



Studiengang Diplom Physik

Diplomarbeit

# Zeitreihenanalyse von physikalischen und ozeanographischen Daten der Messstation Spiekeroog

**vorgelegt von:** Lars Holinde (lars.holinde@uni-oldenburg.de)

**Betreuender Gutachter:** Prof. Dr. Emil Stanev

**Zweiter Gutachter:** PD Dr. Jan Freund

Oldenburg, 02.August 2011



# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Untersuchungsgebiet . . . . .	3
1.2. Messstation . . . . .	4
<b>2. Wasserstandsdaten</b>	<b>9</b>
2.1. Validierung und deren Diskussion . . . . .	9
2.2. Frequenzanalyse und Interpretation . . . . .	23
2.3. Sturmflutanalyse . . . . .	39
2.4. Fazit . . . . .	43
<b>3. Wärmefluss</b>	<b>45</b>
3.1. Berechnungsmethoden . . . . .	45
3.2. Betrachtung von unterschiedlichen Zeiträumen . . . . .	60
3.3. Diskussion und Interpretation . . . . .	81
3.4. Fazit . . . . .	87
<b>4. Zusammenfassung</b>	<b>89</b>
<b>Anhang</b>	<b>91</b>
<b>A. Begriffserklärung</b>	<b>91</b>
<b>B. Wasserstand</b>	<b>93</b>
B.1. Abbildungen Validierung . . . . .	93
B.2. Herleitung harmonische Analyse . . . . .	108
<b>C. Wärmefluss</b>	<b>111</b>
C.1. Validierung Wärmeflussdaten . . . . .	111
C.2. Abbildungen mehrjähriger Zeitraum . . . . .	111
C.3. Hydrographisches Jahr 2008 . . . . .	113
C.4. Abbildungen Stürme . . . . .	117
<b>D. Abbildungsverzeichnis</b>	<b>119</b>
<b>E. Tabellenverzeichnis</b>	<b>123</b>
<b>F. Literatur</b>	<b>125</b>



---

## 1. Einleitung

*"The Wadden Sea [...] is distinctive in being almost entirely a tidal flat and barrier system with only minor river influences, and an outstanding example of the large-scale development of an intricate and complex temperate-climate sandy barrier coast under conditions of rising sea-level." (World Heritage Centre, 2009)*



Abbildung 1.1: Deutsche Bucht vom Satelliten ENVISAT am 19. August 2009 aufgenommen (ESA, 2009).

*"The sediment supply from the offshore belt is vital for the resilience of the coast when responding to changes in tidal area, sea level and to disturbances caused by storm surges." (Reise et al., 2010)*

Diese beiden Zitate zeigen, wie wichtig für das Wattenmeer (Abb. 1.1) die Gezeiten sind. Aber auch Sturmfluten haben einen großen Einfluss auf dieses Gebiet. Diese beiden Aspekte, Gezeiten und Sturmfluten, beruhen auf Wasserstandsänderungen. Um aber langfristige Aussagen, nicht nur über den Wasserstand, treffen zu können, müssen Zeitreihen von mehreren Jahren untersucht werden. Eine solche Zeitreihe gibt es neben anderen aufgrund der Messstation Spiekeroog des 'Institut für Chemie und Biologie des Meeres' (ICBM) der Universität Oldenburg. Dabei wurde der im zweiten Zitat erwähnte Sedimenttransport im Bereich der Messstation schon ausführlich untersucht (siehe Stanev et al. (2007a), Badewien et al. (2009), Bartholomä et al. (2009), Lettmann et al. (2009) und Staneva et al. (2009)). Der Wärmeaustausch zwischen dem Wattenmeer und der Atmosphäre an der Station wurde bisher aber noch nicht untersucht. Diese beiden Punkte, der Wasserstand und der Wärmefluss, stellen die zu untersuchenden Aspekte in dieser Arbeit dar. Dabei wird besonders auf die Gezeiten und Sturmfluten eingegangen.

Die bereits erwähnte Messstation befindet sich im Seegatt zwischen den Inseln Spiekeroog und Langeoog und wurde im Rahmen der Forschergruppe 'BioGeoChemistry of Tidal Flats' (Rullkötter, 2009) des ICBM errichtet. Seit dem Herbst 2002 werden hydrographische, meteorologische, biologische und chemische Parameter aufgezeichnet. In dieser Arbeit werden davon hydrographische und meteorologische Daten analysiert. Dadurch teilt sich die Arbeit in zwei große Abschnitte auf. Der erste Abschnitt beschäftigt sich mit den Wasserstandsdaten (Abschnitt 2) und der zweite mit dem Wärmefluss (Abschnitt 3).

Der erste Abschnitt behandelt zu Anfang die Validierung (Abschnitt 2.1) der Messungen des Wasserstandes. Im Anschluss werden mit den validierten Daten eine Frequenzanalyse (Abschnitt 2.2) und eine Sturmflutanalyse (Abschnitt 2.3) durchgeführt. Dabei gibt die Validierung der Wasserstandsdaten einen Einblick in die Validierungsschritte und beschreibt die Qualität der gewonnenen Daten. Eine gute Validierung von Messdaten ist Voraussetzung, um bei den folgenden Analysen gute Ergebnisse zu erhalten. Dies ist besonders für die Sturmflutanalyse wichtig, da bei dieser Extremwerte untersucht werden und auch Messfehler als Extremwerte erscheinen können. Bei der Frequenzanalyse wird untersucht, welchen Einfluss die einzelnen Gezeitenfrequenzen auf den Wasserstand haben. Die Frequenzanalyse wird außerdem für Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel durchgeführt, um die Ergebnisse miteinander zu vergleichen. Die Sturmflutanalyse soll einen Aufschluss über die Unterschiede in den Wasserstandsdaten bei Extremereignissen zwischen der Kü-

te und der Messstation liefern. Das 'Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie' hat in BSH (2007) Informationen veröffentlicht, um Sturmfluten an Küsten einzuordnen. Da die Informationen aber nur für Wasserstände an Küsten zutreffen, werden die Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel und der Messstation miteinander verglichen, um Grenzen für die Schwere einer Sturmflut an der Küste zu bestimmen.

Beim Abschnitt über den Wärmefluss werden zuerst zwei unterschiedliche Berechnungsmethoden für die einzelnen Wärmeflüsse miteinander verglichen (Abschnitt 3.1.2) und entschieden, welche der Methoden für die weiteren Berechnungen verwendet wird. Eine Berechnungsmethode erfolgt nach Rosati und Miyakoda (1988), mit Anpassungen aus Staneva et al. (1995) und Roussenov et al. (1995). Die zweite Berechnungsmethode erfolgt nach Beardsley et al. (1999). Nach der Auswahl der Berechnungsmethode werden die einzelnen Wärmeflüsse betrachtet, um den Einfluss einzelner Größen, z.B. Temperaturen, auf die Ergebnisse und die Unterschiede zwischen Sommer und Winter zu bestimmen. Auch wird die Fouriertransformation der Wärmeflüsse betrachtet, um fest zu stellen, welche Frequenzen einen Einfluss auf die Wärmeflüsse haben. Diese Ergebnisse können mit den Frequenzen aus Abschnitt 2.2 verglichen werden, um den Einfluss der Gezeiten fest zu stellen. Durch die Gezeiten kann auch eine Abschätzung für den horizontalen Wärmetransport gemacht werden, um den Wärmeaustausch zwischen Rückseitenwatt und Nordsee zu betrachten. Als letztes wird der Wärmefluss während der Sturmfluten, die in Abschnitt 2.3 gefunden wurden, untersucht.

### **1.1. Untersuchungsgebiet**

Das Untersuchungsgebiet ist das Rückseitenwatt südlich der Ostfriesischen Inseln Spiekeroog und Langeoog (Abb. 1.2). Dieses Gebiet wird durch die Gezeiten beeinflusst. Dabei fallen bei Ebbe viele Gebiete trocken und werden bei Flut wieder überspült. Zwischen den Inseln Spiekeroog und Langeoog befindet sich die Otzumer Balje. Diese ist an ihrer tiefsten Stelle ca. 18 m tief und an der flachsten Stelle ca. 8 m. Der Janssand, eine Sandbank die sich im südlichen Teil zwischen den beiden Inseln befindet, unterteilt die Otzumer Balje. Dabei führt der westliche Teil um Langeoog herum. Der östliche Teil, der den größeren Teil der Otzumer Balje ausmacht, verläuft auf der Seite von Spiekeroog und dann nach Neuharlingersiel. Neuharlingersiel ist ein kleines Fischerdorf an der ostfriesischen Küste, das durch ein Siel gekennzeichnet ist. Bei einem Siel handelt es sich um einen Durchlass

im Deich zur Entwässerung des Festlandes. Während der Flut ist das Siel geschlossen und Süßwasser staut sich auf der Landseite des Siels. Wenn der Wasserstand während der Ebbe an der Meerseite geringer als an der Binnenseite ist, wird das Siel geöffnet, damit das aufgestaute Süßwasser abfließen kann. Durch das Schließen des Siels bei Flut kann es nicht zu einer Versalzung des Wassers und Bodens hinter dem Deich kommen.

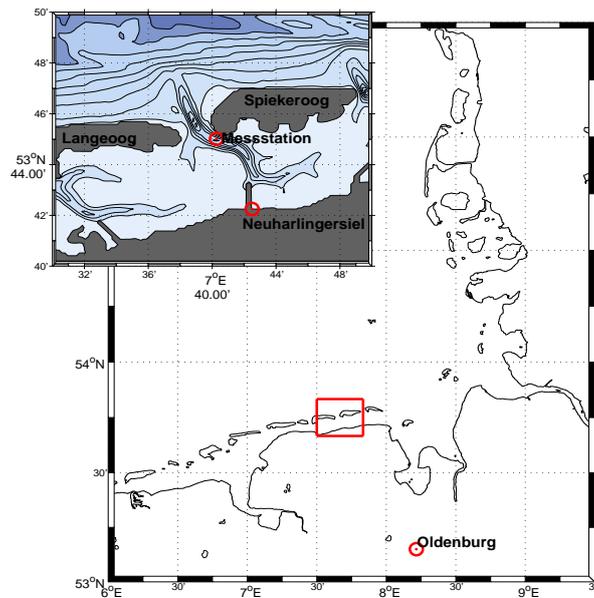


Abbildung 1.2: Übersichtskarte mit der deutschen Bucht und topographische Karte mit der Position der Messstation und Neuharlingersiel

## 1.2. Messstation

Die Messstation Spiekeroog wurde im Herbst 2002 erbaut und liefert seit Oktober 2002 die ersten Messdaten. Entstanden ist die Station im Rahmen der Forschergruppe 'BioGeo-Chemistry of Tidal Flats' des 'Institut für Chemie und Biologie des Meeres' (ICBM) der Universität Oldenburg. Die Forschergruppe untersuchte die Zusammenhänge zwischen dem Watt südlich der Ostfriesischen Inseln und der Nordsee (Rullkötter, 2009).

Die Messstation befindet sich im Seegatt zwischen den Ostfriesischen Inseln Langeoog im Westen und Spiekeroog im Osten ( $53^{\circ}45.02' N$ ,  $7^{\circ}40.27' E$ ) (Abb. 1.2). Diese Position wurde ausgewählt, damit die Station genau in der Strömungsrichtung zwischen Watt und Nordsee steht. Durch diese Position ist es möglich, Transporte von z.B. Sediment zu messen. Diese Transporte sind für das Watt von großer Bedeutung. Die Messstation ist so

konzipiert, dass das ganze Jahr Messungen durchgeführt werden können.

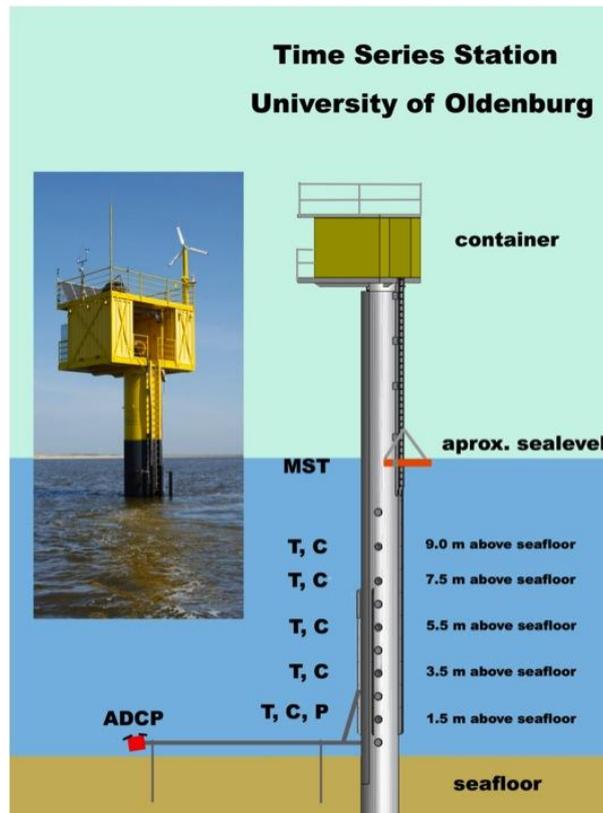


Abbildung 1.3: Skizze der Messstation mit den Tiefen der Sensoren (Badewien et al., 2009)

Genaue Angaben und Beschreibungen zur Station sind in Reuter et al. (2009), Badewien et al. (2009) und Grunwald et al. (2010) zu finden. Hier wird ein kurzer Überblick über die Messstation gegeben. Der Aufbau der Station gliedert sich in drei Ebenen, dem Pfahlrohr, der unteren Plattform mit den beiden Technikcontainern und der oberen Plattform (Abb. 1.3).

Die untere Plattform ist der Zugang zu allen Bereichen der Messstation. Auf dieser Ebene stehen zwei Container. In einen Container befindet sich der Computer, über den die Sonden gesteuert werden und der die Messdaten erfasst und speichert. Im zweiten Container sind die Elektroniksteuerung der Station, sowie 24 Batterien untergebracht. Diese speichern überschüssige Energie und geben sie bei Phasen ab, in denen wenig Energie erzeugt wird. Das Pfahlrohr ist 35 m lang und 1.6 m im Durchmesser. Es ist so dimensioniert, dass es im Winter nicht von Eisschollen beschädigt und somit weiter gemessen werden kann. Das Rohr ist ca. 10 m im Sediment verankert und innen am Meeresgrund verschlossen. Dadurch

kann durch das Sediment kein Wasser in das Rohr eindringen. Das Innere ist durch Leitern begehbar, damit Wartungsarbeiten an den Querrohren (Abb. 1.4) durchgeführt werden können. Die Querrohre enthalten Sensoren (Tab. 1.1) zur Erfassung von hydrographischen, chemischen und biologischen Daten. Die Querrohre sind parallel zu den Hauptströmungsrichtungen ausgerichtet, um einen guten Durchfluss zu gewährleisten.



Abbildung 1.4: Das oberste Messrohr in der Station (Reuter et al., 2009)

Höhe über Grund / m	Sensoren
1.5	Temperatur, Leitfähigkeit, Druck
3.5	Temperatur, Leitfähigkeit
5.5	Temperatur, Leitfähigkeit
7.5	Temperatur, Leitfähigkeit
9.0	Nährstoffanalysator
9.5	Temperatur, Leitfähigkeit

Tabelle 1.1: Messtiefen und Sensoren im Pfahlrohr

An der Außenseite des Pfahlrohres sind weitere Messsysteme montiert. Dazu gehören ein 'Acoustic Doppler Current Profiler' (ADCP), ein 'Multi Spectral Transmissiometer' (MST) und ein Sauerstoff-Sensor. Das ADCP befindet sich an einem Ausleger, sodass es sich 8.5 m

von der Station weg und  $1.5\text{ m}$  über dem Boden befindet. Die Position des ADCP wurde so gewählt, damit die Strömungsmessung nicht von der Station beeinflusst wird. Dazu könnte es kommen, da das ADCP mittels Schallschwingungen, die kegelförmig von dem ADCP abgestrahlt werden, die Richtung und Geschwindigkeit des Wassers misst. Mit dem MST ist es möglich, die Schwebstoffverteilungen an der Station zu messen. Die Funktionsweise und Ergebnisse sind in Badewien et al. (2009) beschrieben.

Auf der oberen Plattform sind für die Energieversorgung der Station ein Windgenerator, Solarzellen und ein Gasgenerator aufgebaut. Dabei ist der Windgenerator mit einer Leistung von  $750\text{ W}$  so dimensioniert, dass er den gesamten Energiebedarf der Station alleine erfüllen kann. Für Perioden mit wenig bis gar keinem Wind gibt es die Batterien, Solarzellen ( $120\text{ W}$ ) und einen Gasgenerator ( $2000\text{ W}$ ). Der Gasgenerator wird außerdem benutzt, wenn leistungsintensive Geräte betrieben werden, wie z.B. eine elektrische Winde für schwere Lasten, die auf die Station gebracht werden müssen. Weiterhin sind auf der oberen Plattform meteorologische Messsonden zu Erfassung von Luftdruck und Lufttemperatur, der Windrichtung und Windgeschwindigkeit, sowie der Luftfeuchtigkeit angebracht. Außerdem sind drei Radiometer für die Wellenlängen von  $310\text{ nm}$  bis  $1100\text{ nm}$  angebaut, die jeweils in verschiedene Richtungen zeigen. Dieser Wellenlängenbereich wurde gewählt, weil dadurch der Hauptteil der Sonnenstrahlung erfasst werden kann. Eines ist senkrecht nach oben ausgerichtet, sodass es die gesamte einfallende Strahlung registriert. Die anderen beiden sind so befestigt, dass das eine auf die Wasseroberfläche zeigt, um das reflektierte Licht zu messen, und das andere Radiometer registriert das Streulicht.



---

## 2. Wasserstandsdaten

Dieser erste Abschnitt beschäftigt sich mit dem Wasserstand. Dabei wird zuerst auf die Validierung der Messdaten eingegangen, wobei die einzelnen Validierungsschritte erklärt und die Ergebnisse der einzelnen Schritte dargestellt und diskutiert werden. Die validierten Daten werden dann benutzt, um eine Frequenzanalyse und Sturmflutanalyse durchzuführen. Bei der Frequenzanalyse wird eine Fouriertransformation, um einen Überblick über die Frequenzen zu bekommen, und eine harmonische Analyse für die wichtigsten Gezeitenfrequenzen durchgeführt. Als letztes wird eine Sturmflutanalyse der Wasserstandsdaten durchgeführt.

### 2.1. Validierung und deren Diskussion

#### 2.1.1. Methoden

Um die Wasserstandsdaten auswerten zu können, müssen die Daten vorher validiert werden. Dies erfolgt in 4 Schritten:

1. Trendbereinigung
2. Entfernen von Ausreißern
3. Vergleich mit anderen Wasserstandsdaten (Neuharlingersiel)
4. Interpolation von fehlenden Messdaten

#### Trendbereinigung

Hierfür wird die Zeitserie in einzelne Abschnitte aufgeteilt. Diese Aufteilung erfolgt mit Hilfe von Informationen zu den verwendeten Sensoren. Die Informationen enthalten z.B. Angaben über den Austausch der Sensoren. Eine weitere Hilfe ist eine Abbildung der Zeitserie. Dadurch lassen sich Sprünge in der Zeitreihe erkennen. Durch diese Informationen lässt sich die Zeitreihe nun in einzelne Abschnitte aufteilen. In Abb. 2.1 sind sowohl die Wasserstandsdaten der Messstation als auch die Unterteilung der Zeitreihe dargestellt. Sehr deutlich ist ein Sprung Anfang 2006 zu erkennen. Dieser ist auf den Austausch eines Sensors zurück zu führen. Von September 2008 bis September 2009 ist dagegen ein Abfall der Messwerte erkennbar. Das liegt z.B. an einem Bewuchs oder Alterung der Sensoren,

welches zu einer Veränderung der Messwerte führt. Weiterhin sind in der Abbildung Lücken in den Daten zu erkennen. In der Tabelle 2.1 ist für die einzelnen hydrographischen Jahre die Verfügbarkeit der Wasserstandsdaten angegeben. Das hydrographische Jahr umfasst den Zeitraum von 1. November bis 31. Oktober. Dabei wird die Jahreszahl von dem Jahr genommen, in dem die Monaten Januar bis Oktober liegen.

Um die Sprünge in der Zeitreihe zu entfernen, wird für jeden Abschnitt eine Korrekturfunktion durch die Messpunkte gelegt. Bei dieser Funktion handelt es sich um eine Gerade der Form  $y = a \cdot x + b$ . Durch das Abziehen der Geraden von den Messwerten in dem Abschnitt wird sowohl ein linearer Trend als auch ein vorhandener Mittelwert von dem Zeitserienabschnitt abgezogen. Durch das hier beschriebene Vorgehen entsteht eine Messreihe, die im Idealfall als Mittelwert Null hat. Weiterhin werden die Daten von Dezibar (*dbar*) nach Meter (*m*) überführt. Dies kann ohne eine Umrechnung gemacht werden, da in den oberen Wasserschichten der Druck um ca.  $1 \text{ dbar}/m$  zunimmt.

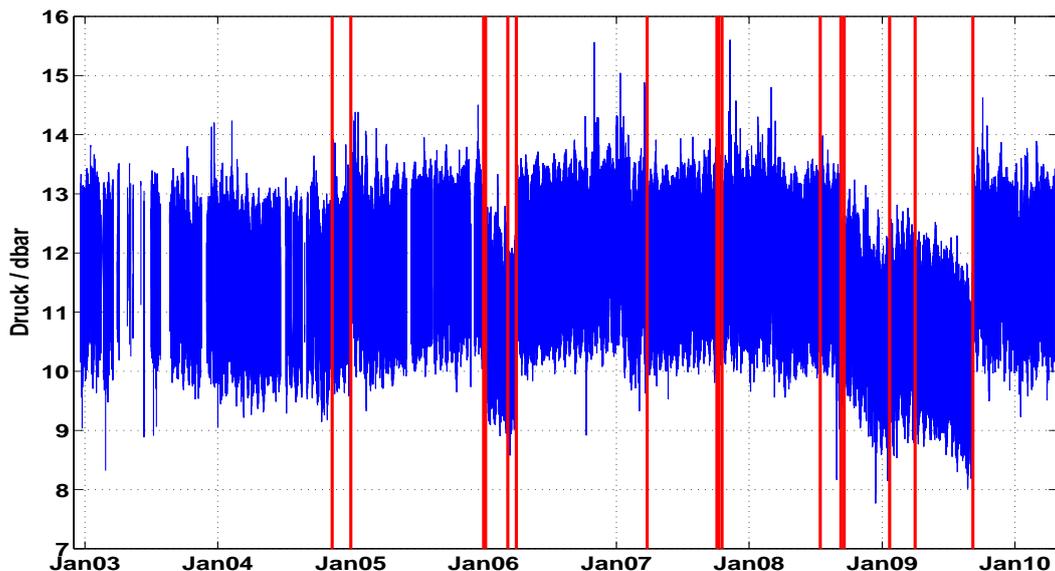


Abbildung 2.1: Gemessene Wasserstandsdaten (blau) der Messstation Spiekeroog vor der Validierung und Zeitpunkte an denen Messsonden getauscht wurden bzw. deutliche Sprünge in den Messwerten zu sehen sind (rot).

Jahr	Verfügbarkeit
2003	45.19 %
2004	86.44 %
2005	93.68 %
2006	96.34 %
2007	99.41 %
2008	99.09 %
2009	99.07 %
2010	94.55 %

Tabelle 2.1: Verfügbarkeit der Wasserstandsdaten in Prozent pro Jahr

### Entfernen von Ausreißern

Der nächste Schritt in der Validierung der Messreihe ist das Finden und Entfernen von Ausreißern. Zu Ausreißern kann es kommen, wenn z.B. Wartungsarbeiten an den Querrohren durchgeführt werden. Dabei werden die Sonden ausgebaut, um diese zu reinigen oder zu wechseln. Um diese Werte zu finden, wird der Gradient zwischen zwei benachbarten Messpunkten betrachtet. Dies ist in der Abb. 2.2 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der Gradient bei einem Absolutwert von  $0.25\text{ m}$  fast auf null abgefallen ist. Falls der Gradient größer als  $0.25\text{ m}$  ist, ist es wahrscheinlich, dass an dieser Stelle eine Fehlmessung vorliegt. Dies wird auch durch die Berechnung des Quantils durch die Matlab-Funktion *quantile* bestätigt, da 99.95 % aller Werte einen absoluten Gradienten zwischen  $0\text{ mm}$  und  $0.25\text{ m}$  habe. Diese Werte werden noch überprüft, damit z.B. ein Seebär, ein sehr starker Anstieg des Wasserstandes in sehr kurzer Zeit, ausgeschlossen werden kann (Dietrich et al., 1975). Diese Werte werden aus dem Datensatz entfernt.

### Vergleich mit anderen Wasserstandsdaten (Neuharlingersiel)

Da in dem vorhergehenden Schritt Messwerte gelöscht wurden, ist es notwendig, die entstandenen Lücken zu füllen. Allerdings ist dies bei längeren Lücken (ab einem Gezeitenzyklus) problematisch, da es bei der Berechnung zu falschen Werten kommen kann. Aus diesem Grund werden die Wasserstandsdaten der Messstation mit denen aus Neuharlingersiel verglichen.

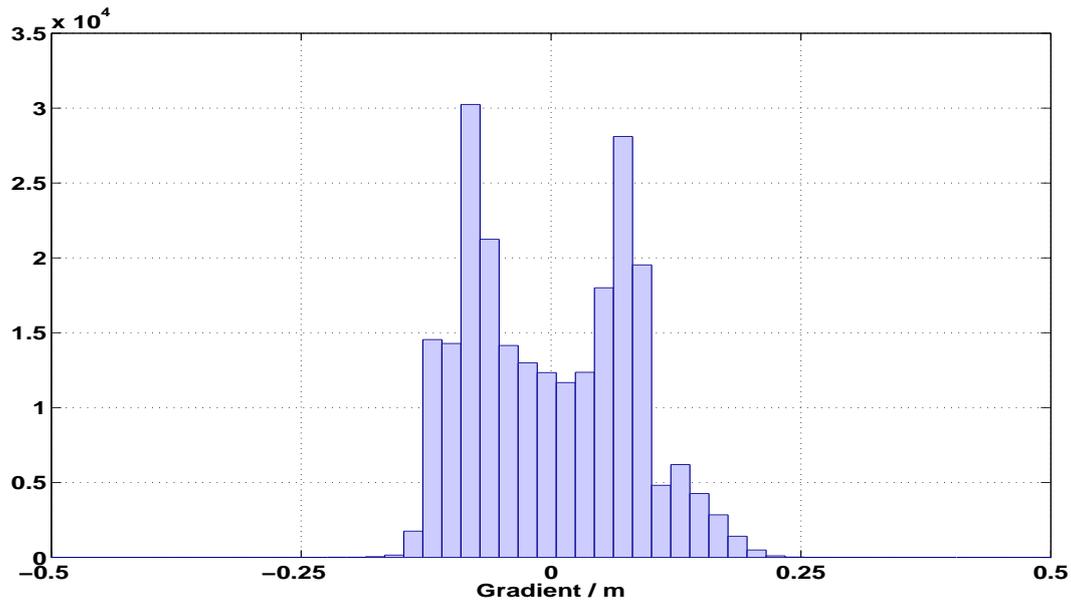


Abbildung 2.2: Histogramm der Gradienten zwischen zwei benachbarten Messpunkten.

Bevor ein Vergleich zwischen den Messwerten stattfinden kann, wird von den Messdaten aus Neuuharlingersiel der Mittelwert abgezogen. Anschließend werden die Messwerte auf eine Abtastrate von 10 *min* gemittelt, um die Kreuzkorrelation durchführen zu können. Zum einen wird der Kurvenverlauf der beiden Zeitreihen mittels eines Plots verglichen, zum anderen wird eine Kreuzkorrelation der Messreihen von der Station und aus Neuuharlingersiel durchgeführt. Bei der Kreuzkorrelation werden die Daten gegeneinander verschoben um zu berechnen, bei welcher Verschiebung die maximale lineare Korrelation bzw. Anti-Korrelation gegeben ist. Dies geschieht mit der Matlab-Funktion *xcorr*:

$$R_{xy}(m) = E\{x_{n+m}y_n^*\}. \quad (2.1)$$

Die Variablen  $x_n$  und  $y_n$  bezeichnen den  $n$ -ten Wert aus zwei Zeitreihen und  $m$  eine Verschiebung zwischen diesen. In diesem Fall sind es die Wasserständen der Messstation und aus Neuuharlingersiel.  $E$  ist der Erwartungswertoperator und  $R_{xy}$  die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. Alternativ kann auch die Matlab-Funktion *xcov* verwendet werden. Diese hat die gleichen Eigenschaften wie *xcorr* und vor der Berechnung wird noch der Mittelwert abgezogen. In diesem Fall wurden die Mittelwerte schon vorher von den Zeitreihen abgezogen, so dass es in diesem Fall reicht *xcorr* zu benutzen.

### **Interpolation von fehlenden Messdaten**

Die Interpolation von fehlenden Messdaten geschieht, um die Analysen in den nächsten Abschnitten durchführen zu können. Alternativ zur Interpolation könnten die fehlenden Messwerte auch mit dem Wert Null überschrieben werden. Dadurch würden sich aber größere Fehler ergeben, als durch die Analyse mit interpolierten Werten.

Die Interpolation erfolgt in zwei Schritten. Die Wasserstandsdaten der Messstation wurden mit einer Samplingrate  $\Delta t$  von 10 Minuten aufgenommen. Durch den Ausfall der Messstation oder bei Wartungsarbeiten kann es aber dazu kommen, dass der zeitliche Abstand zwischen zwei Messpunkten größer ist. Falls der zeitliche Abstand größer ist, werden zusätzliche Zeitpunkte in einem Abstand von 10 Minuten eingefügt. Für diese Zeitpunkte und Stellen, an denen Ausreißer gelöscht wurden, werden nun neue Werte berechnet. Dafür werden zwei verschiedene Methoden verwendet. Bei sehr kurzen Lücken - 3-5 Messwerte - ist dies kein Problem, da es sich bei dem Kurvenverlauf um eine lineare Kombination von Cosinus Schwingungen handelt. Diese Schwingungen beruhen auf den Gezeitenfrequenzen (siehe Abs. 2.2). Bei längeren Lücken werden weitere Informationen über den Kurvenverlauf in diesem Bereich benötigt. Diese Informationen sind z.B. durch andere Wasserstandsmessungen in dem Gebiet gegeben. Durch den Vergleich von zwei Zeitreihen, wie im Abschnitt zuvor, können Zeitpunkte und Messdaten von z.B. Tidenhochwasser (Thw) und Tidenniedrigwasser (Tnw) bestimmt werden. Diese können dann bei größeren Lücken eingesetzt werden und liefern so Stützstellen für die Interpolation der restlichen Werte. Für die Interpolationen der fehlenden Messwerte wird eine Spline-Interpolation verwendet. Dabei handelt es sich um eine Interpolation, bei der die fehlenden Messwerte mittels eines Polynoms dritter Ordnung aus den vorangehenden Messwerten bestimmt werden.

#### **2.1.2. Ergebnisse**

Die Ergebnisse der Validierung werden exemplarisch für das hydrographische Jahr 2008 in Abbildungen dargestellt und erläutert. Abbildungen mit den Ergebnissen der Jahre 2002 bis 2007, 2009 und dem ersten Halbjahr 2010 befinden sich im Anhang (Abschnitt B.1).

In Abb. 2.3 sind die nicht validierten Messdaten des hydrographischen Jahres 2008 zu sehen. Im letzten Viertel der Abbildung sind ein Sprung in den Daten und mehrere Ausreißer zu erkennen.

Bei einem Vergleich der Abbildungen 2.3 und 2.4, die die Daten vor und nach dem ersten

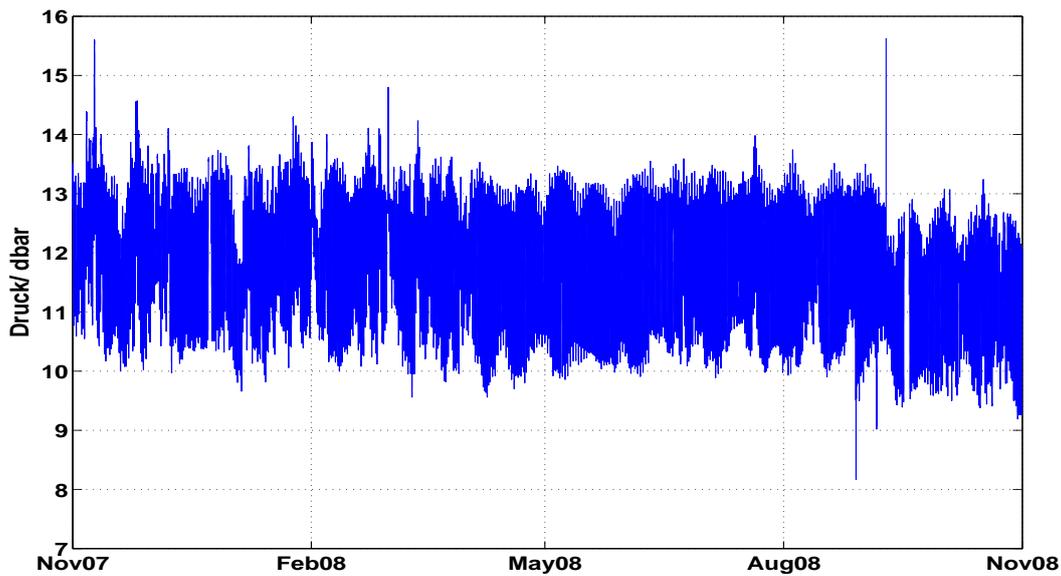


Abbildung 2.3: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2008 vor der Validierung.

Schritt der Validierung, der Trendbereinigung, darstellen, zeigt sich, dass der Sprung in den Daten nicht mehr zu erkennen ist und auch ein Trend abgezogen wurde. Bei der Betrachtung von Tabelle 2.1 fällt auf, dass in den ersten Jahren (2003, 2004) sehr viele Messwerte fehlen. Dies liegt an den zu Anfang häufigen technischen Problemen der Messstation. Aus diesem Grund wird für die weiteren Validierungsschritte und nachfolgenden Analysen nur der Zeitraum 1. November 2005 bis 30. April 2010 betrachtet. In diesem Zeitraum gibt es insgesamt 236448 Messpunkte. Dabei fehlen an 4614 Zeitpunkten die Messwerte. Dies entspricht 1.95 % der Daten in dem betrachteten Zeitraum.

In Abb. 2.5 wird das Ergebnis des zweiten Schrittes, dem Entfernen von Ausreißern, dargestellt. In der Abbildung sind nur wenige blaue Abschnitte zu sehen. Diese stellen die gelöschten Messwerte der Zeitreihe dar. Insgesamt wurden bei diesem Schritt 122 Messwerte im Zeitraum vom 1. November 2005 bis 30. April 2010 gelöscht. Dies entspricht 0.05 % aller Messwerte im genannten Zeitraum. Somit fehlen in dem Zeitraum insgesamt 2 % aller Messwerte.

Bei dem dritten Schritt der Validierung, Vergleich mit Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel, werden die Wasserstandsdaten der Station und aus Neuharlingersiel miteinander verglichen. In Abb. 2.6 ist zu erkennen, dass es kaum größere Abweichungen zwischen den

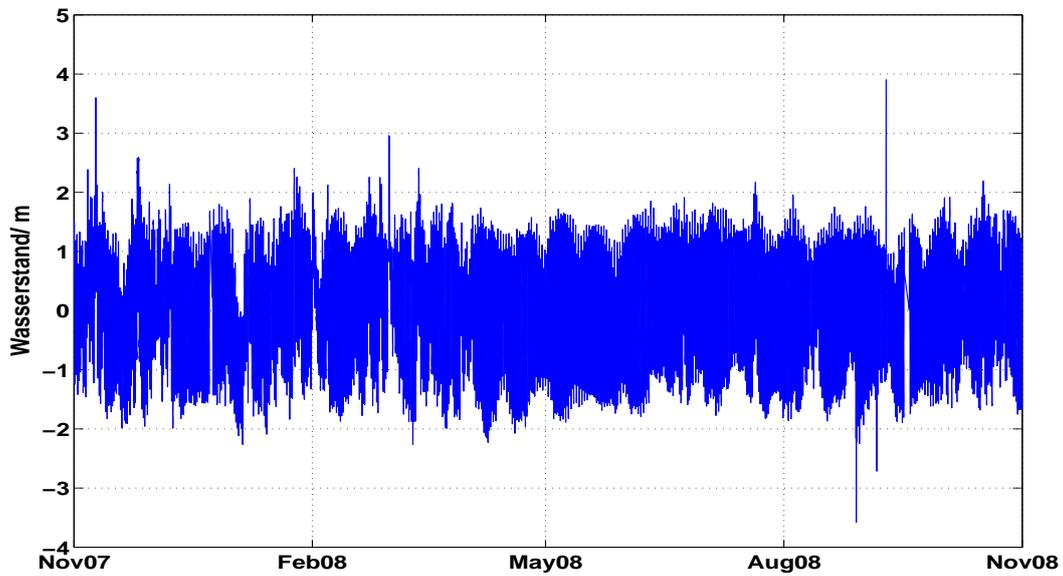


Abbildung 2.4: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2008 nach der Trendbereinigung.

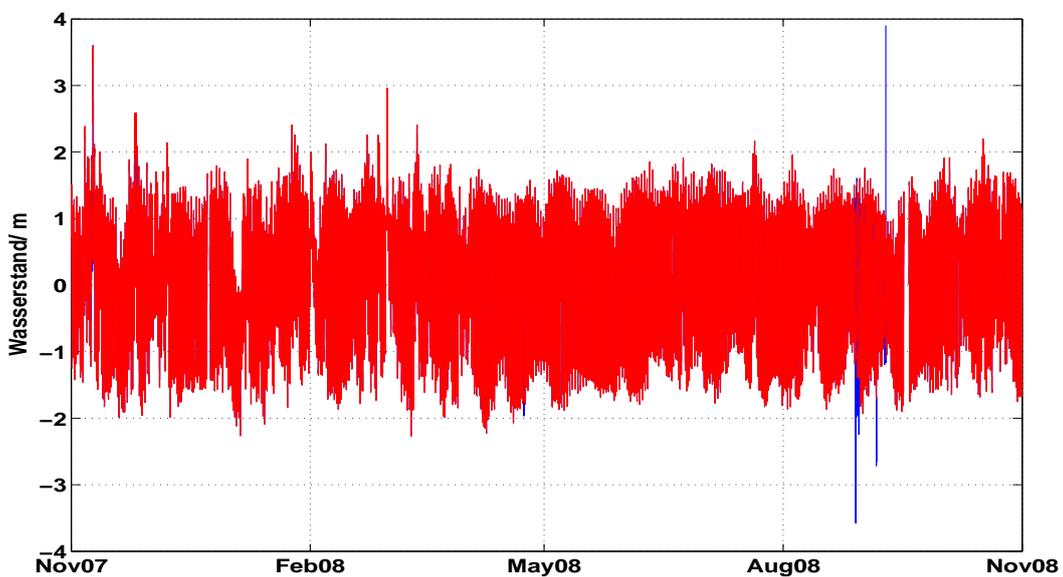


Abbildung 2.5: Wasserstandsdaten (rot) und entfernte Ausreißer (blau) des hydrographischen Jahres 2008 nach dem Entfernen von Ausreißern.

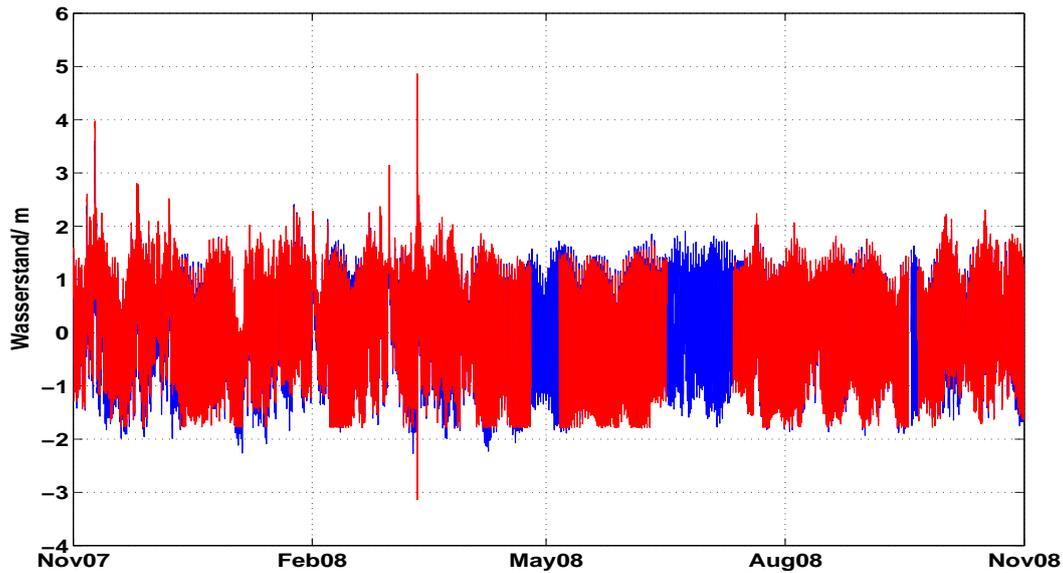


Abbildung 2.6: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach dem zweiten Validierungsschritt im hydrographischen Jahr 2008.

Kurven gibt. Allerdings sind in den Daten von Neuharlingersiel einige Lücken zu erkennen. An diesen Stellen sind die Daten der Messstation vorhanden. Die anderen Unterschiede zwischen den beiden Kurven kommen von den verschiedenen Positionen (Messstation, Neuharlingersiel) an denen gemessen wird. Außerdem ist auffällig, dass die Messungen in Neuharlingersiel bei Niedrigwasser bei ca.  $-2\text{ m}$  abgeschnitten werden.

Weiterhin wurde eine Kreuzkorrelation zwischen den Daten aus Neuharlingersiel und der Messstation Spiekeroog berechnet. Das Ergebnis ist in der Abb. 2.7 zu sehen. Die maximale Ähnlichkeit der beiden Kurven wird bei einer Verschiebung von 20 Minuten erreicht. Dies bedeutet, dass z.B. das Thw in Neuharlingersiel 20 Minuten später gemessen wird, als an der Station.

In der Abb. 2.8 ist das Ergebnis aller Validierungsschritte für den gesamten Zeitraum zu erkennen. Die Abbildungen 2.9 und 2.10 stellen zwei Ausschnitte dar. Dabei zeigt die erste Abbildung einen Vergleich zwischen den Daten aus Neuharlingersiel (rot) und das Ergebnis der validierten Wasserstandsdaten (blau) für das hydrographische Jahr 2008. Wie in Abb. 2.6 ist die gute Übereinstimmung zwischen den beiden Kurven zu erkennen. Allerdings wurden in dieser Abbildung keine längeren Lücken interpoliert.

In Abb. 2.10 sind die Messreihen der Station (blau/rot) und aus Neuharlingersiel (grün)

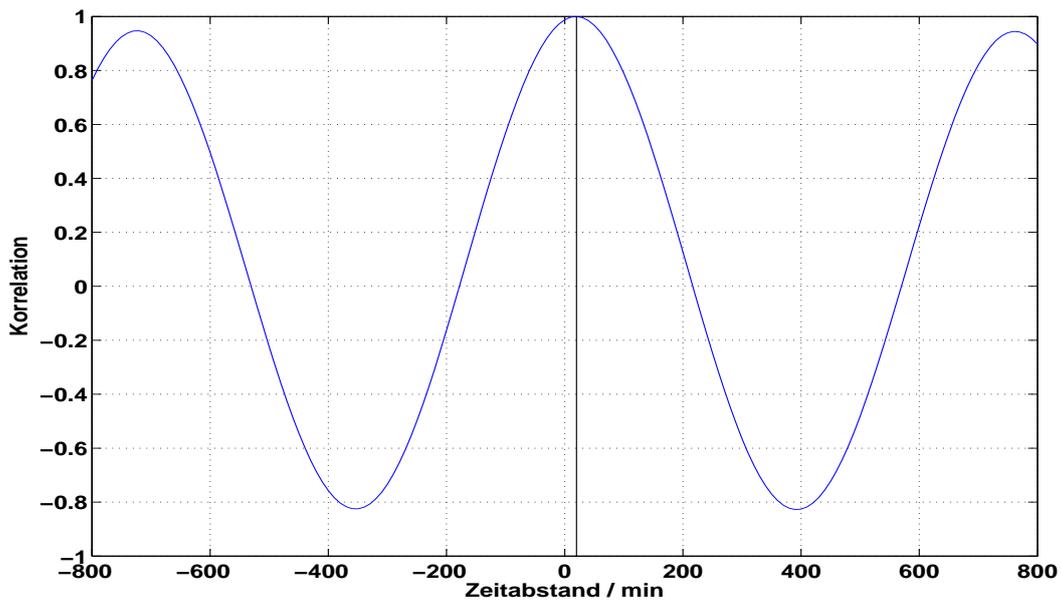


Abbildung 2.7: Korrelation zwischen den Wasserständen an der Station und Neuharlingersiel. Die maximale Korrelation ist bei einer Verschiebung von 20 Minuten.

nach allen Validierungsschritten dargestellt. Es ist zu erkennen, dass beide Zeitreihen über den gesamten Zeitraum mit nur geringen Abweichungen übereinstimmen. Das beinhaltet sowohl einen Zeitraum, in dem die Daten nicht interpoliert werden mussten, als auch einen Bereich in dem eine Interpolation (rot) nötig war. Dabei wurden für die Interpolation Stützstellen für die Zeitpunkte der Thw und Tnw verwendet. Die in der blauen Kurve vorhandene gerade Linie kommt von der Datenlücke in den interpolierten Daten.

Dies zeigt auch der Mittelwert der Differenz der Wasserstände. Hierbei wurde auch der 20 minütige Unterschied berücksichtigt, den die Kreuzkorrelation ergeben hat. Dadurch liegt der Mittelwert vor der Validierung im Zeitraum vom 1. Nov 2005 bis 30. Apr 2010 bei  $-1 \cdot 10^{-3} m$  und nach der Validierung bei  $4 \cdot 10^{-5} m$ . Der relativ geringe Unterschied vor der Validierung kommt daher, dass es sowohl größere positive wie auch negative Differenzen zwischen den Wasserständen gibt. Dies zeigt sich auch in der Standardabweichung. Vor der Validierung liegt diese bei  $0.64 m$ . Nach der Validierung, wenn es keine großen Unterschied mehr zwischen den Kurven (siehe Abb. 2.8) gibt, liegt die Standardabweichung bei  $0.36 m$ . Weiterhin müssen nur 2 % Werte interpoliert werden, da von Anfang an nur 1.95 % Werte gefehlt haben und auch beim 'Entfernen von Ausreißern' nur 0.05 % Werte gelöscht wurden.

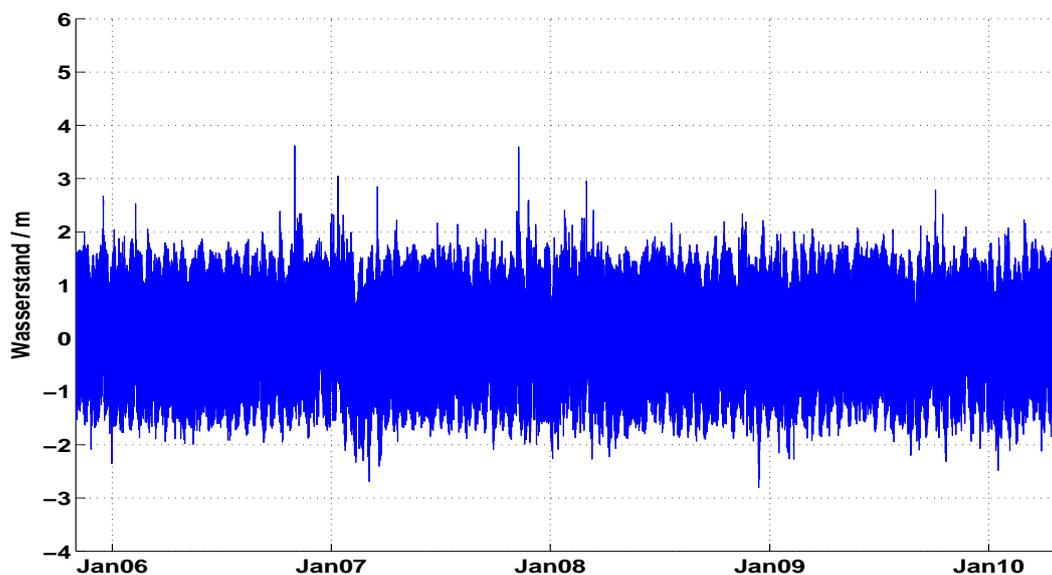


Abbildung 2.8: Ergebnis aller Validierungsschritte der Wasserstandsdaten der Messstation Spiekeroog

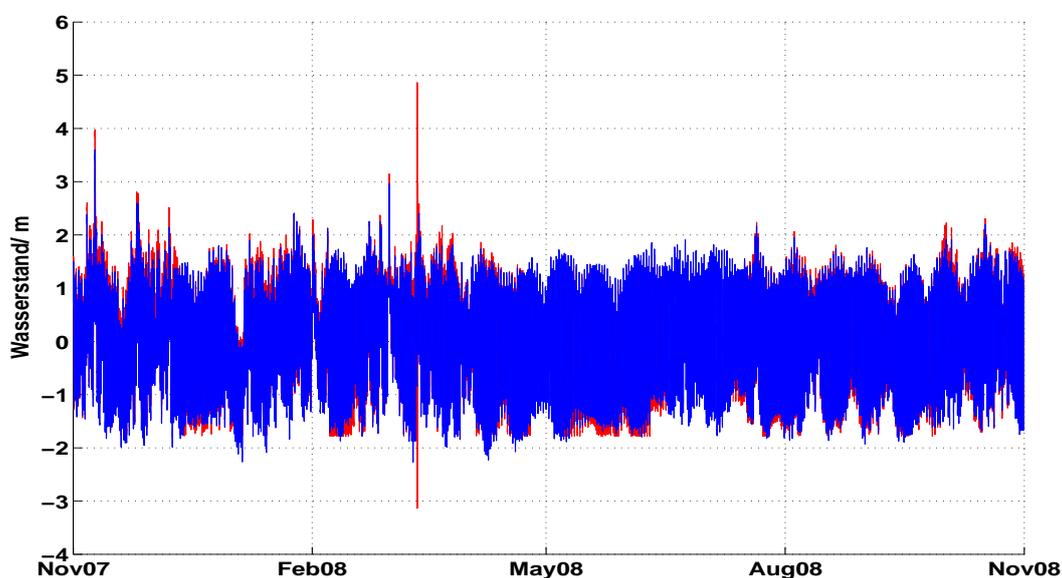


Abbildung 2.9: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2008.

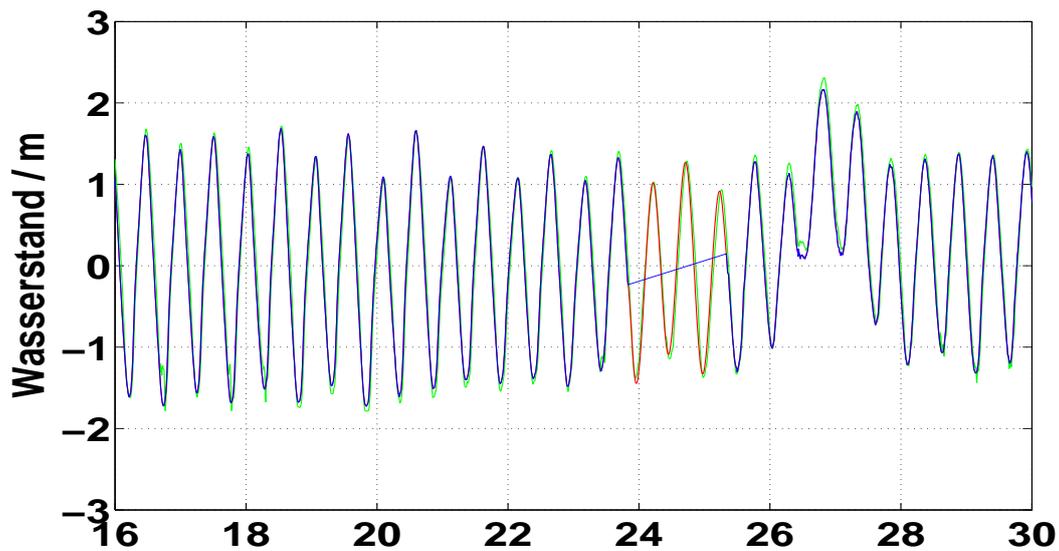


Abbildung 2.10: Ausschnitt der Wasserstände vom Juli 2007 aus Neuharlingersiel (grün), der nicht interpolierten Daten von der Station (blau) und der interpolierten Daten der Station (rot)

### 2.1.3. Diskussion

#### Trendbereinigung

Bei dem ersten Schritt der Validierung wurde ein linearer Trend von den Zeitserienabschnitten abgezogen. Dadurch ist die Zeitserie im Folgenden besser zu bearbeiten, da z.B. Ausreißer einfacher zu erkennen sind. Vorher war es möglich, dass Sprünge bei den Messwerten, aufgrund von Sensoränderungen, für Ausreißer gehalten wurden. Ein Nachteil ist jedoch, dass die Zeitserie durch diesen Schritt auch nicht mehr auf ein langfristiges Ansteigen oder Abfallen des Meeresspiegels untersucht werden kann. Bei der Betrachtung der Herstellerangaben der verwendeten Sensoren fällt auf, dass die Veränderung des Sensors über die Zeit  $\pm 0.1 \%/Jahr$  (4HJena, 2005), bei einem maximalen Druck von 30 *dbar*, betragen kann. Dies entspricht einer Abweichung von 0.03 *dbar*. Die tatsächliche Änderung ist größer und beträgt z.B.  $-0.8 \text{ dbar}$  in einem Zeitraum von acht Monaten. Zusätzlich ist der Trend der Sensoren dem vom Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) berechneten Trend für Spiekeroog entgegengesetzt (NLWKN, 2006). Auch in Wahl et al. (2008) wird ein Ansteigen der Wasserstände von 1937 bis 2007 für die Deutsche Nordseeküste erwähnt. Dies deutet auf eine deutlich schlechtere

Langzeitstabilität der Sensoren hin. Ein weiterer Grund für das Abfallen des Wasserstandes ist der Bewuchs auf den Sensoren, wodurch es zu falschen Messungen kommt. Dies hat zur Folge, dass besonders im Frühling und Sommer häufig Wartungsarbeiten an der Station durchgeführt werden müssen, um die Sensoren zu reinigen.

### **Entfernen von Ausreißern**

Wie bereits in Abschnitt 2.1.2 beschrieben, wurden nur 122 Messpunkte vom 1. November 2005 bis 30. April 2010 entfernt. Wenn dieser Wert in Bezug zur Anzahl der Messpunkte (236448) gesetzt wird, entspricht dies 0,05 % der Messpunkte. Dies kann nun noch in Beziehung zu den insgesamt fehlenden Messpunkten, 4614 oder 1,95 %, gesetzt werden. Daraus lässt sich schließen, dass das angewendete Messverfahren sehr wenige Fehlmessungen liefert und die meisten fehlenden Messungen von Ausfällen und Wartungen der Station stammen. Bei der Verwendung eines Gradienten als Indikator für falsche Messwerte kann es passieren, dass auch Messwerte gelöscht werden, die eigentlich richtig sind. Dies passiert, wenn der Wasserstand in kurzer Zeit stark ansteigt, wie z.B. bei einer Sturmflut oder einem Seebär. Bei einer Betrachtung der zu entfernenden Messwerte und einem Vergleich (Abb. 2.6) der Zeitreihen von Neuharlingersiel und der Station fällt aber auf, dass keine Messpunkte bei einem Extremereignis entfernt wurden.

### **Vergleich mit anderen Wasserstandsdaten (Neuharlingersiel)**

Der Vergleich der beiden Datensätze hat gezeigt, dass diese sehr gut übereinstimmen. Es gibt bei den Daten aus Neuharlingersiel aber Probleme bei der Messung sehr niedriger Wasserstände ( $< 2\text{ m}$ ). Falls an einer solchen Stelle bei den Daten der Messstation eine längere Lücke ist, kann es passieren, dass bei einem Tnw ein Wert eingesetzt wird, der etwas zu hoch ist. Die Kreuzkorrelation (Abb. 2.7) hat eine zeitliche Differenz zwischen den beiden Zeitreihen von 20 Minuten ergeben. Dies war zu erwarten, da die Gezeitenwelle, die sich durch die Nordsee bewegt, zuerst die Station erreicht und erst anschließend Auswirkungen auf den Wasserstand in Neuharlingersiel hat. Bei einem Vergleich der zeitlichen Differenz der beiden Zeitreihen mit dem Gezeitenkalender (BSH (2011), S. 93) fällt auf, dass dort andere Werte für den zeitlichen Abstand zwischen den Messorten gegeben sind. Die zeitlichen Abstände im Gezeitenkalender sind in Bezug zum Riffgat Norderney angegeben. Dadurch ergibt sich ein Wert von ca. 27 Minuten für Spiekeroog Pegel und

ca. 28 Minuten Neuharlingersiel. Dieser geringe Unterschied steht aber in Widerspruch zu den Ergebnissen von Abb. 2.7. Die Unterschiede zwischen den hier berechneten Werten und den Werten vom BSH kommen zum Teil von der 10 minütigen Abtastrate in den Zeitreihen der Messstation und Neuharlingersiel. Durch diese Abtastrate kann der Unterschied maximal auf 10 Minuten genau bestimmt werden. Ein weiterer Grund für den Unterschied kann sein, dass bei den Daten aus Neuharlingersiel die fehlenden Messwerte mit Null überschrieben wurden. Dadurch kann es passieren, dass die berechnete Verschiebung nicht die Beste ist, falls beide Zeitreihen komplett wären. Weiterhin ist nicht bekannt, wie die maximale lineare Korrelation zwischen Norderney und der Messstation bzw. Neuharlingersiel aussieht. Dieses wäre aber wichtig zu wissen, da nur dadurch eine Aussage getroffen werden kann, welche der Angaben die genauere ist.

Der hier gefundene Unterschied zu den Daten aus dem Gezeitenkalender hat besonders Auswirkungen auf die Schifffahrt in dem Gebiet, da viele Stellen bei Tnw nicht zu erreichen sind. Dies trifft auch auf den Hafen von Neuharlingersiel zu, der bei Tnw teilweise trocken fällt und keine Schiffe in bzw. aus dem Hafen kommen können.

### **Interpolation von fehlenden Messdaten**

Beim Entfernen von Ausreißern wurde bereits erwähnt, dass 122 Messungen fehlerhaft und 4614 Messungen nicht vorhanden sind. Sturges (1983) schrieb, dass selbst bei Zeitreihen mit Lücken, die 1/3 der Zeitreihe umfassen, eine Interpolation möglich ist. Da in dieser Messreihe sogar nur 2 % aller Messwerte fehlen, sollte dies in diesem Fall kein Problem darstellen. Bei längeren Lücken (mehr als 7 Stunden) kam es ohne Stützstellen aber häufig zu falsch berechneten Messwerten. Mit Hilfe von Stützstellen, die durch Mithilfe von Daten aus Neuharlingersiel bestimmt wurden, werden zuverlässige Ergebnisse berechnet.

### **Angabe der Qualität der Messwerte**

Aufgrund der Ergebnisse und der Diskussion der einzelnen Validierungsschritte kann davon ausgegangen werden, dass die verwendete Validierung eine gute Grundlage für die weitere Analyse der Messdaten liefert. Dabei ist besonders heraus zu stellen:

- Bei 98 % der Wasserstandsdaten wurde nur ein linearer Trend abgezogen, wodurch es aber zu keiner Veränderung im Verhältnis der Messwerte kommt.
- Es sind keine Daten bei Extremereignissen gelöscht worden. Dies wurde durch einen

Vergleich der Wasserstandsdaten der Messstation mit denen aus Neuharlingersiel festgestellt.

- Obwohl auch größere Datenlücken interpoliert wurden, sind die Unterschiede zwischen den Wasserstandsdaten von der Messstation und aus Neuharlingersiel nur sehr gering.

Durch diese Punkte wurden die Fehler in der ursprünglichen Messung deutlich reduziert und die validierten Messdaten entsprechen besser den tatsächlichen Begebenheiten. Es ist aber ohne einen Vergleich mit einem Referenzpegel, wie z.B. Norderney, nicht möglich eine bessere Aussage über die Genauigkeit der Daten zu treffen.

## 2.2. Frequenzanalyse und Interpretation

Bei der Frequenzanalyse der validierten Wasserstandsdaten wird zuerst eine Fouriertransformation durchgeführt, um einen Überblick über die Bedeutung der Frequenzen zu bekommen und die wichtigsten Frequenzen zu identifizieren. Anschließend wird noch eine harmonische Analyse durchgeführt. Dabei wird für bestimmte Frequenzen die Amplitude und Phase berechnet.

### 2.2.1. Methoden

#### Fouriertransformation

Für die Fouriertransformation, welche eine Messreihe aus dem Zeitbereich in den Frequenzbereich überführt, wird die Matlab-Funktion `fft` benutzt. Diese arbeitet mit folgender Formulierung der Fouriertransformation für eine gegebene Zeitreihe  $x$

$$X(k) = \sum_{j=1}^N x(j) \cdot \omega_N^{(j-1)(k-1)} \quad (2.2)$$

mit

$$\omega_N = e^{(2\pi i)/N}$$

Hierbei ist  $j$  ein Zeitpunkt und  $N$  die Länge der Zeitserie.  $X$  ist die Fouriertransformierte der Zeitreihe  $x$  und die Variable  $k$  bezeichnet einen Eintrag im Frequenzbereich. Die Frequenzen  $f$  werden über

$$f(k) = \frac{(k-1)}{N \cdot \Delta t} ; k = 1 : N \quad (2.3)$$

bestimmt und der Frequenzabstand wird von der Abtastrate und der Länge der Zeitserie bestimmt. Es werden nur die Frequenzen bis  $f_N/2$ , auch als Nyquist Frequenz bezeichnet, verwendet. Dies liegt an den Eigenschaften der Fouriertransformation. Weil das Ergebnis der Fouriertransformation komplex ist, sind die Werte an der Nyquist komplex konjugiert. Eine weitere Eigenschaft ist, dass nur Werte für diskrete Frequenzen berechnet werden. Dies ergibt sich aus der Berechnung der Frequenz (Formel 2.3). Um das Ergebnis der Fourieranalyse in den reellen Wertebereich zu überführen, wird der Betrag des Ergebnisses berechnet. Anschließend wird das Ergebnis auf eins normiert, da nur ein Interesse an der Position der Peaks in dem Ergebnis besteht.

**Harmonische Analyse**

In Abschnitt 2.1.1 wurde bereits beschrieben, dass das Gezeitensignal  $x$  der Länge  $N$ , aus einer Linearkombination von harmonischen Schwingungen besteht. Dadurch kann das Gezeitensignal mit folgender Formel berechnet werden.

$$x(t_n) = \bar{x} + \sum_{q=1}^M C_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n - \phi_q) + x_r(t_n) \quad (2.4)$$

Um für jeden Zeitpunkt  $t_n$  den Messwert  $x(t_n)$  berechnen zu können, muss der Mittelwert der trendbereinigten Zeitreihe  $\bar{x}$ , die Summe der Cosinusschwingungen des Zeitpunktes, sowie das Residuum des Zeitpunktes  $x_r(t_n)$  bekannt sein. Bei dem Residuum handelt es sich um den Teil des Messwertes, der nicht durch den Mittelwert und die Summe der Cosinusschwingungen beschrieben werden kann. Die einzelnen Komponenten der Schwingung können mit Hilfe der Frequenz  $f_q$  der Amplitude  $C(q)$  und der Phase  $\phi_q$  berechnet werden. Bei  $q$  handelt es sich um einen Index der angibt, mit welcher Frequenz gerade gerechnet wird.  $M$  gibt dazu an, mit wie vielen Frequenzen insgesamt gerechnet wird.

Bei der harmonischen Analyse wird Formel 2.4 verwendet, um die Amplitude und Phase der einzelnen Frequenzen zu berechnen. Aufgrund des Umfangs der Formelherleitung wird hier nur auf die wichtigsten Zwischenergebnisse eingegangen. Die gesamte Herleitung kann im Anhang B.2 nachgelesen werden. Die zentralen Punkte der Herleitung sind die lineare Regression und die Fehlerquadratsummenminimierung. Bei der linearen Regression wird in diesem Fall die Variable  $x(T_n)$  durch eine Linearkombination von Regressionskoeffizienten  $A_q$  und  $B_q$  ausgedrückt. Die Fehlerquadratsummenminimierung wird verwendet, um die Residuen zu minimieren und somit ein möglichst genaues Ergebnis für die Amplituden und Phasen zu erhalten.

Das Ergebnis der ersten Umformungsschritte ist in Gl. 2.5 gegeben. Dies zeigt ein Gleichungssystem mit  $2M$  Gleichungen für die  $M$  Unbekannten  $A_q$  und die  $M$  Unbekannten  $B_q$ .

$$\left. \begin{aligned} \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \cos(2\pi f_q t_n) &= \sum_{n=1}^N \left\{ \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot \cos(2\pi f_q t_n) \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \sin(2\pi f_q t_n) &= \sum_{n=1}^N \left\{ \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot \sin(2\pi f_q t_n). \end{aligned} \right\} \quad (2.5)$$

Die Lösungen für die Unbekannten wird mit Hilfe einer Matrix Gleichung der Form  $y = Dz$  berechnet. Mit den Lösungen für  $A_q$  und  $B_q$  ist es nun möglich die Amplitude und Phase zu berechnen. Dazu wird folgende Gleichung verwendet:

$$\begin{aligned} C_q &= \sqrt{(A_q^2 + B_q^2)} \\ \phi_q &= \tan^{-1} \left( \frac{B_q}{A_q} \right) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Welche Frequenzen für die harmonische Analyse verwendet werden, ist in Tabelle 2.2 aufgeführt. Außerdem ist dort der Ursprung der Frequenzen angegeben. Die Werte wurden aus Emery und Thomson (2004) (S. 400) entnommen und auf Schwingungen pro Tag für die Angabe in dieser Arbeit umgerechnet.

Mit den Ergebnissen der harmonischen Analyse wird außerdem ein synthetisches Signal erzeugt. Dieses wird mit den gemessenen Wasserstandsdaten verglichen, um den Einfluss des Windes festzustellen.

### 2.2.2. Ergebnisse

#### Fourieranalyse

Im Methodenteil wurden der Frequenzabstand und die Nyquist Frequenz genannt. Für die Daten der hier untersuchten Zeitserie ergibt sich damit für die Nyquist Frequenz ( $F_{Ny}$ ) ein Wert von 72 Schwingungen pro Tag ( $d^{-1}$ ). Der Abstand zwischen den einzelnen Frequenzen beträgt  $6 \cdot 10^{-4} d^{-1}$ . Mit diesem Wert lassen sich alle in Tab. 2.2 gegebenen Frequenzen durch die Fouriertransformation auflösen.

Die Abb. 2.11 zeigt die Fouriertransformation über das gesamte Frequenzspektrum für die Wasserstandsdaten der Messstation (oben) und aus Neuharlingersiel (unten). Im oberen Bild ist zu sehen, dass ab  $20 d^{-1}$  nur noch bei ca.  $30 d^{-1}$ , einem Zyklus von 48 Minuten, und bei  $60 d^{-1}$ , einem Zyklus von 24 Minuten, Peaks zu erkennen sind. Dabei beschreibt der Peak bei  $60 d^{-1}$  die Oberschwindung des Peaks bei  $30 d^{-1}$ . Im unteren Bild für Neuharlingersiel ist dies ähnlich. Allerdings befinden sich hier noch zwei Peaks bei  $46 d^{-1}$ , einem Zyklus von 31.3 Minuten, und  $50 d^{-1}$ , einem Zyklus von 28.8 Minuten. Im vorderen Teil der Abbildung sind unterschiedliche Peaks zu erkennen. Die ersten beiden Gruppen gehören zu Frequenzen, die nahe bei  $1 d^{-1}$  und  $2 d^{-1}$  liegen. Dies entspricht den Frequenzen mit den Nummern sieben bis zehn für  $1 d^{-1}$  und elf bis vierzehn für  $2 d^{-1}$  in Tab. 2.2. In Abb. 2.12 ist dies besser zu erkennen. Die nachfolgenden Gruppen sind höhere Harmonische dieser

Nummer	Bezeichnung	Frequenz / Schwingungen pro Tag ( $d^{-1}$ )	Bedeutung
1	$\mathbf{S}_a$	0.0027	elliptische Tide 1. Ordnung zu $\mathbf{S}_0$
2	$\mathbf{S}_{sa}$	0.0055	Deklinationstide zu $\mathbf{S}_0$
3	$\mathbf{M}_{sm}$	0.0314	Evektionstide zu $\mathbf{M}_0$
4	$\mathbf{M}_m$	0.0363	elliptische Tide 1. Ordnung zu $\mathbf{M}_0$
5	$\mathbf{M}_{sf}$	0.0677	Variationstide zu $\mathbf{M}_0$
6	$\mathbf{M}_f$	0.0732	Deklinationstide zu $\mathbf{M}_0$
7	$\mathbf{Q}_1$	0.8928	elliptische Tide 1. Ordnung zu $\mathbf{O}_1$
8	$\mathbf{O}_1$	0.9288	eintägige Haupt-Mondtide
9	$\mathbf{P}_1$	0.9984	eintägige Haupt-Sonnentide
10	$\mathbf{K}_1$	1.0032	eintägige Haupt-Deklinationstide
11	$\mathbf{N}_2$	1.8960	große elliptische Tide 1. Ordnung zu $\mathbf{M}_2$
12	$\mathbf{M}_2$	1.9320	halbtägige Haupt-Mondtide
13	$\mathbf{S}_2$	1.9992	halbtägige Haupt-Sonnentide
14	$\mathbf{K}_2$	2.0064	halbtägige Deklinationstide zu $\mathbf{M}_2/\mathbf{S}_2$

Tabelle 2.2: Bezeichnung der Frequenzen mit ihrem Ursprung (Emery und Thomson (2004), S. 400).

ersten beiden Frequenzgruppen. Auffällig ist das Abfallen der Fouriertransformation zu höheren Frequenzen. Dies bedeutet, dass bei den höheren Frequenzen weniger Energie als bei niedrigen Frequenzen enthalten ist. Dies ist z.B. typisch für rotes Rauschen.

In Abb. 2.12 sind die ersten beiden Frequenzgruppen besser zu erkennen. Allerdings fällt auf, dass bei ganz niedrigen Frequenzen keine Peaks mehr zu erkennen sind. Hier sollten sich eigentlich noch die Informationen zu den vierzehntägigen, monatlichen und jährlichen Frequenzen befinden. Die Peaks dieser Frequenzen können durch Rauschen überlagert werden oder durch die diskreten Frequenzen der Fourieranalyse nicht aufgelöst werden. Aus

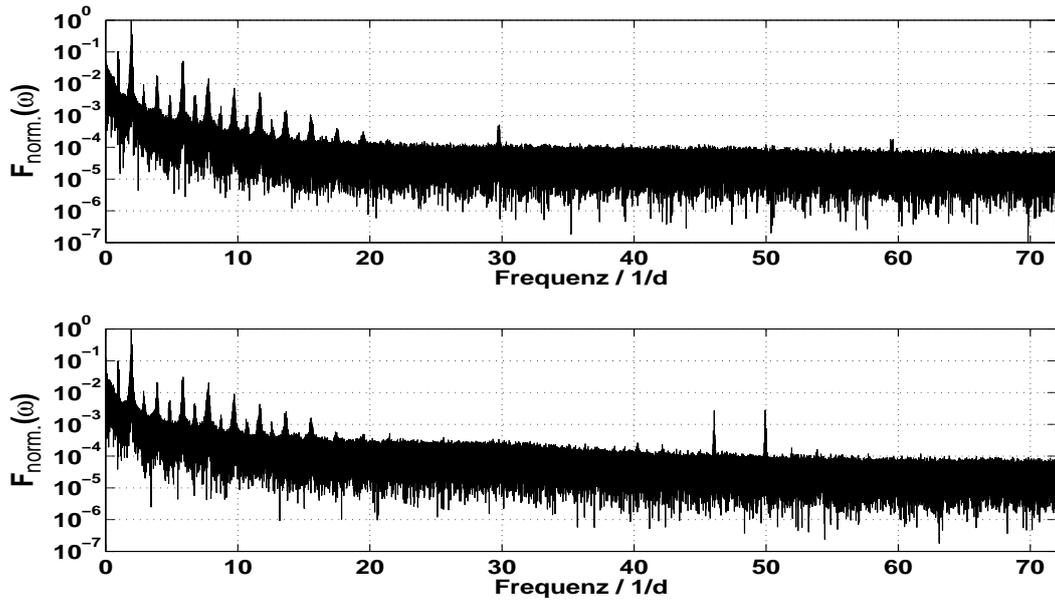


Abbildung 2.11: Fourieranalyse der Wasserstandsdaten der Messstation (oben) und aus Neuharlingersiel (unten).

diesem Grund wurde noch eine Fourieranalyse der Tidenhochwasser und Tidenniedrigwasser durchgeführt. Dabei sind die zeitlichen Abstände zwischen den Thw und Tnw nicht gleichmäßig. Aus diesem Grund wurde für die Samplingrate der Mittelwert aus den zeitlichen Abständen berechnet. Das Ergebnis für Samplingrate ist 12.4 Stunden. Somit ergibt sich für die Nyquist Frequenz ein Wert von  $0.97 d^{-1}$  und für den Frequenzabstand ein Wert von  $2.5 \cdot 10^{-5} d^{-1}$ . Durch diese Analysen wurden sechs Peaks im Bereich von niedrigen Frequenzen gefunden (Abb. 2.13). Diese entsprechen den Frequenzen  $S_{sa}$  und  $S_a$  um  $0.005 d^{-1}$ ,  $M_{sm}$  und  $M_m$  um  $0.035 d^{-1}$  und  $M_{sf}$  und  $M_f$  um  $0.07 d^{-1}$  (siehe Tab. 2.2).

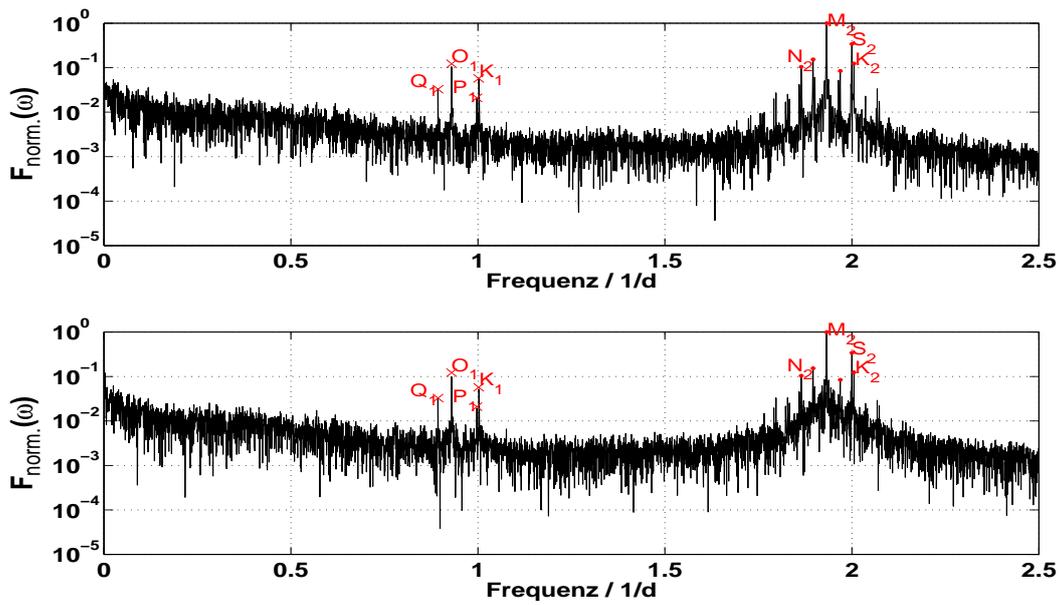


Abbildung 2.12: Ausschnitt der Fourieranalyse der Wasserstandsdaten der Messtation (oben) und aus Neuharlingsiel (unten) bis zu einer Frequenz von  $2.5 d^{-1}$ .

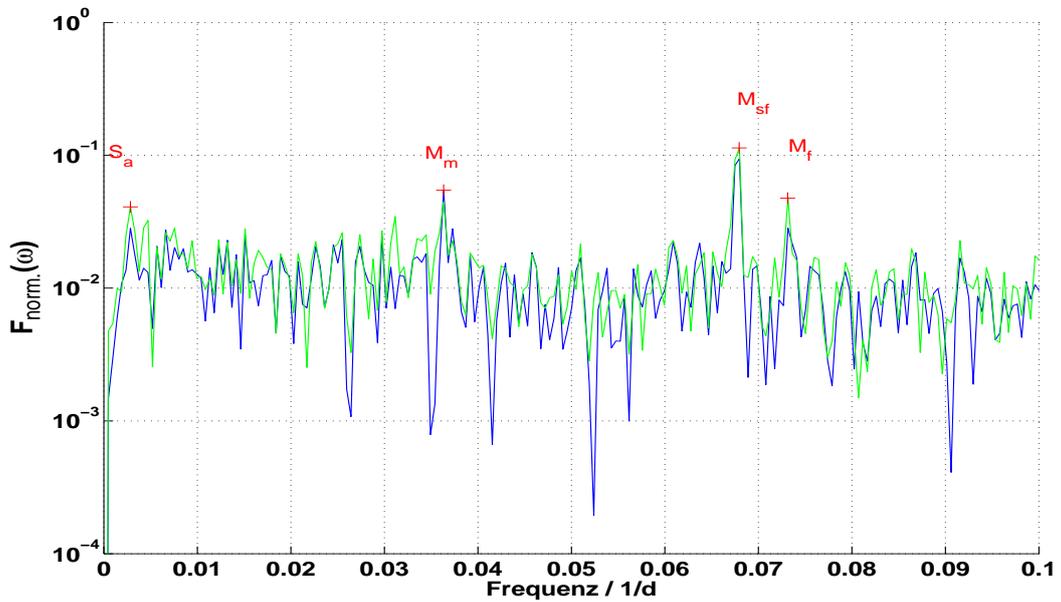


Abbildung 2.13: Ausschnitt der Fourieranalyse der Thw (blau) und Tnw (grün) an der Station bis zu einer Frequenz von  $0.1 d^{-1}$  (240 Stunden).

### Harmonische Analyse

Das Ergebnis der harmonischen Analyse ist in Tab. 2.3 dargestellt. Es ist gut zu erkennen, dass die halbtäglichen Frequenzen (Nummer 11 bis 14) den größten Einfluss auf den Wasserstand hat. Dabei ist die Frequenz 12 am dominantesten. Der Anteil der restlichen Frequenzen ist dagegen kleiner. Besonders der Anteil der täglichen Frequenzen ist sehr gering. Die Phasen der Frequenzen können zwischen  $-90^\circ$  und  $90^\circ$  schwanken und sind auch über diesen Bereich verteilt. Dies führt dazu, dass zum Start der Zeitserie nicht alle Frequenzen ihre maximale Amplitude haben.

Nummer	Bezeichnung	Frequenz / Schwingungen pro Tag	Amplitude / m	Phase / deg
1	$\mathbf{S}_a$	0.0027	0.023	-18.06
2	$\mathbf{S}_{sa}$	0.0055	0.029	32.63
3	$\mathbf{M}_{sm}$	0.0314	0.016	-65.75
4	$\mathbf{M}_m$	0.0363	0.036	50.38
5	$\mathbf{M}_{sf}$	0.0677	0.015	-19.83
6	$\mathbf{M}_f$	0.0732	0.010	18.32
7	$\mathbf{Q}_1$	0.8928	0.011	75.20
8	$\mathbf{O}_1$	0.9288	0.014	-75.57
9	$\mathbf{P}_1$	0.9984	0.003	-80.15
10	$\mathbf{K}_1$	1.0032	0.019	16.35
11	$\mathbf{N}_2$	1.8960	0.196	-28.42
12	$\mathbf{M}_2$	1.9320	0.837	20.67
13	$\mathbf{S}_2$	1.9992	0.067	-47.61
14	$\mathbf{K}_2$	2.0064	0.031	33.27

Tabelle 2.3: Amplitude und Phase der gegebenen Frequenzen für die gesamte Zeitserie.

Ein Vergleich der gemessenen Daten (rot) und eines synthetischen Signals (blau), das nach Gl. 2.4 generiert wurde, ist in Abb.2.14 dargestellt. Dabei wurden bei der Berechnung des synthetischen Signals die Residuen Null gesetzt. Es ist ein deutlicher Unterschied zwischen

den beiden Kurven zu erkennen, wobei das synthetische Signal das schwächere Signal ist. Weiterhin sind bei dem synthetischen Signal keine Abweichungen von den Cosinusschwingungen zu sehen. Dies liegt daran, dass beim synthetischen Signal die Residuen weggelassen wurden und es somit keine zufällige Beeinflussung, wie durch den Wind, gibt.

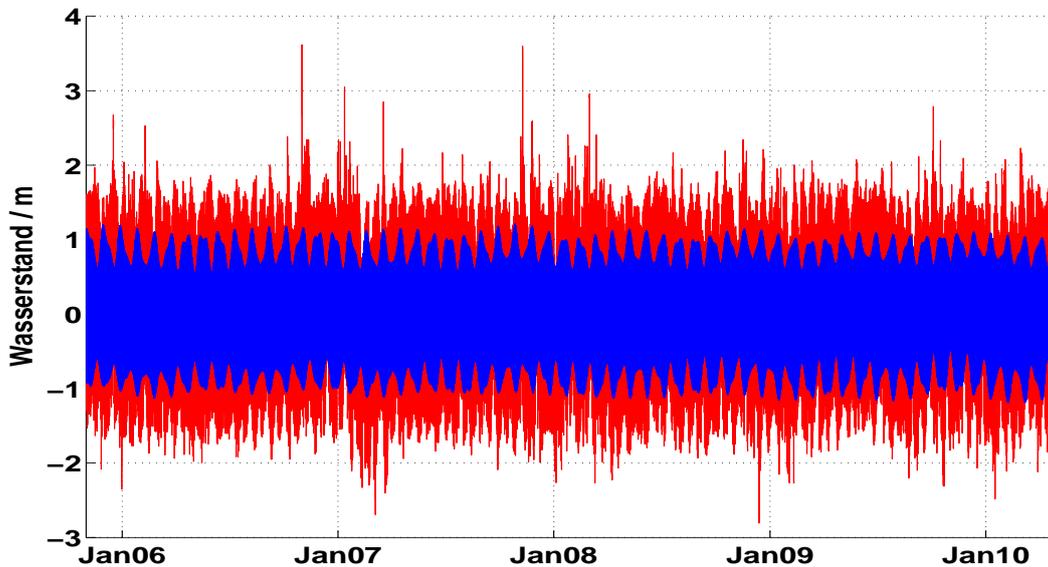


Abbildung 2.14: Vergleich von Messwerten (rot) und synthetischen Signal aus den 14 untersuchten Frequenzen (blau).

Bei der Fourieranalyse wurde bereits erwähnt, dass noch wesentlich mehr Frequenzen einen Einfluss auf die Wasserstandsdaten haben als für die harmonische Analyse verwendet wurden. Dies ist wahrscheinlich auch ein Grund für die großen Unterschiede in Abb. 2.14. Das Matlab Programm *t\_tide* (Pawlowicz et al., 2003) ermöglicht eine ähnliche Analyse mit deutlich mehr Frequenzen. Dabei wählt das Programm aus einer Datenbank eine passende Anzahl von Frequenzen - für diese Zeitreihe sind es 68 Frequenzen - aus und führt mit diesen Frequenzen die Analyse durch. In Tab. 2.4 ist ein Vergleich für die Amplitude zwischen der hier beschriebenen harmonischen Analyse (Spalte 3) und *t\_tide* (Spalte 5) für die 14 Frequenzen aufgeführt. Außerdem wurde die hier beschriebene harmonische Analyse mit den 68 Frequenzen von *t\_tide* durchgeführt und das Ergebnis ist in Spalte 4 dargestellt. Bei den Frequenzen eins bis sechs sind die Werte in den drei Spalten fast gleich groß, Unterschiede kommen nur durch Rundungen zustande. Danach gibt es deutliche Unterschiede zwischen der dritten Spalte, harmonische Analyse mit 14 Frequenzen, und den beiden an-

Nummer	Frequenz / Schwingungen pro Tag	Amplitude / m		
		harmonisch (14)	harmonisch (68)	<i>t_tide</i>
1	0.0027	0.023	0.024	0.021
2	0.0055	0.029	0.029	0.028
3	0.0314	0.016	0.016	0.016
4	0.0363	0.036	0.035	0.035
5	0.0677	0.015	0.015	0.015
6	0.0732	0.010	0.010	0.010
7	0.8928	0.011	0.032	0.027
8	0.9288	0.014	0.110	0.090
9	0.9984	0.003	0.027	0.029
10	1.0032	0.019	0.074	0.067
11	1.8960	0.196	0.199	0.201
12	1.9320	0.837	1.231	1.250
13	1.9992	0.067	0.344	0.335
14	2.0064	0.031	0.120	0.095

Tabelle 2.4: Vergleich der Amplituden zwischen der Berechnung mit der Harmonischen Analyse bei Verwendung von 14 (Spalte 3) bzw. 68 (Spalte 4) Frequenzen und dem Programm *t\_tide* (Spalte 5).

deren Spalten. Aber auch diese beiden Spalten unterscheiden sich. Dies kommt durch die unterschiedlichen Berechnungsverfahren zwischen der harmonischen Analyse und dem Programm *t\_tide* zustande.

Bei einem Vergleich der Frequenzen aus Emery und Thomson (2004) (S. 400) mit denen von *t\_tide* wurde ein Unterschied in der Genauigkeit festgestellt. Dabei werden die Frequenzen bei *t\_tide* jeweils mit 8 Stellen angegeben. Bei Emery und Thomson (2004) trifft dies aber nur auf die ersten 6 Frequenzen zu. Bei den restlichen Frequenzen werden nur fünf Stellen angegeben. Dies führt zu einem signifikanten Unterschied in den Ergebnissen.

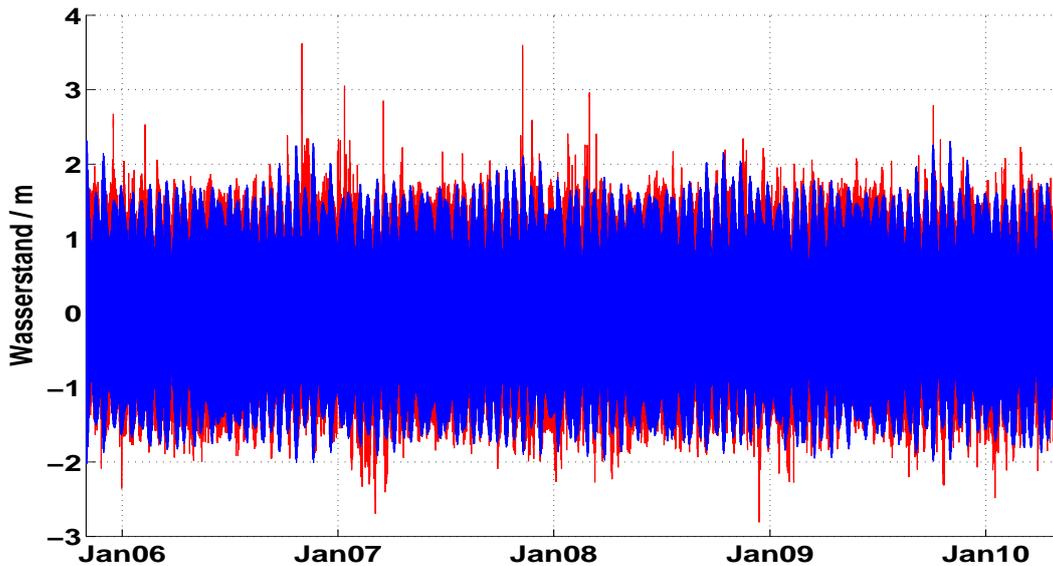


Abbildung 2.15: Vergleich von Messwerten (rot) und synthetischen Signal mit 68 Frequenzen (blau).

In Abb. 2.14 war ein deutlicher Abstand zwischen dem künstlichen Signal und den Messdaten zu erkennen. Abbildung 2.15 zeigt den Vergleich zwischen dem künstlichen Signal, wenn 68 Frequenzen verwendet werden und den Messdaten. Dieses künstliche Signal ist den Wasserstandsdaten deutlich ähnlicher. Die Unterschiede zwischen den künstlichen Signalen kommen hauptsächlich durch die Unterschiede in der Amplitude der  $M_2$  Frequenz. Aber auch durch die Verwendung von mehr und höheren Frequenzen, denn dies führt zu einer besseren Auflösung des Gezeitensignals. Die Unterschiede zu den Messdaten kommen vom Einfluss des Windes auf den Wasserstand.

Da bei der Berechnung des synthetischen Signals die Residuen weggelassen wurden, ist es nun möglich die Differenz zwischen den validierten Daten und dem synthetischen Signal aus Abb. 2.15 zu berechnen. Aus diesem Ergebnis kann der Einfluss des Windes ermittelt werden. Zu diesem Zweck wurde das Ergebnis gegen die Nord-Süd-Komponente (Abb. 2.16 A)) bzw. die Ost-West-Komponente (Abb. 2.16 B)) des Windes aufgetragen. Bei Grafik A) sind bei negativen Windgeschwindigkeiten, dies entspricht einem Wind aus Richtung Norden, die größten Unterschiede zu erkennen. Bei der Ost-West-Komponente des Windes ist zu erkennen, dass bei positiven Werten, Wind aus Westen, auch die Differenz größer ist. Bei negativen Werten, Wind aus Osten, in der Ost-West-Richtung ist die Differenz in

der Regel kleiner. Wenn die beiden Grafiken in Beziehung gesetzt werden, ist zu erkennen, dass die größten Differenzen bei Wind aus Nord-Westen erreicht werden. Es ist aber auch ersichtlich, dass bei jedem Wind sowohl negative als auch positive Differenzen erreicht werden. Dies passiert, weil sich durch den Wind hauptsächlich die Zeiten zwischen  $T_{nw}$  und  $T_{hw}$  im Vergleich zwischen den gemessenen Werten und dem synthetischen Signal ändern. Wenn der Mittelwert und die Standardabweichung der Differenz betrachtet wird, ist zu erkennen, dass die meisten Werte bei  $(0.0 \pm 0.5) m$  liegen.

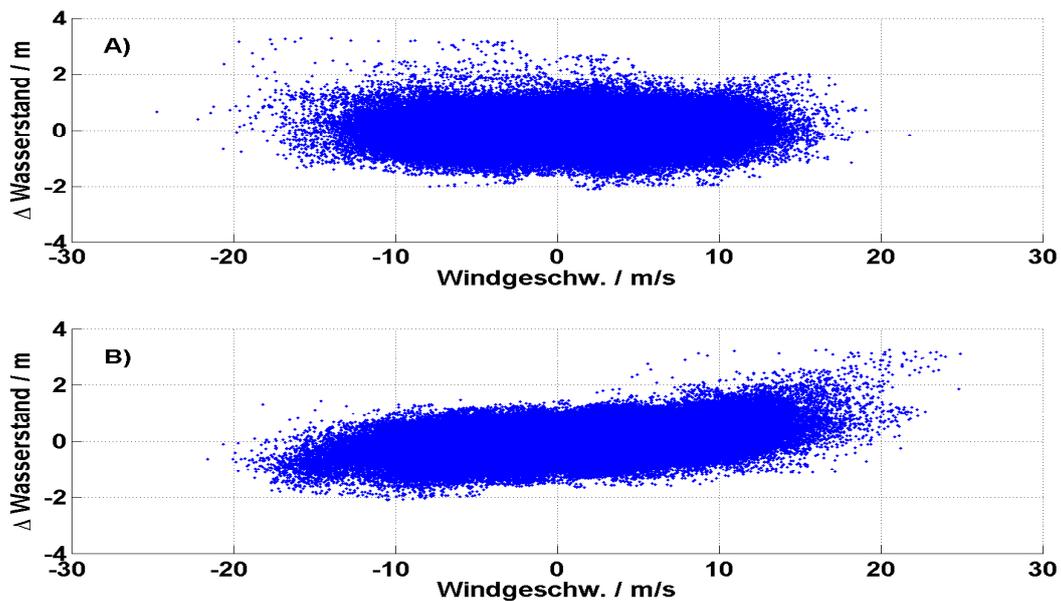


Abbildung 2.16: Differenz zwischen den gemessenen Wasserstand und dem synthetischen Signal in Abhängigkeit vom Wind: A) Wind in Nord-Süd-Richtung; B) Wind in Ost-West-Richtung

In Tab. 2.5 ist ein Vergleich zwischen den halbtägigen und gantztägigen Frequenzen dargestellt. Dabei werden die theoretischen Frequenzen aus Tab. 2.2 mit den gefundenen Frequenzen der Fouriertransformation aus Abb. 2.12 verglichen. Die Unterschiede zwischen den Werten sind meistens größer als die Frequenzauflösung von  $6 \cdot 10^{-4} d^{-1}$ .

Nummer	Frequenz / Schwingungen pro Tag	
	theoretisch	Fourieranalyse
7	0.8928	0.8932
8	0.9288	0.9295
9	0.9984	0.9970
10	1.0032	1.0030
11	1.8960	1.8960
12	1.9320	1.9330
13	1.9992	2.0001
14	2.0064	2.0056

Tabelle 2.5: Theoretische und gemessene Frequenzen.

### 2.2.3. Diskussion

#### Fourieranalyse

Bei der Fourieranalyse wurden alle täglichen und halbtäglichen Frequenzen, die in Tab. 2.5 angegeben sind, gefunden. Dagegen wurden Frequenzen mit längeren Perioden nur bei einer Untersuchung der Thw und Tnw gefunden (Abb. 2.13). Dies lässt sich durch den Alias-Effekt erklären. Bei diesem Effekt werden Frequenzanteile die oberhalb der Nyquist-Frequenz liegen als niedrigere Frequenzen interpretiert. Dabei liegt die Nyquist-Frequenz bei  $f/2$ , also der halben Abtastfrequenz. Bei der gesamten Zeitserie, bei der es alle 10 Minuten einen Messpunkt gibt, liegt die Nyquist-Frequenz bei  $1/20 \text{ min}^{-1}$ . In Abb. 2.11 hat sich gezeigt, dass es oberhalb von  $20 \text{ d}^{-1}$  kaum noch Peaks in den Frequenzen gibt und das Spektrum vom Rauschen dominiert wird. Dadurch hat der Alias-Effekt auf diese Untersuchung kaum einen Einfluss. Anders ist es bei der Frequenzanalyse der Thw bzw. Tnw. Hier hat die Nyquist-Frequenz einen Wert von ca.  $1/24 \text{ std}^{-1}$ . In dem Signal sind oberhalb der Nyquist-Frequenz noch die Anteile der täglichen und halbtäglichen Frequenzen. Diese werden nun auf niedrigere Frequenzen abgebildet und erzeugen so die Peaks bei den vierzehntägigen und monatlichen Frequenzen. Die Abbildungen der Validierung (Abs. 2.1) und die harmonische Analyse zeigen aber, dass diese Frequenzen einen Einfluss auf den Wasserstand haben.

Die Fourieranalyse der Wasserstandsdaten an der Messstation hat weiterhin gezeigt, dass noch Anteile bei Frequenzen von ca.  $30 d^{-1}$  und ca.  $60 d^{-1}$  zu finden sind. Dabei ist die zuerst genannte Frequenz die Fundamentalfrequenz und die letztere eine Oberschwingung. Bei den Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel wurden noch Peaks bei  $46 d^{-1}$  und  $50 d^{-1}$  gefunden. Für diese Frequenzen konnte nicht festgestellt werden, welchen Ursprung sie haben.

In Abs. 2.2.2 wurde festgestellt, dass bestimmte Frequenzen aufgrund von Rauschen nicht gefunden werden. Bei diesem Rauschen handelt es sich aber nicht um weißes Rauschen, da die Kurve im Frequenzbereich über den gesamten Bereich abfällt. Bei weißem Rauschen wäre ein konstanter Verlauf zu erkennen. Da die Kurve abfällt, handelt es sich um ein Rauschen der Form  $1/(a * f)^b$ . Um das Rauschen besser darzustellen, wurde eine doppelt logarithmische Abbildung (Abb. 2.17) erzeugt. In dieser Abbildung ist das unterschiedliche Rauschen anhand der Steigung zu erkennen. Es ist ersichtlich, dass es nicht reicht nur ein Rauschen zu betrachten. Sondern es lassen sich einzelne Abschnitte durch unterschiedliches Rauschen definieren. Der erste Abschnitt bis  $1 d^{-1}$  kann am besten durch ein Rauschen mit einem  $b = 0.5$  charakterisiert werden. Zwischen  $1 d^{-1}$  und  $10 d^{-1}$  ist der Kurvenverlauf sehr unterschiedlich und es gibt sowohl Abschnitte, die mit Exponenten  $b = 1$ ,  $b = 1.5$  als auch  $b = 2$  beschrieben werden können. Nach  $10 d^{-1}$  ist ein Rauschen mit  $b = 0.5$  erneut am charakteristischsten für die Kurve. Dadurch kann das Rauschen insgesamt als 'Pinkes-Rauschen' gekennzeichnet werden, da bei diesem Rauschen das  $b$  zwischen null und zwei liegt.

Die Fourieranalyse hat gezeigt, dass die täglichen und halbtäglichen Frequenzen zu finden sind. Die Frequenzen der Spring-/Nipp-Tide konnten allerdings nur mit Hilfe von Abb. 2.13 gefunden werden. In der Abb. 2.14 ist der Einfluss dieser Frequenzen jedoch deutlich zu erkennen. Die Frequenzen müssen also bei der Fourieranalyse durch Rauschen verdeckt werden, obwohl die Wasserstandsdaten kaum Rauschen zu enthalten scheinen. Es ist also nötig, sich bei weiteren Analysen nicht nur auf die Fourieranalyse zu verlassen, sondern auch andere Verfahren zur Analyse von Frequenzen zu benutzen.

### **Harmonische Analyse**

Wie schon bei der Fourieranalyse zu erkennen war, zeigt sich auch in Tab. 2.4, dass der Wasserstand wesentlich durch die halbtägige Mondtide  $M_2$  (Nummer 12) bestimmt wird. Auch

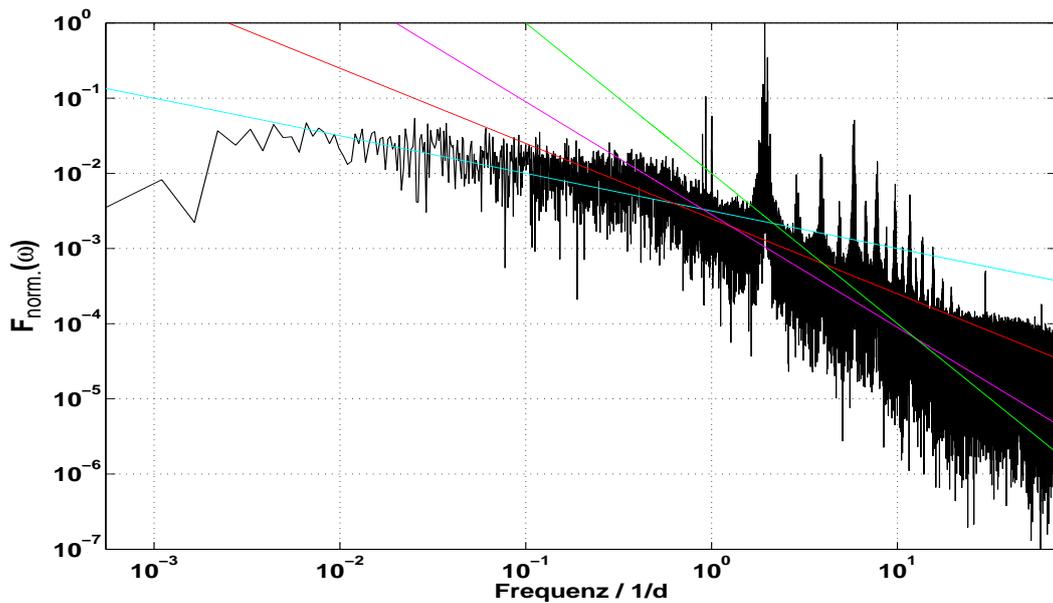


Abbildung 2.17: Fouriertransformation der Wasserstandsdaten der Station und Kurven der Form  $1/(a * f)^b$  (cyan:  $b = 0.5$ , rot:  $b = 1$ , magenta:  $b = 1.5$ , grün:  $b = 2$ )

die anderen halbtäglichen Perioden haben noch einen großen Einfluss auf den Wasserstand. Die Amplituden der täglichen und längeren Perioden sind geringer als die Amplituden der halbtägigen Frequenzen. Trotzdem haben diese Frequenzen noch einen deutlichen Einfluss auf den Wasserstand, wie z.B. in Abb. 2.15 zu erkennen ist. Dies liegt aber an den unterschiedlichen Frequenzen und damit an zugehörigen Perioden. Dadurch addieren sich zu bestimmten Zeiten die Amplituden der einzelnen Frequenzen und zu anderen Zeitpunkten werden sie voneinander abgezogen. Die Amplituden, die bei der harmonischen Analyse gefundenen wurden, sind in ihrer Wertigkeit auch in Abb. 2.12 und 2.13 zu erkennen. Bei der harmonischen Analyse ist es einfacher, bei bekannten Frequenzen die zugehörigen Amplituden zu bestimmen, da in diesem Fall keine Frequenzen aufgrund von Rauschen übersehen werden können.

Die Unterschiede zwischen den synthetischen Signalen in Abb. 2.14 und Abb. 2.15 können sowohl von der unterschiedlichen Anzahl der Frequenzen, als auch von der Genauigkeit der verwendeten Frequenzen kommen. Für die zu geringe Anzahl von Frequenzen sprechen die Ergebnisse von Abb. 2.11, in der noch Peaks bei Frequenzen zu erkennen sind, die höher sind als die  $M_2$  Frequenz, als auch die Ergebnisse in Stanev et al. (2003) und

Stanev et al. (2007b). Allerdings ist die Amplitude der  $M_4$  Frequenz mit  $0.019\text{ m}$  nicht sehr groß. In Abb. 2.18 wurde das synthetische Signal mit den 14 verschiedenen Frequenzen aus Tab. 2.2 dargestellt. Dabei wurden die Werte für die Frequenzen von dem Programm  $t\_tide$  genommen. Es ist auffällig, dass die synthetischen Signale von Abb. 2.18 und Abb. 2.15 sehr ähnlich sind. Die Unterschiede kommen nur von der größeren Anzahl an Frequenzen in Abb. 2.15. Dies bedeutet, dass es sehr wichtig ist, möglichst genaue Angaben für die Frequenzen zu haben, bevor eine harmonische Analyse durchgeführt wird.

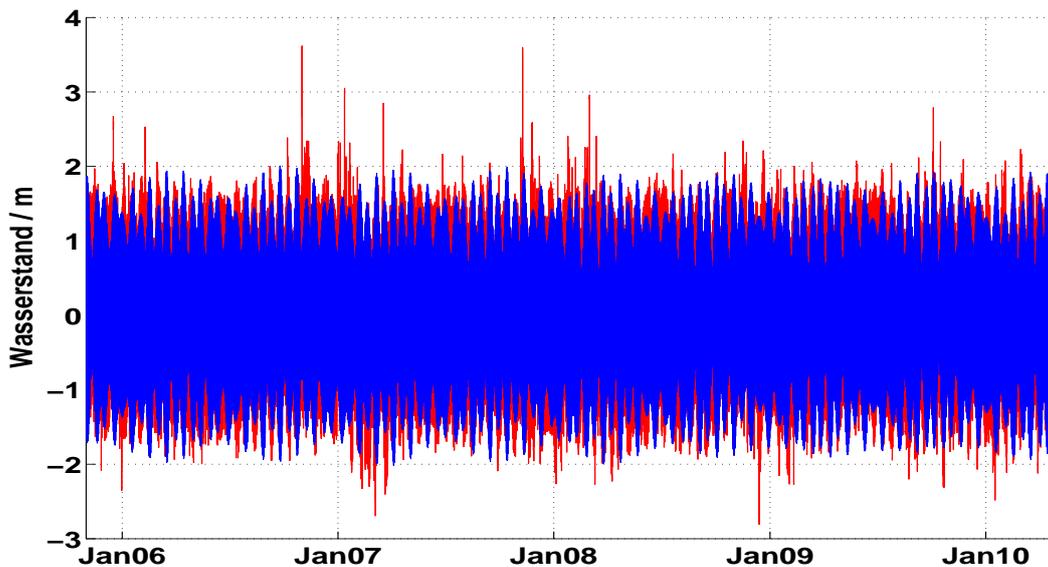


Abbildung 2.18: Vergleich von Messwerten (rot) und synthetischen Signal aus 14 untersuchten Frequenzen (blau).

Weiterhin wurde der Einfluss des Windes bei einem Vergleich zwischen dem gemessenen und dem synthetischen Signal aus Abb. 2.15 betrachtet. Dabei hat sich gezeigt, dass der Wind einen Einfluss auf den Wasserstand hat. Dieser Einfluss ist aber nicht konstant, da der Wind sowohl positive als auch negative Auswirkungen auf den Wasserstand hat. Dies ist besonders bei der Nord-Süd-Komponente der Windgeschwindigkeit zu sehen. Bei der Ost-West-Komponente sorgt der Wind aus Westen eher für Wasserstandserhöhungen. Beim Wind aus Westen ist dies eher umgekehrt. Dies wird auch durch BSH (2007) bestätigt. Hier wird geschrieben, dass Ostfriesland hauptsächlich bei Stürmen aus Nord/Nord-West gefährdet ist. Dadurch erzeugen auch normale Winde aus diesen Richtungen die meisten Änderungen.

Die harmonische Analyse ist eine gute Möglichkeit die Amplitude und die Phase der einzelnen Frequenzen zu bestimmen. Es ist aber nötig alle Frequenzen, die für die Daten in Frage kommen, zu kennen, da ansonsten eine genaue Untersuchung nicht möglich ist. Ferner kann durch das Weglassen der Residuen in einem künstlichen Signal der Einfluss des Windes auf den Wasserstand analysiert werden. Durch das Einbeziehen dieser Ergebnisse in bestehende Modelle können bessere Vorhersagen für die Wasserstände in der Region gemacht werden.

## 2.3. Sturmflutanalyse

### 2.3.1. Methoden

Für eine Analyse der Sturmfluten ist es wichtig, die Tidenhochwasser zu kennen. Hieraus kann das mittlere Tidenhochwasser berechnet werden. Anschließend wird die Differenz zwischen dem Mittelwert und dem Thw betrachtet. Das BSH hat für die Sturmflutcharakterisierung folgende Werte ausgegeben (BSH, 2007).

- leichte Sturmflut: 1,5m bis 2,5m über MThw
- schwere Sturmflut: 2,5m bis 3,5m über MThw
- sehr schwere Sturmflut: ab 3,5m über MThw

Diese Angaben gelten nur für Wasserstandsmessungen an Küsten. Dort kann sich das Wasser bei entsprechendem Wind aufstauen und so zu höheren Wasserständen führen. Für die Messstation und die Ostfriesischen Inseln gelten diese Werte nicht, da sich dort das Wasser nicht so aufstauen kann. Deshalb wird diese Untersuchung sowohl für die Daten der Messstation als auch für die Daten aus Neuharlingersiel erstellt und die Ergebnisse miteinander verglichen.

### 2.3.2. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Sturmflutanalyse werden in Abb. 2.19 dargestellt. Die obere Grafik zeigt das Ergebnis für die Messstation Spiekeroog und die untere Grafik das Ergebnis für Neuharlingersiel. An der Messstation wurden nach den Vorgaben fünf Sturmfluten (Nummer 2 bis 6) gefunden. Diese entsprechen alle einer leichten Sturmflut. Für Neuharlingersiel wurden sieben Sturmfluten gefunden, davon ist eine als schwere Sturmflut (Nummer 5) und eine als sehr schwere Sturmflut (Nummer 2) eingestuft. Bei zwei der Sturmfluten (Nummer 1 und 7), die in Neuharlingersiel gefunden wurden, ist der Wasserstand an der Station nur bis knapp unterhalb der Marke für eine leichte Sturmflut gestiegen. Auch bei allen anderen Sturmfluten ist der Wasserstand an der Station niedriger als in Neuharlingersiel. Die Wasserstände über dem MThw der einzelnen Sturmfluten sind in Tab. 2.6 angegeben. Der Wert für das MThw liegt an der Station bei 1.34 *m* und in Neuharlingersiel bei 1.35 *m*. In der Tabelle ist auch noch der Sturm 'Kyrill' erfasst. An den Werten ist zu erkennen,

dass bei diesem Sturm die Wasserstände sowohl in Neuharlingersiel als auch an der Station deutlich niedriger geblieben sind.

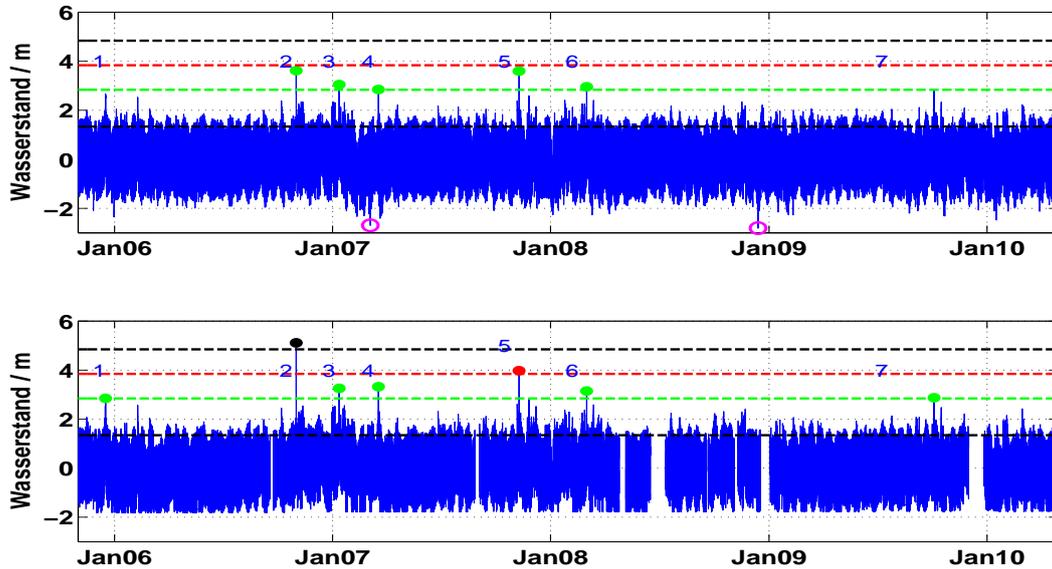


Abbildung 2.19: Analyse der Sturmfluten an der Messstation Spiekeroog (oben) und in Neuharlingersiel (unten). Die gestrichelten Linien markieren das Minimum für die Schwere der Sturmflut. Die Punkte symbolisieren die Schwere der Sturmflut entsprechend ihrer Farbe. Dabei steht grün für eine leichte, rot für eine schwere und schwarz für eine sehr schwere Sturmflut. Die schwarz gepunktete Linie zeigt das MThw an. Die magentafarbenen Kreise markieren zwei Zeitpunkte mit sehr niedrigem Wasserstand.

In der Abb. 2.19 sind zwei magentafarbene Kreise zu erkennen. Diese markieren zwei Zeitpunkte, an denen der Wasserstand deutlich unter dem mittlere Tidenniedrigwasser von  $-1.34\text{ m}$  liegt. Die Zeitpunkte sind bei den Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel nicht zu erkennen, da dort Werte unter ca.  $2.0\text{ m}$  abgeschnitten werden. Der erste Zeitpunkt ist am 05.03.2007. Hier ist der Wasserstand bei  $-2.69\text{ m}$ . Der Wind kommt zu diesem Zeitpunkt aus Südosten mit  $9.04\text{ m/s}$ . Der zweite Zeitpunkt ist am 13.12.2008. In diesem Fall ist der Wasserstand bei  $-2.81\text{ m}$  und der Wind kommt aus Osten mit  $9.61\text{ m/s}$ .

Nummer	Datum	Name	Wasserstand über MThw / m		Hauptwindrichtung
			Neuharlingersiel	Station	
1	16.12.2005	Dorian	1.50	1.34	Nordwest
2	01.11.2006	Britta	3.77	2.28	Nord
3	12.01.2007	Franz	1.91	1.72	West
	18.01.2007	Kyrill	1.09	0.60	Südwest
4	18.03.2007	Orkun	1.97	1.51	West
5	09.11.2007	Tilo	2.63	2.26	Nordwest
6	01.03.2008	Emma	1.80	1.62	West
7	04.10.2009	Sören	1.53	1.45	West

Tabelle 2.6: Wasserstände zu Sturmfluten in Neuharlingersiel und Vergleichswerte der Messstation Spiekeroog.

### 2.3.3. Diskussion

In Abschnitt 2.3.2 wurde erwähnt, dass die Wasserstände bei Sturmfluten an der Station niedriger sind als in Neuharlingersiel und damit auch die Einstufung der Sturmflut. Dies hängt mit der Position der Messung zusammen. Die Messstation steht westlich der Insel Spiekeroog in der Fahrrinne zwischen Spiekeroog und Langeoog. Die Wassertiefe ist also relativ groß (min. 9 m). In Neuharlingersiel wird im Hafenbecken, in der Nähe des Sieles gemessen. An dieser Position ist die Wassertiefe gering, da der Hafen bei Ebbe auch teilweise trocken fällt. Bei Wind aus westlicher bis nördlicher Richtung, wie bei den Sturmfluten vorhanden (Tab. 2.6), wird das Wasser in den Hafen von Neuharlingersiel gedrückt. Dies passiert zwar auch im Seegatt zwischen Langeoog und Spiekeroog, dort kann das Wasser aber weiter in das Rückseitenwatt fließen. In Neuharlingersiel dagegen staut sich das Wasser im Hafen und es kommt dadurch zu wesentlich höheren Wasserständen. Bei dem Orkantief 'Kyrill' kam der Wind hauptsächlich aus südwestlichen Richtungen und nur kurzzeitig aus Nordwest. Dies hat dazu geführt, dass sich das Wasser nicht so stark aufstauen konnte. Leider wird aus BSH (2007) nicht klar wie die Schwellwerte für die Sturmfluten berechnet wurden. Daher können die Schwellwerte für die Messstation nicht auf die gleiche Weise

berechnet werden. Es ist aber möglich für die Werte des BSH die Quantile zu berechnen. Dabei liegen 99.78 % aller Werte unterhalb von 1.5 m, 99.94 % unterhalb von 2.5 m und 99.97 % unterhalb von 3.5 m. Mit Hilfe der Prozentwerte können nun auch Schwellwerte für die Messstation berechnet werden. Diese liegen bei 1.30 m, 2.04 m und 2.27 m. Besonders der Bereich der schweren Sturmfluten, 2.04 m bis 2.27 m ist sehr gering. Dies ist auf die geringe Anzahl an schweren und sehr schweren Sturmfluten zurückzuführen. Auch liegen die Werte beim Sturm 'Britta' (sehr schwere Sturmflut) und Sturm 'Tilo' (schwere Sturmflut) an der Station sehr nah beieinander. Mit Hilfe einer längeren Messreihe und mehr Sturmfluten wäre es wahrscheinlich möglich, genauere Grenzen zu identifizieren, um die Sturmfluten besser zu charakterisieren.

Bei den beiden Zeitpunkten mit dem sehr niedrigen Wasserstand kommt der Wind zwar aus östlichen Richtungen, ist aber nicht sehr stark. Dies lässt darauf schließen, dass der Wind nicht der Grund für die niedrigen Wasserstände ist. Aber auch ein Vergleich mit Abb. 2.15 zeigt, dass diese beiden Zeitpunkte nicht durch die harmonische analyse aufgelöst werden. Die beiden Zeitpunkte sind auch schon in Abb. 2.1 bzw. in den Abb. B.5 und B.6 im Anhang zu sehen. Das bedeutet, dass die Validierung nicht der Ursprung für diese niedrigen Daten ist. Aus diesen Gründen lässt sich leider nicht erklären, wie die Wasserstände zustande kommen.

## 2.4. Fazit

Die Validierung der Wasserstandsdaten hat gezeigt, dass die verwendeten Methoden Ergebnisse liefern, mit denen die weiteren Analysen durchgeführt werden können. Die validierten Daten können aber nicht für eine Analyse des Anstiegs des Meeresspiegels verwendet werden. Der Hauptzweck der Wasserstandmessungen ist es nicht, einen Referenzpegel für andere Wasserstandsmessungen zu liefern, sondern vergleichende Daten für die anderen an der Messstation gemessenen Daten zu haben. Da die an der Messstation gewonnenen Daten Fehler enthalten, sollte überlegt werden, ob nicht zusätzlich noch ein anderes Verfahren zur Wasserstandsmessung verwendet werden sollte. Dies könnte ein Schwimmerpegel oder ein Radarpegel sein (Malcherek, 2010). Bei einem Schwimmerpegel befindet sich ein Schwimmer in einem Schacht, in dem sich der Wasserstand abhängig von den Gezeiten ändert. Der Wasserstand wird dabei vom Schwimmer mechanisch übertragen, bevor das Signal digitalisiert wird. Bei dem Radarpegel wird der Wasserstand mittels Radarstrahlen gemessen. Diese Radarstrahlen treffen von oben auf die Wasseroberfläche, werden dort reflektiert und vom Radargerät registriert. Über die Laufzeit des Signals kann der Abstand der Wasseroberfläche vom Radargerät bestimmt werden und über die Höhe des Radargerätes über dem Meeresgrund die Wasserhöhe. Bei dem Schwimmerpegel können sich durch den teilweise mechanischen Aufbau Probleme ergeben, da dieser durch Eis, Bewuchs oder verkanteten feststecken bleiben kann. Bei dem Radarpegel gibt es diese Probleme nicht. Bei diesen beiden Verfahren könnten sich aber Probleme bei Sturmfluten ergeben, wenn die dafür benötigten Messstrecken falsch eingeschätzt werden, z.B. wenn die Sturmflut höher als der Radarpegel ist. Dieses Problem ergibt sich bei einem Drucksensor im Wasser nicht. Aufgrund der einfacheren Installation eines Radarpegels ist dieser jedoch besser für die Messstation geeignet. Bei der Validierung der Wasserstandsdaten wurden Unterschiede zwischen dem Gezeitenkalender des BSH und den Ergebnissen der Kreuzkorrelation gefunden. Diese Unterschiede haben Auswirkungen auf die Zeitpunkte der Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser. Um diese Unterschiede genauer untersuchen zu können, müssen allerdings Vergleiche zwischen den Wasserständen bei Norderney und der Messstation bzw. Neuharlingersiel durchgeführt werden.

Durch die Validierung der Wasserstandsdaten lieferten auch die Frequenzanalysen gute Ergebnisse. Bei der Fourieranalyse wurden im Bereich der täglichen und halbtäglichen Pe-

rioden alle wichtigen Frequenzen gefunden. Die Frequenzen der Spring-/Nipp-Tide wurden aufgrund von Rauschen nicht gefunden. Eine Analyse des Rauschens hat ergeben, dass sich dieses in mehrere Abschnitte einteilen lässt. Dabei hat das Rauschen in jedem Abschnitt eine andere Form, es kann aber insgesamt als 'Pinkes-Rauschen' beschrieben werden. Bei einer Fourieranalyse der Tidenniedrigwasser bzw. Tidenhochwasser sind die Frequenzen der Spring-/Nipp-Tide zu erkennen. Dies ist auf den Alias-Effekt zurückzuführen. Für die Frequenzen  $30 \text{ 1/d}$  und  $60 \text{ 1/d}$  bei der Messstation bzw.  $46 \text{ 1/d}$  und  $50 \text{ 1/d}$  konnte keine Erklärung gefunden werden. Die harmonische Analyse hat dafür auch bei den Frequenzen der Spring-/Nipp-Tide ein Ergebnis geliefert und bestätigt, dass die  $M_2$  Gezeit den größten Einfluss auf die Wasserstandsänderungen hat. Die Werte für die Frequenzen müssen möglichst genau sein, da ansonsten falsche Ergebnisse berechnet werden und es zu Problemen wie in Abb. 2.14 kommen kann. Durch einen Vergleich zwischen einem synthetischem Wasserstandssignal und den gemessenen Wasserstandsdaten lässt sich der Einfluss des Windes betrachten. Dabei sorgt der Wind aus Nordwesten für die größten Wasserstandserhöhungen. Falls der Wind aus Süden oder Osten kommt, ist der Wasserstand niedriger.

Bei den Sturmfluten gibt es Unterschiede im Wasserstand zwischen der Messstation und Neuharlingersiel. Aus diesem Grund kann die Einteilung des BSH für Sturmfluten nicht für die Station übernommen werden. Mit Hilfe der Ergebnisse aus Neuharlingersiel konnten aber Schwellwerte für die Sturmfluten an der Messstation berechnet werden. Dabei ist aber zu beachten, dass die Ergebnisse aufgrund der geringen Anzahl an schweren und sehr schweren Sturmfluten nicht sehr genau sind.

---

### 3. Wärmefluss

In diesem Abschnitt wird der Wärmeaustausch zwischen Meer und Atmosphäre untersucht, um einen Einblick in den Wärmehaushalt des Wattenmeeres zu bekommen. Dabei kann die Berechnung nach verschiedenen Quellen erfolgen. In diesem Fall werden entweder Formeln aus Rosati und Miyakoda (1988), mit Anpassungen aus Staneva et al. (1995) und Roussenov et al. (1995) verwendet oder der Wärmeaustausch mit der Air\_Sea Toolbox (Beardsley et al., 1999) berechnet. Pawlowicz et al. (2001) liefert eine kurze Beschreibung für diese. Die Methoden der beiden Programme werden im Verlauf dieses Abschnitts beschrieben, die Unterschiede herausgestellt und die Wahl getroffen, welche Formeln für die weiteren Analysen verwendet werden. Anschließend werden die Wärmeflüsse für den gesamten Zeitraum von viereinhalb Jahren verglichen, um einen Einblick über die verschiedenen Einflüsse zu bekommen. Danach wird der Einfluss der Gezeiten genauer betrachtet. Zu diesem Zweck werden sowohl vier kurze Abschnitte mit jeweils drei Gezeitenzyklen betrachtet, als auch die Wärmeflüsse beim Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser. Als Abschluss wird der Wärmefluss während der Sturmfluten im untersuchten Zeitraum betrachtet.

#### 3.1. Berechnungsmethoden

Der Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre (Abb. 3.1) besteht aus vier Hauptkomponenten:

- sensibler Wärmefluss ( $Q_s$ ), Wärmeleitung zwischen Meer und Atmosphäre in  $W/m^2$
- latenter Wärmefluss ( $Q_l$ ), Wärmefluss durch Phasenübergang in  $W/m^2$
- kurzwelliger Wärmefluss ( $Q_{sw}$ ), Wärmestrahlung der Sonne in  $W/m^2$
- langwelliger Wärmefluss ( $Q_{lw}$ ), Wärmestrahlung des Meeres in  $W/m^2$

Besonders wichtig ist noch die Advektion. Diese beschreibt den Wärmetransport innerhalb eines Mediums. Für die Berechnung der Wärmeflüsse werden die folgenden gemessenen Größen

- Lufttemperatur  $T_{air}$  (K)
- Wassertemperatur  $T_{sea}$  (K)

- Luftfeuchtigkeit  $r_h$
- Windgeschwindigkeit  $v$  ( $m/s$ )

benötigt.

### 3.1.1. Beschreibung der Methoden

#### Summe der Wärmeflüsse

Aus den einzelnen Komponenten,  $Q_{sw}$ ,  $Q_{bw}$ ,  $Q_s$  und  $Q_l$ , lässt sich der gesamte Wärmefluss an der Station berechnen.

$$Q = Q_s + Q_l + Q_{sw} + Q_{lw} \quad (3.1)$$

Dabei sind die eingehenden Wärmeflüsse jeweils positiv und die ausgehenden negativ.

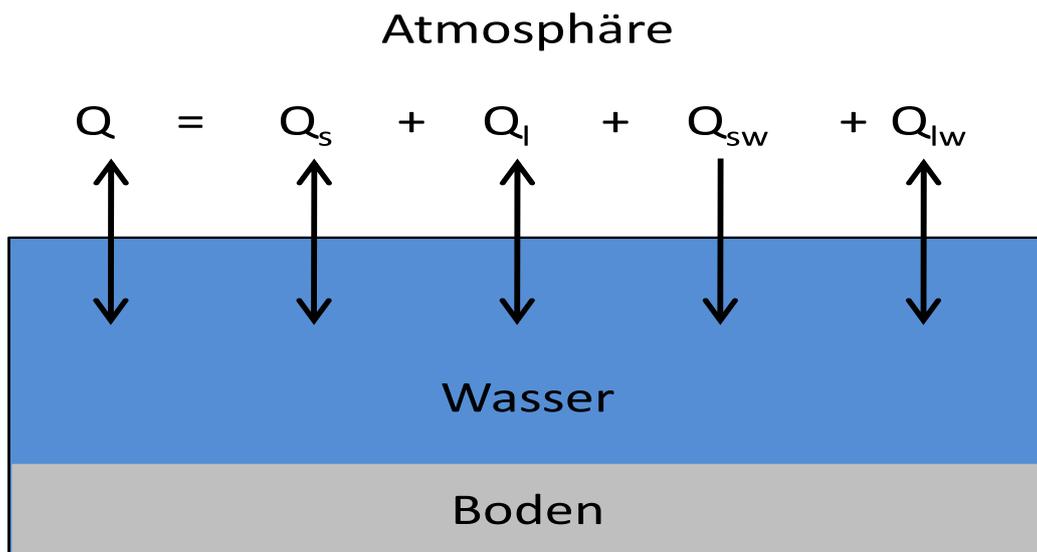


Abbildung 3.1: Wärmefluss der einzelnen Komponenten zwischen Meer und Atmosphäre, mit den möglichen Richtungen der Wärmeflüsse

#### Sensibler Wärmefluss

Der sensible Wärmefluss basiert auf der Temperaturdifferenz zwischen zwei Körpern. Solange also beide Körper eine unterschiedliche Temperatur haben, gibt der wärmere der beiden Körper Energie und damit Wärme an den kälteren ab.

In Rosati und Miyakoda (1988) berechnet sich der Transport nach

$$Q_s = -\rho_a c_p c_h |v| (T_{sea} - T_{air}). \quad (3.2)$$

$\rho_a$  ( $kg/m^3$ ) ist die Dichte der Luft,  $c_p$  ( $J/(kg * K)$ ) ist die Wärmekapazität der Luft und  $c_h$  ein Koeffizient für den turbulenten Austausch von Wärme zwischen Wasser und Luft. Dieser Koeffizient wird durch eine empirische Formel von Hellerman und Rosenstein (1983) berechnet:

$$c_h = a_1 + a_2 |v| + a_3 (T_{sea} - T_{air}) + a_4 |v|^2 + a_5 (T_{sea} - T_{air})^2 + a_6 |v| (T_{sea} - T_{air}) \quad (3.3)$$

Die Koeffizienten  $a_1$  bis  $a_6$  sind durch  $0.934 \cdot 10^{-3}$ ,  $0.788 \cdot 10^{-4}$ ,  $0.868 \cdot 10^{-4}$ ,  $-0.616 \cdot 10^{-6}$ ,  $-0.120 \cdot 10^{-5}$ ,  $-0.214 \cdot 10^{-5}$  gegeben.  $(T_{sea} - T_{air})$  ( $K$ ) ist die Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Luft. Falls  $(T_{sea} - T_{air})$  größer als Null ist, die Wassertemperatur also größer als die Lufttemperatur ist, wird  $c_h$  zusätzlich noch mit 2 multipliziert, um den Einfluss der Instabilität dieses Zustandes besser zu beschreiben.

Bei Beardsley et al. (1999) berechnet die Funktion 'HFBULKTC' den sensiblen Wärmefluss mit der Formel

$$Q_s = \rho_a c_p U^* T^* \quad (3.4)$$

nach Fairall et al. (1996).  $U^*$  ( $m/s$ ) ist ein Skalierungsparameter für die Reibung der Windgeschwindigkeit. Dieser berechnet sich aus

$$U^* = c_d S. \quad (3.5)$$

Hierbei ist  $c_d$  ein Widerstandkoeffizient, nach Smith (1988) und  $S$  ( $m/s$ ) die Windgeschwindigkeit  $v$ , zu der ein Unsicherheitsfaktor hinzugefügt wurde.  $T^*$  ( $K$ ) ist eine Temperaturskala und ist durch

$$T^* = c_t D_t \quad (3.6)$$

gegeben. Dabei ist  $D_t$  ( $K$ ) die adiabatische Temperaturdifferenz zwischen Wasser- und Lufttemperatur und  $c_t$  der Temperaturtransferkoeffizient, die Stanton Nummer.

Die Unterschiede zwischen den beiden Formeln liegen zum Einen in der Verwendung der Temperatur und Windgeschwindigkeit und zum Anderen in den verwendeten Koeffizienten.

**Latenter Wärmefluss**

Der latente Wärmefluss beschreibt den Austausch von Energie mittels einer Zustandsänderung. Eine Zustandsänderung erfolgt, wenn z.B. Wasser verdampft oder kondensiert. Dabei wird während einer Zustandsänderung Energie von einem Medium in das andere überführt. Rosati und Miyakoda (1988) berechnet den latenten Wärmefluss über

$$Q_l = -\rho_a c_e |v| [esat_{T_{sea}} - 0.01 r_h esat_{T_{air}}] (0.622/p_a) heat_{lat} . \quad (3.7)$$

Dabei ist  $heat_{lat}$  ( $J/kg$ ) die latente Verdampfungswärme nach Gill (1982) S. 607.

$$heat_{lat} = 2.5008 \cdot 10^6 - 2.3 \cdot 10^3 T_{sea} \quad (3.8)$$

Bei  $c_e$  handelt es sich um einen Koeffizienten für den turbulenten Austausch, der analog zu  $c_h$  berechnet wird. Bei  $esat_{T_{sea}}$  ( $bar$ ) handelt es sich um den Sättigungsdampfdruck an der Meeresoberfläche und bei  $esat_{T_{air}}$  ( $bar$ ) um den Sättigungsdampfdruck der Lufttemperatur, der nach Lowe (1977) berechnet wird.  $p_a$  ( $bar$ ) ist der Luftdruck.

Bei Beardsley et al. (1999) wird der latente Wärmefluss mit der Funktion 'HFBULKTC' nach Fairall et al. (1996) berechnet. Dadurch ergibt sich als Formel

$$Q_l = \rho_a heat_{lat} U^* Q^* \quad (3.9)$$

$Q^*$  ist eine Feuchtigkeitskala und wird durch

$$Q^* = c_q D_q \quad (3.10)$$

berechnet. Dabei ist  $c_q$  der Feuchtigkeitsübertrag, die Dalton Zahl, und  $D_q$  die Feuchtigkeitsdifferenz zwischen der spezifischen Feuchtigkeits der Luft und der gesättigten spezifischen Feuchtigkeits der Luft.

In diesem Fall liegen die Unterschiede zwischen den beiden Formeln in der Verwendung der Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit, sowie in den verwendeten Koeffizienten.

**Kurzweiliger Wärmefluss**

Der kurzweilige Wärmefluss  $Q_{sw}$  basiert auf der Einstrahlung der Sonne. Damit ist der Wärmefluss von der Sonnenposition und der Wolkenbedeckung abhängig. Der minimale Wert wird nachts erreicht, wenn die Sonne nicht scheint, oder bei sehr starker Wolkenbedeckung. Tagsüber, ohne Wolkenbedeckung, steigt der Wert mit zunehmendem Sonnenstand über dem Horizont an und erreicht, wenn die Sonne im Zenit ist, den maximalen

Wert. Falls es eine teilweise Wolkenbedeckung gibt, ist der Wärmefluss reduziert. An der Messstation wird der kurzwellige Wärmefluss mit Hilfe von einem Radiometer gemessen. Dieses ist so ausgerichtet, dass es die gesamte einfallende Strahlung zwischen 310 nm und 1100 nm erfassen kann. Dadurch muss dieser Wert nicht extra berechnet werden.

### Langwelliger Wärmefluss

Bei der langwelligen Wärmestrahlung gibt ein Körper, in diesem Fall das Meer, Energie in einem bestimmten Wellenlängenbereich ab. Dieser Wellenlängenbereich ist abhängig von der Temperatur des Körpers. Der Wärmefluss basiert auf dem Stefan-Boltzmann-Gesetz, bei dem die Strahlungsleistung  $P$  ( $W$ )

$$P = \epsilon \sigma A T^4 . \quad (3.11)$$

Dabei ist  $\epsilon$  der Emissionsgrad und  $T$  ( $K$ ) die Temperatur des Körpers.  $\sigma$  ( $W/(m^2 * K^4)$ ) ist die Stefan-Boltzmann Konstante und  $A$  ( $m^2$ ) die Fläche, für die der Transport betrachtet wird.

Die hier verwendeten Formeln basieren auf dem Stefan-Boltzmann-Gesetz, wurden aber abgewandelt, um das Meer besser zu beschreiben.

Rosati und Miyakoda (1988) berechnet den langwelligen Wärmefluss nach

$$Q_{lw} = -\epsilon\sigma (T_{sea}^4) (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a}) (1 - c 0.8) + 4\epsilon\sigma (T_{sea}^3) (T_{sea} - T_{air}), \quad (3.12)$$

wobei  $e_a$  ( $bar$ ), der Dampfdruck, durch

$$e_a = 0.01 r_h esat_{T_{air}} \quad (3.13)$$

gegeben ist. Hierbei ist  $\epsilon$  der Emissionsgrad des Ozeans,  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann Konstante.  $c$  beschreibt die Wolkenbedeckung und wird mit der Funktion 'REEDCF' aus der Air\_Sea Toolbox nach Reed (1977) berechnet. Dabei wird der Unterschied zwischen der gemessenen kurzwelligen Strahlung und der theoretischen Sonnenstrahlung betrachtet. Die theoretische Sonnenstrahlung wird über den Tag im Jahr und der Position der Messstelle berechnet. Der Unterschied zwischen den beiden Werten kommt dann durch die Wolkenbedeckung  $c$  zustande.

Die Funktion 'BLWHF' berechnet die langwellige Rückstrahlung bei der Air\_Sea Toolbox. In dieser Funktion stehen mehrere Berechnungsmethoden zur Auswahl, von denen die

Methode nach 'berliand' als beste angesehen wird (siehe Fung et al. (1984)). Bei dieser Methode wird der langwellige Wärmefluss durch

$$Q_{lw} = -\epsilon\sigma T_{air}^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a}) (1 - c 0.72) - 4\epsilon\sigma T_{air}^3 (T_{sea} - T_{air}) . \quad (3.14)$$

berechnet. In diesem Fall wird der Dampfdruck  $e_a$  nach Gill (1982)

$$e_a = 0.01 r_h \left( \frac{\frac{eps_{air} esat_{T_{air}}}{P_{def} - esat_{T_{air}}} P_{def}}{eps_{air} + 0.01 r_h \frac{eps_{air} esat_{T_{air}}}{P_{def} - esat_{T_{air}}}} \right) . \quad (3.15)$$

berechnet. Dabei ist  $eps_{air}$  das molekulare Gewichtsverhältnis zwischen dem Wasser und der Luft,  $P_{def}$  ein Luftdruck von 1020 *mbar* und  $esat_{T_{air}}$  der Sättigungsdampfdruck der Lufttemperatur nach Gill (1982).

Die Unterschiede zwischen den beiden Formeln liegen in der verwendeten Temperatur, Formel 3.12  $T_{sea}$  gegenüber Formel 3.14  $T_{air}$ , der Berechnung des Dampfdruckes  $e_a$  und dem Einfluss der Wolkenbedeckung  $c$ .

### 3.1.2. Vergleich der Methoden

In Abschnitt 3.1 wurden für den sensiblen, latenten und langwelligen Wärmefluss zwei verschiedenen Berechnungsmethoden angegeben. In diesem Abschnitt werden diese zwei Methoden jeweils miteinander verglichen, um die Unterschiede am Beispiel des hydrographischen Jahres 2008 herauszustellen. Im Anschluss wird jeweils eine Berechnungsmethode ausgewählt, die für die Analysen in Abschnitt 3.2 verwendet wird.

#### Sensibler Wärmefluss

In Abb. 3.2 ist zu erkennen, dass die sensiblen Wärmeflüsse, die mit Formel 3.4 (rote Kurve) berechnet wurden, sehr viel kleiner sind als jene, die mit Formel 3.2 (blaue Kurve) berechnet wurden. Es ist außerdem auffällig, dass es Bereiche mit geringen und Bereiche mit sehr großen Abweichungen zwischen den Kurven gibt. Die größten Abweichungen finden sich in Bereichen, wo die rote Kurve die kleinsten Werte hat. Bei Werten um Null haben die beiden Kurven nur sehr geringe Abweichungen.

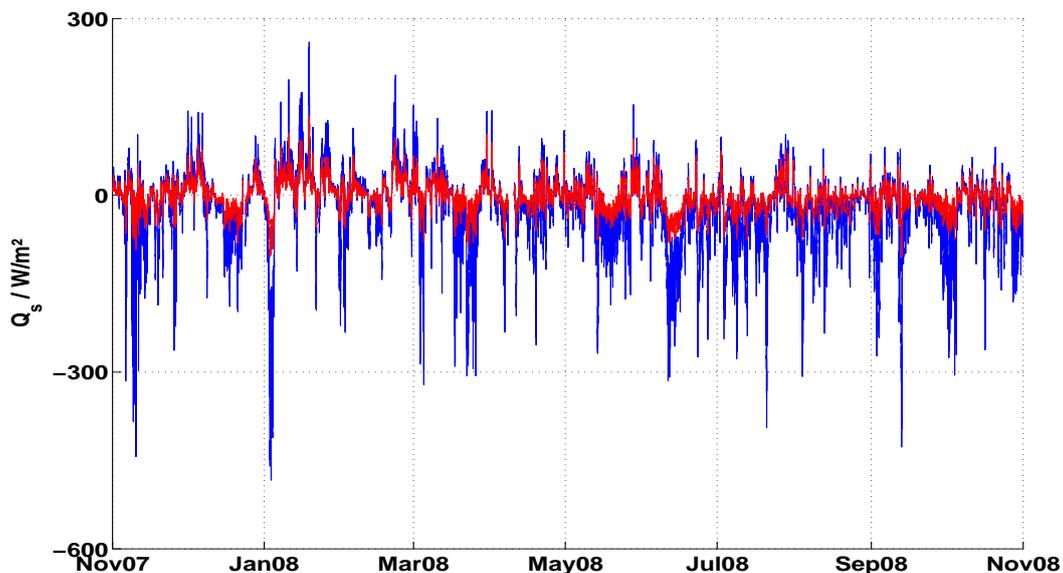


Abbildung 3.2: Vergleich der sensiblen Wärmeflüsse von Rosati und Miyakoda (1988) (blau) und Beardsley et al. (1999) (rot) im hydrographischen Jahr 2008

Bei einem Vergleich mit Abb. 3.3 ist festzustellen, dass die größten Abweichungen zwischen den Kurven in Abb. 3.2 zustande kommen, wenn die Temperaturdifferenz größer als Null ist. Das lässt darauf schließen, dass die Verdoppelung des Koeffizienten für den turbulen-

ten Austausch einen großen Einfluss auf das Ergebnis der Berechnungen hat. Der andere Grund für die Unterschiede liegt an dem unterschiedlichen Einfließen von Temperatur und Windgeschwindigkeit.

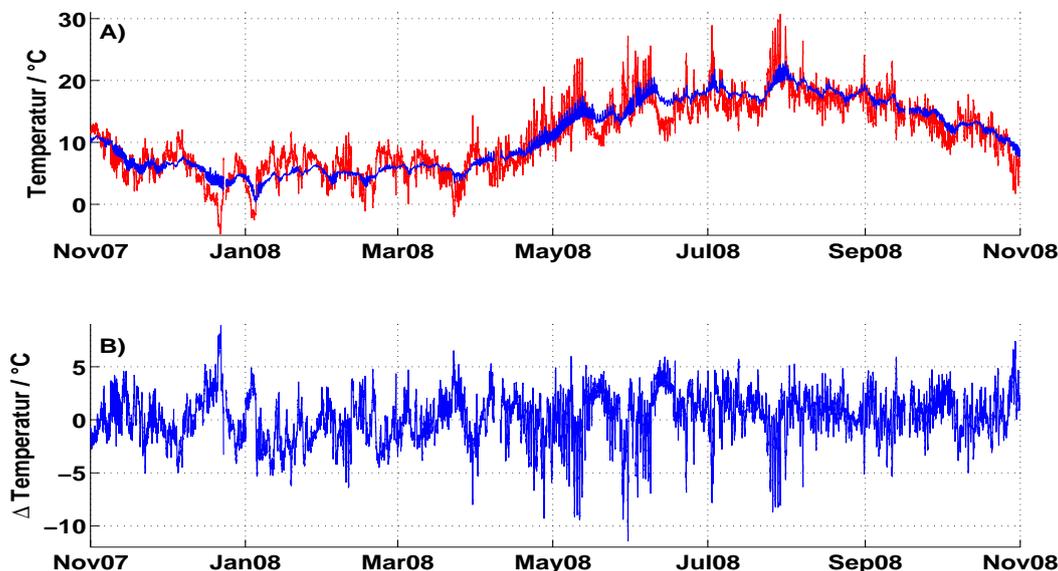


Abbildung 3.3: A) Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau) für das hydrographische Jahr 2008; B) Temperaturdifferenz  $\Delta T$  im gleichen Zeitraum

In Abb. 3.4 sind der Widerstandskoeffizient  $c_h$  aus Formel 3.2 (blau) und das Produkt aus Widerstandskoeffizient  $c_d$  der Formel 3.5 und der Stanton Nummer  $c_t$  der Formel 3.6 (rot) abgebildet. Es ist ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Kurven zu erkennen. Der Unterschied ist einmal auf die Verdoppelung des Widerstandskoeffizienten  $c_h$  zurückzuführen und auf die unterschiedlichen Berechnungsmethoden.

In Abb. 3.5 werden sensible Wärmeflüsse miteinander verglichen, um die Bedeutung des Widerstandskoeffizienten herauszustellen. Dabei wird deutlich, welchen Einfluss der Widerstandskoeffizient auf den sensiblen Wärmefluss hat. Die Unterschiede zwischen Grafik B) und D) sind nicht sehr groß, obwohl bei ihnen die Temperaturdifferenz und die Windgeschwindigkeit unterschiedlich einfließen. Dagegen zeigt Grafik A) deutlich größere Schwankungen als Grafik C) und D), obwohl alle mit der gleichen Formel berechnet wurden und nur einen anderen Widerstandskoeffizienten haben.

Welche Koeffizienten nun am besten für die Berechnung des sensiblen Wärmeflusses geeignet sind, ist schwierig zu entscheiden, da an der Messstation keine Messungen für diesen

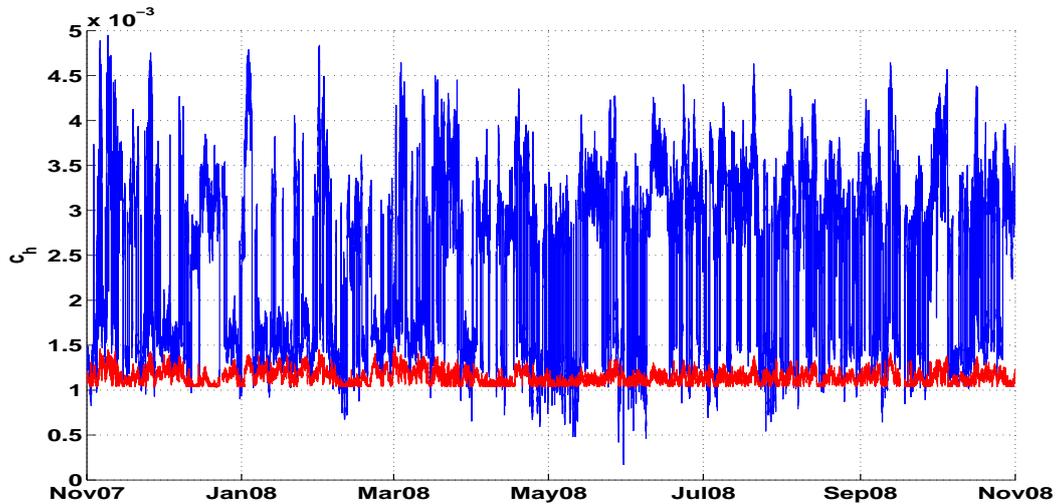


Abbildung 3.4: Widerstandskoeffizient  $c_h$  aus Formel 3.3 (blau) und Produkt aus Widerstandskoeffizient  $c_d$  der Formel 3.5 und der Stanton Nummer  $c_t$  der Formel 3.6 (rot)

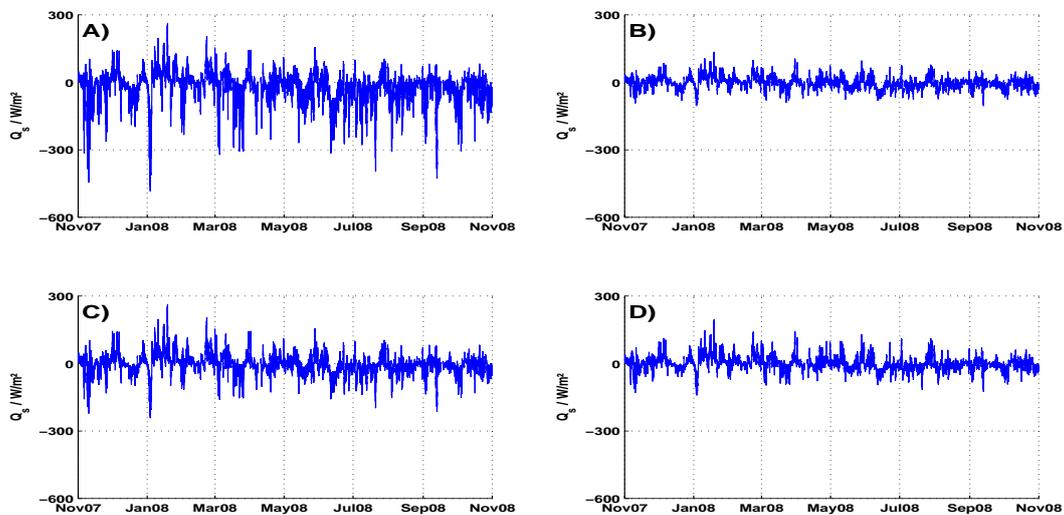


Abbildung 3.5: Vergleich von sensiblen Wärmeflüssen: A) Sensibler Wärmefluss nach Formel 3.2; B) Sensibler Wärmefluss nach Formel 3.4; C) Sensibler Wärmefluss nach Formel 3.2 mit halbiertem Widerstandskoeffizient bei höherer Wassertemperatur; D) Sensibler Wärmefluss nach Formel 3.2 mit dem Produkt der Koeffizienten aus der Air\_Sea Toolbox

Wärmefluss durchgeführt werden. Somit gibt es keine Möglichkeit die berechneten Werte mit gemessenen Werten zu vergleichen. Die Formel 3.2 scheint aber besser zu sein, da sie die turbulenten Begebenheiten an der Wasseroberfläche besser in Betracht zieht. Zu diesen Bedingungen kommt es, wenn die Wassertemperatur größer als die Lufttemperatur ist, da dann die unteren Luftschichten vom Wasser erwärmt werden und es zusätzlich zu dem horizontalen Lufttransport durch den Wind noch zu einem vertikalen Lufttransport auf Grund von Temperaturdifferenzen kommt. Ähnliche Werte für den Widerstandskoeffizient, wie durch Formel 3.3 berechnet werden, werden auch in Bunker (1976) genannt. Bei Bunker ist der Widerstandskoeffizient für große Windgeschwindigkeiten aber konstant. Hellerman und Rosenstein (1983) haben dies in ihrer Arbeit untersucht und sind für die Bestimmung des Widerstandskoeffizienten zu Formel 3.3 gekommen. Formel 3.2 wird von Haney (1971) für sein Modell der Wärmeflüsse an der Ozean-Atmosphäre-Grenzschicht benutzt.

### Latenter Wärmefluss

Der latente Wärmefluss, der mit den Formeln 3.7 bzw. 3.9 berechnet wird, ist in Abb. 3.6 für das hydrographische Jahr 2008 dargestellt. Wie beim sensiblen Wärmefluss sind auch hier deutliche Unterschiede zwischen den beiden Kurven zu erkennen.

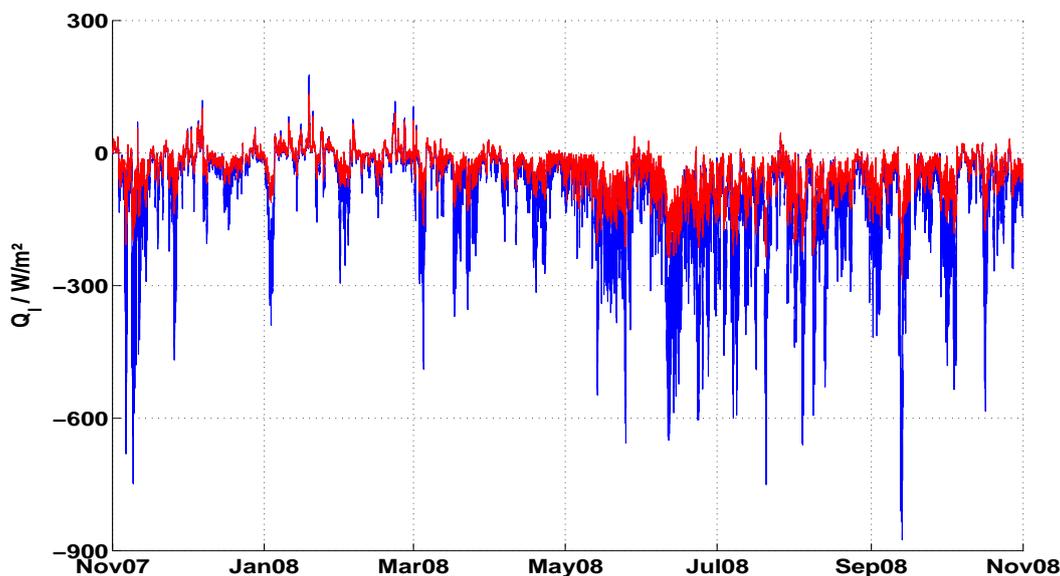


Abbildung 3.6: Vergleich der latenten Wärmeflüsse von Rosati und Miyakoda (1988) (blau) und Beardsley et al. (1999) (rot) im hydrographischen Jahr 2008

Es ist wahrscheinlich, dass auch hier der Widerstandskoeffizient für die Unterschiede verantwortlich ist. Für den Vergleich der Widerstandskoeffizienten ergeben sich die gleichen Ergebnisse wie in Abb. 3.4. Dies lässt darauf schließen, dass hier die gleichen Gründe für die Unterschiede gelten.

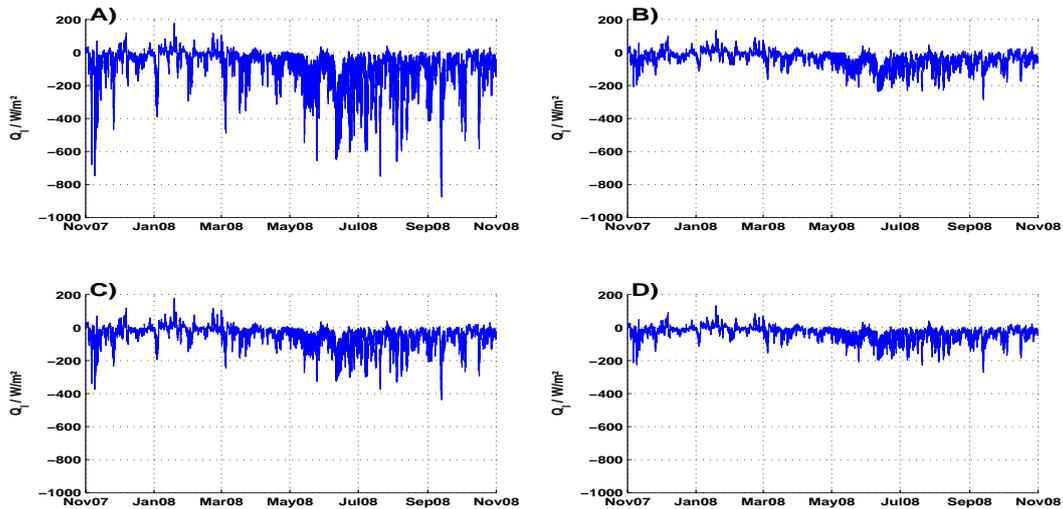


Abbildung 3.7: Vergleich von latenter Wärmeflüssen: A) Latenter Wärmefluss nach Formel 3.7; B) Latenter Wärmefluss nach Formel 3.9; C) Latenter Wärmefluss nach Formel 3.7 mit halbiertem Widerstandskoeffizient bei höherer Wassertemperatur; D) Latenter Wärmefluss nach Formel 3.7 mit dem Produkt der Koeffizienten aus der Air\_Sea Toolbox

In Abb. 3.7 werden für die Bedeutung des Widerstandskoeffizienten die latenten Wärmeflüsse miteinander verglichen. Die Unterschiede zwischen den Grafiken B) und D) sind nicht sehr groß. Somit sind der Einfluss der Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit, die unterschiedlich in die Formeln einfließen, nicht sehr groß. Dagegen zeigt Grafik C) größere Schwankungen in den Werten, als die Grafiken B) und D). Die größten Schwankungen sind in Grafik A) zu erkennen. Da die Grafiken A), C) und D) alle mit der gleichen Formel berechnet wurden, ist auch beim latenten Wärmefluss der Widerstandskoeffizient hauptsächlich für die Unterschiede verantwortlich.

Wie beim sensiblen Wärmefluss so ist es auch hier schwierig zu entscheiden, welche Berechnung zu wählen ist. Allerdings gelten auch die gleichen Überlegungen für den Widerstandskoeffizient. Somit wird für die weitere Berechnung die Formel 3.7 für den latenten

Wärmefluss verwendet. Diese wird auch von Haney (1971) für seine Berechnungen des latenten Wärmeflusses verwendet. Für den latenten Wärmefluss liefert Bunker (1976) auch Werte. Diese sind aber niedriger als die hier berechneten. Hellerman und Rosenstein (1983) gehen in ihrer Arbeit unter anderem auf die Ergebnisse von Bunker ein und kommen als Ergebnis für den Widerstandskoeffizient zu Formel 3.3.

### Langwelliger Wärmefluss

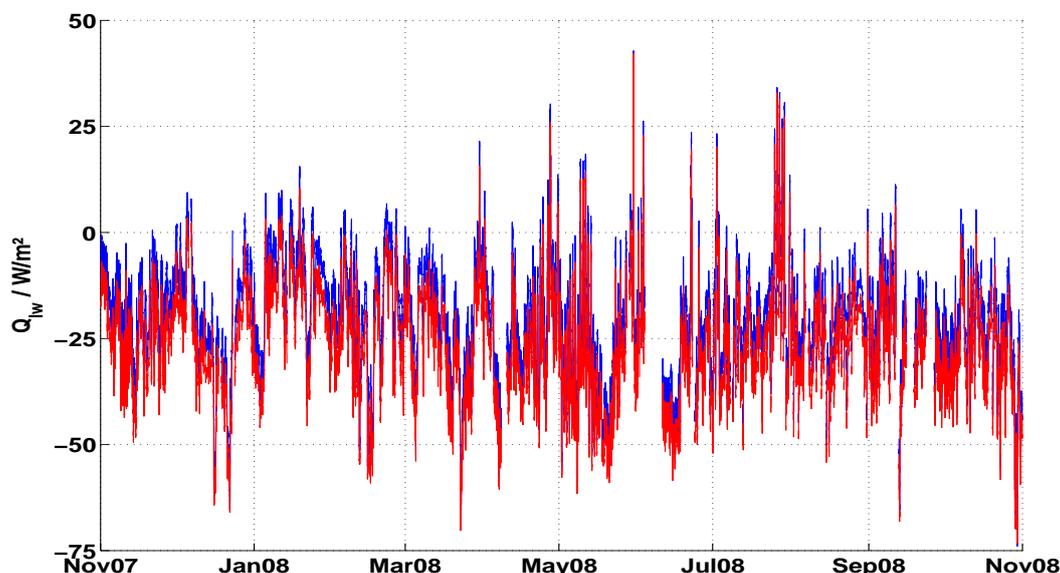


Abbildung 3.8: Vergleich der langwelligen Wärmeflüsse von Rosati und Miyakoda (1988) (blau) und Beardsley et al. (1999) (rot) im hydrographischen Jahr 2008

In Abb. 3.8 sind die langwelligen Wärmeflüsse nach Formel 3.12 (blau) und Formel 3.14 (rot) für das hydrographische Jahr 2008 dargestellt. In diesem Fall sind die Unterschiede zwischen den beiden Kurven nicht so groß, wie beim sensiblen und latenten Wärmefluss. Die Datenlücke im Juni kommt durch fehlende Daten der Einstrahlung und damit der Wolkenbedeckung zustande. In Abb. 3.9 Grafik A) ist die Differenz der beiden Berechnungsmethoden (Formel 3.14 - Formel 3.12) dargestellt. Im Mittel liegt diese bei einem Unterschied von ca.  $-6 \text{ W/m}^2$  zwischen den beiden Kurven. Dies bedeutet, dass das Ergebnis aus Formel 3.12 in der Regel größer ist.

Bei der Air\_Sea Toolbox wird der langwellige Wärmefluss mit der Funktion 'BLWHF'

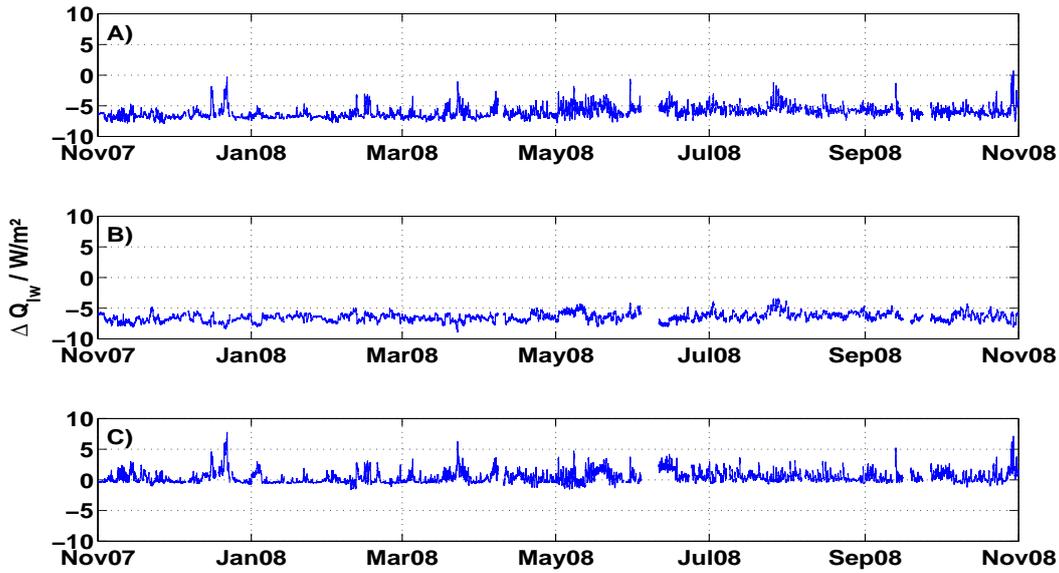


Abbildung 3.9: A) Differenz zwischen dem langwelligen Wärmefluss nach Formel 3.14 und Formel 3.12; B) Differenz zwischen dem langwelligen Wärmefluss nach Formel 3.16 und Formel 3.12; C) Differenz zwischen dem langwelligen Wärmefluss nach Formel 3.14 und Formel 3.16

berechnet. Dabei ist die Berechnung nicht nur mit Formel 3.14 möglich, sondern es gibt noch weitere Formeln. Eine dieser Formeln, die als Methode 'clark' gekennzeichnet ist, ist durch

$$Q_{lw} = -\epsilon\sigma \cdot T_{sea}^4 \cdot (0.39 - 0.05 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot (1 - c \cdot 0.72) - 4\epsilon\sigma \cdot T_{sea}^3 \cdot (T_{sea} - T_{air}) . \quad (3.16)$$

definiert. Die Methode 'clark' (Formel 3.16) ähnelt der Formel 3.12. Die Unterschiede liegen in der Berechnung des Dampfdruckes  $e_a$  und dem Einfluss der Wolkenbedeckung  $c$ . In Abb. 3.9 (Grafik C)) ist die Differenz zwischen den langwelligen Wärmeflüssen dargestellt, die mit den Methoden 'berliand' (Formel 3.14) und 'clark' der Air\_Sea Toolbox berechnet wurden. Der einzige Unterschied zwischen den beiden Berechnungsmethoden liegt in der verwendeten Temperatur. Als erstes fällt auf, dass die Differenz wesentlich geringer ist. Sie liegt bei ca.  $0.4 \text{ W/m}^2$ . Der Abstand zwischen den beiden Kurven in Abb. 3.8 muss daher hauptsächlich durch die unterschiedlichen Berechnungen von  $e_a$  und  $c$  kommen. In Abb. 3.9 (Grafik B)) ist die Differenz zwischen dem Ergebnis der Formeln 3.16 und 3.12 dargestellt. In dieser Abbildung liegt der Mittelwert bei ca.  $-6.4 \text{ W/m}^2$ , also um  $-0.4 \text{ W/m}^2$

höher als in Abb. 3.9 (Grafik A)), wobei in diesem Fall der einzige Unterschied nur in der Berechnung von  $e_a$  und  $c$  liegt.

Der Einfluss der Wolkenbedeckung  $c$  ist bei der Air\_Sea Toolbox durch  $1 - c \cdot 0.72$  gegeben. In Formel 3.12 ist der Term  $1 - c \cdot 0.8$  zu erkennen. Dadurch ergibt sich ein maximaler Unterschied in der Wolkenbedeckung von 0.08. Die Berechnung von  $e_a$  wird bei Formel 3.12 von Rosati und Miyakoda (1988) mit Formel 3.13 gemacht. Bei der Air\_Sea Toolbox wird der Wert mittels Formel 3.15 berechnet. Der Unterschied zwischen den beiden Formeln ist beim Sättigungsdampfdruck zu suchen. Dieser wird bei Rosati und Miyakoda (1988) und der Air\_Sea Toolbox unterschiedlich berechnet.

Die Unterschiede im Dampfdruck und der Wolkenbedeckung sind nicht sehr groß. Um den Einfluss der Unterschiede zu untersuchen, wurde nun Formel 3.12 benutzt. In die Formel werden einmal die unterschiedlichen Dampfdrücke eingesetzt und die Wolkenbedeckung gleich gelassen. Anschließend werden die unterschiedlichen Wolkenbedeckungen eingesetzt und die Dampfdrücke gleich gelassen. Das Ergebnis ist in Abb. 3.10 dargestellt. Es ist gut zu erkennen, dass die unterschiedliche Wolkenbedeckung (B) einen deutlich größeren Einfluss auf den langwelligen Wärmefluss (ca.  $-6.2 \text{ W/m}^2$ ) hat als der Dampfdruck (ca.  $0.1 \text{ W/m}^2$ ). Der Grund dafür ist der große Einfluss der Bewölkung auf die reflektierte Wärmestrahlung.

Nun ist es möglich, die einzelnen Unterschiede der Formeln 3.12 und 3.14 miteinander zu vergleichen. Die Verwendung der Lufttemperatur anstatt der Wassertemperatur führt zu einem Unterschied von ca.  $0.4 \text{ W/m}^2$ . Die unterschiedliche Berechnung des Dampfdruckes sorgt für einen Unterschied von ca.  $0.1 \text{ W/m}^2$  und die Wolkenbedeckung für ca.  $-6.2 \text{ W/m}^2$ . Damit wird klar, dass es hauptsächlich auf die richtige Berechnung der Bewölkung ankommt.

Der gesamte langwellige Wärmefluss, wenn die Berechnung der Formel 3.14 genommen wird, beträgt  $1.25 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$  für den untersuchten Zeitraum. Bei der Formel 3.12 sind es  $0.97 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ . Dies sind nur 77.2 % des Ergebnisses der Air\_Sea Toolbox. Da an der Messstation kein Infrarotradiometer zur Messung der langwelligen Wärmestrahlung der Meeresoberfläche angebracht ist, ist es schwierig eine Aussage zu treffen, welcher Wert genauer ist. Es erscheint aber sinnvoll, dass der Einfluss der Wolken abhängig vom Breitengrad gewählt wird. Der Faktor, der mit der Wolkenbedeckung  $c$  multipliziert wird, ist bei der Air\_Sea Toolbox auch vom Breitengrad abhängig. Aber die Messstation

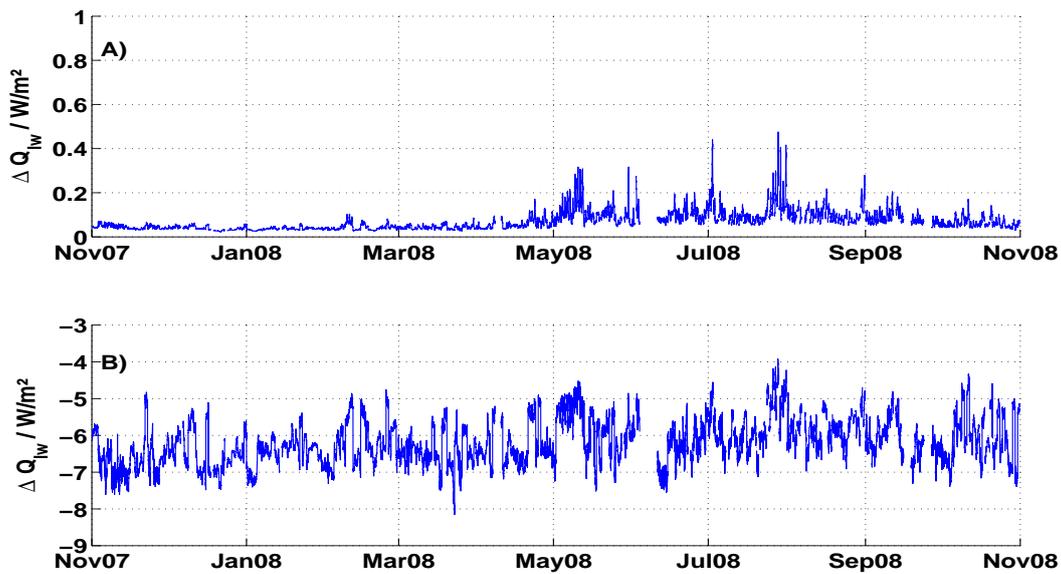


Abbildung 3.10: A) Differenz des langwelligen Wärmeflusses bei unterschiedlichen Dampfdrücken; B) Differenz des langwelligen Wärmeflusses bei unterschiedlicher Wolkenbedeckung

( $53^{\circ}45.02' \text{ N}$ ,  $7^{\circ}40.27' \text{ E}$ ) liegt genau am Rand eines Bereichs ( $45^{\circ}$  bis  $55^{\circ}$ ,  $55^{\circ}$  bis  $65^{\circ}$ ). Es ist also gut möglich, dass der Wert 0.72 der Air\_Sea Toolbox zu niedrig ist. In diesem Zusammenhang ist der Wert von 0.8 in Formel 3.12 wahrscheinlich zu hoch. Dies ändert aber nichts an der Tatsache, dass weitere Untersuchungen mit Messungen der Infrarotstrahlung nötig sind, um ein genaues Ergebnis zu bekommen. Für die weiteren Untersuchungen wird Formel 3.14 benutzt.

### Summe der Wärmeflüsse

Der gesamte Wärmefluss setzt sich damit aus dem berechneten sensiblen (Formel 3.2) und latenten (Formel 3.7) Wärmefluss von Rosati und Miyakoda (1988), dem berechneten langwelligen (Formel 3.14) Wärmefluss von Beardsley et al. (1999) und dem gemessenen kurzwelligen Wärmefluss zusammen.

### 3.2. Betrachtung von unterschiedlichen Zeiträumen

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der berechneten Wärmeflüsse vorgestellt. Dies geschieht als erstes für den gesamten Zeitraum (November 2005 bis April 2010). Anschließend wird auf den Einfluss der Gezeiten auf den Wärmefluss eingegangen. Zu diesem Zweck werden vier kurze Abschnitte mit jeweils drei Gezeitenzyklen am 21.12.2007, 21.03.2008, 21.06.2008 und 21.09.2008 betrachtet. Außerdem werden die Unterschiede zwischen Tideniedrigwasser und Tidenhochwasser herausgestellt. Als Letztes wird der Wärmefluss während der Sturmfluten aus Abschnitt 2.3 betrachtet. Zusätzlich befinden sich im Anhang C.3 noch die Ergebnisse für das hydrographische Jahr 2008.

#### 3.2.1. Mehrjährig

##### Gesamte Zeitserie

In den Abb. 3.11 und 3.12 sind die Parameter, die für die Berechnung verwendet werden, dargestellt. Diese Daten werden für die Berechnung der Wärmeflüsse benötigt. Die Wärmeflüsse sind in Abb. 3.13, für den sensiblen und latenten Wärmefluss, in Abb. 3.14, für den kurzwelligen und langwelligen Wärmefluss, und in Abb. 3.15, für die Summe der Wärmeflüsse, dargestellt.

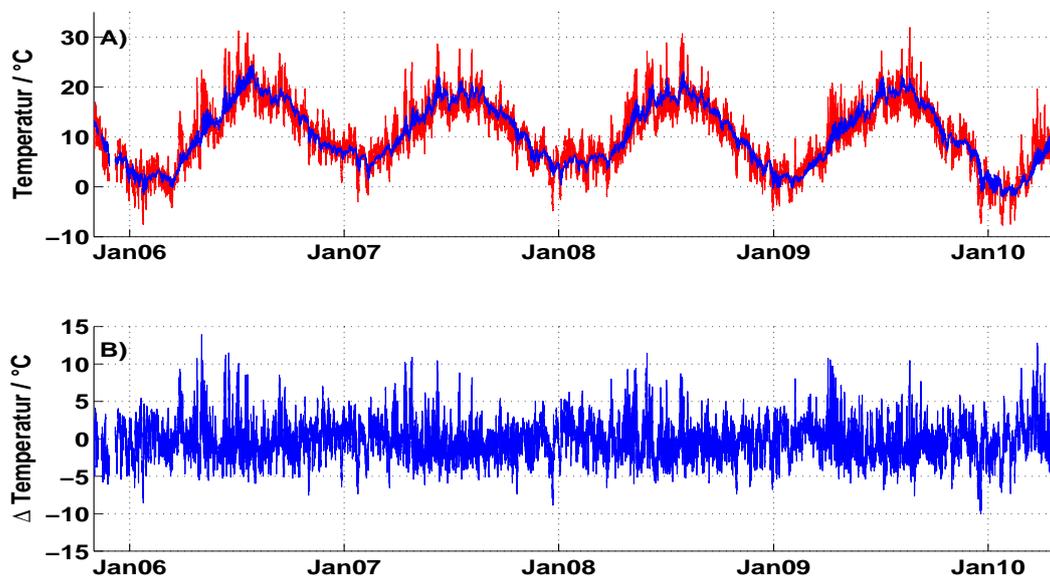


Abbildung 3.11: A) Verwendete Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau); B) Differenz zwischen Wasser- und Lufttemperatur

Abb. 3.11 zeigt die verwendeten Temperaturdaten. In der oberen Grafik (A) sind die Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau) dargestellt. Dabei weist die Lufttemperatur wesentlich größere Schwankungen auf, als die Wassertemperatur. Die Temperaturdifferenz (B), bei der die Wassertemperatur von der Lufttemperatur abgezogen wurde, ist zu den meisten Zeitpunkten kleiner als Null, obwohl die Beträge der positiven Werte größer sind als die Beträge der negativen Werte. Dies wird auch durch den Mittelwert bestätigt, der einen Werte von  $-0.3 \text{ }^\circ\text{C}$  hat. Dies bedeutet, dass die Wassertemperatur meistens höher ist als die Lufttemperatur. Das ist besonders für den sensiblen Wärmefluss wichtig (Abb. 3.13 A). Die Abb. 3.12 zeigt das 10 minütige Mittel der Windgeschwindigkeit (A) und Luftfeuchtigkeit (B). Die Windgeschwindigkeit ist dabei für den sensiblen und latenten Wärmefluss wichtig, die Luftfeuchtigkeit hauptsächlich für den latenten Wärmefluss und den langwelligen Wärmefluss. Dabei ist die Windgeschwindigkeit in den Sommermonaten meistens niedriger als im Winter. Im Durchschnitt liegen die Werte bei  $7 \text{ m/s}$ . Auch bei der Luftfeuchtigkeit ist der Wert im Winter höher als im Sommer. Dabei liegen die Werte im Winter bei  $90 \%$  und gehen im Sommer bis auf  $40 \%$  zurück. Im Sommer 2007 ist eine Lücke in den Luftfeuchtigkeitsdaten zu erkennen. Diese resultiert von einem Ausfall des Sensors. Weiterhin fällt beim Feuchtigkeitssensor auf, dass der Wert häufig  $100 \%$  erreicht. Außerdem scheint der Wert dort teilweise abgeschnitten zu sein. Dies liegt aber wahrscheinlich nicht an der Kalibrierung des Sensors, da dieses Verhalten trotz erneuter Kalibrierung weiterhin besteht. Es ist daher anzunehmen, dass es sich um korrekte Messwerte handelt. In Abb. 3.13 sind der sensible (A) und latente (B) Wärmefluss dargestellt. Dabei fallen beim sensiblen Wärmefluss einige Ausreißer mit besonders niedrigen Werten auf. Diese befinden sich jeweils im Herbst/Winter eines Jahres, zu Zeitpunkten an denen es zu Stürmen kam (siehe Abs. 3.2.3). Durch eines diese Ereignisse, Sturm 'Britta', wird auch der niedrigste Wert in den Grafiken bestimmt. Beim sensiblen Wärmefluss sind das  $-1116.7 \text{ W/m}^2$  und beim latenten  $-1222.6 \text{ W/m}^2$ . Wenn diese Ereignisse ignoriert werden, liegen die minimalen Werte bei ca.  $-600 \text{ W/m}^2$  beim sensiblen und bei ca.  $-750 \text{ W/m}^2$  beim latenten Wärmefluss. Die größten Werte liegen bei  $275.2 \text{ W/m}^2$  beim sensiblen und  $201.8 \text{ W/m}^2$  beim latenten Wärmefluss. Beim latenten Wärmefluss ist deutlich ein Jahresgang zu erkennen, bei dem die kleinsten Werte im Sommer und die größten Werte im Winter erreicht werden. Der sensible Wärmefluss hat einen ähnlichen Jahresgang. Dieser ist aber nicht so ausgeprägt, wie beim latenten Wärmefluss. Das zeigen auch die Mittelwerte der Wärme-

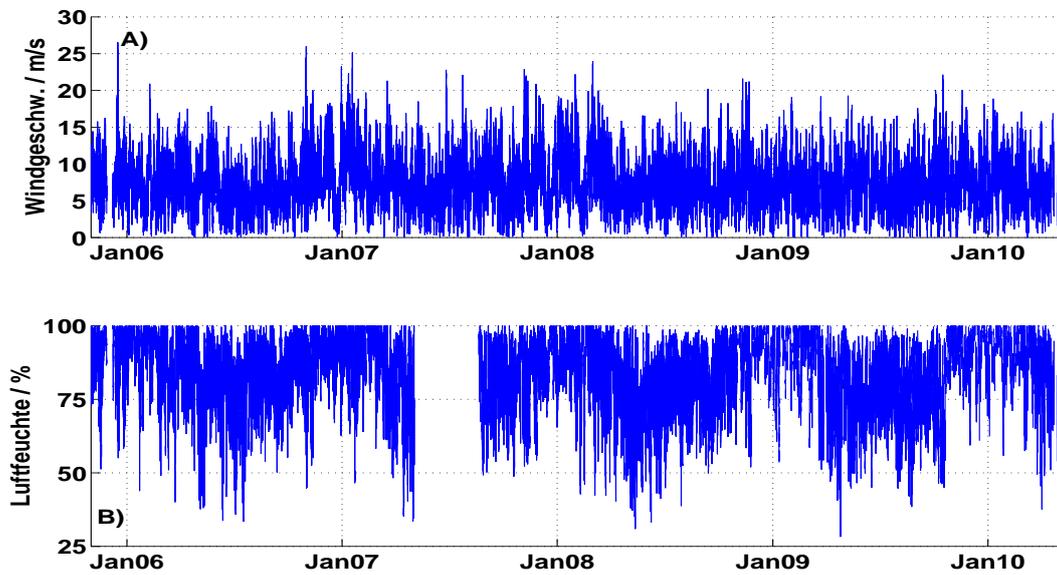


Abbildung 3.12: A) Windgeschwindigkeit; B) Luftfeuchtigkeit

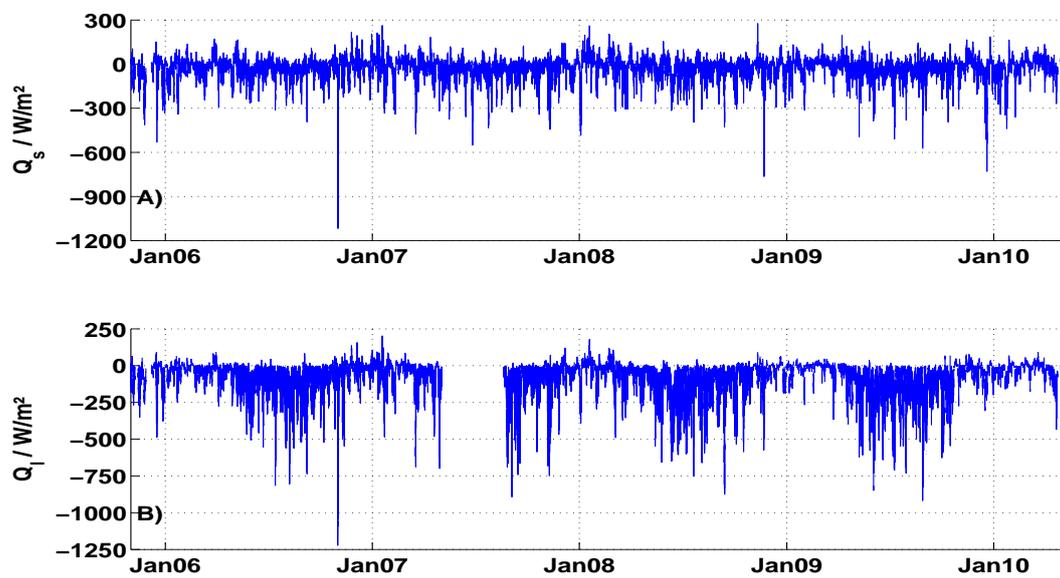


Abbildung 3.13: A) sensibler Wärmefluss; B) latenter Wärmefluss

flüsse. Beim latenten liegt dieser bei  $-73.5 \text{ W/m}^2$  und beim sensiblen bei  $-21.5 \text{ W/m}^2$ . Im latenten Wärmefluss ist im Frühling/Sommer 2007 eine große Lücke zu erkennen. Diese resultiert von fehlenden Feuchtigkeitsdaten in dem Zeitraum. Bei dem sensiblen Wärmefluss ist zu diesem Zeitpunkt keine Lücke, weil die Feuchtigkeit nicht in die Berechnung des Wertes einfließt. Auch zu Anfang ist eine kurze Lücke zu erkennen. Diese stammt von einem Ausfall der Messstation und ist auch in den Abbildungen 3.11 und 3.12 zu erkennen. Abb. 3.14 zeigt den kurzwelligen (A) und langwelligen (B) Wärmefluss. Dabei ist beim kurzwelligen Wärmefluss zu erkennen, dass diese nur einen Wärmefluss in das Meer liefert und die maximalen Werte ( $733.5 \text{ W/m}^2$ ) im Sommer erreicht werden. Im Winter sind die maximalen Werte wesentlich kleiner. Dies liegt an der Position der Nordhalbkugel zur Sonne. Durch diese scheint die Sonne im Sommer länger und auch die Sonnenstrahlung ist stärker. Im Winter ist dies umgekehrt. Die langwellige Wärmestrahlung ist dagegen über das gesamte Jahr ziemlich konstant mit einem Mittelwert von  $-26.2 \text{ W/m}^2$ . Dabei liegt der maximale Wert bei  $44.4 \text{ W/m}^2$  und der minimale bei  $-75.5 \text{ W/m}^2$ . Im Winter sind die Werte dabei etwas höher als im Sommer, wo es aber größere Schwankungen gibt. Die positiven Werte in der Grafik kommen durch Rückstreuung von Wärmestrahlung an den Wolken. Auch beim langwelligen Wärmefluss gibt es eine längere Lücke im Jahr 2007. Der Grund dafür ist der Gleiche wie beim latenten Wärmefluss, das Fehlen von Feuchtigkeitsdaten. Eine weitere Lücke ist Ende 2005 zu finden. Diese ist auf fehlende Daten beim kurzwelligen Wärmefluss zurückzuführen, da durch diese Daten die Wolkenbedeckung berechnet wird und diese wiederum für den langwelligen Wärmefluss benötigt werden. In Abb. 3.15 ist die Summe der einzelnen Wärmeflüsse nach Formel 3.1 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Schwankungen im Sommer wesentlich größer sind als im Winter. Dies liegt an den starken Schwankungen des kurzwelligen und latenten Wärmeflusses im Sommer. Der kleinste Wert ( $-2208.9 \text{ W/m}^2$ ) wird durch die kleinen Werte im sensiblen und latenten Wärmefluss gegen Ende 2006 bestimmt. Ansonsten schwanken die Werte im Sommer zwischen ca.  $-750 \text{ W/m}^2$  und ca.  $700 \text{ W/m}^2$ . In dieser Abbildung sind auch die Lücken der einzelnen Wärmeflüsse zu sehen, da die Lücken aufgrund der Zusammenrechnung mit übertragen werden.

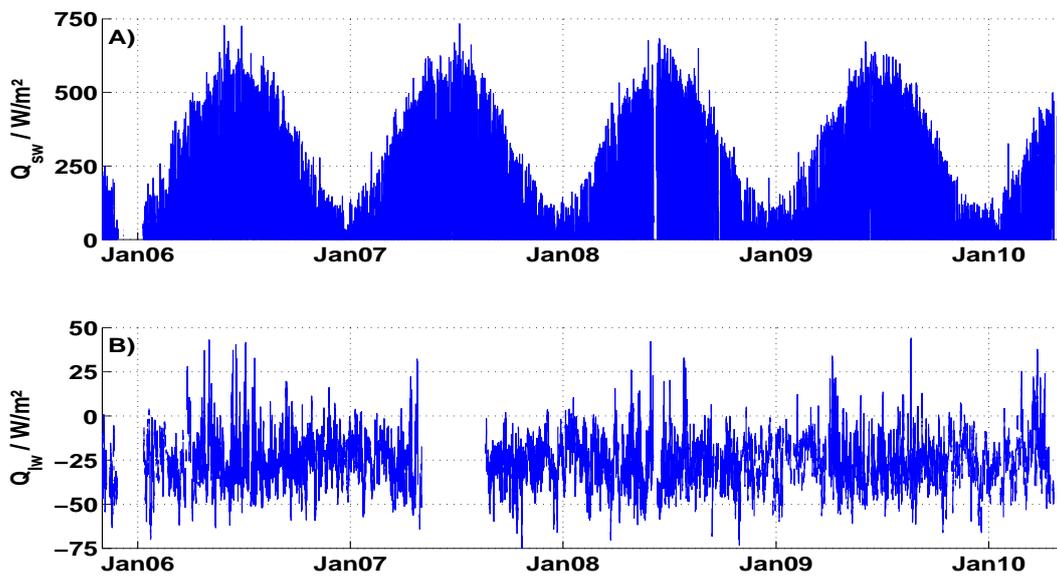


Abbildung 3.14: A) kurzweiliger Wärmefluss; B) langweiliger Wärmefluss

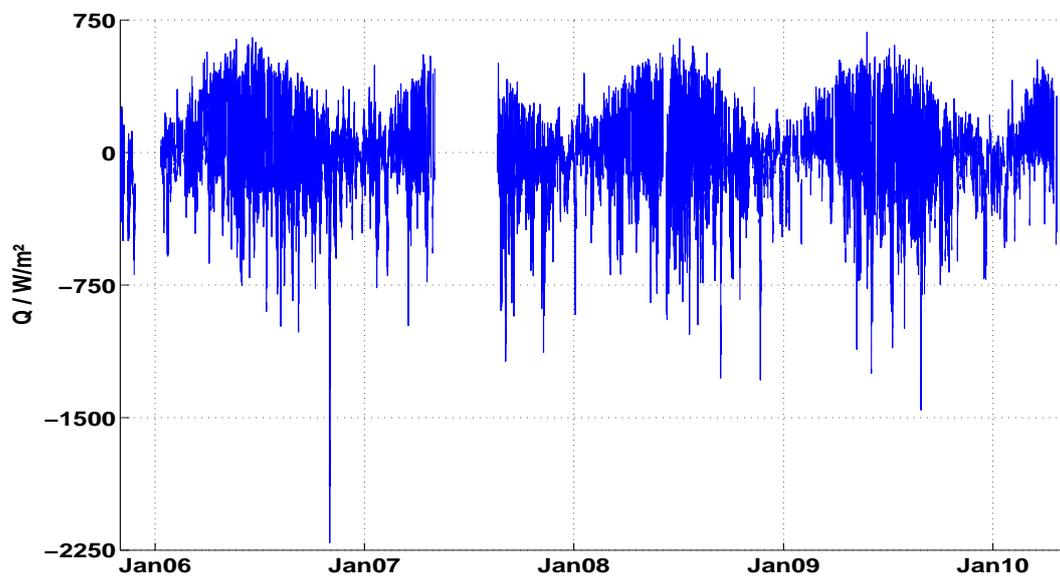


Abbildung 3.15: Summe der Wärmeflüsse

### Mittelwerte

Die Abbildungen 3.16 bis 3.19 stellen die Monatsmittelwerte dar, wobei jedes hydrographische Jahr in einer anderen Farbe dargestellt ist. Um die Mittelwerte zu berechnen, wurden zuerst die Temperaturdifferenz bzw. die einzelnen Wärmeflüsse berechnet und im Anschluss die Mittelwerte gebildet.

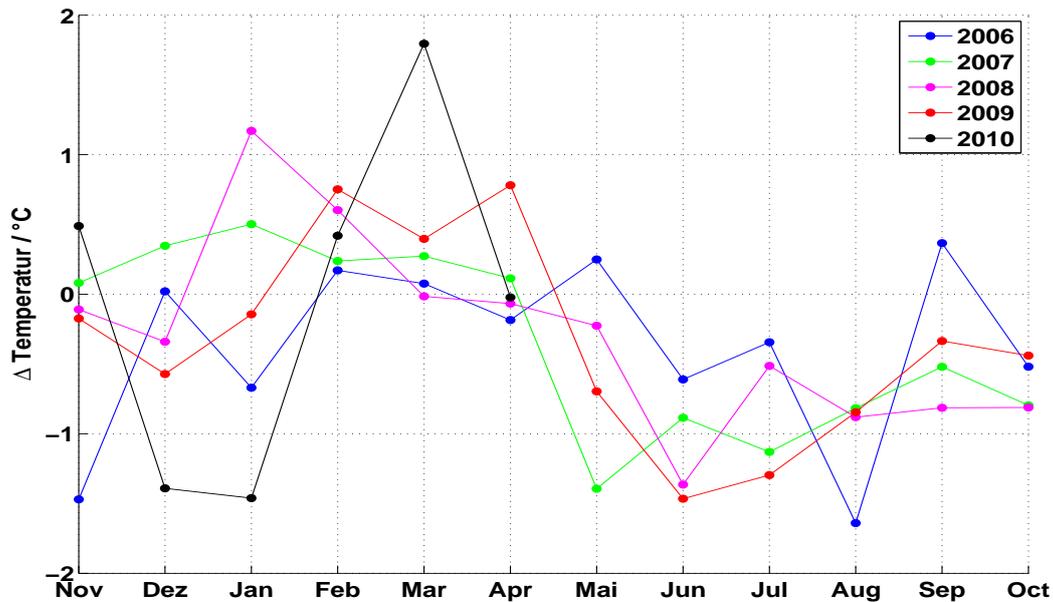


Abbildung 3.16: Monatsmittelwerte der Differenz der Wasser- und Lufttemperatur

Abbildung 3.16 stellt die Monatsmittelwerte für die Temperaturdifferenz ( $T_{air} - T_{sea}$ ) dar. Es ist zu erkennen, dass die minimalen Werte im Zeitraum von Mai bis August, in den Sommermonaten, erreicht werden. Somit ist die Wassertemperatur in diesen Monaten höher als die Lufttemperatur. Eine Ausnahme ist das Jahr 2010, wovon aber nur das erste Halbjahr untersucht wurde. Dort werden im Dezember und Januar sehr kleine Werte  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht. Bei den restlichen Jahren liegen die Differenzen in den Wintermonaten zwischen  $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  und  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Eine Ausnahme ist noch der November im hydrographischen Jahr 2006. Auch wird eine Differenz  $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht. Die größten Differenzen werden meistens in den Monaten Februar bis April erreicht.

Die Abb. 3.17 zeigt die Mittelwerte für den sensiblen Wärmefluss (A) und den latenten Wärmefluss (B). Bei beiden Wärmeflüssen sind die Werte im Sommer am geringsten und im Winter am höchsten. Eine Ausnahme sind die Winter im hydrographischen Jahr 2006 und 2010 beim sensiblen Wärmefluss, da es während dieser Winter zu einem Einbruch im

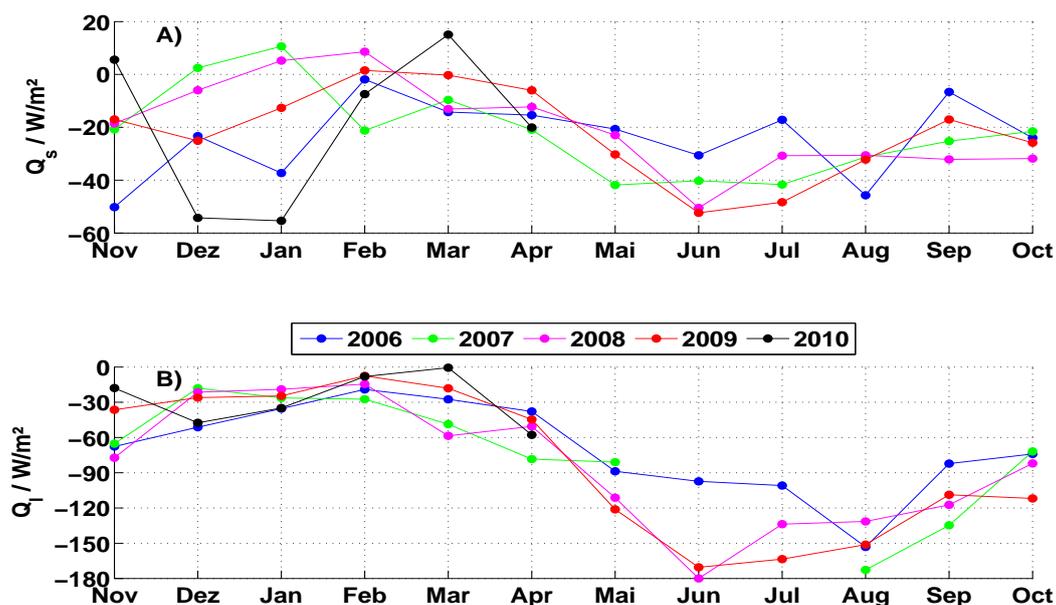


Abbildung 3.17: A) Monatsmittelwerte für den sensiblen Wärmefluss; B) Monatsmittelwerte für den latenten Wärmefluss

Wärmefluss kommt. Diese Einbrüche stimmen mit den Einbrüchen der Temperaturdifferenz aus Abb. 3.16 überein, da der sensible Wärmefluss stark von der Temperaturdifferenz abhängt. Beim latenten Wärmefluss sind diese Einbrüche im Winter nicht zu erkennen. Ansonsten ist der Verlauf der einzelnen Jahre sehr ähnlich. Dabei werden die minimalen Werte im Sommer erreicht und die maximalen Werte im Winter.

In der Abb. 3.18 sind der kurzweilige (A) und der langweilige Wärmefluss (B) dargestellt. Der kurzweilige Wärmefluss ist im Verlauf der einzelnen Jahre sehr ähnlich. Beim langweiligen Wärmefluss sind die einzelnen Kurvenverläufe sehr konstant und es gibt kaum jahreszeitliche Änderungen. Es ist aber auffällig, dass der Wert im März 2010 ansteigt. In den anderen Jahren fällt der Wert in diesem Monat ab. Im Mai 2007 fällt der Wert auch sehr stark ab und in den darauf folgenden Monaten fehlen Werte. Dies liegt an den fehlenden Werten des Feuchtigkeitssensors in dem Zeitraum (siehe Abb. 3.12 A).

In Abb. 3.19 ist die Summe der Wärmeflüsse dargestellt. Dabei erreichen die Werte im Frühjahr den maximalen Wert und im Sommer den minimalen Wert. Für die minimalen Werte im Sommer gibt es eine Ausnahme, den Juni und Juli 2006. Für diese beiden Monate steigt der Mittelwert noch stark an, bevor er im August dann auf einen kleinen Wert fällt. Im Sommer 2007 kam es zu einem Ausfall des Feuchtigkeitssensors. Dies ist auch bei

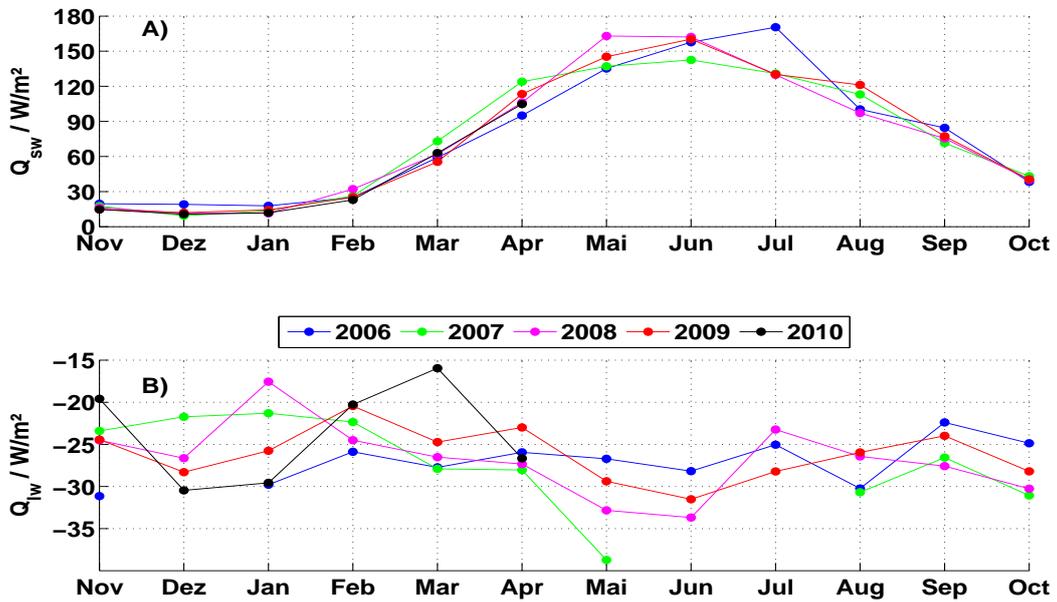


Abbildung 3.18: A) Monatsmittelwerte für den kurzwelligen Wärmefluss; B) Monatsmittelwerte für den langwelligen Wärmefluss

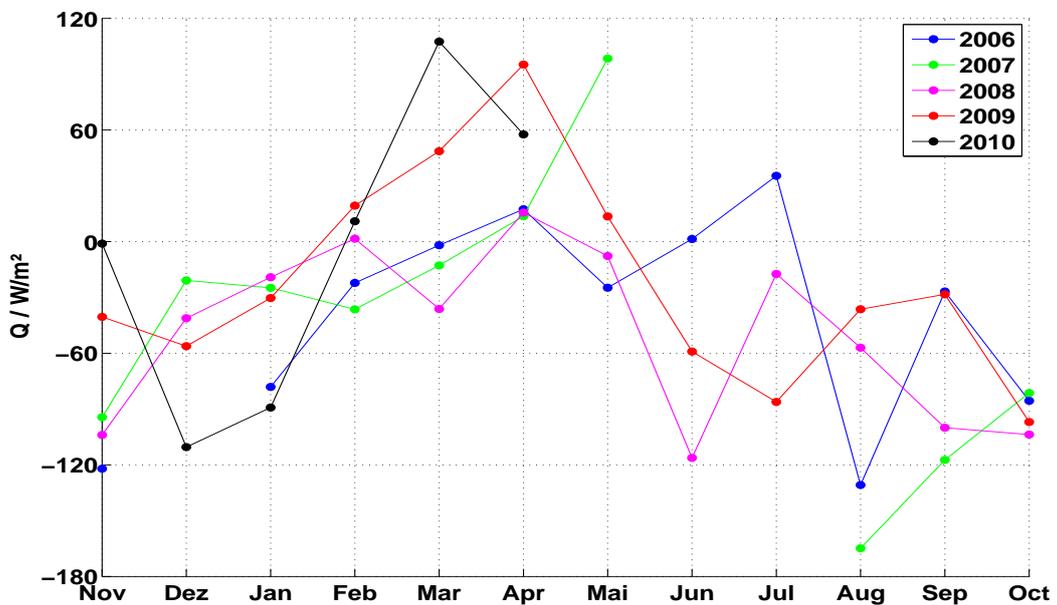


Abbildung 3.19: Monatsmittelwerte für die Summer der Wärmeflüsse

den Mittelwerten zu erkennen. Dabei fällt auf, dass der Wert im Mai 2007 stark ansteigt und im August 2007 sehr niedrig ist. Weiterhin ist auffällig, dass die Werte im Dezember und Januar 2010 so klein sind wie Werte, die meistens nur in den Sommermonaten erreicht werden. Die meisten Werte sind außerdem kleiner als Null. Somit gibt es einen Netto-Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre.

### Fourieranalyse

In den Abbildungen 3.20, 3.21 und 3.22 sind die FFT bis  $5 d^{-1}$ , das entspricht einer Periode von 4.8 Stunden, der Temperatur, der einzelnen Wärme Flüsse und der Summe der Flüsse dargestellt. Bei der Grafik der Temperaturen (3.20 (A)) sind deutliche Unterschiede zwischen der Wasser- (blau) und der Lufttemperatur (rot) zu erkennen. Das liegt an den verschiedenen Einflüssen auf die Temperaturen. Die Lufttemperatur hängt von der täglichen Sonneneinstrahlung ab. Dies spiegelt sich im Peak bei  $1 d^{-1}$  oder einer Periode von 24 Stunden wieder. Die Wassertemperatur wird sowohl von den Gezeiten als auch von der Sonneneinstrahlung beeinflusst. Dies zeigt sich in den Peaks bei  $1 d^{-1}$  für die Sonneneinstrahlung und z.B. bei der Frequenz der  $M_2$  Gezeit ( $1.932 d^{-1}$  oder 12.4 Stunden) und der  $M_4$  Gezeit ( $3.864 d^{-1}$  oder 6.2 Stunden). Es ist bei der Wassertemperatur auffällig, dass bei den täglichen Frequenzen nur der Einfluss der Sonneneinstrahlung zu erkennen ist. Die FFT der Summe der Wärme Flüsse (B) weist sowohl Peaks bei den Frequenzen der Gezeiten, als auch bei  $1 d^{-1}$  (24 Stunden Periode) und  $2 d^{-1}$  (12 Stunden Periode) auf. Dabei dominieren die Peaks vom Einfluss der Lufttemperatur gegen über denen der Gezeiten. In beiden Grafiken lässt sich zu Anfang ein Anstieg erkennen, dieser ist auf den Jahresverlauf der Zeitreihen zurückzuführen und lässt sich in Abb. C.1 (Anhang C) besser erkennen.

Die Abb. 3.21 stellt die FFT des sensiblen (A) und latenten (B) Wärme flusses dar. Aufgrund des Einflusses der Temperaturen auf die Wärme Flüsse, werden auch in dieser Kurve die Peaks der Temperaturen gefunden. Bei Grafik A) sind die Peaks, die den Einfluss der Wassertemperatur beschreiben, deutlich stärker zu erkennen als bei Grafik B). In Grafik B) überwiegt der Einfluss durch die Lufttemperatur. Bei dem langwelligen Wärme fluss (Abb. 3.22 B) werden die Peaks der Wasser- und Lufttemperatur gefunden, wobei die Peaks der Lufttemperatur überwiegen. Bei dem kurzwelligen (A) Wärme fluss sind nur Peaks bei ganzzahligen Werten zu beobachten. Der Grund dafür ist, dass der kurzwellige Wärme fluss hauptsächlich von der Position der Sonne beeinflusst wird. In Abb. 3.21 und

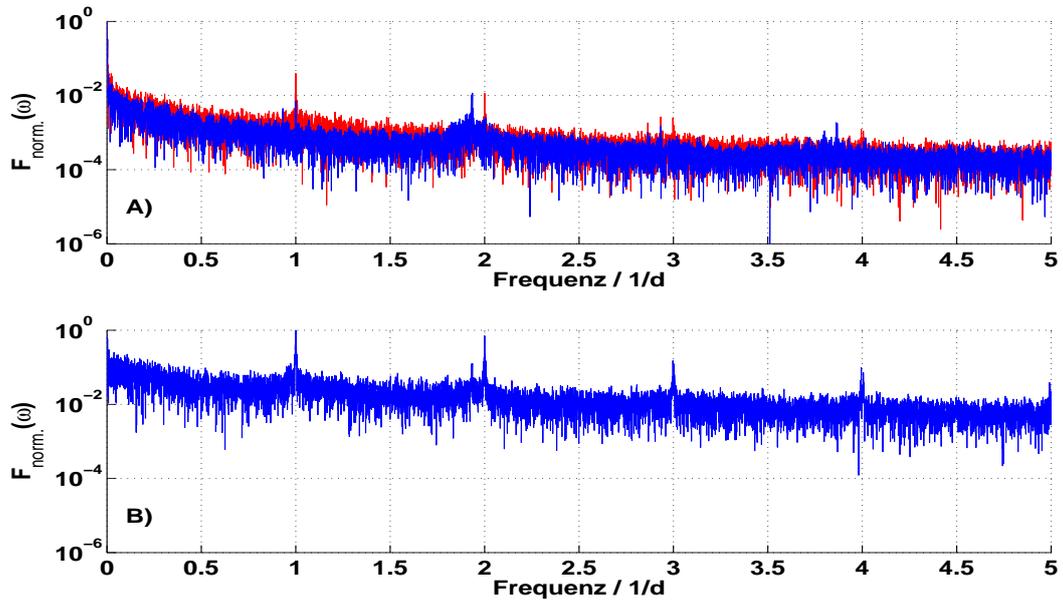


Abbildung 3.20: A) FFT der Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau); B) FFT der Summe der Wärmeflüsse

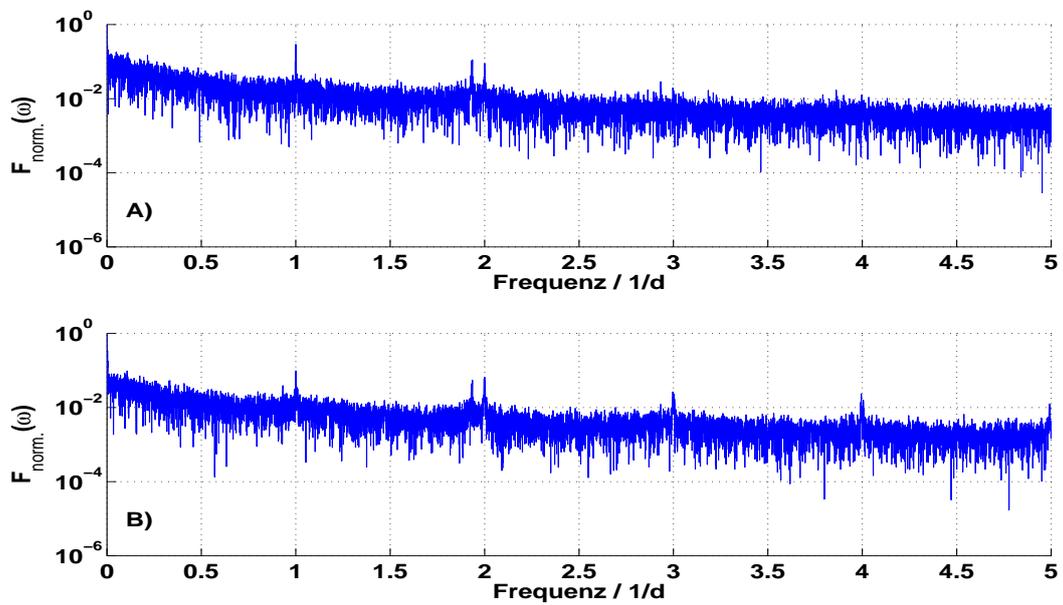


Abbildung 3.21: A) FFT des sensiblen Wärmeflusses; B) FFT des latenten Wärmeflusses

3.22 ist, wie in Abb. 3.20, zu Anfang ein Anstieg zu erkennen, der auf den Jahresverlauf zurückzuführen ist. Bei allen Abbildungen für die Frequenzen ist auffällig, dass im Bereich der Frequenzen für die Spring-/Nipp-Tide keine Peaks gefunden werden. Dies trifft auch auf die Ausschnitte für diese Frequenzen bei den Abbildungen C.1, C.2 und C.3 im Anhang C zu.

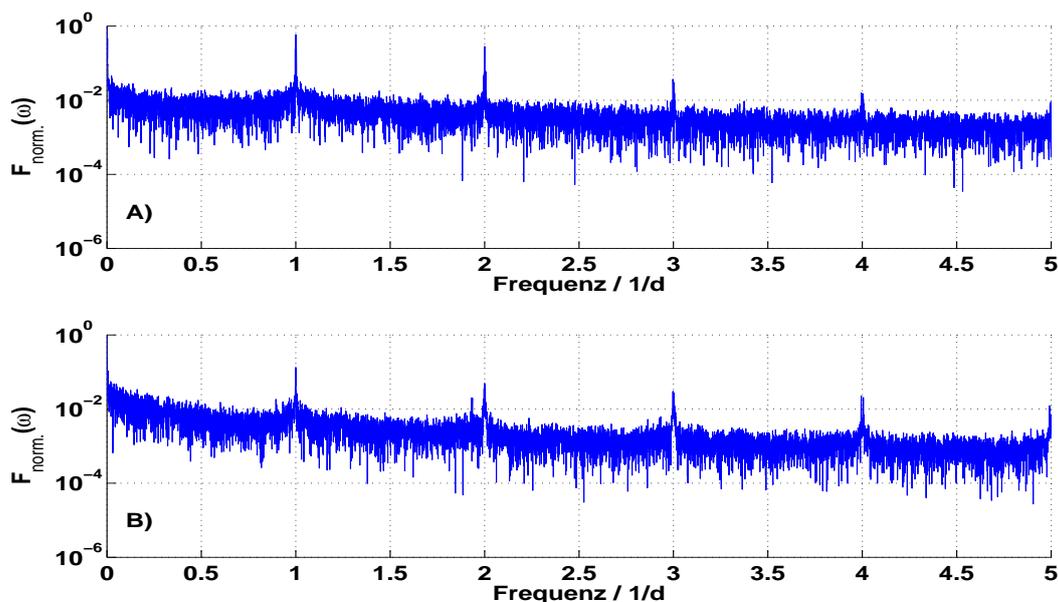


Abbildung 3.22: A) FFT des kurzwelligen Wärmeflusses; B) FFT des langwelligen Wärmeflusses

### 3.2.2. Gezeiten

Die folgenden Abbildungen stellen die Temperatur und die Wärmeflüsse am 20.12.2007, 20.03.2008, 18.06.2008 und 22.09.2008 dar. Diese Termine wurden ausgewählt, um jede Jahreszeit zu repräsentieren und damit unterschiedliche Bedingungen vorliegen. Dabei wurde bei jeder Grafik beim Thw angefangen und die darauf folgenden drei Gezeitenzyklen abgebildet. Die Punkte in den Grafiken geben jeweils die Zeitpunkte von Thw und Tnw an. In Abb. 3.23 sind die Wasser- und Lufttemperatur an vier verschiedenen Tagen zu erkennen. In den Grafiken A) und D) ist gut zu erkennen, dass sich die Wassertemperatur mit den Gezeiten verändert. Dabei ist das auflaufende Wasser wärmer als das ablaufende, da in den Grafiken jeweils mit einem Tidenhochwasser begonnen wird. In der Grafik C) ist auch ein Gezeitensignal zu erkennen, dieses ist aber schwächer als in den

zuvor genannten Grafiken. Auch ist bei dieser Grafik das ausströmende Wasser wärmer, als das einströmende aus der Nordsee. In der letzten Grafik B) ist kein Gezeitensignal zu sehen.

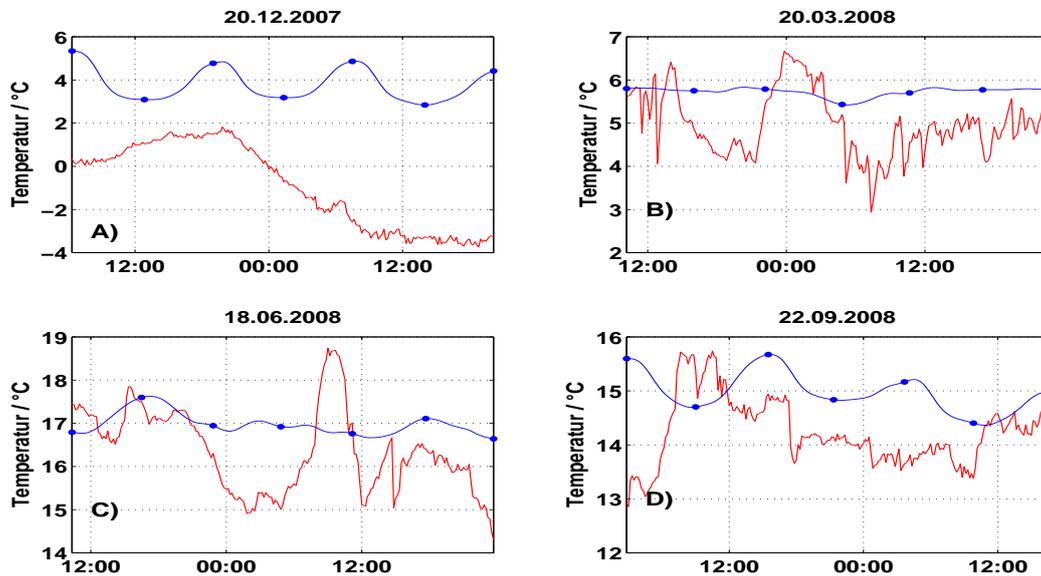


Abbildung 3.23: Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot) an vier Tagen im Jahr 2008, sowie die Gezeiten Maxima und Minima (blaue Punkte)

Abb. 3.24 zeigt den sensiblen Wärmefluss. Dabei schwanken die Kurven in den einzelnen Grafiken zwischen unterschiedlichen Werten. Von links oben nach rechts unten liegen die Maximalwerte bei  $-9.6 \text{ W/m}^2$ ,  $19.7 \text{ W/m}^2$ ,  $54.1 \text{ W/m}^2$  und  $11.0 \text{ W/m}^2$  und die Minimalwerte bei  $-197.3 \text{ W/m}^2$ ,  $-116.6 \text{ W/m}^2$ ,  $-81.3 \text{ W/m}^2$  und  $-52.9 \text{ W/m}^2$ . In keiner der Grafiken ist ein großer Einfluss der Gezeiten zu erkennen. Am deutlichsten ist ein Einfluss am Ende von Grafik A) zu sehen, weil sich da der Wert mit den Gezeiten verändert. Zu diesem Zeitpunkt ist die Lufttemperatur fast konstant und die Wassertemperatur ändert sich mit den Gezeiten (Abb. 3.23 A). Dabei liegt die Änderung bei ca.  $100 \text{ W/m}^2$ . Für die anderen Grafiken wird der Wärmefluss hauptsächlich durch die Lufttemperatur bestimmt. In Abb. 3.25 ist der latente Wärmefluss dargestellt. In der Grafik A) lässt sich zum Ende hin erneut ein Gezeitenverlauf erkennen, da der Wert zu einem Hochwasserstand jeweils abfällt und zu einem Niedrigwasserstand ansteigt. In den drei anderen Grafiken ist keine Veränderung mit den Gezeiten zu erkennen. Auch ist das Niveau der einzelnen Kurven unterschiedlich. So liegen die Werte in Grafik A) zwischen  $-104.0 \text{ W/m}^2$  und  $-6.7 \text{ W/m}^2$ ,

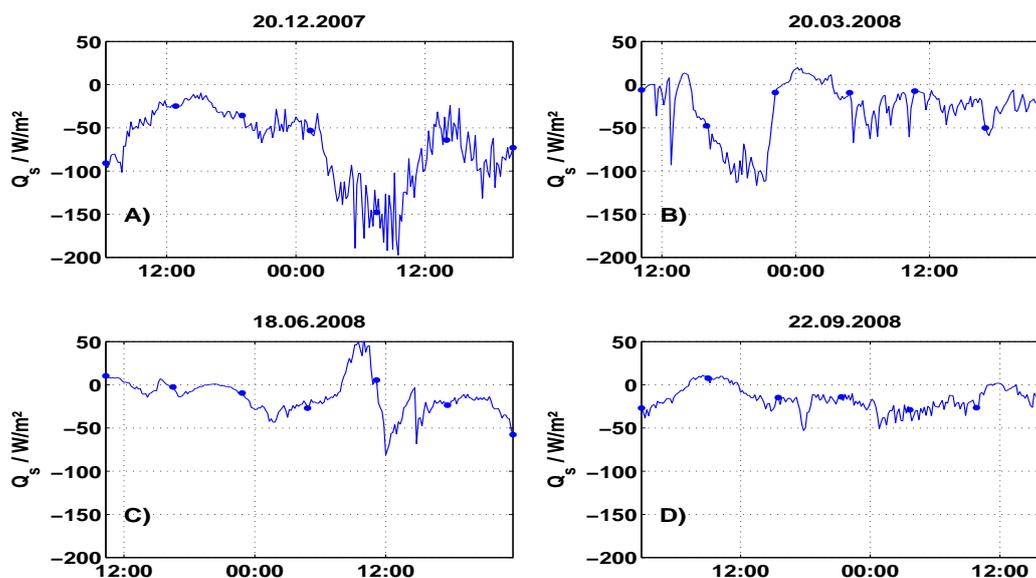


Abbildung 3.24: Sensibler Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar.

in Grafik B) zwischen  $-117.0 \text{ W/m}^2$  und  $-2.2 \text{ W/m}^2$ , in Grafik C) zwischen  $-340.4 \text{ W/m}^2$  und  $-29.9 \text{ W/m}^2$  und in Grafik D) zwischen  $-180.1 \text{ W/m}^2$  und  $-23.0 \text{ W/m}^2$ . Der Kurvenverlauf der Grafiken A) und B) der Abb. 3.24 und 3.25 ähneln sich. Die beiden anderen Grafiken in den Abbildungen unterscheiden sich dagegen.

Die Abb. 3.26 zeigt den kurzwelligen Wärmefluss. In allen vier Grafiken sind das Ansteigen des Wärmeflusses am Tag und das Abfallen in der Nacht auf  $0 \text{ W/m}^2$  gut zu erkennen. Der Verlauf ist aber nicht gleichmäßig, da es auch tagsüber Abfälle bei den Messwerten gibt. Diese entstehen durch Wolkenbedeckung. Weiterhin unterscheiden sich die Maximalwerte deutlich voneinander. In Grafik A) liegt der Maximalwert bei  $43.2 \text{ W/m}^2$ , in Grafik B) bei  $317.2 \text{ W/m}^2$ , in Grafik C) bei  $525.2 \text{ W/m}^2$  und in Grafik D) bei  $370.8 \text{ W/m}^2$ .

In Abb. 3.27 ist der langwellige Wärmefluss dargestellt. In der Grafik für den 20.12.2007 ist ein Gezeitenverlauf nur noch am Anfang und am Ende zu erkennen. Ansonsten ähneln die Kurven denen des sensiblen Wärmeflusses. Dabei schwanken die Werte zwischen  $-58.1 \text{ W/m}^2$  und  $-30.9 \text{ W/m}^2$  in Grafik A), zwischen  $-35.5 \text{ W/m}^2$  und  $-18.4 \text{ W/m}^2$  in Grafik B), zwischen  $-34.3 \text{ W/m}^2$  und  $-12.6 \text{ W/m}^2$  in Grafik C), zwischen  $-36.8 \text{ W/m}^2$  und  $-18.2 \text{ W/m}^2$  in Grafik D).

Abb. 3.28 stellt die Summe der einzelnen Flüsse an den vier ausgesuchten Tagen dar. Da-

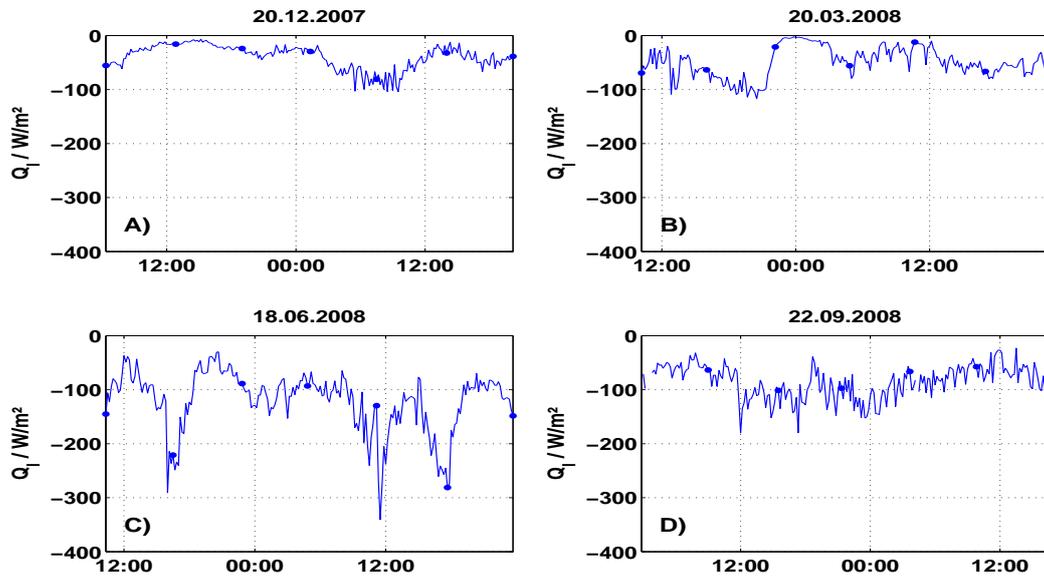


Abbildung 3.25: Latenter Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar.

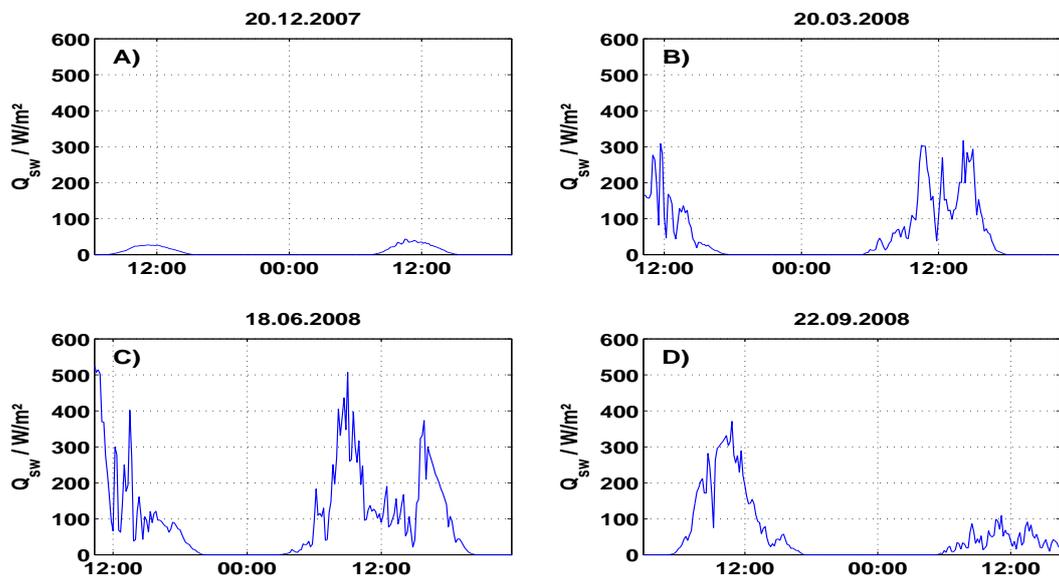


Abbildung 3.26: kurzweiliger Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008

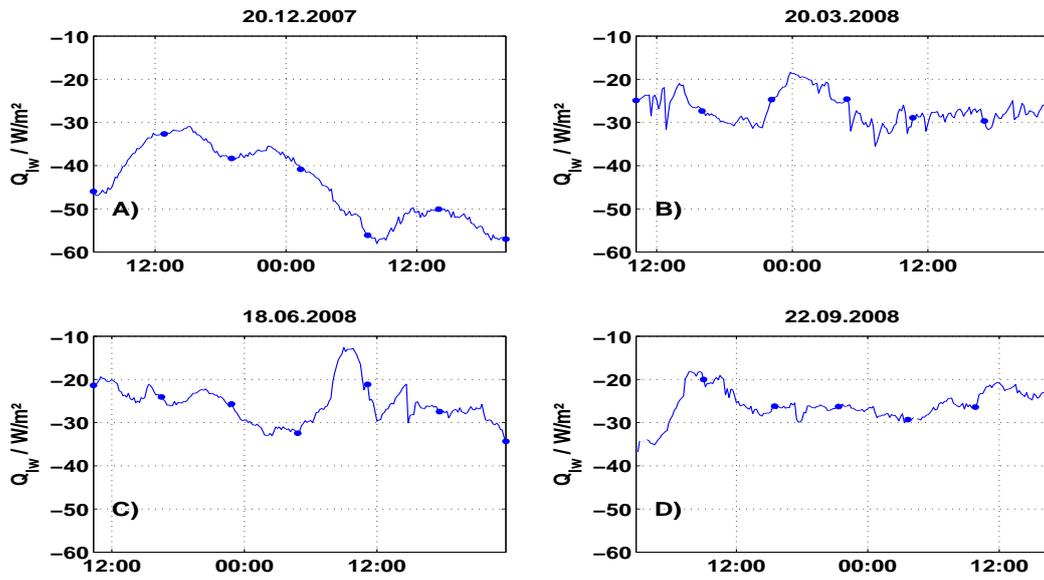


Abbildung 3.27: Langwelliger Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des  $T_{hw}$  bzw.  $T_{nw}$  dar.

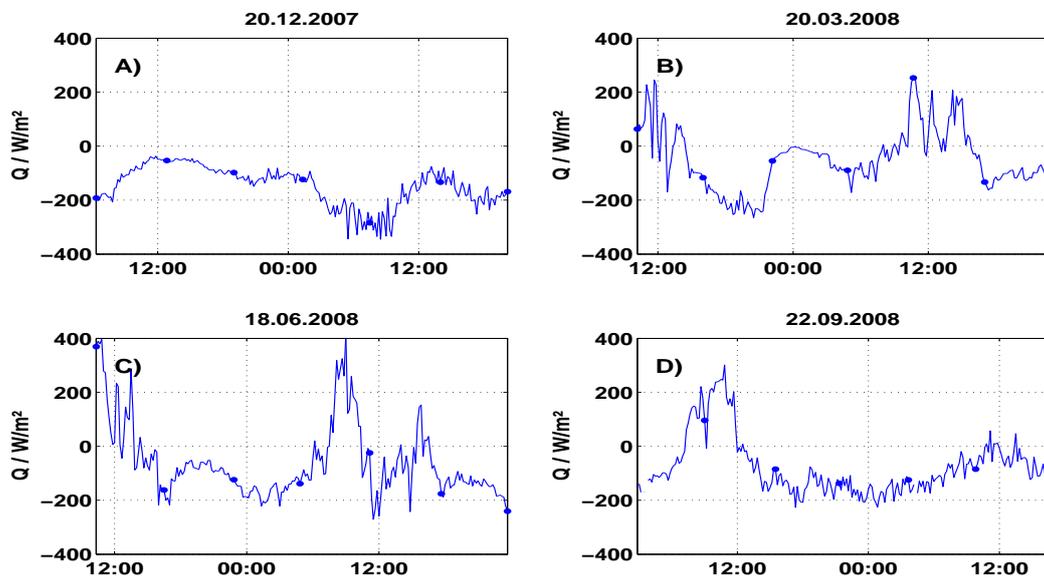


Abbildung 3.28: Summe der Wärmeflüsse an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des  $T_{hw}$  bzw.  $T_{nw}$  dar.

bei ist in der Grafik links oben noch der Gezeitenverlauf zu erkennen. In den anderen Grafiken ist dafür der Einfluss der kurzwelligigen Strahlung zu erkennen. Die Maximalwerte von links oben nach rechts unten liegen bei  $-37.3 \text{ W/m}^2$ ,  $253.1 \text{ W/m}^2$ ,  $525.2 \text{ W/m}^2$  und  $301.3 \text{ W/m}^2$  und die Minimalwerte bei  $-345.4 \text{ W/m}^2$ ,  $-264.9 \text{ W/m}^2$ ,  $-270.8 \text{ W/m}^2$  und  $-226.9 \text{ W/m}^2$ . Die Abbildungen 3.29 bis 3.33 stellen die Temperaturen bzw. Temperaturdifferenz und die Differenz des sensiblen, latenten und langwelligenen Wärmeflusses, sowie der Summe der Wärmeflüsse zwischen Tnw und Thw dar. Bei den Differenzen wurde jeweils der Wert des Thw vom Tnw abgezogen.

In Abb. 3.29 ist die Differenz der Wassertemperatur zwischen Tnw und Thw dargestellt. Dabei ist das ablaufende Wasser im Sommer wärmer und im Winter kälter als das auflaufende Wasser. Dies zeigen auch die Mittelwerte für den Sommer (April bis September) und Winter (Oktober bis März). Im Sommer liegt der Temperaturunterschied bei  $0.7 \text{ }^\circ\text{C}$  und im Winter bei  $-0.6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Dabei werden die größten Differenzen im Mai/Juni erreicht. Danach fällt die Temperaturdifferenz ab und erreicht die kleinsten Werte im Dezember/Januar. Ab dem Jahr 2008 ist dieser Temperaturabfall wesentlich langsamer als der darauf folgende Temperaturanstieg.

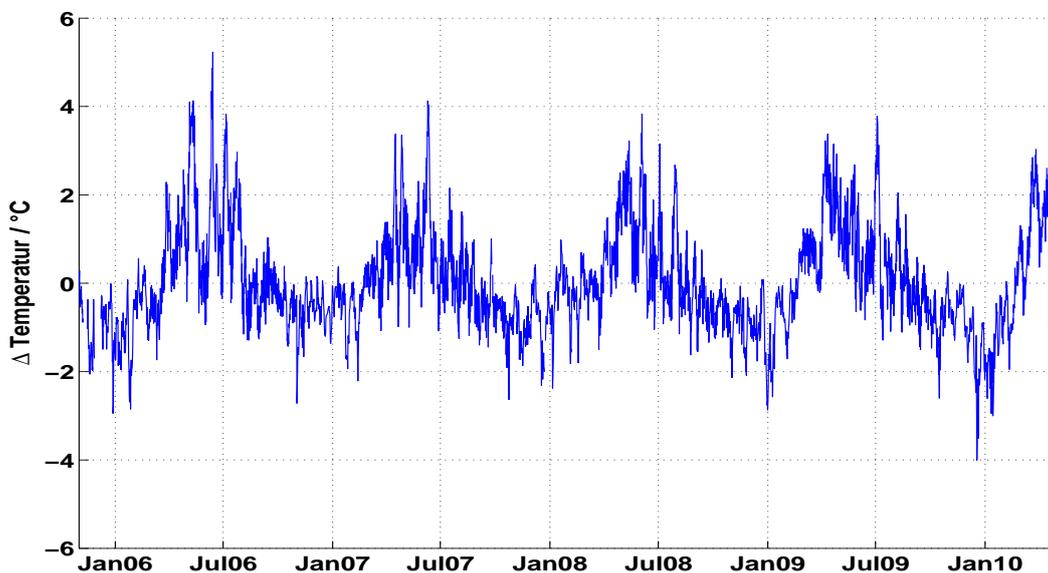


Abbildung 3.29: Differenz der Wassertemperatur zwischen Tnw und Thw

In Abb. 3.30 ist die Differenz des sensiblen Wärmeflusses zwischen dem Tnw und Thw dargestellt. Die Differenz fällt zum Frühling/Sommer ab und steigt darauf wieder an. Dies

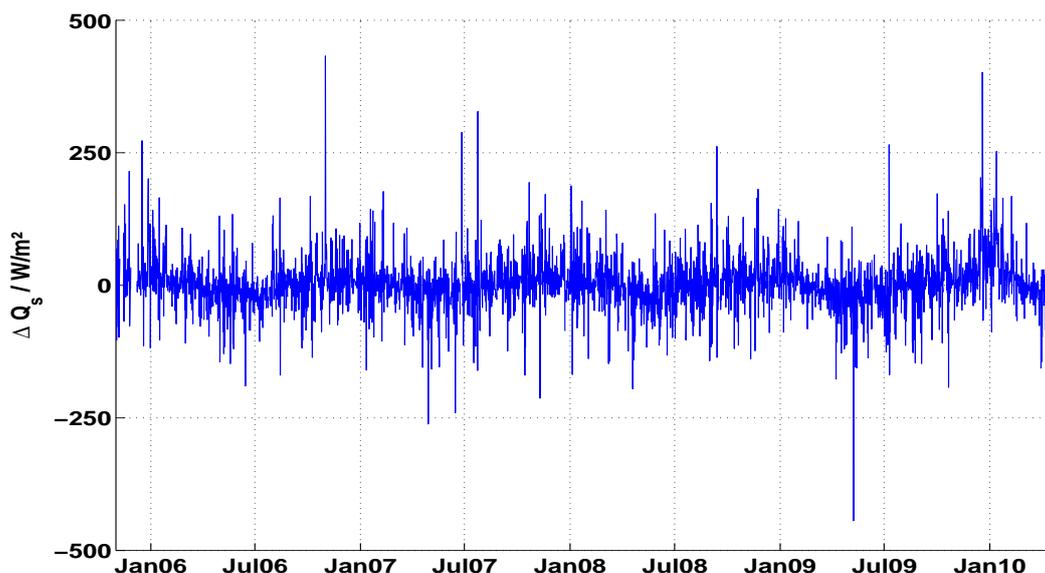


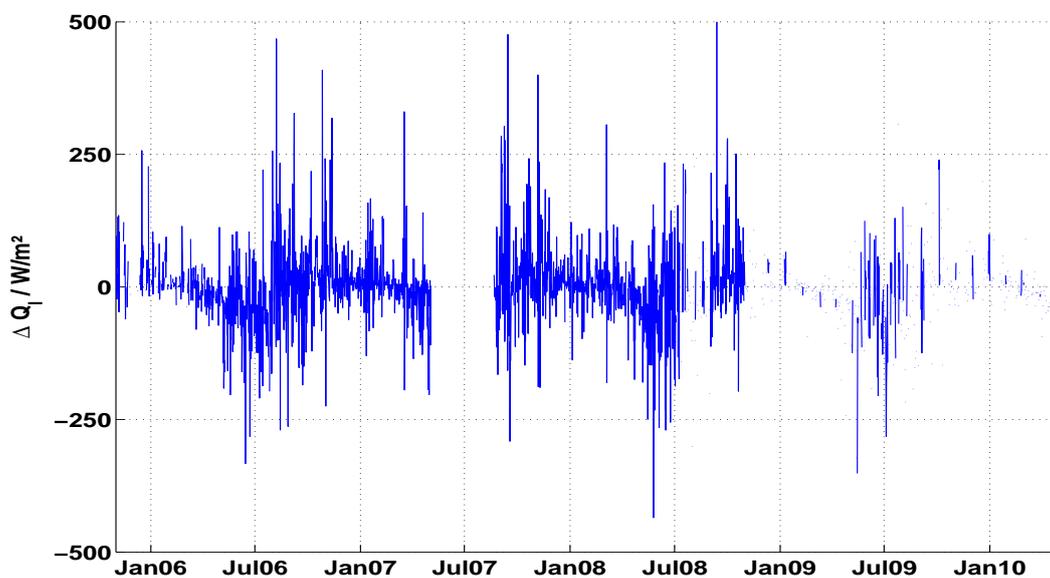
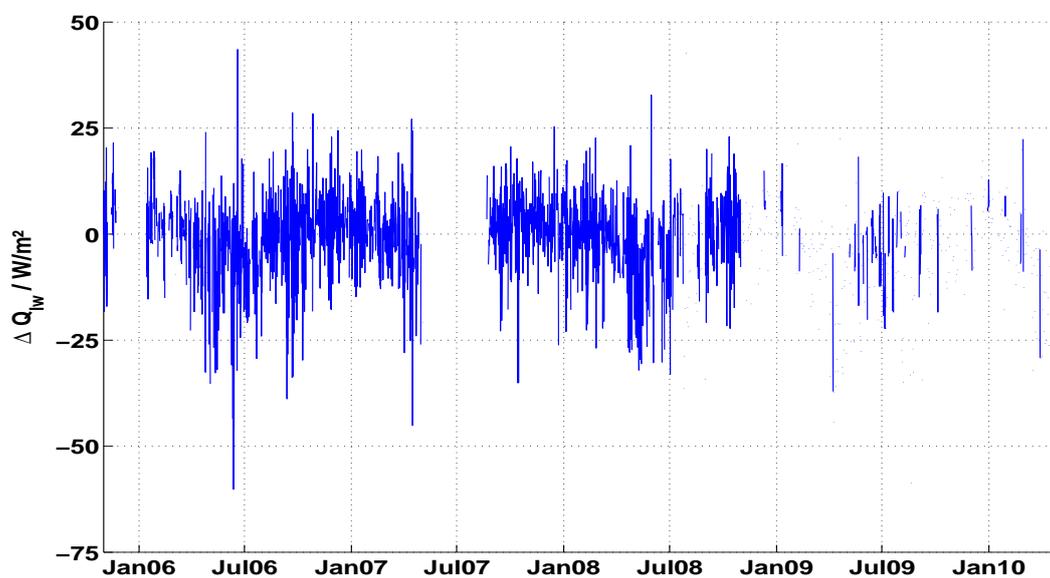
Abbildung 3.30: Differenz zwischen dem Tnw und Thw des sensiblen Wärmeflusses

geben auch die Mittelwerte der Differenz für den Sommer und Winter wieder. Im Sommer liegt der Mittelwert bei  $-11.5W/m^2$  und im Winter bei  $14.2W/m^2$ . Ganz besonders im Dezember 2009 und Januar 2010 ist der sensible Wärmefluss beim Tnw größer als beim Thw.

Die Differenz beim latenten Wärmefluss ist in Abb. 3.31 dargestellt. Auch in diesem Fall sind die Differenzen im Frühling/Sommer kleiner als im Winter. Die Unterschiede sind etwas größer als beim sensiblen Wärmefluss. Die Mittelwerte liegen bei  $-17.9W/m^2$  im Sommer und  $16.1W/m^2$  im Winter. Im Sommer 2007 ist eine große Lücke, da hier der Feuchtigkeitssensor ausgefallen ist. Ab dem Winter 2008/2009 fehlen sehr viele Messdaten. Dies liegt an den häufigen Ausfällen des Feuchtigkeitssensors.

Abb. 3.32 stellt die Differenz des langwelligen Wärmeflusses dar. Auch hier gibt es ab dem Winter 2008/2009 weniger Messwerte. Die Mittelwerte liegen bei  $-5.0W/m^2$  im Sommer und  $1.2W/m^2$  im Winter. Dies spiegelt die Unterschiede im Kurvenverlauf wieder.

In Abb. 3.33 ist die Differenz der Summe der Wärmeflüsse dargestellt. Die Lücken, die bereits in den Abb. 3.32 und 3.33 zu erkennen waren, sind auch hier auszumachen. Die Unterschiede zwischen dem Tnw und Thw sind in dieser Abbildung wesentlich größer als in den Abbildungen zuvor. Dies liegt daran, dass bei der Summe der Wärmeflüsse auch der kurzwellige Wärmefluss mit einbezogen wird. Dieser ist hier aber nicht einzeln darge-

Abbildung 3.31: Differenz zwischen dem  $T_{nw}$  und  $T_{hw}$  des latenten WärmeflussesAbbildung 3.32: Differenz zwischen dem  $T_{nw}$  und  $T_{hw}$  des langwelligen Wärmeflusses

stellt, weil er nicht von den Gezeiten beeinflusst wird. Im Sommer liegt der Mittelwert bei  $-65.3W/m^2$  und im Winter bei  $-15.19W/m^2$ .

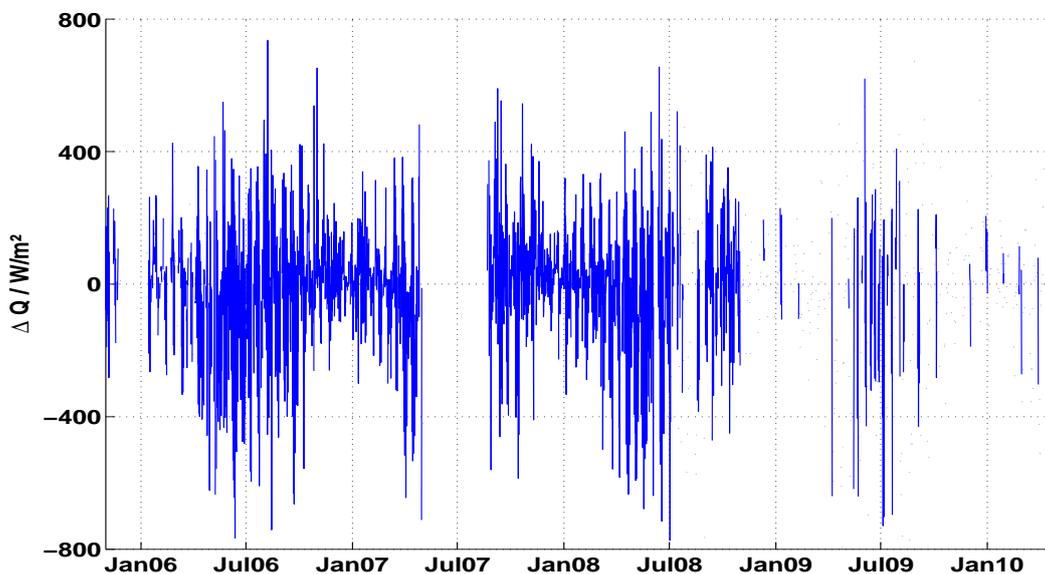


Abbildung 3.33: Differenz zwischen dem  $T_{nw}$  und  $T_{hw}$  der Summe der Wärmeflüsse

### 3.2.3. Stürme

In diesem Abschnitt wird auf die Wärmeflüsse während der Stürme 'Britta' (Abb. 3.34), 'Orkun' (Abb. 3.35) und 'Tilo' (Abb. 3.36) eingegangen. Die Abbildungen zu den restlichen Stürmen aus Abschnitt 2.3 sind im Anhang C.4. Der Sturm 'Dorian' ist nicht aufgeführt, weil zu dem Zeitpunkt, als er sich ereignete, nicht alle Wärmeflüsse verfügbar waren und somit kein Vergleich zu den anderen Stürmen möglich ist.

In den Abbildungen der drei Stürme ist in der Grafik B) der gesamte Wärmefluss zu erkennen. Dieser ist beim Sturm 'Britta' mit  $-2208.9 W/m^2$  wesentlich höher als beim Sturm 'Orkun'  $-979.7 W/m^2$  und Sturm 'Tilo'  $-1131.9 W/m^2$ . Die drei Stürme unterscheiden sich aber nicht nur im Wärmefluss. Auch der Verlauf der Temperaturen, der Windgeschwindigkeit und des Wasserstandes ist unterschiedlich.

Beim Sturm 'Britta' sind in der Grafik B) zwei Minima zu erkennen. Das erste Minimum, bei einem Wert von  $-1891 W/m^2$  fällt mit dem höchsten Wasserstand und der maximalen Windgeschwindigkeit zusammen. Das zweite Minimum, bei  $-2208.9 W/m^2$ , wird kurze Zeit später erreicht. Bei diesem ist die Windgeschwindigkeit geringer, die Lufttemperatur

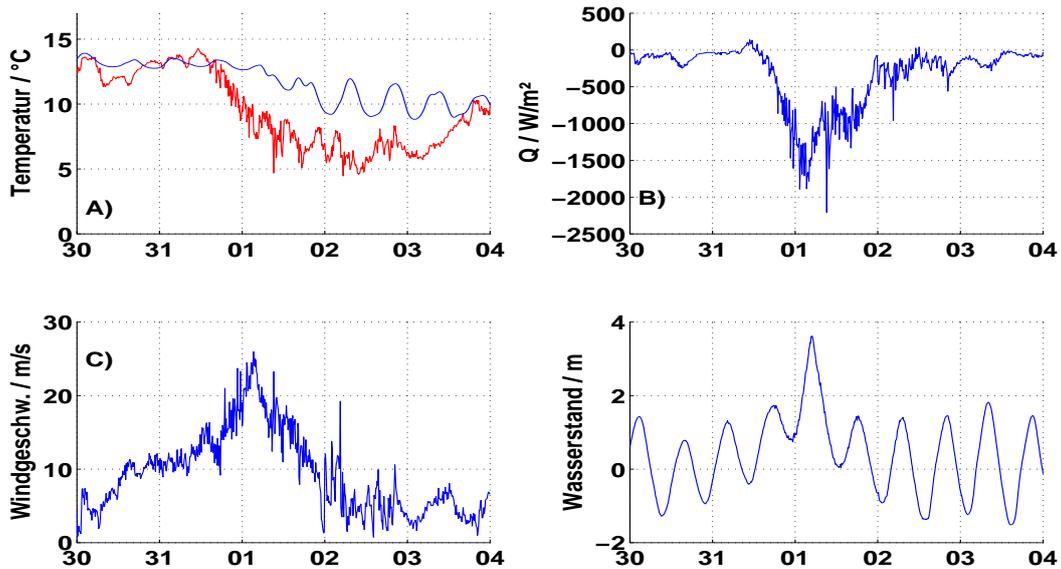


Abbildung 3.34: Sturm Britta (01.11.2006): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

aber gegenüber dem ersten Minimum weiter gesunken, so dass die Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Luft größer geworden ist.

Der Sturm 'Orkun' (Abb. 3.35) erreicht sein Minimum im Wärmefluss (B) beim Maximum des Wasserstandes (D). Zu diesem Zeitpunkt werden aber nicht die maximale Temperaturdifferenz oder Windgeschwindigkeit erreicht. Allerdings kommt es zu diesem Zeitpunkt zu einigen Spitzen in der Lufttemperatur. Die maximale Windgeschwindigkeit wird kurz zuvor erreicht.

In Abb. 3.36 ist der Sturm 'Tilo' dargestellt. Dabei ist auffällig, dass die Lufttemperatur (A) nicht sehr viel kleiner als die Wassertemperatur ist. Es gibt aber einige Peaks in der Lufttemperatur, wo diese stark abfällt. Zu einem dieser Zeitpunkte werden auch das Minimum des Wärmeflusses (B) und das Maximum der Windgeschwindigkeit (C) erreicht. Außerdem wird dabei der höchste Wasserstand (D) erreicht.

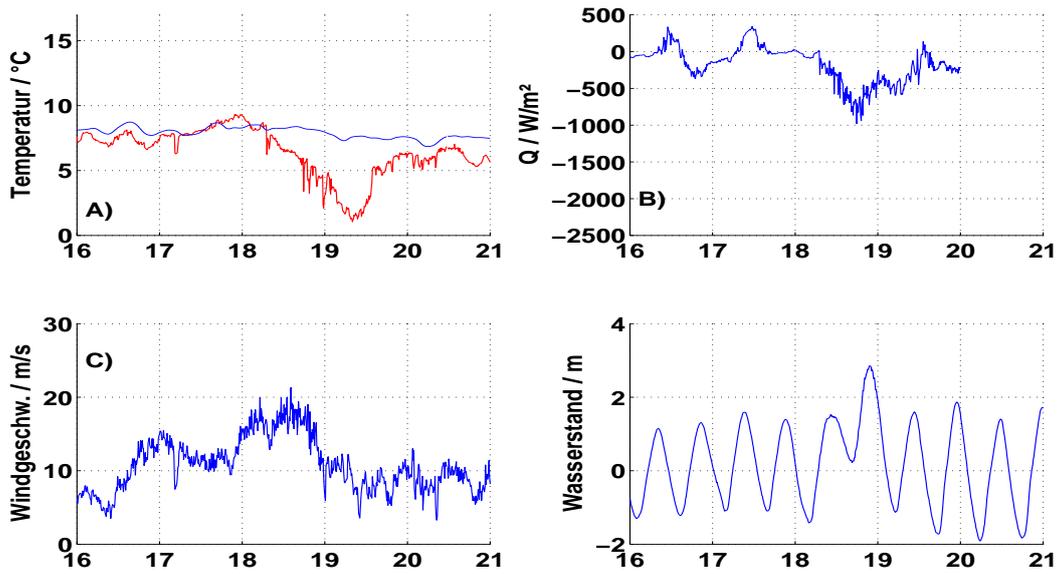


Abbildung 3.35: Sturm Orkun (18.03.2007): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

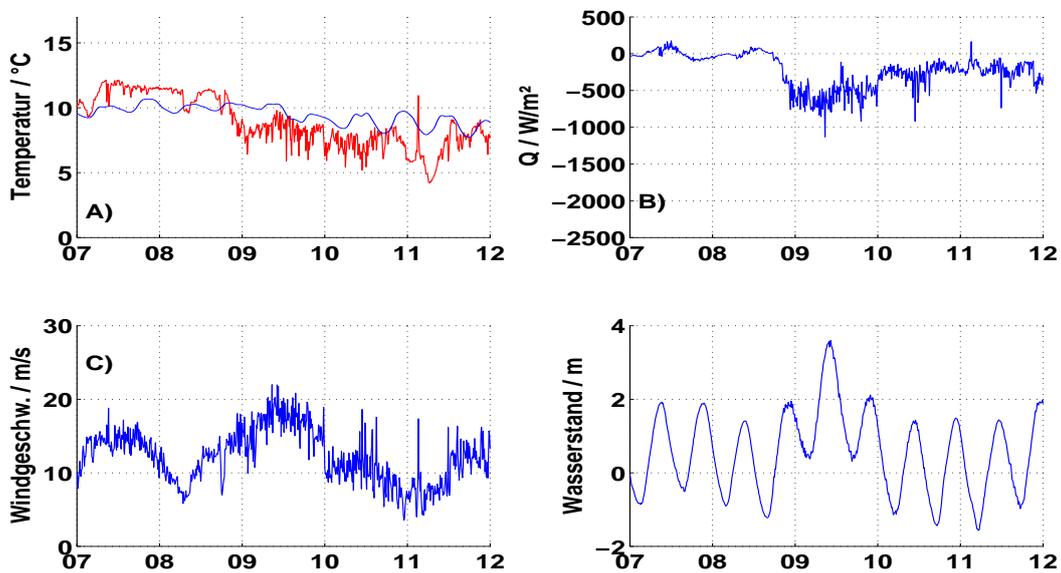


Abbildung 3.36: Sturm Tilo (09.11.2007): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

### 3.3. Diskussion und Interpretation

Im vorherigen Abschnitt wurden die Ergebnisse der Wärmeflussberechnung dargestellt und beschrieben. Hier werden die Ergebnisse nun diskutiert und mit Berechnungen an anderen Orten in Bezug gesetzt.

#### 3.3.1. Vergleich der Berechnungsmethoden

In Abschnitt 3.1.2 wurden die Berechnungsmethoden von Rosati und Miyakoda (1988) und Beardsley et al. (1999) miteinander verglichen, da die Berechnungsmethoden teilweise relativ große Unterschiede aufweisen. Aufgrund des Vergleiches wurde dann für die einzelnen Wärmeflüsse ( $Q_s$ ,  $Q_l$ ,  $Q_{lw}$ ) jeweils eine Berechnungsmethode ausgewählt.

Beim sensiblen Wärmefluss  $Q_s$  und latenten Wärmefluss  $Q_l$  hat sich herausgestellt, dass die größten Unterschiede durch den Widerstandskoeffizienten kommen. Dieser ist bei Rosati und Miyakoda (1988) wesentlich größer als bei Beardsley et al. (1999). Der Unterschied zwischen den Koeffizienten liegt hauptsächlich an der Verdoppelung des Koeffizienten bei Rosati und Miyakoda (1988), wenn die Wassertemperatur größer als die Lufttemperatur ist. Die unteren Luftschichten werden dadurch vom Wasser erwärmt und steigen nach oben. Durch diese zusätzlichen vertikalen Bewegungen in der Luft kann mehr Wärme vom Meer an die Atmosphäre abgegeben werden, als wenn nur horizontale Luftbewegungen vorhanden wären. Aus diesem Grund wurde für die Berechnung von dem sensiblen Wärmefluss  $Q_s$  Formel 3.2 aus Rosati und Miyakoda (1988) benutzt. Für die Berechnung des latenten Wärmeflusses  $Q_s$  wurde aus den gleichen Gründen Formel 3.7 aus Rosati und Miyakoda (1988) benutzt.

Zur Berechnung des langwelligen Wärmeflusses  $Q_{lw}$  wurde Formel 3.14 aus Beardsley et al. (1999) gewählt. Die Unterschiede dieser Formel zu Formel 3.12 von Rosati und Miyakoda (1988) sind nicht so groß, wie die Unterschiede zwischen den sensiblen bzw. latenten Wärmeflüssen. Die Differenzen zwischen den Ergebnissen der beiden Formeln kommen durch den unterschiedlichen Einfluss der Wolkenbedeckung zustande. Der Einfluss ist bei Beardsley et al. (1999) von dem Breitengrad abhängig. Bei Rosati und Miyakoda (1988) ist diese Abhängigkeit nicht vorhanden, sondern es wird eine Konstante verwendet. Aus diesem Grund wurde Formel 3.14 für die Berechnung des langwelligen Wärmeflusses  $Q_{lw}$  benutzt.

### 3.3.2. Mehrjährig

Die Ergebnisse der Wärmeflüsse haben gezeigt, dass es sehr große Unterschiede zwischen den einzelnen Jahreszeiten gibt. Dabei unterliegt der Wärmefluss im Sommer wesentlich größeren Schwankungen als im Winter. Dies kommt zum Teil von der höheren kurzwelligen Einstrahlung während der Sommermonate. In den Wintermonaten ist die Einstrahlung dagegen geringer. Die Änderung der Einstrahlung lässt sich durch die Präzession der Erde erklären. Mit der Präzession wird der Unterschied zwischen der Rotationsachse und des Normalenvektors der Ekliptik beschrieben. Durch diesen Unterschied scheint die Sonne im Sommer und Winter unterschiedlich auf die Nordhalbkugel. Dadurch ist die Strahlung pro Fläche ( $W/m^2$ ) im Sommer größer als im Winter. Dies führt im Sommer zu einer stärkeren Erwärmung des Wassers. Weiterhin liefert die kurzwellige Einstrahlung den größten Anteil an Wärme, die in den Ozean geht. Die anderen Wärmeflüsse liefern dagegen einen Beitrag, der hauptsächlich von dem Ozean in die Atmosphäre abgegeben wird. Dabei ist die langwellige Wärmestrahlung relativ konstant und schwankt um einen Wert von  $-26.2 W/m^2$  bei Abb. 3.14 (B). Die Änderungen bei der sensiblen Wärme sind wesentlich größer und der latente Wärmefluss weist die größten Änderungen auf. Dabei werden die Minima im Sommer erreicht und die Maxima im Winter. Dies lässt sich über die stärkere Einstrahlung im Sommer erklären. Dadurch erwärmt sich die Wasseroberfläche stärker und somit verkleinert sich der Wert für den latenten Wärmefluss, was einem stärkeren Wärmefluss vom Ozean in die Atmosphäre entspricht. Dies wird auch noch durch die geringe Luftfeuchtigkeit im Sommer unterstützt.

Ein Vergleich der Abbildungen 3.13 A) und 3.11 B) ermöglicht, den Einfluss der Temperaturdifferenz auf den sensiblen Wärmefluss zu beschreiben. Bei Zeitpunkten an denen die Lufttemperatur kleiner als die Wassertemperatur ist, also die Temperaturdifferenz positiv ist, fällt der Wert für die sensible Wärme stark. Wenn die Voraussetzungen dagegen umgekehrt sind, steigt der Wert an. Dadurch ergeben sich Situationen, an denen sich der Wärmefluss schnell ändert. Dies ist hauptsächlich auf die Lufttemperatur zurückzuführen, da diese sich an der Station meistens schneller ändert als die Wassertemperatur. Das liegt an der unterschiedlichen Wärmekapazität der Luft und des Wassers. In der Luft liegt der Wert bei  $1.01 J/(g * K)$  und im Wasser bei  $4.18 J/(g * K)$  (Kuchling, 1984). Dadurch nimmt die Luft die Wärme wesentlich schneller auf, gibt sie aber auch wieder schneller

ab. Außerdem spielt der Wärmeübergangskoeffizient eine große Rolle. Dieser beschreibt die Wärmeleitung an der Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlichen Stoffen. Der Koeffizient ist aber sehr stark von der aktuellen Windgeschwindigkeit abhängig, wodurch er bei höherer Windgeschwindigkeit stärker ansteigt als bei niedriger Windgeschwindigkeit. Außerdem ist der Koeffizient beim Wärmefluss vom Wasser in die Luft wesentlich größer als in umgekehrter Richtung (Kuchling, 1984). Dadurch sind die sensiblen Wärmeflüsse vom Meer in die Atmosphäre wesentlich größer als von der Atmosphäre in das Meer.

Auch der Wind (Abb. 3.12 A) hat einen Einfluss auf den sensiblen Wärmefluss. Der Einfluss wird aber nicht immer sofort ersichtlich, da sich zu Zeitpunkten von hohen Windgeschwindigkeiten auch die Temperaturdifferenz ändert.

Für den latenten Wärmefluss wurde bereits die Bedeutung der Einstrahlung und der Luftfeuchtigkeit herausgestellt. Aber auch die Temperaturdifferenz hat einen Einfluss auf den Wärmefluss. Dies wird besonders deutlich bei Zeitpunkten, wo die Temperaturdifferenz negativ wird, da hier auch der Wärmefluss kleiner wird.

In Kent und Taylor (1995) werden Ergebnisse für den latenten und sensiblen Wärmefluss am Golfstrom beschrieben. Dabei wird erwähnt, dass für die meiste Zeit im Jahr ein Wärmefluss vom Ozean in die Atmosphäre gegeben ist, wie es auch an der Messstation der Fall ist. Das Maximum wird hierbei im Winter erreicht. Im Sommer kommt es dagegen zu Wärmeflüssen von der Atmosphäre in den Ozean. Dies wird auch intuitiv für die Messstation angenommen, da für viele Menschen die Luft im Sommer wärmer als das Meer ist. Dem ist aber nicht so. Im Sommer ist der gesamte Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre wesentlich größer als im Winter. Bei dem Vergleich der Wärmeflüsse am Golfstrom wurde festgestellt, dass der latente Wärmefluss größere Werte erreicht, als der sensible. Die Beobachtungen für die latenten und sensiblen Wärmeflüsse stimmen mit denen an der Station überein, da der latente Wärmefluss im Mittel bei  $-73.5 \text{ W/m}^2$  und der sensible bei  $-21.5 \text{ W/m}^2$  liegt.

Die Summe der Wärmeflüsse ist von den vier einzelnen Wärmeflüssen abhängig. Dadurch ergeben sich im Sommer die größten und im Winter die geringsten Schwankungen. Im Mittel liegt der Wärmefluss aber bei  $-37.7 \text{ W/m}^2$ . Dieses Ergebnis für die Wärmeflüsse wird durch Bunker (1976) bestätigt. Er schreibt, dass es östlich von England aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten einen Wärmeverlust gibt. Dies entspricht einem negativen Wärmefluss, wie er für die Station berechnet wurde.

#### 3.3.3. Einfluss der Gezeiten

Bei den Untersuchungen der Wärmeflüsse wurde auch auf den Einfluss der Gezeiten eingegangen. Zu diesem Zweck wurden sowohl kurze Zeiträume (Abb. 3.23 bis Abb. 3.28), als auch die Differenzen zwischen den Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser (Abb. 3.29 bis Abb. 3.33) untersucht. Es hat sich dabei herausgestellt, dass die Gezeiten einen Einfluss auf die Wärmeflüsse haben. Dies ist aber nicht immer offensichtlich, da es auch Gezeiten gibt, an denen sich die Wassertemperatur nicht ändert. Abb. 3.29 zeigt außerdem, dass dies die Ausnahme ist. Beim sensiblen Wärmefluss hat die Temperaturdifferenz einen großen Einfluss. Obwohl in der Wassertemperatur ein Gezeitensignal vorhanden sein kann, muss dies nicht unbedingt für die Temperaturdifferenz zutreffen, da die Lufttemperatur dem Gezeitensignal entgegenwirken kann. Abbildung 3.29 zeigt aber auch, dass im Winter die Nordsee wärmer als das Wattenmeer ist. Dies ist auch in den anderen Abbildungen mit den Differenzen zu erkennen. Eine negative Differenz bei den Wärmeflüssen weist daraufhin, dass beim  $T_{nw}$  mehr Wärme vom Meer an die Atmosphäre abgegeben wird als beim  $T_{hw}$ . Ein direkter Vergleich der Mittelwerte der Wärmeflüsse bei  $T_{nw}$  bzw.  $T_{hw}$  im Sommer und Winter bestätigt den Temperaturunterschied zwischen Nordsee und Rückseitenwatt. Dadurch kommt es zu einem horizontalen Wärmetransport zwischen der Nordsee und dem Wattenmeer. Dieser ist im Sommer vom Wattenmeer in die Nordsee gerichtet und im Winter entgegengesetzt. Diese Ergebnisse decken sich mit Ergebnissen von Onken et al. (2007). In der Veröffentlichung wurde der Wärmeaustausch zwischen dem Hörnum-Becken und der Nordsee berechnet.

Damit gibt es im Sommer einen Wärmetransport vom Rückseitenwatt in die Nordsee und einen Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre an der Messstation. Es ist anzunehmen, dass der Wärmetransport über die ganze Breite der Otzumer Balje erfolgt. Der Wärmefluss zwischen Meer und Atmosphäre im Rückseitenwatt ist ähnlich dem an der Messstation. Dies entspricht im Sommer einem Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre. Dies trifft aber nur im Mittel zu. Es gibt also auch Zeiten an denen es einen Wärmefluss in umgekehrter Richtung gibt. In diesen Zeiten kann aber nicht der gesamte Wärmeeintrag in das Meer passieren. Dadurch muss es noch einen anderen Grund gegeben, der für einen Zufluss an Wärme in das Watt sorgt. Dies kann zum einen das Wasser, das aus den Sellen an der Küste fließt, sein oder aber die Gebiete im Watt sein, die während der Ebbe

trocken fallen. Diese Gebiete wärmen sich durch Sonneneinstrahlung sehr stark auf. Wenn das Gebiet bei einer Flut wieder überspült wird, wird die Wärme an das kältere Wasser abgegeben (Andrews, 1980). Dietrich et al. (1975) sieht diesen Wärmefluss dagegen als eher gering an. Dies kann aber auch an den unterschiedlichen Bedingungen des Bodens liegen (Andrews, 1976), der einen großen Einfluss auf den dortigen Wärmefluss hat. Es muss allerdings noch eine Unterscheidung zwischen Tag und Nacht gemacht werden. In der Nacht kühlt der Boden bei Ebbe stärker aus als das Wasser. Dies führt dazu, dass das Wasser in der Nacht noch zusätzlich vom Boden gekühlt wird. Das Wasser aus dem Siel ist nicht viel wärmer als das Wasser im Rückseitenwatt. Außerdem ist das Volumen im Vergleich zum Wasservolumen im Rückseitenwatt gering. Aus diesen Überlegungen heraus müssten die aufgewärmten Wattböden hauptsächlich für die Wärmezufuhr im Rückseitenwatt verantwortlich sein.

Im Winter ist der Wärmefluss dagegen von der Nordsee in das Rückseitenwatt, aber auch im Mittel vom Meer in die Atmosphäre. Wie im Sommer ist das Volumen des Wassers aus dem Siel zu gering, um eine große Änderung der Temperatur zu erzeugen. Die trocken fallenden Flächen während der Ebbe werden im Winter auch nicht so stark aufgewärmt, da  $Q_{sw}$  deutlich kleiner ist als im Sommer. Dadurch kommt es im Mittel zu einer Abkühlung des Wassers, wenn es die trockenen Flächen wieder überflutet. Daraus ergibt sich, dass der hauptsächliche Anteil der Wärme für das Rückseitenwatt im Winter aus der Nordsee kommt.

#### **3.3.4. Einfluss der Stürme**

In Abschnitt 3.2.3 wurde der gesamte Wärmefluss für die drei Stürme 'Britta', 'Orkun' und 'Tilo' betrachtet und die gesamten Wärmeflüsse miteinander verglichen. Dabei hat sich herausgestellt, dass der Sturm 'Britta' den größten Wärmefluss aufweist. Der Grund dafür sind die meteorologischen und hydrographischen Bedingungen, die zu großen sensiblen und latenten Wärmeflüssen führen.

Der sensible Wärmefluss ist von der Temperaturdifferenz und der Windgeschwindigkeit abhängig. Diese sind beim Sturm 'Britta' am größten. Bei der Temperaturdifferenz, beim Sturm 'Britta', liegt dies an der hohen Wassertemperatur und der niedrigen Lufttemperatur. Diese hohe Wassertemperatur führt auch zu einem größeren latenten Wärmefluss bei diesem Sturm. Der langwellige Wärmefluss ist klein gegenüber dem sensiblen und latenten

Wärmefluss und hat damit kaum Auswirkungen auf das Gesamtergebnis.

In Palmen (1948) werden Gründe für die Entstehung von tropischen Stürmen beschrieben. Diese kommen zwar nicht in der Nordsee vor, es gibt aber Gemeinsamkeiten zwischen tropischen Stürmen und dem Sturm 'Britta'. So sind für einen tropischen Sturm verschiedene hydrographische und meteorologische Bedingungen nötig. Bei den hydrographischen Bedingungen sind die hohe Wassertemperatur und die Luftfeuchtigkeit wichtig, da der tropische Sturm über diese Bedingungen Energie erhält. Dies ist vergleichbar mit dem großen latenten Wärmefluss beim Sturm 'Britta'. Allerdings war beim Sturm 'Britta' die Wassertemperatur deutlich geringer. Der sensible Wärmefluss bei einem tropischen Sturm ist auch bedeutend, da die Luftschichtung labil ist. So kann es aufgrund von Temperaturdifferenzen zu einem großen sensiblen Wärmetransport kommen, wie beim Sturm 'Britta'. Weiterhin sind für einen tropischen Sturm die Gebiete wichtig, in denen er entstehen kann. Diese liegen nördlich und südlich des Äquators und damit weit von der Nordsee entfernt. Bei den beiden anderen Stürmen sind die gesamten Wärme Flüsse gleich groß, obwohl es deutliche Unterschiede in der Temperaturdifferenz gibt. Diese ist beim Sturm 'Tilo' wesentlich geringer als beim Sturm 'Orkun'. Dafür ist beim Sturm 'Tilo' die Wassertemperatur höher als beim Sturm 'Orkun'. Die Windgeschwindigkeit ist beim Sturm 'Orkun' auch etwas kleiner. Dies führt zu einem größeren latenten Wärmefluss beim Sturm 'Tilo' und einem größeren sensiblen Wärmefluss beim Sturm 'Orkun'.

### 3.4. Fazit

Bei der Betrachtung der Wärmeflüsse hat sich herausgestellt, dass die beiden unterschiedlichen Berechnungsmethoden einen großen Einfluss auf das Ergebnis haben. Dies zeigt sich besonders beim sensiblen und latenten Wärmefluss. Diese beiden Wärmeflüsse liefern auch den Hauptanteil für den Wärmefluss vom Meer in die Luft. Durch das Verwenden einer anderen Formel kann es leicht zu einem falschen Gesamtergebnis kommen. Durch die Überlegungen aus Abschnitt 3.1.2 haben sich die Formeln von Rosati und Miyakoda (1988) als besser für den sensiblen und latenten Wärmefluss herausgestellt. Für den langwelligen Wärmefluss wurde die Formel von Beardsley et al. (1999) benutzt. Dabei muss aber beachtet werden, dass die verwendeten Parametrisierungen nicht für die Nordsee hergeleitet wurden. Um die benutzten Formeln für dieses Gebiet anpassen zu können, müssen die Wärmeflüsse direkt gemessen werden. Für den langwelligen Wärmefluss kann für eine Messung ein Infrarotradiometer, das auf die Wasseroberfläche gerichtet ist, verwendet werden. Die Messung des sensiblen bzw. latenten Wärmeflusses ist wesentlich schwieriger. In Large und Pond (1982) werden Angaben für die Messungen dieser beiden Größen gemacht. Der sensible, latente und langwellige Wärmefluss liefern den Anteil an der Summe der Wärmeflüsse vom Meer in die Atmosphäre. Teilweise sind diese drei Wärmeflüsse auch in die andere Richtung gerichtet. Dagegen ist der kurzwellige Wärmefluss von der Atmosphäre in das Meer gerichtet. Dabei werden im Sommer die maximalen und minimalen Werte bei der Summe der Wärmeflüsse erreicht. Allerdings ist die Summe vom sensiblen und latenten Wärmefluss größer als der kurzwellige Wärmefluss. Dies führt dazu, dass es im Sommer im Mittel einen Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre gibt. Im Winter sind die Schwankungen der einzelnen Wärmeflüsse nicht so groß und der gesamte Wärmefluss ist fast Null. Diese Eigenschaften sind gut an den Monatsmittelwerten der Wärmeflüsse zu erkennen. Die so gewonnenen Ergebnisse stimmen mit den Berechnungen von Bunker (1976) überein. Die Einflüsse auf die einzelnen Wärmeflüsse lassen sich gut über die FFT erkennen. So werden alle Wärmeflüsse von dem täglichen und jährlichen Verlauf der Sonne beeinflusst. Der sensible, latente und langwellige Wärmefluss, sowie die Summe der Wärmeflüsse werden zusätzlich noch von den Gezeiten beeinflusst.

Durch den Vergleich der Wärmeflüsse bei Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser konnten jahreszeitliche Unterschiede ausgemacht werden. Dadurch ergibt sich im Sommer ein

Wärmetransport vom Rückseitenwatt in die Nordsee. Im Winter ist dieser umgekehrt. Im Zusammenhang mit den Wärmeffüssen zwischen Meer und Atmosphäre ergibt sich daraus noch Annahmen über den Wärmeffluss zwischen Wattboden und dem Meer. Dies führt zu einer starken Erwärmung des Wattbodens im Sommer bei Ebbe. Bei Flut entsteht ein Wärmeffluss vom Boden in das Meer. Im Winter geht dieser Wärmeffluss vom Meer in den Boden, weil dieser schneller auskühlt. Für genauere Werte zum Wärmetransport müssen aber Transekte mit einem Boot zwischen den Inseln gefahren werden, um Werte über die Temperaturschichtung im Wasser und den Volumentransport des Wassers zwischen der Nordsee und dem Rückseitenwatt zu bekommen.

Bei den Stürmen hat sich herausgestellt, dass die Wärmefflüsse bei jedem Sturm anders sind. Dies liegt an den unterschiedlichen hydrographischen und meteorologischen Bedingungen der einzelnen Stürme. Für die Wärmefflüsse sind aber besonders die Wassertemperatur (latenter Wärmeffluss) und die Differenz zwischen Wasser- und Lufttemperatur (sensibler Wärmeffluss) wichtig. Dabei hat sich herausgestellt, dass es trotz der gleichen gesamten Wärmefflusses deutliche Unterschiede in den einzelnen Wärmefflässen geben kann. Bei dem Sturm 'Britta' waren außerdem Gemeinsamkeiten mit den Bedingungen für tropische Stürme zu erkennen.

---

## 4. Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit war es, Aussagen über den Einfluss von Gezeiten und Stürmen in Bezug auf den Wasserstand und Wärmefluss zu treffen. Dies war aufgrund der Validierung der Wasserstandsdaten auch möglich. Besonders gezeigt hat sich dies bei den Ergebnissen der Analyse der Sturmfluten. Diese Analyse hätte bei den Originaldaten dazu geführt, dass auch Ausreißer als Sturmfluten erkannt worden wären. Es war außerdem möglich Schwellwerte für Sturmfluten an der Station zu berechnen. Bei der Fourieranalyse wurden allerdings die Frequenzen der Spring-/Nipp-Tiden nicht gefunden. Die harmonische Analyse hat aber auch für diese Frequenzen ein Ergebnis geliefert. Außerdem haben sowohl die Fourieranalyse als auch die harmonische Analyse gezeigt, dass die  $M_2$  Gezeit den größten Einfluss auf die Wasserstandsänderungen hat und es somit die zweimal täglichen Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser gibt. Aufgrund der Validierung am Anfang sollte überlegt werden, ob es nicht sinnvoll ist, noch ein weiteres Verfahren zur Wasserstandsbestimmung zu verwenden. In diesem Fall wäre ein Radarpegel am besten geeignet.

Durch die Ergebnisse der Analyse der Wasserstandsdaten war es möglich die Wärmeflussdaten auf den Einfluss der Gezeiten und der Stürme zu untersuchen. Die Untersuchungen der unterschiedlichen Berechnungsmethoden der Wärmeflussdaten haben dazu geführt, dass der sensible und latente Wärmefluss nach Rosati und Miyakoda (1988) und der langwellige Wärmefluss nach Beardsley et al. (1999) berechnet werden. Dabei ergab sich für die einzelnen Wärmeflüsse jeweils ein Jahresverlauf bei dem die höchsten, beim kurzwelligen Wärmefluss, bzw. niedrigsten, beim sensiblen und latenten Wärmefluss, Werte im Sommer erreicht werden. Der langwellige Wärmefluss ist dagegen fast konstant, obwohl auch hier kleinere Schwankungen über das Jahr hinweg zu erkennen sind. Dadurch ergeben sich bei der Summe der Wärmeflüsse auch die größten Schwankungen im Sommer. Insgesamt ergibt sich durch die Werte des sensiblen und langwelligen Wärmeflusses ein Wärmefluss vom Meer in die Atmosphäre, der im Sommer stärker ist als im Winter. Durch den Vergleich der Wärmeflüsse beim Tidenniedrigwasser und Tidenhochwasser ergab sich ein Wärmetransport von der Nordsee in das Rückseitenwatt im Winter und in umgekehrter Richtung im Sommer. Durch diese Wärmetransporte konnten noch Aussagen über die trockenfallenden Wattböden gemacht werden. Diese erwärmen das Wasser im Sommer und kühlen es im Winter ab. Für diese beiden Punkte sind aber noch weitere Messungen nötig, da hier nur

Abschätzungen gemacht werden konnten. Bei den Wärmeflüssen während der Sturmfluten hat sich gezeigt, dass die Wärmeflüsse hauptsächlich von der Wassertemperatur und der Temperaturdifferenz abhängen. Warmes Wasser und kalte Luft führen dadurch zu einem großen Wärmefluss und einem starken Sturm, was besonders beim Sturm 'Britta' zu beobachten ist.

## A. Begriffserklärung

Begriff	Symbol	Einheit	Beschreibung
BSH			Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie
Ebbe			Zeit vom Tidenhochwasser zum Tidenniedrigwasser
Flut			Zeit vom Tidenniedrigwasser zum Tidenhochwasser
Gezeit			Die Zeit zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tidenhochwasser oder Tidenniedrigwasser
hydrographische Jahr			Ein hydrographisches Jahr beginnt am 1. November und endet am 31. Oktober. Dabei wird die Jahreszahl von dem Jahr mit den Monaten Januar bis Oktober verwendet.
mittleres Tidenhochwasser	MThw	m	Mittelwert der Tidenhochwasser
mittleres Tidenniedrigwasser	MThw	m	Mittelwert der Tidenniedrigwasser
NLWKN			Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
Pegel			Einrichtung zur Messung des Wasserstand
Seebär			Eine große Änderung des Wasserstandes in kurzer Zeit
Sturmflut		m	Wasserstand, der das mittlere Tidenhochwasser um mindestens 1.5 m übersteigt
Tidenhochwasser	Thw	m	Zeitpunkt während einer Gezeit, an dem der höchste Wasserstand erreicht wird.
Tidenniedrigwasser	Tnw	m	Zeitpunkt während einer Gezeit, an dem der niedrigste Wasserstand erreicht wird.
Wasserstand		m	Höhe des Wassers über den Drucksensoren
Wärmefluss	$Q$	$W/m^2$	Summe der einzelnen Wärmeeflüsse zwischen Meer und Atmosphäre

<b>Begriff</b>	<b>Symbol</b>	<b>Einheit</b>	<b>Beschreibung</b>
Wärmefluss, kurzwellig	$Q_{sw}$	$W/m^2$	Wärmefluss durch Sonneneinstrahlung in das Meer
Wärmefluss, langwellig	$Q_{lw}$	$W/m^2$	Wärmefluss durch Infrarotstrahlung zwischen Meer und Atmosphäre
Wärmefluss, latent	$Q_l$	$W/m^2$	Wärmefluss durch Zustandsänderung zwischen Meer und Atmosphäre
Wärmefluss, sensibel	$Q_s$	$W/m^2$	Wärmefluss durch Temperaturdifferenz zwischen Meer und Atmosphäre
Wärmetransport			Horizontaler Wärmetransport zwischen dem Rückseitenwatt und der Nordsee

## B. Wasserstand

In diesem Teil des Anhangs befinden sich zusätzliche Abbildungen des Abschnitts 2 und die komplette Herleitung der harmonischen Analyse.

### B.1. Abbildungen Validierung

#### Validierung Ursprung

Die folgenden Abbildungen sind Ausschnitte für die einzelnen hydrographischen Jahre der Abb. 2.1.

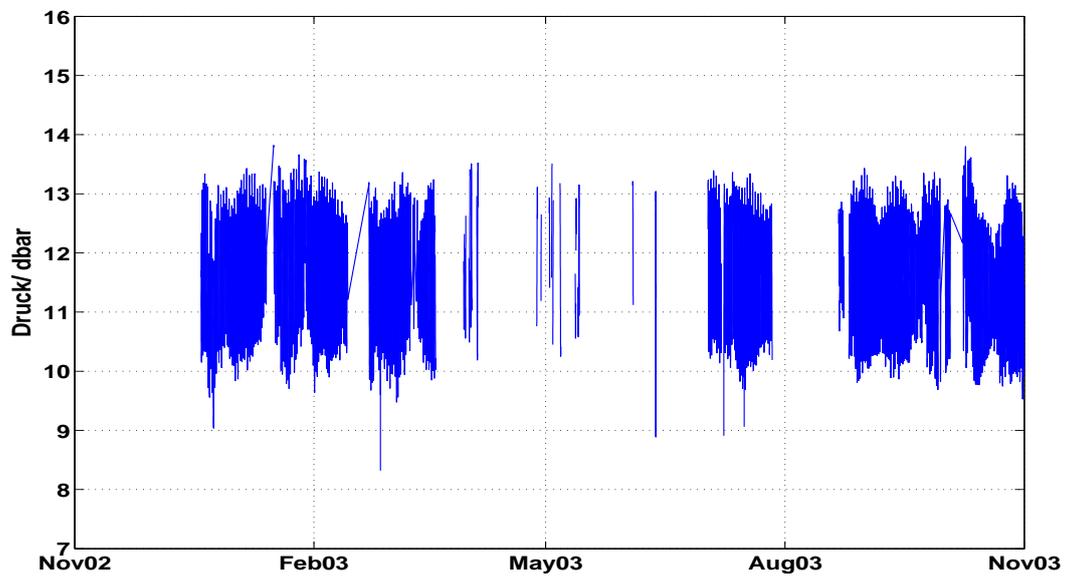


Abbildung B.1: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2003 vor der Validierung.

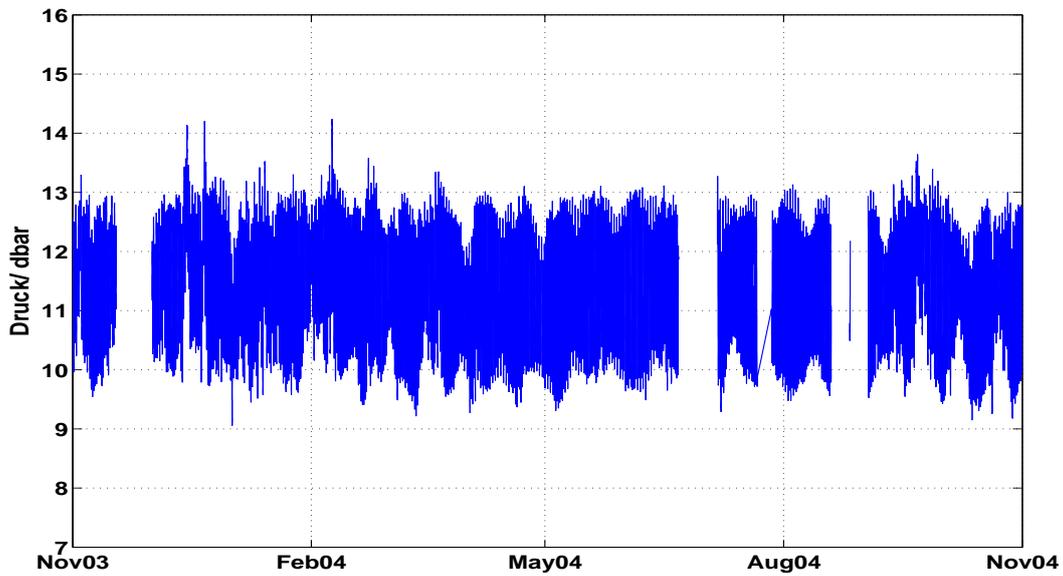


Abbildung B.2: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2004 vor der Validierung.

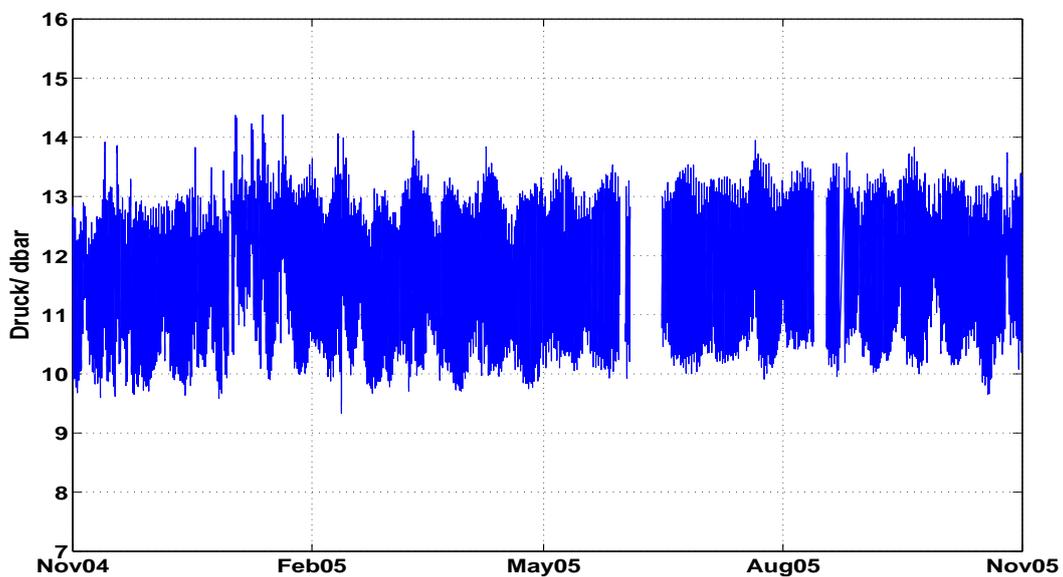


Abbildung B.3: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2005 vor der Validierung.

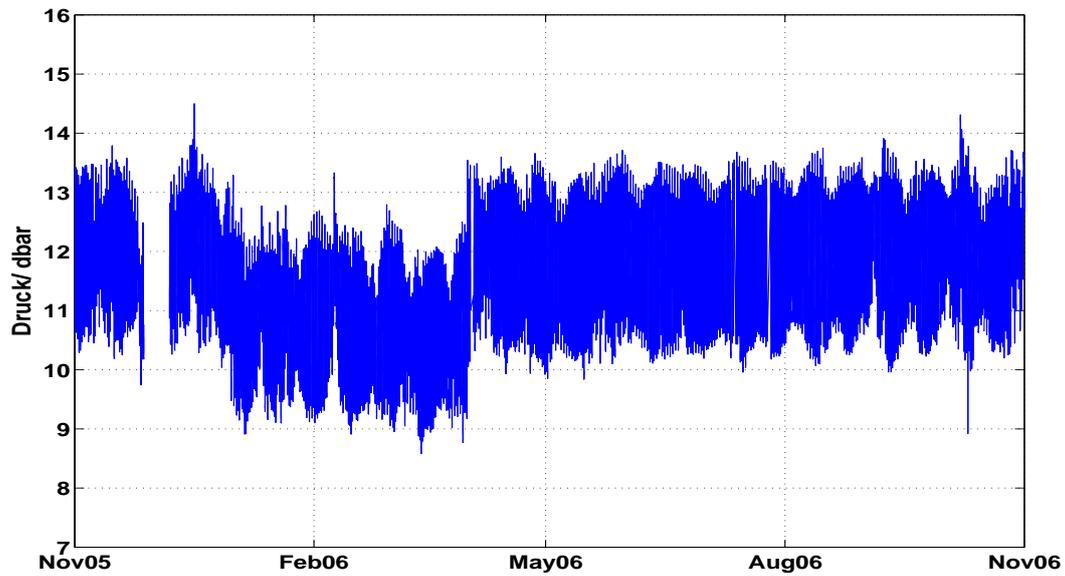


Abbildung B.4: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2006 vor der Validierung.

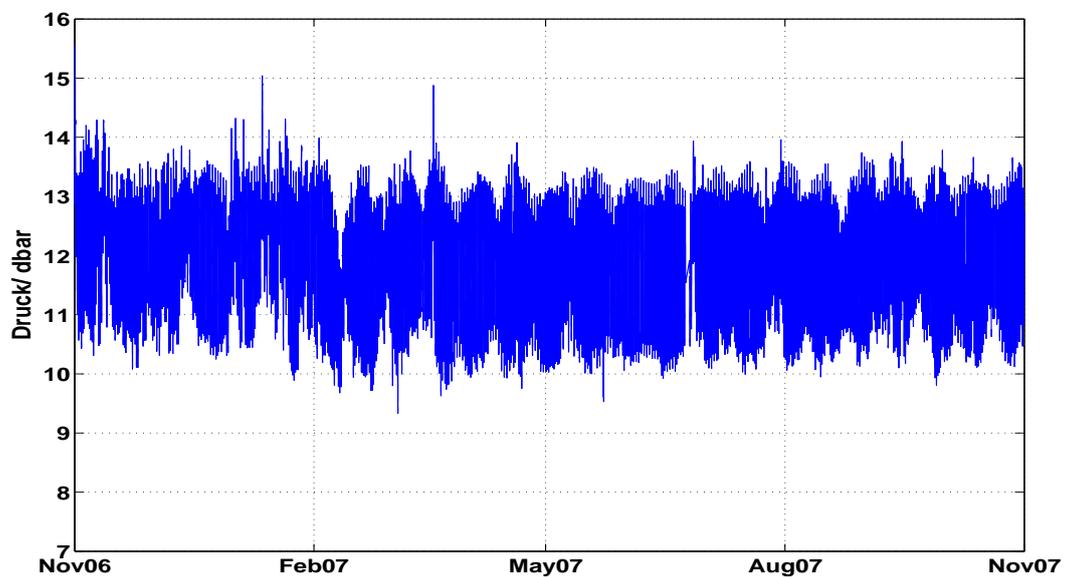


Abbildung B.5: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2007 vor der Validierung.

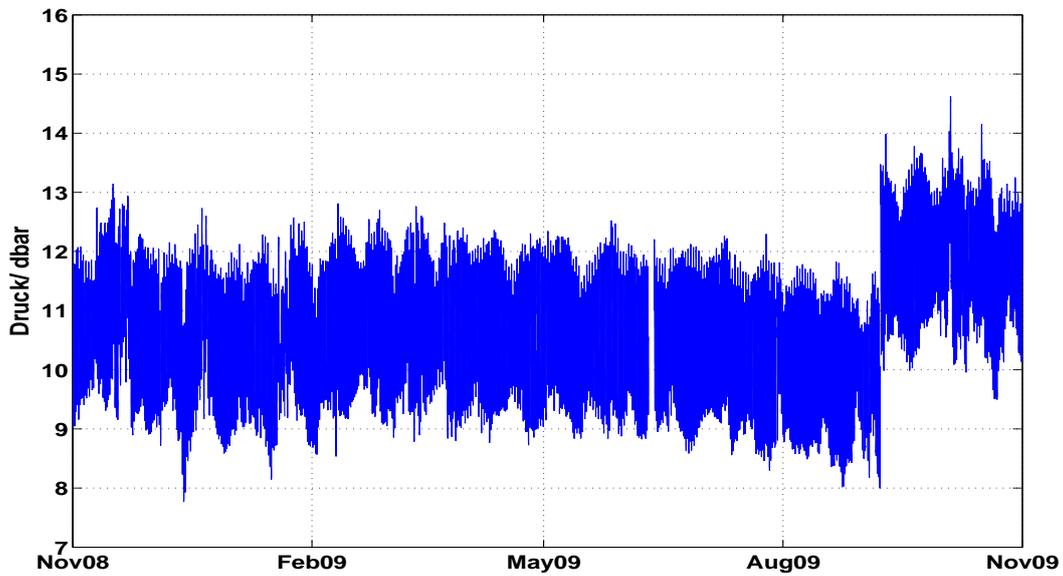


Abbildung B.6: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2009 vor der Validierung.

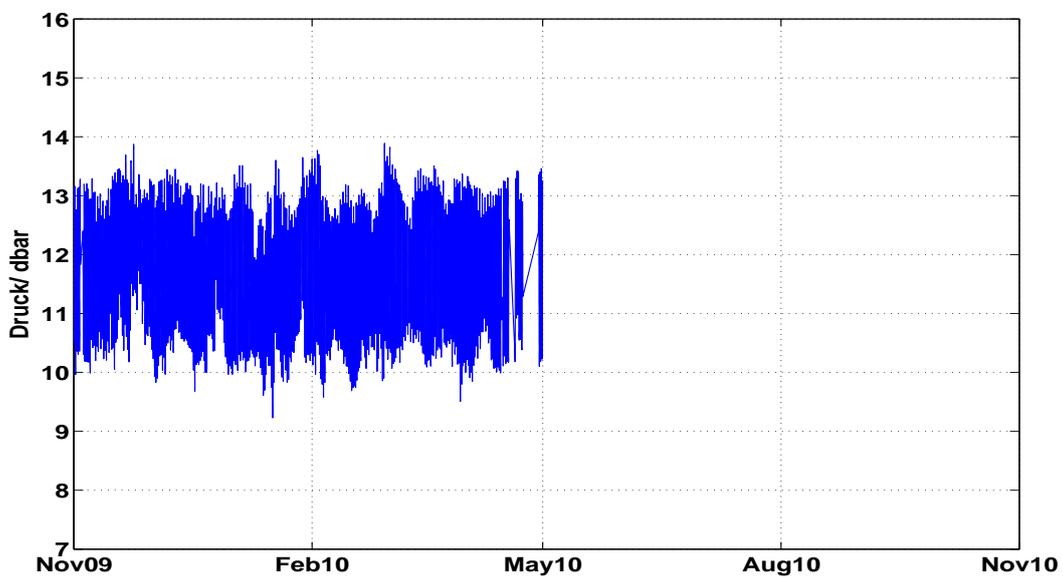


Abbildung B.7: An der Messstation Spiekeroog gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2010 vor der Validierung.

### Validierung Schritt 1

Die folgenden Abbildungen stellen das Ergebnis des ersten Schrittes der Validierung in den weiteren hydrographischen Jahren dar.

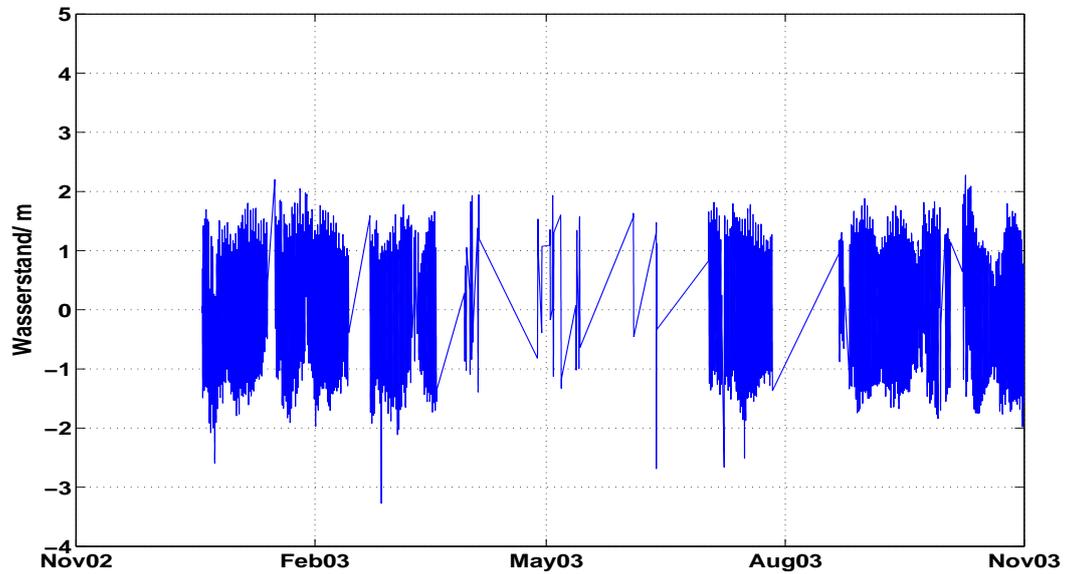


Abbildung B.8: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2003 nach der Trendbereinigung.

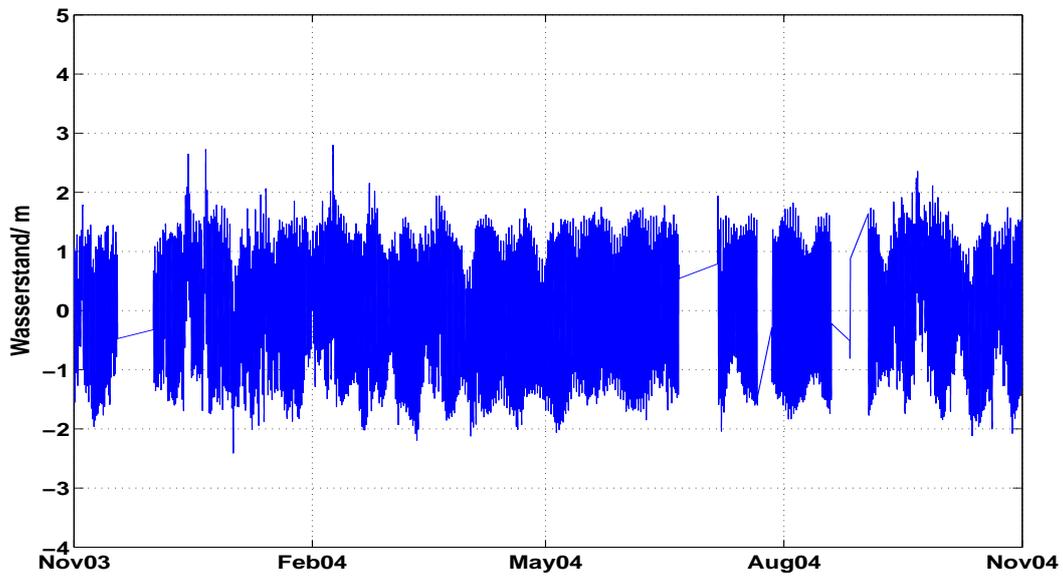


Abbildung B.9: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2004 nach der Trendbereinigung.

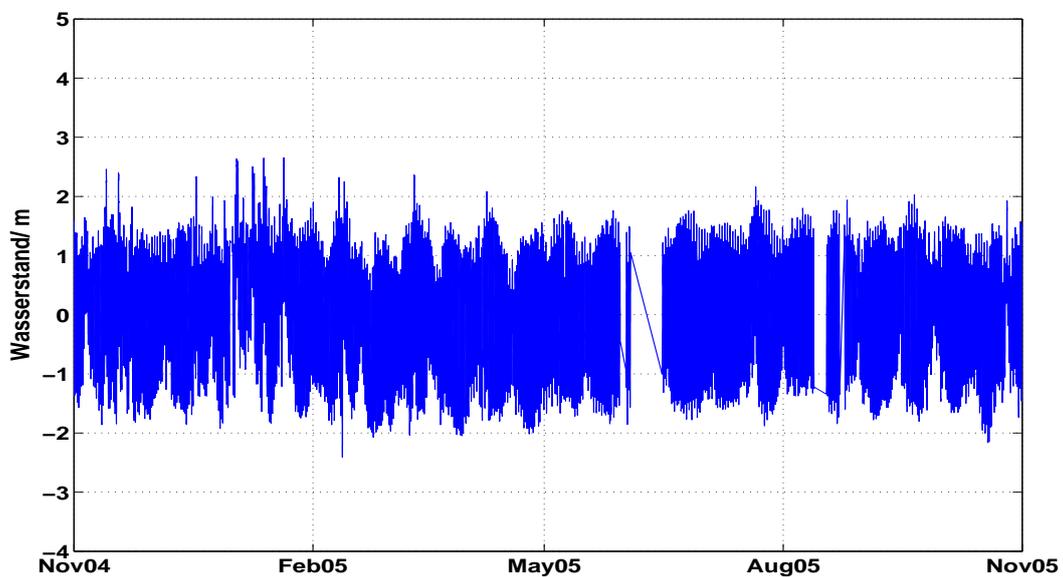


Abbildung B.10: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2005 nach der Trendbereinigung.

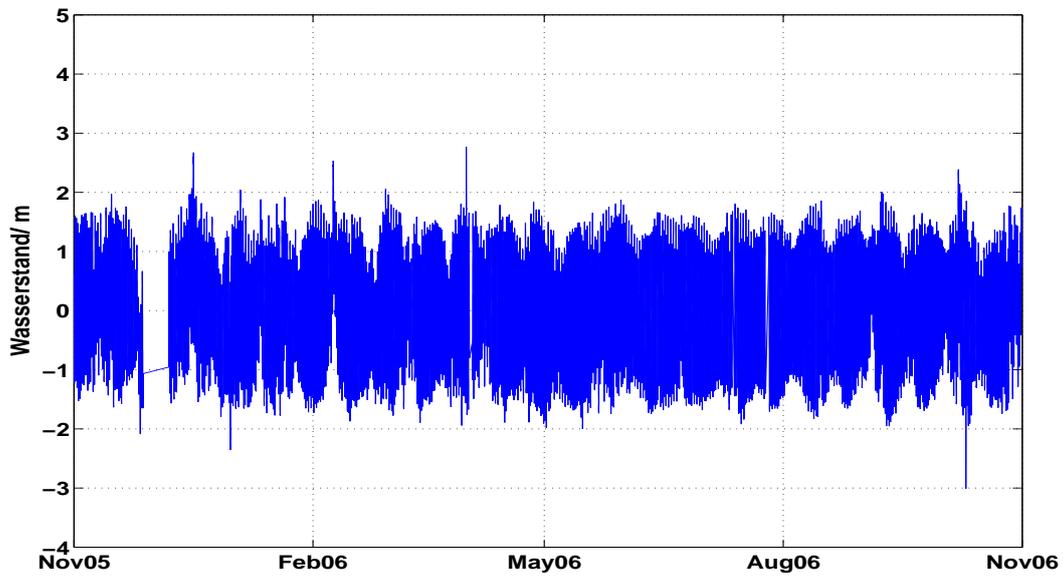


Abbildung B.11: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2006 nach der Trendbereinigung.

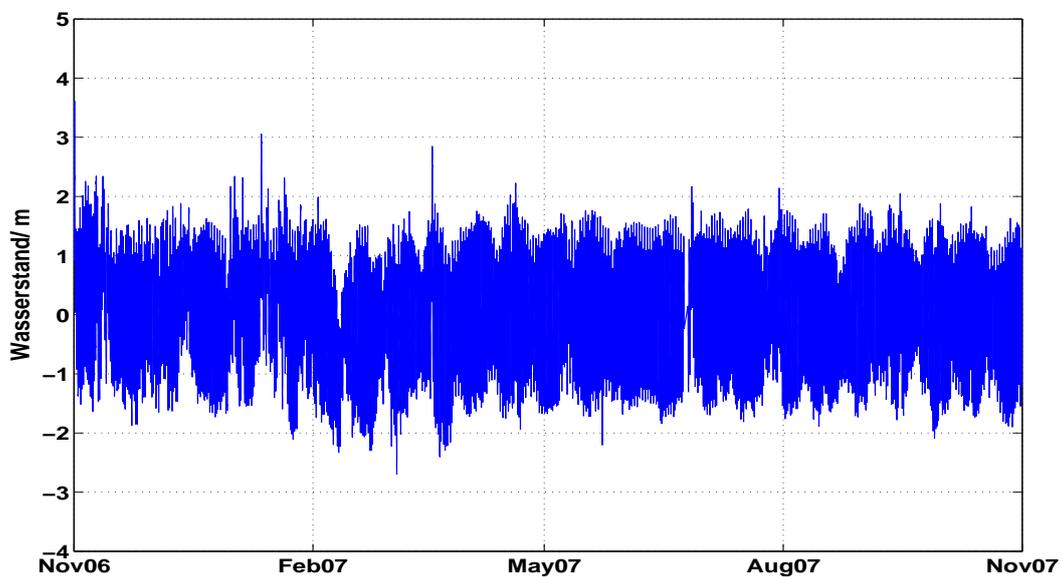


Abbildung B.12: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2007 nach der Trendbereinigung.

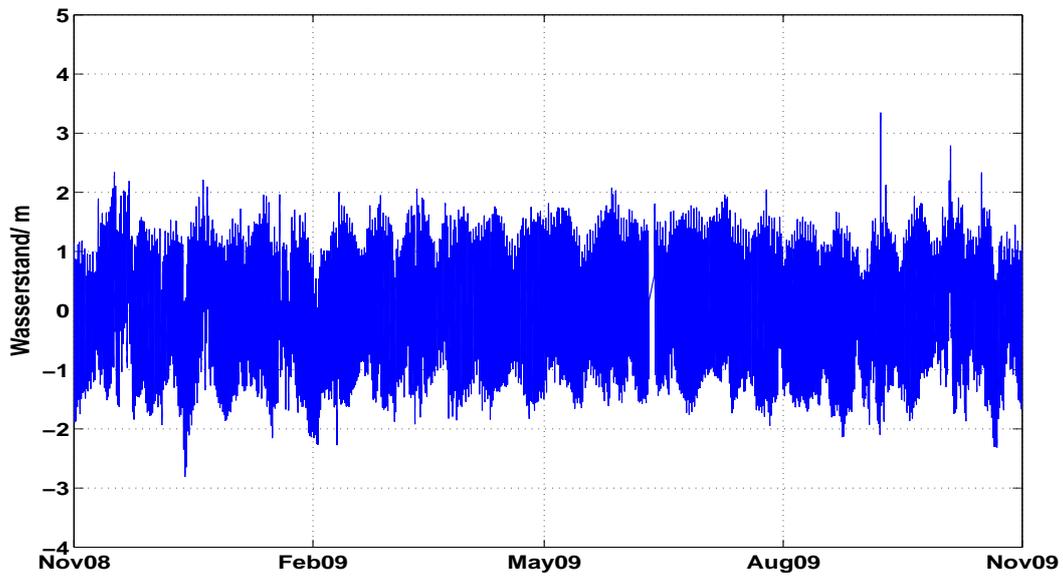


Abbildung B.13: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2009 nach der Trendbereinigung.

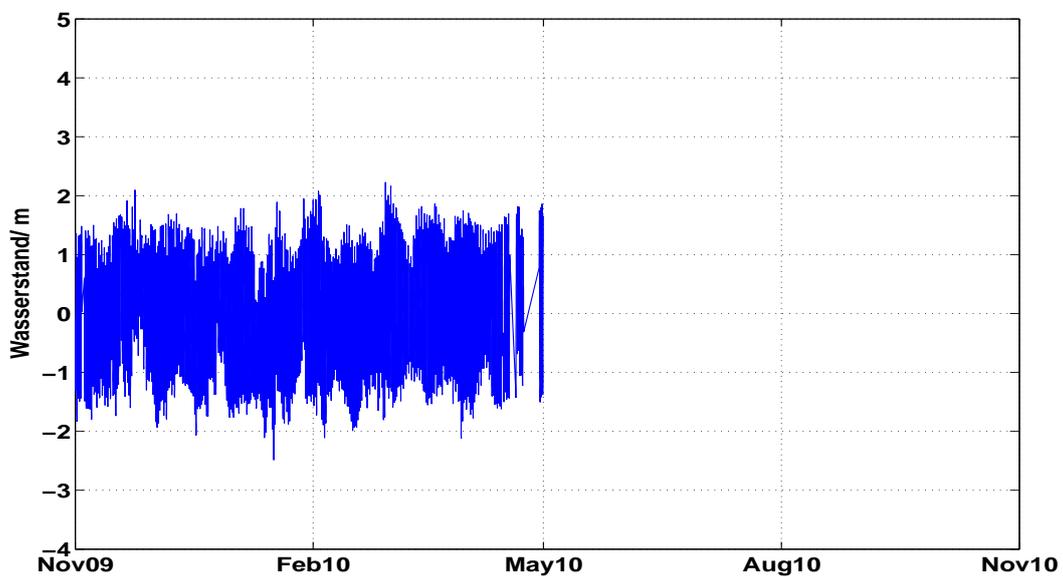


Abbildung B.14: Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2010 nach der Trendbereinigung.

## Validierung Schritt 2

Die folgenden Abbildungen stellen das Ergebnis des zweiten Schrittes der Validierung in den weiteren hydrographischen Jahren dar.

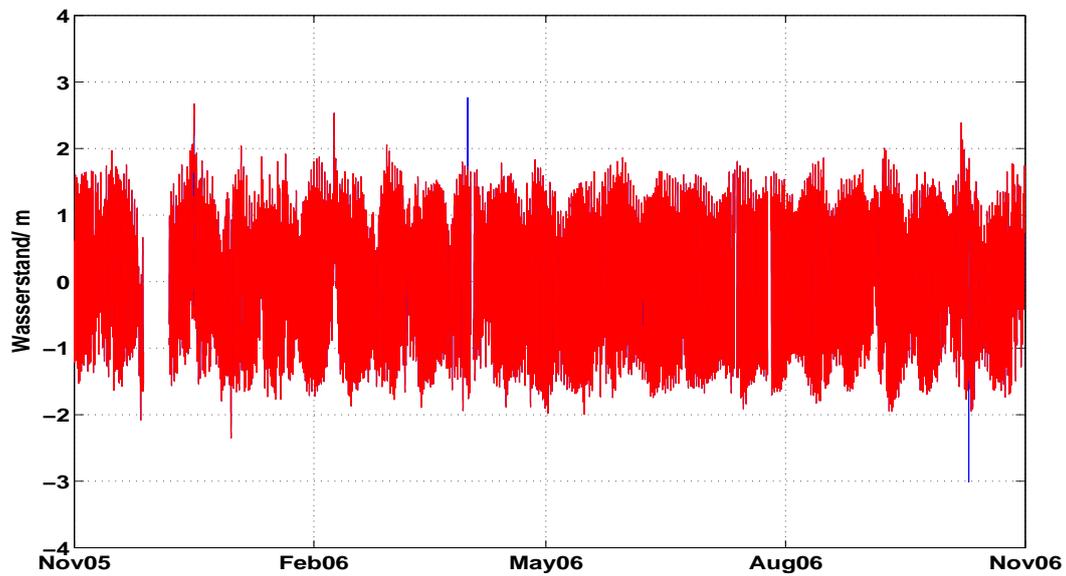


Abbildung B.15: Wasserstandsdaten (rot) und entfernte Ausreißer (blau) des hydrographischen Jahres 2006 nach dem Entfernen von Ausreißern.

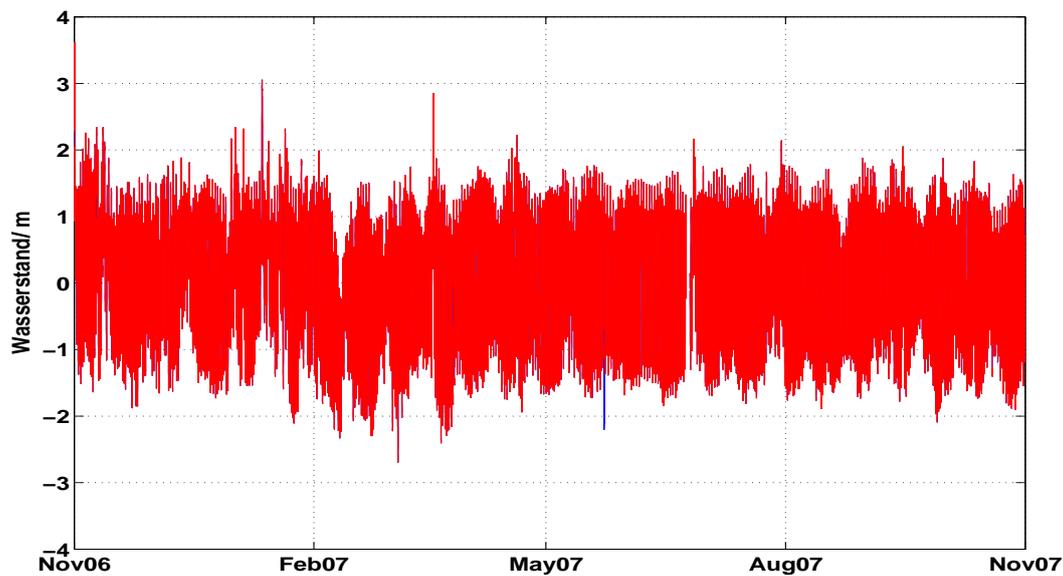


Abbildung B.16: Wasserstandsdaten (rot) und entfernte Ausreißer (blau) des hydrographischen Jahres 2007 nach dem Entfernen von Ausreißern.

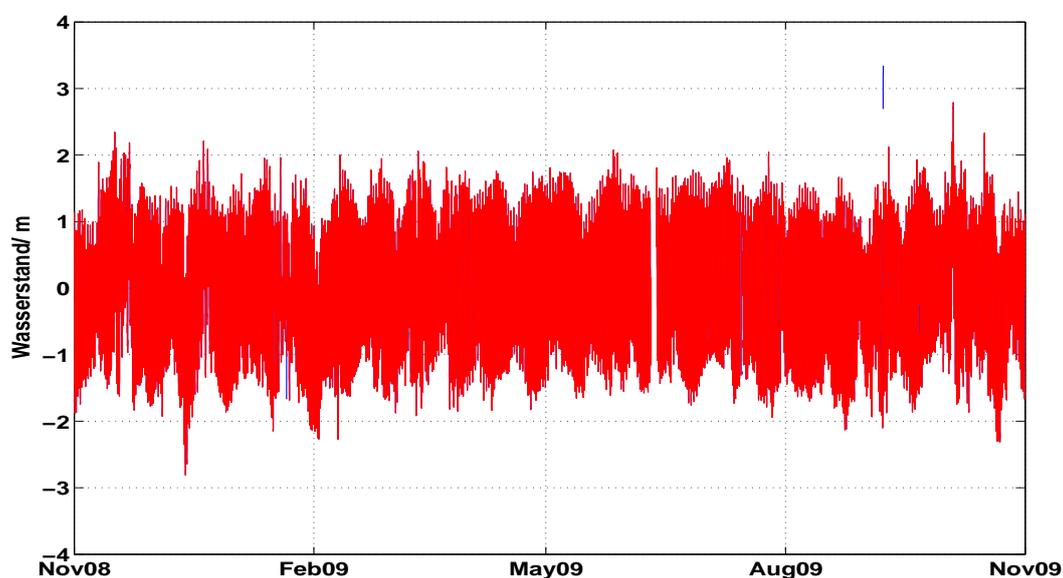


Abbildung B.17: Wasserstandsdaten (rot) und entfernte Ausreißer (blau) des hydrographischen Jahres 2009 nach dem Entfernen von Ausreißern.

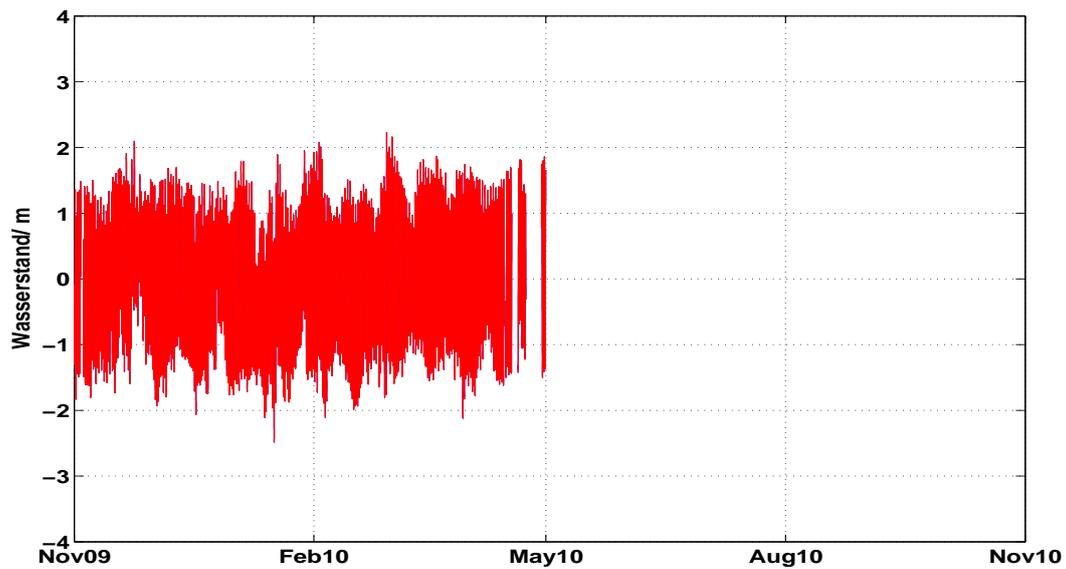


Abbildung B.18: Wasserstandsdaten (rot) und entfernte Ausreißer (blau) des hydrographischen Jahres 2010 nach dem Entfernen von Ausreißern.

### Validierung Schritt 3

Die folgenden Abbildungen zeigen einen Vergleich der Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel und von der Messstation vor dem Füllend er Lücken in den weiteren hydrographischen Jahren.

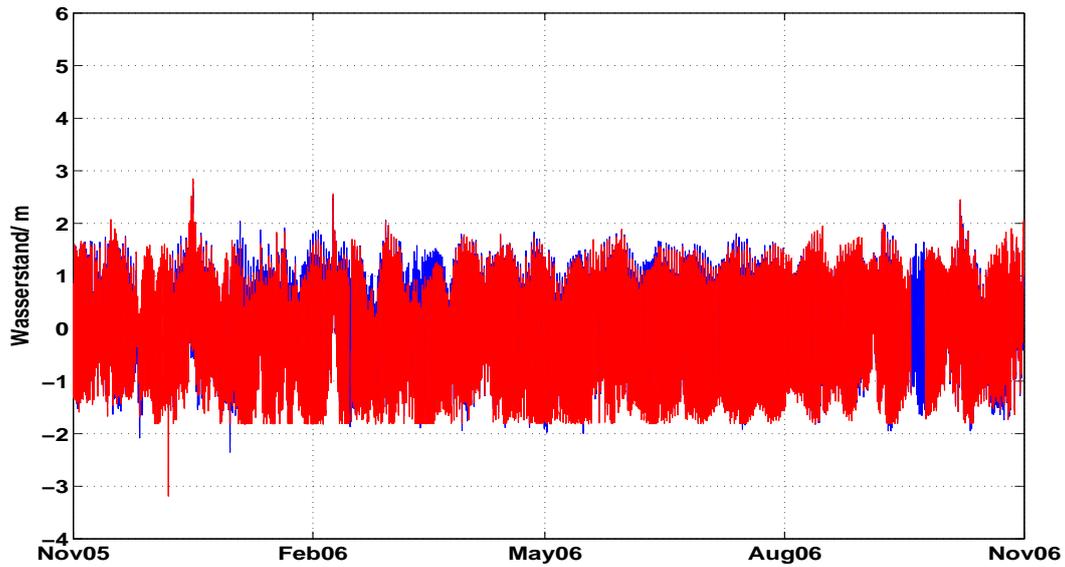


Abbildung B.19: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach dem zweiten Validierungsschritt im hydrographischen Jahr 2006.

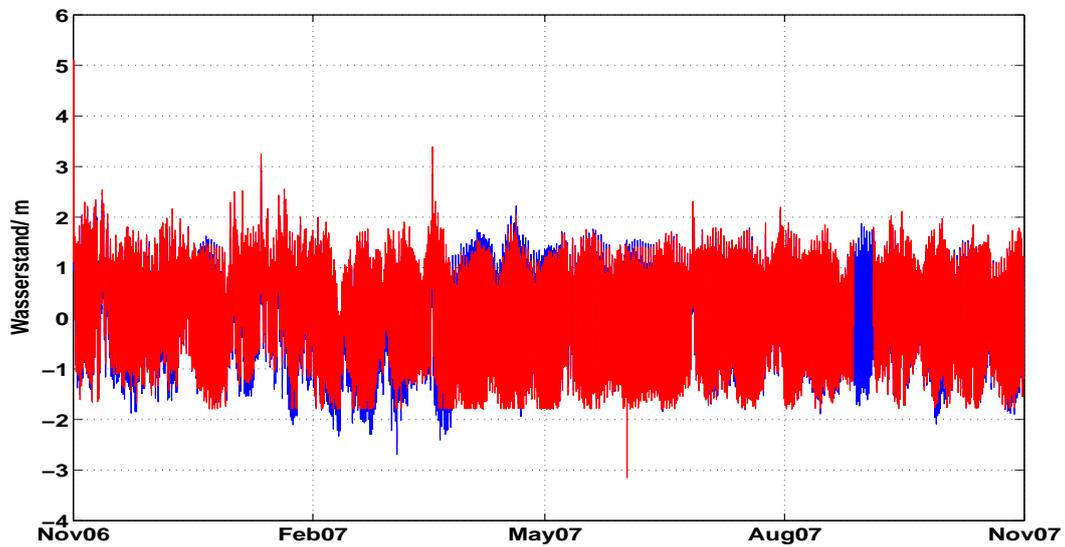


Abbildung B.20: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach dem zweiten Validierungsschritt im hydrographischen Jahr 2007.

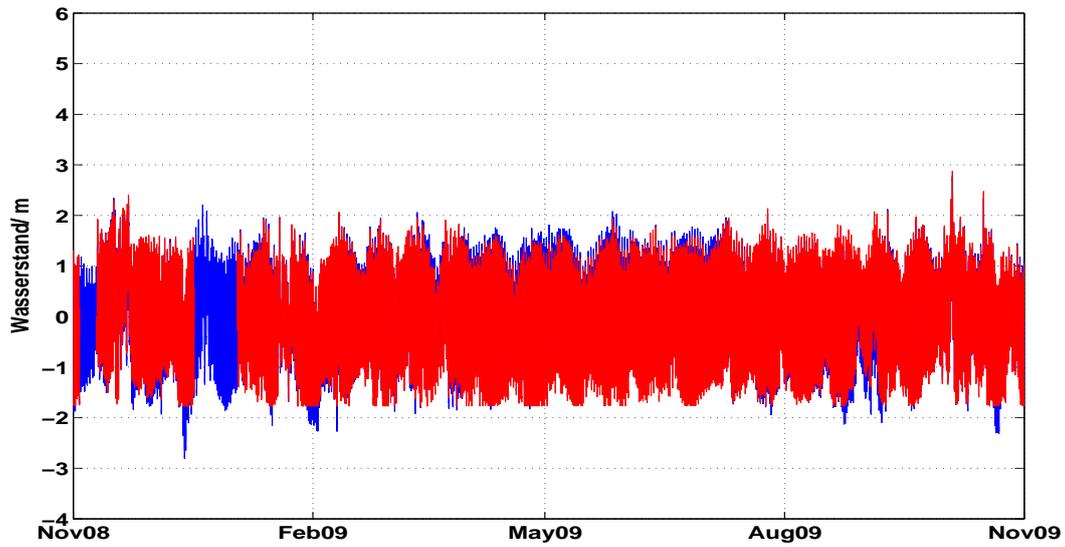


Abbildung B.21: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach dem zweiten Validierungsschritt im hydrographischen Jahr 2009.

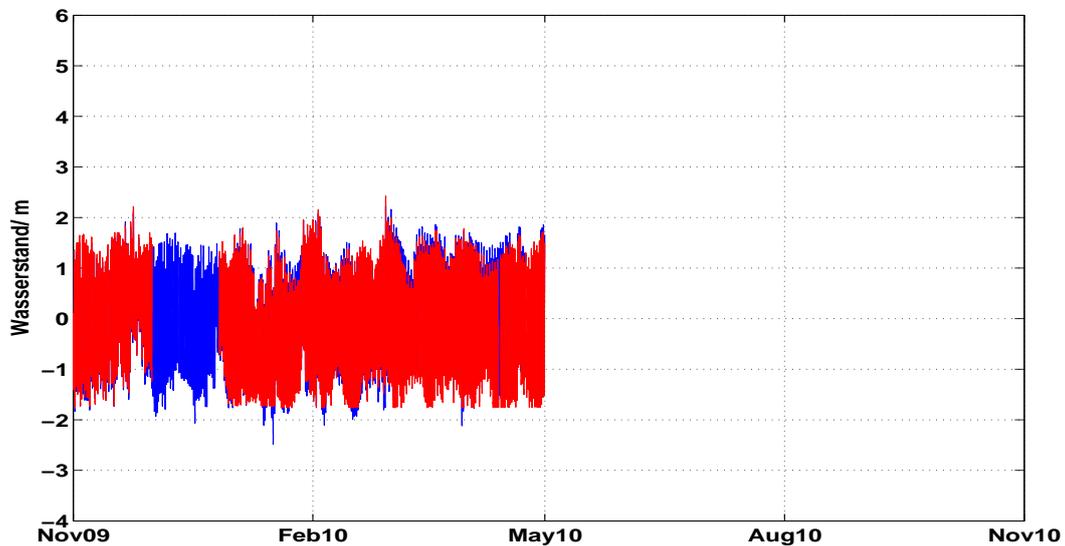


Abbildung B.22: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach dem zweiten Validierungsschritt im hydrographischen Jahr 2010.

#### Validierung Schritt 4

Die folgenden Abbildungen zeigen einen Vergleich der Wasserstandsdaten aus Neuharlingersiel und von der Messstation nach allen Validierungsschritten in den weiteren hydrographischen Jahren.

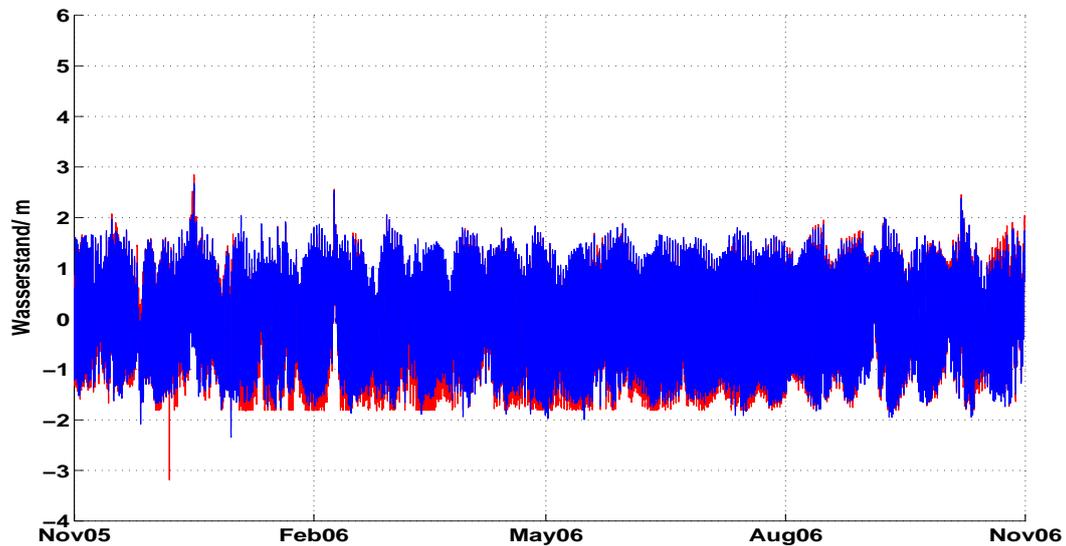


Abbildung B.23: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2006.

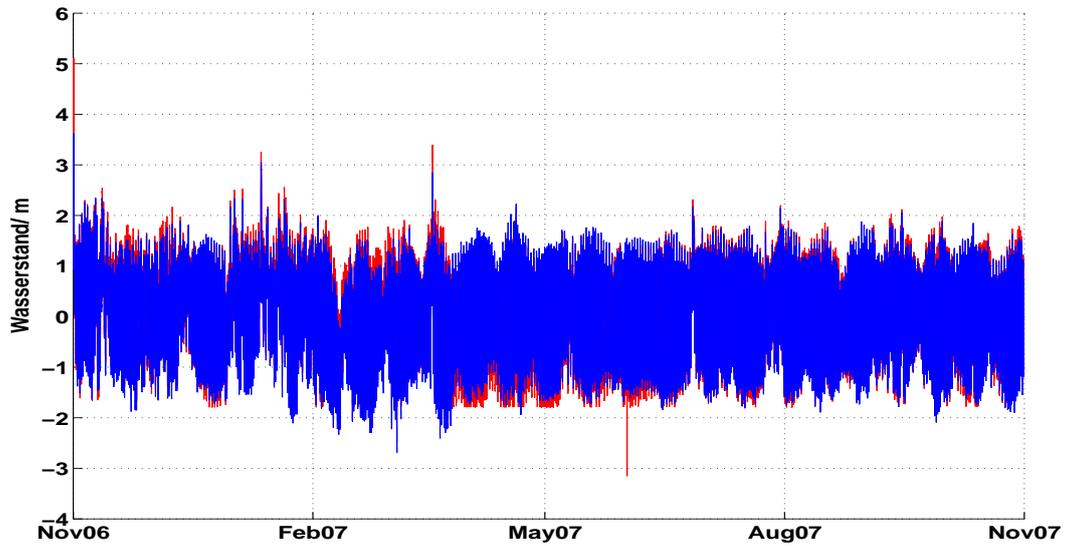


Abbildung B.24: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingsiel (rot) und von der Station (blau) nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2007.

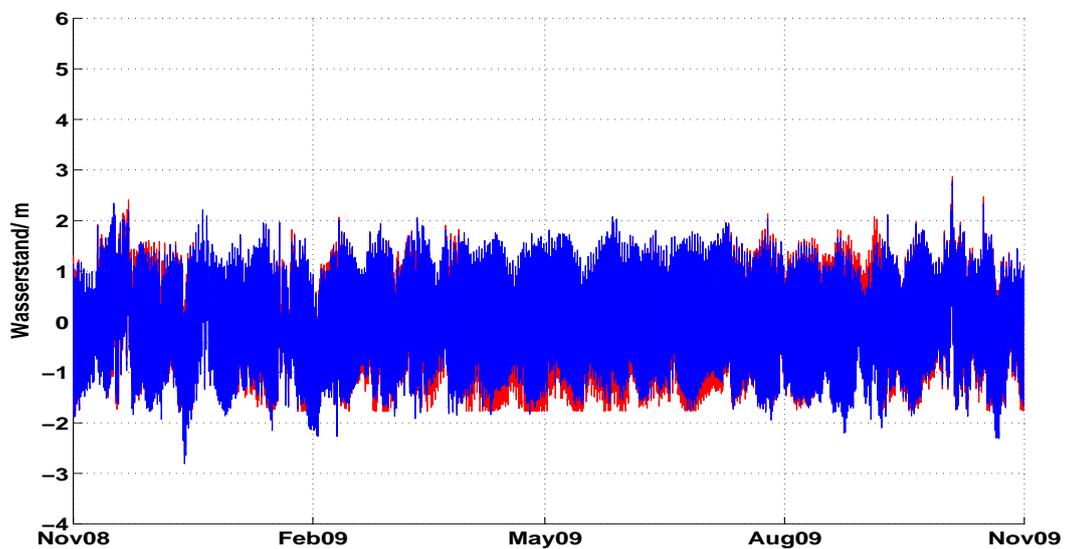


Abbildung B.25: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingsiel (rot) und von der Station (blau) nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2009.

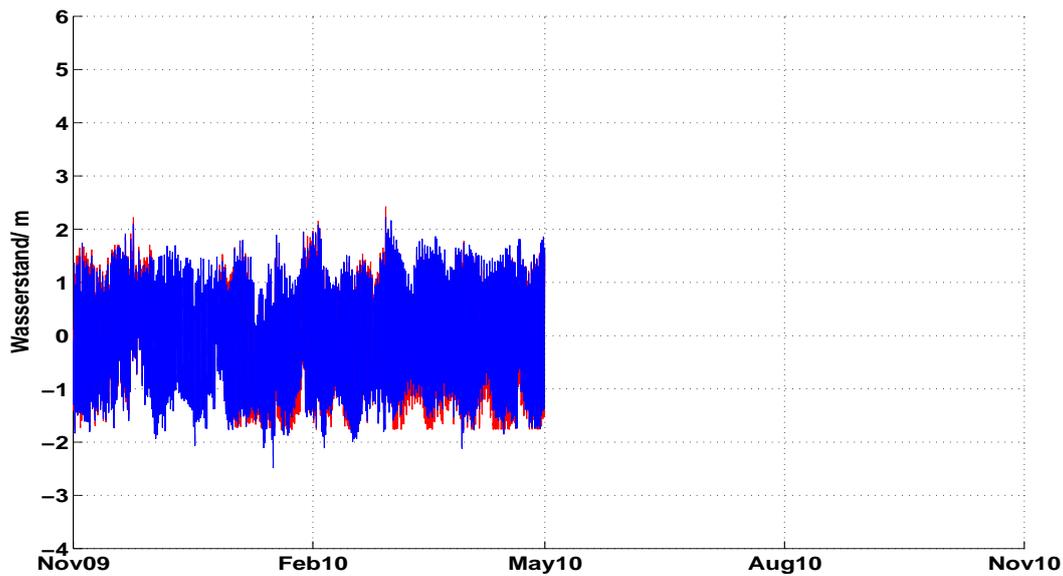


Abbildung B.26: Vergleich der Wasserstände aus Neuharlingersiel (rot) und von der Station (blau) nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2010.

## B.2. Herleitung harmonische Analyse

In Abschnitt 2.2.1 wurde auf die harmonische Analyse eingegangen und ein Ansatz für die Lösung geliefert. Hier wird nun auf die einzelnen Schritte der Herleitung der Lösung eingegangen.

Der Ansatz war wie folgt

$$x(t_n) = \bar{x} + \sum_{q=1}^M C_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n - \phi_q) + x_r(t_n). \quad (\text{B.1})$$

Mit Hilfe des Additionstheorems

$$\cos(\alpha - \beta) = \cos(\alpha) \cdot \cos(\beta) + \sin(\alpha) \cdot \sin(\beta)$$

lässt sich Gleichung 2.4 umformen zu

$$x(t_n) = \sum_{q=1}^M [C_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) \cdot \cos(\phi_q) + C_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n) \cdot \sin(\phi_q)] + x_r(t_n). \quad (\text{B.2})$$

Mit Hilfe der Ersetzungen  $A_q = C_q \cdot \cos(\phi_q)$  und  $B_q = C_q \cdot \sin(\phi_q)$  kann die Gleichung vereinfacht werden.

$$x(t_n) = \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] + x_r(t_n). \quad (\text{B.3})$$

Durch eine Umstellung nach  $x_r(t_n)$  erhält man

$$x_r(t_n) = x(t_n) - \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)]. \quad (\text{B.4})$$

Um die Gleichung zu lösen wird die Varianz  $e^2$  des Residual  $x_r(t_n)$  mit einem least-square Verfahren minimiert.

$$e^2 = \sum_{n=1}^N x_r^2(t_n) \quad (\text{B.5})$$

Durch Einsetzen von Gl. B.4 erhält man

$$e^2 = \sum_{n=1}^N \left\{ x(t_n) - \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\}^2. \quad (\text{B.6})$$

Da  $A_q$  und  $B_q$  unbekannt sind, wird nun die partielle Ableitung dieser Variablen gebildet und gleich null gesetzt.

$$\begin{aligned} \frac{\partial e^2}{\partial A_q} = 0 &= 2 \cdot \sum_{n=1}^N \left\{ x(t_n) - \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot [-\cos(2\pi f_q t_n)] \\ \frac{\partial e^2}{\partial B_q} = 0 &= 2 \cdot \sum_{n=1}^N \left\{ x(t_n) - \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot [-\sin(2\pi f_q t_n)] \end{aligned} \quad (\text{B.7})$$

Durch eine weitere Umformung vereinfacht sich die Gleichung zu

$$\begin{aligned} \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \cos(2\pi f_q t_n) &= \sum_{n=1}^N \left\{ \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot \cos(2\pi f_q t_n) \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \sin(2\pi f_q t_n) &= \sum_{n=1}^N \left\{ \sum_{q=1}^M [A_q \cdot \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \cdot \sin(2\pi f_q t_n)] \right\} \cdot \sin(2\pi f_q t_n). \end{aligned} \quad (\text{B.8})$$

Dies ist ein Gleichungssystem mit  $2M$  Gleichungen für die  $M$  unbekanntes  $A_q$  und  $B_q$ . Die Lösung wird mit Hilfe einer Matrix Gleichung der Form  $Dz = y$  berechnet. Hierbei ist

$$y = \begin{pmatrix} \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \cos(2\pi f_1 t_n) \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \cos(2\pi f_2 t_n) \\ \dots \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \cos(2\pi f_M t_n) \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \sin(2\pi f_1 t_n) \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \sin(2\pi f_2 t_n) \\ \dots \\ \sum_{n=1}^N x(t_n) \cdot \sin(2\pi f_M t_n) \end{pmatrix}, z = \begin{pmatrix} A_1 \\ A_2 \\ \dots \\ A_M \\ B_1 \\ B_2 \\ \dots \\ B_M \end{pmatrix}$$

und

$$D = \begin{pmatrix} cc_{11} & cc_{12} & \dots & cc_{1M} & cs_{11} & cs_{12} & \dots & cs_{1M} \\ cc_{21} & cc_{22} & \dots & cc_{2M} & cs_{21} & cs_{22} & \dots & cs_{2M} \\ \dots & \dots \\ cc_{M1} & cc_{M2} & \dots & cc_{MM} & cs_{M1} & cs_{M2} & \dots & cs_{MM} \\ sc_{11} & sc_{12} & \dots & sc_{1M} & ss_{11} & ss_{12} & \dots & ss_{1M} \\ sc_{21} & sc_{22} & \dots & sc_{2M} & ss_{21} & ss_{22} & \dots & ss_{2M} \\ \dots & \dots \\ sc_{M1} & sc_{M2} & \dots & sc_{MM} & ss_{M1} & ss_{M2} & \dots & ss_{MM} \end{pmatrix}$$

mit

$$cc_{kj} = cc_{jk} = \sum_{n=1}^N [\cos(2\pi f_k t_n) \cdot \cos(2\pi f_j t_n)]$$

$$ss_{kj} = ss_{jk} = \sum_{n=1}^N [\sin(2\pi f_k t_n) \cdot \sin(2\pi f_j t_n)]$$

$$cs_{kj} = sc_{jk} = \sum_{n=1}^N [\cos(2\pi f_k t_n) \cdot \sin(2\pi f_j t_n)]$$

Da die  $A_q$  und  $B_q$  gesucht sind muss noch nach  $z$  umgestellt werden und es ergibt sich

$$z = D^{-1}y. \tag{B.9}$$

Da nun alle  $A_q$  und  $B_q$  bekannt sind, ist es mittels

$$C_q = (A_q^2 + B_q^2)^{1/2}$$

$$\phi_q = \tan^{-1}\left(\frac{B_q}{A_q}\right) \tag{B.10}$$

möglich die Amplitude und Phase der gegebenen Frequenzen zu berechnen.

## C. Wärmefluss

### C.1. Validierung Wärmeflussdaten

Die Validierung der Daten, die für die Berechnung des Wärmeflusses benötigt werden, ist nicht so umfangreich, wie bei den Wasserstandsdaten in Abs. 2.1.1. Das liegt an der Qualität die die Daten bereits haben. Bei den meteorologischen Daten, also Luftdruck, Lufttemperatur, Windrichtung und Geschwindigkeit, Luftfeuchte und Einstrahlung, wurde bereits nach dem Exportieren der Daten geschaut, dass die Werte in vernünftigen Grenzen liegen und alle 10 Minuten ein Messpunkt vorliegt. Bei der Wassertemperatur wurde dies auch durchgeführt. Zusätzlich wurden nun noch

- Ausreißer entfernt
- Messwerte geglättet

Beim Entfernen von Ausreißern wird der Gradient zwischen den einzelnen Messpunkten betrachtet. Bei zu großen Unterschieden ist davon aus zu gehen, dass ein fehlerhafter Messwert vorliegt. Das Glätten der Messwerte erfolgt mit der Matlab-Funktion *filtfilt*. Dies sorgt dafür, dass Sprünge zwischen den Messwerten minimiert werden. Die so gewonnen Messwerte können nun für die weiteren Berechnungen benutzt werden.

### C.2. Abbildungen mehrjähriger Zeitraum

In diesem Abschnitt befinden sich noch Abbildungen der Ergebnisse vom mehrjährigen Zeitraum.

Die Abbildungen C.1 bis C.3 stellen einen Ausschnitt ( $0 d^{-1}$  bis  $0.1 d^{-1}$ ) der FFT dar. Dieser Ausschnitt wurde gewählt, um den Einfluss der halbmonatlichen und monatlichen Gezeiten zu erkennen. Allerdings befinden sich bei diesen Frequenzen keine Peaks.

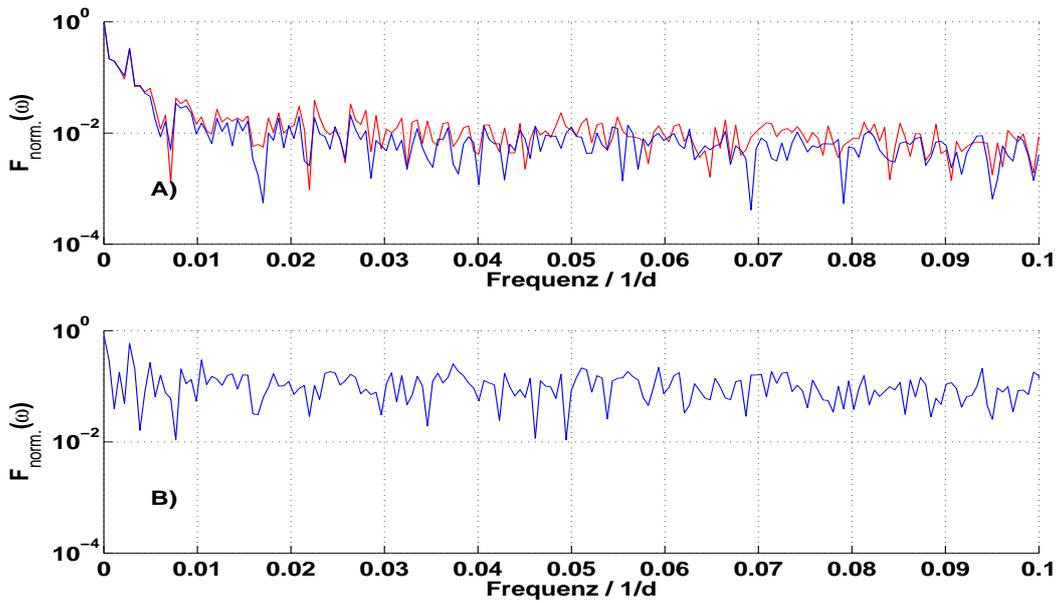


Abbildung C.1: FFT bis  $0.1 d^{-1}$  (240 Stunden) A) der Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau); B) der Summe der Wärmeflüsse

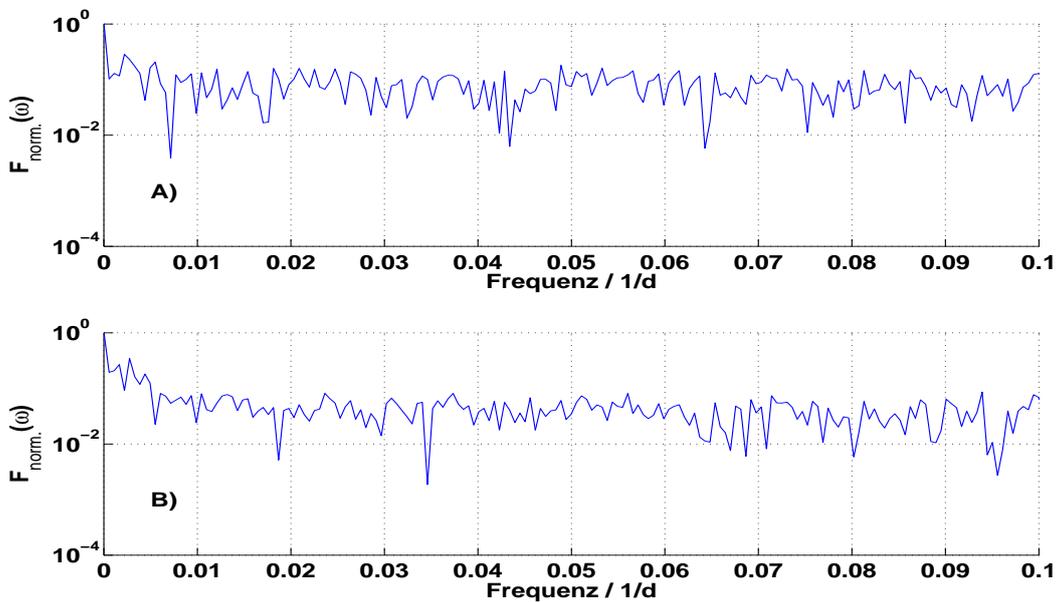


Abbildung C.2: FFT bis  $0.1 d^{-1}$  (240 Stunden) A) des sensiblen Wärmeflusses; B) des latenten Wärmeflusses

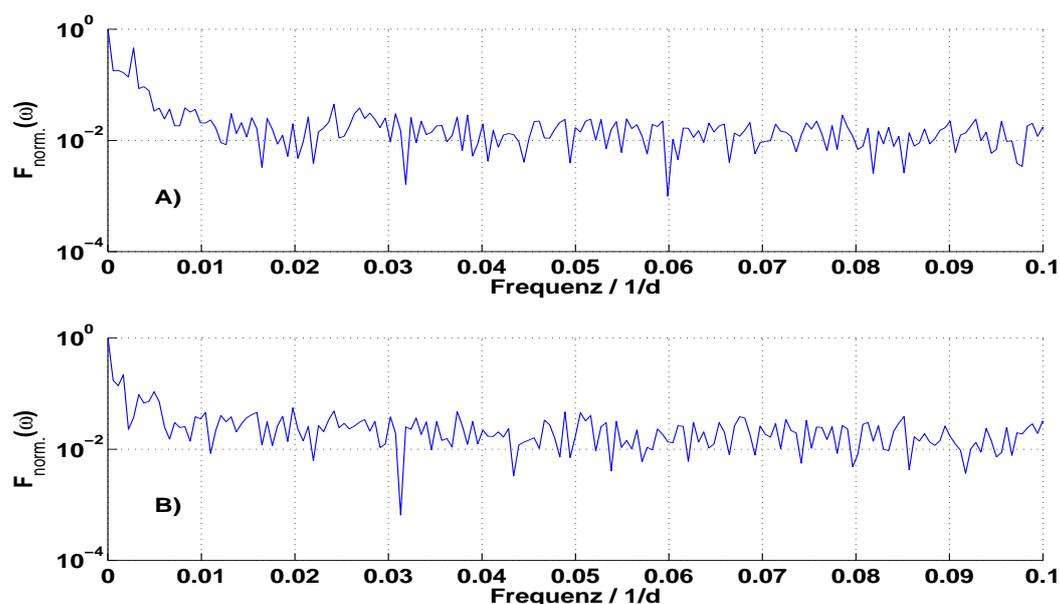


Abbildung C.3: FFT bis  $0.1 d^{-1}$  (240 Stunden) A) des kurzwelligen Wärmeflusses; B) des langwelligen Wärmeflusses

### C.3. Hydrographisches Jahr 2008

In Abb. C.4 sind der Jahresgang der Temperatur (A) und die Temperaturdifferenz (B) dargestellt. Im Dezember 2007 und Juni 2008 sind Perioden zu erkennen, an denen die Wassertemperatur deutlich über der Lufttemperatur liegt. Diese Bereiche lassen sich auch bei der Temperaturdifferenz erkennen, da es zu diesen Zeitpunkten weniger Schwankungen gibt. In Abb. C.5 sind die Windgeschwindigkeiten (A) und die Luftfeuchtigkeit (B) dargestellt. Bei der Windgeschwindigkeit ist fest zu stellen, dass die Maximalwerte eines Jahres im Herbst/Winter erreicht werden. In diesen Monaten ist die Luftfeuchtigkeit auch höher als im Frühling/Sommer.

Der sensible (A) und latente (B) Wärmefluss sind in Abb. C.6 dargestellt. Dabei werden beim latenten Wärmefluss wesentlich kleinere Werte erreicht als beim sensiblen Wärmefluss. Die Werte des sensiblen Wärmeflusses werden hauptsächlich durch die Temperaturdifferenz bestimmt. Dies ist gut im Januar 2008 zu erkennen. Im Gegensatz zu Abb. 3.13 ist hier nicht so gut der Jahresverlauf im sensiblen Wärmefluss zu erkennen. Beim latenten Wärmefluss ist dies anders. Hier sind die Werte im Sommer meistens geringer als im Winter. Auch sind im Winter die einzigen Zeitpunkte, an denen ein deutlicher positiver

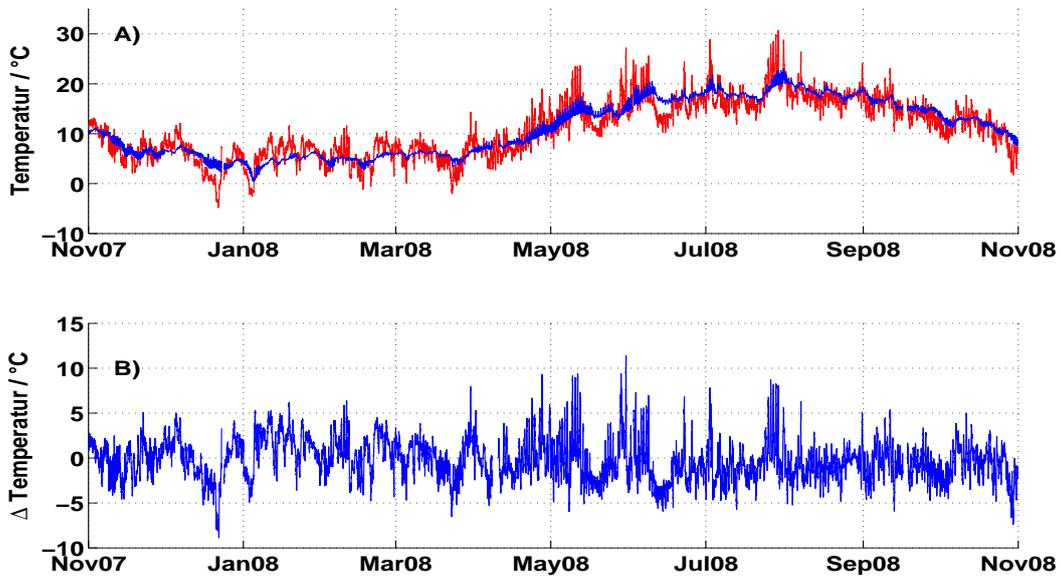


Abbildung C.4: A) Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau) für das hydrographische Jahr 2008; B) Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Lufttemperatur

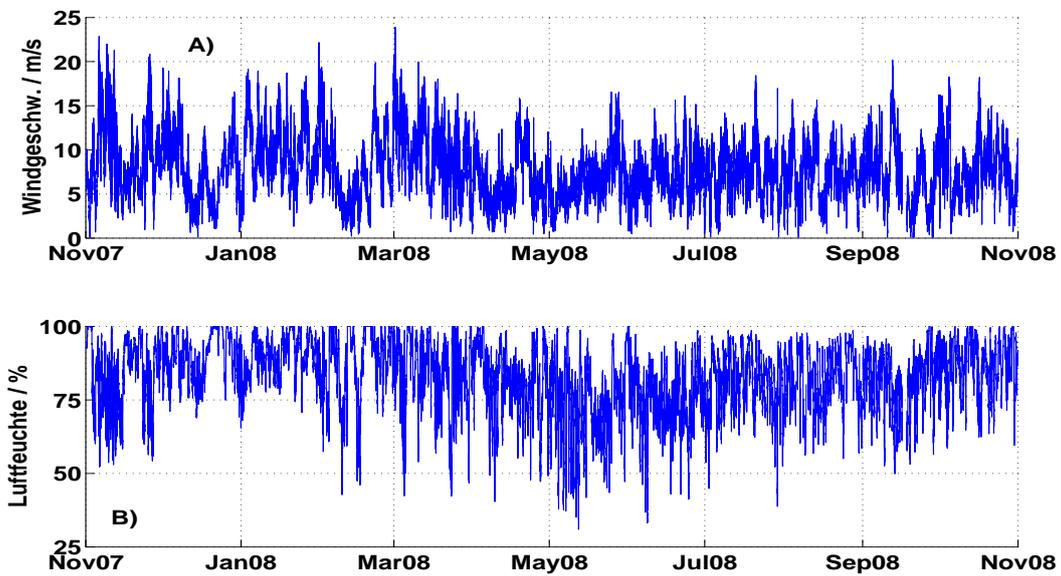


Abbildung C.5: A) Windgeschwindigkeit für das hydrographische Jahr 2008; B) Luftfeuchtigkeit für das hydrographische Jahr 2008

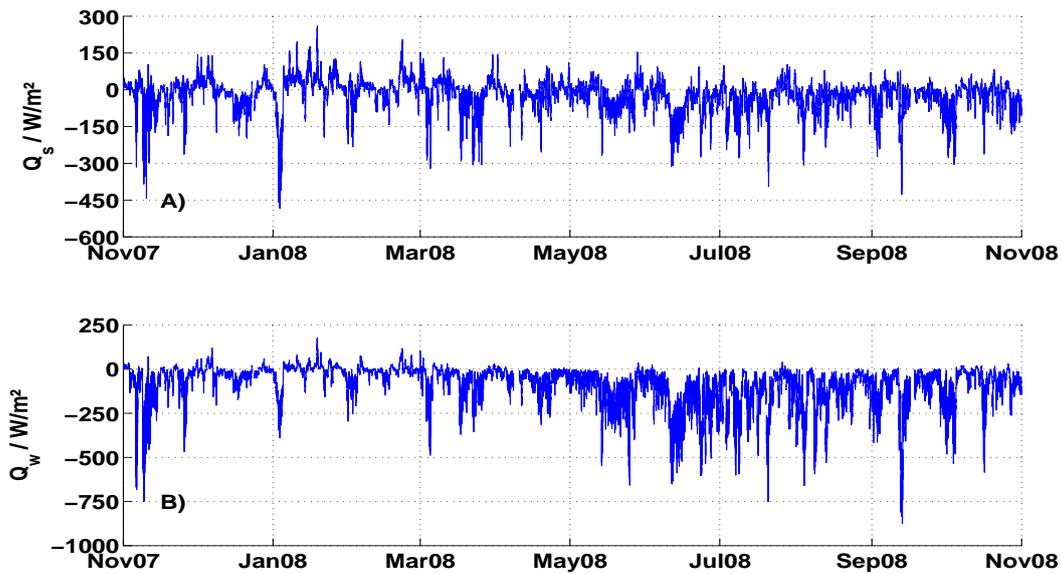


Abbildung C.6: A) Sensibler Wärmefluss für das hydrographische Jahr 2008; B) Latenter Wärmefluss für das hydrographische Jahr 2008

Wärmefluss zu erkennen ist.

In Abb. C.7 sind der kurzwellige Wärmefluss (A) und der langwellige Wärmefluss (B) dargestellt. Beim kurzwelligen Wärmefluss wird das Maximum im Sommer erreicht. Im Winter sind die Werte deutlich geringer. Dies ist auf den unterschiedlichen Sonnenstand zurückzuführen. Der langwellige Wärmefluss ist wie in Abb. 3.14 B) wieder sehr konstant. Es ist aber deutlich zu erkennen, dass auch dieser Wärmefluss viele Schwankungen aufweist. Die Schwankungen sind aber nicht so groß, wie beim sensiblen oder latenten Wärmefluss.

In Abb. C.8 ist die Summe der Wärmeflüsse dargestellt. Dabei sind im Sommer die größten Schwankungen zu erkennen. Im Winter sind die Wärmeflüsse meistens nicht so groß. Es gibt aber auch Ausnahmen, wie im November 2007. In diesem Monat gibt es einen Wärmefluss vom Meer in die Luft, der vergleichbar mit Wärmeflüssen im Sommer ist.

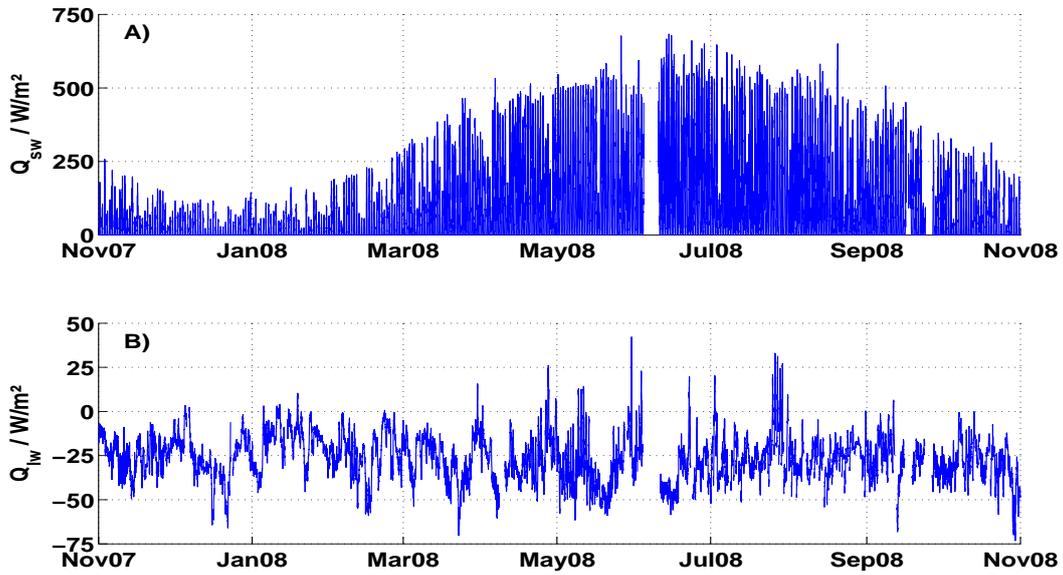


Abbildung C.7: A) Kurzwelliger Wärmefluss für das hydrographische Jahr 2008; B) Langwelliger Wärmefluss für das hydrographische Jahr 2008

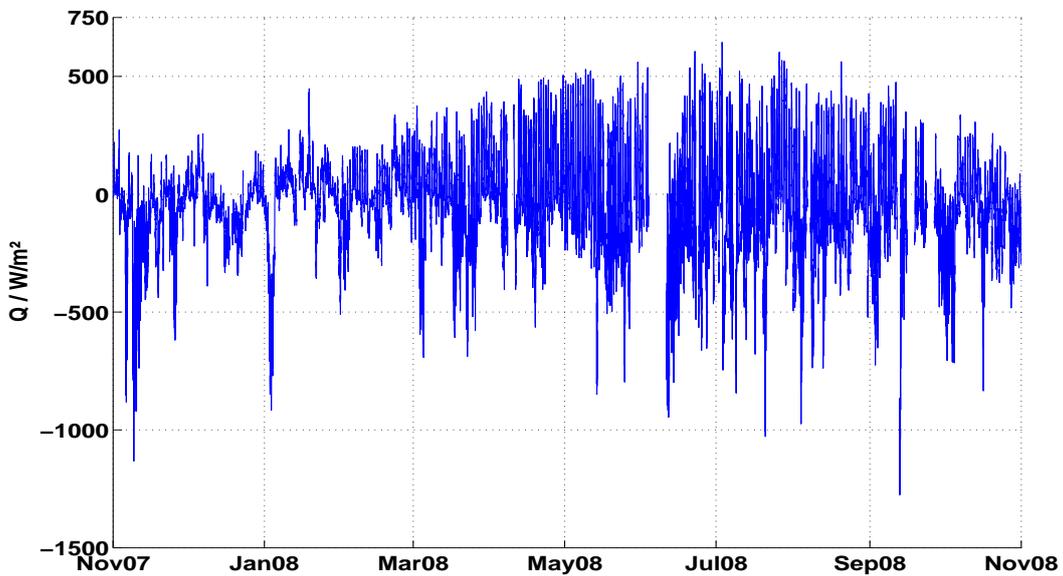


Abbildung C.8: Summe der Wärmeflüsse für das hydrographische Jahr 2008

## C.4. Abbildungen Stürme

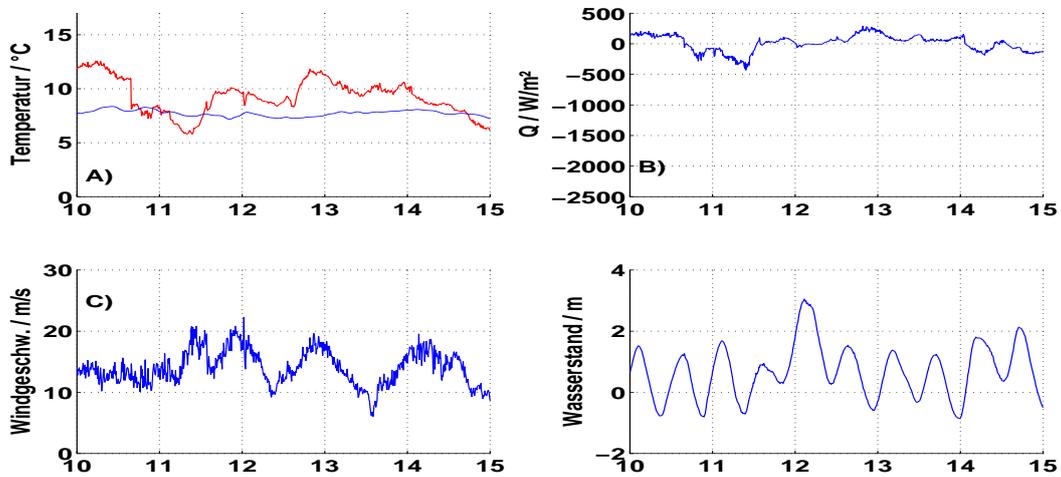


Abbildung C.9: Sturm Franz (12.01.2007): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

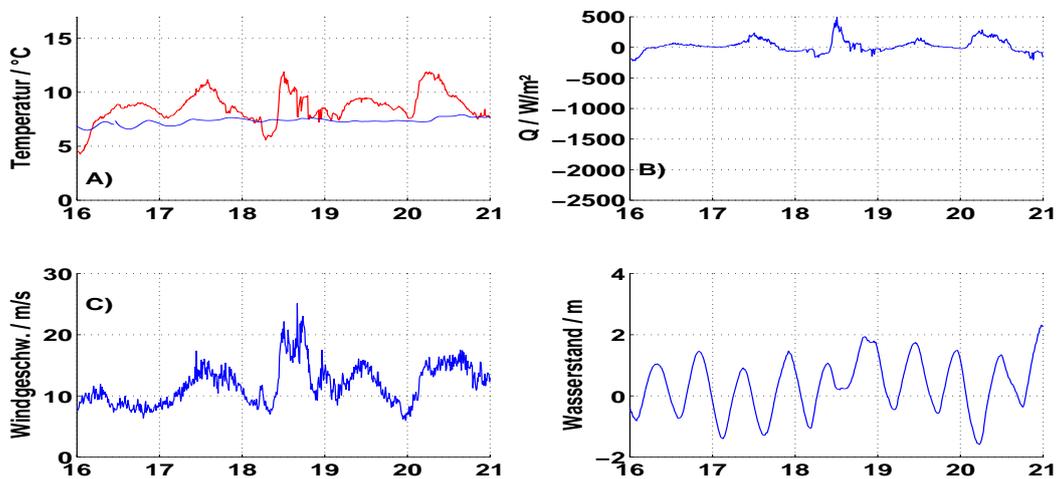


Abbildung C.10: Sturm Kyrill (18.01.2007): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

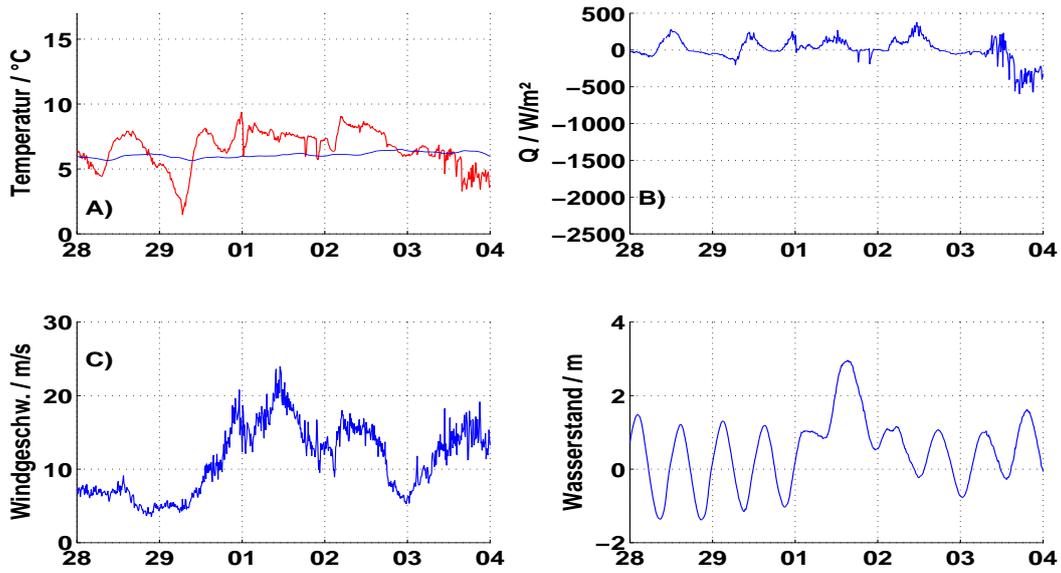


Abbildung C.11: Sturm Emma (01.03.2008): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

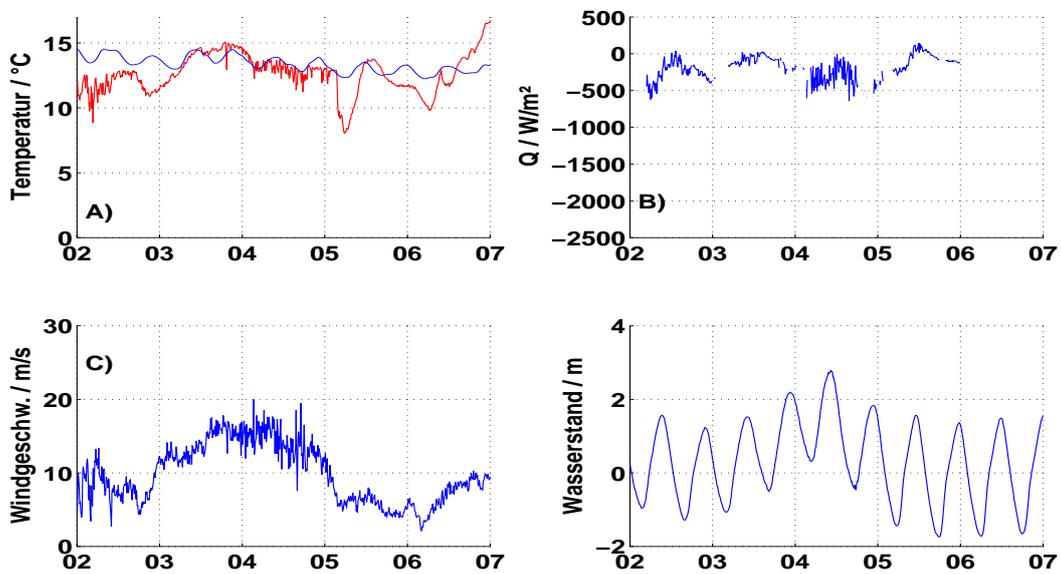


Abbildung C.12: Sturm Soeren (04.10.2009): A) Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot); B) gesamter Wärmefluss; C) Windgeschwindigkeit; D) Wasserstand

## D. Abbildungsverzeichnis

1.1. Deutsche Bucht vom Satelliten ENVISAT . . . . .	1
1.2. Übersichtskarte mit der deutschen Bucht . . . . .	4
1.3. Skizze der Messstation . . . . .	5
1.4. Messrohr in der Station . . . . .	6
2.1. Gemessene Wasserstandsdaten der Messstation Spiekeroog . . . . .	10
2.2. Histogramm der Gradienten zwischen zwei benachbarten Messpunkten. . . . .	12
2.3. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2008 . . . . .	14
2.4. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2008 nach der Trend- bereinigung. . . . .	15
2.5. Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2008 nach dem Entfernen von Ausreißern . . . . .	15
2.6. Wasserstände im hydrographischen Jahr 2008 nach dem zweiten Validie- rungsschritt . . . . .	16
2.7. Korrelation zwischen den Wasserständen an der Station und Neuharlingersiel	17
2.8. Ergebnis aller Validierungsschritte der Wasserstandsdaten der Messstation Spiekeroog . . . . .	18
2.9. Wasserstände nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2008	18
2.10. Ausschnitt der Wasserstände vom Juli 2007 . . . . .	19
2.11. Fourieranalyse der Wasserstandsdaten . . . . .	27
2.12. Ausschnitt der Fourieranalyse der Wasserstandsdaten bis $2.5 d^{-1}$ . . . . .	28
2.13. Ausschnitt der Fourieranalyse bis $0.1 d^{-1}$ . . . . .	28
2.14. Vergleich von Messwerten und synthetischen Signal (14 Frequenzen) . . . . .	30
2.15. Vergleich von Messwerten und synthetischen Signal (68 Frequenzen) . . . . .	32
2.16. Differenz zwischen Wasserstand und synthetischen Signal in Abhängigkeit vom Wind . . . . .	33
2.17. Fouriertransformation der Wasserstandsdaten und approximiertes Rauschen	36
2.18. Vergleich von Messwerten und synthetischen Signal (14 Frequenzen) . . . . .	37
2.19. Analyse der Sturmfluten an der Messstation Spiekeroog und in Neuharlin- gersiel . . . . .	40
3.1. Wärmefluss der einzelnen Komponenten zwischen Meer und Atmosphäre . . . . .	46

3.2. Vergleich der sensiblen Wärmeflüsse im hydrographischen Jahr 2008 . . . . .	51
3.3. Temperaturen im hydrographischen Jahr 2008 . . . . .	52
3.4. Vergleich der Widerstandskoeffizienten . . . . .	53
3.5. Vergleich von sensiblen Wärmeflüssen mit unterschiedlichen Widerstands- koeffizient . . . . .	53
3.6. Vergleich der latenten Wärmeflüsse im hydrographischen Jahr 2008 . . . . .	54
3.7. Vergleich von latenten Wärmeflüssen mit unterschiedlichen Widerstandsko- effizient . . . . .	55
3.8. Vergleich der langwelligen Wärmeflüsse im hydrographischen Jahr 2008 . . . . .	56
3.9. Differenzen zwischen verschiedenen Berechnungen des langwelligen Wärme- flusses . . . . .	57
3.10. Differenz des langwelligen Wärmeflusses bei unterschiedlichen Bedingungen	59
3.11. Temperaturen und Temperaturdifferenz . . . . .	60
3.12. A) Windgeschwindigkeit; B) Luftfeuchtigkeit . . . . .	62
3.13. A) sensibler Wärmefluss; B) latenter Wärmefluss . . . . .	62
3.14. A) kurzwelliger Wärmefluss; B) langwelliger Wärmefluss . . . . .	64
3.15. Summe der Wärmeflüsse . . . . .	64
3.16. Monatsmittelwerte der Differenz der Wasser- und Lufttemperatur . . . . .	65
3.17. A) Monatsmittelwerte für den sensiblen Wärmefluss; B) Monatsmittelwerte für den latenten Wärmefluss . . . . .	66
3.18. A) Monatsmittelwerte für den kurzwelligen Wärmefluss; B) Monatsmittel- werte für den langwelligen Wärmefluss . . . . .	67
3.19. Monatsmittelwerte für die Summe der Wärmeflüsse . . . . .	67
3.20. A) FFT der Lufttemperatur (rot) und Wassertemperatur (blau); B) FFT der Summe der Wärmeflüsse . . . . .	69
3.21. A) FFT des sensiblen Wärmeflusses; B) FFT des latenten Wärmeflusses . . . . .	69
3.22. A) FFT des kurzwelligen Wärmeflusses; B) FFT des langwelligen Wärme- flusses . . . . .	70
3.23. Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot) an vier Tagen im Jahr 2008, sowie die Gezeiten Maxima und Minima (blaue Punkte) . . . . .	71
3.24. Sensibler Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar. . . . .	72

---

3.25. Latenter Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar. . . . .	73
3.26. kurzwelliger Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008 . . . . .	73
3.27. Langwelliger Wärmefluss an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar. . . . .	74
3.28. Summe der Wärmeflüsse an vier Tagen im Jahr 2008, die blauen Punkte stellen die Zeitpunkte des Thw bzw. Tnw dar. . . . .	74
3.29. Differenz der Wassertemperatur zwischen Tnw und Thw . . . . .	75
3.30. Differenz zwischen dem Tnw und Thw des sensiblen Wärmeflusses . . . . .	76
3.31. Differenz zwischen dem Tnw und Thw des latenten Wärmeflusses . . . . .	77
3.32. Differenz zwischen dem Tnw und Thw des langwelligen Wärmeflusses . . . . .	77
3.33. Differenz zwischen dem Tnw und Thw der Summe der Wärmeflüsse . . . . .	78
3.34. Sturm Britta (01.11.2006) . . . . .	79
3.35. Sturm Orkun (18.03.2007) . . . . .	80
3.36. Sturm Tilo (09.11.2007) . . . . .	80
B.1. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2003 . . . . .	93
B.2. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2004 . . . . .	94
B.3. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2005 . . . . .	94
B.4. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2006 . . . . .	95
B.5. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2007 . . . . .	95
B.6. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2009 . . . . .	96
B.7. Gemessene Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2010 . . . . .	96
B.8. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2003 nach der Trendbereinigung. . . . .	97
B.9. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2004 nach der Trendbereinigung. . . . .	98
B.10. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2005 nach der Trendbereinigung. . . . .	98
B.11. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2006 nach der Trendbereinigung. . . . .	99
B.12. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2007 nach der Trendbereinigung. . . . .	99

B.13. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2009 nach der Trendbereinigung. . . . .	100
B.14. Wasserstandszeitserie des hydrographischen Jahres 2010 nach der Trendbereinigung. . . . .	100
B.15. Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2006 nach dem Entfernen von Ausreißern . . . . .	101
B.16. Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2007 nach dem Entfernen von Ausreißern . . . . .	102
B.17. Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2009 nach dem Entfernen von Ausreißern . . . . .	102
B.18. Wasserstandsdaten des hydrographischen Jahres 2010 nach dem Entfernen von Ausreißern . . . . .	103
B.19. Wasserstände im hydrographischen Jahr 2006 nach dem zweiten Validierungsschritt . . . . .	104
B.20. Wasserstände im hydrographischen Jahr 2007 nach dem zweiten Validierungsschritt . . . . .	104
B.21. Wasserstände im hydrographischen Jahr 2009 nach dem zweiten Validierungsschritt . . . . .	105
B.22. Wasserstände im hydrographischen Jahr 2010 nach dem zweiten Validierungsschritt . . . . .	105
B.23. Wasserstände nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2006	106
B.24. Wasserstände nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2007	107
B.25. Wasserstände nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2009	107
B.26. Wasserstände nach allen Validierungsschritten im hydrographischen Jahr 2010	108
C.1. FFT bis $0.1 d^{-1}$ der Temperaturen und der Summe der Wärmeflüsse . . . .	112
C.2. FFT bis $0.1 d^{-1}$ des sensiblen und latenten Wärmeflusses . . . . .	112
C.3. FFT bis $0.1 d^{-1}$ des kurzwelligen und langwelligen Wärmeflusses . . . . .	113
C.4. Temperaturen und Temperaturdifferenz des hydrographischen Jahres 2008 .	114
C.5. Windgeschwindigkeit und Luftfeuchtigkeit des hydrographischen Jahres 2008	114
C.6. Sensibler und latenter Wärmefluss des hydrographischen Jahres 2008 . . . .	115
C.7. Kurzwelliger und langwelliger Wärmefluss des hydrographischen Jahres 2008	116
C.8. Summe der Wärmeflüsse des hydrographischen Jahres 2008 . . . . .	116

C.9. Sturm Franz (12.01.2007) . . . . .	117
C.10. Sturm Kyrill (18.01.2007) . . . . .	117
C.11. Sturm Emma (01.03.2008) . . . . .	118
C.12. Sturm Soeren (04.10.2009) . . . . .	118

## E. Tabellenverzeichnis

1.1. Messtiefen und Sensoren im Pfahlrohr . . . . .	6
2.1. Verfügbarkeit der Wasserstanddaten in Prozent pro Jahr . . . . .	11
2.2. Bezeichnung der Frequenzen mit ihrem Ursprung . . . . .	26
2.3. Amplitude und Phase der gegebenen Frequenzen für die gesamte Zeitserie. . . . .	29
2.4. Vergleich der Amplituden zwischen den verschiedenen Berechnungen . . . . .	31
2.5. Theoretische und gemessene Frequenzen. . . . .	34
2.6. Wasserstände zu Sturmfluten in Neuharlingersiel und Vergleichswerte der Messstation Spiekeroog. . . . .	41



---

## F. Literatur

- 4HJENA, 2005: Handbuch Datensystem Messmast Uni Oldenburg, Handbuch der Messstation Spiekeroog.
- ANDREWS, R., 1976: Wärmehaushaltsuntersuchungen im Wattgebiet der Nordseeküste (Heat balance investigations on the tidal flats on the North Sea coast), *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, **20** (5), 117–126.
- ANDREWS, R., 1980: Wärmeaustausch zwischen Wasser und Wattboden (Heat exchange between water and tidal flats), *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, **24** (2), 57–65.
- BADEWIEN, T. H., E. ZIMMER, A. BARTHOLOMÄ UND R. REUTER, 2009: Towards continuous long-term measurements of suspended particulate matter (SPM) in turbid coastal waters, *Ocean Dynamics*, **59**, 195–211.
- BARTHOLOMÄ, A., A. KUBICKI, T. H. BADEWIEN UND B. W. FLEMMING, 2009: Suspended sediment transport in the German Wadden Sea - seasonal variations and extreme events, *Ocean Dynamics*, **59** (2), 213–225.
- BEARDSLEY, B., E. DEVER, S. LENTZ, J. EDSON UND D. PAYNE, 1999: Air\_Sea Toolbox for Matlab, [http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/air\\_sea.html/index.html](http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/air_sea.html/index.html).
- BSH, 2007: Informationen zu Sturmfluten, [http://www.bsh.de/de/Das\\_BSH/Presse/Pressearchiv/Pressemitteilungen2007/Anlage\\_28\\_1-2007.pdf](http://www.bsh.de/de/Das_BSH/Presse/Pressearchiv/Pressemitteilungen2007/Anlage_28_1-2007.pdf).
- BSH, 2011: *Gezeitenkallender 2011, Hoch- und Niedrigwasserzeiten für die Deutsche Bucht und deren Flussgebiete*, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH).
- BUNKER, A. F., 1976: Computations of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea Interaction Cycles of the North Atlantic Ocean, *Monthly Weather Review*, **104**, 1122–1140.
- DIETRICH, G., K. KALLE, W. KRAUSS UND G. SIEDLER, 1975: *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, dritte, ne Aufl.
- EMERY, W. J. UND R. E. THOMSON, 2004: *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Elsevier B.V., second and Aufl.

ESA, 2009: Wadden Sea Area.

FAIRALL, C. W., E. F. BRADLEY, D. P. ROGERS, J. B. EDSON UND G. S. YOUNG, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH Oceans*, **101**, 3747–3764.

FUNG, I. Y., D. E. HARRISON UND A. A. LACIS, 1984: On the Variability of the Net Longwave Radiation at the Ocean Surface, *Reviews of Geophysics*, **22**, 117–193.

GILL, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Bd. 30 von *International Geophysics Series*, Academic Press.

GRUNWALD, M., O. DELLWIG, C. KOHLMEIER, N. KOWALSKI, M. BECK, T. H. BADEWIEN, S. KOTZUR, G. LIEBEZEIT UND H.-J. BRUMSACK, 2010: Nutrient dynamics in a back barrier tidal basin of the Southern North Sea: Time-series, model simulations, and budget estimates, *Journal of Sea Research*, **64**, 199–212.

HANEY, R. L., 1971: Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models.

HELLERMAN, S. UND M. ROSENSTEIN, 1983: Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates.

KENT, E. C. UND P. K. TAYLOR, 1995: A Comparison of Sensible and Latent Heat Flux Estimates for the North Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 1530–1549.

KUCHLING, H., 1984: *Taschenbuch der Physik*, Verlag Harri Deutsch, Thun und Frankfurt/Main, 6. Aufl.

LARGE, W. G. UND S. POND, 1982: Sensible and Latent Heat Flux Measurements over the Ocean.

LETTMANN, K. A., J.-O. WOLFF UND T. H. BADEWIEN, 2009: Modeling the impact of wind and waves on suspended particulate matter fluxes in the East Frisian Wadden Sea (southern North Sea), *Ocean Dynamics*, **59** (2), 239–262.

LOWE, P. R., 1977: An Approximation Polynomial for the computation of saturation vapor pressure, *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 100–103.

- MALCHEREK, A., 2010: *Gezeiten und Wellen*, Vieweg+Teubner, Wiesbaden, 1. Aufl.
- NLWKN, 2006: Jahresbericht 2005 des NLWKN, Techn. Ber., NLWKN.
- ONKEN, R., U. CALLIES, B. VAESSEN UND R. RIETHMÜLLER, 2007: Indirect determination of the heat budget of tidal flats, *Continental Shelf Research*, **27** (12), 1656–1676.
- PALMEN, E., 1948: On the formation and structure of tropical hurricanes, *Geophysica*, **3**, 26–38.
- PAWLOWICZ, R., B. BEARDSLEY UND S. LENTZ, 2003: t\_tide Harmonic Analysis Toolbox, <http://www.eos.ubc.ca/~rich/>.
- PAWLOWICZ, R., B. BEARDSLEY, S. LENTZ, E. DEVER UND A. ANIS, 2001: Supplementary material to 'Software simplifies air-sea data estimates', <http://www.agu.org/pubs/eos-news/supplements/1995-2003/00179e.shtml>.
- REED, R. K., 1977: On Estimating Insolation over the Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, **7** (3), 482–485.
- REISE, K., M. BAPTIST, P. BURBRIDGE, N. DANKERS, L. FISCHER, B. FLEMMING, A. P. OOST UND C. SMIT, 2010: The Wadden Sea - A Universally Outstanding Tidal Wetland, *Wadden Sea Ecosystem*, **29**, 7–24.
- REUTER, R., T. H. BADEWIEN, A. BARTHOLOMÄ, A. BRAUN, A. LÜBBEN UND J. RULLKÖTTER, 2009: A hydrographic time series station in the Wadden Sea (southern North Sea), *Ocean Dynamics*, **59** (2), 195–211.
- ROSATI, A. UND K. MIYAKODA, 1988: A General Circulation Model for Upper Ocean Simulation, *Journal of Physical Oceanography*, **18**, 1601–1626.
- ROUSSENOV, V., E. STANEV, V. ARTALE UND N. PINARDI, 1995: A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation, *Journal of geophysical research*, **100** (C7), 13515–13.
- RULLKÖTTER, J., 2009: The back-barrier tidal flats in the southern North Sea - a multidisciplinary approach to reveal the main driving forces shaping the system, *Ocean Dynamics*, **59** (2), 157–165.

- SMITH, S. D., 1988: Coefficients for Sea Surface Wind Stress, Heat Flux, and Wind Profiles as a Function of Wind Speed and Temperature, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **93**, 15467–15472.
- STANEV, E. V., G. BRINK-SPALINK UND J.-O. WOLFF, 2007a: Sediment dynamics in tidally dominated environments controlled by transport and turbulence: A case study for the East Frisian Wadden Sea, *Journal of Geophysical Research*, **112** (C4), 1–20.
- STANEV, E. V., B. W. FLEMMING, A. BARTHOLOMÄ, J. V. STANEVA UND J.-O. WOLFF, 2007b: Vertical circulation in shallow tidal inlets and back-barrier basins, *Continental Shelf Research*, **27**, 798–831.
- STANEV, E. V., G. FLÖSER UND J.-O. WOLFF, 2003: First- and higher-order dynamical controls on water exchanges between tidal basins and the open ocean. A case study for the East Frisian Wadden Sea, *Ocean Dynamics*, **53** (3), 146–165.
- STANEVA, J., E. STANEV UND N. RACHEV, 1995: Heat balance estimates using atmospheric analysis data: A case study for the Black Sea, *J. Geophys. Res.*, **100** (18), 581–18.
- STANEVA, J., E. STANEV, J. WOLFF, T. BADEWIEN, R. REUTER, B. FLEMMING, A. BARTHOLOMA UND K. BOLDING, 2009: Hydrodynamics and sediment dynamics in the German Bight. A focus on observations and numerical modelling in the East Frisian Wadden Sea, *Continental Shelf Research*, **29** (1), 302–319.
- STURGES, W., 1983: On interpolating gappy records for time-series analysis, *Journal of Geophysical Research*, **88**, 9736–9740.
- WAHL, T., J. JENSEN UND T. FRANK, 2008: CHANGING SEA LEVEL AND TIDAL DYNAMICS AT THE GERMAN NORTH SEA COASTLINE, in *Proceedings of the Coastal Cities Summit 2008 - Values and Vulnerabilities*, S. 1–14.
- WORLD HERITAGE CENTRE, 2009: The Wadden Sea, Techn. Ber., World Heritage Centre.

## **Danksagung**

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mir während der Zeit der Diplomarbeit beistanden.

Zu allererst möchte ich mich bei Prof. Dr. Emil Stanev und PD Dr. Jan Freund für die Betreuung während meiner Diplomarbeit sowie für die Kritik und Anregungen zu den Ergebnissen bedanken. Mein besonderer Dank gilt außerdem Dr. Thomas Badewien für die Diskussionen und wertvollen Tipps während des Erstellens des gesamten Textes. Bei Axel Braun bedanke ich mich für die technische Betreuung der Messstation Spiekeroog und die technischen Informationen zu den verbauten Sensoren. Dr. Joanna Staneva danke ich für die Bereitstellung eines Programms vom Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG) zur Berechnung der Wärmeflüsse und bei Johann Meinen-Hieronimus für die Bereitstellung der Sieldaten aus Neuharlingersiel. Für die Mühevollen Korrekturarbeiten danke ich Pia Backmann und für die netten Diskussionen Anne-Christin Schulz.

Zum Schluss möchte ich noch meinen Eltern und meiner Großmutter danken, die mich die ganze Zeit während des Studiums in allen Bereichen unterstützt haben.



## **Erklärung**

Hiermit versichere ich, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Außerdem versichere ich, dass ich die allgemeinen Prinzipien wissenschaftlicher Arbeit und Veröffentlichung, wie in den Leitlinien guter wissenschaftlicher Praxis der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg festgelegt sind, befolgt habe.

Oldenburg, den