
Erfassung und Beschreibung des Meeresspiegels und seiner Veränderungen im Bereich der Deutschen Bucht

Heft 40
Schriftenreihe der Fachrichtung Geodäsie
Fachbereich Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
Technische Universität Darmstadt
ISBN 978-3-935631-29-7

Darmstadt, November 2013



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT



Heft 40

Darmstadt, November 2013

Robert Weiß

Erfassung und Beschreibung des Meeresspiegels und seiner Veränderungen im Bereich der Deutschen Bucht

Schriftenreihe
Fachrichtung Geodäsie
Fachbereich Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
Technische Universität Darmstadt

ISBN 978-3-935631-29-7

Schriftenreihe Fachrichtung Geodäsie der Technischen Universität Darmstadt
Zugl.: Darmstadt, Technische Universität, Dissertation, 2013
D17

Online unter: <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de>

Verantwortlich für die Herausgabe der Schriftenreihe:

Der Sprecher der Fachrichtung Geodäsie
im Fachbereich Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
der Technischen Universität Darmstadt

Bezugsnachweis:

Technische Universität Darmstadt
Fachgebiet Physikalische Geodäsie und Satellitengeodäsie
Petersenstraße 13
64287 Darmstadt

ISBN 978-3-935631-29-7

Erfassung und Beschreibung des Meeresspiegels und seiner Veränderungen im Bereich der Deutschen Bucht

Vom Fachbereich Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
der Technischen Universität Darmstadt
zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Dissertation

vorgelegt von
Dipl.-Ing. Robert Weiß
aus Dresden

Referent: Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker
Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Reinhard Dietrich
Tag der Einreichung: 21. Mai 2013
Tag der mündlichen Prüfung: 16. September 2013

Darmstadt, November 2013
D17

Schriftenreihe Fachrichtung Geodäsie der Technischen Universität Darmstadt

Heft 40

ISBN 978-3-935631-29-7

Bitte zitieren Sie dieses Dokument als:

URN: urn:nbn:de:tuda-tuprints-36618

URL: <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/id/eprint/3661>

Dieses Dokument wird bereitgestellt von tuprints,

E-Publishing-service der TU-Darmstadt

<http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de>

tuprints@ulb.tu-darmstadt.de



Die Veröffentlichung steht unter folgender Creative Commons Lizenz:

Namensnennung - Keine kommerzielle Nutzung - Keine Bearbeitung 2.0 Deutschland

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/2.0/de/>

Erklärung zur Dissertation

Hiermit versichere ich, die vorliegende Dissertation ohne Hilfe Dritter nur mit den angegebenen Quellen und Hilfsmitteln angefertigt zu haben. Alle Stellen, die aus Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Darmstadt, den 05.11.2013

Robert Weiß

(R. Weiß)

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist parallel zu meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Kooperation mit dem Institut für Physikalische Geodäsie und Satellitengeodäsie der TU-Darmstadt entstanden. An dieser Stelle möchte ich allen Menschen herzlich danken, die mich bei der Durchführung und Fertigstellung dieser Arbeit unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt meinen Betreuern und Gutachtern, den Herrn Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker und Prof. Dr.-Ing. Reinhard Dietrich für die Betreuung dieser Arbeit, für die vielen Hinweise und wertvollen Anregungen sowie für die Unterstützung bei der Erstellung dieser Arbeit.

Neben den Herrn Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker und Prof. Dr.-Ing. Reinhard Dietrich danke ganz besonders Frau Dr.-Ing. Luciana Fenoglio-Marc für die Betreuung, die Unterstützung, die vielfältigen Diskussionen und Anregungen bei der Bearbeitung der Themen.

Der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz danke ich für die technische und fachliche Unterstützung, für die Bereitstellung verschiedener Datensätze sowie für die Nutzung der BfG-Infrastruktur. Mein Dank gilt den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Referates M5 „Geodäsie“, insbesondere Herrn Prof. Dr.-Ing. h.c. Joachim Behrens und Frau Dr.-Ing. Astrid Sudau für die fachlichen Anregungen, Unterstützungen und Beratungen während dieser Arbeit.

Den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes sowie des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrografie danke ich für die vielen Hinweise und die Bereitstellung von Modellierungsergebnissen und Wasserstandsbeobachtungen im Bereich der Nordsee.

Den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Deutschen Geodätischen Forschungsinstitutes in München danke ich für die ausführlichen Gespräche und Diskussionen sowie der Bereitstellung von Modellergebnissen, wodurch bestimmte Auswertungen erst möglich wurden.

Zusammenfassung

Für eine Vielzahl wissenschaftlicher und administrativer Anwendungen sind Informationen über die Erdoberfläche, vertikale Landbewegungen und langfristige Meeresspiegeländerungen entscheidend. Insbesondere langfristige Änderungen des Meeresspiegels werden von vielen wissenschaftlichen Einrichtungen als Indikator für Klimaänderungen angesehen, wobei belastbare Aussagen qualitativ hochwertige Beobachtungszeitreihen voraussetzen. Neben den eigentlichen Beobachtungen sind insbesondere geodätische Grundlagen von entscheidender Bedeutung. Die Nutzung geodätischer Referenzsysteme erlaubt die Darstellung von Beobachtungen verschiedener Sensoren in einem einheitlichen Referenzsystem, wodurch eine Kombination ermöglicht wird. Darüber hinaus sind zur Ableitung langfristiger Änderungen Beobachtungszeitreihen nötig, welche nicht durch systematische Effekte beeinflusst werden. Dies erfordert eine Analyse sensorspezifischer systematischer Einflüsse und geodätischer bzw. durch die Geodäsie erfassbarer Systematiken. Andernfalls werden scheinbare Änderungen als reale Meeresspiegeländerungen fehlinterpretiert bzw. reale hydrologische Änderungen nicht erkannt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden unterschiedliche Aspekte zur Erfassung der Meeresoberfläche und langfristiger Meeresspiegelvariationen beleuchtet. Dies beinhaltet neben geodätischen Grundlagen auch Grundlagen zu langfristigen Meeresspiegeländerungen. Viele Untersuchungen und Veröffentlichungen basieren auf Pegelbeobachtungen. Die Pegel dienen in erster Linie der Sicherstellung der Leichtigkeit und Sicherheit der Schifffahrt. Als Konsequenz weisen die Pegelbeobachtungen nicht das Maß an Homogenität auf, welches zur Ableitung langfristiger Meeresspiegeländerungen erforderlich ist. Die notwendige Homogenisierung bedingt eine Analyse der geometrischen Beziehung zwischen Pegelfest- und Pegelnullpunkt, sowie Analysen vertikaler Landbewegungen bzw. scheinbarer Höhenänderungen aufgrund von Systemänderungen amtlicher Höhenreferenzsysteme.

Um eine Trennung vertikaler Landbewegungen und langfristiger Meeresspiegeländerungen zu ermöglichen, sind ausgewählte Pegel mit kontinuierlich arbeitenden GNSS-Empfängern ausgestattet. Damit verbunden ist die Referenzierung der Pegelnullpunkte sowohl im Höhenreferenzsystem der Landesvermessung als auch in einem globalen Höhenreferenzsystem. Letzteres ist Voraussetzung für grenzüberschreitende Auswertungen und damit für die Einbindung anderer Satellitenbeobachtungen und ein Monitoring langfristiger Meeresspiegeländerungen.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit sind Vergleiche zwischen Beobachtungen der Satellitenaltimetrie und Pegelbeobachtungen im ITRF2005. In unmittelbarer Nähe der Pegel ergeben sich sehr gute Übereinstimmungen, sofern sich die Auswertungen auf die Nutzung instantaner Beobachtungen beschränken. Aufgrund der Eigenschaften der Deutschen Bucht sind die bisher genutzten Korrektionsmodelle für meteorologische Effekte und Ozeangezeiten nicht in der Lage, reale hochfrequente Meeresspiegelvariationen in Küstennähe hinreichend genau zu modellieren und entsprechende Anteile aus den Altimeterbeobachtungen zu eliminieren.

Kombinationen punktuell und kontinuierlich registrierender Pegel mit linienhaften Beobachtungen der Satellitenaltimetrie ermöglichen die geometrische Beschreibung des Meeresspiegels und dessen langfristige Änderungen. Insbesondere die Nutzung verbesserter Re-Trackalgorithmen und hochfrequenter Beobachtungen erlaubt auch eine Nutzung der Satellitenaltimetrie in Küstennähe. Räumliche Lücken zwischen Altimeterbeobachtungen auf offener See und Beobachtungen der Küstenpegel können somit verkleinert werden, wodurch eine bessere Beschreibung des Meeresspiegels und dessen Änderungen ermöglicht wird.

Summary

Knowledge about the surface of the Earth, about vertical movements of the Earth's crust, and about long-term variations of the sea level is essential for many scientific purposes as well as administrative and engineering applications. The variation of the mean sea level is considered by many scientific institutions to be an indication of global climate change. However, reliable values of long-term sea-level variations can be derived only if high-quality observation data are available. Moreover, besides observations and measurements by sensors, the application of geodetic scientific principles and systems is of crucial importance. The use of geodetic reference frames allows to present the observations of different sensors in uniform regional or even global reference systems and thus combines the different types of information gained by a variety of sensors. In addition, time series of observation data are required that are not affected by systematic effects, so that systematic influences of sensors and systematic geodetic deviations have to be analyzed and compensated. If such systematic impacts remain unnoticed or are ignored, they may be misinterpreted as long-term sea-level variations, while real changes due to hydrological or climate-related causes remain unidentified.

This thesis highlights several aspects of sea-surface measurements and the derivation of long-term sea-level variations. These include the underlying geodetic fundamentals and the scientific principles that govern sea level variations. Many studies and publications about long-term sea-level variations rely on observations of sea-level gauges in tidal waters. However, because the main purpose of these tidal gauges is the safety and ease of navigation, their observations do not have the degree of homogeneity that is needed to derive long-term sea-level variations. To achieve such homogeneity of data, it is essential to analyse the geometric relations between the level of the gauge fixture on the ground, the gauge zero point, and the actual vertical land movements or apparent changes in height that are due to modifications in official height reference systems.

In order to distinguish vertical land movements from long-term variations of the mean sea-level, selected tidal gauging stations have been equipped with permanently working GNSS systems that make continuous height monitoring possible. This action was combined with the referencing of the absolute gauge-zero points, both to the height-reference system of the national land-survey network and to a global height-reference system. The latter is crucial for transboundary analyses, for the integration of other satellite-based sea-level observations, and the monitoring of the sea-level rise.

Another focus of this thesis is on comparisons between tidal-gauge readings and satellite altimetry observations regarding the ITRF2005 data in the German Bight. In the vicinity of the gauges, the results of satellite altimetry are in good agreement with the local gauge readings, provided only instantaneous observations are used in the data processing. It was found that due to certain specific features of the German Bight, the conventional models used to correct meteorological and oceanic tidal effects are neither able to model the actual high-frequency sea-level variations in sufficient accuracy nor to identify and eliminate unsuitable data from the altimetric observations, especially in areas near the coastline.

The combination of point-wise but continuous records of tidal gauges with line-by-line satellite-altimetry observations provides the option of a geometric description of the sea surface and its long-term variations. In particular, the use of improved retracking algorithms and high-frequency observations allows to use satellite altimetry also in coastal areas. Evaluations in this study show a very good agreement between tidal-gauge readings and satellite-altimetry observations in coastal areas. Spatial gaps between the satellite observations over the open sea and the coastal gauge data can be reduced, resulting in a better description of the marine system of the North Sea.

Inhaltsverzeichnis

1	Der Meeresspiegel und seine Variationen im Bereich der Nordsee	1
1.1	Säkulare Änderungen des Meeresspiegels	1
1.2	Periodische Variationen des Meeresspiegels aufgrund nichtgravitativer Einflüsse	5
1.3	Gezeiten	6
1.4	Modellierung des Meeresspiegels im Untersuchungsgebiet	14
2	Geodätische Grundlagen	16
2.1	Referenzsysteme und Realisierungen	16
2.1.1	Geometrische Referenzsysteme	16
2.1.2	Schwerefeld und Höhenreferenzsysteme	20
2.1.3	Geoidmodelle und permanente Gezeiten	24
2.1.4	Realisierungen von Höhenreferenzsystemen	29
2.2	Vertikale Landbewegungen im Bereich der Deutschen Bucht	32
3	Wasserstand und Pegel	35
3.1	Grundlagen des deutschen Pegelwesens	35
3.2	Pegel	39
3.2.1	Aufbau einer Pegelanlage	39
3.2.2	Wasserstandssensoren	41
3.3	Wasserstand und Tidekennzahlen	52
3.3.1	Tidekurve und Ganglinie	52
3.3.2	Tidekennzahlen	52
3.3.3	Phasenlagen innerhalb einer Tide	57
3.3.4	Konsistenz verfügbarer Wasserstandsbeobachtungen	60
3.4	Geodätische Pegelinformationen	63
3.4.1	Pegelnulldatum und Pegelfestpunkte	63
3.4.2	Anschlussmessungen an das amtliche Höhenreferenzsystem	67
3.4.3	Änderungen im Verlauf der Zeit	70
3.5	Unsicherheiten von Pegelbeobachtungen	82
3.5.1	Unsicherheiten des Wasserstandes über Pegelnulldatum	82
3.5.2	Unsicherheiten lokaler, regionaler und globaler Pegelbeobachtungen	84
4	GNSS gestützte Pegelüberwachung	86
4.1	Grundlagen und GNSS-Netzwerke im Untersuchungsgebiet	86
4.2	Höhenbezüge der GNSS-Antennen relativ zu Pegelnulldaten	90
4.3	Prozessierung und Ergebnisse	91
5	Grundlagen der Satellitenaltimetrie	103
5.1	Grundlagen und Beobachtungsprinzip	103
5.1.1	Beobachtungsprinzip	103
5.1.2	Bahnbestimmung der Altimetersatelliten	105
5.1.3	Atmosphärische Laufzeitverzögerungen	107
5.1.4	Korrekturen aufgrund der Reflektionseigenschaften	111
5.1.5	Geräteinterne Korrekturen	111
5.1.6	Korrekturen aufgrund geometrischer und geophysikalischer Einflüsse	112
5.1.7	Rückkehrimpuls und Altimeterfootprint	114
5.2	Ableitung von Meeresspiegelhöhen	121
5.3	Ableitung virtueller Pegel unter Nutzung der Altimeterbeobachtungen	124

6	Wassertiefen im Untersuchungsgebiet	127
7	Vergleiche modellierter und realer Pegelbeobachtungen	131
7.1	Vergleichsgrößen	131
7.2	Vergleiche instantaner Ergebnisse	132
7.3	Vergleiche monatlicher Differenzen	133
7.4	Vergleiche unter Berücksichtigung der Tidephase	134
7.5	Vergleiche der Eintrittszeitpunkte modellierter und realer Tidescheitel	141
8	Vergleiche von Altimeterbeobachtungen mit realen und modellierten Meeresspiegelhöhen	144
8.1	Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen	144
8.2	Auswertungen von 1Hz Altimeterbeobachtungen	144
8.2.1	Vergleichsgrößen	144
8.2.2	Vergleich instantaner Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen	147
8.2.3	Vergleich ozeangezeitenkorrigierter Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen	154
8.2.4	Vergleich von Altimeterbeobachtungen mit mittleren Tidemittelwasserbeobachtungen	159
8.2.5	Vergleiche instantaner Altimeterbeobachtungen mit hydrodynamisch modellierten Meeresspiegelauslenkungen	164
8.2.6	Ableitung von langfristigen Meeresspiegeländerungen	167
8.3	Auswertung hochfrequenter Altimeterbeobachtungen	173
8.3.1	Bathymetrie, Wasserstand und Rückkehrimpulse im Untersuchungsgebiet	173
8.3.2	Analyse der 20Hz Beobachtungen unter Nutzung unterschiedlicher Re-Tracker	174
9	Zusammenfassung und Ausblick	188
A	Anhang zu Kapitel 3 und 4	201
A.1	Ausgewählte Pegelstellen im Bereich der Deutschen Bucht	201
A.2	GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht	201
B	Anhang zu Kapitel 8.2	202
B.1	Auswertungen instantaner 1Hz Altimeterbeobachtungen am Leuchtturm Alte Weser	202
B.2	Auswertungen ozeangezeitenkorrigierter 1Hz Altimeterbeobachtungen am LT Alte Weser	206
B.3	Auswertungen mittlerer 1Hz Altimeterbeobachtungen am Leuchtturm Alte Weser	209

Abbildungsverzeichnis

1	Mittlere Meerestopographie	1
2	Zeitreihe des mittleren globalen Meeresspiegels	3
3	Globale Änderung des Meeresspiegels auf Grundlage von Beobachtungen der Satellitenaltimetrie	3
4	Windstau und resultierende Auswirkungen auf die Meeresoberfläche	5
5	Effekt des inversen Barometers auf die Meeresoberfläche	5
6	Gravitationsbeschleunigung eines Himmelskörpers und der Erdmasse im Punkt X	6
7	Spring- und Nipptide	10
8	Amplitudenspektrum von Pegelbeobachtungen zwischen Bremerhaven und Helgoland	11
9	Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für die täglichen Gezeiten	11
10	Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für die halbtäglichen Gezeiten	11
11	Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für Partialtiden höhere Frequenz	12

12	Reale und modellierte Wasserstände an den Pegeln Helgoland und LT Alte Weser	14
13	Reale und modellierte (BSHcmod) Wasserstände der Pegel Helgoland und LT Alte Weser .	15
14	Horizontalbewegungen im ITRF2008	17
15	Vertikalbewegungen im ITRF2008	18
16	Theoretischer Schleifenschlussfehler	21
17	Ellipsoidische, orthometrische und Normalhöhe	24
18	EGM2008 (tf) im Bereich der Nordsee	25
19	Differenzen unterschiedlicher Versionen der EGM bzw. EGG Schwerefeldmodelle	26
20	Differenzen der Undulationen zwischen einem gezeitenfreien, nullgezeiten und einem mittleren Gezeitemsystem	27
21	Gezeitenfreie, mittlere und Nullgezeitenoberflächen bzw. Geoidmodelle	27
22	Netzkonfiguration des EVRF2000 und EVRF2007	30
23	German Combined Geoid in der Realisierung 2011	31
24	Differenz beider Realisierungen des German Combined Geoid	31
25	Großräumige Nivellementsaktionen im Bereich der Deutschen Bucht	31
26	Geschwindigkeitsfelder auf Basis von Nivellements- und GNSS-Beobachtungen	33
27	Geschwindigkeitsfeld als Ergebnis einer Kombination von Nivellements- und GNSS- Beobachtungen	33
28	Beispiele verschiedener Pegel	35
29	Verschiedene Ausführungen der Pegelvorschrift	36
30	Pegelstandorte der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes	37
31	Wasserstandsbeobachtungen-, geodätische Pegelinformationen und Pegelbeobachtungen .	38
32	Aufbau einer Pegelanlage	39
33	Exemplarische Beobachtungen von Radar- und Schwimmpegel	40
34	Nachlaufen des Pegels LT Alte Weser	41
35	Lattenpegel verschiedener Standorte	42
36	Druckpegel unterschiedlicher Bauart	43
37	Wassertemperatur, Salzgehalt und Wasserdichte	43
38	Wassertemperatur Norderney	44
39	Salzgehalt Norderney	44
40	Wasserdichte Norderney	44
41	Wasserdichte Knock	45
42	Dichteveriation innerhalb eines Monats am Pegel Knock	45
43	Differenzen realer Wasserstandsbeobachtungen gegenüber Druckpegelbeobachtungen . .	45
44	Wasserdichte am Standort FINO-1	46
45	Wasserstandsbeobachtungen am Standort FINO-1	47
46	Wasserstandsbeobachtungen und Dichteveriationen am Standort FINO-1	47
47	Elemente eines Schwimmpegels	48
48	Radarpegel an unterschiedlichen Standorten	49
49	Filterungen von Beobachtungen der Radarpegel	50
50	Trommelschreiber	51
51	Wasserstand über Pegelnull verschiedener Pegel	52
52	Geografische Lage ausgewählter Pegel und die zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter	53
53	Tidekennzahlen nach DIN 4049-3	53
54	Differenzen und Häufigkeitsverteilung zwischen Tmw und T1/2w (Pegel Helgoland- Binnenhafen)	54
55	Mittlere Differenzen/Standardabweichungen zwischen Tmw und T1/2w an ausgewählten Pegeln der Deutschen Bucht	55
56	Abweichung zwischen Tmw auf Basis aller Beobachtungen und im Bereich des Tnw ge- kürzter Beobachtungen (Pegel Helgoland-Binnenhafen)	56

57	k-Werte verschiedener Pegel	57
58	Differenzen realer Tmw zu Tmw auf Basis von Thw, Thb und k-Werten (Pegel Helgoland-Binnenhafen)	57
59	Mittlere Differenzen realer Tmw gegenüber Tmw auf Basis von Thb, Thw und k-Werten an ausgewählten Pegeln im Bereich der Deutschen Bucht	58
60	Phasenlagen innerhalb einer Tide	59
61	Beispiele von Ganglinien unterschiedlicher Pegel	60
62	Wasserstandsdifferenzen als Funktion der Tidephase	61
63	Verbleibende Differenzen nach Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur	62
64	Amtliche Scheitelwerte und Scheitelwerte auf Basis des Kunz-Köves Verfahren	62
65	Differenzen zwischen abgeleiteten und amtlichen Scheitelwerten am Pegel Borkum-Fischerbalje	62
66	Differenzen zwischen abgeleiteten und amtlichen Scheitelwerten am Pegel Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	63
67	Auswirkung von Höhenänderungen auf Pegelbeobachtungen und damit verbundene scheinbare Änderungen	64
68	Pegelfestpunkt am Pegel Papenburg	65
69	Wasserstand über Pegelnull und über dem Pegelfestpunkt	65
70	Abweichung der Pegellatten verschiedener Pegel gegenüber der über Sollhöhenunterschiede definierten Solllage	66
71	Lage ausgewählter Pegelfestpunkte am Pegel Cuxhaven-Steubenhöft	67
72	Relative, regionale und globale Pegelbeobachtungen	69
73	Unterschiedliche Formen der Wasserstandsbeobachtungen bzw. Pegelbeobachtungen	69
74	Höhenänderungen und damit verbundene Änderungen der Sollhöhenunterschiede	71
75	Lage der Pegelfestpunkte und Pegel auf der Insel Norderney	73
76	Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat	74
77	Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends des Pegel Norderney-Riffgat	75
78	Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat (rel. zu PFP1)	76
79	Änderung der Höhendifferenzen verschiedener Pegelfestpunkte gegenüber dem PFP1	76
80	Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends des Pegels Norderney-Riffgat (rel. zu PFP55/PFP63)	77
81	Lineare Trends der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat unter Berücksichtigung unterschiedlicher Festlegungen	78
82	Lage des Pegels Helgoland-Binnenhafen und der Pegelfestpunkte	79
83	Halbtägliche, monatliche und jährliche T1/2w des Pegels Helgoland-Binnenhafen	80
84	Choke-Ring, Antennenvorverstärker und Choke-Ring Antenne	86
85	Stationsübersicht der BfG-Auswertungen im Bereich der Nordsee	87
86	GNSS-Netzwerk und GNSS-Pegelstationen entlang der Nordseeküste	88
87	GNSS-Netzwerk und GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht	89
88	GNSS-Stationen im Bereich der Deutschen Bucht	89
89	ARP und GNSS-Marker der BfG-Stationen	90
90	Prozessierungsschema der GNSS-Beobachtungen	93
91	GNSS-Netzwerk und IGS-Lagerungsstationen	94
92	Exemplarische Ergebnisse der GNSS-Prozessierungen im IGS05/IGS08	95
93	Mittlere Koordinatendifferenzen zwischen der IGS- und BfG-Lösung (IGS05)	96
94	Mittlere Koordinatendifferenzen zwischen der IGS- und BfG-Lösung (IGS08)	97
95	Höhenkomponente und geschätzte zyklische Variationen der Stationen HELG und LHAW im IGS05	98

96	Höhenkomponente und linearer Trend (IGS05) der Stationen HELG und LHAW mit und ohne zyklische Variationen	98
97	Residuen nach der Schätzung eines linearen Trends auf den Stationen HELG und LHAW .	98
98	Mittlere Meerestopografie an ausgewählten Pegelstandorten	102
99	Bodenspuren der NASA/CNES und ESA-Altimetermissionen	104
100	Beobachtungsprinzip der Satellitenaltimetrie	104
101	Bahnbestimmung der Altimetersatelliten	106
102	Geometrie der Satellitenaltimetrie	107
103	Differenzen unterschiedlicher Orbitmodelle am Beispiel der Satelliten Jason-1/Jason-2 . .	108
104	Mittlere Differenzen und Standardabweichungen der Orbithöhen im Bereich der Deutschen Bucht	108
105	Variationen unterschiedlicher Korrekptionsmodelle für die den trockenen Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung	108
106	Differenzen und Standardabweichungen zwischen zwei Modellen der troposphärischen Laufzeitverzögerung	108
107	Variationen unterschiedlicher Korrekptionsmodelle und Radiometerbeobachtungen für den feuchten Anteil der troposphärischen Laufzeitkorrektion	109
108	Differenzen und Standardabweichungen unterschiedlicher Korrekptionsmodelle für den feuchten Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung	109
109	Variationen der ionosphärischen Laufzeitkorrekturen bei einer Nutzung unterschiedlicher Modelle	110
110	Mittlere Differenzen und Standardabweichungen unterschiedlich modellierter ionosphärischer Laufzeitverzögerungen	111
111	Variationen der IB-Korrekturen unter Nutzung unterschiedlicher Korrekptionsmodelle . . .	114
112	Differenzen und Standardabweichungen unterschiedlicher IB-Modelle (MOG2D-Global) .	114
113	Ellipsoidische Meeresspiegelhöhen relativ zu dem TOPEX- und GRS80-Ellipsoid	115
114	Korrektur für die Überführung der ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen auf das GRS80-Ellipsoid	115
115	Reflektion des Mikrowellenimpulses	116
116	Form Rückkehrimpulses	116
117	Sichtbereich des Altimetersatelliten	116
118	Prinzip des OCOG Algorithmus / ICE3-Re-Tracker	118
119	Footprintdurchmesser als Funktion der Wellenhöhe	120
120	Footprints von 20Hz und 1Hz Altimeterbeobachtungen	121
121	Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen	122
122	Auswirkung der Auflastzeiten auf Pegel- und Altimeterbeobachtungen	123
123	Bodenpunkte der NASA/CNES-Altimetermissionen (Missionsphase A)	125
124	Bodenpunkte der ESA-Altimetermissionen	125
125	Abstände zwischen Altimeterfußpunkten und realen Beobachtungen	125
126	Kreuzungspunkte aufsteigender und absteigender Überflüge	126
127	Bezugshorizonte der Bathymetrie	127
128	Bathymetrie und LAT im Bereich der Deutschen Bucht	128
129	Wassertiefen relativ zu NHN für den Bereich der Deutschen Bucht	128
130	Land- und Wasserverteilung bei minimalem Niedrigwasser und maximalem Hochwasser .	129
131	Wassertiefen bei Tidehoch- und Tideniedrigwasser im Bereich der Ostfriesischen Inseln . .	130
132	Wassertiefen bei Thw/Tnw im Bereich der Nordfriesischen Inseln	130
133	Lage der Pegel Helgoland, LT Alte Weser und UF Dwarsgat im Mündungstrichter der Weser	131
134	Modellierte Meeresspiegelauslenkungen und reale Pegelbeobachtungen.	132
135	Ganglinien und Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen und realen Pegelbeobachtungen	133

136	Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen Pegelbeobachtungen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen	134
137	Phasenabhängige Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen (FES2004) und realen Pegelbeobachtungen	135
138	Phasenabhängige Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen (BSHcmod) und realen Pegelbeobachtungen	136
139	Monatliche Differenzen zwischen beobachteten und modellierten Meeresspiegelauslenkungen (FES2004) im Jahr 2009	136
140	Monatliche Differenzen zwischen beobachteten und modellierten Meeresspiegelauslenkungen (BSHcmod) im Jahr 2009	137
141	Monatliche Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen (Helgoland)	138
142	Monatliche Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen (LT Alte Weser)	138
143	Monatliche Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen (Dwarsgat)	139
144	Differenzen der Eintrittszeitpunkte und der Wasserstände am Pegel LT Alte Weser	140
145	Differenzen der Eintrittszeitpunkte (FES2004) an ausgewählten Pegeln	141
146	Differenzen der Eintrittszeitpunkte (BSHcmod) an ausgewählten Pegeln	142
147	Monatliche Differenzen der Eintrittszeitpunkte	143
148	Prozentualer Anteil der verfügbaren Altimeterbeobachtungen	146
149	Ellipsoidische Meeresspiegelhöhen auf Basis von Pegel- und Altimeterbeobachtungen (Referenzpegel Helgoland)	147
150	Instantane Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen (Referenzpegel Helgoland)	148
151	Instantane Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen als Funktion der Zeit und Tidephase (Referenzpegel Helgoland)	148
152	Tidephasenkorrigierte instantane Differenzen der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe (Referenzpegel Helgoland)	149
153	Tidephasenkorrigierte instantane Differenzen der physikalischen Meeresspiegelhöhe (Referenzpegel Helgoland)	150
154	Häufigkeitsverteilung der instantanen Differenzen der Meeresspiegelhöhe (Referenzpegel Helgoland)	151
155	Korrelationsfaktoren zwischen Altimeterbeobachtungen und dem Pegel Helgoland im Bereich der Deutschen Bucht (mit und ohne empirische Tidephasenkorrektion)	152
156	Standardabweichung der Differenzzeitreihen pegel- und altimeterbasierter Meeresspiegelhöhen im Bereich der Deutschen Bucht (mit und ohne empirische Tidephasenkorrektion, Referenzpegel Helgoland)	153
157	Mittelwert der Differenzzeitreihen pegel- und altimeterbasierter ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen im Bereich der Deutschen Bucht (Referenzpegel Helgoland)	153
158	Mittelwert der Differenzzeitreihen pegel- und altimeterbasierter physikalischer Meeresspiegelhöhen im Bereich der Deutschen Bucht (Referenzpegel Helgoland)	154
159	Instantane, modellierte (FES2004) und gezeitenkorrigierte Differenzen der Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel Helgoland	155
160	Beobachtete und modellierte mittelwertzentrierte Differenzen (EOT11a) der ellip. Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel Helgoland	156
161	Korrelationsfaktoren der unkorrigierten bzw. ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel Helgoland)	158
162	Standardabweichungen der unkorrigierten bzw. ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel Helgoland)	158

163	Standardabweichungen der unkorrigierten bzw. ozeangezeitenkorrigierten (EOT11a) Differenzen (Pegel Helgoland)	159
164	Ellipsoidische monatliche Tmw des Pegels Helgoland und monatliche ellip. SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen	160
165	Ellipsoidische Differenzen zwischen monatlichen Tmw des Pegels Helgoland und SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen	161
166	Mittlere ellipsoidische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen und dem Referenzpegel Helgoland	162
167	Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen unter Nutzung unterschiedlicher IB-Korrekturen (Referenzpegel Helgoland)	163
168	Mittlere Differenzen und Standardabweichung der Differenzzeitreihe zwischen BSHcmod V3.0 und V4.0	165
169	Ellipsoidische Differenzen zwischen BSHcmod-Wasserständen und instantanen Altimeterbeobachtungen (NASA/CNES-Missionen) an ausgewählten Punkten	165
170	Ellipsoidische Differenzen zwischen BSHcmod-Wasserständen (um saisonale Variationen korrigiert) und instantanen Altimeterbeobachtungen (NASA/CNES-Missionen) an ausgewählten Punkten	166
171	Mittlere ellipsoidische Differenzen zwischen Ergebnissen des BSHcmod und instantanen Altimeterbeobachtungen (NASA/CNES-Missionen)	168
172	Mittlere ellipsoidische Meeresspiegelhöhen und deren Standardabweichung auf Basis der NASA/CNES-Missionen	168
173	Mittlere SLA und deren Standardabweichungen auf Basis der NASA/CNES-Missionen und dem EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell	169
174	Mittlere SLA und deren Standardabweichungen auf Basis der NASA/CNES-Missionen und dem EGG2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell	170
175	Lineare Trends und Standardabweichungen der Residuen auf Basis der NASA/CNES-Missionen und Pegel	170
176	Lineare Trends auf Basis jährlicher und monatlicher Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Pegel Helgoland)	172
177	Wassertiefe, Referenzpegel und Überflüge im Bereich der Deutschen Bucht	174
178	Wassertiefe (Referenzpegel Langeoog), Waveform und Wassertiefenverteilung innerhalb des Footprints	175
179	Wassertiefe (Referenzpegel Pellworm), Waveform und Wassertiefenverteilung innerhalb des Footprints	176
180	Wassertiefe, Waveforms und Wassertiefenverteilung entlang Überflugs 213	177
181	Wassertiefe, Waveforms und Küstenabstand entlang Überflugs 213	177
182	Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Hörnum, Nordfriesland)	179
183	Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Pellworm, Nordfriesland)	179
184	Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Langeoog, Ostfriesland)	180
185	Statistische Kennzahlen entlang des Überflugs 94 (Pegel Hörnum, Nordfriesland)	181
186	Statistische Kennzahlen entlang der Überflugs 213 (Pegel Pellworm, Nordfriesland)	181
187	Statistische Kennzahlen entlang des Überflugs 213 (Pegel Langeoog, Ostfriesland)	181
188	Wassertiefen, beobachtete Meeresspiegelhöhen und Küstenabstand zum Zeitpunkt der Umläufe 46 und 113, Überflug 94 (Pegel Hörnum)	184
189	Wassertiefen, beobachtete Meeresspiegelhöhen und Küstenabstand zum Zeitpunkt der Umläufe 46 und 113, Überflug 213 (Pegel Pellworm)	185

190	Wassertiefen, beobachtete Meeresspiegelhöhen und Küstenabstand zum Zeitpunkt der Umläufe 46 und 113, Überflug 213 (Pegel Langeoog)	185
191	Ellipsoidische Meeresspiegelhöhen auf Basis von Pegel- und Altimeterbeobachtungen (Referenzpegel LT Alte Weser)	202
192	Instantane Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen als Funktion der Zeit und Tidephase (Referenzpegel LT Alte Weser)	203
193	Tidephasenkorrigierte instantane Differenzen der physikalischen Meeresspiegelhöhe (Pegel LT Alte Weser)	203
194	Korrelationsfaktoren zwischen Altimeterbeobachtungen und dem Pegel LT Alte Weser mit und ohne Tidephasenkorrektur im Bereich der Deutschen Bucht	204
195	Standardabweichung der Differenzzeitreihen pegel- und altimeterbasierter Meeresspiegelhöhen im Bereich der Deutschen Bucht (mit und ohne Tidephasenkorrektur, Referenzpegel LT Alte Weser)	204
196	Instantane, modellierte (FES2004) und gezeitenkorrigierte Differenzen der Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel Helgoland	206
197	Beobachtete und modellierte mittelwertzentrierte Differenzen (EOT11a) der ellip. Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel LT Alte Weser	207
198	Korrelationsfaktoren der unkorrigierten und ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)	207
199	Standardabweichungen der unkorrigierten und ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)	208
200	Standardabweichungen der unkorrigierten bzw. ozeangezeitenkorrigierten (EOT11a) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)	208
201	Ellipsoidische monatliche Tidemittelwasser des Pegels LT Alte Weser und monatliche ellip. SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen	210
202	Ellipsoidische Differenzen zwischen monatlichen Tidemittelwasser des Pegels LT Alte Weser und SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen	210
203	Mittlere ellipsoidische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen und LT Alte Weser	211
204	Mittlere physikalische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen LT Alte Weser	211
205	Lineare Trends auf Basis jährlicher und monatlicher Altimeter- und Pegelbeobachtungen (LT Alte Weser)	212

Tabellenverzeichnis

1	Zusammensetzung des mittleren Meeresspiegelanstiegs	2
2	Doodson Elemente zur Beschreibung der Position von Sonne und Mond relativ zur Erde	8
3	Ursprung und Periodendauer ausgewählter Partialtiden	8
4	Partialtiden der Modelle FES2004, GOT4.7, DTU10 und EOT11	13
5	Parameter des Normalschwerefeldes	23
6	Undulationen verschiedener Schwerefeldmodelle (EGM2008(tf) / EGG2008(zt)) und die Differenzen gegenüber einem mean-tide Gezeitemsystem	29
7	Aufbau der Pegelvorschrift	36
8	Radar- und Wasserstandsbeobachtungen am Pegel LT Alte Weser	40
9	Differenzen aufgrund variierender Dichteeinstellungen am Wasserstandssensor	46
10	Ausgewählte Tidekennzahlen nach DIN 4049-3	56
11	Mittlere Differenzen realer Tmw und Tmw auf Basis einer gekürzten Ganglinie	56
12	Mittlere Differenzen realer Tmw und Tmw auf Basis der Thw, Thb und k-Werte sowie mittlere Differenzen zwischen Tmw und T1/2w an verschiedenen Pegeln in der Deutschen Bucht	58

13	Ergebnisübersicht der Stationaritätstests verschiedener Pegel	59
14	Pegelnulldpunkt und Standardabweichung der verbleibenden Differenzen nach einer Übertragung des Wasserstandes mithilfe tidephasenabhängiger Korrekturen	60
15	Angebrachte Korrekturen der minütlichen Wasserstandsbeobachtungen	63
16	Auswirkung von Wasserstandsänderungen auf Pegelfestpunkthöhen	66
17	Höhen- und Statusangaben des Pegelfestpunktes 1 am Pegel Norderney-Riffgat	68
18	Amtliche Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat	73
19	Amtliche und BfG-Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat	75
20	Resultierende Sollhöhenunterschiede bei einer Beibehaltung eines Sollhöhenunterschiedes für Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat	76
21	Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Norderney-Riffgat bei der Beibehaltung konstanter Sollhöhenunterschiede der PFP55 und PFP63	77
22	Höhenangaben und Korrekturen verschiedener Festlegungen der Pegel Norderney-Riffgat und Norderney-Hafen	77
23	Lineare Trends auf Basis der T1/2w unter Nutzung verschiedener repräsentativer Pegelfestpunkte	78
24	Langfristige Änderungen der T1/2w in Relation zu verschiedenen Realisierungen des Deutschen Haupthöhennetzes	79
25	Amtliche Angaben zu Höhen und Sollhöhenunterschieden des Pegels Helgoland-Binnenhafen	80
26	Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Helgoland-Binnenhafen unter Beibehaltung der geometrischen Beziehung zwischen ausgewählten Pegelfestpunkten und dem Pegelnulldpunkt	81
27	Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Helgoland-Binnenhafen unter Beibehaltung der geometrischen Beziehung zwischen ausgewählten Pegelfestpunkten und dem Pegelnulldpunkt (letzte amtliche Festlegung)	81
28	Höhenangaben und Korrekturen der amtlichen Festlegung und einer Festlegung mit konstanten Sollhöhenunterschieden am Pegel Helgoland-Binnenhafen	81
29	Angaben zu Festlegungen und der Verfügbarkeit geodätischer Pegelinformationen für ausgewählte Pegel im Bereich der Deutschen Bucht	81
30	Abschätzung der Beiträge der Unsicherheit von globalen Wasserstandswerten	84
31	GNSS-Stationen mit Bezug zu einem WSV-Pegel im Bereich der Deutschen Bucht	88
32	Prozessierungsparameter der GNSS-Prozessierung	92
33	Koordinatenergebnisse der GNSS-Marker im IGS05/08	94
34	Koordinatenergebnisse der Pegelnulldpunkte im IGS05/08	96
35	Koordinatendifferenzen zwischen IGS- und BfG-Lösung	96
36	Lineare Höhenänderungen von GNSS-Stationen (mit und ohne Berücksichtigung zyklischer Variationen) im Bereich der Deutschen Bucht	99
37	Koordinatenergebnisse der Pegelnulldpunkte im ITRF2005	99
38	Koordinatendifferenzen der BfG-Lösung gegenüber der offiziellen ITRF2005-Lösung	100
39	BfG-Koordinatenergebnisse der Pegelnulldpunkte im ITRF2005 und Undulationen des EGM2008 bzw. EGG2008	101
40	Mittlere Meerestopografie an ausgewählten Pegelstandorten	102
41	Auswahl aktueller und vergangener Satellitenaltimetermissionen	103
42	Sichtfeldradien verschiedener Altimetersatelliten	117
43	Geschätzte Parameter unterschiedlicher Re-Tracker	119
44	Transformationsparameter zwischen DHDN und ETRS89/DREF91 des BKG für den Bereich Norddeutschland	127
45	Amtliche Höhenangaben der Pegelnulldpunkte der Pegel Pellworm und Langeoog	129

46	Höhenlage der amtlichen Pegelnullpunkte ausgewählter Pegelnullpunkte der näher betrachteten Pegel	132
47	Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen und realen Pegelbeobachtungen	135
48	Monatliche mittlere Differenzen zwischen modellierten (FES2004) und beobachtete Meeresspiegelhöhen (Pegel Helgoland)	139
49	Monatliche mittlere Differenzen zwischen modellierten (BSHcmod) und beobachteten Meeresspiegelhöhen (Pegel Helgoland)	140
50	Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen der Tidescheitel am Pegel Helgoland	143
51	Genutzte Beobachtungsdaten der RADS-Datenbank	144
52	Filterkriterien für RADS- und PISTACH-Beobachtungen	145
53	Standardkorrekturen von Beobachtungen der Satellitenaltimetrie	145
54	Ausgewählte Altimeterfußpunkte für die exemplarische Auswertungen	145
55	Statistische Kennzahlen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber dem Referenzpegel Helgoland	151
56	Statistische Kennzahlen für gezeitenkorrigierte Beobachtungen ausgewählter Altimeterfußpunkte (NASA/CNES-Missionen) gegenüber dem Referenzpegel Helgoland	157
57	Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen gegenüber dem Pegel Helgoland (NASA/CNES-Missionen)	161
58	Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellip. Meeresspiegelhöhen gegenüber dem Pegel Helgoland unter Nutzung unterschiedlicher IB-Korrektionsmodelle	163
59	Mittlere Differenzen und Standardabweichung zwischen dem BSHcmod V3.0 und V4.0 an sechs ausgewählten Kreuzungspunkten	164
60	Statistische Kennzahlen der Differenzen zwischen dem BSHcmod und Altimeterbeobachtungen	166
61	Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen instantanen Meeresspiegelhöhen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen des BSHcmod	167
62	Mittlere SLA an ausgewählten Punkten auf Basis der NASA/CNES-Missionen	167
63	Undulationen der EGM2008 und EGG2008 Schwerefeldmodelle an ausgewählten Punkten	169
64	Differenzen der mittleren SLA (auf Basis der NASA/CNES-Missionen) gegenüber Schwerefeldmodellen an ausgewählten Punkten	169
65	Mittlere Bias der Schwerefeldmodelle im Untersuchungsgebiet	170
66	Mittlere Tmw und deren Trends ausgewählter Pegel über den Zeitraum der verfügbaren Altimeterbeobachtungen	171
67	Lineare Änderung der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe an ausgewählten Punkten auf Basis der NASA/CNES-Missionen	171
68	Korrektionsmodelle für PISTACH-Anwendungen	174
69	Statistische Kennzahlen der Differenzen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber Pegelbeobachtungen im Bereich Nordfriesland	182
70	Statistische Kennzahlen der Differenzen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber Pegelbeobachtungen im Bereich Ostfriesland	183
71	Beobachtungsanzahl, Standardabweichungen und IMP-Faktoren im Bereich des Pegel Hörnum (Umlauf 94, alle Cycles)	186
72	Beobachtungsanzahl, Standardabweichungen und IMP-Faktoren im Bereich des Pegels Pellworm (Umlauf 213, alle Cycles)	186
73	Beobachtungsanzahl, Standardabweichungen und IMP-Faktoren im Bereich des Pegel Langeoog (Umlauf 213, alle Cycles)	187
74	Ausgewählte Pegelstandorte im Bereich der Deutschen Bucht	201
75	GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht (Stand 2012)	201

76	Statistische Kennzahlen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber dem Referenzpegel LT Alte Weser	205
77	Statistische Kennzahlen für gezeitenkorrigierte Beobachtungen ausgewählter Altimeterfußpunkte (NASA/CNES-Missionen) gegenüber dem Referenzpegel LT Alte Weser	209
78	Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe gegenüber den Pegel LT Alte Weser (NASA/CNES-Missionen)	209



1 Der Meeresspiegel und seine Variationen im Bereich der Nordsee

Die Meere und damit auch deren Oberflächen richten sich in erster Näherung am Schwerfeld der Erde aus, wobei die *Meeresoberfläche (sea surface)* die Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre beschreibt. Die Wassermassen der Meere sind weder statisch noch homogen und werden durch eine Vielzahl verschiedenster Effekte beeinflusst. Die Meeresoberfläche ist dadurch kontinuierlichen Veränderungen unterworfen. Verursacht werden diese im Wesentlichen durch eine Überlagerung gravitativer, hydrologischer, sterischer, eustatischer und meteorologischer Einflüsse, die sowohl Funktionen des Ortes als auch der Zeit sind. Die Oberflächen der Meere unterliegen somit säkularen, langperiodischen, saisonalen und kurzperiodischen Änderungen und entsprechen daher keiner Äquipotenzialfläche des Erdschwerfeldes (vgl. [56], Seite 11).

Die über einen langen Zeitraum gemittelte Meeresoberfläche wird als *mittlerer Meeresspiegel oder mean sea surface* bezeichnet. Der instantane Meeresspiegel beschreibt die aktuelle Situation zu einem bestimmten Zeitpunkt. Durch permanente Strömungssysteme und Dichteverhältnisse ergeben sich permanente Abweichungen zwischen einer Äquipotenzialfläche des Erdschwerfeldes und der mittleren Meeresoberfläche. Die Abweichungen werden als *mittlere Meerestopografie* (Abbildung 1) bezeichnet und können Beträge von 1-2m annehmen. Zusätzlich unterliegt der mittlere Meeresspiegel einer ständigen Deformationen von ca. 0.1-0.2m, die durch permanente Gezeiten von Sonne und Mond verursacht werden. Aufgrund der unregelmäßigen Verteilung von Erdmassen und dem Einfluss des Erdschwerfeldes bilden sich im mittleren Meeresspiegel tektonische Strukturen, wie etwa Bruchzonen, Tiefseegräben und unterseeische Berge ab ([49], Seite 90).

1.1 Säkulare Änderungen des Meeresspiegels

Säkulare Änderungen werden in erster Linie durch sterische, eustatische und gravitative Effekte verursacht. Erstere sind eine Folge der Erwärmung der Meere und einer damit einhergehenden Dichteänderung des Wassers. Erhöhungen der Wassertemperaturen bedingen eine Zunahme des Volumens bei gleichbleibender Masse und damit eine Veränderung der Höhe des Meeresspiegels. Aufgrund der Vernetzung der einzelnen Meere durch ein kompliziertes System langsamer Strömungen kommt es zu Wasser- und Wärmetransporten und damit auch zu Durchmischungen der Wassermassen. Darüber hinaus bewirken Dichtvariationen auch Änderungen des Absinkverhaltens der Wassermassen, was Änderungen im Strömungssystem zur Folge hat. Aufgrund der langsamen Strömungen reagieren die Meere sehr träge, weshalb sterisch bedingte Meeresspiegeländerungen langfristiger Natur sind.

Eustatische bedingte Änderungen werden durch Wassereinträge in die Meere verursacht. Diese beinhalten in erste Linie abschmelzende Gletscher- und Eisschilde. Letztendlich können eustatisch bedingte Änderungen als langfristige Folgeerscheinung der letzten Eiszeit in Verbindung mit Klimaänderungen verstanden werden ([54], Seite 2). Inwieweit Klimaänderung und daraus resultierende Abschmelzvorgänge von Eisschilden und Gletschern natürlich oder anthropogen bedingt sind, ist derzeitiger Forschungsgegenstand. Eustatisch bedingte Änderungen treten insbesondere durch das Abschmelzen des Grönlandei-

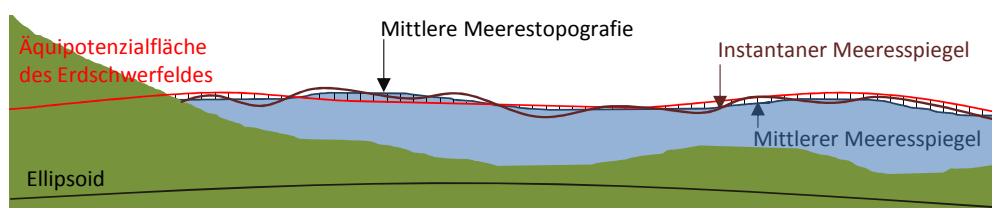


Abbildung 1: Schematische Darstellung der mittleren Meerestopographie.

Tabelle 1: Zusammensetzung des mittleren Meeresspiegelanstiegs zwischen 1993 und 2003 ([81], Seite 7).

Einfluss	Betrag zum globalem Meeresspiegelanstieg (mm/Jahr)
Thermische Ausdehnung des Ozeans	1.6±0.5
Gletscherschmelze und Eiskappen	0.77±0.22
Abschmelzen des Grönlandeises	0.21±0.07
Abschmelzen des Antarktischen Eisschildes	0.21±0.35mm
Summe der Einflüsse	2.8±0.7
Beobachteter Meeresspiegelanstieg	3.1±0.7

ses und des antarktischen Eisschildes auf.

Letztendlich bedingen eustatische Änderungen auch gravitative Änderungen, da das Abtauen der Eisschilde und die damit verbundenen Abflüsse von Wassermassen zu Änderungen des Erdschwerfeldes und somit auch zu Veränderungen des Meeresspiegels führen ([41], Seite 213).

Der *Internationale wissenschaftliche Ausschuss zur Untersuchung des Klimawandels (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)* geht in seinem vierten Sachstandsbericht (Fourth Assessment Report (AR4), 2007) von einem säkularen Meeresspiegelanstieg aus, der im Einklang mit der Erderwärmung steht. In dem Bericht wird eine mittlere Änderung des globalen Meeresspiegels von 1.8mm/Jahr [1.3-2.3mm/Jahr] für den Zeitraum seit 1961 sowie eine Änderung von 3.1mm/Jahr [2.4-3.8mm/Jahr] zwischen 1993 und 2003 ([81], Seite 2, Abbildung 2) genannt. Seit 1992 stehen mit den Beobachtungen der Satellitenaltimetrie flächenhafte Meeresspiegelbeobachtungen zur Verfügung, wodurch verbesserte Aussagen zu globalen Änderungsraten ermöglicht werden. In Abbildung 3 sind Änderungsraten auf Basis von Beobachtungen der Satellitenaltimetrie dargestellt. Als Ursachen werden sowohl sterische wie auch eustatische Effekte genannt, deren einzelne Anteile in Tabelle 1 aufgeschlüsselt sind. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts geben verschiedene Szenarien des IPCC einen Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels von 18cm-59cm an. Inwieweit der verstärkte Anstieg gegen Ende des letzten Jahrhunderts eine Folge langfristiger Meeresspiegeländerungen oder dekadischer Schwankungen ist, lässt der Bericht offen bzw. es wird auf beide Möglichkeiten verwiesen.

Bei einer Analyse von Meeresspiegelanstiegsraten ist zwischen einem globalen Meeresspiegelanstieg und lokalen Variationen zu unterscheiden. Häufig werden Angaben für globale Änderungen des Meeresspiegels gemacht (z.B. 4. Sachstandsbericht des IPCC), wobei die realen Änderungsraten regional sehr stark variieren können. Für lokale Meeresspiegeländerungen werden sehr häufig lange Pegelzeitreihen analysiert. Zwar existieren für einige Pegel sehr lange Beobachtungszeitreihen, jedoch sind diese im Allgemeinen immer auf Pegelnullpunkt bezogen, dessen Position aus Sicht der Geodäsie nicht immer exakt rekonstruiert werden kann [98]. Für den oft angeführten Pegel Cuxhaven liegen beispielsweise erst ab 1935 gesicherte Informationen zu dessen Höhenlagen und den genutzten Höhenreferenzsystemen und Realisierungen vor. An dieser Stelle wird auf das Kapitel 3.4 dieser Arbeit verwiesen, wo die Problematik der Georeferenzierung von Wasserstandsbeobachtungen ausführlich behandelt wird.

Ein derzeitiger Forschungsgegenstand ist die Trennung von vertikalen Landbewegungen und langfristigen Meeresspiegelvariationen. Da Pegel an Land installiert sind und langfristige vertikale Landbewegungen mit ausführen, spiegeln die Ergebnisse von Pegelbeobachtungen immer eine relative Änderung des Meeresspiegels gegenüber dem Land wieder bzw. erfasste langfristige Meeresspiegeländerungen beinhalten auch vertikale Landbewegungen. Von Seiten der TU-Darmstadt erfolgten Untersuchungen zu langfristigen Meeresspiegeländerungen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen im Bereich

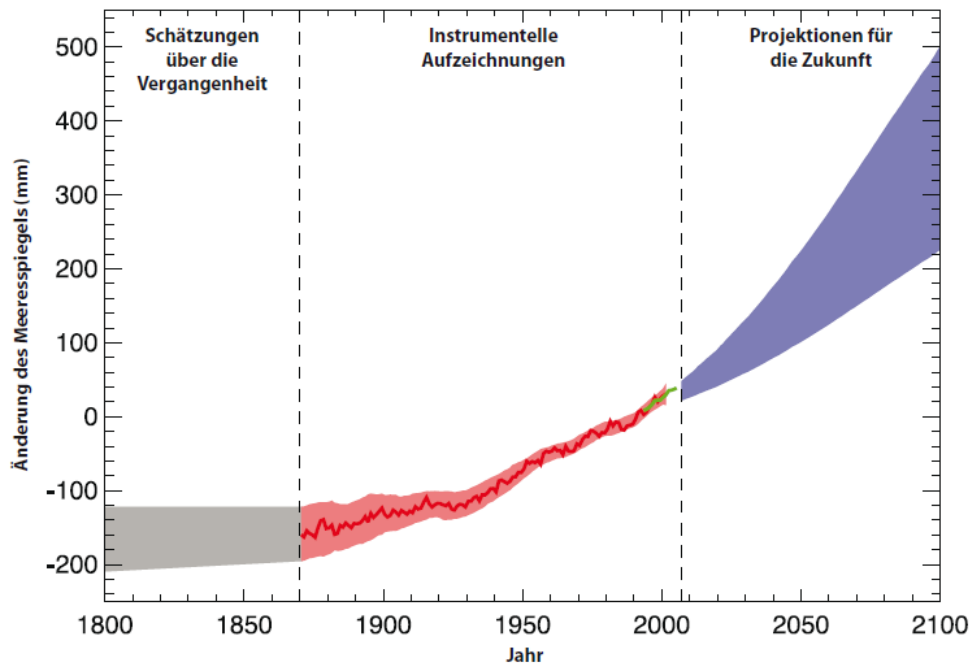


Abbildung 2: Zeitreihe des mittleren globalen Meeresspiegels (Abweichung vom Durchschnitt 1980-1999) in der Vergangenheit und Projektionen für die Zukunft ([12], Seite 409).

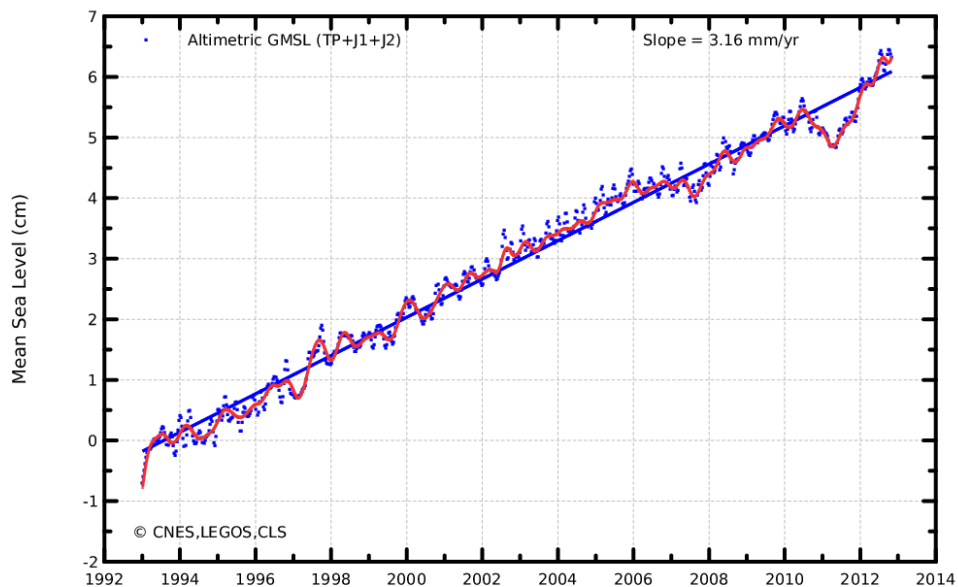


Abbildung 3: Globale Änderung des Meeresspiegels auf Grundlage von Beobachtungen der Satellitaltimetrie ([8]).

der Adria. Auf Grundlage von Altimeterbeobachtungen erfolgte die Ableitung eines Trends von 3.2 ± 0.3 mm/Jahr, wohingegen unter Nutzung von Pegelbeobachtungen ein Trend von 1.9 ± 0.3 mm/Jahr zwischen 1993-2008 abgeleitet wurde ([36], Seite 1). Vergleichbare Untersuchungen erfolgten auch für Indonesien, wobei auch hier Differenzen zwischen langfristigen Meeresspiegeländerungen auf Grundlage von Altimeter- und Pegelbeobachtungen festgestellt wurden. In Fenoglio et al. (2012) werden für den indonesischen Raum zwischen 1993 und 2011 Meeresspiegeländerungen auf Basis von Altimeterbeobachtungen in der Größenordnung von 2-12mm/Jahr festgestellt ([37], Seite 143). Die abgeleiteten Trends variieren je nach Region. Im relativ flachen indonesischen Becken ergaben sich Trends von 4-8mm/Jahr, wohingegen im Indischen Ozean Änderungsraten von etwa 2-4mm/Jahr registriert wurden ([37], Seite 148). Erfolgt eine Gegenüberstellung mit zeitgleich erfassten Änderungen von Pegelbeobachtungen, ergeben sich Differenzen, die im Wesentlichen auf vertikale Landbewegungen der Pegel zurückzuführen sind. In [37] erfolgt die Ableitung von vertikalen Landbewegungen auf Grundlage von Differenzzeitreihen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen. Auf Basis kontinuierlich arbeitender GNSS-Sensoren konnten Vertikalbewegungen von Pegelanlagen abgeleitet werden, die in etwa in der Größenordnung der Differenzzeitreihen liegen ([37], Seite 146).

Für Änderungsraten des Meeresspiegels im Bereich der Deutschen Bucht wurden Ergebnisse unterschiedlicher Forschungsprojekte publiziert. In Gönnert et al. (2009) wird eine Bandbreite verschiedener Projektionen bzw. beobachtete Änderungen des globalen Meeresspiegels und regionale Variationen dargestellt ([41], Seite 250ff). In dem genannten Artikel wird auf die Ergebnisse von Woodworth et al. 2009 mit einem aus Beobachtungen abgeleitetem Anstieg von 1.4 ± 0.2 mm/Jahr und Jensen/Mudersbach (2007) verwiesen, deren Resultat ein Meeresspiegelanstieg von 1.51mm/Jahr ist ([41], Seite 251). In 2011 geben Jensen et al. nach Analyse hochaufgelöster Wasserstandsbeobachtungen an, dass innerhalb der letzten 170 Jahre ein Anstieg des Meeresspiegels und eine Beschleunigungstendenz über die letzten Dekaden zu beobachten ist. Letztere kann nach Aussage der Autoren nicht als außergewöhnlich bezeichnet werden ([53], Seite 1).

In dem KFKI-Forschungsprojekt AmSeL [53] werden für Pegel im Bereich der Deutschen Bucht sowohl lineare wie auch nicht lineare Trendanalysen durchgeführt. Aufgrund unterschiedlich langer Zeitreihen erfolgten Analysen verschiedener Zeitfenster unterschiedlicher Pegel. Die längste auswertbare Zeitreihe liegt für den Pegel Cuxhaven vor, dessen linearer Trend zwischen 1843 und 2008 mit 2.3 ± 0.1 mm/Jahr angegeben wird. Für die Mehrzahl der ausgewerteten Pegel liegen Beobachtungen seit 1937 vor. Die im Zeitraum zwischen 1937 und 2008 festgestellten Änderungen schwanken zwischen 1.2 ± 0.3 mm/Jahr (Bremerhaven) und 2.4 ± 0.3 mm/Jahr auf Norderney. Bei den Analysen kürzerer Zeiträume (1951-2008 bzw. 1971-2008) wird ein Anstieg des Trends festgestellt. Im Zeitraum zwischen 1971 und 2008 werden lineare Trends bis zu 4.2 ± 0.6 mm/Jahr (Norderney) angegeben ([53], Seite 52). Die Autoren sagen weiterhin aus, dass bei Analysen nichtlinearer Trends eine sehr ausgeprägte dekadische Variabilität vorhanden ist ([53], Seite 58).

Für die zukünftigen Entwicklungen des Meeresspiegels werden von verschiedenen Institutionen Meeresspiegelprojektionen bis 2100 berechnet [41]. Für den Bereich der Nordsee reicht die Bandbreite von -5cm bis zu 115cm, wobei die Angaben von vier Institutionen miteinander verglichen werden. Neben den globalen Angaben des IPCC werden Ergebnisse des *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI)* aus 2006, der *Deltacommissie* aus 2008 und Kuhlbrodt et al. aus 2007 verglichen. Letzter untersuchte die Auswirkung von Veränderungen der thermohalinen Zirkulation (THC) auf den mittleren Meeresspiegel, während KNMI und Deltacommissie eine dem IPCC vergleichbare Auswertestrategie verfolgten. Danach wurden neben eigenen Untersuchungen auch die Ergebnisse anderer Autoren genutzt und zu Gesamtergebnissen mit einer Bandbreite kombiniert ([41], Seite 243).

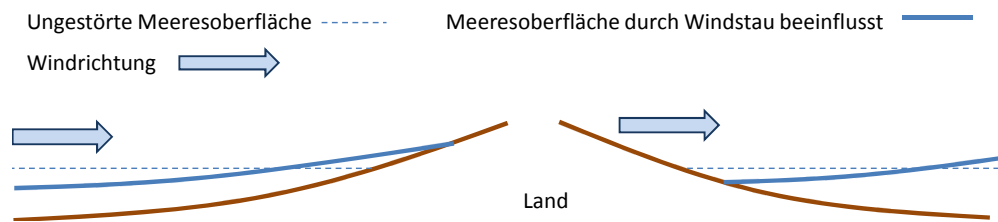


Abbildung 4: Schematische Darstellung des Windstaus und resultierender Auswirkungen auf die Meeresoberfläche.

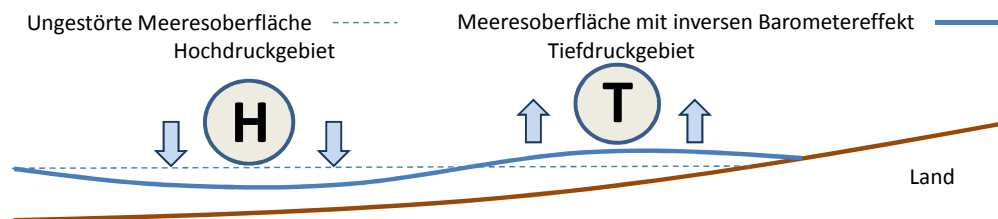


Abbildung 5: Schematische Darstellung des inversen Barometereffekts auf die Meeresoberfläche.

1.2 Periodische Variationen des Meeresspiegels aufgrund nichtgravitativer Einflüsse

Zeitliche Variationen werden in erster Linie durch meteorologische und hydrologische Effekte verursacht. Im Allgemeinen überlagern sich unterschiedliche Einflüsse, deren Auswirkungen langperiodischer, saisonaler oder kurzperiodischer Natur sein können. Meteorologische Einflüsse wie etwa Temperatur, Luftdruck, Sonneneinstrahlung, Wolken oder Niederschlag bewirken eine direkte Änderung der Wassereigenschaften und wirken weiterhin als äußere Kräfte auf die Meeresoberfläche. Lufttemperatur, Sonneneinstrahlung bzw. Wolken bewirken eine Temperaturänderung des Wassers, was wiederum Auswirkungen auf die Wasserdichte und damit indirekt auf die Meeresoberfläche hat. Die Temperaturen bzw. die Sonneneinstrahlung ändern sich mit den Jahreszeiten, wodurch die resultierenden Effekte auf die Meeresoberfläche saisonaler Natur sind.

Die Auswirkungen von Luftdruckvariationen und Windstauwirkungen auf die Meeresoberfläche sind direkter Natur. Beide Einflüsse haben Deformationen der Meeresoberfläche zur Folge. Windstauwirkungen (Abbildung 4) sind insbesondere im Bereich der Deutschen Bucht sehr ausgeprägt, da Seewinde bzw. auflandige Winde von See her das Wasser in die Deutsche Bucht drücken und dieses kaum ausweichen kann. Im Fall von ablandigen Winden wird umgekehrt das Wasser aus der Bucht in die offene See gedrückt (Abbildung 4). Windstauwirkungen sind insbesondere bei Wasserstandsvorhersagen von großer Bedeutung, da bei Überlagerung von Hoch- bzw. Niedrigwasserständen mit Windstauwirkungen die gezeitenbedingten Scheitelwerte erhöht bzw. unterschritten werden. Neben den maximalen Wasserständen ändern sich auch die Eintrittszeitpunkte, was zu insbesondere bei Vergleichen mit Gezeitenmodellen zu berücksichtigen ist. Zu den Windstauwirkungen tritt der Effekt des inversen Barometers (IB-Effekt) auf. Dieser ist eine Folge von Luftdruckvariationen, welche eine Verdrängung von Wassermassen und damit verbundene Änderungen der Meeresoberfläche verursachen. In Gebieten mit hohem Luftdruck wird die Meeresoberfläche nach unten gedrückt und in Gebieten mit geringerem Luftdruck steigt das verdrängte Wasser auf (Abbildung 5).

Neben den meteorologischen Einflüssen wird die Meeresoberfläche in der Deutschen Bucht weiterhin durch hydrologische Effekte beeinflusst. Diese beinhalten in erster Linie die Auswirkungen von Strömungen und deren Änderungen. Im Winter strömt salzhaltiges Wasser aus dem Nordatlantik in die Nordsee, was Dichteänderungen des Wassers zur Folge hat. Weiterhin wird insbesondere die Deutsche Bucht durch

Süßwassereinträge der Flüsse Elbe, Weser und Ems beeinflusst. Je nach Wetterlage und Jahreszeit variieren deren Einträge, was Auswirkungen auf die Strömungsverhältnisse und die Meeresoberfläche hat.

1.3 Gezeiten

Im Bereich der Nordsee dominieren gravitativ bedingte Änderungen der Meeresoberfläche (Gezeiten). Die Gravitationskraft von Sonne, Mond und anderen Himmelskörpern generieren ein externes Gravitationspotenzial, welches einen erheblichen Einfluss auf die starre Erde und die Wassermassen hat. In einem Punkt X überlagern sich die Beschleunigung des Massenmittelpunktes der Erde (γ_{Erde}) und der Gravitationsbeschleunigung $\gamma_{(Himmelskoerper)}$ zum Massenmittelpunkt eines Himmelskörpers mit der Masse M . Die Gezeitenbeschleunigung $\gamma_{Gezeiten(M)}(X)$ in einem Punkt X ergibt sich als Differenz beider Beschleunigungen.

$$\gamma_{Gezeiten(M)}(X) = \gamma_{Himmelskoerper} - \gamma_{Erde} \quad (1)$$

$$\gamma_{Gezeiten(M)}(X) = grad U_{Gezeiten(M)}(X) \quad (2)$$

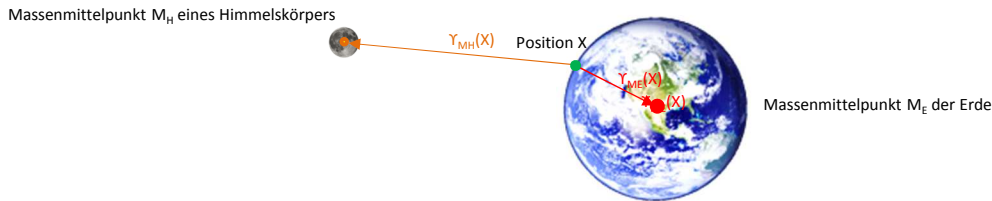


Abbildung 6: Schematische Darstellung der Gravitationsbeschleunigungen eines Himmelskörpers und der Erdmasse auf einen Punkt X .

Im Falle der Gezeiten kann die Gezeitenbeschleunigung eines Himmelskörpers $\gamma_{Gezeiten(M)}(X)$ als Gradient des Gezeitenpotenzial $U_{Gezeiten(M)}(X)$ ausgedrückt werden (Formel 2). Unter Nutzung der Legendreschen Polynome $P_n(\cos\psi)$ ergibt sich in einem Punkt X auf der Erdoberfläche das Potenzial der Gezeitenkräfte $V_G(X)$ infolge der Gravitationswirkung des Himmelskörpers nach Formel 3 (vgl. Abbildung 6). In Formel 3 stehen G für die Newtonsche Gravitationskonstante, M für die Masse des Himmelskörpers, d für den Abstand des Himmelskörpers vom Geozentrum, r für den Erdradius, n für den Grad der Kugelfunktionsentwicklung, ψ für den Winkel im Erdmittelpunkt zwischen dem Himmelskörper H und dem Punkt der Erdoberfläche und P_n für die Legendresche Polynome (analog der Darstellung in [58], Seite 17).

$$V_G(X) = \frac{GM}{d} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{d}\right)^n P_n(\cos(\psi)) \quad (3)$$

$$\cos(\psi) = \sin(\varphi) + \sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\cos(t) \quad (4)$$

$$t = \Theta_g + \lambda - \alpha \quad (5)$$

Die in Formel 3 genutzte Zenitdistanz ψ wird nach Formel 4 bzw. 5 ermittelt, wobei δ die Deklination, α den Winkel zum aufsteigenden Knoten und t den Stundenwinkel zwischen dem Himmelskörper und den geozentrischen Koordinaten eines Punktes X auf der Erdoberfläche darstellen. Für den Stundenwinkel selbst kommt noch die wahre Sternzeit von Greenwich Θ_g hinzu.

Entscheidend für das Gezeitenpotenzial eines Himmelskörpers ist der Abstand zwischen Erdmittelpunkt und dem Himmelskörper, sowie dessen Masse. In Folge davon sind insbesondere die Sonne aufgrund ihrer großen Masse und der Mond aufgrund seiner Nähe zur Erde für Gezeitenpotenzial verantwortlich. Das Verhältnis zwischen dem Erdradius und dem Abstand Erdmittelpunkt-Himmelskörper beträgt beim Mond $\approx 6378/384000 \approx 1/60$ und bei der Sonne $\approx 6378/150000000 \approx 1/23520$. Mit steigenden Potenzen des Grades n sinkt der Einfluss von Termen höherer Ordnung ab. Die Reihenentwicklung kann daher nach dem Term $n=2$ abgebrochen werden bzw. der Einfluss des Terms dritten Grades beträgt nur noch max. 1.5 Prozent des Einflusses des Terms mit $n=2$ ([39], Seite 13).

Der konstante Term vor der Klammer wird zu einer Konstante (Doodsonsche Gezeitenkonstanten) zusammengefasst, wobei die leichten Variationen des Abstandes zur Erde vernachlässigt werden. Für den Mond ergibt sich eine Doodsonsche Gezeitenkonstante von:

$$G_M(r) = \frac{3}{4} GM \frac{r^2}{d^3} \quad (6)$$

oder auf der Erdoberfläche eine Wert von $G_M = 2.62 \text{m}^2/\text{s}^2$ für den Mond bzw. $G_S = 1.21 \text{m}^2/\text{s}^2$ für die Sonne. Die solaren Gezeiten betragen demnach 46 Prozent der lunaren Gezeiten ([92], Seite 77). Aus einer Kombination der Formeln 3 bis 6, entwickelt bis zum Grad $n=2$ ergibt sich das Gezeitenpotenzial nach Formel 7 ([39], Seite 14).

$$V_G(X) = \frac{3GMr^2}{4d^3} \left[3 \left(\frac{1}{3} - \sin^2(\varphi) \right) \left(\frac{1}{3} - \sin^2(\delta) \right) + \sin(2\varphi)\sin(2\delta)\cos(t) + \cos^2(\varphi)\cos^2(\delta)\cos(2t) \right] \quad (7)$$

$$\bar{V}_G(X) = \frac{GMr^2}{4d^3} \left(3\sin^2(\varphi) - 1 \right) \left(\frac{3}{2}\sin^2(\epsilon) - 1 \right) \quad (8)$$

In Formel 7 sind d , δ und t variabel bzw. variieren mit unterschiedlichen Frequenzen. Der erste Term beinhaltet keinen von der Erdrotation abhängigen Anteil und beschreibt demnach eine langfristige Änderung. Der nichtperiodische Anteil verursacht eine konstante Deformation der Niveaulächen von -0.26m am Pol bzw. 0.13m am Äquator. Unter Nutzung des Winkels ϵ , welcher die Inklination der Bahnebene gegenüber der Äquatorebene beschreibt, ergibt sich für den permanenten Anteil die Formel 8 mit einem Minimum an den Polen, eine Nullstelle bei einer Breite von $\pm 35^\circ 16'$ und ein Maximum am Äquator ([39], Seite 14).

Tabelle 2: Doodson Elemente zur Beschreibung der Position von Sonne und Mond relativ zur Erde ([78], Seite 8).

Element	Beschreibung	Periodendauer	Frequenz [°/h]
τ	mittlere Mondzeit (Stundenwinkel des mittleren Mondes + 12h)	24h 50.57min	14.49205212018
s	mittlere ekliptikale Länge des Mondes	27.322 d	0.54901651973
h	mittlere ekliptikale Länge der Sonne	1a	0.04106863991
p	mittlere ekliptikale Länge des Mondperigäums	8.847a	0.00464181341
N'	negative mittlere ekliptikale Länge des aufsteigenden Mondknotens	18.613a	0.00220640687
p_s	mittlere ekliptikale Länge des solaren Perigäums	20936a	0.00000196151

Tabelle 3: Darstellung des Ursprungs und der Periodendauer ausgewählter Partialtiden [55].

Tide	Periode	Ursprung
langperiodische Gezeiten		
Nodaltide	18.6 Jahre	Mond
Sea	0.5 Jahre	Sonne
Mm	27.55 Tage	Mond
Mf	13.66 Tage	Mond
tägliche Gezeiten		
O_1	25.82 Stunden	Mond
P_1	24.07 Stunden	Sonne
K_1	23.93 Stunden	Mond + Sonne
halbtägliche Gezeiten		
N_2	12.66 Stunden	Mond
M_2	12.44 Stunden	Mond
L_2	12.19 Stunden	Mond
T_2	12.02 Stunden	Sonne
S_2	12.00 Stunden	Sonne
K_2	11.97 Stunden	Mond + Sonne

Die *permanenten Gezeiten* bewirken eine andauernde Deformation des Schwerefeldes und der Erdoberfläche, was bei der Definition von Referenzsystemen für die Positionen im Raum bzw. bei Schwerefeldangaben zu berücksichtigen ist. Im Rahmen dieser Arbeit werden die Auswirkungen der permanenten Gezeiten in Abschnitt 2.1.3 näher betrachtet.

Der zweite Term beschreibt tägliche Schwankungen, während mithilfe des dritten Terms halbtägliche Schwankungen wiedergegeben werden können ([91], Seite 49). Nach [91] hat Doodson das Gezeitenpotenzial von Sonne und Mond als eine Summe harmonischer Schwingungen dargestellt, die als *Partialtiden* bezeichnet werden. Diese sind durch Amplituden, Phasenlagen und Frequenzen festgelegt, welche wiederum durch himmelsmechanische Betrachtungen im System Erde-Mond bzw. Erde-Sonne bestimmt werden können. Die Position von Sonne und Mond relativ zur Erde kann mithilfe der sechs klassischen Doodson Elemente abgeleitet werden (Tabelle 2). Durch die in Tabelle 3 dargestellten 13 Partialtiden können etwa 95 Prozent des Gezeitenpotenzials beschrieben werden ([39], Seite 15).

Die Partialtiden beschreiben den gravitativen Einfluss verschiedener Himmelskörper, in erster Linie aber den Einfluss von Mond und Sonne auf einen Punkt X der Erdoberfläche. Originäre Auswirkungen der Gezeiten sind immer Verschiebungen der Äquipotenzialflächen des Schwerefeldes, welchen die Erde bzw. deren Oberfläche aufgrund ihrer physikalischen Eigenschaften mehr oder weniger folgt. Der theoretische Zusammenhang zwischen einer Verschiebung der Äquipotenzialflächen in Folge einer Potenzialänderung (\bar{N}) und somit aufgrund eines externen Gravitationspotenzials V_G (z.B. durch den Mond) ergibt sich nach Formel 9, wobei g für die Schwerebeschleunigung steht. Theoretisch ergeben sich Verschiebungsbeträge der Niveaulächen von -0.18-0.36m aufgrund der Wirkung des Mondes und -0.08-0.16m aufgrund der Gravitationswirkung der Sonne (Formel 9, [39], Seite 14).

$$\bar{N} = \frac{V_G}{g} \quad (9)$$

Die Formel 9 beschreibt einen idealisierten starren Körper, dessen Eigenschaften nicht denen der Erde entsprechen. Vielmehr reagiert die Erde elastisch, infolgedessen direkte und indirekte Auswirkungen auftreten. Die Lovesche Zahl h_2 ist ein Faktor, welcher den Zusammenhang zwischen der tatsächlichen Deformation der Erdkruste (Δh , Formel 10) und dem Verschiebungsbetrag der Äquipotenzialflächen beschreibt.

$$\Delta h = h_2 \bar{N} = h_2 \frac{V_G}{g} \quad (10)$$

Eine Deformation der Erdkruste hat eine Massenverschiebung und damit auch eine daraus resultierende indirekte Potenzialänderung zur Folge. Der Zusammenhang zwischen diesem Zusatzpotenzial (ΔV_G , Formel 11) und dem Gravitationspotenzial V_G wird durch die Lovesche Zahl k_2 dargestellt ([91], Seite 50). In Summe ergibt sich aus den direkten und indirekten Anteil ein Verschiebungsbetrag $\bar{\Delta n}$ (Formel 12). Näherungsweise beträgt der Wert für die erste Lovesche Zahl $h_2 \approx 0.61$ und $k_2 \approx 0.30$ ([39], Seite 15), wobei die genannten Werte den folgenden Auswertungen zugrunde liegen. Die exakten Zahlenwerte hängen von der Dauer der Kraftereinwirkung und den Materialeigenschaften der Erde ab ([39], Seite 15). Im Rahmen der *International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS) Conventions 2010* werden für das *International Terrestrial Reference System (ITRS)* Vorgaben zur Ableitung der Loveschen Zahlen gemacht.

$$\Delta V_G = k_2 V_G \quad (11)$$

$$\bar{\Delta n} = (1 + k_2) \frac{V_G}{g} \quad (12)$$

Die Formeln 10-12 spiegeln die Reaktion der starren Erde auf externe Gezeiten wieder. In diesem Zusammenhang werden diese Einflüsse auch als *Festerdegezeiten (solid earth tides)* bezeichnet. Durch diese werden Deformationen der starren Erde aufgrund direkter externer Gezeitenkräfte unabhängig von Wassermassen bzw. den Meeren beschrieben. Neben dem direkten Gezeiteneffekt tritt auch immer ein indirekter, sekundärer Gezeiteneffekt auf, welcher durch die Massenverschiebung und den damit verbundenen Auswirkungen auf das Gravitationspotenzial der Erde verursacht wird.

Die Auswirkungen auf Ozeane bzw. Meere sind um ein Vielfaches komplexer und werden als *Ozeangezeiten (ocean tides)* bezeichnet. Diese beschreiben eine Bewegung der Meeresoberfläche relativ zum Meeresboden. Je nach Wassertiefe und weiteren hydrologischen Einflussfaktoren sind Ozeangezeiten sowohl eine Funktion des Ortes als auch der Zeit. Die Auslenkung der Meeresoberfläche wird entscheidend von der Küste bzw. den Landmassen beeinflusst, welche einen die Erde umrundenden Flutberg beeinflussen. Infolgedessen können die Auslenkungen der Meeresoberfläche insbesondere in Buchten sehr große

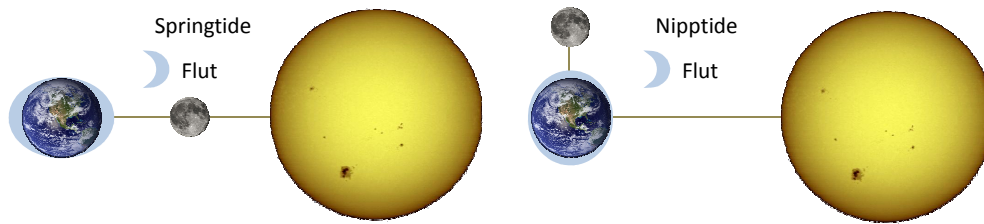


Abbildung 7: Konstellationen von Sonne, Mond und Erde zum Zeitpunkt der Spring- und Nipptide.

Beträge annehmen. Entscheidend für die Ozeangezeiten sind die Positionen von Sonne und Mond relativ zur Erde. Befindet sich der Mond in Konjunktion mit der Sonne und steht damit auf einer Linie, summieren sich die Gezeitenkräfte und die resultierenden Gezeiten sind besonders hoch. In diesem Fall wird von einer Springtide mit Springhoch- und Springniedrigwasser gesprochen. Im Gegensatz hierzu beschreibt die Nipptide einen Zustand, wonach Sonne und Mond um 90° versetzt sind (vgl. Abbildung 7). Sind die Meeresspiegelauslenkungen bei einer Nipptide eher gering, treten bei einer Überlagerung von Springtiden und ungünstigen Wetterverhältnissen häufig Sturmfluten auf. Bedingt durch die Küstenform, die Bathymetrie und dem Elbtrichter treten innerhalb der Deutschen Bucht besonders häufig Sturmfluten auf.

Die veränderte Meeresoberfläche bzw. die zugrundeliegenden Massenverschiebungen bedingen zwei weitere Effekte. Einerseits bewirken die verschobenen Massen Veränderungen des Gravitationspotenzials der Erde (indirekter Gezeiteneffekt) und andererseits führen die resultierenden Auflasten zu Deformationen des Meeresbodens. Diese Deformationen werden als *Ozeanauflastgezeiten* (*ocean tide loading*) bezeichnet. Neben der eigentlichen Deformation als primärer Effekt verändert sich auch hier die Massenverteilung und damit das Gravitationspotenzial der Erde (indirekter Effekt).

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Analysen sind neben den genannten drei Gezeiten noch die *Polgezeiten* (*pole tides*) von Interesse. Ursache der Polgezeiten sind Änderungen der Rotationsachse der Erde und die damit verbundenen Änderungen des Zentrifugalpotenzials. Die Perioden der Änderungen der Erdrotationsachse betragen 433 Tage (Chandler-Periode) bzw. sind jährlicher Natur. Innerhalb dieser Zeit reagiert die Meeresoberfläche auf Änderungen im Zentrifugalpotenzial mit kleinen Variationen der Meeresoberfläche, welche als Polgezeiten bezeichnet werden und eine Größenordnung von etwa $\pm 1\text{cm}$ aufweisen ([28], Kapitel 3.2.2.3.2.).

Die Gezeiten sind in erste Linie von der Position der Sonne und des Mondes abhängig. Zu Beschreibung von deren Positionen können die sechs klassischen Doodson Elemente aus Tabelle 2 genutzt werden und mit deren Nutzung lässt sich das zeitlich variable, gezeitenerzeugende Potential beschreiben. 1921 hat Doodson 386 Einzeltiden für die Festerdegezeiten tabelliert ([78], Seite 10). Im Verlauf des letzten Jahrhunderts hat sich die Anzahl der modellierten Einzeltiden weiter erhöht, bis letztendlich über 12000 Einzeltiden modelliert wurden. In den Abbildung 8-11 ist das Amplitudenspektrum auf Basis einer diskreten Fouriertransformation von vier ausgewählten Pegeln im Bereich der Deutschen Bucht dargestellt. Auf eine genaue Beschreibung der Modellierung der Gezeiten wird an dieser Stelle verzichtet und auf Literatur verwiesen ([78], Seite 15-23).

Die Ozeangezeiten werden über frequenzabhängige Tidenhöhen charakterisiert. Praktisch wird dabei jeder Frequenz, d.H. jeder Ozeantide $\zeta_s(\lambda, \varphi, t)$ eine Amplitude $\xi_s(\lambda, \varphi)$ und Phasenlage $\delta_s(\lambda, \varphi)$ als Funktion von Länge und Breite zugeordnet. Aufgrund der angenommenen Linearität der Reaktionen der Ozeane auf das gezeitenerzeugende Potenzial kann jede einzelne Ozeantide separat behandelt werden ([78], Seite 15). Durch eine Überlagerung der einzelnen Tiden ergibt sich die gezeitenbedingte Auslenkung der Meeresoberfläche. Unter Nutzung global verteilter Wasserstandsbeobachtungen und in jüngerer

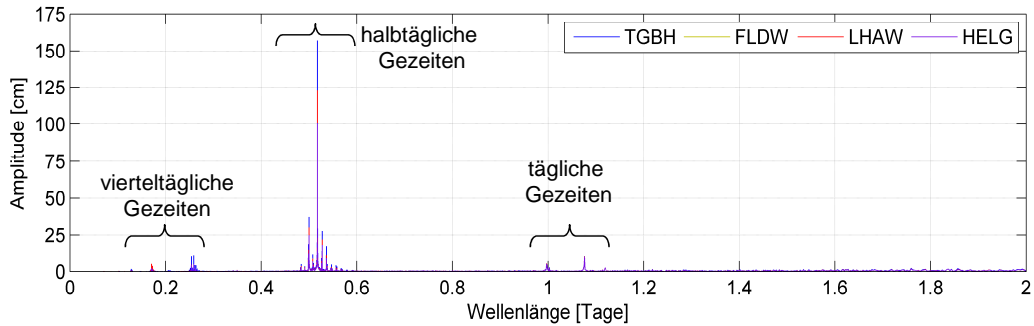


Abbildung 8: Amplitudenspektrum von Pegelbeobachtungen entlang der Weser zwischen Bremerhaven und Helgoland auf Basis einer diskreten Fouriertransformation (Abkürzungen der Pegel siehe Abbildung 75).

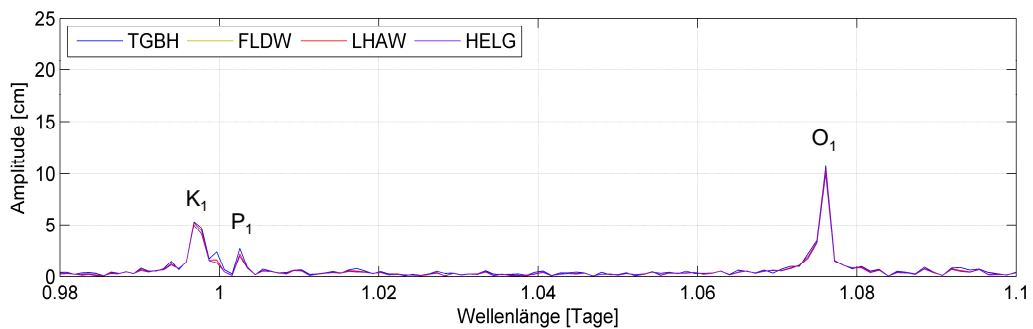


Abbildung 9: Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für die täglichen Gezeiten.

Vergangenheit auch aus Beobachtungen der Satellitenaltimetrie lassen sich für bestimmte Ozeangezeiten Amplituden und Phasenlagen als Funktion des Ortes ableiten. Die dominierenden Tiden werden dabei als *Haupttiden* (*major tides*) bezeichnet. Bekannte Modellierungen sind die 11 Haupttiden von Schwidersky, welche 1983 modelliert wurden (langperiodisch S_{sa} , M_m , M_f , täglich Q_1 , P_1 , O_1 , K_1 und halbtäglich: N_2 , M_2 , S_2 , K_2). Für nähere Beschreibung der Ableitung von Haupttiden wird auf die Literatur verwiesen (z.B. [78], Seite 15-20).

Die Hauptgezeiten spiegeln zwar einen Großteil der Ozeangezeiten wieder, jedoch handelt es sich dabei um keine vollständige Beschreibung des Gezeitenspektrums. Für die Ableitung von *Nebentiden* (*minor tides*) wurde die Theorie der Admittanz veröffentlicht. Praktisch wird nach diesem Verfahren für jede Haupttide (bzw. dem zugehörigen Anteil des gezeitengenerierendem Potentials) mit der zugehörigen

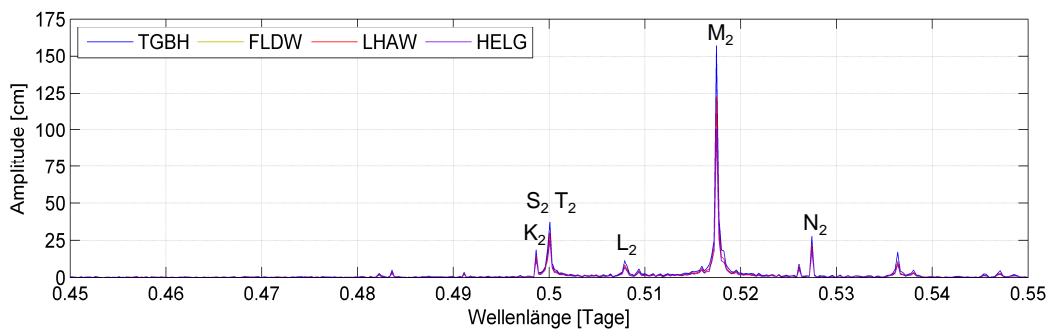


Abbildung 10: Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für die halbtäglichen Gezeiten.

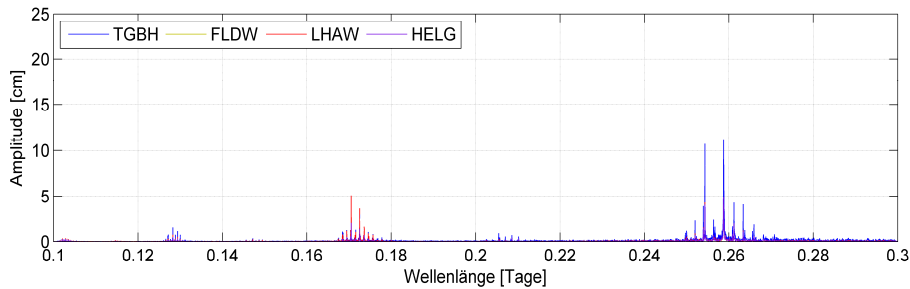


Abbildung 11: Ausschnitt des Amplitudenspektrums aus Abbildung 8 für Partialtiden höhere Frequenz.

Amplitude $\xi_s(\lambda, \varphi)$ und Phasenlage $\delta_s(\lambda, \varphi)$ eine Admittanz Z abgeleitet. Zwischen den Admittanzen der Haupttiden werden die Admittanzen der Nebentiden über bestimmte Funktionen interpoliert. Ein möglicher Ansatz besteht in einer linearen Interpolation bzw. der Nutzung einer Regressionsgeraden. Aus den interpolierten Admittanzen lassen sich wiederum Tidehöhen und indirekt auch Amplituden und Phasenlagen ableiten. Da die Nutzung von einer Regressionsgeraden nur für bestimmte Frequenzbereiche sinnvoll bzw. für das gesamte Gezeitenpektrum ungeeignet ist, wird das beschriebene Verfahren für den Bereich der langwelligen, täglichen und halbtäglichen Tiden separat angewendet.

Mit Beginn der Computertechnologie wurde es erstmalig möglich, realistische globale Gezeitenmodelle zu entwickeln. Das *Naval Surface Weapons Center (NSWC)-Modell* basiert auf der Lösung hydrodynamischer Gleichungen unter Nutzung von Pegelbeobachtungen. Mithilfe des Modells wurden relativ hohe Genauigkeiten erreicht, jedoch waren diese für Anwendungen im Bereich der Satellitenaltimetrie nicht ausreichend. Mit großem Aufwand erfolgten Verbesserungen der Ozeangezeitenmodelle mit dem Ziel, eine Genauigkeit im Zentimeterbereich zu erreichen. Im Wesentlichen führte die Entwicklung zu zwei Ansätzen. Ein Ansatz basiert auf empirischen Auswertungen von Pegelbeobachtungen (initiiert von Cartwright und Ray 1991), während der zweite Modellierungsansatz auf Basis hydrodynamischer Modelle und Assimilierungsmodelle funktioniert ([70], Seite 1).

FES2004

Unter Nutzung des zweiten Ansatzes wurde ein hydrodynamisches Modell (Code aux Éléments Finis pour la Marée Océanique (CEFMO)) und ein damit verbundenes Assimilierungsmodell (Code d'Assimilation de Données Orienté Représenteur (CADOR)) entwickelt. Die daraus resultierenden Gezeitenlösungen wurden unter dem Namen Finite Elemente Lösung (FES) veröffentlicht. Es handelt sich dabei um eine komplett überarbeitete Version der globalen hydrodynamisch modellierten Gezeitenlösungen auf Grundlage der Arbeiten von Christian LeProvost der frühen 90'er Jahre des letzten Jahrhunderts. Es wurde entwickelt, implementiert und vom *LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales)* und *Collecte Localisation Satellites (CLS)* in Toulouse validiert. Das FES2004 basiert auf einem globalen Gitternetz (ca. 1 Million Knotenpunkte) und dessen Lösungen sind unabhängig von in situ Beobachtungen bzw. Fernerkundungsdaten. Für die Modellierung wurden hochauflösende bathymetrische Daten verwendet. Durch die Assimilation von Pegelbeobachtungen und Ergebnissen der Satellitenaltimetrie konnte die Genauigkeit der von Haus aus „freien“ Lösung verbessert werden ([70], Seite 1-2)

DTU

Das globale Ozeangezeitenmodell DTU2010 (entwickelt an der Technischen Universität Dänemark) beinhaltet alle wichtigen täglichen und halbtäglichen Gezeitenmodelle. Es basiert auf einer empirischen Korrektur des globalen Gezeitenmodells FES2004 (Response Verfahren für die verbleibenden Gezei-

Tabelle 4: Zusammensetzung der Modelle FES2004, GOT4.7, DTU10 und EOT11 in Bezug auf die genutzten Partialtiden.

Partialtide	FES2004	GOT4.7	DTU10	EOT11a
Tägliche Gezeiten				
Q_1	x	x	x	x
O_1	x	x	x	x
P_1	x	x	x	x
K_1	x	x	x	x
Halbtägliche Gezeiten				
$2N_2$	x			x
N_2	x	x	x	x
M_2	x	x	x	x
S_2	x	x	x	x
K_2	x	x	x	x
Sonstige Gezeiten				
M_4 (nicht linear)	x	x	x	x
S_1 (thermale Tide)	x	x	x	x
Langperiodische Gezeiten				
$M_s Q_m$	x			
M_f	x			x
M_m	x			x
$M_c m$	x			

tenanteile), wodurch es der Klasse der empirischen Gezeitenmodelle zuzuordnen ist. Für die Lösung erfolgte die Assimilierung von Altimeterbeobachtungen an 337 bzw. 1254 Altimeterpunkten (je nach Mission) und Pegelbeobachtungen an 671 Pegelstellen ([27], Seite 2). Das DTU2010 basiert auf 18 Jahren Beobachtungsmaterial von TOPEX/Jason-1 und Jason-2. Dies beinhaltet die Beobachtungen der primären Missionsphasen und die Beobachtungen der jeweils letzten zwei Missionsjahre von TOPEX und Jason-1. Innerhalb dieser letzten beiden Jahre erfolgte ein Bahnversatz wodurch eine höhere räumliche Auflösung erreicht werden konnte.

GOT4.7

Bei dem GOT4.7 handelt es sich um eine Weiterentwicklung des GOT99. Das GOT4.7 ist ein empirisches Modell, welches aus dem FES94.1 abgeleitet wurde ([27], Seite 1).

EOT11a

Das EOT11a wurde 2011 vom *Deutschen Geodätischen Forschungsinstitutes (DGFI)* veröffentlicht. Ähnlich dem GOT4.7 handelt es sich hierbei um ein globales empirisches Gezeitenmodell. Das Modell basiert auf Analysen der Residuen zwischen dem FES2004 und Beobachtungen der Satellitenaltimetrie (TOPEX/Poseidon, ERS-2, Envisat und Jason-1/2, [83], Seite 5)), wobei die harmonische Analyse auf die Ableitung von Flachwassertiden optimiert wurde. Wurden bei den vorangegangenen Modellen nur die einzelnen Partialtiden genutzt, so erfolgte beim EOT11a im Rahmen der Gezeitensynthese auch die Ableitung von Nebentiden auf Basis der beschriebenen Admittanzen. Für diese Arbeit wurden Ergebnisse des EOT11a vom DGFI zur Verfügung gestellt.

Exemplarisch sind für die Pegel Helgoland und Leuchtturm Alte Weser die reale Wasserstandsbeobachtungen relativ zu Normalhöhennull (vgl. Abschnitt 2.1.4) und modellierte Gezeitenwasserstände in der Abbildung 12 dargestellt. Für die hierfür nötigen Pegelnullpunkte wurden die amtlichen Nullpunkte eingeführt.

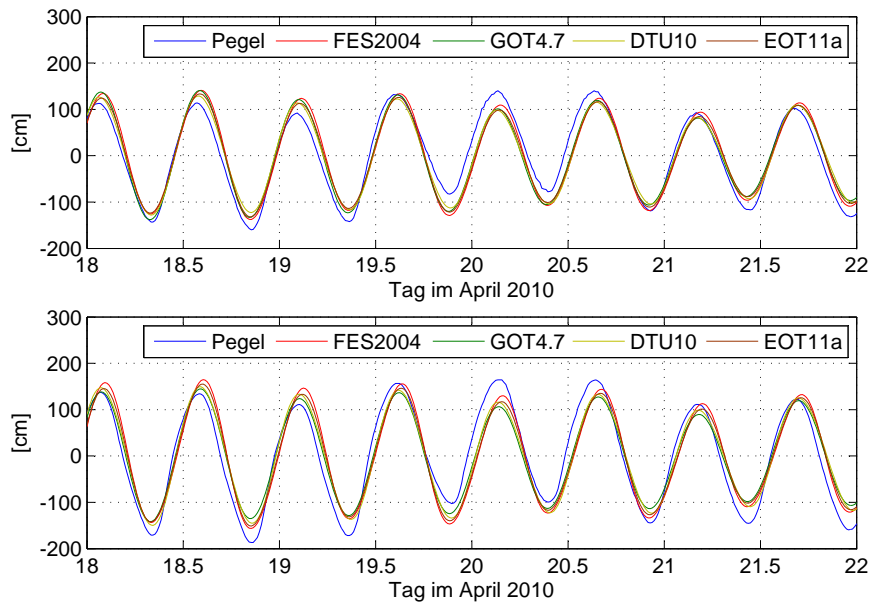


Abbildung 12: Reale und modellierte Wasserstände an den Pegeln Helgoland (oben, amtlicher Pegelnullpunkt NHN -499.5cm) und LT Alte Weser (unten, amtlicher Pegelnullpunkt NHN -496.2cm).

1.4 Modellierung des Meeresspiegels im Untersuchungsgebiet

Mithilfe von Pegeln kann die Meeresspiegelhöhe punktuell an den Küsten abgetastet werden. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der Gezeitenmodellierung beinhalten die an Pegeln erfassten Wasserstände auch nichtgravitative Effekte. Pegelwasserstände haben den Nachteil, dass diese nur den Wasserstand innerhalb der unmittelbaren Umgebung des Pegels repräsentieren. Für Aussagen zu Wasserständen über die unmittelbare Umgebung hinaus, sind Pegelbeobachtungen demnach nur bedingt geeignet. Hinzu kommt die Tatsache, dass viele Pegel primär der Schifffahrt dienen und daher auch an Orten positioniert sind, welche für die Schifffahrt relevant sind (z.B. im Hafen oder entlang der Schifffahrtsstraßen).

Seit einiger Zeit wird das „System Meer“ modelliert um mithilfe resultierender Modelle Wasserstände für nahezu beliebige Stellen vorherzusagen. In Deutschland entwickelt und betreibt das *Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie (BSH)* operationelle Modelle zur Wasserstandsvorhersage und zur Beschreibung des „Systems Nordsee“. Ein wichtiger Bestandteil des Modellsystems ist ein hydrodynamisches Modell für die Modellierung von Strömungen, Wasserständen, Salzgehalt, Temperatur und Eis der Nordsee (*BSH circulation model (BSHcmod)*, [1], Seite 4). Darüber hinaus werden Modelle für die Drift und Ausbreitung von Stoffen in der Nordsee oder Sturmvorhersagemodelle entwickelt und operationell betrieben.

Die Vorhersage des BSH basiert auf dem hydrodynamischen Modell des BSH und einer statistischen Anpassung unter Nutzung realer Wasserstandsbeobachtungen von Pegeln. Das hydrodynamische Modell des BSH basiert auf meteorologischen Vorhersagen (Wind, Luftdruck, Lufttemperatur, Wolkenbedeckung, Luftfeuchte) und operationellen Wellenmodellen (Wellenhöhe, Wellenrichtung, Frequenz und Schwall) des *Deutschen Wetterdienstes (DWD)*. Neben Windrichtung, Windstärke (Windstaueffekte) und Luftdruckvariationen (inverser Barometereffekt) wird bei dem beschriebenen Modell unter Nutzung von Wolkenbedeckung, Luftfeuchte und Lufttemperatur auch der Wärmefluss an der Meeresoberfläche mit berücksichtigt. Die Ozeangezeiten von über 150 Pegeln werden von Seiten des BSH separat berechnet und fließen in das Modell mit ein ([76], Seite 195ff). Bei dem Modell handelt es sich mit Ausnahme der Flachwassergebiete um ein dreidimensionales Modell. Im Kern basiert es auf der Massenerhaltung

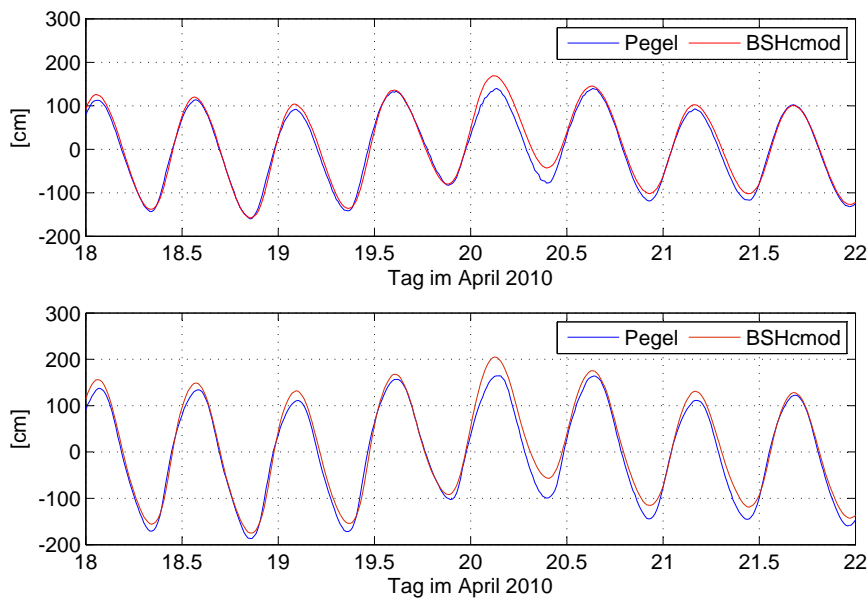


Abbildung 13: Reale und modellierte (BSHcmod) Wasserstände der Pegel Helgoland (oben, PNP: NHN -499.5cm) und LT Alte Weser (unten, PNP: NHN -496.2cm).

im System Nordsee (Kontinuitätsgleichung) und bilanziert auch Wärme und Salzgehalt der Nordsee [76].

Das hydrodynamische Modell des BSH liegt in verschiedenen Auflösungsstufen vor. Das Gebiet des Nord-Ost Atlantiks wird mit einer Auflösung von etwa 10km charakterisiert. Dieser Teil des Modells wird zweidimensional auf Basis reiner meteorologischer Vorhersagen modelliert und liefert Randwerte für die folgende Auflösungsstufe. Randwerte werden für den nördliche Rand der Nordsee und den Westrand des Ärmelkanals bereitgestellt. Mit einer Maschenweite von 5.5km wird das Gebiet modelliert schließlich ein hochauflösendes Modell für die Deutschen Küsten mit einer Gitterweite von etwa 0.9km eingebunden ([76], Seite 197). Vertikal erfolgt eine Aufteilung in maximal 14 Schichten (Norwegischer Graben), wobei die Schichtdicken variieren (im oberen Bereich der Nordsee zwischen 4 und 10m) und so gewählt sind, dass sich Gitterzellen nicht entleeren können ([1], Seite 13). Exemplarisch sind Modellergebnisse den realen Wasserstandsbeobachtungen der Pegel Helgoland und Leuchtturm Alte Weser in der Abbildung 13 gegenübergestellt.

Die Differenzen zwischen den modellierten und realen Wasserständen an Pegelstandorten werden innerhalb bestimmter Zeiträume analysiert und die Abweichungen an modellierte bzw. vorhergesagte Wasserstände angebracht. Erfolgte diese Modifizierung der Modellergebnisse früher manuell, so wird heute die Methode der Modellausgabe Statistik (MOS) angewendet. Bei dieser Methode handelt es sich um ein Verfahren, welches seit den 70'er Jahre des letzten Jahrhundert in meteorologischen Bereichen Anwendung findet und sich dort bewährt hat ([2], Seite 5). Für die Pegelstandorte können auf diese Art verlässlichere Vorhersagen der Wasserstandsentwicklung an den Pegelstandorten erreicht werden.

2 Geodätische Grundlagen

2.1 Referenzsysteme und Realisierungen

Grundlage aller Auswertungen sind exakt definierte geometrische und gravimetrische Referenzsysteme. Sämtliche Angaben, wie etwa die exakten Positionen verschiedener Satelliten, Koordinatenangaben, Pegelbeobachtungen oder auch Höhenangaben, beschreiben immer Positionen relativ zu einem Referenzsystem und einer Realisierung des Systems.

Die Definitionen von Referenzsystemen umfassen eine Auswahl bestimmter Parameter, geometrische und physikalische Modelle und Konstanten, welche für Positionsschätzungen innerhalb der Referenzsysteme nötig sind. Vorgegebene Konstanten sind beispielsweise die geozentrische Gravitationskonstante GM oder die Lichtgeschwindigkeit. Im Rahmen einer Systemdefinition werden geometrische Modelle, wie etwa die Art des Systems (z.B. geozentrisches 3-dimensionales, rechtwinkliges Koordinatensystem oder Normalhöhen) oder auch der Umgang mit Gezeiten definiert. Die Definitionen der Parameter geben vor, welche Größen (z.B. Positionsangaben) geschätzt oder vorgegeben werden können (z.B. absolute Schwerewerte, Ursprungskoordinaten usw.). Praktisch bedeutet dies, dass Referenzsysteme reine Systemdefinitionen bleiben und erst durch einen Satz mathematischer Werte (z.B. Koordinaten) nutzbar gemacht werden. Dies wird als Realisierung des Referenzsystems bzw. als Referenzrahmen bezeichnet. Jedem Referenzsystem können demnach verschiedene Realisierungen zugeordnet werden, welche sich im Detail unterscheiden. Streng genommen können daher Änderungen nur innerhalb einer Realisierung abgeleitet werden. Sofern dies nicht möglich ist, sind die Beziehungen zwischen unterschiedlichen Realisierungen zu analysieren und abgeleitete Änderungen um scheinbare, realisierungsbedingte Änderungen zu korrigieren. Dem entsprechend ist die Ableitung eines globalen, konsistenten und stabilen Referenzsystems und dessen Realisierungen ein entscheidender Beitrag für die Erforschung des Systems Erde [56]. Im Folgenden wird kurz auf die im Rahmen dieser Ausarbeitung genutzten Referenzsysteme und deren Realisierungen eingegangen.

2.1.1 Geometrische Referenzsysteme

Bis Ende des letzten Jahrhunderts wurden terrestrische Referenzsysteme und deren Realisierungen mehr oder weniger lokal festgelegt. Für einen bestimmten Bereich erfolgte eine bestmögliche Anpassung an die Figur der Erde und für einen Referenzpunkt erfolgte die Bestimmung von Längen und Breitenkoordinaten, wobei die Achsorientierung (z.B. Nord=Rotationspol der Erde) und die Orientierung des Ellipsoides (Lotrichtung) an diesem Punkt definiert wurden. Ausgehend von diesem Bezugspunkt erfolgten Richtungs- und Streckenbeobachtungen für weitere Punktbestimmungen, die wiederum Grundlage lokaler Beobachtungen waren. Globale Betrachtungen und Analysen waren mit entsprechenden Referenzsystemen und deren Realisierungen nur bedingt möglich. Unter Nutzung der seit dem letzten Jahrhundert verfügbaren satelliten- bzw. weltraumgestützten geodätischen Messverfahren lassen sich globale Referenzsysteme definieren und realisieren, welche heute die Grundlage für den modernen Raumbezug darstellen.

ITRS und ITRF

Das ITRS ist als Referenzsystem definiert, welches mit der Erde rotiert. Positionen werden damit relativ zum Erdkörper bestimmt und diese beschreiben nur geringe Änderungen. Nach der IUGG Resolution Nr. 2, angenommen 1991 in Wien, ist das ITRS als ein Referenzsystem definiert, dessen Ursprung im Massenmittelpunkt der Erde, einschließlich aller Ozeane und der Atmosphäre (geozentrisch) liegt. Als Längeneinheit wurde das Meter (SI) festgelegt und der Orientierung liegt die Orientierung des Bureau International de l'Heure (BIH) zur Epoche 1984.0 zugrunde. Zeitliche Änderungen werden durch Nutzung

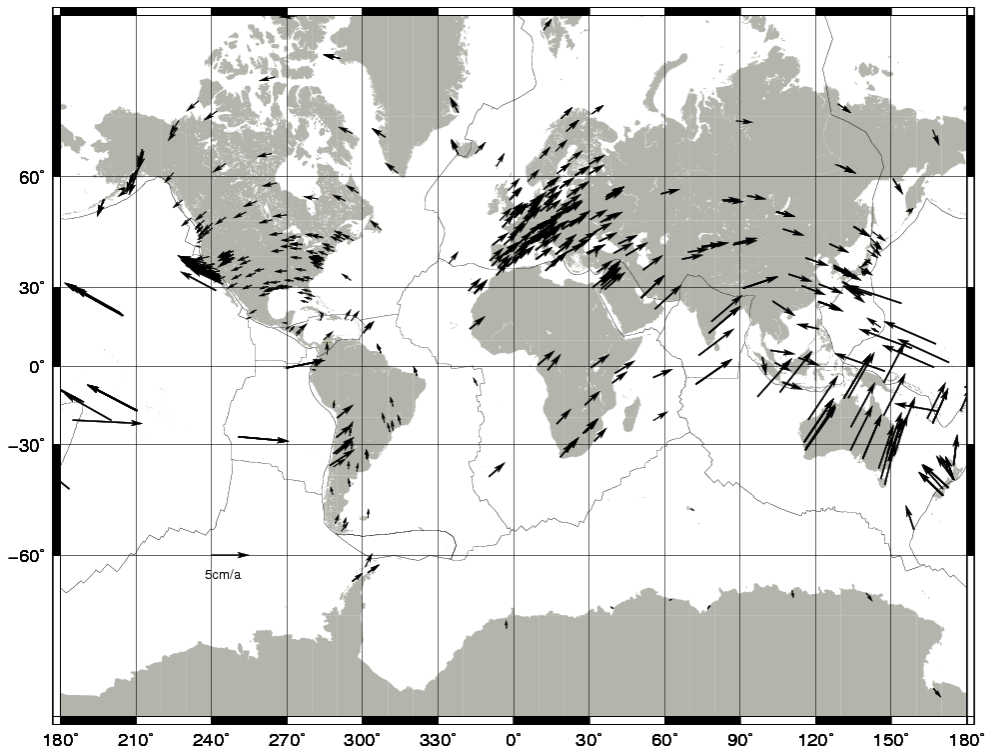


Abbildung 14: Darstellung der Horizontalbewegungen im ITRF2008.

einer no-net-Rotation Bedingung relativ zu den tektonischen Bewegungen der ganzen Erde abgefangen ([50], Seite 34). Aufgabe des IERS ist die Pflege des Referenzsystems und die Kombination aller Ergebnisse zu Realisierungen des ITRS. Diese terrestrischen Referenzrahmen werden als *International Terrestrial Reference Frame (ITRF)* bezeichnet und in regelmäßigen Abständen veröffentlicht. Es handelt sich dabei um Kombinationslösungen verschiedener satelliten- und raumgestützter Beobachtungsverfahren. Im Wesentlichen werden VLBI-Beobachtungen zur Orientierung, SLR-Beobachtungen für die Bestimmung des Geozentrums und GNSS/DORIS-Beobachtungen für eine flächenhaft homogene Verteilung von Stationen des ITRF eingesetzt.

Bei dem eigentlichen Produkt ITRF_{xx} handelt es sich um einen Satz von Koordinaten und Geschwindigkeiten eindeutig definierter Stationen. Derzeit ist der ITRF2008 gültig, welcher seit 2010 verfügbar ist (IGSMail-6160). Dieser basiert auf Beobachtungen von 91 VLBI-Stationen (1980.0-2009.0) für die Erdorientierungsparameter, 492 GNSS-Stationen (1997.0-2009.5) zur Ableitung von Stationskoordinaten und Änderungen, 67 DORS-Stationen (1993.0-2009.0) und 89 SLR-Stationen (1983.0-2009.0) für die Realisierung des Geozentrums ([3], Seite 2). Vorgänger waren die ITRF2005, ITRF2000, ITRF97 usw. Im Allgemeinen beziehen sich die Stationskoordinaten neuerer Realisierungen auf die Referenzepoche 2000.0 wodurch diese linear in die aktuelle Epoche zu überführen sind. Tektonisch (z.B. durch postglaziale Ausgleichseffekte) bedingte Punktbewegungen werden ab dem ITRF2000 durch Geschwindigkeiten mit berücksichtigt. Für den ITRF2008 sind entsprechende Änderungsraten in Abbildung 14 für die Lage und in Abbildung 15 für die Höhe dargestellt.

IGS

Bei dem *International GNSS Service (IGS)* handelt es sich um einen freiwilligen Zusammenschluss verschiedener Institutionen mit dem Ziel, hochgenaue GNSS-Produkte zu generieren und damit eine präzise Positionierung zu ermöglichen. Diese Produkte umfassen neben verschiedenen Parametern für

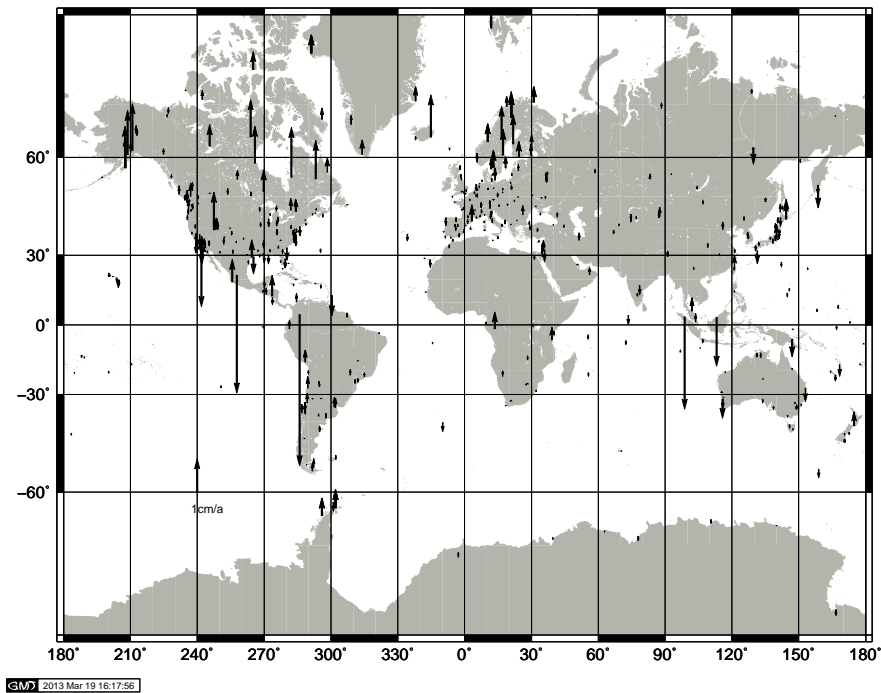


Abbildung 15: Darstellung der Vertikalbewegungen im ITRF2008.

die GNSS-Prozessierung auch wöchentliche Koordinatenlösungen von GNSS-Stationen. Im Gegensatz zu den ITRF basieren diese ausschließlich auf GNSS-Beobachtungen. Die wöchentlichen Koordinatenlösungen sind im Gegensatz zu den ITRF nicht auf eine Referenzepoche bezogen, sondern stellen vielmehr eine Koordinatenlösung einer bestimmten Epoche dar. Seit der GPS-Woche 1051 (27 Februar 2000) werden kombinierte Produkte des IGS angeboten. Zwischen Dezember 2001 und November 2006 waren die IGS-Koordinatenlösungen konsistent zum ITRF2000. Anfangs basierten die IGS-Realisierungen auf 54 Referenzstationen und wurden als IGS00 bezeichnet. Seit Januar 2004 existieren verbesserte Realisierungen mit mehr als 100 Referenzstationen. Im November 2006 erfolgte schließlich die Einführung einer als IGS05 bezeichneten Realisierung. Diese basiert auf 132 Referenzstationen im ITRF2005 und berücksichtigt im Gegensatz zu deren Vorgängern absolute Antennenphasenmodelle ([52], Seite 15). Ab der GPS-Woche 1632 (April 2011) erfolgte die Einführung einer neuen Realisierung (IGS08), welche auf 232 ausgewählten GNSS-Stationen des ITRF2008 basiert.

ETRS und ETRF

Die Realisierungen des ITRS beinhalten auch Plattenbewegungen. Praktisch hat dies für Europa laufende Koordinatenänderungen zur Folge, da sich die Eurasische Platte samt der auf ihr installierten GNSS-Stationen in Richtung Nord-Ost bewegt. Die *IAG Subkommission für Europäische Referenzrahmen (EUREF)* hat 1990 beschlossen, dass ein Europäisches Referenzsystem *European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89)* einzuführen, welches mit dem ITRS zur Epoche 1989.0 identisch ist und den stabilen Teil der Eurasischen Platte repräsentiert. Die Realisierung des ETRS89, der *European Terrestrial Reference Frame 1989 (ETRF89)* wurde 1989 mit einer aus 92 GPS-Stationen bestehenden Kampagne erstmalig realisiert. In den folgenden Jahren erfolgten weitere Realisierungen (ETRF89, 90, 91, 92, 93, 94, 96, 97, 2000). Der ETRF2005 wurde aufgrund einer Empfehlung der Technical Working Group nicht eingeführt. Für eine Nutzung der Vorteile des ITRF2005 erfolgte die Einführung einer Version des ETRF2000 (ETRF2000 (R05)) und analog des ETRF2000 (R08) zur Nutzung der Vorteile des ITRF2008. EUREF als freiwilliger Zusammenschluss von über 200 Institutionen betreibt mit dem *European Permanent Network EPN* ein aus 245 (Stand Februar 2012) bestehendes europaweites Referenzstationsnetzwerk. Ähnlich dem IGS

werden wöchentliche Koordinatenlösungen in verschiedenen Realisierungen des ITRS prozessiert.

ETRS89 der Landesvermessungsverwaltungen

Für wissenschaftliche Anwendungen sind die amtlichen Referenzsysteme der Landesvermessungsverwaltungen insofern nur bedingt geeignet, da diese immer auf bestimmte Epochen bezogen sind, keine Geschwindigkeiten beinhalten und damit die Realität nur bedingt wiedergeben. Eine Analyse des amtlichen Raumbezuges ermöglicht aber die Überführung amtlicher Koordinaten in aktuelle Realisierungen des ITRS.

Mit Aufkommen der relativ preisgünstigen GNSS-Technik war es möglich, globale Netze soweit zu verdichten, dass auch klassischen Netzwerke der Landesvermessungsverwaltungen in diese eingebunden werden konnten. Es war nun möglich, nationale Referenznetze einem übergeordneten Referenznetz unterzuordnen und damit Geodaten innerhalb Europas in einem einheitlichen Referenzsystem bzw. dessen Realisierung darzustellen. Resultat entsprechender Bemühungen waren unterschiedliche Realisierungen des ETRS. Von Seiten der Deutschen Landesvermessungsverwaltungen wurden 1991 eine GPS-Kampagne innerhalb Deutschlands durchgeführt, deren Resultate die Grundlage für eine Deutsche Realisierung des ETRS89, dem *Deutschen Referenznetz 1991 DREF91* darstellen (110 Stationen, [45], Seite 502). Da in Deutschland die Landesvermessung den einzelnen Bundesländern zugeordnet ist, erfolgten weitere länderspezifische Verdichtungen des DREF91. Als Beispiel sei hierbei das Bundesland Hessen genannt, welches mit dem HREF94 die 3. Hierarchiestufe bzw. die C-Netzstufe realisiert hat. Im Verlauf der Zeit wurden alle amtlichen Koordinaten und darauf aufbauenden Produkte der Landesvermessungsverwaltungen in die zum jeweiligen Bundesland gehörende Realisierung des ETRS89 überführt. Basierend auf den Ergebnissen erfolgte auch die Koordinierung der SAPOS-Referenzstationen vor 2003. Bis zu diesem Zeitpunkt erfolgte diese inhomogen unter Verwendung unterschiedlicher ETRF-Realisierungen. 2002 erfolgte eine homogene Prozessierung von nahezu allen GNSS-Beobachtungen der SAPOS-Referenzstationen einer GPS-Woche (GPS-Woche 1188 im Oktober 2002), die als SAPOS-Diagnoseausgleichung bezeichnet wurde. Originäre Ergebnisse waren Koordinaten im ITRF2000 zur Epoche 2002.79 ([4], Seite 215). Zur Qualitätssicherung erfolgten sowohl von Seiten des *Bundesamtes für Kartografie und Geodäsie (BKG)* wie auch von Seiten des *Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung Niedersachsen (LGLN)*, *vormals Landesbetrieb für Geobasisinformation Niedersachsen (LGN)* jeweils eine Prozessierung, wobei das BKG relative Antennenmodelle und das LGLN absolute Antennenmodelle nutzte. Die Ergebnisse des ITRF2000 wurden nach Boucher/Altamimi (2001) in eine ETRS89 Realisierung transformiert ([10], Seite 206) und anschließend durch eine Transformation in den DREF91 überführt ([10], Seite 205). Der letzte Schritt wurde nötig, um möglichst kleine Koordinatenänderungen zwischen den bis dahin gültigen SAPOS-Referenzkoordinaten und den Koordinaten nach der Diagnoseausgleichung zu erhalten. In Abhängigkeit des Bundeslandes erfolgte die Einführung der neuen Koordinaten im zweiten Halbjahr des Jahrs 2003, wobei die Einführung bzw. die Änderung von Stationskoordinaten bei Überschreitungen von Grenzwerten bundesweit nicht einheitlich erfolgte. Insofern stellen die Ergebnisse der Diagnoseausgleichung eine Grundlage dar, deren Ergebnisse aber vollständig übernommen wurden. Letztendlich spiegeln die aktuellen Koordinaten der SAPOS-Referenzstationen und damit auch der aktuell bereitgestellt amtliche Raumbezug eine aktuelle Realisierung des DREF91 dar.

Hinsichtlich der Begriffswahl ist die Deutsche Landesvermessung nicht eindeutig. Im Allgemeinen werden die Koordinaten immer als „ETRS89-Koordinaten“ bezeichnet. In Hinblick auf das eigentliche Referenzsystem ist diese Aussage korrekt, sie gibt jedoch keinen Hinweis auf die eigentliche Realisierung des ETRS89. Bei den Realisierungen vor 2003 handelt es sich um länderspezifische Realisierungen des ETRS89 auf Basis der DREF91 Kampagne. Mit der Diagnoseausgleichung 2003 und der Einführung entsprechender Ergebnisse als Referenzstationskoordinaten wurde ein in sich homogener und bundesweit

einheitlicher Raumbezug geschaffen, der auf die Epoche 1991 bzw. die DREF91 Kampagne bezogen ist. Im Folgenden werden die Realisierungen der Landesvermessung als ETRS89/DREF91 (vor 2003) bzw. ETRS89/DREF91/2002.79 (nach 2003) bezeichnet.

Aufgrund von zwischenzeitlich durchgeführten Änderungen der Referenzstationen bzw. Antennenwechseln ist der Stand der GPS-Woche 1188 derzeit nicht mehr überall aktuell ([94], Seite 377). Da die amtlichen Koordinaten nicht fortgeführt werden ([94], Seite 376), es aufgrund von realen Bewegungen der Referenzstationen und scheinbaren (durch Antennenwechsel bedingten) Koordinatenänderungen zu Änderungen im System SAPOS kam, lassen sich geodynamische Fragestellungen nicht ohne weiteren Aufwand mit dem SAPOS-Dienst beantworten.

2.1.2 Schwerefeld und Höhenreferenzsysteme

Die in Abschnitt 2.1.1 beschriebenen Referenzsysteme sind als rein mathematische Systeme definiert und verfügen über keinen Schwerebezug. Für hydrologische Anwendungen ist das Schwerefeld von entscheidender Bedeutung, da sich Wasser an diesem und nicht an geometrisch definierten Flächen ausrichtet. Jeder Punkt innerhalb des Schwerefeldes der Erde verfügt über ein bestimmtes Schwerepotenzial. Dieses setzt sich aus dem *Gravitationspotenzial* G und dem *Zentrifugalpotenzial* U zusammen. Die Arbeit der Gravitationskraft, eine Einheitsmasse aus den Nullpunkt in den Ort P zu bewegen, entspricht dem Gravitationspotenzial, während das Zentrifugalpotenzial das Potenzial der Zentrifugalbeschleunigung in P ist. Flächen mit gleichen Potenzialen W werden im Folgenden als *Äquipotenzialflächen* und die *Schwerebeschleunigung* g als Gradient des Schwerefeldes bezeichnet.

$$W = G + U \quad (13)$$

Geometrische Höhendifferenzen können z.B. aus GNSS-Beobachtungen abgeleitet werden, jedoch sind diese für die Mehrzahl der praktischen Anwendungen ungeeignet. Für viele Anwendungen, insbesondere für Anwendungen mit Wasserbezug, sind Potenzialdifferenzen bzw. Höhendifferenzen physikalisch definierter Höhensysteme entscheidend. Mithilfe des Nivellements lassen sich relativ einfach physikalische Höhendifferenzen und damit anschauliche Werte ableiten. Da sich Nivellierinstrumente immer an den Lotlinien des Erdschwerefeldes ausrichten, die Äquipotenzialflächen des Erdschwerefeldes jedoch nicht parallel verlaufen, ergeben sich selbst bei fehlerfreien Nivellements über große Entfernungen Schleifenschlussfehler (vgl. Abbildung 16).

Für das Beispiel in Abbildung 16 bedeutet dies, dass die aufsummierten Höhendifferenzen Δh_i nicht den aufsummierten geometrischen Höhendifferenzen entlang der Lotlinie (dh_i) entsprechen (Formel 14). Praktisch hat dies zur Folge, dass eine nivellierte Höhendifferenz immer wegabhängig ist und eine fehlerfrei nivellierte Höhendifferenz zwischen den Punkten 3 und 2 $\Delta h_{p_3-p_2}$ nicht einer fehlerfrei nivellierten Höhendifferenz $\Delta h_{p_3-p_6}$ entspricht, obwohl die Punkte 2 und 6 auf einer Äquipotenzialfläche des Erdschwerefeldes liegen.

$$\sum_{i=1}^7 (\Delta h_i) \neq \sum_{i=1}^7 (dh_i) \quad (14)$$

Um das eigentlich wegabhängige Verfahren des Nivellements dennoch nutzen zu können, ist die Form bzw. die Lage der Äquipotenzialflächen zueinander zu berücksichtigen. Dies wird durch die Nutzung

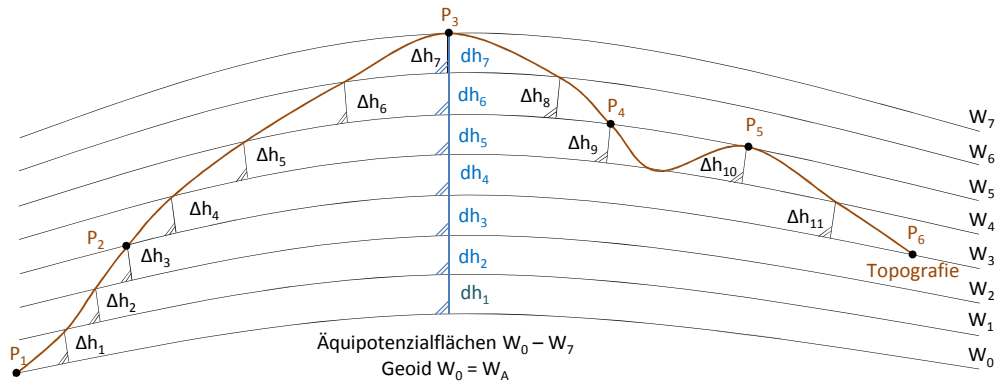


Abbildung 16: Schematische Darstellung des theoretischen Schleifenschlussfehlers aufgrund der Nichtparallelität der Äquipotenzialflächen.

von Potenzialdifferenzen ΔC und damit durch die Multiplikation der nivellierten Höhendifferenzen mit den jeweiligen lokalen Schwerebeschleunigungen g möglich (Formel 15). Die Schwerebeschleunigung g entspricht den vertikalen Gradient des Potentials und kann damit als Maß für die Abstand der Äquipotenzialflächen verstanden werden. Praktisch bedeutet dies, dass die lokale Schwerebeschleunigung g als eine lokale Anpassung verstanden werden kann und wegabhängige, nivellierte Höhendifferenzen sich unter Nutzung von g in wegabhängige Potenzialdifferenzen ΔC überführen lassen. Diese beschreiben die Beziehung zwischen zwei Äquipotenzialflächen (Formel 16).

$$\Delta C = \int (g \Delta h) \quad (15)$$

Wird eine Äquipotenzialfläche als Referenz festgelegt, so können Potenzialdifferenzen relativ zu der festgelegten Referenzfläche abgeleitet werden. Die Referenzäquipotenzialfläche mit dem Potenzialwert W_0 wird als Geoid und Potenzialdifferenzen relativ zu dieser Referenzfläche als *Geopotenzielle Koten* C bezeichnet. Wird dem Geoid die Höhe Null zugeordnet, stellen Geopotenzielle Koten ein natürliches Maß für die Höhe dar ([62], Seite 30).

$$C = W_0 - W_P = - \int_{P_0}^P dW = \int_{P_0}^P g dh \quad (16)$$

Die realen Höhenverhältnisse lassen sich unter Nutzung der Geopotenziellen Koten beschreiben bzw. die Geopotenziellen Koten geben reale schwerefeldbezogene Höhenverhältnisse am besten wieder. Das Europäische Nivellementsnetz *United European Levelling Network (UELN)* und das *Deutsche Haupthöhennetz 1992 (DHHN92)* wurden in Form von Geopotenziellen Koten ausgeglichen. Die daraus resultierende Einheit m^2/s^2 ist nicht anschaulich und gegenüber nivellierten Höhendifferenzen ergeben sich große Maßstabsdifferenzen. Um wegabhängige Geopotenzielle Koten wieder in metrische Maße umzurechnen, werden diese durch einen Schwerewert dividiert. Je nach Art des Schwerewertes ergeben sich unterschiedliche physikalische Höhenarten, die im Folgenden durch das Formelzeichen H beschrieben werden.

Dynamische Höhen (Formel 17) nutzen als Schwerebeschleunigung die Normalschwere γ des Niveauellipsoides auf der Breite 45° (γ_0^{45}). Durch einen fixierten Schwerewert werden zwar metrische Höhendifferenzen abgeleitet, jedoch die Nichtparallelität der Äquipotenzialflächen nicht berücksichtigt, wodurch eine Wegunabhängigkeit nicht gegeben ist. Sofern die dynamischen Höhen entlang einer Wasserstraße ermittelt werden, wären sie theoretisch für hydrologische Anwendungen am ehesten geeignet, da die Fließrichtung dem Erdschwerefeld folgt und dynamische Höhen letztendlich maßstäbliche Geopotenziale Knoten wiedergeben. Aus diesem Grund werden dynamische Höhen zwar in der Ozeanografie, nicht aber in der Geodäsie eingesetzt bzw. spielen in dieser keine große Rolle ([92], Seite 73).

$$H_p^{dyn} = \frac{C_p}{\gamma_0^{45}} \quad (17)$$

Bei *orthometrischen Höhen* (Formel 18) entspricht die genutzte Schwerebeschleunigung \bar{g} einem mittleren Wert entlang der Lotlinie, ausgehend von der Äquipotenzialfläche mit dem Potenzial W_0 (Geoid). Die orthometrische Höhe beschreibt damit die Länge der Lotlinie zwischen dem Äquipotenzialfläche mit dem Potenzial W_0 und einem Punkt P mit dem Potenzial W_p . Da die mittlere Schwerebeschleunigung nicht direkt messbar ist bzw. Annahmen über die Dichteverteilung innerhalb der Erde getroffen werden müssen, sind orthometrische Höhen nicht hypothesenfrei bestimmbar.

$$H_p^{ortho} = \frac{C_p}{\bar{g}_p} \quad (18)$$

Normalhöhen (Formel 19) nutzen als Schwerebeschleunigung $\bar{\gamma}$ einen mittleren Wert im Normalschwerefeld entlang der Lotlinie zwischen einer Äquipotenzialfläche im Normalschwerefeld mit dem Potenzial U_0 und dem Punkt Q mit dem Normalpotenzial U_Q . Im Gegensatz zu den orthometrischen Höhen sind diese Werte hypothesenfrei bestimmbar. Normalhöhen entstehen, indem das Schwerepotenzial eines Punkte P im realen Schwerefeld einem Punkt Q mit dem Normalpotenzial $U_Q = W_p$ zugeordnet wird. Der Punkt Q liegt dabei auf der Lotlinie des Punktes P. Die Differenz zwischen dem realen und dem Normalschwerefeld beschreibt die *Höhenanomalie* ζ . Werden die Höhenanomalien über dem Ellipsoid abgetragen, entsteht das Quasigeoid. Die Normalhöhen im Punkt P entsprechen damit dem Abstand zwischen dem Punkt P und dem Quasigeoid (vgl. Abbildung 17). Werden Normalhöhen über dem Ellipsoid abgetragen, ergibt sich als resultierende Figur das Telluroid.

$$H_p^{normal} = \frac{C_p}{\bar{\gamma}_p} \quad (19)$$

Die Berechnung der Normalschwere einer bestimmten Breite φ auf Höhe Null (γ_0^φ), γ_H^φ auf Höhe H und des Freiluftgradienten $\frac{d\gamma}{dH_\varphi}$ der Breite φ erfolgt auf Basis der Formeln 20 bis 22 unter Nutzung der Parameter in Tabelle 5 ([62], Seite 20).

$$\gamma_0^\varphi = 9.7803267715 \cdot (1 + 5.2790414 \cdot 10^{-3} \cdot \sin^2 \varphi + 2.32718 \cdot 10^{-5} \cdot \sin^4 \varphi + 1.262 \cdot 10^{-7} \cdot \sin^6 \varphi + 7 \cdot 10^{-10} \cdot \sin^8 \varphi) \frac{m}{s^2} \quad (20)$$

Tabelle 5: Parameter des Normalschwerefeldes ([62], Seite 20).

Parameter	Wert
Große Halbachse	$a=6378137\text{m}$
Geozentrische Gravitationskonstante	$GM=3986005\cdot 10^8 \frac{\text{m}^3}{\text{s}^2}$
Dynamischer Formfaktor	$J_2=108263\cdot 10^{-8}$
Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation	$\omega=7292115\cdot 10^{-11} \frac{\text{rad}}{\text{s}}$
Geometrische Abplattung	$f=0.00335281068118$
Schwereabplattung	$\beta=0.005302440112$
Normalschweregradient ($\varphi=45^\circ, H=0$)	$\frac{d\gamma}{dH}=-0.30877\cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \cdot \frac{1}{\text{m}}$
Normalschwere ($\varphi=45^\circ, H=0$)	$\gamma_0^{45}=9.806199203 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$

$$\gamma_H^\varphi = \gamma_0^\varphi - 3.0877 \cdot 10^{-6} \cdot (1 - 0.00139 \cdot \sin^2 \varphi) \cdot h + 0.72 \cdot 10^{-12} \cdot H^2 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \quad (21)$$

$$\left(\frac{d\gamma}{dH} \right)^\varphi = -3.0877 \cdot 10^{-6} \cdot (1 - 0.00139 \cdot \sin^2 \varphi) \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \frac{1}{\text{m}} \quad (22)$$

Eine Art Zwitter stellen in diesem Sachverhalt die *normalorthometrischen Höhen* (Formel 23) dar. Bei dieser Höhenart werden aufgrund mangelnder realer Oberflächenschwerewerte die Normalschwerewerte für die Ableitung von Höhen aus Geopotenziellen Knoten genutzt (Formel 24). Die orthometrische Korrektur wird aus der Normalschwere in sphärischer Näherung abgeleitet, wodurch die Nichtparallelität der Äquipotenzialflächen im Normalschwerefeld ausgeglichen wird. Die so abgeleiteten Höhen waren bis zur Einführung des *Deutschen Haupthöhennetzes 1992 (DHHN92)* auf dem Gebiet der alten Bundesländer im Gebrauch und beziehen sich auf die *Normal-Null-Fläche (NN-Fläche)* ([62], Seite 45).

$$H_P^{NN} = \frac{C'_P}{\gamma_P} \quad (23)$$

$$C'_P = \int_{P_0}^P \gamma dn \quad (24)$$

Praktisch hat dies zur Folge, dass die Nichtparallelität der Äquipotenzialflächen mithilfe der Normalschwere kompensiert wird, lokale Schwerestörungen im Gegensatz zu den orthometrischen Höhen aber nicht berücksichtigt werden. Bei der Ausgleichung großräumiger Höhennetze können statt einer Ausgleichung in Geopotenziellen Knoten auch *normalorthometrische Korrekturen (NOR)* angebracht werden.

Im Gegensatz zu den bisher genannten Höhenarten handelt es sich bei den *ellipsoidischen Höhen* h um rein geometrisch definierte Höhenangaben ohne Schwerebezug. Wie in Abbildung 17 dargestellt, beschreibt die ellipsoidische Höhe eine metrische Höhendifferenz zwischen dem Referenzellipsoid und einem Punkt P. Die ellipsoidische Höhe des Geoides wird als *Undulation N* bezeichnet und eine Umrechnung zwischen ellipsoidischen, orthometrischen und Normalhöhen ist nach Formel 25 bzw. 26 möglich.

$$H_{ortho} = h - N \quad (25)$$

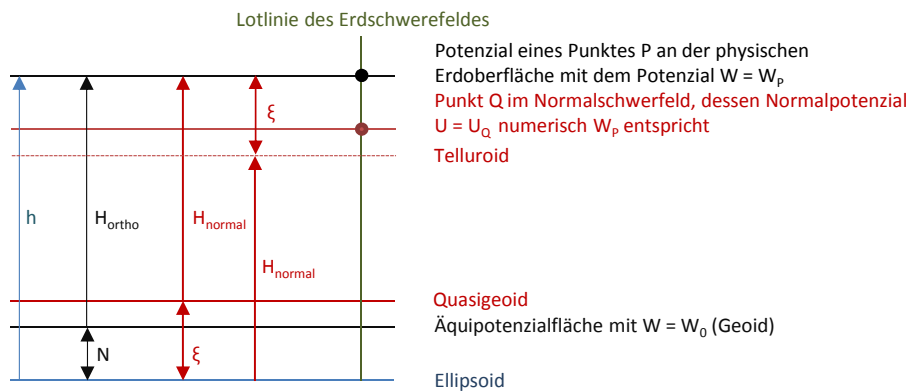


Abbildung 17: Schematische Darstellung ellipsoidischer Höhen, orthometrischer Höhen und Normalhöhen.

$$H_{normal} = h - \zeta \quad (26)$$

2.1.3 Geoidmodelle und permanente Gezeiten

Geoid

Der numerische Wert W_0 ist derzeitiger Diskussionsgegenstand, wobei je nach Anwendungsbereich unterschiedliche Realisierungen des Geoides möglich sind. Aus Sicht der Ozeanografie ist das Geoid die Äquipotenzialfläche, die mit dem globalen Mittel der permanenten ungestörten Meeresoberfläche übereinstimmt. Grundlage entsprechender Modellierungen können Pegel- und Satellitenaltimeterbeobachtungen sein, wobei erstere insbesondere im Küstenbereich durch verschiedene Einflüsse sehr stark verfälscht werden. In diesem Fall bleibt das eigentliche Potenzial unbekannt bzw. kann nur unzureichend bestimmt werden. Alternativ sind auch einzelne oder mehrere Höhenfestpunkte (oder Pegel) denkbar, durch die das Geoid verläuft bzw. mit denen das Niveau des Geoides festgelegt wird. Auch bei einer festpunktbezogenen Geoiddefinition bleibt der Potenzialwert unbekannt. Physikalisch kann ein Geoid auch durch die Zuweisung eines fixen Wertes für W_0 realisiert werden (z.B. $W_0 = 62636856.0 \pm 0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ [24] oder $W_0 = U_0 = 62636860.850 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ([15], Seite 1)). Alternativ kann das Geoid über die Lösung der gemischten Randwertaufgabe auf Basis von Satellitenaltimeterbeobachtungen (Ozean) und Gravimeterbeobachtungen an Land bestimmt werden. Gängige Darstellungen der Geoidmodelle sind Darstellungen der metrischen Abstände zwischen einem Referenzellipsoid und der Geoidoberfläche. Exemplarisch ist in Abbildung 18 das *Earth Gravitational Model (EGM2008)* abgebildet.

Derzeit sind verschiedene Geoidmodelle verfügbar, welche sich mehr oder weniger unterscheiden. Als globales Geoidmodell ist an dieser Stelle das EGM2008 erwähnt, das von Seiten der US-amerikanischen *U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)* veröffentlicht wurde. Es handelt sich um ein Modell, welches auf das *World Geodetic System 1984 (WGS84)* bezogen ist und bis zum Grad und Ordnung 2159 berechnet wurde. Von Seiten der NGA wird eine gezeitenfreie (tide-free) Version für geodätische Applikationen und eine Version mit mittleren Gezeiten (mean-tide) für ozeanografische Applikationen angeboten. Daneben existiert für den europäischen Raum das *European Gravimetric Quasigeoid (EGG)* der Universität Hannover (Denker und Torge). Für beide Modelle existieren unterschiedliche Realisierungen, die sich sowohl in der Datendichte der Eingangsdaten, wie auch dem Entwicklungsgrad unterscheiden.

In Abbildung 19 sind die Differenzen zwischen unterschiedlichen Realisierungen gleichartiger Schwerfeldmodelle (oben) und Differenzen unterschiedlicher Modelle (unten) dargestellt. Anhand der Darstellung der Differenzen zwischen dem EGM96 und dem EGM2008 in Abbildung 19 wird der höhere Entwicklungsgrad des aktuellen EGM2008 deutlich. Zwischen beiden Realisierungen bilden sich hochfrequente Variationen der Undulationen ab. Im Gegensatz hierzu treten diese Differenzen bei einem

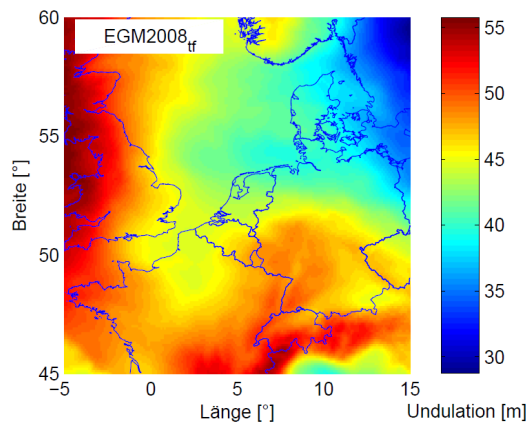


Abbildung 18: Darstellung des gezeitenfreien EGM2008 im Bereich der Nordsee.

Vergleich der EGGxx Realisierungen nicht auf, was auf eine hohe Stützpunktdichte hindeutet bzw. einen hohen Entwicklungsgrad hindeutet. Bei den im unteren Bereich dargestellten Differenzen handelt es sich um Differenzen zwischen den EGM und EGG Realisierungen in Bezug auf ein mittleres Gezeitensystem, dessen Grundlagen im Folgenden näher betrachtet werden.

Einfluss der Gezeiten auf Geoid und Referenzsysteme

Die Massen von Sonne, Mond und Planeten bewirken Anziehungskräfte auf eine Masse relativ zum Massenzentrum der Erde. Diese werden als Gezeiten bezeichnet und wirken einerseits auf eine Masse direkt und andererseits indirekt indem die Anziehungskräfte eine Deformation des Erdkörpers bzw. eine Veränderung der Ozeane und der Atmosphärenmassen hervorrufen, was wiederum Auswirkungen auf das Schwerfeld bzw. Potenzialänderungen zur Folge hat. Neben dieser Unterscheidung ist auch eine Unterscheidung in periodische und permanente Gezeiten nötig. Erstere werden in Abschnitt 1.3 näher behandelt. Im Wesentlichen werden drei Ansätze verfolgt ([92], Seite 69).

Ein *mittleres Geoid (mean-tide (mt) geoid)* enthält den direkten Einfluss der lunisolaren permanenten Gezeiten und fällt mit einem „ungestörten“ Meeresspiegel eines theoretischen, die Erde umspannenden in sich homogenen und durch Strömungen und äußere Einflüsse unbeeinflussten Weltmeeres zusammen. Bei einem mittleren Geoid sind die periodischen Anteile der Gezeiten eliminiert. Aus diesem Grund ist es für hydrologische bzw. ozeanografische Anwendungen am besten geeignet und wird auch in der Satellitenaltimetrie genutzt. Prinzipiell beschreiben die Beobachtungen eines jeden Pegels (sofern von Störungen wie etwa Zuflüsse, Strömungen, Luftdruck und Windstauwirkungen befreit) im Mittel ein mean-tide Geoid für die Pegelposition.

Ein *gezeitenfreies Geoid (tide-free (tf) geoid)* beinhaltet weder periodische noch permanente Gezeiten. Diese werden komplett reduziert, was auch den indirekten Gezeitenanteil aufgrund der permanenten Deformation beinhaltet. Für eine entsprechende Reduktion sind Informationen über die permanenten Deformation der Erde und auch über die dafür nötigen Lovezahlen nötig, wobei letztere nicht exakt bekannt sind. Ein entsprechendes System eliminiert theoretisch den kompletten Gezeitenanteil von Sonne, Mond und Planeten und damit aller Massenanteile über dem Geoid.

Als dritte Möglichkeit bietet sich die Reduktion periodischer und permanenter Gezeitenanteile an, wobei Auswirkungen der permanenten Deformationen (indirekter Anteil aufgrund der induzierten Deformation) im Gegensatz zum gezeitenfreien Geoid nicht korrigiert werden. Ein entsprechendes Modell

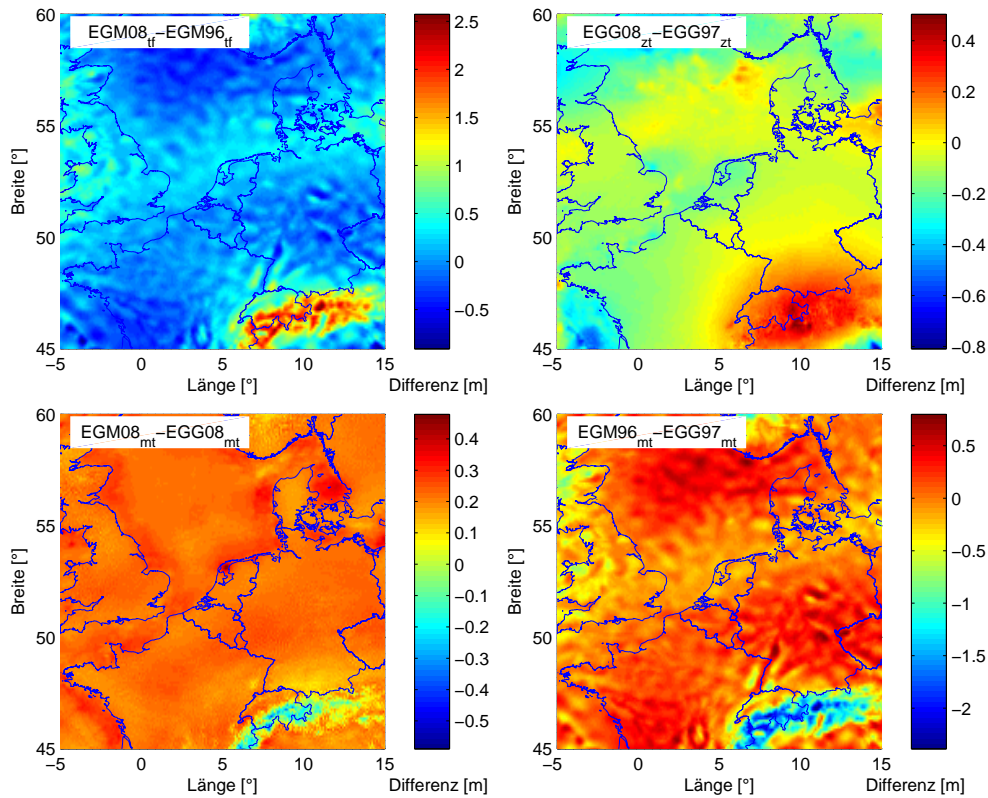


Abbildung 19: Im oberen Bereich der Abbildung erfolgt eine Darstellung von Differenzen unterschiedlicher Versionen des EGM(tf) und des EGG(zt) Schwerefeldmodells, während im unteren Bereich Differenzen zwischen den EGM und EGG Modellen gleicher Epochen dargestellt sind. Für den unteren Bereich der Abbildung erfolgte eine Umrechnung der Modelle in ein mean-tide Gezeitensystem.

wird als *Nullzeitensystem (zero-tide (zt) System)* bezeichnet.

Allen drei Definitionen ist gemein, dass die permanenten Gezeiten in irgendeiner Form berücksichtigt werden. Diese ändern sich aufgrund von Massenverlagerungen auf der Erde ([92], Seite 69) bzw. die Atmosphäre ist bei steigenden Genauigkeitsansprüchen ebenfalls zu berücksichtigen ([42], Seite 1). Nach der IAG Resolution Nr. 9 und 16 der 18. Generalversammlung von 1983 wurde empfohlen, dass der indirekte Gezeitenanteil aufgrund der permanenten Deformationen der Erde nicht eliminiert werden sollte, was auf ein Nullzeitengeoid hinausläuft.

Die permanenten Gezeiten lassen sich als eine konstante Aufwölbung der starren Erde und der Ozeanoberfläche beschreiben (vgl. Abbildung 21). Eine Überführung des permanenten Gezeitenanteils in ein metrisches Maß unter Nutzung von g ergibt sich aus Formel 27 (Ergebnis in cm, [58], Seite 17). Praktisch kann mit der genannten Formel der direkte Anteil der Permanentgezeiten ermittelt werden. Demnach beschreibt das \bar{N} aus Formel 27 den Übergang von einem mittleren Geoid auf ein Nullzeitengeoid (Formel 28).

$$\bar{N} = \frac{\bar{V}_G(X)}{g} = \frac{GM r^2}{4g d^3} (3 \sin^2(\varphi) - 1) \left(\frac{3}{2} \sin^2(\epsilon) - 1 \right) = 9.9 - 29.6 \sin^2(\varphi) \quad (27)$$

$$N_{mt} = N_{zt} + \bar{N} \quad (28)$$

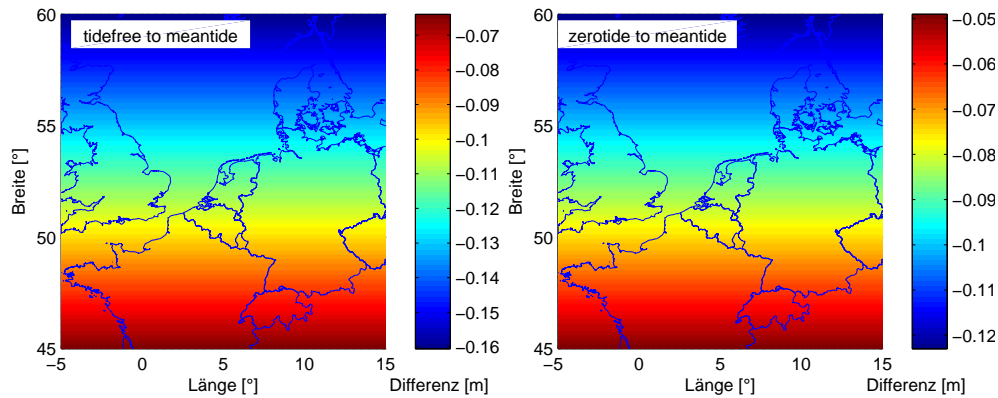


Abbildung 20: Darstellung von Differenzen der Undulationen zwischen einem gezeitenfreien System (links) bzw. Nullgezeitenystem (rechts) gegenüber einem mittleren Gezeitensystem.

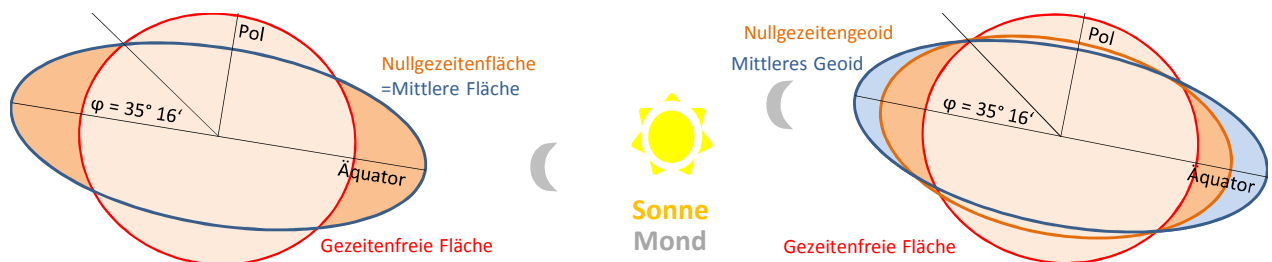


Abbildung 21: Schematische Darstellung der gezeitenfreien, mittleren und Nullgezeitenoberfläche (links) bzw. eines gezeitenfreien, mittleren und Nullgezeitengeoidmodells (rechts).

Erfolgt neben der Betrachtung des direkten Anteils auch die Betrachtung des indirekten Anteils, ergeben sich für die Undulationen N die in Formel 29 dargestellten Verschiebungen der Niveaulfläche (Ergebnis in cm, [58], Seite 17 bzw. [72], Seite 9). Die Formeln 29 bzw. 30 beschreiben den Übergang von einem gezeitenfreien Geoid auf ein mittleres Geoid. Für den Bereich der Nordsee sind die Differenzbeträge in der Abbildung 20 dargestellt.

$$\overline{\Delta n} = (1 + k_2) \frac{\overline{V}_G(X)}{g} = (1 + k_2) \overline{N} \quad (29)$$

$$N_{mt} = N_{tf} + \overline{\Delta n} \quad (30)$$

Die Behandlung der periodischen und permanenten Gezeiten beschränkt sich nicht nur auf die Geoiddefinition. Auch für geometrische Referenzsysteme (vgl. Abschnitt 2.1.1) spielen die die Gezeiten eine wichtige Rolle. Sowohl periodische als auch permanente Gezeiten verursachen eine Deformation der Erde, die es zu berücksichtigen gilt. Bei periodischen Gezeiten werden diese Deformationen als *Festerdegezeiten* (*solid earth tides*) bezeichnet. In Analogie der Behandlung permanenter Gezeiten im Erdschwerefeld können auch an dieser Stelle *mittlere Oberflächen* (*mean-tide crust* (*mtc*)), *Nullgezeitenoberflächen* (*zero-tide crust*) und *gezeitenfreie Oberflächen* (*tide-free crust* (*tfc*)) definiert werden (vgl. Abbildung 21).

Eine mittlere Oberfläche beinhaltet eine Gezeitenreduktion aller periodischen Terme, nicht aber die Reduktion der permanenten Deformation der Erde. Praktisch entspricht diese einer mittleren Erdoberfläche. Bei Nullgezeiten-Definitionen werden zwar die Auswirkungen der permanent deformierten Erdkruste auf das Schwerfeld eliminiert, nicht aber die eigentliche Deformation als solche bzw. diese wird nicht berücksichtigt. Für die Oberfläche bedeutet dies, dass zwar die periodischen Anteile, nicht aber die permanenten Anteile eliminiert werden. Die Nullgezeitenoberfläche fällt demnach mit der mittleren Oberfläche (zero-tide crust = mean-tide crust) zusammen ([73], Seite 33). Eine vollständige Gezeitenkorrektur findet bei einer gezeitenfreien Oberfläche statt. Diese beinhaltet weder periodische oder permanente Gezeitenanteile. Unter Nutzung der Loveschen Zahl h_2 ergeben sich für Umrechnungen von Höhenangaben die Formeln 31 bzw. 32. Für eine ellipsoidische Breite von $\pm 35^\circ 16'$ ergeben sich Nullstellen bzw. entlang dieser Breitengrade fallen Nullgezeitenfläche, mittlere Gezeitenfläche und gezeitenfreie Fläche zusammen.

$$\Delta h_{tfc2mtc} = h_2 \frac{\bar{V}_G(X)}{g} = h_2 \bar{N} \quad (31)$$

$$h_{mtc} = h_{tfc} + \Delta h_{tfc2mtc} \quad (32)$$

Die Umrechnung von ellipsoidischen Höhenangaben bezüglich eines gezeitenfreien Systems in physikalische Höhen relativ zu einem mittleren System setzt sich folglich aus einer Umrechnung der Oberfläche (Formel 31) und des Schwerfeldes (Formel 29) zusammen. In Summe ergeben sich die Formeln 33-36.

$$H_{mt} = h_{tfc} + \Delta h_{tfc2mtc} - (N_{tf} + \bar{\Delta n}) \quad (33)$$

$$H_{mt} = h_{tfc} + h_2 \bar{N} - (N_{tf} + (1 + k_2) \bar{N}) \quad (34)$$

$$\Delta h_{tf2mt} = -(1 + k_2 - h_2) \frac{\bar{V}_G(X)}{g} = -(1 + k_2 - h_2) \bar{N} \quad (35)$$

$$H_{mt} = h_{tfc} - N_{tf} + \Delta h_{tf2mt} \quad (36)$$

Exemplarisch sind in Tabelle 6 für Pegelstandorte im Bereich der Deutschen Bucht (vgl. Abbildung 52) die Undulationen der Schwerfeldmodelle EGM2008 (tide-free) und EGG2008 (zero-tide) dargestellt. Neben den originären Undulationen werden die sich aus den Formeln 27, 29 und 31 ergebenden Undulationsdifferenzen bzw. Höhendifferenzen wiedergegeben und. Mithilfe der genannten Formeln ist eine Umrechnung der Undulationen in ein mittleres Gezeitemsystem möglich, deren Resultate ebenfalls in Tabelle 6 abgebildet sind.

Es ist im Rahmen der Systemdefinition zu klären, wie mit den Auswirkungen von permanenten Gezeitendeformationen zu verfahren ist. Die aktuellen IERS-Konventionen sehen für die Oberfläche ein

Tabelle 6: Undulationen verschiedener Schwerefeldmodelle (EGM2008(tf) / EGG2008(zt)) und die Differenzen gegenüber einem mean-tide Gezeitensystem ($h_2=0.61, k_2=0.30$).

Station	Breite [°]	$N_{EGM2008,tf}$ [m]	$N_{EGG2008,zt}$ [m]	\bar{N} [m]	$(1+k_2)\bar{N}$ [m]	$h_2\bar{N}$ [m]	$N_{EGM2008,mt}$ [m]	$N_{EGG2008,mt}$ [m]
Hörnum	54.7580	40.408	40.150	-0.098	-0.129	-0.060	40.280	40.052
Dagebüll	54.7250	40.265	40.012	-0.098	-0.128	-0.060	40.137	39.914
Helgoland	54.1750	39.423	39.134	-0.096	-0.125	-0.058	39.298	39.039
Büsum	54.1250	39.873	39.607	-0.095	-0.124	-0.058	39.749	39.511
Cuxhaven	53.8750	39.609	39.348	-0.094	-0.123	-0.057	39.487	39.254
LT Alte Weser	53.8580	39.782	39.531	-0.094	-0.123	-0.057	39.660	39.437
LT Mellumplate	53.7750	39.890	39.652	-0.094	-0.122	-0.057	39.768	39.559
UF Dwarsgat	53.7250	39.862	39.622	-0.093	-0.122	-0.057	39.741	39.529
Borkum-Südstrand	53.5750	40.439	40.163	-0.093	-0.121	-0.057	40.318	40.070
Borkum-Fischerballe	53.5580	40.501	40.192	-0.093	-0.121	-0.057	40.380	40.099
Wilhelmshaven	53.5420	40.128	39.886	-0.093	-0.121	-0.056	40.007	39.794
Bremerhaven	53.5420	39.905	39.665	-0.093	-0.121	-0.056	39.784	39.572
Knock	53.3250	40.760	40.498	-0.091	-0.119	-0.056	40.640	40.407
Emden	53.3368	40.716	40.452	-0.092	-0.119	-0.056	40.597	40.361
Wittdün	54.6318	40.084	39.820	-0.098	-0.128	-0.060	39.956	39.723
Langeoog	53.7232	40.012	39.725	-0.093	-0.122	-0.057	39.890	39.631
Pellworm	54.5004	39.985	39.710	-0.097	-0.127	-0.059	39.859	39.613
FINO-1	54.0080	39.899	39.615	-0.095	-0.123	-0.058	39.776	39.521
FINO-3	55.1920	41.045	40.775	-0.100	-0.131	-0.061	40.914	40.674

gezeitenfreies System vor, bieten aber eine Umrechnungsformel an ([50], Seite 107). Die Auswirkungen auf die Vertikalkomponente einer Position beträgt zwischen 6cm am Äquator und -12cm am Pol. In den IERS Konventionen wird der Korrekturwert für die Überführung einer Vertikalkomponente aus der gezeitenfreien ITRF Realisierung in eine auf ein mittleres Gezeitensystem bezogene Realisierung nach den Formeln 37/38 berechnet ([50], Seite 108), deren Ergebnis mit den Ergebnissen aus Formel 31 im Submillimeterbereich übereinstimmt.

$$P_2(\sin\phi) = (3\sin^2\phi - 1)/2 \quad (37)$$

$$\overline{\Delta n} = (-0.1206 + 0.0001P_2(\sin\phi)) P_2(\sin\phi) \quad (38)$$

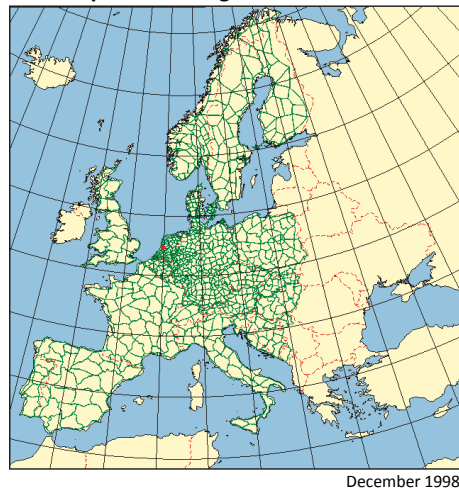
Da sich Wasser in erster Näherung an einem mittleren Gezeitengeoid ausrichtet, werden für die folgenden Anwendungen alle ellipsoidischen bzw. physikalischen Höhen in auf ein mittleres Gezeitensystem umgerechnet (mean-tide crust und mean-tide geoid).

2.1.4 Realisierungen von Höhenreferenzsystemen

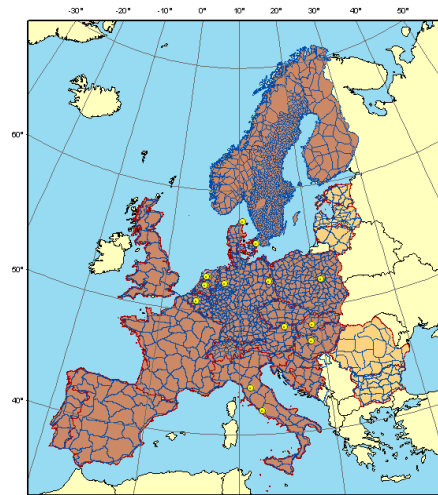
Den meisten Höhenreferenzsystemen ist gemein, dass ein Bezug zum Meeresspiegel vorhanden ist bzw. Pegel mit eingebunden sind. Die Realisierungen werden im Allgemeinen so gelegt, dass das Nullniveau durch einen Pegel definiert wird. Analog zu den in Abschnitt 2.1.1 beschriebenen Referenzsystemen wird auch bei Höhenreferenzsystemen zwischen Systemen und Realisierungen unterschieden. Erstere beinhalten Konventionen für Datum, Höhen, Behandlung zeitabhängiger Variationen und weiterer Parametern (z.B. Umgang mit Gezeiten). Im Rahmen der Systemdefinition des *Europäischen Vertikalen Referenz Systems (EVRS)* wird beispielsweise das EVRS als ein kinematisches Höhenreferenzsystem definiert, welches folgende Bedingungen erfüllen muss ([47], Seite 3):

- Das vertikale Datum ist durch eine Äquipotenzialfläche des Erdschwerefeldes definiert, deren Wert $W_0 = W_{0E} = \text{const.}$ durch den Amsterdamer Pegel festgelegt wird bzw. die durch den Amsterdamer Pegel verläuft.

United European Levelling Network 1995 UELN 95/98



• Reference point



Extension of UELN

■ up to 1998
■ as from 2003

● Datum points of EVRF 2007
— UELN lines

Abbildung 22: Netzkonfiguration des EVRF2000 (links [18]) und EVRF2007 (rechts [19]).

- Einheiten sind Meter (SI) und Sekunden (SI) wobei letztere im Übereinstimmung mit der TCG Zeitskala für ein Geozentrisches System und in Übereinstimmung mit Resolutionen der *International Astronomical Union (IAU)* und der IUGG definiert sind.
- Die Höhenkomponente des Systems wird durch Potentialdifferenzen zu einer Nullfläche (konventionelles EVRS Nullniveau) beschrieben. Entsprechende Potentialdifferenzen werden als Geopotenzielle Koten bezeichnet.
- Das EVRS ist ein Nullzeitemsystem in Übereinstimmung mit der IAG Resolution Nr. 9 und 16 (Hamburg 1983).

Auf Basis von Ergebnissen der UELN95/98 Lösung entstand 2000 die erste Realisierung des EVRS2000, der *European Vertical Reference Frame (EVRF2000)*, Abbildung 22). Zwar wurde das EVRS als ein Nullzeitemsystem festgelegt, jedoch erfolgte in der Realisierung keine Gezeitenreduktion der Beobachtungselemente, wodurch die Höhen des EVRF2000 praktisch in einem mean-tide System vorliegen. Im Rahmen der Ableitung einer aktuellen Realisierung, des EVRF2007 erfolgte eine Reduktion um den Anteil der permanenten Gezeiten. Um dennoch möglichst geringe Differenzen zwischen dem EVRF2000 und dem EVRF2007 zu ermöglichen, wurde beim EVRF2007 noch eine Konstante von $+0.08432 \text{ kgal}\cdot\text{m}$ eingeführt, die der Gezeitenkorrektur (mit umgekehrtem Vorzeichen) auf dem Punkt 000A2530 entspricht ([19], Seite 1). Darüber hinaus unterscheiden sich beide Realisierungen unter anderem in der Lagerung (13 Lagerungspunkte im EVRF2007 bzw. 1 Lagerungspunkt im EVRF2000) und in der Tatsache, dass beim EVRF2007 alle Beobachtungen hinsichtlich der postglazialen Landhebung auf die Epoche 2000 bezogen wurden (Modell NKG2005LU).

In Deutschland wird das Höhenreferenzsystem derzeit über das Deutsche Haupthöhennetz DHHN92 realisiert. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um eine Neuausgleichung verfügbarer Nivellementsbeobachtungen des *Deutschen Haupthöhennetzes 1985 (DHHN85)* auf dem Gebiet der alten Bundesländer und den Beobachtungen des *Staatlichen Nivellementsnetz 1976 (SNN76)* auf dem Gebiet der ehemaligen DDR. Beide Nivellementsnetze wurden über Verbindungsmessungen 1. Ordnung zwischen 1990 und 1992 untereinander verknüpft. Beim DHHN92 erfolgte eine Ausgleichung in Form von Geopotenziellen Koten wobei mit dem BKG und dem damaligen Landesvermessungsamt Niedersachsen (heute LGLN) zwei Rechenstellen jeweils eine Ausgleichung durchführten. Von beiden Rechenstellen wurden

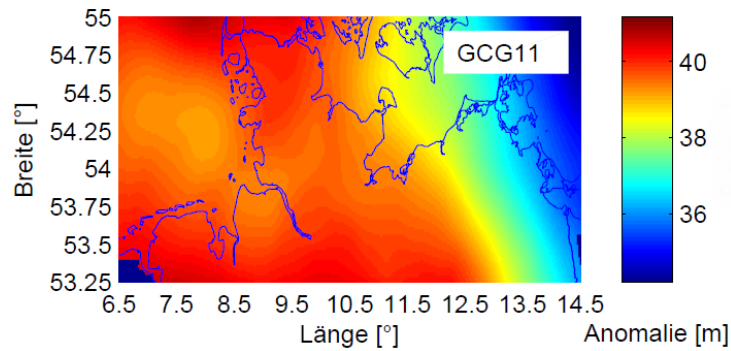


Abbildung 23: Darstellung des German Combined Geoid in der Realisierung 2011.

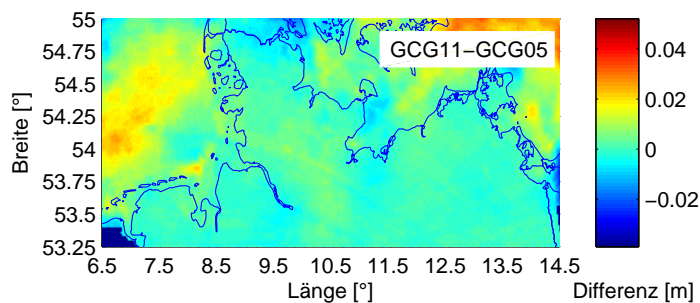


Abbildung 24: Darstellung der Differenzen beider Realisierungen des German Combined Geoid (GCG2011-GCG05).

1868	Urnivellement NN-Höhen im „alten System“ ohne Schwerereduktion, an den Normalhöhenpunkt 1879 der Berliner Sternwarte angeschlossen (Höhe 37.000m über NN), Höhenstatus x00-x09	Sondernetze	
1894			
1912	Deutsches Haupthöhennetz 1912 (DHHN12) NN-Höhen im „neuen System“, bearbeitet zwischen 1913 und 1945 mit normalorthometrischen Korrekturen, an den Normalhöhenpunkt von 1912 (Hoppegarten) angeschlossen, Höhenstatus x10-x19		
1938		Nordseeküsten-nivellement I (NKNI)	1928
1949	Horizont 55 (nur Niedersachsen) Niedersächsischer Anteil des DHHN12 neu gemessen, normalorthometrische Korrekturen, Höhenstatus x20-x29		1937
1955		Nordseeküsten-nivellement II (NKNI)	1949
1960	Nivellementsnetz 1960 Neuausgleichung des DHHN12 mit fehlenden Netzteilen des DHHN12, Neumessung älterer, normalorthometrische Korrekturen, Höhen nicht als amtliche Höhen eingeführt		1959
1968	Horizont 74 (nur Niedersachsen) Niedersächsischer Anteil DHHN z.T. neu vermessen, normalorthometrische Korrekturen, Höhenstatus x30-x39		
1974			
1980	Deutsches Haupthöhennetz 1985 (DHHN85) Neumessung DHHN im Gebiet der alten BRD, Schweremessungen entlang der Nivellementsnetze, 1. freie Ausgleichung, Anschlusspunkt UF Wallenhorst (Höhenstatus x40-x49), 2. Ausgleichung in Geopotenziellen Knoten (Anschluss REUN/UELN)	Nordsee-küsten-nivellement III (NKNI) = Teil des DHHN85	1980
1987			1987
1994	Deutsches Haupthöhennetz 1992 (DHHN92) Verbindungsmessung zwischen DHHN85 und SNN76 der ehemaligen DDR, Gesamtausgleichung DHHN85 und SNN76 in Geopotenziellen Knoten, Höhenstatus x60-x69	Landeslösung	
2006	Erneuerungsmessung DHHN 2006 – 20xx Bundesweite Neumessung und Gesamtausgleichung, nähere Informationen zur Lagerung, Höhenart, Gezeitenmodell noch nicht verfügbar	Sondernetz	
		Neumessung und Neuausgleichung	
		Teilweise Neumessung + Neuausgleichung vorhandener Beobachtungen	

Abbildung 25: Darstellung der zeitlichen Abfolge großräumiger Nivellements-kampagnen im Bereich der Deutschen Bucht ([77], Seite 8 bzw. [51], Seite 15).

unterschiedliche Programmsysteme zur Ausgleichung genutzt. Bezugsniveau ist der Pegel Amsterdam (*Normaal Amsterdams Peil (NAP)*) bzw. die Geopotenzielle Kote des Punktes 3614/5 (Wallenhorst Kirche) aus der Ausgleichung des europäischen Nivellementsnetzes UELN-73/86 ([17], Seite 1). In Deutschland werden die einzelnen Realisierungen mit Statusangaben versehen. So steht der Höhenstatus 160 bundesweit für Höhenangaben in Bezug auf das DHHN92. Die vorangegangenen Realisierungen im Bereich der Deutschen Bucht sind in Abbildung 25 dargestellt. Von Seiten der *Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV)* wurde beschlossen ab 2006 eine bundesweite Nivellementskampagne mit dem Ziel zu starten, eine homogene und aktuelle Realisierung des Höhenreferenzsystems zu schaffen. Zeitgleich stattfindende GNSS- und Schwerebeobachtungen sollen eine epochengleiche Verbindung zwischen den geometrischen und physikalischen Referenzsystemen ermöglichen und somit eine Grundlage für den integrierten Raumbezug schaffen.

Die Verbindungen zwischen der aktuellen Realisierung des Deutschen Haupthöhennetzes und dem durch SAPOS bereitgestellten amtlichen Raumbezug (Abschnitt 2.1.1) werden über Modelle realisiert. Bundesweit stellt das *German Combined QuasiGeoid (GCG)* des BKG und der AdV ein Überführungsmodell zwischen dem aktuellen Raumbezug ETRS89/DREF91/2002.79 und Höhen im DHHN92 dar (Abbildung 23, [16]). Von Seiten der AdV bzw. des BKG wurden 2005 mit dem GCG05 und 2011 mit dem GCG2011 Realisierungen des GCG veröffentlicht. Bei dem GCG05 handelt es sich um ein satellitengeodätisches-nivellitisch-gravimetrisches Quasigeoid welches durch eine Kombination von Lösungen des *Instituts für Erdmessung IfE* der Universität Hannover und des BKG entstanden ist. Grundlagen des GCG05 sind ca. 900 Quasigeoidhöhen auf Basis von GNSS-Beobachtungen und Normalhöhen, ca. 430000 Punktschwerewerten verschiedener Institutionen und Staaten, ein digitales Geländemodell in einer Auflösung von 50x50m und das globale Schwerefeldmodell CG01C. Die Höhen des DHHN92 basieren Beobachtungen unterschiedlichster Epochen (SNN76, DHHN85 und Verbindungsmessungen Anfang der 90'er Jahre), weshalb Inhomogenitäten zu vorhanden sind. Die einfließenden physikalischen Höhen basieren auf 25-35 Jahre alten Beobachtungen, während die GNSS-Lösungen auf die Epoche 2002.79 bezogen sind. Zwischenzeitlich aufgetretene reale Höhenänderungen schlagen sich folglich auch in den GCG-Lösungen nieder.

2.2 Vertikale Landbewegungen im Bereich der Deutschen Bucht

Für die Ableitung vertikaler Landbewegungen sind direkte Höhenvergleiche unterschiedlicher Nivellementskampagnen nur beschränkt nutzbar. Einerseits ist eine exakte zeitliche Zuordnung nicht möglich, andererseits unterscheiden sich die einzelnen Nivellementskampagnen hinsichtlich der Netzkonfiguration, der Ausgleichung und der Lagerung. So entstand das DHHN12 zwischen 1912 und 1956 ([30], Seite 9), wobei mehrere Teilnetze gemessen und unter Zwang ausgeglichen wurden. Im Verlauf der Zeit erfolgten partielle Neubeobachtungen und Neuausgleichungen vorhandener Beobachtungen (in Niedersachsen Horizont 55 und Horizont 74). Das DHHN85 entspricht einer homogenen Erneuerung auf dem Gebiet der alten Bundesländer, wobei Netzkonfiguration, Lagerung und Ausgleichung nicht mit dem DHHN12 vergleichbar sind. Mit der derzeit laufenden Erneuerungskampagne der AdV wird Beobachtungsmaterial geschaffen, welches eine dem DHHN85 vergleichbare Realisierung des Deutschen Haupthöhennetzes ermöglicht. Die Entscheidung über Lagerung, Ausgleichung und der zukünftigen Berücksichtigung der permanenten Gezeiten wurde von Seiten der AdV derzeit noch nicht getroffen. Eine Ausgleichung als Nullzeitemsystem würde die Einbindung den EVRF2007 ermöglichen, führt aber zu scheinbaren Höhenänderungen aufgrund der Permanentgezeitenreduktion. Im Gegensatz dazu würde ein mittleres Gezeitenmodell (wie bisher auch) eine Vergleichbarkeit mit früheren Realisierungen des DHHN ermöglichen, da diese ebenfalls auf ein mittleres Gezeitenmodell bezogen sind.

Da die Problematik der Landsenkung bereits seit langem vermutet wird, wurden mit den *Nordseeküstennivellements (NKN)* eigene Sondernetze geschaffen, deren Hauptaufgabe in der Ableitung langfri-

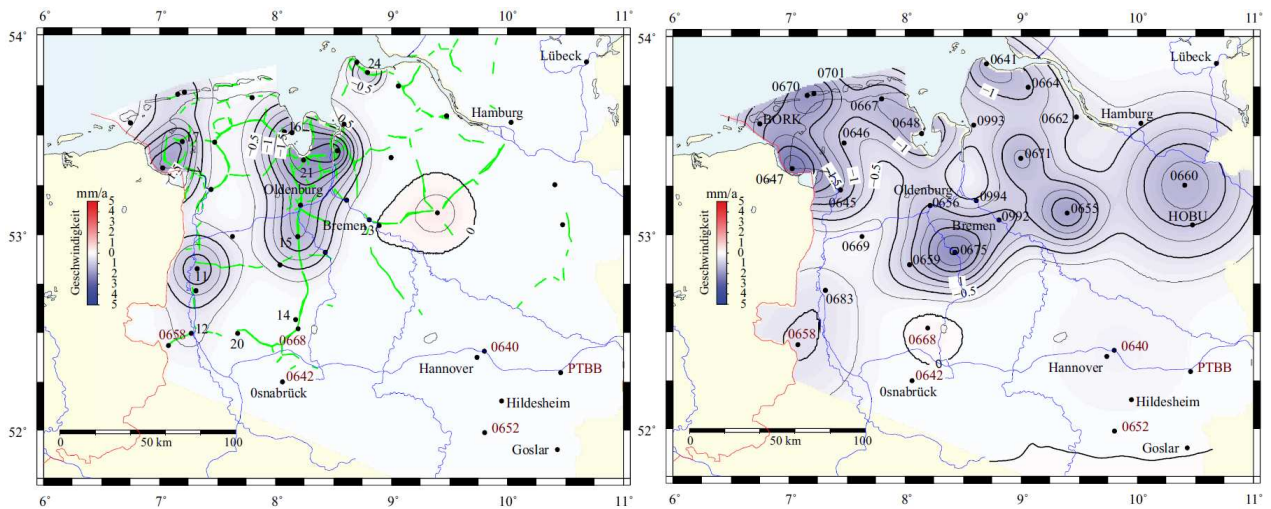


Abbildung 26: Darstellung der Geschwindigkeitsfelder als Ergebnisse aus IKÜS ([77], Seite 80/81). Im linken Bereich erfolgt die Darstellung eines Geschwindigkeitsfeldes auf Basis von Nivellementsbeobachtungen, während die Darstellung im rechten Bereich auf GNSS-Beobachtungen basiert.

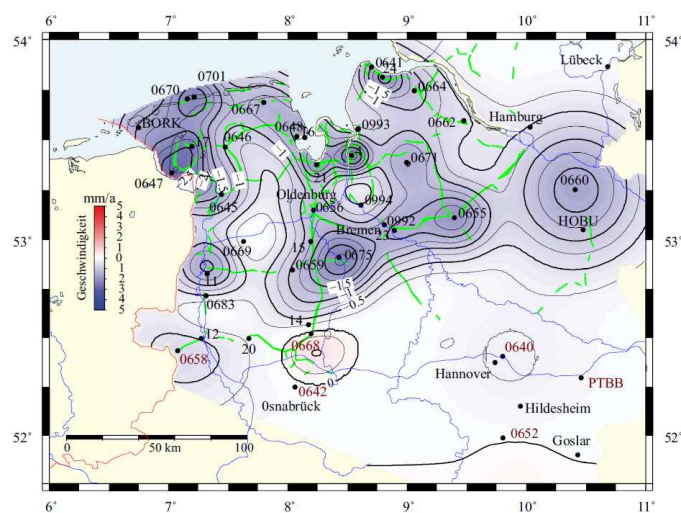


Abbildung 27: Darstellung eines Geschwindigkeitsfeldes als Ergebnis einer Kombination von Nivellements- und GNSS-Beobachtungen ([77], Seite 81).

stiger Vertikalbewegungen bestand. Im Rahmen des NKNI wurde die Festpunktgruppe UF Wallenhorst angelegt, welche als Ausgangspunkt für weitere Nivellements-kampagnen dienen sollte. Die Beobachtungen selbst erfolgten zwischen 1928 und 1931 (NKNI) und wurden 1949-1955 im Rahmen des NKNII wiederholt. Die dritte Realisierung NKNIII ist Bestandteil der DHHN85 Realisierung. Nach Leonhard (1988) ergaben sich für den überwiegenden Teil der Punkte eine Senkung von bis zu 20mm, was bei einem mittleren Epochenabstand von 22 Jahren einer jährlichen Änderung von -0.9mm/Jahr relativ zur Festpunktgruppe UF Wallenhorst entspricht ([86], Seite 13). Die von der AdV 1960 veröffentlichten Änderungsraten ([46], Seite 31/32) sind nach Leonhard (1988) nicht unumstritten. So wurde insbesondere der relativ geringe Abstand von rund 22 Jahren zwischen den beiden etwa 10 Jahre dauernden Beobachtungskampagnen und die Nichtbenutzung zwischenzeitlicher Präzisionsnivelements bemängelt ([86], Seite 15). Nach der Veröffentlichung der AdV zur Wiederholung des Deutschen Nordseeküsten-nivelements in den Jahren 1949-1955 besteht die Tendenz einer Landabsenkung im niedersächsischen Bereich, die aber nicht signifikant sei und eine Landhebung in Schleswig Holstein ist nicht nachweisbar ([46], Seite 35). Nach Leonhard ([86], Seite 146) sind für ca. 50 Prozent aller Punkte signifikante Bodenbewegungen nachweisbar und die unterirdischen Festlegungen als solche weisen keine Bodenbewegungen auf. Daraus wird gefolgert, dass die im Untergrund vorhandene Krustenbewegungen im Gegensatz zu regionalen Setzungen oder Krustenhebungen nicht feststellbar sind. Alle Aussagen sind auf die Festpunktgruppe UF Wallenhorst bezogen bzw. gehen von deren Stabilität aus.

Für Ableitungen vertikaler Landbewegungen wurden in der Vergangenheit eine Vielzahl unterschiedlicher Modelle entwickelt. An dieser Stelle wird auf die Promotion von Dr. Tengen (2010) verwiesen, der in seiner Ausarbeitung eine Vielzahl von unterschiedlichen Modellen analysiert hat. Im Rahmen des KFKI-Forschungsprojektes IKÜS wurden alle verfügbaren GNSS- und Nivellementsbeobachtungen in einem einheitlichen, auf radialen Basisfunktionen basierenden kinematischen Modell zusammengeführt und für Höhenpunkte in Niedersachsen Vertikalbewegungen abgeleitet ([77], Seite 71). Im Abschlussbericht werden Einzellösungen für Höhenänderungen auf Basis von Nivellements- und GNSS-Beobachtungen dargestellt (Abbildung 26). Weiterhin wird eine Kombinationslösung veröffentlicht (Abbildung 27), wobei die Änderungsbeträge der Kombinationslösung im Gegensatz zu den Einzellösungen wesentlich höher ausfallen. Im Bereich Knock an der Emsmündung werden in Abbildung 26 Änderungsraten von etwa -1.5mm/Jahr genannt, während die kombinierte Lösung für diesen Bereich Änderungsraten von etwa -2.5mm/Jahr ausgibt (Abbildung 27). Unter der Annahme des geringeren Wertes ergeben sich in 50 Jahren Höhenänderungen von 75mm. Bei einem (an Pegeln festgestellten) Meeresspiegelanstieg von etwa 2.4mm/Jahr entsprechen 1.5mm/Jahr Landbewegung einem Anteil von etwa 62%. Für Analysen langfristiger Meeresspiegeländerungen sind daher geodätische Anteile (im Sinne geodätisch erfasster Höhenänderungen) zwingend zu berücksichtigen.

3 Wasserstand und Pegel

3.1 Grundlagen des deutschen Pegelwesens

Bereits vor über 200 Jahren wurde in Deutschland der Bedarf von Pegeln und Pegelbeobachtungen erkannt. Das Wort „Pegel“ leitet sich aus dem lateinischen Wort „pagella“ für „Messlatte“ ab. Im 18. und 19. Jahrhundert wurden Pegel auch als „Wasser-Marqueur“ oder „Wassermerkpfehl“ bezeichnet ([74], Seite 2). Waren vor 200 Jahren noch wasserbauliche Maßnahmen bzw. die Kenntnis exakter Wasserstände für die Planung und Ausführung entsprechender Maßnahmen der Hauptgrund für Pegelbeobachtungen, so werden die Pegel in der heutigen Zeit als Sensoren verstanden, die Grundlage für verschiedenste Anwendungen bereitstellen.

Für den Aufbau von Pegeln und die Nutzung der Pegelbeobachtungen sind Regelwerke erforderlich, die eine einheitliche Vorgehensweise und damit eine Vergleichbarkeit der Pegelbeobachtungen ermöglichen. Der preußische Bauingenieur Johann Albert Eytelwein war maßgeblich am Entstehen der ersten deutschen Pegelvorschrift (Preußische Pegelinstruktion vom 13.02.1810) beteiligt und verfolgte mit dieser Vorschrift das Ziel,

„den Mangel an zuverlässigen und zweckmäßigen Beobachtungen und Nachrichten, über die verschiedenen Wasserstände der vorzüglichsten Gewässer in der Monarchie“

zu beheben ([32], Seite 66). Nach den Befreiungskriegen vergrößerte sich der preußische Einflussbereich erheblich, wodurch auch in anderen Landesteilen die Preußische Pegelinstruktion zur Anwendung kam ([34], Seite 3).

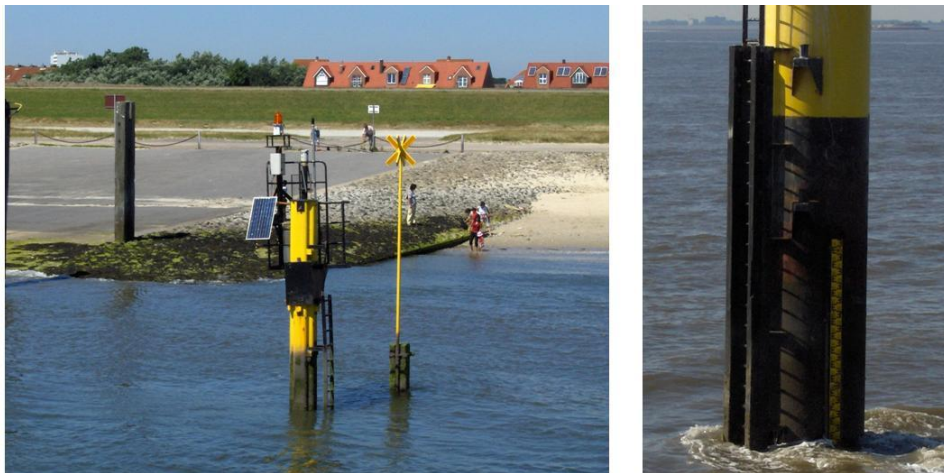


Abbildung 28: WSV-Pegel Norderney-Riffgat (l.) und Pegellatte am Pegel Dukegat (r.).

Die wesentlichen Inhalte der damaligen Pegelinstruktion sind auch in der heutigen Pegelvorschrift zu finden. Neben der Festlegung einer einheitlichen Skala (brandenburgische Werkfuß), einer Vorgabe zur Höhenlage des Pegelnullpunktes (2 Fuß unter dem niedrigsten Niedrigwasser) wurde auch die Vorgabe zur Führung einer gewässerkundlichen Statistik gemacht. Die Einführung des internationalen Meters und andere Erfahrungen führten zu einer Novellierung der Preußischen Pegelinstruktion. Am 14.09.1874 trat mit der „Instruktion über die Beobachtung und Zusammenstellung der Wasserstände an den Hauptpegeln“ eine modifizierte Pegelvorschrift in Kraft ([60], Seite 2). In anderen Ländern existierten ebenfalls Anweisungen über die Erfassung von Pegelbeobachtungen, deren Inhalt sich z.T. deutlich



Abbildung 29: Verschiedene Ausführungen der Pegelvorschrift aus den Jahren (v.l.n.r.) 1935, 1951, 1978, 1997.

Tabelle 7: Aufbau und Inhalte der Pegelvorschrift.

Abschnitt	Inhalt	Stand
Stammtext	Grundlagen und Definitionen	1997 [68]
Anlage A	Richtlinie für den Bau von Pegeln mit Anhang Pegelgeräte (Teil 1: Richtlinie, Teil 2: Pegelgeräte)	1988 [65]
Anlage B	Anweisung für das Beobachten und Warten der Pegel	1978 [63]
Anlage C	Anweisung für das Festlegen und Erhalten der Pegel in ihrer Höhenlage	1997 [67]
Anlage D	Richtlinie für das Messen und Ermitteln von Abflüssen und Durchflüssen	1995/1998 [66],[69]
Anlage E	Richtlinie für die Anwendung der elektronischen Datenverarbeitung im Pegelwesen	1978 [57]
Anlage F	Richtlinie für die digitale Erfassung, Speicherung und Fernübertragung von gewässerkundlichen Daten	1985 [33]

von der preußischen Vorschrift unterschied. Durch die preußische Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivelements wurde Anfang der dreißiger Jahre des letzten Jahrhunderts eine einheitliche Pegelvorschrift ausgearbeitet, die durch einen gemeinsamen Erlass des Reichsverkehrsministers und des Ministers für Ernährung und Landwirtschaft für das ganze damalige Reichsgebiet am 14. September 1935 in Kraft getreten ist [82]. Dieser ersten in ganz Deutschland gültigen Pegelvorschrift folgten 1952 [21], 1978 [64] und 1997 [68] weitere Modifikationen der Pegelvorschrift (Abbildung 29). Bei der aktuell gültigen Pegelvorschrift handelt es sich um eine von der *Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA)* herausgegebene Vorschrift, deren prinzipieller Aufbau in Tabelle 7 dargestellt ist.

Neben einem Stammtext werden in verschiedenen Anlagen oder Kapiteln die einzelnen Aspekte des Pegelwesens näher erläutert. Aus Sicht der Geodäsie ist dabei insbesondere die Anlage C von Bedeutung, da innerhalb dieser Anlage Regelungen zur Höhenlage des Pegelnullpunktes getroffen werden ([98], Seite 256).

Zum Beginn des Stammtextes wird auf die Wichtigkeit und Vielseitigkeit der Pegel verwiesen.

„Die Kenntnis der Wasserstände in den Gewässern ist Voraussetzung für nahezu jede hydrologische Arbeit und deren Umsetzung in die wasserwirtschaftliche Praxis. Die Wasserstände sind die Grundlage für die Durchflußermittlung. Nur die nach Pegelvorschrift betriebenen Pegel liefern vergleichbare Werte. Wasserstände und Durchflüsse dienen der Dokumentation des Istzustandes der Gewässer als Grundlage für fachübergreifende Betrachtungen von Ökosystemen.“ ([68], Seite 1)

Innerhalb des Anwendungskataloges stehen allgemeine Informationen für die Öffentlichkeit und für die Schifffahrt an erster Stelle bzw. Pegel dienen in erster Linie der Öffentlichkeit und der Leichtigkeit

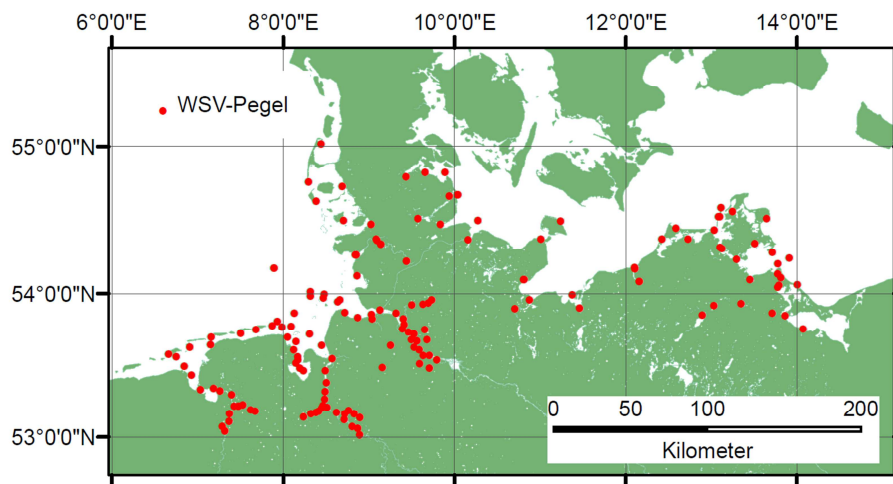


Abbildung 30: Standorte von Pegeln der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes.

und Sicherheit der Schifffahrt. Weiterhin bilden die Pegelbeobachtungen eine Steuerungsgrundlage für die Gewässerbewirtschaftung. Wissenschaftliche Anwendungen, wie etwa Analysen langfristiger Änderungen von Pegelbeobachtungen und Abflüssen aufgrund anthropogener und klimatischer Einflüsse sind hingegen im Aufgabenkatalog eher am Ende angesiedelt.

Nach Artikel 89 des Grundgesetzes ist der Bund Eigentümer der früheren Reichswasserstraßen, die er durch eigene Behörden (*Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes-WSV*) verwaltet. Der Bund ist demnach für die Schifffbarkeit der Seewasserstraßen bzw. der gekennzeichneten Bundeswasserstraßen und damit auch für die Leichtigkeit und Sicherheit auf den Bundeswasserstraßen zuständig. Zur Gewährleistung dieser Aufgaben bedient sich die WSV verschiedener baulicher Maßnahmen, zu denen auch die Pegel gehören.

Vor dem Hintergrund der primären Aufgaben wurden die Pegel im Verlauf der Zeit modifiziert bzw. Vorgehensweisen und Verfahren geändert, was bei Analysen von Pegelzeitreihen zu beachten ist. Die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes ist einer der größten Betreiber von Pegeln (Abbildung 30). Allein an den Küsten und Ästuaren betreibt die WSV über 160 Pegel, wobei über 100 Pegel in den tidebeeinflussten Ästuaren von Ems, Weser und Elbe installiert sind ([90], Seite 1).

Auf Pegelbeobachtungen werden die meisten für wasserbauliche und wasserwirtschaftliche Planungen und Maßnahmen sowie für gewässerkundliche Untersuchungen und Forschungen erforderlichen Grundwerte wie Geschwindigkeiten des Wassers, Abflüsse, Geschiebeführung usw. bezogen. Die Pegelbeobachtungen sollen mithin die ursprünglichsten und damit wichtigsten Grundwerte für alle Angaben auf dem Gebiete des Wasserswesens liefern. Damit stellen diese eine wichtige Grundlage für die Entscheidungsfindung dar ([59], Seite 46). Die Modifikationen der Pegelvorschrift (insbesondere der Anlage C) und die damit verbundenen unterschiedlichen Vorgehensweisen bei Höhenänderungen (aufgrund von Systemwechseln oder vertikaler Landbewegungen) hatten je nach Epoche unterschiedliche Anpassungen der Pegelnullpunkte zur Folge. Die Ableitung von langfristigen Veränderungen der Pegelbeobachtungen setzt daher eine Analyse der geodätischen Beobachtungen am Pegel und eine Korrektur von systematischen Einflüssen voraus. Aufgrund der sehr guten und nahezu lückenlosen Dokumentation ist es möglich, die geodätische Historie aufzuarbeiten und die Pegel für Forschungsaufgaben (z.B. Untersuchungen zu langfristigen Meeresspiegelvariationen) zu nutzen.

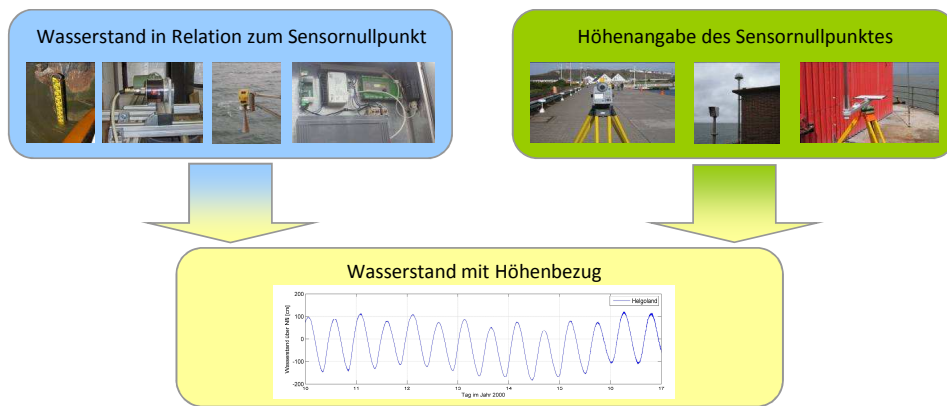


Abbildung 31: Darstellung der Zusammenhänge zwischen Wasserstandsbeobachtungen, geodätischen Pegelinformationen und Pegelbeobachtungen.

Nach der Pegelvorschrift sind Pegel Einrichtungen zur Erfassung von Wasserständen an oberirdischen Gewässern. Dabei ist zu beachten, dass es sich bei den Pegelbeobachtungen um Ergebnisse einer Sensorkette handelt (Abbildung 31). Pegelbeobachtungen (W_{Pegel}) setzen sich aus den Beobachtungen des eigentlichen Wasserstandssensors (Wasserstandsbeobachtungen W_{PNP}) in Relation zu dessen Nullpunkt und dem Höhenbezug des Nullpunktes (H_{PNP}) zusammen ([98], Seite 259). Der Nullpunkt wiederum kann auf die unmittelbare Umgebung bzw. einzelne Festpunkte, ein amtliches oder sonstiges Höhenreferenzsystem bzw. dessen Realisierungen bezogen sein. Diese Informationen werden im Rahmen dieser Arbeit unter dem Begriff „geodätische Pegelinformationen“ zusammengefasst. Im Folgenden werden die originären Wasserstände als *Wasserstandsbeobachtungen* und die Kombination der Wasserstandsbeobachtungen mit Höheninformationen des Pegelnullpunktes als *Pegelbeobachtungen* bezeichnet (Formel 39).

$$W_{\text{Pegel}} = W_{\text{PNP}} + H_{\text{PNP}} \quad (39)$$

Alle Elemente der Sensorkette sind systematischen und zufälligen Fehlern unterworfen. Nur durch die Analyse beider Teilaspekte können belastbare Analysen der Pegelzeitreihen erfolgen. Die folgenden Ausführungen beinhalten neben grundlegenden Informationen zu den Wasserstandskennzahlen (Abschnitt 3.3) Analysen der eingesetzten Wasserstandssensoren (Abschnitt 3.2) und Analysen der geodätischen Pegelinformationen (Abschnitt 3.4).

Wissenschaftliche Auswertungen von Pegelbeobachtungen, insbesondere Ableitungen langfristiger Änderungen (Zeitreihenanalysen) setzen Analysen aller, die Pegelbeobachtungen beeinflussenden Faktoren voraus. Neben den geodätischen Einflüssen können auch Bewegungen des Küstenvorfeldes (Änderung von Sandbänken, Prielen, etc.) oder anthropogene Änderungen (Vertiefung der Fahrrinne) die Tidecharakteristik bzw. die Pegelbeobachtungen und daraus abgeleitete Trends beeinflussen [23]. Letztere Einflüsse sind nicht Gegenstand der Geodäsie und werden im Folgenden auch nicht behandelt. Zu diesem Thema wurden von Seiten der Hydrologie viele Veröffentlichungen vorgenommen (z.B. [54],[23],[61]).

3.2 Pegel

3.2.1 Aufbau einer Pegelanlage

Innerhalb der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes kommen verschiedene Wasserstandssensoren (z.B. Lattenpegel, Pneumatikpegel, Schwimmpegel, Radarpegel usw.) zum Einsatz, die je nach Beobachtungssystem verschiedenen systematischen und zufälligen Fehlern unterworfen sind ([98], Seite 259). Nach der Pegelvorschrift wird ein Pegel wie folgt definiert:

„Pegel im Sinne dieser Vorschrift sind Einrichtungen zum Messen von Wasserständen oberirdischer Gewässer. An einem Pegel sind in der Regel auch Einrichtungen zur Ermittlung weiterer hydrologischer Größen vorhanden. Der maßgebende Teil des Pegels ist der *Lattenpegel*, der aus *Pegellatte* (fest installierte Messlatte) und mindestens drei *Pegelfestpunkten* besteht. Bauliche Einrichtungen und Geräte für die Aufnahme, Registrierung, Anzeige und Fernübertragung des Wasserstandes sowie Einrichtungen zum Messen weiterer hydrologischer Größen sind *ergänzende Einrichtungen* zum Pegel.“ [68]

Die aktuell gültige Pegelvorschrift gibt damit vor, dass ein Pegel zwar aus mehreren Wasserstandssensoren bestehen kann, maßgebend aber die Beobachtungen an Lattenpegeln sind. Dies hat zur Folge, dass auch in der heutigen Zeit kontinuierlich arbeitende Wasserstandssensoren als ergänzende Einrichtungen behandelt und immer so justiert werden, dass deren registrierte Wasserstände mit den an den Lattenpegeln abgelesenen Wasserständen übereinstimmen. Regelmäßig durchgeführte *Pegelkontrollen* stellen diesen Zustand sicher. Da im Rahmen der Pegelkontrollen die kontinuierlich erfassenden Wasserstandssensoren entsprechend eingestellt und nachträglich keine Korrektionswerte an die erfassten Wasserstandsbeobachtungen angebracht werden, entsprechen die Pegelkontrollen einer Justierung der ergänzenden Einrichtungen.

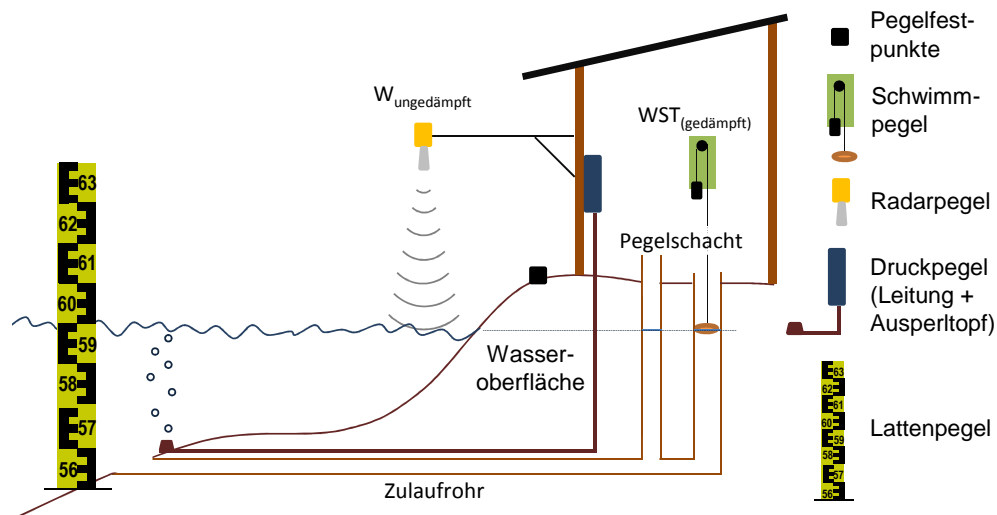


Abbildung 32: Schematische Darstellung des prinzipiellen Aufbaus einer Pegelanlage mit verschiedenen Wasserstandssensoren.

Seegang und andere Einflüsse verursachen lang- und kurzfristige Änderungen des Wasserstandes an der Oberfläche. Bauartbedingt ist es bei einigen Wasserstandssensoren nötig, insbesondere hochfrequente Variationen durch besondere bauliche Maßnahmen mechanisch zu eliminieren. Aus diesem Grund erfolgt eine Installation in einem Pegelschacht, der als mechanischer Tiefpassfilter fungiert und den Wasserstand mehr oder weniger stark dämpft bzw. hochfrequente Variationen eliminiert (vgl. Abbildung

Tabelle 8: Verfügbare Radar-Wasserstandsbeobachtungen am Pegel Leuchtturm Alte Weser.

Datenblock	Startdatum	Enddatum	Anzahl der Beobachtungen
Block 1	06.08.2009	09.12.2009	180035
Block 2	11.12.2009	24.02.2010	107944
Block 3	24.03.2010	05.05.2010	60474
Block 4	06.05.2010	07.06.2010	46122

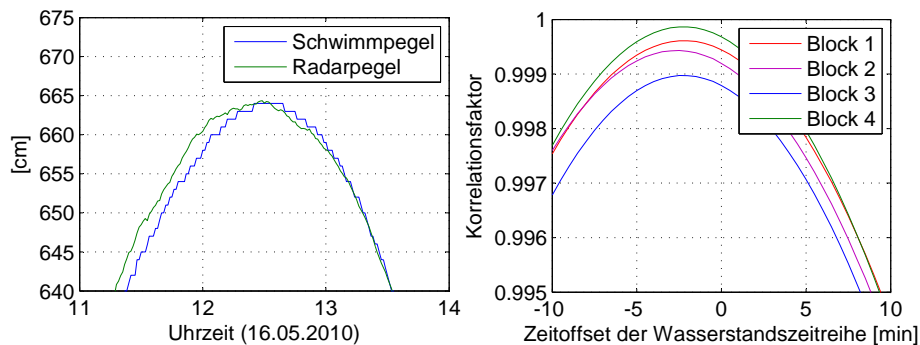


Abbildung 33: Darstellung der Wasserstände auf Basis von Radar- und Schwimmpegelbeobachtungen (links) und Korrelationsfaktoren als Funktion der Zeitoffsets beider Ganglinien am Pegel LT Alte Weser.

32). Der Pegelschacht bewirkt neben der Eliminierung hochfrequenter Variationen auch eine Verzögerung des Wasserstandes bzw. ein Nachlaufen des Pegels. Das Dämpfungsverhalten eines Pegelschachtes ist von verschiedenen Faktoren, wie etwa der Durchmesser und Tiefe des Zulaufrohres, dem Durchmesser des Pegelschachtes, des Bewuchses innerhalb des Zulaufrohres und dem Wasserstand abhängig. Nach dem „Manual on Sea Level“ [88] bzw. der Pegelvorschrift sollte der Pegelschacht einen Durchmesser größer 1m haben. Dabei bedingt das Verhältnis zwischen Durchmesser des Zulaufrohres und Pegelschacht die Filtercharakteristik des Pegelschachtes ([88], Seite 12).

Am WSV-Pegel Leuchtturm Alte Weser sind ein Radar- und ein Schwimmpegel installiert. Mit erstem kann der Außenwasserstand erfasst werden, während der Schwimmpegel den Wasserstand im Pegelschacht erfasst. Für die in Tabelle 8 dargestellten Zeiträume sind sowohl Radarpegeldaten als auch Schwimmpegeldaten verfügbar. Durch eine Vergleich beider Ganglinien (Abbildung 33) wird der Zeitversatz beider Ganglinien deutlich. Für eine Quantifizierung des Zeitversatzes wurde eine Ganglinie auf der Zeitachse verschoben und mit der zweiten Ganglinie korreliert. Aus Abbildung 33 wird ersichtlich, dass der Versatz beider Ganglinien 2.5 Minuten beträgt bzw. der Korrelationsfaktor bei einem Zeitoffset von 2.5 Minuten maximal wird. Unter der Annahme, dass die Zeitgeber beider Wasserstandssensoren synchronisiert sind, kann durch diesen Zeitversatz das Nachlaufen des Pegels beschrieben werden.

Sich daraus ergebenden Abweichungen im erfassten Wasserstand sind in erster Linie von dem Zeitpunkt innerhalb der Tide bzw. der Phasenlage und dem Tidenhub (Thb) abhängig. Die Ganglinien sind wesentlich durch die Gezeiten beeinflusst und beschreiben in erster Näherung eine harmonische Schwingung. Eine einzelne Tide kann näherungsweise durch eine um π phasenverschobenen Cosinus-Funktion mit einer Periodenlänge von etwa 745 Minuten und einer Amplitude, die halben Tidenhub entspricht (Formel 40), beschrieben werden.

$$W(t) = \left(-\frac{Thb}{2}\right) \cos\left(\frac{2\pi}{745}t\right) \quad (40)$$

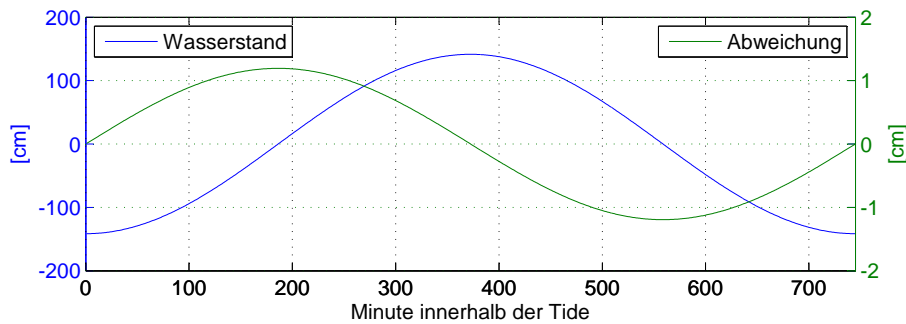


Abbildung 34: Pegelbeobachtungen über NHN und durch das Nachlaufen bedingte Abweichungen am Pegel LT Alte Weser.

$$\Delta W(t) = \left(\frac{Thb}{2} \right) \sin \left(\frac{2\pi}{745} \right) \Delta t \quad (41)$$

Der Anstieg und damit die Änderung des Wasserstandes pro Minute entspricht der ersten Ableitung nach der Zeit und damit einer Sinus-Funktion mit gleicher Wellenlänge (Formel 41). Daraus folgt, dass die größten Wasserstandsänderungen bei $\pi/2$ bzw. $3\pi/2$ und damit bei Mittelwasser zu erwarten sind. Im Fall des Leuchtturmes Alte Weser beträgt der mittlere Tidehub zwischen 1992-2011 283cm, was Änderungsraten von $\pm 1.2\text{cm/Min}$ (Abbildung 34) und damit durch das Nachlaufen bedingte Abweichungen von max. 3cm zur Folge haben kann.

3.2.2 Wasserstandssensoren

Lattenpegel

Bei der einfachsten Form eines Wasserstandssensors handelt es sich um einen Lattenpegel. Der Einsatz von Lattenpegeln wurde bereits in der Pegelvorschrift von 1810 angeordnet. Diese gab vor,

„daß an mehreren Orten Pegel, Wassermarquers, Wassermerkpfähle errichtet und die Wasserstände ununterbrochen beobachtet werden. Täglich zu einer bestimmten Stunde ist der Wasserstand am Pegel abzulesen und nebst Datum in eine gedruckte Tabelle einzutragen. Außerdem ist die Richtung des Windes aufzuschreiben und zugleich anzugeben, ob Regen, Schnee, Eisgang oder Eisstand (zugefrorener Strom) an diesem Tage gewesen ist“ ([60], Seite 1).

Auch heute stellt der Lattenpegel (Abbildung 35) eine Referenz für kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensoren (ergänzende Einrichtungen) dar. Bei den Ablesungen handelt es sich um manuell ausgeführte optische Ablesungen, deren Genauigkeit in erster Linie von den Fähigkeiten des Beobachters abhängig ist. Dieser hat neben Wellenbewegung auch Strömungen bzw. daraus resultierende Schwalleffekte bei der Ablesung zu berücksichtigen.

Druckpegel

Druckpegel erfassen den hydrostatischen Wasserdruck an einer bestimmten Stelle und wandeln diesen unter Nutzung von Dichteinformationen in eine Höhenangabe der Wassersäule über den Drucksensor



Abbildung 35: Lattenpegel am Rhein (Koblenz), Dukegat (Ems) und Norddeich (Nordseeküste).

bzw. einem Wasserstand über dem Drucksensor ($W_{\text{Druckpegel}}$) um (Formel 42).

$$W_{\text{Druckpegel}} = \frac{P_{\text{hydrostatisch}}}{\rho_{\text{Pegel}} g} \quad (42)$$

$$P_{\text{hydrostatisch}} = W_{\text{Druckpegel}} \rho_{\text{Pegel}} g \quad (43)$$

Druckpegel existieren in unterschiedlichen Bauweisen bzw. basieren auf unterschiedlichen Messprinzipien. Innerhalb der WSV werden für Pegelanwendungen häufig Einperlsysteme (Einperlpegel oder Pneumatic Bubble Gauges) verwendet. Bei dieser Methode wird Druckluft oder Stickstoff über eine dünne Messleitung in das Gewässer eingeperlt. Dies bedeutet, dass innerhalb der Messleitung der Druck soweit erhöht wird, bis dieser dem Wasserdruck am Ausperltopf entspricht. Hat sich dieser Zustand eingestellt, kann der Druck nicht weiter erhöht werden, da die Druckluft den Wasserdruck überwindet und am Ausperltopf entweicht. Der dann anliegende Druck wird erfasst bzw. in einen Wasserstand über dem Ausperltopf umgeformt. Alternativ kann der hydrostatische Wasserdruck direkt mit Drucksonden bzw. Druckmessdosen erfasst werden (vgl. Abbildung 36).

In beiden Fällen setzt sich der erfasste Wasserdruck aus dem hydrostatischen Wasserdruck, dem Staudruck (sofern eine Strömung anliegt) und dem Luftdruck über der Wasseroberfläche zusammen. Der Staudruck kann durch eine geschickte Platzierung der Drucksonde bzw. dem Ausperltopf eliminiert werden. Für den Ausgleich des Luftdruckes werden Druckausgleichskapillare genutzt.

$$P_{\text{Druckpegel}} = P_{\text{hydrostatisch}} + P_{\text{Luft}} + P_{\text{Stau}} \quad (44)$$

Der nach Formel 42 ermittelte Wasserstand ist neben dem hydrostatischen Druck auch von der Wasserdichte abhängig. Dies beinhaltet sowohl die Wasserdichte am Drucksensor als auch die Dichterverteilung innerhalb der Wassersäule über dem Drucksensor. Sofern die am Druckpegel eingestellte Wasserdichte von der Realität abweicht, hat dies fehlerhaft bestimmte Wasserstände zur Folge. Frühere Einperlsysteme arbeiten rein mechanisch und sind auf eine bestimmte Wasserdichte abgestimmt, wobei eine kontinuierliche Anpassung an die reale Wasserdichte nicht möglich ist (Aussage OTT-Messtechnik). Bei einer

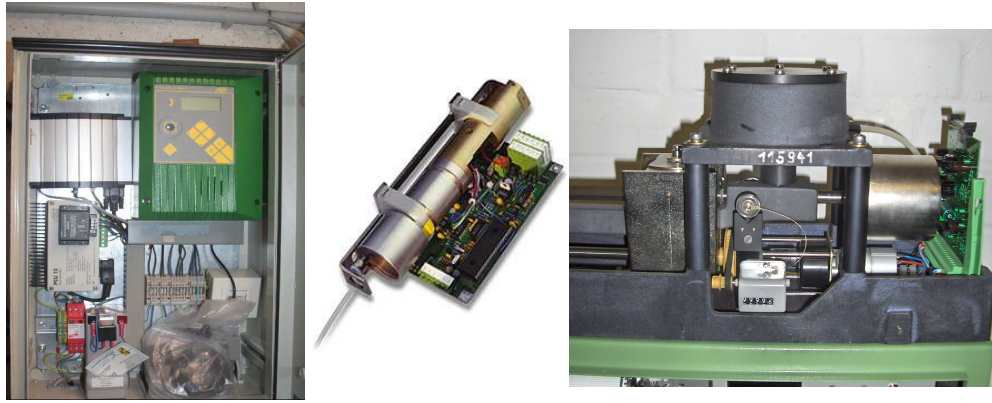


Abbildung 36: Im linken Bereich ist ein Druckpegel des Typs OTT CBS dargestellt. Die mittlere Abbildung zeigt einen Druckpegel vom Typ NIMBUS der Firma OTT und im rechten Bereich ist ein klassischer mechanischer Druckpegel dargestellt.

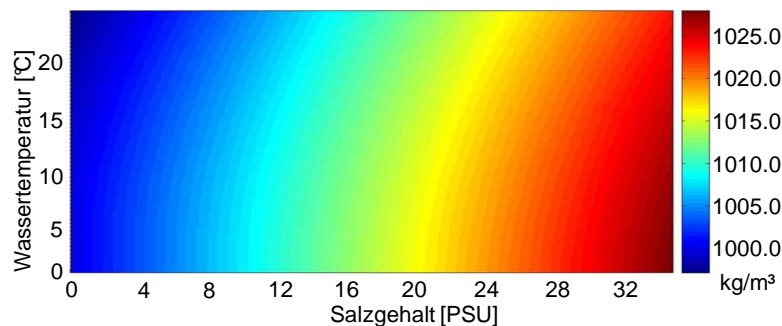


Abbildung 37: Darstellung des Zusammenhangs zwischen Wassertemperatur, Salzgehalt und Wasserdichte.

analytischen Betrachtung der Dichteabhängigkeit des Wasserstandes ergeben sich aus Formel 42 die Formeln 45 bzw. 46.

$$\frac{d}{d\rho} W_{\text{Druckpegel}} = \frac{P_{\text{hydrostatisch}}}{g} \cdot -\frac{1}{\rho_{\text{Pegel}}^2} \quad (45)$$

$$\Delta W_{\text{Druckpegel}} = \frac{P_{\text{hydrostatisch}}}{g} \cdot -\frac{1}{\rho_{\text{Pegel}}^2} \cdot \Delta\rho_{\text{Pegel}} \quad (46)$$

Die Wasserdichte ist im Wesentlichen von der Wassertemperatur [°C] und dem Salzgehalt abhängig (Abbildung 37). Der Salzgehalt wird häufig in der dimensionslosen Größe PSU ausgedrückt, wobei es sich dabei um ein Verhältnis zwischen der Salzmasse zur Wassermasse handelt. 16 PSU entsprechen demnach einem Salzgehalt von 1.6 Prozent oder 16kg/m³ Wasser. Im Jahresverlauf weisen beide Größen signifikante Änderungen auf, was Dichtevariationen zur Folge hat. Darüber hinaus ist die Wasserdichte nicht nur eine Funktion der Zeit sondern auch eine Funktion des Ortes. Mögliche Ursachen für Dichteänderungen können dabei sich ändernde Strömungen, meteorologische Einflüsse, Gezeiten und Süßwassereinträge sein. Insbesondere in den Ästuaren treten sehr große Dichteänderungen auf, da sich im Fall der Flut ein Salzwasserkeil unter das ausströmende Süßwasser des Flusses schiebt.

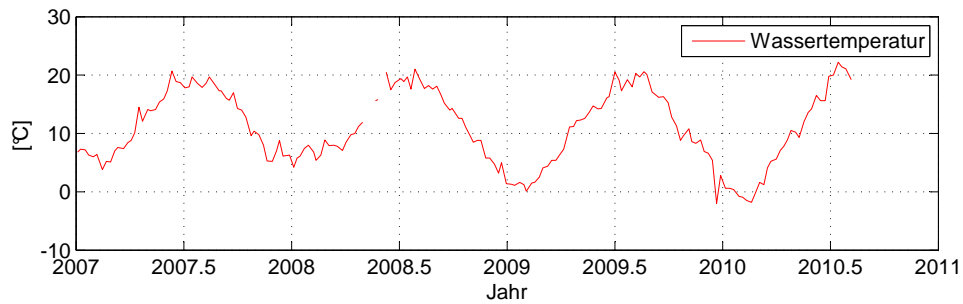


Abbildung 38: Beobachtungen der Wassertemperatur auf Norderney (Quelle: NLWKN-Niedersachsen).

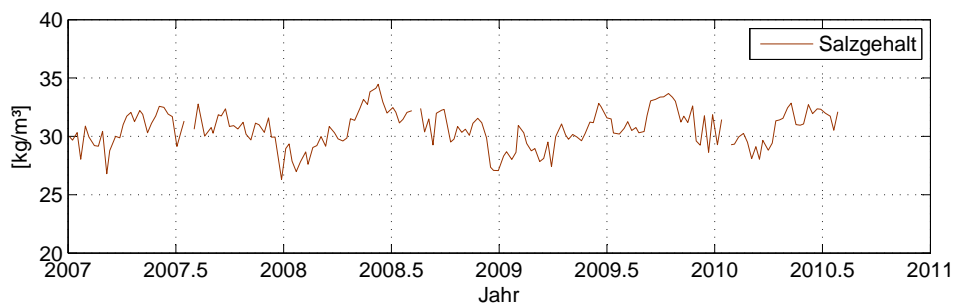


Abbildung 39: Salinität bzw. Salzgehalt der Beobachtungsstation Norderney (Quelle: NLWKN-Niedersachsen).

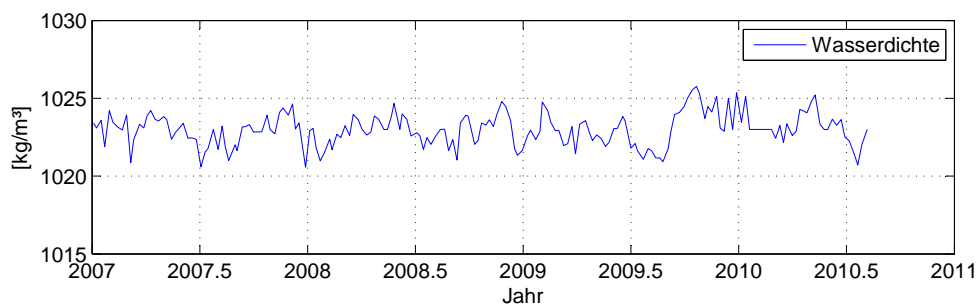


Abbildung 40: Wasserdichte der Beobachtungsstation Norderney (Quelle: NLWKN-Niedersachsen).

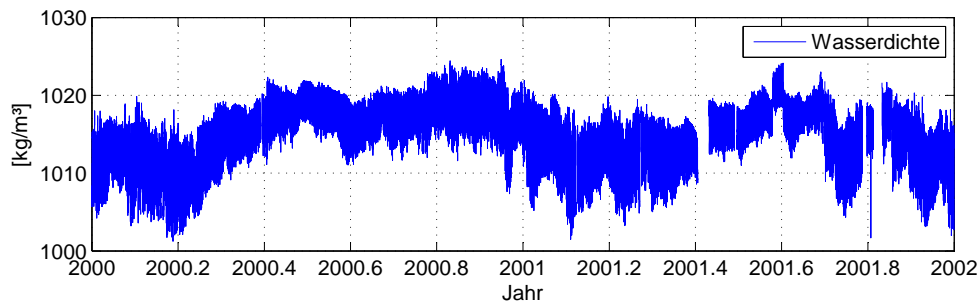


Abbildung 41: Wasserdichte der Beobachtungsstation Knock (Quelle: BfG).

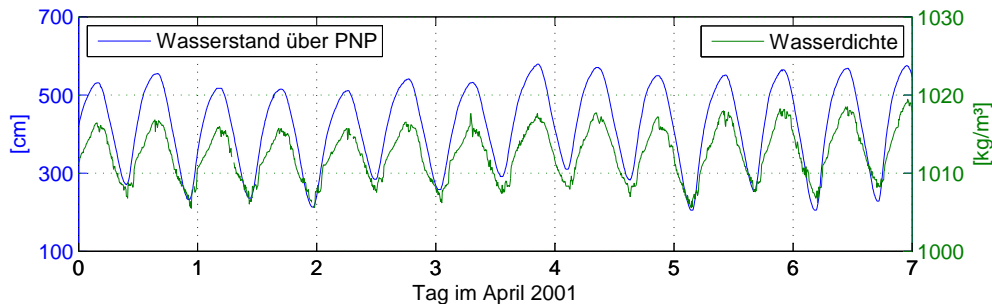


Abbildung 42: Darstellung der Wasserdichte und des Wasserstandes am Pegel Knock im April 2001 (Quelle: BfG)

In Abb. 38-40 sind für die Jahre 2007-2011 die Wassertemperatur, Salzgehalt und daraus resultierende Dichtevariation für den Pegel Norderney dargestellt. Im Ästuarbereich treten weitaus höhere Dichtevariationen auf. Exemplarisch sind entsprechende Angaben für den Pegel Knock in den Abbildungen 41 bzw. 42 dargestellt.

Exemplarisch für die Druckpegel der WSV wird an dieser Stelle der Pegel Norderney näher beleuchtet, der mit einem Einperlsystem ausgestattet ist (derzeit ein OTT CBS, Abbildung 36). Im Rahmen der regelmäßig ausgeführten Pegelprüfung wird das Einperlsystem so eingestellt, dass der erfasste Wasserstand der Realität entspricht, wobei entsprechende Pegelprüfungen in der Regel bei Mittelwasser (Wasserstand ca. 500cm über Pegelnull) ausgeführt werden. In Folge dessen erfasst der Druckpegel originär auch nur Druckdifferenzen gegenüber dem hydrostatischen Wasserdruck, der zum Zeitpunkt der Pegelkontrolle geherrscht hat. Diese Druckdifferenzen werden unter Nutzung von Dichteinformationen zu Wasserstandsunterschieden gegenüber des zum Zeitpunkt der Pegelprüfung eingestellten Wasserstandes überführt.

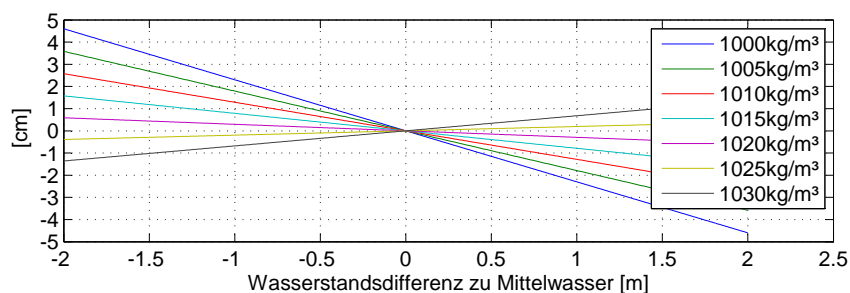


Abbildung 43: Differenzen realer Wasserstandsbeobachtungen zu Druckpegelbeobachtungen in Abhängigkeit der am Druckpegel eingestellten Wasserdichte.

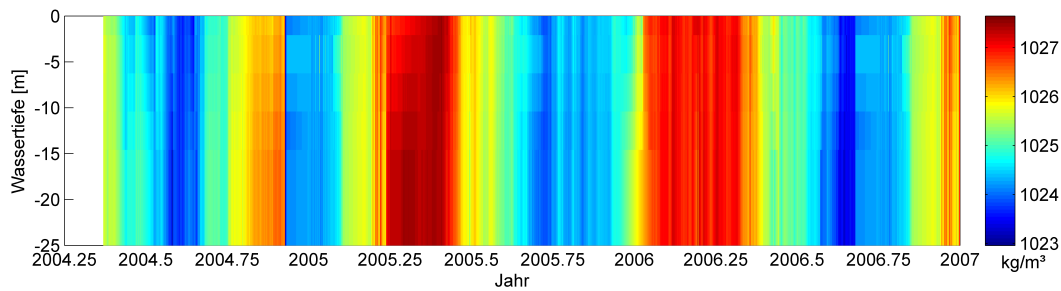


Abbildung 44: Wasserdichte als Funktion der Zeit und der Wassertiefe am Standort FINO-1 zwischen 2004 und 2007.

Auf der Herstellerseite des Pegels OTT CBS wurden bei den technischen Beschreibungen keine Angaben über eine Dichteerfassung gemacht¹. Auch frühere rein mechanische Systeme waren nur auf eine bestimmte Wasserdichte eingestellt. Bei einer angenommenen Installationstiefe des Ausperltopfes von 6m unter NHN ergibt sich zum Zeitpunkt des Mittelwassers bei einer angenommenen Dichte von 1023 kg/m^3 nach Formel 43 ein hydrostatischer Druck von $60213.8 \text{ kg/(m}^2\text{s}^2)$. Eine Änderung der Wassersäulenhöhe um 1.24m (=halber mittlerer Tidenhub für 2010 am Pegel Norderney) bewirkt eine Änderung des hydrostatischen Druckes von $12444.2 \text{ kg/(m}^2\text{s}^2)$. Je nach eingestellter Wasserdichte werden diese Druckänderungen als Wasserstandsänderungen interpretiert (Tabelle 9).

Tabelle 9: Wasserstandsänderungen und Differenzen der Änderungen zum Sollwert bei einer Änderung des hydrostatischen Druckes von $12444.2 \text{ kg/(m}^2\text{s}^2)$ (analog 1.24m bei einer Wasserdichte von 1023 kg/m^3).

angenommene Wasserdichte	1000	1005	1010	1015	1020	1023	1025	1030
res. Wasserstandsänderung	126,9	126,2	125,6	125,0	124,4	124,0	123,8	123,2
Differenz zum Sollwert (124cm)	-2,9	-2,2	-1,6	-1,0	-0,4	-0,0	+0,2	+0,8

Eine höhere Wasserdichte bedingt eine größere Druckdifferenz bei gleichen Wasserstandsänderungen (vgl. Tabelle 9). Werden bei der Umformung der Druckdifferenzen zu niedrige Wasserdichten angenommen, bedeutet dies eine Vergrößerung der am Druckpegel ermittelten Wasserstände. Am praktischen Beispiel Norderney bedeutet dies, dass bei einem auf Süßwasser eingestellten Druckpegel, welcher zum Zeitpunkt des Mittelwassers auf den korrekten Wasserstand eingestellt wird, die Scheitelwerte um etwa 2-3cm systematisch falsch bestimmt werden. Jedes Niedrigwasser wird zu tief und jedes Hochwasser zu hoch bestimmt (Abbildung 43).

Für die Ableitung von Wasserstandsbeobachtungen auf hoher See werden ebenfalls häufig Druckpegel eingesetzt. Aufgrund der hohen Wassertiefen wirken sich Dichteviationen bzw. falsche Dichteannahmen weitaus stärker aus, als dies bei Küstenpegel der WSV der Fall ist. Im Gegensatz zu Küstenpegeln ist eine Justierung gegenüber einer Referenz nicht möglich. Exemplarisch zu den daraus resultierenden Auswirkungen werden die Beobachtungen der Forschungsplattform FINO-1 näher beleuchtet. Die FINO-1 ist ca. 45km nördlich der Insel Borkum installiert und verfügt über eine Vielzahl unterschiedlicher Beobachtungssensoren. Im Umfeld der FINO-1 herrscht eine bei einer Wassertiefe von etwa 20m bezüglich des mittleren Springniedrigwassers [40].

Die FINO-1 ist neben einer Vielzahl meteorologischer Sensoren auch mit einem Druckpegel, Wassertemperatur- und Salzgehaltssensoren in unterschiedlichen Wassertiefen (aller 5m) ausgestattet.

¹ http://www.ott-hydrometry.de/web/ott_de.nsf/id/pa_produkte_cbs_techdata_d.html

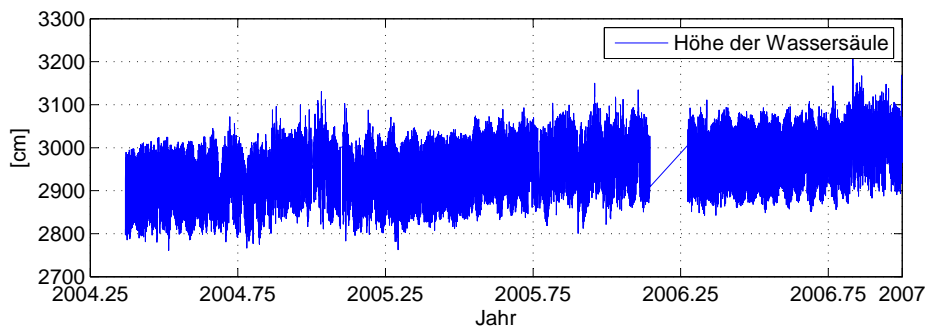


Abbildung 45: Darstellung der aus den Druckbeobachtungen resultierenden Höhe der Wassersäule über den Druckpegel FINO-1 (2004- 2007).

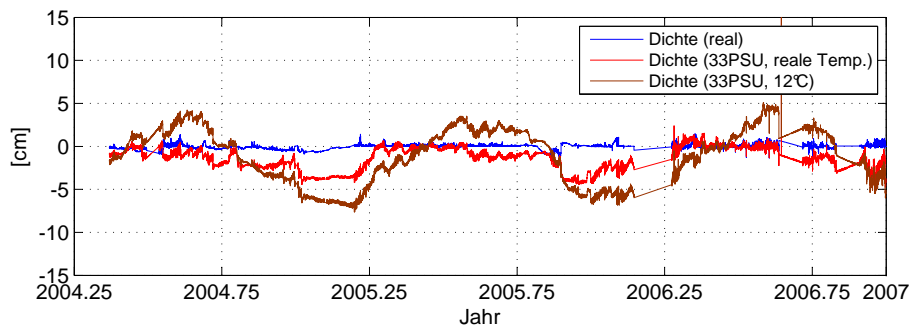


Abbildung 46: Darstellung der Differenzen gegenüber einem Wasserstand, für dessen Ableitung alle verfügbaren Dichteveränderungen (Wasserschichtung) genutzt werden.

Mit deren Hilfe lassen sich Dichteprofile entlang der Wassersäule und jährliche Dichteveränderungen erfassen. Aus Abbildung 44 wird deutlich, dass zwischen 2004 und 2007 die Dichteverteilung innerhalb der Wassersäule nahezu homogen war. Innerhalb der einzelnen Jahre schwankt die Wasserdichte an diesem Standort zwischen $1024\text{-}1027\text{kg}/(\text{m}^3\text{s}^2)$. Die unter Nutzung aller Dichteinformationen lassen sich aus den Druckbeobachtungen Wasserstandsangaben ableiten, die in Abbildung 45 dargestellt sind. Da auf der FINO-1 keine Höhenkontrollen des Pegelnullpunktes erfolgten bzw. diese nicht möglich sind, können sowohl Änderungen der Höhe des Nullpunktes (z.B. Aufgrund von Kolkungen) als auch reale Wasserstandsänderungen Ursachen für den scheinbaren Trend in Abbildung 45 sein. Darüber hinaus ist der Nullpunkt geometrisch nicht eingemessen, wodurch die Wasserstandsbeobachtungen für Vergleiche auf absoluter Ebene nicht genutzt werden können. In Abbildung 46 sind die Abweichungen dargestellt, wenn zur Ableitung des Wasserstandes

- nur die reale Dichte am Drucksensor
- eine Dichte, die sich aus der realen Wassertemperatur und einem fest eingestellten Salzgehalt ergibt
- eine konstante Dichte

genutzt wurde. Aufgrund der nahezu homogenen Dichteverteilung sind die Differenzen im ersten Fall relativ gering (einige mm). Da sich insbesondere der Salzgehalt zu Jahresbeginn ändert, ergeben sich in diesen Zeiträumen größere Abweichungen. Die Vernachlässigung von Dichteveränderungen führt zu Abweichungen von z.T. über 5cm. Je mehr Dichteinformationen zur Ableitung der von Wasserstandsbeobachtungen genutzt werden, umso näher liegen die abgeleiteten Wasserstandsbeobachtungen an den realen Wasserständen (Abbildung 45).



Abbildung 47: Darstellung der Elemente eines Schwimmpegels (v.l.n.r. Schwimmkörper, Pegel Koblenz (digitaler Abgriff), Pegel Koblenz (analoger Abgriff)).

Schwimmpegel

Im Küstenbereich werden sehr häufig Schwimmpegel eingesetzt. Bei diesen Geräten werden Vertikalbewegungen eines Schwimmkörpers und damit Änderungen des Wasserstandes erfasst. Der Schwimmkörper ist mit einem Seil, einem Lochband, einer Kette oder Ähnlichem und einem Gegengewicht verbunden und wird über eine Umlenkrolle geführt. Die resultierende Drehbewegung der Umlenkrolle wird als Vertikalbewegung des Schwimmers und damit als Wasserstandsänderung interpretiert (Formel 47). Frühere Geräte haben die Drehbewegung mechanisch erfasst und in Wasserstandsbeobachtungen überführt. Seit Ende des letzten Jahrhunderts sind Schwimmpegel im Einsatz, welche die Drehbewegung digital erfassen und rechnerisch in Wasserstandsbeobachtungen umsetzen.

$$\Delta W = \Delta\varphi \frac{2\pi r}{360^\circ} \quad (47)$$

Bei der mechanischen Umformung von Vertikalbewegungen ΔW des Schwimmkörpers in eine Drehbewegung der Umlenkrolle ($\Delta\varphi$) und der Erfassung dieser Bewegung treten verschiedene Fehlereinflüsse auf, die sich auf den abgeleiteten Wasserstand auswirken. Sofern das durch die Höhenänderung des Schwimmers aufgebraachte Drehmoment geringer als die interne Reibung des Systems ist, kann es zu Schlupf am Seil oder Band kommen, was eine Nichterfassung der Drehbewegung und damit fehlerhafte Wasserstandsbeobachtungen zur Folge hat. Darüber hinaus kann die Drehbewegung nur mit einer begrenzten Genauigkeit erfasst werden. Eine Umlenkrolle mit einem Radius von z.B. 0.15m hat einen Umfang von 0.471m. Dem entsprechend bewirkt eine Winkelunsicherheit von 1° einen Fehler von 2.6mm im erfassten Wasserstand (Formel 48).

$$\frac{d}{d\Delta\varphi} \Delta W = \Delta\varphi \frac{2\pi r}{360^\circ} \quad (48)$$

Neben der Umformung der Vertikal- in eine Drehbewegung ist der Schwimmkörper selbst möglichen Fehlereinflüssen unterworfen. Diese sind insbesondere sich verändernde Eintauchtiefen des Schwimmkörpers aufgrund einer Massenzunahme (z.B. durch Muschelbewuchs). Im Rahmen von Pegelkontrollen werden auch Schwimmpegel regelmäßig gegenüber einem Referenzpegel bzw. dem Lattenpegel justiert. Da eine Massenzunahme langsam bzw. schleichend erfolgt, wird dieser Effekt durch die regelmäßigen Justierungen kompensiert. Auch spielen Dichteveriationen keine entscheidende Rolle, da im Gegensatz

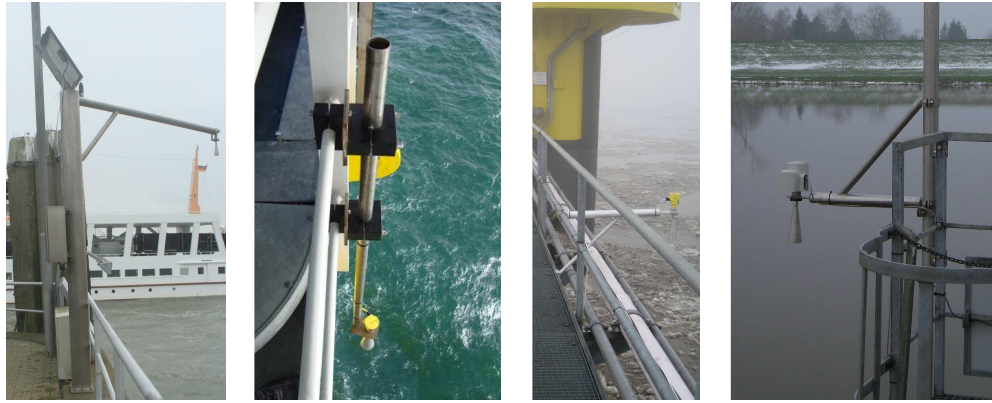


Abbildung 48: Radarpegel an unterschiedlichen Standorten (v.l.n.r. Norderney, FINO-3, Terborg und Weener).

zu Druckpegeln die Vertikalbewegung der Wasseroberfläche erfasst wird.

Radarpegel

Alle bisher vorgestellten Wasserstandssensoren stehen in direktem Kontakt zum Wasser. Dies bedingt einen erhöhten Wartungsaufwand, da insbesondere über längere Zeiträume Salzwasser die Beobachtungssensoren beeinflussen bzw. systematisch verfälschen kann (Korrosion, Muschelbewuchs am Schwimmer, Verkrustung bzw. Verstopfung der Einperlleitung usw.). Darüber hinaus verfügen einige Pegleinrichtungen wie etwa Schwimmpegel über einen Pegelschacht, der ebenfalls einer permanenten Pflege bedarf. Dies beinhaltet vor allem die Entfernung von unerwünschtem Bewuchs und die Verhinderung einer Versandung [9].

Berührlose Beobachtungsverfahren sind unabhängig von den oben genannten Einflüssen, reagieren je nach Beobachtungssystem auf andere Einflüsse. Typische berührlose Beobachtungsverfahren basieren auf Radar-, Ultraschall- oder Lichtmessungen. Ultraschallsensoren nutzen die Laufzeiten von an der Wasseroberfläche reflektierten Ultraschallsignalen. Die Laufzeit ist eine Funktion des Abstands zur Wasseroberfläche und der Schallgeschwindigkeit. Letztere ist von Temperatur, Luftfeuchte, Druck und Niederschlag abhängig, wodurch diese Größen mit erfasst werden müssten. Im Gegensatz dazu können diese Einflüsse bei Radarpegeln vernachlässigt werden ([88], Seite 19). Seit Ende des letzten Jahrhunderts werden Radarsensoren als Füllstandssensoren in der chemischen Industrie genutzt [9]. In dem BMBF Verbundprojekt „Grundlagenuntersuchungen zur Signalbildung von kommerziellen Radar-Füllstandssensoren im Bereich der schnellen Wasserstandsmessung im Küstenpegelwesen unter Einbeziehung der Eisbildung auf der Wasseroberfläche“² wurden von Seiten der BfG Untersuchungen durchgeführt, radarbasierte Füllstandssensoren gleichzeitig als Wasserstands- und Seegangssensoren zu nutzen. Eine Nutzung entsprechender Sensoren hätte zur Folge, dass keine mechanisch filternden Elemente (Pegelschächte) nötig wären, was neben einem Mehrnutzen (Seegangsinformationen) auch den Wartungsaufwand erheblich reduzieren würde. Wasserstands- und Seegangsinformationen lassen sich durch eine hochfrequente Abtastung der Meeresoberfläche ableiten. Die hierfür nötige Frequenz (die doppelte Frequenz der höchsten zu erfassenden Frequenz) wird von Radarsensoren erreicht bzw. die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Radarbeobachtungen basieren auf Beobachtungen mit 2Hz. Je nach Radargerät werden Beobachtungsimpulse abgestrahlt, reflektiert und empfangen (Pulsradar) oder die Oberfläche kontinuierlich mit linear ändernden Frequenzen beleuchtet. Durch eine Überlagerung von

² Grundlagenuntersuchungen zur Signalbildung von kommerziellen Radar-Füllstandssensoren im Bereich der schnellen Wasserstandsmessung im Küstenpegelwesen unter Einbeziehung der Eisbildung auf der Wasseroberfläche, Förderkennzeichen: 03 KIS 034

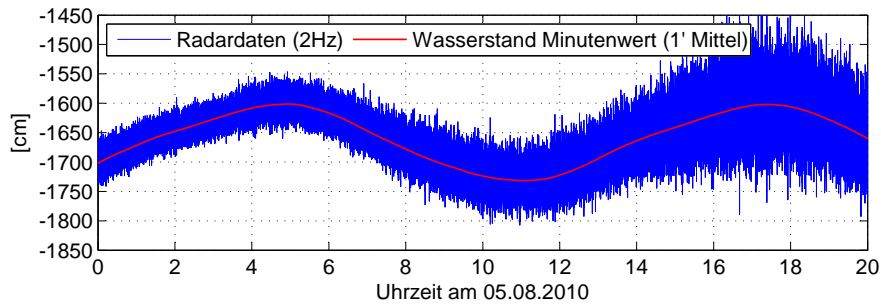


Abbildung 49: Hochfrequente und gefilterte (Mittelwert über 1 Minute) Distanzmessungen vom Radarpegel zur Wasseroberfläche auf FINO-1. Ursache der ansteigenden Amplitude der hochfrequenten Beobachtungen ist der zunehmende Seegang an diesem Tag.

Sende- und Empfangsfrequenz lassen sich Rückschlüsse auf die Signallaufzeit und damit auf den Abstand zwischen Radarsensor und Wasseroberfläche ziehen (FMCW-Radar).

Wie jedes Beobachtungssystem sind auch Radarpegel einer regelmäßigen Kalibrierung bzw. Justierung zu unterziehen. In [88], Seite 21 wird eine Kalibriermöglichkeit beschrieben, wonach in regelmäßigen Abständen ein Reflektor (dessen Abstand zum Radarnullpunkt exakt bekannt sein muss) in den Signalweg platziert wird, über diese Referenz Kalibrierwerte ermittelt und ggf. Korrekturen an die Wasserstandsbeobachtungen angebracht werden. Alternativ wäre es auch möglich, den Radarpegel in regelmäßigen Abständen gegenüber einer Referenz (z.B. Lattenpegel) zu justieren, was einer Adaption der bisherigen Vorgehensweise bei klassischen Pegeln innerhalb der WSV entspricht. Dieses Vorgehen entspräche auch der Pegelvorschrift, da nach dieser die Ablesungen des Lattenpegels entscheidend sind bzw. ergänzende Einrichtungen (unter diese Kategorie würden auch Radarpegel fallen) so zu justieren sind, dass die dort erfassten Wasserstandsbeobachtungen mit den Beobachtungen der ergänzenden Einrichtungen übereinstimmen.

Originäre Beobachtungsgröße des Sensors sind Laufzeiten und daraus abgeleitete Abstände ($DIST$) zwischen dem Radarpegel bzw. dem Radarnullpunkt und der Wasseroberfläche. Auf der Wasseroberfläche kann kein einzelner Zielpunkt definiert werden. Vielmehr ist der gemessene Abstand repräsentativ für eine mittlere Wasseroberfläche innerhalb eines Kreises (Footprint). Bedingt durch die zeitgleiche Beobachtung des Seegangs und des Wasserstandes mit einem Gerät sind zur Ableitung von Wasserstandsbeobachtungen Filterungen nötig, wobei verschiedene Tiefpassfilter genutzt werden können. Der trivialste Fall stellt eine einfache arithmetische Mittelwertbildung innerhalb eines vorgegebenen Intervalls dar. Für die Ableitung von minütlichen Abständen $DIST_{Min}$ ergeben sich bei einer Abtastrate von 2Hz 120 Einzelbeobachtungen (Formel 49). Neben einer arithmetischen Mittelwertbildung bieten sich gleitende Filter (gleitendes Mittel, Gauß-Filter usw.) oder eine Exponentialglättungsfilter an.

$$DIST_{Min} = \frac{\sum_{k=(Min-1) \cdot 120 + 1}^{Min \cdot 120} DIST_k}{120} \quad (49)$$

Da sich der Radarpegel und damit auch dessen Nullpunkt über der Wasseroberfläche befinden, sind die Distanzmessungen mit einem negativen Vorzeichen versehen. Dies bedeutet auch, dass die Vorzeichen der daraus abgeleiteten Tidekennzahlen z.T. ebenfalls vertauscht sind bzw. keine direkte Vergleichbarkeit mit Wasserstandsbeobachtungen anderer Pegel gegeben ist. Für die Auswertung von Distanzmessungen der Radarpegel sind diese immer mit Höhenangaben der Pegelnullpunkte zu kombinieren. Häufig sind innerhalb der Firmware eines Radarpegels Höhenangaben zum Nullpunkt des Radarpegels hinterlegt und die ausgegeben Werte sind auf diese Höhenangabe bezogen. Ist beispielsweise eine Höhenangabe

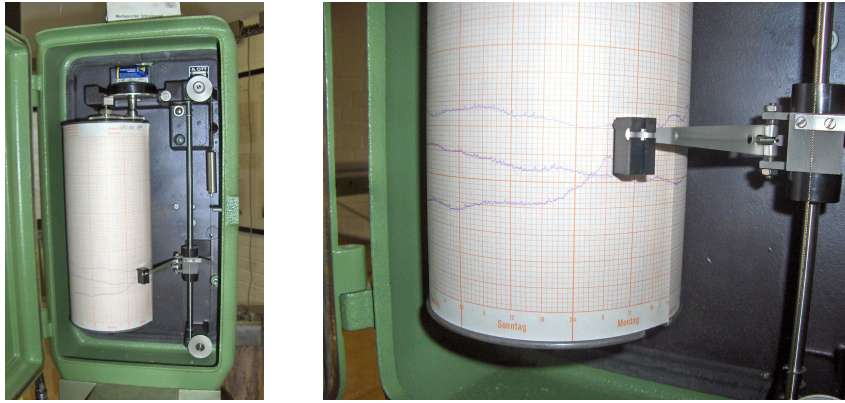


Abbildung 50: Darstellung eines mechanischen Trommelschreibers klassischer Bauart.

von 18m in Bezug auf NHN hinterlegt, ergibt sich bei einer Distanzmessung von -20m ein Wasserstand von -2m in Bezug auf NHN. Inwieweit die eingestellte Höhenangabe der Realität entspricht, ist bei Auswertungen von Radarpegeldata zu analysieren.

Datenregistrierung

Neben der Erfassung von Wasserstandsbeobachtungen über Sensornull ist auch die Datenregistrierung bei der Ableitung von langwelligen Meeresspiegelvariationen von Interesse. Aktuelle Systeme speichern die Daten digital im Maßstab 1:1 ab. Insofern kann die Datenregistrierung bei aktuellen Wasserstandsbeobachtungen vernachlässigt werden. Im Gegensatz dazu wurden historische Daten mit analogen Registriersystemen erfasst. Diese zeichneten Ganglinien dadurch auf, dass ein Pegelbogen mit einer konstanten Geschwindigkeit an einer Schreibfeder vorbeigeführt wurde. Häufig handelt es sich dabei um Trommel- oder Bandschreiber (Abbildung 50), welche die Wasserstandsbeobachtungen maßstäblich verkleinert auf Pegelbögen geplottet haben.

Die Pegelvorschrift gibt dabei vor, dass der Papiervorschub sowohl bei Trommel- als auch bei Bandschreibern 24mm/h zu betragen hat. Der Maßstab wird für das Tidegebiet auf 1:20 und für die Ostsee auf 1:10 festgelegt [69]. Dies hat zur Folge, dass mögliche Abweichungen der Schreibfeder maßstäblich vergrößert wurden. Ursachen hierfür können mechanische Reibung im System oder Blockaden einzelner mechanischer Bauteile sein.

Bei einer nachträglichen Digitalisierung von Wasserstandsbeobachtungen hat dies zur Folge, dass Ungenauigkeiten der Digitalisierung zu Abweichungen der Wasserstandsbeobachtungen sowohl im Eintrittszeitpunkt als auch im Wasserstand führen. Bei einem Vorschub des Trommelbogens von 24mm/h bewirkt eine Digitalisierungsungenauigkeit von $\pm 0.4\text{mm}$ eine Abweichung in der Eintrittszeit von 1 Minute. Die eigentlichen Wasserstandsbeobachtungen werden bei einem maßstäblichen Plot von 1:20 und einer Ungenauigkeit von 8mm erfasst.

3.3 Wasserstand und Tidekennzahlen

3.3.1 Tidekurve und Ganglinie

Für gezeitenbeeinflusste Gewässer ist die Form der Tidekurve (Ganglinie) ein kennzeichnendes Merkmal. Entspricht diese auf hoher See noch annähernd einer Sinuskurve, wird mit sie fallendem Abstand zur Küste hin deformiert. Überlagern sich gezeitenbeeinflusste Wasserstände auf See mit Süßwassereinträgen durch Flüsse, führt dies zu einer sehr ausgeprägten Deformation der Ganglinie. Exemplarisch sind in Abbildung 51 die Ganglinien dreier Nordseepegel und verschiedener Ästuarpegel in der Ems dargestellt.

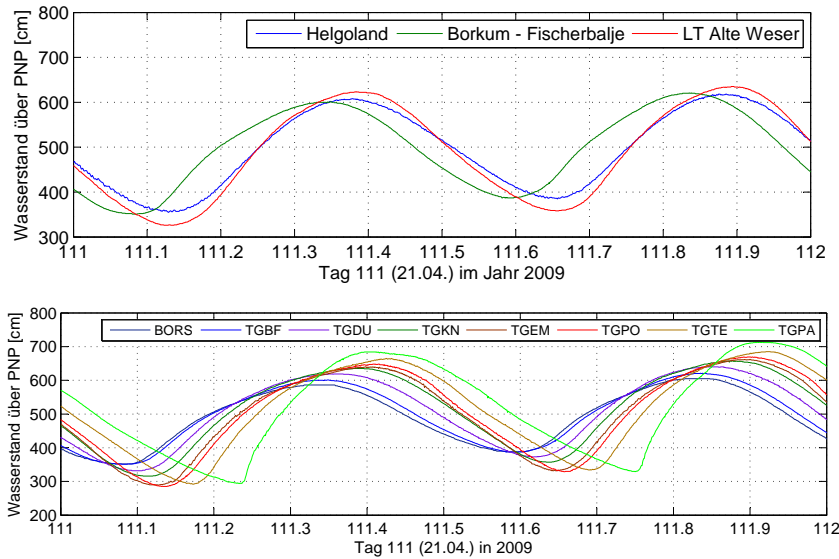


Abbildung 51: Wasserstand über Pegelnull (W_{PNP}) verschiedener Küstenpegel (oberer Bereich) und ausgewählter Pegel entlang des Ems-Ästuars (Abkürzungen siehe Tabelle 75).

Für die Charakterisierung der Ganglinien sind in der DIN 4049-3 verschiedene Tidekenngrößen definiert. Je nach Art der Kenngröße sind für deren Ableitung Scheitelwerte oder höher aufgelöste Wasserstandsbeobachtungen erforderlich. Seit Ende des letzten Jahrhunderts verfügen die Pegel der WSV über digitale Registriereinrichtungen, welche die Wasserstandsbeobachtungen mit einem Abtastintervall von einer Minute registrieren. Bis zur Einführung entsprechender Registriereinrichtungen erfolgte die Erfassung auf analogen Pegelbögen, deren Auswertung sich in erster Linie auf die Scheitelwerte beschränkt hat (vgl. Abschnitt 3.2). Eine umfassende Auswertung der Ganglinien fand aufgrund des hohen Aufwandes nur im Rahmen von Einzeluntersuchungen statt. In jüngster Vergangenheit erfolgte die nachträgliche Digitalisierung von Pegelbögen ausgewählter Pegel mit entsprechend umfassenderen Auswertungen der Tidekurven (KLIWAS³ Projekt 2.03).

3.3.2 Tidekennzahlen

Eine Übersicht der typischen Tidekennzahlen ist in Tabelle 10 dargestellt. Die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Kenngrößen können z.T. analytisch dargestellt werden, wobei sich *Tidestieg*, *Tidefall*, *Tidehub* (Thb) und *Tidehalbwasser* ($T1/2w$) aus den *Tidehochwasser* (Thw) und *Tideniedrigwasser* (Tnw) ableiten lassen.

³ Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt Entwicklung von Anpassungsoptionen-Ressortforschungsprogramm des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung

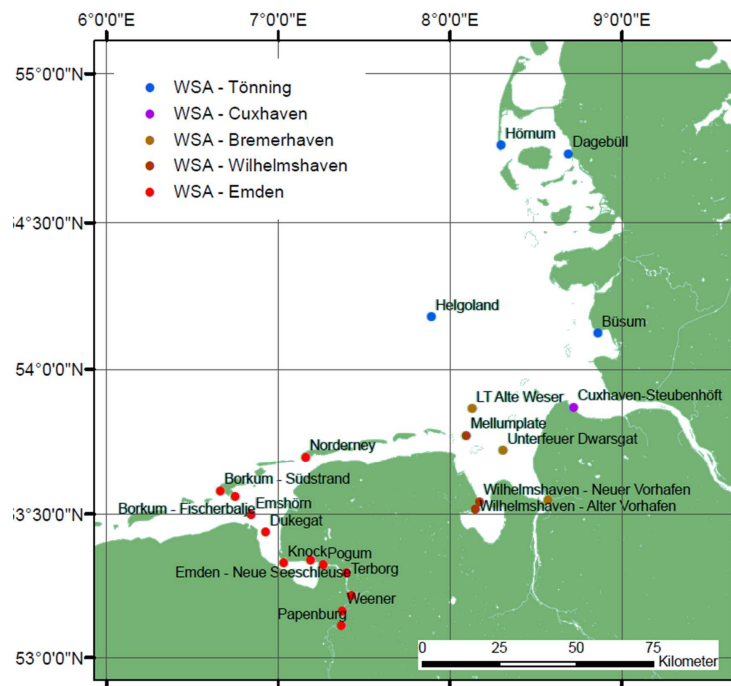


Abbildung 52: Standorte ausgewählter Pegel und die zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter im Bereich der Deutschen Bucht.

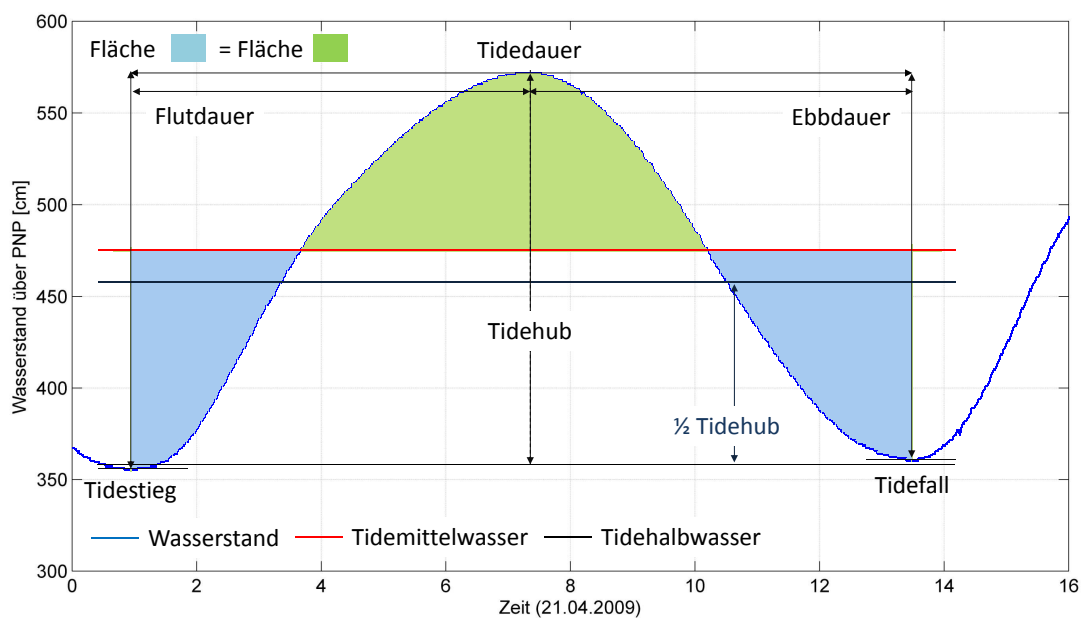


Abbildung 53: Schematische Darstellung der Tidekennzahlen nach DIN 4049-3.

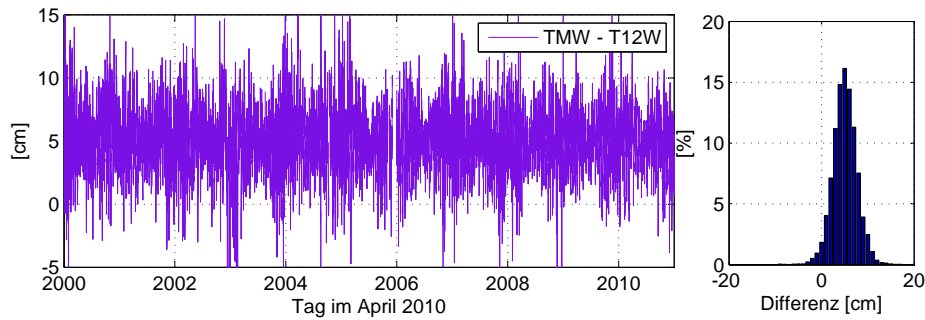


Abbildung 54: Exemplarische Darstellung von Differenzen und Häufigkeitsverteilung zwischen Tmw und T1/2w am Pegel Helgoland-Binnenhafen.

Für Untersuchungen säkularer Meeresspiegeländerungen werden neben Thw und T1/2w häufig auch *Tidemittelwasser (Tmw)* genutzt. Für das Tmw sind international Begriffe wie *Mean Water Level (MWL)* oder *Mean Sea Level (MSL)* gebräuchlich [11]. Im Gegensatz zu den oben genannten scheinwertbasierten Tidekennzahlen lassen sich Tmw nicht aus Scheitelwerten allein ableiten. Wie in Abbildung 53 dargestellt, ergibt sich das Tmw über eine Flächengleichheit über bzw. unter dem Tmw und der Ganglinie.

Bei einem Vergleich der Tmw gegenüber den T1/2w ist festzustellen, dass insbesondere bei Pegeln im Einflussgebiet von Süßwassereinträgen bzw. Ästuarpegeln große Differenzen zwischen beiden Wasserstandskennzahlen auftreten. Eine Ursache hierfür sind Deformationen der Tidekurve, welche beim Tmw, nicht aber beim T1/2w berücksichtigt werden. Neben den Abweichungen zwischen verschiedenen Tmw sind in Tabelle 12 und Abbildung 55 die mittleren Abweichungen zwischen Tmw und T1/2w verschiedener Pegel dargestellt. Exemplarisch sind die Differenzen für den Pegel Helgoland in Abbildung 54 abgebildet.

Aus analogen Pegelbögen ist eine direkte Ableitung des Tmw und damit auch des Mean Water Levels ohne größeren Aufwand kaum möglich. Aus diesem Grund wurden in der Vergangenheit einfache Verfahren zur Ableitung des Tmw eingesetzt. Der Zusammenhang zwischen dem mittleren Tmw und den aus Scheitelwerten abgeleiteten mittleren Thw und mittleren Thb wird über einem weiteren Parameter, den *k-Wert* hergestellt (Formel 50). Die Form der Tidekurve und damit auch der k-Wert sind sowohl Funktionen des Orts, als auch der Zeit (Abbildung 57). Änderungen der hydrologischen Verhältnisse haben im Allgemeinen auch Änderungen der Form der Ganglinie und damit des k-Wertes zur Folge.

$$k = \frac{mThw - mTmw}{mThb} \quad (50)$$

$$mTmw = mThw - k * mThb \quad (51)$$

$$Thb = Thw - \frac{Tnw_A + Tnw_B}{2} \quad (52)$$

$$T1/2w = \frac{Tnw_A + Tnw_B}{2} + \frac{Thb}{2} \quad (53)$$

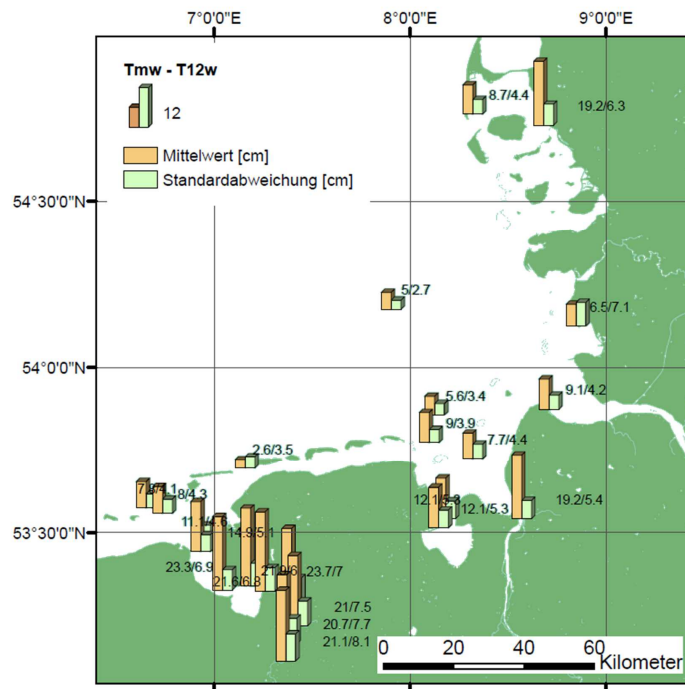


Abbildung 55: Darstellung der mittleren Differenzen/Standardabweichungen zwischen Tmw und T1/2w an ausgewählten Pegeln in Bereich der Deutschen Bucht.

Basis der Tmw sind die Minutenwerte innerhalb der jeweiligen Tide, d.h. alle Minutenwerte zwischen den Eintrittszeitpunkten zweier aufeinanderfolgender Tnw. Die in Abbildung 53 geforderte Flächen-gleichheit der Fläche unterhalb und oberhalb des Tidemittelwassers lässt sich durch das arithmetische Mittel aller Minutenwerte innerhalb einer Tide erreichen bzw. die Flächen zwischen dem arithmetischen Mittelwert und der Tidekurve sind gleich groß. Kurzfristige Ausfälle des kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensors haben Datenlücken zur Folge, was zu einer Verfälschung der abgeleiteten Tidemittelwasser führt. Im Rahmen der Ableitung des Tidemittelwassers wurde daher untersucht, welche Anzahl an Fehlminuten akzeptabel ist und wie groß die damit verbundenen Auswirkungen auf das abgeleitete Tidemittelwasser sind. Die größten Auswirkungen treten bei fehlenden Beobachtungen in der Nähe der Tidescheitel auf, da an diesen Stellen die Abstände zum arithmetischen Mittel am größten sind. Im Rahmen der Untersuchungen wurden für alle genutzten Pegel die vollständigen Tiden (d.h. alle Tiden ohne Datenlücken) des Jahres 2010 um jeweils 5, 10, 15, 20, 25 und 30 Minutenwerte im Bereich der Tnw gekürzt und auf Basis der gekürzten Zeitreihe erneut Tmw-Werte abgeleitet. Exemplarisch sind die Differenzen für den Pegel Helgoland in Abbildungen 56 grafisch dargestellt. Aus der Tabelle 11 geht hervor, dass für eine maximale Abweichung von 1cm gegenüber dem Tmw auf Basis aller Beobachtungen maximal fünf Beobachtungen fehlen dürfen. Die Ableitung der Tmw erfolgte daher unter der Nutzung entsprechender Grenzwerte.

Ableitungen von Tmw und damit auch Aussagen den k-Werten (Abbildung 57) sind im strengen Sinn erst ab 2000 möglich. Unter Nutzung des k-Wertes lassen sich mithilfe der Formel 51 mittlere Tmw aus den Scheitelwerten ableiten, wobei dieses Verfahren einen zeitlich invarianten bzw. stationären k-Wert voraussetzt. Im Rahmen des KFKI-Projektes AMSeL⁴ wurden Untersuchungen zur Modellierung des Mean Sea Levels in der Nordsee durchgeführt. Auf Basis minütlicher Wasserstandsbeobachtungen er-

⁴ AMSeL: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste, KFKI-Projekt Fördernummer 03 KIS 068

Tabelle 10: Definitionen ausgewählter Tidekennzahlen nach DIN 4049-3 (vgl. Abbildung 53).

Benennung	Zeichen	Einheit	Erklärung/Definition
Ganglinie			Folge von Wasserstandsbeobachtungen
Tidekurve			Ganglinie (vgl. DIN 4049-1) der Wasserstände im Tidegebiet
Mittlere Tidekurve			Ganglinie (vgl. DIN 4049-1) der arithmetisch gemittelten Wasserstände mehrerer Tidekurven für einen bestimmten Ort und eine bestimmte Zeitspanne
Tide (tide)			Ganglinie der Wasserstände zwischen zwei aufeinander folgenden Tnw
Tidehochwasser (hight water (level))	Thw	cm, m	Höchster Wert der Tidekurve zwischen zwei aufeinander folgenden Tnw
Tideniedrigwasser (low water (level))	Tnw	cm, m	Niedrigster Wert der Tidekurven zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tnw
Tidedauer		h,min	Dauer zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tnw
Tidehub (tidal range)	Thb	cm, m	Mittlerer Höhenunterschied zwischen Thw und den beiden benachbarten Tnw
Tidehalbwasser (half tide level)	T1/2w	cm	Wasserstand bei halben Tidehub
Tidemittelwasser (mean tide level)	Tmw	cm	Wasserstand der waagerechten Schwerelinie einer Tidekurve
Säkularer Anstieg der Wasserstände (secular rise)			Langfristige Erhöhung der Wasserstände im Meer gegenüber dem Land, bezogen auf eine Zeitspanne von 100 Jahren

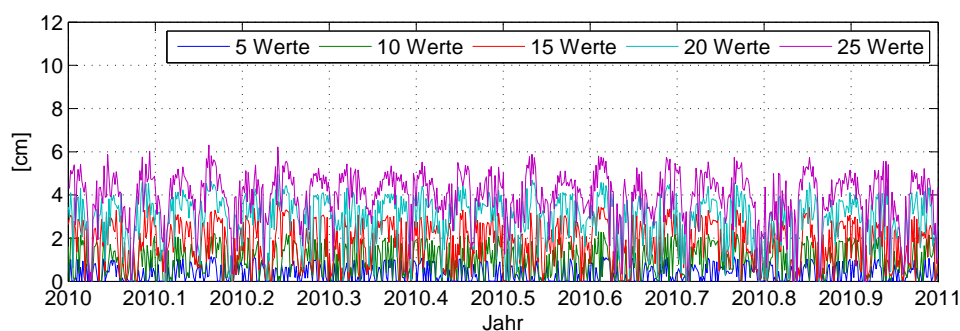


Abbildung 56: Resultierende Differenzen zwischen den wahren Tmw auf Basis aller Beobachtungen und Tmw auf Basis gekürzter Beobachtungszeitreihen am Beispiel des Pegels Helgoland-Binnenhafen. Die Kürzungen der Beobachtungen erfolgten im Bereich des Tnw, da zu diesem Zeitpunkt die größten Auswirkungen auf das resultierende Tmw zu erwarten sind.

Tabelle 11: Mittlere Differenzen realer Tmw gegenüber Tmw auf Basis einer gekürzten Ganglinie an verschiedenen Pegelstandorten, wobei die Kürzungen im Bereich der Tnw erfolgten.

Pegel	Differenz [cm]					
	-5 Werte	-10 Werte	-15 Werte	-20 Werte	-25 Werte	-30 Werte
Hörnum	0.4	1.1	2.2	3.2	4.0	4.9
Dagebüll	0.7	2.1	3.6	4.8	6.1	7.3
Helgoland-Binnenhafen	0.3	0.9	1.7	2.7	3.9	4.9
Büsum	0.5	1.2	2.2	3.5	4.8	6.0
Cuxhaven Steubenhöft	0.4	1.2	2.5	3.7	5.0	6.2
LT. Alte Weser	0.6	1.5	2.8	3.9	5.1	6.2
LT Mellumplate	0.6	1.7	3.1	4.3	5.6	6.8
Unterfeuer Dwarsgat	0.8	2.0	3.4	4.8	6.1	7.4
Borkum-Südstrand	0.5	1.3	2.4	3.4	4.3	5.2
Borkum-Fischerbalje	0.5	1.0	1.9	3.1	4.2	5.2
Wilhelmshaven	0.8	2.2	3.8	5.3	6.8	8.3
Bremerhaven	1.0	2.6	4.3	5.9	7.4	8.9

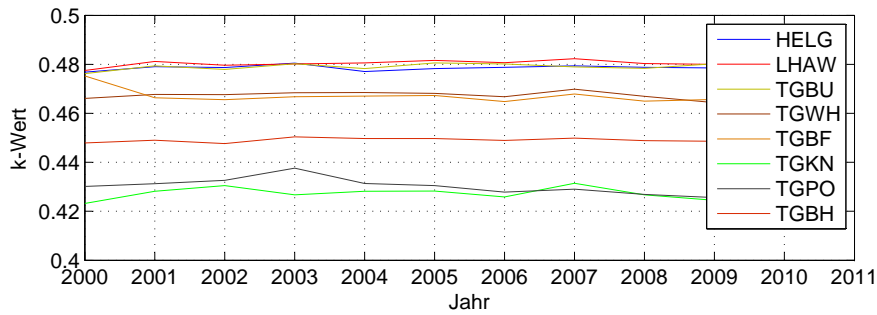


Abbildung 57: Zeitliche Variationen von k-Werten verschiedener Pegel.

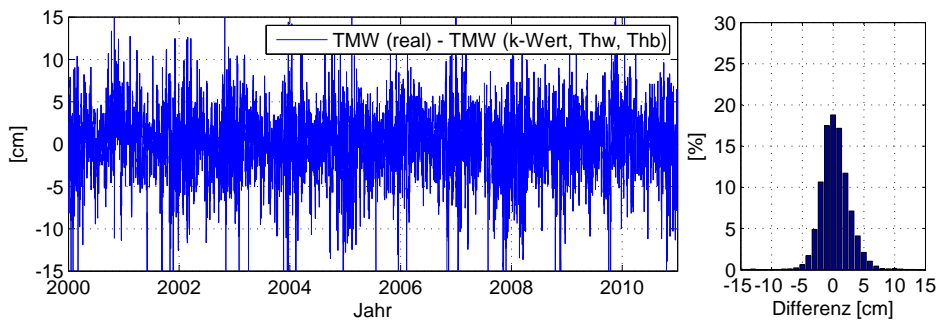


Abbildung 58: Resultierende Differenzen zwischen realen Tmw auf Basis von Minutenwerten und Tmw auf Basis der Thw, Thb und k-Werten (Formel 51, Pegel Helgoland-Binnenhafen).

folgte eine Ableitung der k-Werte und eine Analyse mithilfe dreier Stationaritätstests (2-dimensionalen Kolmogorov-Smirnov-Test, einen Sliding Window-Test und den Mann-Kendall-Test) ([53], Seite 20).

Ein Prozess wird als stationär angenommen, wenn dieser frei von Sprüngen, Trends und Periodizitäten ist ([53], Seite 20). Die aus dem Projekt ermittelten Ergebnisse sind in Tabelle 13 dargestellt. Aufgrund der relativ kurzen Zeitspanne mit verfügbaren minutlichen Wasserstandsbeobachtungen, konnten die Stationaritätstests nur für etwa 10 Jahre durchgeführt werden. Aussagen zu Änderungen des k-Wertes vor 2000 sind daher nicht möglich. Unter der Annahme, dass die k-Werte auch für den Zeitraum 1992-2000 als stationär behandelt werden können, lassen sich aus den Tidescheiteln auch mittlere Tmw für diesen Zeitraum ableiten. Sich ergebende Differenzen zwischen den realen Tmw und den Tmw auf Basis der Thw, Thb und k-Werte sind in Abbildung 58 für grafisch für den Pegel Helgoland-Binnenhafen und numerisch für eine Auswahl von Nordseepegeln in Tabelle 12 und Abbildung 59 (Mittelwert) dargestellt.

3.3.3 Phasenlagen innerhalb einer Tide

Im Untersuchungsgebiet weisen die Ozeangezeiten relativ große Amplituden auf, weshalb die reale Tide, insbesondere aber deren Phasenlage gesondert zu berücksichtigen ist. Der Tidenhub beträgt je nach Pegel bzw. Lage im Bereich der Deutschen Bucht mehrere Meter. Innerhalb einer Tide, deren Dauer durch zwei aufeinanderfolgende Tnw ($t_{Tnw-Start}$ und $t_{Tnw-Ende}$) definiert ist, lässt sich jeder Zeitpunkt relativ zu dem die Tide beginnenden Tnw $t_{Tnw-Start}$ beschreiben. Da die Dauer der Tide variieren können, bietet sich eine relative Beschreibung des Zeitpunktes t_x in Form einer Phasenlage von 0° - 360° an (vgl. Abbildung 60 bzw. Formel 54). Diese wird im Folgenden als *Tidephase* (φ) bezeichnet.

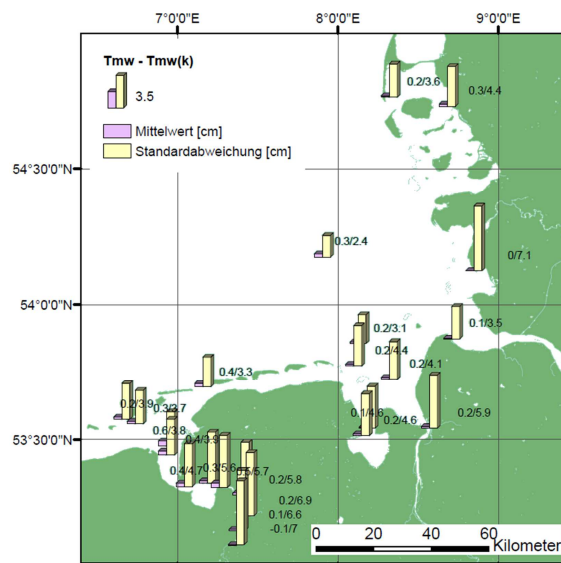


Abbildung 59: Mittlere Differenzen realer Tmw gegenüber Tmw auf Basis von Thb, Thw und k-Werten an ausgewählten Pegeln im Bereich der Deutschen Bucht.

Tabelle 12: Mittlere Differenzen realer Tmw und Tmw auf Basis der Thw, Thb und k-Werte, sowie mittlere Differenzen zwischen Tmw und T1/2w an verschiedenen Pegeln in der Deutschen Bucht.

Pegel	Tmw-Tmw (aus k,Thw,Thb)		Tmw-T12w	
	mittlere Abweichung [cm]	Standardabweichung [cm]	mittlere Abweichung [cm]	Standardabweichung [cm]
Hörnum	0.2	3.6	8.7	4.4
Dagebüll	0.3	4.4	19.2	6.3
Helgoland-Binnenhafen	0.3	2.4	5.0	2.7
Büsum	0.0	7.1	6.5	7.1
Cuxhaven Steubenhöft	0.1	3.5	9.1	4.2
LT. Alte Weser	0.2	3.1	5.6	3.4
LT. Mellumplate	0.2	4.4	9.0	3.9
Unterfeuer Dwarsgat	0.2	4.1	7.7	4.4
Borkum-Südstrand	0.2	3.9	7.8	4.1
Borkum-Fischerbalje	0.3	3.7	8.0	4.3
Wilhelmshaven	0.1	4.6	12.1	5.3
Bremerhaven	0.2	5.9	19.2	5.4
Norderney	0.4	3.3	2.6	3.5

Tabelle 13: Ergebnisübersicht der Stationaritätstests verschiedener Pegel nach dem Abschlussbericht des KFKI-Projekts AmSeL ([53], Seite 25). Aufgrund der langen Zeitreihen handelt es sich bei dem Pegel Wilhelmshaven um den Pegel Wilhelmshaven-Alter Vorhafen. Bei dem als Pegel Norderney bezeichneten Pegel handelt es sich um den Pegel Norderney-Riffgat.

Pegel	Zeitraum	Beurteilung des Verhaltens der Zeitreihe
Bremerhaven	1994-2008	stationär
Cuxhaven	1918-2008	stationär
	1997-2008	stationär
Dagebüll	1997-2008	stationär
Emden	2000-2008	stationär
Helgoland-Binnenhafen	1952-1990	stationär
	1997-2008	stationär
Hörnum	1999-2008	stationär
Husum	1999-2008	stationär
List	1996-2008	stationär
LT Alte Weser	1994-2008	stationär
Norderney	2000-2009	stationär
Wilhelmshaven	1950-1974	instationär
	2000-2008	stationär
Wittdün	1999-2008	stationär
Wyk	1994-2008	stationär

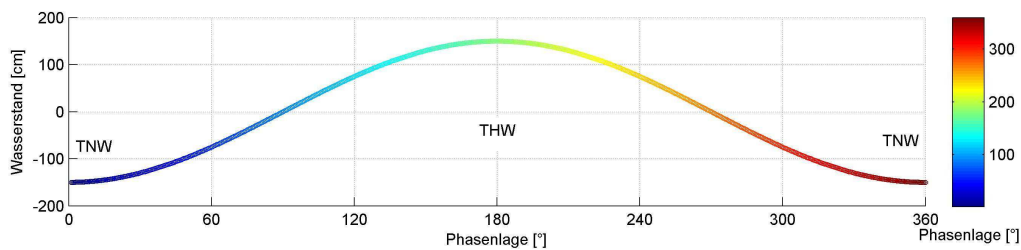


Abbildung 60: Darstellung von Phasenlagen innerhalb einer Tide.

$$\varphi_x = \left(\frac{t_x - t_{Tnw-Start}}{t_{Tnw-Ende} - t_{Tnw-Start}} \right) \cdot 360^\circ \quad (54)$$

Da die Tidewelle von West nach Ost in die Deutsche Bucht einläuft, treten Scheitelwerte zu unterschiedlichen Zeitpunkten ein bzw. je nach Position weist die Tide für einen identischen Zeitpunkt eine unterschiedliche Phasenlage auf (vgl. Abbildung 61). Idealerweise liegt das Thw genau zwischen beiden Tnw, was einer Phasenlage von 180° entsprechen würde. Praktisch weisen die Ganglinien der Pegel mehr oder weniger ausgeprägte Deformationen auf, weshalb die Phasenlage des Thw z.T. erheblich von 180° abweicht. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgt die Ableitung der Phasenlage über das Verhältnis zwischen dem zu betrachtenden Zeitpunkt, dem Zeitpunkt des ersten Tnw und der Tidedauer. Wird ein Zeitpunkt von 45 Minuten nach dem ersten Tnw betrachtet, ergibt sich bei einer Tidedauer von 745 Minuten ein Verhältnis von 0.60402 oder eine Phasenlage von etwa 21° .

Differenzen von Wasserständen an unterschiedlichen Orten setzten sich aus den Auswirkungen örtlich variierenden, nichtgravitativen Effekte und den Differenzen aufgrund der einlaufenden Tide zusammen. Der zuletzt genannte Anteil ist dabei zyklischer Natur. Die Differenzen der Wasserstände zwischen zwei Orten lassen sich damit als Funktion der Tidephase beschreiben. Mithilfe einer empirischen Schätzung können entsprechende phasenabhängige Korrekturen abgeleitet und die Auswirkungen somit korrigiert werden. Für entsprechende Schätzungen können die Differenzen zwischen Referenzwasserständen und

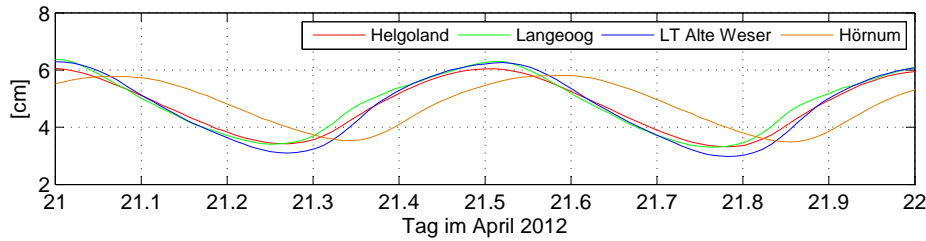


Abbildung 61: Exemplarische Darstellung von Ganglinien unterschiedlicher Pegel im Bereich der Deutschen Bucht. Die Pegel Helgoland, Langeoog und LT Alte Weser befinden sich im zentralen bzw. östlichen Bereich der Deutschen Bucht, während der Pegel Hörnum im nördlichen Bereich der Deutschen Bucht installiert ist.

Tabelle 14: Amtliche Höhe des Pegelnullpunktes und Standardabweichung der verbleibenden Differenzen nach einer Übertragung des Wasserstandes vom Pegel Helgoland zu den genannten Pegelstandorten. Die Übertragung erfolgte unter Nutzung von tidephasenabhängigen Korrekturen, welche mithilfe interpolierender Splines erstellt wurden (vgl. Abbildung 62).

Pegel	amtl. Höhe des Pegelnullpunktes [m]	Standardabw. verbleibender Differenzen [m]
Helgoland-Binnenhafen	-5.000	Referenz
Langeoog	-5.000	0.073
LT Alte Weser	-4.962	0.045
Hörnum	-5.000	0.139

Wasserständen an den zu bestimmenden Orten als Funktion der Phasenlage dargestellt und mithilfe geeigneter Funktionen approximiert werden.

Exemplarisch sind im Folgenden die Wasserstandsdifferenzen der Pegel Langeoog, LT Alte Weser und Hörnum gegenüber dem Referenzpegel Helgoland-Binnenhafen für den Zeitraum 2008-2010 dargestellt. Für jeden Beobachtungszeitpunkt erfolgte die Ableitung der Phasenlage und der Wasserstandsdifferenzen gegenüber Helgoland-Binnenhafen (vgl. Formel 55). Alle Wasserstandsbeobachtungen sind auf die amtlichen Pegelnullpunkte bezogen. Die resultierenden Phasenlagen und Differenzen sind in Abbildung 62 dargestellt. Es wird ersichtlich, dass alle Pegel eine mehr oder weniger ausgeprägte Phasenverschiebung aufweisen. Insbesondere der Pegel Hörnum weist eine starke Phasenverschiebung auf, was auf seine Lage (relativ weit nördlich) und die hydrologischen Umgebungsbedingungen zurückzuführen ist.

$$dW(t_x) = W_{Referenz}(t_x) - W_{Ziel}(t_x) \quad (55)$$

Für eine analytische Beschreibung der phasenabhängigen Wasserstandsdifferenzen sind verschiedene ausgleichende Funktionen denkbar. Im Rahmen dieser Arbeit werden interpolierende Splinefunktionen eingesetzt. Mithilfe dieser Funktionen ergeben sich für alle Phasenlagen Korrekturen (im Folgenden als *empirische Tidephasenkorrektur* bezeichnet), welche die tidebedingten örtliche Variation des Wasserstandes eliminieren. Die Standardabweichungen der verbleibenden Differenzen für die genannten Pegel und Zeiträume sind in Tabelle 14 dargestellt. Anhand des Beispiels wird ersichtlich, dass mithilfe von empirischen Tidephasenkorrekturen tidebedingte Wasserstandsdifferenzen an unterschiedlichen Orten reduziert werden können.

3.3.4 Konsistenz verfügbarer Wasserstandsbeobachtungen

Für Analysen langfristiger Meeresspiegeländerungen und Vergleiche mit Satellitenbeobachtungen in der Deutschen Bucht werden die minütlichen Wasserstandsbeobachtungen und die amtlichen Scheitelwerte

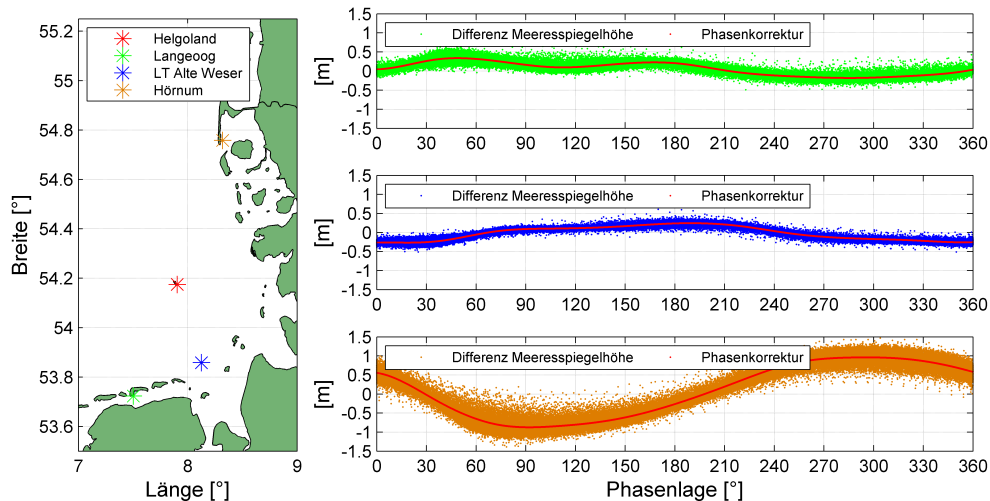


Abbildung 62: Wasserstandsdifferenzen (relativ zu Helgoland-Binnenhafen) als Funktion der Tidephase (von oben nach unten: Langeoog, LT Alte Weser und Hörnum) und daraus abgeleitete phasenabhängige Korrekturen auf Basis interpolierender Splines.

ausgewählter WSV Pegel genutzt (Abbildung 52). Eine Nutzung dieser Beobachtungen und die Kombination verschiedener, sowohl scheinwertbasierte als auch minutenwertbasierte Tidekennzahlen setzen konsistente Minutenwert- und Scheitelwertzeitreihen voraus. Mögliche Ursachen von Inkonsistenzen sind unterschiedlichen Zeitskalen (UTC, MEZ oder MWSZ) oder nur an eine Zeitreihe angebrachte rückwirkende Korrekturen systematischer Fehler (Abschnitt 3.4 bzw. 3.2). In der WSV und im Rahmen dieser Ausarbeitung liegen die Scheitelwerte ab 1935 bzw. dem Installationsdatum der Pegel und Minutenwerte ab dem 01.01.2000 in getrennten Zeitreihen vor.

Die amtlichen Scheitelwerte wurden früher manuell aus den Pegelbögen abgeleitet, wobei die Pegelbögen eine maßstäbliche Wiedergabe der Wasserstandszeitreihe darstellen. Daraus resultiert, dass die bei der Ableitung der Scheitelwerte unvermeidlichen Fehler maßstäblich vergrößert werden. Ein auf dem Pegelbogen um ein Millimeter falsch bestimmter Scheitelwert bedingt einen Fehler des Tidescheitels von real 15mm. Bereits ab 1991 gab es Versuche, durch einen Algorithmus eine automatische (und damit subjektiv unbeeinflusste Scheitelwernerkenntnis) zu realisieren (Kunz-Köves Verfahren). Dabei handelt es sich um ein semiautomatisches Verfahren, dessen Ansatz auf ausgleichenden Polynomen basiert ([97], Seite 1). Innerhalb eines Suchfensters um den vermutlichen Eintrittszeitpunkt (üblicherweise 45 Minuten) wird ein ausgleichendes Polynom (üblicherweise 7. Grades) ermittelt und der Scheitel des Polynoms als Tidescheitel dem Sachbearbeiter vorgeschlagen. Die Entscheidung über eine Annahme des Vorschlages oder manuelle Festlegungen trifft auch heute noch der Sachbearbeiter vor Ort. Sofern sich die Ganglinien innerhalb des Suchfenster vor und nach dem vermuteten Eintrittszeitpunkt symmetrisch verhalten (durch Süßwassereinträge, Windstau und andere Effekte unbeeinflusst), liefert dieses Verfahren gute Ergebnisse. Bei stark deformierten Ganglinien in den Ästuaren (Abbildung 52) sind diesem Verfahren Grenzen gesetzt. Darüber hinaus ergeben sich mit variierenden Fensterbreiten und Graden der ausgleichenden Polynome unterschiedliche Scheitelwerte. Exemplarisch sind in Abbildung 64 amtliche Scheitelwerte den Ergebnissen des Kunz-Köves Verfahrens gegenübergestellt.

Für die Untersuchung der Konsistenz wurden verschiedene Tests durchgeführt. Es handelt sich dabei im Wesentlichen um Vergleiche zwischen amtlichen Scheitelwerten und auf Basis des Kunz-Köves Verfahren abgeleiteten Scheitelwerten (Polynomgrad 5 und 45 Minuten Fensterbreite) bzw. den zum Eintrittszeitpunkt der amtlichen Scheitelwerte erfassten minütlichen Wasserstandsbeobachtungen. Bei letzterem erfolgte aufgrund hochfrequenter Variationen der minütlichen Wasserstandsbeobachtungen

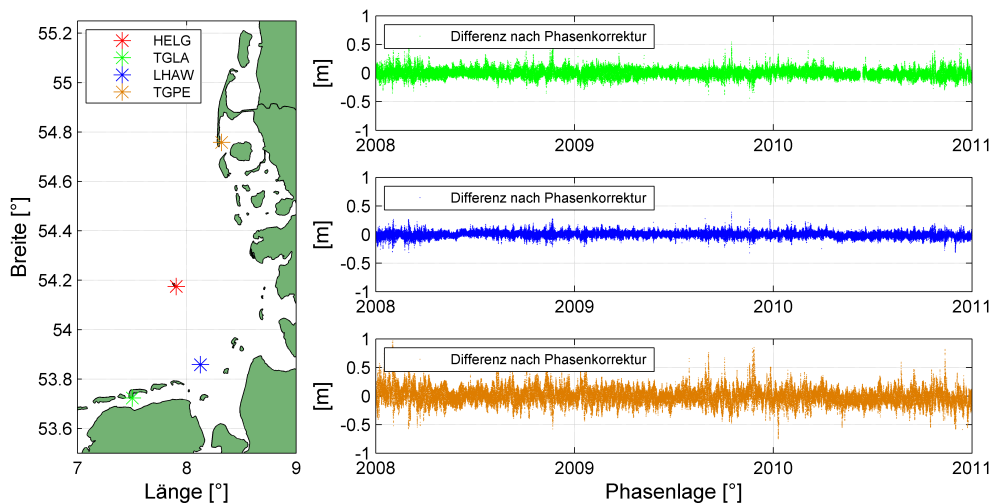


Abbildung 63: Verbleibende Differenzen nach Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur aus Abbildung 62.

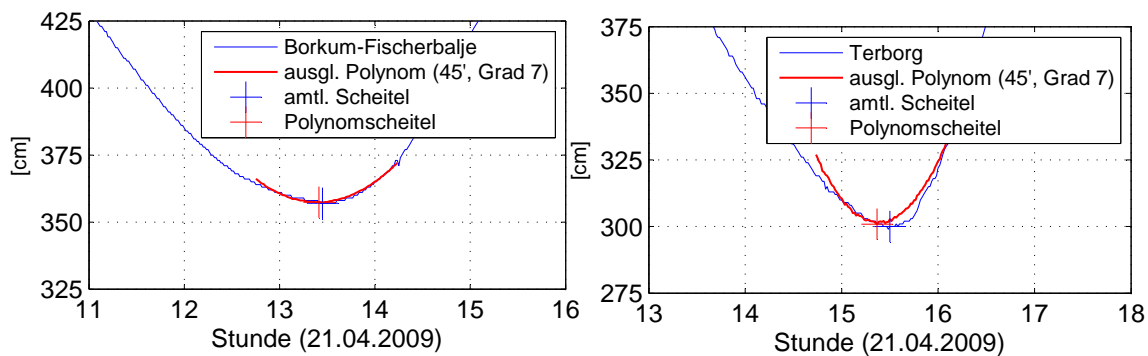


Abbildung 64: Gegenüberstellung amtlicher Scheitelwerte zu Scheitelwerten, welche auf Basis des Kunz-Köves Verfahren abgeleitet wurden.

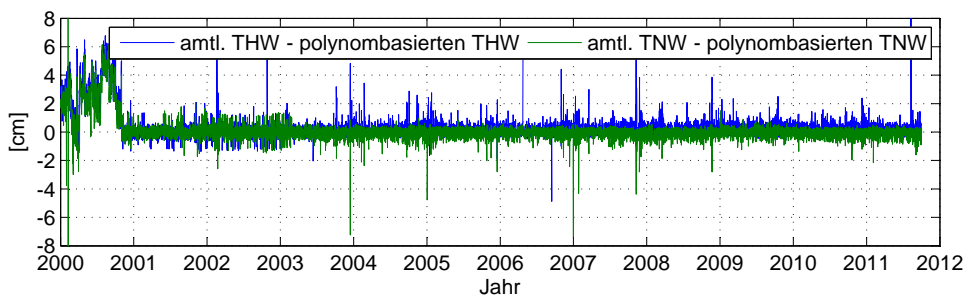


Abbildung 65: Differenzen zwischen Scheitelwerten auf Basis des Kunz-Köves Verfahrens und amtlichen Scheitelwerten am Pegel Borkum-Fischerbalje.

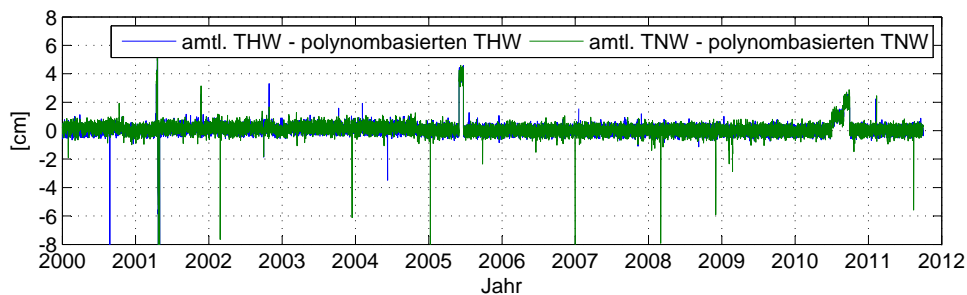


Abbildung 66: Differenzen zwischen Scheitelwerten auf Basis des Kunz-Köves Verfahrens und amtlichen Scheitelwerten am Pegel Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen.

Tabelle 15: Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte die Anbringung der dargestellten Korrekturen an die bereitgestellten minutlichen Wasserstandsbeobachtungen, wobei die Abfrage Beobachtungen Ende 2011 erfolgte. Es ist daher möglich, dass zwischenzeitlich Minutenwerte von Seiten des zuständigen WSA korrigiert wurden.

Pegel	von	bis	Offset [cm]
Helgoland-Binnenhafen	01.07.2008	01.10.2008	5.0
Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	01.06.2005 12:00	23.06.2005 00:00	3.5
Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	02.07.2010 00:00	31.08.2010 00:00	1.0
Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	31.08.2010 00:00	30.09.2010 00:00	2.0

ein Vergleich mit einem über 10 Minuten gemittelten Wasserstand.

Aufgrund der z.T. manuellen Ableitung der amtlichen Scheitelwerte sind Abweichungen zu erwarten, deren Größenordnung je nach Lage der Pegel und den damit verbundenen Deformationen der Ganglinie variieren. Exemplarisch sind die Ergebnisse für den Pegel Borkum-Fischerbalje in Abbildung 65 dargestellt. Typisch für die im Amtsbereich des WSA Emden gelegenen Pegel sind die hohen Abweichungen bis zum Ende des Jahres 2000. Ab diesem Zeitpunkt standen Minutenwerte zur Verfügung und semiautomatische Schätzverfahren für Tidescheitel wurden zur Unterstützung angewendet. Darüber hinaus weisen die Minutenwerte ab Ende 2000 eine geringere Streuung um eine gefilterte Ganglinie auf, was auf eine verstärkte Dämpfung in den Pegelschächten hinweist. Ein typisches Beispiel für die einseitige Anbringen von Korrekturen ist der Pegel Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen. An diesem Pegel wurden in 2010 die Scheitelwerte, nicht aber die Minutenwerte korrigiert (Abbildung 66, Stand Dez. 2011). Ursache der angebrachten Korrekturen war eine Schiffskollision und die damit verbundene Verschiebung der Pegelplatte. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in Tabelle 15 dargestellten Korrekturen an die Minutenwerte (Zeitpunkt der Datenabfrage: Dez. 2011). Alle übrigen Pegel weisen keine weiteren Inkonsistenzen auf.

3.4 Geodätische Pegelinformationen

3.4.1 Pegelnullpunkt und Pegelfestpunkte

Nach Abschnitt 3.1 setzen sich Pegelbeobachtungen aus den Wasserstandsbeobachtungen und dem Höhenbezug des Pegelnullpunktes zusammen (geodätische Pegelinformationen). Eine Ableitung langfristiger Wasserstandsänderungen in der Größenordnung einiger mm/Jahr setzt neben einer hydrologischen auch eine geodätische Auswertung voraus. Dies beinhaltet in erster Linie Analysen der Beziehung zwischen Pegelnullpunkt, Pegelfestpunkten und den genutzten Höhenreferenzsystemen/Realisierungen. Auftretende Veränderungen sind bei der Auswertung zu berücksichtigen, da diese andernfalls als Variation der Wasserstandsbeobachtungen interpretiert werden könnten. Treten beispielsweise großräumige

Landsenkungen auf, senkt sich der Pegel in gleichem Maße. Die an diesem Pegel registrierten Wasserstandsbeobachtungen weisen einen scheinbaren langfristigen Trend auf, der aber nur dadurch verursacht wird, dass sich der Pegel absenkt und damit tiefer in das Meer eintaucht. Entsprechende Einflüsse überlagern sich mit realen Meeresspiegeländerungen wodurch hydrologisch oder klimatisch bedingte Meeresspiegelvariationen nicht eindeutig nachgewiesen bzw. Änderungen fehlinterpretiert werden können (Abbildung 67).

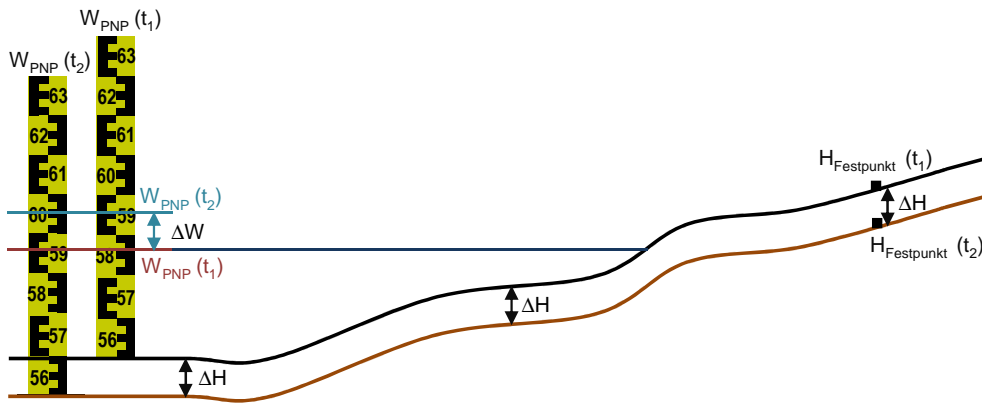


Abbildung 67: Schematische Darstellung der Auswirkungen von Höhenänderungen auf Pegelbeobachtungen und damit verbundene scheinbare Änderungen (ΔW).

Alle Wasserstandsbeobachtungen sind direkt oder indirekt auf die Pegellatte bezogen bzw. diese fungiert als Referenz für eine Justierung der kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensoren (Abschnitt 3.2.1). Da es aufgrund äußerer Einflüsse zu Verschiebungen der Pegellatte und damit auch des Nullpunktes kommen kann, ist dessen Höhenlage gegenüber einzelnen *Pegelfestpunkten* (*PFP*) (mind. drei, vgl. Abbildung 68) abgesichert. Die aktuelle Pegelvorschrift gibt diesbezüglich vor, dass die Pegelfestpunkte der höhenmäßigen Kontrolle der Pegellatte und der Messmarke für die Lotvorrichtung dienen. Darüber hinaus sollen die Pegelfestpunkte die Vertikalbewegungen der näheren Umgebung des Pegels repräsentieren [67]. Bereits in der preußischen Pegelinstruktion von 1810 wurde darauf verwiesen, dass eine nivellitische Einmessung des Pegelnullpunktes in Relation zu einem massiven Höhenfestpunkt zu erfolgen hat, um bei einer Beschädigung der Pegellatte diese und damit auch deren Nullpunkt rekonstruieren zu können ([98], Seite 260).

„Wird ein Pegel durch irgendeinen Umstand beschädigt oder vernichtet, so verlieren die vieljährigen Beobachtungen ihren Wert, wenn man nicht den verlorenen Nullpunkt desselben wieder auffinden kann. Es muß daher, sobald der Pegel gesetzt ist, durch ein Nivellement ausgemittelt werden, die tief der Nullpunkt desselben unter irgend einem entfernten unverrückbar festen Punkt liege, etwa einem bestimmten Punkte eines massiven Stadttors, einer Kirche und dergleichen. Diese Ausmittlung muß in den Oberbaudeputations- und Regierungsakten aufbewahrt werden, damit hiernach zu jeder Zeit ein verlorener Pegel wieder ersetzt werden kann.“ ([32], Seite 66)

Wasserstandsbeobachtungen über dem Nullpunkt der Pegellatte können in Pegelbeobachtungen in Relation zu den Pegelfestpunkten (W_{PFP}) umgeformt werden, indem die zum Zeitpunkt der Wasserstandsbeobachtung gültige Höhendifferenz zwischen den Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt angebracht wird (Formel 56). Dadurch ist es auch möglich, die oben genannten Änderungen der Pegellatte zu berücksichtigen (Abbildung 69).

$$W_{PFP} = W_{PNP} - \Delta h_{soll} \quad (56)$$



Abbildung 68: Pegelfestpunkt am Pegel Papenburg.

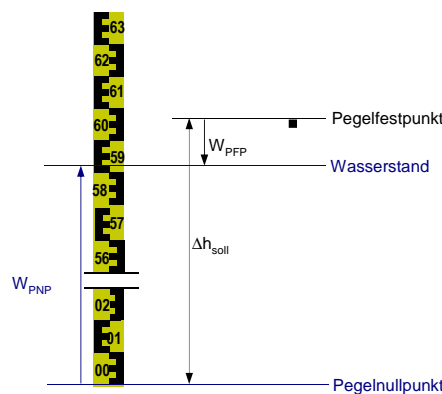


Abbildung 69: Schematische Darstellung des Wasserstandes über Pegelnull (W_{PNP}) und in Bezug auf einen Pegelfestpunkt (W_{PFP}).

Im Rahmen der erstmaligen Installation eines Pegels im Küstenbereich werden vor dessen Einrichtung die Höhendifferenzen zwischen Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt theoretisch festgelegt, wobei z.T. Vorgaben zur Höhenlage des Pegelnullpunktes existieren. Im Küstenbereich gibt die Pegelvorschrift vor, dass bei einer erstmaligen Einrichtung eines Pegels die Sollhöhenunterschiede so zu wählen sind, dass die Höhenlage des Pegelnullpunktes einen Betrag von -5.000m relativ zu NN bzw. NHN aufzuweisen hat [67]. Folglich werden vor dem Aufbau einer Pegelanlage Pegelfestpunkte installiert, deren Höhen relativ zu NN bzw. NHN bestimmt und anschließend die Höhenunterschiede zum Pegelnullpunkt festgelegt. Die so festgestellten Höhenunterschiede werden als *Sollhöhenunterschiede* Δh_{soll} bezeichnet und beschreiben die *Solllage* des Pegelnullpunktes. Bei dem eigentlichen Pegelnullpunkt handelt es sich damit um einen virtuellen Punkt, der nur über Sollhöhenunterschiede definiert wird. Im Rahmen der Installation wird die Pegellatte so installiert, dass die Höhendifferenzen zwischen den Pegelfestpunkten und dem Nullpunkt der Pegellatte dieser Festlegung entsprechen und damit die reale Höhenlage des Pegelnullpunktes seiner Sollage entspricht ([98], Seite 260).

Das erstmalige Festlegen der Sollhöhenunterschiede wird nach der aktuell gültigen Pegelvorschrift als *Festlegung des Pegels* bezeichnet [67]. Eine Änderung der Sollhöhenunterschiede (z.B. als Folge neuer Pegelfestpunkthöhen) wird hingegen *Fortführung der Sollhöhenunterschiede* genannt. Generell gilt, dass mithilfe der Sollhöhenunterschiede die Höhenlage des Pegelnullpunktes in Relation zu den Pegelfestpunkten und damit auch zur näheren Umgebung des Pegels hergestellt wird (Abbildung 69). Da die Sollage und damit auch die Höhe des Pegelnullpunktes nur über die Sollhöhenunterschiede definiert ist, existiert keine Sollage gegenüber einer Realisierung des Höhenreferenzsystems (z.B. NN oder NHN), wohl aber eine Höhenangabe des Pegelnullpunktes bei Sollage [59]. Diese Unterscheidung ist insofern für geodätische und hydrologische Anwendungen von hoher Wichtigkeit, da darin noch einmal unter-

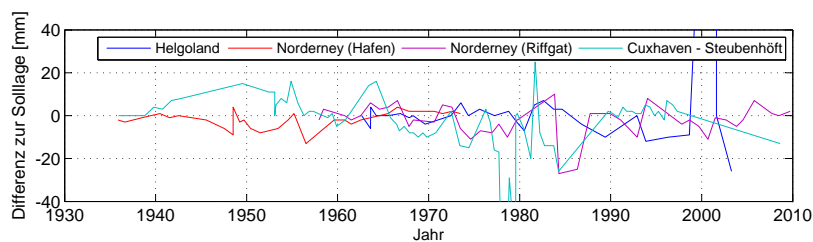


Abbildung 70: Abweichung der Pegellatten verschiedener Pegel gegenüber der über Sollhöhenunterschiede definierten Solllage.

Tabelle 16: Auswirkung von Wasserstandsänderungen auf Pegelfestpunkthöhen (Anmerkung: Der Inhalt der Tabelle wurde 1:1 aus [79], Seite 17 übernommen. Dies beinhaltet auch die Widersprüche zwischen dem Produkt der Wasserstandsänderungen (mm/m) und den Wasserstandsänderungen)

Pegel	Beobachtungspunkte		Δh [mm]	Verschiebungen Wasserstandsänderung [m]	je m Wasser- standsänderung [mm/m]
	von	nach			
Husum	225RH	A	2.4	3.64	0.7
List	58RH	A	4.1	1.82	2.3
Cuxhaven	315RH	C	5.3	2.90	2.0
		A	B	5.1	2.99
Wilhelmshaven	B13	F	5.4	3.36	1.6

strichen wird, dass die Höhenangaben der Pegelnullpunkte nur als Funktion der Sollhöhenunterschiede zu betrachten sind bzw. einzig die Sollhöhenunterschiede Pegelnullpunkte definieren ([98], Seite 260).

Alle im Rahmen dieser Ausarbeitung genutzten Pegel gehören der WSV. Zu dieser zählen neben den WSÄ auch das BSH. Die WSV führt für alle Pegel, die in deren Zuständigkeitsbereich fallen im Intervall von ein bis zwei Jahren ein als *Prüfung der Höhenlage* bezeichnetes Nivellement durch. Im Rahmen dieses Nivellements werden für jeden Pegel aktuelle Höhendifferenzen zwischen den Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt ermittelt und diese mit den Sollhöhenunterschieden verglichen. Wird bei diesen Prüfungen eine Fehllage der Pegellatte festgestellt, so ist diese bei Überschreitung eines Grenzwertes (im Binnenbereich $\pm 10\text{mm}$, im Küstenbereich $\pm 20\text{mm}$) zu korrigieren. Praktisch bedeutet dies, dass die reale Höhenlage der Pegellatte bei Überschreitung von Grenzwerten mechanisch auf deren Solllage zurückgeführt wird ([98], Seite 261). In Abbildung 70 sind die Fehllagen von Pegellatten ausgewählter Pegel über einen größeren Zeitraum dargestellt. Es war und ist demnach vorschriftskonform, dass insbesondere im Küstenbereich Pegellatten über mehrere Jahre hinweg eine Fehllage max. $\pm 20\text{mm}$ aufweisen, was systematische Verfälschungen der Zeitreihe zur Folge haben kann. Im Falle einer Überschreitung der Grenzwerte werden neben einer mechanischen Korrektur der Pegellatte auch Wasserstandsbeobachtungen rückwirkend korrigiert. Entsprechende Vermerke sollten in den Pegelakten bzw. den Pegelstambüchern eingetragen sein. Die Akten über die Prüfungen der Höhenlagen sind seit 1935 nahezu komplett bei der BfG bzw. den zuständigen WSÄ vorhanden. Dem entsprechend können ab 1935 auch Aussagen zu den realen und festgelegten Höhendifferenzen zwischen den Pegelfest- und Pegelnullpunkten getroffen bzw. Wasserstandsbeobachtungen über Pegelnull (W_{PNP}) in Pegelbeobachtungen relativ zu den Pegelfestpunkten (W_{FP}) abgeleitet werden ([98], Seite 271).

Bei der Analyse von Daten ist zu beachten, dass der Wasserstand auch Auswirkung auf die Höhenlage der Pegelfestpunkte haben kann. Je nach Art und Gründung der Pegelfestpunkte können sich deren Höhen mit dem Wasserstand ändern. Bereits 1937 wurde von Seiten der Landesanstalt für Gewässerkunde für die Pegel Husum, List, Wilhelmshaven und Cuxhaven (vgl. Abbildung 71) entsprechende Untersu-

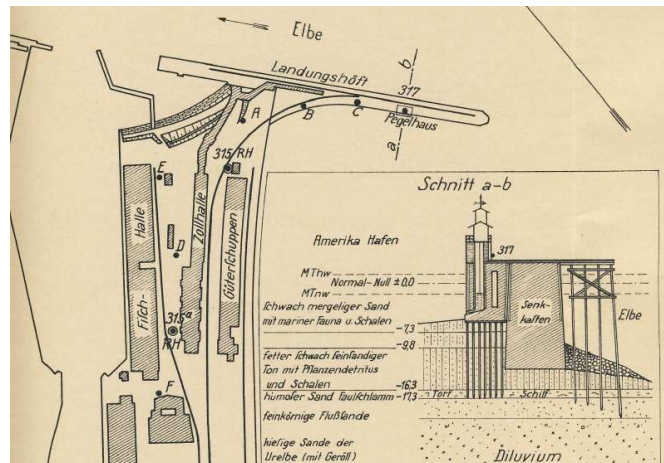


Abbildung 71: Lage der in Tabelle 16 dargestellten und für die Untersuchung aus genutzten Festpunkte des Pegels Cuxhaven Steubenhöft (Entnommen aus [79])

chungen durchgeführt und dieser Sachverhalt bestätigt ([79], Seite 17). Demnach führt ein steigender Wasserstand zu einer Senkung des Festpunktes und ein fallender Wasserstand zu einer Hebung des Festpunktes ([79], Seite 7). Die im Rahmen dieser Untersuchung durchgeführten Nivellementsbeobachtungen ergaben die in Tabelle 16 dargestellten Höhenvariationen. Von den Auswirkungen waren (wenn auch im geringeren Umfang) auch tief vermarkte Rohrfestpunkte betroffen. Da diese Beträge nicht unerheblich sind, wurde damals die Empfehlung ausgesprochen, Anschlussmessungen und Prüfungen der Höhenlage nur bei gleichen Wasserständen (z.B. Tidemittelwasser) durchzuführen. Anhand der Akten ist nicht immer nachvollziehbar, bei welchem Wasserstand Anschlussmessungen oder Prüfungen der Höhenlage durchgeführt wurden. Fehllagen aufgrund der genannten Vertikalbewegungen können somit nicht ausgeschlossen werden.

3.4.2 Anschlussmessungen an das amtliche Höhenreferenzsystem

Die Sollhöhenunterschiede beschreiben nur eine lokale Höhenlage des Pegels relativ zu seiner näheren Umgebung und haben ohne weitere Informationen keinen näheren Bezug zu Realisierungen der übergeordneten Höhenreferenzsysteme. Um auch eine übergeordnete Vergleichbarkeit der Pegel herzustellen, gibt die Pegelvorschrift vor, dass in regelmäßigen Abständen *Anschlussmessungen* das DHHN und damit an die aktuelle Realisierung des amtlichen Höhenreferenzsystems zu erfolgen haben. Mithilfe dieser Nivellements werden die Höhendifferenzen $\Delta h_{\text{Anschluss}}$ zwischen einzelnen Anschlusspunkten der Landesvermessung und den Pegelfestpunkten ermittelt und damit Höhenangaben der Pegelfestpunkte in einer zum Zeitpunkt der Beobachtung gültigen Realisierung des Höhenreferenzsystems der Landesvermessung bestimmt. Unter Nutzung der Sollhöhenunterschiede lassen sich damit auch Höhen der Pegelnullpunkte relativ zu dem diesem System bestimmen⁵ (Formel 57). Eine Kombination aus den Wasserstandsbeobachtungen über dem Pegelnullpunkt, den Sollhöhendifferenzen und den Höhenangaben der Pegelfestpunkte (Formel 58) ermöglicht die Ableitung von Pegelbeobachtungen relativ zu bestimmten Realisierungen des amtlichen Höhenreferenzsystems der Landesvermessung (Abbildung 72). Aufgrund des in Relation zur gesamten Erde sehr regionalen Charakters des Deutschen Haupthöhennetzes werden die so ermittelten

⁵ Die Aufgabe des 1891 gegründeten Büros für Hauptnivellements bestand darin, einen homogenen Höhenbezug für die Bundeswasserstraßen zu schaffen. Seit 1894 existierte ein solch homogener Raumbezug (NN-Altes System), jedoch hatten die Pegelnullpunkte weiterhin uneinheitliche Höhenlagen. Mitte der dreißiger Jahre des letzten Jahrhunderts erfolgte mit dem Nordseeküstennivellement I eine einheitliche und großräumige Neubeobachtung des Höhenbezugssystems im Nordseebereich. Die so ermittelten Höhenangaben der Pegelfestpunkte sind direkt vergleichbar. Aus dem preußischen Büro für Hauptnivellements ist später die Bundesanstalt für Gewässerkunde entstanden, die bis zum heutigen Tag Hauptnivellements entlang der Bundeswasserstraßen durchführt.

Tabelle 17: Exemplarische Angabe von Höhen- und Statusangaben des Pegelfestpunktes 1 am Pegel Norderney-Riffgat ([98], Seite 267).

Jahr	Pegelfestpunkt	Höhe PFP1 [m]	Höhenstatus	Sollhöhenunterschied [m]	Höhe PNP [m]
1935	1	5.014	110	10.014	-5.000
1957	1	4.999	120	9.999	-5.000
1973	1	4.999	120	9.999	-5.000
1978	1	4.999	120	9.999	-5.000
1984	1	4.968	130	9.968	-5.000
1994	1	4.981	140	9.968	-4.987
2000	1	4.981	160	9.968	-4.987

Pegelbeobachtungen im Folgenden als regionale Pegelbeobachtungen (W_{NHN}) bezeichnet ([98], Seite 261).

$$H_{PFP} = H_{NHN} + \Delta h_{Anschluss} \quad (57)$$

$$W_{NHN} = H_{PFP} - \Delta h_{soll} + W_{PNP} \quad (58)$$

Anschlussmessungen werden etwa alle 15 Jahre bzw. nach großen Nivellementsaktionen durchgeführt. Aufgrund der relativ großen Zeitabstände zwischen den einzelnen Anschlussnivellements sind direkte Vergleiche zwischen den Höhenangaben der Pegelfestpunkte verschiedener Epochen nur bedingt möglich, da sich diese auf z.T. unterschiedliche Realisierungen des Höhenreferenzsystems der Landesvermessung (*Höhenstatus (HST)*) beziehen. Exemplarisch für den Pegel Norderney-Riffgat bzw. Hafen sind die Ergebnisse entsprechender Beobachtungen in Tabelle 17 dargestellt.

Eine Möglichkeit der kontinuierlichen Höhenüberwachung der Pegel bieten GNSS-Systeme. Sofern die Beziehung zwischen den Pegelfestpunkten und den Antennenreferenzpunkten bekannt sind bzw. überwacht werden, können die Höhenlagen der Pegelfestpunkte und damit auch der Pegelnullpunkte in einem globalen Referenzsystem (z.B. ITRF2005) bestimmt und überwacht werden (Abbildung 72). Daraus abgeleitete globale Pegelbeobachtungen (W_{global}) erlauben einen direkten Vergleich mit anderen satellitengestützten Verfahren (z.B. Satellitenaltimetrie, vgl. Abschnitt 5).

Derzeit werden zwei Ansätze zur GNSS-gestützten Höhenüberwachung der Pegelfestpunkte verfolgt. Bei dem ersten Ansatz wird das GNSS-System in der Nähe der Pegelanlage an optimalen Standorten installiert (GNSS near tide gauge). Als Nachteilig wirkt es sich dabei aus, dass zusätzliche Überwachungen der Höhendifferenzen zwischen den Antennenreferenzpunkten und den Pegelfestpunkten nötig sind. In Deutschland sind sechs GNSS-Stationen des BKG (GREF-Stationen) in der Nähe von Pegelanlagen installiert und die Höhendifferenzen zwischen den Pegelfestpunkten und den Antennenreferenzpunkten werden durch die BfG bzw. den örtlich zuständigen WSÄ überwacht. Der zweite Ansatz beinhaltet die Installation von geodätischen GNSS-Systemen auf den gleichen Bauwerken, an denen auch die Pegelfestpunkte montiert sind (GNSS@tide gauge). Unter der Annahme, dass sich die Geometrie der Bauwerke und auch die Höhendifferenzen zwischen den GNSS-Antennen und den Pegelfestpunkten im Mittel nicht ändern, lassen sich langfristige Höhenänderungen der GNSS-Antennen direkt auf die Pegelfestpunkte übertragen. Derzeit sind im Gebiet der Deutschen Bucht 19 Pegelstationen mit kontinuierlich arbeitenden GNSS-Systemen ausgestattet. Auf die Einzelheiten wird in Kapitel 4 näher eingegangen.

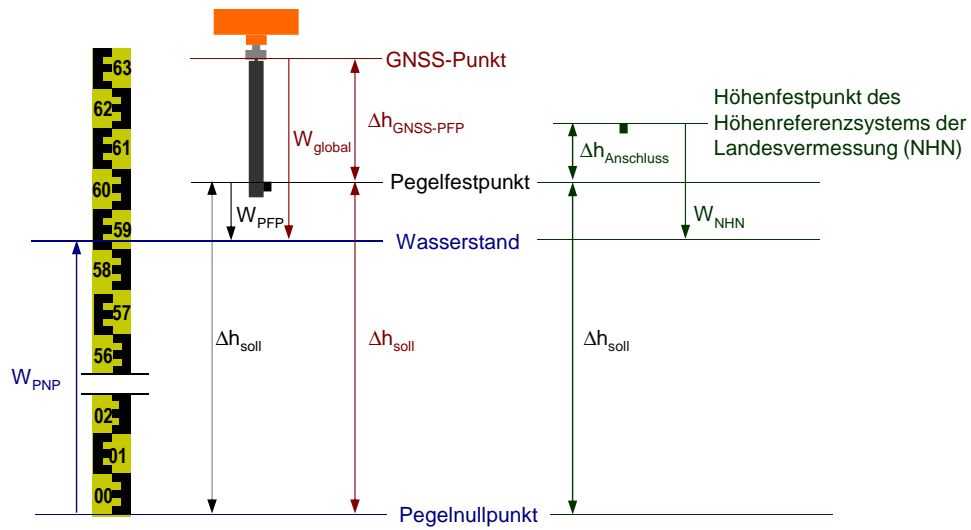


Abbildung 72: Schematische Darstellung relativer Pegelbeobachtungen in Bezug auf einen Pegelfestpunkt (W_{PFP}), in Bezug auf die Realisierung eines regionalen Höhenreferenzsystems (W_{NHN}) und in Bezug auf eine Realisierung eines globalen Referenzsystems (W_{global}).



Abbildung 73: Zusammenfassung verschiedener Formen der Wasserstandbeobachtungen bzw. Pegelbeobachtungen in Abhängigkeit der Bezugspunkte ([98], Seite 261).

Je nach Anwendungsfall sind relative, regionale oder auch globale Pegelbeobachtungen nötig. Für Anwendungen im Küstenschutz sind beispielsweise relative Pegelbeobachtungen (W_{FP}) von großem Interesse, da für die Bemessung von Küstenschutzbauwerken langfristige Änderungen relativer Pegelbeobachtungen benötigt werden. Für Vergleiche verschiedener Pegel untereinander bieten sich aufgrund des identischen physikalischen Höhenbezugs regionale Pegelbeobachtungen (W_{NHN}) an. Grenzüberschreitende Vergleiche oder Vergleiche mit satellitengestützten Beobachtungsverfahren (z.B. Satellitenaltimetrie) erfordern hingegen Pegelbeobachtungen in einem globalen Referenzsystem (W_{global}).

3.4.3 Änderungen im Verlauf der Zeit

Die Pegel dienen eine Vielzahl von Aufgaben, in erster Linie jedoch der Leichtigkeit und Sicherheit der Schifffahrt. Insofern sind in der Vergangenheit je nach Aufgabenschwerpunkt verschiedene Vorgehensweisen beim Umgang mit Höhenänderungen zu verzeichnen, wobei alle Vorgehensweisen konform zu den jeweils gültigen Ausgaben der Pegelvorschrift waren. Im Wesentlichen wurde bzw. wird eine zeitliche (Zeitreihenanalysen) und örtliche Vergleichbarkeit (Modellierung flächenhafter Wasserstände) der Wasserstandsbeobachtungen gefordert ([98], Seite 262).

Im ersten Fall bedeutet dies, dass die Höhendifferenzen zwischen den Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt über die Zeit konstant bleiben, wodurch Wasserstandsbeobachtungen direkt einer Zeitreihenanalyse zugeführt werden können. Sofern Höhenänderungen der Pegelfestpunkte aufgetreten sind, wirken sich diese auf die numerische Höhenangaben der Pegelnullpunkte aus bzw. die Höhenangaben der Pegelnullpunkte werden geändert. Die Angaben erfolgen hierbei immer in Bezug auf eine bestimmte Realisierung des Höhenreferenzsystems der Landesvermessung. Dies hat zur Folge, dass die Pegelnullpunkte unterschiedlicher Pegel keinen einheitlichen Wert aufweisen und somit die Wasserstandsbeobachtungen untereinander nicht ohne Berücksichtigung der Pegelnullpunktshöhen verglichen werden können. Werden in diesem Fall Trendanalysen der Wasserstandsbeobachtungen durchgeführt, beschreibt der Trend Änderungen in Relation zu den Pegelfestpunkten bzw. gegenüber der unmittelbaren Umgebung. Dieser Änderungen sind beispielsweise für Anwendungen im Bereich des Küstenschutzes von großem Interesse (z.B. Deichbemessung, [98], Seite 262).

Sofern eine örtliche Vergleichbarkeit der Wasserstandsbeobachtungen ohne weitere Korrekturen gefordert wird, müssen die Pegelnullpunkte auf dem gleichen Höhenniveau liegen. Im Falle von Höhenänderungen sind demnach die Sollhöhenunterschiede so anzupassen, dass die gewünschte Pegelnullpunkthöhe eingestellt wird. Praktisch bedeutet dies eine Verschiebung der Pegellatte um den Änderungsbetrag und somit eine Änderung der geometrischen Beziehung zwischen den Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt. In diesem Fall ergeben sich aus Trendanalysen Änderungen relativ zu den Realisierungen des übergeordneten Referenzsystems, nicht aber relativ zur unmittelbaren Umgebung des Pegels. Da sich die Realisierungen des amtlichen Höhenreferenzsystems im Lauf der Zeit mehrfach geändert haben, sind entsprechende Trends durch die Änderungen der Realisierungen beeinflusst. Dieses Verfahren wurde insbesondere in einer Zeit praktiziert, wo wenig elektronische Datenverarbeitung genutzt wurde bzw. eine Korrektur von Wasserstandsbeobachtungen ein erheblichen Mehraufwand bedeutet hätte (60'er bis 80'er Jahre des letzten Jahrhunderts). Im Falle von Höhenänderungen der Pegelfestpunkte sind beide Forderungen zeitgleich nicht zu erfüllen (vgl. Abbildung 74). Da Höhenänderungen in der Vergangenheit immer aufgetreten sind und auch zukünftig immer wieder auftreten werden, müssen deren Auswirkungen näher beleuchtet werden. Ändert sich die Höhe der Pegelfestpunkte (z.B. aufgrund von tektonisch oder anthropogen bedingten Landhebungen oder Landsenkungen) bzw. die Höhe der unmittelbaren Umgebung des Pegels, kann entweder eine zeitliche oder eine örtliche Vergleichbarkeit der Wasserstandsbeobachtungen beibehalten werden ([98], Seite 262).

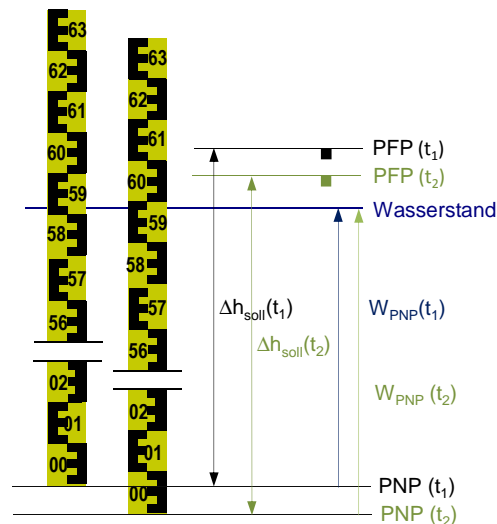


Abbildung 74: Auswirkung von Höhenänderungen der Pegelfestpunkte bei einer Beibehaltung der Sollhöhenunterschiede (rechts) und Beibehaltung der Pegelnullpunktshöhe (links).

Zu diesem Sachverhalt machen die einzelnen Versionen der Pegelvorschrift unterschiedliche Vorgaben. In allen Pegelvorschriften wird die Vorgabe gemacht, dass bei einer erstmaligen Festlegung neuer Pegel im Küstenbereich der jeweilige Nullpunkt eine Höhenlage von NN -5.000m aufzuweisen hat. Grundlage der Sollhöhenunterschiede sind die Höhen der Pegelfestpunkte und damit auch die Anschlussmessungen an die zum Zeitpunkt der Anschlussmessung gültige Realisierung des amtlichen Höhenreferenzsystems.

Waren die Pegelvorschriften von 1935 und 1952 in Bezug auf den Umgang mit Höhenänderungen noch sehr eindeutig, ließ insbesondere die Version der Pegelvorschrift von 1978 Veränderungen der Sollhöhenunterschiede und damit Verschiebungen der Pegellatte zu. Die Pegelvorschriften von 1935 bzw. 1952 gaben eindeutig vor, dass im Fall von Höhenänderungen die Höhenangaben der Pegelnullpunkte zu ändern und die Sollhöhenunterschiede beizubehalten sind [82]/[21]. 1978 wurde die Möglichkeit einer Einzelfallentscheidung für den Fall eingeführt, dass Höhenänderungen nicht auf die Einführung eines neuen Höhenreferenzsystems zurückzuführen sind. In diesen Fällen konnte von Fall zu Fall entschieden werden, welche Maßnahmen zu treffen sind. Bei einer strengen Auslegung bedeutet der Wechsel eines Höhenreferenzsystems den Wechsel der Höhenart und/oder des Datums. Ein Beispiel hierfür wäre der Wechsel von normalorthometrischen Höhen (NN z.B. DHHN85) auf Normalhöhen (NHN z.B. DHHN1992). Ein weiteres bekanntes Beispiel ist der Übergang vom HN76 (Staatliches Nivellementsnetz 76 der DDR) auf NN (Höhenstatus 140) für Küstenpegel auf dem Gebiet der ehemaligen DDR ([98], Seite 263). Die Differenz zwischen HN76 und NN beträgt im Küstenbereich etwa 0.14m. Die Höhenangabe der Pegelnullpunkte wurden von NN -5.000m (DHHN12) auf HN -5.140m (SNN76) geändert. Eine Neubestimmung des Höhennetzes (z.B. die Neumessung des Nordseeküstennivellements in den 80'er Jahren des letzten Jahrhunderts) entspricht einer neuen Realisierung des Höhenreferenzsystems, hat aber keine neue Höhenart bzw. kein neues Höhenreferenzsystem zur Folge. In Verbindung mit der weiteren Vorgabe, dass bei einer Abweichung des Pegelnullpunktes von mehr als 20mm gegenüber NN -5.000m zu prüfen ist, ob eine Änderung der Sollhöhenunterschiede und des Pegelnullpunktes nötig ist, legitimiert dies eine Änderung der Sollhöhenunterschiede und damit eine Verschiebung der Pegellatte ([98], Seite 264).

Im Gegensatz zu der Vorschrift von 1978 wird 1997 explizit ausgesagt, dass sowohl bei der Einführung eines neuen Höhensystems als auch bei der Neubestimmung von Höhen im gleichbleibenden Höhensystem die Höhenangaben der Pegelnullpunkte zu ändern sind und die Sollhöhenunterschiede konstant

bleiben sollen. Sollhöhenunterschiede werden lediglich dann geändert, wenn die Pegelfestpunkte Höhenänderungen (3mm oder mehr) gegenüber der näheren Umgebung aufweisen. Mit diesem Satz wird noch einmal unterstrichen, dass die nähere Umgebung für die Höhenlage des Pegels entscheidend ist ([98], Seite 264).

Je nach Aufgabenschwerpunkt und der zu diesem Zeitpunkt gültigen Pegelvorschrift wurden Sollhöhenunterschiede und Höhenangaben der Pegelnullpunkte an ein und demselben Pegel geändert. Resultat waren z.T. inhomogene Wasserstandsbeobachtungen, die vor weiteren Analysen aufbereitet werden müssen ([98], Seite 264). Im Rahmen des KFKI-Forschungsprojektes IKÜS [77] und des BMVBS Forschungsprogramms KLIWAS [99] wurden entsprechende Analysen von Seiten der BfG für über 50 Küsten- und Ästuarpegeln durchgeführt [98]. Dies beinhaltete die Aufarbeitung der analogen Protokolle für Anschlussmessungen, Festlegungen bzw. Fortführung der Festlegungen und Prüfungen der Höhenlagen der Pegelnullpunkte. Auf Basis der amtlichen Festlegungen erfolgten BfG-eigene Festlegungen, deren Sollhöhenunterschiede zu repräsentativen Pegelfestpunkten über den kompletten Analysezeitraum konstant gehalten wurden. Anhand der Differenzen zwischen den amtlichen und BfG-eigenen Festlegungen erfolgte die Ableitung von Korrekturen $K_{Staffelverschiebung}$ für die amtlichen Wasserstandsbeobachtungen (W_{PNP}). Die korrigierten Wasserstandsbeobachtungen ($W_{PNP-BfG}$) entsprechend somit den Wasserstandsbeobachtungen, die erfasst worden wären, wenn keine Verschiebung der Pegellatten und keine Änderung der geometrischen Beziehung zwischen Pegelfest- und Pegelnullpunkt stattgefunden hätte ([98], Seite 266).

$$W_{PNP-BFG} = W_{PNP} + K_{Staffelverschiebung} \quad (59)$$

Die Ergebnisse von Prüfungen der Höhenlagen wurden ebenfalls erfasst. Im Rahmen dieser Arbeit wird davon ausgegangen, dass gemäß der Pegelvorschrift Abweichungen aus der Sollage über den oben genannten Grenzwert ($\pm 10\text{mm}$ bzw. $\pm 20\text{mm}$) durch die WSÄ bereits rückwirkend korrigiert wurden. In Normalfall ist unter Nutzung der verfügbaren Akten nicht feststellbar, was die Ursache der verbleibenden (geringen) Fehllagen war bzw. ab wann diese Zustände eingetreten sind. Im Rahmen der Prüfung ist lediglich der Zustand zum Prüfungszeitpunkt erfassbar. Die Auswirkungen der Fehllagen über der kompletten Analysezeitraum sind im Mittel sehr gering (Tabelle 29). Entscheidend für die Ableitung langfristiger Änderungen sind Analysen der Sollhöhenunterschiede, da sich diese systematisch auf den Wasserstand auswirken. Im Folgenden werden exemplarisch die geodätischen Informationen der Pegel auf Norderney und Helgoland-Binnenhafen analysiert. (vgl. [98], Seite 266ff).

Pegel Norderney

Auf der Insel Norderney existieren Wasserstandszeitreihen von zwei unterschiedlichen Pegeln (Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat). Im Verlauf der Zeit wurden verschiedene Pegelfestpunkte genutzt, deren Lage in Abbildung 75 dargestellt ist. Seit 1935 liegen für den Pegel vermessungstechnische Unterlagen vor, welche die Grundlage der folgenden Auswertungen sind ([98], Seite 266ff).

In Tabelle 18 sind die amtlichen Festlegungen der Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat zwischen 1935 und 2000 dargestellt. Die farbig markierten Sollhöhenunterschiede zum Pegelfestpunkt 1 (PFP1) dienen in der Vergangenheit als Referenz für Fortschreibungen der Sollhöhenunterschiede und wurden je nach Epoche konstant gehalten. Jede Farbe stellt eine Veränderung der geometrischen Beziehung zwischen Pegelfest- und Pegelnullpunkt dar, was mit einer Verschiebung der Pegellatte einher ging [95]/[96]. In Abbildung 76 sind die monatlichen Tidehalbwasser über Pegelnull und resultierende Trends der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat dargestellt, wobei es sich bei den zugrunde liegenden Daten um amtliche Wasserstandsbeobachtungen handelt und die Änderungen der

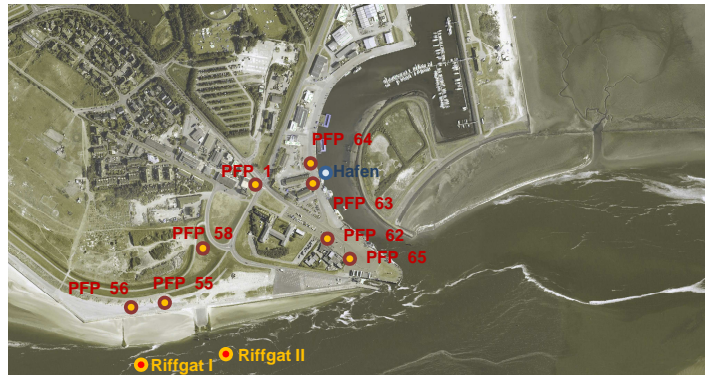


Abbildung 75: Lage der Pegelfestpunkte und Pegel auf der Insel Norderney

Tabelle 18: Amtliche Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat. Die farblich markierten Sollhöhenunterschiede markieren die als konstant angehaltenen Sollhöhenunterschiede.

PFP	1	3	4	55	56	63	64	65
Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
Hafen								
01.07.1935	5.014/10.014	3.164/8.164	3.027/8.027					
16.12.1957	4.999/10.014	3.136/8.151	2.989/8.003					
09.11.1967	4.999/10.014	3.126/8.141	2.973/7.988			3.685/8.700	3.527/8.542	
28.06.1973	4.999/10.014							
Riffgat								
16.12.1957	4.999/9.999			3.630/8.630	3.624/8.624			
28.06.1973	4.999/9.999			3.600/8.600	3.594/8.594			
29.08.1978	4.999/9.999			3.594/8.594	3.589/8.589	3.679/8.679	3.521/8.521	5.532/10.532
25.04.1984	4.968/9.968			3.560/8.561	3.549/8.550	3.643/8.644	3.491/8.491	5.492/10.493
30.11.1994	4.981/9.968					3.648/8.635	3.499/8.486	5.494/10.481
07.09.2000	4.981/9.968					3.642/8.629	3.494/8.481	5.506/10.493

Sollhöhenunterschiede nicht gesondert berücksichtigt wurden. Aus der Abbildung geht hervor, dass die Anhebung der Pegellatte Auswirkungen auf abgeleitete Trends zur Folge hatten. Die Trends auf Basis der Einzelzeitreihen unterscheiden sich wesentlich gegenüber dem Trend einer kombinierten Zeitreihe.

1935 erfolgte im Rahmen des Nordseeküstennivellements I erfolgte eine Festlegung des Pegelnulldpunktes auf NN -5.000m [38] bezüglich der Ergebnisse des Nordseeküstennivellements I und dazu korrespondierenden Sollhöhenunterschiede. Nach dem zweiten Weltkrieg ergaben sich mit dem Nordseeküstennivellement II neue Höhen für die Pegelfestpunkte. Gemäß der damals gültigen Pegelvorschrift blieben die Sollhöhenunterschiede nahezu unverändert und es erfolgte eine Änderung der Höhenangabe des Pegelnulldpunktes [22].

Ende der 50'er Jahre des letzten Jahrhunderts erfolgte an einer anderen Position die Installation eines neuen Pegels (Norderney-Riffgat). Aus hydrologischer Sicht handelt es sich dabei um einen neuen Pegel, was durch die Vergabe einer neuen Messstellenummer bzw. eines neuen Namen zusätzlich unterstrichen wurde. Gemäß der damals gültigen Pegelvorschrift erfolgte vor der Installation die erstmalige Festlegung der Sollhöhenunterschiede, wobei die resultierende Höhenlage des Pegelnulldpunktes NN -5.000m betrug. Grundlage waren die Ergebnisse des Nordseeküstennivellements II. Aus dem Pegelstammbuch des Pegels Norderney-Riffgat geht hervor, dass das Kranfundament am Rande des Riffgat vor Norderney als Träger der ersten Pegelanlage während der Sturmflut im Herbst 1973 sehr stark beschädigt wurde und eine Wiederherstellung wirtschaftlich nicht vertretbar war. Die Konsequenz bestand in der Installation eines neuen Pegels ca. 200m weiter östlich (Abbildung 75). Hydrologisch sind beide Standorte vergleichbar und der Pegel wurde als Norderney-Riffgat weitergeführt. Etwa zeitgleich erfolgte die Einführung neuer Höhen im Höhenstatus 130 und was eine Fortschreibung der Sollhöhenunterschiede zur Folge hatte.

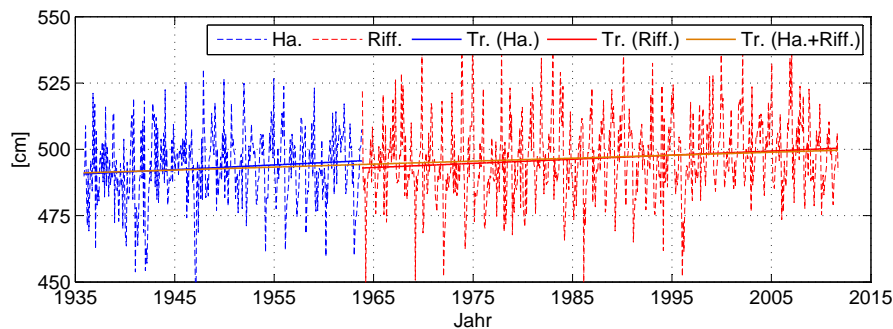


Abbildung 76: Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat.

Gemäß der Pegelvorschrift von 1978 erfolgte eine Festlegung in der Art, dass die Höhenlage des Pegelnullpunktes einen Wert von NN -5.000m (relativ zum Höhenstatus 130) aufwies. Bei der Installation des neuen Pegels wurden neuen Sollhöhenunterschiede angewendet, wodurch zwischen altem und neuem Standort eine Versatz von 31mm vorlag ([98], Seite 266). Im Jahr 1994 erfolgte eine erneute Anschlussmessung und damit verbunden eine Fortschreibung der Sollhöhenunterschiede (Höhenstatus 140). Im Gegensatz zu früheren Festlegungen basieren deren Resultate nur indirekt auf großräumigen Nivellementsbeobachtungen. Vielmehr erfolgte ein lokales Nivellement von einem Anschlusspunkt der Landesvermessung (in unmittelbarer Nähe zum Pegelfestpunkt 65 (PFP65)), dessen Höhenangabe im Höhenstatus 140 vorlag. Sechs Jahre später wurden mit der Einführung von Normalhöhen (Höhenstatus 160) im Deutschen Haupthöhennetz formal neuen Höhen eingeführt und die Sollhöhenunterschiede formell fortgeschrieben ([98], Seite 267). Da es sich beim Höhenstatus 160 um keine großräumige Neumessung, sondern um eine Neuausgleichung des alten Beobachtungsmaterials (DHHN85) handelt und der systembedingte Unterschied zwischen normalorthometrischen Höhen und Normalhöhen im Küstenbereich zu vernachlässigen ist, hatte die Einführung des Höhenstatus 160 keine Höhenänderungen zur Folge (vgl. Abschnitt 2.1.4).

Eine Veränderung der Sollhöhenunterschiede und damit verbunden eine Verschiebung des Pegelnullpunktes um einige Zentimeter bewirkt eine Verfälschung der Ergebnisse von Trendanalysen. Entsprechende Analysen und die Ableitung von Trends relativ zu einem Pegelfestpunkt (z.B. PFP1) sind nur dann möglich, wenn die geometrische Beziehung und damit die Sollhöhenunterschiede über den Analysezeitraum konstant sind. Aus Tabelle 18 geht hervor, dass bei der Fortschreibung der Sollhöhenunterschiede 1984 die Höhenlage des Pegelnullpunktes relativ zum PFP1 um 31mm verschoben wurde. Bei einer konsequenten Beibehaltung des Sollhöhenunterschiedes gegenüber dem PFP1 würden sich die in Tabelle 19 dargestellten Sollhöhenunterschiede ergeben ([98], Seite 268). Im Fall des Pegels Norderney-Riffgat bewirkt eine Verschiebung um 31mm im Jahr 1984 bei einem analysierten Zeitraum zwischen 1963 und 2011 eine Verfälschung des linearen Trends um 0.9mm/Jahr.

In Abbildung 77 sind die amtlichen und korrigierten monatlichen Tidehalbwasser und die resultierenden Trends des Pegels Norderney-Riffgat dargestellt. Die korrigierten Wasserstandsbeobachtungen (Norderney-Riffgat, relativ zu PFP1) sind auf BfG-Sollhöhenunterschiede der Tabelle 19 bezogen, welche eine konstante geometrische Beziehung zwischen dem PFP1 und dem Pegelnullpunkt aufweisen. Mit der grünen Trendlinie wird demnach ein linearer Trend der Tidehalbwasser in Relation zu dem PFP1 beschrieben.

Bei einer gemeinsamen Auswertung der Zeitreihen der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat ist weiterhin zu beachten, dass sich aufgrund der unterschiedlichen Höhenbezüge zum Zeitpunkt der jeweiligen Einrichtung der Pegel die Höhenlage des PFP1 um 15mm geändert hat (1935: 5.014m, 1957: 4.999m).

Tabelle 19: Amtliche und BfG-Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat. Bei der Ableitung der BfG-Sollhöhenunterschiede erfolgte die Beibehaltung des Sollhöhenunterschiedes gegenüber dem PFP1, wobei beide Pegel unabhängig voneinander betrachtet werden.

PFP	1	3	4	55	56	63	64	65
Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
Hafen								
01.07.1935	5.014/10.014	3.164/8.164	3.027/8.027					
16.12.1957	4.999/10.014	3.136/8.151	2.989/8.004					
09.11.1967	4.999/10.014	3.126/8.141	2.973/7.988			3.685/8.700	3.527/8.542	
28.06.1973	4.999/10.014							
Riffgat								
16.12.1957	4.999/9.999			3.630/8.630	3.624/8.624			
28.06.1973	4.999/9.999			3.600/8.600	3.594/8.594	3.685/8.685	3.527/8.527	
29.08.1978	4.999/9.999			3.594/8.594	3.589/8.589	3.679/8.679	3.521/8.521	5.532/10.532
25.04.1984	4.968/9.999			3.560/8.591	3.549/8.580	3.643/8.674	3.491/8.522	5.492/10.523
30.11.1994	4.981/9.999					3.648/8.666	3.499/8.517	5.494/10.512
07.09.2000	4.981/9.999					3.642/8.660	3.494/8.512	5.506/10.524

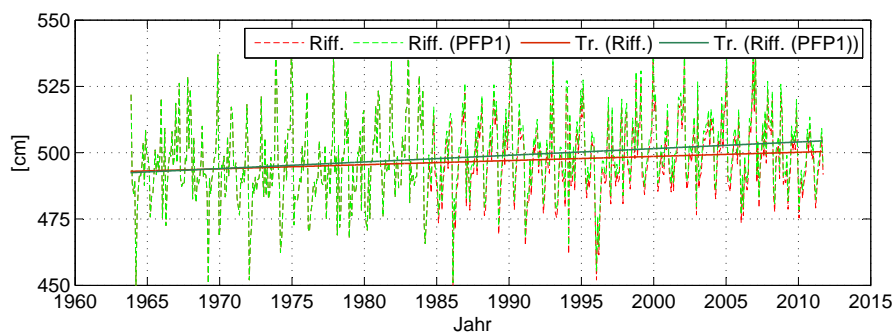


Abbildung 77: Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends des Pegel Norderney-Riffgat

Die Höhenlage der Pegelnullpunkte beider Pegel wurde auf NN -5.000m gelegt und somit liegt der Pegelnullpunkt des Pegels Norderney-Riffgat um 15mm höher als der des Pegels Norderney-Hafen [38]/[22]. Dem entsprechend ergibt sich ein rein geometrisch bedingter Versatz in den Wasserstandszeitreihen von 15mm. Sofern der Sollhöhenunterschied zum PFP1 bei der Einrichtung des Pegels Norderney-Riffgat beibehalten worden wäre, ergeben sich die in Tabelle 20 dargestellten Sollhöhenunterschiede.

In Abbildung 78 sind die amtlichen und korrigierten monatlichen T1/2w der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat dargestellt. Die Sollhöhenunterschiede wurden so festgesetzt, dass die Beziehung zum PFP1 zwischen 1935 und 2011 mit 10.014m konstant war und es erfolgte eine Korrektur der amtlichen T1/2w (vgl. Tabelle 20). Die violette Trendlinie beschreibt somit einen linearen Trend von T1/2w beider Pegel relativ zum PFP1.

Aus Abbildung 75 wird ersichtlich, dass der PFP1 nicht in der unmittelbaren Nähe des Ufers liegt. Aus den Pegelbeobachtungen relativ zum PFP1 können daher nur bedingt Aussagen über langfristige Veränderungen der Pegelbeobachtungen gegenüber der direkten Küstenlinie getroffen werden. Diese sind nur dann möglich, wenn die Bewegungen der Pegelfestpunkte an der Küste in Relation zum PFP1 berücksichtigt werden bzw. die Sollhöhenunterschiede zu Pegelfestpunkten in unmittelbarer Küstennähe konstant gehalten werden. Für den Pegel Norderney-Riffgat wären dies beispielsweise die Pegelfestpunkte 55 (PFP55) und 63 (PFP63), die gegenüber dem PFP1 weitaus größere Senkungsraten aufweisen ([98], Seite 268). Abbildung 79 stellt die Änderungen der Höhendifferenzen zwischen dem PFP1 und verschiedenen anderen Pegelfestpunkten dar. Wurde im Jahr 1957 eine Höhendifferenz zwischen den PFP1 und PFP55 von -1.369m gemessen betrug diese 1973 -1.399m. Der PFP55 hat sich demnach relativ zum PFP1 um 30mm abgesenkt, wobei es sich bei den PFP55 und PFP63 nicht um tief gegründete Rohrfestpunkte

Tabelle 20: Resultierende Sollhöhenunterschiede der Pegel Norderney-Hafen und Norderney-Riffgat bei Beibehaltung des Sollhöhenunterschiedes von 10.014m zum PFP1. Der festgesetzte Sollhöhenunterschied gilt für beide Pegel.

PPF	1	3	4	55	56	63	64	65
Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
Hafen								
01.07.1935	5.014/10.014	3.164/8.164	3.027/8.027					
16.12.1957	4.999/10.014	3.136/8.151	2.989/8.004					
09.11.1967	4.999/10.014	3.126/8.141	2.973/7.988			3.685/8.700	3.527/8.542	
28.06.1973	4.999/10.014							
Riffgat								
16.12.1957	4.999/10.014			3.630/8.645	3.624/8.639			
28.06.1973	4.999/10.014			3.600/8.615	3.594/8.609	3.685/8.700	3.527/8.542	
29.08.1978	4.999/10.014			3.594/8.609	3.589/8.604	3.679/8.694	3.521/8.536	5.532/10.547
25.04.1984	4.968/10.014			3.560/8.606	3.549/8.595	3.643/8.689	3.491/8.537	5.492/10.538
30.11.1994	4.981/10.014					3.648/8.681	3.499/8.532	5.494/10.527
07.09.2000	4.981/10.014					3.642/8.675	3.494/8.527	5.506/10.539

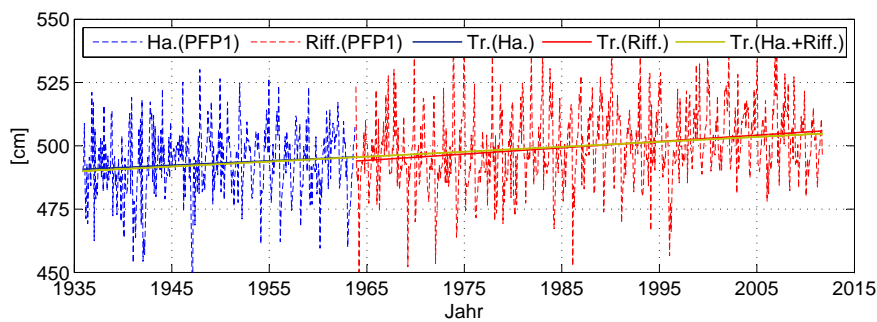


Abbildung 78: Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat. Alle Beobachtungen wurden um die Änderungen der Sollhöhenunterschiede korrigiert bzw. der Abbildung liegt die Festlegung aus Tabelle 20 zugrunde.

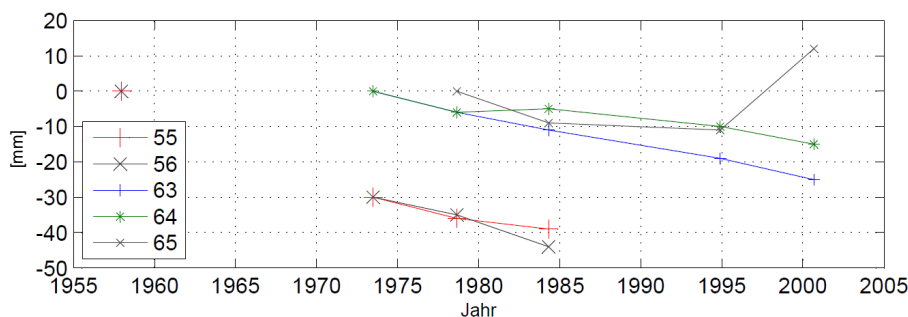


Abbildung 79: Darstellung von Änderung der Höhendifferenzen verschiedener Pegelfestpunkte gegenüber dem PFP1 [96].

Tabelle 21: Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Norderney-Riffgat bei der Beibehaltung konstanter Sollhöhenunterschiede der PFP55 und PFP63.

PFP	1	55	56	63	64	65
Datum	$H/\Delta h_{soll}$ [m]	$H/\Delta h_{soll}$ [m]	$H/\Delta h_{soll}$ [m]	$H/\Delta h_{soll}$ [m]	$H/\Delta h_{soll}$ [m]	$H/\Delta h_{soll}$ [m]
16.12.1957	4.999/9.999	3.630/8.630	3.624/8.624			
28.06.1973	4.999/10.029	3.600/8.630	3.594/8.624	3.685/8.715	3.527/8.557	
29.08.1978	4.999/10.035	3.594/8.630	3.589/8.625	3.679/8.715	3.521/8.557	5.532/10.568
25.04.1984	4.968/10.037	3.561/8.630	3.550/8.619	3.643/8.712	3.491/8.560	5.493/10.562
30.11.1994	4.981/10.045			3.648/8.712	3.499/8.563	5.494/10.558
07.09.2000	4.981/10.051			3.642/8.712	3.494/8.564	5.506/10.576

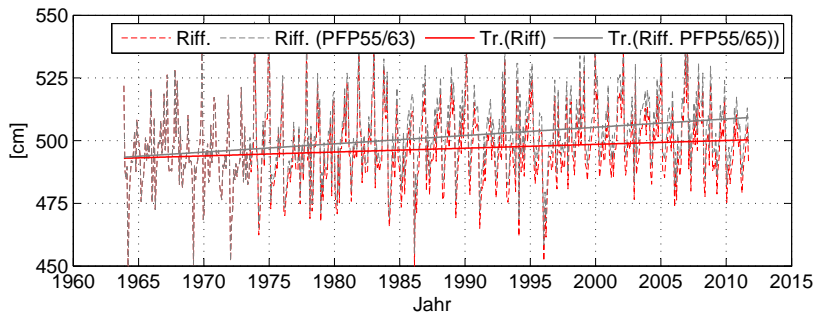


Abbildung 80: Monatliche T1/2w über Pegelnull und resultierende Trends des Pegels Norderney-Riffgat relativ zu den PFP55/PFP63. Die rötlich dargestellten Linien beinhalten eine Darstellung der amtlichen Angaben, während die violetten Angaben den Zustand repräsentieren, welcher bei konstanten Sollhöhenunterschieden gegenüber dem den PFP55/PFP63 eintreten würde.

handelt. Sofern die Sollhöhenunterschiede zwischen diesen, direkt an der Küste gelegenen Pegelfestpunkten konstant gehalten werden, ergeben sich die in Tabelle 21 dargestellten Sollhöhenunterschiede ([98], Seite269).

In Abbildung 80 sind die monatlichen T1/2w über Pegelnull und resultierenden Trends des Pegels Norderney-Riffgat relativ zu den PFP55 bzw. PFP63 dargestellt. Im Gegensatz zu den Abbildungen 77-78 basieren die dargestellten Trends auf den amtlichen T1/2w (rot) und auf korrigierten T1/2w, denen konstanten Sollhöhenunterschiede zu den PFP55 bzw. PFP63 zugrunde liegen (vgl. Tabelle 21).

Bei allen drei Pegelstandorten (Hafen bzw. Riffgat vor und nach der Umsetzung) auf Norderney erfolgte immer Verschiebung des Pegelnullpunktes nach oben. Die Höhendifferenzen zwischen den einzelnen

Tabelle 22: Höhenangaben und Korrekturen verschiedener Festlegungen der Pegel Norderney-Riffgat und Norderney-Hafen.

ab Datum	Pegel	Höhenstatus	amtliche Festlegung H_{PNP} / Korrektion [m]	Festlegung nach Tab. 19 H_{PNP} / Korrektion [m]	Festlegung nach Tab. 20 H_{PNP} / Korrektion [m]	Festlegung nach Tab. 21 H_{PNP} / Korrektion [m]
01.07.1935	Hafen	120	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.000/0.000	
16.12.1957	Hafen	120	-5.015/0.000	-5.015/0.000	-5.015/0.000	
09.11.1967	Hafen	120	-5.015/0.000	-5.015/0.000	-5.015/0.000	
28.06.1973	Hafen	120	-5.015/0.000	-5.015/0.000	-5.015/0.000	
16.12.1957	Riffgat	120	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.015/0.015	-5.000/0.000
28.06.1973	Riffgat	120	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.015/0.015	-5.030/0.030
29.08.1978	Riffgat	120	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.015/0.015	-5.036/0.036
25.04.1984	Riffgat	130	-5.000/0.000	-5.031/0.031	-5.046/0.046	-5.069/0.069
30.11.1994	Riffgat	140	-4.987/0.000	-5.018/0.031	-5.033/0.046	-5.064/0.077
07.09.2000	Riffgat	160	-4.987/0.000	-5.018/0.031	-5.033/0.046	-5.070/0.083

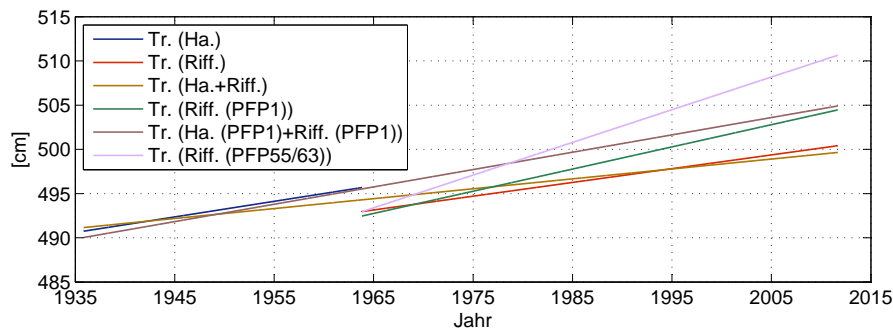


Abbildung 81: Lineare Trends der Pegel Norderney-Hafen und Riffgat unter Berücksichtigung der in Tabelle 22 dargestellten Sollhöhenunterschiede bzw. Festlegungen.

Tabelle 23: Lineare Trends auf Basis der T1/2w unter Nutzung verschiedener repräsentativer Pegelfestpunkte.

Pegel	linearer Trend [mm/Jahr]	Dauer Zeitraum [Jahre]	Tabelle / Abbildung
Hafen (amtl.)	1.8	28.0	18 / 76
Riffgat (amtl.)	1.6	47.8	18 / 76
Hafen+Riffgat (amtl.)	1.1	75.8	18 / 76
Riffgat (PFP1)	2.5	47.8	19 / 77
Hafen+Riffgat (PFP1)	2.0	75.8	20 / 78
Riffgat (PFP55/PFP63)	3.7	47.8	21 / 80

Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt wurden immer geringer, weshalb ein Teil der langfristigen Wasserstandsänderungen bereits mechanisch kompensiert wurde. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass die langfristige Wasserstandsänderungen unter Berücksichtigung von Änderungen der Sollhöhenunterschiede relativ zu den Pegelfestpunkten größer ausfallen, als bisher angenommen bzw. veröffentlicht ([98], Seite 269).

In Tabelle 22 sind die aus den Festlegungen der Tabellen 18-21 abgeleiteten Höhenangaben der Pegelnullpunkte und Korrekturen ($K_{Staffelverschiebung}$) dargestellt, welche für eine Homogenisierung an die Wasserstandsbeobachtungen anzubringen sind. Auf Basis der in Tabelle 22 dargestellten Sollhöhenunterschiede ergeben sich die in Abbildung 81 dargestellten Trends der halbtäglichen T1/2w. Neben den amtlichen Angaben (Hafen, Riffgat und Kombination aus Hafen und Riffgat) sind Trends relativ zu ausgewählten Pegelfestpunkten dargestellt (vgl. Tabelle 23). Es handelt sich dabei um den relativ weit vom Pegel entfernten PFP1 und um Pegelfestpunkte in unmittelbarer Nähe der Pegel (PFP55/PFP63).

Ergebnis der geodätischen Aufbereitung sind Wasserstandsbeobachtungen relativ zu einem Pegelfestpunkt, die in Abschnitt 3.1 als Pegelbeobachtungen bezeichnet wurden. Dem entsprechend geben aus Zeitreihenanalysen abgeleitete Trends auch nur die Entwicklungen der Pegelbeobachtungen in Relation zu den als repräsentativ ausgewählten Pegelfestpunkten wieder (Tabelle 23). Für Aussagen über langfristige Änderungen relativ zu einem übergeordneten Höhenreferenzsystem sind neben den homogenisierten Pegelbeobachtungen auch Informationen über die Höhe der repräsentativen Pegelfestpunkte relativ zu eben diesen Höhenreferenzsystemen nötig.

In Tabelle 18 sind die amtlichen Höhen des PFP1 dargestellt. Rein rechnerisch ergibt sich aus diesen Höhenangaben eine Senkungsrate von -0.7mm/Jahr zwischen 1934 und 1994. Die in Tabelle 23 dargestellten Änderungsraten der Pegelbeobachtungen relativ zum PFP1 (Zeile 4 und 5) setzen sich aus einem realen Anstieg des T1/2w gegenüber einem übergeordneten Referenzsystem und den Vertikalbewegungen des PFP1 zusammen. Werden die dargestellten Beträge um den Senkungsbetrag des PFP1 reduziert, ergeben sich langfristige Änderungen von 1.3mm/Jahr (Hafen+Riffgat) bzw. 1.8mm/Jahr

Tabelle 24: Langfristige Änderungen der T1/2w in Relation zu verschiedenen Realisierungen des Deutschen Haupthöhennetzes (DHHN). Die Änderungen der Höhen ergeben sich aus den amtlichen Realisierungen des DHHN. Systematische Abweichungen aufgrund variierender Netzkonfigurationen werden hier nicht berücksichtigt.

Modell/ Realisierung	lin. Änderung PFP1 [mm/Jahr]	Änderung T1/2w in Relation zu PFP1 [mm/Jahr]		Änderung T1/2w in Relation zur Realisierung des Höhenreferenzsystems [mm/Jahr]	
		Hafen+Riffgat	Riffgat	Hafen+Riffgat	Riffgat
amtl. Höhen	-0.7	2.0	2.5	1.3	1.8
NKNII-NKNI	-0.8	2.0	2.5	1.2	1.7
IKÜS	-2.2	2.0	2.5	-0.2	0.3

(Riffgat). Diese Aussage stellt insofern nur eine rechnerische Größe dar, da die Beziehungen der einzelnen Höhenstatus untereinander bzw. der unterschiedlichen Realisierungen des Höhenreferenzsystems nicht analysiert wurden. Der Betrag von -0.7mm/Jahr beinhaltet demnach sowohl reale Landsenkungen als auch scheinbare Vertikalbewegungen, deren Ursache in den variierenden Ausgleichungsansätzen bzw. Lagerungen der Realisierungen des amtlichen Höhenreferenzsystems begründet liegen. Frühere Analysen geben für diesen Bereich der Insel Norderney bzw. dem PFP1 Änderungsraten von -0.8mm/Jahr (Vergleich der Nordseeküstennivellements I und II [46]) oder -2.2mm/Jahr (Projekt IKÜS, [77], Seite 71) an. In Kombination mit den in Tabelle 23 dargestellten Änderungsraten der T1/2w gegenüber dem PFP1 ergeben sich die in Tabelle 24 dargestellten Änderungen relativ zu den jeweiligen Realisierungen des Höhenreferenzsystems.

Pegel Helgoland-Binnenhafen

Bei Helgoland handelt es sich um Deutschlands einzige Hochseeinsel. Aufgrund seiner exponierten Lage wird der Pegel Helgoland-Binnenhafen oft als Referenzpegel bzw. als ein die Deutsche Bucht repräsentierender Pegel genutzt ([23], Seite 3). Insofern sind die Wasserstands- bzw. Pegelbeobachtungen dieses Pegels von besonderem Interesse und nicht hydrologisch bedingte Einflüsse sind im Vorfeld jeder Auswertung zu eliminieren.

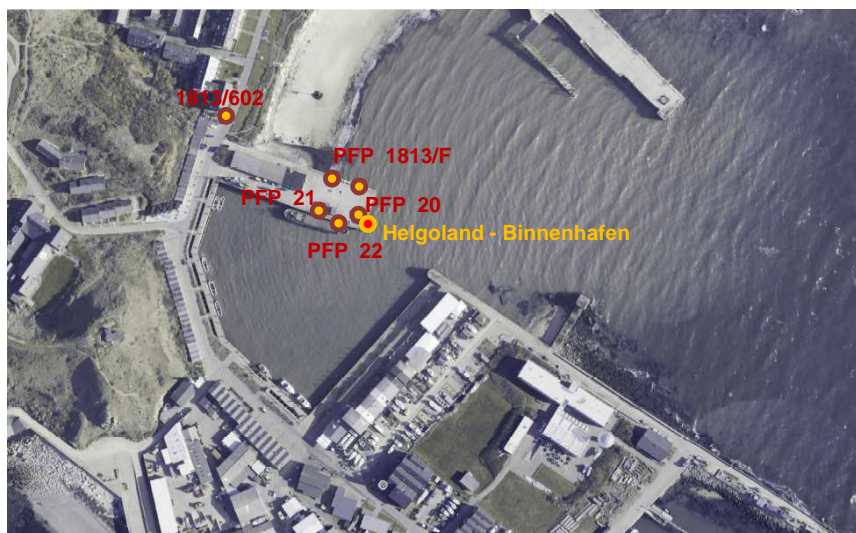


Abbildung 82: Lage des Pegels Helgoland-Binnenhafen und der Pegelfestpunkte.

Aufgrund seiner Hochseelage war es in früherer Zeit nicht möglich, die amtliche Realisierung des Höhenreferenzsystems des Festlandes auf Helgoland auszudehnen. Als Konsequenz wurde eine eigene Realisierung eines Höhenreferenzsystems (Helgoländer Null HN) für Helgoland geschaffen. Grundlage

Tabelle 25: Amtliche Angaben zu Höhen und Sollhöhenunterschieden des Pegels Helgoland-Binnenhafen. Bei den grün und rot dargestellten Sollhöhenunterschieden handelt es sich um die jeweils konstant gehaltenen Sollhöhenunterschiede. 2001 erfolgte eine Umstellung auf NHN-Höhen und damit verbundenen eine Verschiebung des Pegelnullpunktes bzw. der Pegellatte um 0.27m.

PFP	1813/F	1813/E	1813/D	1813/602	20	21	22
Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
15.08.1962	3.506/8.506	3.519/8.519	3.665/8.665				
16.08.1972	3.506/8.506	3.519/8.519	3.665/8.665	5.186/10.186			
24.11.1992				5.186/10.186	3.787/8.787	4.178/9.178	3.787/8.787
01.11.2001					4.061/9.057	4.453/9.449	4.060/9.056
16.04.2003					4.062/9.057	4.454/9.449	4.061/9.056

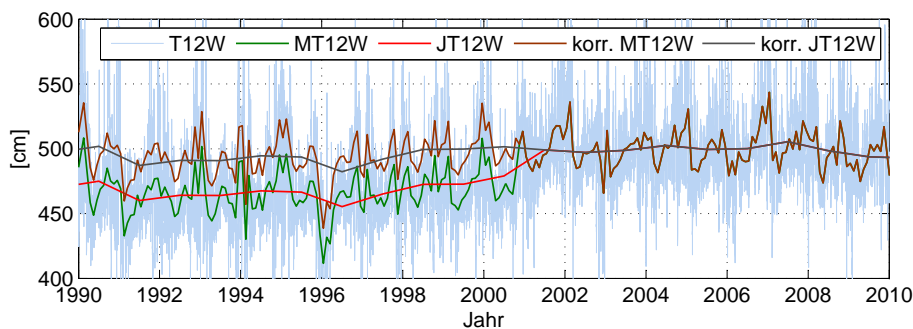


Abbildung 83: Halbtägliche, monatliche und jährliche T1/2w des Pegels Helgoland-Binnenhafen.

der Höhenübertragung waren hydrologische Analysen und Kombinationen verschiedener Nordseepegel mit dem Pegel Helgoland-Binnenhafen. Diese auch als Helgoländer Null bezeichnete Realisierung hatte bis 2001 Bestand ([98], Seite 269). Von Seiten des KFKI und der BfG wurde 1994 ein Forschungsprojekt initiiert, welches eine satellitengestützte Höhenübertragung nach Helgoland ermöglichen sollte. Ziel waren Höhen in der aktuellen Realisierung des amtlichen Höhenreferenzsystems der Landesvermessung. Auf Basis dieses Projektes wurden 2001 neue Höhen im Höhenstatus 140 bzw. 160 auf Helgoland eingeführt ([98], Seite 269).

In Tabelle 25 sind die amtlichen Höhen und Sollhöhenunterschiede des Pegels Helgoland-Binnenhafen dargestellt. Die 1972 festgestellten Sollhöhendifferenzen wurden 1992 nicht mehr bestätigt bzw. damit verbundene Pegelfestpunkte wurden bei der Festlegung 1992 nicht mehr genutzt. Aus Abbildung 82 geht hervor, dass die Punkte 1813/F, 1813/E und 1813/D bzw. 20, 21 und 22 auf dem Molenkopf liegen, während der Punkt 1813/602 nicht auf der Mole liegt. Eine wahrscheinliche Ursache ist es daher, dass die Pegelfestpunkte Baumaßnahmen zum Opfer gefallen sind. Der Punkt 1813/602 wurde sowohl 1972 als auch 1992 mit beobachtet. Es ist daher möglich über diesen Punkt die geometrische Beziehung zwischen der näheren Umgebung und dem Pegelnullpunkt zu rekonstruieren.

Bei der erstmaligen Einrichtung des Pegels Helgoland-Binnenhafen wurde der Nullpunkt auf eine Höhenlage von HN -5.000m gelegt (Tabelle 25). Mit Einführung der Höhen im Höhenstatus 160 wurden die Sollhöhenunterschiede rückwirkend zum 01.11.2000 so verändert, dass der Pegelnullpunkt eine Höhenlage von NHN -5.000m aufwies. Zwischen beiden Realisierungen beträgt der Versatz 27cm, was eine Verschiebung des Pegelnullpunktes um diesen Betrag zur Folge hatte. Das Helgoländer Null liegt 27cm über der Realisierung des Höhenreferenzsystems der Landesvermessung. Dies hat zur Folge, dass der Pegelnullpunkt nach unten korrigiert wurde bzw. sich die Sollhöhenunterschiede um 27cm vergrößert haben ([98], Seite 269).

Tabelle 26: Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Helgoland-Binnenhafen unter Beibehaltung der geometrischen Beziehung zwischen ausgewählten Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt (Punkte 1813/F, 1813/602 und 21).

Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
15.08.1962	3.506/8.506	3.519/8.519	3.665/8.665				
16.08.1972	3.506/8.506	3.519/8.519	3.665/8.665	5.186/10.186			
24.11.1992				5.186/10.186	3.787/8.787	4.178/9.178	3.787/8.787
01.11.2001					4.061/8.787	4.453/9.178	4.060/8.785
16.04.2003					4.062/8.786	4.454/9.178	4.061/8.785

Tabelle 27: Resultierende Sollhöhenunterschiede des Pegels Helgoland-Binnenhafen unter Beibehaltung der geometrischen Beziehung zwischen ausgewählten Pegelfestpunkten und dem Pegelnullpunkt. Im Gegensatz zu den Festlegungen aus Tabelle 26 erfolgte eine Beibehaltung der letzten amtlichen Festlegung.

Datum	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]	H/ Δh_{soll} [m]
15.08.1962	3.506/8.777	3.519/8.790	3.665/8.936				
16.08.1972	3.506/8.777	3.519/8.790	3.665/8.936	5.186/10.457			
24.11.1992				5.186/10.457	3.787/9.058	4.178/9.449	3.787/9.058
01.11.2001					4.061/9.057	4.453/9.449	4.060/9.056
16.04.2003					4.062/9.057	4.454/9.449	4.061/9.056

Tabelle 28: Höhenangaben und Korrekturen der amtlichen Festlegung und einer Festlegung mit konstanten Sollhöhenunterschieden am Pegel Helgoland-Binnenhafen.

ab Datum	Höhenstatus	amtliche Festlegung H_{PNP} / Korrektur [m]	Festlegung nach Tab. 26 H_{PNP} / Korrektur [m]	Festlegung nach Tab. 27 H_{PNP} / Korrektur [m]
15.08.1962	HN	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.271/0.271
16.08.1972	HN	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.271/0.271
24.11.1992	HN	-5.000/0.000	-5.000/0.000	-5.271/0.271
01.11.2001	140	-4.996/0.000	-4.725/-0.271	-4.996/0.000
16.04.2003	160	-4.995/0.000	-4.724/-0.271	-4.995/0.000

Tabelle 29: Angaben zu Festlegungen, der Verfügbarkeit geodätischer Pegelinformationen, Korrekturen aufgrund von Lattenverschiebungen (wenn >3mm) und mittlere Abweichungen der Pegelnullpunkte gegenüber der Solllage für ausgewählte Pegel in der Deutschen Bucht.

Pegelstelle	Festlegung	Rep. Pegelfestpunkt	geod. Pegel- informationen ab Jahr	Ab	Korrektur $K_{BFG-Festlegung}$ [mm]	Mittlere Fehlmenge [mm]
Hörnum (Sylt)	1	108	1954	01.07.1954	3	-1.7
Dagebüll	2	130	1954	10.04.1980	-9	-0.2
Helgoland-Binnenhafen			siehe Tabelle 25-27			
Büsum	1	113	1953	22.08.2003	44	1.0
Cuxhaven-St.			1935	17.08.1955	4	-0.5
				14.09.1989	11	-0.5
	2	108	1935	17.08.1955	19	-0.5
				14.09.1989	21	-0.5
				11.08.2008	32	-0.5
LT. Alte Weser	1	1	1966	entspricht der amtlichen Festlegung		0.5
LT. Mellumplate	1	401	1949	entspricht der amtlichen Festlegung		-0.2
Unterfeuer Dwarsgat	1	2	1976	entspricht der amtlichen Festlegung		0.0
Borkum-Südstrand	1	21/1	1935	29.10.1989	28	-1.1
Borkum-Fischerbalje	1	59	1962	06.07.1994	-4	-1.2
Wilhelmshaven-Alter Vorhafen	1	20	1930	01.01.1930	2345	-3.0
				20.04.1940	0	-3.0
				01.01.1952	11	-3.0
				05.06.1983	5	-3.0
Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	1	2	1969	06.07.1994	-3	0.9
Bremerhaven Alter Leuchtturm	1	14	1976	09.02.1982	5	1.8
				07.11.2000	11	1.8
				08.05.2006	17	1.8
Dukegat	1	210	1985	entspricht der amtlichen Festlegung		-13.7
Knock	1	110	1975	entspricht der amtlichen Festlegung		0.5
Norderney			siehe Tabelle 18-22			
Husum	1	1520/10	1935	21.06.1978	5	-2.2
Wittdün	1	1316/113	1936	entspricht der amtlichen Festlegung		1.4

Werden die Sollhöhenunterschiede zwischen den Pegelfestpunkten 1813/F, 1813/602 und 21 als konstant angehalten, ergeben sich die in Tabelle 26 bzw. 27 dargestellten Höhenunterschiede. Der Unterschied beider Festlegungen besteht in darin, dass in Tabelle 26 die Sollhöhenunterschiede der ersten Festlegung angehalten wurden, während in Tabelle 27 die letzte Festlegung angehalten wurde. Die Festlegung in Tabelle 27 hat insofern einen Vorteil, da die dort dargestellten Sollhöhenunterschiede der aktuellen Situation vor Ort entsprechen. In Tabelle 28 sind dann die resultierenden Pegelnullpunkthöhen und Korrekturen ($K_{Staffelverschiebung}$) dargestellt. In Abbildung 83 sind sowohl unkorrigierte, als auch nach Tabelle 28 korrigierte halbtägliche, monatliche und jährliche T1/2w dargestellt. Bei einem Vergleich unkorrigierter mit korrigierten Daten wird die Verschiebung der Pegellatte vom 01.11.2000 und die damit verbundenen Auswirkungen auf die T1/2w deutlich. Für spätere Auswertungen und Vergleiche mit modellierten Meeresspiegelauslenkungen bzw. Beobachtungen der Satellitenaltimetrie werden die Wasserstandsbeobachtungen des Pegels Helgoland-Binnenhafen vor dem 01.11.2000 um 27.1cm korrigiert ([98], Seite 271).

Im Rahmen verschiedener Forschungsprojekte wurden von Seiten der BfG über 50 Pegel in der Deutschen Bucht hinsichtlich Veränderungen der Sollhöhendifferenzen analysiert. Dies beinhaltete die Ableitung von BfG-Festlegungen (analog dem Beispiel der Pegel auf Norderney und Helgoland-Binnenhafen), wobei Sollhöhenunterschiede zu repräsentativen Pegelfestpunkten als konstant angehalten wurden. In Tabelle 29 sind die Ergebnisse der im Rahmen dieser Arbeit genutzten Pegel zusammengefasst. Neben den Festlegungen, den repräsentativen Pegelfestpunkten und den Abweichungen zu den amtlichen Festlegungen bzw. Korrekturen sind auch Informationen über die Verfügbarkeit geodätischer Informationen aufgelistet.

3.5 Unsicherheiten von Pegelbeobachtungen

Auf Basis der Abschnitte 3.2, 3.3 und 3.4 ergeben sich für die Pegelbeobachtungen bzw. Wasserstandsbeobachtungen unterschiedliche Fehlereinflüsse. Die folgenden Angaben sind auf die Pegelanlagen innerhalb der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes bezogen, welche die Pegelvorschrift als verbindliche Vorschrift nutzt. Die genannten Einflüsse hängen sehr stark von den genutzten Beobachtungsprogrammen bzw. den gültigen Verfahrensvorschriften ab.

3.5.1 Unsicherheiten des Wasserstandes über Pegelnull

Die Unsicherheiten der kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensoren sind in erster Linie von der Art des Sensors und den Umgebungsbedingungen abhängig. Sie setzen sich aus den

- Unsicherheiten der kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensoren (δW_{Sensor})
- Unsicherheiten des Lattennullpunktes ($\delta W_{Lattennullpunkt}$)
- Unsicherheiten bei der Justierung der Wasserstandssensoren ($\delta W_{Justierung}$)

zusammen.

In Abschnitt 3.2.1 erfolgte eine Vorstellung der üblicherweise innerhalb der WSV genutzten Sensorarten. Druckpegel weisen insbesondere bei Dichteveränderungen sehr große Variationen auf (vgl. Tabelle 9). Große Dichteveränderungen treten in vor allem in den Ästuaren auf, wobei zwischen relativ hochfrequenten Variationen aufgrund der Gezeiten (einströmendes Salzwasser und ausströmendes Süßwasser) und saisonalen Variationen zu unterscheiden ist. Entsprechende Unsicherheiten wirken systematisch, da Dichteänderungen aufgrund von Gezeiten gleichförmig verlaufen. Langfristige Variationen werden durch

regelmäßige, in etwa aller vierzehn Tage stattfindenden Pegelkontrollen und den damit verbundenen Justierungen der kontinuierlich arbeitenden Wasserstandssensoren gegenüber der Pegellatte eliminiert.

Die Unsicherheiten des Schwimmpegels basieren in erster Linie auf den Unsicherheiten der Winkelab-taster, wobei die Auswirkungen relativ klein sind. Längerfristige systematische Unsicherheiten aufgrund von Schlupf des Bandes bzw. dem Überspringen des Lochbandes werden durch die regelmäßigen Justierungen im Rahmen der Pegelkontrollen eliminiert. Eine weitere Unsicherheit der Schwimmpegel kann im Pegelschacht bzw. dem Zulaufrohr begründet sein. Sofern die Durchlasscharakteristik des Pegelschachtes nicht den Vorgaben entspricht (verengtes oder verstopftes Zulaufrohr), entspricht der Wasserstand im Inneren des Pegelschachtes nicht dem Wasserstand am Lattenpegel. Ist die Dämpfung eines Pegel-schachtes zu stark, werden langwellige Anteile der Tide eliminiert bzw. insbesondere die Tidescheitel nicht korrekt erfasst. Im gegenteiligen Fall, einer zu schwachen Dämpfung überlagern sich hochfrequente Wasserstandsvariationen (z.B. Schiffswellen) mit den zu erfassenden Wasserstandsvariationen, was ebenfalls zu Unsicherheiten führt.

Die Unsicherheiten des Lattennullpunktes ergeben sich aus eventuellen Fehllagen der Pegellatten ge-genüber den Solllagen. Innerhalb der WSV wird die Höhenlage des Lattennullpunktes in der Regel aller zwei Jahre überprüft, wobei maximale Abweichungen von 10mm im Binnenland und 20mm im Küsten-bereich toleriert werden. Für den Zeitraum zwischen aufeinanderfolgenden Prüfungen der Höhenlagen wirkt diese Unsicherheit systematisch auf den beobachteten Wasserstand.

Im Rahmen der regelmäßig (etwa aller 14 Tage) durchgeführten Pegelprüfungen werden die konti-nuierlich arbeitende Wasserstandssensoren so justiert, dass die erfassten Wasserstandsbeobachtungen mit an Lattenpegeln abgelesenen Wasserstandsbeobachtungen übereinstimmen. Die Unsicherheiten bei der optischen Ablesung von Pegellatten wirken sich folglich direkt auf die kontinuierlich erfassten Was-serstandsbeobachtungen aus. Die Pegellatten verfügen im Allgemeinen über eine 2cm Teilung. Darüber hinaus treten an der Pegellatte kurzperiodische Wellen auf. Unter der Voraussetzung, dass keine systematischen Effekte, wie etwa strömungsbedingte Sunk- oder Schwalleffekte vorhanden sind und ein längerer Zeitraum betrachtet wird, sollten die so entstehenden Unsicherheiten zufällig verteilt sein. Letztendlich erfolgt die Ablesung der Lattenpegel manuell, weshalb die damit verbundenen Unsicherheiten sehr stark von der Erfahrung des Beobachters abhängig sind.

Die Abweichungen des Lattennullpunktes $\delta W_{Lattennullpunkt}$ und $\delta W_{Justierung}$ wirken für bestimmte Zeiträume (1 Jahr bzw. 14 Tage) systematisch, können aber über sehr lange Zeiträume als zufällig verteilt angenommen werden. Die Unsicherheiten der hauptsächlich eingesetzten Druck- und Schwimm-pegel sind in Bezug auf eine Tide systematischer Natur bzw. wirken in erster Linie auf die Scheitelwerte. Die Beträge der systematischen Abweichungen nehmen vergleichbare Werte an, jedoch wirken die Systematiken mit umgekehrten Vorzeichen. Die T_{hw} werden im Allgemeinen zu hoch und damit verbunden die T_{nw} zu niedrig erfasst oder umgekehrt (vgl. Abschnitt 3.2.2). Da die Pegelkontrollen und damit auch die Justierungen der Wasserstandssensoren zum Zeitpunkt der Tidemittelwasser ausgeführt werden und im Wesentlichen die Tidescheitel mit unterschiedlichem Vorzeichen betroffen sind, können für Trendaus-sagen bzw. Aussagen zu T_{mw} und T_{12w} die Unsicherheiten der Wasserstandssensoren W_{PNP} als zufällig verteilt angenommen werden. Für einen langen Zeitraum ergeben sich damit die Unsicherheiten der Wasserstände über Pegelnull nach Formel 60.

$$\delta W_{PNP} = \sqrt{(\delta W_{Sensor})^2 + (\delta W_{Lattennullpunkt})^2 + (\delta W_{Justierung})^2} \quad (60)$$

Tabelle 30: Abschätzung der Beiträge der Unsicherheit von globalen Wasserstandswerten

Unsicherheit	Größenordnung [mm]	Bemerkung
δW_{Sensor}	10-50	Erfahrungen der BfG
$\delta W_{Lattennullpunkt}$	≤ 20	Vorgabe der Pegelvorschrift
$\delta W_{Justierung}$	0-30	20mm Teilung der Pegellatten
$\delta \Delta h_{soll}$	0	per Definition fehlerfrei
$\delta \Delta h_{Anschluss}$	≤ 3	Vorgabe der Pegelvorschrift
$\delta \Delta h_{GNSS-PFP}$	≤ 3	Erfahrungen der BfG
δH_{NHN}	10-20	Abhängig vom Abstand zu Wallenhorst
δh_{gnss}	≤ 5	vgl. Abschnitt 4

3.5.2 Unsicherheiten lokaler, regionaler und globaler Pegelbeobachtungen

Die Pegelbeobachtungen relativ zu einem bestimmten Pegelfestpunkt (lokale Pegelbeobachtung W_{PFP}) unterscheiden sich von den Wasserständen über Pegelnull dadurch, dass die geometrische Beziehung zu einem bestimmten Pegelfestpunkt fixiert ist. Aufgrund von Modifikationen der Sollhöhenunterschiede ergaben sich in der Vergangenheit Verschiebungen der Pegelnullpunkte in der Größenordnung mehrerer Zentimeter (vgl. Abschnitt 3.4). Werden diese Änderungen nicht berücksichtigt, ergeben sich systematische Abweichungen in den Wasserstandszeitreihen mit den damit verbundenen negativen Auswirkungen auf daraus abgeleitete Trends (vgl. Tabelle 23). Da es sich bei den Sollhöhendifferenzen um rein numerisch definierte Größen handelt, können diese als fehlerfrei angenommen werden. Daraus resultiert, dass die abgeleiteten Korrekturen ($K_{Staffelverschiebung}$) auch ohne Unsicherheiten abzuleiten sind und somit entsprechen die Unsicherheiten der Wasserstände in Bezug auf einen Pegelfestpunkt den Unsicherheiten der Wasserstände in Bezug auf den Pegelnullpunkt.

Sollen lokale Pegelbeobachtungen auf eine Realisierung eines globalen oder regionalen Höhenreferenzsystems (z.B. DHHN92) bezogen werden, sind neben den Unsicherheiten der Pegelbeobachtungen auch die Unsicherheiten der Höhen der Pegelfestpunkte zu berücksichtigen. Diese setzen sich aus den Unsicherheiten der Anschlussmessungen $\delta \Delta h_{Anschluss}$ und den Unsicherheiten der Anschlusspunkte δH_{NHN} für amtliche Höhenangaben bzw. δh_{GNSS} für GNSS-basierte Höhen zusammen. Für die amtlichen Höhenangaben im DHHN92 gibt die AdV eine einen mittleren Gewichtseinheitsfehler von $\sigma_0 = 0.86 \text{ mm/km}$ an ([89], Seite 94). Das DHHN92 ist auf einen Lagerungspunkt in Wallenhorst bezogen, wodurch für die Ableitung der Unsicherheiten die Strecke s (in km) zum Lagerungspunkt entscheidend ist. Mit einem Gewicht von $1/s$ ergibt sich eine Unsicherheit des Anschlusspunktes nach Formel 61. Exemplarisch ergibt sich dabei für den Pegel Bremerhaven bei einem Abstand von $\approx 210 \text{ km}$ eine Unsicherheit von $\delta H_{NHN} = 12.3 \text{ mm}$.

$$\delta H_{NHN} = \sigma_0 \sqrt{s} \quad (61)$$

Die Höhen der Pegelfestpunkte ergeben für amtliche Höhenangaben sich nach Formel 57. Analog ergeben sich ellipsoidische Höhenangaben in Bezug auf die jeweilige Realisierung des ITRS89 aus den Höhen der GNSS-Stationen (h_{GNSS}), sowie aus den Verbindungsbeobachtungen zwischen den GNSS-Stationen und den Pegelfestpunkten ($\Delta h_{GNSS-PFP}$) und deren Unsicherheiten (δh_{GNSS} bzw. $\delta \Delta h_{GNSS-PFP}$).

Zu den Unsicherheiten der Anschlussmessungen trifft die Pegelvorschrift die Festlegung, dass für Pegel mit überregionaler Bedeutung sich die Qualität der Anschlussmessung nach den Vorschriften der Landesvermessung für Nivellements 2. Ordnung richtet. Weiterhin wird ausgesagt, dass die Pegel mit überregionaler Bedeutung an Anschlusspunkte der 2. oder 1. Ordnung der amtlichen Realisierung des

Höhenreferenzsystemen anzuschließen sind, wobei die Anschlusspunkte Unsicherheiten aufweisen, die sich systematisch auf die Pegelbeobachtungen auswirken. Die Referenzierung der Pegelnullpunkte mithilfe von GNSS-Systemen wird im Kapitel 4 näher beleuchtet.

Die Pegelbeobachtungen in Bezug auf eine regionale Realisierung / amtliche Höhen (W_{NHN}) ergeben sich nach Formel 62 bzw. aus einer Kombination der originären Wasserstandsbeobachtungen (W_{PNP}) mit den Korrekturen der Stafferverschiebungen ($K_{Stafferverschiebung}$), dem fixierten Sollhöhenunterschied (Δh_{soll}), den Höhendifferenzen zum Anschlusspunkt ($\Delta h_{Anschluss}$) und der Höhe des Anschlusspunktes (H_{NHN}). Analog ergeben sich die Pegelbeobachtungen in Bezug auf eine globale Realisierung eines Referenzsystems nach Formel 63.

$$W_{NHN} = W_{PNP} + K_{Stafferverschiebung} - \Delta h_{soll} + \Delta h_{Anschluss} + H_{NHN} \quad (62)$$

$$W_{global} = W_{PNP} + K_{Stafferverschiebung} - \Delta h_{soll} + \Delta h_{GNSS-PFP} + h_{GNSS} \quad (63)$$

Ausgehend von den rein numerisch festgelegten und damit fehlerfreien Sollhöhenunterschieden Δh_{soll} und Korrekturen $K_{Stafferverschiebung}$ ergeben sich die Unsicherheiten der regionalen bzw. globalen Pegelbeobachtungen nach Formel 64 bzw. 65. Zusammenfassend sind die Unsicherheiten und deren geschätzte Größenordnungen in Tabelle 30 dargestellt.

$$\delta W_{NHN} = \sqrt{(\delta W_{PNP})^2 + (\delta \Delta h_{Anschluss})^2 + (\delta H_{NHN})^2} \quad (64)$$

$$\delta W_{global} = \sqrt{(\delta W_{PNP})^2 + (\delta \Delta h_{GNSS-PFP})^2 + (\delta h_{GNSS})^2} \quad (65)$$

4 GNSS gestützte Pegelüberwachung

4.1 Grundlagen und GNSS-Netzwerke im Untersuchungsgebiet

Durch die Einführung satellitengestützter Messmethoden ist es seit einiger Zeit möglich, kontinuierlich dreidimensionale Koordinaten mithilfe von GNSS-Systemen zu ermitteln. Die Grundlagen zu GNSS-Systemen werden an dieser Stelle nicht näher erläutert bzw. es existiert ein breites Spektrum an weiterführender Literatur zu diesem Thema. Letztendlich liefern hochgenaue GNSS-Systeme die Möglichkeit, Koordinatendifferenzen zu bekannten Referenzstationen mit einer sehr hohen Genauigkeit zu bestimmen. Folglich ermöglicht eine Kombination von GNSS-Sensoren mit Pegeln die Ableitung von Pegelnullpunktshöhen relativ zu den Koordinaten der Referenzstationen und damit relativ zu einer Realisierung eines definierten globalen, zeitlich und örtlich invarianten Referenzsystems. An Pegeln erfasste langfristige Änderungen der Meeresspiegelhöhen können somit um den Betrag vertikaler Landbewegungen korrigiert werden.

GNSS-Beobachtungen und daraus abgeleitete Koordinaten sind einer Vielzahl unterschiedlicher Einflüsse unterworfen. Einzelne Einflüsse werden im Rahmen der *GNSS-Auswertung* (*GNSS-Prozessierung*) oder von externen Institutionen modelliert und deren Auswirkungen auf das Ergebnis minimiert. Bestimmte stationsabhängige Einflüsse, wie etwa Antennen-, Mehrwege- und Nahfeldeffekte können nur bedingt modelliert werden. Mithilfe einer Antennenkalibrierung wird versucht, das Empfangsverhalten der GNSS-Antennen zu modellieren und durch das eigentliche Empfangselement verursachte Unsicherheiten der Pseudorange- bzw. Phasenmessung mithilfe von azimuth- und elevationsabhängigen Offsets zu beschreiben. Zusätzlich erfolgt die Schätzung der Position des Empfangselementes gegenüber dem *Antennenreferenzpunkt* (*ARP*). Üblicherweise wird als Antennenreferenzpunkt der Schnittpunkt der untersten Antennenebene mit der Stehachse definiert. Bei modernen Choke-Ring bzw. Referenzstationsantennen sind die horizontalen Ablagen nahezu null bzw. das Empfangselement befindet sich auf der Stehachse der Antenne. Nicht zu vernachlässigen ist die vertikale Komponente, die insbesondere bei Choke-Ring Antennen sehr große Werte annehmen kann (vgl. Abbildung 84). Bis vor wenigen Jahren erfolgte die Modellierung des Empfangsverhaltens relativ zu einer Referenzantenne (relative Antennenkalibrierung). Seit einiger Zeit haben sich absolute Antennenkalibrierverfahren durchgesetzt, wobei dabei das Empfangsverhalten unter Nutzung realer GNSS-Beobachtungen bzw. von Pseudolight GNSS-Beobachtungen bestimmt wird. Entscheidend bei einer Nutzung von Antennenmodellen sind gleichförmige Modelle. Innerhalb eines Netzwerkes bzw. einer Prozessierung dürfen nur absolute oder relative Antennenmodelle genutzt werden. Aufgrund des damit verbundenen Maßstabsfehlers ([85], Seite 3) werden relative Antennenmodelle in der heutigen Zeit nicht mehr genutzt.



Abbildung 84: Choke-Ring, Antennenvorverstärker und Choke-Ring Antenne (v.l.n.r.).

Neben den eigentlichen physikalischen Empfangseigenschaften spielen insbesondere bei einer hochpräzisen Höhenbestimmung Mehrwege- und Nahfeldeffekte eine wichtige Rolle. Auf eine ausführliche Beschreibung der Effekte wird an dieser Stelle verzichtet und auf weiterführende Literatur verwiesen (z.B. [93], Seite 3). Die Höhenkomponente wird wesentlich durch die unmittelbare Antennenumgebung

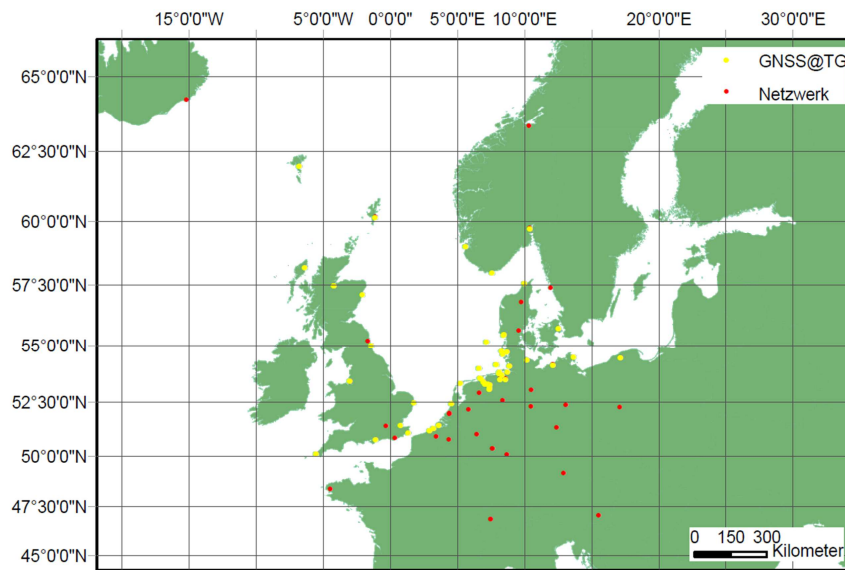


Abbildung 85: Netzwerk und Stationsübersicht der BfG-Auswertungen im Bereich der Nordsee [99].

beeinflusst und entsprechende Änderungen (z.B. anderer Antennenaufbau, variierende Kabelverlegung etc.) können scheinbare Höhenänderungen zur Folge haben.

Um die Möglichkeit der hochgenauen Höhenbestimmung für hydrologische Anwendungen zu nutzen, gibt es Bestrebungen wichtige Pegel mit kontinuierlich arbeitenden GNSS-Systemen auszustatten und somit eine hochgenaue Referenzierung der Pegelbeobachtungen in einem globalen, fest definierten Referenzsystem bzw. dessen Realisierung zu ermöglichen und den Einfluss vertikaler Landbewegungen auf langfristige Meeresspiegeländerungen zu eliminieren. Für den europäischen Raum wurde mit *European Sealevel Service (ESEAS)* eine Initiative mit dem Ziel gestartet, GNSS-Beobachtungen an Pegelstationen mit Pegelbeobachtungen bereitzustellen. Von Seiten des IGS erfolgte mit *GPS Tide Gauge Benchmark Monitoring (TIGA)* eine Initiative zur weltweiten Prozessierung von GNSS-Beobachtungen an Pegelstationen mit dem Ziel der Überführung von Pegelbeobachtungen in eine Realisierung eines einheitlichen globalen Referenzsystems. Dies beinhaltet sowohl die Prozessierung der GNSS-Beobachtungen wie auch deren zentrale Bereitstellung für weitere Anwender (vgl. www.sonel.org). Derzeit werden GNSS-Beobachtungen mit Pegelbezug von einer Vielzahl administrativer und wissenschaftlicher Einrichtungen bereitgestellt. Für den Bereich der Nordsee gibt die Abbildung 85 einen Überblick über die verfügbaren GNSS-Pegelstationen. Abbildung 85 beschreibt ein GNSS-Netzwerk, welches von Seiten der BfG, Referat Geodäsie prozessiert wird ([99], Seite 13).

Seit 2008 werden von Seiten der BfG vermehrt Anstrengungen unternommen, ausgewählte Pegel mit permanent arbeitenden GNSS-Sensoren auszustatten. Bei den eingesetzten GNSS-Sensoren handelt es sich um hochwertige geodätische Zweifrequenzempfänger mit entsprechenden Antennen. Das BfG-Netzwerk lässt sich in ein Leica Netzwerk entlang der Deutschen Nordseeküste und in ein kleines Trimble Netzwerk entlang ausgewählter Ems-Pegel unterteilen ([100], Seite 6), wobei in Summe derzeit 19 BfG-Stationen existieren. Alle GNSS-Sensoren des Leica-Netzwerkes verfügen über absolut und individuell kalibrierte Choke-Ring Antennen (Roboterkalibrierung, Geo++), während für alle Trimble Antennen individuelle Kalibrierungen der TU-Dresden (Institut für Geodäsie) vorhanden sind. Von Seiten der BfG erfolgte die Bereitstellung der Rohbeobachtungen für wissenschaftliche Anwendungen und erste Publikation von Ergebnissen im Rahmen in der Zeitschrift „Die Küste“ [100] und einem Forschungsbericht [99].

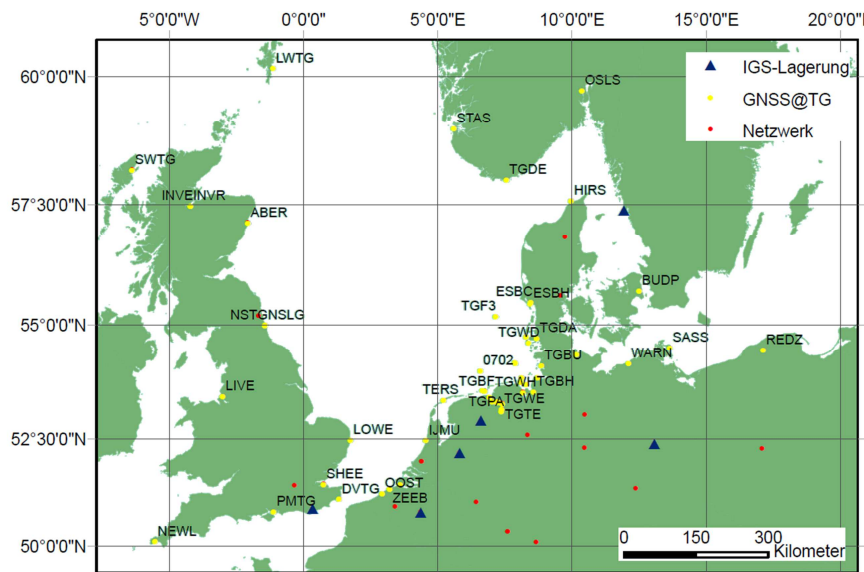


Abbildung 86: Verfügbares GNSS-Netzwerk und GNSS-Pegelstationen entlang der Nordseeküste [99].

Tabelle 31: Standorte von GNSS-Stationen mit Bezug zu einem WSV-Pegel im Bereich der Deutschen Bucht.

Station	Kürzel	Inbetriebnahme	Abstand zum Pegel [m]	Betreiber	Gewässer
Hörnum/Sylt	HOE2	Jul. 05	ca. 200	BKG	Nordsee
Borkum-Südstrand	BORJ	Jan. 05	ca. 400	BKG	Nordsee
Helgoland	HELG	Nov. 99	ca. 600	BKG	Nordsee
Knock	TGKN	Mai 08	0	BfG	Außenems
Unterfeuer Dwarsgat	FLDW	Aug. 08	0	BfG	Außenweser
Leuchtturm Alte Weser	LHAW	Dez. 08	0	BfG	Außenweser
Cuxhaven-Steubenhöft	TGCU	Dez. 08	0	BfG	Außenelbe
Borkum-Fischerbalje	TGBF	Mai. 09	0	BfG	Nordsee
Büsum	TGBU	Mai. 09	0	BfG	Nordsee
Dagebüll	TGDA	Mai. 09	0	BfG	Nordsee
Mellumplate	TGME	Aug. 09	0	BfG	Außenjade
Emden-Neue Seeschleuse	TGEM	Okt. 09	0	BfG	Außenems
Dukegat	TGDU	Okt. 09	0	BfG	Außenems
Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen	TGWH	Mrz. 10	0	BfG	Jade
Bremerhaven-Alter Leuchtturm	TGBH	Mrz. 10	0	BfG	Unterweser
Wittdün (Amrum)	TGWD	Jun. 11	0	BfG	Nordsee

Neben den BfG-eigenen Stationen kommen drei GREF-Stationen im Bereich der Nordsee und drei Stationen im Bereich der Ostsee hinzu, deren geometrische Beziehung zu den Pegelnullpunkten in regelmäßigen Abständen überwacht wird. An den Küsten der Nord- und Ostsee können auf diese Art und Weise sechs weitere Pegel mithilfe von GNSS-Systemen überwacht werden. Letztendlich ist auf der Forschungsplattform FINO-1 eine GPS-Station des LGLN installiert, welche in die Prozessierungen der BfG mit eingebunden ist und deren Beziehung zum Nullpunkt des Radarpegels bekannt ist. In Summe existieren derzeit im Bereich der Deutschen Bucht und dem Ems-Ästuar 23 GNSS-Pegelstationen (Abbildung 86). Auf die fünf Stationen im Ems-Ästuar wird im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen, da diese für die folgenden Auswertungen nicht relevant sind. Exemplarisch sind in Abbildung 88 ausgewählte GNSS-Stationen dargestellt. In Tabelle 31 werden Angaben zu den Stationen im Bereich der Deutschen Bucht gemacht, die über einen Bezug zu WSV Pegelstationen verfügen und für die kontinuierliche Pegelbeobachtungen vorliegen. Die beiden FINO-Stationen verfügen über kontinuierlich arbeitende GNSS-Empfänger, jedoch liegen für beide Stationen nur sehr wenige Pegelbeobachtungen vor.

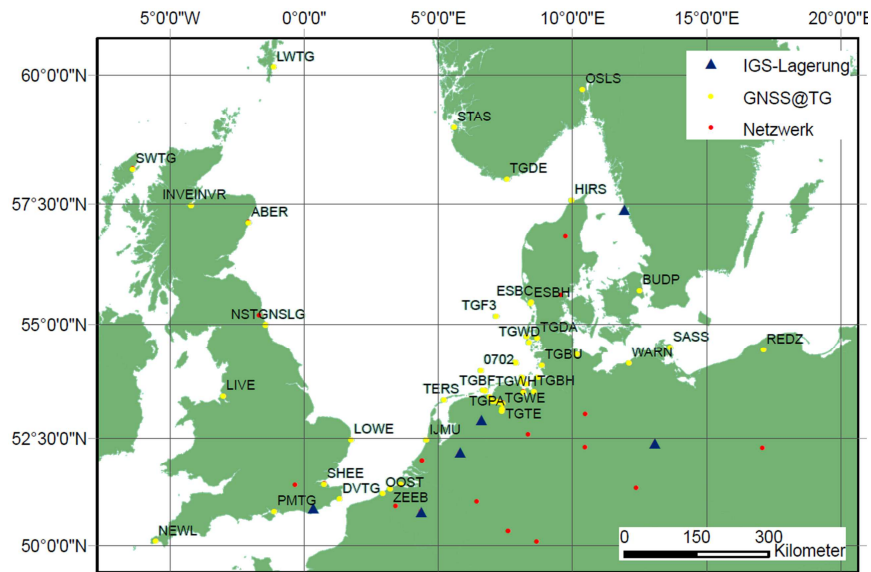


Abbildung 87: Verfügbares GNSS-Netzwerk und GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht.

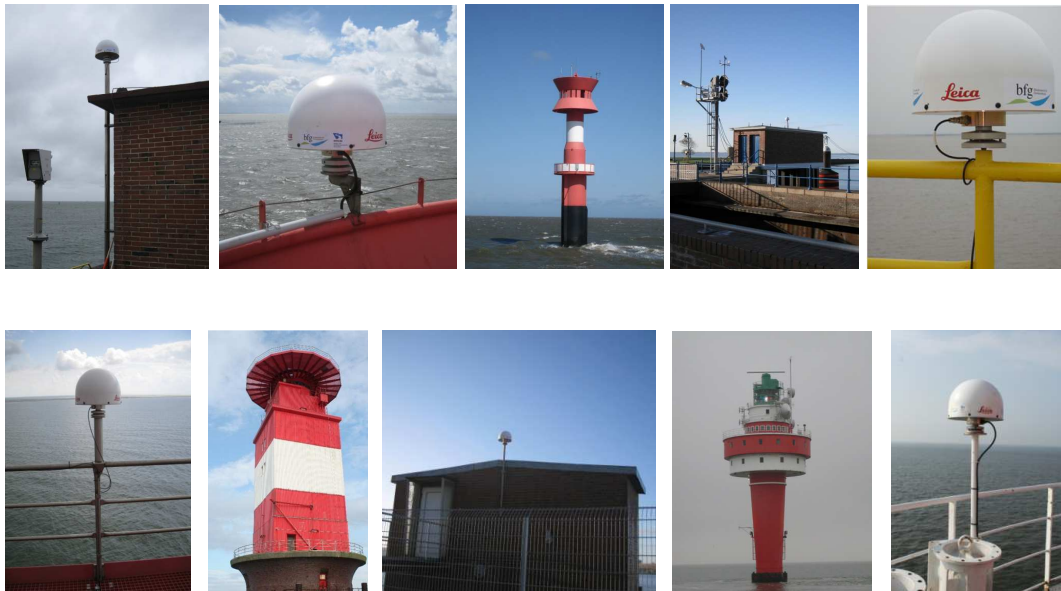


Abbildung 88: GNSS-Stationen im Bereich der Deutschen Bucht (1. Reihe v.l.n.r. BORF, FLDW (2x), TGEM, TGKN, 2. Reihe v.l.n.r. TGME, LT Mellumplate, TGCU, LT Alte Weser, LHAW).

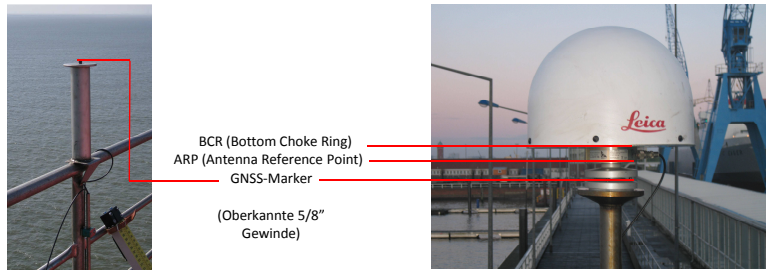


Abbildung 89: Schematische Darstellung des geometrischen Zusammenhangs zwischen ARP und GNSS-Marker der BfG-Stationen ([100], Seite 11).

4.2 Höhenbezüge der GNSS-Antennen relativ zu Pegelnullpunkten

Mithilfe der GNSS-Sensoren lassen sich die exakten Positionen der Antennenreferenzpunkte relativ zu der Realisierung eines definierten Referenzsystems ermitteln. Für eine Überführung der GNSS-Positionen, insbesondere der Höhen in Höhenangaben der Pegelnullpunkte sind die geometrischen Beziehungen zwischen Pegelnullpunkten und GNSS-Antennenreferenzpunkten zu berücksichtigen. Für die BfG-Stationen erfolgte eine Festlegung in der Art, dass alle Koordinaten auf die *GNSS-Marker* bezogen sind, welche als Schnittpunkt zwischen der Oberkannte des Schraubgewindes und der Stehachse definiert sind (vgl. Abbildung 89). Die Differenzen zwischen den GNSS-Markern und den Antennenreferenzpunkten entsprechen den Instrumentenhöhen der GNSS-Stationen.

Im Fall der sechs GREF Stationen besteht keine direkte Verbindung zwischen den GNSS-Antennen und den Pegeln. Von den genannten GREF-Stationen befinden sich die Stationen HELG (Helgoland), HOE2 (Hörnum) und BORJ (Borkum-Südstrand) im Bereich der Nordseeküste. Im Rahmen der Installation bzw. in regelmäßigen Abständen werden von Seiten des BKG Messungen zwischen dem GNSS-Marker bzw. der GNSS-Antenne und einem (*GNSS*-)Bodenpunkt durchgeführt. Die Höhendifferenzen zwischen den GNSS-Bodenpunkten und den Pegelfestpunkten werden durch die örtlich zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter bzw. die BfG jährlich mithilfe von Präzisionsnivellements überwacht. Neben täglichen, gezeitenbedingten Variationen (vgl. Abschnitt 3.4) sind sowohl saisonale wie auch langfristige Änderungen möglich. In Abhängigkeit vom Untergrund und den lokalen Besonderheiten sind trotz räumlicher Nähe große Abweichungen der Vertikalbewegungen möglich (vgl. Abschnitt 3.4, Pegel Norderney). In Kombination mit den Sollhöhenunterschieden ergeben sich Höhen der Pegelnullpunkte (h_{PNP}) nach Formel 66 ([100], Seite 13).

$$h_{PNP} = h_{GNSS} + \Delta h_{GNSS-Bodenpunkt} + \Delta h_{Bodenpunkt-PFP} - \Delta h_{soll} \quad (66)$$

Eine Alternative zur Installation in der näheren Umgebung der Pegel sind direkte Installationen auf den Pegeln. Allen BfG-Stationen ist gemein, dass diese direkt auf den Pegeln bzw. an der gleichen physischen Struktur befestigt sind, an der auch mindestens ein Pegelfestpunkt vorhanden ist. Da es sich um eine physische Struktur handelt, werden die Höhendifferenzen zwischen den Antennenreferenzpunkten und den Pegelnullpunkten langfristig als konstant angesehen, obwohl mit ausgeprägten zyklischen Variationen (z.B. temperaturbedingte Ausdehnungseffekte) zu rechnen ist. Die Höhenlagen der Pegelnullpunkte relativ zu den angesprochenen Pegelfestpunkten an der Struktur der Antennenträger werden im Rahmen der regelmäßig ausgeführten Prüfungen der Höhenlagen überwacht (vgl. Abschnitt 3.4). Die Höhe der Pegelnullpunkte (h_{PNP}) ergibt sich nach Formel 67 (vgl. Abbildung 72).

$$h_{PNP} = h_{GNSS} + \Delta h_{GNSS-PFP} - \Delta h_{soll} \quad (67)$$

Die Ableitung der Höhendifferenzen $\Delta h_{GNSS-PFP}$ erfolgt bei der BfG im Rahmen der Installation der GNSS-Systeme. Bedingt durch das Messprinzip werden Antennenstandorte angestrebt, welche möglichst freie Sichten in alle Himmelsrichtungen, insbesondere in südliche Richtungen aufweisen. Folglich sind die GNSS-Antennen häufig auf Dächern installiert, wodurch im Rahmen der Einmessung große Höhendifferenzen auf kleinen Strecken zu überwinden sind. Von Seiten der BfG kommen dabei

- geometrische Nivellements
- kalibrierte Messbänder
- kalibrierte Messstäbe
- vertikal arbeitende Laserentfernungsmesser

zum Einsatz, deren Ergebnisse im Submillimeterbereich übereinstimmen ([100], Seite 12-13). Entsprechend ermittelte Höhendifferenzen stellen nur eine Momentaufnahme dar. Insbesondere wenn die Bauwerke zyklischen Variationen unterworfen sind, können die zum Installationszeitpunkt ermittelten Höhendifferenzen $\Delta h_{GNSS-PFP}$ von den realen Höhendifferenzen abweichen. Sofern langfristige Mittelwerte (z.B. jährliche Koordinatenlösungen) von GNSS-Höhenlösungen genutzt werden, muss mit Abweichungen zwischen den einmalig ermittelten Höhendifferenzen und den langfristig gemittelten (aber nicht beobachteten) Höhendifferenzen gerechnet werden. Dieser Sachverhalt spielt bei Trendaussagen eine untergeordnete Rolle, jedoch wirken sich die Unsicherheiten der Höhendifferenz auf die absolute Höhen der Pegelnullpunkte aus. Die Unsicherheiten der Pegelnullpunktshöhen setzen sich folglich aus den Unsicherheiten der GNSS-Höhenlösung, den Unsicherheiten der Höhenübertragung und zyklischen Variationen der Höhendifferenz zwischen GNSS-Antenne und Pegelnullpunkt zusammen.

Für ein Monitoring der zyklischen Variationen werden von Seiten der BfG in Kooperation mit der TU-Darmstadt entsprechende Systeme auf Basis von Beschleunigungssensoren und kontinuierlich arbeitenden Laserentfernungsmessern erprobt und zukünftig eingesetzt [25].

4.3 Prozessierung und Ergebnisse

Die Prozessierung erfolgt unter Nutzung der Bernese Software, Version 5.0, wobei der prinzipielle Ablauf in Abbildung 90 dargestellt ist. Die eigentliche Prozessierung beinhaltet eine Vorprozessierung, in der die präzisen Bahndaten aufbereitet, die Satelliten- und Empfängeruhren auf Codebasis synchronisiert und die Beobachtungsdaten einem Datenscreening unterzogen werden. Eventuelle Phasensprünge und Ausreißer werden markiert bzw. eliminiert. Dem schließt sich die Lösung der Mehrdeutigkeiten (QIF-Strategie) und eine abschließende Parameterschätzung an. Je Tag erfolgt eine Schätzung der Basislinien (=Koordinatendifferenzen) und weiterer Parameter ([100], Seite 23).

Als Antennenmodelle kommen die Modelle des IGS zum Einsatz. Eine Ausnahme hierbei sind die BfG- und GREF-Stationen, für die individuelle absolute Antennenkalibrierungen vorliegen. Im Rahmen der Roboterkalibrierung von BfG-Antennen (Leica) erfolgte die Kalibrierung der kompletten GNSS-Antennensysteme (Antenne, Radom und Dreifuß), welches später identisch installiert wurden ([100], Seite 23). Neben den reinen GNSS-Beobachtungen der GNSS-Stationen fließen in die Prozessierung die in Tabelle 32 dargestellten Parameter mit ein.

Tabelle 32: Darstellung der Parameter, welche im Rahmen der BfG-Prozessierung Anwendung finden.

Eingangsgröße/Parameter	Herkunft/Modell
Beobachtungsdaten	RINEX-Beobachtungen im 30 Sekunden Intervall IGS-Beobachtungen: ftp://igs.bkg.bund.de/IGS EPN-Beobachtungen: ftp://igs.bkg.bund.de/EUREF GREF-Beobachtungen: ftp://igs.bkg.bund.de/GREF GNSS@TG-Beobachtungen: ftp://sonel.org
Epochenlänge	24h
Satellitenorbits	Final IGS Orbits
Erdorientierungsparameter	Offizielle IGS-Lösung
Satellitenuhrenparameter	Offizielle IGS-Lösung
Antennenkalibrierung	IGS05/IGS08 Antennenfile, absolute Roboterkalibrierung für die BfG-eigenen Stationen (individuelle Kalibrierung aller Stationen mit Leica-Antennen, Typmittelwerte für die Stationen TGLE, TGPA, TGPO, TGTE, TGWE)
Ionosphärenmodell	Ionosphärenmodell des CODE-Bern
Ozeanauflastgezeiten	Horizontale und vertikale Auflasten auf Basis des FES2004 Ozeangezeitenmodells (http://129.16.208.24/loading/)
Schätzung Troposphäre	Saastamoinen-Troposphärenmodell
Lagerung (IGS/ITRF)	BRUS, HOFN, ONSA, POTS, TRO1, WSRT, WTZR, ZIMM, BRST, KIRU, KOSG, GRAZ, HERS

Ergebnis sind tägliche Normalgleichungen, die zu einzelnen Koordinatenlösungen kombiniert werden ([31], Seite 221). Im Fall der BfG-Prozessierung erfolgt eine freie Netzausgleichung für Kontrollzwecke und eine Lagerung auf den genannten IGS-Stationen unter minimum constraint Konditionen. Als Koordinaten der IGS-Stationen kommen die offiziellen wöchentlichen Koordinatenlösungen des IGS zum Einsatz. Die BfG nutzt die in Abbildung 91 dargestellten IGS-Stationen als Lagerungsstationen. Folglich liegen die resultierenden Koordinaten und damit auch Höhen der GNSS-Pegelstationen in der Realisierung des IGS vor. Praktisch handelt es sich bei den Koordinatenlösungen der BfG um regionale Realisierungen des globalen Referenzsystems ITRS89, wodurch die Systemparameter (physikalische Konstanten, Gezeitenmodelle, Deformationsparameter usw.) des ITRS89 auch für Koordinatenergebnisse gelten. Für die GNSS-Pegelstationen bedeutet dies insbesondere, dass es sich bei den Koordinatenergebnisse um ellipsoidische Höhen handelt, welche um den Einfluss der

- Auflastdeformation aufgrund der Ozeangezeiten
- Festerdegezeiten
- direkten und indirekten Permanentgezeiten

reduziert wurden. Aufgrund des nicht enthaltenen Einflusses des direkten und indirekten Anteils der Permanentgezeiten handelt es sich bei den Ergebnissen um Höhenangaben relativ zu einem gezeitenfreien Referenzsystem. Bis zur GPS-Woche 1631 werden die Koordinatenlösungen relativ zur IGS05 Realisierung ab der GPS-Woche 1632 relativ zur Realisierung IGS08 angegeben. Beide Realisierungen sind nicht identisch, wodurch Ableitungen langfristiger Trends nur innerhalb des IGS05 oder IGS08 möglich sind.

Exemplarisch sind in Abbildung 92 Koordinatenzeitreihen ausgewählter Pegelstationen dargestellt. Anhand der Zeitreihen werden die Einflüsse von baulichen Änderungen der GNSS-Stationen sichtbar. So erfolgte bei den Stationen BORJ, HOE2 und HELG jeweils ein Antennenwechsel, welcher im Fall von BORJ und HELG große Auswirkungen auf die Höhenkomponente hatte. Die Station FLDW (Unterfeuer Dwarsgat) wurde im Sommer 2011 von einem Fahrzeug gerammt, weswegen eine schlagartige Änderung der Lagekoordinaten im Sommer 2011 eintrat. In den Lagekoordinaten spiegelt sich die Kontinentaldrift wieder.

In den folgenden Tabellen 33-35 sind jeweils mittlere Höhenlösungen der GNSS-Marker und der Pegelnullpunkte dargestellt. Für die Ableitung der Mittelwerte erfolgte eine Eliminierung unsicherer Werte auf

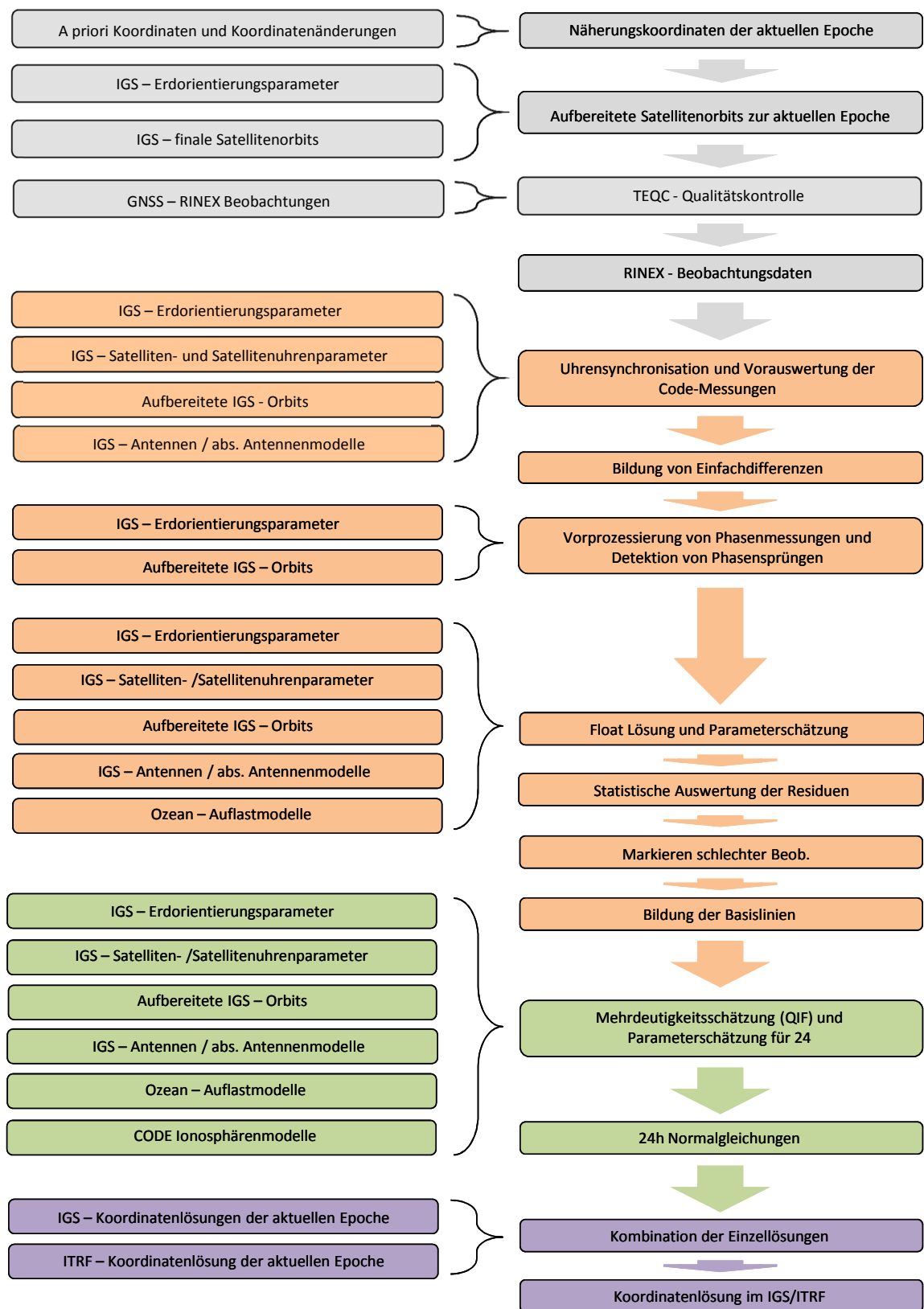


Abbildung 90: Schematische Darstellung der Prozessierung innerhalb der BfG.

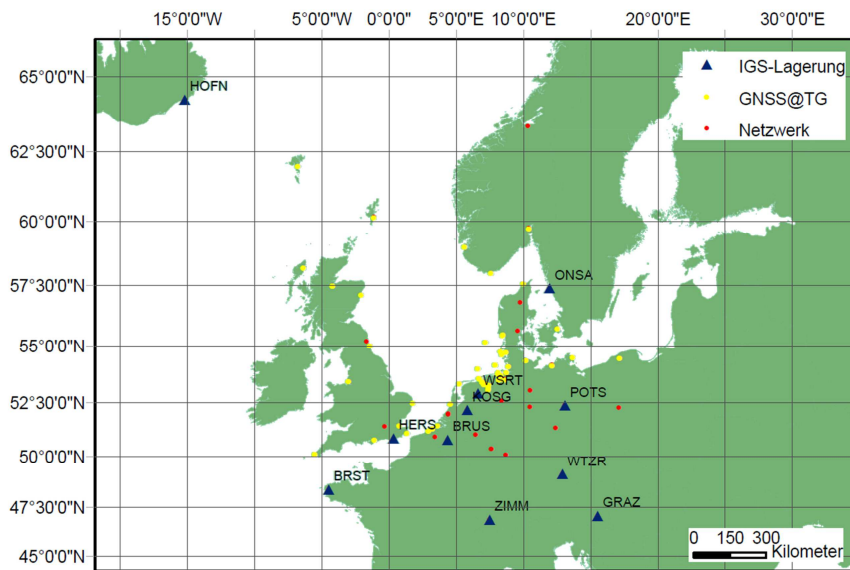


Abbildung 91: Darstellung des GNSS-Netzwerkes und der genutzten IGS-Lagerungsstationen.

Tabelle 33: Koordinatenergebnisse (Mittelwerte/Standardabweichungen) der GNSS-Marker in Bezug auf den IGS05 und ab GPS-Woche 1632 in Bezug auf den IGS08.

Station	IGS05 (2008-2011.29)		IGS08 (2011.29-2012.75)		2008	2009	2010	2011 (IGS08)		
	Mw./Std.	Anz.	Mw./Std.	Anz.				Mw./Std.	Anz.	Mw./Std.
	[m]/[mm]		[m]/[mm]		[m]/[mm]	[m]/[mm]	[m]/[mm]	[m]/[mm]	[m]/[mm]	
HOE2	62.731 / 3.7	171	62.726 / 3.4	76	62.731 / 3.8	52	62.730 / 3.8	52	62.727 / 3.0	35
TGDA	50.320 / 3.7	100	50.314 / 4.2	76	-/-	0	50.320 / 3.3	33	50.319 / 4.0	52
HELG	48.409 / 3.4	169	48.406 / 3.1	76	48.408 / 4.0	51	48.409 / 3.2	52	48.408 / 3.0	51
TGBU	51.208 / 3.4	100	51.203 / 3.4	76	-/-	0	51.209 / 2.8	33	51.207 / 3.7	52
TGCU	48.795 / 3.1	123	48.791 / 2.9	76	-/-	0	48.796 / 2.8	52	48.795 / 3.3	52
LHAW	68.261 / 4.5	126	68.257 / 3.8	76	-/-	0	68.262 / 4.4	51	68.261 / 4.4	51
TGME	73.288 / 4.1	90	73.284 / 4.7	76	-/-	0	73.289 / 3.3	23	73.287 / 4.2	52
FLDW	58.989 / 3.8	141	58.988 / 4.7	76	58.989 / 3.4	22	58.990 / 3.4	52	58.988 / 4.1	52
BORJ	53.043 / 4.3	171	53.033 / 3.2	76	53.043 / 3.2	52	53.046 / 2.5	52	53.041 / 4.8	52
TGBF	48.764 / 3.0	102	48.758 / 3.0	76	-/-	0	48.765 / 2.4	35	48.763 / 3.2	52
TGWH	49.301 / 2.7	57	49.299 / 5.3	76	-/-	0	-/-	0	49.301 / 2.8	42
TGBH	50.851 / 3.0	57	50.848 / 3.0	76	-/-	0	-/-	0	50.851 / 3.2	42
TGKN	53.417 / 5.2	145	53.404 / 3.6	76	53.419 / 3.9	32	53.420 / 3.3	52	53.416 / 5.2	52
TGEM	51.070 / 3.0	79	51.066 / 4.2	76	-/-	0	51.070 / 2.9	12	51.070 / 3.2	52

Basis von Standardabweichungen der Zeitreihe. Alle Höhenlösungen deren Differenzbeträge gegenüber einer mittleren Lösung die dreifache Standardabweichung überschreiten, werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt. In Tabelle 33 sind die resultierenden mittleren Höhenangaben (Mw.) und deren Standardabweichungen (Std.) von GNSS-Stationen im Bereich der Deutschen Bucht in der Realisierung IGS05 bzw. ab GPS-Woche 1632 in der Realisierung IGS08 dargestellt. Die Tabelle 34 ist mit der Tabelle 33 vergleichbar, wobei an dieser Stelle die einzelnen Höhenlösungen der GNSS-Marker um die zum Zeitpunkt der GNSS-Lösung gültigen Höhendifferenzen zu den Pegelnullpunkten reduziert wurden. Bei den dargestellten Höhenangaben handelt es sich demnach um Höhenangaben der Pegelnullpunkte in Bezug auf den IGS05 bzw. IGS08.

In Tabelle 35 sind die mittleren Differenzen zwischen den offiziellen IGS-Lösungen und den BfG-Lösungen der IGS-Stationen dargestellt. Aus der Tabelle geht hervor, dass die mittleren Abweichungen Beträge von wenigen Millimetern annehmen, wobei in Lage und Höhe vergleichbare Streuungen um die Mittelwerte auftreten (mit Ausnahme der Station HOFN). Eine grafische Darstellung der mittleren Differenzen erfolgt in den Abbildungen 93 bzw. 94.

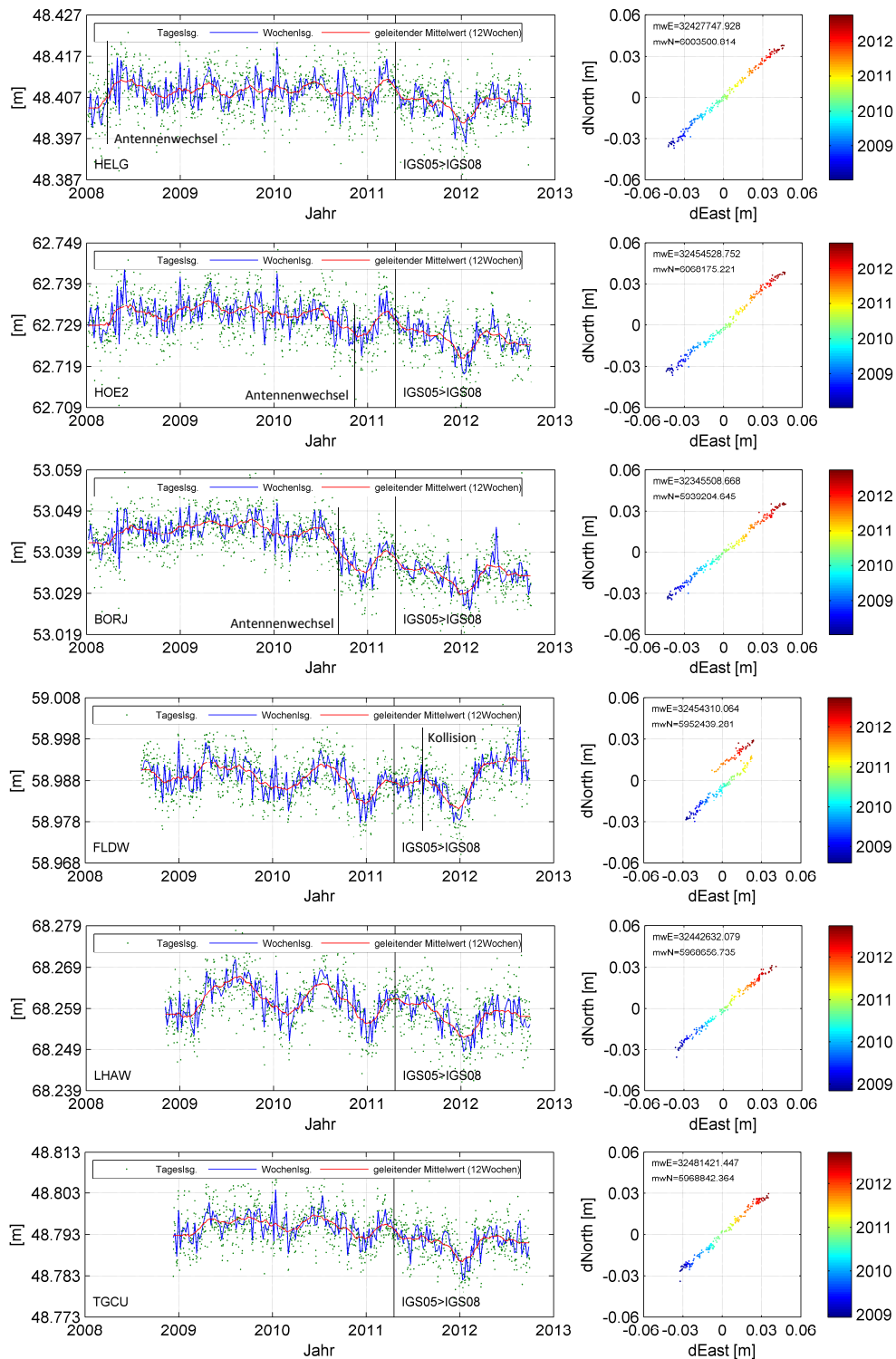


Abbildung 92: Aus der Prozessierung resultierende Lage- und Höhenkomponente ausgewählter GNSS-Pegelstationen (Ergebnisse im IGS05 bzw. ab GPS-Woche 1632 im IGS08).

Tabelle 34: Koordinatenergebnisse (Mittelwerte/Standardabweichungen) der Pegelnullpunkte in Bezug auf den IGS05 und ab GPS-Woche 1632 in Bezug auf den IGS08. Jede Wochenlösung der GNSS-Marker wurden mit den jeweils gültigen Höhendifferenzen zwischen GNSS-Marker und Pegelnullpunkt kombiniert und anschließend einer Mittelwertbildung zugeführt.

Station	IGS05 (2008-2011.29)		IGS08 (2011.29-2012.75)		2008		2009		2010		2011 (IGS08)	
	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.
HOE2	35.152 / 4.2	171	35.146 / 3.4	76	35.150 / 4.5	52	35.154 / 3.5	52	35.150 / 3.6	52	35.147 / 3.0	35
TGDA	35.007 / 3.7	100	35.001 / 4.2	76	- / -	0	35.007 / 3.3	33	35.006 / 4.0	52	35.003 / 3.8	37
HELG	34.154 / 3.4	169	34.151 / 3.1	76	34.154 / 4.0	51	34.155 / 3.2	52	34.154 / 3.0	51	34.151 / 3.2	37
TGBU	34.621 / 3.4	100	34.616 / 3.4	76	- / -	0	34.622 / 2.8	33	34.620 / 3.7	52	34.618 / 2.8	37
TGCU	34.350 / 3.1	123	34.346 / 2.9	76	- / -	0	34.350 / 2.8	52	34.349 / 3.3	52	34.346 / 2.4	37
LHAW	34.561 / 4.5	126	34.558 / 3.8	76	- / -	0	34.563 / 4.4	51	34.561 / 4.4	51	34.559 / 3.2	37
TGME	34.649 / 4.2	90	34.646 / 4.7	76	- / -	0	34.651 / 3.5	23	34.648 / 4.2	52	34.647 / 4.3	37
FLDW	34.677 / 3.8	141	34.677 / 4.7	76	34.678 / 3.4	22	34.678 / 3.4	52	34.676 / 4.1	52	34.674 / 3.5	37
BORJ	35.183 / 4.3	171	35.174 / 3.2	76	35.184 / 3.2	52	35.186 / 2.5	52	35.181 / 4.8	52	35.174 / 2.4	37
TGBF	35.178 / 3.0	102	35.173 / 3.0	76	- / -	0	35.179 / 2.5	35	35.178 / 3.2	52	35.173 / 2.6	37
TGWH	34.902 / 2.7	57	34.900 / 5.3	76	- / -	0	- / -	0	34.902 / 2.8	42	34.899 / 2.9	37
TGBH	34.685 / 3.0	57	34.682 / 3.0	76	- / -	0	- / -	0	34.685 / 3.2	42	34.683 / 2.5	37
TGKN	35.447 / 5.2	145	35.434 / 3.6	76	35.449 / 3.9	32	35.450 / 3.3	52	35.446 / 5.2	52	35.434 / 2.8	36
TGEM	35.469 / 3.0	79	35.466 / 4.2	76	- / -	0	35.469 / 2.9	12	35.470 / 3.2	52	35.466 / 3.5	34

Tabelle 35: Darstellung der Koordinatendifferenzen zwischen der offiziellen IGS-Lösung und der BfG-Lösung.

Station	IGS05 (bis GPS-Woche 1631)			Anz.	IGS08 (ab GPS-Woche 1632)			Anz.
	Mittelwert / Standardabweichung				Mittelwert / Standardabweichung			
	Ost [mm]/[mm]	Nord [mm]/[mm]	Höhe [mm]/[mm]		Ost [mm]/[mm]	Nord [mm]/[mm]	Höhe [mm]/[mm]	
BRUS	0.6 / 0.7	0.5 / 1.3	-0.5 / 1.7	170	1.2 / 0.5	0.1 / 0.4	-0.7 / 1.6	42
HERS	0.9 / 0.8	1.0 / 1.3	0.4 / 2.4	167	1.1 / 1.0	0.8 / 0.9	-0.6 / 3.5	76
MORP	-0.2 / 1.5	-1.2 / 1.7	1.4 / 2.5	164	0.2 / 1.0	-1.4 / 0.9	3.6 / 1.9	75
POTS	-0.8 / 0.8	0.2 / 1.2	-0.6 / 2.4	171	-1.3 / 1.3	1.7 / 2.2	-2.5 / 1.5	75
HOFN	1.5 / 2.5	-0.9 / 2.2	-1.4 / 4.5	170	2.4 / 1.3	-1.1 / 1.3	2.5 / 3.8	75
WSRT	-0.1 / 0.8	-0.2 / 1.3	2.0 / 2.8	171	-0.4 / 4.0	-0.7 / 0.8	1.1 / 1.9	74
WTZR	-1.9 / 1.3	1.4 / 1.2	-1.7 / 2.6	169	-2.4 / 4.5	0.7 / 0.7	-6.2 / 2.3	73
ONSA	-0.5 / 0.8	-0.5 / 1.4	0.6 / 2.1	167	0.4 / 4.1	-1.0 / 0.9	-0.4 / 1.9	76
BRST	1.4 / 1.0	1.7 / 1.3	-3.6 / 2.3	171	1.0 / 1.2	0.6 / 0.9	0.4 / 2.7	75
ZIMM	0.1 / 0.9	1.6 / 1.2	-0.4 / 2.1	171	0.2 / 0.9	1.0 / 1.0	0.1 / 1.6	74

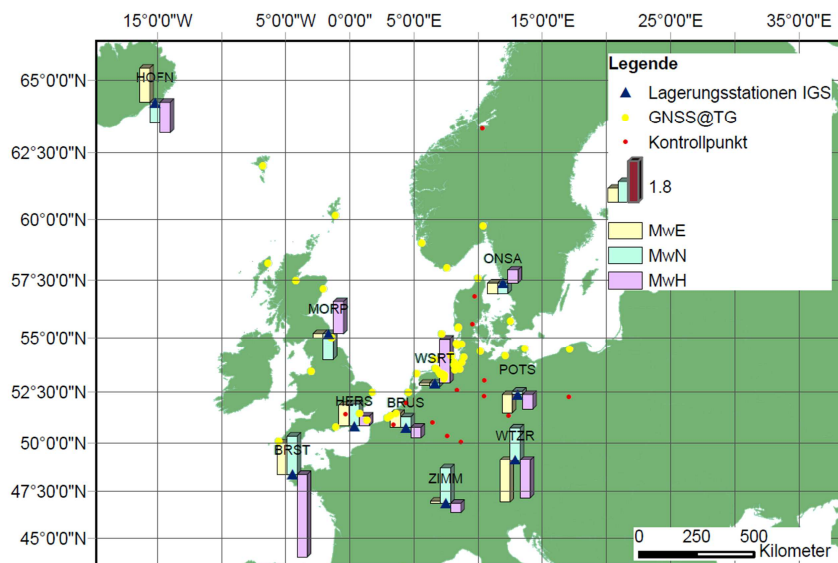


Abbildung 93: Kartografische Darstellung der mittleren Koordinatendifferenzen zwischen der offiziellen IGS-Lösung und den Ergebnissen der BfG-Prozessierung im IGS05.

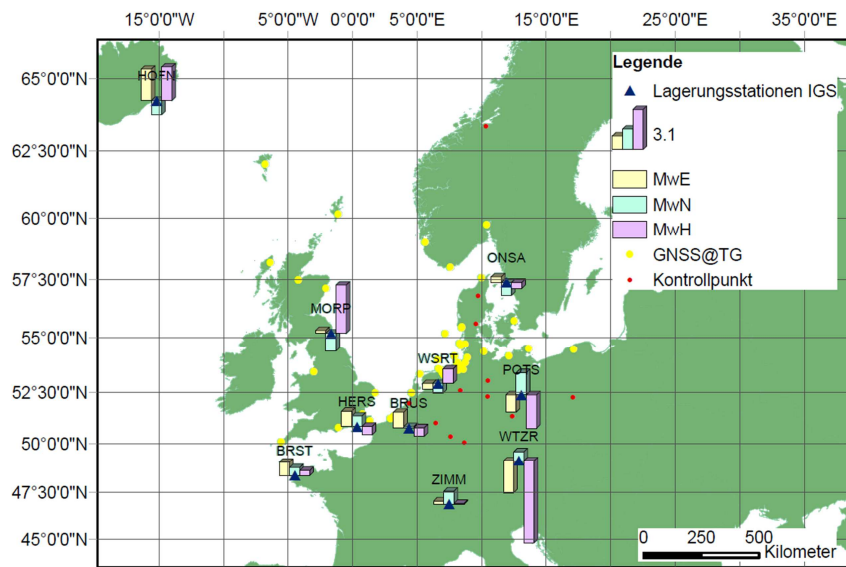


Abbildung 94: Kartografische Darstellung der mittleren Koordinatendifferenzen zwischen der offiziellen IGS08-Lösung und BfG-Lösung (IGS08).

Bei einer Ableitung von Trends ist zu beachten, dass die Höhenlösungen z.T. sehr ausgeprägten zyklischen Variationen unterworfen sind. In Abbildung 95 sind neben den wöchentlichen Koordinatenlösungen im IGS05/IGS08 auch geschätzte zyklische Variationen der GNSS-Stationen Helgoland und LT Alte Weser dargestellt. Bei dem Leuchtturm Alte Weser handelt es sich um eine etwa 30m hohe Stahlkonstruktion, bei der mit temperaturbedingten jährlichen Ausdehnungseffekten zu rechnen ist.

Erfolgt die Schätzung zyklischer Variationen auf Basis ausgleichender Sinusfunktionen und die Eliminierung entsprechender Variationen, ergeben sich die in Abbildung 96 dargestellten Höhen bzw. linearen Trends. Aus der Abbildung geht hervor, dass augenscheinlich Helgoland keinem Trend unterworfen ist, wohingegen LT Alte Weser einen Trend aufweist. In Abbildung 97 sind die verbleibenden Residuen nach der Trendschätzung dargestellt. Anhand der Abbildungen wird deutlich, dass die Variationen der Residuen und damit deren Standardabweichungen gegenüber dem Trendsignal noch sehr groß sind und abgeleitete Trends als nicht signifikant einzustufen sind. In Tabelle 36 sind für die GNSS-Stationen mit den längsten Beobachtungszeitreihen resultierende lineare Trends mit und ohne Korrektur von zyklischen Variationen dargestellt. Anhand der Tabelle wird ersichtlich, dass die Standardabweichungen der Residuen das eigentliche Trendsignal um mehrfach übersteigen. Für entsprechend sichere statistische Aussagen sind längere Zeitreihen nötig. Die GNSS-Stationen werden von Seiten der BfG und des BKG auch zukünftig betrieben. Weiterhin erfolgen von Seiten des IGS Reprozessierungen im IGS08, wodurch in naher Zukunft auch für die Zeit vor der GPS-Woche 1632 Koordinatenlösungen im IGS08 ableitbar sind und somit über den kompletten Zeitraum ab Installationsdatum homogene Koordinatenlösungen im IGS08 vorliegen, was entsprechende sicherere Trendanalysen ermöglicht.

Die Bahndaten von Altimetersatelliten sind häufig auf den ITRF2005 bezogen, weshalb für Vergleiche auch die Höhenangaben der Pegelnullpunkte in den ITRF2005 zu transformieren sind. Für eine Überführung der Koordinatenlösungen des IGS05 in Lösungen bzgl. des ITRF2005 wurden in der IGS-Mail 5447 (<http://igscb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2006/msg00170.html>) Transformationsparameter und Residuen veröffentlicht. Im Rahmen dieser Mail werden Residuen der Koordinatenkomponenten angegeben, wobei für die Höhenkomponente auf europäischen Stationen Residuen im einstelligen Millimeterbereich auftreten (IGS-Stationen BRUS (5.3mm), ONSA (7.4mm), POTS (8.1mm), ZIMM (7.0mm) WSRT

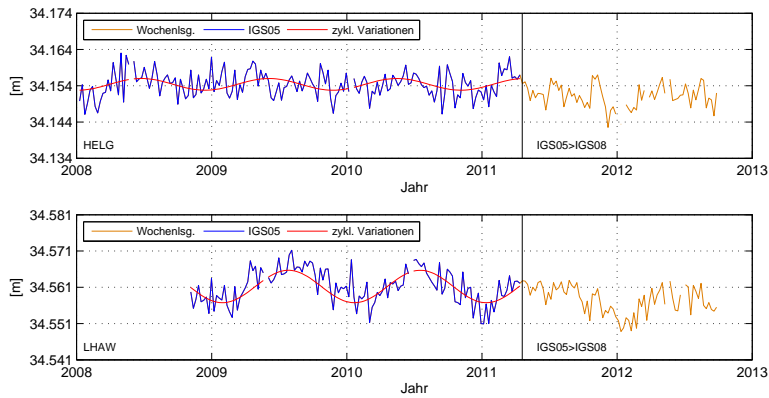


Abbildung 95: Höhenkomponente und geschätzte zyklische Variationen der Stationen HELG und LHAW im IGS05.

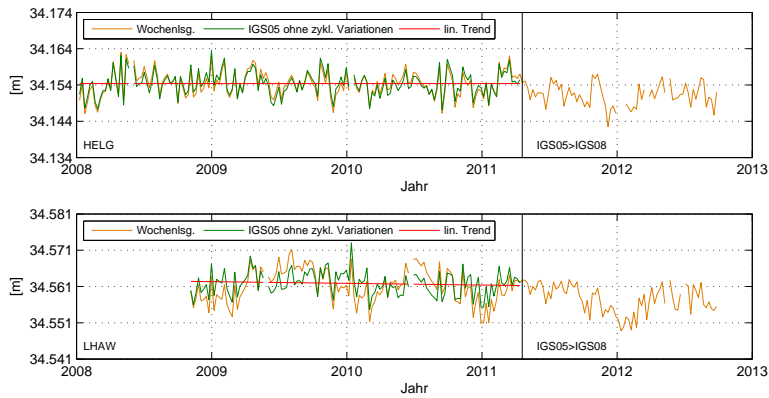


Abbildung 96: Höhenkomponente und linearer Trend (IGS05) der Stationen HELG und LHAW mit und ohne zyklische Variationen.

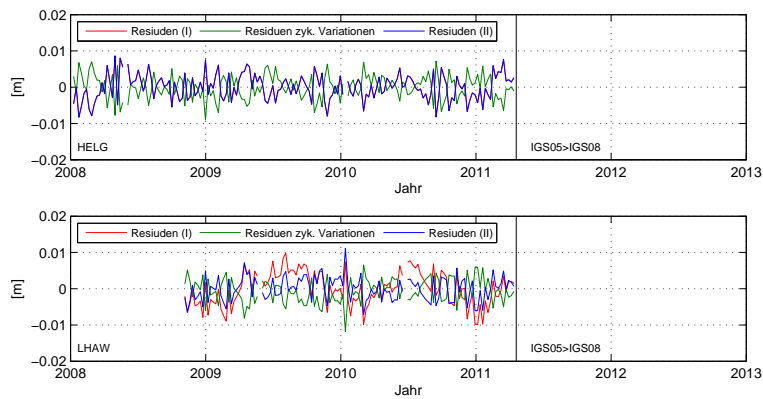


Abbildung 97: Verbleibende Residuen nach der Schätzung eines linearen Trends auf den Stationen HELG und LHAW.

Tabelle 36: Lineare Höhenänderungen von GNSS-Stationen (mit und ohne Berücksichtigung zyklischer Variationen) im Bereich der Deutschen Bucht. Es wurden nur die Stationen ausgewertet, deren Zeitreihe eine Länge von mindestens 22 Monaten aufweist.

Station	Anz.	keine Korr. der zykl. Variation		Amplitude [mm]	Korr. der zykl. Variationen	
		Trend [mm/Jahr]	Std. der Residuen [mm]		Trend [mm/Jahr]	Std. der Residuen [mm]
HOE2	171	-0.1	4.2	<3	-0.1	4.2
TGDA	100	-1.6	3.6	<3	-1.6	3.6
HELG	169	0.0	3.4	<3	0.0	3.4
TGBU	100	-2.1	3.2	3.1	-0.9	2.7
TGCU	123	-0.1	3.1	<3	-0.1	3.1
LHAW	126	-0.5	4.5	4.5	-0.5	3.2
TGME	90	-1.2	4.1	3.5	0.2	3.3
FLDW	141	-1.5	3.7	3.1	-1.2	3.1
BORJ	171	-1.8	3.9	<3	-1.8	3.9
TGBF	102	-1.7	2.9	<3	-1.7	2.9

Tabelle 37: Koordinatenergebnisse der Pegelnullpunkte im ITRF2005.

Station	ITRF05		2008		2009		2010	
	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.	Mw./Std. [m]/[mm]	Anz.
HOE2	35.156 / 3.4	170	35.154 / 3.7	52	35.157 / 3.2	52	35.156 / 2.6	51
TGDA	35.011 / 3.0	100	- / -	0	35.009 / 2.8	33	35.012 / 3.0	52
HELG	34.159 / 3.2	171	34.158 / 3.5	52	34.157 / 2.7	52	34.160 / 2.7	52
TGBU	34.626 / 2.1	99	- / -	0	34.625 / 2.0	33	34.626 / 2.2	51
TGCU	34.354 / 2.4	123	- / -	4	34.353 / 1.8	52	34.355 / 2.2	52
LHAW	34.566 / 3.7	126	- / -	9	34.566 / 3.8	51	34.567 / 3.3	51
TGME	34.654 / 3.2	90	- / -	0	34.653 / 3.0	23	34.654 / 3.1	52
FLDW	34.681 / 2.9	141	34.680 / 3.3	22	34.681 / 2.8	52	34.682 / 2.8	52
BORJ	35.187 / 2.9	171	35.187 / 2.4	52	35.189 / 1.8	52	35.187 / 3.7	52
TGBF	35.183 / 2.0	102	- / -	0	35.182 / 1.6	35	35.183 / 2.2	52
TGWH	34.907 / 2.0	57	- / -	0	- / -	0	34.907 / 2.1	42
TGBH	34.691 / 2.0	57	- / -	0	- / -	0	34.691 / 2.3	42
TGKN	35.452 / 3.8	145	35.452 / 3.8	32	35.452 / 2.8	52	35.452 / 3.8	52
TGEM	35.475 / 2.3	79	- / -	0	35.472 / 1.9	12	35.475 / 2.0	52

(5.1mm), und WTZR (5.9mm)). Bei den Transformationsparametern handelt es sich um globale Parameter, welche für eine globale Lösung optimiert wurden.

Alternativ können im Rahmen der GNSS-Prozessierung ITRF2005-Koordinaten erzeugt werden, indem als Lagerungskoordinaten die ITRF2005-Koordinaten der Lagerungsstationen eingeführt werden. Resultat sind die in Tabelle 37 dargestellten ellipsoidischen Höhenangaben der Pegelnullpunkte. Die mittleren Widersprüche im Zeitraum Januar 2008-April 2011 zwischen der BfG-ITRF2005-Lösung und den offiziellen ITRF2005-Koordinaten ausgewählter Stationen im Untersuchungsgebiet sind in Tabelle 38 dargestellt. Anhand der Tabelle wird ersichtlich, dass insbesondere die Stationen in der Nähe der Nordsee bzw. der Deutschen Bucht gegenüber einer globalen Transformation vergleichbare bis bessere Residuen in den Höhenkomponenten aufweisen.

Da die verfügbaren Zeitreihen der GNSS-Koordinatenlösungen der in Tabelle 31 genannten GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht relativ kurz bzw. unterschiedlich lang sind, werden für folgende Auswertungen Jahresmittelwerte des Jahres 2010 genutzt (vgl. Tabelle 37, rechte Spalte). Für die Station TGWD (Wittdün auf Amrum) liegen keine Koordinatenlösungen im IGS05 vor, da diese im Sommer 2011 installiert wurde. Folglich kann für diese Station keine Höhenlösung im ITRF2005 abgeleitet werden.

Die in Tabelle 36 dargestellten Änderungen werden bei späteren Vergleichen mit Beobachtungszeitreihen der Satellitenaltimetrie nicht berücksichtigt bzw. als Pegelnullpunkt wird ein zeitlich konstanter Wert

Tabelle 38: Koordinatendifferenzen der BfG-Lösung gegenüber der offiziellen ITRF2005-Lösung.

Station	IGS05 (bis GPS-Woche 1631)			Anz.
	Mittelwert / Standardabweichung			
	Ost [mm]/[mm]	Nord [mm]/[mm]	Höhe [mm]/[mm]	
BRUS	-7.2 / 1.3	2.2 / 0.7	-3.3 / 1.8	169
HERS	4.3 / 1.5	-6.7 / 1.9	10.8 / 4.3	167
MORP	7.8 / 2.7	4.3 / 2.3	-4.9 / 3.8	168
POTS	0.3 / 1.0	-1.4 / 1.2	-1.2 / 4.4	170
WSRT	-0.1 / 0.7	-0.5 / 1.0	3.9 / 2.3	170
WTZR	0.6 / 1.2	2.5 / 1.0	8.1 / 4.2	170
ONSA	0.7 / 1.0	-4.1 / 1.0	9.3 / 3.1	170
BRST	-7.4 / 2.1	7.1 / 1.8	4.9 / 2.7	170
ZIMM	-5.4 / 1.2	-1.7 / 1.2	14.9 / 2.6	170

eingeführt. Dies hat zur Folge, dass eventuelle Höhenänderungen in den Differenzzeitreihen enthalten sind. Die Gründe für die Nichtberücksichtigung liegen in den relativ großen Standardabweichungen der Residuen und in der Tatsache, dass die Zeitreihen einzelner Stationen (z.B. TGWH) für Trendanalysen zu kurz sind.

Sofern die Pegelstationen nicht mit kontinuierlich arbeitenden GNSS-Sensoren ausgestattet sind und dennoch ellipsoidische Höhenangaben relativ zu dem ITRF2005 benötigt werden, bietet sich eine Transformation aus dem amtlichen Höhenbezugssystem der Landesvermessung in den ITRF2005 unter Zuhilfenahme von Passpunkten an. Für die Pegel Langeoog (TGLA), Wittdün (TGWD) und Pellworm (TGPE) liegen für die Pegelnullpunkte nur amtliche Höhenangaben im DHHN92 vor. In Kombination mit dem amtlichen Quasigeoidmodell der AdV (GCG05) ergeben sich ellipsoidische Höhenangaben der Pegelnullpunkte bezüglich des Systems ETRS89/DREF91/2002.79. Über die drei GREF-Stationen HELG, HOE2, BORJ kann ein Bezug zwischen der BfG-Koordinatenlösung im ITRF2005 und der amtlichen Realisierung hergestellt und Höhenangaben relativ zum ITRF2005 abgeleitet werden.

Allen Höhenangaben im ITRF2005 ist gemein, dass diese auf ein gezeitenfreies System bezogen sind. Für spätere Auswertungen werden Höhenangaben bezüglich eines mittleren Gezeitensystems benötigt, weshalb entsprechende Umrechnungen vorgenommen wurden (Formel 31ff). Für eine Überführung der ellipsoidischen Höhenangaben in physikalische Höhenangaben werden im Rahmen dieser Arbeit die EGM2008 und EGG2008 Schwerefeldmodelle eingesetzt (vgl. Tabelle 6), welche auf ein mittleres Gezeitensystem umgerechnet wurden. Zusammengefasst ergeben sich die in Tabelle 39 dargestellten Pegelnullpunktangaben, welche den weiteren Auswertungen zugrunde liegen.

Eine Kombination der physikalischen Pegelnullpunkte mit den mittleren Tmw ergeben Angaben zur mittleren Meerestopografie (mSST) an den jeweiligen Pegelstandorten. Je nach Wahl des Schwerefeldmodells variiert die Angabe. Prinzipiell können Angaben für mittlere T1/2w oder Tmw zur Ableitung der mittleren Meerestopografie herangezogen werden. Da allgemein das mittlere Tmw als mittlerer Meeresspiegel angesehen wird, ist folglich auch das mittlere Tmw für die Ableitung der mittleren Meerestopografie zu nutzen. Aufgrund der Nodaltide mit einer Periodendauer von 18.61 Jahren ist für die Angabe eines mittleren Tmw ein Zeitraum von einem Vielfachen von 18.61 Jahren zugrunde zu legen. Tmw-Angaben sind erst seit 2000 verfügbar. Unter Annahme eines stationären k-Faktors lassen sich aus den länger verfügbaren mittleren T1/2w auch mittlere Tmw ableiten. Der k-Faktor ist von hydrologischen Einflüssen abhängig, die einem ständigen Wandel unterzogen sind. Mit wachsendem zeitlichen Abstand zur Epoche 2000 wird die Bestimmung des mittleren Tmw zunehmend unsicherer. Aus diesem Grund wird für die Darstellung des mittleren Tmw nur der Zeitraum 1992.77-2011.39 genutzt, wobei zwischen 1992 und 1999 die mittleren Tmw über den k-Faktor hergeleitet wurden.

Tabelle 39: BfG-Koordinatenlösung der Pegelnullpunkte im ITRF2005 (Mittelwert für 2010) und Undulationen des EGM2008 bzw. EGG2008. Die Stationen FINO-1 und FINO-3 (TGF3) verfügen derzeit über keinen kontinuierlich arbeitenden Pegel, wobei in naher Zukunft entsprechende Systeme installiert werden sollen.

Station	$h_{PNP,ITRF2005}$ tide-free [m]	$h_{PNP,ITRF2005}$ mean-tide [m]	EGM2008 mean-tide [m]	EGG2008 mean-tide [m]	$H_{PNP,EGM2008}$ mean-tide [m]	$H_{PNP,EGM2008}$ mean-tide [m]	Bemerkung
HOE2	35.156	35.096	40.280	40.052	-5.184	-4.956	kont. GNSS
TGDA	35.012	34.952	40.137	39.914	-5.185	-4.962	kont. GNSS
HELG	34.160	34.102	39.298	39.039	-5.196	-4.937	kont. GNSS
TGBU	34.626	34.568	39.749	39.511	-5.181	-4.943	kont. GNSS
TGCU	34.355	34.298	39.487	39.254	-5.189	-4.956	kont. GNSS
LHAW	34.567	34.510	39.660	39.437	-5.150	-4.927	kont. GNSS
TGME	34.654	34.597	39.768	39.559	-5.171	-4.962	kont. GNSS
FLDW	34.682	34.625	39.741	39.529	-5.116	-4.904	kont. GNSS
BORJ	35.187	35.131	40.318	40.070	-5.187	-4.939	kont. GNSS
TGBF	35.183	35.127	40.380	40.099	-5.253	-4.972	kont. GNSS
TGWH	34.907	34.851	40.007	39.794	-5.156	-4.943	kont. GNSS
TGBH	34.691	34.635	39.784	39.572	-5.149	-4.937	kont. GNSS
TGKN	35.452	35.396	40.640	40.407	-5.244	-5.011	kont. GNSS
TGEM	35.475	35.419	40.597	40.361	-5.178	-4.942	kont. GNSS
TGWD	34.814	34.754	39.956	39.723	-5.202	-4.969	transformiert
TGLA	34.664	34.607	39.890	39.631	-5.283	-5.024	transformiert
TGPE	34.707	34.648	39.859	39.613	-5.211	-4.964	transformiert
FINO1	56.428	56.370	39.776	39.521	16.594	16.849	kont. GNSS, kein Pegel
TGF3	61.545	61.484	40.914	40.674	20.570	20.810	kont. GNSS, kein Pegel

$$mSST_{EGM2008} = h_{PNP,ITRF2005,mt} - N_{EGM2008,mt} + mTmw_{PNP} \quad (68)$$

$$mSST_{EGG2008} = h_{PNP,ITRF2005,mt} - N_{EGG2008,mt} + mTmw_{PNP} \quad (69)$$

Eine Kombination der in Tabelle 39 dargestellten physikalischen Pegelnullpunktshöhen mit den mittleren Tmw zwischen 1992.77 und 2011.39 ergeben die in Tabelle 40 bzw. Abbildung 98 dargestellten Angaben zur mittleren Meerestopografie (Formel 68 bzw. 69). Für die Ableitung des mittleren Tmw wurden nur die Werte genutzt, deren Differenzbeträge gegenüber einem Mittelwert die dreifache Standardabweichung der Tmw-Zeitreihe nicht überschritten haben.

Tabelle 40: Mittlere Meerestopografie an ausgewählten Pegelstandorten (Zeitraum 1992.77-2011.39). Den Angaben liegen neben den Lösungen im ITRF2005 verschiedene Schwerefeldmodelle zugrunde.

Station	mTmw _{PNP} [m]	Std. mTmw [m]	EGM _{mt} - EGG _{mt} [m]	H _{PNP,EGM2008} [m]	mSST _{EGM2008} [m]	H _{PNP,EGG2008} [m]	mSST _{EGG2008} [m]
HOE2	5.053	0.321	-0.228	-5.184	-0.131	-4.956	0.097
TGDA	5.073	0.346	-0.223	-5.185	-0.112	-4.962	0.111
HELG	5.007	0.272	-0.259	-5.196	-0.189	-4.937	0.070
TGBU	5.057	0.323	-0.238	-5.181	-0.124	-4.943	0.114
TGCU	5.137	0.308	-0.233	-5.189	-0.052	-4.956	0.181
LHAW	4.959	0.281	-0.223	-5.150	-0.191	-4.927	0.032
TGME	5.010	0.279	-0.209	-5.171	-0.161	-4.962	0.048
FLDW	4.931	0.285	-0.212	-5.116	-0.185	-4.904	0.027
BORJ	5.000	0.256	-0.248	-5.187	-0.187	-4.939	0.061
TGBF	5.039	0.261	-0.281	-5.253	-0.214	-4.972	0.067
TGWH	5.019	0.273	-0.213	-5.156	-0.137	-4.943	0.076
TGBH	5.100	0.299	-0.212	-5.149	-0.049	-4.937	0.163
TGKN	5.132	0.275	-0.233	-5.244	-0.112	-5.011	0.121
TGEM	5.072	0.289	-0.236	-5.178	-0.106	-4.942	0.130

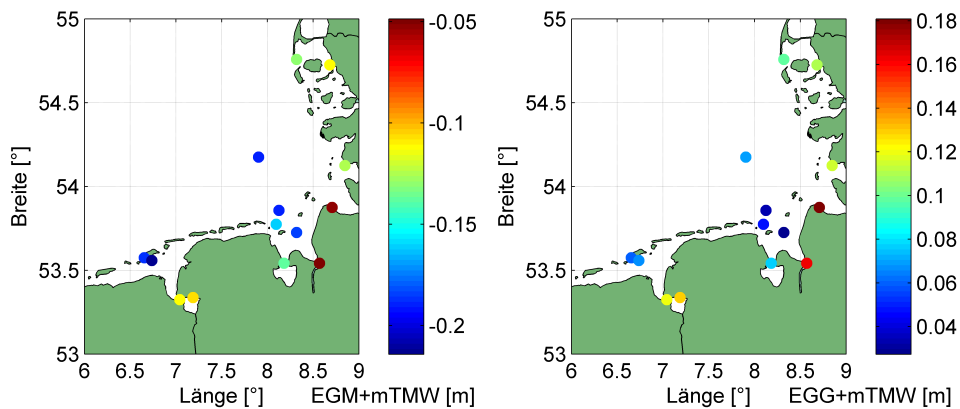


Abbildung 98: Mittlere Meerestopografie an ausgewählten Pegelstandorten (links: auf Basis des EGM2008, rechts: auf Basis des EGG2008).

5 Grundlagen der Satellitenaltimetrie

5.1 Grundlagen und Beobachtungsprinzip

5.1.1 Beobachtungsprinzip

Das Verfahren der Satellitenaltimetrie basiert auf einer Abtastung der Meeresoberfläche unter Nutzung von Mikrowellen. Auf einer Satellitenplattform ist ein entsprechendes mikrowellenbasiertes Streckenmesssystem installiert, welches mit einer bestimmten zeitlichen Auflösung den Abstand zwischen dem Nullpunkt des Messsystems und der Erdoberfläche (Meeresoberfläche) erfasst. Die entsprechenden Messsysteme werden im Folgenden als *Radaraltimeter* und das gesamte Verfahren als *Satellitenaltimetrie* bezeichnet.

In der Vergangenheit wurden unterschiedliche Satelliten gestartet, die über ein Altimetersystem verfügen und im Folgenden als *Satellitenmissionen* bezeichnet werden. Je nach Betreiber unterscheiden sich die Missionen vor allem in der Form des Orbits (Orbithöhe und Inklination) und den daraus resultierenden Bodenspuren bzw. Wiederholzyklen (Abbildung 99). In der Vergangenheit wurden verschiedene Missionen „wiederholt“ bzw. Nachfolgesatelliten in den gleichen Orbit gebracht. Typisches Beispiele hierfür ist die Missionsserie TOPEX/Poseidon, Jason-1 und Jason-2 der amerikanischen Raumfahrtbehörde *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* in Zusammenarbeit mit dem *Centre National d'Etudes Spatiales (CNES)*. Weiterhin ist die Missionsserie ERS-1, ERS-2 und Envisat der *European Space Agency (ESA)* zu nennen. Fortgesetzt werden beide Missionsserien durch Jason-3 (geplanter Start 2014) und Sentinel-3 (geplanter Start 2013). Eine Übersicht über die bekanntesten Satellitenaltimetermissionen ist in Tabelle 41 gegeben, wobei im Rahmen dieser Arbeit nur die Missionen TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2, ERS-2 und Envisat näher betrachtet werden. Satellitenaltimeter sollen zukünftig neben wissenschaftlichen Aufgaben auch für operationelle Dienste genutzt werden. Das Jason-2 Programm stellt eine Verbindung zwischen Forschungseinrichtungen wie etwa NASA oder CNES und operationell arbeitenden Einrichtungen wie *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)* oder *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* dar und soll aktuell und zukünftig das Potenzial der Satellitenaltimetrie für operationelle Anwendungen erschließen [35].

Tabelle 41: Auswahl aktueller und vergangener Satellitenaltimetermissionen (nach [71], Seite 18).

Mission	Betreiber	Missionsdauer	Höhe [km]	Inklination [°]	Zyklus [Tage]	Bahnverfolgungssysteme
Geosat	U.S. Navy	1985-1990	780	108	17	Doppler
ERS-1	ESA	1991-1996	780	98.5	3,35,168	SLR
ERS-2	ESA	1995-2003	780	98.5	35	SLR, PRARE
Envisat	ESA	2002-2012	780	98.5	35	SLR, DORIS
Sentinel 3	ESA/EUMETSAT	ca. 2013	814.5	98.65	27	GPS, LRR and DORIS
TOPEX/Poseidon	NASA/CNES	1992-2005	1336	66	10	SLR, GPS, DORIS
Jason-1	NASA/CNES	2002-2008	1336	66	10	SLR, GPS, DORIS
Jason-2	NASA/CNES /NOAA/EUMETSAT	2008-..	1336	66	10	SLR, GPS, DORIS
Jason-3	NASA/CNES /NOAA/EUMETSAT	ca. 2014	1336	66	10	SLR, GPS, DORIS

Für eine satellitengestützte Erfassung der Höhe der Meeresoberfläche (*Sea Surface Height (SSH)*, h_{SSH}) auf Basis von Laufzeitbeobachtungen sind verschiedene Aspekte zu betrachten. Ausgehend von einer in einem fest definierten Referenzsystem bzw. dessen Realisierung zu bestimmenden Höhe des Radaraltimeternullpunktes (h_{ALT}) werden mikrowellenbasierte Streckenmessungen zu der Meeresoberfläche durchgeführt (Abbildung 100), wobei die Radaraltimeter üblicherweise im Ku-Band bzw. im C-Band (13.575MHz bzw. 5.3MHz) arbeiten (Formel 70).

$$h_{SSH} = h_{ALT} - R \quad (70)$$

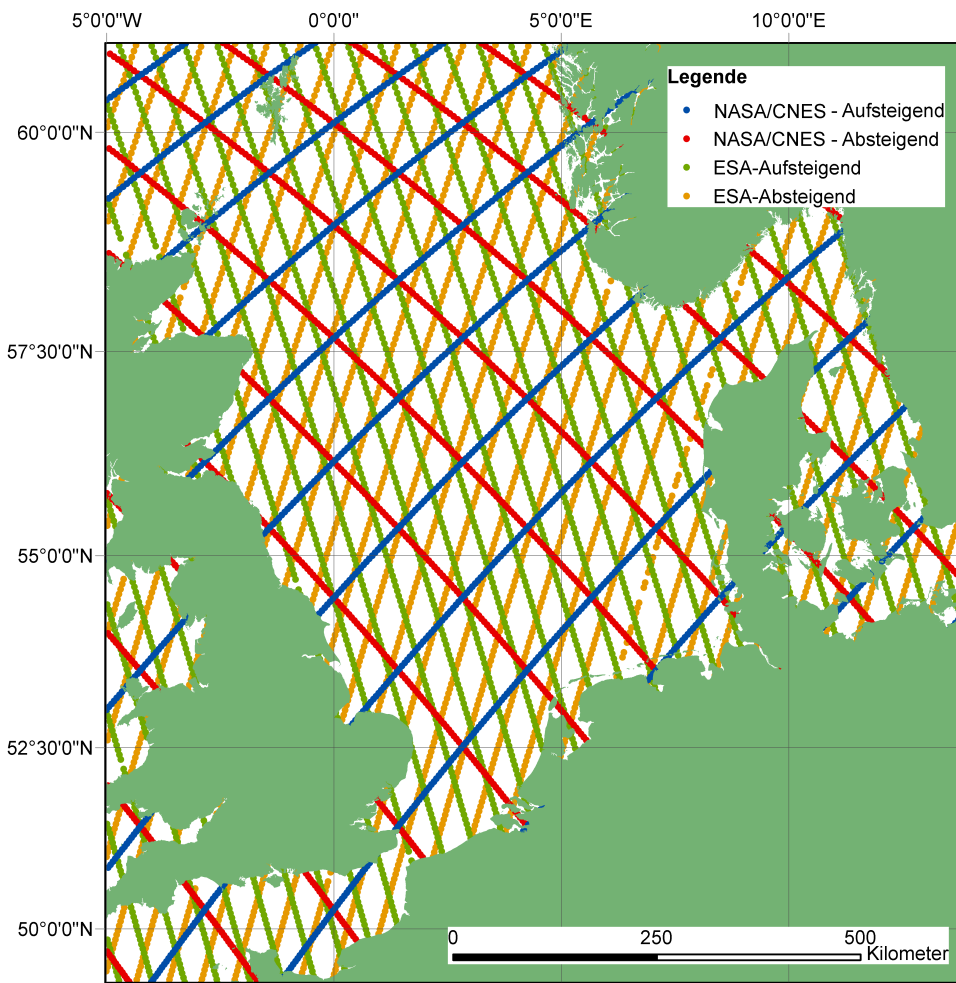


Abbildung 99: Darstellung der Bodenspuren der NASA/CNES (TOPEX-Poseidon, Jason-1 und Jason-2) und ESA-Altimetermissionen (ERS2 und Envisat).

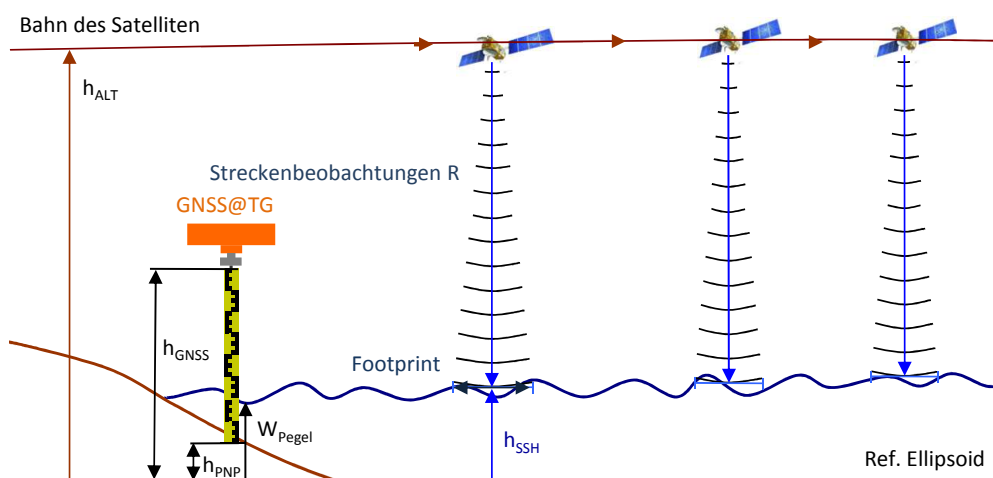


Abbildung 100: Schematische Darstellung des Beobachtungsprinzips der Satellitenaltimetrie.

Originäre Beobachtungsgrößen der Satellitenaltimetrie sind demnach Laufzeitbeobachtungen und daraus abgeleitete Streckenbeobachtungen. Darüber hinaus werden Beobachtungsdaten für eine Positions- bzw. Orbitbestimmung und weitere Hilfsgrößen, wie etwa Laufzeitverzögerungen auf Basis von Wasserdampfradiometern erfasst. Radaraltimeter senden Mikrowellenimpulse aus, welche die Atmosphäre durchdringen, an der Meeresoberfläche reflektiert und vom Radaraltimeter wieder empfangen werden. Eine anhand der Formel 71 abgeleitete Strecke wird im Folgenden als *Range* (R_0) bezeichnet, wobei in Formel 71 Δt für die Laufzeit und c_0 die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum stehen.

$$R_0 = c_0 \frac{\Delta t}{2} \quad (71)$$

Die erfasste Meeresspiegelhöhe ist somit direkt von der Höhe des Radaraltimeternullpunktes in Relation zu einer Realisierung eines fest definierten Referenzsystems abhängig. Entscheidend sind folglich neben genauen Radaralimetern auch präzise Orbits, wofür die Satelliten mit unterschiedlichen Bahnverfolgungssystemen ausgestattet sind. Je nach eingesetztem System und Satellitenausrüstung einerseits und je nach Auswertansatz bzw. Orbitmodellierung am Boden andererseits sind die Höhenangaben des Satelliten mit mehr oder weniger ausgeprägten Unsicherheiten behaftet. Neben Unsicherheiten der Bahnbestimmung sind weitere physikalische Einflüsse durch Korrekturen und Reduktionen zu berücksichtigen. Im Wesentlichen handelt es sich dabei folgende Aspekte:

- Atmosphärische Laufzeitverzögerungen
- Korrekturen aufgrund der Reflektionseigenschaften
- Geräteinterne Korrekturen
- Korrekturen aufgrund geometrischer und geophysikalischer Einflüsse
- Altimeterfootprints und Rückkehrimpuls

5.1.2 Bahnbestimmung der Altimetersatelliten

Nach Formel 70 werden Streckenbeobachtungen von der Höhe des Nullpunktes des Radaraltimeters abgezogen und der verbleibende Wert entspricht der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe h_{SSH} . Unter Nutzung eines definierten Referenzellipsoids können die Positionsangaben in ellipsoidischen Koordinaten dargestellt werden, wobei insbesondere die Höhenkomponente (radialer Anteil, senkrecht zur Flugbahn des Satelliten bzw. kollinear zur Ellipsoidnormalen) im Orbit (Orbithöhe) entscheidend für die Genauigkeit der erfassten Meeresoberfläche ist. Jede Abweichung der realen Orbithöhe gegenüber einer berechneten Höhe schlägt sich zu 100% in der Meeresspiegelhöhe nieder (Abbildung 102). Für die Erfassung der Höhen wurden und werden unterschiedliche geodätische Beobachtungsverfahren eingesetzt. Einen Überblick über die eingesetzten Beobachtungsverfahren wird in Tabelle 41 und Abbildung 101 gegeben.

Erfolgte die Bahnbestimmung älterer Satelliten noch über SLR, DORIS und *Precise Range And Range-rate Equipment (PRARE)*, kommen bei neueren Satelliten (z.B. Jason-1& 2 oder zukünftig Sentinel-3) zusätzlich GNSS-Empfänger zum Einsatz. Die GNSS-Satelliten fliegen in einer wesentlich höheren Umlaufbahn, wodurch mithilfe von GNSS-Empfängern ein „Hi/Low Satellite to Satellite Tracking“ ermöglicht wird. Das GNSS-System eignet sich insofern besonders für die Orbitbestimmung, als dass bei einem Satellite to Satellite Tracking keine atmosphärischen Laufzeitverzögerungen mit den einhergehenden

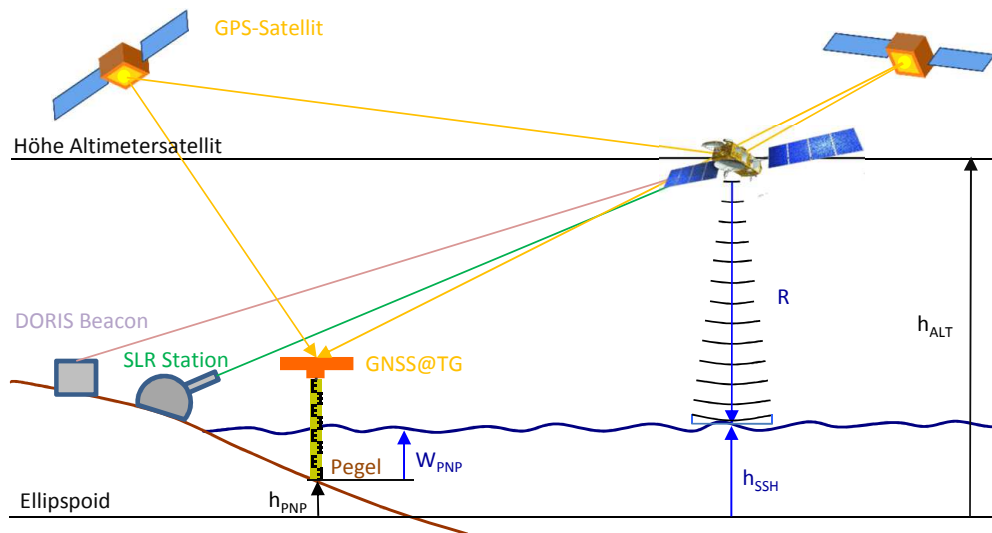


Abbildung 101: Darstellung der im Rahmen der Bahnbestimmung von Altimetersatelliten genutzten geodätischen Beobachtungsverfahren.

Unsicherheiten zu berücksichtigen sind. Darüber hinaus werden die Bahnen der GNSS-Satelliten von verschiedenen Diensten sehr genau in fest definierten Referenzsystemen/Realisierung bestimmt, wodurch eine Integration der Orbits von Altimetersatelliten in die Referenzsysteme/Realisierungen der GNSS-Satelliten vereinfacht wird.

Der Orbit von Altimetersatelliten wird in erster Linie durch das Gravitationspotenzial der Erde beeinflusst. Wird nur dieses betrachtet, ergibt sich eine ungestörte Bewegung der Satelliten um die Erde, die durch sechs Keplerelemente beschrieben werden kann. Diese beschreiben eine elliptische Bahn und beinhalten

- die Länge der großen Halbachse a
- der numerischen Exzentrizität e
- der Inklination i
- der Rektaszension des aufsteigenden Knotens Ω
- dem Argument des Perigäums ω und
- dem Zeitpunkt des Perigäumdurchgangs τ .

Die tatsächliche Bahn des Satelliten weicht aufgrund unterschiedlicher Störeinflüsse von einer idealen elliptischen Bahn ab (Abbildung 102). Nach [71] (Seite 16) wirken vor allem das vom Zentralfeld der Erde abweichende Gravitationsfeld der Erde, die Gravitationskräfte dritter Körper wie etwa Sonne und Mond, die Hochatmosphäre, der Sonnenwind, der Erdalbedo und die thermischen Emissionen auf die Bahn der Altimetersatelliten.

Eine Möglichkeit der Bahnbestimmung besteht im Satellite Laser Ranging (SLR). Das Prinzip von SLR beruht auf Lasermessungen von bekannten Bodenstationen zu den Altimetersatelliten. Da dies aufgrund von Wolkenbildung nicht kontinuierlich möglich ist, kann die Bahn mithilfe von SLR nicht lückenlos überwacht werden. Für die Bahnmodellierungen sind neben den SLR Beobachtungen auch

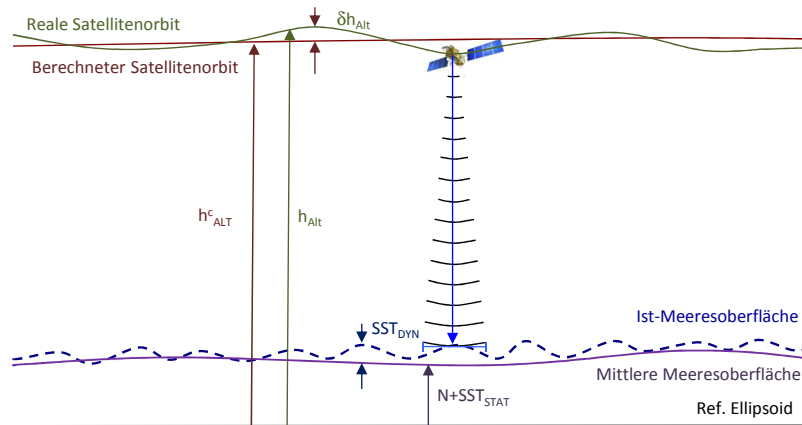


Abbildung 102: Schematische Darstellung der geometrischen Zusammenhänge innerhalb der Satellitenaltimetrie.

präzise Schwerefeldmodelle nötig ([56], Seite 20), wobei in diesem Bereich durch die Satellitenmissionen CHAMP, CRACE und GOCE große Fortschritte erzielt werden konnten und deren Ergebnisse in der Orbitmodellierung Anwendung finden.

Im Fall der Bahnverfolgung mithilfe von GNSS-Sensoren sind die Bahnpositionen der GNSS-Satelliten entscheidend, die wiederum über Referenzstationen relativ zu einer Realisierung des ITRS bestimmt werden. Wie bei der Nutzung von SLR werden die Positionen der Altimetersatelliten über Streckenbeobachtungen ermittelt, wobei auch hier die Koordinaten der Bodenstationen entscheidend sind und diese in einem definierten Referenzsystem bzw. dessen Realisierung vorliegen müssen. Gleiches gilt für die Bahnverfolgung auf Basis von DORIS. Allen Methoden ist weiterhin gemein, dass die Orbithöhe nur mit einer gewissen Unsicherheit ermittelt werden kann bzw. zwischen modellierter Höhe h^c_{ALT} und realer Höhe h_{ALT} Differenzen δh_{ALT} auftreten (vgl. Formel 72).

$$h_{ALT} = h^c_{ALT} + \delta h_{ALT} \quad (72)$$

Je nach Institution werden unterschiedliche Orbithöhen ermittelt. In den Abbildungen 103 und 104 sind die Differenzen zweier Höhenlösungen bzw. Orbitmodelle dargestellt. Einer Orbitlösung auf Basis des EIGEN GL04C Schwerefeldmodelles (EIGEN GL04C gravity (GDR C')) ist einer GPS Near Realtime Orbitlösung des *Jet Propulsion Laboratory (JPL)* gegenübergestellt. Die in Abbildung 103 dargestellte Differenzzeitreihe ist auf einen Punkt ca. 8km südöstlich von Helgoland bezogen (Punkt 137 der NASA/CNES-Missionen, vgl. Abbildung 123). Als Ergänzung beschreibt Abbildung 104 die mittleren Differenzen (links) und die Standardabweichungen (rechts) der Differenzzeitreihen für verschiedenen Punkte entlang der Bodenspuren der NASA/CNES-Missionen. Anhand beider Abbildungen wird ersichtlich, dass zwischen beiden Orbitlösungen Differenzen im Millimeter- bzw. Zentimeterbereich auftreten können.

5.1.3 Atmosphärische Laufzeitverzögerungen

Die Mikrowellenimpulse werden beim Durchlaufen der Atmosphäre aufgrund der troposphärischen und ionosphärischen Refraktion verzögert (vgl. GNSS). Für die Ableitung von Meeresspiegelhöhen sind die Effekte über entsprechende Korrekturen zu eliminieren. Im Wesentlichen handelt es sich bei den Korrekturen um Laufzeitverzögerungen aufgrund der Lufttemperatur bzw. des Luftdruckes (trockene Troposphärenkorrektur K_{TR-T}), des Wasserdampfgehaltes der Troposphäre (feuchte Troposphärenkorrektur K_{TR-F}) und der Ionosphäre (Ionosphärenkorrektur K_{IONO}).

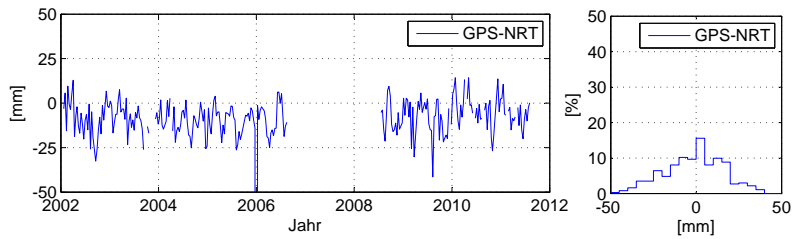


Abbildung 103: Darstellung von Differenzen unterschiedlicher Orbitmodelle am Beispiel der Satelliten Jason-1/Jason-2. Bei den exemplarisch dargestellten Differenzen handelt es sich um Höhendifferenzen zwischen einer CNES-Orbitlösung (EIGEN GL04C) und einem GPS Near Real Time Orbit des JPL.

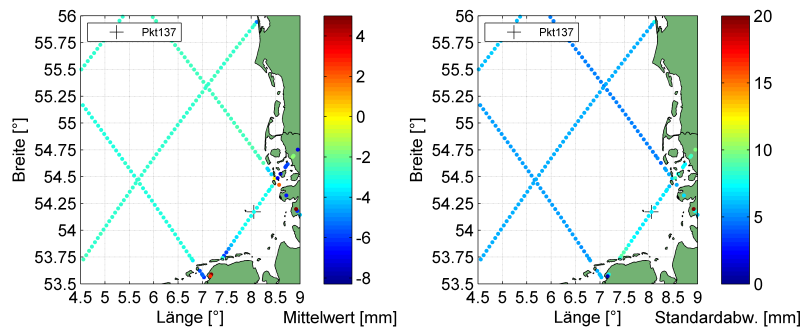


Abbildung 104: Darstellung der mittleren Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) der Orbithöhen (GNES-Orbit-GPS Near Real Time Orbit, Jason-1&2) im Bereich der Deutschen Bucht.

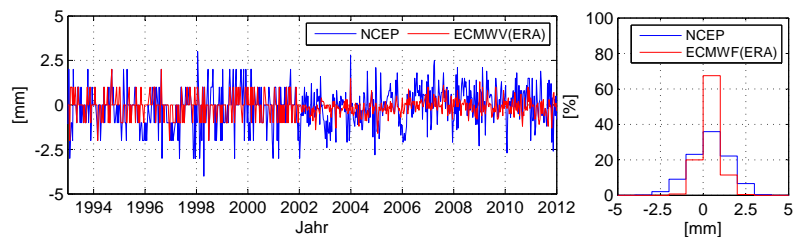


Abbildung 105: Variationen unterschiedlicher Korrekptionsmodelle für den trockenen Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung (K_{TR-T}) gegenüber den als Referenz angehaltenen ECMWF-Korrekptions am Altimeterfußpunkt 137.

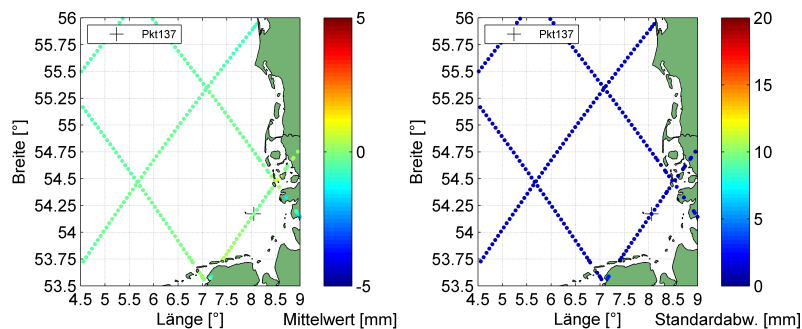


Abbildung 106: Darstellung der Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) zwischen zwei Modellen (ECMWF-NCEP) der troposphärischen Laufzeitverzögerung K_{TR-T} im Bereich der Deutschen Bucht.

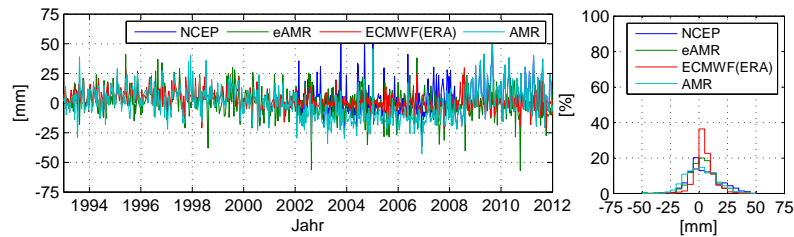


Abbildung 107: Variationen unterschiedlicher Korrektionsmodelle und Radiometerbeobachtungen für den feuchten Anteil der troposphärischen Laufzeitkorrektion (K_{TR-T}) gegenüber den als Referenz angehaltenen ECMWF-Korrekturen am Altimeterfußpunkt 137.

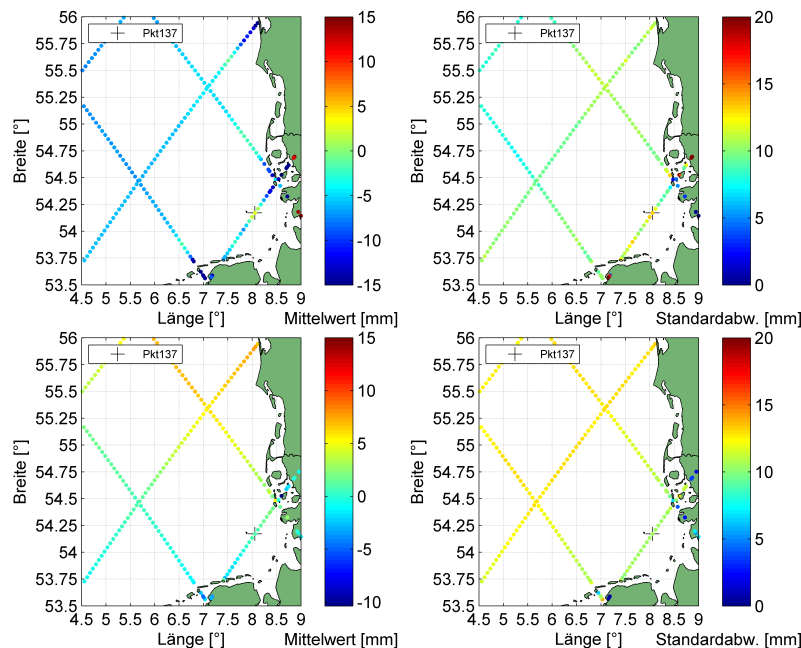


Abbildung 108: Darstellung von Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) unterschiedlicher Korrektionsmodelle für den feuchten Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung K_{TR-F} . Im oberen Bereich der Grafik erfolgt die Darstellung der Differenzen ECMWF-Mikrowellenradiometer, während im unteren Bereich ECMWF-Korrekturen mit NCEP-Korrekturen verglichen werden.

Für den Luftdruck bzw. die Lufttemperatur sind insbesondere auf hoher See kaum reale Beobachtungen vorhanden, weshalb die nötigen Korrekturen (K_{TR-T}) auf Grundlage großräumiger Wettermodelle abgeleitet werden (z.B. Modelle des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*). Mit Korrektionsbeträgen von etwa 2-3m stellt der trockene Anteil den mit Abstand größten Anteil der Laufzeitverzögerungen. Exemplarisch ist in Abbildung 105 die Differenzzeitreihe der NCEP-Korrekturen (Modell des *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*) bzw. ECMWF(ERA) gegenüber den ECMWF-Korrekturen (Punktes 137, 8km südöstlich von Helgoland) dargestellt. Ergänzend sind in Abbildung 106 die mittleren Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) für Bodenpunkte entlang des Überflugweges der NASA/CNES Missionen abgebildet. Anhand beider Abbildungen wird ersichtlich, dass für den trockenen Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerungen im Untersuchungsgebiet kaum Variationen zwischen den einzelnen Modellen auftreten. Die mittleren Abweichungen liegen im Bereich weniger Millimeter und die Standardabweichung der Differenzen ist mit etwa 1mm ebenfalls sehr gering.

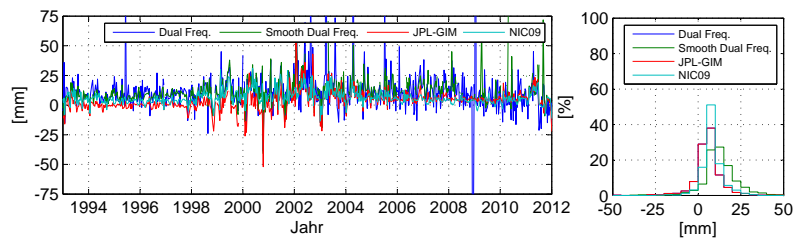


Abbildung 109: Variationen der ionosphärischen Laufzeitkorrekturen (K_{IONO}) bei einer Nutzung unterschiedlicher Modelle am Altimeterfußpunkt 137.

Zur Erfassung des feuchten Anteils der troposphärischen Laufzeitverzögerung sind neuere Altimetersatelliten (ab TOPEX/Poseidon bzw. Envisat) mit Wasserdampfradiometern ausgestattet. Nach [56], Seite 22 zeigen durchgeführte Langzeituntersuchungen signifikante Driften und relative Offsets zwischen verschiedenen Geräten [84]. Ein weiteres Problem der Wasserdampfradiometer besteht darin, dass deren Messfelder gegenüber den Altimeterfootprints einen weitaus größeren Durchmesser annehmen. Insbesondere im Küstenbereich können diese Systeme daher nur beschränkt eingesetzt werden.

In Analogie zur trockenen troposphärischen Laufzeitverzögerung sind in der Abbildung 107 die Einzelwerte für den Punkt 137 und in Abbildung 108 die mittleren Differenzen bzw. Standardabweichungen an den Bodenpunkten dargestellt. Für den feuchten Anteil ergeben sich im Mittel Beträge von wenigen Millimetern, wobei die Standardabweichung der Differenzzeitreihen deutlich größer ist. Aus Abbildung 108 wird ersichtlich, dass die Differenzen zwischen real gemessenen Laufzeitverzögerungen auf Basis von Radiometerbeobachtungen und modellierten Laufzeitverzögerungen z.T. erhebliche Differenzen auftreten bzw. diese einer größeren Streuung unterworfen sind. Eine mögliche Ursache hierfür sind Landeinschlüsse im Footprint des Mikrowellenradiometers. Insbesondere im Bereich Helgoland treten erhebliche Abweichungen auf, wobei die Distanz zwischen der Insel und dem Flugweg mit etwa 8km wesentlich geringer als der Footprintdurchmesser des Mikrowellenradiometers ist. Im Fall der Differenzen zwischen modellierten Laufzeitkorrekturen (ECMWF-Korrekturen-NCEP-Korrekturen) ergeben sich sowohl im Mittelwert, wie auch in der Standardabweichung breitenabhängige Differenzen (vgl. Abbildung 108, unterer Bereich).

Neben der Troposphäre verursacht auch die Ionosphäre Laufzeitverzögerungen. Im Gegensatz zur Troposphäre handelt es sich bei der Ionosphäre um ein dispersives Medium, weshalb entsprechende Korrekturen aus Beobachtungen auf mehreren Frequenzen abgeleitet werden können. Sofern die eingesetzten Altimeter auf unterschiedlichen Frequenzen arbeiten, ist eine direkte Erfassung der ionosphärischen Laufzeitverzögerung möglich. Entsprechende Systeme sind auf neueren Altimetersatelliten wie etwa TOPEX/Poseidon, Jason-1&2 oder Envisat installiert. Neben den auf Basis von Zweifrequenzmessungen erstellten Korrekturen liefern auch Modelle entsprechende Korrektionswerte. Exemplarisch sind in Abbildung 109 die Differenzen zwischen modellierten Korrekturen (IRI2007) und Korrekturen auf Basis von Zweifrequenzmessungen bzw. Differenzen zwischen modellierten Korrekturen (IRI2007-NCEP) für den Punkt 137 dargestellt. Mit abnehmendem Küstenabstand sind größere mittlere Abweichungen und Streuungen zu beobachten (Abbildung 110, oben). Bei einer ausschließliche Nutzung modellierter Korrekturen ergeben sich zwischen den einzelnen Modellen mittlere Differenzen im Bereich weniger Millimeter, wobei zwischen den Differenzen kaum örtliche Variationen festzustellen sind (vgl. Abbildung 110, unterer Bereich).

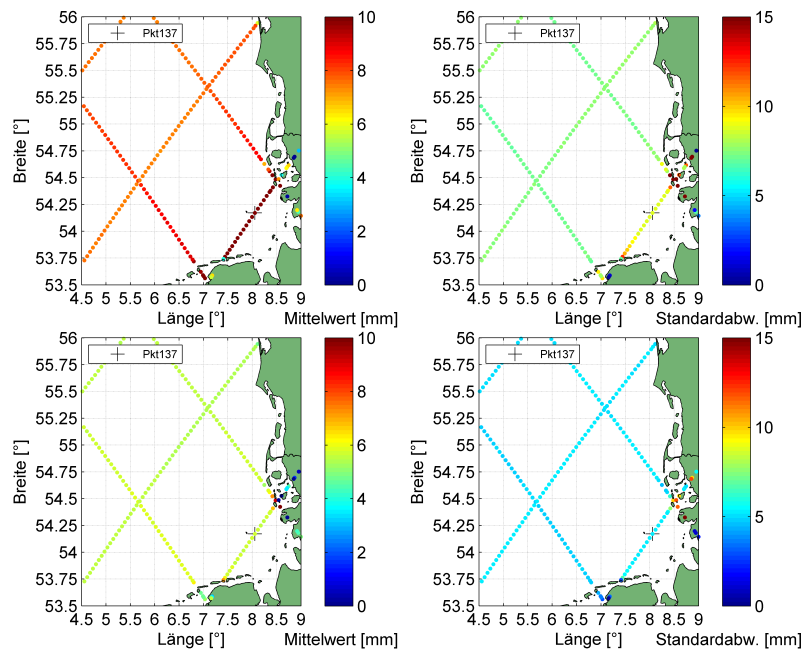


Abbildung 110: Mittlere Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) unterschiedlich modellierter ionosphärischer Laufzeitverzögerungen K_{IONO} . Im oberen Bereich der Abbildung erfolgt einer Darstellung der Differenzen zwischen modellierten Korrekturen (IRI2007) und den Ergebnissen der Zweifrequenzbeobachtungen. Im unteren Bereich werden die Differenzen zweier Korrekptionsmodelle (IRI2007-NIC09) dargestellt.

5.1.4 Korrekturen aufgrund der Reflektionseigenschaften

Neben den atmosphärischen Laufzeitverzögerungen spielen die Reflektionseigenschaften des Wassers eine wichtige Rolle. Aufgrund des Öffnungswinkels findet keine punktuelle Messung auf der Erdoberfläche statt. Vielmehr repräsentiert jeder rückkehrende Impuls einen Mittelwert über ein in etwa kreisförmiges Reflektionsgebiet (*Footprint*).

Die Altimeterbeobachtung ist auf die mittlere reflektierende Meeresoberfläche bezogen, die nicht mit der realen mittleren Meeresoberfläche für den Bereich des Footprints zusammenfällt. Ursache hierfür ist die Form der Wellen. Gegenüber den Wellenkämmen ist der Krümmungsradius in den Wellentälern größer, wodurch im Bereich der Wellentäler mehr Energie reflektiert wird. Hinzu kommt die weniger raue Oberfläche im windgeschützten Bereich der Wellentäler ([80], Seite 16). Praktisch haben diese Effekte eine Verschiebung der reflektierenden Meeresoberfläche gegenüber der mittleren Meeresoberfläche in Richtung der Wellentäler zur Folge. Dieser Effekt wird als *Electromagnetic Bias (EMB)* bezeichnet und ist neben dem *Skewness Bias* einer der beiden Bestandteile des *Sea State Bias (SSB)*. Der *Skewness Bias* resultiert aus einer Verschiebung der Verteilung der Meereshöhen innerhalb des Footprints gegenüber der Gaußschen Normalverteilung ([80], Seite 17). Praktisch hat dies zur Folge, dass die elektromagnetische Oberfläche nicht mit der Meeresoberfläche übereinstimmt und eine entsprechende *Sea State Bias Korrektur* (K_{SSB}) anzubringen ist. Die Berechnungsalgorithmen für diese sind meist empirischer Natur, wobei große räumliche und zeitliche Variationen die Berechnungen erschweren. Der SSB gilt daher als einer der Hauptfehlerquellen von Altimeterbeobachtungen. Durch eine Assimilation von Wellenmodellen ist eine Verbesserung der SSB-Modellierung möglich, was mit Genauigkeitssteigerungen einhergeht [87].

5.1.5 Geräteinterne Korrekturen

Wie nahezu jedes Beobachtungssystem sind auch Radaraltimeter keine idealen bzw. fehlerfreien Systeme. Aufgrund interner Effekte werden die originären Beobachtungsgrößen systematisch verfälscht

bzw. aufgrund interner Signalverzögerungen wirken sich die resultierenden Systematiken als zu korrigierende Laufzeitverzögerungen aus. Zwar werden im Vorfeld des Startes alle Radaraltimeter kalibriert, jedoch ist eine Überwachung des Verhaltens im Orbit nötig. Veränderungen der elektronischen Signallaufzeiten und Oszillatordriften können erfasst, entsprechende Korrekturen (K_{INST}) abgeleitet und an die Beobachtungen angebracht werden ([56], Seite 23). Bei den im Rahmen dieser Arbeiten genutzten Altimeterbeobachtungen sind entsprechende Korrekturen bereits in den Beobachtungen enthalten und werden nicht näher analysiert.

Zusammen mit den atmosphärischen Laufzeitverzögerungen und den Sea State Bias Korrekturen lassen sich Streckenbeobachtungen soweit korrigieren, dass die Ableitung ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen für die jeweiligen Beobachtungszeitpunkte möglich ist. Jede der genannten Korrekturen spiegelt die Realität nicht exakt wieder. Vielmehr ist jeder berechneten Korrektur eine Unsicherheit zuzuordnen. Zusammenfassend ergeben sich für entsprechend korrigierte Streckenbeobachtungen die Formeln 73 und 74.

$$R = R_0 + \Delta a \quad (73)$$

$$\Delta a = K_{INST}^c + K_{SSB}^c + K_{IONO}^c + K_{TR-T}^c + K_{TR-F}^c + \delta K_{INST}^c + \delta K_{SSB}^c + \delta K_{IONO}^c + \delta K_{TR-T}^c + \delta K_{TR-F}^c \quad (74)$$

- K_{INST}^c : Korrektur instrumenteller Einflüsse
- K_{SSB}^c : Korrektur des Sea State Bias
- K_{IONO}^c : Korrektur der ionosphärischen Laufzeitverzögerung
- K_{TR-T}^c : Korrektur der troposphärischen Laufzeitverzögerung (trocken)
- K_{TR-F}^c : Korrektur der troposphärischen Laufzeitverzögerung (feucht)
- δK_{INST}^c : Unsicherheit der Korrektur für instrumentelle Einflüsse
- δK_{SSB}^c : Unsicherheit der Sea State Bias Korrektur
- δK_{IONO}^c : Unsicherheit der Korrektur aufgrund ionosphärischer Laufzeitverzögerungen
- δK_{TR-T}^c : Unsicherheit der Korrektur für troposphärische Laufzeitverzögerungen (trocken)
- δK_{TR-F}^c : Unsicherheit der Korrektur für troposphärische Laufzeitverzögerungen (feucht)

5.1.6 Korrekturen aufgrund geometrischer und geophysikalischer Einflüsse

Die folgenden Korrekturen sind indirekter Natur. Sie dienen im Gegensatz zu den oben beschriebenen Korrekturen nicht dazu, die Altimeterbeobachtung als solche zu korrigieren. Vielmehr ist es für bestimmte Anwendungen (z.B. der Ableitung langfristiger Trends) nötig, zyklische und hochfrequente Variationen der Meeresspiegelhöhe aus den korrigierten Altimeterbeobachtungen zu eliminieren. Hochfrequente bzw. zyklische Variationen werden in erster Linie durch

- Polzeiten
- Festerdegezeiten
- Ozeangezeiten
- Gezeitenaufplastdeformationen
- atmosphärische Aufplasteffekte (inverser Barometereffekt)

verursacht (vgl. Abschnitt 1). Praktisch haben diese zur Folge, dass die originär erfassten Meeresspiegelhöhen sehr große Variationen aufweisen und Analysen hinsichtlich langfristiger Änderungen ohne Korrekturen entsprechender Variationen nicht möglich sind.

Für eine Überführung der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen in physikalische Höhenangaben sind Schwerefeldmodelle nötig. Wie jedes Modell spiegeln auch Schwerefeldmodelle bzw. die daraus abgeleiteten Geoidundulationen (N^c) die Realität nicht exakt wieder bzw. diese sind mit einer Unsicherheit (ΔN^c) behaftet (vgl. Abschnitt 2.1.3, Abbildung 18 bzw. 19). Die Verknüpfung zwischen den von hochfrequenten und zyklischen Variationen befreiten Meeresspiegelhöhen und Geoidmodellen stellt die stationäre Meerestopografie SST_{STAT} dar. Der hochfrequente Anteil kann durch eine dynamische Meerestopografie SST_{DYN} in der Art beschrieben werden, dass die Summe aus Geoidmodell, statischer und dynamischer Meerestopografie der durch die Satellitenaltimetrie beobachteten ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe entspricht (vgl. Formel 75). Für die Ableitung der stationären Meerestopografie sind demnach das Geoid und der dynamische Anteil der Meerestopografie abzuziehen.

$$h_{SSH} = (h_{ALT}^c + \delta h_{ALT}) - (R_0 + \Delta a) = N + SST_{STAT} + SST_{DYN} \quad (75)$$

Der dynamische Anteil der Meerestopografie SST_{DYN} entspricht einer Überlagerung der Auswirkungen des Invers Barometereffektes, der Ozean-, Festerde-, Pol- und Auflastgezeiten sowie einem verbleibenden Restanteil (Formel 76). Analog den Laufzeitkorrekturen ist auch in diesem Fall zu beachten, dass alle Modellergebnisse mit Unsicherheiten behaftete sind ([58], Seite 23).

$$SST_{DYN} = K_{OT} + K_{SET} + K_{LT} + K_{PT} + K_{IB} + K_{\Omega} = K_{OT}^c + K_{SET}^c + K_{LT}^c + K_{IB}^c + \delta K_{OT}^c + \delta K_{SET}^c + \delta K_{LT}^c + \delta K_{PT}^c + \delta K_{IB}^c + K_{\Omega} \quad (76)$$

K_{OT}^c	:Ozeangezeiten
K_{SET}^c	:Festerdezeiten
K_{LT}^c	:Auflastgezeiten
K_{PT}^c	:Polgezeiten
K_{IB}^c	:Inverse Barometerkorrektion
K_{Ω}	:Verbleibender Restanteil
δK_{OT}^c	:Unsicherheit Ozeangezeiten
δK_{SET}^c	:Unsicherheit Festerdezeiten
δK_{LT}^c	:Unsicherheit Auflastgezeiten
δK_{PT}^c	:Unsicherheit Polgezeiten
δK_{IB}^c	:Unsicherheit Inverse Barometerkorrektion

Die Variabilität der Ozeangezeiten ist in Kapitel 1.3 beschrieben. In Küstennähe stimmen die Ergebnisse der genutzten Gezeitenmodelle nicht mehr hinreichend genug mit der Realität überein. Neben den Gezeiten weisen auch unterschiedliche Korrektionsmodelle für den invers Barometereffekt große Variationen untereinander auf. In Abbildung 111 sind ausgehend von der IB-Korrektion MOG2D die Differenzen weiterer IB-Korrektionsmodelle für den Punkt 137 dargestellt. In Abbildung 112 erfolgt die Darstellung der mittleren Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) für die Bodenpunkte der NASA/CNES Missionen im Bereich der Deutschen Bucht. Anhand der Abbildungen wird ersichtlich, dass die Standardabweichung und damit die Streuung der Differenzen mit abnehmender Distanz zur Küste abnehmen. Im Gegensatz zu den vorher genannten Korrekturen nehmen die Standardabweichungen

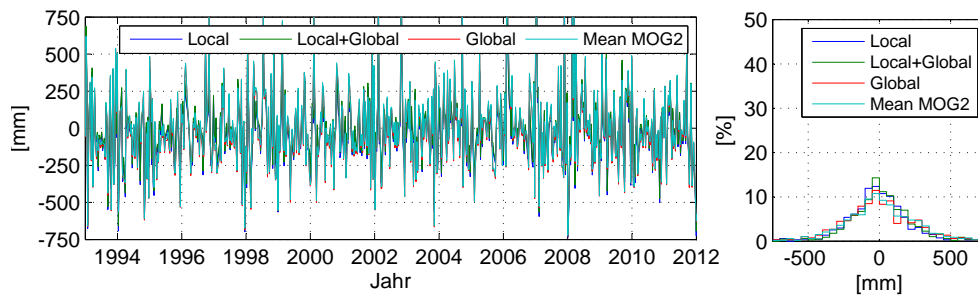


Abbildung 111: Variationen der IB-Korrekturen (K_{IB}) unter Nutzung unterschiedlicher Korrektionsmodelle am Altimeterfußpunkt 137.

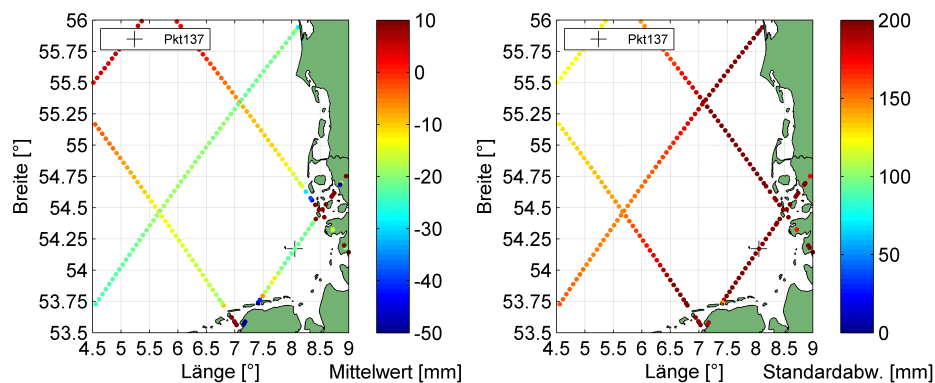


Abbildung 112: Darstellung der Differenzen (links) und Standardabweichungen (rechts) zwischen dem IB-Korrekturenmodell MOG2D und einer Globalen Lösung.

Werte von über 100mm an, wodurch die IB-Korrektur als eine der Hauptfehlerquellen anzusehen ist.

Für eine Vergleichbarkeit mit den Beobachtungen anderer Sensoren wie etwa Pegelbeobachtungen sind ggf. weitere Anpassungen nötig. Die Pegelnullpunkte liegen relativ zum ITRF2005 (mean-tide) in Verbindung mit dem GRS80-Ellipsoid vor. Dem entsprechend sind auch die Altimeterbeobachtungen auf diese Kombination zu beziehen. Im Bereich der „trockenen Geodäsie“ wird häufig das GRS80-Ellipsoid mit den bekannten Parametern eingesetzt. Im Gegensatz hierzu kommt im Bereich der Satellitenaltimetrie häufig das TOPEX-Ellipsoid zum Einsatz. Letzteres weist gegenüber dem GRS80-Ellipsoid etwas verkürzte Halbachsen auf, wodurch das Ellipsoid „tiefer“ liegt bzw. die ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen in Relation zum TOPEX-Ellipsoid gegenüber Angaben relativ zum GRS80-Ellipsoid größer sind (Abbildung 113). Der Änderungsbetrag ist eine Funktion der Breite und beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 70cm (Abbildung 114). Für entsprechende Umrechnungen wurden im Rahmen dieser Arbeit die ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen relativ zum TOPEX-Ellipsoid in 3D kartesische Koordinaten umgerechnet und diese wieder unter Nutzung der GRS80-Ellipsoidparameter in ellipsoidische Höhenangaben überführt.

5.1.7 Rückkehrimpuls und Altimeterfootprint

Der zurückkehrende Impuls wird sowohl an den Wellenbergen als auch an den Wellentälern reflektiert. Sobald der Mikrowellenimpuls die Wellengipfel erreicht, wird ein Teil der Energie von diesen reflektiert (Abbildung 115, links). Zu diesem Zeitpunkt beschreibt der Footprint einen sehr kleinen Kreis. Mit zunehmender Dauer wird dieser immer größer, da auch Reflektionen von Seiten der Wellentäler erfolgen (mittlere Teil der Abbildung 115). In dem darauf folgenden Zeitabschnitt werden auch schräge Reflektionen empfangen und der Footprint beschreibt die Form eines Kreisrings (rechter Bereich der Abbildung

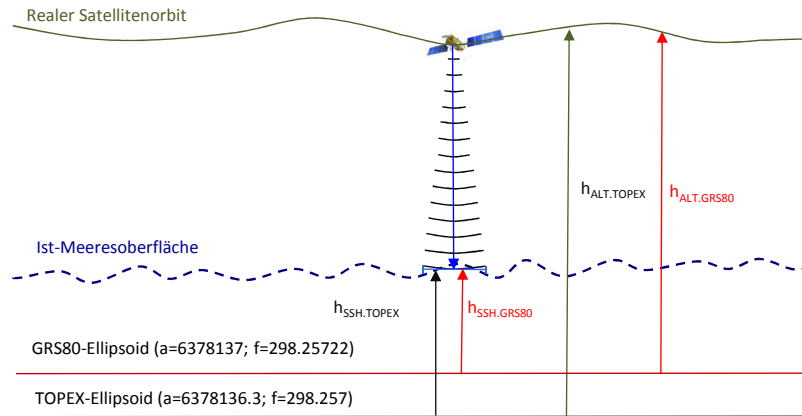


Abbildung 113: Schematische Darstellung der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen relativ zu dem TOPEX- und GRS80-Ellipsoid.

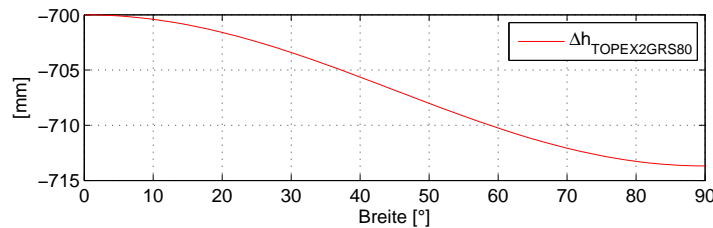


Abbildung 114: Korrektur für die Überführung der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen auf das GRS80-Ellipsoid.

115). Infolgedessen sind die Laufzeiten nicht einheitlich bzw. es wird über einen bestimmten Zeitraum Energie empfangen (Abbildung 116). Die empfangene Energie über die Zeit abgetragen (=Form des Rückkehrimpulses) wird im Folgenden als *Waveform* bezeichnet. Exemplarisch ist in Abbildung 116 die idealisierte Form der Waveform dargestellt.

Für die Größe des Footprints sind neben instrumentellen Parametern auch physikalische Parameter der bestrichenen Meeresoberfläche entscheidend. In neueren Untersuchungen zur Beobachtungen der Satellitenaltimetrie wird der gesamte Sichtbereich des Altimetersatelliten näher beleuchtet (vgl. Abbildung 117). Dieser ergibt sich aus der Flughöhe, der Breite und Anzahl der Abtastintervalle/BINS von der Vorderkante der Waveform bis zum letzten Intervall. Bei früheren Untersuchungen erfolgte nur eine Analyse der BINS rund um die Epoche zur halben Höhe bzw. der Vorderkante der Waveform, wobei dieser Teil der Waveforms für die eigentliche Ableitung von Meeresspiegelhöhen entscheidend ist ([13], Seite 8). Frühere Aussagen zu den Footprintdurchmessern (u.a. Formel 79) basieren auf entsprechenden Analysen von Chelton et. al. aus 1989.

$$R_{FoV} = \sqrt{\left((h_{ALT} + x)^2 - h_{ALT}^2\right)} \quad (77)$$

$$x = \left(Nb - Abs_{Ref}\right) \frac{c}{2B} \quad (78)$$

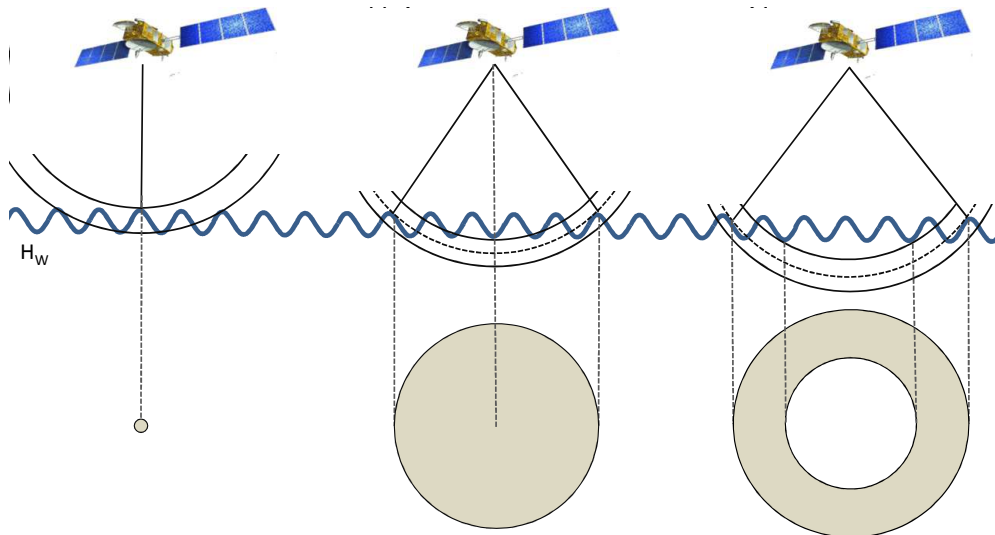


Abbildung 115: Schematische Darstellung der Reflexion eines Mikrowellenimpulses an der Meeresoberfläche.

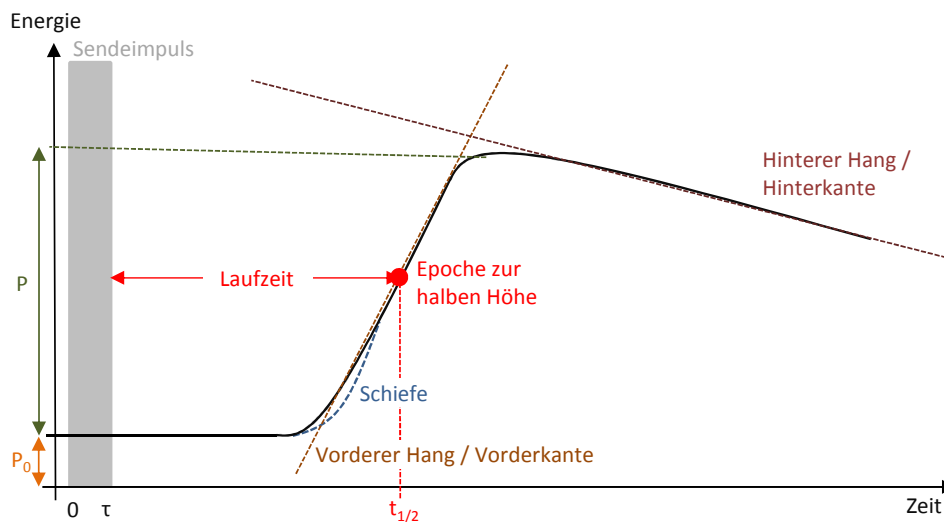


Abbildung 116: Schematische Darstellung der Form eines Rückkehrimpulses und die daraus abgeleiteten Zielgrößen.

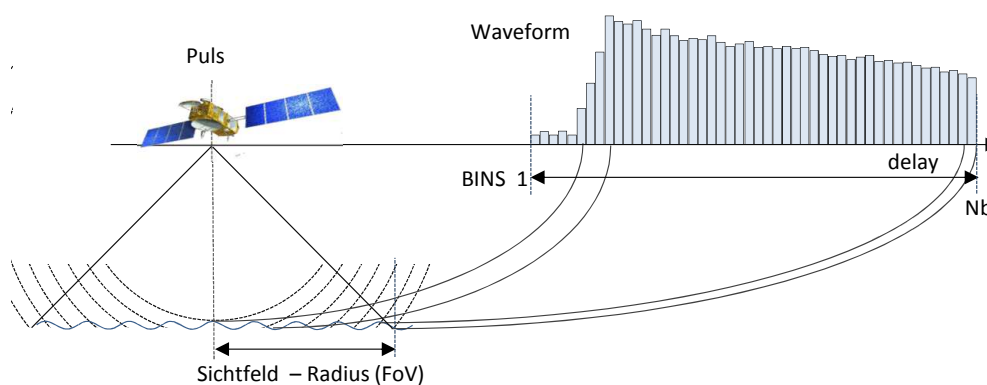


Abbildung 117: Sichtbereich des Altimetersatelliten ([13], Seite 8).

Tabelle 42: Aus [13], Seite 9 entnommene Sichtfeldradien verschiedener Altimetersatelliten.

Instrument (Satellit)	Sichtfeldradius [m]	Oberfläche [km ²]	x	Nb-Gate	Abs _{Ref} -Gate	B [MHz]	h _{ALT} [km]
POSEIDON-1 (TOPEX/Poseidon)	6116	118	14.0	62	32	320	1336
ALT-A&B (TOPEX/Poseidon)	10492	346	41.2	120	32	320	1336
POSEIDON-2&3 (Jason-1&2)	9489	283	33.7	104	32	320	1336
RA-2 (Envisat)	7550	179	36.0	122	45	320	790
SIRAL(CryoSat-2)	7979	200	44.0	128	34	320	723
AltiKa(SARAL)	6123	118	23.7	128	52	480	790
SRAL(Sentinal-3)	7885	195	39.4	128	44	320	790

Nach [13], Seite 9 ergibt sich der Radius des Sichtfeldes (Field of View, FoV) (R_{FOV}) nach Formel 77 in Verbindung mit Formel 78. In den genannten Formeln beschreiben Nb Anzahl der Gates bzw. Abtastintervalle, Abs_{Ref} das Referenzgate, c die Lichtgeschwindigkeit und B die Bandbreite des Impulses. Die resultierenden Radien der Sichtfelder sind in Tabelle 42 dargestellt und wurden aus [13], Tabelle 4 übernommen.

Nach [28] können aus den Waveforms die im Folgenden näher beschriebenen sechs Parameter abgeleitet werden. Bei den sechs Parametern handelt es sich um

- die Epoche auf halber Höhe
- die Amplitude der Waveform
- P_0
- Vorderkante
- Schiefe
- Hinterkante.

Die Epoche auf halber Höhe beschreibt die Laufzeit des Mikrowellenimpulses zwischen dem Aussenzeitpunkt und dem mittleren Empfangszeitpunkt von Reflektionen der Wellenberge und Wellentäler in Nadirrichtung. Die Epoche auf halber Höhe ist die Grundlage für die Ableitung von Streckenbeobachtungen bzw. Ranges zwischen dem Radaraltimeter und der Meeresoberfläche.

Die Amplitude P der Waveform gibt in Relation zum ausgesendeten Impuls eine Information über die Reflektion des Mikrowellenimpulses bzw. ist Grundlage für Berechnung des *Rückstreuoeffizienten* (*Backscatter coefficient*) σ_0 .

P_0 in Abbildung 116 beschreibt das thermische Rauschen des Radaraltimeters.

Die Vorderkante (auch als *leading edge slope* bezeichnet) beschreibt den Teil der Waveform, der für die Laufzeitmessung relevant ist. Da der Mikrowellenimpuls sowohl an den Wellenbergen, wie auch an den Wellentälern reflektiert wird und die Antenne nicht zu 100% in Nadir-Richtung ausgerichtet ist, ergibt sich für die Vorderkante eine mehr oder weniger ausgeprägte Steigung. Es werden Reflektionen von Wellenbergen und Wellentälern empfangen, wobei die Laufzeit von Reflektionen der Wellentäler etwas größer ist. Dem entsprechend kann aus der Form bzw. der Steigung der Vorderkante die Wellenhöhe abgeleitet werden. Der Bereich der Vorderkante wird in Abbildung 115 durch den mittleren Kreis beschrieben.

Der ausgesendete Mikrowellenimpuls hat aufgrund des Öffnungswinkels der Antenne die Form eines Kegels. Infolge dessen werden auch von Wellenflanken reflektierte Signale empfangen, deren Richtung

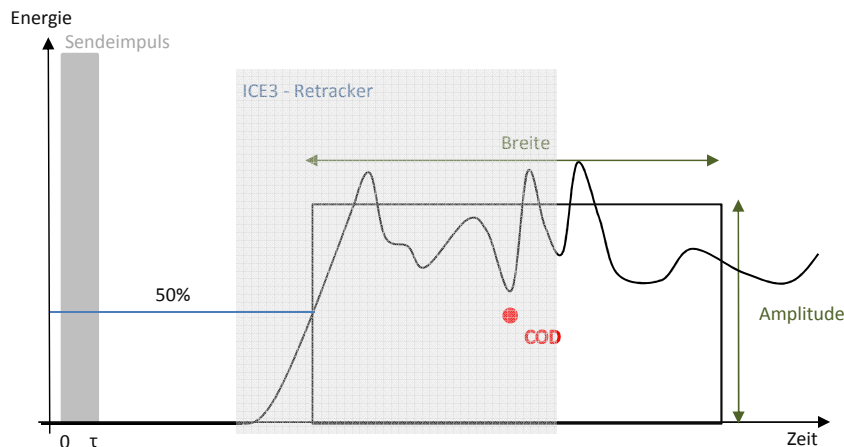


Abbildung 118: Schematische Darstellung des Prinzips eines OCOG Algorithmus und des ICE3-Re-Tracker ([75], Seite 18).

nicht mit der Nadir-Richtung übereinstimmen. In Abbildung 115 spiegelt der rechte Kreisring diese Signale wieder. Aufgrund der oben genannten Verschiebung der Verteilung der Meereshöhen innerhalb des Footprints gegenüber der Gaußschen Normalverteilung (Ursache für den Skewness Bias), entspricht die Vorderkante keiner Geraden sondern vielmehr einem Bogen bzw. ist gekrümmt (in Abbildung 116 als Schiefe bezeichnet).

Die Empfangseigenschaften der Altimeterantennen sind abhängig von der relativen Richtung des reflektierten Mikrowellenimpulses. Ein Signal welches nicht in Nadir-Richtung steht, wird gegenüber einem Signal in Nadir-Richtung schwächer empfangen. Diese Empfangscharakteristik der Antennen hat zur Folge, dass schräg einfallende Signale und damit Signale der Wellenflanken (*Hinterkante (trailing edge slope)*) schwächer empfangen werden, weshalb die Hinterkante nach unten geneigt ist.

Für die Auswertung des Rückkehrimpulses werden unterschiedliche Algorithmen angewendet, die für bestimmte Gebiete optimiert sind. Das nachträgliche Aufarbeiten erfasster Waveforms bzw. die Anwendung unterschiedlicher Algorithmen zur Auswertung der Waveforms wird im Folgenden als *Re-Tracking* bezeichnet.

In der Literatur wird eine Vielzahl von Algorithmen zur Auswertung der Waveforms beschrieben. Als Beispiel wird auf [44], Seite 75-99 verwiesen, wo neben empirischen Re-Trackern (Offset Centre of Gravity Re-Tracker, Threshold Re-Tracker, Improved Threshold Re-Tracker und β -Parameter Re-Tracker) auch physikalisch basierte Re-Tracker und statistischen Methoden für Parameterschätzungen auf Basis vordefinierter Funktionen beschrieben werden.

Ein häufig genutzter Re-Tracker ist der *ICE1* Re-Tracker. Bei dem ICE1 Re-Tracker handelt es sich um einen Algorithmus, welcher auf dem *Offset Center of Gravity (OCOG)* basiert ([75], Seite 17). Dahinter verbirgt sich die Idee, innerhalb der Waveform einen Schwerpunkt zu schätzen, ein Rechteck um diesen Schwerpunkt zu bilden und daraus die gesuchten Parameter abzuleiten (vgl. Abbildung 118 bzw. [5], Seite 9). Es handelt sich somit um eine reine statistische Auswertung der Waveform, weswegen Re-Tracker auf Basis des OCOG den empirischen Re-Trackern zugeordnet werden ([44], Seite. 76). Für Verbesserungen von Range-Schätzungen wurden in jüngerer Vergangenheit noch weitere empirische Re-Tracker entwickelt, auf die im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen wird.

Tabelle 43: Im Rahmen der Auswertung geschätzte Parameter unterschiedlicher Re-Tracker ([75], Seite 37-58).

Parameter	Standard	ICE3-Re-Tracker	RED3-Re-Tracker	OCE3-Re-Tracker
Amplitude (Ku/C-Band)	x/x	x/x (ICE1)	x/x	x/x
Re-Tracking Flag (Ku/C-Band)	x/x	x/x	x/x	x/x
Sigma0 (Ku/C-Band)	x/x	x/x (ICE1)	x/x	x/x
Range (Ku/C-Band)	x/x	x/x	x/x	x/x
Wellenhöhe (Ku/C-Band)	x/x		x/x	x/x
ThermalRauschen (Ku/C-Band)	x/x		x/x	x/x
Breite Vorderkante (Ku/C-Band)	x/x		x/x	x/x
MQE (Ku/C-Band)	x/x		x/x	x/x

Neben empirischen Methoden werden häufig Waveforms an idealisierte Waveforms angepasst bzw. über eine Parameterschätzung ausgleichende Funktionen geschätzt und daraus entsprechende Zielgrößen abgeleitet. Eine Schätzmethode ist die des *Maximum Likelihood Estimators (MLE)*. Die MLE-Methode schätzt die Parameter durch eine Bestimmung von Werten mit der maximalen Wahrscheinlichkeit, deren Rauschen am besten zu einer vorgegebenen statistischen Verteilung passt ([43], Seite 436). Grundlage hierfür bilden theoretische und idealisierte Waveforms, die den real beobachteten Waveforms gegenübergestellt werden. Unter der Annahme, dass die einzelnen Gates und die einzelnen Pulse voneinander unabhängig sind, können Angaben über das Rauschen und die Unsicherheiten gemacht werden ([44], Seite 86).

Die Standard Re-Trackingalgorithmen sind für Küstenbereiche nur bedingt anwendbar. Bei einer Annäherung an die Küsten verursachen Landeinschlüsse Peaks bzw. Erhebungen innerhalb der Waveforms, welche bei Auswertungen zu berücksichtigen sind. Für verschiedene Anwendungen insbesondere im Küstenbereich erfolgte von Seiten CNES die Finanzierung eines Forschungsprojektes mit dem Ziel, die Beobachtungen von Jason-2 im Küstenbereich stark zu verbessern. Im Rahmen des Projektes *Prototype Innovant de Systeme de Traitement pour les Applications Cotieres et l'hydrologie (PISTACH)* erfolgte eine Entwicklung neuer Algorithmen zur Waveformanalyse bzw. Re-Trackern im Küstenbereich. Ergebnis sind die Re-Tracker *ICE3*, *RED3* und *OCE3*, die im Rahmen dieser Arbeit näher analysiert werden. Die Federführung oblag CLS, wobei es von LEGOS, CMAGREF und ORD/HyBAM unterstützt wurde ([75], Seite 2).

Der ICE3 Re-Tracker basiert auf dem ICE1 Re-Tracker, wobei für die Ableitung der Kenngrößen ein kleineres Fenster um den Bereich der Vorderkante der Waveform genutzt wurde ([75], Seite 18). Analog zu dem ICE1 Re-Tracker handelt es sich um einen empirischen Re-Tracker auf Basis des OCOG Algorithmus. Der RED3 Re-Tracker nutzt ein ausgewähltes, auf das Zentrum der Vorderkante fixiertes Analysefenster innerhalb einer Waveform. Auf Basis der Beobachtungen innerhalb des Analysefensters erfolgt die Ableitung der Parameter unter Nutzung eines MLE3 Algorithmus (Lösung für die Parameter Range, Amplitude und Sigma, [75], Seite 18). Der OCE3 Re-Tracker basiert auf einem klassischen MLE3 Algorithmus, wobei als Grundlage nicht die originäre Waveform, sondern eine gefilterte Waveform angenommen wird. Bei der eingesetzten Filterung handelt es sich um eine *Single Value Decomposition (SVD)* Filterung. Bei den RED3 und OCE3 Re-Trackern wird ein *Mean Quadratic Error (MQE)* Wert angegeben, welcher der mittleren quadratischen Abweichung zwischen der idealisierten und beobachteten Waveform entspricht. Zusammenfassend sind die geschätzten Parameter in Tabelle 43 dargestellt.

Je nach Wellenhöhe variiert der Durchmesser des Footprints um einige Kilometer und erreicht bei normalem Seegang in etwa einen Durchmesser von 2-8km. Nach [80], Seite 7 werden Footprintdurchmesser von etwa 5-7km gefordert, wobei diese entweder über eine Eingrenzung des Öffnungswinkels der Antenne oder über eine Impulsbegrenzung erreicht werden können. Eine Eingrenzung des Öffnungswin-

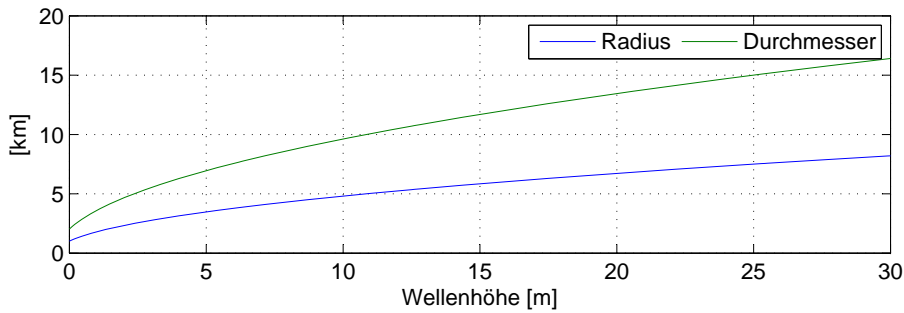


Abbildung 119: Darstellung des Footprintdurchmesser als Funktion der Wellenhöhe nach Formel 79 (Bahnhöhe 1336km, Impulsdauer 3.125ns).

kels ist konstruktiv bei einem Satellit nur beschränkt möglich. Eine Impulsbegrenzung bedeutet, dass nur ein sehr kurzer Impuls von einer Antenne mit einem relativ großen Öffnungswinkel von etwa 1-2 Grad (resultierender Antennendurchmesser ca. 1.5m) abgestrahlt wird. Der Radius des Footprints kann durch die Impulsdauer τ gesteuert werden und ist neben dieser auch von der Wellenhöhe H_w und der Flughöhe h_{ALT} abhängig ([26], Formel 79 mit $R_0 = h_{ALT} - H_w / 2$, $R_e = \text{Erdradius}$). Für eine Impulsdauer von 3.125ns und eine Flughöhe von 1336km (TOPEX, Jason-1 und Jason-2) ergeben sich die in Abbildung 119 dargestellten Radien bzw. Durchmesser der Footprints.

$$r_{Footprint} = \sqrt{\frac{(c\tau + 2H_w)R_0}{1 + (R_0/R_e)}} \quad (79)$$

Kern der Mission TOPEX/Poseidon war das Radaraltimeter Poseidon-1. Ein Messzyklus (CHIRP) des Poseidon-1 Altimeters hatte eine Dauer von 0.1ms, was bei einer Bandbreite von 320MHz bzw. $320 \cdot 10^6$ Elementen einer Pulsdauer von $3.125 \cdot 10^{-9}$ s entspricht [6]. In den Folgemissionen Jason-1 und Jason-2 kommen die Nachfolger Poseidon-2 und Poseidon-3 zum Einsatz, deren Messzyklen eine Länge von 0.105ms aufwiesen, woraus bei 320MHz eine Impulsdauer von $3.281 \cdot 10^{-9}$ s resultiert [7]. Die daraus resultierenden Differenzen im Durchmesser des Footprints betragen max. 40m, weshalb für die Berechnung des Footprintdurchmessers auf die Formel 79 in Verbindung mit einer Flughöhe von 1336km und einer Impulsdauer von 3.125ns zurückgegriffen wird. Für dessen Berechnung sind neben Impulsdauer und Flughöhe auch Angaben zur Wellenhöhe nötig. Da die hierfür nötigen Wellenhöhen nicht bekannt sind bzw. auf hoher See keine von der Satellitenaltimetrie unabhängigen Erfassungssysteme der Wellenhöhen existieren, wird auf signifikante Wellenhöhen auf Basis der Altimeterbeobachtungen zurückgegriffen. Für die Ableitung der signifikanten Wellenhöhen ist die Form des Rückkehrimpulses entscheidend. Der Footprintdurchmesser spielt bei der Ableitung der Wellenhöhen keine primäre Rolle, sofern keine Landeinschlüsse vorhanden sind. Da es sich bei der signifikanten Wellenhöhe um einen gegenüber der mittleren Wellenhöhe größeren Wert handelt, wird der Durchmesser des Altimeterfootprints eher zu groß als zu klein geschätzt (vgl. Abbildung 119).

Originär liegen die Altimeterbeobachtungen als Beobachtungen entlang der Bodenspuren in mit einem bestimmten Abtastintervall vor (Abbildung 99). Die originäre zeitliche Auflösung liegt bei 20Hz, wobei einzelne Provider von Altimeterbeobachtungen im Rahmen der Erstellung bestimmter Produkte diese auf 1Hz reduzieren. Bei einer Umlaufzeit von etwa 112 Minuten (TOPEX/Poseidon) und einem Erdumfang von ca. 40000km ergibt sich eine Geschwindigkeit auf der Erdoberfläche von etwa 357km/min bzw. 6km/s und folglich bei einer Abtastrate von 20Hz einen Bodenabstand zwischen zwei Beobachtungen von etwa 300m. Bei einem gleichzeitigen Durchmesser des Footprints von einigen Kilometern sind benachbarte Altimeterbeobachtungen sehr stark korreliert bzw. die Beobachtungen entsprechen praktisch einem gleitenden Mittelwert. Bei einer Zusammenfassung der originär 20Hz Beobachtungsdaten zu 1Hz

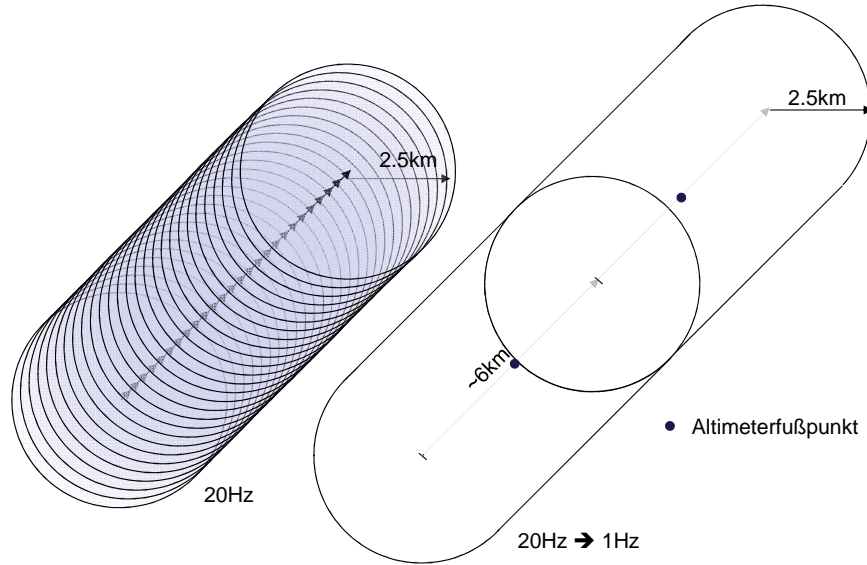


Abbildung 120: Schematische Darstellung der Größe eines 20Hz-Footprints (links) und 1Hz-Footprints (rechts) der Altimeterbeobachtungen.

Beobachtungen entspricht die abgeleitete Beobachtung einem Mittelwert über einen langgezogenen Zylinder mit halbkreisförmigen Enden (Abbildung 120).

5.2 Ableitung von Meeresspiegelhöhen

Je nach Kombination der originären Streckenbeobachtungen mit entsprechenden Korrekptionsmodellen lassen sich unterschiedliche Höhenangaben der Meeresoberfläche ableiten (Abbildung 121). Die in Abbildung 121 mit roten Pfeilen markierte Kombination verschiedener Korrekturen entspricht der im Rahmen dieser Arbeit genutzten Standardkonfiguration.

Eine Kombination aus Orbithöhe relativ zum Referenzellipsoid (z.B. TOPEX-Ellipsoid, $h_{ALT,TOPEX,tfc}$) und eine um alle streckenbeeinflussenden Effekte (Δa nach Formel 74) korrigierte Streckenbeobachtung ergibt die ellipsoidische Meeresspiegelhöhe relativ zum Ellipsoidmodell und zur Realisierung des Referenzsystems der Satellitenorbits zum Zeitpunkt des Überfluges (z.B. GRS80, $h_{SSH,GRS80,tfc}$). Bei einer Kombination von Beobachtungen in Bezug auf unterschiedliche Referenzellipsoidmodelle sind diese im Vorfeld auf ein einheitliches Modell umzurechnen. Für die folgenden Auswertungen erfolgte eine Umrechnung auf ellipsoidische Höhenangaben in Bezug das GRS80-Ellipsoid und die Überführung aller Beobachtungen in ein mittleres Gezeitenmodell. In Kombination mit einem (mean-tide) Geoidmodell (N_{mt} , Formel 30) ergeben sich Angaben zur physikalischen Meeresspiegelhöhe ($H_{SSH,GRS80,mt}$)

$$h_{SSH,GRS80,tfc} = h_{ALT,TOPEX,tfc} - (R_0 + \Delta a) + \Delta h_{TOPEX2GRS80} \quad (80)$$

$$h_{SSH,GRS80,mtc} = h_{SSH,GRS80,tfc} + \Delta h_{tfc2mtc} \quad (81)$$

$$H_{SSH,GRS80,mt} = h_{SSH,GRS80,mtc} - N_{mt} \quad (82)$$

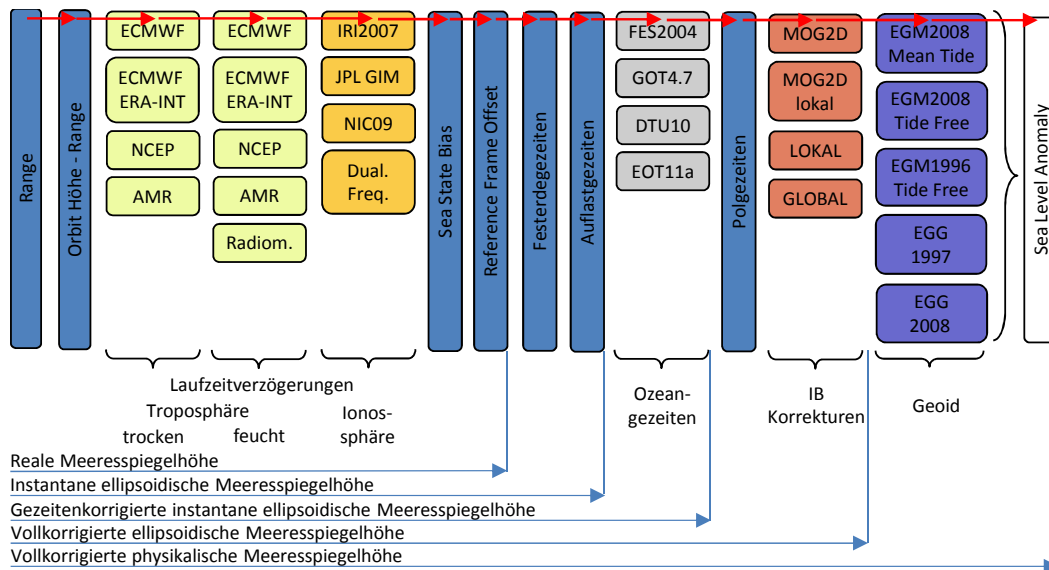


Abbildung 121: Schematische Darstellung der Ableitung von Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimetriebeobachtungen. Die roten Pfeile symbolisieren die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Standardparameter.

Die so erfassten Meeresspiegelhöhen beschreiben den Zustand für einen bestimmten Zeitpunkt, sind aber mit in-situ Pegelbeobachtungen nicht direkt vergleichbar, da es sich bei Pegelbeobachtungen um Beobachtungen relativ zum Pegelnullpunkt handelt. Die gesamte Pegelanlage ist mit der Erdoberfläche fest verbunden und somit den Festerde- und Auflastzeiten unterworfen. Die Referenzierung der Wasserstandsbeobachtungen erfolgt mithilfe von GNSS-Systemen (vgl. Abschnitt 4), wobei für die Höhe der Pegelnullpunkte die Mittelwerte der GNSS-Ergebnisse für das Jahr 2010 in Verbindung mit den 2010 gültigen Höhendifferenzen zwischen den Pegelnullpunkten und den GNSS-Antennen genutzt werden. Für den gesamten Auswertzeitraum erfolgt die somit die Einführung eines Wertes je Pegel. Vertikalbewegungen des Pegels aufgrund der Festerde- und Auflastzeiten werden folglich bei der Auswertung von Pegelbeobachtungen nicht berücksichtigt. Praktisch hat dies zur Folge, dass die Kombinationen aus mittleren Pegelnullpunkten und realen instantanen Pegelbeobachtungen Meeresspiegelhöhen ergeben, die um Auflast- und Festerdezeiten verfälscht sind (vgl. Abbildung 122).

Für einen Vergleich mit Beobachtungen der Satellitenaltimetrie sind folglich Korrekturen für Festerde- (K_{SET}) und Auflastzeiten (K_{LT}) anzubringen. Die genutzte Korrektur der Festerdezeiten (K_{SET}) beinhaltet nicht den M_0S_0 -Term bzw. die Deformation aufgrund der Permanentzeiten ist nicht enthalten ([29], Seite 48 bzw. [75], Seite 13). Somit werden bei der Korrektur der Festerdezeiten nur zeitlich variable Auswirkungen korrigiert und die verbleibende Meeresspiegelhöhe ist von den Permanentzeiten beeinflusst. Folglich ist mit der Korrektur der Festerdezeiten auch ein Übergang von einem zeitenfreien in ein mittleres Gezeitenmodell verbunden bzw. der in Formel 81 dargestellte Übergang $\Delta h_{tfc2mtc}$ (Formel 31) kann als Teil der Korrektur der Festerdezeiten (K_{SET}) aufgefasst werden.

Durch Anwendung von Korrekturen der Festerde- (K_{SET}) und Auflastzeiten (K_{LT}) ergeben sich Beobachtungen in Bezug auf ein mittleres Gezeitenmodell, die im Folgenden als *instantane ellipsoidische Meeresspiegelhöhen* ($h_{SSH,GRS80,mtc,inst}$) (Formel 83) bzw. unter Berücksichtigung eines Erdschwerfeldmodells als *instantane physikalische Meeresspiegelhöhen* ($H_{SSH,GRS80,mt,inst}$) (Formel 84) bezeichnet werden. Sie beschreiben eine Meeresspiegelhöhe, die ein Pegel an der jeweiligen Position zum Zeitpunkt des Überfluges beobachten würde, sofern für dessen Nullpunktshöhe fixiert ist und die Höhenangabe auf die

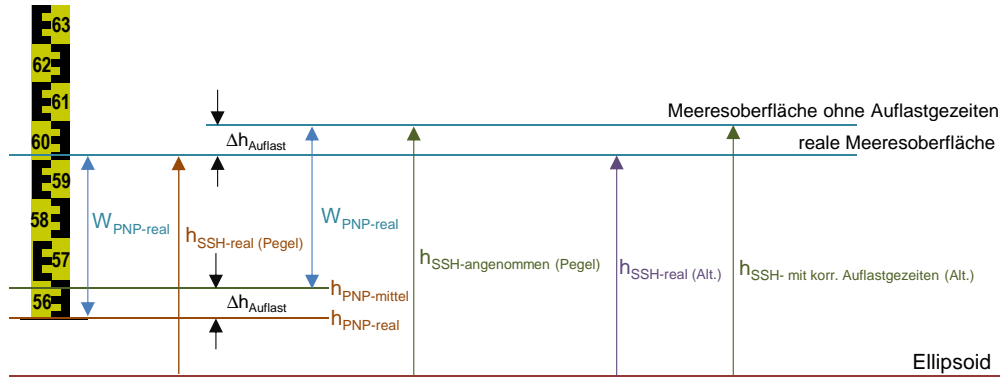


Abbildung 122: Schematische Darstellung der Auswirkung von Auflastzeiten auf Pegel- und Altimeterbeobachtungen

gleiche Realisierung des Referenzsystems im mittleren Gezeitensystem bezogen ist.

$$h_{SSH,GRS80,mtc,inst} = h_{SSH,GRS80,tf c} - K_{SET} - K_{LT} \quad (83)$$

$$H_{SSH,GRS80,mt,inst} = h_{SSH,GRS80,mtc,inst} - N_{mt} \quad (84)$$

Bei den Polzezeiten handelt es sich um Reaktionen des Wassers auf Änderungen des Zentrifugalpotenzials. Pegel und Altimeterbeobachtungen sind im gleichen Maße von den Polzezeiten betroffen, weshalb für Vergleiche auf instantanem Niveau keine Korrekturen für die Polzezeiten angebracht werden.

Im Bereich der Nordsee bzw. der Deutschen Bucht sind Vergleiche instantaner Beobachtungen der Satellitaltimetrie mit Pegelbeobachtungen nur dann sinnvoll, wenn der Pegel in der unmittelbaren Umgebung der Altimeterbeobachtung liegt bzw. sichergestellt ist, dass sowohl am Pegelstandort, wie auch an der Position der Altimeterbeobachtung die gleichen Auswirkungen der Tide und des Luftdrucks (IB-Effekt) vorliegen. Andernfalls spiegeln sich örtliche Variationen des Luftdrucks bzw. der Tide in den beobachteten Differenzen wieder. Für eine Minimierung des Einflusses der Ozeangezeiten ist es möglich, diese unter Nutzung von Modellen sowohl bei den Pegelbeobachtungen, als auch bei den Altimeterbeobachtungen zu eliminieren (Korrektur der Ozeangezeiten K_{OT}). Sofern die modellierten Ozeangezeiten am Pegel sowie am Beobachtungspunkt der Altimetrie der Realität entsprechen bzw. sich dieser hinreichend genau annähern, entspricht der resultierende Wasserstand einem zeitenunbeeinflussten Wasserstand. Theoretisch könnten somit auch Vergleiche zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen über größere Entfernungen durchgeführt werden, sofern sichergestellt ist, dass die Auswirkungen des Luftdrucks an beiden Standorten hinreichend genau identisch sind. Andernfalls besteht die Gefahr, dass IB-Effekte fehlinterpretiert werden. Entsprechend zeitenkorrigierte Wasserstände werden im Folgenden als *zeitenkorrigierte ellipsoidische Meeresspiegelhöhen* ($h_{SSH,GRS80,mtc,OT}$) (Formel 85) bzw. unter Nutzung eines Schwerfeldmodells als *zeitenkorrigierte physikalische Meeresspiegelhöhen* ($H_{SSH,GRS80,mt,OT}$) bezeichnet (Formel 86).

$$h_{SSH,GRS80,mtc,OT} = h_{SSH,GRS80,mtc,inst} - K_{OT} \quad (85)$$

$$H_{SSH,GRS80,mt,OT} = h_{SSH,GRS80,mtc,OT} - N_{mt} \quad (86)$$

Für die Ableitung langfristiger Meeresspiegeländerungen sind aufgrund der relativ geringen Abstrakte möglichst alle hochfrequenten Variationen der realen Meeresoberfläche zu eliminieren. Dies betrifft neben den genannten Ozeangezeiten auch die Polzezeiten (K_{PT}) und die IB-Effekte (K_{IB}). Sofern diese nicht eliminiert werden, können Ozeangezeiten, Polzezeiten und IB-Effekte zu Aliaseffekten in der Zeitreihe und damit zu fehlerhaften Trendaussagen führen. Entsprechend korrigierte Meeresspiegelhöhen werden im Folgenden als *vollkorrigierter ellipsoidische Meeresspiegelhöhen* oder *ellipsoidische Meeresspiegelanomalie* ($h_{SLA,GRS80,mtc}$) (Formel 87) bzw. unter Berücksichtigung des Erdschwerefeldes auch als *phys. Meeresspiegelanomalie* ($H_{SLA,GRS80,mt}$) bezeichnet (Formel 88, Abbildung 121).

$$h_{SLA,GRS80,mtc} = h_{SSH,GRS80,mtc,OT} - K_{PT} - K_{IB} \quad (87)$$

$$H_{SLA,GRS80,mt} = h_{SLA,GRS80,mtc} - N_{mt} \quad (88)$$

5.3 Ableitung virtueller Pegel unter Nutzung der Altimeterbeobachtungen

Für Vergleiche mit Pegeln bzw. der punktuellen Ableitung von Meeresspiegelhöhen und deren Änderungen sind Beobachtungen entlang des Überflugweges nur bedingt geeignet. Für entsprechende Untersuchungen sind die Beobachtungen aller Umläufe für bestimmte Punkte zusammenzufassen. Das Ergebnis einer entsprechenden Umformung entspricht einer Wasserstandszeitreihe auf Basis von Altimeterbeobachtungen (je nach Anwendung instantan, gezeiten- oder vollkorrigiert) an einer bestimmten Position. Praktisch bedeutet dies, dass Altimeterbeobachtungen aller Umläufe vordefinierten Altimeterfußpunkten zugeordnet werden, wobei die Beobachtungen den nächstgelegenen Altimeterfußpunkten zugeordnet werden, sofern ein Maximalabstand nicht überschritten wird. Alternativ können auch die zwei oder n nächstgelegenen Altimeterbeobachtungen eines jeden Umlaufes gemittelt und dem Altimeterfußpunkt zugeordnet werden, was einem Glättungsfilter entspricht.

Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte eine iterative Ableitung der Altimeterfußpunkte. Ausgehend von einem ersten Umlauf erfolgen die Zuordnung der nächstgelegenen Altimeterbeobachtung der folgenden Umläufe und eine anschließende Mittelwertbildung der Koordinaten aller, dem Fußpunkt zugeordneten Altimeterbeobachtungen. Dieser Prozess wurde iterativ zweimal wiederholt. Auf Basis der so ermittelten Altimeterfußpunkte erfolgte eine Zuordnung von Altimeterbeobachtungen zu den Koordinaten der jeweiligen Altimeterfußpunkte.

Für jeden Altimeterfußpunkt existiert im Idealfall je Umlauf eine Beobachtung bzw. je Umlauf wird eine Beobachtung dem Altimeterfußpunkt zugeordnet. Als Grenzwert wurde im Rahmen dieser Arbeit eine max. Distanz von 7km bei 1Hz Daten eingeführt. Für Vergleiche mit Pegelbeobachtungen sind die Altimeterfußpunkte in den Abbildungen 123 und 124 dargestellt. In Abbildung 125 erfolgt exemplarisch die Darstellung der Distanzen zwischen den Koordinaten der Altimeterbeobachtungen und denen der Bodenfußpunkte. Aus dieser Abbildung wird ersichtlich, dass im Fall des Altimeterfußpunktes 137 die Distanz bis auf wenige Ausnahmen 4km nicht überschreitet. Neben den einzelnen Altimeterfußpunkten

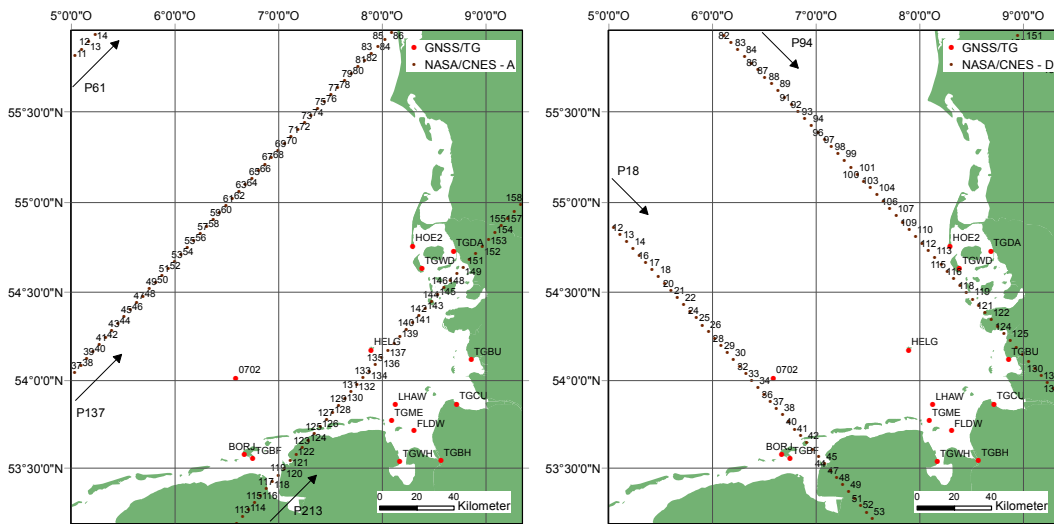


Abbildung 123: Bodenpunkte der NASA/CNES-Altimetermissionen (Missionsphase A) getrennt nach aufsteigenden (A, links) und absteigenden Überflügen (D, rechts).

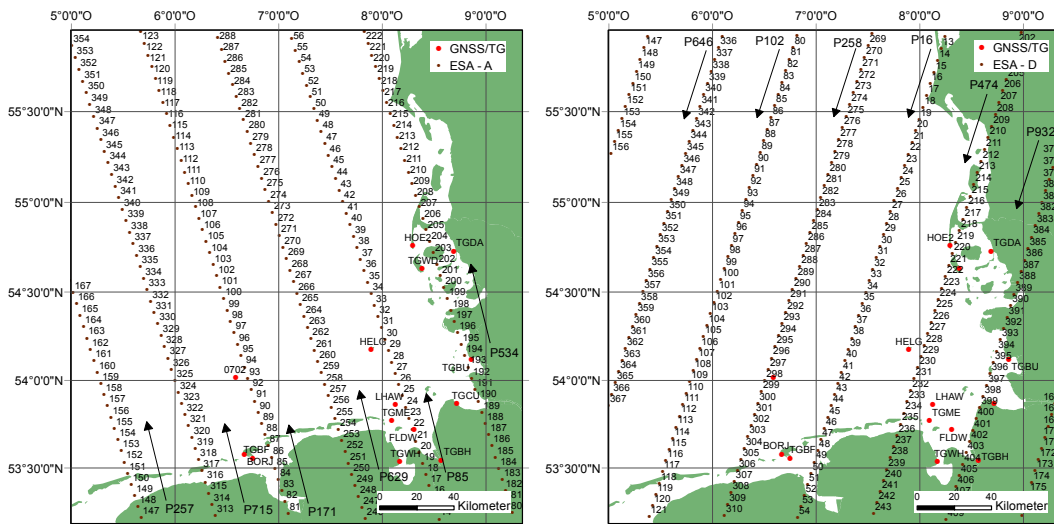


Abbildung 124: Bodenpunkte der ESA-Altimetermissionen getrennt nach aufsteigenden (A, links) und absteigenden Überflügen (D, rechts).

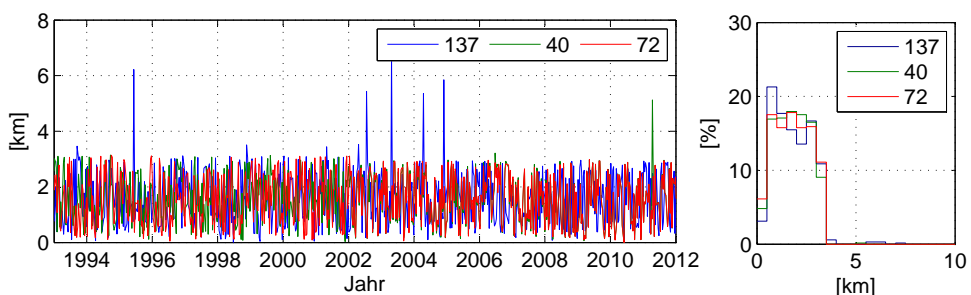


Abbildung 125: Exemplarische Darstellung von Abständen zwischen Altimeterfußpunkten und realen Beobachtungen am Beispiel von drei einzelnen Altimeterfußpunkten. Genutzt wurden die Punkte 137 (Pass 213) und 40 bzw. 72 des Überflug 137 der NASA/CNES-Missionen (vgl. Abbildung 123, links).

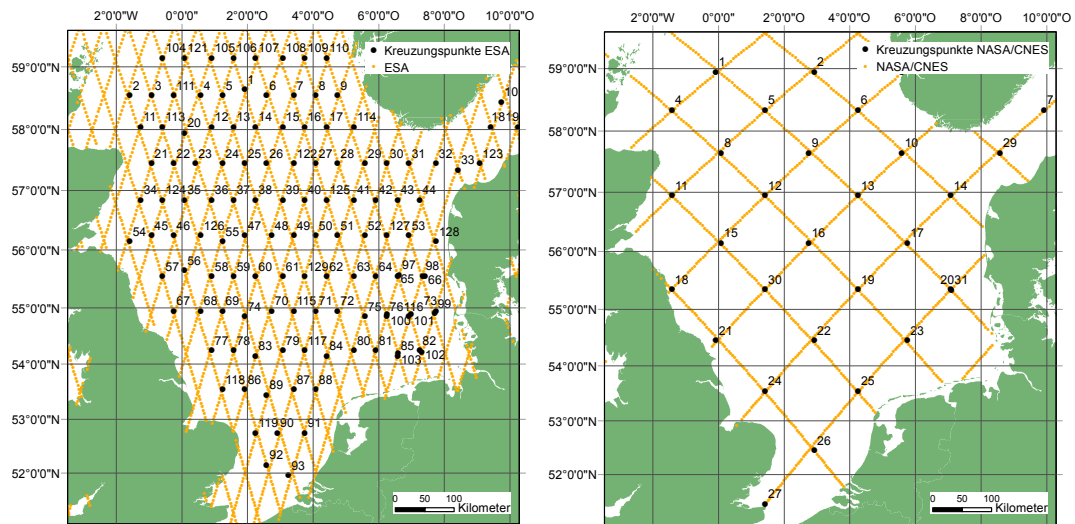


Abbildung 126: Kreuzungspunkte der aufsteigenden und absteigenden Überflüge (links ESA-Missionen, rechts NASA/CNES Missionen).

lassen sich auch die Kreuzungspunkte der Altimeterspuren ableiten. Deren Lage ist in Abbildung 126 dargestellt.

6 Wassertiefen im Untersuchungsgebiet

Mithilfe der Bathymetrie (griechisch bathys=„tief“, die Vermessung des Meeresbodens) wird die Topographie des Gewässerbodens erfasst. Je nach Anrainerstaat werden verschiedene Institutionen beauftragt, in regelmäßigen Abständen unter Nutzung von Echolotmessungen die Topografie des Meeresbodens zu erfassen um eine aktuelle Grundlage für nautische Karten zu liefern. In Deutschland fällt diese Aufgabe in den Zuständigkeitsbereich des BSH, welches dafür eine Flotte spezialisierter Schiffe unterhält. Nautische Karten sind immer auf eine Referenzfläche bezogen bzw. die Tiefenangaben sind relativ zum *Seekartennull (SKN)* angegeben. Dieses sollte immer so gewählt werden, dass auch im Fall extremer Niedrigwasser die angegebenen Wassertiefen in der Realität nicht unterschritten werden. In Deutschland erfolgte bis 2005 der Bezug von Seekarten auf das *Mittlere Springniedrigwasser (MSpNW)* (Abbildung 127) und damit auf einen Mittelwert der Tideniedrigwasser zum Zeitpunkt der Springtiden. Im Rahmen der Vereinheitlichung von Seekarten erfolgt seit 2005 der Bezug auf den niedrigsten möglichen Gezeitenwasserstand (*Lowest Astronomical Tide (LAT)*). Das LAT liegt tiefer als das MSpNW und schließt negative Werte in den Gezeitentafeln aus [20].

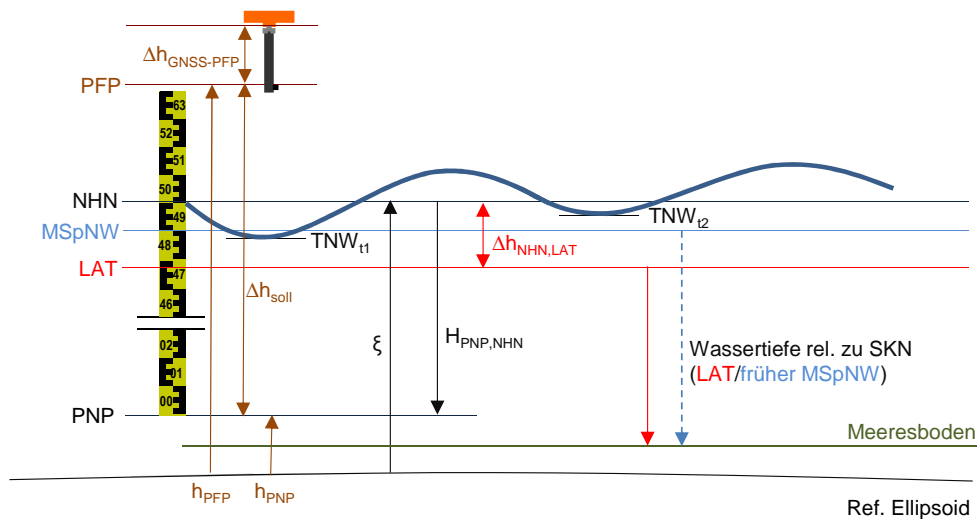


Abbildung 127: Schematische Darstellung der Bezugshorizonte in der Bathymetrie.

Tabelle 44: Vom BKG bereitgestellte Transformationsparameter zwischen der vorangegangenen DHDN-Realisierung der Landesvermessung und der Realisierung ETRS89/DREF91/2002.79 für den Bereich Norddeutschland [48].

Transformationsparameter	Wert
Geozentrische Translation in X-Richtung	+590.5 m
Geozentrische Translation in Y-Richtung	+69.5 m
Geozentrische Translation in Z-Richtung	+411.6 m
Rotation um die X-Achse	-0.796"
Rotation um die Y-Achse	-0.052"
Rotation um die Z-Achse	-3.601"
Maßstabsfaktor	+8.30 ppm

Für diese Arbeit wurden von Seiten des BSH Bathymetriedaten mit einer Bodenauflösung von 40m zur Verfügung gestellt. Originär bestehen diese Daten aus Gauß-Krüger Koordinaten relativ zum Deutschen Hauptdreiecksnetz (DHDN, Bessel-Ellipsoid) und damit zur „alten“ Realisierung des amtlichen Lagereferenzsystems. Die zugeordneten Tiefenangaben werden relativ zu LAT angegeben. Für eine Kombination der Bathymetriedaten mit Ergebnissen der Satellitenaltimetrie ist eine Überführung der Lagekoordinaten in den ITRF2005 nötig. Ein direkter geodätisch exakter Zusammenhang zwischen dem

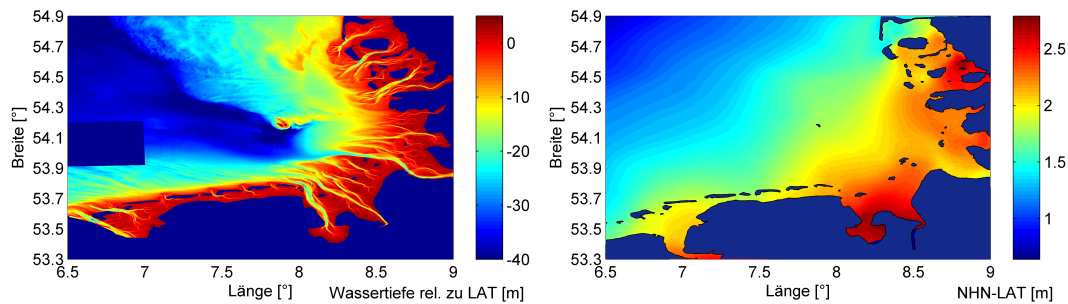


Abbildung 128: Darstellung der Wassertiefen in Bezug auf LAT (links) und des LAT in Bezug auf NHN (rechts) im Bereich der Deutschen Bucht.

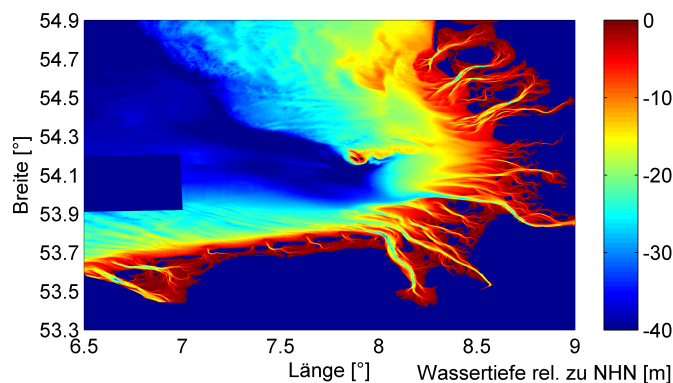


Abbildung 129: Darstellung der Wassertiefen relativ zu NHN für den Bereich der Deutschen Bucht

DHDN und dem ITRF2005 ist nicht vorhanden. Für die Überführung wurden unter Nutzung eines von Seiten des BKG bereitgestellten Transformationsparametersatzes (Tabelle 44) die DHDN Lagekoordinaten in die Realisierung ETRS89/DREF91/2002.79 der Landesvermessungsverwaltungen überführt. Bei dem Parametersatz handelt es sich um einen für kartografische Anwendungen geeigneten und im nord-deutschen Bereich gültigen Parametersatz mit einer Genauigkeit von wenigen Metern. Die so ermittelten Lagekoordinaten relativ zu ETRS89/DREF91/2002.79 können streng genommen nicht mit ITRF2005 Koordinaten kombiniert werden, da zwischen beiden Realisierungen aufgrund der Kontinentaldrift eine Abweichung von unter einem Meter zu erwarten ist. Mithilfe der Bathymetrieangaben sollen in den folgenden Abschnitten Aussagen zur realen Wassertiefe zu einem bestimmten Zeitpunkt für den Bereich einzelner Altimeterfootprints getroffen werden. Da die exakten Ausmaße der Footprints nicht genau bekannt sind und die Lagekoordinaten auch nur eine beschränkte Genauigkeit aufweisen, werden die Unsicherheiten des Transformationsprozesses akzeptiert und für diese Anwendung die Lagekoordinaten des ETRS89/DREF91/2002.79 mit den Lagekoordinaten im ITRF2005 gleichgesetzt.

Die eigentlichen Bathymetrieangaben stellen für jede Lagekoordinate eine Tiefenangabe in Relation zu LAT bereit. Für eine Ableitung von Wassertiefenangaben relativ zu NHN sind die Differenzen zwischen LAT und NHN anzubringen. Da es sich beim LAT um eine ortsabhängige, tidehubabhängige Größe handelt, wurde von Seiten des BSH ein Überführungsmodell LAT-NHN mit einer Gitterweite von 500m bereitgestellt (Abbildung 128). Analog zu den originären Bathymetrieangaben handelt es sich dabei um Gauß-Krüger Koordinaten relativ zum DHDN. Für die folgenden Auswertungen erfolgte eine Umrechnung der Lagekoordinaten nach ETRS89/DREF91/2002.79 analog zu den Bathymetriedaten. Eine Kombination der Bathymetrieangaben relativ zu LAT und dem LAT-NHN Überführungsmodell ergibt Ba-

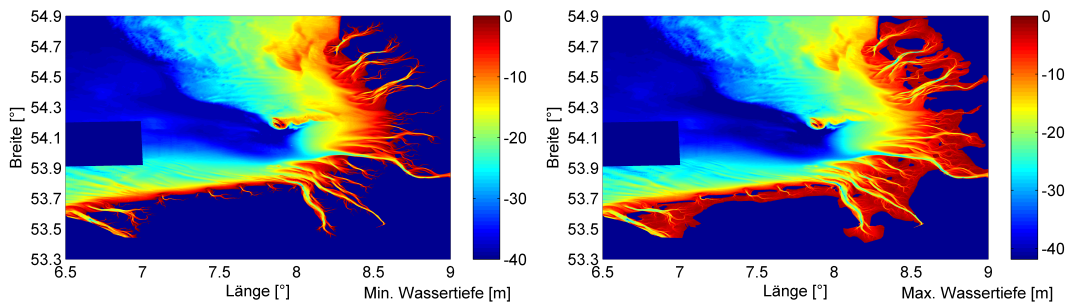


Abbildung 130: Darstellung der Land- und Wasserverteilung bei minimalem Niedrigwasser (links) und dem maximalen Hochwasser (rechts). Das als minimales Niedrigwasser angenommene Tnw entspricht dem LAT, wohingegen für das maximale Thw die Differenz zwischen LAT und NHN auf die mittleren Tmw aufgeschlagen wurde.

Tabelle 45: Amtliche Höhenangaben der Pegelnullpunkte Pellworm und Langeoog aus den jeweiligen Pegelstammbüchern (3. Ausführung in der BfG).

Pegel	Datum der Festlegung	H_{PNP} relativ zu NHN [m]
Wittdün	15.09.1988	-5.000
Pellworm	29.01.2004	-5.000
Langeoog	23.09.1999	-5.034

thymetrieangaben relativ zu NHN. In Abbildung 129 sind die resultierenden Wassertiefen relativ zu NHN dargestellt. Für den Bereich zwischen $6,5^\circ$ und 7° ö.L. bzw. $53,9$ und $54,2^\circ$ n.B. liegen keine hochgenauen Bathymetriedaten vor. Es wird im Folgenden davon ausgegangen, dass die Wassertiefen ähnlich den umliegenden Bereichen sind und der Bereich der Datenlücke selbst im Fall extremer Niedrigwasser nicht trocken fällt. Wird der Tidehub des LAT zugrunde gelegt, ergeben sich die in Abbildung 130 dargestellten Land- und Wasserverteilungen.

In der näheren Umgebung des Festlandes kommt es aufgrund der Gezeitenvariationen der Wasserstände zum Trockenfallen bestimmter Bereiche (Wattflächen). Für eine Analyse von Beobachtungen der Satellitenaltimetrie im Küstenbereich ist es daher nötig, trockenfallende Wattflächen zu detektieren und diese bei einer Analyse der Beobachtungen der Satellitenaltimetrie zu berücksichtigen. Eine Kombination aus Bathymetrieangaben und Pegelbeobachtungen liefert Aussagen zu den zeitabhängigen Wassertiefen, sofern Pegelbeobachtungen und Bathymetriedaten auf die gleiche Position und die gleiche Realisierung des Referenzsystems bezogen sind und die aus Pegelbeobachtungen abgeleitete Meeresspiegelhöhen repräsentativ für das ausgewertete Gebiet sind.

Die Pegelbeobachtungen der Referenzpegel liegen relativ zu dem Pegelnullpunkt vor. Da sowohl bei der Erfassung der Bathymetrie wie auch bei der Ableitung des LAT Modells immer amtliche Pegelbeobachtungen in Verbindung mit amtlichen Pegelnullpunktshöhen (Tabelle 45) genutzt werden, kommen diese auch für die Ableitung der Land- und Wasserverteilung zum Einsatz. Die amtlichen Pegelnullpunkte liegen z.T. im Höhenstatus 140 (DHHN85) und im Höhenstatus 160 (DHHN92) vor. Da im Untersuchungsgebiet beide Realisierungen auf identischen Beobachtungen basieren und die Abweichungen zwischen Normalhöhen und normalorthometrischen Höhen im Küstenbereich zu vernachlässigen sind, werden für den Bereich der Deutschen Bucht die Höhenangaben im DHHN85 den Höhenangaben im DHHN92 gleichgesetzt.

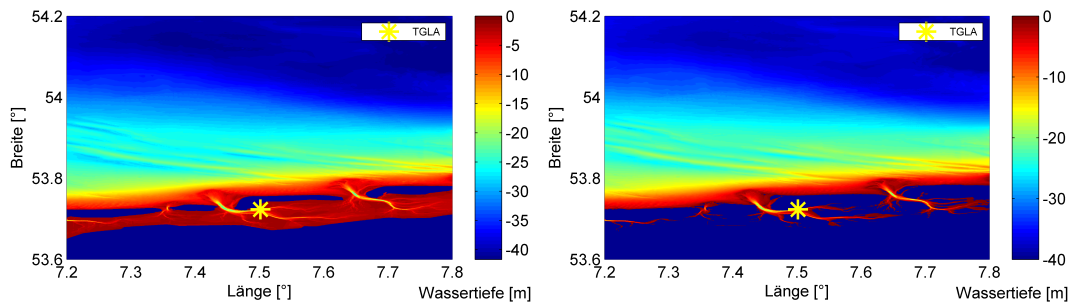


Abbildung 131: Wassertiefen bei Tidehoch- und Tideniedrigwasser im Bereich der Ostfriesischen Inseln (Referenzpegel Langeoog, links Thw, rechts Tnw)

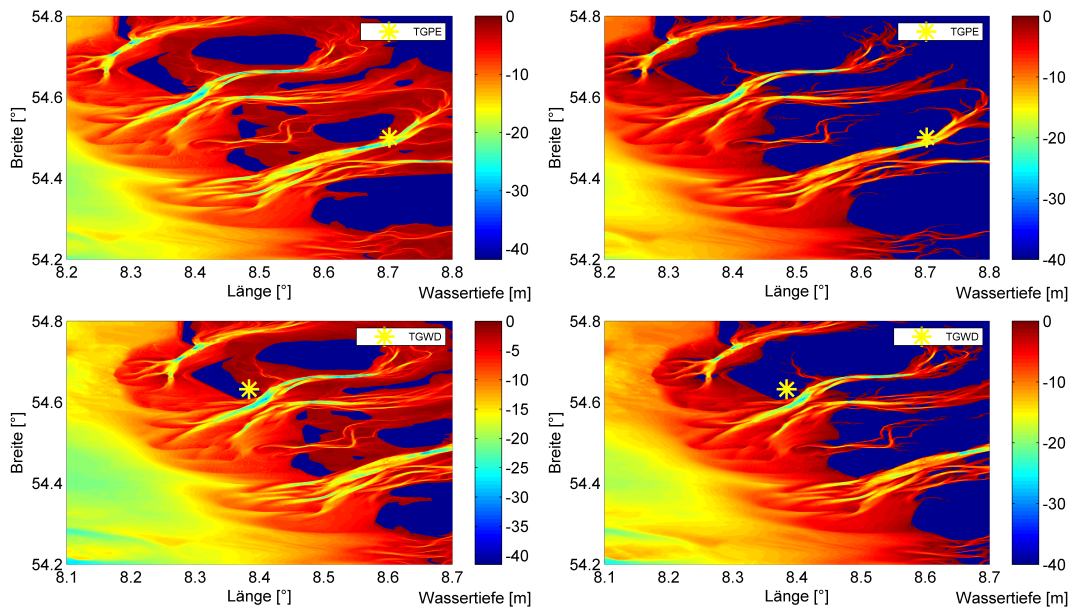


Abbildung 132: Wassertiefen bei Thw/Tnw im Bereich der Nordfriesischen Inseln (Referenzpegel Pellworm (oben) und Wittdün (unten), links Thw, rechts Tnw)

Exemplarisch sind für den Bereich der Nord- und Ostfriesischen Inseln die trockenfallenden Flächen bei Tidehoch- bzw. Tideniedrigwasser in den Abbildungen 131 bzw. 132 dargestellt. In Abbildung 131 ist die Situation am Pegel Langeoog (TGLA) am 21.04.2010 dargestellt. Im linken Bereich ist die Situation zum Hochwasserzeitpunkt (Wasserstand 1.67m über NHN) und im rechten Bereich zum Niedrigwasserzeitpunkt (Wasserstand -1.17m über NHN) dargestellt. Die dunkelblauen Bereiche stellen dabei trockenfallende Gebiete dar. Analog erfolgt in Abbildung 131 die Darstellung für den Bereich der Nordfriesischen Inseln relativ zum Pegel Wittdün (TGWD, Thw 1.52m über NHN, Tnw -1.40m über NHN) bzw. Pellworm (TGPE, Thw 1.84m über NHN, Tnw -1.71m über NHN).

7 Vergleiche modellierter und realer Pegelbeobachtungen

7.1 Vergleichsgrößen

Unter Nutzung der in Kapitel 1 beschriebenen Ozeangezeitenmodelle und hydrodynamischen Modelle lassen sich Meeresspiegelvariationen modellieren. Während reine Ozeangezeitenmodelle nur gravitative Einflüsse modellieren, berücksichtigt hydrodynamische Modelle (z.B. BSHcmod) auch Strömungen und Windstauereffekte. Sowohl die reinen Ozeangezeitenmodelle, wie auch hydrodynamische Modelle geben reale Auslenkungen des Meeresspiegels nicht exakt wieder. Aufgrund ausgeprägter Gezeiten, Süßwassereinträge durch die großen Flüsse, der relativ geringen Wassertiefe, der Form der Küstenlinie, Windstauereffekten und weiteren Einflüssen erweist sich die Modellierung des Meeresspiegels im Gebiet der Deutschen Bucht als sehr komplex. Im folgenden Abschnitt werden Differenzen zwischen realen Pegelbeobachtungen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen am Beispiel der in Abbildung 133 dargestellten Pegel näher beleuchtet. Die genannten Pegel unterscheiden sich in erster Linie durch den Abstand zur Küste bzw. durch die Nähe zur Mündung der Weser.



Abbildung 133: Lage der folgenden näher beleuchteten Pegel Helgoland (HELG), LT Alte Weser (LHAW) und UF Dwarsgat (FLDW).

Aufgrund mangelnder Referenzdaten können entsprechende Untersuchungen nur an Pegelstandorten durchgeführt werden. Meeresspiegelhöhen an Pegelstellen sind aufgrund ihrer unmittelbaren Küstenlage weitaus stärker von nichtgravitativen Effekten beeinflusst, als dies bei Hochseestandorten der Fall ist. Von den genannten Pegeln ist der Pegel Helgoland am weitesten von der Küste bzw. der Flussmündung entfernt und somit am wenigsten beeinflusst.

Grundlage der Untersuchungen sind globale Ozeangezeitenmodelle (FES2004, GOT4.7, DTU2010 und EOT11a) sowie das BSHcmod als hydrodynamisches Modell der Nordsee. Für die genannten Standorte liegen Pegelbeobachtungen als Minutenwerte und die modellierten Meeresspiegelauslenkungen mit einer Abtastrate von 15 Minuten vor. Alle Pegelbeobachtungen liegen originär nur als Wasserstandsbeobachtungen über Pegelnull vor. Von Seiten der zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter erfolgte eine Höhenbestimmung der Pegelnullpunkte in Bezug auf die derzeit aktuell gültige Realisierung des Höhenreferenzsystems (NHN, vgl. Abschnitt 2.1.2), deren Nullfläche in erster Näherung mit dem mittleren Meeresspiegel zusammenfällt. Unter Nutzung der in Tabelle 46 abgebildeten amtlichen Pegelnullpunkte

Tabelle 46: Höhenlage der amtlichen Pegelnullpunkte der näher betrachteten Pegel.

Pegel	H_{PNP} relativ zu NHN [m]
Helgoland	-4.995m
LT Alte Weser	-4.962m
Dwarsgat	-4.966m

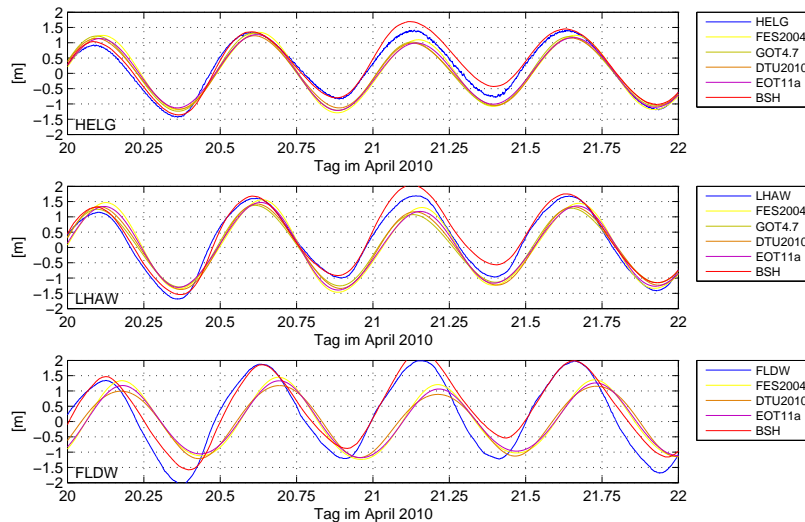


Abbildung 134: Darstellung modellierter Meeresspiegelauslenkungen und realer Pegelbeobachtungen.

erfolgte die Ableitung von Pegelbeobachtungen relativ zu NHN und darauf aufbauend die Analyse der Differenzen. Da die Nullfläche der Modellierung nicht mit NHN übereinstimmt, ist an dieser Stelle mit einem Bias zu rechnen, der aber nicht näher analysiert wird.

7.2 Vergleiche instantaner Ergebnisse

Ein direkter Vergleich realer Pegelbeobachtungen mit modellierten Meeresspiegelauslenkungen macht deutlich, dass die Differenzen zyklischen Schwankungen unterworfen sind, deren Ursachen in der Nichtberücksichtigung bzw. Nicht-Modellierung verschiedener Effekte zu suchen sind. Die Ganglinien der Pegelbeobachtungen weichen von einer idealen sinusförmigen Tidekurve ab, was z.T. sehr ausgeprägte Differenzen zur Folge hat. Je küstenbeeinflusster ein Pegel ist, umso stärker sind die Deformation der Ganglinie und die daraus resultierenden Differenzen. Exemplarisch sind der Abbildung 134 modellierte Meeresspiegelauslenkungen realen Pegelbeobachtungen gegenübergestellt.

In Abbildung 135 werden die Ganglinien der Pegel (HELG, LHAW und FLDW) als blaue Linie und zusätzlich die Differenzen zwischen realen Pegelbeobachtungen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen dargestellt. Eine Betrachtung der Differenzen (Abbildung 135) verdeutlicht, dass diese zyklischen Schwankungen mit einer Periodenlänge von etwa einer Tidenlänge unterworfen sind. Insbesondere im Bereich der Tidemittelwasser treten größere Differenzen auf, da zu diesem Zeitpunkt innerhalb einer Tide die größten Wasserstandsänderungen auftreten. Hydrodynamisch modellierte Meeresspiegelauslenkungen entsprechen im größeren Maße der Realität, als dies bei den Ergebnissen der reinen Ozeanzeitenmodelle der Fall ist. Im Fall der drei beschriebenen Pegel wird deutlich, dass mit abnehmendem Abstand zur Küste die Differenzen größer werden bzw. die modellierten Meeresspiegelauslenkungen immer weniger der Realität entsprechen. Besonders deutlich wird dies beim Pegel Dwarsgat (Abbildung 135 unten), welcher aufgrund seiner Lage im Mündungstrichter der Weser von deren Zuflüssen beson-

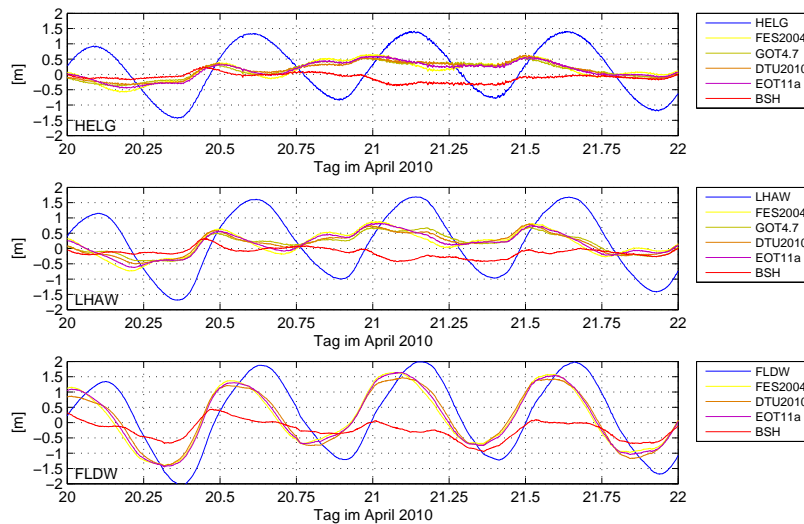


Abbildung 135: Darstellung von realen Ganglinien der Pegel und Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen und realen Pegelbeobachtungen.

ders stark beeinflusst ist.

7.3 Vergleiche monatlicher Differenzen

Für hydrologische Auswertungen bzw. Aussagen zu langfristigen Meeresspiegeländerungen werden häufig monatliche Mittelwerte genutzt, wodurch Aussagen zu monatlichen gemittelten Differenzen zwischen Pegelbeobachtungen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen von Interesse sind. Im Rahmen der Auswertungen erfolgte die Ableitung von mittleren Differenzen und deren Standardabweichungen für die Monate Januar bis Dezember der Jahre 2000-2010. Ziele der Auswertungen sind Aussagen zu möglichen saisonalen Variationen. Anhand der Abbildung 136 wird bei allen drei Pegeln eine ausgeprägte jährliche Variation deutlich. Die mittleren Abweichungen der reinen Ozeanmodelle liegen relativ dicht zusammen bzw. zwischen den Ergebnissen der einzelnen Modelle treten kaum Variationen auf. Anhand der Mittelwerte wird ein zyklisches Verhalten mit einer Periodendauer von einem Jahr sichtbar, wobei im Fall der reinen Ozeangezeitenmodelle die Amplituden von 15cm gegenüber den zugehörigen Standardabweichungen weitaus kleiner sind. Die maximalen monatlichen Abweichungen treten im Frühling und im Herbst auf, während die monatlichen mittleren Differenzen im Sommer nahezu null sind. Neben relativ geringen mittleren Differenzen weisen diese im Gegensatz zu den Wintermonaten auch geringere Standardabweichungen auf, was den Schluss zulässt, dass die Ozeangezeitenmodelle die Realität im Sommer besser beschreiben. Eine mögliche Ursache hierfür sind meteorologische Einflüsse im Winterhalbjahr und die damit verbundenen Einflüsse auf den Wasserstand.

Abweichend von den reinen Ozeangezeitenmodellen modelliert das BSHmod die Realität weitaus besser. Die Standardabweichungen der Differenzen nehmen bei allen Pegeln in etwa die gleichen Dimensionen an, wohingegen bei den Ozeangezeitenmodellen am Pegel Dwarsgat eine gegenüber dem Pegel Helgoland verdoppelte Standardabweichung sichtbar wird. Bei dem BSHmod treten ebenfalls jährliche Variationen auf, wobei in Abhängigkeit vom Pegel die minimalen Abweichungen in den Sommermonaten (Helgoland), im Frühling / Herbst (LT Alte Weser) oder in den Wintermonaten (Dwarsgat) auftreten. Anhand der Abbildung 136 und der Tabelle 47 wird ersichtlich, dass mit abnehmendem Abstand zur Küste die mittlere Ablage über alle Monate abnimmt bzw. das mittlere Niveau des BSHmod von den mittleren Meeresspiegelhöhen der Pegel immer mehr abweicht.

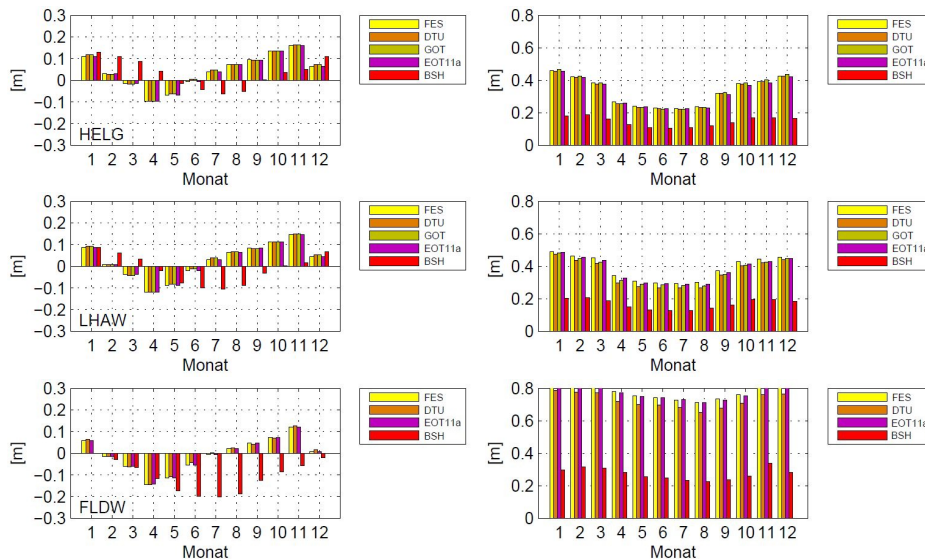


Abbildung 136: Darstellung monatlicher mittlerer Differenzen und Standardabweichungen der Pegelbeobachtungen gegenüber modellierten Meeresspiegelauslenkungen.

Im Gegensatz zu den reinen Ozeangezeitenmodellen, welche nur durch die Gezeiten angetrieben werden, fließen in das BSHcmod auch weitere Einflussfaktoren ein bzw. werden in diesem abgebildet. Vor dem Hintergrund, dass mithilfe der Ozeangezeitenmodelle nur astronomisch bedingte Ozeangezeiten modelliert werden, deuten die Variationen auf jährliche, nicht unmittelbar astronomisch bedingte Einflüsse hin. Als mögliche Einflüsse sind Änderungen der Temperatur, des Salzgehaltes und daraus resultierenden Dichteänderungen oder jährliche Strömungsänderungen zu nennen.

Neben einer grafischen Darstellung erfolgt in Tabelle 47 eine Darstellung der statistischen Kenngrößen für die jeweiligen Modelle und Monate. Grundlage der in Tabelle 47 dargestellten Werte sind die Differenzen, deren Absolutbeträge die dreifache Standardabweichung der gesamten Differenzzeitreihe zwischen 2000 und 2010 nicht überschritten haben.

7.4 Vergleiche unter Berücksichtigung der Tidephase

Analysen der Differenzen als Funktion der Tidephasenlagen ermöglichen Aussagen über die Verteilung der Differenzen innerhalb einer Tide. Exemplarisch sind in Abbildung 137 und 138 die Ganglinien der Pegel, die modellierten Meeresspiegelauslenkungen und die Differenzen beider Zeitreihen dargestellt. Neben den Ganglinien erfolgt eine Darstellung der ersten Tide des 21.10.2009 als Funktion der Phasenlage (absolut und mittelwertzentriert). Für verbesserte Darstellung der phasenabhängigen Differenzen sind in den Abbildungen neben den absoluten Differenzen auch die mittelwertzentrierten Differenzen dargestellt.

In den Abbildungen 137 und 138 sind nur die Differenzen zu dem FES2004 und dem BSHcmod dargestellt. Das FES2004 steht an dieser Stelle stellvertretend für die genutzten globalen Ozeangezeitenmodelle, deren Differenzen untereinander in Relation den absoluten Differenzen sehr klein sind. Im Gegensatz hierzu unterscheiden sich die Differenzen gegenüber dem BSHcmod deutlich (Abbildung 138). Die Abbildungen 137 bzw. 138 beschreiben jeweils nur einen kleinen Zeitraum von wenigen Tiden. Eine Darstellung aller mittelwertzentrierten Differenzen gegenüber dem FES2004 erfolgt in Abbildung 139 und gegenüber dem BSHcmod in Abbildung 140.

Tabelle 47: Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen und realen Pegelbeobachtungen. Den Auswertungen liegen die amtlichen Pegelnullpunkte aus Tabelle 46 zugrunde.

Gezeitenmodell	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Mittel
Pegel Helgoland													
Monatliche Differenzen [m] der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.111	0.029	-0.014	-0.097	-0.068	-0.006	0.039	0.073	0.094	0.136	0.160	0.065	0.043
DTU2010	0.116	0.029	-0.018	-0.097	-0.062	0.004	0.047	0.074	0.091	0.135	0.164	0.073	0.046
GOT4.7	0.116	0.029	-0.018	-0.097	-0.062	0.004	0.047	0.074	0.091	0.135	0.164	0.073	0.046
EOT11a	0.111	0.029	-0.014	-0.096	-0.068	-0.006	0.039	0.073	0.094	0.136	0.160	0.065	0.043
BSH	0.130	0.109	0.088	0.042	-0.014	-0.045	-0.065	-0.052	0.003	0.037	0.050	0.109	0.032
Standardabweichung [m] der monatlichen Differenzen der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.423	0.384	0.268	0.242	0.230	0.226	0.237	0.320	0.379	0.394	0.425	0.350	
DTU2010	0.457	0.419	0.376	0.257	0.234	0.225	0.223	0.232	0.318	0.374	0.391	0.424	0.346
GOT4.7	0.467	0.427	0.382	0.257	0.233	0.222	0.221	0.231	0.321	0.383	0.401	0.434	0.351
EOT11a	0.454	0.418	0.377	0.260	0.236	0.227	0.224	0.231	0.311	0.369	0.386	0.421	0.344
BSH	0.181	0.188	0.163	0.128	0.108	0.106	0.107	0.121	0.137	0.168	0.171	0.165	0.161
Pegel LT Alte Weser													
Monatliche Differenzen [m] der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.087	0.007	-0.038	-0.119	-0.088	-0.021	0.029	0.065	0.085	0.113	0.146	0.045	0.026
DTU2010	0.092	0.007	-0.042	-0.120	-0.083	-0.012	0.037	0.067	0.082	0.112	0.151	0.053	0.029
GOT4.7	0.092	0.007	-0.042	-0.119	-0.082	-0.012	0.037	0.067	0.082	0.112	0.150	0.053	0.029
EOT11a	0.087	0.008	-0.038	-0.119	-0.088	-0.021	0.029	0.065	0.085	0.113	0.146	0.045	0.026
BSH	0.086	0.061	0.032	-0.021	-0.076	-0.101	-0.106	-0.089	-0.032	0.001	0.016	0.068	-0.014
Standardabweichung [m] der monatlichen Differenzen der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.490	0.465	0.451	0.342	0.310	0.299	0.293	0.299	0.374	0.430	0.443	0.457	0.402
DTU2010	0.473	0.438	0.418	0.298	0.273	0.269	0.265	0.266	0.347	0.403	0.420	0.439	0.375
GOT4.7	0.482	0.448	0.427	0.312	0.289	0.286	0.281	0.277	0.350	0.405	0.426	0.449	0.384
EOT11a	0.484	0.456	0.439	0.326	0.299	0.292	0.289	0.290	0.360	0.415	0.430	0.449	0.392
BSH	0.202	0.208	0.188	0.149	0.129	0.127	0.127	0.143	0.161	0.195	0.196	0.184	0.182
Pegel Dwarsgat													
Monatliche Differenzen [m] der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.059	-0.014	-0.060	-0.144	-0.114	-0.054	-0.007	0.023	0.046	0.071	0.122	0.009	-0.005
DTU2010	0.064	-0.015	-0.064	-0.144	-0.109	-0.045	0.001	0.024	0.043	0.070	0.126	0.017	-0.002
EOT11a	0.059	-0.014	-0.060	-0.144	-0.114	-0.054	-0.007	0.023	0.046	0.071	0.122	0.009	-0.005
BSH	0.000	-0.028	-0.065	-0.117	-0.174	-0.197	-0.203	-0.188	-0.125	-0.086	-0.056	-0.021	-0.105
Standardabweichung [m] der monatlichen Differenzen der Jahre 2000-2010													
FES2004	0.829	0.833	0.833	0.778	0.753	0.742	0.728	0.710	0.733	0.763	0.806	0.807	0.781
DTU2010	0.786	0.775	0.773	0.720	0.702	0.696	0.681	0.654	0.676	0.709	0.761	0.764	0.730
EOT11a	0.832	0.827	0.827	0.772	0.751	0.744	0.732	0.710	0.727	0.755	0.801	0.807	0.778
BSH	0.296	0.317	0.307	0.281	0.254	0.249	0.233	0.225	0.235	0.259	0.339	0.280	0.284

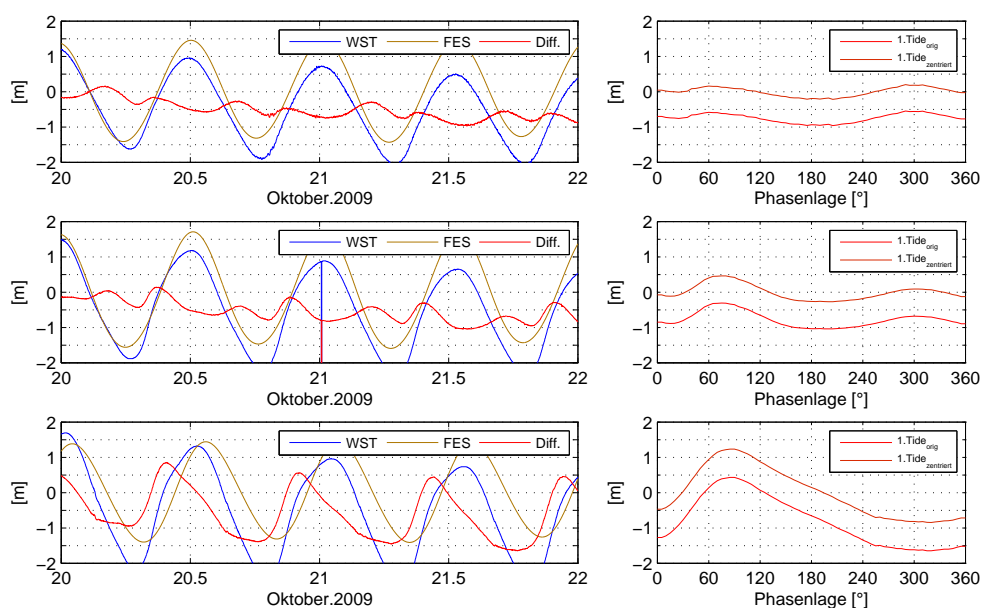


Abbildung 137: Darstellung der Phasenabhängigkeit der Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen (FES2004) und realen Pegelbeobachtungen (v.o.n.u. HELG, LHAW, FLDW).

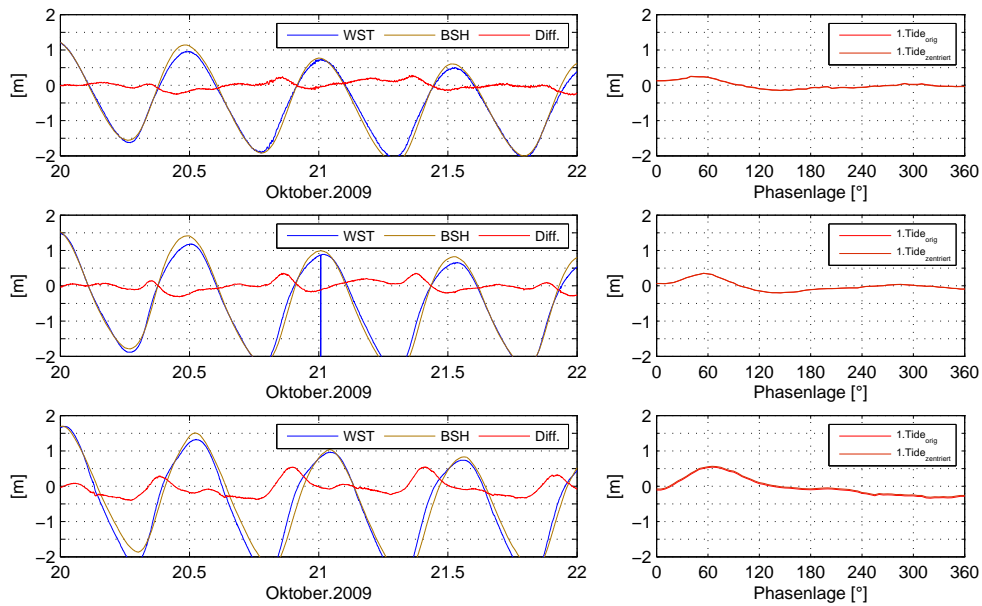


Abbildung 138: Darstellung der Phasenabhängigkeit der Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen (BSHcmod) und realen Pegelbeobachtungen (v.o.n.u. HELG, LHAW, FLDW).

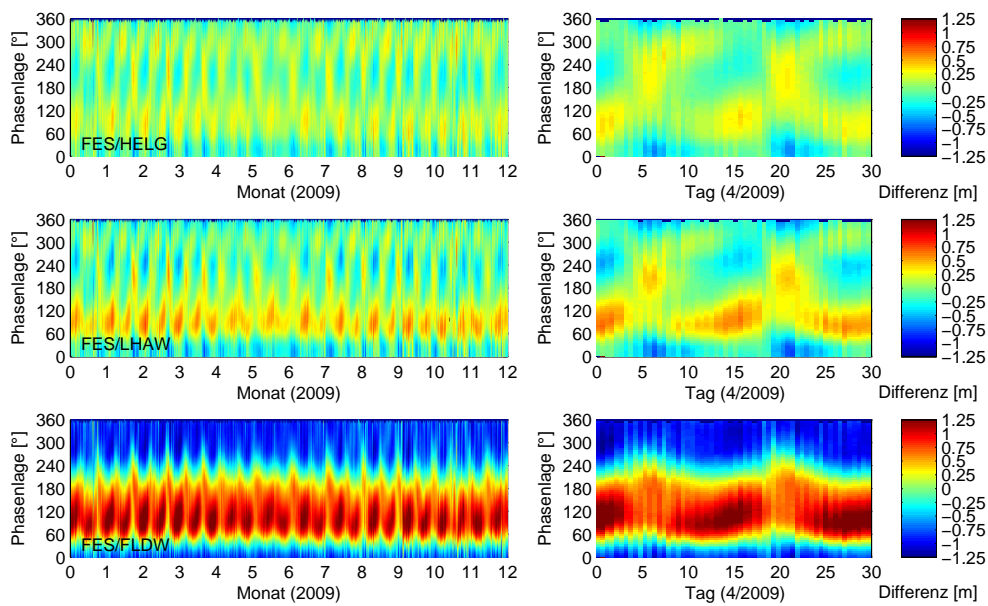


Abbildung 139: Monatliche Differenzen (Pegelbeobachtung vs. FES2004) im Jahr 2009.

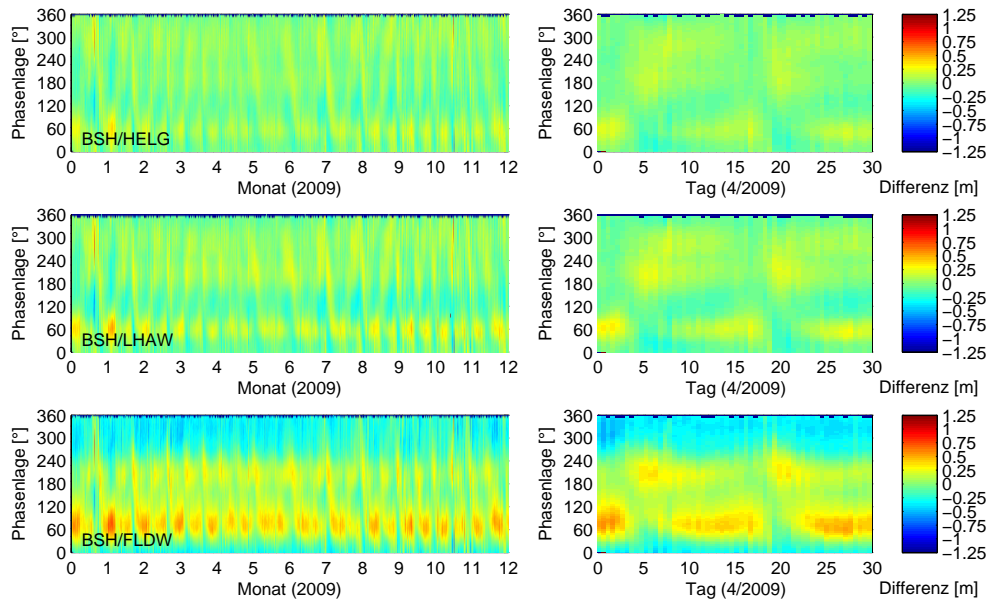


Abbildung 140: Monatliche Differenzen (Pegelbeobachtung vs. BSHcmod) im Jahr 2009.

Anhand der Abbildung 139 bzw. 140 wird ersichtlich, dass im Bereich der auflaufenden bzw. ablaufenden Tidephasen (Phasenlagen $\approx 60^\circ$ - 120° bzw. $\approx 260^\circ$ - 330°) die größten Differenzen auftreten. Aus den Abbildungen geht weiterhin hervor, dass die Amplitude der phasenabhängigen Differenzen systematischen Einflüssen unterworfen ist. Für die dargestellten Pegel ergeben sich zu Monatsanfang, Monatsmitte und Monatsende verstärkte Differenzen.

Für eine statistische Auswertung erfolgte eine Ableitung von monatlichen, tidephasenabhängigen mittleren Abweichungen und den zugehörigen Standardabweichungen über den Zeitraum 2000-2010. Grundlage für die monatlichen Auswertung ist die Zusammenführung der Differenzen im jeweiligen Monat für alle Jahre und eine Unterteilung in 12 Bereiche (jeweils 30°) der Tidephase. In Tabelle 48 sind die für die jeweiligen Monate und Phasenlagen mittleren Differenzen und Standardabweichungen für das FES2004 und dem Pegel Helgoland dargestellt. Analog erfolgt in Tabelle 49 die Darstellung der statistischen Kennzahlen in Bezug auf das BSHcmod. Aus beiden Tabellen gehen neben einer sehr ausgeprägten Phasenabhängigkeit auch saisonale Variationen hervor. Neben den saisonal variierenden Mittelwerten sind insbesondere die Standardabweichungen der Differenzen saisonalen Variationen unterworfen. Im Winterhalbjahr weisen diese weitaus größere Beträge auf, als dies im Sommerhalbjahr der Fall ist.

In den Abbildungen 141, 142 und 143 sind Mittelwerte und Standardabweichungen der monatlichen Differenzen für die untersuchten Modelle dargestellt. Es wird ersichtlich, dass die Ozeangezeitenmodelle ein ähnliches Verhalten aufweisen. In den Wintermonaten weisen die Differenzzeitreihen gegenüber den Sommermonaten eine größere Standardabweichung auf. Folglich entsprechen die modellierten Wasserstandsbeobachtungen im Winter weniger der Realität, als dies in den Sommermonaten der Fall ist. Eine mögliche Ursache hierfür sind nichtgravitative Einflüsse, wie etwa meteorologische oder strömungsbedingte Einflüsse. Unterstützt wird diese Aussage durch das Verhalten des BSHcmod, welches z.T. entsprechende Modelle mit beinhaltet und insgesamt eine geringere Standardabweichung gegenüber den globalen Ozeangezeitenmodellen aufweist.

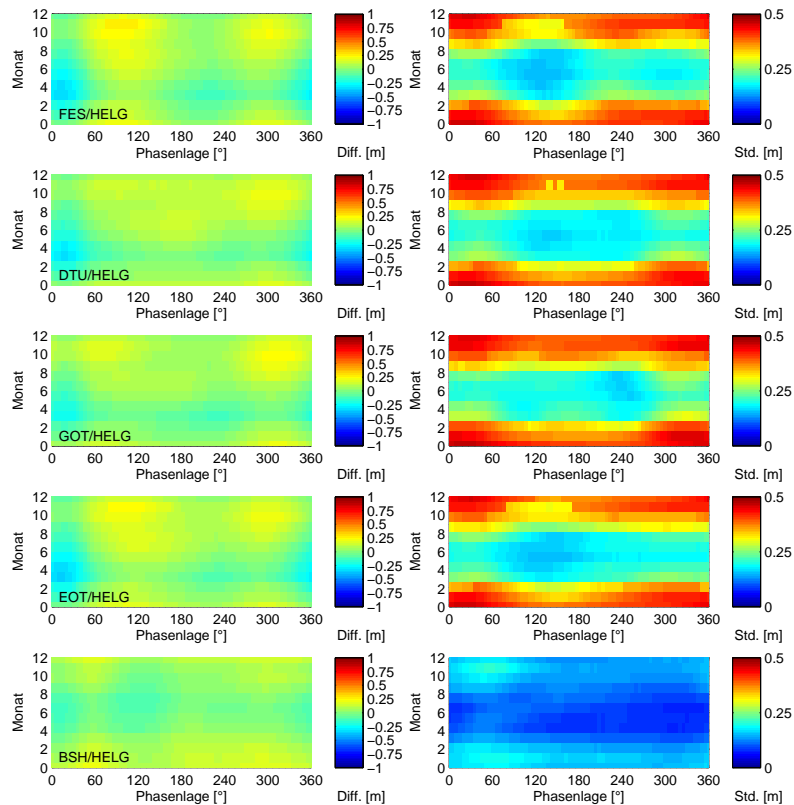


Abbildung 141: Darstellung der monatlichen Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen am Pegel Helgoland.

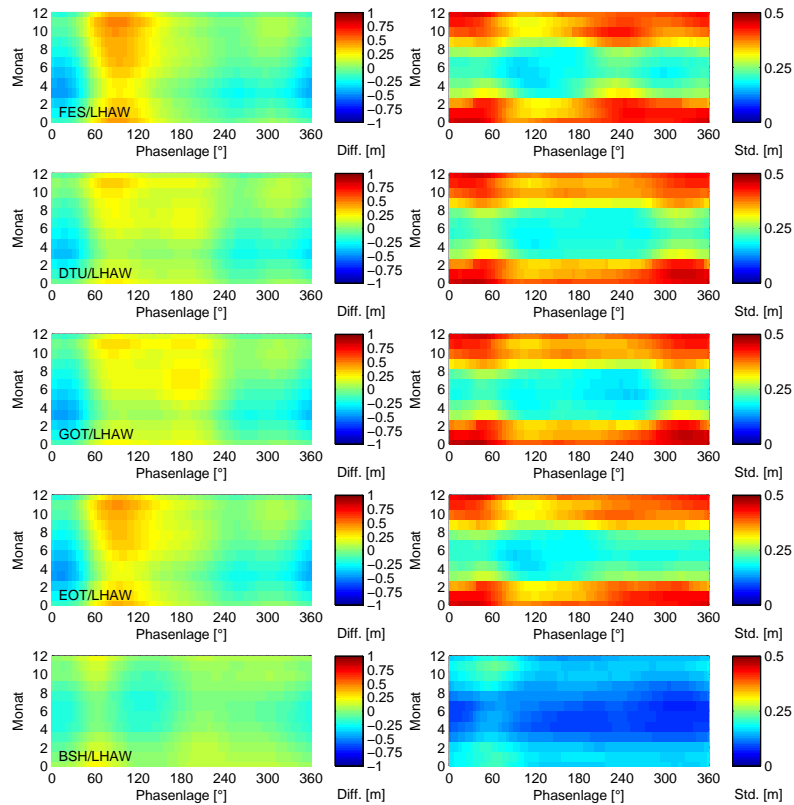


Abbildung 142: Darstellung der monatliche Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen am Pegel LT Alte Weser.

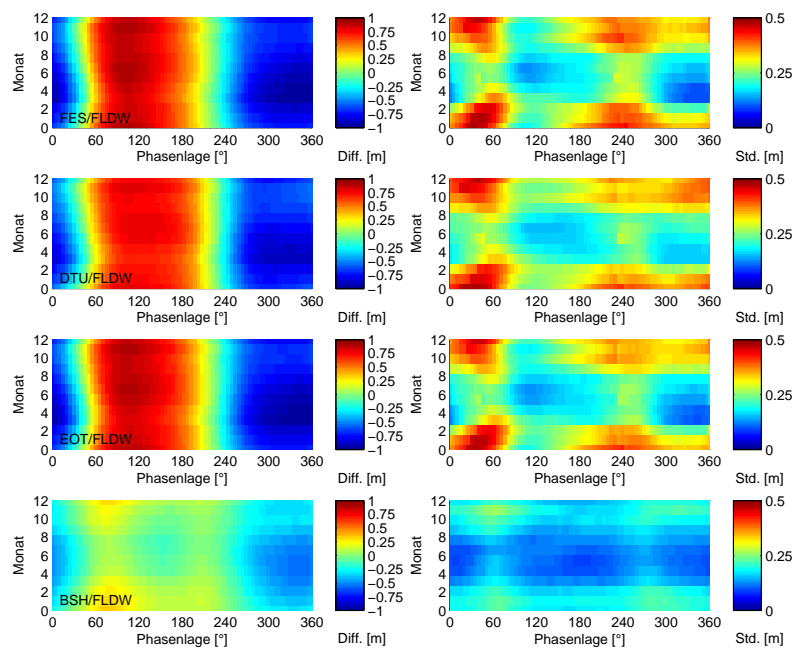


Abbildung 143: Darstellung der monatlichen Differenzen und deren Standardabweichungen zwischen modellierten und beobachteten Meeresspiegelauslenkungen am Pegel Dwarsgat. Das GOT4.7 Modell ermöglicht keine Berechnung von Ozeangezeiten an dieser Position.

Tabelle 48: Tabellarische Übersicht der monatlichen mittleren Differenzen (Pegelbeobachtung vs. FES2004) am Pegel Helgoland.

Monat.	Mittelwert [m]											
	Phasenlage [°]											
	0-30	31-60	61-90	91-120	121-150	151-180	181-210	211-240	241-270	271-300	301-330	331-360
Jan.	-0.044	0.058	0.189	0.208	0.142	0.055	0.010	0.017	0.090	0.166	0.161	0.062
Feb.	-0.146	-0.041	0.095	0.121	0.072	0.004	-0.037	-0.034	0.028	0.091	0.067	-0.037
Mrz.	-0.214	-0.085	0.072	0.111	0.066	-0.012	-0.070	-0.085	-0.029	0.028	-0.001	-0.120
Apr.	-0.322	-0.187	-0.015	0.051	0.025	-0.047	-0.107	-0.137	-0.095	-0.052	-0.096	-0.219
Mai	-0.306	-0.169	0.005	0.069	0.045	-0.017	-0.072	-0.093	-0.054	-0.015	-0.060	-0.193
Jun.	-0.249	-0.118	0.063	0.131	0.107	0.042	-0.014	-0.036	0.001	0.039	-0.007	-0.136
Jul.	-0.189	-0.054	0.118	0.177	0.145	0.078	0.021	0.001	0.042	0.087	0.049	-0.080
Aug.	-0.120	-0.001	0.147	0.190	0.154	0.089	0.041	0.030	0.083	0.140	0.113	-0.008
Sep.	-0.071	0.039	0.170	0.189	0.143	0.076	0.035	0.033	0.098	0.168	0.149	0.038
Okt.	0.015	0.119	0.234	0.238	0.169	0.087	0.042	0.049	0.126	0.212	0.210	0.113
Nov.	0.033	0.137	0.263	0.275	0.206	0.119	0.071	0.076	0.146	0.225	0.216	0.118
Dez.	-0.070	0.027	0.157	0.183	0.121	0.033	-0.022	-0.021	0.047	0.130	0.121	0.030
	Standardabweichung [m]											
	Phasenlage [°]											
	0-30	31-60	61-90	91-120	121-150	151-180	181-210	211-240	241-270	271-300	301-330	331-360
Jan.	0.463	0.464	0.435	0.399	0.378	0.373	0.385	0.401	0.410	0.412	0.429	0.452
Feb.	0.425	0.431	0.397	0.349	0.318	0.320	0.350	0.387	0.406	0.412	0.411	0.417
Mrz.	0.367	0.388	0.354	0.307	0.285	0.303	0.335	0.355	0.358	0.351	0.351	0.352
Apr.	0.265	0.279	0.238	0.194	0.183	0.202	0.242	0.259	0.257	0.243	0.236	0.247
Mai	0.231	0.247	0.207	0.168	0.160	0.185	0.219	0.237	0.222	0.202	0.206	0.222
Jun.	0.207	0.212	0.179	0.158	0.153	0.165	0.189	0.203	0.194	0.179	0.180	0.199
Jul.	0.209	0.213	0.179	0.159	0.159	0.172	0.199	0.210	0.202	0.193	0.195	0.204
Aug.	0.260	0.269	0.233	0.186	0.161	0.168	0.198	0.219	0.217	0.209	0.221	0.242
Sep.	0.323	0.329	0.292	0.253	0.239	0.259	0.297	0.324	0.322	0.306	0.298	0.305
Okt.	0.398	0.405	0.373	0.342	0.326	0.337	0.366	0.390	0.389	0.372	0.363	0.379
Nov.	0.434	0.424	0.383	0.349	0.333	0.337	0.357	0.382	0.400	0.391	0.396	0.413
Dez.	0.457	0.460	0.420	0.401	0.353	0.348	0.354	0.377	0.388	0.399	0.414	0.440

Tabelle 49: Tabellarische Übersicht der monatlichen mittlere Differenzen (Pegelbeobachtung vs. BSHc-mod) am Pegel Helgoland.

Monat.	Mittelwert [m]											
	0-30	31-60	61-90	91-120	121-150	151-180	181-210	211-240	241-270	271-300	301-330	331-360
Jan.	0.117	0.182	0.175	0.100	0.069	0.098	0.132	0.130	0.149	0.172	0.168	0.137
Feb.	0.068	0.137	0.141	0.080	0.063	0.097	0.130	0.126	0.139	0.156	0.143	0.100
Mrz.	0.027	0.101	0.112	0.060	0.048	0.083	0.118	0.107	0.117	0.129	0.108	0.061
Apr.	-0.035	0.042	0.056	0.013	0.014	0.058	0.089	0.072	0.075	0.080	0.055	0.003
Mai	-0.095	-0.026	-0.019	-0.062	-0.054	-0.001	0.035	0.020	0.022	0.029	0.005	-0.050
Jun.	-0.123	-0.053	-0.038	-0.084	-0.077	-0.023	0.008	-0.014	-0.018	-0.012	-0.029	-0.079
Jul.	-0.134	-0.062	-0.055	-0.106	-0.103	-0.052	-0.020	-0.039	-0.037	-0.026	-0.041	-0.089
Aug.	-0.108	-0.049	-0.053	-0.111	-0.112	-0.058	-0.020	-0.026	-0.014	0.005	-0.006	-0.057
Sep.	-0.037	0.024	0.013	-0.057	-0.070	-0.026	0.014	0.012	0.030	0.059	0.052	0.008
Okt.	0.031	0.083	0.058	-0.026	-0.052	-0.017	0.022	0.027	0.056	0.094	0.100	0.068
Nov.	0.027	0.089	0.083	0.012	-0.009	0.023	0.053	0.048	0.062	0.089	0.089	0.054
Dez.	0.098	0.157	0.150	0.076	0.048	0.076	0.108	0.104	0.117	0.145	0.148	0.123

Monat.	Standardabweichung [m]											
	Phasenlage [°]											
Jan.	0.171	0.181	0.184	0.169	0.156	0.152	0.151	0.153	0.151	0.149	0.151	0.161
Feb.	0.170	0.188	0.193	0.181	0.168	0.163	0.163	0.161	0.157	0.153	0.148	0.156
Mrz.	0.166	0.179	0.168	0.158	0.153	0.148	0.142	0.139	0.137	0.132	0.132	0.143
Apr.	0.128	0.145	0.137	0.123	0.118	0.116	0.110	0.108	0.105	0.102	0.100	0.109
Mai	0.103	0.121	0.112	0.095	0.087	0.086	0.085	0.087	0.083	0.080	0.079	0.086
Jun.	0.093	0.121	0.118	0.104	0.091	0.086	0.085	0.087	0.083	0.081	0.081	0.082
Jul.	0.084	0.107	0.116	0.112	0.107	0.101	0.094	0.088	0.084	0.079	0.075	0.079
Aug.	0.108	0.122	0.116	0.108	0.116	0.117	0.111	0.108	0.100	0.092	0.087	0.100
Sep.	0.145	0.156	0.142	0.123	0.125	0.127	0.123	0.117	0.110	0.104	0.109	0.124
Okt.	0.164	0.178	0.169	0.146	0.138	0.139	0.137	0.137	0.133	0.130	0.130	0.142
Nov.	0.174	0.201	0.198	0.171	0.150	0.141	0.141	0.138	0.136	0.138	0.140	0.149
Dez.	0.159	0.172	0.174	0.151	0.133	0.129	0.128	0.133	0.138	0.141	0.140	0.146

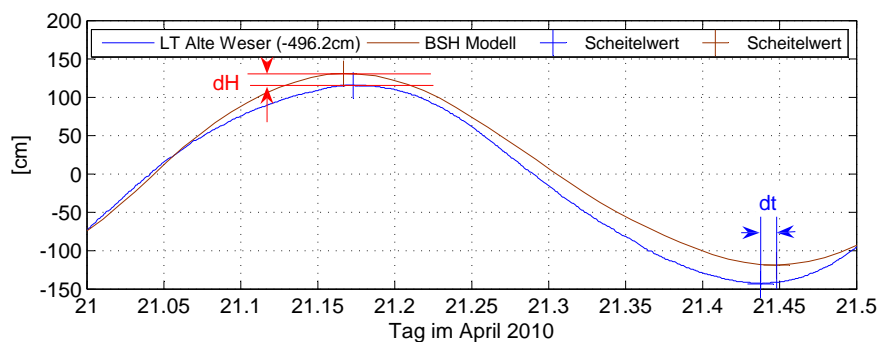


Abbildung 144: Differenzen der Eintrittszeitpunkte (dt) und der Wasserstände (dH) am Pegel LT Alte Weser. In diesem Fall ergeben sich für das Tidehochwasser Differenzen von dt=6 Minuten, dH=15cm und für das Tideniedrigwasser Differenzen von dt=13 Minuten bzw. dH=24.6cm.

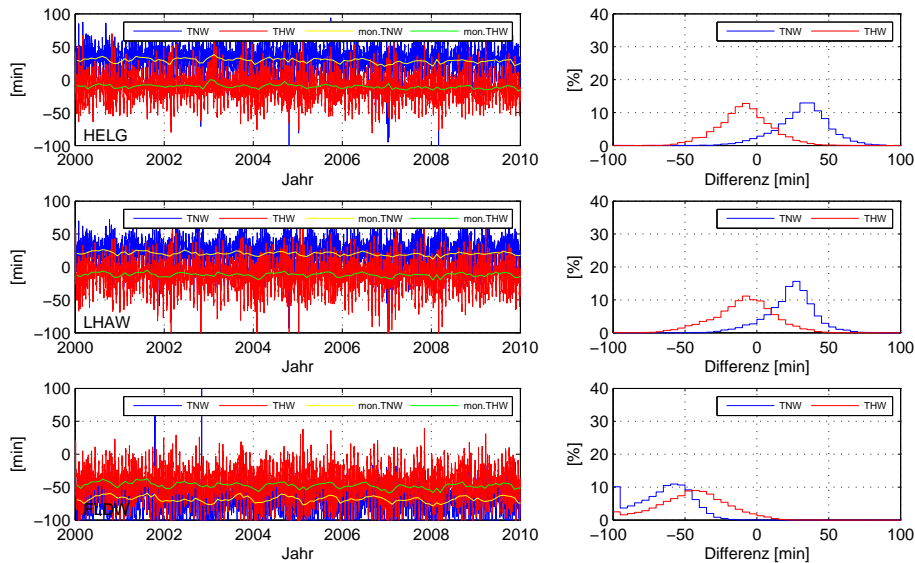


Abbildung 145: Differenzen der Eintrittszeitpunkte (FES2004) an ausgewählten Pegeln.

7.5 Vergleiche der Eintrittszeitpunkte modellierter und realer Tidescheitel

Eine Ursache der Phasenabhängigkeit der Differenzen können partielle Phasenverschiebungen der modellierten gegenüber den beobachteten Ganglinien sein. Die realen Deformationen der beobachteten Ganglinien bewirken eine teilweise Verschiebung der Tidescheitel auf der Zeitachse. Bei den modellierten Meeresspiegelauslenkungen auf Grundlage der Ozeangezeitenmodelle handelt es sich um eine Überlagerung bestimmter Partialtiden, weshalb die resultierenden einzelnen Tiden immer einer Sinusfunktion entsprechen. Demgegenüber kann eine real beobachtete Ganglinie eines Pegels aufgrund verschiedener nichtgravitativer Einflüsse von einer sinusförmigen Ganglinie abweichen. Wesentliche Gründe hierfür können sowohl meteorologischer Natur (z.B. Windstaueffekte) oder hydrologischer Natur (z.B. Süßwasereinträge durch Flüsse) sein. Im Folgenden werden die Eintrittszeitpunkte von Tidescheiteln der modellierten Meeresspiegelauslenkungen real beobachteten Scheitelwerten gegenübergestellt. Hierfür wurden aus den realen Pegelbeobachtungen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen Tidescheitel abgeleitet und die Differenzen der Eintrittszeitpunkte dt (Abbildung 144) näher betrachtet. Die im folgenden Abschnitt dargestellten modellierten Eintrittszeitdifferenzen ergeben sich aus $dt = t_{real} - t_{modelliert}$. Für die Ableitung der Tidescheitel kam das in Abschnitt 3.3 beschriebene Verfahren (Kunz-Köves Verfahren) zum Einsatz. In Abbildung 145 sind die Differenzen der Eintrittszeitpunkte gegenüber dem FES2004 und in Abbildung 146 gegenüber dem BSHcmod dargestellt, wobei das FES2004 stellvertretend für die globalen Ozeangezeitenmodelle genutzt wird. Anhand beider Abbildungen wird ersichtlich, dass mit abnehmendem Abstand zur Küste große Variationen der Eintrittszeitpunktdifferenzen der Tidescheitel auftreten. Insbesondere der Pegel Dwarsgat ist sehr stark von der Weser beeinflusst, was sehr große Abweichungen der Eintrittszeitpunkte zur Folge hat.

Für das FES2004 (Abbildung 145) ergibt sich eine relative Übereinstimmung der Eintrittszeitpunkte des Tidehochwassers für die Pegel Helgoland und LT Alte Weser. Im Bereich Dwarsgat ergeben sich größere Abweichungen, wobei bei allen näher betrachteten Pegeln zu beobachten ist, dass Eintrittszeitpunkte der Tideniedrigwasser gegenüber den Tidehochwasser schlechter modelliert werden. Bei einer Nutzung des BSHcmod ergeben sich für Helgoland bei allen Tidescheiteln in etwa gleichförmige Differenzen in den Eintrittszeitpunkten (Abbildung 146). Mit zunehmender Küstennähe spreizen sich die Differenzen zwischen Tidehoch- und Tideniedrigwasser auf. Im Gegensatz zu den global modellierten Ozeangezeiten werden die Eintrittszeitpunkte der Tideniedrigwasser gegenüber den Zeitpunkten

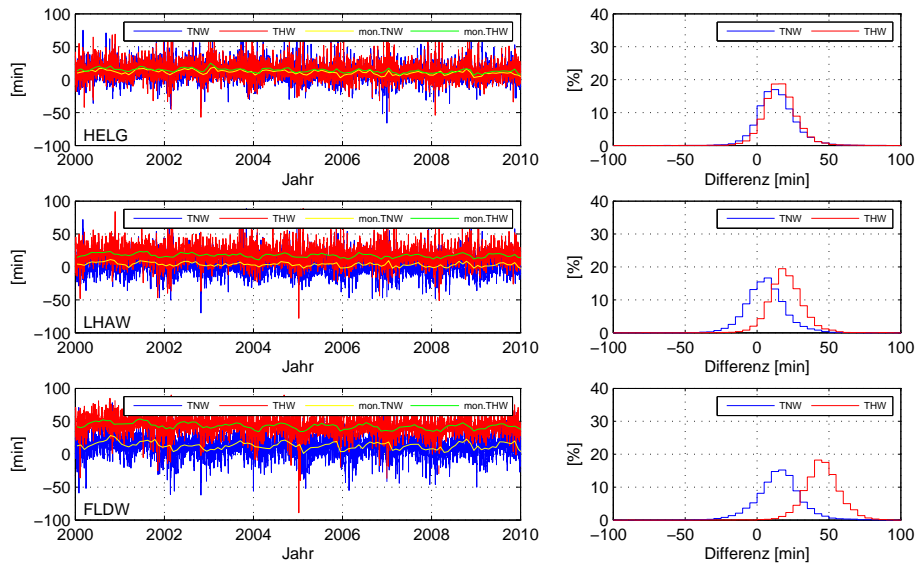


Abbildung 146: Differenzen der Eintrittszeitpunkte (BSHcmod) an ausgewählten Pegeln.

des Tidehochwassers besser modelliert.

In Abbildung 147 bzw. der Tabelle 50 sind die monatlich gemittelten Differenzen und deren Standardabweichungen der Jahren 2000-2010 dargestellt. Die saisonalen Schwankungen der mittleren Eintrittszeitpunktdifferenzen werden mit abnehmendem Küstenabstand größer bzw. sind am Pegel Dwarsgat wesentlich ausgeprägter. Für den Pegel Helgoland ergeben sich Standardabweichungen der Eintrittszeitpunktdifferenzen, welche gegenüber den monatlichen Mittelwerten wesentlich größer sind. Weiterhin kann festgestellt werden, dass die Eintrittszeitpunkte des Tidehochwassers gegenüber den Tideniedrigwasser besser modelliert werden. Ein ähnliches Verhalten ist am Pegel LT Alte Weser festzustellen. Der Pegel Dwarsgat weist ein davon abweichendes Verhalten auf. An diesem Pegel treten sowohl im Bereich der Tidehoch- wie auch Tideniedrigwasser sehr große Differenzen der Eintrittszeitpunkte auf. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der Ozeangezeitenmodelle weisen die Differenzen der Eintrittszeitpunkte des BSHcmod ein umgekehrtes Vorzeichen auf. Die Eintrittszeitpunkte der Scheitelwerte weisen im Allgemeinen eine sehr ausgeprägte Variabilität auf, was darauf schließen lässt, dass diese auch durch das BSHcmod nicht hinreichend genau bestimmt werden können.

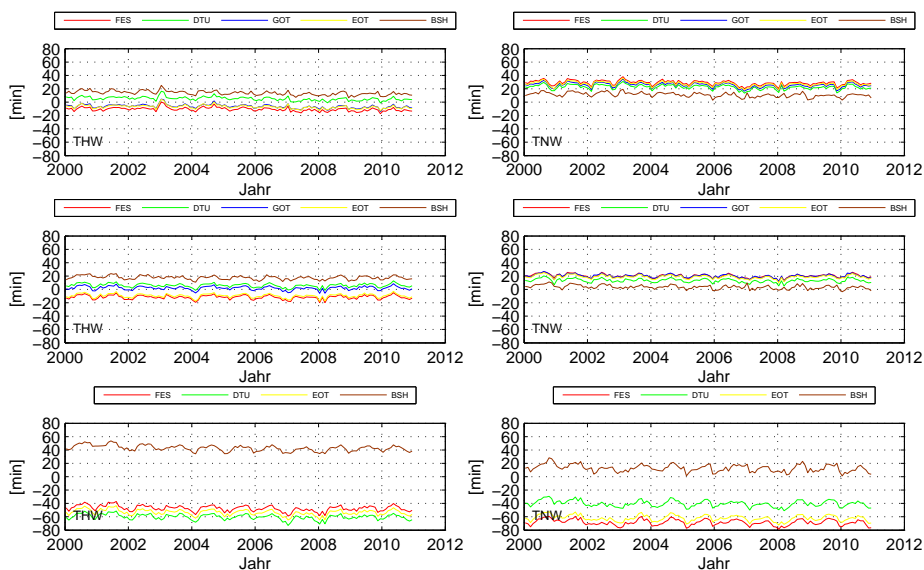


Abbildung 147: Darstellung der monatlichen Differenzen der Eintrittszeitpunkte für das Thw und Tnw (v.o.n.u. Helgoland, LT Alte Weser, Dwarsgat)

Tabelle 50: Tabellarische Darstellung der monatlichen mittleren Differenzen und Standardabweichungen zum Zeitpunkt der Tidescheitel am Pegel Helgoland.

Modell	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
Helgoland												
Monatliche Differenzen [min] des Eintrittszeitpunktes des THW/TNW												
FES2004	-10/26	-11/28	-11/28	-11/30	-10/31	-10/30	-10/30	-10/30	-9/30	-9/27	-11/26	-12/26
DTU2010	5/20	4/22	3/23	4/24	5/24	5/23	5/23	5/24	6/24	6/21	5/20	3/19
GOT4	-6/23	-6/25	-7/25	-7/27	-6/27	-6/27	-6/26	-5/27	-4/27	-5/24	-6/23	-8/22
EOT11a	-6/24	-7/26	-8/27	-7/28	-6/29	-6/28	-6/28	-6/28	-5/28	-6/25	-7/25	-8/24
BSH	13/9	12/9	12/10	13/11	15/12	14/12	15/13	15/13	14/12	14/11	13/10	11/8
Standardabweichung [min] der monatlichen Differenzen des THW/TNW												
FES2004	18/19	21/20	22/22	19/19	15/16	13/12	13/13	18/18	22/22	22/23	18/19	15/15
DTU2010	14/21	15/23	15/24	12/22	11/18	10/15	9/15	11/20	14/24	16/25	14/20	12/17
GOT4	16/19	16/19	15/18	12/15	11/13	11/12	11/13	13/16	15/18	15/18	14/15	13/14
EOT11a	16/20	18/21	18/22	15/19	12/16	11/13	11/14	15/19	18/22	18/22	15/18	13/15
BSH	15/13	13/14	11/13	9/11	9/10	9/9	10/9	10/10	11/13	12/14	12/15	13/13
LT Alte Weser												
Monatliche Differenzen [min] des Eintrittszeitpunktes des THW/TNW												
FS2004	-14/18	-13/18	-13/18	-10/20	-9/22	-9/22	-10/22	-9/22	-9/21	-11/19	-13/19	-14/18
DTU2010	3/11	3/11	4/12	6/13	8/14	8/14	7/14	8/15	7/15	5/13	4/11	3/10
GOT4	-0/18	0/18	0/19	2/20	4/21	4/21	3/21	4/22	3/22	1/19	-0/18	-0/17
EOT11a	-12/16	-11/16	-11/17	-8/18	-7/20	-7/20	-8/20	-7/21	-7/20	-9/18	-11/17	-11/16
BSH	14/2	14/0	15/1	18/2	20/4	19/4	19/5	20/6	19/5	17/5	16/3	15/1
Standardabweichung [min] der monatlichen Differenzen des THW/TNW												
FES2004	22/17	25/20	26/21	22/18	16/13	14/10	16/12	21/17	25/22	25/21	20/17	16/12
DTU2010	16/23	16/26	16/27	13/24	10/18	9/15	10/17	13/23	15/27	16/26	14/20	10/17
GOT4	18/21	18/22	18/23	14/19	11/15	11/13	12/15	15/19	17/22	17/21	15/17	12/16
EOT11a	21/20	22/22	23/22	19/19	14/14	12/12	15/14	19/19	22/22	22/21	17/17	14/14
BSH	15/15	14/15	12/14	9/12	8/10	9/9	9/9	10/11	11/14	12/16	13/16	12/14
Dwarsgat												
Monatliche Differenzen [min] des Eintrittszeitpunktes des THW/TNW												
FES	-51/-71	-50/-72	-49/-71	-46/-70	-44/-69	-44/-67	-44/-65	-43/-63	-44/-63	-47/-65	-50/-68	-50/-71
DTU	-64/-43	-63/-44	-61/-44	-58/-42	-57/-41	-57/-38	-57/-37	-56/-35	-57/-35	-60/-37	-63/-40	-63/-43
EOT11a	-57/-65	-56/-65	-55/-65	-52/-64	-50/-63	-50/-60	-50/-59	-50/-57	-50/-57	-53/-59	-56/-62	-56/-65
BSH	38/10	38/8	39/8	43/8	46/11	45/12	46/15	46/17	45/17	43/17	40/14	39/9
Standardabweichung [min] der monatlichen Differenzen des THW/TNW												
FES	24/21	27/24	28/25	26/22	21/17	17/13	17/14	24/19	28/24	29/26	24/24	20/17
DTU	19/28	20/33	23/37	22/34	17/26	13/20	13/21	18/28	23/34	25/35	21/30	17/23
EOT11a	23/24	25/27	27/29	25/27	20/21	17/17	17/17	23/23	27/28	28/30	24/27	20/20
BSH	14/17	13/18	12/17	9/14	9/11	10/10	10/10	10/11	11/15	13/17	14/17	13/16

8 Vergleiche von Altimeterbeobachtungen mit realen und modellierten Meeresspiegelhöhen

8.1 Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen

Die Untersuchungen dieser Arbeit basieren auf aufbereiteten Altimeterbeobachtungen der TU-Delft (*Radar Altimeter Database System (RADS)*) und Aviso. Von Seiten der TU-Delft werden neben den originären Altimeterbeobachtungen auch die für eine Auswertung nötigen Modellergebnisse separat bereitgestellt. Bei den RADS-Daten handelt es sich um einen Datensatz von in sich harmonisierten, validierten und kreuzkalibrierten Altimeterbeobachtungen mit einer zeitlichen Auflösung von 1Hz bzw. von Seiten der TU-Delft erfolgte eine Zusammenfassung hochfrequenter Beobachtungen auf eine zeitliche Auflösung von 1Hz. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgten Online-Datenabfragen, wobei neben den eigentlichen Altimeterbeobachtungen auch die genutzten Korrekptionsmodelle separat ausgegeben wurden. Aviso bietet die Altimeterbeobachtungen zusammen mit einer Auswahl an modellierten Korrekturen in Form von NetCDF Dateien zum Download an. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Beobachtungen der Satelliten TOPEX-Poseidon, Jason-1, Jason-2, ERS-2 und Envisat genutzt. In Tabelle 51 sind die von RADS bereitgestellten 1Hz Beobachtungsdaten dargestellt.

Tabelle 51: Im Rahmen dieser Arbeit ausgewertete 1Hz Altimeterbeobachtungen der RADS-Datenbank.

Mission	Umläufe	MJD	Zeitraum	Bemerkung
NASA/CNES Missionen				
TOPEX-Poseidon	2-364	48906-52495	11.10.1992-09.08.2002	Missionsphase A
Jason-1	1-259	52297-54855	23.01.2002-24.01.2009	Missionsphase A
Jason-2	1-149	54667-56124	20.07.2008-16.07.2012	Missionsphase A
ESA Missionen				
ERS-2	1-99	49874-53304	06.06.1995-26.10.2004	Missionsphase A
Envisat	8-94	52499-55474	13.08.2002-05.10.2010	Missionsphase A

Bei den RADS-Daten handelt es sich um Standardprodukte der Satellitenaltimetrie. Aufgrund der zeitlichen Auflösung von 1Hz und der damit verbundenen räumlichen Überdeckung einer einzelnen Beobachtung (vgl. Abbildung 120) sind diese für den Küstenbereich nur beschränkt einsetzbar. Die PISTACH-Produkte sind seit November 2008 bei Aviso verfügbar und beinhalten neben neuen Re-Tracking-Lösungen auch verschiedene aktuelle geophysikalische Korrekturen mit höherer Auflösung für den Küstenbereich. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte die Auswertung von 20Hz Beobachtungen (Jason-2) der Umläufe 1-130 (Überflüge 18, 94 und 213). Für Vergleiche mit modellierten Wasserständen bzw. Pegelbeobachtungen erfolgte eine Umformung in Zeitreihen für Altimeterfußpunkte (entsprechend den 20Hz Beobachtungen) nach dem beschriebenen Prinzip. Im Fall der PISTACH-Produkte ist der maximal zulässige Abstand zwischen Altimeterbeobachtung und Altimeterfußpunkt auf 1km festgelegt worden (gegenüber den 1Hz Beobachtungen mit 7km). Der Grund hierfür liegt in den möglichen Abweichungen der realen Satellitenbahn gegenüber einer mittleren Bahn in senkrechter Richtung. Sowohl für die RADS- wie auch die PISTACH-Beobachtungen erfolgt im Rahmen der Auswertung eine Filterung bezüglich standardisierter Kriterien (*standard criteria*) für die Eliminierung von fehlerhafter Beobachtungen. Die genutzten Kriterien sind in Tabelle 52 dargestellt, wobei die Werte weitestgehend den Standardkriterien von Aviso entsprechen.

8.2 Auswertungen von 1Hz Altimeterbeobachtungen

8.2.1 Vergleichsgrößen

Die im folgenden Abschnitt dargestellten Vergleiche basieren auf 1Hz Beobachtungen der Satellitenaltimetrie, welche von der TU-Delft bereitgestellt wurden (Abbildung 148), modellierten Meeresspiegelauslenkungen und realen Pegelbeobachtungen. Für alle Höhenangaben erfolgte die Umrechnung in ein

Tabelle 52: Übersicht der im Rahmen dieser Arbeit angewendete Filterkriterien für RADS- und PISTACH-Beobachtungen.

Kriterium	von	bis	RADS	PISTACH	Bemerkung
RMS der Range	0cm	20cm	x	x	
Troposphärenkorr.-trocken	-250cm	-190cm	x	x	
Troposphärenkorr.-feucht	-50cm	-1cm	x	x	
Ionosphärenkorr.	-40cm	-4cm	x	x	
Sea State Bias	-50cm	0cm	x	x	
Festerdegezeiten	-100cm	100cm	x	x	
Polgezeiten	-15cm	15cm	x	x	
IB-Korrektion	-200cm	200cm	x	x	
Sig. Wellenhöhe	0cm	110cm	x	x	
Backscatter Koeffizient	7	30	x	x	
Windgeschwindigkeit	0	30m/s	x	x	
Brightness Temperature 18.7MHz	>0				
Brightness Temperature 23.8MHz	>0		x		
Brightness Temperature 34MHz	>0		x		
Oberflächentyp auf Basis DTM2000	0	3		x	(0=offene See bzw. offene Seen, 1=geschlossene Seen, 2=Eis, 3=Land)
Altimeterecho-Flag	0	1		x	(0=wie offene See, 1=wie Land)
Radiometer-Oberflächentyp	0	1		x	(0=See, 1=Land)
Altimeterstatus FLAG	0	2		x	(0=autonome Erfassung, 1=autonome DIODE Erfassung, 2=autonome DIODE+DEM Erfassung)
Qualitätsflag Radiometer 18.7MHz	0	1		x	(0=gut, 1=schlecht)
Qualitätsflag Radiometer 23.8MHz	0	1		x	(0=gut, 1=schlecht)
Qualitätsflag Radiometer 34.0MHz	0	1		x	(0=gut, 1=schlecht)

Tabelle 53: Im Rahmen dieser Arbeit genutzte Standardkorrekturen für Beobachtungen der Satellitenaltimetrie.

Einfluss	Korrektion		
	$h_{SSH.GRS80.mtc.inst}$	$h_{SSH.GRS80.mtc.OT}$	$h_{SLAGRS80.mtc}$
Instrumenteller Einflüsse K_{INST}	RADS-Lösung	RADS-Lösung	RADS-Lösung
Troposphärische Laufzeitverzögerung (K_{TR-T}) (trocken)	ECMWF	ECMWF	ECMWF
Troposphärische Laufzeitverzögerung (K_{TR-W}) (feucht)	ECMWF	ECMWF	ECMWF
Ionosphärische Laufzeitverzögerung K_{IONO}	IRI2007	IRI2007	IRI2007
Sea State Bias K_{SSB}	empirisches Modell	empirisches Modell	empirisches Modell
Festerdegezeiten K_{SET}	Cartwright und Taylor	Cartwright und Taylor	Cartwright und Taylor
Auflastgezeiten K_{LT}	FES2004	FES2004	FES2004
		DTU2010	DTU2010
		GOT4.7	GOT4.7
		EOT11a	EOT11a
Ozeangezeiten K_{OT}	x	FES2004	FES2004
	x	DTU2010	DTU2010
	x	GOT4.7	GOT4.7
	x	EOT11a	EOT11a
Polgezeiten K_{PT}	x	x	RADS-Lösung
Inverse Barometerkorrektur K_{IB}	x	x	MOG2D

Tabelle 54: Angabe von Koordinaten und Pegelabständen ausgewählter Altimeterfußpunkte, welche im Rahmen dieser Arbeit näher untersucht werden.

Punkt	Breite [°]	Länge [°]	Abstand zum Pegel		Mission	Überflug auf/absteigend
			Helgoland [km]	LT Alte Weser [km]		
132	53.9783	7.7564	24.16	27.51	NASA/CNES	213/aufsteigend
137	54.1721	8.0539	10.01	35.29	NASA/CNES	213/aufsteigend
141	54.3289	8.2941	30.84	53.68	NASA/CNES	213/aufsteigend
225	54.3931	8.1454	28.68	59.24	ESA	474/absteigend
229	54.1360	8.0117	8.53	31.52	ESA	474/absteigend
233	53.8788	7.8793	33.34	16.36	ESA	474/absteigend

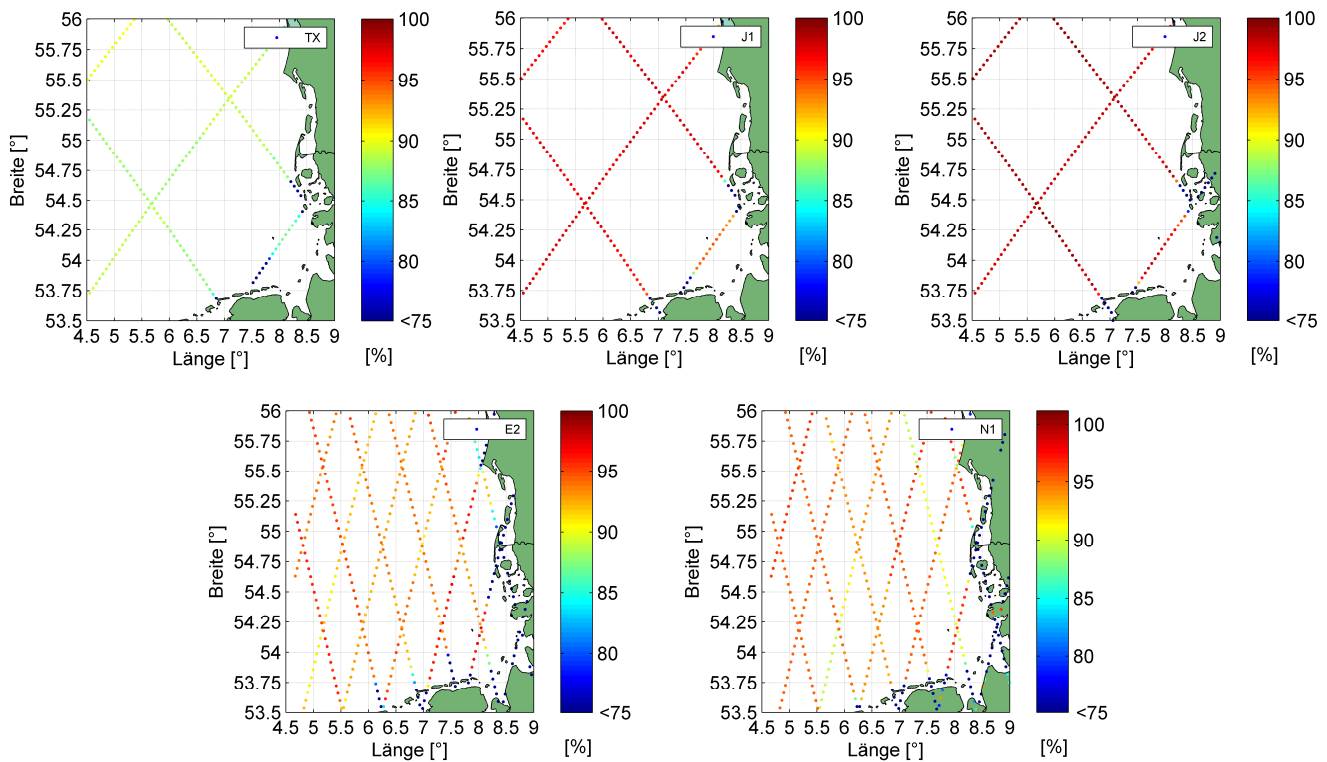


Abbildung 148: Darstellung des prozentualen Anteils der verfügbaren Altimeterbeobachtungen (obere Reihe v.l.n.r TOPEX/Poseidon (1992-2003), Jason-1 (2002-2008) und Jason-2 (2008-2012); unterer Reihe links ERS-2, rechts Envisat).

mittleres Gezeitensystem.

Vor Vergleichen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen erfolgte eine Überführung der Beobachtungen einzelner Überflüge in punktuelle Zeitreihen auf Basis des in Abschnitt 8.1 beschriebenen Verfahrens (Altimeterfußpunkte: Abbildung 123-126). Die Altimeterbeobachtungen wurden aus der RADS-Datenbank im Juli 2012 abgerufen und spiegeln den entsprechenden Stand wieder. Für TOPEX, Jason-1&2 und Envisat erfolgte die Nutzung der Orbits auf Basis des EIGEN-GL04 Schwerefeldes (TOPEX: Goddard Space Flight Center (GSFC GDR-C Prime), Jason 1&2 bzw. Envisat: Orbitlösungen des CNES). Für ERS-2 wurde die DGM-E04 Orbitlösung genutzt, welche ebenfalls vom CNES berechnet wurde.

Im Rahmen der Aufbereitung erfolgte die Anwendung der Filterkriterien nach Tabelle 52 bzw. die Nutzung der in Tabelle 53 dargestellten Korrekturen. Für die Korrektur des feuchten Anteils der troposphärischen Laufzeitverzögerung erfolgte die Anwendung der ECMWF-Korrektur, da dieses unabhängig von dem relativ großen Footprint des Wasserdampfradiometers ist und somit auch Korrekturen für küstennahe Gebiete abgeleitet werden können. Für die Korrektur der ionosphärischen Laufzeitverzögerung erfolgte eine Anwendung des IRI2007 Modells, da somit für alle Satelliten einheitliche Korrekturen bereitgestellt werden können. Dies ist insbesondere für ERS-2 von großer Bedeutung, da dieser im Gegensatz zu den anderen ausgewerteten Missionen über kein Zweifrequenzaltimeter verfügt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Vergleiche instantaner, gezeitenkorrigierter und vollkorrigierter Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen vorgestellt. Grundlage der Vergleiche sind primär ellipsoidische Meeresspiegelhöhen, wobei als Referenzpegel Helgoland-Binnenhafen genutzt wurde. Vergleichbare Auswertungen erfolgten auch gegenüber dem Pegel LT Alte Weser, wobei die zugehörigen

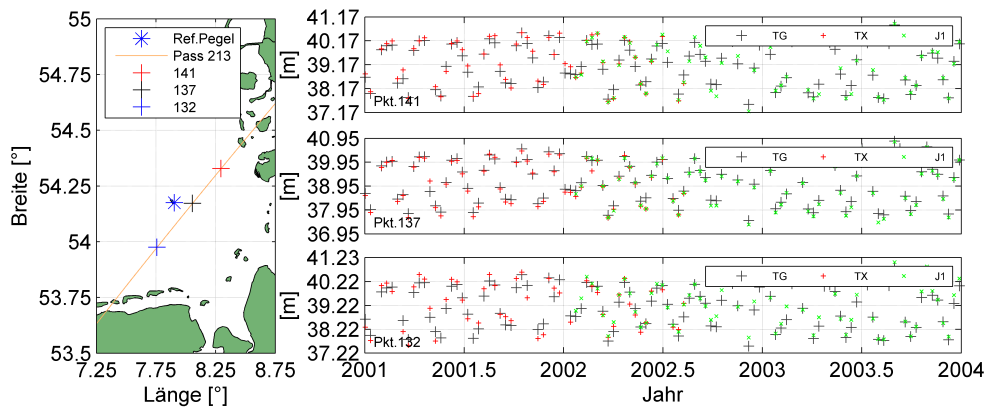


Abbildung 149: Ellipsoidische Meeresspiegelhöhen auf Basis von Pegel- und Altimeterbeobachtungen (Referenzpegel Helgoland).

Grafiken und Tabellen im Anhang B.1 aufgeführt sind.

Aufgrund seiner Hochseelage ist der Pegel Helgoland von Einflüssen der Küste bzw. der Flussmündungen am wenigsten beeinflusst. Die Spuren der Satellitenaltimeter führen z.T. relativ dicht an Helgoland vorbei, wobei die Insel nicht direkt überflogen wird. Der Pass 213 (aufsteigend) der NASA/CNES Missionen passiert Helgoland im Abstand von minimal etwa 8km. Die Satellitenspuren der ESA-Missionen passieren Helgoland im Abstand von rund 10km, wobei sich Pass 474 (absteigend) und Pass 85 (aufsteigend) etwa 10km östlich von Helgoland kreuzen (vgl. Abbildung 124). Bei Vergleichen von Altimeter und Pegelbeobachtungen ist daher zu beachten, dass es zwangsläufig Differenzen der instantanen Meeresspiegelhöhen geben muss, da diese praktisch an unterschiedlichen Orten beobachtet werden. Im Folgenden werden für drei ausgewählte Punkte entlang des Pass 213 der NASA/CNES Missionen und drei Punkte des Pass 474 der ESA-Missionen exemplarisch die Differenzen näher analysiert. Die Koordinaten und Abstände zu den Referenzpegeln Helgoland und LT Alte Weser sind in Tabelle 54 dargestellt.

8.2.2 Vergleich instantaner Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen

Exemplarisch sind die instantanen Meeresspiegelhöhen auf Basis der Pegel- und Altimeterbeobachtungen für den Pegel Helgoland und die drei ausgewählten Altimeterfußpunkte in Abbildung 149 dargestellt.

In Abbildung 150 sind die ellipsoidischen Differenzen der Meeresspiegelhöhen für die in Tabelle 54 angegebenen Altimeterfußpunkte der NASA/CNES-Missionen (oberer Bereich) und die ESA-Missionen (unterer Bereich) dargestellt. Anhand der Abbildung wird ersichtlich, dass die Differenzbeträge mit größerem Abstand zunehmen. Eine Hauptursache hierfür sind die Gezeiten bzw. das Ein- und Auslaufen der Tidewelle. Die Differenzen beider Beobachtungen beinhalteten demnach nicht nur Unsicherheiten der Pegel- und Altimeterbeobachtungen sondern auch reale Differenzen der instantanen Meeresspiegelhöhen zwischen beiden Beobachtungspositionen. Erfolgt eine Ableitung der Tidenphasenlage bzw. eine Darstellung der Differenzen als Funktion der Zeit und der Tidephase ergeben sich die in Abbildung 151 dargestellten Zeitreihen.

Für eine Eliminierung des systematischen Gezeiteneinflusses lassen sich die ellipsoidischen Differenzen als Funktion der Tidephase am Referenzpegel darstellen und daraus empirische tidephasenabhängige Korrekturen ableiten. Eine analytische Beschreibung der Differenzen als Funktion der Tidephase ist mithilfe ausgleichender Funktionen möglich. Aus Grundlage der Ausgleichung sind verschiedene Funktionen denkbar. Eine ungestörte Tide hat die Form einer idealisierten Sinuskurve. Folglich haben die Differenzen phasenverschobener Tiden und damit auch die resultierenden Tidephasenkorrekturen einen sinusför-

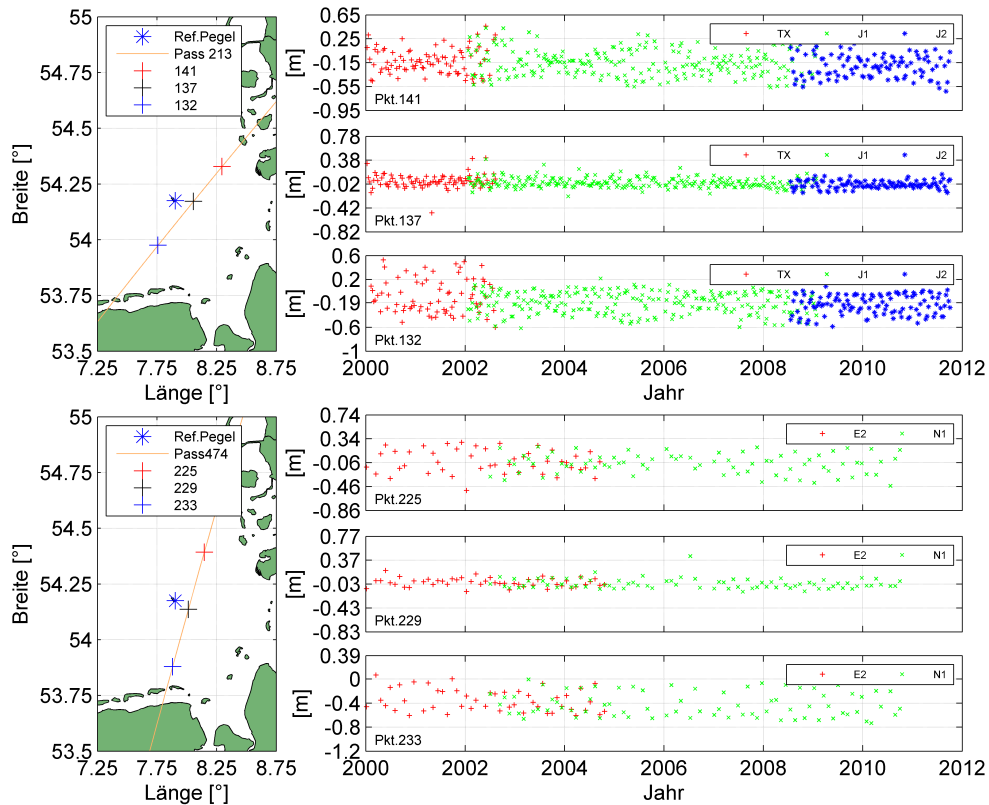


Abbildung 150: Darstellung instantaner Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimeterbeobachtungen gegenüber zeitgleichen Pegelbeobachtungen des Pegel Helgoland.

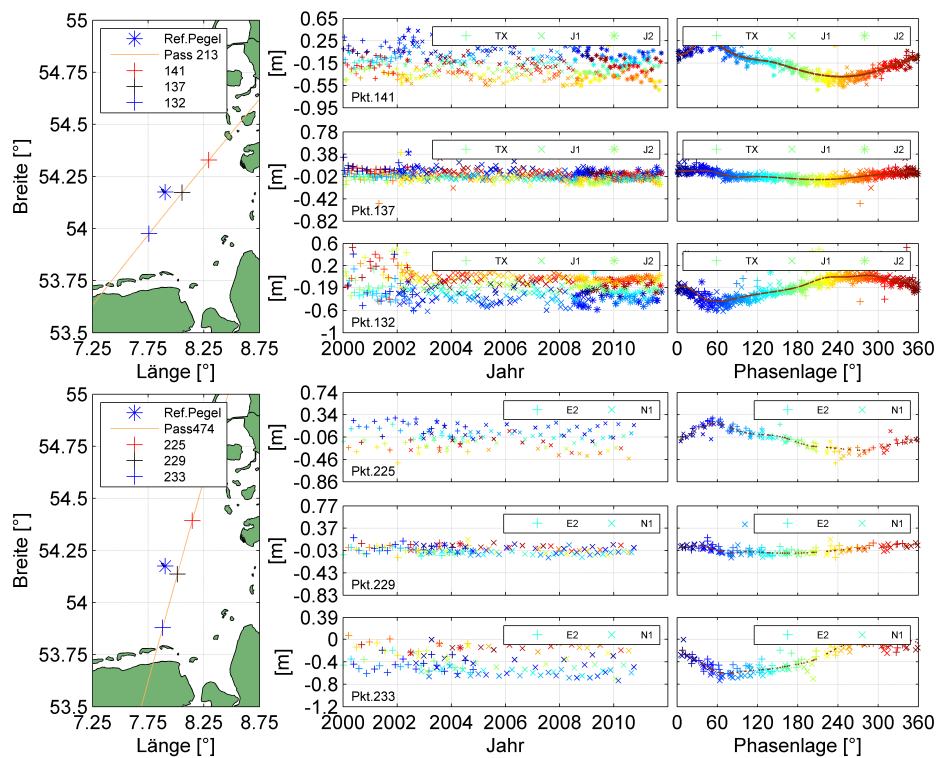


Abbildung 151: Darstellung instantaner Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen als Funktion der Zeit und Tidephase (Referenzpegel Helgoland). Die braun dargestellten Punkte im rechten Bereich der Grafik beschreiben die Ergebnisse einer ausgleichenden Splinefunktion.

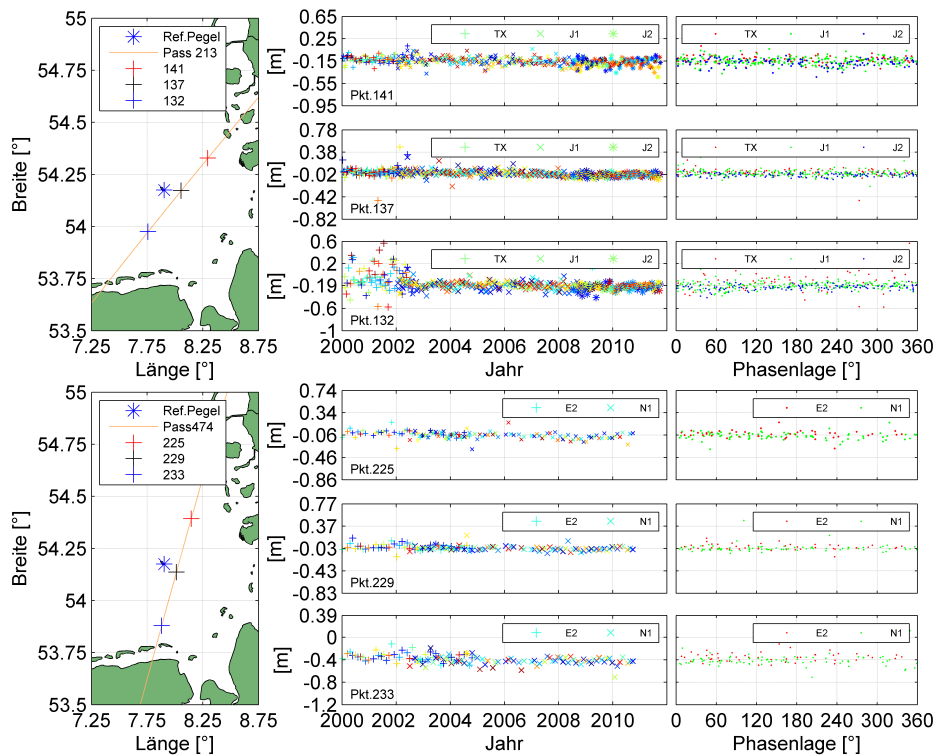


Abbildung 152: Darstellung instantaner Differenzen, welche mithilfe der empirischen Tidephasenkorrekturen um den Einfluss der Tide reduziert werden. Die Differenzen sind auf den Referenzpegel Helgoland bezogen.

migen Verlauf. Aufgrund äußerer Einflüsse (z.B. Süßwassereinträge, variierende Wassertiefen usw.) kann nicht von einem sinusförmigen Zusammenhang zwischen den Tidephasen und Differenzen ausgegangen werden. Aus diesem Grund werden die folgenden Auswertungen ausgleichende Splines für die Schätzung der Tidephasenkorrekturen. In Abbildung 151 sind die Ergebnisse einer entsprechenden Schätzung als braune Punkte dargestellt.

Werden die Ergebnisse der Ausgleichung als Korrekturen (im Folgenden als *empirische Tidephasenkorrekturen* bezeichnet) an die Altimeterbeobachtungen angebracht, ergeben sich instantane ellipsoidische Meeresspiegelhöhen, die mit den Pegelbeobachtungen vergleichbar sind bzw. die um den Einfluss der Tide reduziert wurden. Die verbleibenden Differenzen (Abbildung 152) setzen sich folglich aus den Unsicherheiten der Pegel- und Altimeterbeobachtungen, sowie den Differenzen verschiedener nichtgravitativer Einflüsse auf die Meeresspiegelhöhe des Referenzpegels und der Altimeterfußpunkt zusammen. Im Gegensatz zu der Abbildung 151 ist im rechten Bereich der Abbildung 152 kein systematischer Zusammenhang zwischen der Tidephase und der Differenz erkennbar, weshalb auch über größere Entfernungen Pegelbeobachtungen mit Altimeterbeobachtungen verglichen werden können.

Alle bisherigen Ausführungen basieren auf ellipsoidischen Differenzen der instantanen Meeresspiegelhöhen. Unter Nutzung eines Geoidmodells lassen sich physikalische Differenzen ableiten. Die auf physikalischen Differenzen basierenden empirischen Tidephasenkorrekturen beschreiben örtliche Differenzen der instantanen Meerestopografie gegenüber einem Referenzpegel als Funktion der Tidephase. In Abbildung 153 sind die verbleibenden Differenzen dargestellt, wobei als Schwerfeldmodell das EGM2008 (mean-tide) zugrunde gelegt wird. Aufgrund der besseren Approximation der mittleren Meeresoberfläche durch das Geoid gegenüber einem Ellipsoid sind die mittleren Differenzen gegenüber einer ellipsoidischen Lösung weitaus geringer. Ein direkter Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der ellipsoidischen Differenzen mit und ohne Tidephasenkorrektur ist in Abbildung 154 gegeben. Aus der Abbildung

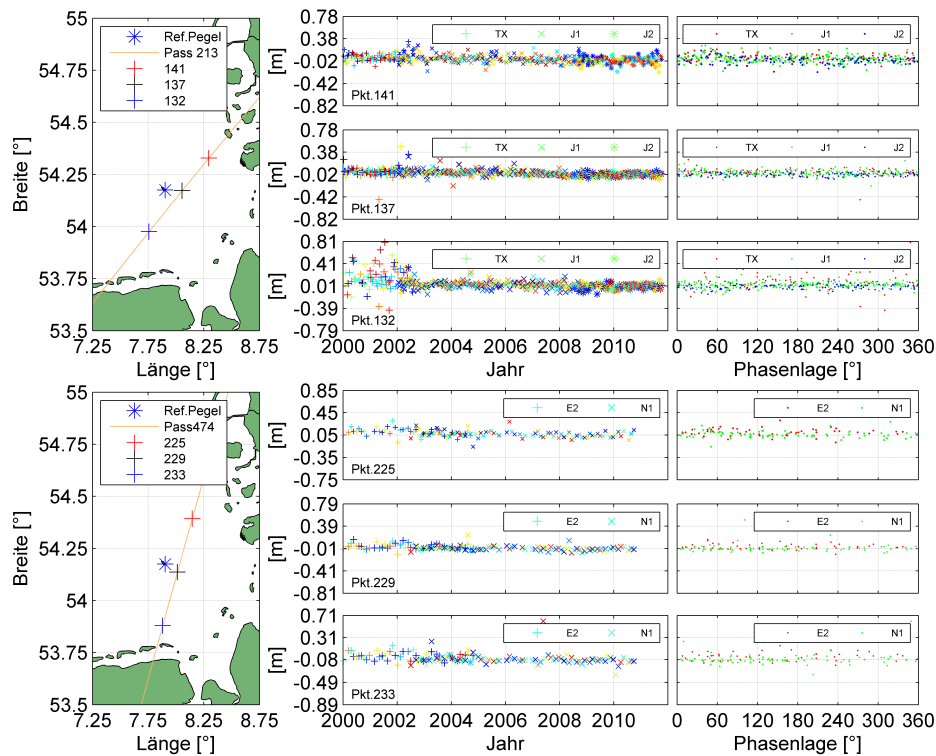


Abbildung 153: Tidephasenkorierte instantane Differenzen der physikalischen Meeresspiegelhöhe (Referenzpegel Helgoland).

geht hervor, dass Streuungen der Differenzen unter Nutzung der empirischen Tidephasenkorrekturen sehr stark verringert werden. Weiterhin können mittlere ellipsoidische Differenzen abgeleitet werden, welche sich aus den Differenzen der statischen Meerestopografie und den Differenzen des Geoidmodells zwischen Helgoland und den Altimeterfußpunkten zusammensetzen.

Bei einer statistischen Betrachtung der Differenzen ergeben sich die in den Tabelle 55 dargestellten statistischen Kennzahlen. Grundlage dieser Kennzahlen sind alle Differenzen, deren Beiträge die dreifache Standardabweichungen der jeweiligen Differenzzeitreihen nicht überschreiten. Da für die Vergleiche erst ab dem Jahr 2000 minutliche Wasserstandsbeobachtungen vorliegen, können von den ursprünglich 364 Umläufen der TOPEX/Poseidon Satellitenmission im besten Fall 91 genutzt werden. Die Anzahl maximal möglichen Beobachtungen der kombinierten Zeitreihe (NASA/CNES-Missionen) setzt sich aus 71 Umläufen der TOPEX/Poseidon Satellitenmission (Cycle 273-344), den ersten 240 Umläufen der Jason-1 und den ersten 119 Umläufen der Jason-2 Mission zusammen. Bei den überlappenden Zeiträumen erfolgt die Nutzung von Beobachtungen der neueren Missionen. Aufgrund von Datenlücken in den Pegelzeitreihen und aufgrund eventueller Fehlbeobachtungen der Satellitenaltimetrie können nicht alle theoretisch möglichen Beobachtungen genutzt werden.

Bei den in Tabelle 55 dargestellten Standardabweichungen ist zu beachten, dass die Positionen der einzelnen Altimeterbeobachtungen leicht variieren bzw. nicht exakt mit den jeweiligen Altimeterfußpunkten identisch sind. Grund hierfür sind geringe Variationen des Orbits und damit verbundene Positionsvariationen der Altimeterbeobachtung am Boden. Im Rahmen der Analysen erfolgten Ableitungen von Undulationen für die jeweiligen Koordinaten der einzelnen Altimeterbeobachtungen, weshalb die Differenzen zwischen ellipsoidischen und physikalischen Lösungen nicht immer konstant sind und somit zwischen den Standardabweichungen der ellipsoidischen bzw. physikalischen Differenzzeitreihe kleine Differenzen auftreten können. Anhand der Tabelle wird ersichtlich, dass mithilfe der empirischen Tidephasenkorrektur die Standardabweichungen der Differenzzeitreihen und damit die Differenzen zwischen Pegel- und

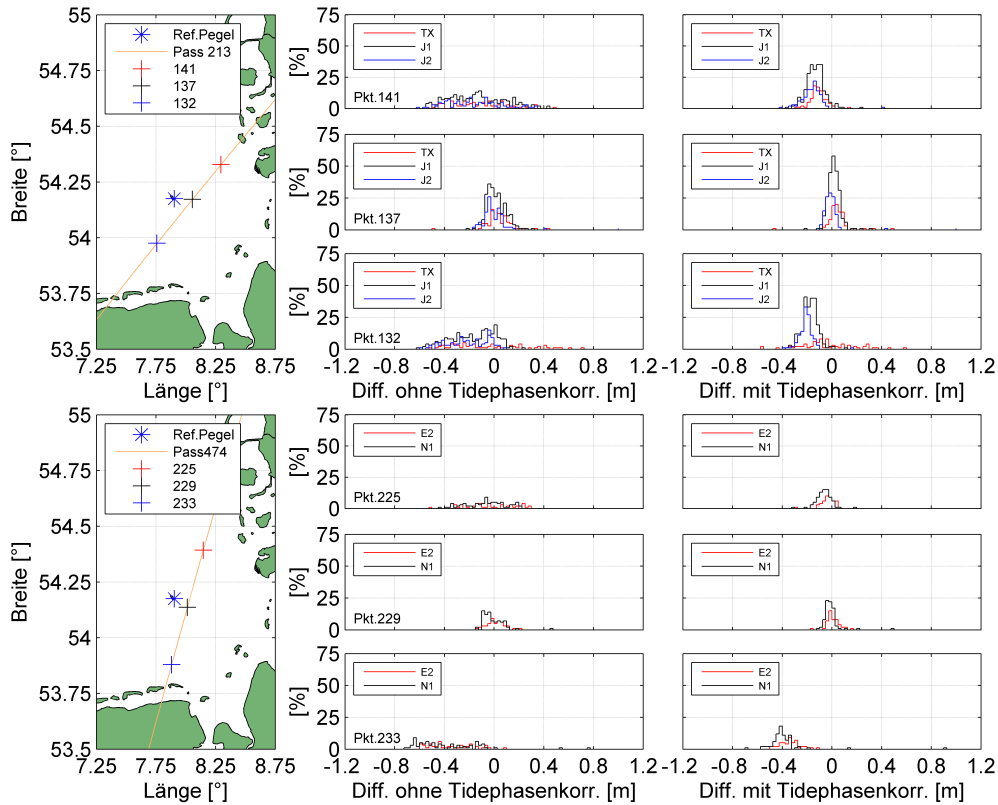


Abbildung 154: Darstellung der Häufigkeitsverteilung von instantanen Differenzen der Meeresspiegelhöhe (Differenzen der Abbildungen 151 und 152).

Tabelle 55: Statistische Kennzahlen der Differenzen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber dem Referenzpegel Helgoland.

Mission	Dist Pegel [km]	Korr.	ohne Tidephasenkorrektion				mit Tidephasenkorrektion				Ist	Soll	%	
			ellip. Differenz		phys. Differenz		ellip. Diff		phys. Diff					
			Mittelw. [m]	Std. [m]	Mittelw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mittelw. [m]	Std. [m]	Mittelw. [m]	Std. [m]			
NASA/CNES Missionen														
Punkt 132														
TX	23.3	0.9640	-0.064	0.280	0.149	0.266	0.9827	-0.056	0.183	0.157	0.171	72	91	79.1
J1	24.2	0.9835	-0.182	0.172	0.041	0.167	0.9984	-0.190	0.052	0.032	0.047	226	251	90.0
J2	24.2	0.9849	-0.213	0.153	0.010	0.153	0.9988	-0.219	0.042	0.004	0.040	113	119	95.0
N/C	24.0	0.9820	-0.194	0.178	0.029	0.173	0.9967	-0.192	0.073	0.031	0.068	382	430	88.8
Punkt 137														
TX	10.1	0.9987	0.027	0.082	0.034	0.082	0.9989	0.027	0.047	0.034	0.047	86	91	94.5
J1	10.0	0.9978	0.004	0.083	0.011	0.083	0.9985	0.004	0.051	0.011	0.052	239	251	95.2
J2	10.1	0.9974	-0.024	0.077	-0.017	0.077	0.9980	-0.024	0.054	-0.017	0.054	114	119	95.8
N/C	10.0	0.9974	-0.001	0.086	0.005	0.086	0.9979	-0.001	0.060	0.006	0.060	409	430	95.1
Punkt 141														
TX	31.0	0.9851	-0.120	0.200	0.053	0.200	0.9986	-0.119	0.050	0.054	0.055	84	91	92.3
J1	30.8	0.9805	-0.152	0.212	0.019	0.210	0.9981	-0.148	0.057	0.022	0.058	222	251	88.4
J2	30.8	0.9774	-0.175	0.216	-0.004	0.214	0.9972	-0.177	0.065	-0.005	0.063	112	119	94.1
N/C	30.9	0.9819	-0.158	0.203	0.014	0.201	0.9979	-0.155	0.061	0.016	0.061	388	430	90.2
ESA-Missionen														
Punkt 225														
E2	29.0	0.9801	-0.017	0.186	0.127	0.187	0.9985	-0.025	0.040	0.121	0.051	31	34	91.2
N1	28.6	0.9851	-0.073	0.161	0.066	0.161	0.9985	-0.074	0.049	0.064	0.049	77	84	91.7
ESA	28.8	0.9818	-0.057	0.172	0.083	0.172	0.9980	-0.061	0.053	0.079	0.057	98	107	91.6
Punkt 229														
E2	9.0	0.9977	-0.001	0.060	0.028	0.063	0.9985	0.001	0.044	0.030	0.046	32	34	94.1
N1	8.6	0.9990	-0.031	0.065	-0.011	0.065	0.9993	-0.032	0.034	-0.012	0.033	78	84	92.9
ESA	8.6	0.9982	-0.021	0.070	0.000	0.070	0.9985	-0.022	0.047	0.000	0.048	102	107	95.3
Punkt 235														
E2	31.7	0.9687	-0.335	0.186	-0.016	0.186	0.9965	-0.347	0.060	-0.027	0.074	31	34	91.2
N1	33.4	0.9843	-0.424	0.201	-0.084	0.203	0.9966	-0.421	0.072	-0.083	0.069	78	84	92.9
ESA	33.0	0.9796	-0.399	0.205	-0.066	0.205	0.9945	-0.397	0.089	-0.064	0.082	101	107	94.4

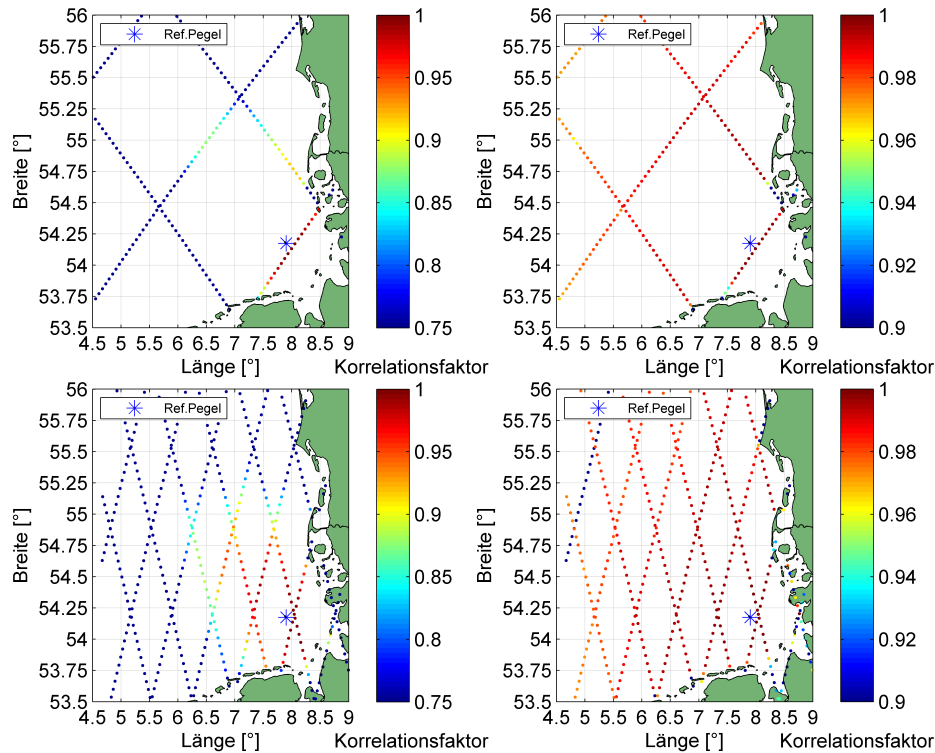


Abbildung 155: Korrelationsfaktoren zwischen Altimeterbeobachtungen und dem Pegel Helgoland mit (rechts) und ohne (links) empirische Tidephasenkorrektion im Bereich der Deutschen Bucht.

Altimeterbeobachtungen signifikant gesenkt werden können und im Gegenzug die Korrelationen beider Zeitreihen erhöht wird. Dies wirkt sich insbesondere bei weiter entfernten Altimeterfußpunkten aus.

In Abbildung 155 sind die Korrelationsfaktoren aller Altimeterfußpunkte für die NASA/CNES (oben) und ESA-Missionen (unten) dargestellt. Aus dieser Abbildung geht hervor, dass mithilfe der empirischen Tidephasenkorrektion auch über sehr große Entfernungen hohe Korrelationen erreicht werden. Im Gegenzug sind die Standardabweichungen der Differenzen und damit die Streuungen der Differenzen um einen Mittelwert nach den empirischen Tidephasenkorrekturen über große Entfernungen wesentlich geringer (Abbildung 156). Dies ist insofern zu erwarten, als dass mithilfe der empirischen Tidephasenkorrektion hinsichtlich der Ozeangezeiten eine Übertragung der Meeresspiegelhöhe vom Ort der Altimeterbeobachtung in den Referenzpegel erfolgt.

In Abbildung 157 sind die Mittelwerte der phasenkorrigierten ellipsoidischen Differenzen (links für die NASA/CNES-, rechts für die ESA-Missionen) dargestellt. Die mittleren Differenzen werden im Wesentlichen durch die Form des Geoidmodells verursacht, welches sich in der genannten Abbildung widerspiegelt. Nach einer Anbringung des EGM2008 (mean-tide) Geoidmodells ergeben sich die in Abbildung 158 dargestellten mittleren physikalischen Differenzen, die den Differenzen der mittleren Meerestopografie zwischen Referenzpegel und Altimeterfußpunkten entsprechen. Aus der Tabelle 55 geht hervor, dass zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES- und ESA-Missionen geringe Abweichungen der mittleren Differenzen im Bereich weniger Zentimeter existieren. Eine mögliche Ursache hierfür sind unterschiedliche Orbitlösungen.

Das beschriebene Verfahren der empirischen Tidephasenkorrektion ist auch für andere, weitaus stärker beeinflusste Pegel anwendbar. Analog dem Pegel Helgoland sind entsprechende Auswertungen für den Pegel LT Alte Weser durchgeführt worden. Die Ergebnisse sind im Anhang B.1 dargestellt. Anhand

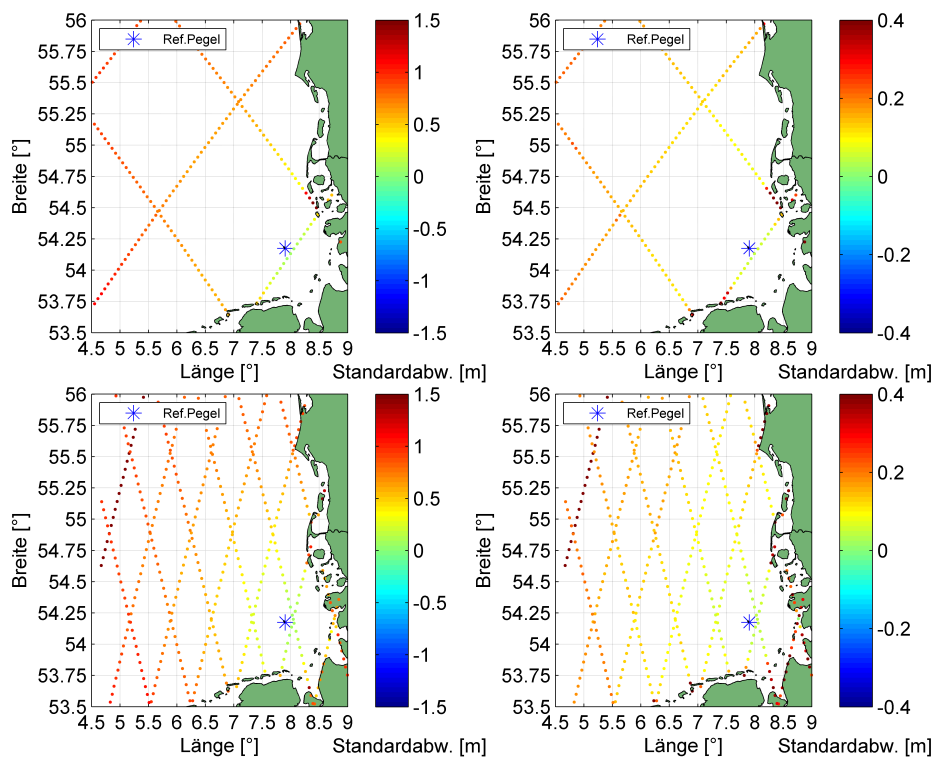


Abbildung 156: Darstellung der Standardabweichung der Differenzzeitreihen zwischen pegel- und altimeterbasierten Meeresspiegelhöhen im Bereich der Deutschen Bucht. Alle Angaben sind auf den Referenzpegel Helgoland bezogen, wobei im oberen Bereich der Abbildung die NASA/CNES-Missionen und im unteren Bereich der Abbildung die ESA-Missionen dargestellt sind. Die Grafiken im linken Bereich beschreiben die Ergebnisse ohne empirische Tidephasenkorrektur, während die rechten Grafiken die Situation mit Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur wiederspiegeln.

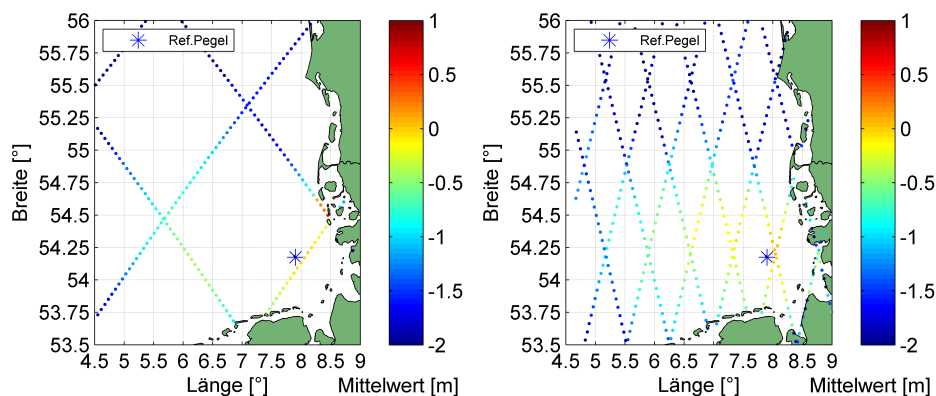


Abbildung 157: Darstellung der mittleren Differenzen der ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen in Bezug auf den Referenzpegel Helgoland (links NASA/CNES-Missionen, rechts ESA-Missionen).

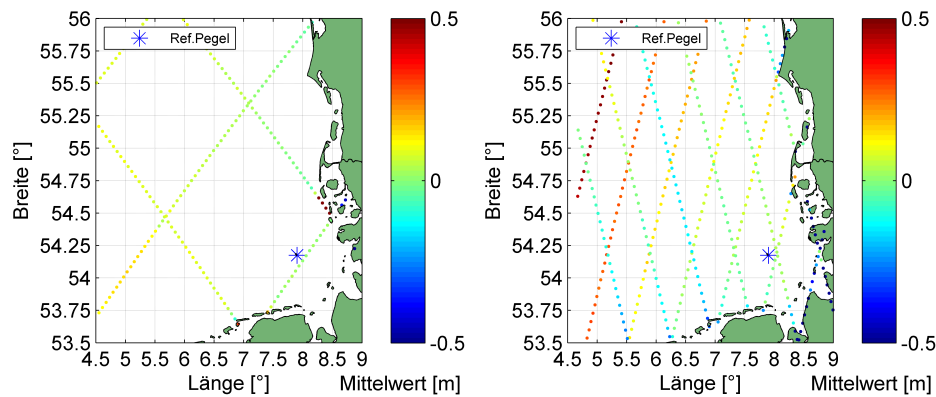


Abbildung 158: Darstellung der mittleren Differenzen der physikalischen Meeresspiegelhöhen in Bezug auf den Referenzpegel Helgoland (links NASA/CNES-Missionen, rechts ESA-Missionen).

dieser Abbildungen wird deutlich, dass gegenüber dem LT Alte Weser ausgeprägte systematische Differenzen der realen Meeresspiegelhöhen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen aufgrund der Gezeiten vorhanden sind. Hauptursachen hierfür sind der größere Abstand zwischen Referenzpegel und Altimeterbeobachtungen und die Lage des Referenzpegels im Mündungsbereich der Weser. Bei einer Betrachtung der Differenzen der ellipsoidische Meeresspiegelhöhen als Funktion der Tidephase wird deutlich, dass die Zusammenhänge zwischen Differenzen und Tidephasen weitaus weniger einer idealisierten Sinuskurve entsprechen. Mögliche Ursachen für die stärkeren Abweichung sind die Süßwasser-einträge der Weser, die Topografie des Meeresbodens und die Form der Deutschen Bucht im Allgemeinen.

8.2.3 Vergleich ozeangezeitenkorrigierter Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen

Einen wesentlichen Beitrag zu den in Abschnitt 8.2.2 dargestellten Differenzen zwischen instantanen Pegel- und Altimeterbeobachtungen liefern die Ozeangezeiten. Folglich sind bei Vergleichen von Meeresspiegelhöhen unterschiedlicher Orte immer die Tidephasen zu berücksichtigen. Mit der empirischen Tidephasenkorrektur wird eine Korrekturmöglichkeit hochfrequenter Variationen der Meeresspiegelhöhe in Abschnitt 8.2.2 dargestellt. Die beschriebenen tidephasenabhängigen Korrekturen werden aus den Altimeterbeobachtungen selbst abgeleitet und stellen insofern keine unabhängige Größe dar. Alternativ ist die Nutzung von Ozeangezeitenmodellen möglich, welche Auslenkungen des Meeresspiegels bzw. Variationen der Meeresspiegelhöhen aufgrund der Gezeiten modellieren (vgl. Abschnitt 1.3). Im Rahmen dieser Arbeit liegen für die Altimeterfußpunkte modellierte Ozeangezeiten auf Basis der Modelle FES2004, GOT4.7, DTU2010 und EOT11a vor. Für das hydrodynamische Modell des BSH (BSHcmod) liegen nur modellierte Meeresspiegelauslenkungen für die Kreuzungspunkte der NASA/CNES bzw. ESA-Missionen vor, weshalb keine Ozeangezeitenkorrektur mithilfe des BSHcmod an den Altimeterfußpunkten erfolgen kann. Für Vergleiche zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen auf Basis des BSHcmod und instantanen Beobachtungen der Satellitenaltimetrie wird auf den Abschnitt 8.2.5 verwiesen.

Werden sowohl Pegelbeobachtungen, wie auch Beobachtungen der Satellitenaltimetrie mithilfe identischer Modelle um den Einfluss der Gezeiten reduziert, setzt sich der verbleibende Anteil nur noch aus den Unsicherheiten der Pegel- bzw. Altimeterbeobachtungen, den Abweichungen modellierter Gezeiten gegenüber den realen Gezeiten und den Auswirkungen örtlicher Variationen nichtgravitativer Einflüsse zusammen.

In Abbildung 159 sind für drei ausgewählte Punkte jeweils die ellipsoidischen instantanen Differenzen, die Differenzen der Meeresspiegelauslenkungen auf Basis des FES2004 zum Zeitpunkt der Altimeterbe-

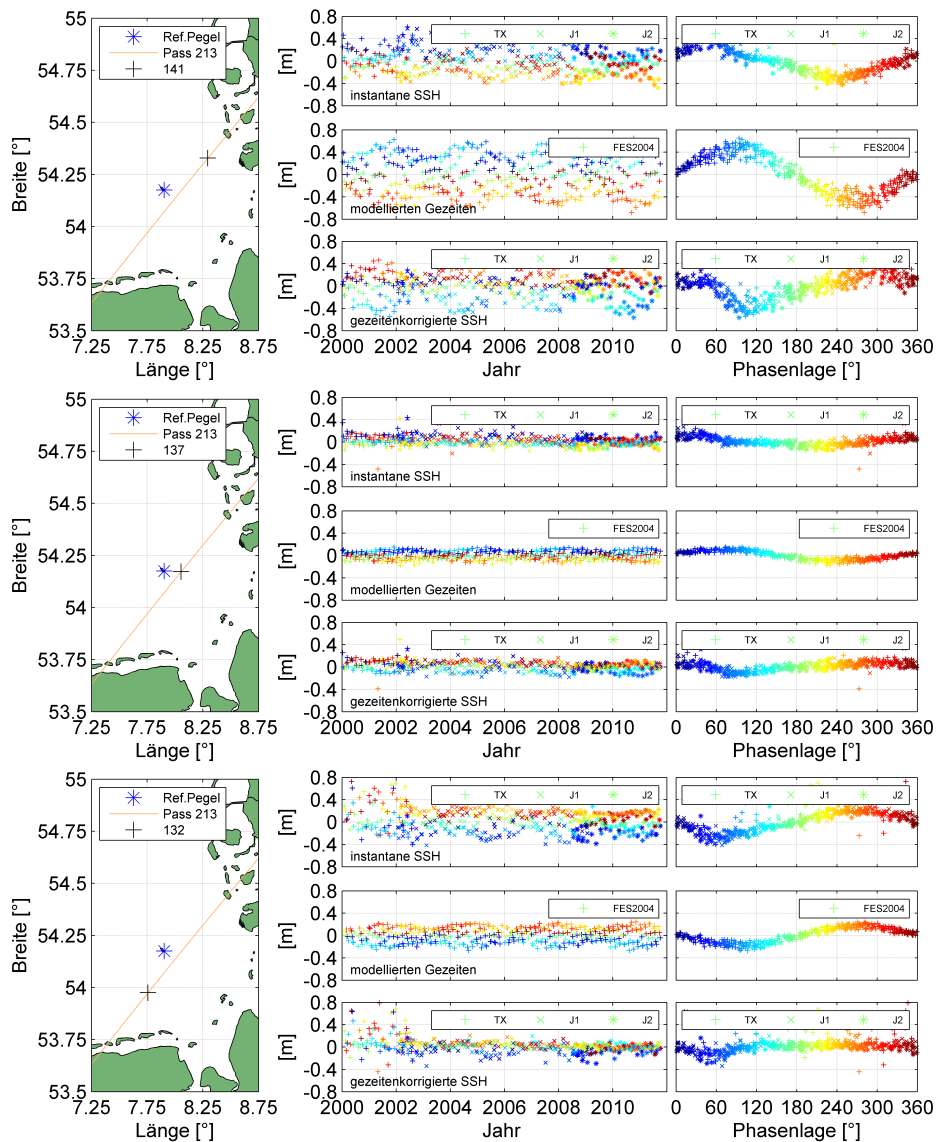


Abbildung 159: Darstellung instantaner, modellierter (FES2004) und daraus resultierender gezeitenkorrigierter Differenzen der Meeresspiegelhöhe in Bezug auf den Referenzpegel Helgoland.

obachtungen und die Differenzen der gezeitenkorrigierten instantanen Differenzen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtung dargestellt. Bei dem FES2004 handelt es sich um ein rein analytisches Modell, für dessen Ableitung keine Satellitenbeobachtungen herangezogen wurden (vgl. Abschnitt 1.3). Da die Ozeangezeitenmodelle nur gezeitenbedingte Auslenkungen um eine „Nullfläche“, nicht aber deren örtliche Variationen wiedergeben, ergeben sich die Mittelwerte längerer Differenzzeitreihen zu null. Für eine bessere Vergleichbarkeit sind die instantanen Differenzen in Abbildung 159 auf null zentriert.

Während für die Punkte 132 und 137 (unterer und mittlerer Teil der Abbildung 159) die Meeresspiegelauslenkungen durch das Modell noch relativ gut approximiert werden, trifft dies für den Punkt 141 (oberer Bereich der Abbildung 159) nicht mehr zu. Bei dem Punkt 141 treten insbesondere im Bereich des auflaufenden Wassers (Phasenlage 60° - 180°) sehr große Abweichungen zwischen den real beobachteten und modellierten Differenzen auf. Ein vergleichbares Verhalten ist in Abbildung 160 zu beobachten, in der eine Gegenüberstellung modellierter (EOT11a) und beobachteter Differenzen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen als Funktionen der Zeit und Tidephase erfolgt. Aus der Abbildung geht hervor, dass die Punkte 132 und 137 relative hohe Übereinstimmungen aufweisen, wohingegen am

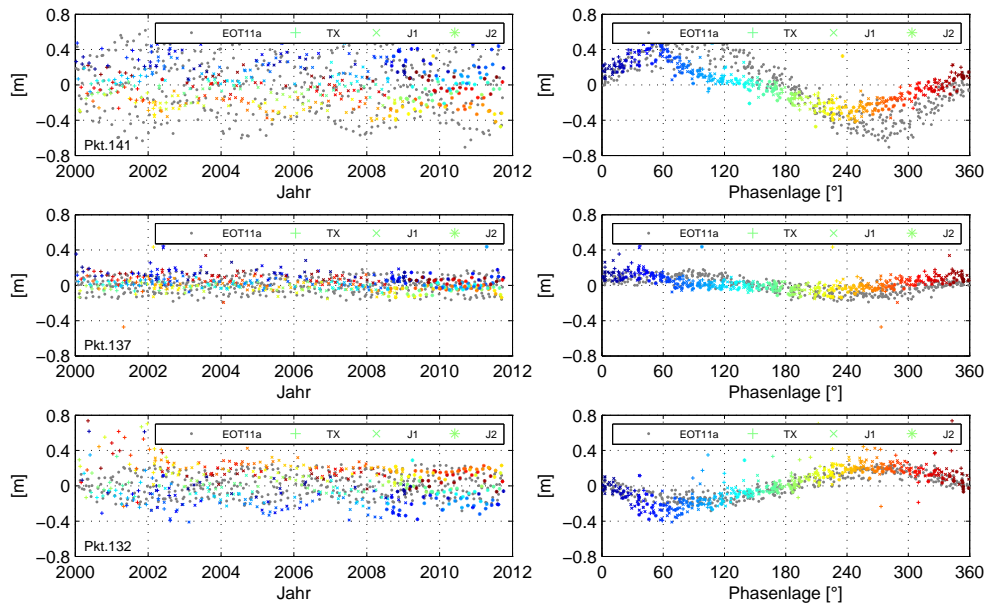


Abbildung 160: Beobachtete und modellierte mittelwertzentrierte Differenzen (EOT11a) der ellip. Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel Helgoland.

Punkt 141 zum Zeitpunkt des auflaufenden Wassers (Phasenlage 60° - 180°) sehr große Abweichungen auftreten. Anhand der Abbildungen 159 und 160 wird verdeutlicht, dass in Abhängigkeit der hydrologischen Umgebungsbedingungen der Einfluss der Tide durch unterschiedliche Modelle mehr oder weniger gut repräsentiert werden kann. Im Bereich der Tidescheitel ergeben sich gute Übereinstimmungen, wo hingegen im Bereich der auflaufenden und ablaufenden Tiden z.T. sehr große Variationen auftreten. Eine Ursache hierfür sind die im Bereich der Deutschen Bucht auftretenden Phasenverschiebungen zwischen modellierten und real beobachteten Ganglinien, deren Auswirkungen insbesondere im Bereich der an- bzw. absteigenden Tidephasen maximal werden. Ein entsprechendes Verhalten zeigt auch der Vergleich zwischen modellierten und beobachteten Auslenkungen der Meeresspiegelhöhe am Pegel Helgoland (vgl. Abbildung 139).

Die statistischen Kennzahlen gegenüber dem Referenzpegel Helgoland sind in der Tabelle 56 dargestellt. Es werden die Kennzahlen für die einzelnen Missionen und die jeweiligen Missionsserien angegeben. Bei einer Bewertung der Ergebnisse für TOPEX/Poseidon ist zu beachten, dass die ausgewertete Zeitreihe sehr kurz ist und damit z.T. sehr große Standardabweichungen auftreten. Ursache hierfür sind die erst ab 2000 verfügbaren minutlichen Pegelbeobachtungen der Referenzpegel.

Über die in Tabelle 56 dargestellten Altimeterfußpunkte hinaus sind in der Abbildung 161 für alle untersuchten Altimeterfußpunkte der NASA/CNES und ESA-Missionen die Korrelationsfaktoren mit (rechts) und ohne (links) Ozeangezeitenkorrektur (FES2004) dargestellt. Es wird ersichtlich, dass eine Korrektur der Ozeangezeiten mithilfe von globalen Ozeangezeitenmodellen nicht in allen Fällen zielführend ist. Die Variationen der einzelnen Gezeitenmodelle untereinander sind relativ gering bzw. die statistischen Kennzahlen weisen nur geringe Variationen auf. Von den vier genutzten globalen Gezeitenmodellen weist das DTU2010 die höchste Übereinstimmung auf. Generell gilt, dass die Korrelationsfaktoren der um die Ozeangezeiten korrigierten Zeitreihe gegenüber den nicht korrigierten Zeitreihen geringer sind. Dies ist insofern zu erwarten, da die Bandbreite der Differenzen aufgrund der eliminierten Ozeangezeiten gegenüber unkorrigierten Zeitreihen geringer ist. Bei einer Betrachtung der Standardabweichungen als Maß für die Streuungen der Differenzzeitreihen wird ersichtlich, dass unter Nutzung globaler Ozeangezeitenmodelle die Differenzen z.T. erheblich gesenkt werden können, wobei das Ni-

Tabelle 56: Statistische Kennzahlen für gezeitenkorrigierte Beobachtungen ausgewählter Altimeterfußpunkte (NASA/CNES-Missionen) gegenüber dem Referenzpegel Helgoland.

NASA/CNES Missionen																	
Mis.	Pegel [km]	ohne Gezeitenkorrektion			Gezeitenkorrektion FES2004			Gezeitenkorrektion GOT4.7			Gezeitenkorrektion DTU2010			Gezeitenkorrektion EOT11a			Beob. [%]
		Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	
Punkt 132																	
TX	23.3	0.9640	-0.064	0.280	0.7919	-0.048	0.208	0.7455	-0.059	0.238	0.7842	-0.050	0.215	0.7864	-0.051	0.210	79.1
J1	24.2	0.9835	-0.182	0.172	0.9772	-0.192	0.075	0.9713	-0.188	0.091	0.9751	-0.186	0.078	0.9742	-0.193	0.079	90.0
J2	24.2	0.9849	-0.213	0.153	0.9808	-0.220	0.061	0.9672	-0.220	0.081	0.9805	-0.218	0.062	0.9740	-0.221	0.069	95.0
N/C	24.0	0.9820	-0.194	0.178	0.9673	-0.195	0.092	0.9589	-0.194	0.105	0.9672	-0.190	0.093	0.9629	-0.195	0.097	88.8
Punkt 137																	
TX	10.1	0.9987	0.027	0.082	0.9737	0.024	0.085	0.9703	0.026	0.092	0.9838	0.024	0.065	0.9663	0.024	0.095	94.5
J1	10.0	0.9978	0.004	0.083	0.9809	-0.002	0.083	0.9783	0.005	0.089	0.9874	0.004	0.065	0.9771	-0.002	0.091	95.2
J2	10.1	0.9974	-0.024	0.077	0.9769	-0.026	0.073	0.9801	-0.024	0.072	0.9850	-0.024	0.059	0.9675	-0.026	0.083	95.8
N/C	10.0	0.9974	-0.001	0.086	0.9767	-0.004	0.085	0.9756	0.001	0.088	0.9841	0.000	0.069	0.9711	-0.004	0.094	95.1
Punkt 141																	
TX	31.0	0.9851	-0.120	0.200	0.8298	-0.137	0.239	0.8393	-0.139	0.238	0.8584	-0.140	0.199	0.8162	-0.138	0.242	92.3
J1	30.8	0.9805	-0.152	0.212	0.9004	-0.158	0.205	0.8850	-0.155	0.224	0.9248	-0.150	0.167	0.8954	-0.159	0.207	88.4
J2	30.8	0.9774	-0.175	0.216	0.8347	-0.180	0.217	0.8376	-0.179	0.225	0.8711	-0.181	0.180	0.8234	-0.179	0.217	94.1
N/C	30.9	0.9819	-0.158	0.203	0.8701	-0.159	0.220	0.8674	-0.157	0.226	0.8980	-0.156	0.181	0.8629	-0.160	0.222	90.2
ESA-Missionen																	
Punkt 225																	
E2	29.0	0.9801	-0.017	0.186	0.9227	-0.118	0.108	0.9270	-0.041	0.110	0.9513	-0.104	0.088	0.8866	-0.112	0.127	91.2
N1	28.6	0.9851	-0.073	0.161	0.9284	-0.177	0.108	0.8734	-0.142	0.144	0.9441	-0.166	0.093	0.9261	-0.175	0.117	91.7
ESA	28.8	0.9818	-0.057	0.172	0.9137	-0.165	0.110	0.8588	-0.119	0.145	0.9351	-0.152	0.096	0.9040	-0.161	0.122	91.6
Punkt 229																	
E2	9.0	0.9977	-0.001	0.060	0.9700	-0.010	0.075	0.9833	0.002	0.058	0.9832	0.002	0.059	0.9510	-0.008	0.094	94.1
N1	8.6	0.9990	-0.031	0.065	0.9797	-0.052	0.066	0.9877	-0.039	0.051	0.9869	-0.042	0.053	0.9712	-0.048	0.087	92.9
ESA	8.6	0.9982	-0.021	0.070	0.9704	-0.040	0.073	0.9834	-0.029	0.057	0.9820	-0.031	0.059	0.9579	-0.036	0.093	95.3
Punkt 233																	
E2	31.7	0.9687	-0.335	0.186	0.9431	-0.292	0.105	0.9364	-0.331	0.109	0.9396	-0.290	0.109	0.9257	-0.291	0.114	91.2
N1	33.4	0.9843	-0.424	0.201	0.9581	-0.381	0.103	0.9472	-0.402	0.124	0.9628	-0.373	0.102	0.9556	-0.378	0.116	92.9
ESA	33.0	0.9796	-0.399	0.205	0.9333	-0.354	0.119	0.9343	-0.381	0.128	0.9430	-0.348	0.116	0.9302	-0.352	0.128	94.4

veau der empirischen Tidephasenkorrektur nicht erreicht wird (vgl. Abbildung 162). Praktisch bedeutet dies, dass in bestimmten Gebieten gezeitenbedingte örtliche Variationen der Meeresspiegelhöhe mithilfe globaler Ozeangezeitenmodelle reduziert werden können. So ist die Standardabweichung der Differenzzeitreihe zwischen dem Pegel Helgoland und dem Punkt 132 nach der Eliminierung der Ozeangezeiten gegenüber einer unkorrigierten Zeitreihe weitaus geringer ($0.178 > 0.092$ für eine kombinierte Zeitreihe aller NASA/CNES Missionen). In dem Punkt 141 treten insbesondere im Bereich der auflaufenden Tide (Tidephasen $\approx 60^\circ - 150^\circ$) sehr große Abweichungen auf (vgl. Abbildung 159), was die Standardabweichung der gesamten Zeitreihe erheblich verschlechtert. Bei einer flächenhaften Betrachtung der Standardabweichung (Abbildung 162 für das FES2004, Abbildung 163 für das EOT11a) wird deutlich, dass eine Korrektur der Ozeangezeiten mithilfe globaler Ozeangezeitenmodelle insbesondere bei größeren Entfernungen zu Vorteilen führt bzw. die Streuung der Differenzen geringer werden, das Niveau einer empirischen Tidephasenkorrektur aber nicht erreicht wird.

Bei einer Analyse der Differenzen zwischen den Altimeterbeobachtungen und dem Pegel LT Alte Weser ergeben sich vergleichbare Ergebnisse. Im Anhang B.2, Abbildung 196 sind die instantanen und modellierten Differenzen zwischen Altimeter- und Pegelbeobachtungen den gezeitenkorrigierten Differenzen (FES2004) gegenübergestellt. Ergänzend sind in Abbildung 197 die Differenzen für das EOT11a dargestellt. Gegenüber dem Referenzpegel Helgoland ergibt sich ein abweichendes Muster, welches durch die Lage des Pegels verursacht wird. Im Wesentlichen treten auch gegenüber dem Pegel LT Alte Weser im Bereich der Tmw die größten Differenzen zwischen modellierten und realen Beobachtungen auf.

In Tabelle 77 (Anhang B.2) werden die statistischen Kennzahlen für den Referenzpegel LT Alte Weser wiedergegeben. Anhand der Tabelle wird ersichtlich, dass die Variationen zwischen den unterschiedlichen Ozeangezeitenmodellen relativ gering ausfallen, wobei das DTU2010 die günstigste Lösung darstellt. Eine flächenhafte Darstellung der statistischen Kennzahlen für das Gebiet der Deutschen Bucht ist in den Abbildungen 198 bis 200 gegeben. Für die Korrelationskoeffizienten ergeben sich keine größeren Änderungen (Abbildung 198), was aber mit der geringeren Variabilität der Differenzzeitreihe zu begrün-

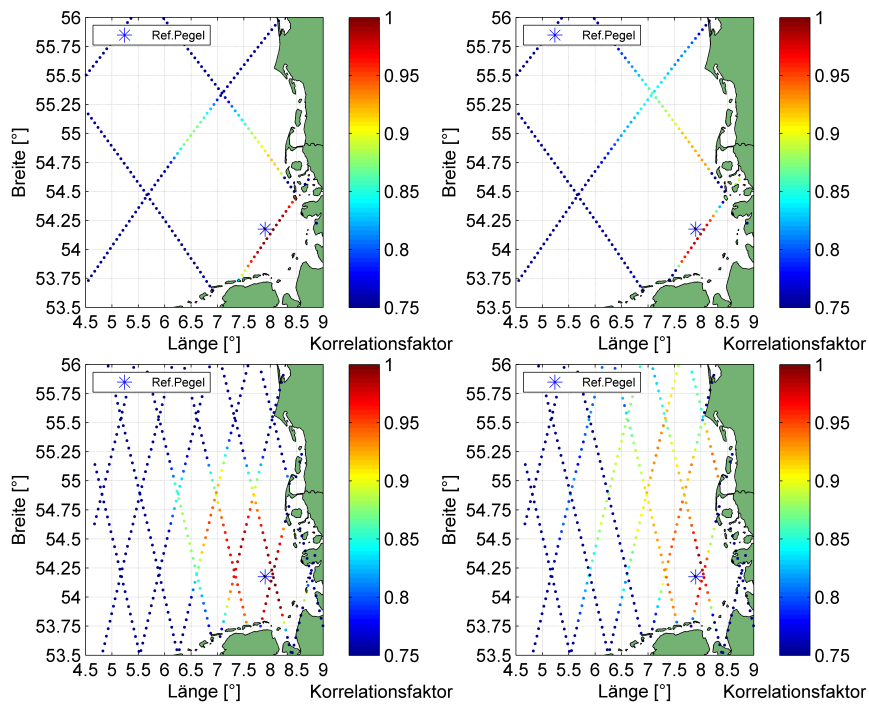


Abbildung 161: Darstellung von Korrelationsfaktoren der unkorrigierten (links) bzw. mit FES2004 ozeangezeitenkorrigierten (rechts) Differenzen gegenüber dem Pegel Helgoland.

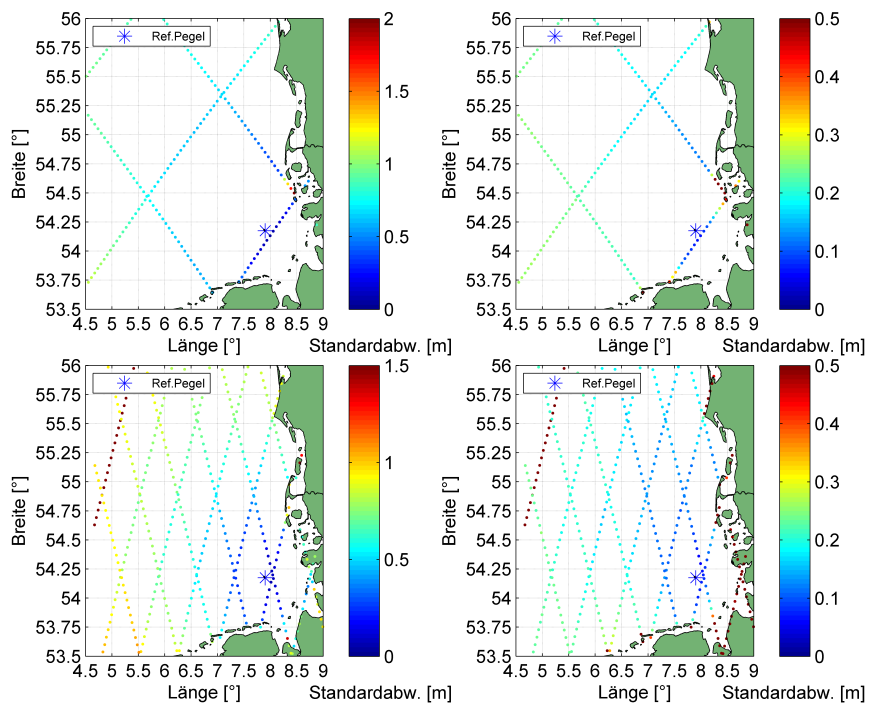


Abbildung 162: Darstellung der Standardabweichungen der unkorrigierten (links) bzw. mit FES2004 ozeangezeitenkorrigierten (rechts) Differenzen gegenüber dem Pegel Helgoland.

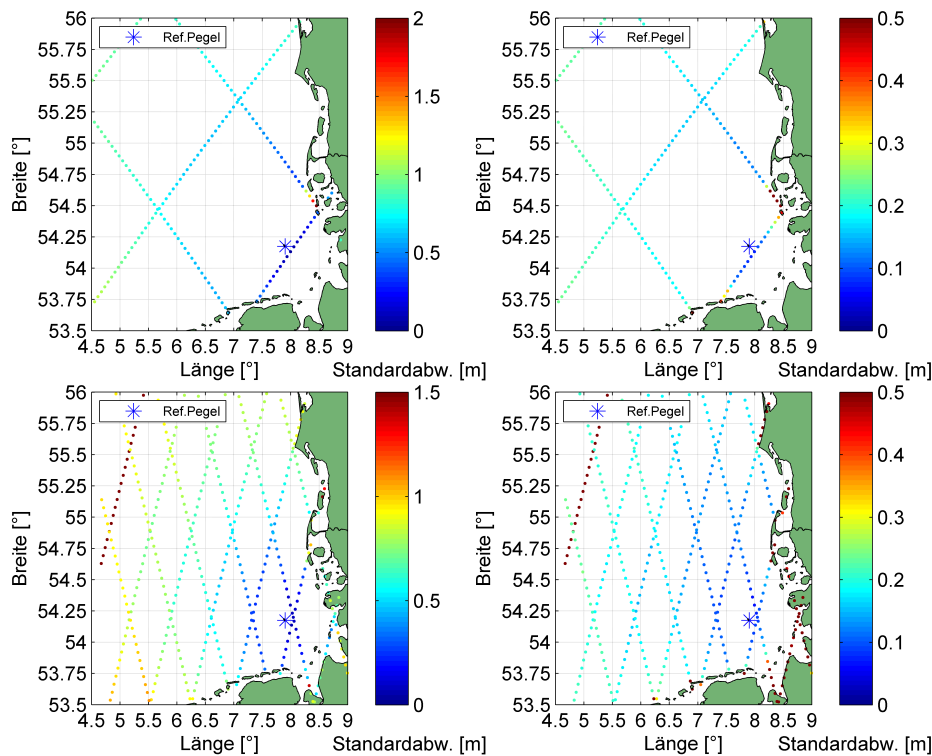


Abbildung 163: Darstellung der Standardabweichungen der unkorrigierten (links) bzw. mit EOT11a ozeangezeitenkorrigierten (rechts) Differenzen zu Beobachtungen des Pegels Helgoland

den ist. Die Streuung der Differenzen bzw. die Standardabweichungen der Differenzzeitreihen sind nach einer Korrektur der Ozeangezeiten weitaus geringer, wobei zwischen den unterschiedlichen Ozeangezeitenmodellen kaum Variationen auftreten. Es bleibt festzustellen, dass analog dem Pegel Helgoland auch in Bezug auf den Pegel LT Alte Weser nach einer Korrektur der Ozeangezeiten über größere Entfernungen vergleichbare Zeitreihen aus Altimeter- und Pegelbeobachtungen abgeleitet werden können (vgl. Abbildung 200 bzw. 200), das Niveau der empirischen Tidephasenkorrektur aber nicht erreicht wird.

8.2.4 Vergleich von Altimeterbeobachtungen mit mittleren Tidemittelwasserbeobachtungen

In den Abschnitten 8.2.2 bzw. 8.2.3 erfolgten Vergleiche instantaner und gezeitenkorrigierter Pegelbeobachtungen mit Beobachtungen der Satellitenaltimetrie. Mithilfe der vorgestellten empirischen Tidephasenkorrekturen bzw. den globalen Ozeangezeitenmodellen ist Eliminierung gezeitenbedingter örtlicher Variationen der Meeresspiegelhöhe möglich.

Für eine Ableitung von Trends ist es aufgrund der sehr geringen Abtastrate von rund 10 Tagen bzw. rund 35 Tagen erforderlich, alle hochfrequenten Variationen der Meeresspiegelhöhe zu eliminieren. Neben einer Korrektur der Ozeangezeiten bedeutet dies auch Korrekturen der IB-Effekte und der Poltiden (vgl. Abschnitt 5). Sollen die um den Einfluss der Ozeangezeiten und IB-Effekte korrigierten Altimeterbeobachtungen mit Pegelbeobachtungen verglichen werden, sind folglich auch die Pegelbeobachtungen um die Einflüsse der Ozeangezeiten und der IB-Effekte zu reduzieren. Auf Seiten der Pegel erlaubt die Bildung von monatlichen Mittelwerten (mittlere Minutenwerte bzw. mittlere Tmw) eine Eliminierung eines Großteils der Ozeangezeiten (Periodendauer < 1 Monat) und der meteorologisch bedingten Variationen, wie etwa der IB-Effekte. Die Poltide mit einer Periodendauer von einem Jahr bzw. 14 Monaten wird bei monatlichen Mittelwerten nicht eliminiert.

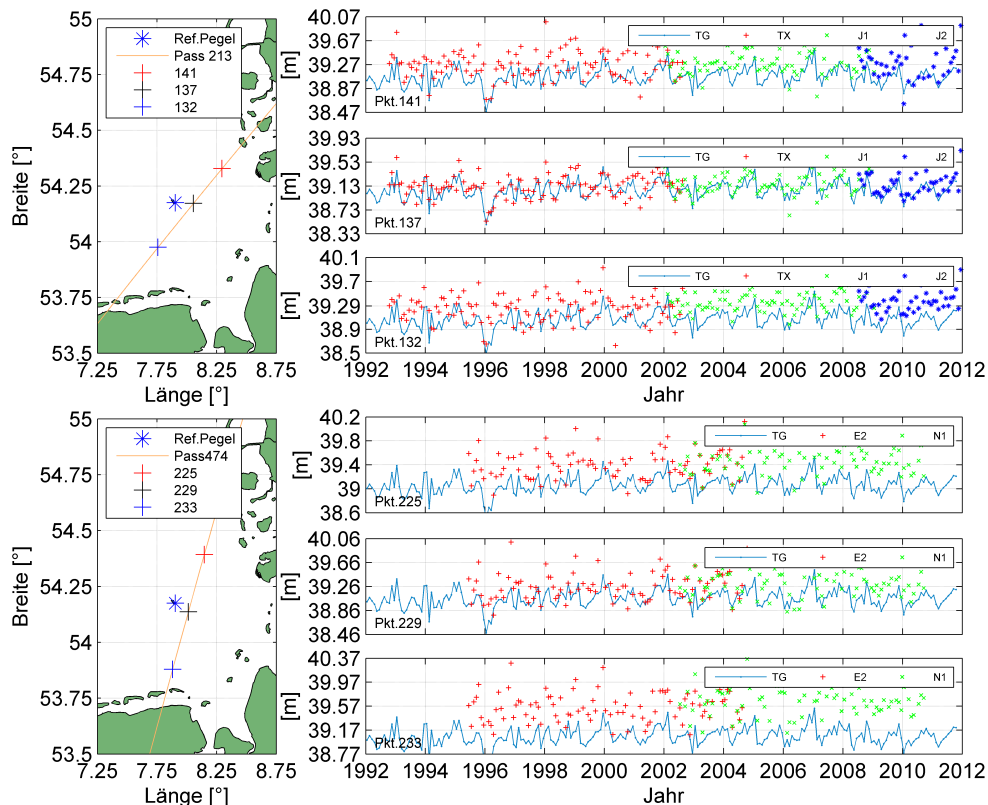


Abbildung 164: Ellipsoidische monatliche Tmw des Pegels Helgoland und monatliche ellipsoidische SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen.

Die folgenden Analysen beinhalten Vergleiche zwischen ellipsoidischen monatlichen Tmw und monatliche Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen, wobei letztere neben Korrekturen aus den Abschnitten 8.2.2 bzw. 8.2.3 auch um die Auswirkungen des IB-Effektes korrigiert wurden. Für den Zeitraum von 2000-2011 liegen minutliche Wasserstandsbeobachtungen vor, welche die Grundlage der Tmw und monatlichen Tmw zwischen 2000 und 2011 darstellen. Für den Zeitraum 1992-1999 liegen den monatlichen Tmw die zwischen 2000 und 2011 bestimmten k-Faktoren (vgl. Abschnitt 3.3) zugrunde. Grundlage dieser Vorgehensweise ist die Annahme, dass sich die k-Faktoren zwischen 1992 und 2010 als stationär erwiesen haben (vgl. Abschnitt 3.3). Exemplarisch sind in der Abbildung 164 die monatlichen mittleren ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen auf Basis der Satellitaltimetrie und Beobachtungen des Pegels Helgoland dargestellt.

Aus der Abbildung 164 ergeben sich die in Abbildung 165 dargestellten Differenzen. Für Vergleiche mit monatlichen mittleren Tmw ist zu beachten, dass sich diese aus rund 60 Einzelwerten zusammensetzen. Dem gegenüber basieren die monatlichen Mittelwerte auf Basis von Altimeterbeobachtungen auf rund drei Beobachtungen (NASA/CNES-Missionen) bzw. auf max. eine Beobachtung (ESA-Missionen). Aufgrund der geringen Anzahl von Beobachtungen erfolgte keine weitere Auswertungen monatlichen Meeresspiegelhöhen auf Basis der ESA-Missionen.

Die Ozeangezeiten- und IB-Korrekturen stellen den größten Korrektionsanteil dar bzw. weisen die größten Unsicherheiten auf. In Tabelle 57 sind die statistischen Kennzahlen für die in Abbildung 165 dargestellten Punkte der NASA/CNES Missionen dargestellt. Aus der Tabelle geht hervor, dass die Korrelationsfaktoren gegenüber den Ergebnissen der Vergleiche instantaner bzw. um Ozeangezeiten korrigierter Beobachtungen geringer sind. Eine Hauptursache hierfür sind die geringeren Variationen der Zeitreihen da diese um die hochfrequenten Einflüsse der Ozeangezeiten und der IB-Effekte korrigiert wurden. Für den Altimeterfußpunkt 132 liegt die Standardabweichungen einer aus allen drei NASA/CNES Missionen

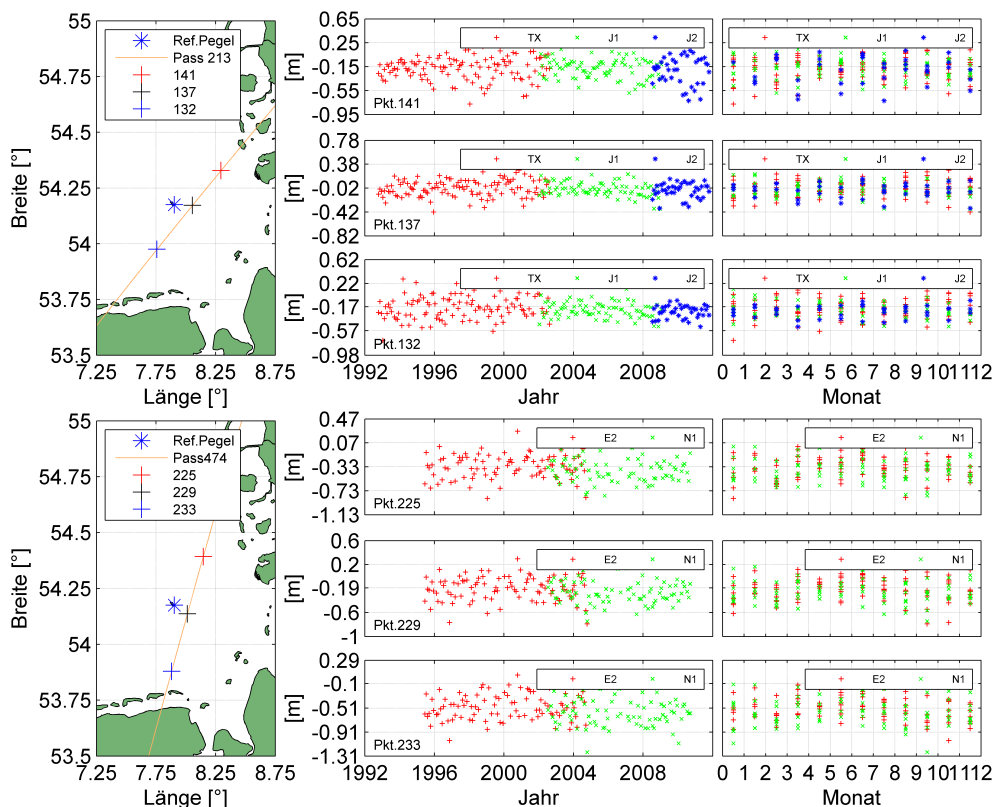


Abbildung 165: Darstellung ellipsoidischer Differenzen zwischen monatlichen Tmw des Pegels Helgoland und Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen.

Tabelle 57: Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen gegenüber dem Pegel Helgoland (NASA/CNES-Missionen).

Mis.	Pegel [km]	Gezeitenkorrektur FES2004			Gezeitenkorrektur GOT4.7			Gezeitenkorrektur DTU2010			Gezeitenkorrektur EOT11a			Anzahl		
		Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	Korr.	Mw. [m]	Std. [m]	real	max	[%]
ellipsoidische Differenzen																
Punkt 132																
TX	23.3	0.4674	-0.157	0.216	0.4598	-0.155	0.212	0.4696	-0.159	0.208	0.4677	-0.158	0.209	115	119	96.6
J1	24.2	0.6733	-0.226	0.125	0.6934	-0.228	0.122	0.7050	-0.230	0.122	0.6946	-0.228	0.118	84	85	98.8
J2	24.2	0.6855	-0.252	0.104	0.7544	-0.257	0.093	0.7474	-0.254	0.099	0.7261	-0.255	0.094	40	40	100
N/C	24.0	0.5654	-0.200	0.159	0.5742	-0.205	0.155	0.5872	-0.207	0.157	0.5809	-0.203	0.153	223	229	97.4
Punkt 137																
TX	10.1	0.6798	-0.020	0.141	0.6743	-0.019	0.135	0.6328	-0.019	0.150	0.6855	-0.021	0.136	119	119	100
J1	10.0	0.6998	-0.032	0.127	0.7435	-0.035	0.122	0.7400	-0.033	0.131	0.7349	-0.037	0.120	85	85	100
J2	10.1	0.6114	-0.057	0.123	0.6986	-0.059	0.113	0.7080	-0.056	0.125	0.6240	-0.059	0.121	40	40	100
N/C	10.0	0.6935	-0.025	0.132	0.7100	-0.029	0.126	0.6755	-0.027	0.141	0.6991	-0.027	0.129	229	229	100
Punkt 141																
TX	31.0	0.5614	-0.170	0.186	0.5991	-0.178	0.159	0.4461	-0.181	0.211	0.5632	-0.169	0.178	117	119	98.3
J1	30.8	0.5890	-0.174	0.171	0.6807	-0.185	0.145	0.5507	-0.178	0.189	0.6248	-0.188	0.157	85	85	100
J2	30.8	0.3833	-0.205	0.240	0.5112	-0.208	0.197	0.4869	-0.207	0.229	0.4019	-0.205	0.232	40	40	100
N/C	30.9	0.5344	-0.176	0.193	0.6036	-0.186	0.161	0.4768	-0.184	0.207	0.5421	-0.182	0.189	227	229	99.1

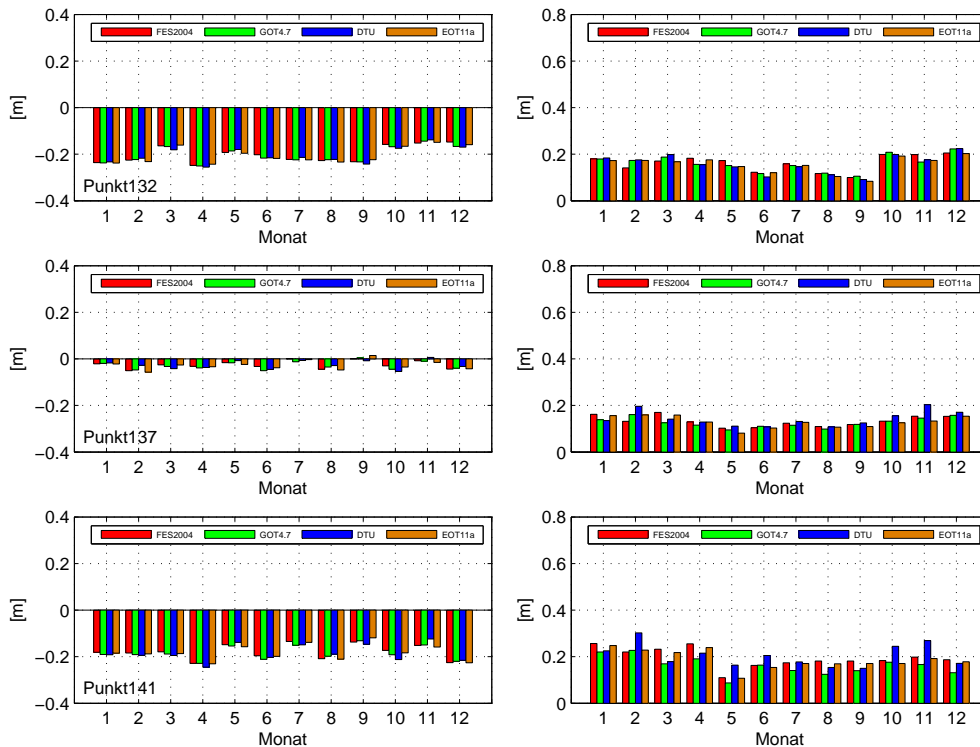


Abbildung 166: Mittlere ellipsoidische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen und dem Referenzpegel Helgoland.

kombinierten Differenzzeitreihe im Bereich von 15.3cm-15.9cm (je nach genutzten Ozeangezeitenmodell), wobei zwischen den einzelnen Ozeangezeitenmodellen nur geringe Variationen auftreten. Ähnlich verhält es sich bei dem Altimeterfußpunkt 137, welcher sich in relativer Nähe zum Pegel Helgoland befindet. Im Gegensatz zu beiden Altimeterfußpunkten treten am Punkt 141 größere Standardabweichungen (16.1cm-20.7cm für die kombinierte Zeitreihe der NASA/CNES-Missionen) auf.

Für die Ableitung möglicher saisonalen Variationen erfolgt in Abbildung 166 eine Darstellung der mittleren monatlichen Differenzen und der zugehörigen Standardabweichungen für die Monate Januar bis Dezember der Jahre 2000-2011. Aus der Abbildung 166 geht hervor, dass keine saisonale Variationen der ellipsoidischen Differenzen erkennbar sind. In den Sommermonaten ist tendenziell eine geringere Standardabweichung als in den Wintermonaten feststellbar.

Neben den Ozeangezeiten spielen Korrekturen des IB-Effektes eine Schlüsselrolle, wobei von Seiten der TU-Delft über RADS unterschiedliche Korrektionsmodelle bereitgestellt werden. Auf Basis der bereitgestellten Modelle erfolgte im Rahmen dieser Arbeit eine Ableitung entsprechend korrigierter Meeresspiegelhöhen und Differenzen zu mittleren monatlichen Pegelbeobachtungen. In Tabelle 58 sind die statistischen Kennzahlen von entsprechenden Differenzzeitreihen abgebildet, wobei nur die Ergebnisse in Bezug auf eine kombinierte Zeitreihe aller NASA/CNES-Missionen dargestellt sind. Anhand dieser Tabelle wird ersichtlich, dass die Kombination der oben genannten Ozeangezeitenmodelle DTU2010 und EOT11a mit den modellierten MOG2D IB-Korrekturen zu den besten Ergebnissen führt bzw. diese mit real beobachteten Meeresspiegelhöhen am besten übereinstimmen.

Bei einer Darstellung der mittleren Differenzen bzw. deren Standardabweichungen für die Monate Januar-Dezember der Jahre 2000-2011 ergeben sich die in Abbildung 167 dargestellten Werte. Es wird

Tabelle 58: Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen gegenüber dem Pegel Helgoland unter Nutzung unterschiedlicher IB-Korrektionsmodelle.

Mis.	K_{IB}	Dist. Pegel [km]	Gezeitenkorrektur FES2004			Gezeitenkorrektur GOT4.7			Gezeitenkorrektur DTU2010			Gezeitenkorrektur EOT11a			Anzahl [%]
			Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	
Punkt 132															
N/C	MOG2D	24.0	0.5654	-0.200	0.159	0.5742	-0.205	0.155	0.5872	-0.207	0.157	0.5809	-0.203	0.153	97.4
N/C	lokal	24.0	0.4941	-0.180	0.195	0.4699	-0.186	0.207	0.4731	-0.186	0.205	0.5210	-0.180	0.189	96.5
N/C	lokal+global	24.0	0.4967	-0.204	0.194	0.4723	-0.210	0.206	0.4755	-0.210	0.204	0.5240	-0.203	0.188	96.5
N/C	global	24.0	0.5469	-0.201	0.192	0.5054	-0.200	0.208	0.5312	-0.204	0.202	0.5435	-0.203	0.193	95.6
N/C	Mittelwert	24.0	0.5443	-0.212	0.193	0.5030	-0.212	0.209	0.5287	-0.215	0.202	0.5409	-0.215	0.194	95.6
Punkt 137															
N/C	MOG2D	10.0	0.6935	-0.025	0.132	0.7100	-0.029	0.126	0.6755	-0.027	0.141	0.6991	-0.027	0.129	100
N/C	lokal	10.0	0.5932	-0.002	0.176	0.5758	-0.006	0.177	0.5817	-0.006	0.186	0.5940	-0.002	0.174	99.1
N/C	lokal+global	10.0	0.5772	-0.023	0.179	0.5783	-0.029	0.177	0.5836	-0.029	0.185	0.5964	-0.025	0.174	99.6
N/C	global	10.0	0.6163	-0.011	0.183	0.6022	-0.012	0.184	0.5949	-0.014	0.196	0.6069	-0.013	0.186	99.6
N/C	Mittelwert	10.0	0.6142	-0.022	0.183	0.5999	-0.023	0.184	0.5926	-0.026	0.196	0.6048	-0.024	0.186	99.6
Punkt 141															
N/C	MOG2D	30.9	0.5344	-0.176	0.193	0.6036	-0.186	0.211	0.4768	-0.184	0.207	0.5421	-0.182	0.189	99.1
N/C	lokal	30.9	0.4669	-0.161	0.235	0.5023	-0.166	0.211	0.4209	-0.166	0.253	0.4686	-0.164	0.231	99.1
N/C	lokal+global	30.9	0.4688	-0.185	0.235	0.5043	-0.190	0.211	0.4228	-0.190	0.252	0.4703	-0.188	0.231	99.1
N/C	global	30.9	0.5237	-0.168	0.230	0.5492	-0.177	0.215	0.4734	-0.181	0.246	0.5206	-0.175	0.232	98.3
N/C	Mittelwert	30.9	0.5218	-0.178	0.230	0.5473	-0.187	0.216	0.4716	-0.191	0.246	0.5189	-0.185	0.232	98.3

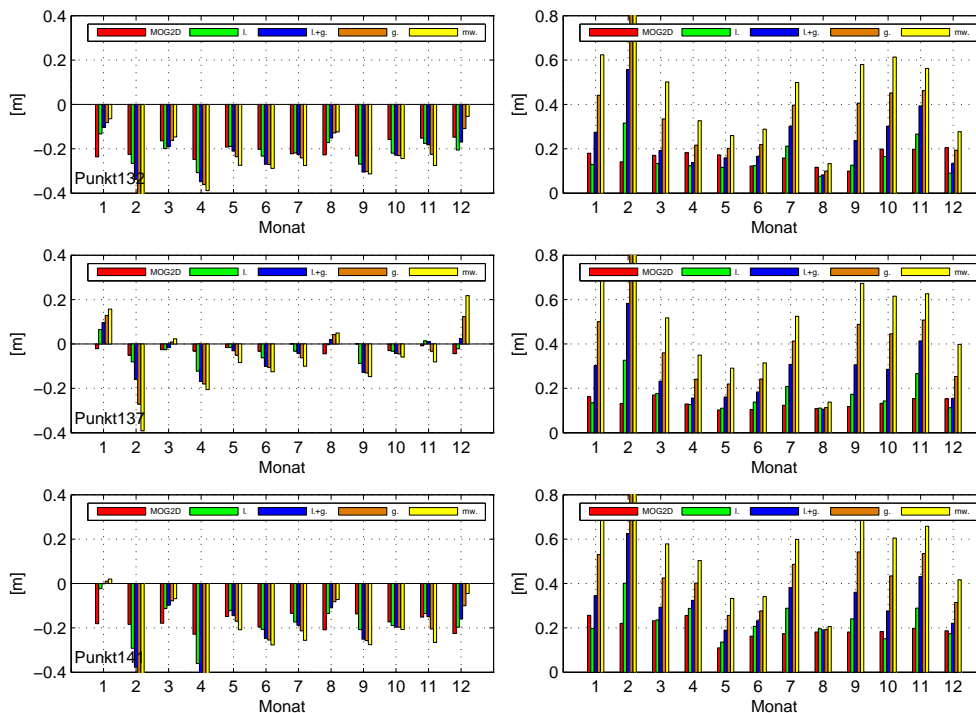


Abbildung 167: Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen unter Nutzung unterschiedlicher IB-Korrekturen.

Tabelle 59: Mittlere Differenzen und Standardabweichung zwischen den Ergebnissen des BSHcmod V3.0 und V4.0 an sechs ausgewählten Kreuzungspunkten.

Punkt	Breite [°]	Länge [°]	Mittlere Abweichung [m]	Standardabweichung [m]
17	56.150	5.750	0.054	0.099
20	55.350	7.083	0.085	0.108
23	54.450	5.750	0.080	0.085
15	56.150	0.083	0.071	0.133
13	56.950	4.250	0.020	0.107
22	54.450	2.917	0.073	0.098

ersichtlich, dass die unterschiedlichen IB-Korrekturen ein saisonales Verhalten aufweisen. Bei Nutzung des MOG2D Modells treten zwischen den Standardabweichungen der monatlichen Differenzen relativ geringe saisonale Variationen auf, wohingegen die übrigen möglichen Korrekturen ein sehr ausgeprägtes saisonales Verhalten aufweisen und die Standardabweichungen in den Sommermonaten geringer sind.

8.2.5 Vergleiche instantaner Altimeterbeobachtungen mit hydrodynamisch modellierten Meeresspiegelauslenkungen

In Abschnitt 1.3 erfolgt die Beschreibung eines hydrodynamischen Modells der Nordsee (BSHcmod), welches als Modell für Wasserstandsvorhersagen dient. Bei einer Modellierung von Meeresspiegelauslenkungen durch das BSHcmod werden neben Ozeangezeiten auch IB-Effekte modelliert bzw. die errechneten Meeresspiegelauslenkungen enthalten diese Einflussfaktoren. Für Vergleiche mit Beobachtungen der Satellitenaltimetrie sind demnach Beobachtungen zu nutzen, die den gleichen Einflüssen unterworfen sind (instantane Meeresspiegelhöhen). Für jeden Beobachtungszeitpunkt der Satellitenaltimetrie erfolgte die Zuordnung der zeitgleich am Beobachtungsort bestimmten Meeresspiegelauslenkung des BSHcmod und die Ableitung entsprechender Differenzen. Analog zu den Ozeangezeitenmodellen berechnet das BSHcmod hochfrequente Auslenkungen der Meeresspiegelhöhen um eine Nullfläche. In erster Näherung handelt es sich dabei um eine Äquipotenzialfläche des Erdschwerefeldes, weshalb für Vergleiche mit instantanen Altimeterbeobachtungen die modellierten Meeresspiegelhöhen mit dem EGM2008 Schwerefeld kombiniert wurden. Die Abbildung 169 beschreibt die Differenzen zwischen modellierten und real beobachteten instantanen Meeresspiegelhöhen an den in Tabelle 59 dargestellten Kreuzungspunkten. Von Seiten des BSH erfolgte eine Bereitstellung von modellierten Meeresspiegelhöhen an den Kreuzungspunkten der NASA/CNES Missionen für die Jahre 2000-2011. Der Zeitraum 2000-2010 liegt als Modellversion 3.0 und der Zeitraum zwischen 2008 und 2011 als Modellversion 4.0 vor. Für die folgenden Auswertungen erfolgte nur eine Auswertung von Beobachtungen der Jahre 2000-2010 bzw. der Modellversion 3.0, da zwischen beiden Versionen nicht zu vernachlässigende Differenzen auftreten und die Zeitreihe der Version 4.0 mit vier Jahren wesentlich kürzer ist. Exemplarisch sind die Differenzen und Standardabweichungen beider Modellergebnisse für sechs Kreuzungspunkte der NASA/CNES Missionen in der Tabelle 59 bzw. Abbildung 168 dargestellt. Neben einer Standardabweichung von rund 0.1m ergeben sich auch systematische Offsets zwischen beiden Modellversionen.

In Abbildung 169 sind die Differenzen zwischen modellierten Meeresspiegelauslenkungen und instantanen Altimeterbeobachtungen dargestellt. Anhand dieser Abbildung wird ein ausgeprägtes saisonales Verhalten ersichtlich, über dessen Ursache an dieser Stelle keine Aussagen getroffen werden können. Die Auswertungen in Abschnitt 7 haben gezeigt, dass entsprechende jährliche Variationen der Differenzen zwischen Pegel und instantanen Altimeterbeobachtungen nicht zu beobachten sind. Weiterhin weisen Vergleiche zwischen Pegeln und modellierten Meeresspiegelauslenkungen des BSHcmod vergleichbare jährliche Systematiken auf. Folglich sind die Ursachen der jährlichen Variationen auf Seiten des BSHcmod zu suchen bzw. saisonale Effekte mit einer Periodendauer von rund einem Jahr sind im BSHcmod

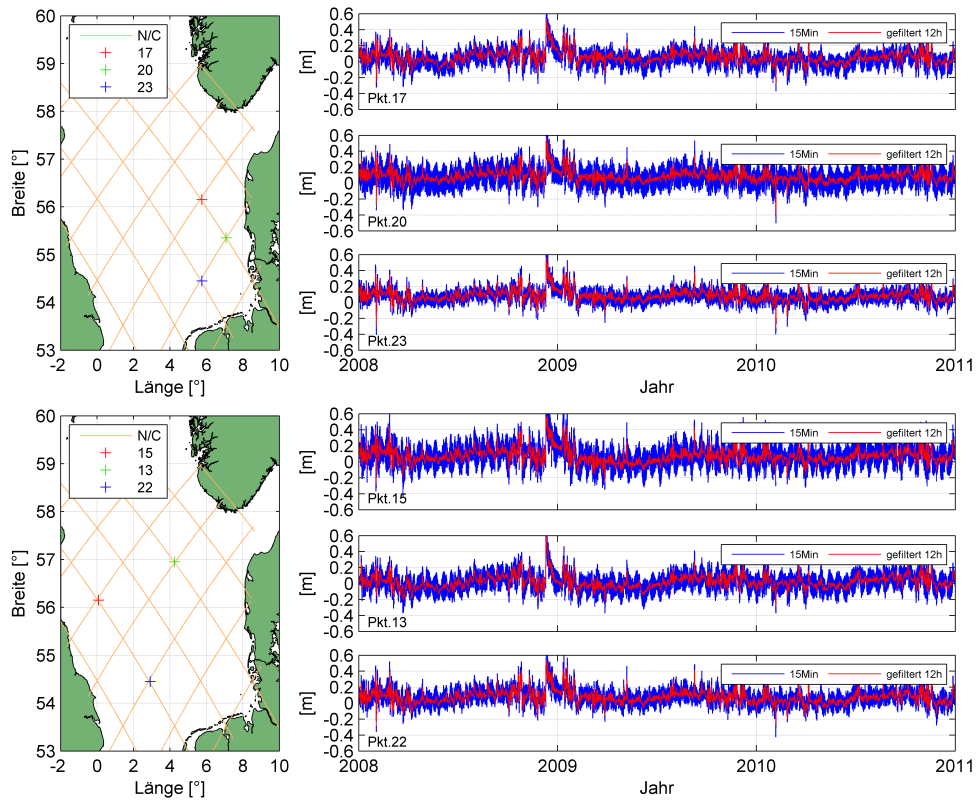


Abbildung 168: Darstellung der mittleren Differenzen und Standardabweichung zwischen den Ergebnissen des BSHcmod V3.0 und BSHcmod V4.0.

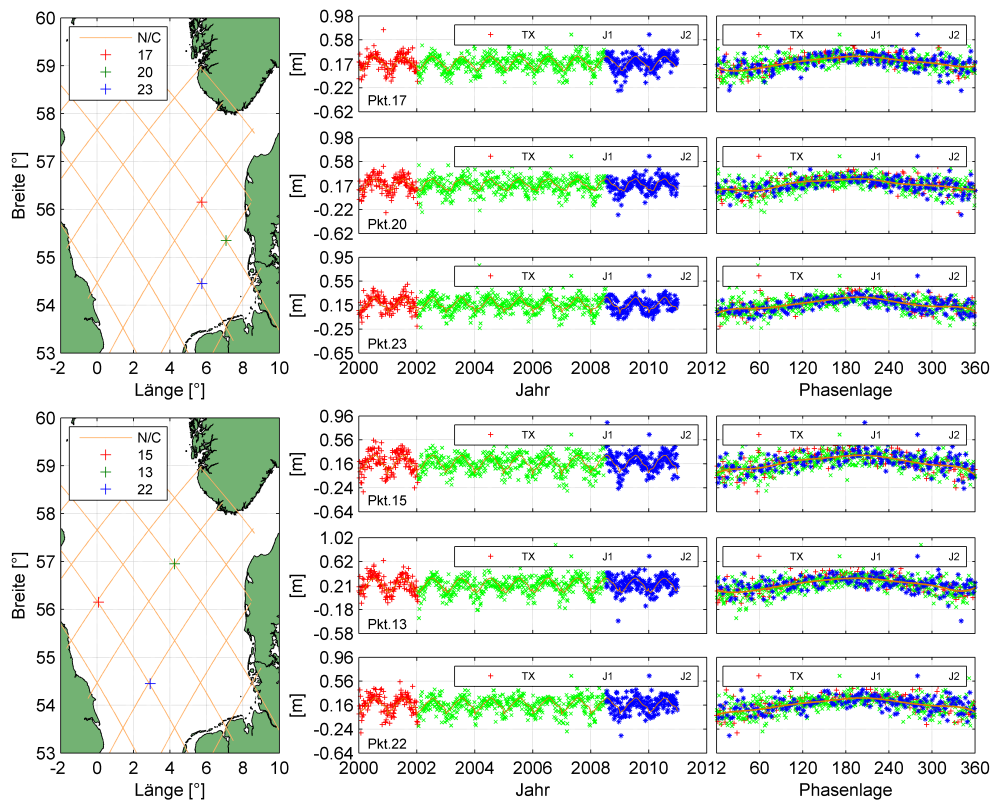


Abbildung 169: Ellipsoidische Differenzen zwischen BSHcmod-Wasserständen und instantanen Altimeterbeobachtungen (NASA/CNES-Missionen) an ausgewählten Punkten.

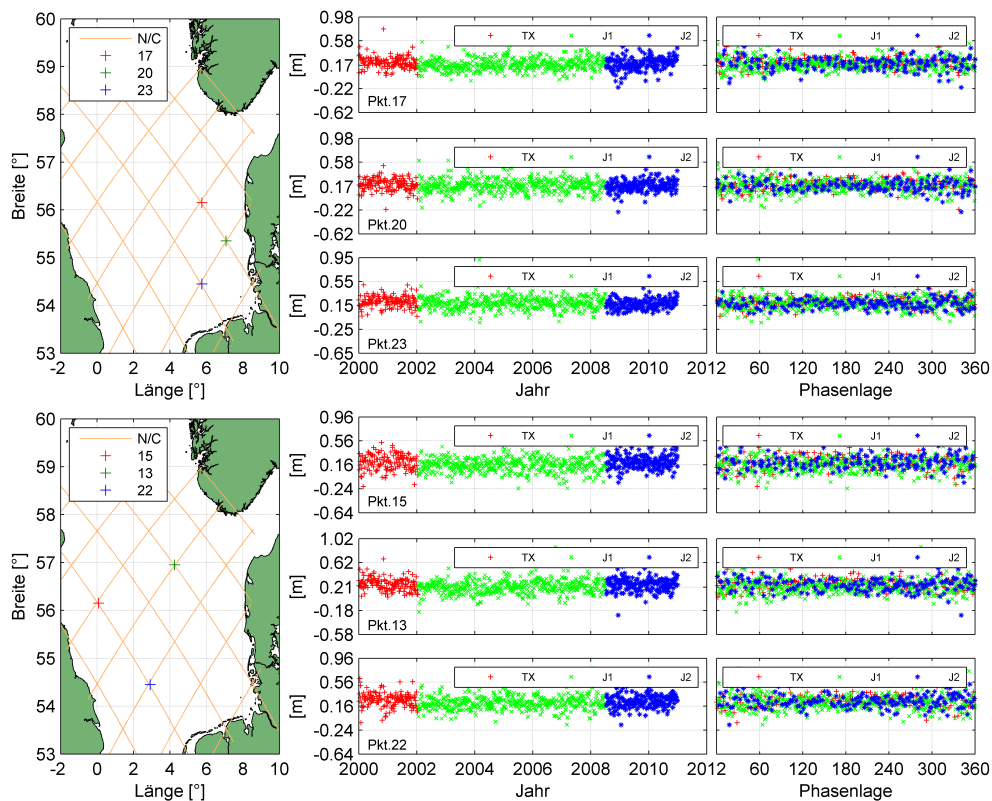


Abbildung 170: Ellipsoidische Differenzen zwischen Auslenkungen des BSHcmod und instantanen Altimeterbeobachtungen, wobei die mittleren saisonalen Variationen eliminiert wurden. Die Darstellung erfolgt für sechs ausgewählte Punkte der NASA/CNES-Missionen.

Tabelle 60: Statistische Kennzahlen der Differenzen zwischen dem BSHcmod und Altimeterbeobachtungen.

Punkt	Unkorrigierte Differenzen			Korrigierte Differenzen			Anzahl [%]
	Korr.	Mw.	Std.	Korr.	Mw.	Std.	
13	0.8301	0.233	0.122	0.8922	0.230	0.094	95.8
15	0.9812	0.184	0.135	0.9893	0.179	0.103	94.2
17	0.8540	0.199	0.117	0.9149	0.194	0.087	94.9
20	0.9415	0.193	0.118	0.9602	0.190	0.097	97.8
22	0.9719	0.168	0.123	0.9839	0.164	0.093	94.0
23	0.9488	0.167	0.111	0.9705	0.163	0.084	95.4

hinreichend abgebildet.

Für ein Schätzung der zyklischen Variationen erfolgt eine Darstellung der Differenzen als Funktion der Phasenlage. Im Gegensatz zu der empirischen Tidephasenkorrektur wird an dieser Stelle eine Periodendauer von einem Jahr zugrunde gelegt. Die im rechten Bereich der Abbildung 169 dargestellten mittleren Phasendifferenzen (braune Linie) sind die Ergebnisse ausgleichender Splines. Erfolgt eine Reduktion der jährlichen Effekte aus den Zeitreihen des BSHcmod, ergeben sich die in Abbildung 170 dargestellten Residuen. In Tabelle 60 sind die mittleren Differenzen und deren Standardabweichungen der unkorrigierten und um den zyklischen Einfluss korrigierten Zeitreihen für ausgewählte Kreuzungspunkte dargestellt. Aus der Tabelle geht hervor, dass sich die mittleren Differenzen durch eine Korrektur der zyklischen Effekte nicht wesentlich ändern, wohl aber eine Reduktion der Standardabweichung und damit der Streuung der verblieben Differenzen möglich ist.

Eine andere Form der Darstellung ist in Abbildung 171 gewählt. Diese Abbildung gibt die mittleren Differenzen und deren Standardabweichungen für die einzelnen Monate wieder. Für jeden Monat erfolgt

Tabelle 61: Monatliche mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen instantanen Meeresspiegelhöhen und modellierten Meeresspiegelauslenkungen des BSHcmod.

Mon.	Punkt 13			Punkt 15			Punkt 17			Punkt 20			Punkt 22			Punkt 23		
	Mw.	Std.	[%]	Mw.	Std.	[%]	Mw.	Std.	[%]	Mw.	Std.	[%]	Mw.	Std.	[%]	Mw.	Std.	[%]
Jan.	0.115	0.131	97.1	0.044	0.131	98.6	0.072	0.138	95.7	0.116	0.140	95.7	0.031	0.151	97.1	0.067	0.124	94.2
Feb.	0.129	0.139	96.8	0.086	0.159	96.8	0.091	0.114	96.8	0.092	0.130	98.4	0.077	0.141	95.2	0.090	0.163	98.4
Mrz.	0.176	0.118	100.0	0.129	0.159	98.6	0.129	0.138	100.0	0.132	0.132	97.1	0.119	0.136	100.0	0.114	0.108	98.6
Apr.	0.239	0.108	95.5	0.200	0.110	91.0	0.209	0.086	94.0	0.228	0.239	94.0	0.170	0.093	89.6	0.149	0.085	94.0
Mai	0.293	0.111	92.8	0.242	0.099	95.7	0.248	0.073	94.2	0.240	0.072	97.1	0.208	0.084	98.6	0.223	0.072	98.6
Jun.	0.332	0.074	92.8	0.274	0.102	92.8	0.284	0.082	95.7	0.270	0.075	97.1	0.247	0.085	94.2	0.239	0.072	97.1
Jul.	0.334	0.091	100.0	0.303	0.132	1000	0.299	0.076	97.0	0.298	0.068	95.5	0.276	0.077	100.0	0.279	0.072	98.5
Aug.	0.324	0.087	98.6	0.279	0.105	98.6	0.289	0.080	98.6	0.259	0.084	98.6	0.271	0.079	97.1	0.258	0.089	97.1
Sep.	0.291	0.084	94.0	0.230	0.096	95.5	0.250	0.101	97.0	0.216	0.094	97.0	0.210	0.098	98.5	0.196	0.099	97.0
Okt.	0.237	0.130	100.0	0.160	0.127	95.7	0.194	0.089	97.1	0.190	0.106	97.1	0.160	0.125	94.2	0.139	0.108	95.7
Nov.	0.190	0.156	89.6	0.157	0.130	83.6	0.187	0.160	94.0	0.171	0.138	92.5	0.170	0.151	89.6	0.133	0.123	91.0
Dez.	0.141	0.128	100.0	0.053	0.139	97.1	0.129	0.113	100.0	0.124	0.143	100.0	0.088	0.148	95.7	0.097	0.113	100.0

Tabelle 62: Mittlere SLA an ausgewählten Punkten auf Basis der NASA/CNES-Missionen.

Pkt-Nr.	Breite [°]	Länge [°]	FES2004		GOT4.7		DTU2010		EOT11a		von	Zeitraum bis	Epochen
			ellip. SSH [m]	Std. [m]	ellip. SSH [m]	Std. [m]	ellip. SSH [m]	Std. [m]	ellip. SSH [m]	Std. [m]			
137(A)	54.1720	8.0554	39.152	0.283	39.155	0.278	39.157	0.265	39.154	0.272	1992.76	2012.55	669
58(A)	54.8654	6.3048	40.095	0.147	40.095	0.139	40.096	0.138	40.097	0.138	1992.76	2012.55	676
108(D)	54.8874	7.8349	40.575	0.210	40.574	0.202	40.573	0.203	40.574	0.203	1992.76	2012.55	676
32(D)	54.0404	6.3198	39.606	0.187	39.606	0.166	39.606	0.166	39.607	0.168	1992.76	2012.55	672

die Zuordnung aller Beobachtungen der Jahre 2000 bis 2010, die innerhalb des zu untersuchenden Monats liegen. Neben den saisonalen Änderungen der mittleren Differenzen wird auch deutlich, dass sich die Standardabweichungen invers zu den mittleren Differenzen verhalten. Im Sommer ergeben sich gegenüber den Wintermonaten größere Differenzen und kleiner Standardabweichungen. Die statistischen Kennzahlen für die Abbildungen 171 sind in der Tabelle 61 dargestellt, wobei die Angaben auf einer kombinierten Zeitreihe aller NASA/CNES-Missionen basieren.

8.2.6 Ableitung von langfristigen Meeresspiegeländerungen

Inhalt der vorangegangenen Abschnitte waren Vergleiche zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen, wobei stufenweise hoch- und mittelfrequente Einflüsse unter Nutzung von Modellen bzw. statistischen Methoden eliminiert wurden. Originäre Aufgabe der Satellitenaltimetrie ist neben der geometrischen Beschreibung der Meeresoberfläche auch die Erfassung von Beobachtungsdaten zur Ableitung langfristiger Variationen der Meeresspiegelhöhe bzw. zur Ableitung langfristiger Trends. Auf Grundlage voll korrigierter Beobachtungszeitreihen lassen sich für die Altimeterfußpunkte mittlere Meeresspiegelhöhen und deren Standardabweichungen sowie Trends ableiten.

In Abbildung 172 sind die mittleren ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen und deren Standardabweichungen entlang der Überflüge der NASA/CNES-Missionen dargestellt. Vor der eigentlichen Mittelwertbildung erfolgte eine Eliminierung von Fehlbeobachtungen, wobei als Grenzwert die dreifache Standardabweichungen eingeführt wurde. In Kombination mit Schwerefeldmodellen ergeben sich die in Abbildung 173 (EGM2008) bzw. 174 (EGG2008) dargestellten mittleren Meeresspiegelanomalien (SLA). In den genannten Grafiken sind exemplarisch vier Punkte markiert, wobei jeweils zwei Punkte auf den aufsteigenden (A) und zwei Punkte auf den absteigenden (D) Überflügen liegen. Für die einzelnen Punkte ergeben sich die in Tabelle 62 dargestellten mittleren ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen und deren Standardabweichungen. Anhand der Tabelle 62 wird ersichtlich, dass die Nutzung unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle zur Korrektur der Ozeangezeiten kaum Einfluss auf die mittlere ellipsoidische Meeresspiegelhöhe haben.

In Verbindung mit den in Tabelle 63 dargestellten Undulationen ergeben sich die in Tabelle 64 abgebildeten Meeresspiegelanomalien. Die Abbildung 172 beschreibt die ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen

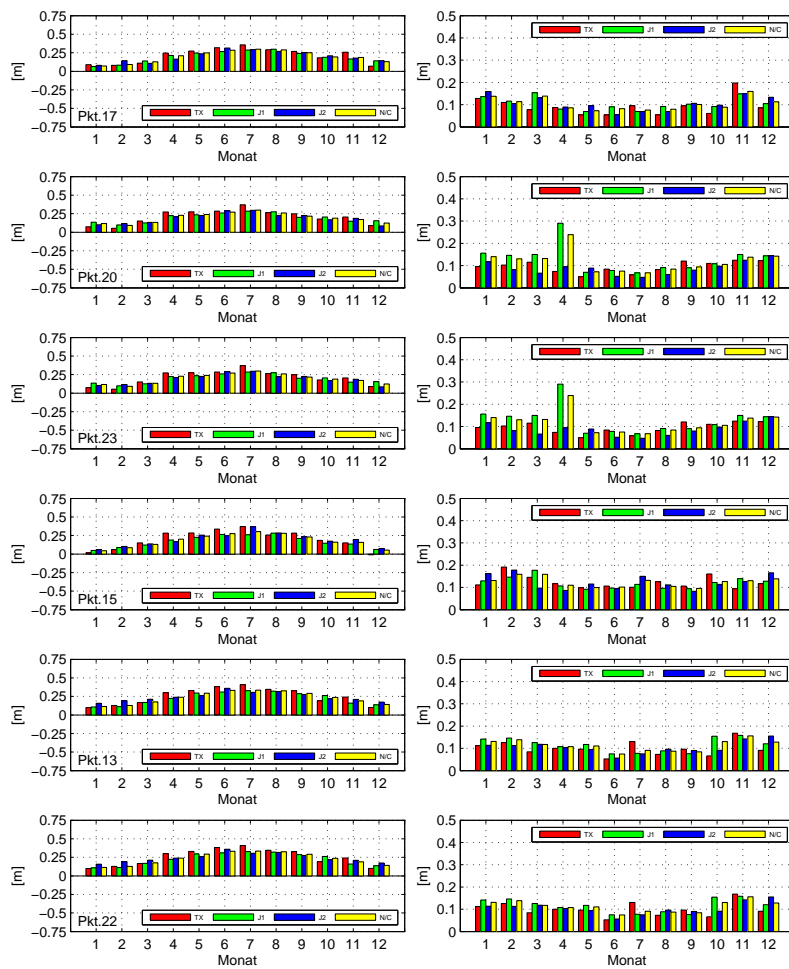


Abbildung 171: Mittlere ellipsoidische Differenzen zwischen den Ergebnissen des BSHmod und instantanen Altimeterbeobachtungen an ausgewählten Punkten (NASA/CNES-Missionen).

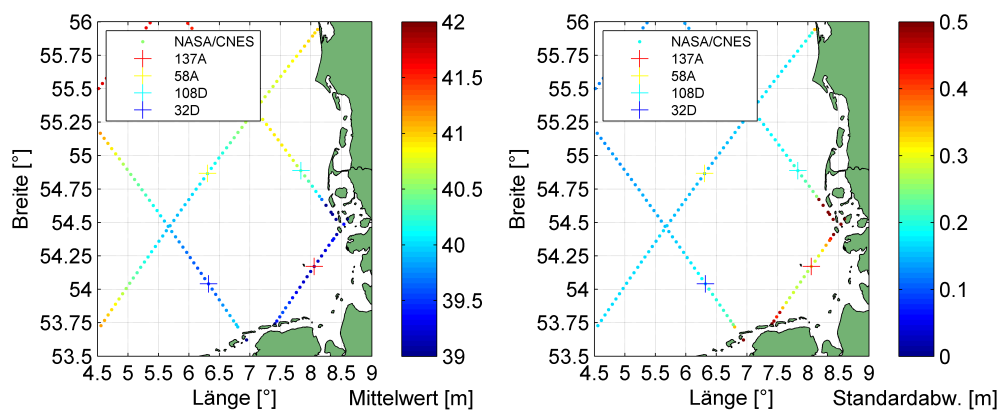


Abbildung 172: Mittlere ellipsoidische Meeresspiegelhöhen (links) und deren Standardabweichung (rechts) auf Basis der NASA/CNES-Missionen.

Tabelle 63: Undulationen der EGM2008 und EGG2008 Schwerefeldmodelle an ausgewählten Punkten.

Pkt-Nr.	Breite [°]	Länge [°]	EGM2008		EGG2008		Bemerkung
			tide-free [m]	mean-tide [m]	zero-tide [m]	mean-tide [m]	
137(A)	54.1720	8.0554	39.428	39.303	39.134	39.038	Altimeterfußpunkt
58(A)	54.8654	6.3048	40.402	40.278	40.167	40.069	Altimeterfußpunkt
108(D)	54.8874	7.8349	40.832	40.703	40.552	40.453	Altimeterfußpunkt
32(D)	54.0404	6.3198	39.931	39.807	39.642	39.547	Altimeterfußpunkt
HELG	54.1750	7.9030	39.423	39.298	39.134	39.039	Pegel
LHAW	53.8580	8.1250	39.782	39.660	39.531	39.437	Pegel

Tabelle 64: Differenzen der mittleren SLA (auf Basis der NASA/CNES-Missionen) gegenüber Schwerefeldmodellen an ausgewählten Punkten.

Pkt-Nr.	Breite [°]	Länge [°]	FES2004		GOT4.7		DTU2010		EOT11a		Zeitraum von bis	Epochen	
			mSLA- EGM2008 [m]	mSLA- EGG2008 [m]	mSLA- EGM2008 [m]	mSLA- EGG2008 [m]	mSLA- EGM2008 [m]	mSLA- EGG2008 [m]	mSLA- EGM2008 [m]	mSLA- EGG2008 [m]			
137(A)	54.1720	8.0554	-0.151	0.114	-0.148	0.117	-0.146	0.119	-0.149	0.116	1992.76	2012.55	669
58(A)	54.8654	6.3048	-0.183	0.026	-0.183	0.026	-0.182	0.027	-0.181	0.028	1992.76	2012.55	676
108(D)	54.8874	7.8349	-0.128	0.122	-0.129	0.121	-0.130	0.120	-0.129	0.121	1992.76	2012.55	676
32(D)	54.0404	6.3198	-0.201	0.059	-0.201	0.059	-0.201	0.059	-0.200	0.060	1992.76	2012.55	672

auf Basis von Altimeterbeobachtungen und spiegelt die Form des Schwerfeldes in dieser Region wieder (vgl. Abbildung 18). Die Standardabweichungen der Meeresspiegelhöhen werden mit abnehmender Entfernung zur Küste geringer. Insbesondere für den aufsteigenden Überflug Nr. 213, welcher dem Land am nächsten kommt bzw. aufgrund seiner Nähe zu den Mündungen von Elbe und Weser von diesen am meisten beeinflusst ist, treten relativ große Standardabweichungen auf. Vor dem Hintergrund der Ergebnisse aus dem Abschnitt 8.2.2 liegt der Schluss nahe, dass diese zum großen Teil auf die genutzten Ozeangezeitenmodelle zurückzuführen sind, welche die Realität in diesem Gebiet nicht exakt widerspiegeln (vgl. Abschnitt 7). Sind in Küstennähe Standardabweichungen von rund 30cm über den Zeitraum 1992.7-2012.5 realistisch, so sind treten auf hoher See weitaus geringerer Werte (rund 10cm-15cm) auf. Die Aussagen zur den Standardabweichungen und damit zu den Streuungen der Zeitreihen sind auf die physikalischen Angaben übertragbar. Anhand der Abbildungen 173 bzw. 174 wird deutlich, dass im Bereich der Deutschen Bucht ein systematischer Bias zwischen den Ergebnissen auf Basis des EGM2008 und des EGG2008 auftritt. Unter Nutzung des EGG2008 ergibt sich eine mittlere Meeresspiegelanomalie, welche für das Untersuchungsgebiet im Bereich weniger Zentimeter liegt (vgl. Tabelle 65).

Anhand von Beobachtungen der Satellitenaltimetrie erfolgen häufig Ableitungen langfristiger Trends. Derzeitige Veröffentlichungen gehen von einer mittleren Änderung des Meeresspiegels zwischen 1993 und heute von etwa 3.1mm/Jahr aus ([81], Seite 2), was einer Änderung von etwa 6cm über die vergan-

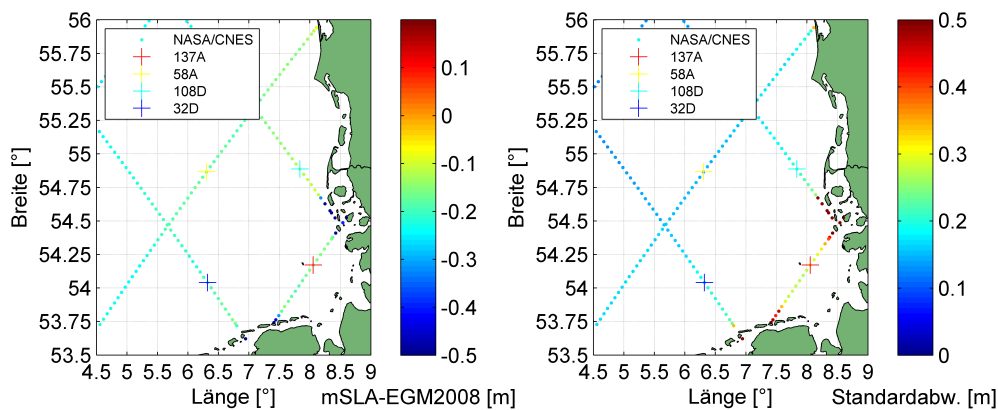


Abbildung 173: Mittlere SLA (links) und deren Standardabweichungen (rechts) auf Basis der NASA/CNES-Missionen und dem EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell.

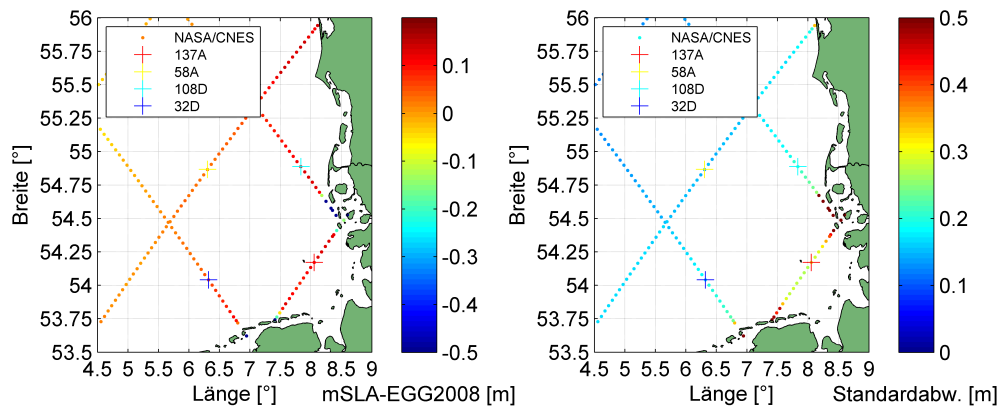


Abbildung 174: Mittlere SLA (links) und deren Standardabweichungen (rechts) auf Basis der NASA/CNES-Missionen und dem EGG2008 (mean-tide) Schwerfeldmodell.

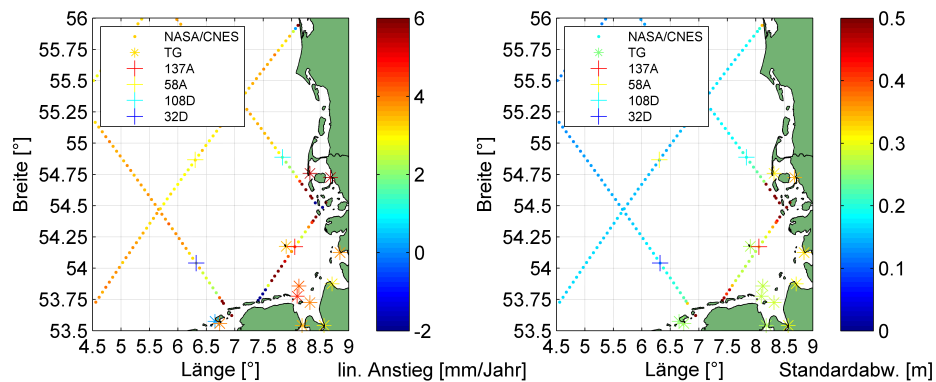


Abbildung 175: Darstellung linearer Trends (links) und Standardabweichungen der Residuen (rechts) auf Basis der NASA/CNES-Missionen und Pegelbeobachtungen.

Tabelle 65: Mittlere Bias der Schwerfeldmodelle im Untersuchungsgebiet.

Ozeangezeitenmodell	EGM2008 (mean-tide)		EGG2008 (mean-tide)	
	Mittelwert [m]	Standardabw. [m]	Mittelwert [m]	Standardabw. [m]
FES2004	-0.199	0.039	0.038	0.054
GOT4.7	-0.199	0.039	0.038	0.054
DTU2010	-0.198	0.039	0.039	0.054
EOT11a	-0.198	0.039	0.039	0.054

Tabelle 66: Mittlere Trends auf Basis der Tmw ausgewählter Pegel über den Zeitraum der verfügbaren Altimeterbeobachtungen.

Pegel	Breite [°]	Länge [°]	mTMW ü.		mTMW ü.		mTMW ü.		Std. [m]	Trend [mm/Jahr]	Std. Res. [m]	Zeitraum		Epochen
			PNP [m]	$h_{ITRF2005,mtc}$ PNP [m]	Ellip. [m]	EGM2008 [m]	EGG08 [m]	von				nach		
HOE2	54.7580	8.3190	5.053	35.096	40.149	-0.131	0.097	0.321	5.0	0.319	1992.77	2011.38	12945	
TGDA	54.7250	8.6810	5.073	34.952	40.025	-0.112	0.111	0.346	5.2	0.345	1992.77	2011.38	12893	
HELG	54.1750	7.9030	5.007	34.102	39.109	-0.189	0.070	0.272	3.1	0.272	1992.77	2011.38	12838	
TGBU	54.1250	8.8470	5.057	34.568	39.625	-0.124	0.114	0.323	3.3	0.322	1992.77	2011.38	12916	
TGCU	53.8750	8.7080	5.137	34.298	39.435	-0.052	0.181	0.308	2.7	0.308	1992.77	2011.38	12804	
LHAW	53.8580	8.1250	4.959	34.510	39.469	-0.191	0.032	0.281	3.9	0.280	1992.77	2011.38	12931	
TGME	53.7750	8.0970	5.010	34.597	39.607	-0.161	0.048	0.279	4.3	0.278	1992.77	2011.38	12918	
FLDW	53.7250	8.3190	4.931	34.625	39.556	-0.185	0.027	0.285	3.5	0.284	1992.77	2011.38	12855	
TGBF	53.5580	6.7360	5.039	35.127	40.166	-0.214	0.067	0.261	3.6	0.260	1992.77	2011.38	12864	
TGWH	53.5420	8.1810	5.019	34.851	39.870	-0.137	0.076	0.273	3.3	0.272	1992.77	2011.38	12904	
TGBH	53.5420	8.5690	5.100	34.635	39.735	-0.049	0.163	0.299	2.6	0.299	1992.77	2011.38	12897	
TGKN	53.3250	7.0420	5.132	35.396	40.528	-0.112	0.121	0.275	5.2	0.274	1992.77	2011.38	12833	
TGEM	53.3368	7.1863	5.072	35.419	40.491	-0.106	0.130	0.289	0.8	0.289	1992.77	2011.38	12851	

Tabelle 67: Lineare Änderung der ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe an ausgewählten Punkten auf Basis der NASA/CNES-Missionen.

Pkt.-Nr.	Breite [°]	Länge [°]	FES2004		GOT4.7		DTU2010		EOT11a		Zeitraum		Epochen
			lin.	Std.	lin.	Std.	lin.	Std.	lin.	Std.	von	bis	
			Trend [mm/Jahr]	Res. [m]	Trend [mm/Jahr]	Res. [m]	Trend [mm/Jahr]	Res. [m]	Trend [mm/Jahr]	Res. [m]			
137(A)	54.1720	8.0554	4.3	0.281	3.9	0.277	4.4	0.263	5.4	0.270	1992.76	2012.55	669
58(A)	54.8654	6.3048	3.3	0.146	3.2	0.137	3.6	0.136	3.7	0.136	1992.76	2012.55	676
108(D)	54.8874	7.8349	2.3	0.210	2.9	0.201	3.4	0.202	3.6	0.202	1992.76	2012.55	676
32(D)	54.0404	6.3198	2.6	0.186	3.3	0.165	3.5	0.165	4.2	0.166	1992.76	2012.55	672

genen 19 Jahre entspricht. Eine detaillierte Analyse der Änderungen des Meeresspiegels soll an dieser Stelle nicht erfolgen, da die hierfür nötigen hydrologischen Hintergrundinformationen nicht vorliegen. Im Rahmen dieser Arbeit soll untersucht werden, inwieweit lineare Trends auf Basis von Altimeterbeobachtungen bzw. an Altimeterfußpunkten mit entsprechenden Aussagen an Pegeln übereinstimmen. Die abgeleiteten Trends basieren auf den identischen Zeitreihen und Ausreißertests. Grundlage der Trends aus Pegelbeobachtungen bildeten Tmw-Zeitreihen zwischen 1992.7 und 2012.0, wobei im gleichen Zeitraum Altimeterbeobachtungen der NASA/CNES-Missionen vorliegen. Die innerhalb des Zeitraumes aufgetretenen Verschiebungen der Pegelnullpunkte (vgl. Abschnitt 3.4) wurden kompensiert.

Augenscheinlich ergeben sich anhand der Abbildung 175 für die Pegel und Altimeterbeobachtungen mit Ausnahme der Station Borkum-Südstrand vergleichbare Trends. Die einzelnen statistischen Kenngrößen für Pegel und ausgewählte Altimeterfußpunkte der NASA/CNES Missionen sind in den Tabellen 66 bzw. 67 dargestellt. Die abgebildeten Werte weisen lineare Trends zwischen 3 und 5mm/Jahr auf, wobei die Standardabweichungen der Residuen um ein Vielfaches höher liegen. Anhand der Tabelle 67 wird auch ersichtlich, dass der abgeleitete lineare Trend abhängig von dem genutzten Ozeangezeitenmodell ist.

Erfolgt die Ableitung der Trends aus monatlichen Beobachtungen, ergeben sich vergleichbare Trends mit geringeren Standardabweichungen der Residuen. In den Abbildungen 176 bzw. 205 sind exemplarisch die Trends der Pegel HELG und LHAW den Trends auf Basis von Altimeterbeobachtungen gegenübergestellt. Grundlage der genannten Abbildungen sind jährliche (links) und monatliche (rechts) Tmw der Pegelbeobachtungen (mTMW) und Meeresspiegelanomalien (mSLA) auf Basis des EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodells.

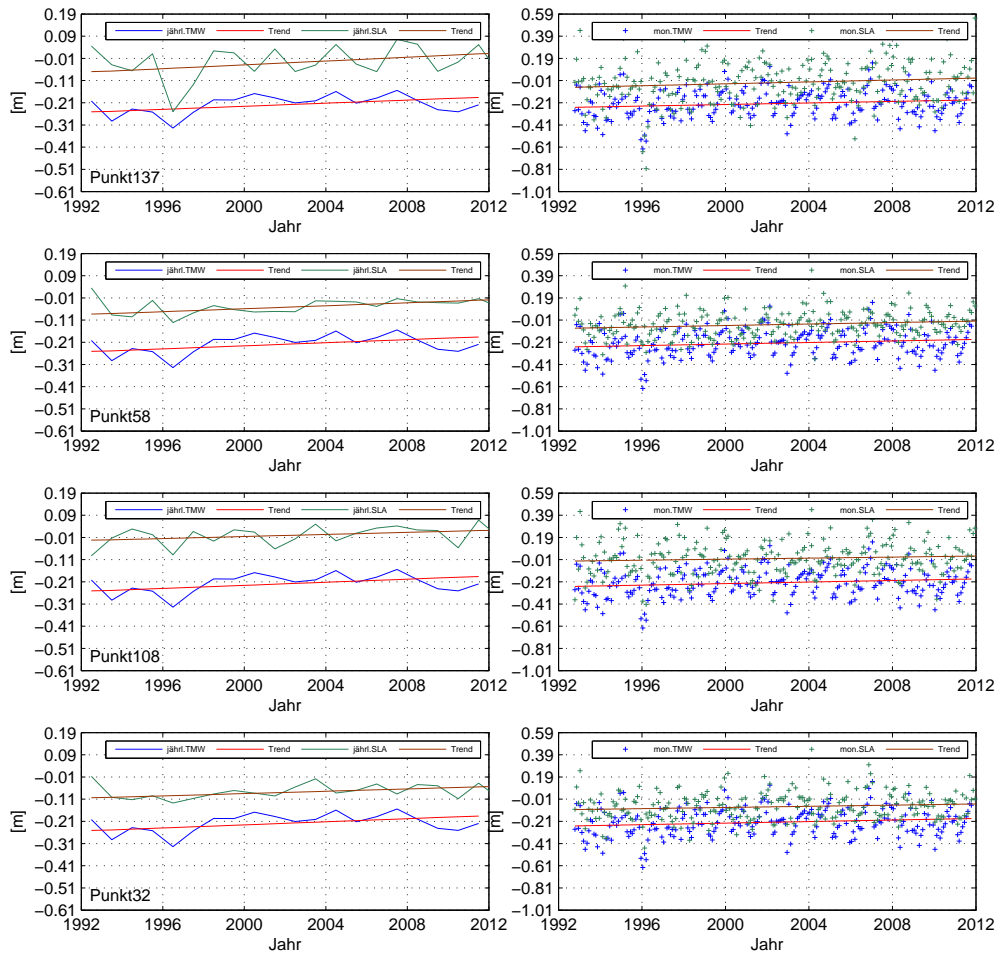


Abbildung 176: Lineare Trends auf Basis jährlicher (links) und monatlicher (rechts) Altimeterbeobachtungen (mSLA) bzw. Pegelbeobachtungen des Pegel Helgoland (mTmw).

8.3 Auswertung hochfrequenter Altimeterbeobachtungen

8.3.1 Bathymetrie, Wasserstand und Rückkehrimpulse im Untersuchungsgebiet

Unter Nutzung der in Abschnitt 6 beschriebenen bathymetrischen Daten und den erfassten Pegelbeobachtungen ist es möglich, insbesondere in Küstennähe Wattflächen bzw. trockenfallende Gebiete zu detektieren. Dies ist nur in unmittelbarer Umgebung eines Referenzpegels möglich, da sich die reale Meeresspiegelhöhe mit zunehmendem Abstand zum Referenzpegel ändert. Häufig sind die Pegel in Hafenanlagen bzw. geschützten Bereichen installiert, weshalb die dort erfasste Meeresspiegelhöhe nur mit einer beschränkten Genauigkeit als repräsentativ für das offene Meer angenommen werden kann. Anhand der Abbildung 132 des Abschnitts 6 lässt sich dieser Sachverhalt verdeutlichen. Je nach genutztem Referenzpegel ergeben sich leichte Unterschiede in den Ausmaßen der trockenfallenden Gebiete.

Unter der Annahme, dass die an einem Referenzpegel erfasste Meeresspiegelhöhe repräsentativ für das unmittelbare Küstenvorfeld ist, lassen sich Aussagen zu Flachwasserstellen und Wattflächen für bestimmte Zeitpunkte treffen. In Verbindung mit Informationen über die Footprintdurchmesser und die Positionen der Altimeterbeobachtung ist es möglich, Landeinschlüsse innerhalb der Footprints bzw. der Sichtfelder (Field of View) der Satelliten zu ermitteln. Die Ableitungen der Footprints und der Sichtfelder sind in Abschnitt 5 beschrieben. Der Footprintdurchmesser ist neben konstanten Parametern wie etwa der Flughöhe oder der Impulsdauer auch von der Wellenhöhe abhängig. Da keine externen Wellenhöheninformationen zur Verfügung stehen, können nur Wellenhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen zur Ableitung der Footprintdurchmesser herangezogen werden. Prinzipiell können dabei mittlere Wellenhöhen entlang des Überfluges eines jeden Umlaufes oder Wellenhöhen auf Basis jeder einzelnen Altimeterbeobachtung (individuelle Wellenhöhe) genutzt werden. Aufgrund der Unsicherheiten der Wellenhöhenbestimmung im unmittelbaren Küstenbereichen ist bei den individuellen Wellenhöhen mit verstärkten Unsicherheiten zu rechnen.

In der Abbildung 178 sind die Waveforms einzelner Altimeterbeobachtungen beim Überflug der ostfriesischen Insel Langeoog zum Zeitpunkt eines Tidehochwassers (Umlauf 40) und zum Zeitpunkt des Tideniedrigwassers (Umlauf 44) dargestellt. Neben den Waveforms sind die Footprintdurchmesser auf Basis der individuellen Wellenhöhe jeder einzelnen Altimeterbeobachtung, einer mittleren Wellenhöhe für den Überflug, das Sichtfeld der Altimeterbeobachtung und die Wassertiefenverteilung innerhalb der Footprintdurchmesser dargestellt. Aus der Abbildung geht hervor, dass sich mit zunehmendem Abstand zur Küste die Waveform einem Brown Echo (Klasse 1 aus [75], Seite 16) annähert. Darüber hinaus wird anhand der Abbildung deutlich, dass bei Landeinschlüssen innerhalb des Sichtfeldes des Altimetersatelliten auch Spitzen oder Peaks innerhalb der Waveform zu beobachten sind. Je dichter die Landeinschlüsse am Zentrum des Footprints liegen, umso näher befinden sich die Peaks an der Vorderkante der Waveform (vgl. 178, Punkt-Nr. 330). Umgekehrt sind bei weiter entfernten Landeinschlüssen die Peaks im hinteren Bereich der Hinterkante der Waveform zu finden (vgl. 178, Punkt-Nr. 360).

Analog zur Abbildung 178 stellt die Abbildung 179 die gleiche Situation beim Auftreffen des Überfluges 213 auf die nordfriesische Küste in der Nähe des Pegels Pellworm dar. Sofern das Sichtfeld der Altimeterbeobachtung keinen Landeinschluss aufweist, treten keine Peaks innerhalb der Waveform auf (vgl. 179, Punkt-Nr. 630). Mit abnehmendem Abstand zur Küste werden auch in Abbildung 179 die Waveforms durch Peaks verändert. Erfolgt eine Zusammenfassung aller Waveforms und Wassertiefenverteilungen (Footprint auf Basis einer mittleren Wellenhöhe je Überflug) des Ku-Bandes innerhalb eines Überfluges, ergeben sich die in Abbildung 180 bzw. 181 dargestellten Muster. Insbesondere in unmittelbarer Küstennähe ist daher mit Peaks in den Waveforms zu rechnen, was bei den genutzten Re-Trackingalgorithmen zu beachten ist. Die obere Zeile der Abbildung 180 beschreibt die Situation rund um den Pegel Langeoog, wobei auf der linken Seite ein Überflug zum Zeitpunkt des Tidehochwassers und auf der rechten Seite ein Überflug zum Zeitpunkt des Tideniedrigwassers dargestellt ist. In

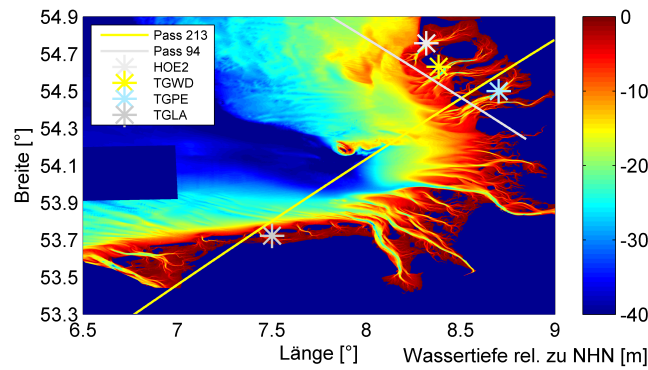


Abbildung 177: Darstellung der Wassertiefen, Referenzpegel und Überflüge im Bereich der Deutschen Bucht

Tabelle 68: Im Rahmen der Auswertungen der PISTACH-Ergebnisse genutzten Korrektionsmodelle. Die standardmäßig genutzten Korrekturen sind in [75], Seite 41 (K_{INST}), Seite 43 (K_{SSB}), Seite 50 (K_{SET}) beschrieben

Einfluss	Korrekionsmodell	
	$h_{SSH.GRS80.mtc.inst}$	$h_{SLA.GRS80.mtc}$
Instrumenteller Einflüsse K_{INST}	PISTACH-Lösung	PISTACH-Lösung
Troposphärische Laufzeitverzögerung (trocken) K_{TR-T}	ECMWF	ECMWF
Troposphärische Laufzeitverzögerung (feucht) K_{TR-W}	ECMWF	ECMWF
Ionosphärische Laufzeitverzögerung K_{IONO}	GIM	GIM
Sea State Bias K_{SSB}	empirisches Modell	empirisches Modell
Festerdezeiten K_{SET}	Cartwright und Taylor	Cartwright und Taylor
Auflastzeiten K_{LT}	FES2004	FES2004
Ozeangezeiten K_{OT}	x	FES2004
Polgezeiten K_{PT}	x	PISTACH-Lösung
Inverse Barometerkorrektur K_{IB}	x	ECMWF

der unteren Zeile aus Abbildung 180 ist der nahezu zeitgleiche Zustand rund um den Pegel Pellworm dargestellt. In Ergänzung zu Abbildung 180 erfolgt in Abbildung 181 anstatt der Darstellung von Wassertiefenverteilungen innerhalb der Footprints die Darstellungen der Abstände zur nächsten Landfläche.

8.3.2 Analyse der 20Hz Beobachtungen unter Nutzung unterschiedlicher Re-Tracker

Durch das PISTACH-Projekt erfolgte die Bereitstellung von neuen Re-Trackingalgorithmen (ICE3, RED3, OCE3) bzw. von entsprechend ausgewerteten Altimeterbeobachtungen mit einer zeitlichen Auflösung von 20Hz (vgl. Abschnitt 5). Die einzelnen Re-Trackingmethoden wurden für jede einzelne Altimeterbeobachtung bzw. Waveform angewendet. Neben diesen Ergebnissen werden die originalen *Geophysical Data Records (GDR)*-Produkte bereitgestellt ([75], Seite 6), deren Ergebnisse im Folgenden als GDR bezeichnet werden und als Referenz für die Ergebnisse der neuen Re-Tracker dienen. Für die Beurteilung der Re-Tracker ICE3, RED3 und OCE3 im Küstenbereich werden analog zu dem in Abschnitt 5 beschriebenen Verfahren die einzelnen Überflüge zu Zeitreihen zusammengefasst und mit Pegelbeobachtungen nahegelegener Referenzpegel auf absoluten Niveau verglichen. Grundlage bilden die durch PISTACH bereitgestellten Beobachtungen der Altimetermission Jason-2 (Umläufe 1-130). Die folgenden Auswertungen sind im Wesentlichen auf die Überflüge 94 (absteigend) und 213 (aufsteigend) beschränkt. Der Überflug 94 trifft in der Nähe von Sylt/Amrum auf das Land, während der Überflug 213 in der Nähe von Langeoog auf die offene See trifft, die Deutsche Bucht überfliegt und in der Nähe von Pellworm/Amrum wieder das Land überfliegt (Abbildung 177).

Im Rahmen der Untersuchungen erfolgte die Ableitungen instantaner Meeresspiegelhöhen und vollkorrigierter Meeresspiegelhöhen nach den Formeln 80-83 bzw. 87 (Abschnitt 5.2), wobei eine Ableitung auf Basis der in Tabelle 68 dargestellten Korrektionsmodelle erfolgte. Die angegebenen instrumentellen

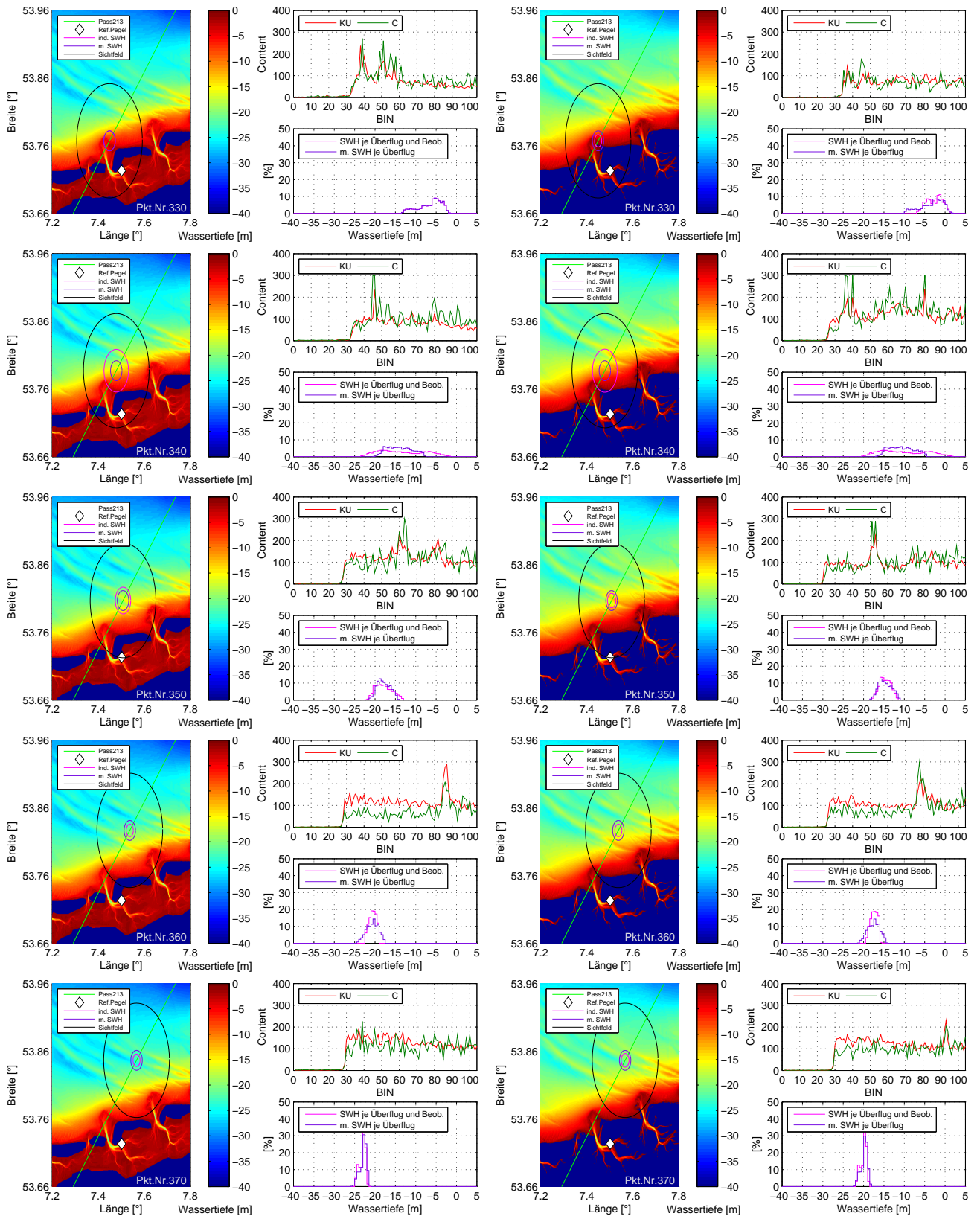


Abbildung 178: Wassertiefe (Referenzpegel Langeoog), Waveform und Wassertiefenverteilung innerhalb des Footprints (Pass 213 (aufsteigend), links: Umlauf 40 (Tidehochwasser), rechts: Umlauf 44 (Tideniedrigwasser)).

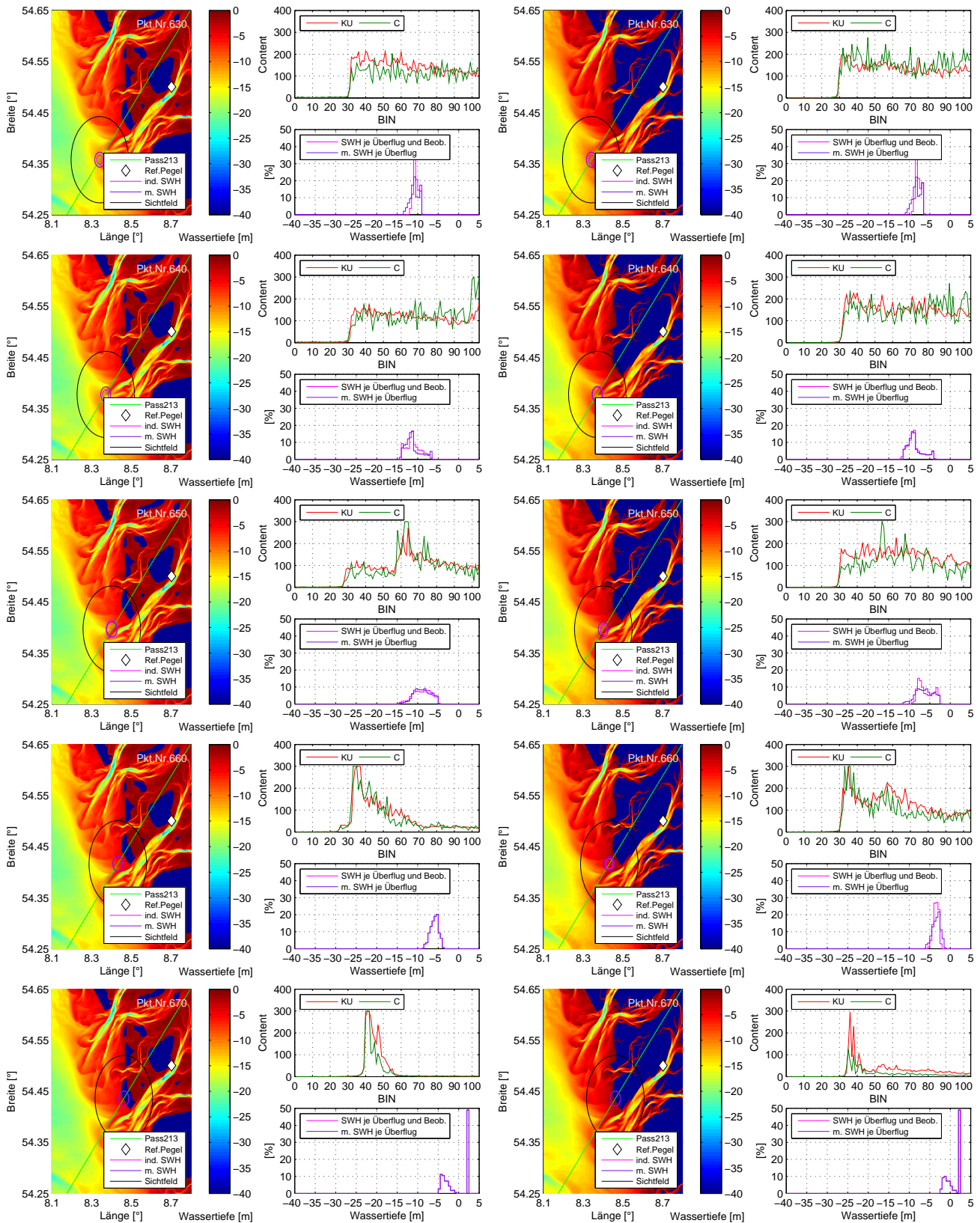


Abbildung 179: Wassertiefe (Referenzpegel Pellworm), Waveform und Wassertiefenverteilung innerhalb des Footprints (Pass 213 (aufsteigend), links Umlauf 40 (Tidehochwasser), rechts Umlauf 44 (Tideniedrigwasser)).

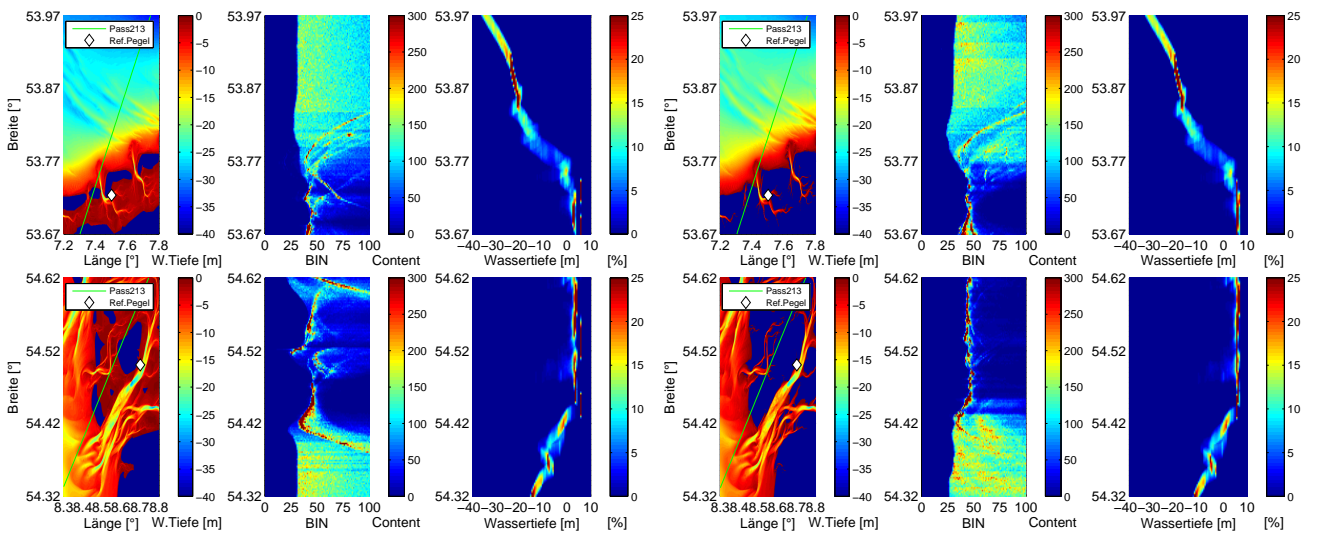


Abbildung 180: Wassertiefe, Waveforms und Wassertiefenverteilung entlang Überflugs 213, (obere Zeile: Referenzpegel Langeoog, untere Zeile Referenzpegel Pellworm, links: Umlauf 40 (Tidehochwasser), rechts: Umlauf 44 (Tideniedrigwasser)).

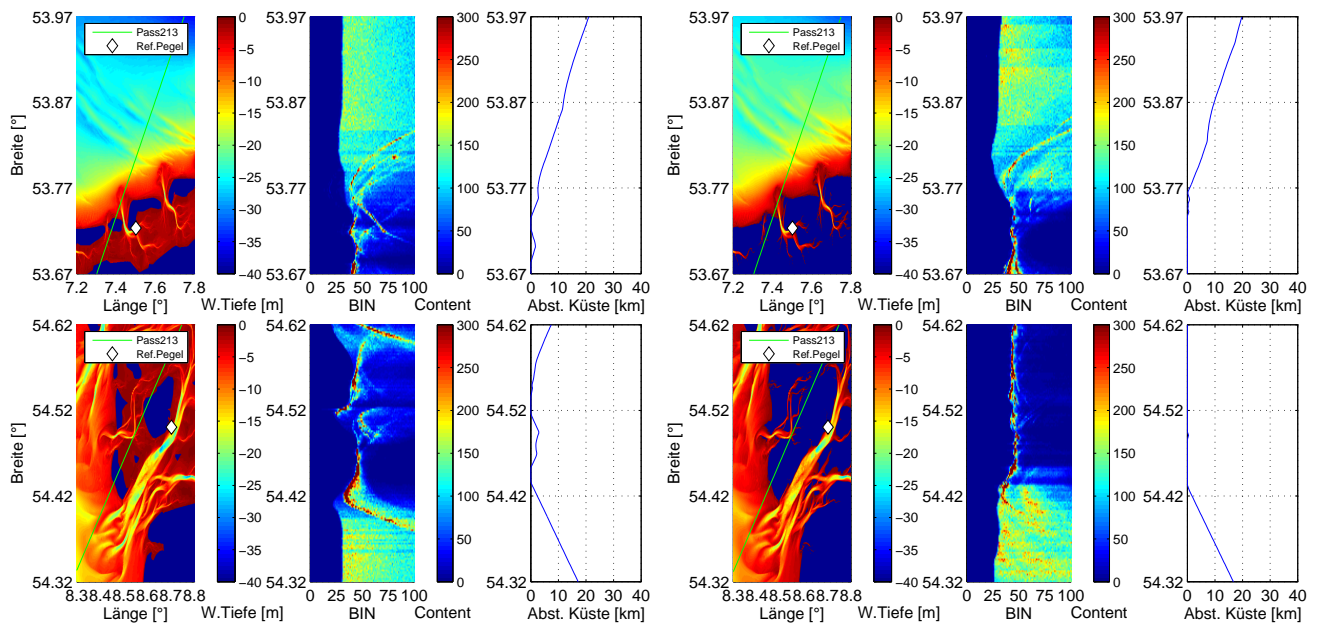


Abbildung 181: Wassertiefe, Waveforms und Küstenabstand entlang Überflugs 213, (links: Umlauf 40 (Tidehochwasser), rechts: Umlauf 44 (Tideniedrigwasser)).

Korrekturen beinhalten Korrekturen aufgrund der Distanz zwischen der Antenne des Radaraltimeters und dem Massenzentrum des Satelliten, der Oszillator-Drift, instrumenteninterner Laufzeitverzögerungen, Dopplerkorrekturen, Instrumentenfehler und des System Bias ([75], Seite 39). Für den trockenen und feuchten Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung erfolgen Korrekturen auf Basis von Ergebnissen des ECMWF (analog zu den Korrekturen der 1Hz Beobachtungen aus Abschnitt 8.2). Der Hauptgrund für die Nutzung modellierter Laufzeitkorrekturen zur Kompensation des feuchten Anteils der troposphärischen Laufzeitverzögerung ist die homogene Verfügbarkeit für küstennahe Flächen bzw. Land/Wattflächen. Als Korrekturen der ionosphärischen Laufzeitverzögerung kommen Korrekturen auf Basis globaler Ionosphärenkarten (*Global Ionosphere Maps (GIM)*) zum Einsatz (Empfehlung im PISTACH-Handbuch ([75], Seite 12)). Für detailliertere Informationen zu den Festerde- und Polzeiten wird auf das PISTACH-Handbuch ([75], Seite 28) verwiesen. Weiterhin erfolgt eine Ausreißereliminierung auf Basis der in Tabelle 51 (Abschnitt 8.2) dargestellten Filterkriterien.

Exemplarisch werden im Folgenden die Differenzzeitreihen der instantanen Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimeterbeobachtungen und der Pegelbeobachtungen im Bereich der Nordfriesischen Inseln und Ostfriesischen Inseln näher beleuchtet. Als Pegelnullpunkte werden die in Tabelle 39 dargestellten ellipsoidischen Pegelnullpunktshöhen eingeführt. Es werden jeweils die Differenzzeitreihen zwischen zwei Altimeterfußpunkten und den Referenzpegeln dargestellt (Abbildung 182-184). Im Gegensatz zu den schwarz markierten Altimeterfußpunkten sind die blau markierten Altimeterfußpunkte so gelegen, dass im Umkreis von 10km kein Land bzw. trockenfallenden Flächen vorhanden sind. Die instantanen Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimeterbeobachtungen ergeben sich analog den Auswertungen aus Abschnitt 8.2 (Formel 83). Dies beinhaltet auch die Ableitung und Anwendung einer empirischen Tidephasenkorrektur auf Basis ausgleichender Splines.

Für den nordfriesischen Bereich werden die Überflüge 94 (absteigend) und 213 (aufsteigend) mit den Referenzpegeln Hörnum und Pellworm näher beleuchtet. Bei einer Betrachtung der Differenzen als Funktion der Tidephasenlagen ergeben sich die in Abbildung 182 bzw. 183 dargestellten Abhängigkeiten. Die Referenzpegel Hörnum und Pellworm sind relativ weit von den Altimeterfußpunkten entfernt und beide auf der dem Festland zugewandten Seite der Inseln installiert. Aufgrund der vielen Inseln und der ausgedehnten Wattflächen und Flachwassergebieten sind die hydrologischen Verhältnisse in diesem Gebiet relativ komplex.

Nach einer Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur ergeben sich die im unteren Bereich der Abbildungen 182 dargestellten Differenzen zwischen Altimeterbeobachtungen und Beobachtungen des Pegel Hörnum. Der Altimeterfußpunkt 510 liegt außerhalb des Sichtfeldes und die Differenzzeitreihe beschreibt ein relativ normales Verhalten. Treten Landeinschlüsse innerhalb des Sichtfeldes des Satelliten auf (Altimeterfußpunkt 550), weisen die Differenzzeitreihen einzelner Re-Tracker sehr große Variationen auf. Ein vergleichbares Verhalten ist bei der Analyse von Beobachtungen des Überfluges 213 gegenüber dem Pegel Pellworm festzustellen. Die Differenzen als Funktion der Tidephase sind in Abbildung 183 dargestellt. Analog zum Pegel Hörnum ergeben sich ausgeprägte tidephasenabhängige Differenzen und nach Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur verbleiben die in Abbildung 183 dargestellten Differenzen. Vergleichbar den Ergebnissen des Pegels Hörnum ergeben sich für den blau dargestellten Punkt 630 gute Übereinstimmungen mit den Pegelbeobachtungen, während das Sichtfeld rund um den schwarz dargestellte Altimeterfußpunkt 650 bereits von Land beeinflusst und somit die Vergleichbarkeit mit den Pegelbeobachtungen nicht mehr gegeben ist.

Vergleichbare Auswertungen für das Gebiet rund um die ostfriesische Insel Langeoog sind in der Abbildung 184 dargestellt. In diesem Gebiet verläuft die Bodenspur des Satelliten von Land auf See bzw. der Satellit überfliegt Landflächen, passiert das Wattenmeer zwischen dem Festland und der Insel Langeoog um anschließend die Deutsche Bucht zu überfliegen (vgl. Abbildung 177). Gegenüber den Auswertungen in Nordfriesland ergeben sich wesentlich geringere tidephasenabhängigen Differenzen zwischen

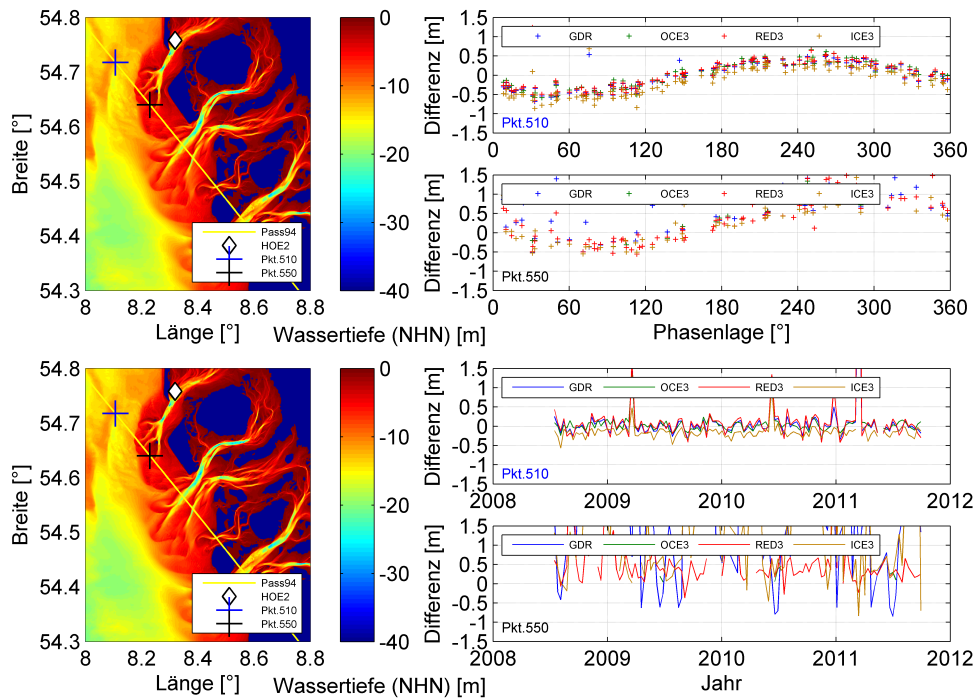


Abbildung 182: Darstellung der Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Hörnum, Nordfriesland). Im oberen Bereich der Abbildung erfolgt eine Abbildung der Differenzen als Funktion der Tidephase. Im unteren Bereich der Abbildung sind die verbleibenden Differenzen nach Korrektur der empirischen Tidephasendifferenzen dargestellt.

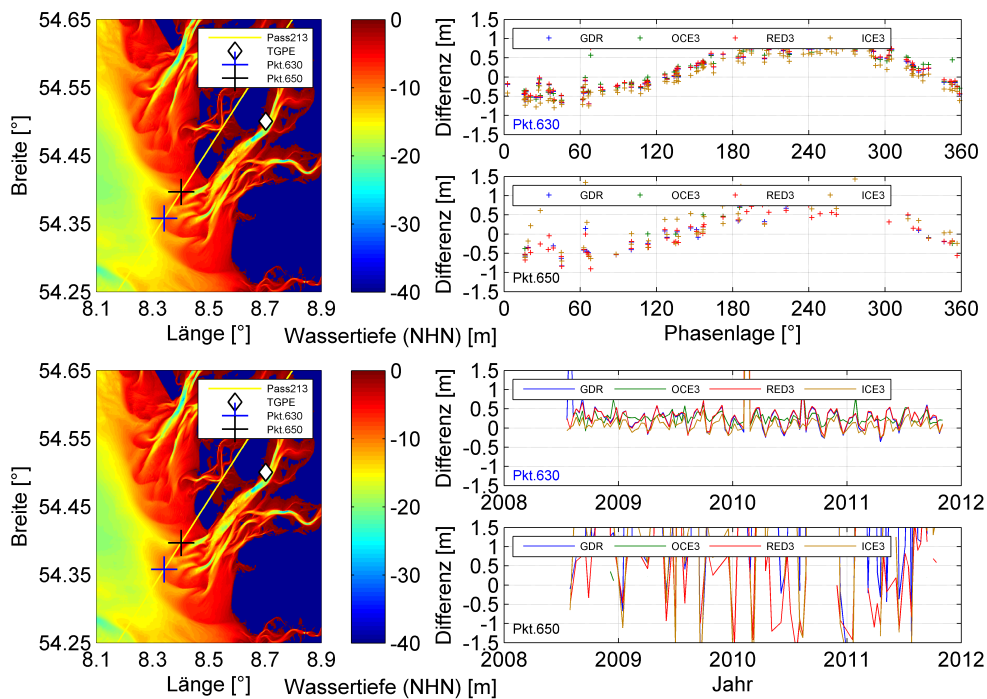


Abbildung 183: Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Pellworm, Nordfriesland) analog Abbildung 182.

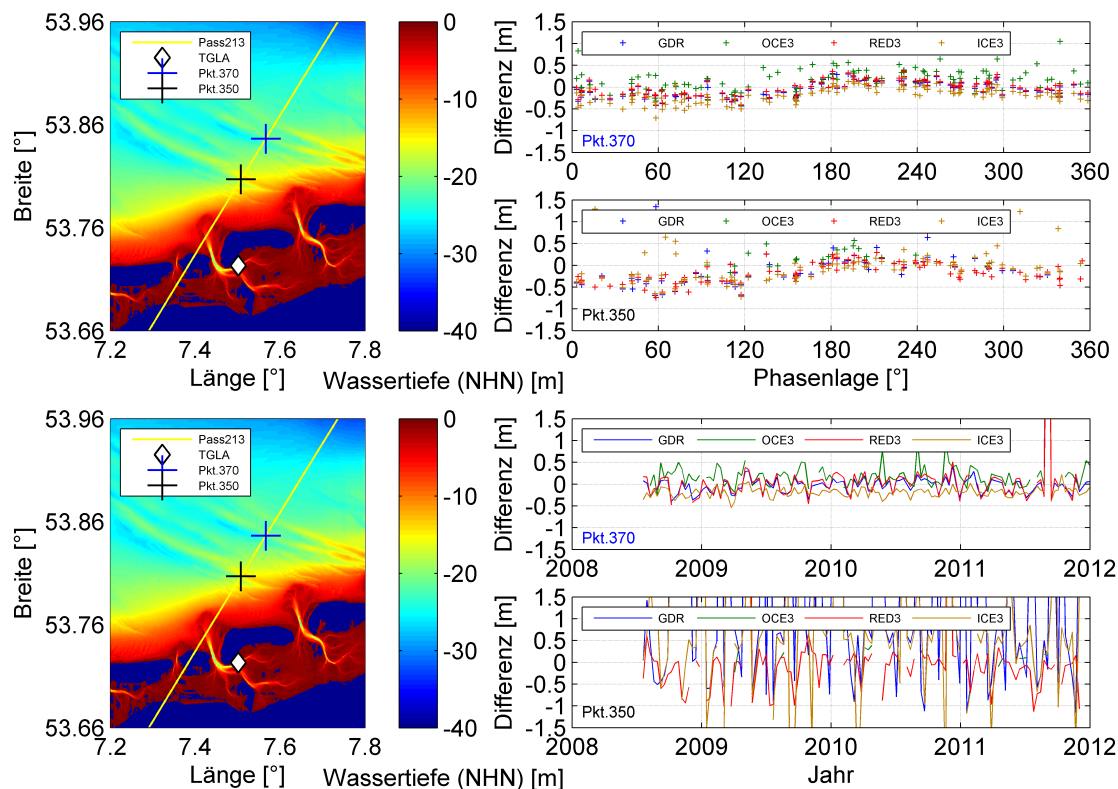


Abbildung 184: Differenzen instantaner Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeter- und Pegelbeobachtungen (Langeoog, Ostfriesland) analog Abbildung 182.

dem Pegel Langeoog und den Altimeterbeobachtungen (Abbildung 184, oberer Bereich). Mögliche Ursachen hierfür sind der wesentlich geringere Tidenhub (vgl. Abbildung 128, LAT im Bereich Langeoog: 1.5m-2m, LAT im Bereich Nordfriesland 2m-2.5m) und die damit verbundenen hydrologischen Eigenschaften innerhalb des Gebietes. Nach Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektion ergeben sich die in Abbildung 184 (unterer Bereich) dargestellten verbleibenden Restabweichungen. Analog der Situation in Nordfriesland ergeben sich für den blau dargestellten Altimeterfußpunkt 370 (Sichtfeld ohne Landeinschluss) dem Pegel Langeoog vergleichbare Meeresspiegelhöhen, während für den schwarz dargestellten Altimeterfußpunkt 350 (Landeinschlüsse im Bereich des Sichtfeldes) nur einzelne Re-Tracker (insbesondere der RED3 Re-Tracker) vergleichbare Ergebnisse liefern. Die statistischen Angaben zu den Abbildungen 182-184 sind in den Tabellen 69-70 dargestellt, wobei der angegebene Küstenabstand auf eine Küstenlinie zum Zeitpunkt der Tidehochwasser bezogen ist.

Für die kompletten Überflüge ergeben sich die in den Abbildungen 185-187 dargestellten Ergebnisse. Die ebenfalls dargestellten horizontalen Linien geben an, bis zu welcher ellipsoidischen Breite und damit bis zu welchem Altimeterfußpunkt die Ergebnisse mit den Pegelbeobachtungen vergleichbar sind. Kriterien hierfür sind eine Standardabweichung der Differenzzeitreihe von $\leq 0.2\text{m}$ und eine Minimalanzahl der validen Beobachtungen von mind. 75% gegenüber der Sollanzahl. Die Abbildungen enthalten neben Angaben zur Wassertiefe bei Tidehochwasser auch Angaben zu den Korrelationsfaktoren, Standardabweichungen der Differenzzeitreihen, prozentuale Anzahl der validen Altimeterbeobachtungen und den Abständen zu Küste bzw. den Referenzpegeln.

Für den Überflug 94 mit dem Referenzpegel Hörnum ist zu beobachten, dass gegenüber dem originalen Re-Tracker die Re-Tracker RED3 und OCE3 leichte Vorteile aufweisen. In Bezug auf die Differenzzeitreihe liefert der OCE3 Re-Tracker für mehr Altimeterfußpunkte nutzbare Ergebnisse, jedoch ist die prozentuale

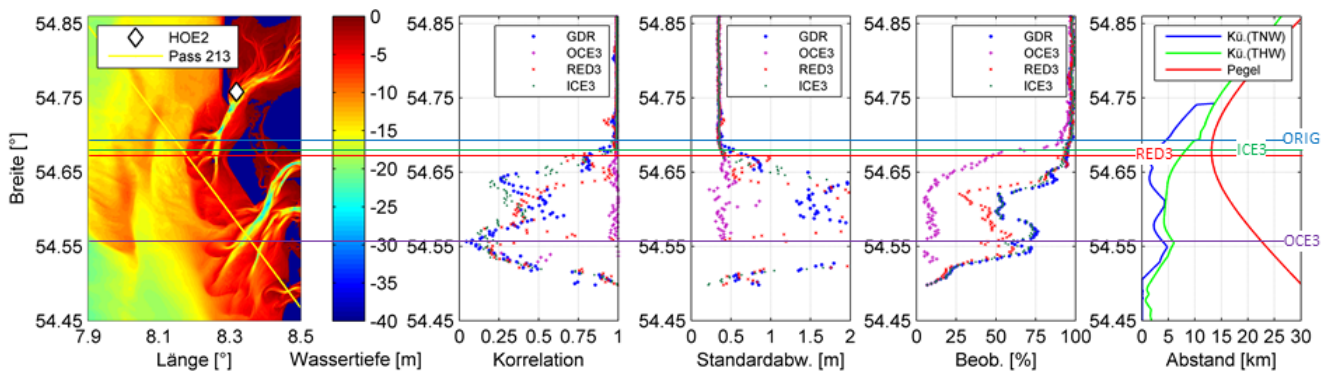


Abbildung 185: Statistische Kennzahlen entlang des Überflugs 94 (Pegel Hörnum) im Bereich Nordfriesland. Die eingezeichneten Linien symbolisieren die Grenze zwischen plausiblen und unplausiblen Meeresspiegelhöhen auf Basis der dargestellten Re-Tracker.

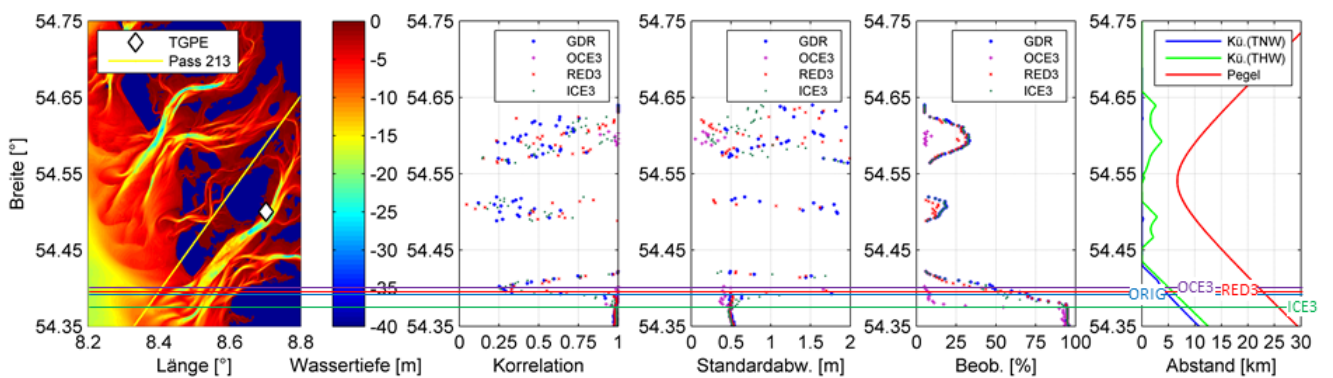


Abbildung 186: Statistische Kennzahlen entlang des Überflugs 213 (Pegel Pellworm) im Bereich Nordfriesland.

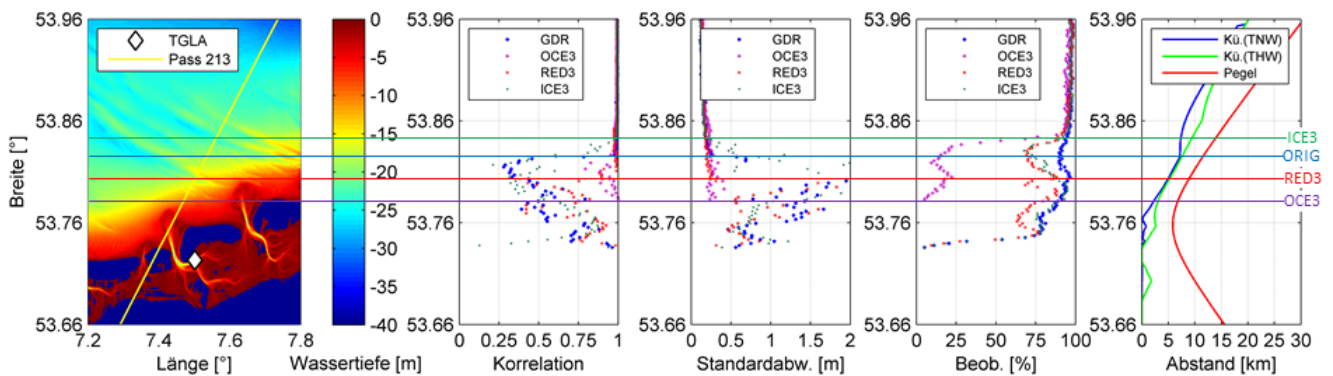


Abbildung 187: Statistische Kennzahlen entlang des Überflugs 213 (Pegel Langeoog) im Bereich Ostfriesland.

Tabelle 69: Statistische Kennzahlen der Differenzen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber Pegelbeobachtungen im Bereich Nordfriesland, wobei die farblich markierten Angaben die Grenze zwischen plausiblen und unplausiblen Ergebnissen darstellen.

Pkr.	Abs. [km]	GDR				OCE3				RED3				ICE3			
		Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %
Überflug 94 / Hörnum																	
524	9.7	0.9843	0.035	0.133	96.6	0.9898	0.118	0.109	91.5	0.9742	0.070	0.171	96.6	0.9579	-0.096	0.215	95.8
525	9.5	0.9848	0.055	0.139	94.9	0.9919	0.106	0.097	89.0	0.9707	0.078	0.185	95.8	0.9846	-0.080	0.137	94.1
526	9.2	0.9726	0.077	0.175	95.8	0.9911	0.111	0.102	88.1	0.9758	0.086	0.167	95.8	0.9907	-0.066	0.104	94.1
527	9.0	0.9464	0.100	0.45	95.8	0.9907	0.110	0.107	82.2	0.9754	0.088	0.169	95.8	0.9876	-0.055	0.119	95.8
528	8.7	0.9087	0.122	0.352	94.9	0.9915	0.127	0.101	80.5	0.9785	0.100	0.157	94.1	0.9893	-0.036	0.111	92.4
529	8.5	0.8881	0.123	0.410	94.9	0.9920	0.118	0.100	65.3	0.9865	0.110	0.124	94.1	0.9780	-0.002	0.159	94.1
530	8.3	0.9116	0.117	0.395	94.9	0.9885	0.119	0.119	67.8	0.8850	0.175	0.468	94.9	0.9531	0.028	0.246	94.9
531	8.1	0.9338	0.127	0.340	94.9	0.9884	0.137	0.119	53.4	0.9822	0.137	0.144	93.2	0.9577	0.045	0.229	95.8
532	7.8	0.8219	0.176	0.541	94.9	0.9846	0.145	0.138	51.7	0.7877	0.156	0.500	94.9	0.9188	0.015	0.304	94.1
533	7.6	0.8320	0.241	0.525	94.9	0.9873	0.160	0.120	48.3	0.7157	0.232	0.604	93.2	0.8999	0.039	0.337	93.2
Überflug 213 / Pellworm																	
630	11.7	0.9783	0.240	0.255	94.0	0.9928	0.259	0.137	92.3	0.9801	0.256	0.246	94.9	0.9919	0.079	0.153	94.9
634	10.6	0.9756	0.249	0.277	94.9	0.9925	0.252	0.141	93.2	0.9783	0.264	0.307	94.9	0.9899	0.066	0.173	94.9
635	10.3	0.9783	0.229	0.261	94.9	0.9918	0.234	0.149	92.3	0.9781	0.250	0.307	94.9	0.9913	0.062	0.158	94.9
636	10.0	0.9778	0.221	0.263	94.9	0.9864	0.252	0.200	92.3	0.9787	0.242	0.300	94.9	0.9911	0.058	0.161	94.9
637	9.7	0.9790	0.224	0.256	94.9	0.9864	0.238	0.200	92.3	0.9792	0.247	0.296	94.9	0.9900	0.050	0.173	94.9
638	9.4	0.9844	0.193	0.221	94.9	0.9855	0.239	0.202	89.7	0.9824	0.224	0.278	94.9	0.9886	0.057	0.186	94.9
639	9.1	0.9821	0.162	0.248	94.9	0.9779	0.279	0.241	54.7	0.9816	0.232	0.278	94.9	0.9718	0.165	0.312	93.2
640	8.8	0.9842	0.104	0.232	94.0	0.9541	0.209	0.353	30.8	0.9819	0.216	0.274	94.0	0.9629	0.214	0.333	92.3
641	8.5	0.9855	0.092	0.226	94.0	0.9247	0.307	0.595	17.1	0.9827	0.228	0.278	94.0	0.9601	0.260	0.368	91.5
642	8.3	0.9901	0.054	0.177	89.7	0.9973	0.253	0.115	11.1	0.9880	0.191	0.217	89.7	0.9801	0.205	0.234	82.9
643	8.0	0.9913	0.072	0.172	82.9	0.9976	0.253	0.113	10.3	0.9872	0.201	0.224	82.9	0.9637	0.265	0.330	75.2
644	7.7	0.9927	0.091	0.156	76.9	0.9963	0.310	0.128	7.7	0.9878	0.194	0.222	77.8	0.9783	0.223	0.277	65.0
645	7.4	0.9189	0.149	0.498	72.6	0.9985	0.338	0.089	7.7	0.9856	0.191	0.237	72.6	0.8557	0.331	0.674	56.4
646	7.1	0.9808	0.138	0.249	70.1	0.9958	0.305	0.165	7.7	0.9746	0.176	0.305	70.1	0.8592	0.440	0.699	57.3

Anzahl der Beobachtungen (valide Beobachtung vs. Umläufe) relativ gering. Weiterhin ist zu beachten, dass der Überflugweg etwa zwischen 54.66° und 54.60° relativ parallel zur Küste (Abstand etwa 5km) verläuft (vgl. Abbildung 185).

Der aufsteigende Überflug 213 trifft bei Süderoogsand auf die Küste. Der ursprünglich genutzte Auswertalgorithmus, RED3 und OCE3 liefern etwa bis zum gleichen Altimeterfußpunkt vergleichbare Ergebnisse, wobei die Standardabweichungen der Differenzzeitreihen des OCE3 Re-Trackers leichte Vorteile in Küstennähe suggerieren, jedoch auch hier die Anzahl der validen Beobachtungen gegenüber dem RED3 bzw. dem ursprünglich genutzten Auswertalgorithmus wesentlich geringer ist. Der ICE3 Re-Tracker zeigt in diesem Bereich die schlechtesten Ergebnisse. In Bezug auf den Küstenabstand liefert der RED3 Re-Tracker gegenüber den anderen Re-Trackern leichte Vorteile (Abbildung 186).

Für den Bereich um Langeoog ergeben sich die in Abbildung 187 dargestellten Ergebnisse. Im Gegensatz zu den Bereichen in Nordfriesland sind an diesem Beispiel deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Re-Trackern sichtbar. In Bezug auf die Küstennähe und die Standardabweichungen der Differenzzeitreihen liefert der ICE3 Re-Tracker die schlechtesten Ergebnisse. Ausgehend von den Standardabweichungen kommt der OCE3 Re-Tracker der Küste am nächsten bzw. liefert in Küstennähe den Pegelbeobachtungen vergleichbare ellipsoidische Meeresspiegelhöhen, jedoch ist analog der Situation in Nordfriesland die Anzahl der validen Altimeterergebnisse gegenüber der Sollanzahl relativ gering. Sowohl in Bezug auf die Standardabweichungen, wie auch in Bezug auf die relative Anzahl von Beobachtungen liefert der RED3 Re-Tracker die besten Ergebnisse.

Die statistischen Kennzahlen der jeweiligen Überflüge sind in der Tabelle 69 und 70 dargestellt. Farblich markiert sind Altimeterfußpunkte, bis zu denen die Altimeterbeobachtungen noch mit Pegelbeobachtungen vergleichbar sind. Als Kriterien werden die genannte Standardabweichung und Mindestanzahl von Beobachtungen genutzt.

Tabelle 70: Statistische Kennzahlen der Differenzen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber Pegelbeobachtungen im Bereich Ostfriesland, wobei die farblich markieren Elemente die Grenze zwischen plausiblen und unplausiblen Ergebnissen darstellen.

Pkr.	Abs. [km]	GDR				OCE3				RED3				ICE3			
		Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Beob. %
350	5.5	0.3456	1.865	2.668	95.7	0.8978	0.176	0.173	19.7	0.8931	-0.156	0.395	86.3	0.3860	0.554	1.792	84.6
351	5.8	0.3166	2.274	3.123	95.7	0.8866	0.118	0.167	19.7	0.8796	-0.116	0.419	83.8	0.4435	0.354	1.434	83.8
352	6.0	0.3218	2.173	3.214	94.0	0.8899	0.120	0.181	17.1	0.9874	-0.158	0.138	79.5	0.6003	0.075	0.785	81.2
353	6.2	0.3266	1.799	3.120	90.6	0.7931	0.172	0.278	14.5	0.9092	-0.113	0.371	76.9	0.4884	0.185	1.153	78.6
354	6.4	0.2794	1.925	3.515	93.2	0.9480	0.171	0.138	15.4	0.9867	-0.104	0.139	73.5	0.5044	0.134	0.946	80.3
360	7.7	0.9772	-0.165	0.212	90.6	0.9538	0.184	0.187	15.4	0.9903	-0.079	0.131	69.2	0.6037	0.243	1.205	72.6
361	7.9	0.9781	-0.157	0.207	89.7	0.9797	0.183	0.144	17.9	0.9897	-0.058	0.132	70.1	0.8088	0.092	0.673	70.1
362	8.1	0.9826	-0.153	0.183	91.5	0.9743	0.172	0.151	20.5	0.9716	-0.023	0.228	69.2	0.8686	0.072	0.473	67.5
363	8.3	0.9874	-0.182	0.161	90.6	0.9807	0.152	0.151	20.5	0.9766	-0.038	0.218	70.9	0.8534	0.064	0.521	72.6
364	8.5	0.9861	-0.183	0.177	91.5	0.9755	0.125	0.143	22.2	0.9827	-0.042	0.188	72.6	0.8869	0.027	0.421	71.8
365	8.7	0.9860	-0.169	0.168	92.3	0.9790	0.153	0.151	28.2	0.9781	-0.030	0.209	76.1	0.8289	0.060	0.556	73.5
366	8.9	0.9863	-0.139	0.167	94.0	0.9831	0.112	0.153	40.2	0.9803	-0.031	0.207	82.1	0.9401	-0.010	0.325	83.8
367	9.1	0.9871	-0.108	0.163	94.0	0.9772	0.105	0.183	53.0	0.9809	-0.026	0.203	87.2	0.9780	-0.090	0.200	88.9
368	9.3	0.9864	-0.084	0.168	93.2	0.9787	0.139	0.179	68.4	0.9801	-0.024	0.209	88.0	0.9803	-0.122	0.190	89.7
369	9.6	0.9854	-0.064	0.175	94.9	0.9799	0.145	0.180	76.1	0.9747	-0.008	0.242	88.9	0.9830	-0.150	0.176	92.3
370	9.8	0.9874	-0.050	0.166	94.9	0.9771	0.149	0.188	88.0	0.9820	-0.017	0.210	91.5	0.9938	-0.192	0.103	93.2
371	10.0	0.9855	-0.048	0.180	95.7	0.9796	0.148	0.189	93.2	0.9772	-0.019	0.242	91.5	0.9932	-0.193	0.107	94.0

Anhand der Tabellen 69-70 und der genannten Abbildungen wird ersichtlich, dass einzelne Re-Tracker des PISTACH-Projektes gegenüber den bisher genutzten Re-Trackern in Küstenbereichen leistungsfähiger sind bzw. die Küsteneinflüsse innerhalb bestimmter Grenzen eliminiert werden können. Von allen PISTACH Re-Trackern zeigt der RED3 Re-Tracker die besten Leistungen. Vergleiche zwischen den altimetrisch bestimmten Meeresspiegelhöhen vor Langeoog und dem Referenzpegel zeigen, dass der RED3 Re-Tracker bis etwa 6km vor der Küstenlinie bei Tidehochwasser dem Pegel vergleichbare Ergebnisse liefert. Bezüglich der Standardabweichung der Differenzzeitreihe liefert der OCE3 Re-Tracker ebenfalls in Küstennähe sehr gute Ergebnisse, jedoch ist die absolute Anzahl der validen Beobachtungen gegenüber der Sollanzahl sehr gering. Der ICE3 Re-Tracker zeigt keine Verbesserung.

RED3, OCE3 und der ursprünglich genutzte Auswertalgorithmus basieren auf der Anpassung der realen bzw. modifizierten Waveform (Fensterbildung oder Filterung) gegenüber einer idealisierten Waveform nach Wahrscheinlichkeitsgesichtspunkten. Die Ergebnisse lassen die Schlussfolgerung zu, dass einzelne Peaks innerhalb der Waveform von den RED3 und OCE3 Re-Trackern berücksichtigt werden bzw. diese keinen Einfluss auf die abgeleitete Range haben, sofern diese innerhalb der Waveform weit von der Vorderkante entfernt sind. Praktisch bedeutet dies, dass Landeinschlüsse innerhalb des Sichtfeldes keine negativen Einflüsse auf die abgeleiteten Ranges haben, sofern die Landeinschlüsse am Rand des Sichtfeldes liegen. Ist dies nicht der Fall bzw. befinden sich die Landflächen innerhalb des unmittelbaren Footprints, liefern auch diese Re-Tracker keine den Pegeln vergleichbare Lösungen.

Die Meerestopografie der Deutschen Bucht weist eine sehr große Variabilität auf. Im Abschnitt 8.2.6 ist in Abbildung 173 die mittlere Abweichung der Meeresspiegelhöhen gegenüber dem EGM2008 Schwerefeldmodell dargestellt. Anhand dieser Grafik wird ein scheinbarer Offset zwischen EGM2008 und der altimetrisch bestimmten Meeresspiegelhöhen deutlich. Bei einer näheren Betrachtung der einzelnen Überflüge ergeben sich zwischen den einzelnen Überflügen relativ große Variationen. In den Abbildung 188 (Überflug 94 Nordfriesland), 189 (Überflug 213, Nordfriesland) und 190 (Überflug 213, Ostfriesland) sind exemplarisch für die Umläufe 46 und 113 jeweils die durch Jason-2 erfassten Meeresspiegelhöhen, die Form des Schwerefeldmodells, der Küstenabstand und die sich aus den Pegelbeobachtungen und der Bathymetrie ergebenden Land/Wasserverteilungen dargestellt. Bei den dargestellten Meeresspiegelhöhen handelt es sich um instantane Altimeterbeobachtungen, welche um die Auswirkung der Ozeangezeiten (Ozeangezeitenmodell FES2004), der IB-Effekte (MOG2D) und des Schwerefeldes korrigiert wurden. Aus den Abbildungen geht hervor, dass mit abnehmendem Küstenabstand die Streuung der SLA sehr stark ansteigt und die erfasste SLA gegenüber dem Geoid relativ ausgeprägte Variationen

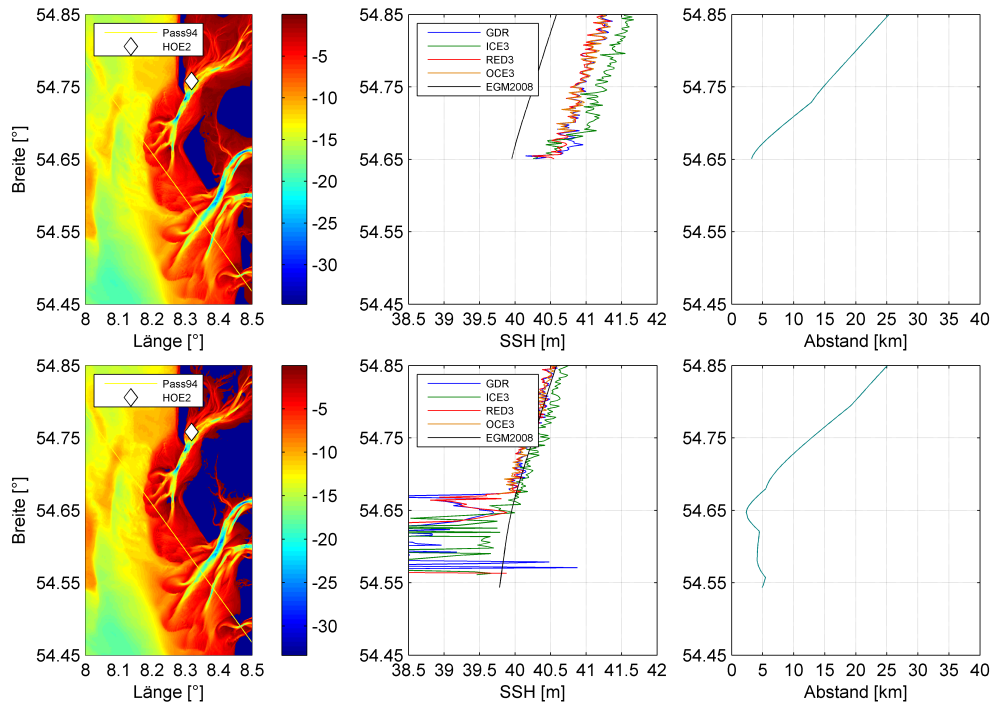


Abbildung 188: Darstellung von Wassertiefen, dem Referenzpegel Hörnum, den beobachteten Meeresspiegelhöhen und den Küstenabständen der Beobachtungen zum Zeitpunkt der Umläufe 46 (oben) und 113 (unten) des Überflugs 94.

aufweist. Mögliche Ursachen hierfür sind die insbesondere im Küstenbereich nicht hinreichend realistischen Korrekptionsmodelle der Ozeangezeiten und der IB-Effekte. Insbesondere der Nordfriesische Bereich weist aufgrund seiner Bathymetrie und Morphologie sehr komplexe hydrologische Verhältnisse auf, welche durch die genannten Korrekptionsmodelle nicht vollständig zu eliminieren sind.

Für die Bewertung der Vorteile neuer Re-Tracker wird in der Literatur häufig auf den *improvement percentage (IMP)* verwiesen ([14], Seite 306). Praktisch erfolgt dabei eine Schätzung der Verbesserung auf Basis der Differenzen zwischen abgeleiteten Meeresspiegelhöhen und Schwerefeldmodellen. Für die Berechnung der IMP-Faktoren findet die Formel 89 (entnommen aus [14], Seite 306) Anwendung, wobei die in Formel 89 dargestellten δ_{GDR} bzw. $\delta_{re-tracked}$ die Standardabweichungen der Differenzzeitreihen zwischen dem Schwerefeldmodell und den Altimeterbeobachtungen symbolisieren. Im Rahmen dieser Arbeit wird für die Ableitung der IMP-Faktoren das EGM2008 mean-tide genutzt.

$$IMP = \frac{\delta_{GDR} - \delta_{re-tracked}}{\delta_{GDR}} \times 100 \quad (89)$$

Die jeweiligen Standardabweichungen ergeben sich aus gefilterten Zeitreihen. Für die Beurteilung eines bestimmten Re-Trackers werden nur Altimeterbeobachtungen genutzt, für die jeweils die bisherigen Auswertalgorithmen und der jeweils untersuchte Re-Tracker valide Beobachtungen liefern. Darüber hinaus werden Beobachtungen eliminiert, deren Abweichung gegenüber einem Mittelwert die einfache Standardabweichung der Differenzzeitreihe überschreiten (1σ -Regel). Aus den Abbildungen 188-190 geht hervor, dass insbesondere im unmittelbaren Küstenbereich die Altimeterbeobachtungen sehr große Streuungen aufweisen. Infolgedessen können die betrachteten Küstenstreifen auch in der Form geändert werden, dass neben einem maximalen Küstenabstand von 25km auch ein minimaler Küstenabstand in Bezug auf das Tidemittelwasser definiert wird. Für Aussagen zum Verbesserungspotenzial der neuen

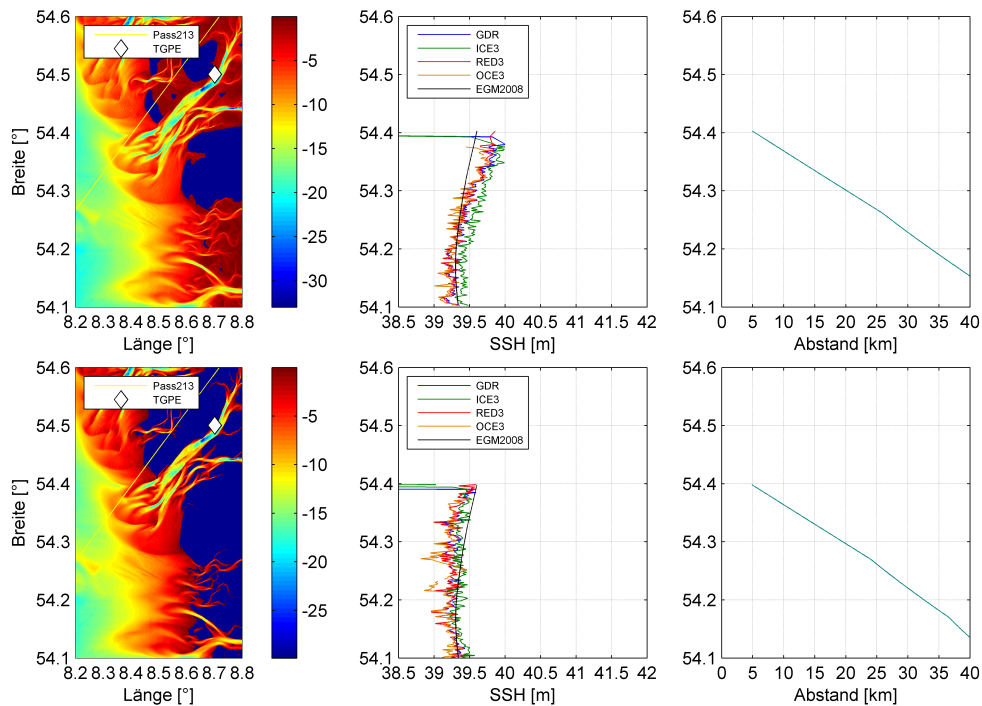


Abbildung 189: Darstellung von Wassertiefen, dem Referenzpegel Pellworm, den beobachteten Meeresspiegelhöhen und den Küstenabständen der Beobachtungen zum Zeitpunkt der Umläufe 46 (oben) und 113 (unten) des Überflugs 213.

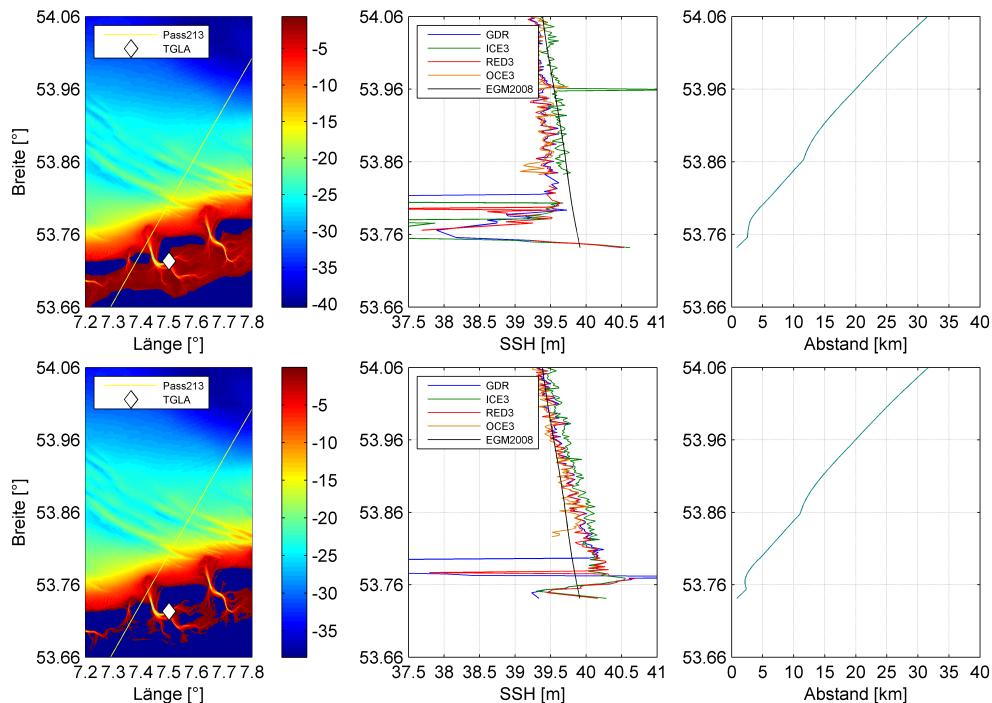


Abbildung 190: Darstellung von Wassertiefen in Bezug auf den Referenzpegel Langeoog, den beobachteten Meeresspiegelhöhen und Küstenabständen zum Zeitpunkt der Umläufe 46 (oben) und 113 (unten) des Überflugs 213. Ursache des im Norden wieder abnehmenden Küstenabstand ist die Insel Helgoland.

Tabelle 71: Zusammenfassung der Anzahl der Beobachtungen, Standardabweichungen und IMP-Faktoren verschiedener Re-Tracker im Bereich des Pegels Hörnum, Nordfriesland (Umlauf 94). Datengrundlage sind Differenzen zu dem EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell (1σ Schranke).

Küstenabs. (Tmw)		Anz.	ICE3			Anz.	RED3			Anz.	OCE3		
min [km]	max [km]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]
3	25	92.5	1.303	0.362	72.2	88.7	1.299	0.358	72.4	59.7	0.187	0.179	4.1
4	25	95.2	1.203	0.318	73.5	93.2	1.154	0.319	72.4	68.8	0.186	0.180	2.9
5	25	95.5	0.880	0.284	67.7	95.3	0.860	0.269	68.7	72.0	0.167	0.163	2.4
6	25	77.0	0.258	0.178	31.1	87.3	0.266	0.209	21.4	74.3	0.167	0.163	2.2
7	25	76.6	0.256	0.176	31.0	86.6	0.264	0.205	22.1	74.7	0.167	0.164	1.8
8	25	76.6	0.255	0.177	30.7	86.9	0.266	0.206	22.5	74.8	0.167	0.164	1.6
9	25	76.6	0.257	0.176	31.4	86.1	0.267	0.200	25.0	75.2	0.166	0.164	1.4
10	25	76.2	0.261	0.174	33.5	81.7	0.260	0.180	30.9	75.3	0.167	0.163	2.2
11	25	76.3	0.266	0.172	35.2	79.1	0.261	0.167	35.8	75.6	0.167	0.163	2.6
12	25	76.2	0.267	0.172	35.4	79.1	0.267	0.167	37.5	75.5	0.165	0.162	1.6
13	25	76.2	0.267	0.172	35.4	79.1	0.267	0.167	37.5	75.5	0.165	0.162	1.6
14	25	76.2	0.268	0.172	35.9	78.9	0.270	0.166	38.4	75.6	0.165	0.162	1.5
15	25	76.3	0.277	0.172	37.9	79.0	0.280	0.166	40.8	75.2	0.163	0.161	1.5

Tabelle 72: Zusammenfassung der Anzahl der Beobachtungen, Standardabweichungen und IMP-Faktoren verschiedener Re-Tracker im Bereich des Pegels Pellworm, Nordfriesland (Umlauf 213). Datengrundlage sind Differenzen zu dem EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell (1σ Schranke).

Küstenabs. (Tmw)		Anz.	ICE3			Anz.	RED3			Anz.	OCE3		
min [km]	max [km]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]		δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]
3	25	87.3	0.409	0.275	32.7	89.8	0.488	0.281	42.4	68.0	0.204	0.194	5.0
4	25	85.0	0.394	0.262	33.5	89.3	0.472	0.277	41.2	68.2	0.204	0.194	5.0
5	25	79.1	0.318	0.233	26.9	87.0	0.372	0.264	29.1	68.4	0.203	0.193	5.0
6	25	78.0	0.276	0.227	17.7	86.5	0.292	0.260	11.0	68.8	0.203	0.193	5.0
7	25	77.0	0.270	0.221	18.2	86.0	0.290	0.257	11.4	69.5	0.203	0.193	4.9
8	25	77.5	0.279	0.225	19.4	86.4	0.299	0.262	12.4	70.0	0.205	0.195	4.9
9	25	77.3	0.285	0.226	20.7	86.1	0.303	0.261	13.8	69.2	0.203	0.193	4.9
10	25	75.8	0.283	0.219	22.4	84.6	0.300	0.254	15.3	69.2	0.203	0.194	4.7
11	25	75.6	0.283	0.218	23.0	84.0	0.298	0.251	15.7	69.1	0.202	0.193	4.5
12	25	75.0	0.287	0.216	24.7	83.5	0.300	0.249	17.1	69.2	0.202	0.194	4.2
13	25	74.9	0.232	0.216	7.1	83.5	0.253	0.249	1.6	69.5	0.203	0.194	4.3
14	25	75.0	0.236	0.218	7.7	84.0	0.257	0.253	1.6	69.6	0.205	0.196	4.3
15	25	75.6	0.241	0.221	8.6	85.3	0.266	0.261	2.2	69.7	0.206	0.197	4.3

Re-Tracker in Küstennähe werden daher alle Beobachtungen aus den Zeitreihen entfernt, deren Küstenabstand nicht innerhalb der vorgegebenen Grenzen liegt.

Erfolgt eine Zusammenfassung aller Umläufe bzw. werden den Standardabweichungen alle Beobachtungen zugrunde gelegt und nach genannten Kriterien gefiltert, ergeben sich für die Pegel Hörnum (Überflug 94), Pellworm und Langeoog (Überflug 213) die in den Tabellen 71 bis 73 dargestellten statistischen Kenngrößen. Die Anzahl stellt das prozentuale Verhältnis zwischen den validen Beobachtungen der ursprünglichen Auswertalgorithmen (GDR) innerhalb des vorgegebenen Küstenabstandes (ohne weitere Filterung) und der Anzahl der gefilterten re-trackten Beobachtungen dar.

In Tabelle 71 sind die Ergebnisse des Überfluges 94 in Bezug auf die nordfriesische Küste dargestellt. Aus der Tabelle geht hervor, dass die Standardabweichungen der ICE3 und RED3 Re-Tracker gegenüber den ursprünglich genutzten Algorithmen große Vorteile aufweisen. Die Standardabweichung beträgt rund ein Drittel der ursprünglichen Zeitreihe und als Folge davon sind die IMP-Faktoren relativ groß. Bei einer Betrachtung der Ergebnisse des OCE3 Re-Trackers ist erkennbar, dass die Anzahl der validen Beobachtungen auf Basis des OCE3 gegenüber den anderen Re-Trackern geringer ausfällt (ca. 60% der ursprünglichen Beobachtungen). Weiterhin wird ersichtlich, dass die Absolutbeträge der Standardabweichungen δ_{GDR} und δ_{OCE3} geringer als die Standardabweichungen der übrigen Re-Tracker ausfallen und beide nahezu gleiche Werte annehmen. Durch den OCE3 Re-Tracker werden relativ viele Beobachtun-

Tabelle 73: Zusammenfassung der Anzahl der Beobachtungen, Standardabweichungen und IMP-Faktoren verschiedener Re-Tracker im Bereich des Pegels Langeoog, Ostfriesland (Umlauf 213). Datengrundlage sind Differenzen zu dem EGM2008 (mean-tide) Schwerefeldmodell (1σ Schranke).

Küstenabs. (Tmw)		ICE3				RED3				OCE3			
min [km]	max [km]	Anz. [%]	δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]	Anz. [%]	δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]	Anz. [%]	δ_{GDR} [m]	$\delta_{retracked}$ [m]	IMP [%]
3	25	92.9	0.565	0.295	47.8	89.0	0.590	0.263	55.4	64.6	0.192	0.180	6.4
4	25	92.3	0.515	0.286	44.6	88.2	0.549	0.253	54.0	65.5	0.192	0.180	6.4
5	25	89.5	0.451	0.264	41.4	86.3	0.509	0.240	52.9	66.3	0.192	0.180	6.4
6	25	85.9	0.335	0.243	27.5	85.0	0.353	0.232	34.2	67.2	0.192	0.180	6.4
7	25	82.0	0.252	0.223	11.4	84.7	0.238	0.230	3.4	68.2	0.192	0.180	6.4
8	25	76.6	0.223	0.199	10.9	85.5	0.240	0.233	2.8	69.6	0.193	0.181	6.2
9	25	76.4	0.223	0.199	11.1	83.6	0.232	0.225	3.2	70.2	0.193	0.181	6.1
10	25	76.3	0.223	0.199	10.9	82.9	0.229	0.222	3.0	70.2	0.192	0.182	5.6
11	25	76.5	0.218	0.201	8.0	83.2	0.229	0.225	1.8	70.1	0.192	0.182	5.1
12	25	76.2	0.217	0.200	7.6	83.1	0.229	0.225	1.7	70.1	0.192	0.182	5.0
13	25	76.0	0.217	0.200	7.7	83.0	0.229	0.225	1.8	70.3	0.193	0.183	4.8
14	25	76.1	0.220	0.202	8.2	83.5	0.233	0.228	1.9	70.4	0.194	0.184	4.7
15	25	76.6	0.223	0.204	8.6	84.3	0.237	0.233	1.8	70.5	0.194	0.185	4.8

gen verworfen. Die Meeresspiegelhöhen der verbleibenden Beobachtungen auf Basis des ursprünglich genutzten Algorithmus sind den Ergebnissen des OCE3 Re-Trackers sehr ähnlich. Als Folge davon sind die Standardabweichungen δ_{GDR} und δ_{OCE3} relativ ähnlich und die IMP-Faktoren bleiben sehr klein.

Ein in etwa vergleichbares Bild ergibt sich für den Überflug 213 im Bereich der nordfriesischen Inseln, wobei die statistischen Kennzahlen in Tabelle 72 dargestellt sind. Die Ergebnisse weisen im Wesentlichen vergleichbare Merkmale gegenüber der Situation des Überflugs 94 vor Sylt auf. Die ICE3 und RED3 Re-Tracker bieten gegenüber den herkömmlich genutzten Auswertelgorithmen Vorteile. Auf Basis des OCE3 Re-Tracker ergeben sich die geringsten Standardabweichungen, wobei auch hier weitaus mehr Beobachtungen verworfen werden. Für die verbleibenden Beobachtungen liefern auch die üblicherweise genutzten Auswertelgorithmen gute Ergebnisse, weshalb die Standardabweichungen δ_{GDR} und δ_{OCE3} ähnlich ausfallen und gegenüber den übrigen Ergebnissen geringere Beträge annehmen.

Für den Bereich der ostfriesischen Inseln sind die Ergebnisse in Tabelle 73 dargestellt. Mit den Ergebnissen vor Langeoog können die bisherigen Ergebnisse aus dem Bereich der Nordfriesischen Inseln bestätigt werden. Allen Ergebnissen ist gemein, dass sich die Standardabweichungen der Differenzen gegenüber einem Geoidmodell in der Größenordnung von $\approx 0.3\text{m}$ einpendeln. In Summe liefert der RED3 Re-Tracker die besten Ergebnisse bzw. bietet in unmittelbarer Küstennähe Vorteile. Die Streuung der Ergebnisse ist gegenüber dem OCE3 Re-Tracker etwas höher, jedoch liefert der RED3 Re-Tracker wesentlich mehr Beobachtungen und gegenüber dem OCE3 Re-Tracker werden weniger Beobachtungen verworfen. Aufgrund der geringeren Standardabweichung der Differenzzeitreihe der ursprünglichen Beobachtungen fallen die IMP-Werte gegenüber den Auswertungen in Nordfriesland geringer aus. Der OCE3 Re-Tracker liefert scheinbar bessere Ergebnisse bzw. die Meeresspiegelhöhen passen sich besser dem Geoid an, jedoch ist die Anzahl der validen Beobachtungen gegenüber den ursprünglich genutzten Algorithmen weitaus geringer. Alles in allem bietet der RED3 Re-Tracker den größten Vorteil, da einerseits geringe Standardabweichungen der Differenzzeitreihen (und damit eine gute Übereinstimmung zum Geoid) erreicht werden und gleichzeitig ein hoher Prozentsatz der originalen Beobachtungen ausgewertet werden kann.

9 Zusammenfassung und Ausblick

Ein Nachweis von Meeresspiegeländerungen in der Größenordnung weniger Millimeter pro Jahr setzt homogene Beobachtungszeitreihen verschiedener Sensoren in Bezug auf eine eindeutig definierte Realisierung eines globalen Referenzsystems voraus. Nach derzeitigem Wissensstand werden global gemittelte Änderungsraten von etwa 2-3mm/Jahr angenommen, wobei die angenommenen Anstiegsraten lokal sehr stark variieren können. Aktuelle Aussagen zu Meeresspiegeländerungen basieren im Wesentlichen auf Pegelbeobachtungen und Beobachtungen der Satellitenaltimetrie. Beide Verfahren ergänzen sich insofern, als das mithilfe der Pegel punktuelle Beobachtungen des Meeresspiegels in einer hohen zeitlichen Auflösung erfasst werden und das Verfahren der Satellitenaltimetrie die Erfassung global verteilter Meeresspiegelhöhen entlang bestimmter Bodenspuren ermöglicht. Pegelbeobachtungen und Beobachtungen der Satellitenaltimetrie sind zufälligen und systematischen Einflüssen unterworfen und eine Kombination der Beobachtungen bedingt eine Überführung in eine fest definierte Realisierung eines globalen Referenzsystems.

Im Bereich der Deutschen Bucht werden seit über 150 Jahren Pegelbeobachtungen an Küstenpegeln erfasst, weshalb entsprechende Beobachtungszeitreihen für Ableitungen statistisch signifikanter Meeresspiegeländerungen eine wichtige Rolle spielen. Die hierfür nötigen Zeitreihen setzen sich aus zwei wesentlichen Komponenten zusammen. Eine Komponente sind die Wasserstandssensoren an sich, welche Wasserstandsbeobachtungen relativ zu deren Sensornullpunkten erfassen. Die Sensoren sind dabei zufälligen und systematischen Effekten unterworfen, die es bei Analysen zu berücksichtigen gilt. Weiterhin existieren unterschiedliche hydrologische Kennzahlen, welche als Grundlage für entsprechende Analysen genutzt werden. Die zweite Komponente sind die Höheninformationen der Pegelnullpunkte. Primäre Aufgabe der Pegel ist die Sicherstellung der Leichtigkeit und Sicherheit der Schifffahrt, weswegen Pegel und insbesondere die Höhenangaben der Pegelnullpunkte in der Vergangenheit mehrfach modifiziert wurden. Die in Deutschland gültige Pegelvorschrift definiert die Höhen der Pegelnullpunkte immer über Höhendifferenzen zu Pegelfestpunkten. In Kombination mit Höhenangaben der Pegelfestpunkte in Bezug auf die zum Zeitpunkt der Bestimmung gültigen Realisierungen der Höhenreferenzsysteme der Landesvermessungsverwaltungen können Aussagen zu Höhen der Pegelnullpunkte in der Vergangenheit getroffen werden.

Aufgrund geänderter Höhenangaben der Pegelfestpunkte erfolgten je nach Epoche Anpassungen der Höhendifferenzen zu den Pegelnullpunkten (Verschiebungen der Pegellatten) und numerische Änderungen von Höhenangaben der Pegelnullpunkte. Sowohl die Verschiebungsbeträge wie auch die numerischen Änderungen der Höhenangaben liegen in der Größenordnung mehrerer Zentimeter, was über den Beobachtungszeitraum fehlerhafte Trendschätzungen zur Folge hat. Die originalen Beobachtungszeitreihen der Pegel weisen somit nicht das Maß an Homogenität auf, welches für die Ableitung belastbarer Trends nötig ist. Eine Analyse von geodätischen Pegelinformationen ermöglicht Korrekturen von Verschiebungen der Pegelnullpunkte relativ zu Pegelfestpunkten und damit relativ zur näheren Umgebung der Pegel. Auf Grundlage entsprechend aufbereiteter Zeitreihen sind Trendschätzungen der Meeresspiegelhöhe gegenüber der näheren Umgebung möglich. Sofern keine geodätischen Pegelinformationen vorliegen (i.A. nicht vor 1935) können folglich auch keine Aussagen zu Veränderungen der Beziehungen zwischen Pegelnullpunkten und Pegelfestpunkten und somit nur bedingte Aussagen zu langfristigen Meeresspiegeländerungen getroffen werden. Für eine Ableitung langfristiger Vertikalbewegungen sind die offiziellen Höhenangaben der Pegelfestpunkte nur bedingt geeignet, da sich die Realisierungen der amtlichen Höhenreferenzsysteme der einzelnen Epochen unterscheiden. Zur Ableitung von Vertikalbewegungen erfolgten in der Vergangenheit Modellierungen auf Basis von GNSS- und Nivellementsbeobachtungen, wobei die Ergebnisse Vertikalbewegungen in der Größenordnung von bis zu 2 Millimetern pro Jahr vermuten lassen. Die auf Basis von Pegelbeobachtungen und damit relativen Beobachtungen abgeleiteten Trends sind demnach zum Teil durch Vertikalbewegungen der Pegelstatio-

nen zu erklären.

Für eine direkte Erfassung von Vertikalbewegungen wurden in jüngster Vergangenheit kontinuierlich arbeitende GNSS-Sensoren auf Pegeln installiert. Aufgrund der geringen Vertikalbewegungen sind für die Ableitung signifikanter Trends relativ lange Zeitreihen in einer einheitlichen Realisierung des Referenzsystems nötig. Für den Bereich der Deutschen Bucht liegen seit 2000 entsprechende Beobachtungen vor, wobei seither mehrfache Wechsel der Realisierungen des ITRS89 verzeichnet wurden. Die Installation der Mehrzahl der GNSS-Pegelstationen erfolgte ab dem Jahr 2008. Erste Ergebnisse deuten auf langfristige Trends hin, welche aufgrund der Unsicherheiten als noch nicht signifikant einzustufen sind. Mit zunehmender Beobachtungslänge und insbesondere mit der Prozessierung der GNSS-Beobachtungen in einer über den gesamten Zeitraum einheitlichen Realisierung eines globalen Referenzsystems sind signifikanten Trendaussagen im Bereich der Deutschen Bucht zukünftig möglich.

Die GNSS-Sensoren erlauben neben der Ableitung von Vertikalbewegungen auch die Referenzierung von Pegelbeobachtungen in einer Realisierung des ITRS89 und damit den Vergleich mit Beobachtungen der Satellitenaltimetrie. Die Vergleiche instantaner 1Hz Altimeterbeobachtungen ergeben in unmittelbarer Pegelnähe Übereinstimmungen im Bereich weniger Zentimeter bei mittleren Streuungen der Differenzen von z.T. weniger als 7cm. Als Ursachen der Abweichungen sind die Unsicherheiten der Pegel- und Altimeterbeobachtungen und die realen Unterschiede der Meeresspiegelhöhen aufgrund unterschiedlicher Beobachtungspositionen zu nennen. Darüber hinaus ist zu beachten, dass es sich bei Altimeterbeobachtungen um integrale Beobachtungen über ein bestimmtes Gebiet (Footprint bzw. gemittelte Footprints über mehrere Einzelbeobachtungen) und bei Pegelbeobachtungen um punktuelle Beobachtungen handelt. Eine Betrachtung instantaner Differenzen als eine Funktion der Tidephase zeigt eine eindeutige Abhängigkeit der Differenzen von der Tidephase. Ursache hierfür sind gezeitenbedingte und damit tidephasenabhängige Differenzen der realen Meeresspiegelhöhen zwischen den Pegelstandorten und den Positionen der Altimeterbeobachtungen. Unter Nutzung beobachteter Differenzen und Tidephasen lässt sich ein funktionaler Zusammenhang zwischen den Tidephasen und den mittleren Differenzen herstellen und somit der mittlere gezeitenbedingte Differenzanteil eliminieren.

Die Nutzung modellierter Meeresspiegelauslenkungen auf Basis globaler Ozeangezeitenmodelle ist im Bereich der Deutschen Bucht, insbesondere in Küstennähe nur bedingt zielführend. Die hydrologischen Zusammenhänge und Wechselwirkungen sind im Bereich der Deutschen Bucht aufgrund der geringen Meerestiefe und der Küstenform sehr komplex und werden von globalen Ozeangezeitenmodellen nur bedingt wiedergegeben. Vergleiche zwischen mittleren, um alle bekannten Einflüsse korrigierten Altimeterbeobachtungen mit mittleren Tidemittelwassern zeigen gegenüber den instantanen Differenzen schlechterer Übereinstimmungen. Die mittleren Streuungen der Differenzen liegen mit mindestens 12.6cm deutlich über den Ergebnissen der instantanen Auswertung. Als Ursachen hierfür kommen neben den Unsicherheiten der Korrekturmodelle vor allem die unterschiedliche Anzahl von Eingangswerten in Betracht. Während ein monatliches Tidemittelwasser aus 60-62 Einzelwerten abgeleitet wird, liegen den monatlichen Altimeterbeobachtungen maximal drei Werte zugrunde.

Ein derzeitiger Forschungsgegenstand im Bereich der Satellitenaltimetrie ist das Retracking bzw. die Ableitung höher entwickelter Algorithmen zur Waveformanalyse und den damit verbundenen verbesserten Streckenbeobachtungen. Im Rahmen des PISTACH-Projektes erfolgte die Entwicklung von drei verbesserten Retracker, welche insbesondere im Küstenvorfeld bzw. in unmittelbarer Küstennähe die Auswertung von Altimeterbeobachtungen ermöglichen sollen. Bei der Beurteilung der Retracker ist insbesondere in Küstennähe die reale Land/Wasser-Verteilung zu berücksichtigen. Durch die Kombination hoch aufgelöster Bathymetriedaten mit Referenzpegeln ergeben sich Aussagen zu trockenfallenden Flächen und damit Aussagen zu Landeinschlüssen in den Sichtfeldern bzw. Footprints der Radaraltimeter. Die Ergebnisse zeigen, dass einzelne Retracker von Landeinschlüssen im Sichtfeld unbeeinflusst bleiben,

sofern diese nicht im Zentrum des Footprints bzw. des Sichtfeldes auftreten. Ausgehend von den drei im Rahmen des PISTACH-Projektes bereitgestellten Retracker liefert der RED3 Retracker in Hinblick auf die Vergleichbarkeit zu realen Wasserstandsbeobachtungen und in Bezug auf die Beobachtungsanzahl die besten Ergebnisse.

Die Kombination aus Pegelbeobachtungen, geodätischen Pegelinformationen und Beobachtungen der Satellitenaltimetrie ermöglicht zukünftig belastbare Aussagen zu langfristigen Änderungen der Meeresspiegelhöhe im Bereich der Deutschen Bucht. Unter Berücksichtigung geodätischer Pegelinformationen lassen sich Trendanalysen in Bezug auf die nähere Umgebung des Pegels ableiten. So beschriebene relative Änderungen sind für viele Aufgabenstellungen nur bedingt geeignet, da diese durch mögliche Vertikalbewegungen bzw. Höhenänderungen der Pegel beeinflusst werden. Zukünftig können mithilfe aktueller flächendeckender Nivellementsbeobachtungen der Erneuerungskampagne des Deutschen Haupthöhennetzes und unter Nutzung kinematischer Auswertansätze verbesserte Aussagen zu Höhenänderungen getroffen werden. Weiterhin erlauben Prozessierungen kontinuierlicher Beobachtungen von GNSS-Pegelstationen in einer einheitlichen Realisierung eines globalen Referenzsystems direkte Ableitungen von Vertikalbewegungen. Diese abgeleiteten Informationen können in Kombination mit Ergebnissen auf Basis großräumiger Nivellementskampagnen zur Ableitung absoluter Änderungen der Meeresspiegelhöhen genutzt werden. Neben der Erfassung von Änderungen an Pegelstandorten erlauben die zukünftig fortgesetzten Satellitenmissionen Ableitungen von langfristigen Änderungen der Meeresspiegelhöhen. Neben längeren Zeitreihen und den damit verbundenen belastbareren Trendaussagen ermöglichen neue Retrackingalgorithmen die Erfassung der Meeresspiegelhöhen in Küstennähe. Die Verbindung zeitlich hoch aufgelöster Pegelbeobachtungen mit örtlich hoch aufgelösten Beobachtungen der Satellitenaltimetrie führt zu einer verbesserten geometrischen Beschreibung der Meeresoberfläche als Funktion der Zeit.

Abkürzungsverzeichnis

Δh_{soll}	Sollhöhenunterschied
AdV	Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen Länder der Bundesrepublik Deutschland
ARP	Antennenreferenzpunkt
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BKG	Bundesamt für Kartografie und Geodäsie
BMBF	Bundesministerium für Forschung
BMVBS	Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie
BSHcmod	BSH circulation model
CADOR	Code d'Assimilation de Données Orienté Représenteur
CEFMO	Code aux Eléments Finis pour la Marée Océanique
CLS	Collecte Localisation Satellites
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DGFI	Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut
DHHN85	Deutsches Haupthöhennetz 1985
DHHN92	Deutsches Haupthöhennetz 1992
DORIS	Doppler Orbitography und Radiopositioning
DREF91	Deutschen Referenznetz 1991
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EGG	European Gravimetric Quasigeoid
EMB	Elektromagnetic Bias
EPN	European Permanent Network
ESEAS	European Sealevel Service
ETRS89	European Terrestrial Reference System 1989
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
EUREF	IAG Subkommission für Europäische Referenzrahmen
EVFS	Europäischen Vertikalen Referenz Systems
EVRF	European Vertical Reference Frame
FINO	Forschungsinsel Nord- und Ostsee (FINO-1, FINO-2 und FINO-3)
FMCW	Frequency Modulated Continuous Wave
FoV	Field of View
GCG	German Combined QuasiGeoid
GDR	Geophysical Data Records
GIM	Global Ionosphere Maps
GNSS	Global Navigation Satellite System
REF	Geodetic Reference Frame Network
GRS80	Geodetic Reference System 1980
HN76	Höhennull 1976
HST	Höhenstatus
IAU	International Astronomical Union
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems Service
IfE	Instituts für Erdmessung der TU-Hannover
IGS	International GNSS Service
IKÜS	Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik, BMBF Förderkennzeichen 03KIS055-58

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
ITRS	International Terrestrial Reference System
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
JPL	Jet Propulsion Laboratory
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
KLIWAS	Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt Entwicklung von Anpassungsoptionen
KNMI	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
LAT	Lowest Astronomical Tide
LAWA	Länderarbeitsgemeinschaft Wasser
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LGLN	Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung Niedersachsen
LGN	Landesbetrieb für Geobasisinformation Niedersachsen
LT	Loading Tide
MLE	Maximum Likelihood Estimators
MOS	Model Output Statistics
MQE	Mean Quadratic Error
MSL	Mean Sea Level
MSpNW	Mittlere Springniedrigwasser
mt	mean-tide
mtc	mean-tide crust
MWL	Mean Water Level
NAP	Normaal Amsterdams Peil
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NGA	U.S. National Geospatial-Intelligence Agency
NHN	Normalhöhennull
NKN	Nordseeküstennivellements
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten und Naturschutz
NN	Normalnull
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOR	Normalorthometrische Korrekturen
NSWC	Naval Surface Weapons Center
OCOG	Offset Center of Gravity
OT	Ocean Tide
PFP	Pegelfestpunkt
PISTACH	Prototype Innovant de Systeme de Traitement pour les Applications Cotieres et l' hydrologie
PNP	Pegelnulldpunkt
PRARE	Precise Range And Rangerate Equipment
PSU	Practical Salinity Units
PV	Pegelvorschrift
RADAR	Radio Detection And Ranging
RADS	Radar Altimeter Database System
SAPOS	Satellitenpositionierungsdienst der Landesvermessung
SET	Solid Earth Tide
SKN	Seekartennull
SLA	Sea Level Anomalie
SLR	Satellite Laser Ranging

SNN76	Staatlichen Nivellementsnetz 1976
SSB	Sea State Bias
SSH	Sea Surface Height
SST	Sea Surface Topography
SVD	Single Value Decomposition
T1/2w	Tidehalbwasser
tf	tide-free
tfc	tide-free crust
Thb	Tidehub
THC	Thermohaline Zirkulation
Thw	Tidehochwasser
TIGA	GPS Tide Gauge Benchmark Monitoring
Tmw	Tidemittelwasser
Tnw	Tideniedrigwasser
UELN	United European Levelling Network
VLBI	Very Large Base Interferometry
WSA	Wasser- und Schifffahrtsamt
WSD	Wasser- und Schifffahrtsdirektion
WSV	Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes
zt	zero-tide

Literatur

- [1] *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie - The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod)*. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2001. Nr. 29/2001, ISSN 0946-6010.
- [2] *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie- Improvemenmts of water level forecasts for tidal harbours by means of model output statistics (MOS)*. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2001. Nr. 47/2010, ISSN 0946-6010.
- [3] Altamimi Z. ITRF2008. In *WG D Meeting, Turin, Italy 20.10.2010*, 2010. <http://www.oosa.unvienna.org/pdf/icg/2010/ICG5/wgD/01.pdf>, aufgerufen 05/2013.
- [4] Altiner Y. Diagnoseausgleichung SAPOS - Integration von SAPOS - Stationen in Internationale Netze. *Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement*, 4(ISSN 1618-8950), 2005.
- [5] Anzenhofer M., Shum C.K. und Rentsh M. Coastal altimetry an applications, report no. 464. Technical report, Department of Civil an Enviromental Engineering and Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus Ohio 43210-1275, 1999. http://www.gloss-sealevel.org/publications/documents/germany_gexi2009.pdf, aufgerufen 05/2013.
- [6] Aviso Oceanobservations. *Poseidon-2*, aufgerufen 2012. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/missions/current-missions/jason-1/instruments/poseidon-2/index.html>, aufgerufen 05/2013.
- [7] Aviso Oceanobservations. *Poseidon-3*, aufgerufen 2012. [http://www.aviso.oceanobs.com/no_cache/en/missions/current-missions/jason-2/instruments/poseidon-3/index.html?type=98&sword_list\[0\]=poseidon3](http://www.aviso.oceanobs.com/no_cache/en/missions/current-missions/jason-2/instruments/poseidon-3/index.html?type=98&sword_list[0]=poseidon3), aufgerufen 05/2013.
- [8] Aviso Oceanobservations. *Mean Sea Level rise*, aufgerufen 2013. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/news/ocean-indicators/mean-sea-level/>, aufgerufen 05/2013.
- [9] Barjenbruch U., Mertinatis P, Zenz T. und Irschik K. Entwicklung eines operationell einsetzbaren Radarsensors zur gleichzeitigen Messung von Wasserstand und Seegang. Technical report, Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2004. http://www.bafg.de/DE/08_Ref/M1/04_Aktuelles/Archiv/seegangsmessung_radar_bfg-teil.pdf?__blob=publicationFile, aufgerufen 05/2013.
- [10] Beckers H., Behnke K., Derenbach H., Faulhaber U., Ihde J., Irsen W., Lotze J. und Strerath M. Diagnoseausgleichung SAPOS - Homogenisierung des Raumbezuges im System ETRS89 in Deutschland. *Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement*, 4(ISSN 1618-8950), 2005.
- [11] Benn, Behrend, Blasi, Boehlich, Eckhold, Götschenberg, Neemann, Niemeyer, Stigge und Anutsch. Weitgehende Auswertung von Tidekurven und deren Standardisierung, 2001.
- [12] Bindoff N.L., Willebrand J., Artale V., Cazenave A., Gregory J.M., Gulev S., Hanawa K., Le Quéré C., Levitus S., Nojiri Y., Shum C.K., Talley L.D., Unnikrishnan A.S., Josey S.A., Tamisiea M., Tsimplis M. und Woodworth P. *Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Climate Change 2007 The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007.
- [13] Bonnefond P, Exertier P, Laurain O., Thibaut P und Mercier F. GPS-based sea level measurements to helbt the characterization of land contermination in coastal areas. *Advances in Space Reseach*, (1-17), 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2012.07.007>, aufgerufen 05/2013.

-
- [14] Bouffard J., Roblou L., Birol F., Pascual A., Fenoglio-Marc L., Cancet C., Morrow R., Menard, Y. *Coastal altimetry*, chapter Assessment of improved coastal altimetry strategies over the north western Mediterranean Sea. Springer Verlag, 2011.
- [15] Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. Definiton GRS-80. http://www.bkg.bund.de/n_164850/geodIS/EVRS/EN/References/Definitions/Def__GRS80-pdf,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/Def_GRS80-pdf.pdf.
- [16] Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. Quasigeoid der Bundesrepublik Deutschland - Die Höhenbezugsfläche der Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder (AdV). Technical report, GeoBasis-DE, Geodaten der deutschen Landesvermessung, Bundesamt für Kartografie und Geodäsie, 2011. <http://www.geodatenzentrum.de/docpdf/quasigeoid.pdf>, aufgerufen 10/2013.
- [17] Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. Das deutsche Höhenreferenzsystem, 2012. http://www.bkg.bund.de/n_175426/DE/Bundesamt/Geodaesie/RefSys/RefHoehe/Hoehe02__node.html__nnn=true, aufgerufen 05/2013.
- [18] Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. EVRF2000, 2012. http://www.bkg.bund.de/n_164806/geodIS/EVRS/EN/EVRF2000/evrf2000__node.html__nnn=true, aufgerufen 05/2013.
- [19] Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. EVRF2007, 2012. http://www.bkg.bund.de/n_164806/geodIS/EVRS/EN/EVRF2007/evrf2007__node.html__nnn=true, aufgerufen 05/2013.
- [20] Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie. *Das Seekartennull in Gezeitengebieten*, 2012. <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Vorhersagen/Gezeiten/811.jsp>, aufgerufen 05/2013.
- [21] Bundesanstalt für Gewässerkunde, Bielefeld. *Pegelvorschrift - Stammtext mit Anlagen I-IX*, 1952.
- [22] Bundesanstalt für Gewässerkunde Bielefeld. *Höhen von Pegeln und Pegelfestpunkten*. Bundesanstalt für Gewässerkunde, 1954.
- [23] Bundesanstalt für Wasserbau. Analyse der Wasserstände der Tideelbe (1998-2004). *Internetveröffentlichung der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) unter www.kuestendaten.de*, 2006. http://www.kuestendaten.de/publikationen/Datencontainer/Einzeldokumente/Analyse_Wasserstaende_Tideelbe.pdf, aufgerufen 05/2013.
- [24] Bursa M., Kenyon S., Kouba J., Síma Z., Vatrt V., Vitek V. und Vojtísková M. The geopotential value W_0 for specifying the relativistic atomic time scale and a global vertical reference system. *Journal of Geodesy*, 81:103–110, 2007.
- [25] Kasper C. *Konzeptionierung, Untersuchung und Auswertung eines Beschleunigungsmesssystems zur Pegelüberwachung an einem Küstennahen Leuchtturm*. Masterthesis, Technische Universität Darmstadt - Institut für Geodäsie - FG Geodätsche Messsysteme und Sensorik, 2012.
- [26] Chelton D.B., Walsh E.J. und MacArhtur J.L. Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6:407–438, 1989.
- [27] Cheng Y. und Andersen O.B. Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. *J. Geophys. Res.*, 116(DOI:10.1029/2011JC007172):C11001, 2011.
- [28] CLS under contract to ESA and CNES. *Radar Altimetry Tutorial*, aufgerufen 2012. http://www.altimetry.info/html/alti/dataflow/processing/geophys_corr/pole_tides_en.html, aufgerufen 05/2013.
- [29] CNES, EUMETSAT, JPL, NOAA/NESDIS. *OSTM/Jason-2 Products Handbook*, 2011.

-
- [30] Tengen D. *Höhenänderungen im Bereich der Niedersächsischen Nordseeküste bestimmt aus Nivellement- und GPS Messungen*. Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der Technischen Universität Braunschweig, 2010. ISBN 3926146214.
- [31] Dach R., Hugentobler U., Fridez P. und Meindl M. *Bernese GPS-Software Version 5.0*. 2007.
- [32] Deutsch M. Zur Geschichte des preußischen Pegelwesens im 19. Jahrhundert . *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 54(H.2):65–73, 2010.
- [33] Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. *Pegelvorschrift - Anlage F - Richtlinie für die digitale Erfassung, Speicherung und Fernübertragung von Gewässerkundlichen Daten*, 1985.
- [34] Eckholdt M. Johann Albert Eytelwein (1764-1848) . *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 1:1–22, 1965.
- [35] European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). Jason-2, 2012. <http://www.eumetsat.int/Home/Main/Satellites/Jason-2/MissionOverview/index.htm>, aufgerufen 05/2013.
- [36] Fenoglio-Marc L., Braitenberg C. und Tunini L. Sea level variability and trends in the Adriatic Sea in 1993-2008 from tide gauges and satellite altimetry. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2011.
- [37] Fenoglio-Marc L., Schoene T., Illigner J., Becker M., Manurung P. und Khafid. Sea Level Change and Vertical Motion from Satellite Altimetry, Tide Gauges and GPS in the Indonesian Region. *Marine Geodesy*, 35:sup1, 137-150T, 2012.
- [38] Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements. *Höhen über N.N. von Festpunkten und Pegeln im Gebiet der Deutschen Nordseeküste und der Strommündungen*. Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements, 1937.
- [39] Liebsch G. *Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen*. Dr.-Ing. Dissertation, Technische Universität Dresden, 1997. ISSN 0065-53525, ISBN 3769695259.
- [40] Germanischer Lloyd WindEnergie GmbH. FINO-1. Technical report, 2003. <http://www.fino-offshore.de>, aufgerufen 05/2013.
- [41] Gönnert G., Jensen J., von Storch H., Thumm S., Wahl T. und Weisse R. Der Meeresspiegelanstieg - Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung. *Die Küste*, 76(ISSN 0452-7739, ISBN 978-3-8042-1067-):225–254, 2009.
- [42] GOCE-Projektbüro Deutschland am Institut für astronomische und physikalische Geodäsie der Technischen Universität München. Gezeitenmodelle.
- [43] Gomez-Enri J., Jimenez-Garay R., Villares P., Arias M., Alonso J.J. und Catalan Perez-Urquiola M. Measuring ocean wave-skewness in the Austral Ocean from Radar Altimetry . *New Developments and Challenges in Remote Sensing*, Z. Bochenek (ed.), :433–440, 2011.
- [44] Gommenginger C., Thibaut P., Fenoglio-Marc L., Quartly G., Deng X., Gómez-Enri J., Challenor P. und Gao Y. *Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts*. Springer Berlin Heidelberg, 2011. Seite 61-101.
- [45] Kahmen H. *Physical Geodesy*. Walter de Gruyter und Co, 2006.

-
- [46] Niedersächsisches Landesvermessungsamt (Hannover), Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein (Kiel), and Bundesanstalt für Gewässerkunde (Koblenz). *Die Wiederholung des deutschen Nordseeküstennivellements in den Jahren 1949-1955 (1959) und der Vergleich mit der ersten Messung in den Jahren 1928-1931*. Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland, 1960.
- [47] Ihde J., Mäkinen J. und Sacher M. IAG Sub-commission 1.3a EUREF - Conventions for the Definition and Realization of a European Vertical Reference System (EVRS). In *EVRS Conventions 2007*, 2008. <http://www.bkg.bund.de/geodIS/EVRS/SharedDocs/Downloads/Publications/EVRFConventions2007,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/EVRFConventions2007.pdf>, aufgerufen 05/2013.
- [48] Information and Service System for European Coordinate Reference Systems. Description of national Coordinate Reference Systems (CRS) of European Countries. Technical report, Bundesamt für Kartografie und Geodäsie, EUREF, EuroGeographics, 2012. http://www.crs-geo.eu/nn_124226/crseu/EN/CRS__Description/crs-national__node.html?__nnn=true, aufgerufen 05/2013.
- [49] Institut für Astronomische, Physikalische und Mathematische Geodäsie, Universität Bonn. *Begriffe der Astronomischen, Physikalischen und Mathematischen Geodäsie*.
- [50] International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). *IERS Conventions (2010)*, IERS Technical Note No. 36, 2010.
- [51] Ihde J., editor. *Zukunft der Höhenreferenzsysteme - Kombination von geometrischen und gravimetrischen Parametern*. Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2006. http://www.bafg.de/DE/05_Wissen/02_Veranst/2006/16_11_06/ihde.pdf?__blob=publicationFile, aufgerufen 05/2013.
- [52] Kouba J. *Guide to using international GNSS service (IGS) products*. Geodetic Survey Division, Natural Resources Canada, 2009. <http://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/resource/pubs/UsingIGSProductsVer21.pdf>, aufgerufen 05/2013.
- [53] Jensen J., Frank T., Wahl T. und Dangendorf S. *KFKI-Projekt AMSeL Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste*. 03. 2011. Auftragsnummer: WBL 199D, BMBF 03KIS068.
- [54] Jensen J. und Mudersbach C. Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In *Workshop: Klimaänderung und Küstenschutz*, S. 115-128, 2004.
- [55] Lambeck K. *Geophysical Geodesy - The Slow Deformation of the Earth*. Oxford University Press, 1988.
- [56] Novotny K. *Untersuchungen von Meeresspiegelvariationen in der Ostsee: Kombination von Satellitenaltimetrie, Pegelmessungen und einem ozeanografischen Modell*. Dr.-Ing. Dissertation, Technische Universität Dresden, 2006. ISSN 0065-53525, ISBN 3769695259.
- [57] Kuratorim für Wasser- und Kulturbauwesen e.V. (KWK), Dutscher Verband für Wasserwirtschaft e.V. (DVWW). *Pegelvorschrift - Anlage E - Richtlinie für die Anwendung der elektronischen Datenverarbeitung im Pegelwesen*, 1978.
- [58] Fenoglio-Marc L. *Sea Surface Determination with Respect to European Vertical Datums*. Dr.-Ing. Dissertation, Technische Hochschule Darmstadt, 1996. ISSN 0065-5325, ISBN 3769695054.
- [59] Lange O. Erhaltung der Pegel in richtiger Höhenlage . *Die Wasserwirtschaft*, 2(Jahrgang 43/1952/53):46–49, 1952.

-
- [60] Lange O. 150 Jahre deutsches Pegelwesen. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 1:1–29, 1960.
- [61] Lassen H. und Siefert W. Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg in der Deutschen Bucht. *Deutsche Hydrographische Gesellschaft*, 17:21–27, 1989.
- [62] Leismann M., Klees R. und Beckers H. Untersuchungen verschiedener Höhesysteme dargestellt an einer Testschleife in Rheinland-Pfalz. *Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, 296 (ISSN 0065-5317, ISBN 3769685806), 1992.
- [63] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Anlage B - Anweisung für das Beobachten und Warten der Pegel*, 1978.
- [64] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Stammtext*, 1978.
- [65] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Anlage A - Richtlinie für den Bau von Pegeln mit Anhang „Pegelgeräte“*, 1988.
- [66] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Anlage D - Richtlinie für die Abfluß und Durchflußmessungen - Anhang I - Ergänzungen für das Küstengebiet*, 1995.
- [67] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Anlage C - Anweisung für das Festlegen und Erhalten der Pegel in ihrer Höhenlage*, 1997.
- [68] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Stammtext*, 1997.
- [69] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Bundesministerium für Verkehr (BMV). *Pegelvorschrift - Anlage D - Richtlinie für die Abfluß und Durchflußmessungen - Anhang II - Meßgeräte*, 1998.
- [70] Lyard F., Lefevre F., Letellier T. und Francis O. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56 (DOI 10.1007/s10236-006-0086-x):394–415, 2006.
- [71] Baumgartner M. *Simultane Schätzung von Schwerefeldkorrekturen und großskaligen Meeresspiegelschwankungen aus Satellitenaltimeterdaten*. Dr.-Ing. Dissertation, Technische Universität München, 2001. ISSN 0065-5352, ISBN 3769695844.
- [72] Ekman M. *The Impact Of Geodynamic Phenomena On Systems For Height And Gravity*. 1988.
- [73] Hooijberg M. *Geometrical Geodesy*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 2001. ISBN: 978-3-540-25449-2.
- [74] Maniak U. Entwicklung der Hydrologie - Vom Wassermarker zum Satellit. In *200 Jahre Hydrologie in Deutschland*, 2010. http://www.bafg.de/DE/05_Wissen/02_Veranst/2010/200jahrehydro_maniak.html?nn=169988, aufgerufen 05/2013.
- [75] Mercier F., Rosmoduc V., Carrere L. und Thibaut P. Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook. Technical report, Centre National D'Etudes Spatiales, 2010. CLS-DOS-NT-10-246, SALP-MU-POP-16031-CN 01/00.
- [76] Müller-Navara S.H. Über neuere Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersagen für die Deutsche Nordseeküste. *Die Küste*, 76 (ISSN 0452-7739, ISBN 978-3-8042-1067-7):193–203, 2009.

-
- [77] Niemeier W., Wanninger L., Sudau A., Jahn C.H., Weiß R., Heinert M., Tengen D., Rost C. und Horst S. *Abschlussbericht des KFKI-Forschungsvorhaben IKÜS*. Technische Universität Dresden, 2008.
- [78] Baur O. *Ozeangezeitenlösungen aus Bahnstörungen ernäher Satelliten*. Diplomarbeit, Geodätisches Institut der Universität Stuttgart, 2002.
- [79] Lange O. *Der Einfluß wechselnder Wasserstände auf die Höhenlage von Festpunkten*. Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements, 1937.
- [80] Steigenberger P. *MATLAB-Toolbox zur TOPEX/POSEIDON Altimeterdatenverarbeitung*. Diplomarbeit, Technische Universität München, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, 2002.
- [81] Pachauri R.K., Bernstein L., Bosch P., Canziani O., Chen Z., Christ R., Davidson O., Hare W., Huq S., Karoly D., Kattsov V., Kundzewicz Z., Liu J., Lohmann U., Manning M., Matsuno T., Menne B., Metz B., Mirza M., Nicholls N., Nurse L., Pachauri R., Palutikof J., Parry M., Qin D., Ravindranath N., Reisinger A., Ren J., Riahi K., Rosenzweig C., Rusticucci M., Schneider S., Sokona Y., Solomon S., Stott P., Stouffer R., Sugiyam T., Swart R., Tirpak D., Vogel C. und Yohe G. *Klimaänderung 2007 - Synthesebericht*. Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, WMO/UNEP), 2007.
- [82] Reichs- und Preussisches Ministerium für Ernährung und Landwirtschaft, Berlin, Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements. *Pegelvorschrift - Stammtext mit Anlagen I-VII*, 1935.
- [83] Savcenko R. und Bosch W. DGFI Report - EOT11a - empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry No. 89. Technical report, Deutsche Geodätisches Forschungsinstitut, 2012. http://www.dgfi.badw.de/fileadmin/docs/dgfi_reports/DGFI_Report_89.pdf, aufgerufen 05/2013.
- [84] Scharroo R., Lillibridge J., Smith W. und Schrama E. Cross-calibration and long term monitoring of the microwave radiometers of ers, topex, gfo, jason and envisat. *Marine Geodesy*, 27(279-297), 2004.
- [85] Schmid R., Rothacher M., Thaller D. und Steigenberger P. Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas. Impact on GPS solutions and estimation of azimuthal phase center variations of the satellite antenna. *GPS-Solutions*, 9(283-298), 2005.
- [86] Leonhard T. *Zur Berechnung von Höhenänderungen in Norddeutschland Modelldiskussion, Lösbarkeitsanalyse und numerische Ergebnisse*. Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, 1998. ISSN: 0174-1454.
- [87] Tran N., Vandemark D., Labroue S., Feng H., Chapron B., Tolman H.L., Lambin J. und Picot N. Sea state bias in altimeter sea level estimates determined by combining wave model and satellite data. *Journal Of Geophysical Research*, 115(C03020, doi:10.1029/2009JC005534), 2010. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009JC005534.shtml>, aufgerufen 05/2013.
- [88] UNESCO - Intergovernmental Oceanographic Commission. *Manual on Sea Level - Measurement and interpretation - Volume IV: Update to 2006*, 2006.
- [89] Vetter H., Weber D., Gedon R., Kulle U., Lang M. und Sacher M. *Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Bundesrepublik Deutschland (AdV) - Deutsches Haupthöhennetz 1992 (DHHN92)*. 1985. Bayerisches Landesvermessungamt, Postfach 220004, 80535 München.

-
- [90] von Gyldenfeld A., Blasi C., Sudau A. und Liebsch G. National report of germany. Technical report, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie, 2009. http://www.gloss-sealevel.org/publications/documents/germany_gexi2009.pdf, aufgerufen 05/2013.
- [91] Torge W. *Geodäsie*. Walter de Gruyter, vormals G.J. Göschen Verlagsbuchhandlung, 1975. ISBN 3110043947.
- [92] Torge W. *Geodäsie*. Walter de Gruyter, 2003. ISBN 3110175452.
- [93] Wanninger L., Rost C., Hartlieb G. und Köhr M. Zur Problematik des Antennenwechsels auf GNSS-Referenzstationen. *Zeitschrift für Vermessungswesen ZfV*, 4(171-175), 2006.
- [94] Wanninger L. und Fettke M. GNSS-Antennenwechsel auf den SAPOS-Referenzstationen in Rheinland-Pfalz. *Zeitschrift für Vermessungswesen (ZfV)*, 6:375–380, 2008. http://tu-dresden.de/die_tu_dresden/fakultaeten/fakultaet_forst_geo_und_hydrowissenschaften/fachrichtung_geowissenschaften/gi/gg/veroeffentlichungen/wanninger_fettke_zfv08.pdf, aufgerufen 05/2013.
- [95] Wasser- und Schifffahrtsamt Emden. *Pegelstammbuch Pegel Norderney - Hafen*. Wasser und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, 2011.
- [96] Wasser- und Schifffahrtsamt Emden. *Pegelstammbuch Pegel Norderney - Riffgat*. Wasser und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, 2011.
- [97] Wasser und Schifffahrtsamt Cuxhaven. ATSE Automatische Tidescheitelwertwerkennung. Technical report, Wasser- und Schifffahrtsamt Cuxhaven, 1991.
- [98] Weiß R. und Sudau A. Geodätische Aspekte zu Höhen und Höhenänderungen der Pegeln und Pegelfestpunkte in der Deutschen Bucht. *Hydrologie und Wasserwirtschaft*, 5(56):257–275, 2012.
- [99] Weiß R. und Sudau A. GNSS@tidegauge in der Deutschen Bucht Auswertung und Ergebnisse im Referenzsystem IGS05/IGS08. *KLIWAS Schriftenreihe*, 11, 2013.
- [100] Weiß R. und Sudau A. Satellitengestützte Überwachung der Pegelnullpunktshöhe in der Deutschen Bucht. *Die Küste*, 78, 2013.

A Anhang zu Kapitel 3 und 4

A.1 Ausgewählte Pegelstellen im Bereich der Deutschen Bucht

Tabelle 74: Ausgewählte Pegelstandorte im Bereich der Deutschen Bucht

Vollständiger Name	4Ch	Breite	Länge	WSA	Bemerkung
FINO-3	TGF3	55.1920	7.1530		kein perm. Pegel
Hörnum	HOE2	54.7580	8.3190	Tönning	off. WSV-Pegel
Dagebüll	TGDA	54.7250	8.6810	Tönning	off. WSV-Pegel
Helgoland - Binnenhafen	HELG	54.1750	7.9030	Tönning	off. WSV-Pegel
Büsum	TGBU	54.1250	8.8470	Tönning	off. WSV-Pegel
FINO-1	0702	54.0080	6.5970		kein perm. Pegel
Cuxhaven - Steubenhöft	TGCU	53.8750	8.7080	Cuxhaven	off. WSV-Pegel
LT Alte Weser	LHAW	53.8580	8.1250	Bremerhaven	off. WSV-Pegel
LT Mellumplate	TGME	53.7750	8.0970	Wilhelmshaven	off. WSV-Pegel
Dwarsgat	FLDW	53.7250	8.3190	Bremerhaven	off. WSV-Pegel
Borkum-Südstrand	BORS	53.5750	6.6530	Emden	off. WSV-Pegel
Borkum-Fischerbalje	TGBF	53.5580	6.7360	Emden	off. WSV-Pegel
Wilhelmshaven - Neuer Vorhafen	TGWH	53.5420	8.810	Wilhelmshaven	off. WSV-Pegel
Bremerhaven - Alter Leuchtturm	TGBH	53.5420	8.5690	Bremerhaven	off. WSV-Pegel
Knock	TGKN	53.3250	7.0420	Emden	off. WSV-Pegel
Emden Neue Seeschleuse	TGEM	53.3368	7.1863	Emden	off. WSV-Pegel
Wittdün	TGWD	54.6318	8.3839	Tönning	off. WSV-Pegel
Langeoog	TGLA	53.7232	7.5015	Emden	off. WSV-Pegel
Pellworm	TGPE	54.5004	8.7023	Tönning	off. WSV-Pegel

A.2 GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht

Tabelle 75: GNSS-Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht (Stand 2012)

Vollständiger Name	4Ch	Einrichtung	Empfänger	Antenne	Ind. Antennenkalibrierung
FINO-3	TGF3	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Hörnum	HOE2	BKG	JAVAD Legacy-E	LEIAR25.R3 LEIT	k.A.
Dagebüll	TGDA	BfG	Leica GRX1200 PRO	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Helgoland - Binnenhafen	HELG	HELG	JAVAD Legacy-E	LEIAT504GG LEIS	k.A.
Büsum	TGBU	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
FINO-1	0702	LGLN	Trimble 4700	TRM29659.00 TCWD	k.A.
Cuxhaven - Steubenhöft	TGCU	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
LT Alte Weser	LHAW	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
LT Mellumplate	TGME	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Dwarsgat	FLDW	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Borkum-Südstrand	BORS	BfG	JAVAD Legacy-E	LEIAR25.R3 LEIT	k.A.
Borkum-Fischerbalje	TGBF	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Wilhelmshaven - Neuer Vorhafen	TGWH	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Bremerhaven - Alter Leuchtturm	TGBH	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Knock	TGKN	BfG	Leica GRX1200 PRO	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Emden Neue Seeschleuse	TGEM	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AT0504GG LEIS	Geo++
Wittdün	TGWD	BfG	Leica GRX1200 +GNSS	Leica AR25.R3 LEIT	Geo++

B Anhang zu Kapitel 8.2

B.1 Auswertungen instantaner 1Hz Altimeterbeobachtungen am Leuchtturm Alte Weser

Analog der Auswertungen aus Kapitel 8.2 geben die folgenden Abbildungen die Differenzen zwischen Altimeterbeobachtungen und Pegelbeobachtungen des Pegels LT Alte Weser wieder. In Abbildung 191 sind die absoluten Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimeter- und Pegelbeobachtungen dargestellt.

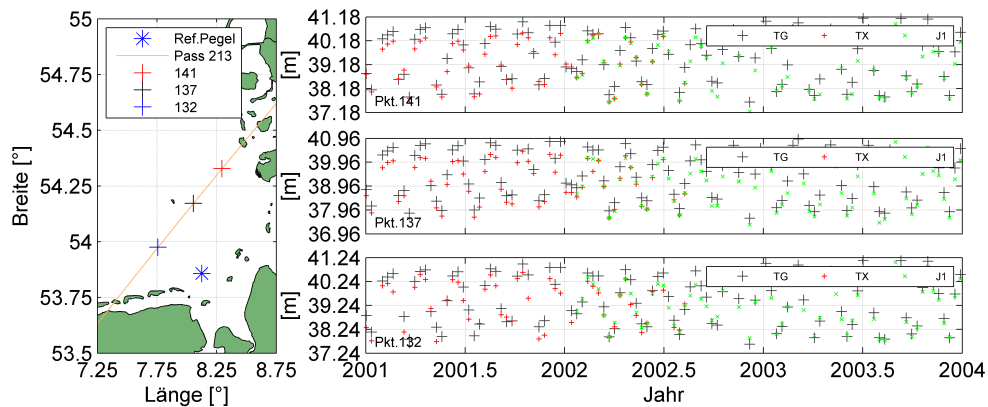


Abbildung 191: Ellipsoidische Meeresspiegelhöhen auf Basis von Altimeterbeobachtungen an den Altimeterfußpunkten der NASA/CNES-Missionen und zeitgleiche Beobachtungen des Pegels LT Alte Weser

In den Abbildung 192 und 193 sind die Differenzen zwischen Altimeter- und Pegelbeobachtungen am Pegel LT Alte Weser dargestellt. Im Gegensatz zu den Auswertungen gegenüber dem Pegel Helgoland (vgl. Abbildung 150) zeigt sich eine stärkerer Abhängigkeit der Differenzen von der Tidephase. Weiterhin geht aus der Abbildung hervor, dass der Zusammenhang zwischen Tidephase und Differenzen keiner idealisierten Tidekurve entspricht. Ursachen hierfür sind neben dem größeren Abstand auch die Lage des Pegel LT Alte Weser am Mündungstrichter der Weser. Nach Anwendung der empirischen Tidephasenkorrektur und der Umrechnung in physikalische Differenzen auf Basis des EGM2008 (mean-tide) ergeben sich die in Abbildung 193 verbleibenden Abweichungen.

Für alle Bodenpunkte sind in den Abbildungen 194 und 195 die Korrelationskoeffizienten und die Standardabweichungen der Differenzen dargestellt. Die statistischen Kennzahlen werden in Tabelle 76 zusammengefasst.

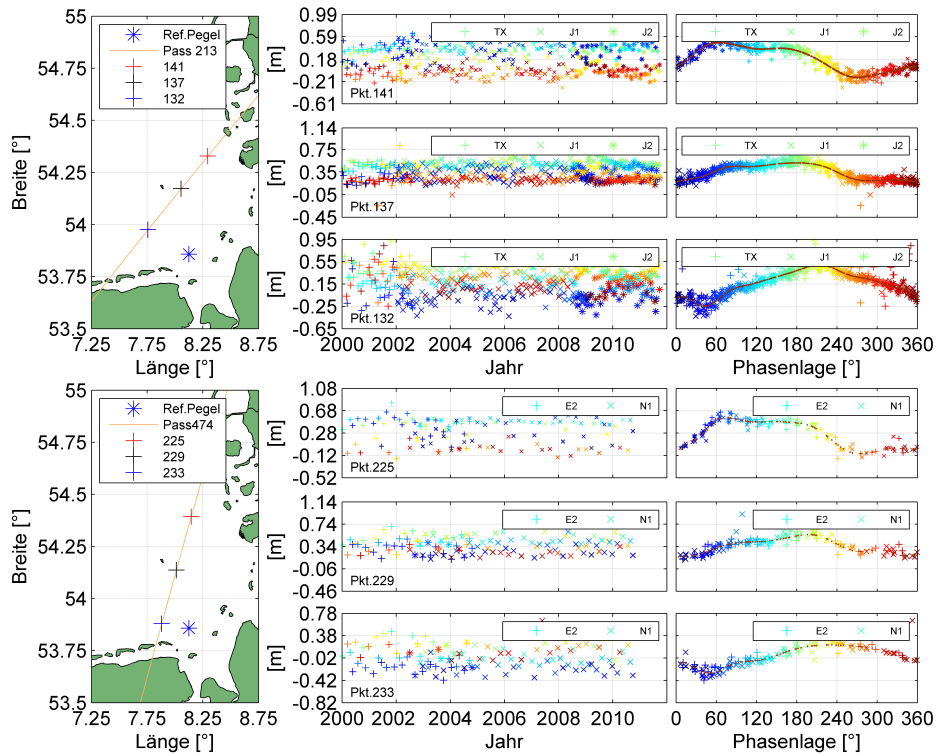


Abbildung 192: Instantane Differenzen ellipsoidischer Meeresspiegelhöhen als Funktion der Zeit und Tidephase (Referenzpegel LT Alte Weser)

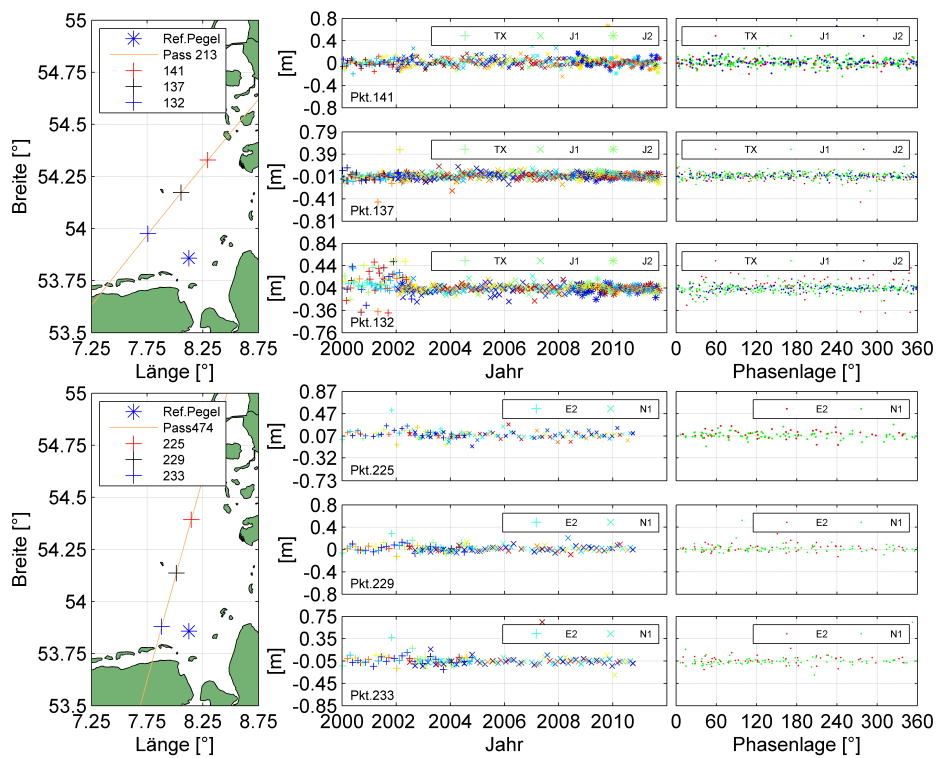


Abbildung 193: Tidephasenkorrigierte instantane Differenzen der physikalischen Meeresspiegelhöhe (Pegel LT Alte Weser)

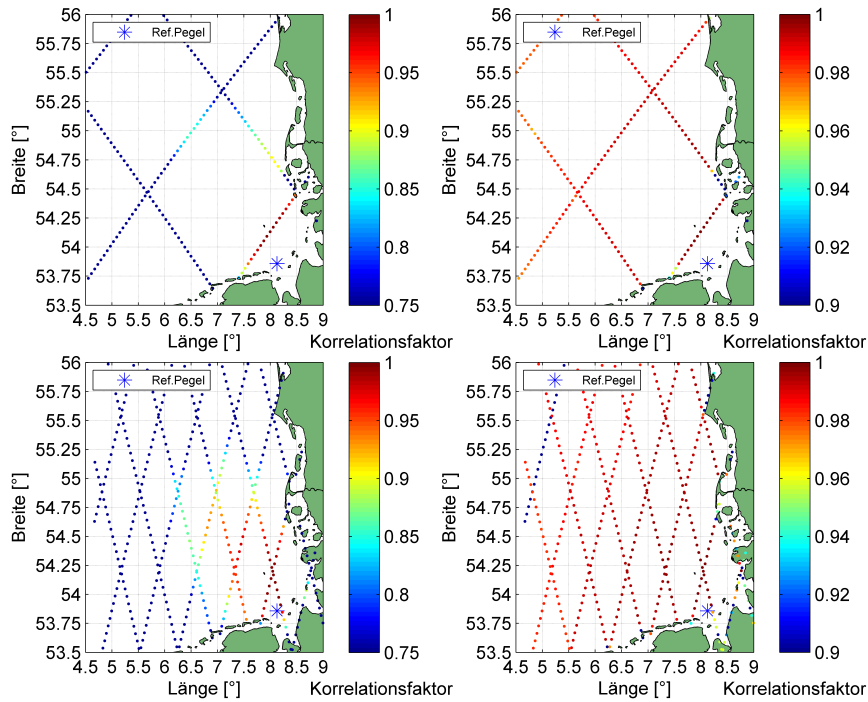


Abbildung 194: Korrelationsfaktoren zwischen Altimeterbeobachtungen und dem Pegel LT Alte Weser mit (rechts) und ohne (links) Tidephasenkorrektur im Bereich der Deutschen Bucht

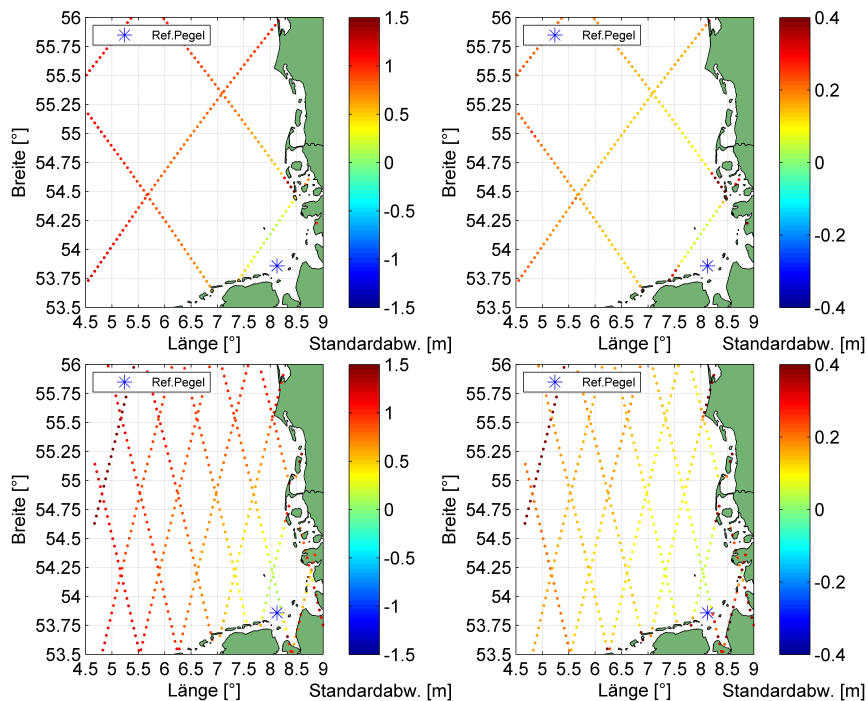


Abbildung 195: Standardabweichung der Differenzzeitreihen pegel- und altimeterbasierter Meeresspiegelhöhen (oben NASA/CNES-, unten ESA-Missionen) im Bereich der Deutschen Bucht (mit (rechts) und ohne (links) empirische Tidephasenkorrektur, Referenzpegel LT Alte Weser)

Tabelle 76: Statistische Kennzahlen ausgewählter Altimeterfußpunkte gegenüber dem Referenzpegel LT Alte Weser

Mission	Dist Pegel [km]	Korr.	ohne Tidephasenkorrektur				mit Tidephasenkorrektur				Ist	Soll	%	
			ellip. Differenz		phys. Differenz		ellip. Diff		phys. Diff					
			Mittelw. [m]	Stabw. [m]	Mittelw. [m]	Stabw. [m]	Korr.	Mittelw. [m]	Stabw. [m]	Mittelw. [m]	Stabw. [m]			
NASA/CNES Missionen														
Punkt 132														
TX	27.4	0.9688	0.277	0.282	0.131	0.275	0.9898	0.286	0.164	0.140	0.158	70	91	76.9
J1	27.5	0.9840	0.170	0.222	0.032	0.219	0.9987	0.162	0.055	0.024	0.052	229	251	91.2
J2	27.5	0.9824	0.160	0.224	0.023	0.220	0.9989	0.162	0.047	0.025	0.050	113	119	95.0
N/C	27.5	0.9835	0.173	0.225	0.034	0.222	0.9978	0.174	0.071	0.035	0.070	386	430	89.8
Punkt 137														
TX	35.4	0.9975	0.343	0.137	-0.012	0.137	0.9990	0.341	0.051	-0.013	0.052	87	91	95.6
J1	35.3	0.9966	0.360	0.136	0.005	0.136	0.9988	0.361	0.054	0.006	0.054	244	251	97.2
J2	35.2	0.9961	0.359	0.144	0.005	0.144	0.9986	0.361	0.053	0.006	0.053	114	119	95.8
N/C	35.3	0.9963	0.356	0.144	0.001	0.143	0.9985	0.356	0.059	0.001	0.059	414	430	96.3
Punkt 141														
TX	53.7	0.9835	0.196	0.215	0.008	0.216	0.9991	0.195	0.048	0.006	0.052	82	91	90.1
J1	53.7	0.9764	0.208	0.235	0.018	0.232	0.9983	0.210	0.062	0.020	0.060	230	251	91.6
J2	53.6	0.9754	0.207	0.229	0.016	0.230	0.9984	0.205	0.059	0.014	0.058	112	119	94.1
N/C	53.7	0.9783	0.200	0.230	0.010	0.228	0.9984	0.201	0.062	0.012	0.060	399	430	92.8
ESA-Missionen														
Punkt 225														
E2	59.6	0.9660	0.341	0.230	0.124	0.233	0.9972	0.340	0.067	0.122	0.070	32	34	94.1
N1	59.2	0.9825	0.299	0.230	0.076	0.232	0.9990	0.304	0.047	0.080	0.047	77	84	91.7
ESA	59.3	0.9777	0.316	0.233	0.094	0.234	0.9986	0.314	0.053	0.093	0.054	100	107	93.5
Punkt 229														
E2	30.6	0.9951	0.369	0.141	0.035	0.140	0.9973	0.368	0.066	0.034	0.065	33	34	97.1
N1	31.5	0.9983	0.350	0.137	0.009	0.137	0.9993	0.352	0.041	0.010	0.040	80	84	95.2
ESA	31.3	0.9976	0.353	0.135	0.013	0.135	0.9987	0.355	0.052	0.015	0.052	103	107	96.3
Punkt 235														
E2	16.2	0.9770	0.031	0.215	-0.013	0.210	0.9966	0.023	0.075	-0.021	0.072	32	34	94.1
N1	16.4	0.9862	-0.037	0.181	-0.059	0.182	0.9986	-0.037	0.057	-0.059	0.057	80	84	95.2
ESA	16.3	0.9836	-0.020	0.191	-0.048	0.190	0.9970	-0.020	0.079	-0.048	0.075	103	107	96.3

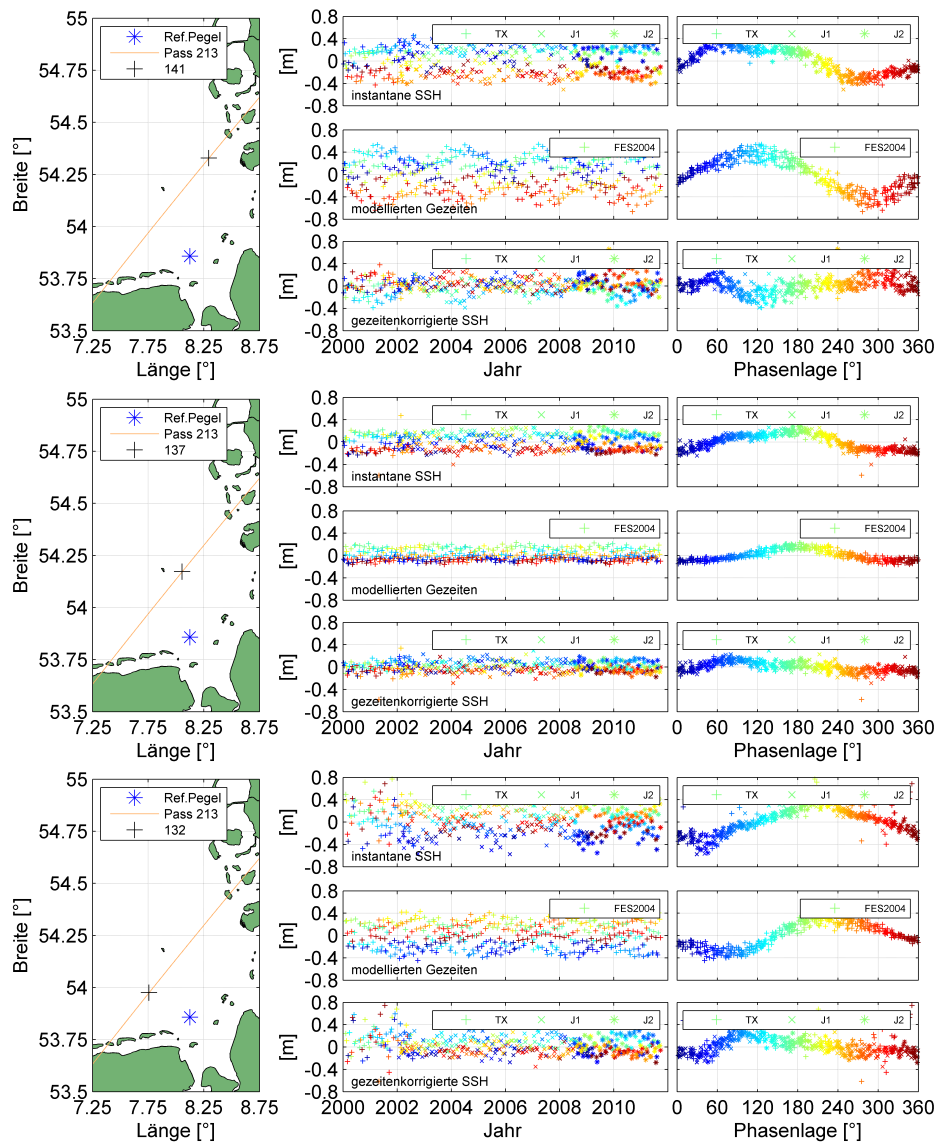


Abbildung 196: Instantane, modellierte (FES2004) und gezeitenkorrigierte Differenzen der Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel LT Alte Weser

B.2 Auswertungen ozeangezeitenkorrigierter 1Hz Altimeterbeobachtungen am LT Alte Weser

Unter Anwendung des Ozeangezeitenmodells FES2004 ergeben sich die in Abbildung 196 dargestellten instantanen, modellierten und gezeitenkorrigierten Differenzen für drei ausgewählte Altimeterfußpunkte. In Abbildung 197 sind die instantanen und modellierten Differenzen zwischen Pegel- und Altimeterbeobachtungen dargestellt. Analog den Auswertungen gegenüber dem Pegel Helgoland zeigen die Fußpunkte 132 und 137 noch gute Übereinstimmungen, während die Differenzen am Fußpunkt 141 wesentlich größer ausfallen.

Bei einer flächenhaften Darstellung ergeben sich die in Abbildung 198 dargestellten Korrelationskoeffizienten. In Abbildung 199 sind die Standardabweichungen der Differenzen zwischen ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Altimeter- und Pegelbeobachtungen abgebildet. Analog erfolgt in Abbildung 200 die Darstellung der Differenzen auf Basis des EOT11a Ozeangezeitenmodells. Die statistischen Kennzahlen werden in Tabelle 77 wiedergegeben.

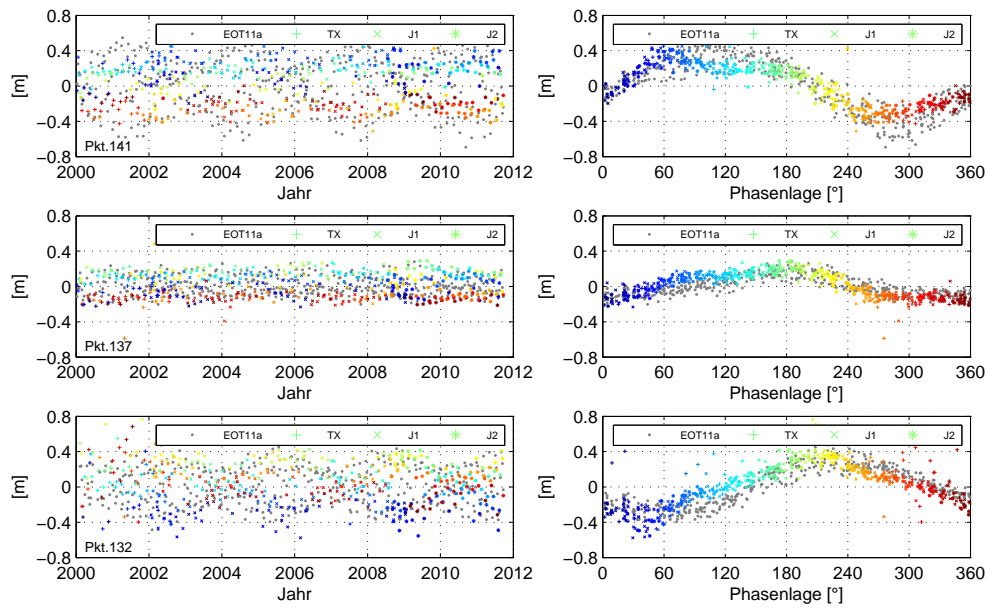


Abbildung 197: Beobachtete und modellierte mittelwertzentrierte Differenzen (EOT11a) der ellip. Meeresspiegelhöhe gegenüber dem Pegel LT Alte Weser

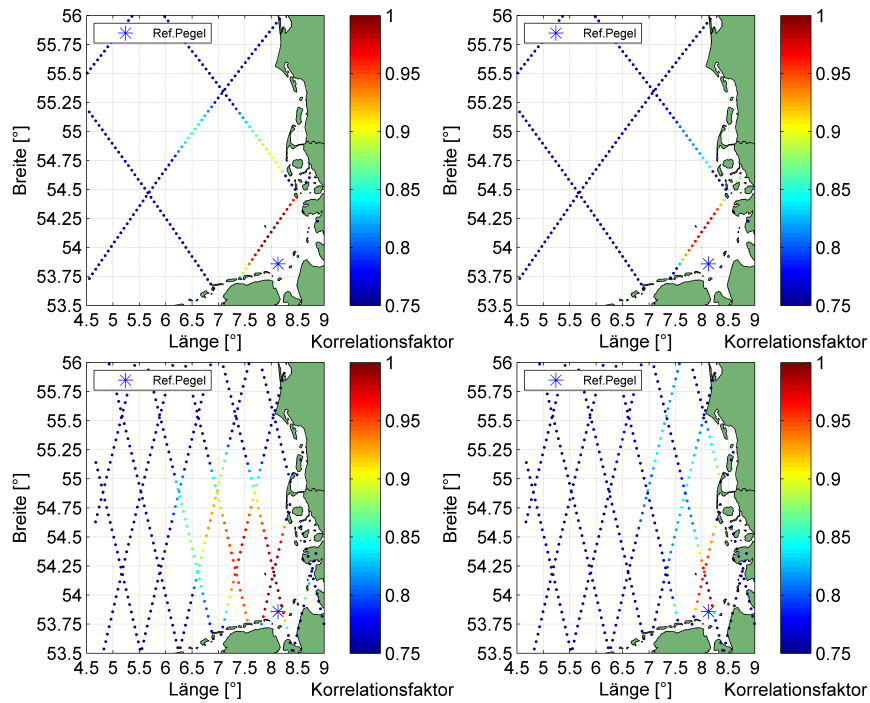


Abbildung 198: Korrelationsfaktoren der unkorrigierten (links) und ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)

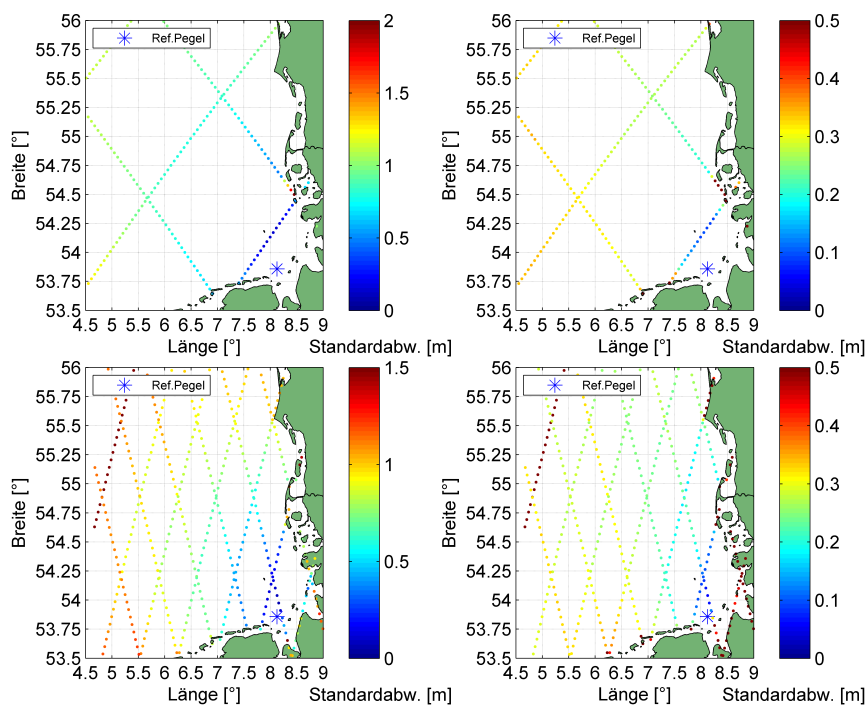


Abbildung 199: Standardabweichungen der unkorrigierten (links) und ozeangezeitenkorrigierten (FES2004) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)

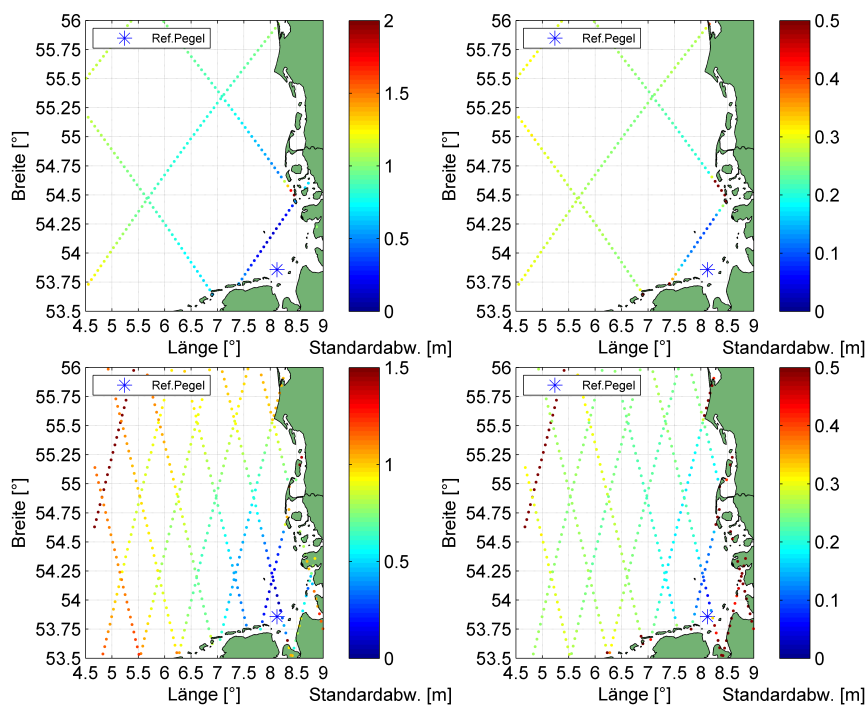


Abbildung 200: Standardabweichungen der unkorrigierten (links) und ozeangezeitenkorrigierten (EOT11a) Differenzen (Pegel LT Alte Weser)

Tabelle 77: Statistische Kennzahlen für gezeitenkorrigierte Beobachtungen ausgewählter Altimeterfußpunkte (NASA/CNES-Missionen) gegenüber dem Referenzpegel LT Alte Weser

NASA/CNES-Missionen																	
Mis.	Pegel [km]	ohne Gezeitenkorrektur			Gezeitenkorrektur FES2004			Gezeitenkorrektur GOT4.7			Gezeitenkorrektur DTU2010			Gezeitenkorrektur EOT11a			Beob. [%]
		Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	
Punkt 132																	
TX	27.4	0.9688	0.277	0.282	0.8361	0.289	0.215	0.8296	0.278	0.218	0.8178	0.280	0.217	0.8400	0.286	0.210	76.9
J1	27.5	0.9840	0.170	0.222	0.9528	0.162	0.127	0.9379	0.166	0.133	0.9691	0.167	0.094	0.9534	0.162	0.121	91.2
J2	27.5	0.9824	0.160	0.224	0.9302	0.155	0.136	0.9165	0.159	0.142	0.9532	0.159	0.104	0.9315	0.155	0.130	95.0
N/C	27.5	0.9835	0.173	0.225	0.9455	0.169	0.140	0.9327	0.174	0.146	0.9623	0.172	0.109	0.9478	0.168	0.132	89.8
Punkt 137																	
TX	35.4	0.9975	0.343	0.137	0.9795	0.346	0.084	0.9336	0.346	0.140	0.9782	0.346	0.078	0.9769	0.346	0.085	95.6
J1	35.3	0.9966	0.360	0.136	0.9788	0.357	0.094	0.9431	0.362	0.146	0.9790	0.363	0.087	0.9747	0.358	0.099	97.2
J2	35.2	0.9961	0.359	0.144	0.9644	0.359	0.097	0.9120	0.358	0.148	0.9662	0.361	0.088	0.9588	0.359	0.100	95.8
N/C	35.3	0.9963	0.356	0.144	0.9741	0.353	0.097	0.9313	0.358	0.151	0.9742	0.357	0.090	0.9709	0.353	0.099	96.3
Punkt 141																	
TX	53.7	0.9835	0.196	0.215	0.9417	0.174	0.143	0.8863	0.180	0.203	0.9328	0.175	0.140	0.9329	0.175	0.151	90.1
J1	53.7	0.9764	0.208	0.235	0.9627	0.204	0.122	0.8827	0.207	0.213	0.9637	0.211	0.114	0.9573	0.203	0.130	91.6
J2	53.6	0.9754	0.207	0.229	0.9395	0.206	0.135	0.8568	0.205	0.210	0.9408	0.204	0.124	0.9303	0.207	0.140	94.1
N/C	53.7	0.9783	0.200	0.230	0.9521	0.199	0.132	0.8785	0.202	0.210	0.9513	0.203	0.124	0.9455	0.199	0.139	92.8
ESA-Missionen																	
Punkt 225																	
E2	59.6	0.9660	0.341	0.230	0.9086	0.264	0.125	0.8472	0.375	0.161	0.8846	0.268	0.137	0.8823	0.265	0.135	94.1
N1	59.2	0.9825	0.299	0.230	0.9486	0.234	0.097	0.8991	0.285	0.145	0.9413	0.235	0.104	0.9417	0.230	0.102	91.7
ESA	59.3	0.9777	0.316	0.233	0.9352	0.241	0.106	0.8739	0.303	0.154	0.9215	0.242	0.115	0.9266	0.238	0.112	93.5
Punkt 229																	
E2	30.6	0.9951	0.369	0.141	0.9419	0.371	0.107	0.8839	0.417	0.147	0.9397	0.372	0.107	0.9190	0.370	0.119	97.1
N1	31.5	0.9983	0.350	0.137	0.9741	0.356	0.086	0.9389	0.385	0.138	0.9816	0.357	0.076	0.9685	0.354	0.090	95.2
ESA	31.3	0.9976	0.353	0.135	0.9646	0.359	0.093	0.9281	0.393	0.138	0.9710	0.359	0.086	0.9588	0.359	0.097	96.3
Punkt 233																	
E2	16.2	0.9770	0.031	0.215	0.8875	0.095	0.148	0.9148	0.075	0.130	0.9342	0.080	0.115	0.8785	0.092	0.148	94.1
N1	16.4	0.9862	-0.037	0.181	0.9380	0.032	0.123	0.9588	0.027	0.109	0.9665	0.029	0.094	0.9424	0.029	0.122	95.2
ESA	16.3	0.9836	-0.020	0.191	0.9153	0.050	0.139	0.9441	0.043	0.122	0.9518	0.046	0.109	0.9212	0.046	0.136	96.3

B.3 Auswertungen mittlerer 1Hz Altimeterbeobachtungen am Leuchtturm Alte Weser

Unter Nutzung aller Korrekturmodelle ergeben sich die in Abbildung 201 dargestellten ellipsoidischen Meeresspiegelhöhen auf Basis der Altimeterbeobachtungen und monatliche mittlere Tidemittelwasser am Pegel LT Alte Weser. Die Differenzen beider Zeitreihen werden in Abbildung 202 und die statistischen Kennzahlen in Tabelle 78 wiedergegeben. In den Abbildungen 203 und 204 sind die mittleren ellipsoidischen und physikalischen Differenzen dargestellt. Aus den Abbildungen sind keine ausgeprägten saisonalen Variationen ersichtlich.

Tabelle 78: Statistische Kennzahlen der Differenzen der monatlichen ellipsoidischen Meeresspiegelhöhe gegenüber den Pegel LT Alte Weser (NASA/CNES-Missionen)

Mis.	Pegel [km]	Gezeitenkorrektur FES2004			Gezeitenkorrektur GOT4.7			Gezeitenkorrektur DTU2010			Gezeitenkorrektur EOT11a			Anzahl		
		Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	Korr.	Mw. [m]	St. [m]	real	max	[%]
Punkt 132																
TX	27.4	0.4503	0.198	0.217	0.4459	0.200	0.213	0.4529	0.196	0.209	0.4563	0.197	0.210	115	119	96.6
J1	27.5	0.6900	0.136	0.122	0.7053	0.136	0.120	0.7218	0.133	0.119	0.7091	0.135	0.115	84	85	98.8
J2	27.5	0.5909	0.127	0.117	0.7298	0.131	0.095	0.7210	0.135	0.100	0.6378	0.124	0.107	40	40	100.0
N/C	27.5	0.5318	0.164	0.164	0.5548	0.159	0.160	0.5540	0.158	0.160	0.5686	0.158	0.154	224	229	97.8
Punkt 137																
TX	35.4	0.6955	0.335	0.136	0.6901	0.335	0.130	0.6457	0.335	0.146	0.6814	0.337	0.136	119	119	100.0
J1	35.3	0.7441	0.326	0.118	0.7559	0.328	0.120	0.7572	0.330	0.127	0.7475	0.326	0.117	84	85	98.8
J2	35.2	0.5427	0.322	0.132	0.6294	0.320	0.123	0.6123	0.324	0.140	0.5603	0.320	0.129	40	40	100.0
N/C	35.3	0.6951	0.336	0.131	0.7218	0.334	0.122	0.6767	0.334	0.140	0.7034	0.334	0.128	229	229	100.0
Punkt 141																
TX	53.7	0.5687	0.184	0.184	0.6362	0.179	0.149	0.4603	0.173	0.208	0.5723	0.184	0.175	117	119	98.3
J1	53.7	0.6006	0.189	0.169	0.6947	0.178	0.142	0.5619	0.185	0.187	0.6351	0.175	0.155	85	85	100.0
J2	53.7	0.3276	0.174	0.247	0.4496	0.172	0.205	0.4024	0.172	0.240	0.3455	0.174	0.238	40	40	100.0
N/C	53.7	0.5327	0.184	0.193	0.6183	0.177	0.157	0.4750	0.177	0.207	0.5447	0.181	0.185	227	229	99.1

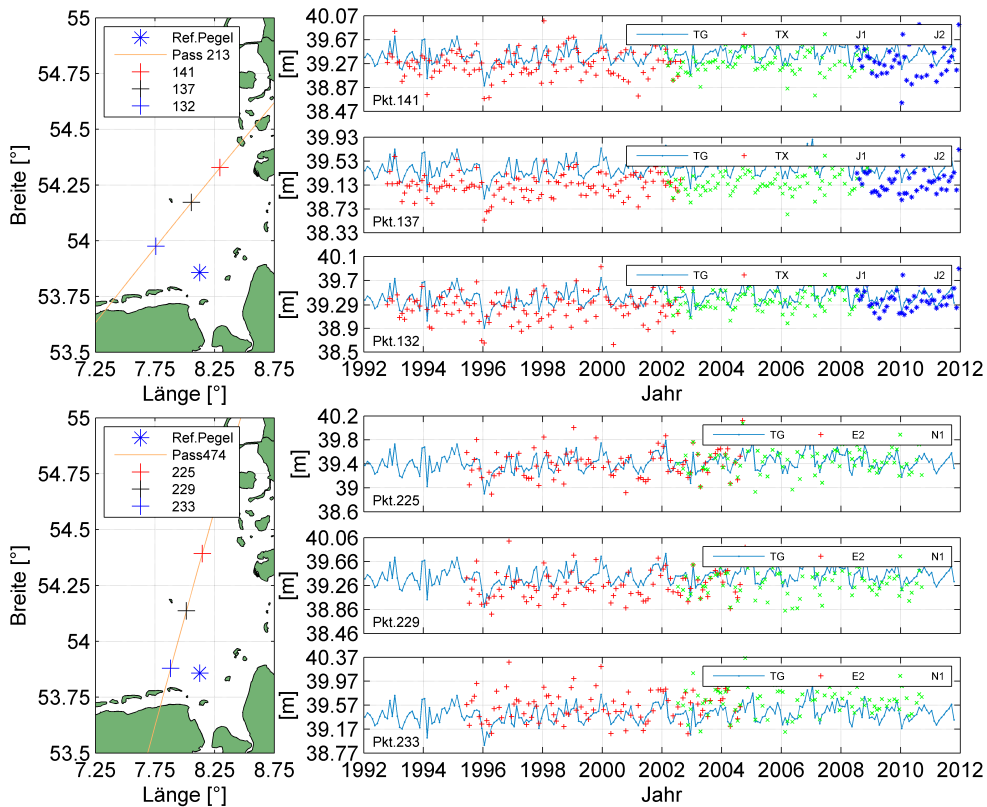


Abbildung 201: Ellipsoidische monatliche Tidemittelwasser des Pegels LT Alte Weser und monatliche ellip. SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen

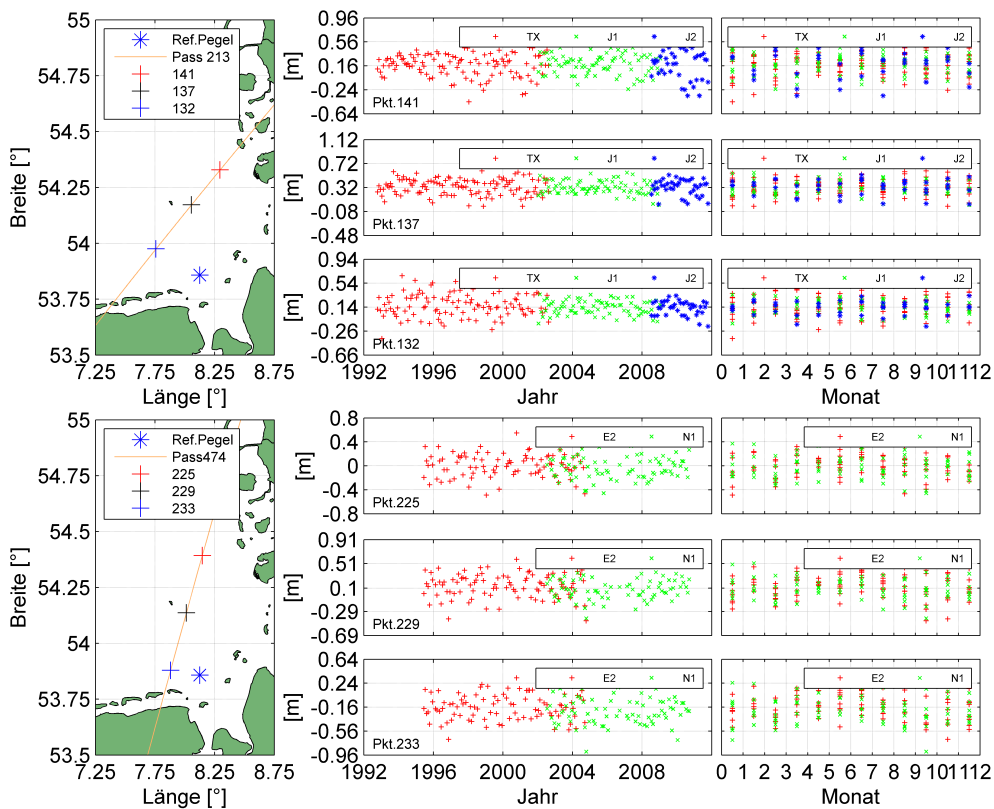


Abbildung 202: Ellipsoidische Differenzen zwischen monatlichen Tidemittelwasser des Pegels LT Alte Weser und SSH auf Basis von Altimeterbeobachtungen

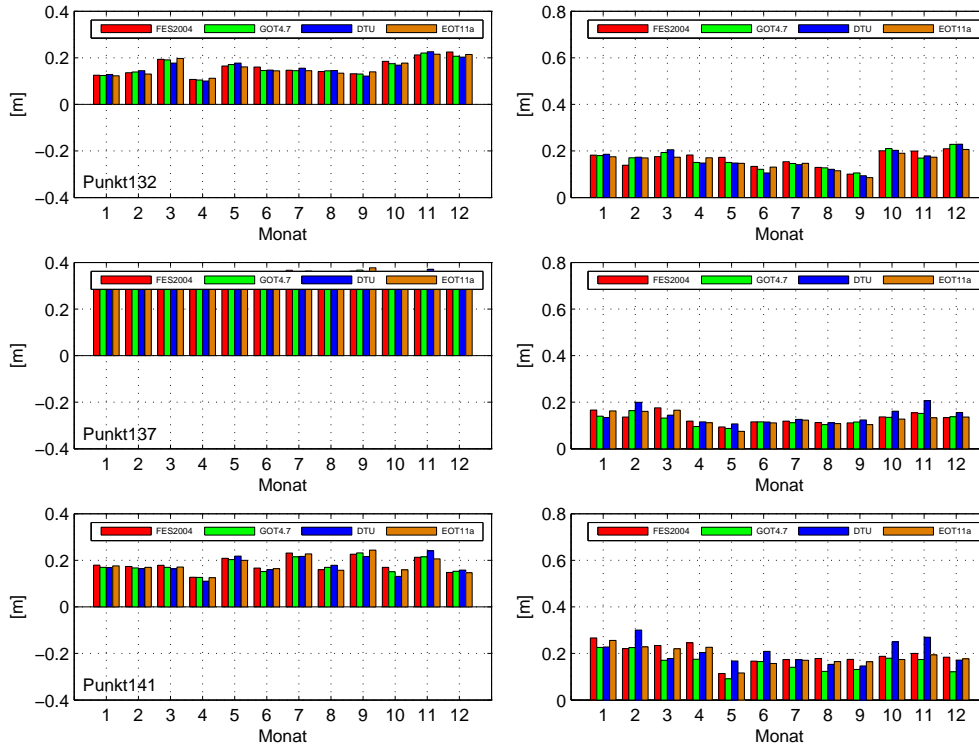


Abbildung 203: Mittlere ellipsoidische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen und dem Referenzpegel LT Alte Weser

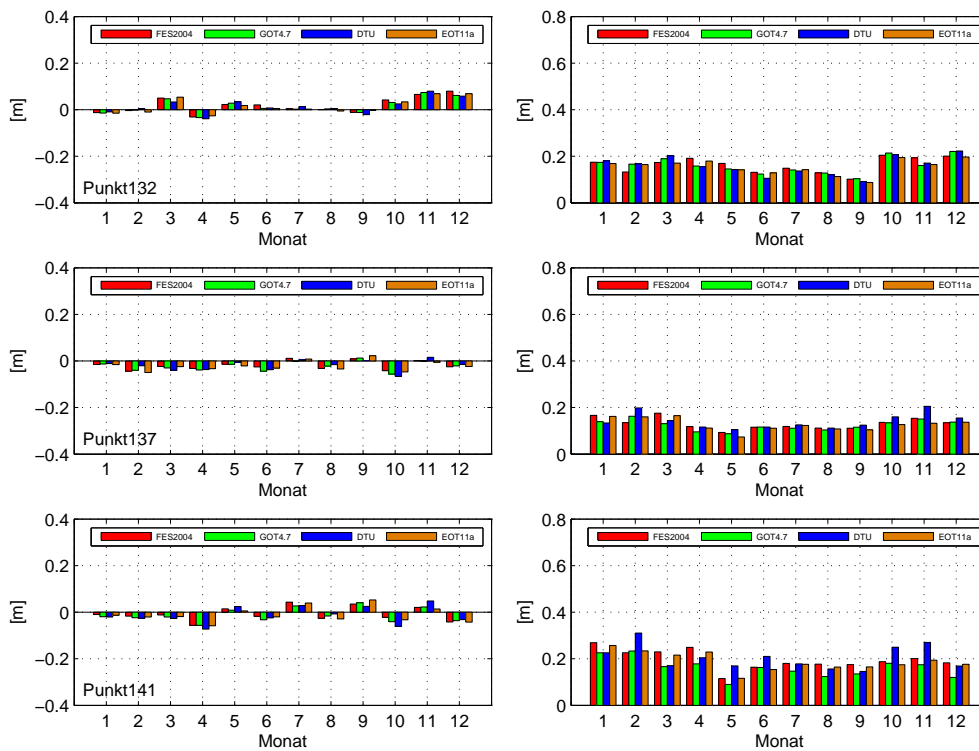


Abbildung 204: Mittlere physikalische Differenzen und die Standardabweichungen der einzelnen Monate zwischen den Ergebnissen der NASA/CNES Missionen und dem Referenzpegel LT Alte Weser

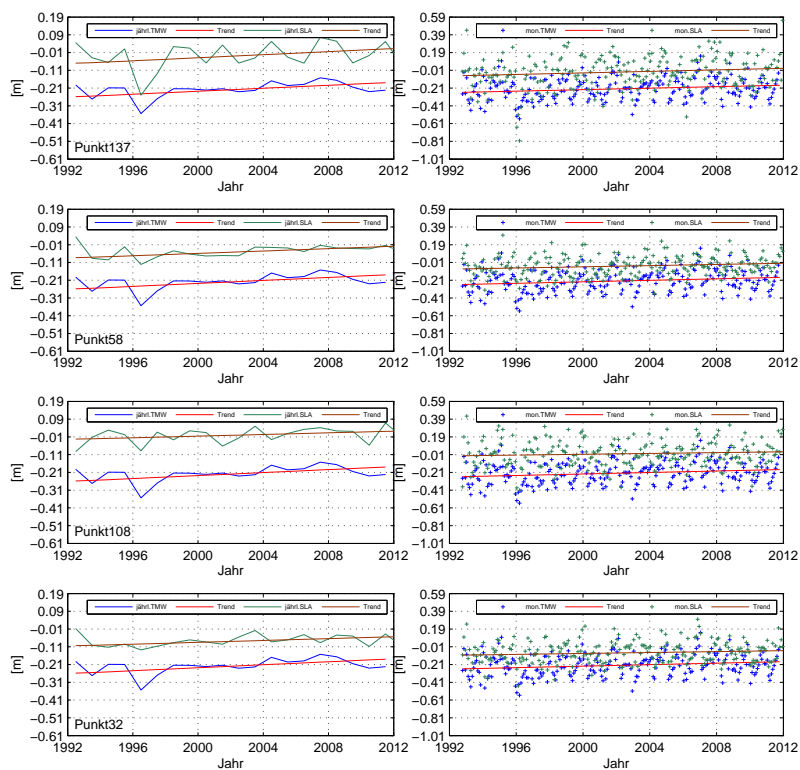


Abbildung 205: Lineare Trends auf Basis jährlicher (links) und monatlicher (rechts) Altimeterbeobachtungen (mSLA) bzw. Pegelbeobachtungen des Pegel LT Alte Weser (mTmw)

Lebenslauf

Persönliche Daten

Robert Weiß

geboren am 21.04.1978 in Dresden

Beruflicher Werdegang

12/2005 - aktuell Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Bundesanstalt für Gewässerkunde - Referat M5 Geodäsie

seit 04/2013

Mitarbeit im Aufgabenbereich Gewässer- und Objektvermessung. Derzeitiger Aufgabenschwerpunkt sind Analysen zum Verfahren der luftgestützten Laserbathymetrie

05/2009 - 03/2013

Bearbeitung des Projekts „Rezente Krustenbewegung und Validierung von Klimaprojektionen zu Wasserstandsänderungen an den Küsten“ aus dem BMVBS Forschungsprogramm KLIWAS

09/2008 - 04/2009

Bearbeitung des KFKI-Projekts „GNSS - gestützte Pegelüberwachung in der Nordsee“ (PEGASUS)

12/2005 - 08/2008

Bearbeitung des KFKI-Projekts „Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik“ (IKÜS) - Teilprojekt B „Pegel“

Ausbildung

07/2003 - 08/2005 Referendariat innerhalb der Hessischen Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation
Vertiefte Ausbildung im Bereich des geodätischen Raumbezuges

10/1997 - 12/2002 Studium der Geodäsie an der Technischen Universität Dresden
Vertiefte Ausbildung im Bereich der Theoretischen und Physikalischen Geodäsie und Ingenieurgeodäsie

07/1990 - 06/1996 Carl - Fiedler - Gymnasium Suhl

07/1984 - 06/1990 14. Polytechnische Oberschule
Suhl - Goldlauter
