

Bachelorarbeit

Messung von Wasserspeicherbilanzen mit Daten der GRACE Satelliten

Autoren

Claire Heuschling

Hannes Jenny

Betreuer

Prof. Dr. Wolfgang Kinzelbach

Institut für Umweltingenieurwissenschaften
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich

6. Juni 2014

Abstract

Mit der Satellitenmission GRACE welche im März 2002 gestartet ist, lassen sich zeitliche Variationen im Erdschwerefeld hochpräzise messen. Diese sind in der betrachteten Zeitspanne hauptsächlich auf Massenverlagerungen in der Hydrosphäre zurückzuführen. Mit GRACE können Änderungen der terrestrischen Speicher über alle Speicherkompartimente integrierend erfasst werden. Die monatlichen Datensätze von GRACE können aufgrund der Länge der Datenreihe, welche sich bereits über mehr als ein Jahrzehnt erstreckt, Aufschluss über saisonale sowie langfristige Änderungen der terrestrischen Wasserspeicher geben.

In dieser Arbeit wurde mittels GRACE-Daten eine hydrologische Analyse für ein Untersuchungsgebiet im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges durchgeführt. In einem ersten Schritt wurde untersucht, inwiefern das GRACE-Signal Rückschlüsse auf die starke Volumenabnahme des Bosten Sees im Yanqi Becken geben kann. Aufgrund der beschränkten räumlichen Auflösung der GRACE-Daten hat sich gezeigt, dass ihre Anwendung auf regionale, hydrologische Prozesse ungenügend ist. Im Folgenden wurde das GRACE-Signal im Tian Shan Gebirge näher analysiert. Zu beobachten sind einerseits stark ausgeprägte saisonale Schwankungen im GRACE-Signal, wie auch ein längerfristiger Trend.

Die GRACE-Daten wurden mit meteorologischen Daten zu Temperatur und Niederschlag sowie hydrologischen Daten zum Abfluss und der Schneebedeckung verglichen. Dabei konnte gezeigt werden, dass die saisonalen Schwankungen des GRACE-Signals hauptsächlich auf die Schneeakkumulation im Winter und die Schneeablation im Sommer zurückzuführen sind. Anhand von Daten zur Schneebedeckung konnte gezeigt werden, dass das GRACE-Signal zeitlich stark verzögert auf die Schneeschmelze im Gebiet reagiert. Dies liegt einerseits daran, dass der Abfluss des Schmelzwassers durch Zwischenspeicherung retardiert wird. Die Evaporationsrate steigt im kontinental geprägten Klima ab dem Frühsommer stark an, wodurch ein Grossteil der sich noch im Gebiet befindenden Wassermenge evaporiert. Mit vereinfachten Annahmen konnte das im Mittel gespeicherte Schneevolumen im Gebiet über GRACE grob auf 8.82 km^3 in Wasseräquivalent geschätzt werden. Diese Abschätzung unterliegt jedoch grösseren Unsicherheiten, was sich auch daran zeigt, dass keine Beziehung zwischen saisonaler Abnahme der Schneebedeckung und saisonaler Abnahme des Schneevolumens (GRACE-Signal) beobachtet werden konnte.

Für den längerfristigen Trend im GRACE-Signal wurde die Änderung der Gletscher im Untersuchungsgebiet analysiert. Über Daten zur Gletscherfläche im Gebiet sowie Schätzungen zur Flächenabnahmerate (0.31% pro Jahr) wurde für den Zeitraum zwischen

2003 bis 2013 eine Gletschervolumenabnahme von 34.95 km^3 abgeschätzt. Durch die Hochrechnung des GRACE-Signals über das betrachtete Gebiet konnte eine Volumenabnahme der terrestrischen Wasserspeicher von 17.15 km^3 berechnet werden. Es zeigte sich folglich ein gewichtiger Unterschied zwischen der modellierten Gletschervolumenabnahme und der Änderung der terrestrischen Wasserspeicher (GRACE) im Gebiet. Bei der Abschätzung der Gletscherabnahme wurden vereinfachte Annahmen getroffen, welche zu höheren Unsicherheiten führen. Um mit den GRACE-Daten eine isolierte Betrachtung der Gletschermassenänderung zu erhalten, müsste das GRACE-Signal noch von Änderungen weiterer Speicherkompartimente reduziert werden. Als Ursache der Gletscherschmelze im Gebiet konnten die steigenden Sommertemperaturen identifiziert werden. Es wurde eine starke negative Korrelation zwischen den Sommertemperaturen und dem GRACE-Signal von $r = -0.87$ berechnet.

Anhand der Untersuchungen in dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass sich GRACE für die Analyse grossräumiger Massenverlagerungen als wirkungsvolles Instrument erweist. Ohne weitere Modellierungen verschiedener Speicherkompartimente erweist sich eine quantitative Interpretation des GRACE-Signals jedoch als schwierig.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	1
2.	Methodik der Erfassung des Erdschwerefeldes mit GRACE	3
2.1	Hintergrund und Motivation der GRACE-Mission.....	3
2.2	Mathematische Modellierung des Erdschwerefeldes	6
2.3	Hintergrundmodelle der Bewegungsgleichung	11
2.4	Bahnintegration und Parameterschätzung.....	12
2.5	Methode der kleinsten Fehlerquadrate.....	14
2.6	GRACE Monatsmodell.....	15
2.7	Umwandlung in Wasseräquivalente.....	16
2.8	Glättung und Filterung.....	17
2.9	Datenzugang	19
2.10	Scale Factor.....	20
2.11	Anwendung des Gauss-Filters	20
2.12	Ermittlung der Schneebedeckung mit MODIS.....	21
3.	GRACE Datenanalyse	24
3.1	Untersuchungsgebiet Bosten See	24
3.1.1	Gebietsbeschreibung	24
3.1.2	Wasserpegeländerungen.....	25
3.2	Untersuchungsgebiet Tian Shan Gebirge.....	30
3.3	Saisonaler Trend	33
3.3.1	Saisonaler Trend – Verlauf der Schneebedeckung.....	34
3.3.2	Saisonaler Trend – Schneebedeckung, Niederschlag und Evaporation	36
3.3.3	Interpretation der saisonalen Schwankungen des GRACE-Signals	40
3.3.4	Ermittlung des Schneevolumens aus GRACE-Daten.....	44
3.4	Langzeitiger Trend	47
3.4.1	Volumenabnahme der Gletscher	47
3.4.2	Ursachen der Gletscherschmelze.....	52

3.4.2	Grundwasser	54
3.5	GRACE Daten Vergleich	56
4.	Schlussfolgerung	59
5.	Ausblick	62
	Danksagungen.....	65
6.	Anhang	66
6.1	MODIS	66
6.2	Volumenabnahme	67
	Literaturverzeichnis.....	68
	Abbildungsverzeichnis.....	71

1. Einleitung

Wasser wird auf der Erde in verschiedenen Kompartimenten gespeichert: in den Ozeanen, als Wasserdampf in der Atmosphäre und in terrestrischen Wasserspeichern. Hierzu zählen etwa Grundwasserspeicher, Oberflächengewässer, Schnee, Gletscher und Bodenfeuchte. Zwischen den unterschiedlichen Kompartimenten steht das Wasser in einem ständigen Austausch. Der Wasserkreislauf auf den Kontinenten unterliegt vielfältigen Variationen in Raum und Zeit. Je nach Klimazone, Jahreszeit oder naturräumlichen Umständen variiert die Wasserbilanz zwischen Niederschlag, Evaporation, Abfluss und Speicherung. Kenntnisse über die Wassermengen und ihre zeitliche Variation der terrestrischen Wasserspeicher sind von Interesse für die Landwirtschaft oder die Trinkwasserversorgung, aber auch für Klimamodellierungen und Prognosen. Die Messung der terrestrischen Wasserspeicherung ist schwierig, einerseits da sie verschiedene Kompartimente umfasst, welche jeweils einzeln erfasst werden müssen. Zum anderen lassen sich die Wassermengen einzelner Speicherkompartimente, etwa von Grundwasserspeichern mit herkömmlichen Methoden nur ungenau detektieren und quantifizieren. Der jüngste IPCC Bericht hat die kontinentale Hydrologie als die am schlechtesten verstandene Komponente im globalen Wasserkreislauf identifiziert. (S. Schnitzer 2013, Web)

Hier bietet die Satellitenmission GRACE, welche im März 2002 gestartet ist neue Perspektiven. Über kontinuierliche Abstandmessungen zwischen den beiden Partnersatelliten GRACE 1 und 2 können zeitliche Änderung des Erdschwerefeldes in einer hohen Präzision gemessen werden, wodurch grossräumige Wassertransporte im Erdsystem detektiert und quantifiziert werden können. Die ausserordentliche Bedeutung von GRACE für die Hydrologie liegt darin, dass es das einzige Beobachtungssystem ist, das grossräumig und über alle Speicherkompartimente integrierend Speicheränderungen auf den Kontinenten erfassen kann. Mit GRACE können erstmals globale Daten bereitgestellt werden, welche die Variabilität der Wasserspeicherung auf monatlichen, saisonalen bis hin zu interannuellen Zeitskalen aufzeigen. Mit der Zeitreihe von GRACE, welche sich bereits über mehr als ein Jahrzehnt erstreckt, können auch langfristige Änderungen im Wasserhaushalt einer Region gemessen werden. Die Abbildung 1 zeigt die von GRACE erfasste durchschnittliche jährliche Änderung der terrestrischen Wasserspeicher für den Zeitraum zwischen 2003 bis 2010 in China und den umliegenden Regionen.

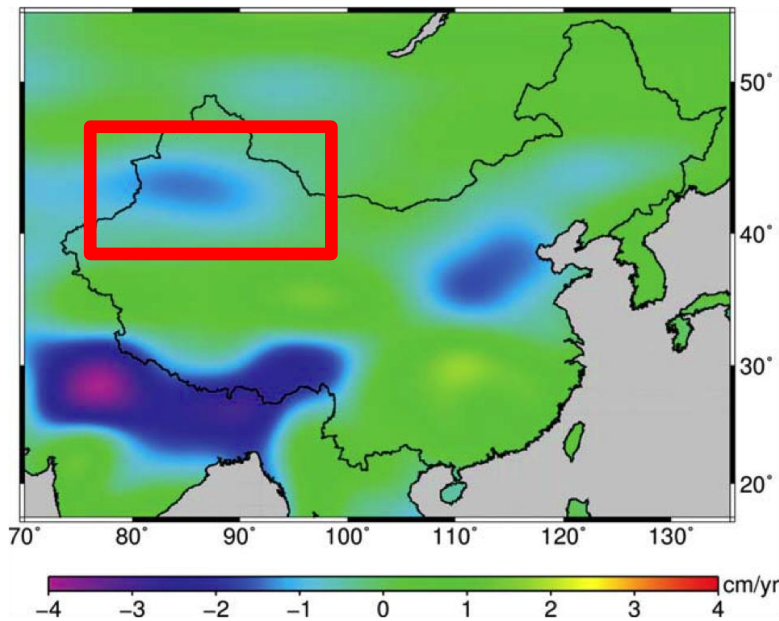


Abbildung 1: Von GRACE erfasste jährliche durchschnittliche Wassersäulenänderungen in China für den Zeitraum zwischen 2003 bis 2010 in cm/yr (Wei Feng et al 2013)

Anhand der Abbildung 1 lassen sich drei Regionen in China ausmachen, in denen eine längerfristige Abnahme der Wassermenge beobachtet werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit wird die umrahmte Region im Nordwesten Chinas näher untersucht. Hier befindet sich mit dem Tian Shan Gebirge eine der längsten Gebirgsketten der Welt. Die in der Abbildung 1 ersichtliche Abnahme der Wassermenge im betrachteten Gebiet soll anhand regionaler hydrologischer Daten untersucht werden. Von Interesse ist dabei, in welchen Speicherkompartimenten Wassermengenänderungen in welcher Größenordnung stattgefunden haben. Neben dem längerfristigen Trend sollen auch saisonale Variationen im GRACE-Signal analysiert und mit klimatischen sowie hydrologischen Daten, beispielsweise saisonaler Änderungen der Schneebedeckung, verglichen werden. Ziel der Datenanalyse ist die Aussagekraft und die Anwendbarkeit der GRACE-Daten zu analysieren. Insbesondere soll geprüft werden, inwiefern GRACE hilfreiche Informationen zur Untersuchung hydrologischer Prozesse liefern kann. Es soll zudem aufgezeigt werden, wo die Grenzen der Anwendbarkeit von GRACE, vor allem hinsichtlich seiner räumlichen Auflösung, liegen.

2. Methodik der Erfassung des Erdschwerefeldes mit GRACE

2.1 Hintergrund und Motivation der GRACE-Mission

Die GRACE-Mission (Gravity Recovery and Climate Experiment) ist ein gemeinsames Projekt der US-amerikanischen National Aeronautics and Space Administration (NASA) und des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR). (D.E. Steitz et al. 2002, S.4) Hauptziel der GRACE-Mission ist eine detaillierte Vermessung des Erdschwerefeldes, sowie die Erfassung dessen zeitlicher Variation. Der Start der Mission erfolgte am 17. März 2002. Mit einer Rockot-Trägerrakete wurden zwei niederfliegende Satelliten (GRACE 1 und 2) in eine nahezu polare Umlaufbahn mit einer Anfangshöhe von 500 km gebracht. Die beiden Satelliten arbeiten nach dem SST-Prinzip (Satellite-to-Satellite Tracking), wobei sie die Erde auf demselben Orbit in einem gegenseitigen Abstand von ungefähr 220 ± 50 Kilometer umrunden. (DRL GRACE Web & D.E. Steitz et al. 2002, S. 4 & 7) Mittels Mikrowellensystemen findet eine kontinuierliche Distanzmessung mit μm -Genauigkeit zwischen den beiden Satelliten statt. (U. Fackler 2005, S.6)

Örtliche und zeitliche Variationen im Schwerefeld der Erde beeinflussen die Distanz zwischen den beiden Satelliten. Nähert sich das Satellitenpaar einer positiven Massen-anomalie, beispielsweise einem massiven Gebirge, wird der vorausfliegende Satellit GRACE 1 stärker beschleunigt als GRACE 2 und der Abstand zwischen den Satelliten vergrößert sich. Überquert GRACE 1 die positive Massen-anomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase während GRACE 2 noch beschleunigt wird. Der Abstand zwischen den Satelliten verringert sich dabei. Entfernen sich die beiden Satelliten wiederum von der positiven Massen-anomalie, wird der Abstand zwischen den Satelliten vergrößert, da GRACE 2 noch stärker abgebremst wird. Dieses Szenario kann anhand der Abbildung 2 veranschaulicht werden. Dargestellt ist ein realer Überflug über das als positive Anoma-lie wirkende Himalaja-Gebirge. Die Grafik zeigt die Abstandsänderung der beiden Satel-liten (schwarze Kurve) in Abhängigkeit der überflogenen Topographie (blaue Kurve). (C. Förste 2010, S. 112)

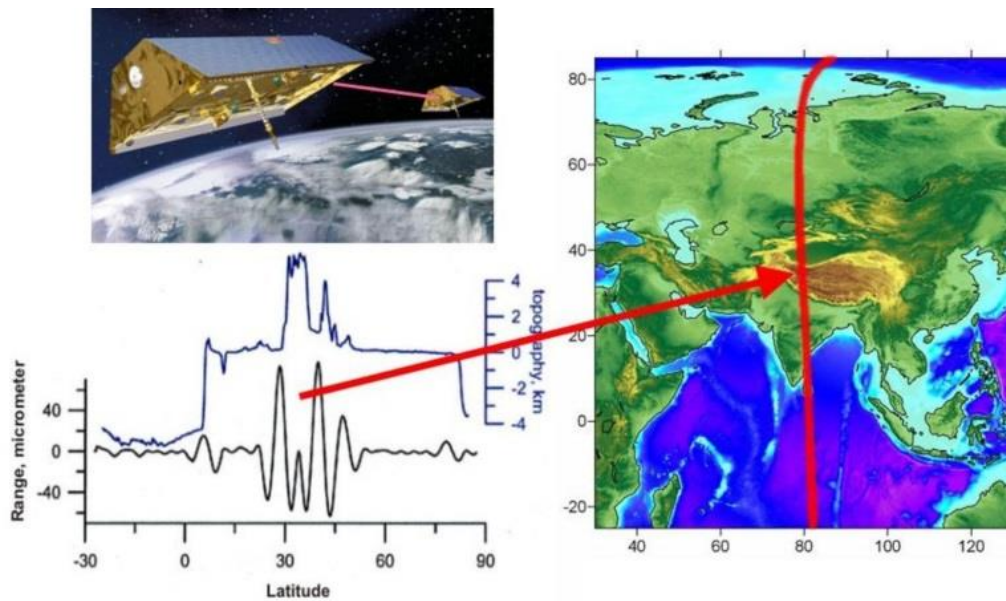


Abbildung 2: Veranschaulichung der Funktionsweise der Bestimmung von Anomalien im Erdschwerefeld (C. Förste 2010)

Mittels Kenntnissen zur Änderung der Distanz zwischen den beiden Satelliten, ihrer Position sowie ihrer Beschleunigung lässt sich das Schwerefeld der Erde ermitteln. Das SST-Prinzip ist eine relativ neue Entwicklung. GRACE ist die erste Mission dieser Art, welche das SST-Prinzip zur Bestimmung des Erdschwerefeldes benutzt. (G. Joodaki 2014, S.11) Die Modellierung des statischen Erdschwerefeldes konnte mit GRACE um mindestens einen Faktor 100 gegenüber der Schwerefeldbestimmung vor dem Start der ersten Schwerefeldmission verbessert werden. (M. Scheller 2012 S.22) Näher auf die technischen und methodischen Aspekte von GRACE wird in den Kapitel 2.2 bis 2.11 eingegangen.

Exakte Kenntnisse über das Schwerefeld der Erde sind von zentraler Bedeutung, einerseits für die Satellitengeodäsie, beispielsweise aber auch für Höhenbestimmungen auf der Erde. Die über Jahre angesammelten Messdaten der GRACE-Mission ermöglichen, es Änderungen des Erdschwerefeldes mit hoher Präzision zu erfassen. Dadurch können grossräumige Massentransporte im Erdsystem detektiert und quantifiziert werden. Die Resultate der GRACE-Mission finden Anwendung in verschiedenen Gebieten der Geowissenschaften.

Die Variationen des Erdschwerefeldes, in der nach geologischen Massstäben sehr kurzen Zeitspanne der GRACE-Mission, sind hauptsächlich auf Änderungen der globalen Wasserverteilung zurückzuführen. (Goddard Space Flight Center 2003, S.3) Eine interessante Anwendung der Daten der GRACE-Mission findet sich in der Quantifizierung der Änderung terrestrischer Wasserspeicher (terrestrial water storage: TWS). Terrestrische Wasserspeicher setzen sich aus Grundwasserspeicher, Bodenfeuchtigkeit und Permafrost, Oberflächengewässer, Schnee und Eis sowie in Biomasse gespeichertem Wasser

zusammen. (M. Rodell, NASA, S.1) Die Änderung der Wasserspeicher ist die Bilanz aus Niederschlag, Evapotranspiration und Abfluss. Kenntnisse über die Wassermengen und ihre zeitliche Variation der terrestrischen Wasserspeicher sind von Interesse für die Landwirtschaft oder die Trinkwasserversorgung, aber auch für Klimamodellierungen und Prognosen. (S.I. Seneviratne et al. 2005 S.3)

Die Messung der terrestrischen Wasserspeicherung ist schwierig, einerseits da sie verschiedene Kompartimente umfasst, welche jeweils einzeln erfasst werden müssen. Zum anderen lassen sich die Wassermengen einzelner Speicherkompartimente, etwa von Grundwasserspeichern mit herkömmlichen Methoden nur ungenau detektieren und quantifizieren. Hier bieten die Daten der GRACE-Mission neue Perspektiven. GRACE ermöglicht die Erfassung von grossräumigen Änderungen der terrestrischen Wasserspeicher, ohne dass deren Speicherkompartimente einzeln gemessen werden müssen. Hier liegt jedoch auch eine Einschränkung der Daten der GRACE-Satelliten. Der erfasste Wert der Variation des terrestrischen Wasserspeichers gibt keine Auskunft darüber, in welchem Kompartiment welche Massenänderung stattgefunden hat. Um die einzelnen Speicherkomponenten zu separieren werden zusätzliche Informationen benötigt, beispielsweise weitere Satellitendaten, in situ Messdaten oder Prognosen hydrologischer Variablen basierend auf Klimamodellen. (G. Ramillien et al. 2003, S.813) Ein weiterer Nachteil der GRACE-Daten liegt in ihrer relativ geringen räumlichen Auflösung. Monatliche Massenveränderungen können mithilfe von GRACE mit einer räumlichen Auflösung von 300 bis 500 km registriert werden. (C. Förste 2013 S.10)

Auch in weiteren Forschungsgebieten liefern die Daten der zeitlichen Variation des Erdschwerefeldes neue Erkenntnisse, etwa bei der Erforschung der Polkappen. Eine wichtige Frage, die sich bei der Erforschung des Klimawandels stellt ist, ob die Polkappen ein Wachstum oder eine Abnahme verzeichnen. So haben etwa Ergebnisse der GRACE-Mission gezeigt, dass die Antarktis im Zeitraum zwischen Januar 2003 bis Dezember 2010 jährlich 148 ± 30 Gigatonnen Eismasse verloren hat. (T. Jacob et al. 2012)

Auch zur Untersuchung der Entwicklung der Meeresspiegel liefert die GRACE-Mission wertvolle Daten. Zwar kann die Meereshöhe mit herkömmlicher Satellitenaltimetrie sehr genau erfasst werden, jedoch liefert die Erfassung eines Anstiegs des Meeresspiegels keine Information darüber ob dieser Anstieg lediglich aufgrund thermaler Expansion erfolgte, oder ob ebenfalls eine Zunahme der Wassermenge stattgefunden hat. (D. E. Steitz et al. 2002) Die Daten der GRACE-Mission können hier die effektive Veränderung der Wassermenge quantifizieren.

Auch in weiteren Forschungsgebieten, wie etwa in der Plattentektonik oder bei der Untersuchung von Meeresströmungen können Daten der GRACE-Mission wichtige Informationen liefern. (Goddard Space Flight Center 2003, S.4) Die Liste an Beispielen in denen

Daten zur Variation des Erdschwerefeldes der GRACE-Mission einen Beitrag zu geowissenschaftlichen Untersuchungen leisten können, liesse sich noch erweitern, worauf hier jedoch verzichtet werden soll.

2.2 Mathematische Modellierung des Erdschwerefeldes

Das vektorielle Schwerefeld der Erde kann durch die skalare Grösse des Potentials V beschrieben werden. Das Potential beschreibt die Wirkung des Erdschwerefeldes auf Massen unabhängig von deren Grösse. Über das Potential ergibt sich nach Gleichung 1 die Fallbeschleunigung \vec{g} bzw. die Schwerkraft. (C. Förste 2013, S.7)

$$\vec{g} = \text{grad}(V) \quad (1)$$

Im globalen Massstab kann das zeitlich variable Potential der Erde als Kugelfunktionsreihenentwicklung nach Gleichung 2 dargestellt werden. (Ro. Schmidt 2007, S.36)

$$V(r, \theta, \lambda, t) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} (R/r)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm}(t) \cos(m\lambda) + S_{nm}(t) \sin(m\lambda) P_{nm}(\cos(\theta))) \quad (2)$$

(r, θ, λ)	Kugelkoordinaten
G	Universelle Gravitationskonstante
M	Masse des Erdkörpers
R	mittlerer Erdradius am Äquator
n,m	Grad und Ordnung der Kugelfunktionsentwicklung
$C_{nm}(t)$ $S_{nm}(t)$	Kugelfunktionskoeffizienten
P_{nm}	Kugelflächenfunktionen

Die in (2) enthaltenen Kugelflächenfunktionen (P_{nm}) sind dreidimensionale Wellen mit Kugelsymmetrie. Durch die Überlagerung von Kugelflächenfunktionen verschiedener Wellenlängen lässt sich das näherungsweise kugelsymmetrische Erdschwerefeld beschreiben. Die Kugelfunktionskoeffizienten $C_{nm}(t)$ und $S_{nm}(t)$ bilden dabei die Amplituden der Einzelwellen. (C. Förste 2013 S.7) Sie repräsentieren die zeitvariable Massenverteilung. Ein Datensatz aus Kugelfunktionskoeffizienten ermöglicht die Modellierung des Erdschwerefeldes. Je höher Grad n und Ordnung m sind, also je weiter die Kugelfunktionsreihe entwickelt ist, desto detaillierter wird das Schwerefeld beschrieben. In der Abbildung 3 ist das Schwerefeldmodell für verschiedene Entwicklungsgrade von einem Grad von 5 bis 50 dargestellt.

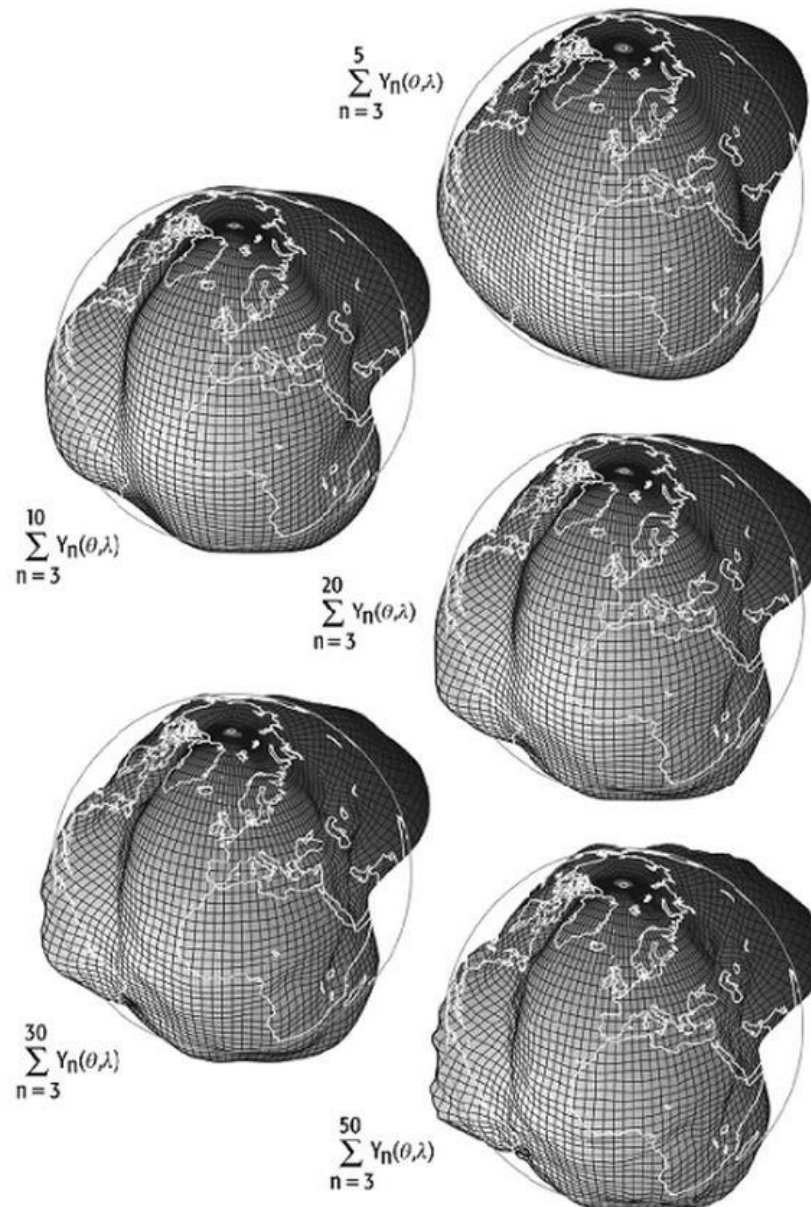


Abbildung 3: Kugelfunktionsreihenentwicklungen verschiedener Entwicklungsgrade (GeoDZ Web)

Mit zunehmendem Grad und Ordnung nehmen jedoch auch die Fehler der Kugelfunktionskoeffizienten deutlich zu. Aus diesem Grund und zur Beschleunigung der Rechenzeit werden Grad und Ordnung begrenzt. (Ro. Schmidt 2007, S.69) (M. Scheller 2012, S.52) Die in dieser Arbeit verwendeten monatlichen Koeffizientensätze werden bis Grad und Ordnung 60 geschätzt. (F.W Landerer et al. 2012 S.6)

Die radiale Abhängigkeit des Gravitationspotentials für Feldpunkte mit zunehmender Entfernung von der Erde kommt durch den Dämpfungsfaktor $(R/r)^{n+1}$ in der Gleichung 2 zum Ausdruck. Je grösser die Distanz des vermessenden Satelliten zur Erdoberfläche ist, desto stärker wird der Einfluss von Kugelfunktionskoeffizienten höherer Grade abgeschwächt und desto schlechter können kleine räumliche Strukturen aufgelöst werden.

Dieser Sachverhalt lässt sich anhand der Abbildung 4 erkennen. Dargestellt ist ein Schwerefeldmodell für verschiedene Distanzen zur Erde.

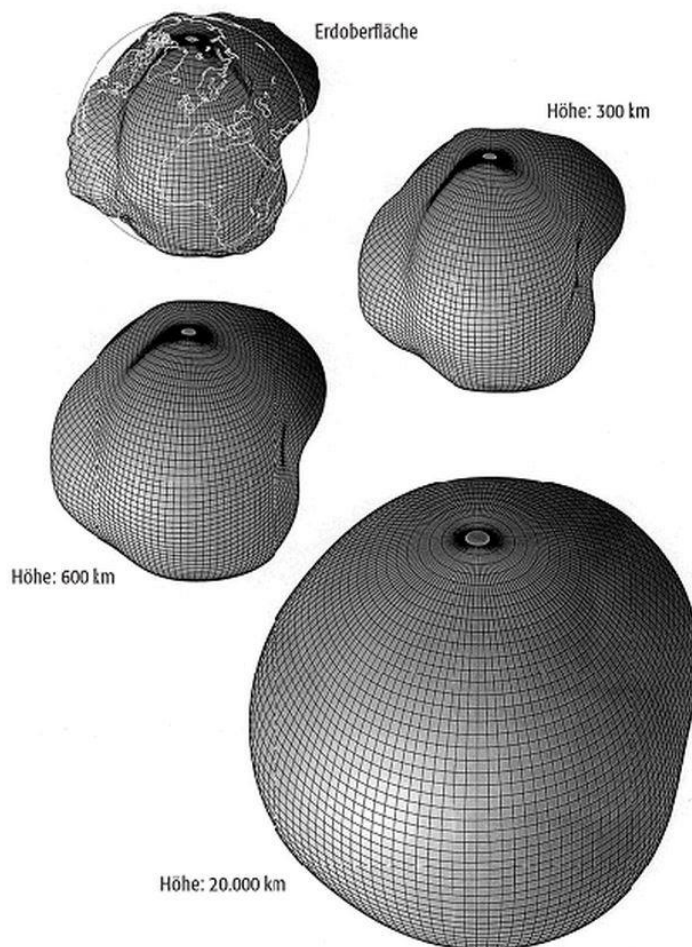


Abbildung 4: Schwerefeld für verschiedene Distanzen des vermessenden Satelliten zur Erde (GeoDZ Web)

Es gilt, dass je niedriger sich die Flughöhe eines Satelliten befindet, desto besser kann die räumliche Auflösung des Schwerefelds ermittelt werden.

Im Folgenden soll beschrieben werden, wie sich die Kugelfunktionskoeffizienten und insbesondere deren zeitliche Variationen mit GRACE ermitteln lassen. Das Grundprinzip der Erfassung des Erdschwerefeldes mittels Satelliten ist in der Abbildung 5 schematisch dargestellt.

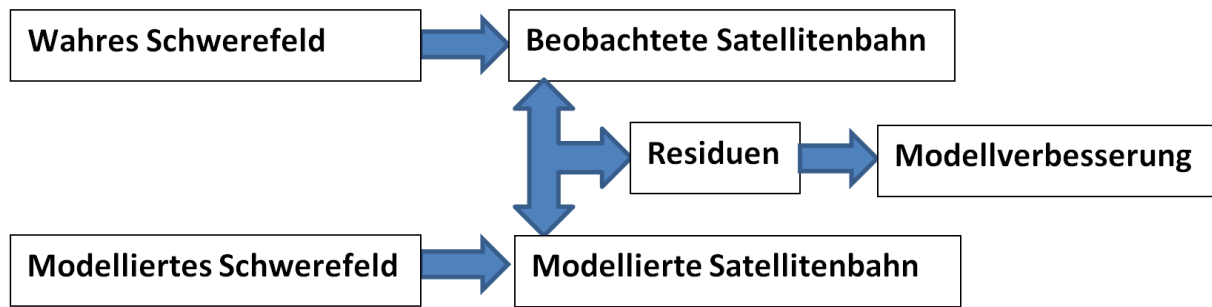


Abbildung 5: Grundprinzip hinter der satellitenbasierten Erfassung des Schwerefeldes (eigene Darstellung)

Der Ausgangspunkt der Modellierung des Erdschwerefeldes liegt in der Abhängigkeit der Satellitenbahnkurve vom Erdschwerefeld. Eine Analyse der Bahnstörungen ermöglicht es Rückschlüsse auf die inhomogene Struktur des Erdschwerefeldes zu ziehen. Dazu müssen die Satellitenbahnen möglichst präzise erfasst werden. Über das Modell des Erdschwerefeldes, sowie Modellen zu weiteren gravitativen und nicht-gravitativen Einflüssen auf den Satelliten, wird eine theoretische Bahnkurve unter Verwendung von Näherungswerten für Ort und Geschwindigkeit numerisch integriert. In einem nächsten Schritt werden die modellierte Bahnkurve und die Beobachtungen des Satelliten, im Fall von GRACE etwa den Abstandsmessungen zwischen den beiden Satelliten, miteinander verglichen. Die Residuen zwischen wahrer und theoretischer Beobachtung können mit Hilfe einer Parameterschätzung optimal in Modellverbesserungen transformiert werden. Im Falle der Schwerefeldbestimmung mit GRACE wird hier auf die Verbesserung der statischen Schwerefeldkoeffizienten, welche in das Schwerefeldmodell eingeflossen sind, fokussiert. Stimmt das theoretische Schwerefeldmodell in einem hohen Mass an Genauigkeit mit dem wahren Erdschwerefeld überein, können die Residuen eine Auskunft über zeitliche Abweichungen zum durchschnittlichen statischen Schwerefeld geben. In der Abbildung 6 ist das Konzept der GRACE-Datenanalyse dargestellt.

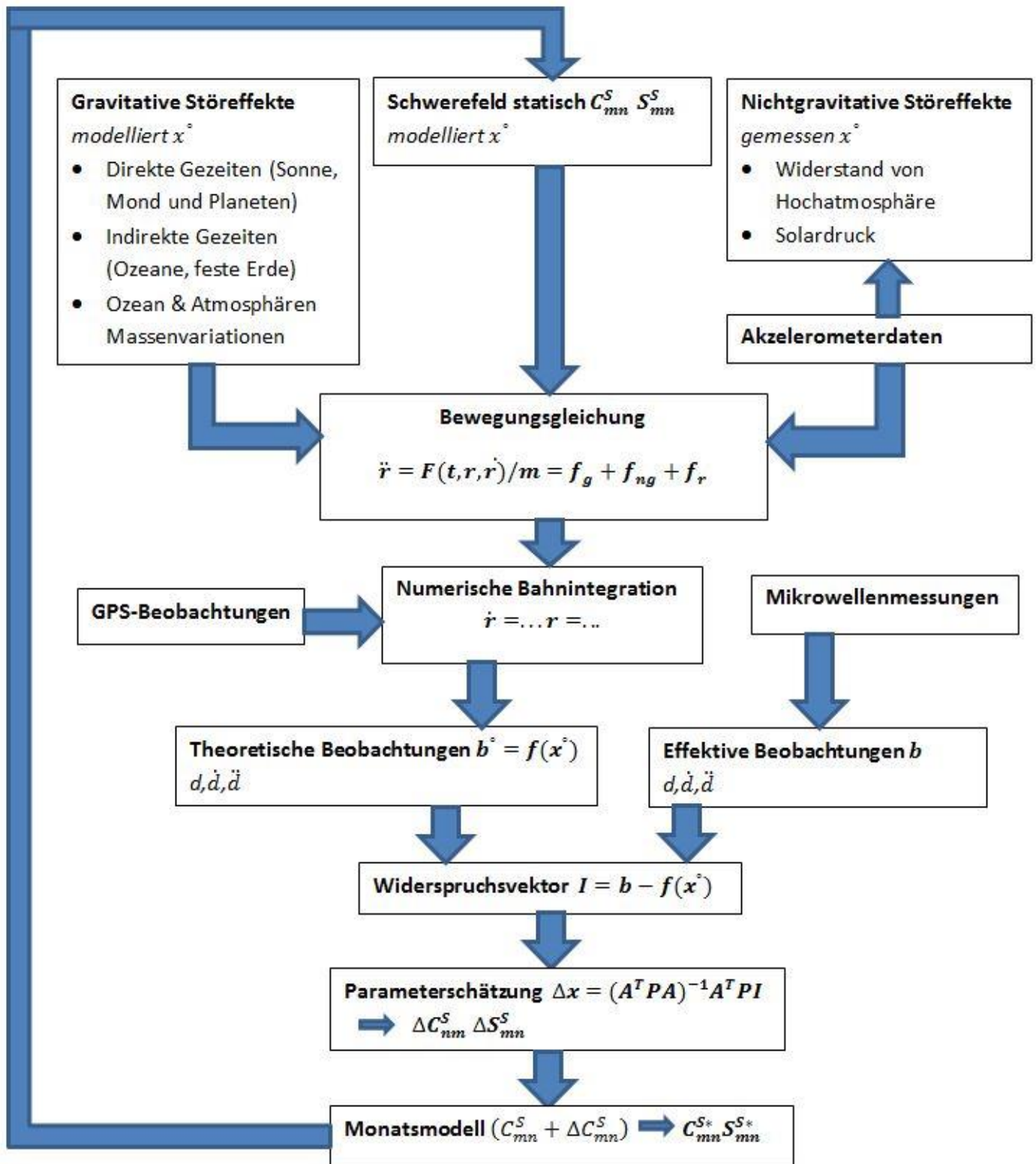


Abbildung 6: Schematische Darstellung der GRACE Datenprozessierung (eigene Darstellung)

2.3 Hintergrundmodelle der Bewegungsgleichung

Die Basis aller Berechnungen liefert die Bewegungsgleichung nach Gleichung 3, welche die am Satellit angreifenden Kräfte mit der daraus resultierenden Beschleunigung verknüpft. (M. Scheller 2012, S.19) Der Beschleunigungsvektor gilt bezüglich dem erdzentrierten Inertialsystem. (S. Bettadpur 2003, S.7)

$$\ddot{\mathbf{r}} = \frac{F_S(t, r, \dot{\mathbf{r}})}{m_S} = -\frac{GM}{r^3} \mathbf{r} + a_g + a_{ng} + a_e \quad (3)$$

$\ddot{\mathbf{r}}, \dot{\mathbf{r}}, \mathbf{r}$	<i>Beschleunigungs-, Geschwindigkeits- und Ortsvektor</i>
$F_S(t, r, \dot{\mathbf{r}})$	<i>Auf den Satelliten wirkende zeitvariable Kräfte</i>
$-\frac{GM}{r^3} \mathbf{r}$	<i>Zentralterm des äusseren Gravitationsfelds der Erde</i>
m_S	<i>Masse des Satelliten</i>
a_g	<i>Gravitative Beschleunigungen</i>
a_{ng}	<i>Nicht-gravitative Beschleunigungen</i>
a_e	<i>Beschleunigungen aufgrund relativistischem Effekt</i>

Die angreifenden Kräfte setzen sich aus einer Zentralkomponente (dem Anteil einer kugelsymmetrischen Erde) und unterschiedlichen Störkräften zusammen. Ohne Berücksichtigung der Störkräfte würde die Bahn des Satelliten eine ungestörte Kepler-Bahn (Ellipse) beschreiben. Die Störkräfte, die auf den Satelliten wirken, haben verschiedene Ursachen. Dabei wird zwischen gravitativen und nicht-gravitativen Einflüssen unterschieden. Der gewichtigste gravitative Störeffekt beruht auf der Abweichung des statischen Erdschwerefeldes von einer Punktmasse. Das statische Schwerefeldmodell das beim Prozessieren der Daten einfließt enthält eine gemittelte Ozean- und Atmosphärenmasse. (T. Gruber et al. 2007, S.2) Zeitlich variable gravitative Störeffekte resultieren aus den direkten Gezeiten von Sonne, Mond und Planeten. Die Gezeiten von Mond und Sonne induzieren zusätzlich indirekte Gezeiten auf die Ozeane und auch auf die feste Erde. Während direkte Gezeiteneffekte mit einer guten Genauigkeit modellierbar sind existieren in den Modellen der indirekten Gezeiteneffekte noch grössere Unsicherheiten. (M. Scheller 2012, S.25) Die Variationen der monatlich erhobenen Schwerefeldmodelle sollen möglichst isoliert auf Änderungen der terrestrischen Wasserspeicher zurückgeführt werden können. Dazu werden zusätzlich nicht-gezeiteninduzierte Variationen der Ozean- und Atmosphärenmasse berücksichtigt. Als Modelgrundlage für GRACE dienen hierzu das OMCT (Ocean Model for Circulation and Tides) für Ozeanmassenvariationen und das ECMWF (European Center for Medium Range Weather) für Atmosphärenmassenvariationen. (H.Dobslaw 2007, S.12) Die beiden Modelle stellen Korrekturpotential-

koeffizienten zu den Abweichungen einer mittleren Ozean- und Atmosphärenmasse in einer 6-stündigen Auflösung zur Verfügung. Für die Erhebung von Modellparametern zwischen den 6-stündig berechneten Werten findet eine lineare Interpolation statt. (T. Gruber et al. 2007, S.2) Dieses sogenannte De-Aliasing ozeanischer und atmosphärischer Kurzzeitmassenvariationen ist von grosser Wichtigkeit für die spätere Anwendung der GRACE-Daten. Es ermöglicht die isolierte Betrachtung der kontinentalen Hydrologie auch in küstennahen Gebieten oder Gebieten mit erhöhter atmosphärischer Massenvariation. Aufgrund der Komplexität von Ozean- und Atmosphärenmassenvariationen existieren in diesen Modellen zum Teil grössere Unsicherheiten. (H.Dobslaw 2007, S.43)

Neben gravitativen Störeffekten müssen auch verschiedene nicht-gravitative Störeffekte in die Bewegungsgleichung integriert werden. Dazu gehört etwa der Luftwiderstand in der Hochatmosphäre, der durch elektromagnetische Wellen der Sonne verursachte Solardruck auf den Satellit sowie der von der Erde reflektierte Solardruck (Erdalbedo). (T. Gruber et al. 2007, S.2) Ebenfalls berücksichtigt werden die durch das Lagekontrollsystem verursachten Störbeschleunigungen. (M. Scheller 2012, S.28) Die nicht-gravitativen Störeffekte können mit Hilfe eines Akzelerometers im Massenzentrum des Satelliten gemessen werden. Der Akzelerometer besteht aus einem Hüllkörper, in welchem sich eine frei schwebende Prüfmasse befindet. Während auf die Prüfmasse alleine die gravitativen Kräfte wirken, wirkt auf den Hüllkörper die Summe aller angreifenden Kräfte. Die Bestimmung der Lageveränderung zwischen Prüfkörper und Hüllmasse ermöglicht die Trennung der nicht-gravitativen Kräfte von den gravitativen Kräften. (M. Scheller 2012, S.26) Nebst den gravitativen und nicht-gravitativen Störeffekten werden in der Bewegungsgleichung auch Beschleunigungen aufgrund relativistischer Effekte und sonstigen Restbeschleunigungen berücksichtigt. (Ro. Schmidt 2007, S. 54)

2.4 Bahnintegration und Parameterschätzung

Sind alle auf den Satelliten wirkenden Kräfte bekannt, kann die Bewegungsgleichung als Anfangswertproblem durch numerische Integration gelöst werden. (M. Scheller 2012 S.28) Hierfür wird die Bahn in zeitliche Abschnitte von einer minimalen Bahnlänge von einem Tag zerlegt und getrennt integriert, wobei Position und Geschwindigkeit der dynamischen Satellitenbahn ermittelt werden. (C. Dahle et al. 2012, S.7) Beide Satelliten verfügen über einen GPS Black-Jack-Empfänger. (C. Dunn et al. 2003, S.2) Zur Verbesserung der Bahnintegration werden Daten des GPS-Empfängers verwendet, wobei eine Bahnanpassung an die GPS Beobachtungen erfolgt. (T. Gruber et al. 2007, S.3) Die GPS Beobachtungen ermöglichen zusätzlich die Positionierung der später bestimmten Erdschwerefelddaten in einem erdfesten Bezugssystem. (C. Sieber and S. Riemer, S.17)

Aus den numerisch integrierten Referenzbahnen werden die theoretischen Beobachtungen $\tilde{\mathbf{b}}$ abgeleitet. Der Vektor $\tilde{\mathbf{b}}$ umfasst dabei verschiedene Beobachtungstypen der Satellitengeodäsie, etwa Richtungen, Entfernungen, Entfernungsänderungen oder Beschleunigungen. Im Falle von GRACE wird als theoretische Beobachtung im Wesentlichen die Entfernungsänderung zwischen den beiden Satelliten berechnet. (T. Gruber et al. 2007, S.3)

Falls alle in der Bahnintegration verwendeten Kräfte Modelle fehlerfrei bekannt wären, entsprächen die theoretischen Beobachtungen den wahren Beobachtungen. Aufgrund von Unsicherheiten in den Modellen und Instrumentenparameter ist dies nicht der Fall und es werden Residuen zwischen den beobachteten Werten und den mittels Hintergrundmodellen prognostizierten Werten der Satellitenbahn auftreten. (S. Bettadpur 2003, S.9) Die beobachteten Werte der Satellitenbahn basieren auf dem hochgenauen K-Band-Mikrowellen-Entfernungsmesssystem, welches kontinuierlich die Entfernung sowie die Entfernungsänderung zwischen den beiden Satelliten misst. Die Messgenauigkeit liegt beim K-Band im μm -Bereich. (U.Fackler 2005, S.6) Die Distanzmessung zwischen den beiden Satelliten mittels Mikrowellen und daraus abgeleitete Beobachtungen werden als wahre Beobachtungen \mathbf{b} betrachtet.

Für jede Bahnbeobachtung wird nun die Differenz zwischen wahrer (gemessener) und theoretischer (modellierter) Beobachtung gebildet. Diese Differenzen enthalten dabei die Information über Abweichungen zwischen dem tatsächlichen Erdschwerefeld und dem der Bahnberechnung zugrundeliegendem Modell, sofern alle anderen auf den Satelliten wirkenden Kräfte fehlerfrei modelliert sind. (C. Förste 2010, S.111) Alle Abweichungen der Hintergrundmodelle von der Realität bilden ein Gesamtresidualsignal. Die Einzelursachen sind in den Residuen nicht mehr trennbar, da diese die Summe aller Messfehler und Modellungenauigkeiten beinhalten. (T. Gruber et al. 2007, S.4)

Mithilfe einer Parameterschätzung sollen die Residuen optimal in Modellverbesserungen bzw. Kalibrationsparameter der Messinstrumente transformiert werden. Wegen der Vielzahl an Modellparametern, sowie der Nichtunabhängigkeit bestimmter Parametergruppen ist es nicht möglich alle Parameter im Schätzprozess gleichzeitig zu verbessern. (T. Gruber et al. 2007, S.4) Neben einigen Parametern, welche unbedingt mitgeschätzt werden müssen, etwa Anfangselemente der Satellitenbahn oder Kalibrationsparameter des Akzelerometers wird auf die Verbesserung der statischen Schwerefeldkoeffizienten fokussiert. Weitere Parametergruppen der Hintergrundmodelle müssen als fehlerfrei angenommen werden. (T. Gruber et al. 2007, S.4) Die Parameterschätzung erfolgt nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate.

2.5 Methode der kleinsten Fehlerquadrate

Nachfolgend wird die Methode der kleinsten Fehlerquadrate für die GRACE-Datenprozessierung vereinfacht erläutert. (Markus Rothacher, mündliche Korrespondenz), (Ro. Schmidt 2007, S. 49-55), (P. Limpach 2012, S.43) Vektoren und Matrizen sind mit fett gedruckten Buchstaben bezeichnet, wobei Grossbuchstaben Matrizen bezeichnen. Buchstaben welche mit einem „ \sim “ überschrieben sind bezeichnen Schätzgrößen (z.B. ist das aktuelle Modell des Erdschwerefeldes eine Schätzgrösse). Buchstaben mit einem „ \checkmark “ überschrieben, beschreiben Näherungswerte der Schätzgrößen (z.B. ein älteres, ungenaueres Modell des Erdschwerefeldes). Ausgangspunkt ist der funktionale Zusammenhang zwischen den Beobachtungen \mathbf{b} (der Satellitenbahn) und den gesuchten Parametern \mathbf{x} (insbesondere der Schwerefeldkoeffizienten) mittels der Beobachtungsgleichung.

$$\mathbf{b} = f(\mathbf{x}) \quad (4)$$

Wegen Unsicherheiten der Modellparameter \mathbf{x} sowie einer Überbestimmung des Gleichungssystems (4), findet eine Erweiterung um den Verbesserungsvektor \mathbf{v} statt.

$$\checkmark\mathbf{b} = \mathbf{b} + \mathbf{v} = f(\checkmark\mathbf{x}) \quad (5)$$

Die Lösung des inkonsistenten Gleichungssystems (5) erfolgt durch die Minimierung der quadratischen Form des Verbesserungsvektors.

$$\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} \rightarrow \text{Minimum} \quad (6)$$

\mathbf{P} ist dabei eine Gewichtsmatrix, welche Beobachtungen unterschiedlicher Genauigkeit gewichtet. Genauere Beobachtungen werden stärker gewichtet. (P. Limpach 2012, S.43) Wegen des nichtlinearen Zusammenhangs der Beobachtungen und der unbekannt Parameter erfolgt eine Linearisierung der Formel 5 durch die Entwicklung einer Taylor-Reihe mit Abbruch nach dem ersten Glied.

$$\mathbf{v} = f(\checkmark\mathbf{x}) - \mathbf{b} = f(\checkmark\mathbf{x} + \Delta\mathbf{x}) - \mathbf{b} = f(\checkmark\mathbf{x}) + \left. \frac{\partial f(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \right|_{\mathbf{x}=\checkmark\mathbf{x}} \Delta\mathbf{x} - \mathbf{b} \quad (7)$$

In einer vereinfachten Form ergibt sich daraus das Gleichungssystem 8. $\Delta\mathbf{x}$ bezeichnet dabei den gesuchten Zuschlag der Modellparameter zu den Näherungswerten:

$$\mathbf{v} = \mathbf{A} \Delta\mathbf{x} - \mathbf{I} \quad (8) \quad \text{mit} \quad \Delta\mathbf{x} = \checkmark\mathbf{x} - \checkmark\mathbf{x} \quad (9)$$

Die Jacobi-Matrix \mathbf{A} nach Gleichung (10) setzt sich aus den partiellen Ableitungen der Beobachtungen nach den unbekannt Parametern zusammen. Verschiedene Beobachtungen werden (zeilenweise) nach den unbekannt Parametern (spaltenweise) abge-

leitet. Für die Modellparameter werden anschliessend die Schätzgrössen der Hintergrundmodelle eingesetzt.

$$\mathbf{A} = \left. \frac{\partial f(x)}{\partial x} \right|_{x=\tilde{x}} \quad (10)$$

Der sogenannte Widerspruchsvektor nach Gleichung (11) setzt sich aus der Differenz zwischen wahren Beobachtungen, also den Distanzmessungen der K-Band-Mikrowellen, und den mittels Hintergrundmodellen modellierten Beobachtungen zusammen.

$$\mathbf{l} = \mathbf{b} - f(\tilde{\mathbf{x}}) \quad (11)$$

Mittels Gleichung (8) und (6) ergibt sich ein Normalgleichungssystem nach Gleichung (12).

$$\Delta \mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l} \quad (12)$$

Durch lösen dieses Normalgleichungssystems erhält man die gesuchten Modellverbesserungen sowie verbesserte Kalibrationsparameter der Messinstrumente. Je nach Güte des zugrunde liegenden Hintergrundmodells (insbesondere des Schwerefeldmodells) muss dieser Zyklus mehrfach durchlaufen werden, um die Zuschläge der Parameter iterativ zu bestimmen.

2.6 GRACE Monatsmodell

Die Satelliten verhalten sich frei driftend, es wird in der Regel keinen Wiederholorbit geflogen. Somit wird eine gleichmässige Datenabdeckung über die Erdkugel sichergestellt. (M. Scheller 2012, S.26) Je grösser die Zeitspanne ist, über welche Daten erhoben werden und je dichter diese vorliegen, desto exaktere und grundsätzlich desto mehr Kugelfunktionskoeffizienten können geschätzt werden. Das Modell des statischen Erdschwerefeldes wird folglich umso genauer, je länger von den beiden GRACE-Satelliten Daten erhoben werden. Um zeitvariable Datensätze des Erdschwerefeldes zu prozessieren muss ein Kompromiss zwischen zeitlicher und räumlicher Auflösung eingegangen werden. Je höher die zeitliche Auflösung, desto geringer die räumliche Auflösung und umgekehrt. Dieser Sachverhalt lässt sich anhand der Abbildung 7 veranschaulichen. Im Falle GRACE wird ein Kalendermonat als zeitliche Auflösung gewählt, es werden also monatliche Koeffizientensätze geschätzt.

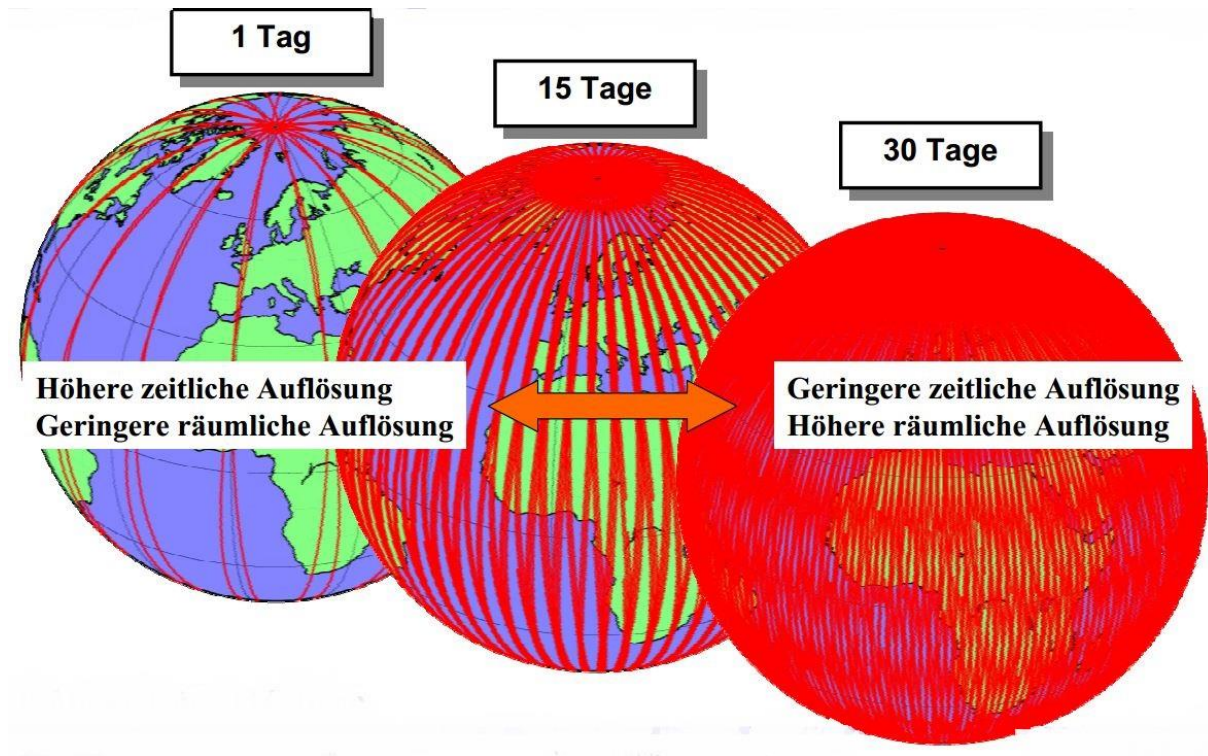


Abbildung 7: Verhältnis zwischen räumlicher und zeitlicher Auflösung (R. Schmidt 2007 S.20)

Zur Ableitung der monatlichen Kugelfunktionskoeffizienten werden von den monatlich ermittelten Koeffizienten, die Koeffizienten einer aufdatierten Version des statischen Schwerefeldes abgezogen.

$$\Delta C_{nm} = C_{nm} - C_{nm,Referenzmittelwert} \quad (13)$$

$$\Delta S_{nm} = S_{nm} - S_{nm,Referenzmittelwert} \quad (14)$$

2.7 Umwandlung in Wasseräquivalente

Um Variationen des Erdschwerefeldes für hydrologische Untersuchungen zu verwenden, ist es von Nutzen, Änderungen im Potential in die Einheit Meter Wasseräquivalent zu transformieren. Hierbei wird die vereinfachte Annahme getroffen, dass die Änderung der Masse auf eine dünne Schicht an der Erdoberfläche konzentriert ist. Die Dichte des Wassers wird als konstant angenommen und beträgt 1000 kg/m^3 . (J. Wahr et al. 1998, S.3) (V.G. Ferreira et al. 2012, S.552) Des Weiteren müssen indirekte Auflasteffekte berücksichtigt werden. Die Variationen von Massen wirken auf zwei verschiedene Arten auf das Schwerefeld der Erde. Einerseits wirkt sich ein Massentransport direkt auf das Schwerefeld aus. Andererseits verformt sich durch die Massenänderung der Auflast die darunterliegende massive Erde, was sich indirekt in einem geringeren Ausmass ebenfalls auf das Schwerefeld auswirkt. Der indirekte Effekt wirkt dabei dem direkten Effekt auf das Schwerefeld entgegen. (T. Peters 2007, S.11) Im Falle kleiner Deformationen

verhält sich der indirekte Effekt proportional zum direkten Effekt und kann somit über eine Proportionalitätskonstante k_l , der sogenannten Love'schen Auflastzahl beschrieben werden. (Ro. Schmidt 2007, S. 38 und 39) Nach diesen Annahmen lassen sich Massenänderungen auf der Erde in Wasseräquivalenten nach der Gleichung 15 berechnen. Eine umfassende Herleitung von (15) ist in (J. Wahr et al. 1998) gegeben.

$$\Delta h(\theta, \lambda) = \frac{R\rho_e}{3\rho_w} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_{mn}(\cos(\theta)) \frac{2n+1}{1+k_l} (\Delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \quad (15)$$

(θ, λ)	<i>sphärische Koordinaten</i>
R	<i>mittlerer Erdradius am Äquator</i>
ρ_e	<i>mittlere Dichte der Erde</i>
ρ_w	<i>Dichte von Wasser</i>
k_l	<i>Lov'sche Auflastzahl</i>
$\Delta C_{nm} \Delta S_{nm}$	<i>Variation der Kugelfunktionskoeffizienten</i>

2.8 Glättung und Filterung

Bei der Bestimmung der Kugelfunktionskoeffizienten treten zufällige sowie systematische Fehler auf. Dabei erweisen sich insbesondere systematische Fehler als problematisch, da sie sich im Mittel nicht aufheben. Diese müssen so weit als möglich eliminiert werden. Systematische Fehlerquellen der GRACE-Schwerefeldmodelle können allgemein auf folgende Quellen zurückgeführt werden: (Ro. Schmidt 2007, S. 43 und 44)

- Systematische Sensor-Fehler der Messinstrumente
- Modellierungsfehler der Hintergrundmodelle und ungenügende Parametrisierung
- Einschränkungen in der Bodenspurüberdeckung
- Abbruchfehler, verursacht durch ein zu frühes Abschneiden des Lösungsraumes bei der iterativen Bestimmung der Kugelfunktionskoeffizienten

Insbesondere Kugelfunktionskoeffizienten höherer Grade sind stark von Fehlern dominiert. Ohne Glättung und Filterung der Koeffizientensätze lässt sich daraus nur ungenügend auf ein hydrologisches Signal schliessen. Um die GRACE-Fehlerstruktur zu minimieren wurden auf die in dieser Arbeit verwendeten GRACE Daten zwei Filter in der Prozessierungsphase angewendet: ein „destriping“ Filter und ein Gauss Filter. (F.W Landerer et al. 2012, S.6) Systematische Fehler der Kugelfunktionskoeffizienten zeigen sich in charakteristischen Streifen. Die genaue Ursache dieser Streifen ist noch nicht vollständig erforscht. (W. Van der Wal 2009, S.57) Da die beobachteten Streifen jedoch keine natürliche Ursache besitzen, müssen diese über einen sogenannten „destriping“ Filter eliminiert werden.

Der zweite in der Prozessierungsphase verwendete Filter ist ein isotroper Gauss-Filter, welcher in seiner Form der Dichtefunktion einer Gauss-Verteilung entspricht. Die GRACE-Daten werden dabei einer Glättung unterzogen. Der Gauss-Filter beinhaltet zwei Wirkungsweisen. Zum einen werden die Kugelfunktionskoeffizienten mit einem gradabhängigen Gewichtungsfaktor w_n multipliziert. Je höher der Grad der Kugelkoeffizienten, desto kleiner wird der Gewichtungsfaktor und desto stärker wird ihr Signal abgeschwächt. Für höhere Grade strebt der Gewichtungsfaktor gegen Null. Durch die Abschwächung Kugelfunktionskoeffizienten höherer Grade wird auch die Auflösung des Schwerefeldes verringert. (F.W Landerer et al. 2012, S.6) Der Dämpfungsfaktor des Gauss-Filters wird dabei durch einen Glättungsradius charakterisiert. Je grösser der Glättungsradius, desto stärker werden Kugelfunktionskoeffizienten hoher Grade abgeschwächt. (Ro. Schmidt 2007, S. 46, 47) (M. Scheller 2012, S.64)

Weiter findet eine Gewichtung im Ortsbereich statt. In Abhängigkeit von der Distanz eines betrachteten Punktes werden die umliegenden Punkte gewichtet. Je näher sich die Punkte beim betrachteten Rasterpunkt befinden, desto stärker werden sie gewichtet und desto grösser ist ihr Beitrag zum gemittelten Wert im Rasterpunkt. Die Charakteristik der Gewichtung ist wiederum durch den Glättungsradius definiert. Für das in dieser Arbeit verwendeten GRACE-Produkt wurde ein Gauss-Filter mit einem Glättungsradius von 300 km angewendet. (GRACE Tellus Web) Je grösser der Glättungsradius, desto stärker tragen Punkte, welche weiter entfernt zum betrachteten Rasterpunkt liegen, zum gemittelten Wert dieses Rasterpunktes bei. Bildlich kann die Ortsgewichtung anhand einer zweidimensionalen Gauss-Glocke in Abbildung 8 dargestellt werden.

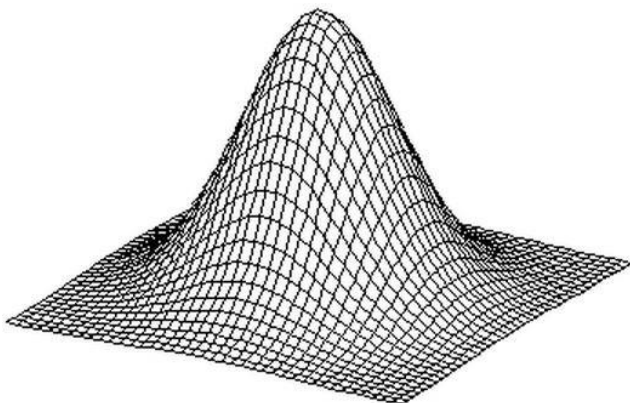


Abbildung 8: zwei-dimensionale Gaussglocke

Eine Optimierung der Filterung von GRACE-Daten ist Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen. In verschiedenen Forschungsarbeiten werden neue Filter entwickelt beziehungsweise bestehende Filter modifiziert. Alle diese Filter haben das

grundlegende Ziel einer maximalen Elimination der Fehlerstruktur bei gleichzeitig minimalem Verlust der Signalstärke.

2.9 Datenzugang

In dieser Arbeit wird ein öffentlich bereitgestelltes GRACE-Produkt des JPL (Jet Propulsion Laboratory) verwendet. Die komplexe Verarbeitung dieses GRACE-Produkts findet in drei unterschiedlichen Zentren statt: dem CSR (Center for Space Research) in Texas, dem GFZ (GeoForschungsZentrum) in Potsdam sowie dem JPL welches in Kalifornien angesiedelt ist. Verwendet wird dabei die aktuelle Produktversion (Stand 16.05.2014) mit der Bezeichnung „RL05.DSTvSCS1401“, welche am 14.02.2014 vom CSR bereitgestellt worden ist. Zur Verfügung stehen eine LAND Version sowie eine OCEAN Version. Wie in Kapitel 2.3 beschrieben, werden Ozeanmassenvariationen in den Hintergrundmodellen miteinbezogen, damit monatliche Schwerefeldänderungen ausschliesslich auf Variationen der terrestrischen Wasserspeicher zurückgeführt werden können. In der LAND Version ist der Einfluss der Ozeanmassenvariation aus den Daten eliminiert. Für die OCEAN Version werden die Ozeanmassenvariationen wieder hinzuaddiert. In dieser Arbeit wird jedoch ausschliesslich die LAND Version verwendet. Die monatlich zur Verfügung stehenden Datensätze der monatlichen Massenvariationen sind als Höhenangaben in Wasseräquivalent in der Einheit cmWS (cmWassersäule) angegeben. Diese monatlichen GRACE-Daten beziehen sich dabei auf den Referenzzeitraum zwischen Januar 2004 bis Dezember 2009. Alle Werte sind folglich relativ und beschreiben die Abweichung der Masse zum Mittelwert der absoluten Masse im Referenzzeitraum. Eine einzelne Monatsdatei ist somit wenig aussagekräftig, erst der Vergleich mehrerer Monatsätze erlaubt Aussagen zu Trends und quantitativen Massenänderungen eines Gebietes.

Das CSR stellt die monatlichen Datensätze in einem räumlichen Messraster mit einer Kantenlänge von einem Grad in longitudinaler und latitudinaler Richtung zur Verfügung. Am Äquator entspricht das einer Entfernung von ungefähr 111 km zwischen zwei Rasterpunkten. Es muss jedoch beachtet werden, dass das Signal zweier benachbarten Zellen aufgrund der räumlichen Glättung nicht unabhängig voneinander ist. Als Bezugszeitpunkt der monatlichen GRACE Datensätze kann näherungsweise jeweils der mittlere Zeitpunkt der Monatslösung angenommen werden. (Schmidt 2007, S. 43) Die Datenreihe des aktuellen Produktes reichen von April 2002 bis Dezember 2013. Seit Dezember 2010 existieren mehrere monatliche Datenlücken, aufgrund altersbedingten, technischen Probleme der bordeigenen Batterien. (PODAAC JPL GRACE Web)

Die GRACE-Daten stehen in einem ascii-Format zur Verfügung. Zur weiteren Bearbeitung wurden die Daten in ein csv-Format transformiert.

2.10 Scale Factor

Aufgrund von Glättung und Filterung resultiert neben einer durchschnittlichen Reduktion der Fehler, ein Verlust der Signalstärke der GRACE-Daten. Insbesondere bei der Betrachtung kleiner räumlicher Skalen, also wenigen oder sogar einzelnen Rasterpunkten, können Signalverluste problematisch sein. (S. Swenson 2010, S.3) Um diesen Signalverlust teilweise rückgängig zu machen, kann ein zeitlich konstanter „scale factor“ eingeführt werden, welcher für jeden Rasterpunkt vom JPL bereitgestellt wird. Ziel des scale factors ist den Signalverlust durch die dämpfende Eigenschaft der Filterung so weit als möglich rückgängig zu machen und gleichzeitig eine Zunahme der Fehler zu verhindern. Aufgrund der systematischen Fehler der ungefilterten GRACE-Daten kann der Signalverlust nicht direkt durch Vergleich zwischen gefilterten und ungefilterten Daten bestimmt werden. Um die Dämpfungseigenschaften der verwendeten Filter zu bestimmen werden diese auf ein numerisches Land-Hydrologie-Modell angewendet. Mittels Daten des GLDAS-Noah (Global Land Data Assimilation System) Land-Modells können synthetische monatliche Wasserspeicheränderungsdaten produziert werden. Diese synthetisch hergestellten Daten werden anschliessend in Kugelfunktionskoeffizienten konvertiert, auf welche in einem nächsten Schritt die GRACE-Filter angewendet werden. Durch Vergleich zwischen den monatlichen gefilterten und ungefilterten GLDAS-NOAH-Daten können die zeitlich konstanten scale factors, mittels Methode der kleinsten Quadrate für jeden Rasterpunkt bestimmt werden. (F.W Landerer et al. 2012 S. 7,8,9) (S. Swenson and J. Wahr 2006 S.3)

Wie auf der Website zum GRACE-Datenzugang empfohlen, werden die für die folgende Datenanalyse verwendeten GRACE-Datensätze mit ihren scale factors multipliziert. Jedoch müssen auch die scale factors mit einem gewissen Mass an Misstrauen betrachtet werden. So existieren für einige betrachtete Rasterpunkte negative scale factors, welche den Verlauf des Signals völlig verfälschen würden. Negative scale factors treten vorwiegend in Gebirgsregionen auf, wo starke Differenzen zwischen zwei benachbarten Rasterpunkten auftreten können. Eine weitere Fehlerursache liegt im GLDAS-Noah-Modell, welches der Berechnung der scale factors zugrunde liegt. Insbesondere bei einer hohen Dominanz von Oberflächengewässern am Gesamtsignal, konnte beobachtet werden, dass die scale factors eine höhere Unsicherheit aufweisen. (W. Landerer, schriftliche Korrespondenz)

2.11 Anwendung des Gauss-Filters

In der Literatur existieren zahlreiche Modifikationen von Gauss-Filtern, welche auf GRACE-Daten angewendet werden können. In ihrer grundlegenden mathematischen Form entspricht ein isotroper, zweidimensionaler Gauss-Filter dem Produkt zweier

Gauss-Verteilungen, je eine in y- und in x-Richtung und wird somit nach Gleichung 16 beschrieben.

$$g(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} \quad (16)$$

Die Gleichung 16 liefert eine aussagekräftige Vereinfachung des auf die GRACE-Daten angewendeten Gauss-Filters und kann somit für die Datenanalyse verwendet werden. (M. Rothacher, mündliche Korrespondenz) Die x- und y-Koordinaten entsprechen dabei dem Abstand zum betrachteten GRACE-Rasterpunkt. Die Standardabweichung ist für die x- und y-Komponente äquivalent und ist abhängig vom Glättungsradius r. Sie kann nach Gleichung 17 hergeleitet werden. (J.Y. Guo et al. 2010)

$$\sigma = \frac{r}{\sqrt{2\ln(2)}} \quad (17)$$

Nach Gleichung 16 kann für jeden Punkt mit definiertem Abstand zum betrachteten Rasterpunkt ein nicht normierter Dämpfungsfaktor berechnet werden. Das Gesamtvolumen unterhalb der in Gleichung 16 beschriebenen Fläche beträgt 1. Durch Integration der Gleichung über ein definiertes Gebiet kann der prozentuale Beitrag dieses Gebiets am Gesamtsignal berechnet werden. Berechnungen zeigen, dass Punkte ausserhalb der 300 km des Glättungsradius mit ca. 42% immer noch einen starken Einfluss auf das Signal haben. Punkte ausserhalb von 600 km leisten noch einen Beitrag von ca. 4 % und der Beitrag ausserhalb von 900 km liegender Punkte liegt unterhalb einer Promille. An diesem Punkt muss erwähnt werden, dass in diesen Berechnungen die Anwendung des scale factors nicht mitberücksichtigt wird. Der scale factor vermag die glättende Eigenschaft des Gauss-Filters teilweise wieder rückgängig zu machen, ohne zusätzliche Fehler zu generieren. Durch die Anwendung des scale factors wird das Gebiet direkt um den Rasterpunkt wieder stärker gewichtet als weiter entfernte Gebiete. Dieser Effekt kann mit der Verwendung eines verkleinerten Glättungsradius verglichen werden. (W. Sun et al. 2011, S.1)

2.12 Ermittlung der Schneebedeckung mit MODIS

Mittels optischer Fernerkundung können temporale Informationen zur Schneebedeckung erfasst werden. Die optische Fernerkundung basiert auf der Analyse und Auswertung reflektierter Strahlung über multispektrale Sensoren. Über die spektrale Signatur der reflektierten Strahlung kann auf die Reflexionseigenschaft einer Oberfläche und somit auf die Beschaffenheit dieser Oberfläche Rückschlüsse gezogen werden. In dieser Arbeit werden Daten von MODIS (**M**oderate-resolution **I**maging **S**pectroradiometer) verwendet. Gearbeitet wird mit dem MODIS-Produkt *Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid* der neusten fünften Version. Die räumliche Auflösung der MODIS-Daten be-

trägt 463.5 m. Über die spektrale Signatur findet eine Klassifizierung jedes Pixels statt. Die spektrale Signatur einer schneebedeckten Oberfläche zeichnet sich aus durch eine hohe Reflexion im Grün-Spektralbereich (Grün 0,555µm) und eine niedrige Reflexion im NIR-Spektralbereich (NIR 1,64µm). Über den Normalized Difference Snow Index (NDSI), welcher nach Gleichung 18 berechnet wird, kann die spektrale Signatur von Schnee quantifiziert werden.

$$NDSI = \frac{Kanal4 - Kanal6}{Kanal4 + Kanal6} \quad (18)$$

Untersuchungen haben gezeigt, dass ab einem Schwellenwert von NDSI = 0.36 ein Schneebedeckungsgrad von mindestens 50% in einem Pixel vorliegt. (O. Schulz 2006, S.66)

Jeder Pixel wird einem wahrscheinlichsten Zustand, beziehungsweise dem dominierenden Zustand innerhalb diesem Pixel zugeordnet, wobei in wenigen Fällen auch keine Entscheidung getroffen werden kann. Die verschiedenen Zustände sind in der Tabelle 1 aufgelistet. (D.K. Hall et al. Web)

Tabelle 1: Pixelklassifikationen des verwendeten MODIS-Produktes

Sample Value	Explanation
0	Data missing
1	No decision
11	Night
25	No snow
37	Lake
39	Ocean
50	Cloud
100	Lake ice
200	Snow
254	Detector saturated
255	Fill

Im betrachteten Untersuchungsgebiet dominieren die Klassen *No snow* und *Snow*. Die Klasse *Clouds* deckt im Durchschnitt 5.8% des betrachteten Untersuchungsgebiets ab. Die weiteren Klassen machen meist nur einen marginalen Anteil einer Datei aus oder sind inexistent. Die maximale Wolkenbedeckung des betrachteten Gebiets liegt bei 31%. Die relativ geringen Wolkenbedeckungsgrade sind auf einen auf die Daten angewendeten cloud-gap-filling Algorithmus zurückzuführen. Die Klassifikation eines Pixels wird

dabei für einen wolkenfreien Zeitpunkt innerhalb der 8-tägigen Zeitperiode durchgeführt, es sei denn der betrachtete Pixel ist über die gesamte Zeitperiode von einer Wolkendecke bedeckt. (D.K. Hall et al. 2010) Auf den Export der MODIS-Daten wird im Anhang unter 6.1 eingegangen.

3. GRACE Datenanalyse

Gegenstand der GRACE-Datenanalyse ist einerseits eine Analyse der Detektierbarkeit regionaler Massenvariationen sowie dessen Zuteilung in die verschiedenen Kompartimente der terrestrischen Wasserspeicher. Statistisch soll untersucht werden inwiefern Beobachtungen der regionalen Hydrologie mit externen Beobachtungen der GRACE-Satelliten übereinstimmen. In den beiden betrachteten Untersuchungsgebieten soll ermittelt werden, in welchen Speicherkompartimenten sich die mit GRACE beobachteten Massenvariationen vorwiegend abspielen. Speziell soll dabei zwischen saisonalen Massenvariationen und längerfristigen Entwicklungen unterschieden werden. Die Datenanalyse soll eine Einschätzung der Anwendbarkeit der GRACE-Daten auf hydrologische Prozesse erlauben. Diskutiert werden soll auch die Begrenzung des räumlichen Spektrums der GRACE-Daten. Motivation dieser Analyse ist zu prüfen ob GRACE-Daten hilfreiche Informationen zur Untersuchung regionaler hydrologischer Prozesse liefern können.

3.1 Untersuchungsgebiet Bosten See

3.1.1 Gebietsbeschreibung

Untersuchungsobjekt einer ersten Analyse bildet der Bosten-See, welcher im Nord-Westen Chinas, im autonomen Gebiet Xinjiang im Yanqi Becken liegt (Abbildung 9). Nördlich und westlich erstrecken sich die Gebirgsketten des Tian Shan Hochgebirges und im Süden befindet sich die Wüste Taklamakan. Es herrscht ein arides, kontinentales Klima und der See ist eine Oase im ariden Gebiet. Nordwestlich vom Bosten See wird Landwirtschaft betrieben, wie sich auch anhand der Abbildung 9 erkennen lässt.

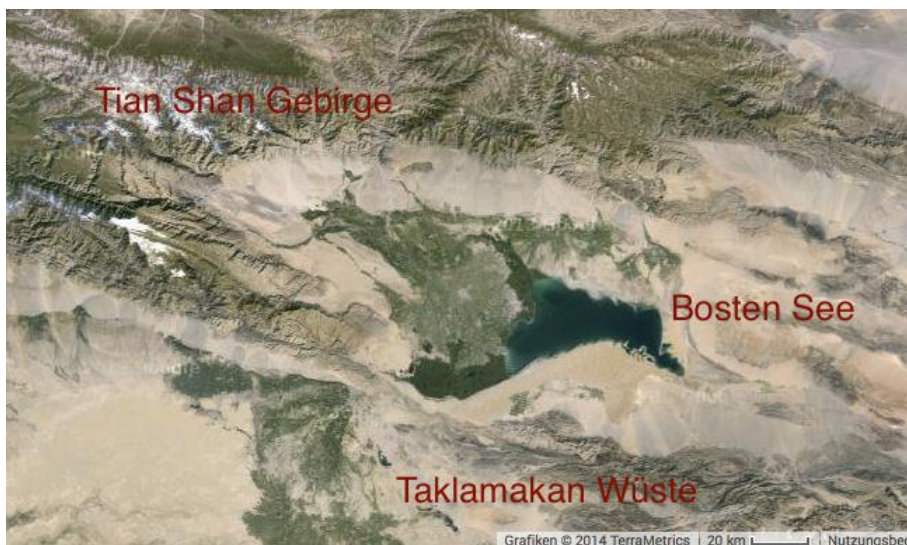


Abbildung 9: Untersuchungsgebiet Bosten See und Umgebung

Der gesamte See hat eine Fläche von ungefähr 1000 km² und besitzt eine Länge von 55 km von Osten nach Westen und eine mittlere Breite von 20 km von Süden nach Norden. Der Bosten See liegt auf einer Höhe von 1048 m über dem Meeresspiegel und hat eine maximale Tiefe von 16 m. (Q. Zuo et al. 2006 S.3) Der See wird vor allem von den drei grossen Flüssen, dem Kaidu Fluss, dem Huang Shui Gou Fluss und dem Qing Shui Fluss gespeist. Davon ist aber nur der Kaidu Fluss beständig, welcher sein Ursprung in der Tian Shan Bergkette hat. Dieser Fluss spielt eine wichtige Rolle für die regionale Landwirtschaft. Die Felder werden zu einem grossen Teil mit Wasser aus dem Kaidu Fluss bewässert. (J. Xu et al. 2008 S.2) Der Auslass am See wird reguliert und mündet in den Kongque Fluss.

Die Landwirtschaft spielt eine grosse wirtschaftliche Rolle im Yanqi Becken. Aufgrund der klimatischen Verhältnisse ist eine Feldbewässerung notwendig. Das benötigte Wasser wird vor allem den Flüssen und dem Grundwasser entnommen. Die durchschnittliche jährliche Wasserentnahme aus den Flüssen im Zeitraum zwischen 2000 bis 2006 beträgt 1.3 km³. (Li Ning, schriftliche Korrespondenz) Die Einwohnerzahl in diesem ariden Gebiet wächst und damit auch die landwirtschaftliche Fläche. Das Bewässerungsvolumen zeigt für den Zeitraum zwischen 2000 bis 2006 eine leichte Zunahme auf hohem Niveau. Die Intensivierung der Landwirtschaft zeigt sich auch anhand einer Volumenabnahme des Bosten Sees. Im Zeitraum zwischen 2000 bis 2008 hat der Bosten See 2.5 km³ Wasser verloren. Dies entspricht einer prozentualen Abnahme von 27.8 %. Auch die Grundwasserspeicher im Gebiet verzeichnen einen abnehmenden Trend. Messungen des Grundwasserspiegels im Gebiet (Koordinatenpunkte: 86.066°O/41.685°N (A) und 86.074°O/41.737°N (B)) haben im Zeitraum zwischen 2002-2009 eine Abnahme von -11.57 m (A) bzw. -5.31 m (B) ergeben.

Es soll geprüft werden, wie sich die Wassermengen anhand des GRACE-Signals im Gebiet um den Bosten See in der Zeitspanne zwischen 2002 bis 2008 verändert haben. Es ist dabei zu analysieren inwiefern die starke Volumenänderung beim Bosten See mittels GRACE-Daten detektiert werden können.

3.1.2 Wasserpegeländerungen

Das GRACE-Signal des Bosten Sees wird über das GRACE-Signal der Rasterpunkte A, B und C (vgl. Abb. 10) mit den Koordinaten 86.5°O/42.5°N (A), 86.5°O/41.5°N (B), 87.5°O/41.5°N (C) betrachtet. Der Rasterpunkt welcher sich ein Grad östlich von A und ein Grad nördlich von C befindet, konnte für die Auswertung nicht verwendet werden, da sein scale factor negativ ist (vgl. Kapitel 2.10). Wie in Abbildung 10 ersichtlich, liegt der Schwerpunkt der drei Rasterpunkte A, B und C knapp über dem See.



Abbildung 10: Betrachtete Rasterpunkte mit ihrem Schwerpunkt

In der Abbildung 11 sind die jährlichen, mittleren Änderungen des GRACE-Signals der drei betrachteten Rasterpunkte im Durchschnitt dargestellt.

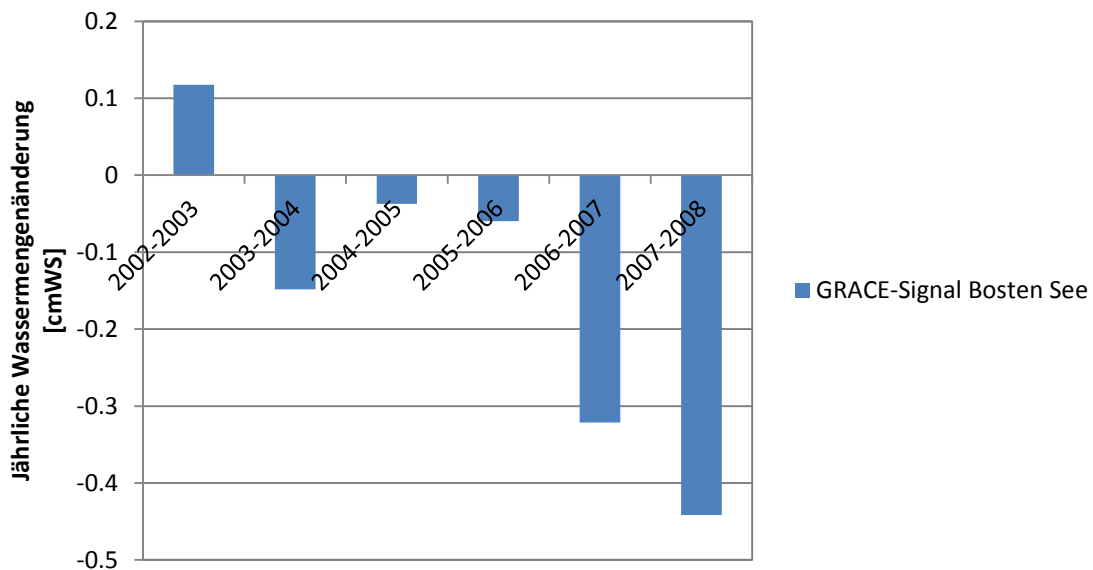


Abbildung 11: Jährliche Änderung des GRACE-Signal Bosten See

Ausgenommen von der Zeitspanne zwischen 2002 bis 2003 zeigt sich eine klare Wassermengenabnahme im Gebiet um den Bosten See. Die Beobachtungen der Abnahme des Volumens beim Bosten See sowie der Abnahme der Grundwasserspiegel bestätigen sich folglich anhand des GRACE-Signals.

Um zu überprüfen, wie gross der Einfluss der Volumenänderung des Bosten Sees auf das GRACE-Signal ist, sollen die jährlichen Änderungen des Seevolumens mit den jährlichen

Änderungen des GRACE-Signals verglichen werden. Zur Verfügung stehen jährliche mittlere Daten zur Seehöhe und zum Seevolumen für die Jahre 2002 bis 2008, welche in der Tabelle 2 zusammengefasst sind.

Tabelle 2: Angaben zur jährlich mittleren Seehöhe und dem jährlich mittleren Seevolumen für die Zeitperiode zwischen 2002 bis 2008.

Jahr	Seehöhe [m]	Seevolumen [km ³]
2002	1048.66	9.2086
2003	1048.59	9.1213
2004	1047.89	8.2844
2005	1047.16	7.4727
2006	1046.92	7.2823
2007	1046.45	6.7417
2008	1046.19	6.4857

Um die Wasserpegeländerung bzw. die Volumenänderung des Sees mit GRACE-Daten zu vergleichen, muss die Auflösung von GRACE näher betrachtet werden. Die GRACE-Daten eines Rasterpunktes umfassen kein fix begrenztes Gebiet, lediglich wird der Einfluss eines Punktes auf das Signal eines betrachteten Rasterpunktes kleiner je weiter entfernt er sich von diesem befindet. Dieser Umstand erschwert den Vergleich zwischen Wassermengenänderungen welche von GRACE ermittelt worden sind und jenen beim Bosten See. Im Folgenden soll der Einfluss des Bosten Sees auf das GRACE-Signal über zwei unterschiedliche Ansätze geprüft werden. Wie in Kapitel 2.11 beschrieben, stammt ein Grossteil des von GRACE erfassten Signals von innerhalb einem maximalen Abstand von 300 km zu einem betrachteten Rasterpunkt. Im ersten Ansatz wird die vereinfachte Annahme getroffen, dass das gesamte GRACE-Signal von innerhalb 300 km Distanz zum Schwerpunkt der drei betrachteten Rasterpunkte stammt. Innerhalb dieses Gebietes findet keine Gewichtung statt. Die Division der Seefläche (Durchschnittlicher Wert im Jahr 2007: 1024 km²) durch das Gebiet mit Radius von 300 km ergibt einen flächenmässigen Anteil von 0.36% des Sees am Signal von GRACE. Die monatlichen GRACE-Daten der drei Rasterpunkte werden untereinander gemittelt, über das Gebiet mit einem Radius von 300 km hochgerechnet und anschliessend über ein Jahr gemittelt. Im nächsten Schritt werden die Differenzen zwischen den jährlich gemittelten Daten berechnet. Diese Differenzen zeigen die Volumenänderung der Wasserspeicher des betrachteten Gebietes zwischen zwei Jahren auf. In der Abbildung 12 sind die Volumenänderung des Bosten

Sees und die mittels GRACE-Daten bestimmten Volumenänderungen eines Gebiets mit einem Radius von 300 km dargestellt.

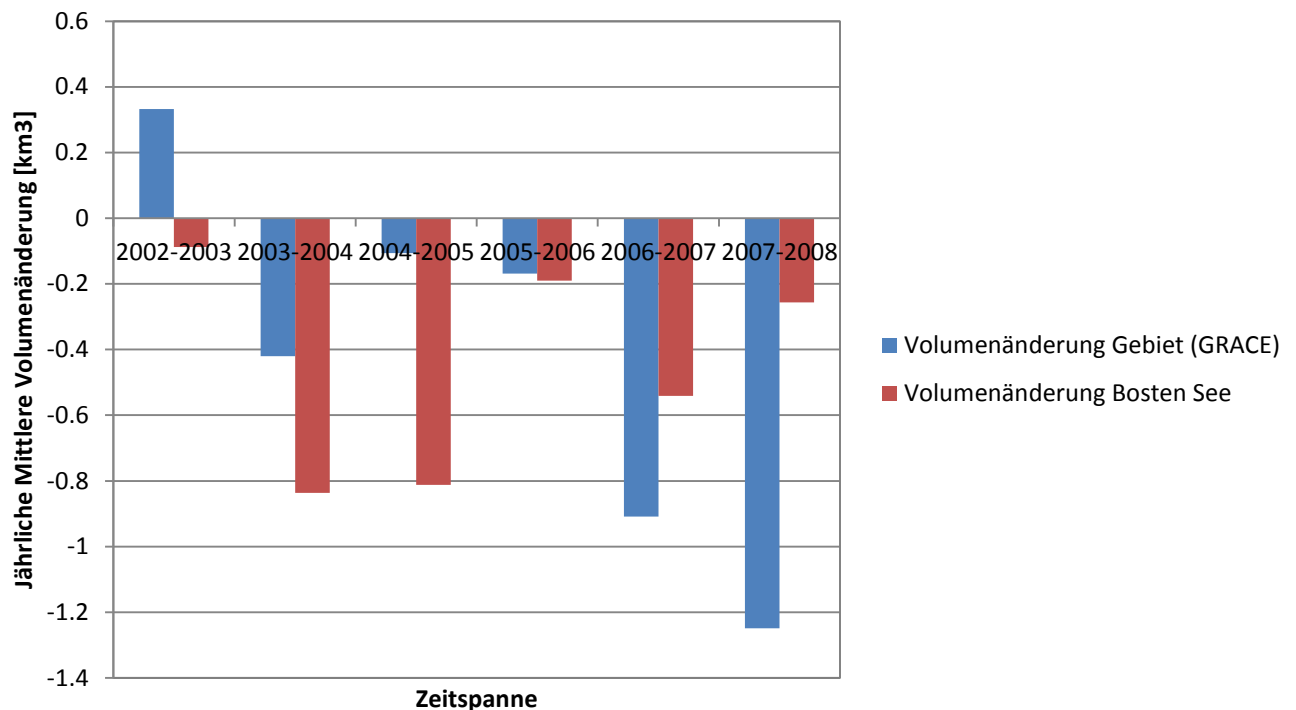


Abbildung 12: Jährliche mittlere Volumenänderung vom Gebiet und vom Bosten See

Trotz der im Vergleich zur Gebietsgrösse sehr kleinen Seefläche sind die Volumenänderungen des Bosten Sees und des über das Gebiet hochgerechnete GRACE-Signal ähnlicher Grössenordnung. Die mittlere jährliche Volumenänderung des Sees ist im betrachteten Zeitraum nur 15% kleiner als die mittlere jährliche Volumenänderung in dem mit GRACE erfassten Gebiet. Dies ist ein Indiz dafür, dass der Bosten See einen grossen Einfluss auf den längerfristigen Trend des GRACE-Signals der betrachteten Rasterpunkte ausübt. Trotzdem zeigt sich anhand der Abbildung 12, dass von den GRACE-Daten nur ungenügend auf Volumenänderungen beim Bosten See geschlossen werden kann. Eine klare Beziehung zwischen dem Trend der GRACE-Daten und der gemessenen Wasserpegeländerungen ist nicht auszumachen. Der Korrelationskoeffizient der beiden Datensätze liegt lediglich bei $r=0.12$. Immerhin weisen beide Datensätze eine Abnahme des Volumens beim See beziehungsweise im betrachteten Gebiet im Zeitraum zwischen 2003 bis 2008 auf.

Der Einfluss des Bosten Sees auf das Signal von GRACE soll noch mit einem zweiten Ansatz überprüft werden. Da auch Punkte ausserhalb von 300 km Distanz zu einem Rasterpunkt einen Einfluss auf das Signal haben, ist eine künstliche Begrenzung des Gebietes, wie oben angenommen, nicht völlig korrekt. Über die Beschaffenheit des Gauss-Filters mittels der Formel 16 kann der prozentuale Beitrag des Bosten Sees am Gesamt-

signal eines Rasterpunktes berechnet werden. Betrachtet wird der Rasterpunkt B, welcher sich mit einem Abstand von ungefähr 60 km am nächsten beim Bosten See befindet. Der See wird vereinfacht als Quadrat mit einer Seitenlänge von 32 km modelliert. Der zweidimensionale Gauss-Filter wird über dem als Quadrat modellierten Bosten See integriert. Es zeigt sich, dass das Gebiet des Sees einen Beitrag von ungefähr 0.24% am Gesamtsignal dieses Rasterpunktes liefert. Die mittleren gewichteten Wassersäulenänderungen des Bosten Sees sind rund 50% kleiner als die mittleren mit GRACE erfassten jährlichen Wassersäulenänderungen. Der berechnete flächenmässige Einfluss des Sees liegt mit Ansatz 2 (0.24%) tiefer als mit Ansatz 1 (0.36%). Bei der zweiten Untersuchungsmethode wird der Bosten See im Gebiet zwar stärker gewichtet, das Gebiet jedoch nicht nach 300 km Abstand zum Rasterpunkt abgeschnitten. Somit wird eine grössere Fläche (theoretisch eine unendlich grosse Fläche) betrachtet, was das Signal des Sees wiederum verkleinert. Der Korrelationskoeffizient beim zweiten Ansatz ist leicht kleiner als beim ersten Ansatz und liegt bei $r_2=0.11$. Der Einfluss des scale factors ist beim Ansatz 2 jedoch nicht berücksichtigt, wodurch der flächenmässige Anteil höher ausfallen würde.

Aufgrund der von GRACE erfassten Gebietsgrösse, verwundert es nicht, dass das GRACE-Signal nicht ausschliesslich von der Volumenabnahme beim Bosten See beeinflusst wird. Auch Variationen weiterer Speicherkompartimente beeinflussen das Signal von GRACE. In Frage für langfristige Änderungen der Wassermenge kommen einerseits Variationen der Grundwasserspeicher. Wie in Kapitel 3.1.1 beschrieben, verzeichnen die Grundwasserspeicher im Gebiet um den Bosten See eine stärkere Abnahme. In Betracht kommen auch längerfristige Änderungen der Gletschermasse im umliegenden Gebirge. Hier ist ebenfalls ein abnehmender Trend zu beobachten. Weiteren Speicherkompartimenten dürfte hinsichtlich längerfristiger Änderungen der Wassermenge im Gebiet ein kleineres Potential zugeordnet werden.

Versuche zur Isolierung des Signals des Sees aus den GRACE-Daten erwiesen sich als schwierig. Betrachtet wurde vor allem der Einfluss des Tian Shan Gebirges auf den See. Der jährliche Trend des Gebirges sollte mit einem konstanten Faktor, welcher optimiert werden sollte, vom GRACE-Signal um den See subtrahiert werden. Die Beziehung zwischen dem dadurch isolierten GRACE Signal und den effektiven Wasserpegeländerungen verbesserte sich dadurch jedoch nur ungenügend.

Insgesamt kann zusammengefasst werden, dass der Einfluss des Bosten Sees auf das GRACE-Signal als relativ hoch angenommen werden kann. Dennoch zeigt sich nur eine ungenügende Korrelation zwischen dem jährlichen Trend des GRACE-Signals und der jährlichen Volumenänderung des Bosten Sees. Hier zeigt sich eine wichtige Einschränkung der GRACE-Daten. Eine isolierte Betrachtung eines einzelnen Speicherkomparti-

menten, wie beispielsweise dem Bosten See erweist sich bei Unkenntnis über die Variationen anderer Speicherkompartimente als schwierig. Dies gilt insbesondere für Gebiete wo verschiedene Speicherkompartimente grössere Massenvariationen aufweisen.

Als nachteilig erweist sich auch die Auflösung von GRACE. Das Signal eines Rasterpunktes stammt von einem Gebiet mit einem Durchmesser mehrerer hundert Kilometer. Zur Veranschaulichung zeigt sich, dass die Fläche der Schweiz nur knapp 15% der Fläche eines Gebietes mit Radius 300 km ausmacht, aus dem der Grossteil des Signals eines Rasterpunktes stammt. Eine Verbesserungsmöglichkeit bestünde in einer Verkleinerung des Glättungsradius des Gauss-Filters. Resultate verschiedener Papers haben gezeigt, dass die Detektion eines Signals stark vom gewählten Filterradius abhängt. Insbesondere ein schwaches Signal einer kleinen Fläche kann wenn überhaupt nur mit sehr kleinen Filterradien detektiert werden, wobei hier berücksichtigt werden muss, dass ein kleinerer Filterradius auch eine höhere Unsicherheit bedeutet. (W. Sun et al. 2011 S.1)

Die regionale Anwendbarkeit von GRACE-Daten auf hydrologische Untersuchungen erweist sich daher ungenügend. Es existieren zwar wissenschaftliche Publikationen, in welchen GRACE-Daten für regionale, hydrologische Untersuchungen verwendet werden. Dabei werden jedoch weitere hydrologische Modelle, wie beispielsweise das WaterGAP Global Hydrology Model (WGHM) oder das Global Land Data Assimilation System (GLDAS) verwendet. Solche Modelle können über klimatische Inputdaten, u. a. Niederschlag oder Temperatur, Massenaustauschprozesse auf der Erde simulieren. Aufgrund der sehr komplexen Prozesse und der unzureichenden Qualität der Inputdaten müssen solche hydrologische Modelle mit In-Situ-Messungen validiert und angepasst werden. Je mehr In-Situ-Messungen zur Verfügung stehen, desto besserer Modellergebnisse werden erzielt. (M. Scheller 2012 S. 36,37) In dieser Arbeit wird auf die Anwendung solcher hydrologischer Modelle verzichtet.

3.2 Untersuchungsgebiet Tian Shan Gebirge

Beim betrachteten Untersuchungsgebiet, welches in der Abbildung 13 rot umrahmt ist, handelt es sich um ein Teil der Tian Shan Gebirgskette. Diese befinden sich nordwestlich vom Bosten See und ist eine der längsten Gebirgsketten der Welt, mit einer 2500 km langen West-Ost Ausdehnung. (NASA-JSC 2011) Es erstreckt sich über insgesamt 5 Länder: Kasachstan, Kirgisistan, Usbekistan, Tadschikistan und China. Die zwei höchsten Bergspitzen im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges sind Xuelian Feng mit 6627 m und Bogda Feng mit 5445 m Höhe.



Abbildung 13: Chinesischer Teil der Tian Shan Gebirge

Das Untersuchungsgebiet umfasst eine Fläche von 168'341 km² und reicht longitudinal von 79.70°O bis 86.70°O und latitudinal von 41.60°N bis 44.25°N. Das östliche Teilgebirge des Tian Shan, das Bogda Shan wird aufgrund seiner isolierten Lage nicht ins Untersuchungsgebiet miteinbezogen.

Die Wetterstation „TIAN SHAN“, welche mit den Koordinaten 41.53° N/78.14° O auf einer Höhe von 3635 M.ü.M. in Kirgistan liegt, misst eine mittlere Jahrestemperatur von ungefähr -6 °C. Im Winter liegen die Temperaturen um -18 °C und im Sommer um +6 °C. Die Niederschlagsmenge liegt im Durchschnitt bei jährlich ungefähr 34 cm (vgl. Kapitel 3.3.2), wobei die Niederschlagsmengen im Gebiet sehr heterogen verteilt sind. Der maximale Niederschlag fällt während den Monaten Juni oder Juli. Es liegt folglich ein sehr arides und kontinental geprägtes Klima vor. Dies zeigt sich auch anhand einer starken jährlichen Variation der Schneebedeckung in der Region. Die Gletscher im ganzen Tian Shan Gebirge nehmen eine Fläche von 15'627 km² ein. Fast 1.5% der Tian Shan Gebirgsfläche ist vergletschert.

In der Abbildung 14 ist eine Bodenkarte des betrachteten Gebiets dargestellt, welche die Bodenverhältnisse kartographisch darstellt.

tersuchungsgebiet dargestellt. Zwischen den verschiedenen Rasterpunkten zeigt sich eine relativ starke Korrelation. Die Standardabweichung der monatlichen Datenwerte der verschiedenen Rasterpunkte liegt im Mittel über den betrachteten Zeitraum bei 0.85 cmWS.

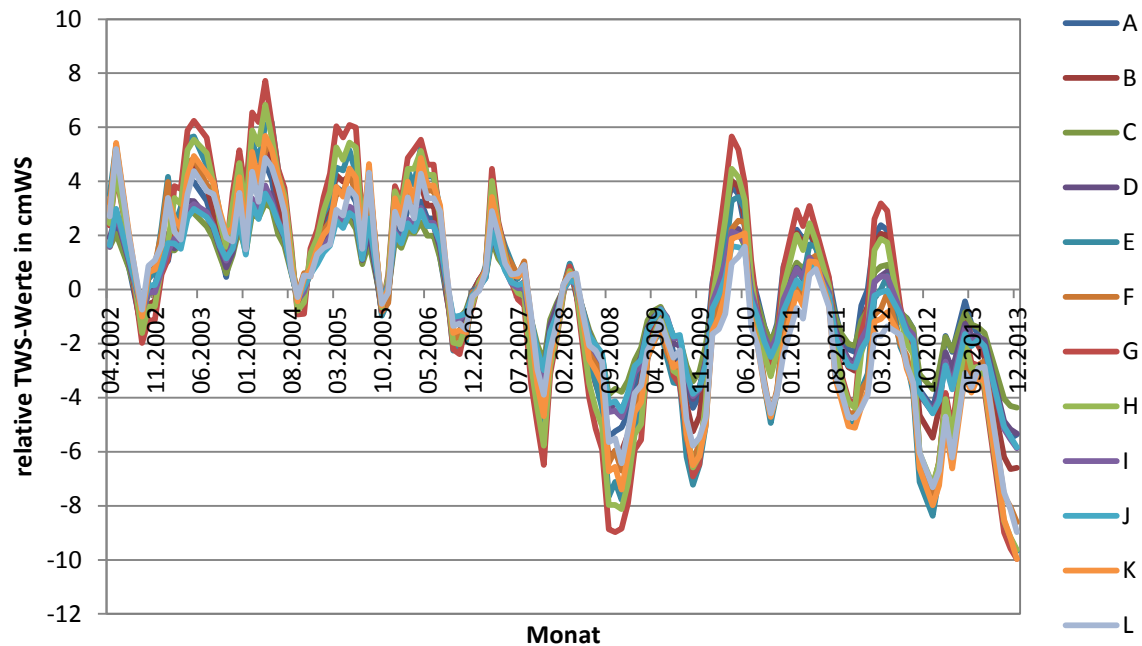


Abbildung 16: Monatliche relative TWS-Werte der Rasterpunkte

Aus den Datenreihen der monatlichen TWS-Variationen der 12 untersuchten Rasterpunkte lassen sich zwei unterschiedliche Trends erkennen. Zum einen existiert ein deutlich ausgeprägter Jahresgang mit einem Maximum in den Frühlingsmonaten März, April und Mai und einem Minimum in den Herbstmonaten September, Oktober und November. Des Weiteren ist auch ein langfristiger Trend erkennbar. Über die Zeitspanne zwischen den Jahren 2002 bis 2013 lässt sich im Durchschnitt eine Abnahme im GRACE-Signal beobachten. Anschliessend sollen diese beiden Trends analysiert werden.

3.3 Saisonaler Trend

Für die starke saisonale Variation kommen grundsätzlich zwei unterschiedliche Ursachen in Betracht. Einerseits existiert im Tian Shan Gebirge aufgrund des ausgeprägten kontinentalen Klimas eine starke Variation der Schneebedeckung. Die saisonalen Schwankungen im GRACE-Signal resultieren durch die Schneeakkumulation während den Wintermonaten und der Schneeablation während den Sommermonaten. Als zweite Hauptursache kommt der ungleichmässige zeitliche Verlauf der Niederschlagsmenge sowie der Evaporationsrate über das Jahr in Betracht. Der Vergleich der GRACE-Daten

mit Temperatur, Niederschlag, Schneebedeckung und Abflussdaten soll helfen die Hydrologie des betrachteten Untersuchungsgebiet, sowie das Signal der GRACE-Daten besser zu verstehen.

3.3.1 Saisonaler Trend – Verlauf der Schneebedeckung

Die monatlichen Temperaturdaten wurden der Station TIAN SHAN (41.53° N/ 78.14° O) in Kirgisistan entnommen. Die Station liegt knapp ausserhalb des betrachteten Untersuchungsgebiets. Sie befindet sich auf einer Höhe von 3635 Metern über Meeresspiegel. Innerhalb des Tian-Shan Gebirges gibt es in latitudinale sowie longitudinale Richtung keine starken Temperaturänderungen. Im betrachteten Untersuchungsgebiet ist das Temperaturregime fast ausschliesslich von der Höhe abhängig. (V.B. Aizen et al. 1995 S.8) Der qualitative Verlauf der Temperatur kann somit für das betrachtete Gebiet für die folgenden Analysen als genügend repräsentativ betrachtet werden.

Die Daten zur Schneebedeckung werden dem MODIS-Produkt *Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid* auf welches im Kapitel 2.12 näher eingegangen wird. Verwendet wird jeweils das 8-tägige MODIS Produkt zu Beginn eines Monats. Die ermittelte Schneefläche bezieht sich dabei auf das im Kapitel 3.2 beschriebene Gebiet welches eine Fläche von insgesamt $168'341 \text{ km}^2$ umfasst.

Die monatlichen Schneebedeckungsdaten von MODIS, sowie die Temperaturdaten der Messstation TIAN SHAN sind in der Abbildung 17 dargestellt. Die monatlichen Datensätze reichen von April 2002 bis Dezember 2013.

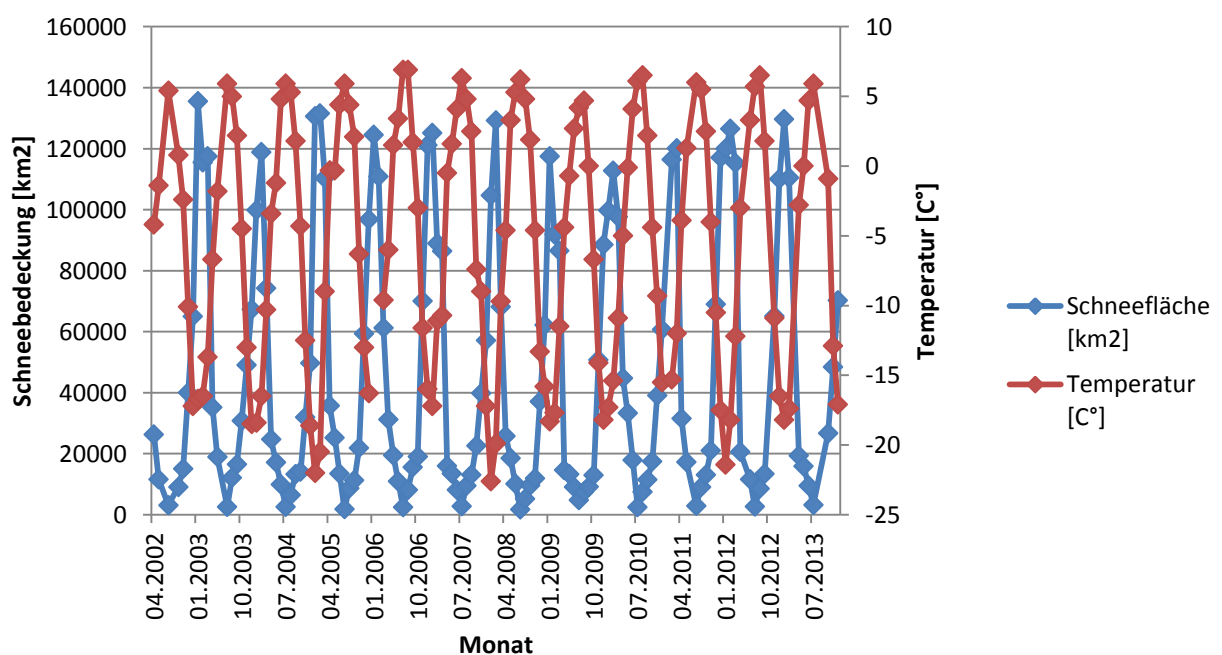


Abbildung 17: Monatlicher Verlauf der Schneefläche und der Temperatur

In der Abbildung 18 sind die mittleren, normierten Jahresverläufe von Temperatur und Schneebedeckung für die Zeitperiode zwischen 2004 bis 2008 dargestellt. Die Zeitperiode 2004 bis 2008 wurde gewählt, weil innerhalb dieser Zeitspanne die Datensätze von Temperatur, GRACE-Daten und Abflussdaten des Kaidu Flusses in der vollständigsten Form vorliegen.

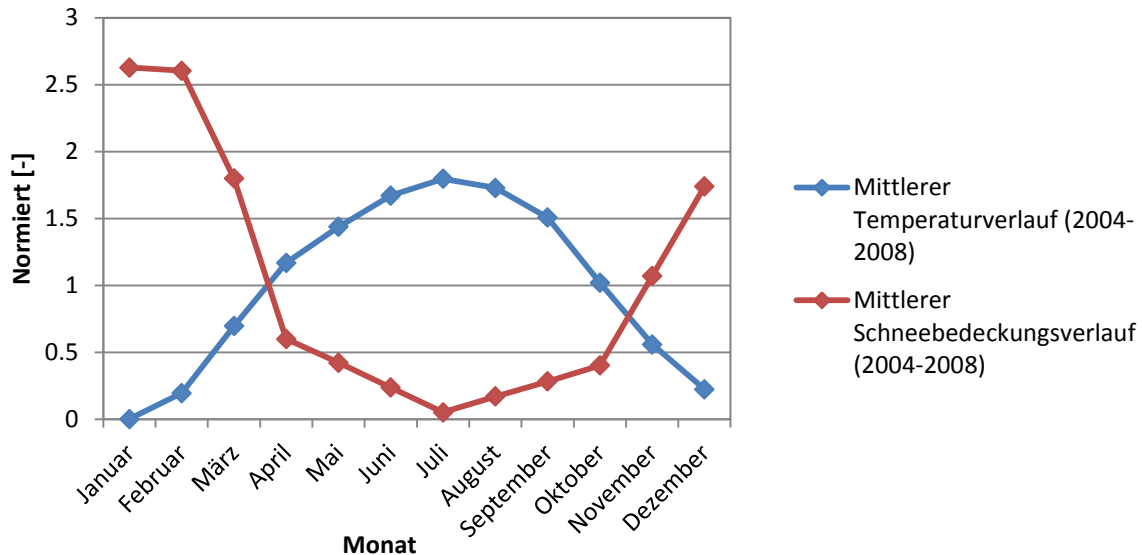


Abbildung 18: Normierter durchschnittlicher Jahresverlauf von Temperatur und Schneebedeckung

Anhand der Abbildung 18 lässt sich eine stark ausgeprägte Saisonalität im Temperaturverlauf, sowie im jährlichen Verlauf der Schneebedeckung erkennen. Wie in Abbildung 17 erkennbar ist, verhält sich der saisonale Verlauf der Temperatur sowie der Schneebedeckung sehr konstant über die betrachtete Zeitspanne. Die Temperaturen erreichen ihr Minimum um den Wintermonat Januar und ihr Maximum um den Sommermonat Juli. Die Schneebedeckung verhält sich dazu invers und erreicht sein Maximum um den Monat Januar und sein Minimum um den Monat Juli. Die Korrelation zwischen den monatlichen Temperatur- und Schneebedeckungsdaten ist sehr stark invers ausgeprägt. Der Korrelationskoeffizient beträgt $r = -0.89$. Die zeitliche Entwicklung der Schneedecke weist eine hohe Abhängigkeit von der Temperatur auf. Bei niedriger Temperatur während der Akkumulationsphase bildet die Gebirgsschneedecke einen temporären Speicher der Winterniederschläge. Bei steigenden Temperaturen im Sommer schmilzt die Schneedecke in Abhängigkeit der Höhenlage.

Durchschnittlich variiert die Schneebedeckung zwischen $119'709 \text{ km}^2$ im Winter und 2748 km^2 im Sommer. Prozentual am betrachteten Untersuchungsgebiet entspricht dies einem Schneeflächenanteil von maximal 71.1% in den Wintermonaten und minimal 1.6% in den Sommermonaten. Der in den Wintermonaten akkumulierte Schnee schmilzt in den Sommermonaten praktisch vollständig ab. Nur ein geringer Teil der Schnee- und Eisbedeckung des Tian Shan Gebirges bleibt ganzjährig vorhanden.

In der Abbildung 19 sind die mittleren, normierten Jahresverläufe des GRACE-Signals und der Schneebedeckung für die Zeitperiode zwischen 2004 bis 2008 dargestellt. Das GRACE-Signal wurde dazu vorerst über die 12 betrachteten Rasterpunkte gemittelt und vom langfristigen linearen Trend der monatlichen Daten reduziert.

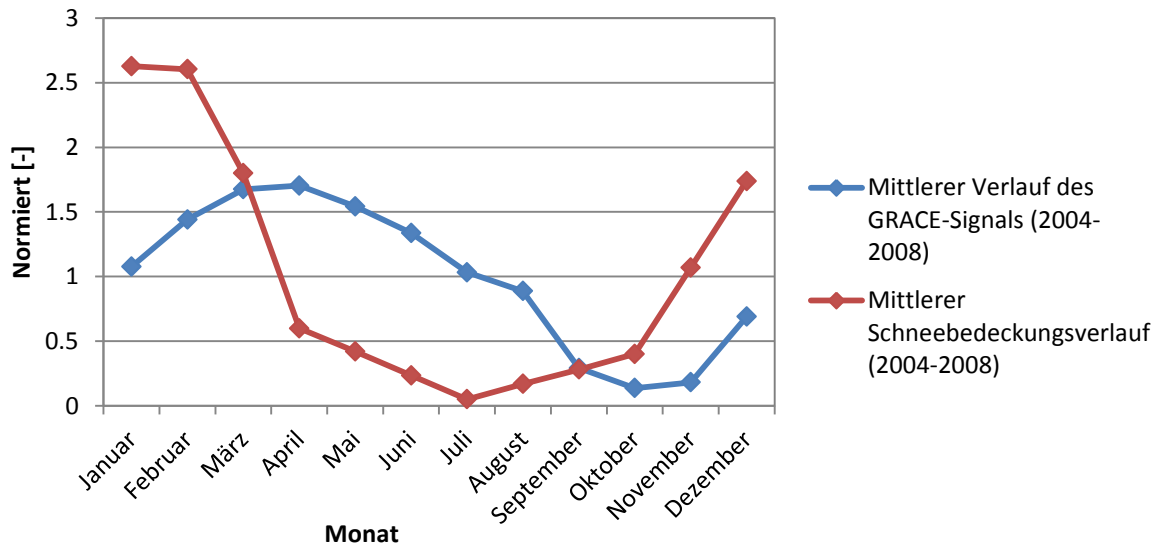


Abbildung 19: Monatlicher Verlauf des GRACE Signals und der Schneebedeckung

Wie bereits beschrieben erreicht das GRACE-Signal um den Monat April sein Maximum und um den Monat Oktober sein Minimum. Die Extrema im Jahresverlauf sind bei GRACE um ungefähr 3 Monate verschoben. Die Saisonalität ist beim GRACE-Signal leicht weniger stark ausgeprägt als bei der Schneebedeckung.

Die maximale Wassermenge im betrachteten Gebiet liegt, aus den GRACE-Daten ersichtlich, ungefähr im Monat April im betrachteten Gebiet vor. Zu diesem Zeitpunkt ist bereits ein Grossteil der Schneebedeckung abgeschmolzen. Eine Schneedecke liegt nur noch in höheren Lagen vor. Erst nach dem Monat April zeigt auch das GRACE-Signal eine Abnahme auf. Eine Ursache für die zeitlich verzögerte Reaktion des GRACE-Signals auf die Abnahme der Schneebedeckung könnte auf die Retentionswirkung im Gebiet zurückgeführt werden. Bei einer zeitlichen Verzögerung von ungefähr 3 Monaten wäre diese Retentionswirkung sehr stark ausgeprägt. Um den Verlauf des GRACE-Signals näher zu untersuchen muss unbedingt auch das Niederschlagsregime und die Evaporation im Gebiet analysiert werden.

3.3.2 Saisonaler Trend – Schneebedeckung, Niederschlag und Evaporation

3.3.2.1 Niederschlag

Um einen qualitativen sowie quantitativen Vergleich zwischen der Niederschlagsmenge und dem GRACE-Signal zu tätigen, muss der Gebietsniederschlag im betrachteten Unter-

suchungsgebiet so gut als möglich angenähert werden. Üblicherweise kann der Gebietsniederschlag durch die Interpolation von verschiedenen Punktmessungen über einem Gebiet berechnet werden. Voraussetzung dabei ist eine hohe räumliche Abdeckung mit Messstationen sowie eine möglichst homogene Verteilung des Niederschlags über das Gebiet. Insbesondere bei topographisch komplexen Gebieten, wie Gebirgen, sind Niederschlagsmengen sehr heterogen verteilt. Erschwerend kommt bei der Ermittlung des Gebietsniederschlags im betrachteten Untersuchungsgebiet die schlechte räumliche Abdeckung mit Messstationen hinzu. Zur Verfügung stehen die mittleren monatlichen Niederschlagsdaten im Zeitraum zwischen 1971 bis 2010 von insgesamt 8 Stationen im Tian Shan Gebirge. Die Messstationen sind in der Abbildung 20 als rote Punkte dargestellt. (S. Wang et al. 2013)

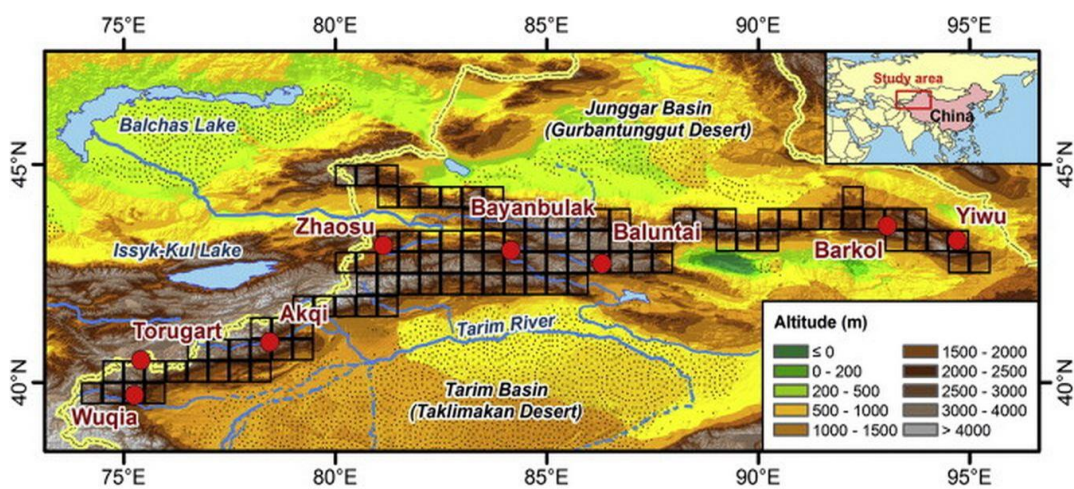


Abbildung 20: Lage der Messstationen im Tian Shan Gebirge

In der Abbildung 21 sind die mittleren monatlichen Niederschläge aller Messstationen im Tian Shan Gebirge dargestellt. (S. Wang et al. 2013)

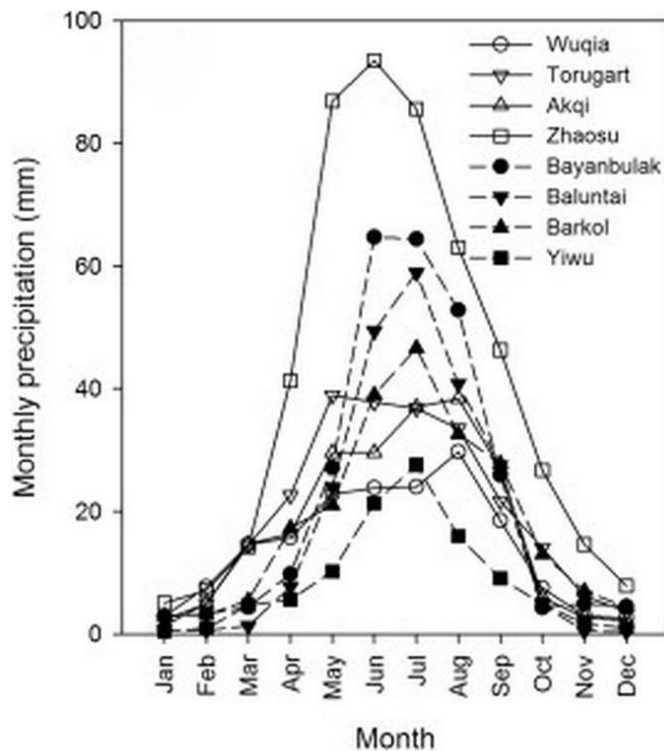


Abbildung 21: monatliche Niederschläge der verschiedenen Messstationen

(S. Wang et al. 2013)

Für alle im Tian Shan Gebirge liegenden Messstationen zeigt sich ein unterschiedlich stark ausgeprägter Jahresgang im Niederschlagsregime. Die Niederschlagsmengen sind insbesondere in den Sommermonaten stark ausgeprägt. Während den Wintermonaten sind die Niederschläge um ein Vielfaches kleiner.

Im betrachteten Untersuchungsgebiet befinden sich lediglich drei Messstationen. Es sind dies die Stationen: Zhaosu (1851 M. ü. M), Bayanbulak (2458 M. ü. M) und Baluntai (1739 M. ü. M). Die durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge dieser drei Stationen liegt bei ungefähr 34 cm, wobei mehr als die Hälfte des Niederschlages während den Sommermonaten Juni, Juli und August fällt.

Bezogen auf das betrachtete Gebiet mit einer Fläche von insgesamt 168'341 km² erweist sich die Datenlage von lediglich drei Stationen zur Berechnung des Gebietsniederschlags als ungenügend. Hinzu kommt die heterogene Verteilung der Niederschläge über das Gebiet. (V.B. Aizen et al. 1995 S.4) Ebenfalls muss berücksichtigt werden, dass die Saisonalität der Niederschläge weniger konstant ausgeprägt ist, als beispielsweise beim Temperaturverlauf. Dies zeigte sich anhand der Betrachtung von monatlichen Niederschlagsdatenreihen der Messstation TIAN SHAN im kirgisischen Teil des Tian Shan Gebirges. Da jedoch nur die mittleren monatlichen Datenwerte für die Zeitperiode zwi-

schen 1971 bis 2010 zur Verfügung stehen, kann dieser Fakt nicht berücksichtigt werden.

3.3.2.2 Evaporation

Die potentielle Evaporation kann mittels empirischen Ansätzen, zum Beispiel der Methode nach Thornthwaite, Penman-Monteith oder Turc näherungsweise modelliert werden. Aufgrund heterogener klimatischer Gegebenheiten im Tian Shan Gebirge und Unsicherheiten in den empirischen Modellen wird auf eine quantitative Abschätzung der monatlichen potentiellen Evaporationsrate verzichtet. Die wesentlichen Faktoren, die den Grad der Evaporation bestimmen sind die Solarstrahlung, die Lufttemperatur, das Sättigungsdefizit der Luft und der Wind welcher die gesättigten Luftpakete abtransportiert. Der wichtigste Einflussfaktor auf die Evaporationsrate ist in den meisten Fällen und in grösseren räumlichen Skalen die Solarstrahlung. (D. Braun et al. 2014 S.57) Da auch die Lufttemperatur stark von der Solarstrahlung abhängig ist, existiert eine gute Korrelation zwischen der potentiellen Evaporationsrate und der Lufttemperatur. (B.M. Lofgren NOAA) Der Verlauf der Temperatur widerspiegelt in guter Näherung den jährlichen Verlauf der Evaporation. Im kontinental geprägten Klima des Tian Shan Gebirges ist die potentielle Evaporationsrate während den Sommermonaten aufgrund der höheren Solarstrahlung und Temperatur um ein Vielfaches höher als während den Wintermonaten. Des Weiteren existiert eine starke Höhenabhängigkeit der Evaporationsrate. In höheren Lagen nimmt die Evaporationsrate durchschnittlich ab. (J.A.A. Jones et al. 1996 S.305)

3.3.3 Interpretation der saisonalen Schwankungen des GRACE-Signals

Für den Vergleich zwischen Niederschlagsdaten und GRACE-Daten werden die mittleren monatlichen Niederschläge der drei betrachteten Messstationen gemittelt. In der Abbildung 22 ist normiert der mittlere Niederschlagsverlauf zwischen 1971 und 2010 sowie der mittlere Verlauf des GRACE-Signals und des Schneebedeckungsverlauf zwischen 2004 und 2008 dargestellt. Ebenfalls ist der mittlere Temperaturverlauf der Zeitperiode zwischen 2004 und 2008 der Messstation TIAN SHAN dargestellt.

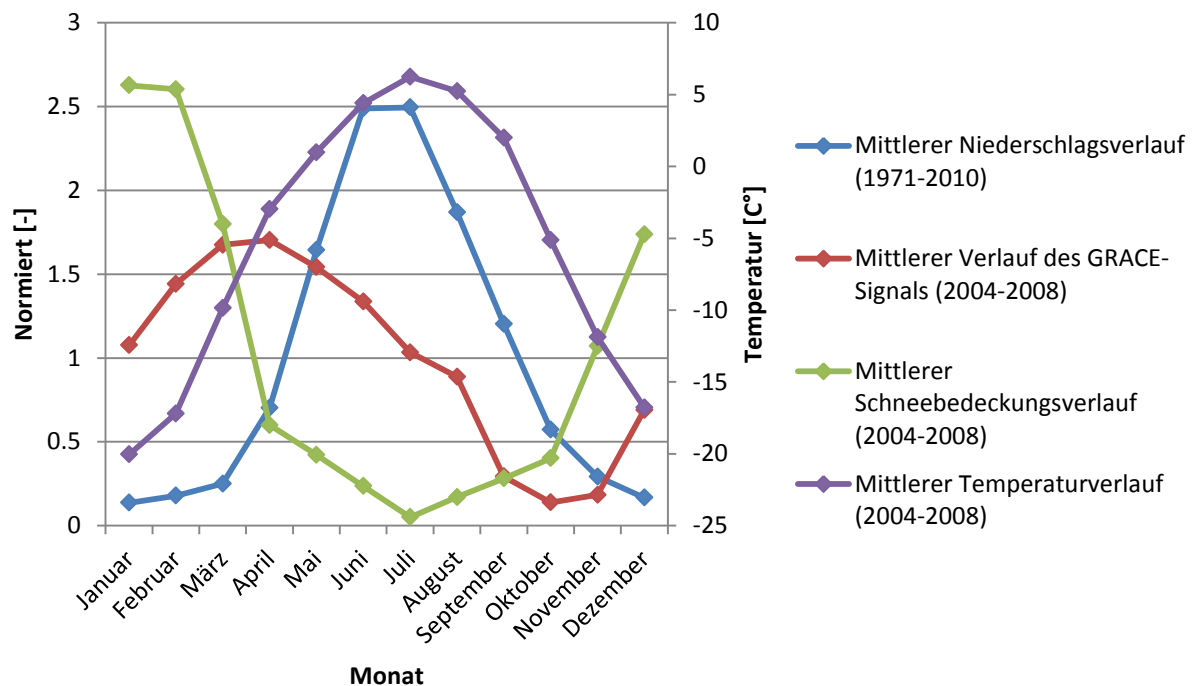


Abbildung 22: Jährlich mittlere Verläufe des Niederschlags, des GRACE-Signals, der Schneebedeckung und der Temperatur.

Die maximalen Niederschlagsmengen werden in den Sommermonaten Juni und Juli erreicht und liegen um ein Vielfaches höher als die Winterniederschläge. Anhand der Abbildung 22 kann gefolgert werden, dass der Einfluss der höheren Sommerniederschläge auf das GRACE-Signal eher gering ausfällt. Die These, dass die jährlichen Schwankungen im GRACE-Signal auf die Schneeakkumulation und -ablation zurückzuführen sind, bestätigt sich anhand der betrachteten Datenreihen. Des Weiteren geht auch von den höheren Evaporationsraten während den Sommermonaten ein Einfluss auf das GRACE-Signal aus.

Die Abbildung 22 kann wie folgt interpretiert werden. Um den Monat Oktober steigt die Schneebedeckung stark an. Das GRACE-Signal verzeichnet darauf ebenfalls einen Anstieg. Bereits um Februar beginnt die Ablationsphase in den tieferen Lagen und die Schneedecke im Untersuchungsgebiet verzeichnet eine starke Abnahme. Die Wassermenge im Untersuchungsgebiet steigt jedoch weiterhin an bis etwa April. Erst danach

verzeichnet das GRACE-Signal ebenfalls eine Abnahme. Grundsätzlich resultiert eine Abnahme des GRACE-Signals durch zwei unterschiedliche Vorgänge. Einerseits indem eine Wassermenge aus dem betrachteten Gebiet abfließt, andererseits durch Evaporation.

Eine Ursache hinter der verzögerten Reaktion des GRACE-Signals auf die Schneeschmelze liegt zum einen an der Retentionswirkung des betrachteten Untersuchungsgebietes. Das Schmelzwasser fließt nicht direkt aus dem Gebirge ab, sondern wird zwischengespeichert. Im Tian Shan Gebirge existieren zahlreiche Schmelzwasserseen, welche fähig sind das Schmelzwasser über eine längere Zeitperiode zu speichern. (X. Wang et al. 2013 S.2) Auch weitere Zwischenspeicher wie Bodenfeuchte oder Grundwasserspeicher könnten einen verzögernden Abfluss des Schmelzwassers aus dem Gebirge bewirken. Der Einfluss dieser beiden Speicher kann im Gebirge selbst als geringfügig angenommen werden. Beachtet werden muss jedoch die Grösse des betrachteten Untersuchungsgebietes. Die Fläche des betrachteten Untersuchungsgebietes entspricht ungefähr 4-mal der Fläche der Schweiz. Aus dem GRACE-Signal kann nicht registriert werden, ob sich eine Wassermenge in Schneeform im Gebirge befindet oder ob sie sich wenige hundert Kilometer entfernt davon in einem Oberflächengewässer befindet. Ein Teil des Schmelzwassers fließt beispielsweise in die zahlreichen Grundwasserspeicher im Vorland des Tian Shan Gebirges ab und wirkt sich somit noch immer auf das GRACE-Signal aus. (V.B. Aizen et al. 1997 S. 1402) Aufgrund der höheren Evaporationsrate während den Sommermonaten verdunstet in dieser Zeitperiode der grösste Teil des gespeicherten Schmelzwassers, wodurch das GRACE-Signal eine Abnahme verzeichnet.

Bei der zeitlich verzögerten Reaktion des GRACE-Signals auf die Abnahme der Schneebedeckung muss zusätzlich berücksichtigt werden, dass das Schneevolumen nicht homogen über die Schneefläche verteilt ist. In höheren Lagen dauert die Akkumulationsphase länger als in tieferen Lagen. Die Schneedicke in höheren Lagen ist somit stärker ausgebildet als in tieferen Lagen. Dazu kommt, dass im Tian Shan Gebirge die Niederschlagsmenge im Durchschnitt in höheren Lagen grösser ausfällt. (V.B. Aizen et al. 1995 S.12) Obschon die Schneebedeckung in tieferen Lagen bereits stark abnimmt, befindet sich zu dieser Zeitphase noch ein grösseres Schneevolumen in höheren Lagen. Daraus kann gefolgert werden, dass die Retentionswirkung des Gebiets weniger stark ausgeprägt ist, als die Betrachtung der Verläufe des GRACE-Signals und der Schneebedeckung vermuten lassen.

Auch saisonale Zyklen der Gletscher können einen Einfluss auf den Verlauf des GRACE-Signals haben. Aufgrund der höheren Lage setzt die Ablationsphase der Gletscher relativ zur Schneeablation in tieferen Lagen erst später ein. Die saisonalen Zyklen der Gletscher sind im Tian Shan Gebirge aufgrund des kontinentalen Klimas stark ausgeprägt. Wäh-

rend den Sommermonaten macht der glaziale Abfluss ungefähr 15-20% am Gesamtabfluss der Flüsse aus dem Tian Shan Gebirge aus. (V.B. Aizen et al. 1995 S. 12)

Trotz deutlich höheren Niederschlagsmengen während den Sommermonaten nimmt das GRACE-Signal während dieser Zeitspanne ab. Das liegt vor allem an der höheren Evaporationsrate während den Sommermonaten. Besonders in tieferen Lagen liegt die potentielle Evaporationsrate im ariden Klima des Tian Shan Gebirges häufig oberhalb der Niederschlagsrate. (J.A.A. Jones et al. 1996 S.305)

Die Retentionswirkung im betrachteten Gebiet kann anhand Abflussdaten von Flüssen deren Einzugsgebiet im Tian Shan Gebirge angesiedelt ist analysiert werden. Zur Verfügung stehen monatliche Abflussdaten des Kaidu Flusses (gemessen vor der Einmündung ins Yangi Becken). Der Kaidu Fluss entspringt dem Sarming Gebirge, welches sich zentriert im Tian Shan Gebirgszug befindet und mündet in den Bosten See. (Y. Zhang et al. 2007 S.2) In der Abbildung 23 sind die mittleren monatlichen Abflussmengen des Kaidu Flusses über die Zeitperiode von Januar 2003 bis Dezember 2008 dargestellt.

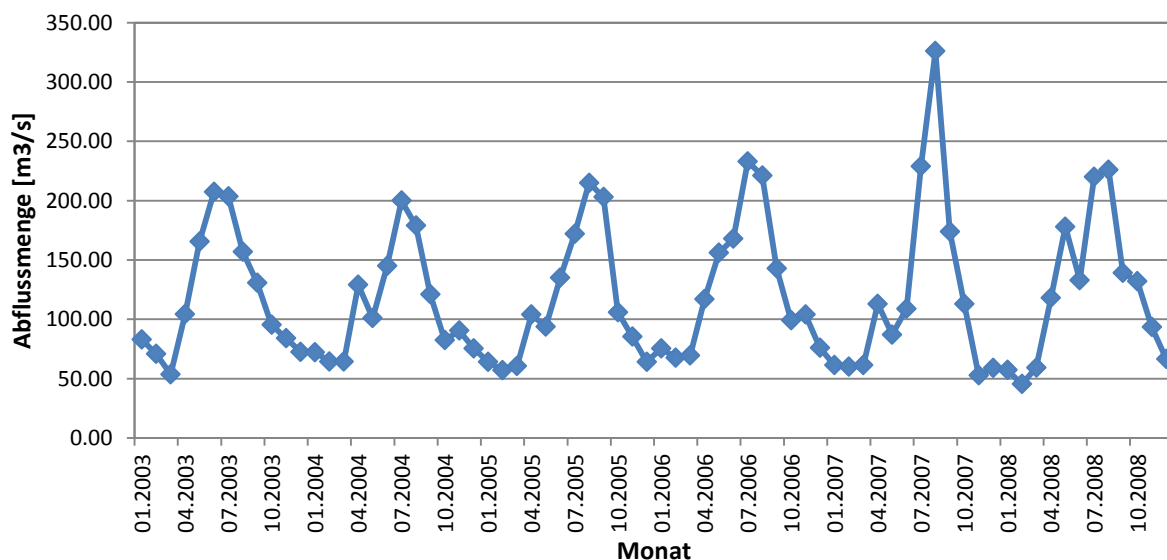


Abbildung 23: monatliche Werte des Abflusses des Kaidu Flusses

Der Jahrgang des Abflusses des Kaidus besitzt eine starke saisonale Ausprägung. Die maximalen Abflussmengen werden dabei in den Sommermonaten Juli und August erreicht und liegen bei durchschnittlich 235 m³/s. In der Zeitperiode zwischen Oktober und März sind die Abflussmengen vergleichsweise gering und liegen zwischen 40 bis 80 m³/s. Den ersten Höchstwert erfährt das Abflussregime im April. Die Abflusszunahme dieses Monats ist vor allem auf die Schneeablation im Einzugsgebiet des Kaidus zurückzuführen. Untersuchungen von Zhang et al. haben gezeigt, dass der Abflusshöchstwert im Sommer neben dem immer noch vorhandenen Einfluss der Schneeschmelze vor allem auf die höheren Sommerniederschläge zurückzuführen ist. (Zhang et al. 2007 S.2)

In der Abbildung 24 ist der mittlere, normierte Jahresgang der Schneebedeckungsfläche, des GRACE-Signals, und des Abflusses vom Kaidu für die Zeitperiode von 2004 bis 2008 sowie vom Niederschlag für die Zeitperiode von 1971 bis 2010 dargestellt.

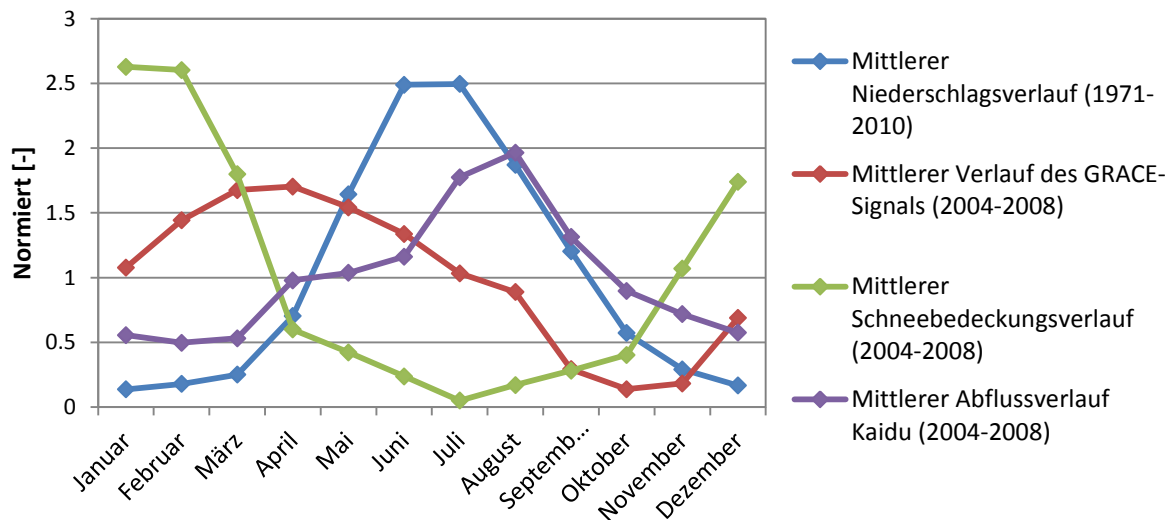


Abbildung 24: Jährlich mittlere Verläufe des Niederschlags, des GRACE-Signals, der Schneebedeckung und des Abflusses

Die Abflussdaten des Kaidus bestätigen die Retentionswirkung im Gebiet. Trotz einsetzender Schneeschmelze in tieferen Lagen ab dem Monat Februar reagiert der Abfluss durchschnittlich erst im Monat April auf die Schneeablation. Auch auf die höheren Sommerniederschläge reagiert der Kaidu leicht zeitlich verzögert. Bei der Analyse des Kaidus muss angemerkt werden, dass sein Abflussregime nicht für alle Flüsse mit Einzugsgebiet im Tian Shan Gebirge repräsentativ ist. Die verschiedenen Abflüsse aus dem Tian Shan Gebirge werden unterschiedlich stark von der Schneeschmelze, den Sommerniederschlägen sowie von der zyklischen Gletscherablation beeinflusst. (V.B. Aizen et al. 1995 S.10)

Zusammengefasst lässt sich sagen, dass die saisonalen Schwankungen des GRACE-Signals stark durch die Schneeakkumulation im Winter und die Schneeschmelze im Sommer beeinflusst wird. Die Abnahme des GRACE-Signals während den Sommermonaten ist auf den Abtransport des Schmelzwassers aus dem betrachteten Gebiet, sowie auf höhere Evaporationsraten während den Sommermonaten zurückzuführen. Das GRACE-Signal reagiert zeitlich verzögert auf die Schneeschmelze im Sommer. Die zeitliche Verzögerung ist auf eine Retentionswirkung im Gebiet zurückzuführen, welche sich auch anhand von Abflussdaten des Kaidus erkennen lässt. Die höheren Niederschlagsmengen während den Sommermonaten führen zu keinem Anstieg des GRACE-Signals, was auf die höhere potentielle Evaporationsrate während den Sommermonaten zurückzuführen ist.

3.3.4 Ermittlung des Schneevolumens aus GRACE-Daten

Aus diesen Überlegungen kann gefolgert werden, dass der saisonale Trend der GRACE-Daten zu einem grossen Anteil auf saisonale Änderungen im Speicherkompartiment Schnee zurückzuführen sind. Über saisonale Schwankungen des GRACE-Signals könnten somit Rückschlüsse auf das Volumen der temporalen Schneebedeckung im Winter geschlossen werden. Für verschiedene hydrologische Analysen, beispielsweise der Abflussmodellierung, sind genaue Kenntnisse über das im Schnee gespeicherte Volumen an Wasser von Interesse. Die Abschätzung der in der Schneedecke gebundenen Wasservorräte ist aufgrund dessen Heterogenität in Raum und Zeit ein schwieriges Unterfangen. Eine Möglichkeit bietet die Interpolation von gemessenen Punktniederschlägen über eine Fläche. Bei topographisch komplexen Gebieten wie Gebirgen ist eine Interpolation von Punktniederschlägen aufgrund der Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge schwierig. Insbesondere bei einer ungenügenden räumlichen Abdeckung mit Messstationen. Als erschwerend erweist sich auch die Modellierung des Phasenübergangs von Schnee zu Regen. (T. Marke et al. 2013 S.6) Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung des Schneevolumens eines Gebietes bietet die Analyse der Schneefläche und der Schneehöhenverteilung dieser Fläche. Während temporale Daten zur Schneebedeckung über Satellitenbilder relativ exakt bestimmt werden können, können temporale Daten zur Schneehöhe lediglich punktuell und nur mit grossem Aufwand erhoben werden. Eine räumliche Verteilung der Schneehöhen kann somit nur annähernd genau modelliert werden. (L. Egli et al. 2011 S.1) Die Abschätzung des Schneevolumens erweist sich als schwierig und ist zudem meist nur in kleineren räumlichen Skalen anwendbar.

Mit vereinfachten Annahmen soll eine Abschätzung der in den Wintermonaten gespeicherten Schneemenge im Untersuchungsgebiet gemacht werden. Um den Monat Oktober befindet sich aufgrund der hohen Evaporationsraten während den Sommermonaten ein Minimum der Wassermenge im Gebiet. Die Schneebedeckung ist zu diesem Zeitpunkt im Gebiet sehr klein. Die darauffolgende Zunahme des GRACE-Signals resultiert aufgrund der Schneeakkumulation während den Wintermonaten. Die Differenz zwischen dem Maximum im Frühjahr und dem Minimum im Herbst des GRACE-Signals ergibt sich somit in einer Näherung die akkumulierte Schneemenge in Wasseräquivalenten. Einflüsse zum Beispiel der Retentionswirkung und der Sommerniederschläge werden somit vollständig vernachlässigt. Um ausschliesslich die Schneemassenänderung zu erfassen wird der langfristige lineare Trend des GRACE-Signals vom Datensatz eliminiert. Um die Änderung des Schneevolumens in Wasseräquivalent zu erhalten werden die saisonalen TWS-Änderungen in cmWS über das Untersuchungsgebiet mit der Fläche 168'341 km² hochgerechnet. Die Schneefläche variiert im Durchschnitt über die Zeitspanne zwischen 2003 bis 2012 um 121'517 km² pro Saison mit einer Standardabweichung von 6.1%. Die Variation der Schneefläche verhält sich über die betrachtete Zeitspanne von 2003 bis

2012 also relativ konstant. Beim GRACE-Signal sind die jährlichen Fluktuationen stärker ausgeprägt. Bei einer durchschnittlichen Variation von 8.82 km³ pro Saison liegt die Standardabweichung bei 23%. Die entspricht bei einer Schneebedeckung von 121'517 km² pro Saison einer maximalen Schneedicke von 7.3 cm in Wasseräquivalent. Die durchschnittliche Niederschlagsmenge, welche zwischen Oktober bis März im Gebiet gefallen ist und somit sehr grob der akkumulierten Schneemenge entspricht liegt bei 4.5 cmWS. Die Schätzung des Schneevolumens mit GRACE ist grösser als die grobe Abschätzung des Schneevolumens mit den vorhandenen Niederschlagsregimes. Wiederum muss jedoch festgehalten werden, dass die vorhandene Datenlage des Niederschlags für solche Vergleiche ungenügend ist. Zudem wird der Phasenübergang von Schnee zu Regen nicht berücksichtigt. In höheren Lagen dauert die Akkumulationsphase länger als in tieferen Lagen.

Grundsätzlich wird erwartet, dass eine Beziehung zwischen den Schwankungen der Schneebedeckung und des GRACE-Signals existiert. Je stärker, dass die Schneebedeckung saisonal abnimmt, desto stärker sollte auch das GRACE-Signal abnehmen. In der Abbildung 25 sind die jährlichen Flächenabnahmen der Schneebedeckung gegen die jährlichen mit GRACE ermittelten Volumenabnahmen in Wasseräquivalent im Untersuchungsgebiet aufgetragen.

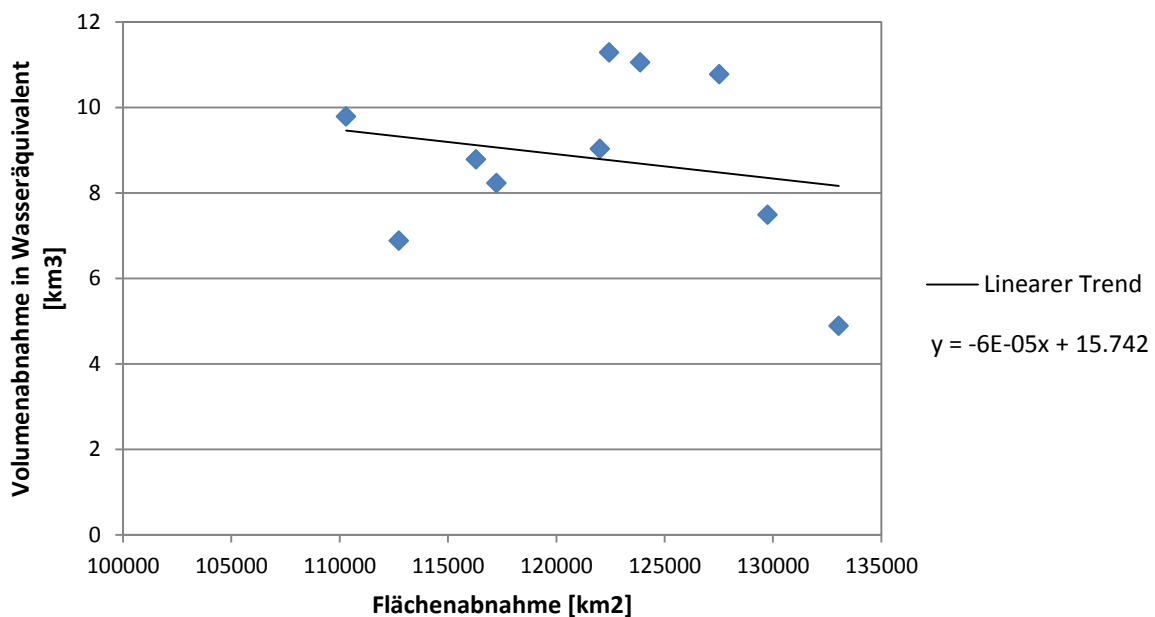


Abbildung 25: Beziehung zwischen saisonaler Flächenabnahme der Schneebedeckung und saisonaler Volumenabnahme des GRACE-Signals

Anhand der Punktwolke in der Abbildung 25 lässt sich kein Trend zwischen Flächenabnahme und Volumenabnahme erkennen. Der lineare Trend sagt sogar eine kleinere Volumenabnahme bei grösserer Flächenabnahme voraus. Die Abbildung 25 verdeutlicht, dass die Modellierung der Schneemenge ausschliesslich mittels des GRACE-Signals nicht

genügend ist. Die Unsicherheiten der groben Abschätzung des Schneevolumens sind sehr gross. Um eine exaktere Abschätzung zu tätigen müssten bessere Kenntnisse der Variationen der Speicherkompartimente im Gebiet vorhanden sein. Es existieren dazu Untersuchungen, in welchen die Variationen verschiedener Speicherkompartimente in einem Landoberflächenmodell zusammengefasst werden. Das GRACE-Signal wird um die modellierten Änderungen dieser Speicherkompartimente, insbesondere Grundwasser und Bodenfeuchte, reduziert. Dadurch ergibt sich das isolierte Signal der Änderung des Schneevolumens. (GY. Niu et al 2007) Zu hinterfragen ist jedoch wie gut solche Landoberflächenmodelle die tatsächlichen Variationen der Speicherkompartimente überhaupt wiedergeben können.

3.4 Langzeitiger Trend

Neben der Saisonalität ist auch einen langjährigen Trend in den GRACE Daten zu erkennen. In der Abbildung 26 sind die mittleren jährlichen Änderungen der GRACE-Daten im Zeitraum zwischen 2002 bis 2013 dargestellt.

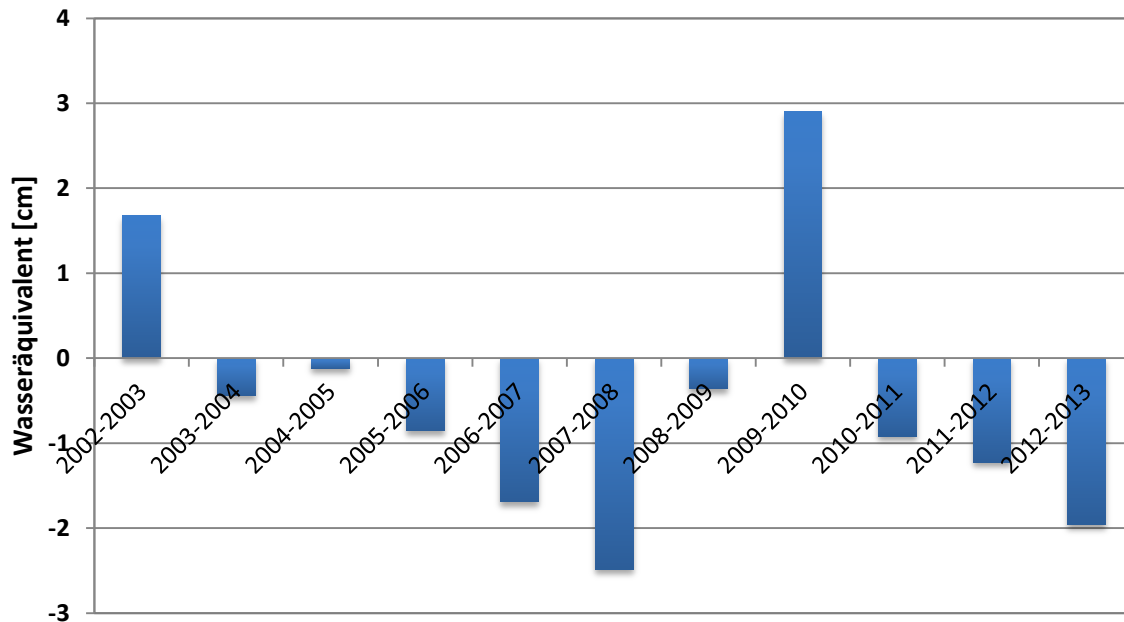


Abbildung 26: Jährliche Änderungen der gemittelten GRACE Daten von 2002-2013

Die Wassermassenschwankungen nehmen im Trend zwischen 2002 bis 2013 ab. Ein starker Ausreisser des abnehmenden Trends ist zwischen den Jahren 2009 bis 2010 zu beobachten. In der betrachteten Zeitspanne kann eine Abnahme vom insgesamt -7.1 cm Wasseräquivalent im Untersuchungsgebiet beobachtet werden. Im Folgenden sollen die Ursachen der langjährigen Abnahme des GRACE-Signals analysiert werden.

In Frage für langfristige Änderungen der Wassermenge im Gebiet kommen insbesondere die beiden Speicherkompartimente Gletscher und Grundwasser. Das Potential für langfristige Massenänderungen weiterer Speicherkompartimente wie Schnee, Bodenfeuchte oder Oberflächengewässer kann im betrachteten Gebiet im Vergleich zu den Kompartimenten Gletscher und Grundwasser als gering betrachtet werden.

3.4.1 Volumenabnahme der Gletscher

In einem ersten Teil werden die Eismassen, also die Gletscher im Tian Shan Gebirge analysiert. Im betrachteten Gebiet gibt es ungefähr 9035 Gletscher. (A. Sorg et al. 2012 S.3) Leider ist die Datenlage der Gletschern im Tian Shan Gebirge nicht sehr gut. Die meisten Datenreihen zu Massenbilanzen einzelner Gletscher reichen nur bis in Jahr 1960.

Auf der Webseite „World Glacier Monitoring Service“ ist nur eine Station im Untersuchungsgebiet zu finden, welche kontinuierlich bis ins 21. Jahrhundert Werte aufgenommen hat. Dabei handelt es sich um den Urumqi Glacier No. 1, welcher im Nordosten des Untersuchungsgebietes liegt und ausserdem der am besten vermessene Gletscher in ganz China ist. Der Urumqi Gletscher No. 1 besteht aus zwei Zweigen und hat eine gesamte Fläche von 1.677 km² (2006). (A. Sorg et al. 2012 S.3)

Auf der Internetseite „World Glacier Monitoring Service“ stehen die jährlichen Massenbilanzen in mm Wasseräquivalent von 1959 bis 2011 zur Verfügung. In der Abbildung 27 ist die jährliche Massenbilanz des Urumqi Glacier No. 1 in Wasseräquivalent (mm) dargestellt für die Zeitperiode zwischen 2002 bis 2011

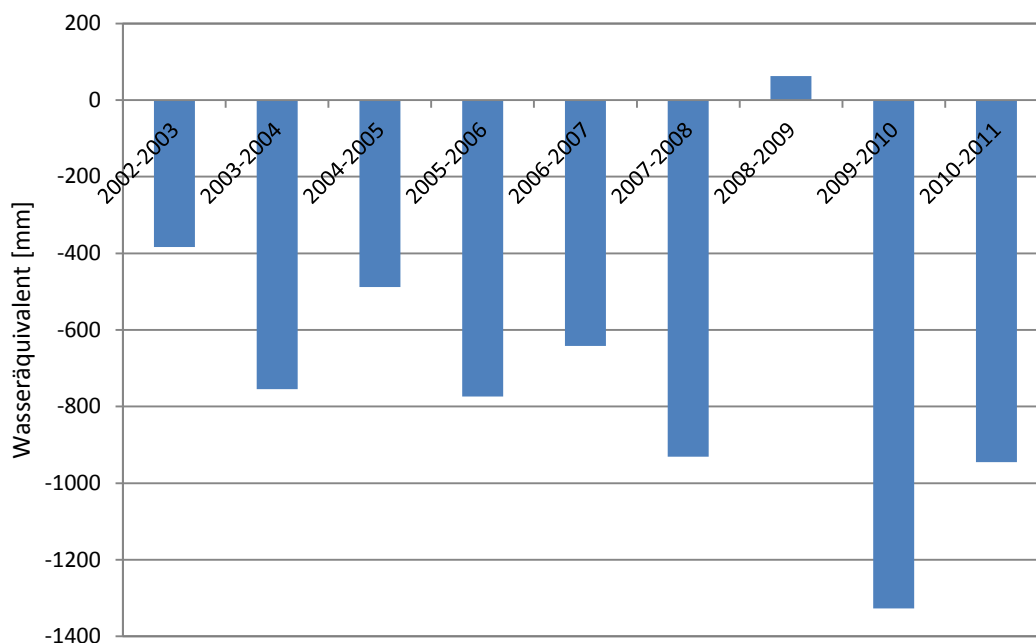


Abbildung 27: Massenbilanz Urumqi Glacier No. 1, 2002-2011

Ausser in der Zeitspanne zwischen 2008-2009, wo die Massenbilanz einen kleinen positiven Wert aufweist, sind die Massenbilanzen negativ, wobei die jährliche Massenabnahme im betrachteten Zeitraum sogar noch zunimmt. Zwischen 2002 bis 2011 verliert der Gletscher insgesamt -6.18 m Wasseräquivalent.

Der Urumqi Glacier No. 1 weist also eine starke negative Massenbilanz auf, wie dies auch vom GRACE-Signal für die Gletscher im Tian Shan Gebirge erwartet wird. Ein einzelner Gletscher ist aber für ein ganzes Untersuchungsgebiet mit mehr als 9000 Gletschern nicht repräsentativ genug. In der Literatur findet man Werte der gesamten Gletscherfläche im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges und deren Flächenabnahmerate. Diese sind in der Tabelle 3 zusammengefasst. (S. Wang et al. 2011 S.1) Über die lineare Flächenabnahmerate von durchschnittliche 0.31% pro Jahr kann die heutige vergletscherte

Fläche geschätzt werden. Die lineare Flächenabnahmerate basiert auf den Beobachtungen im Zeitraum zwischen 1960 bis 2010.

Tabelle 3: Gletscherfläche 1958 und 2014

Fläche 1958 [km ²]	Flächenabnahmerate [%/a]	Fläche 2014 [km ²]
9225	0.31	7753

Für den Urumqi Glacier No. 1 kommt man auf ähnliche Werte. Aus der Literatur wurde eine Flächenabnahmerate von 0.396 % pro Jahr berechnet.

Die abgeschätzte Gletscherfläche von 7753 km² kann mithilfe von MODIS-Daten überprüft werden. Im kontinental geprägten Klima des Tian Shan Gebirges wird angenommen, dass während den Sommermonaten praktisch die gesamte Schneedecke abschmilzt. Falls diese Annahme korrekt ist, würde die mit MODIS detektierte Schnee- und Eisbedeckung während den Sommermonaten mit der Gletscherfläche im Gebiet übereinstimmen. Mit MODIS wurde für den Monat Juli im Jahr 2013 wo die Temperaturen ein Maximum erreichen eine Schnee- und Eisfläche von 5968 km² bestimmt. Die Gletscherfläche, die mit Hilfe von MODIS bestimmt wurde ist leicht kleiner als die Fläche, die mit der linearen Flächenabnahmerate geschätzt wurde. Dies könnte daran liegen, dass die Gletscher eine kleine Saisonalität aufweisen, also im Sommer eine kleinere Fläche als im Winter aufweisen. Des Weiteren handelt es sich bei dem Wert 7753 km² um eine Schätzung der Fläche, da eine lineare Flächenabnahmerate angenommen wird. Da es sich bei dem Wert 7753 km² um eine Schätzung handelt, welche auch von der Literatur abgestützt ist, wird im folgenden Teil damit weitergerechnet.

Im folgenden Teil wird versucht die Volumenabnahme der Gletscher zu schätzen. Die Fläche und eine Abschätzung des Volumens aller Gletscher im chinesischen Teil der Tian Shan Gebirge von Jahr 1958 sind bekannt, zudem auch die lineare Flächenabnahmerate zwischen 1960 bis 2010. (S. Wang et al. 2011 S.1) Die Gletscherfläche kann also für jedes Jahr geschätzt werden. Die Volumenänderung soll über die Flächenänderung abgeschätzt werden. In einem ersten Ansatz wird dazu die Form eines Gletschertals approximiert und mit der abnehmenden Fläche wird die Volumenabnahme der Gletscher abgeschätzt. Die genaue Vorgehensweise ist im Anhang 6.3 nachzulesen. In der Tabelle 4 sind die Fläche und das Volumen von 2003 und 2013 angegeben und die Flächen- und Volumenabnahme von 2003 bis 2013. Insgesamt haben die Gletscher im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges ein Volumen von 37.31 km³ in der Zeitperiode verloren.

Tabelle 4: Volumenabnahme mit Volumen von Talgletscher approximiert

	Fläche [km ²]	Volumen [km ³]	Flächenabnahme [km ²]	Volumenabnahme [km ³]
2003	8022.2	819.85		
2013	7776.9	782.54	245.24	37.31

Untersuchungen von D. B. Bahr et al. haben gezeigt, dass das Volumen V und die Fläche S eines Gletschers einer Beziehung nach Gleichung 19 folgen. (D. B. Bahr et al 1997 S.2)

$$V \propto S^\gamma \quad (19)$$

Aus den Daten von 103 Gletscher im Tian Shan Gebirge und im Altai Gebirge wurde ein durchschnittlicher Exponent γ von 1.379 ermittelt. Der quadrierte Korrelationskoeffizient liegt bei diesem Exponent für die betrachteten Gletscher bei 0.95. (D. B. Bahr et al 1997 S.2) Somit ergibt sich für das Verhältnis zwischen Volumen und Fläche der Gletscher im betrachteten Gebiet die Gleichung 20.

$$V = c * S^{1.379} \quad (20)$$

Die Konstante c wurde mit Hilfe der Formel 20 für das Jahr 1958 geschätzt, da zu diesem Zeitpunkt Fläche und Volumen der Gletscher bekannt ist. Über die Formel 20 wurde eine Volumenabnahme von 34.95 km³ zwischen 2003 bis 2013 berechnet. Diese Abschätzung stimmt gut mit der Volumenabschätzung des ersten Ansatzes überein. Da es sich bei der Volumenabschätzung mit der Gleichung 20 um eine wissenschaftlich anerkannte Berechnungsmethode handelt, wird im Folgenden ausschliesslich das Ergebnis des zweiten Ansatzes berücksichtigt.

Um die Volumenabnahme der Gletscher mit den GRACE-Daten zu vergleichen, müssen die Wassersäulenhöhen von GRACE über eine Fläche auf ein Volumen hochgerechnet werden. Der chinesische Teil der Tian Shan Gebirge ist grösser als das betrachtete Untersuchungsgebiet. Durch den Einbezug des isolierten östlichen Teils des Tian Shan Gebirges erweitert sich das Gebiet flächenmässig auf 179'591 km². Da die scale factors aber bei diesen Bergketten negative Werte aufzeigen, sind die GRACE-Werte dieser Region nicht berücksichtigt worden.

Für die Zeitperiode 2003 bis 2013 wurde mit GRACE eine Volumenabnahme von 17.15 km³ bestimmt. In der Tabelle 5 sind die Volumenabnahme im Gebiet mit GRACE und die abgeschätzte Volumenabnahme der Gletscher im Gebiet nach Gleichung 20 dargestellt.

Tabelle 5: Vergleich GRACE Volumenabnahme und mit Gleichung geschätzte Volumenabnahme

GRACE Volumenabnahme [km ³]	Geschätzte Volumenabnahme [km ³]
17.15	34.95

Zwischen den zwei ermittelten Werten liegt ein Faktor von 2.03. Es muss berücksichtigt werden, dass beide Volumenabschätzungen auf völlig unterschiedlichen Grundlagen beruhen.

Für die geschätzte Volumenabnahme der Gletscher geht man von Flächen- und Volumenmessungen vom Jahr 1958 aus, wobei angenommen wird, dass die Fläche bis zum Jahr 2013 linear abnimmt. In der Realität ist die Flächenabnahme nicht linear sondern variiert stark. Die Approximation des Gletschervolumens über die Gleichung 20 beinhaltet ebenfalls mehrere Unsicherheiten. Einerseits ist die Annahme, dass der funktionale Zusammenhang zwischen Fläche und Volumen einer exponentiellen Form entspricht nur eine Abschätzung. Der Exponentialkoeffizient dieser Gleichung basiert auf Messungen von 103 Gletschern welche über das Tian Shan und das Altai Gebirge verteilt sind. Das Verhältnis zwischen Fläche und Volumen variiert jedoch von Gletscher zu Gletscher. Bei der Anwendung dieser Formel auf die Gletscher im Tian Shan Gebirgen existieren somit grössere Unsicherheiten.

Weiter muss berücksichtigt werden, dass das GRACE-Signal die Änderungen aller terrestrischen Speicherkompartimente wiedergibt. Neben den Massenänderungen der Gletscher repräsentieren die von GRACE gemessenen Daten auch Änderungen der Wasserspeicherung in weiteren Komponenten, z.B. im Grundwasser oder in Flüssen und Seen. Um den rein glaziologischen Signalanteil zu erhalten, müssten diese anderen Komponenten der terrestrischen Wasserspeicherung vom GRACE-Signal abgezogen werden. Es existieren dazu Untersuchungen in denen Landoberflächenmodelle verwendet werden um die Gletscherabnahme im gesamten Tian Shan Gebirge zu quantifizieren. In Abhängigkeit von meteorologischen Randbedingungen kann die Wasserspeicherung an der Erdoberfläche modelliert werden. (D. Farinotti et al. (2013), S.40)

Weiter muss berücksichtigt werden, dass das GRACE-Signal nicht auf ein fix begrenztes Gebiet zurückgeführt werden kann. Die Ermittlung des Wasservolumens über das GRACE-Signal ist stark von der betrachteten Flächengrösse abhängig. Es besteht die Möglichkeit, dass der Einflussbereich des GRACE-Signals in der obigen Untersuchung zu klein abgeschätzt worden ist. Wäre der Einflussbereich des GRACE-Signals beispielsweise auf die doppelte Grösse abgeschätzt worden, würden die Abschätzung der Volumenabnahme der Gletscher und die mittels GRACE erfasste Volumenabnahme sehr gut übereinstimmen. Weiter muss berücksichtigt werden, dass die in dieser Arbeit verwendeten

GRACE Tellus Daten nicht optimal für kryosphärische Studien sind. Dazu mehr im Kapitel 3.5.

In welchem Umfang eine Volumenabnahme der Gletscher im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges stattgefunden hat, kann quantitativ nur mit hohen Unsicherheiten beantwortet werden. Dass jedoch eine starke Volumenabnahme der Gletscher in der Region im Zeitraum zwischen 2002 bis 2013 stattgefunden hat ist unumstritten. Im Folgenden sollen die Ursachen dieser Volumenabnahme analysiert werden.

3.4.2 Ursachen der Gletscherschmelze

Für die Massenbilanz eines Gletschers gibt es vor allem zwei Faktoren die entscheidend sind. Dies sind die Niederschlagsmengen im Winter und die Temperaturen während den Sommermonaten.

Von 1960 bis 2010 zeigt der Niederschlag im Tian Shan Gebirge einen zunehmenden Trend. (S. Wang et al. 2013 S.4). Entscheidend für die Entwicklung der Gletschermasse ist jedoch ausschliesslich der Trend der Winterniederschläge, welche in Form von Schnee fallen. Für die Winterniederschläge ist kein klarer Trend ersichtlich. In unterschiedlichen Regionen im Tian Shan Gebirge existieren unterschiedliche Trends für den langfristigen Verlauf der Niederschlagsmenge. (A. Sorg et al. 2012, S.1)

Als Hauptursache für die Abnahme der Masse der Gletscher wird in der Literatur der Anstieg der Temperatur während den Sommermonaten genannt. (S. Wang et al. 2011 S.9) Dies konnte auch mit den Temperaturdaten der „TIAN SHAN“ Station bestätigt werden. In der Abbildung 28 sind die jährlich mittleren Sommertemperaturen von 2002 bis 2013 als Durchschnitt der mittleren Monatstemperatur von April bis September dargestellt.

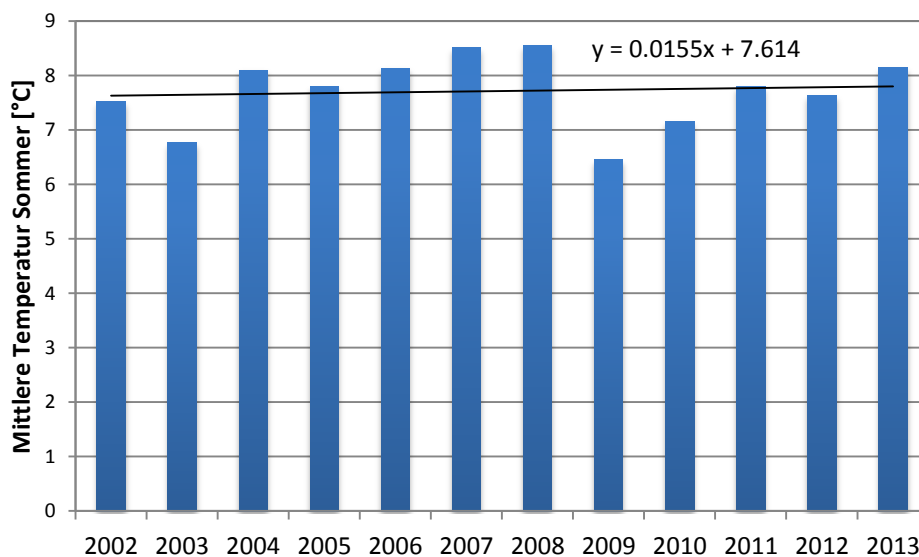


Abbildung 28: jährliche gemittelte Sommertemperaturen

Anhand der Trendlinie erkennt man einen leichten Anstieg der Temperatur. In den 12 Jahren stieg die Lufttemperatur um mehr als $0.18\text{ }^{\circ}\text{C}$ an. In der Literatur finden sich Angaben zu Temperaturanstiegsraten von $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro 10 Jahre bezogen auf die Zeitperiode zwischen 1960 bis 2009 im Tian Shan Gebirge. (S. Wang et al. 2011, S.1) Die Massenbilanz eines Gletscher wird negativ sobald während den Sommermonaten mehr Eis abschmilzt, als während den Wintermonaten akkumuliert werden kann. Es zeigt sich, dass sich im Tian Shan Gebirge der Einfluss von höheren Temperaturen während den Sommermonaten stärker auf die Gletscher auswirkt, als der Einfluss von höheren Niederschlägen.

Der starke Einfluss der Temperatur während den Sommermonaten auf die Gletscherschmelze zeigt sich auch anhand des Vergleiches zwischen dem Verlauf des GRACE-Signals und des Verlaufs der Temperatur der Sommermonate. In der Abbildung 29 sind einerseits die jährlich mittleren Änderungen im GRACE-Signal dargestellt. Zusätzlich sind die Abweichungen der Sommertemperaturen vom Mittelwert, jeweils über zwei Jahre gemittelt dargestellt.

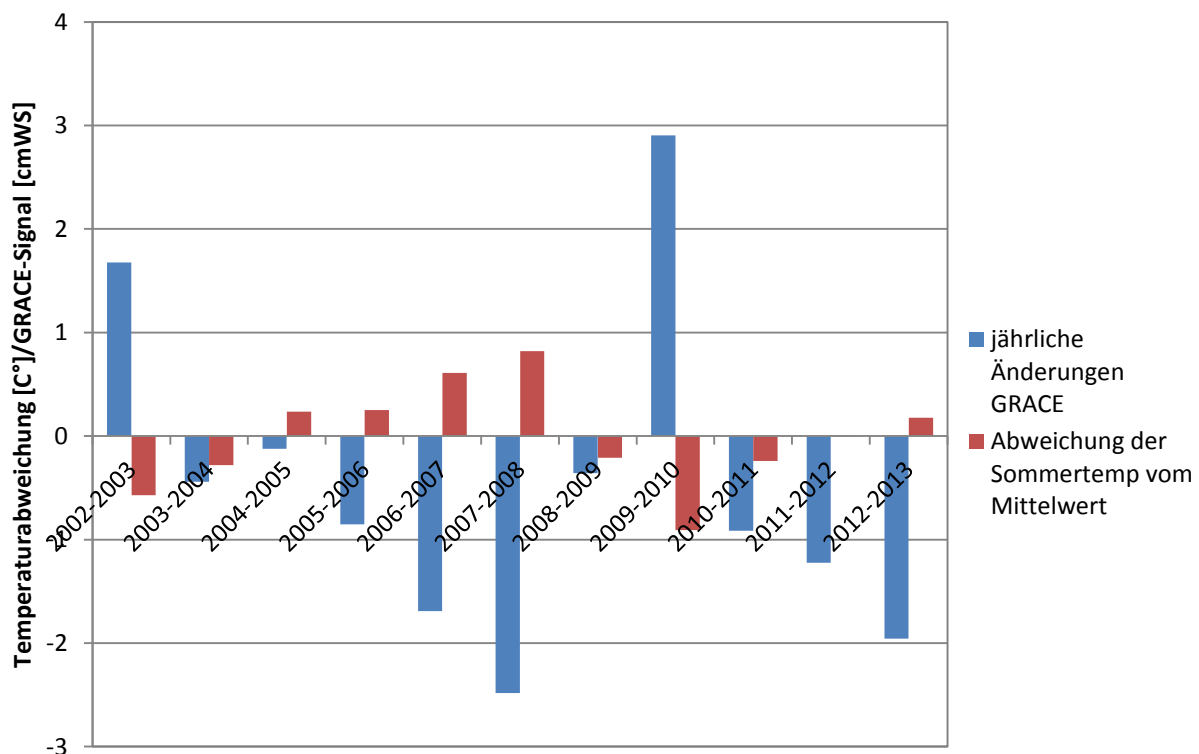


Abbildung 29: Vergleich Sommertemperatur und GRACE-Signal

Anhand der Abbildung zeigt sich, dass eine starke inverse Beziehung zwischen den Sommertemperaturen und dem GRACE-Signal existiert. Der Korrelationskoeffizient liegt

bei $r=-0.87$. Daraus kann direkt gefolgert werden, dass langfristige Änderungen der terrestrischen Wasserspeicher stark von der Temperatur während den Sommermonaten abhängig sind. Die stark inverse Korrelation ist zudem ein Indiz dafür, dass das GRACE-Signal auf einer langfristigen Skala sehr stark von den Gletschern im Gebiet beeinflusst wird. Es muss jedoch auch berücksichtigt werden, dass weitere Speicherkompartimente bedingt durch die erhöhten Evaporationsraten bei höheren Sommertemperaturen ebenfalls eine Abnahme verzeichnen.

3.4.2 Grundwasser

Eine zweite mögliche Erklärung für die längerfristige Abnahme der Wassermassen im Untersuchungsgebiet ist das Absinken der Grundwasserspiegel. Flächendeckende Messungen der Grundwasserspiegels sind sehr aufwendig und stehen für das betrachtete Untersuchungsgebiet nicht zur Verfügung. Zur Analyse vorhanden sind lediglich 4 Grundwassermesspunkte im Gebiet, welche in der Tabelle 6 zusammengefasst sind und die Absenkung des Grundwasserspiegels für die Periode von 2002 bis 2009 dargestellt.

Tabelle 6: Lage der Pumpstelle, Absenkung des Grundwasserspiegels

Longitude	Latitude	GWspiegel
75,922°O	39,516°N	-2,17
76,233°O	39,391°N	-1,77
86,074°O	41,736°N	-5,31
86,066°O	41,685°N	-11,57

Keiner der Messpunkte befindet sich im Tian Shan Gebirge selbst, sondern in landwirtschaftlich geprägten Gebieten zwischen dem Gebirge und der Taklamakan Wüste. Innerhalb der Zeitperiode verzeichnen die vorhandenen Messungen eine starke Abnahme der Grundwasserspiegel auf. Durch den Einbezug der Bodenporosität würde die Absenkung angegeben in einer Wassersäule jedoch geringer ausfallen.

Es muss berücksichtigt werden, dass sich diese Punktmessungen alle in landwirtschaftlichen Gebieten befinden, wo Grundwasser abgepumpt wird. Die Grundwasserabnahme ist daher stärker auf anthropogene als auf klimatische Faktoren zurückzuführen. Ob die Grundwasserspeicher im Tian Shan Gebirge, wo kein Wasser abgepumpt wird, einen abnehmenden Trend aufweisen, kann anhand der Daten nicht beantwortet werden. Zudem konnte auch keine quantitative Abschätzung des gespeicherten Grundwassers im Tian Shan Gebirge durchgeführt werden. Es besteht die Möglichkeit, dass ein Teil der

Abnahme des GRACE-Signals auf abnehmende Grundwasserspeicher im Gebiet zurückgeführt werden kann. Wahrscheinlich ist der Einfluss der Grundwasserspeicher aber verglichen mit der Wassermassenabnahme der Gletscher klein.

3.5 GRACE Daten Vergleich

In dieser Arbeit wurde mit den GRACE-Daten von der Internetseite GARCE Tellus gearbeitet. Diese GRACE Tellus-Daten sollen aber nicht als einzig richtige GRACE-Daten betrachtet werden. Deswegen sollen die GRACE Tellus Daten mit einem anderen GRACE Datensatz verglichen werden. Es wurden ein eigens prozessierter GRACE-Datensatz von Prof. Tonie Van Dam von der Universität Luxemburg zur Verfügung gestellt. Bevor die Daten verglichen werden, müssen die verschiedenen Verarbeitungsweisen der Daten betrachtet werden. Die wesentlichen Unterschiede der Datenprozessierung zwischen den GRACE Tellus-Daten und Daten der Universität Luxemburg sind in der Tabelle 7 zusammengefasst.

Tabelle 7: Vergleich der Datenverarbeitung

	Stokes Koef- fizienten	GIA	"destriped"	Gauss- Filter	Referenziert
GRACE Tellus	CSR	removed	yes	300 km	Mittel 2004- 2009
GRACE uni.lu	GFZ	not removed	no	300 km	Mittel 2002- 2013

Während die Daten, die von Prof. Tonie Van Dam zur Verfügung gestellt worden sind, auf die Kugelfunktionskoeffizienten vom GFZ bezogen worden sind, bildet die Daten des CSR die Grundlage für die GRACE Tellus Daten. (Tonie Van Dam, schriftliche Korrespondenz)

GIA steht für „glacial isostatic adjustment“ und es handelt sich um einen Ausgleich der postglazialen Landhebung. Dieses Phänomen beschreibt die Hebung der Erdkruste seit dem Ende der letzten Eiszeit. (F. Landerer Web) Bei den GRACE Tellus Daten wurde dieses Phänomen mitberücksichtigt, während es bei den Daten der Universität Luxemburg nicht von den Daten reduziert worden ist.

Zur Entfernung der charakteristischen Streifen in den GRACE-Daten muss nicht zwingend ein destripping Filter angewendet. Auch der Gauss-Filter vermag diese Fehlerstruktur von den Daten zu reduzieren. (Markus Rothacher, mündliche Korrespondenz) Zur Entfernung der charakteristischen Streifen in den GRACE-Daten der Universität Luxemburg wurde somit ein Gauss-Filter statt einem destripping Filter angewendet.. Auf den destripping Filter wurde bewusst verzichtet um die Abschwächung des Signals zu vermindern. (Tonie Van Dam, schriftliche Korrespondenz)

Während die GRACE Tellus Daten auf einen Mittelwert der Daten von Januar 2004 bis Dezember 2009 referenziert worden sind, beziehen sich die Daten der Universität Luxemburg auf einen Referenzmittelwert von 2003 bis 2009.

In der Abbildung 30 sind die relativen Werte der beiden GRACE Datensätze im Zeitraum zwischen 2003 und 2009 gemittelt für die zwölf betrachteten Rasterpunkte im Untersuchungsgebiet dargestellt.

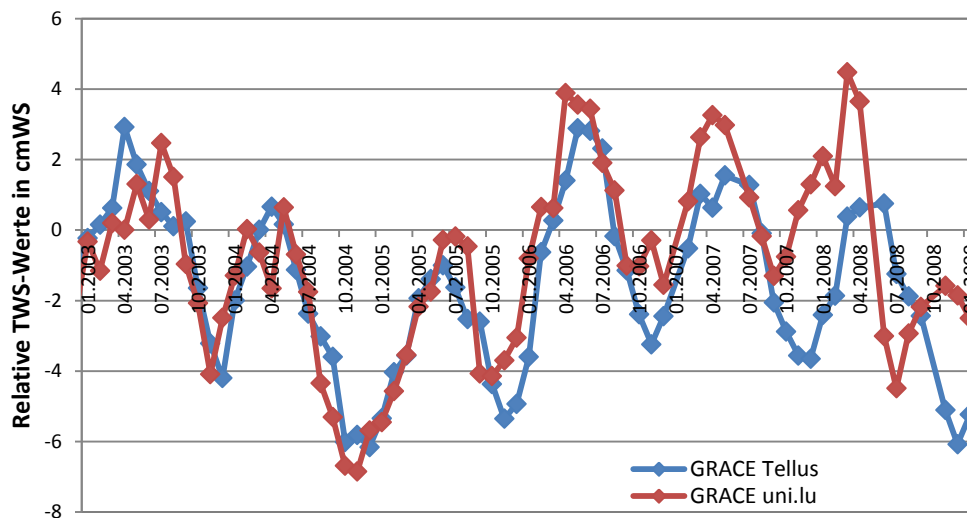


Abbildung 30: Vergleich zwischen den GRACE Tellus-Daten und dem Datensatz der Universität Luxemburg

Es ist ersichtlich, dass die Daten einen ähnlichen Verlauf haben. Die Korrelation der beiden Datensätze kann mit einem Korrelationskoeffizient von $r=0.735$ als hoch eingestuft werden. Da die GRACE Tellus Daten und die GRACE Daten der Universität von Luxemburg auf verschiedene Mittelwerte referenziert sind, ist es sinnvoller die monatlichen Änderungen der Wassermassen zu betrachten. Beim Vergleich zwischen den monatlichen Änderungen ist der Korrelationskoeffizient mit $r=0.312$ schwächer ausgeprägt als beim Vergleich der relativen Datensätze. Daraus kann jedoch nicht gefolgert werden, dass die beiden Datensätze schlecht miteinander übereinstimmen. Es zeigt sich jedoch, dass kurzzeitige Änderungen im Signal von GRACE der beiden Datensätze schlechter übereinstimmen als der längerfristige Trend der Daten. Die Nettobilanz der Daten von GRACE Tellus zeigen im betrachteten Zeitraum eine Wassersäulenabnahme von -7.51 cm im Gebiet, jene der Universität Luxemburg eine Abnahme von -4.86 cm.

Die Unterschiede der beiden Datensätze sind vor allem auf die unterschiedlichen darauf angewendeten Filter während der Prozessierungsphase zurückzuführen. (Tonie Van Dam, schriftliche Korrespondenz) Es kann geschlussfolgert werden, dass das Endresultat der GRACE Daten stark abhängig von den während der Prozessierungsphase angewendeten Filtern ist.

Weiter oben wurde erwähnt, dass die GRACE Tellus Daten nicht optimal sind für kryosphärische Studien. Die GRACE Tellus-Daten von der Internetseite sind eher allgemein gültig, und nicht auf einen spezifischen Gebietstyp bezogen. Oft sind die angewendeten Filter aber abhängig vom Gebietstyp und der Gebietsgrösse, das untersucht werden soll. Nach Angaben von Tonie van Dam sind die Datensätze der Universität Luxemburg grundsätzlich besser für kryosphärische Studien geeignet als die GRACE Tellus-Daten.

4. Schlussfolgerung

GRACE ermöglicht es Massenänderungen der Hydrosphäre in grossen räumlichen Skalen zu erfassen. Aufgrund der zeitlichen Auflösung von einem Monat und der Länge der Datenreihe, welche sich bereits über mehr als ein Jahrzehnt erstreckt, können sowohl saisonale als auch langfristige Variationen der Wassermenge eines Gebiets detektiert und quantifiziert werden.

Untersuchungen zu Wassermengenänderungen beim Bosten See haben gezeigt, dass regionale Variationen der Wassermenge nur ungenügend mit GRACE detektiert werden können. Obwohl sich die Volumenabnahme beim Bosten See in einer ähnlichen Grössenordnung wie die langfristige Änderung des GRACE-Signals abspielt, ist keine Korrelation zwischen GRACE-Signal und Volumenänderung beim Bosten See erkennbar. Der Einfluss von langfristigen Variationen der Speicherkompartimente im umliegenden Gebiet ist für eine isolierte Betrachtung des Bosten Sees zu stark.

Im Tian Shan Gebirge weist das GRACE-Signal starke und relativ konstante saisonale Schwankungen auf. Die saisonalen Schwankungen können hauptsächlich auf die Schneeakkumulation im Winter und die Schneeablation im Sommer zurückgeführt werden. Anhand Daten zur Schneebedeckung konnte gezeigt werden, dass das GRACE-Signal stark zeitlich verzögert auf die Abnahme der Schneebedeckung reagiert. Dies liegt einerseits daran, dass der Abfluss des Schmelzwassers durch Zwischenspeicherung retardiert wird. Die Evaporationsrate steigt ab dem Frühsommer stark an, wodurch ein Grossteil der sich noch im Gebiet befindenden Wassermenge evaporiert. Obwohl die Niederschlagsmenge während den Sommermonaten ein Vielfaches der Niederschlagsmenge während den Wintermonaten ausmacht, nimmt das GRACE-Signal während den Sommermonaten ab, was vor allem auf die höhere Evaporationsrate zurückzuführen ist. Anhand der GRACE-Daten konnte unter vereinfachten Annahmen ein durchschnittliches, maximales Schneevolumen in Wasseräquivalent von 8.82 km^3 im betrachteten Untersuchungsgebiet ermittelt werden. Da die Variation weiterer Speicherkompartimente bei der Berechnung des Schneevolumens nicht berücksichtigt worden ist, ist dieses Ergebnis nur mit Vorsicht zu geniessen. Untersuchungen haben zudem gezeigt, dass keine Korrelation zwischen der saisonalen Änderung der Schneebedeckung und der saisonalen Änderung des GRACE-Signals erkennbar ist.

Neben einem saisonalen Trend zeigt das GRACE-Signal auch einen längerfristigen Trend auf. Dieser Trend ist abnehmend, das Untersuchungsgebiet verliert von 2003 bis 2013 7.1 cm Wasseräquivalent. Von den Wasserspeichern die im betrachteten Gebiet vorhanden sind, haben nur die Gletscher und das Grundwasser das Potential grosse Wassermassen zu verlieren.

Von den etwa 9035 Gletschern im Untersuchungsgebiet, gibt es nur von einem Gletscher jährliche Massenbilanzen von 1958 bis 2011. Lediglich für das Jahr 1958 konnten Schätzungen zur Gletscherfläche und Volumen im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges beschaffen werden. Nach (S. Wang et al. 2011) nehmen die Gletscherflächen im chinesischen Teil der Tian Shan Gebirge mit einer durchschnittlichen Rate von 0.31 % pro Jahr ab. Ausgehend von einer gesamten Fläche von 9225 km² im Jahr 1958 kommt man mit der linearen Flächenabnahmerate auf eine Fläche von 7753 km² für das Jahr 2014. Es zeigt sich eine starke Abnahme der vergletscherten Fläche im Untersuchungsgebiet. Über die Annahme, dass der funktionale Zusammenhang zwischen Gletschervolumen und Gletscherfläche einer exponentiellen Form entspricht, wurde eine Volumenabnahme im Gebiet geschätzt. Es wurde eine Volumenabnahme aller Gletscher im chinesischen Teil der Tian Shan Gebirge von 34.95 km³ zwischen 2003 und 2013 geschätzt. Um diese Abschätzung mit dem Signal von GRACE zu vergleichen, wurden dieses über die Fläche des chinesischen Tian Shan Gebirges hochgerechnet. Mit GRACE wurde eine Volumenabnahme von 17.15 km³ berechnet. Zwischen den beiden Werten liegt ein Faktor von 2.03, wobei berücksichtigen werden muss, dass beide Volumenabschätzungen auf völlig unterschiedlichen Grundlagen beruhen. Bei der Volumenapproximation der Gletscher wurde eine sehr vereinfachte Annahme getroffen, dass die Flächenabnahmerate konstant sei und vom Ausgangspunkt der Daten von 1958 gerechnet werden kann. Auch die Annahme, dass das Verhältnis zwischen Fläche und Volumen einer exponentiellen Form entspricht, unterliegt höheren Unsicherheiten. Die mit GRACE geschätzte Volumenabnahme entspricht nur bedingt der Gletscherabnahme. Das GRACE-Signal enthält nicht nur die Wassermassenänderung der Gletscher, sondern noch Schwankungen von anderen Wasserspeichern im Gebiet. Um rein den glaziologischen Signalanteil zu erhalten, müssten andere Komponenten der terrestrischen Wasserspeicher wie beispielsweise Grundwasser oder Oberflächengewässer vom GRACE-Signal abgezogen werden. Weiter muss berücksichtigt werden, dass das GRACE-Signal nicht auf ein fix begrenztes Gebiet zurückgeführt werden kann. Die Ermittlung des Wasservolumens über das GRACE-Signal ist stark von der betrachteten Flächengröße abhängig.

In welchem Umfang eine Volumenabnahme der Gletscher im chinesischen Teil des Tian Shan Gebirges stattgefunden hat, kann quantitativ nur mit hohen Unsicherheiten beantwortet werden. Es ist jedoch erwiesen, dass eine starke Volumenabnahme im Zeitraum zwischen 2003 bis 2013 stattgefunden hat. Es wurde gezeigt, dass die Ursache für das starke Abschmelzen der Gletscher vor allem an der Temperaturerhöhung liegt. Die Sommertemperaturen steigen von 2002 bis 2013 um mehr als 0.18 °C an, wodurch die Ablationsphase gestärkt wird.

Es konnte ebenfalls gezeigt werden, dass die GRACE Daten und die Gletscherdaten abhängig sind vom Temperaturverlauf. Im Jahr 2009 und 2010 liegen die Temperaturen

stark unterhalb dem langjährigen Mittel. Dies zeigt sich auch anhand einer positiven Massenbilanz beim Urumqi Gletscher No. 1 in dieser Zeitspanne. Die Beziehung zwischen dem GRACE-Signal und der Sommertemperatur von 2003 bis 2013 ist mit einem Korrelationsfaktor von -0.87 sehr hoch. Die stark inverse Korrelation ist ein Indiz dafür, dass das GRACE-Signal auf einer langfristigen Skala sehr stark von den Gletschern im Gebiet beeinflusst wird. Es muss jedoch auch berücksichtigt werden, dass weitere Speicherkompartimente bedingt durch die erhöhten Evaporationsraten bei höheren Sommertemperaturen ebenfalls eine Abnahme verzeichnen.

Als zweite Ursache für die Wassermassenabnahme im Untersuchungsgebiet wurde das Absinken des Grundwasserspiegels genannt. Aufgrund ungenügender Datenlage konnte keine quantitative Untersuchung durchgeführt werden.

Weiterhin wurden die GRACE Tellus Daten, auf denen diese Arbeit basiert, mit einem anderen GRACE Datensatz der Universität Luxemburg verglichen. Die beiden Datensätze unterscheiden sich insbesondere durch die Anwendung unterschiedlicher Filterungsstrategien während der Prozessierungsphase. Der Vergleich der beiden monatlichen Änderungen zeigt einen eher grossen Unterschied der beiden Nettobilanzen und einen kleinen Korrelationsfaktor von $r = 0.312$. Aus diesen Resultaten kann geschlossen werden, dass die angewendeten Filter eine grosse Auswirkung auf das Endresultat haben.

Anhand der Datenanalyse mit GRACE zeigt sich, dass die satellitenbasierte Messung von zeitlichen Schwerefeldvariationen nützliche Informationen bei der Untersuchung der kontinentalen Hydrologie liefern kann. In dieser Arbeit lag der Anwendungsbereich von GRACE stärker im qualitativen als im quantitativen Bereich. Grundsätzlich muss jedoch festgehalten werden, dass das Potential der GRACE-Daten in dieser Arbeit, nicht vollständig ausgenutzt werden konnte. Für viele hydrologische Anwendungen interessieren nur Variationen eines spezifischen Speicherkompartimentes. In verschiedenen wissenschaftlichen Untersuchungen wurden sogenannte Landoberflächenmodelle dazu verwendet, gewisse Speicherkompartimente aus dem GRACE-Signal zu reduzieren. Der Einbezug solcher Modelle hätte jedoch den Rahmen dieser Arbeit überschritten. Obschon die GRACE -Daten die räumliche und zeitliche Auflösung des Erdschwerefeldes revolutioniert haben, erweist sich das GRACE-Signal für regionale hydrologische Anwendungen als ungenügend. Für grossräumige Massenverlagerungen in der Hydrosphäre hat sich GRACE als sehr wirkungsvolles Instrument erwiesen.

5. Ausblick

Die GRACE Zwillingssatelliten wurden ursprünglich für eine Missionsdauer von 5 Jahren ausgelegt. Seit dem 17. März 2002 sind sie nun aber bereits seit 12 Jahren im Einsatz, wobei seit Ende 2010 altersbedingt technische Probleme bei den bordeigenen Batterien auftreten. (F. Landerer 2014) GRACE ist nicht die einzige Satellitenmission, welche das Schwerefeld der Erde vermisst. Am 15. Juli 2000 wurde der Kleinsatellit CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) als Vorgänger von GRACE gestartet. CHAMP ermöglichte erstmals eine satellitenbasierte, hochpräzise Vermessung des Gravitationsfelds und des Magnetfelds der Erde und leitete somit eine neue Ära der Geopotentialforschung ein. Die Schwerefeldvermessung mit dem CHAMP Satellit basiert wie bei GRACE auf der Analyse der Satellitenbahn im Gravitationsfeld der Erde. Im Gegensatz zu GRACE bestehen die Bahnbeobachtungen nicht aus Distanzmessungen zwischen zwei Partnersatelliten, sondern basieren auf der Positionsbestimmung mittels GPS-Beobachtungen. Im September 2010 wurde CHAMP kontrolliert in die Atmosphäre eingeleitet und verglühte. (M. Rother 2013)

Am 17. März 2009 wurde der Satellit GOCE (Gravity field and steady-state ocean circulation explorer) gestartet. Diese Mission ist ein Projekt der ESA (european space agency). Das primäre Ziel ist wiederum die Erfassung des Gravitationsfeldes der Erde. Zusätzlich sollen die Ozeanzirkulation und die dynamische Meerestopographie vermessen werden. Um die größtmögliche räumliche Auflösung zu erzielen, wurde eine sehr niedrige Bahn mit einer Flughöhe von 250 km gewählt. Der auf dieser Höhe schon beträchtliche Atmosphärenwiderstand und der Strahlungsdruck werden durch eine aufwendige Steuerung mit Ionentriebwerken kompensiert. Im Gegensatz zu CHAMP findet die Schwerefeldmessung bei GOCE neben GPS-Beobachtungen mithilfe eines Gradiometers, welcher aus mehreren Beschleunigungsmessern besteht statt. (C. Sieber and S. Riemer S. 23) (GeoDz Web: Gradiometer) Am 11. November 2013 ging GOCE der Treibstoff aus und er verglühte in der Atmosphäre. (Explorer Mission GOCE)

Die GRACE Satelliten sind zurzeit die einzigen Satelliten die das Erdschwerefeld aufzeichnen. Dies bleibt voraussichtlich so bis 2015. Die NASA und das Deutsche DRL haben 2010 die GRACE Mission bis auf mindestens 2015 verlängert. (A. Schütz 2010 Web) Auch das Nachfolgerprojekt von GRACE mit der Bezeichnung GRACE-FO (Follow-On) steht schon fest. Diese Mission soll 2017 starten und wird von der NASA geleitet. GRACE-FO besteht wie GRACE aus zwei baugleichen Satelliten, welche in einer Höhe von 490 km und mit einem Abstand von ungefähr 220 km im selben Orbit fliegen. Grundsätzlich werden dieselben Ziele wie bei GRACE verfolgt. Die Datenreihe kann somit erweitert werden. Das Grundprinzip der Bahnbeobachtung basiert wiederum auf einer präzisen Distanzmessung zwischen den zwei Partnersatelliten. Wurde die Distanz bei GRACE

ausschliesslich mit einem Mikrowellenmesssystem erhoben, sollte die Abstandsmessung bei GRACE-FO neben dem Mikrowellensystem ebenfalls über ein Laser Ranging Interferometer (LRI) gemessen werden. Im Gegensatz zum Mikrowellensystem kann das LRI die Distanz bis zu 50-mal genauer messen. (Redaktion GFZ 2013) Zusätzlich wird im Gegensatz zum Mikrowellenmesssystem weniger Rauschen im Signal erwartet.(H.J. Kramer et al.)

Jedoch sind mit dem LRI auch einige Probleme verbunden. Es ist das erste Mal, dass Laser Ranging Interferometer zwischen Satelliten eingesetzt wird. Eine Herausforderung ist es aufgrund beengter Platzverhältnisse kompakt zu bauen. Zudem muss das System über mehrere Jahre den extremen Bedingungen im All standhalten und zuverlässige Daten liefern.(Redaktion pro-physik 2013)

Um die Projektierungsphase zu verkürzen und Risiken zu minimieren enthalten die GRACE-FO-Satelliten ausgenommen von zusätzlichen LRI weitgehend dieselben Instrumente wie seine Vorgängermission. (B.S. Sheard et al. 2012 S.1) Auch wenn die Distanzmessung zwischen den zwei Satelliten eine höhere Präzision erreicht, kann daraus nicht automatisch gefolgert werden, dass sich die zeitliche und räumliche Auflösung des Schwerefeldmodells stark verbessern wird. Dies liegt zum einen daran, dass die restliche Bordhardware nicht weiterentwickelt wird. (N. Sneeuw et al. 2013) Zudem ist es vorerst abzuwarten ob sich die neue LRI-Technologie in der Praxis bewähren wird. Auch in der Prozessierungsphase besteht noch Verbesserungspotential. Insbesondere bei den Hintergrundmodellen liegt noch eine relativ geringe Genauigkeit vor, beispielsweise bei der Modellierung von kurzperiodischen Massenvariationen von der Atmosphäre und den Ozeanen oder der Berücksichtigung von Effekten der post-glazialen Hebung. (F. Flechtner et al. 2005 S.61)

Bis anhin musste, wie in Kapitel 2.6 beschrieben ein Kompromiss zwischen zeitlicher und räumlicher Auflösung eingegangen werden. Während GOCE eine hohe räumliche Auflösung besitzt, werden zeitliche Variationen nur ungenügend erfasst. Bei GRACE wird als Kompromiss eine zeitliche Auflösung von einem Monat eingegangen. Eine schlechtere zeitliche Auflösung würde zwar eine besserer räumliche Abdeckung und somit eine bessere Auflösung ermöglichen, jedoch könnten saisonale Massenvariationen nicht mehr analysiert werden. Der Konflikt zwischen zeitlicher und räumlicher Auflösung lässt sich auch in der Abbildung 31 erkennen.

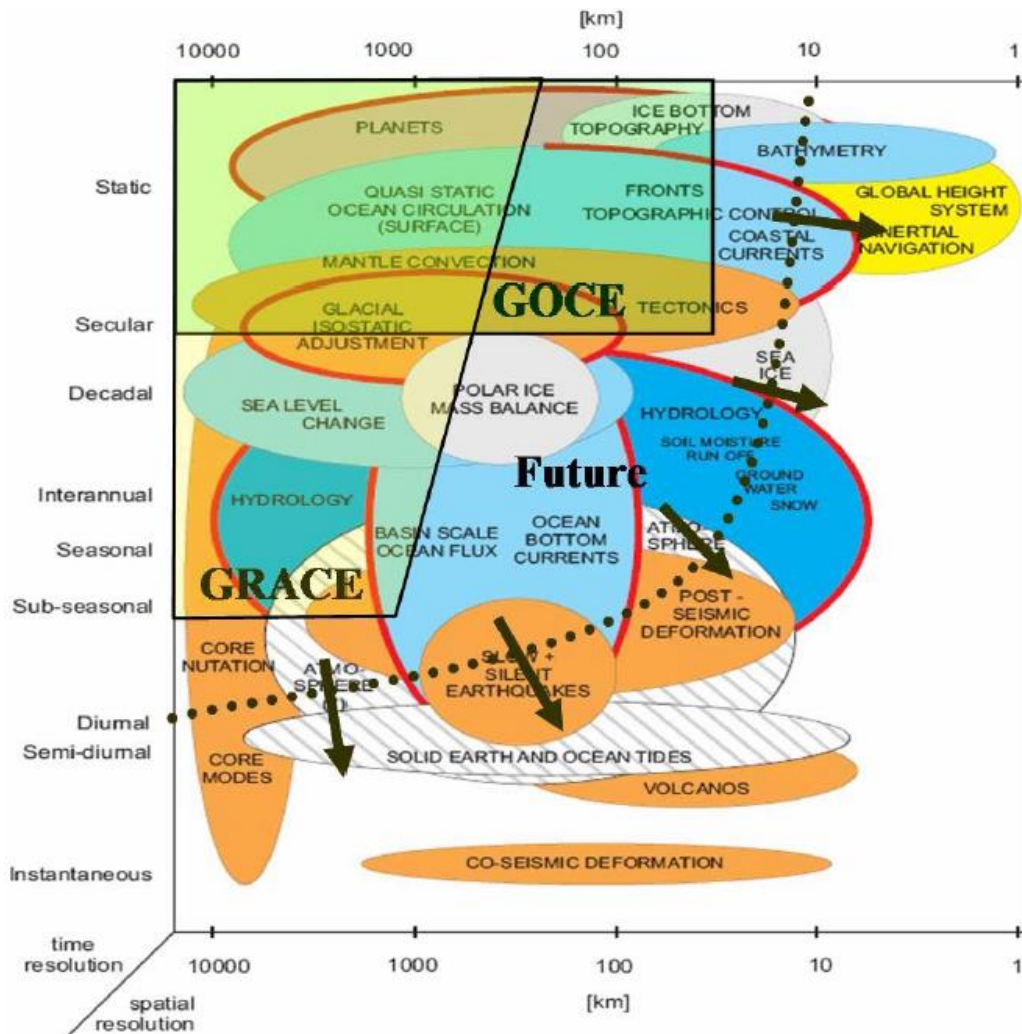


Abbildung 31: räumliche und zeitliche Auflösung

(T. Gruber 2012)

In der Abbildung 31 zeigt die vertikale Achse die zeitliche Auflösung und die horizontale Achse die räumliche Auflösung. Die Auflösungsbereiche von GOCE und GRACE sind schwarz eingerahmt. Dargestellt sind verschiedene Phänomene und Prozesse und ihre Einordnung in räumlicher und zeitlicher Auflösung. Das Verbesserungspotential für die Zukunft wird von den schwarzen Pfeilen angezeigt. Um den Bereich der Hydrologie (dunkelblaue Ellipse) besser abzudecken wäre ein Satellit mit der räumlichen Auflösung von GOCE und der zeitlichen Auflösung von GRACE wünschenswert. Dadurch könnten auch regionale, hydrologische Prozesse besser erfasst und somit besser verstanden werden.

Danksagungen

Wir danken Herr Prof. Dr. Wolfgang Kinzelbach für die Betreuung der ganzen Bachelorarbeit. Wir bedanken uns ebenfalls bei Dr. Ning Li für die Hilfe bei der Datenbeschaffung. Bei Herr Prof. Dr. Markus Rothacher und bei Herr Dr. Felix W. Landerer vom GRACE Tellus Team wollen wir uns ebenfalls bedanken für die Hilfe beim Verständnis der Datenprozessierung. Schliesslich danken wir noch Frau Prof. Dr. Tonie Van Dam und dem Team der Universität von Luxemburg für die schnelle Bereitstellung der GRACE Daten.

6. Anhang

6.1 MODIS

Die MODIS-Daten sind öffentlich auf der Internetseite vom National Snow & Ice Data Center (NSIDC) (<http://nsidc.org/>) zugänglich. Über ArcGIS konnten die Datensätze, welche in einem HDF-Format vorlagen in ein ASCII-Format transformiert werden. Die einzelnen sample values eines 8-Tages Produktes konnten somit gezählt werden, wobei die Anzahl Pixel einer Klasse noch in eine Fläche umgewandelt werden mussten. Um die Wolkenbedeckung miteinzubeziehen wird die vereinfachte Annahme getroffen, dass sich die Wolkenbedeckung proportional zur Fläche über schneebedeckte und nicht von Schnee bedeckte Gebiete verteilt. Die Schneebedeckungsfläche wurde also noch nach Gleichung 21 angepasst.

$$SF_k = SF \frac{GF}{GF-WF} \quad (21)$$

SF_k = Korrigierte Schneefläche

SF = Schneefläche ohne Berücksichtigung der bedeckten Schneefläche

GF = Gesamtfläche

WF = Wolkenfläche

6.2 Volumenabnahme

Das jährliche Volumen der Gletscher im Gebiet soll anhand der jährlichen Fläche, welche anhand der linearen Flächenabnahmerate ausgehend vom Jahr 1958 vereinfacht für jedes Jahr berechnet werden kann abgeschätzt werden. Dabei wird die vereinfachte Annahme getroffen, dass das Volumen aller Gletscher im Gebiet der Form eines dreiseitigen Prismas nach der Abbildung 32 entspricht. Die Länge L soll 4-mal der Breite B entsprechen. Anhand des Volumens der Gletscher im Jahr 1958 wurde das Verhältnis zwischen B und der Tiefe h berechnet. Über dieses als konstant betrachtete Verhältnis konnte das Volumen in Abhängigkeit der Fläche für jedes Jahr berechnet werden.

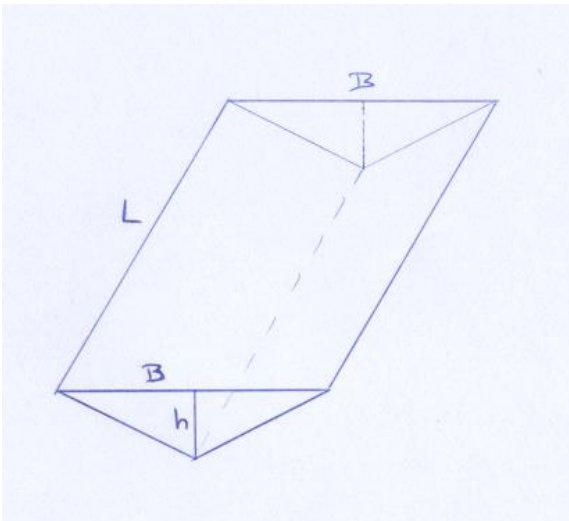


Abbildung 32: Approximation der Gletscherform

Literaturverzeichnis

- A. Schütz 2010 Web: http://www.dlr.de/desktopdefault.aspx/tabid-6604/10829_read-24882/ (4.05.14)
- A. Sorg et al. 2012: Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia); *Annina Sorg, Tobias Bolch, Markus Stoffel, Olga Solomina & Martin Beniston*
- B.M. Lofgren NOAA: Temporal Characteristics of Correlation Between Air Temperature and Evapotranspiration, Poster; *B.M. Lofgren*
- B.S. Sheard et al. 2012 : Intersatellite laser ranging instrument for the GRACE follow-on mission; *B.S. Sheard, G. Heinzel, K. Danzmann, D.A. Shaddock, W.M. Klipshtein, W.M. Folkner*
- C. Dahle et al. 2012: GFZ GRACE Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0005; *C. Dahle, F. Flechtner, C. Gruber, D. König, R. König, G. Michalak, KH. Neumayer*
- C.D. Schönwiese 2013: Klimatologie, Buch; *C.D. Schönwiese*
- C. Dunn et al. 2003: Instrument of Grace: GPS Augments Gravity Measurements; *C. Dunn, W. Bertiger, Y. Bar-Sever, S. Desai, B. Haines, D. Kuang, G. Franklin, I. Harris, G. Kruizinga, T. Meehan, S. Nandi, D. Nguyen, T. Rogstad, J.B. Thomas, J. Tien, L. Romans, M. Watkins, SC. Wu, S. Bettadpur, J. Kim*
- C. Förste 2010: Das Schwerefeld der Erde und seine Vermessungen mit Satelliten; *Christoph Förste*
- C. Förste 2013: Vermessung des Erdschwerefelds mit Satelliten, Genauigkeitssteigerung durch Einsatz neuer Techniken, *C. Förste*
- C. Sieber and S. Riemer: Satellitenmissionen CHAMP, GRACE, GOCE; *C. Sieber, S. Riemer*
- D. B. Bahr et al. 1997: The physical basis of glacier volume-area scaling; *David B. Bahr, Mark F. Meier, Scott D. Peckham*
- D. Braun et al. 2014: Labor 2 für Umweltingenieurwissenschaften, Skript; *D. Braun, S. Rubli, B. Schächli, A. Frömel, H.P. Fuchsli*
- D. E. Steitz et al. 2002: GRACE Launch, Press Kit; *D.E. Steitz, F. O'Donnell, A. Buis, L. Chandler, M. Baguio, V. Weber*
- D. Farinotti et al. 2013 Wie steht es um die Gletscher in Zentralasien?; *D. Farinotti, A. Günter, F. Barthelmes, S. Vorgushyn, D. Dühman*
- D.K. Hall et al. Web: National Snow & Ice Data Center: MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid, Version 5; *D.K. Hall, V.V Salomonson*
- D.K. Hall et al. 2010: Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product, *D.K. Hall, G.A. Riggs, J.L. Foster, S.V. Kumar*
- DRL GRACE Web: http://www.dlr.de/rb/desktopdefault.aspx/tabid-6813/11188_read-6309 (12.05.14)
- Encyclopaedia Britannica: <http://www.britannica.com/EBchecked/topic/707656/Gypsisol> (10.05.14)
- Explorer Mission GOCE: <http://www.goce-projektbuero.de/7728--~goce~Goce~Mission~index.html> (4.5.14)
- F. Flechtner et al. 2005 : CHAMP und GRACE – erfolgreiche Schwerefeld- und Klimamissionen; *F. Flechtner, R. Schmidt, M. Rothacher, J. Wickert, H. Lühr*

- F.W Landerer et al. 2012: Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates, *F.W Landerer & S.C. Swenson*
- F. Landerer 2014:
<http://grace.jpl.nasa.gov/data/gracemonthlymassgridsoverview/> (4.05.14)
- F. Landerer Web: grace.jpl.nasa.gov/data/pgr/
- GeoDZ Web:
http://www.geodz.com/deu/d/Kugelfunktionsentwicklung_des_Gravitationspotentials(11.05.14)
- GeoDz Web: Gradiometer: <http://www.geodz.com/deu/d/Gradiometer> (12.05.14)
- G. Joodaki 2014: Earth Mass Change Tracking Using GRACE Satellite Gravity Data, *G. Joodaki*
- Goddard Space Flight Center 2003: NASA Facts: Studying the Earth's Gravity from Space: The Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)
- G. Ramillien et al. 2003: Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry; *G. Ramillien, A. Cazenave, O. Brunau*
- GRACE Tellus Web: <http://grace.jpl.nasa.gov/data/gracemonthlymassgridsland/>
- GY. Niu et al 2007 Retrieving snow mass from GRACE terrestrial water storage change with a land surface model; *GY. Niu, KW. Seo, ZL. Yang, C. Wilson, H. Su, J. Chen, M. Rodell*
- H.Dobslaw 2007 : Modellierung der allgemeinen ozeanischen Dynamik zur Korrektur und Interpretation von Satellitendaten ; *H. Dobslaw*
- H. J. Kramer et al: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/grace-fo> (17.05.14)
- J.A.A. Jones et al. 1996: Regional Hydrological Response to Climate Change, Book; *J.A.A. Jones, C. Liu, M.K. Woo, H.T. Kung*
- J.L. Chen et al. : Rapid ice melting drives Earth's pole to the east; *J.L. Chen, C.R. Wilson, J.C. Ries, B.D. Tapley*
- J. Wahr et al. 1998: Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE; *J. Wahr, M. Molenaar, F. Bryan*
- J. Xu et al. 2008: Climate Change and its Effects on the Runoff of Kaidu River, Xinjiang, China: A Multiple Time-scale Analysis; *XU Jianhua, CHEN Yaning,, JI Minhe, LU Feng*
- J.Y. Guo et al. 2010: Non-isotropic Gaussian smoothing and leakage reduction for determining mass changes over land and ocean using GRACE data, *J.Y. Guo, X.J. Duan, C.K. Shum*
- L. Egli et al. 2011: Dynamics of snow ablation in a small Alpine catchment observed by repeated terrestrial laser scans; *L. Egli, T. Jonas, T. Grünewald, M. Schirmer, P. Burlando*
- M. Rodell, NASA: Remote Sensing of Terrestrial Water Storage and Application to Drought Monitoring, *M. Rodell*, NASA Goddard Space Flight Center
- M. Rother 2013: <http://op.gfz-potsdam.de/champ/> (4.05.14)
- M. Scheller 2012: Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme; *M. Scheller*
- NASA-JSC 2011: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=49857> (22.04.14)
- NOAA: <http://www.ncdc.noaa.gov/> (6.05.14)

- N. Sneeuw et al. 2013: <http://www.scinexx.de/dossier-detail-648-10.html> (4.05.14)
- O.Schulz 2006: Analyse schneehydrologischer Prozesse und Schneekartierung im Einzugsgebiet des Oued M’Goun, Zentraler Hoher Atlas (Morokko); *O. Schulz*
- P. Limpach 2012: Parameterschätzung, Skript zur Vorlesung “Geoprocessing und Parameterschätzung”; *P. Limpach*
- PODAAC JPL GRACE Web: <http://podaac.jpl.nasa.gov/gravity/grace>
- Q. Zuo et al. 2006: Physically-based model for studying the salinization of Bosten lake China; *Qiting ZUO, Ming DOU, Xi CHEN, Kefa ZHOU*
- Redaktion GFZ 2013: <http://www.astronews.com/news/artikel/2013/06/1306-027.shtml> (4.05.14)
- Redaktion Pro-physik 2013: http://www.pro-physik.de/details/news/4937241/Startschuss_fuer_GRACE-Nachfolger.html (4.05.14)
- R. Schmidt 2007: Die EIGEN-GRACE-Schwerefeldmodellreihen; *Roland Schmidt*
- R. Schmidt 2007: Zur Bestimmung des cm-Geoids und dessen zeitlicher Variation mit GRACE, *R. Schmidt*
- S. Bettadpur 2003: Gravity Recovery and Climate Experiment: Level-2 Gravity Field Product User Handbook, *S. Bettadpur*
- S.I. Seneviratne et al. 2005: Assimilation of basin-scale estimates of terrestrial water storage in a catchment-based land surface model, *S.I. Seneviratne, R.H. Reichle, R.D. Koster, M. Hirschi*
- S. Schnitzer 2013 Web: <http://www.oekoklimatologie.wzw.tum.de/index.php?id=133> (13.05.14)
- S. Swenson 2010: Restoring Signal Loss in GRACE Terrestrial Water Storage Estimates; *Sean Swenson*
- S. Swenson and J. Wahr 2006: Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *S. Swenson and J. Wahr*
- S. Wang et al. 2011: Glacier area variation and climate change in the Chinese Tianshan Mountains since 1960; *S. Wang, M. Zhang, Z. Li, F. Wang, H. Li, Y. Li, X. Huang*
- S. Wang et al. 2013: Changes in precipitation extremes in alpine areas of the Chinese Tianshan Mountains, central Asia, 1961-2011; *S. Wang, M. Zhang, M. Sun, B. Wang, X. Li*
- S. Wang et al. 2014: Assessment of sustainable exploitable groundwater resources under different water resources management scenarios in the arid salinization region; *Shuixian Wang, Bing Wu, Pengnian Yang*
- T. Gruber et al. 2007: Vereinfachte Darstellung der GRACE Datenanalyse; *T. Gruber, F. Flechtner*
- T. Jacob et al. 2012: Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise; *T. Jacob, J. Wahr, W.T. Pfeffer, S. Swenson*
- T. Marke et al. 2013: AMUNDSEN – ein physikalisch basiertes Modell zur Simulation der Schneedecke im Hochgebirge und seine Anwendung in der Klimafolgenforschung; *T. Marke, F. Hanzer, U. Strasser*
- T. Peters 2007: Modellierung zeitlicher Schwerevariationen und ihre Erfassung mit Methoden der Satellitengravimetrie; *T. Peters*
- U. Fackler 2005: GRACE – Analyse von Beschleunigungsmessungen; *U. Fackler*

- V.B. Aizen et al. 1995: Climate, Snow Cover, Glaciers and Runoff in The Tien Shan, Central Asia, *V.B. Aizen, E.M. Aizen, J.M. Melack*
- V.B. Aizen et al. 1997: Climatic and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia; *V.B. Aizen, E.M. Aizen*
- V.G. Ferreira et al. 2012: Monitoring Mass Changes In The Volta River Basin Using GRACE Satellite Gravity And TRMM Precipitation; *V.G. Ferreira, Z. Gong, S.A. Andam-Akorful*
- W. Sun et al. 2011: Effects of Gaussian filter in processing GRACE data: Gravity rate of change at Lhasa, southern Tibet; *W. Sun, T. Hasegawa, X. Zhang, Y. Fukuda, C.K. Shum, L. Wang*
- W. Van der Wal 2009: Contributions of Space Gravimetry to Postglacial Rebound Modeling with Different Rheologies, *W. van der Wal*
- World Glacier Monitoring service: <http://www.wgms.ch/> (05.05.14)
- World Water Distribution: <http://snr-1349.unl.edu/navigation/waterdistribution.aspx> (29.05.14)
- World Weather Online: <http://www.worldweatheronline.com/Yanqi-weather-averages/Xinjiang/CN.aspx> (20.04.14)
- X. Wang et al. 2013: Changes of glacial lakes and implications in Tian Shan, central Asia, based on remote sensing data from 1990 to 2010; *X. Wang, Y. Ding, S. Liu, L. Jiang, K. Wu, Z. Jiang, W. Guo*
- Y. Zhang et al. 2007 S.2 : Study on snowmelt runoff simulation in the Kaidu River ; *Y. Zhang, B. Li, A. Bao, C. Zhou, Xi. Chen, X. Zhang*

Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1: Wei Feng et al 2013
- Abbildung 2: C. Förste 2010 S. 112
- Abbildung 3 & 4: GeoDZ Web: http://www.geodz.com/deu/d/Kugelfunktionsentwicklung_des_Gravitationspotentials (04.04.14)
- Abbildung 7: R. Schmidt 2007 S.20
- Abbildung 8: www.kotolorz.po.opole.pl/03.htm
- Abbildung 9 & 10 & 15: <http://gpso.de/maps/> (12.05.14)
- Abbildung 13: www.google.ch/maps/ (10.05.14)
- Abbildung 14: Bodenkarte: http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/esdb_archive/EuDASM/asia/images/maps/download/cn1003_so.jpg (10.05.14)
- Abbildung 20: Schmelzwasserseen: S. Wang et al. 2013
- Abbildung 21: Niederschlag: S. Wang et al. 2013
- Abbildung 21: Auflösung: T. Gruber 2012: Satellitengravimetrie, Heutiger Stand und Blick in die Zukunft; *Thomas Gruber*