde kendini göstermekte, yüzey kütle anomalilerinin doğru bir şekilde belirlenmesine engel teşkil etmektedir.

Bu çalışmada, öncelikle GRACE gravite alanı çözümlerinden yüzey kütle anomalilerinin hesaplanmasında kullanılan temel eşitlikler verilmiş, ardından yüzey kütle anomalilerinin hesaplanmasında karşılaşılan hata kaynakları ve bu hataların giderilmesine yönelik yöntemler anlatılmıştır. Hata kaynaklarının başında gravite alanındaki kısa dönemli değişimlerin GRACE çözümlerinde yarattığı katlanma etkisi gelmektedir. Katlanma hataları bağımsız verilerle oluşturulmuş jeofiziksel modeller (gelgit modeli, gelgit dışındaki atmosferik ve oşinografik modeller vb.) kullanılarak azaltılmaktadır. Bu modeller de hatalar içerdiğinden katlanma etkisini tamamen ortadan kaldırılamaz ve GRACE gravite alanı çözümlerinde etkileri görülür. Çeşitli çalışma grupları tarafından katlanma önleyici modeller iyileştirilmeye devam etmektedir. Yüzey kütle anomalilerinin hesaplanmasında karşılaşılan diğer bir önemli hata GRACE küresel harmonik

katsayılarının kendi içerisindeki hatalardan ileri gelmektedir. GRACE verilerinden üretilen gravite alanı çözümleri sınırlı bir derecede sonlanmakta (kesme hatası) ve bu çözümlerin derece hata varyansları incelendiğinde çözümlerin yüksek derecelerinde hatanın arttığı görülmektedir. Bunun yanında GRACE gözlemlerinin yörünge doğrultusuna oldukça duyarlı olması harmonik katsayılarıdaki hataların birbirleri ile korelasyonlu olmasına neden olmaktadır. Bu hatalar GRACE çözümlerinden elde edilen eşdeğer su yüksekliği haritalarında kuzey-güney yönünde şeritler şeklinde kendini göstermektedir. Söz konusu hataların giderilmesi için çözümlerin filtrelenmesi, yumuşatılması ve nokta tahmini yerine bölgesel ortalama alınması önerilmektedir. Bu çalışmada bu işlemlerin nasıl gerçekleştirileceği ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Çalışmada bahsedilen son hata kaynağı ise sızma etkisi olarak bilinen ve çevre bölgelerden çalışma bölgesine sızan kütle sinyallerden kaynaklanan hatalardır. Bu hatanın etkisi bölgesel ortalama alma ve bağımsız modeller kullanılarak azaltılabilmektedir.

Başlangıçta 5 yıllık bir operasyon süresi öngörülerek fırlatılan GRACE uydu sistemi halen görevine devam etmekte olup, yakın bir gelecekte görevini tamamlayacaktır. Geçen süre içerisinde başta Jeodezi olmak üzere Yer bilimlerinin birçok alanında GRACE verileri ile çok sayıda uygulama gerçekleştirilmiştir. Gelecek nesil gravite alanı uydu görevi üzerinde çalışmalar devam etmekte, uydular arası gözlemlerin lazerle izlenmesi ve düşük yükseklikte atmosferik sürtünmenin etkisini azaltacak sistemler üzerinde simülasyonlar sürdürülmektedir. Bu şekilde yersel çözünürlüğün ~100 km'ye kadar düşürülmesi ve yeni uygulama alanlarının açılması beklenmektedir.

KAYNAKLAR

- Bettadpur S. (2007a). **Gravity Recovery and Climate Experiment Product Specification Document**, GRACE 327-720 CSR-GR-03-02, Rev.4.5.
- Bettadpur S. (2007b). **Gravity Recovery and Climate Experiment Level-2 Gravity Field Product User Handbook**, GRACE 327-734 CSR-GR-03-01, Rev.2.3, 2007b.
- 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, 108, 2311.

- Carrère L., Lyard F. (2003). **Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations**, *Geophysical Research Letters*, 30, 1275.
- Cazenave A., Mercier F., Bouille F., Lemoine J.M. (1999). **Global-scale interactions between the solid Earth and its fluid envelopes at the seasonal time scale**, *Earth Planet Sci. Lett.*, 171, 549-559.
- Chambers D.P. (2006). **Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry**, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 111, C10 3010.
- Chambers D.P., Wahr J., Nerem R.S. (2004). **Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE**, *Geophysical Research Letters*, 31, 13.
- Chao B.F. (2005). **On inversion for mass distribution from global (time-variable) gravity field**, *Journal of Geodynamics*, 39, 223-230.
- Chen J.L., Wilson C.R., Seo K.W. (2006). **Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations**, *Journal of Geophysical Research*, 111, B06408.
- Chen J.L., Wilson C.R., Famiglietti J.S., Rodell M. (2005). **Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations**, *Journal of Geophysical Research*, 110, B08408.
- Cheng M., Tapley B.D. (2004). **Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years**, *J. Geophys. Res.*, 190, B09402.
- Cheng M., Tapley B.D. (1999). **Seasonal variations in low degree zonal harmonics of the Earth's gravity field from satellite laser ranging observations**, *J. Geophys. Res.*, 104, 2667-2681.
- Flechtner F. (2007). **Gravity Recovery and Climate Experiment AOD1B Product Description Document for Product Releases 01 to 04**, GRACE 327-750 GR-GFZ-AOD-0001 Rev.3.1.
- Han S.C., Shum C.K., Jekeli C., Kuo C.Y., Wilson C., Seo K.W. (2005). **Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement**, *Geophys. J. Int.*, 163, 18-25.
- Heiskanen W.A., Moritz H. (1967). **Physical Geodesy**, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Jekeli C. (1999). **The determination of gravitational potential differences from satellite-to-satellite tracking**, *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 101, 75-85.
- Jekeli C. (1981). **Alternative methods to smooth the Earth's gravity field**, OSU Report No. 327, The Ohio State University,
- Kusche J., Schmidt R., Petrovic S., Rietbroek R. (2009). **Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model**, *Journal of Geodesy*, 83, 903-913.
- Luthcke S.B., Zwally H.J., Abdalati W., Rowlands D.D., Ray R.D., Nerem R.S., Lemoine F.G., McCarthy J.J., Chinn D.S. (2006). **Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations**, *Science*, 314, 1286-1289.
- Meyer T.H., Roman D.R., Zilkoski D.B. (2005). **What Does Height Really Mean? Part II: Physics and Gravity**, *Surveying and Land Information Science*, 65, 5-15.
- Nerem R.S., Eanes R.J., Thompson P.F., Chen J.L. (2000). **Observations of annual variations of the Earth's gravitational field using satellite laser ranging and geophysical models**, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1783-1786.
- Ramillien G., Frappart F., Cazenave A., Gnter A. (2005). **Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids**, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 283- 301.
- Rietbroek R., Legrand P., Wouters B., Lemoine J.M., Ramillien G., Hughes C.W. (2006). **Comparison of in situ bottom pressure data with GRACE gravimetry in the Crozet-Kerguelen region**, *Geophysical Research Letters*, 33.

- Rodell M., Famiglietti J.S., Chen J., Seneviratne S.I., Viterbo P., Holl S., Wilson C.R. (2004). **Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations**, Geophysical Research Letters, 31, L20504.
- Rodell M., Chen J., Kato H., Famiglietti J., NIGRO J., WILSON C. (2007). **Estimating ground water storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE**, Hydrogeol. J., 15, 159-166.
- Swenson S., Chambers D., Wahr J. (2008). **Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output**, J. Geophys. Res., 113, B08410.
- Swenson S., Milly P.C.D. (2006). **Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry**, Water Resour. Res., 42, W03201.
- Swenson S., Wahr J. (2006). **Post-processing removal of correlated errors in GRACE data**, Geophysical Research Letters, 33, L08402.
- Swenson S., Wahr J. (20029). **Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity**, Journal of Geophysical Research, 107(B9), 2193.
- Torge W. (1989). **Gravimetry**, de Gruyter, Berlin, Almanya.
- Tapley B.D., Bettadpur S., Ries J.C., Thompson P.F., Watkins M. (2004a). **GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System**, Science, 305, 503-505.
- Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C. (2004b). **The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results**, Geophys. Res. Lett., 31.
- Velicogna I., Wahr J. (2006). **Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica**, Science, 31, 1754-1756.
- 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, 103, 30205-30229.
- Wahr J., Swenson S., Velicogna I. (2006). **Accuracy of GRACE mass estimates**, Geophysical Research Letters, 33, L06401.
- Watkins M.M., Gruber T., Bettadpur S. (2000). **Science Data System Development Plan Revision: C**, GRACE 327-710.
- URL-1: <http://grace.sgt-inc.com/methodology.html>
03.03.2011
- URL-2: <http://www.gfz-potsdam.de>
03.03.2011
- URL-3: <http://www.csr.utexas.edu/>
04.03.2011
- URL-4: <http://www.esa.int/>
04.03.2011
- URL-5: <http://podaac.jpl.nasa.gov/grace>
04.03.2011
- URL-6: <http://isdc.gfz-potsdam.de/grace>
04.03.2011
- URL-7: <http://bgi.cnes.fr:8110/>
05.03.2011
- URL-8: <http://www.lr.tudelft.nl/>
05.03.2011
- URL-9: <http://icgem.gfz-potsdam.de>
05.03.2011