

*Numerische Modellierbarkeit kleinskaliger hydro-
und morphodynamischer Prozesse im Watt*

Vom Promotionsausschuss der
Technischen Universität Hamburg-Harburg

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor-Ingenieurin (Dr.-Ing.)

genehmigte Dissertation

von
Eva Falke

aus
Hamburg

2014

Aufzählung der Gutachter:

1. Prof. Dr.-Ing. Wilfried Schneider
2. Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle

Tag der mündlichen Prüfung: 06.06.2013

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung in die Problematik	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Problemstellung	2
1.3 Ziel der Dissertation	2
2 Stand des Wissens und offene Fragen	3
2.1 Zusammenfassung der mathematischen Modelle	3
2.1.1 Klassifizierung der Prozesse	3
2.1.2 Klassifizierung der Modelle	5
2.1.3 Erfassung der Randwerte	6
2.1.4 Beschreibung der morphodynamischen Prozesse	9
2.2 Offene Fragen und Einzelziele dieser Arbeit	11
3 Theorie zur Modellbildung	13
3.1 Physikalische Grundlagen zum instationären Strömungs- und Sedimenttransportmodell	13
3.1.1 Verwendete Transportgleichungen	13
3.1.1.1 Kontinuitätsgleichung	14
3.1.1.2 Bewegungsgleichungen	14
3.1.1.3 Schwebstofftransportgleichung	14
3.1.2 Fließformel	15
3.1.3 Sohlschubspannung	15
3.1.4 Wind	16
3.1.5 Seegang	16
3.1.6 Sedimenttransport	17
3.1.7 Sinkgeschwindigkeit	18
3.1.8 Bodenevolution	18
3.1.9 Strömungszustände	18
3.2 Numerische Methode	20

3.2.1	Finite-Elemente-Methode	20
3.2.2	Diskretisierung der Zeit	20
3.2.3	Diskretisierungsfehler	21
3.2.3.1	Räumlicher Diskretisierungsfehler	21
3.2.3.2	Zeitlicher Diskretisierungsfehler	22
3.2.4	Lösungsschließung	22
3.2.4.1	Anfangswerte	22
3.2.4.2	Randwerte	23
3.3	Modellierung des Trocknens und des Wiederbenetzens der Wattflächen	23
3.3.1	Adaptive Netze	24
3.3.2	Marsh Porosity Option	24
3.4	Statistische Parameter zur Bewertung der Modell- und Methodengüte	27
3.4.1	Mittlere Fehler	28
3.4.1.1	Mean Absolute Values	28
3.4.1.2	Mean Absolute Error	28
3.4.1.3	Relative Mean Absolute Error	28
3.4.1.4	Adjusted Relative Mean Absolute Error	28
3.4.2	Skill Scores	29
3.4.2.1	BRIER Skill Score	29
3.4.2.2	Adjusted BRIER Skill Score (SUTHERLAND ET AL.)	29
3.4.2.3	Adjusted BRIER Skill Score (VAN RIJN ET AL.)	30
3.4.3	Bewertung von Modellgüte	30
3.4.3.1	Hydrodynamik	30
3.4.3.2	Morphodynamik	31
4	Anwendungsfall Neufelder Watt	33
4.1	Beschreibung des Untersuchungsgebiets	33
4.2	Datengrundlage und Beobachtungen	34
4.2.1	Sedimentinventar	35
4.2.2	Hydrologische Parameter	36
4.2.2.1	Wasserstände	36
4.2.2.2	Strömungen	37
4.2.2.3	Wind	38
4.2.2.4	Seegang	39
4.2.3	Morphologische Veränderungen	39
4.2.4	Konzentrationen suspendierter Sedimente	42
4.3	Modellbildung	43
4.3.1	Konzept zur Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Watt	43
4.3.2	Diskretisierung der Elbmündung	49

4.3.3	Diskretisierung des Neufelder Watts	51
4.3.4	Modellabhängige räumliche Abbildung des Untersuchungsgebiets	52
4.3.5	Kalibrierung und Validierung der Modelle	55
4.3.5.1	Abbildung der hydrodynamischen Prozesse	55
4.3.5.2	Abbildung der morphodynamischen Prozesse	60
4.4	Experimentelle Grundlagen zur Bewertung der Methode	61
4.4.1	Berechnungszeitraum Frühjahr 2008	61
4.4.2	Berechnungszeitraum Spätsommer 2008	66
4.4.3	Detaillierte Betrachtung der einwirkenden Größen	72
5	Berechnungsergebnisse	75
5.1	Abbildung der hydrodynamischen Prozesse	75
5.1.1	Großräumiges Modell	75
5.1.1.1	Wasserstände in der Elbmündung	75
5.1.1.2	Strömungen in der Elbmündung	78
5.1.2	Kleinräumiges Modell	80
5.1.2.1	Wasserstände im Neufelder Watt	80
5.1.2.2	Strömungen im Neufelder Watt	82
5.2	Abbildung der morphodynamischen Prozesse	89
6	Diskussion der Berechnungsergebnisse	93
6.1	Bewertung der Modellgüte	93
6.1.1	Hydrodynamische Prozesse	93
6.1.2	Morphodynamische Prozesse	96
6.2	Bewertung der Methode	101
7	Schlussfolgerungen	105
8	Zusammenfassung und Ausblick	107
	Literaturverzeichnis	111
A	Sensitivitätsanalysen	115
A.1	Sensitivitätsanalyse der zeitlichen Auflösung	115
A.2	Sensitivitätsanalyse der räumlichen Auflösung	121
B	Zeitliche Verläufe der Strömungsparameter im Neufelder Watt	133
B.1	Lage der Achsen im kleinräumigen Modell	133
B.2	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter entlang der Achsen	134

C Verwendete Software**141**

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1	Skalenskaskade (nach DE VRIEND [10])	4
Abbildung 2.2	Fenster der Vorhersagbarkeit (nach CAPOBIANCO [7])	6
Abbildung 2.3	Schematische Darstellung der Abgrenzung verschiedener Regionalmodelle der Dithmarscher Bucht (nach MAYERLE ET AL. [25])	7
Abbildung 2.4	Modellkette zur Generierung der hydrodynamischen Randbedingungen für das Regionalmodell der Dithmarscher Bucht (WILKENS [46])	8
Abbildung 2.5	Struktur eines Nested Model für multiples Nesting (nach NASH und HARTNETT [29]).....	9
Abbildung 3.1	$h-h_E$ -Diagramm mit konstantem Abfluss q (links) und $q-h$ -Diagramm mit konstanter Energiehöhe h_E (rechts) (nach ZANKE [48])	19
Abbildung 3.2	Diskretisierungsfehler (PASCHE [33] nach REDDY und GARTLING [36])	22
Abbildung 3.3	Anpassung der unteren Begrenzung der Porositätszone (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])	25
Abbildung 3.4	Definition der realen und der transformierten Höhen der unterschiedlich durchströmten Zonen (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])	25
Abbildung 3.5	Äquivalente Durchflussfläche (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11]).....	26
Abbildung 3.6	Geometrische Betrachtung der Wasserspiegellage bei Nutzung der Marsh Porosity Option (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])	27
Abbildung 3.7	Verhältnis der rechnerischen Fließtiefe zur Wasserspiegellage (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])	27
Abbildung 4.1	Untersuchungsgebiet in der Elbmündung an der Nordseeküste (FALKE und VON LIEBERMAN [11])	34
Abbildung 4.2	Lage der Messpositionen im Untersuchungsgebiet.....	35
Abbildung 4.3	Gemessene Wasserstände und Wasserstandsdifferenzen an zwei Positionen in der Neufelder Rinne	37
Abbildung 4.4	Fächerecholotaufnahmen vom 23.04.2008 (oben links), 06.05.2008 (oben rechts), 21.08.2008 (unten links) und 25.09.2008 (unten rechts) (VON LIEBERMAN und ALBERS [44]).....	40

Abbildung 4.5	Höhendifferenzdarstellungen der Fächerecholotaufnahmen: 06.05.2008 – 23.04.2008 (oben links), 21.08.2008 – 06.05.2008 (oben rechts), 25.09.2008 – 21.08.2008 (unten links) und 25.09.2008 – 23.04.2008 (unten rechts) (VON LIEBERMAN und ALBERS [44]).....	40
Abbildung 4.6	Isohypsen der Neufelder Rinne bei NN – 1,50 m für verschiedene Peilungen (ALBERS [1])	41
Abbildung 4.7	Charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an verschiedenen Messpositionen (ALBERS [1])	43
Abbildung 4.8	Pegel- und Strömungsmessstationen in der Elbmündung	44
Abbildung 4.9	Lage und Benennung der Modellränder.....	45
Abbildung 4.10	Schematische Darstellung eines großräumigen Modells und der zugehörigen Randwerte.....	46
Abbildung 4.11	Schema eines kleinräumigen Modells und der zugehörigen Randwerte.....	47
Abbildung 4.12	Lineare (links) und quadratische (rechts) Approximationsfunktionen für jeweils eine Seite eines Finiten Elements	47
Abbildung 4.13	Finite-Elemente-Netz des großräumigen Modells	50
Abbildung 4.14	Räumliche Auflösung der Finite-Elemente-Netze des großräumigen (links) und des kleinräumigen (rechts) Modells in den Grenzen des kleinräumigen Modells.....	53
Abbildung 4.15	Sohlenhöhen des kleinräumigen (blaue Linien) und des großräumigen (rote Linien) Modells an den Randlinien mit definiertem Durchfluss zum Zeitpunkt 23.04.2008 15:00 Uhr	54
Abbildung 4.16	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (oben) sowie die gemessenen und im großräumigen Modell berechneten Strömungsgeschwindigkeiten (Mitte) und Strömungsrichtungen (unten) am Messpunkt LZ 2 Tonne (Validierungszeitraum 10. – 12.06.2007).....	58
Abbildung 4.17	Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Wasserstände auf der Randlinie eins des kleinräumigen Modells (oben) sowie die gemessenen und im kleinräumigen Modell berechneten Strömungsgeschwindigkeiten (Mitte) und Strömungsrichtungen (unten) an Messposition 8 (Validierungszeitraum 10. – 12.06.2007)....	59
Abbildung 4.18	Verteilung der Sedimentkonzentration in dem kleinräumigen Modell bei auflaufender Tide, dargestellt in Zeitintervallen von 30 Minuten (von oben links nach unten rechts).....	60
Abbildung 4.19	Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 23.04.2008 15:00 Uhr.....	62
Abbildung 4.20	Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 06.05.2008 15:00 Uhr.....	63
Abbildung 4.21	Vergleich der gemessenen Sohlenhöhen (23.04.2008 und 06.05.2008)	64
Abbildung 4.22	Gemessene Änderungen der Sohlenhöhen im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008	64
Abbildung 4.23	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Berechnungszeitraum Frühjahr 2008)	65
Abbildung 4.24	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Cuxhaven (Berechnungszeitraum Frühjahr 2008)	66

Abbildung 4.25	Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 21.08.2008 13:00 Uhr.....	67
Abbildung 4.26	Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 25.09.2008 13:00 Uhr.....	68
Abbildung 4.27	Vergleich der gemessenen Sohlenhöhen (21.08.2008 und 25.09.2008)	69
Abbildung 4.28	Gemessene Änderungen der Sohlenhöhen im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008	69
Abbildung 4.29	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Berechnungszeitraum Spätsommer 2008).....	71
Abbildung 4.30	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Cuxhaven (Berechnungszeitraum Spätsommer 2008).....	71
Abbildung 4.31	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Detailausschnitt 03.09.2008).....	72
Abbildung 4.32	Zeitlicher Verlauf der aus den Wasserstandsmessungen bestimmten signifikanten Wellenparameter im Untersuchungsgebiet (Detailausschnitt 03.09.2008).....	73
Abbildung 4.33	Zeitlicher Verlauf der gemessenen Sedimentkonzentrationen an den Messpositionen 3 (2008), 15 und 13 (Detailausschnitt 03.09.2008).....	74
Abbildung 5.1	Modellierte Wasserstände im großräumigen Modell kurz vor Eintritt des Tideniedrigwassers	76
Abbildung 5.2	Berechnete Wasserstände und Wasserstands differenzen an zwei Positionen eines Priels.....	77
Abbildung 5.3	Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Wasserstände auf der Randlinie eins des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008).....	77
Abbildung 5.4	Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Durchflüsse über die Randlinien zwei bis fünf des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008).....	79
Abbildung 5.5	Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Strömungsrichtungen der Durchflüsse über die Randlinien zwei bis fünf des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008)	79
Abbildung 5.6	Berechnete Wasserstände und Wasserstands differenzen an zwei Positionen in der Neufelder Rinne.....	81
Abbildung 5.7	Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell in der Ebbephase.....	85
Abbildung 5.8	Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell in der Ebbephase.....	85
Abbildung 5.9	Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell bei Strömungsumkehr (Tideniedrigwasser).....	86
Abbildung 5.10	Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell während der Strömungsumkehr (Tideniedrigwasser).....	86
Abbildung 5.11	Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell zu Beginn der Flutphase.....	87
Abbildung 5.12	Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell zu Beginn der Flutphase	87
Abbildung 5.13	Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell in der Flutphase – Wiederbenetzung der Wattflächen.....	88
Abbildung 5.14	Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell in der Flutphase – Wiederbenetzung der Wattflächen.....	88

Abbildung 5.15	Vergleich der modellierten (06.05.2008) mit den gemessenen Sohlenhöhen (23.04.2008) im kleinräumigen Modell.....	90
Abbildung 5.16	Modellierte Änderungen der Sohlenhöhen im kleinräumigen Modell im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008	90
Abbildung 5.17	Vergleich der modellierten (25.09.2008) mit den gemessenen Sohlenhöhen (21.08.2008) im kleinräumigen Modell.....	91
Abbildung 5.18	Modellierte Änderungen der Sohlenhöhen im kleinräumigen Modell im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008	91
Abbildung 6.1	Vergleich der modellierten und beobachteten Erosions- und Depositionstendenzen im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008	99
Abbildung 6.2	Vergleich der modellierten und beobachteten Erosions- und Depositionstendenzen im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008	99
Abbildung A.1	Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 13 – Vergleich der verschiedenen zeitlichen Auflösungen.....	117
Abbildung A.2	Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 15 – Vergleich der verschiedenen zeitlichen Auflösungen.....	118
Abbildung A.3	Betrachtung der Wasserspiegellage für einen kurzen Zeitraum zu Beginn des Entwässerungsprozesses im kleinräumigen Modell für eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten (links) und 30 Minuten (rechts)	119
Abbildung A.4	Betrachtung der Wasserspiegellage für einen kurzen Zeitraum des Entwässerungsprozesses vor Eintritt des Tideniedrigwassers im kleinräumigen Modell für eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten (links) und 30 Minuten (rechts).....	120
Abbildung A.5	Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 13 – Vergleich der verschiedenen räumlichen Auflösungen	122
Abbildung A.6	Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 15 – Vergleich der verschiedenen räumlichen Auflösungen	123
Abbildung A.7	Gemessene Sohlenhöhen am 23.04.2008 und Lage der Profile im kleinräumigen Modell	125
Abbildung A.8	Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil eins im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen.....	127
Abbildung A.9	Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil eins im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen	127
Abbildung A.10	Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil zwei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen.....	128
Abbildung A.11	Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil zwei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen	128
Abbildung A.12	Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil drei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen.....	129
Abbildung A.13	Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil drei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen	129

Abbildung A.14	Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil vier im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen.....	130
Abbildung A.15	Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil vier im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen	130
Abbildung A.16	Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil fünf im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen.....	131
Abbildung A.17	Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil fünf im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen	131
Abbildung B. 1	Lage der Achsen im kleinräumigen Modell.....	133
Abbildung B. 2	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 1 im kleinräumigen Modell.....	135
Abbildung B. 3	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 2 im kleinräumigen Modell.....	136
Abbildung B. 4	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 3 im kleinräumigen Modell.....	137
Abbildung B. 5	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 4 im kleinräumigen Modell.....	138
Abbildung B. 6	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 5 im kleinräumigen Modell.....	139
Abbildung B. 7	Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 6 im kleinräumigen Modell.....	140

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1	Sedimentologische, morphologische Skalen (nach HABERSACK [13])	5
Tabelle 3.1	Klassifizierung des Adjusted Relative Mean Absolute Error (SUTHERLAND ET AL. [41])	31
Tabelle 3.2	Klassifizierung des BRIER Skill Score (SUTHERLAND ET AL. [40])	31
Tabelle 4.1	Übersicht über die Messzeiten im Jahr 2008 (MBES = Fächerecholotmessung, ADCP = Strömungsmessung, ASM = Messung der Sedimentkonzentration, WIDL = Wasserstand- bzw. Seegangmessung) (nach ALBERS [1]).....	34
Tabelle 4.2	Höchstes und mittleres Tidehochwasser im Juni 2007 an den verschiedenen Pegeln [mNN].....	55
Tabelle 4.3	ARMAE der Validierungszeiträume für die Messposition LZ 2 Tonne im großräumigen Modell und für die Messposition 8 im kleinräumigen Modell.....	57
Tabelle 6.1	ARMAE der Berechnungszeiträume für die Messpositionen LZ 2 Tonne im großräumigen Modell.....	96
Tabelle 6.2	ARMAE der Berechnungszeiträume für die Messpositionen 13, 15 und 3 (2008) im kleinräumigen Modell.....	96
Tabelle 6.3	BSS_{vR} der Berechnungszeiträume im kleinräumigen Modell	97
Tabelle 6.4	Anzahl und Anteil der korrekt modellierten Erosions- und Depositionstendenzen für die Berechnungszeiträume	100
Tabelle A.1	ARMAE der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an verschiedenen Messpositionen für die verschiedenen zeitlichen Auflösungen	116
Tabelle A.2	ARMAE der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an verschiedenen Messpositionen für die verschiedenen räumlichen Auflösungen	124
Tabelle A.3	Anzahl der Finiten Elemente und Knoten sowie Anzahl der zu lösenden Gleichungen pro Iterationsschritt für verschiedene räumliche Auflösungen.....	126

Verzeichnis der wichtigsten Symbole

a	Amplitude der Orbitalwelle [s]
A	durchflossene Querschnittsfläche [m ²]
B	gemessene Bathymetrie zum Startzeitpunkt [mNN]
c_0	Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Flachwasserwelle [m/s]
C	Schwebstoffkonzentration [kg/m ³]
c_d	Windsogkoeffizient [-]
C_f	CHÉZY-Koeffizient [m ^{1/2} /s]
c_j	Koeffizient einer Linearkombination
$C_{\beta, \text{Wellen}}$	Seegangs-induzierter CHÉZY-Koeffizient [m ^{1/2} /s]
d	Partikeldurchmesser [m]
d_{50}	mittlerer Korndurchmesser [m]
d_{90}	90. Perzentil Korndurchmesser [m]
D_x	Diffusionskoeffizient in x-Richtung [m ² /s]
D_y	Diffusionskoeffizient in y-Richtung [m ² /s]
Fr	FROUDE-Zahl [-]
g	Erdbeschleunigung [m/s ²]
G_P	Sedimenttransportpotential [kg/m ³]
$G_{P,b}$	Geschiebetransportpotential [kg/m ³]
$G_{P,s}$	Schwebstofftransportpotential [kg/m ³]
h	Fließtiefe [m]
h_0	Wassertiefe an Knoten 0 [m]
h_1	Wassertiefe an Knoten 1 [m]
h_2	Wassertiefe an Knoten 2 [m]
H	Wellenhöhe [m]
h_{AT}	Höhenlage der Oberkante des Übergangsbereichs (Marsh Porosity Option) [mNN]
h_B	Höhe der Porositätszone (Marsh Porosity Option) [m]
h_E	Energiehöhe [m]
$h_{E,min}$	minimale Energiehöhe [m]
h_{gr}	Grenztiefe [m]
h_{max}	maximale Energiehöhe [m]
h_{P0}	Höhenlage der Unterkante der Porositätszone (Marsh Porosity Option) [mNN]
h_R	Höhe des Übergangsbereichs (Marsh Porosity Option) [m]
h_{Ted}	transformierte äquivalente Fließtiefe (Marsh Porosity Option) [mNN]
h_{TP}	Höhenlage der Unterkante des Übergangsbereichs (Marsh Porosity Option) [mNN]
I_E	Energieliniengefälle [m/m]

k	Wellenzahl [1/m]
k_a	scheinbare Sohlrauheit [m]
k_s	äquivalente Sandrauheit [m]
l	Länge einer Finite-Elemente-Seite [m]
l_u	benetzter Umfang [m]
N	Anzahl der Knoten
P	äquivalente Porosität [-]
q	Durchfluss [m ³ /s]
Q_{Dis}	Integral des Durchflusses über eine Finite-Elemente-Seite [m ³ /s]
q_{max}	maximaler Durchfluss [m ³ /s]
Q_{WSP}	Integral des Wasserstandes über eine Finite-Elemente-Seite [m ³ mNN]
Re	REYNOLDS-Zahl [-]
r_{hy}	hydraulischer Radius [m]
s	relative Dichte [-]
S	Quellen- und Senkenterm [kg/m ³ /s]
t	Zeitvariable [s]
T	Wellenperiode [s]
u	Strömungsgeschwindigkeit in x-Richtung [m/s]
U	Lösung einer Differentialgleichung
U_j^e	Funktionswert von U^e am Knoten j
U_N	Näherungslösung einer Differentialgleichung
U^e	Näherungslösung einer Differentialgleichung über das Element e
$\{U\}_n$	Wert der Variablen U zum Zeitpunkt n
$\{U\}_{n+1}$	Wert der Variablen U zum Zeitpunkt $n+1$
\dot{U}	Ableitung der Variablen U nach der Zeit
\hat{u}_s	maximale Orbitalgeschwindigkeit der Welle [m/s]
v	Strömungsgeschwindigkeit in y-Richtung [m/s]
$ V $	Größe der Strömungsgeschwindigkeit am Boden [m/s]
\bar{v}_R	resultierende Strömungsgeschwindigkeit [m/s]
v_0	Strömungsgeschwindigkeit an Knoten 0 [m/s]
v_1	Strömungsgeschwindigkeit an Knoten 1 [m/s]
v_2	Strömungsgeschwindigkeit an Knoten 2 [m/s]
W	Windgeschwindigkeit [m/s]
w_s	Partikelsinkgeschwindigkeit [m/s]
WSP_0	Wasserstand an Knoten 0 [mNN]
WSP_2	Wasserstand an Knoten 2 [mNN]
x	Ortskoordinate [m]
X	gemessene Bathymetrie zum Endzeitpunkt [mNN]
x_n	beobachteter Wert [m/s, mNN]
y	Ortskoordinate [m]
Y	vorhergesagte Bathymetrie zum Endzeitpunkt [mNN]
y_n	vorhergesagter Wert [m/s, mNN]
z_0	Sohlenhöhe [mNN]
α_1	Koeffizient für den abhängigen Quellen- und Senkenterm [1/s]
α_2	Koeffizient für den unabhängigen Quellen- und Senkenterm [kg/m ³ /s]
β_{dep}	Koeffizient zur Deposition [-]
β_{ero}	Koeffizient zur Erosion [-]

γ	Koeffizient zur scheinbaren Sohlreibung [-]
δ	Messfehler [m/s, m]
Δt	Zeitspanne [s]
η	Lage des Wasserspiegels (Marsh Porosity Option) [mNN]
η_{AT}	angepasste Höhenlage der Oberkante des Übergangsbereichs (Marsh Porosity Option) [mNN]
η_{TP}	angepasste Höhenlage der Unterkante des Übergangsbereichs (Marsh Porosity Option) [mNN]
θ	Parameter [-]
λ	Reibungsbeiwert [-]
ν	kinematische Viskosität [m ² /s]
π	Kreiszahl [-]
ρ	Fluiddichte [kg/m ³]
ρ_a	Luftdichte [kg/m ³]
ρ_s	Sedimentdichte [kg/m ³]
Σ	Summenzeichen
τ_{so}	Sohlschubspannung [N/m ²]
$\tau_{so,x}$	Sohlschubspannung in x-Richtung [N/m ²]
$\tau_{so,y}$	Sohlschubspannung in y-Richtung [N/m ²]
$\tau_{Wind,x}$	Windschubspannung in x-Richtung [N/m ²]
$\tau_{Wind,y}$	Windschubspannung in y-Richtung [N/m ²]
τ_{xx}	turbulente Schubspannung (Normalspannung in x-Richtung) [N/m ²]
τ_{xy}	turbulente Schubspannung (Tangentialspannung) [N/m ²]
τ_{yy}	turbulente Schubspannung (Normalspannung in y-Richtung) [N/m ²]
Φ	Geographische Breite
Φ_j	Approximationsfunktion einer Linearkombination
Φ_0	Approximationsfunktion einer Linearkombination
ψ_j^e	Approximationsfunktion für das Element e am Knoten j
ω	Winkelgeschwindigkeit aus der Drehung der Erde um die eigene Achse [1/s]

Die Bezeichnung der Einheiten erfolgt in gekürzter Schreibweise:

kg	Kilogramm
km	Kilometer
l	Liter
m	Meter
mg	Milligramm
mNN	Meter über Normalnull
N	Newton
NN	Normalnull
s	Sekunde

1 Einführung in die Problematik

1.1 Einleitung

Das Wattenmeer an der Nordseeküste ist ein unvergleichliches Ökosystem, welches sich in der Deutschen Bucht entlang der Küste vom niederländischen Den Helder über die deutsche Nordseeküste bis zum dänischen Blåvand erstreckt. Der größte Teil dieses Wattenmeeres steht unter Naturschutz. Im Jahr 2009 wurden die Bereiche des Schleswig-Holsteinischen, des Niedersächsischen und des Niederländischen Wattenmeers aufgrund der weltweiten Einzigartigkeit des Wattenmeerlebensraums und der damit verbundenen hohen Bedeutung für den Schutz der Biodiversität von der UNESCO als Weltnaturerbe anerkannt. Das Wattenmeer ist das größte zusammenhängende Verbreitungsgebiet für viele Arten speziell angepasster Pflanzen und wirbelloser Tiere; es ist Kinderstube für zahlreiche Fisch- und Vogelarten und wird als zentraler Knotenpunkt von Wat- und Wasservögeln auf ihrem ostatlantischen Zugweg genutzt, um Nahrung aufzunehmen (Michael Otto Stiftung [25]).

Der beobachtete und auch für die Zukunft vorhergesagte rasche Meeresspiegelanstieg ist mit einer Verstärkung der Seegangs- und Strömungsprozesse verbunden. Diese führen zu einer beschleunigten Erosion des Wattsockels. Daraus, dass landseitig durch die Deichlinie der Festlandküste eine dynamische Anpassung nicht mehr möglich ist, resultiert eine Verringerung der Wattfläche. Das Watt wird in seiner räumlichen Ausdehnung sukzessive beschnitten (STERR [38]). Die Umwandlung und Dämpfung der Wellenenergie wird reduziert und dadurch auch die Wirkung der Wattfläche als Element des Küstenschutzes. Folglich steigt die Belastung auf die Küstenschutzstrukturen. Bereits 1990 griffen MISDORP ET AL. [27] in ihren Untersuchungen die zentrale Frage auf, ob die zukünftige Sedimentation der intertidalen Flächen mit der Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs mithalten wird. Ist dieses nicht der Fall, so hat das nicht nur fatale Folgen für die Biodiversität. Auch die Küstenschutzmaßnahmen hinter den Wattflächen müssen komplett verändert werden, wenn die Deiche durch die ungebremste Wellenenergie belastet werden.

1.2 Problemstellung

Die Frage, ob der Wattsockel schnell genug mit dem Meeresspiegel mitwächst kann nach aktuellem Stand des Wissens nicht beantwortet werden. Neben Unsicherheiten in der Vorhersage des zu erwartenden Meeresspiegelanstiegs bestehen gerade im Bereich des hydro- und morphodynamischen Prozessverständnisses in Wattgebieten Wissenslücken. Während die vergangenen und aktuellen Sedimentumlagerungen in Wattgebieten Inhalt in einer Vielzahl von Studien sind, ist die Vorhersage künftiger Entwicklungen nur in wenigen Untersuchungen thematisiert. Unterstützend zu den Untersuchungen über zukünftige Bodenevolution in Watten können Modelle, sowohl physikalische als auch numerische, eingesetzt werden.

Die Anwendung numerischer Modelle erfordert die Bereitstellung von Anfangs- und Randwerten. Zur Erfassung der Strömungs- und Transportphänomene in Wattgebieten ist eine hohe räumliche Auflösung für die Modelle erforderlich. Dabei verlangt die hinreichend genaue Approximation der Bathymetrie des Untersuchungsgebietes eine große Anzahl an Rechenpunkten im numerischen Modell, was jedoch zu ausgedehnten Rechenzeiten führt. Die hydro- und morphodynamischen Randwerte müssen ebenfalls ausreichend genau abgebildet werden. In der Bereitstellung der Randwerte zeigt sich die Hauptschwierigkeit bei der Aufstellung eines kleinräumigen hydro- und morphodynamischen numerischen Modells: als treibende Kräfte für die Hydrodynamik sind neben Wasserständen auch Durchflüsse erforderlich, die in der Natur wegen der ständigen tidebedingten Wechsel der Strömungsprozesse nicht messbar sind.

1.3 Ziel der Dissertation

Zur Verbesserung des Prozessverständnisses der Hydro- und Morphodynamik im Watt können, anschließend an die Analyse von Feldmessungen, auch numerische Modelle einen Beitrag leisten. Diese Arbeit fokussiert das Finden einer Methode zur Abbildung der kleinskalierten hydro- und morphodynamischen Prozesse in Wattgebieten. Aus den Aspekten Qualität und Effizienz ergibt sich die Notwendigkeit, in dem numerischen Modell nur ein räumlich stark eingegrenztes Gebiet abzubilden. Dafür sind lokale Randwerte zu bestimmen. Jedoch ist insbesondere die quantitative Messung des Strömungsgeschehens auf den Wattflächen nicht in einer für die Steuerung eines numerischen Modells genügenden Art möglich. Deshalb kommt der Erfassung der in der Natur nicht direkt messbaren Randwerte für das numerische Modell eine zentrale Bedeutung bei der Methodenfindung zu. Die Zielstellung wird anhand der hydro- und morphodynamischen numerischen Modellierung des Untersuchungsgebiets Neufelder Watt umgesetzt. Das Untersuchungsgebiet ist ein Sandwatt im Mündungsgebiet der Elbe, das in enger hydro- und morphodynamischer Wechselwirkung mit dem Ästuar steht.

2 Stand des Wissens und offene Fragen

Die Dynamik von Wattgebieten wird von den hydrodynamischen Prozessen und klimatischen Einwirkungen geprägt. Sie beeinflussen zusammen mit dem lokalen Sedimentinventar sowie der Morphologie sowohl den Sedimenttransport als auch die Evolution des Bodens. Durch das kontinuierliche Erodieren, Transportieren und Sedimentieren von Sediment findet permanent eine Veränderung der Sohle in allen räumlichen und zeitlichen Skalen statt. Für die Vorhersage künftiger Sohlenentwicklungen ist die Erforschung und das Verständnis der dynamischen Prozesse entscheidend. Studien über die Sediment- und Morphodynamik kombinieren dabei Feldmessungen und Modellansätze der verschiedenen Strukturen und Komplexitäten (WINTER ET AL. [46]). Wegen ihrer reich strukturierten Topographie erfordert die Abbildung eines Wattgebiets eine hohe räumliche Auflösung, um die vielfältigen Phänomene in der Simulation zu erfassen. Aufgrund dessen ist die Erstellung von Wattmodellen sehr aufwendig und zeitintensiv. Ihre Ergebnisse liefern dafür aber sehr detaillierte Informationen über die räumliche und zeitliche Verteilung der dynamischen Prozesse, die so mit Messungen nicht zu erhalten sind (HEYER ET AL. [14]).

2.1 Zusammenfassung der mathematischen Modelle

Hydro- und morphodynamische Prozesse im Wattenmeer können mit Küstenflächenmodellen abgebildet werden. Sie gehören zur Klasse der dynamischen Modelle, welche relevante Prozesse auf Basis mathematischer Formulierungen vorhersagen. Während in Küstenprofil- und Küstenlinienmodellen jeweils nur eine Raumrichtung erfasst wird, werden in Küstenflächenmodellen beide horizontalen Richtungen betrachtet. Die Gleichungslösung der relevanten physikalischen Prozesse erfolgt mit Hilfe eines Berechnungsgitters (WINTER ET AL. [46]). Zur Begrenzung des Rechenaufwandes umfassen Küstenflächenmodelle zumeist nur einen Teil der Küstenfläche (MAYERLE ET AL. [24]).

2.1.1 Klassifizierung der Prozesse

Morphodynamische Prozesse finden in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen statt. DE VRIEND [10] zeigt mit Hilfe einer Skalenkaskade (siehe Abbildung 2.1) auf, dass

jedes System mehrere Skalenebenen aufweist. Diese Ebenen können zum Teil separat behandelt werden, beeinflussen sich jedoch an ihren Verbindungen gegenseitig.

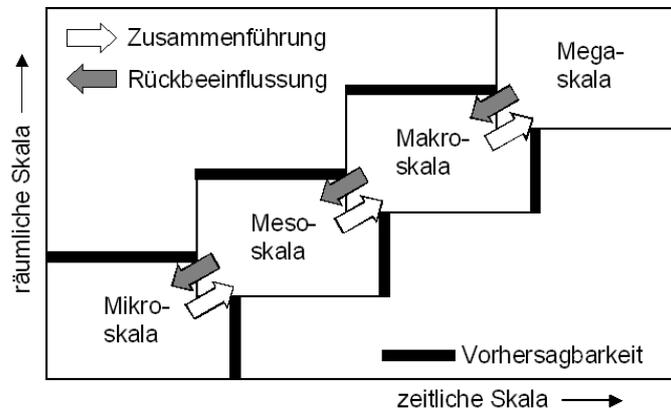


Abbildung 2.1 Skalenkaskade (nach DE VRIEND [10])

Die Skalenkaskade für tidale Wattenmeerregionen gibt DE VRIEND [10] wie folgt an:

- Die Mikroskala umfasst kleinskalige Bodenformen und vertikale Sedimentationsprozesse.
- Riff/Priel-Formationen am äußeren Bereich des Wattgebietes, Priel/Sandbank-Interaktionen innerhalb des Wattgebiets und beispielsweise auch die Formung von Marschen werden der Mesoskala zugeordnet.
- Die Interaktionen der Eigenheiten des Gesamtsystems werden innerhalb der Makroskala wiedergegeben.
- Die Megaskala beinhaltet das Verhalten des Systems als Ganzes, die Interaktion des Systems mit Nachbarregionen sowie die Reaktion auf großskalige Geschehnisse.

Für Mündungsmorphologien definiert DE VRIEND [10] die Skalenkaskade hingegen wie folgt:

- Die Mikroskala umfasst kleinskalige Sohlenformen und kleinskalige Trennungen von Sand und Lehm.
- Die Entwicklung der Rinnenquerschnitte, Grenzanordnungen und die Bildung sekundärer Rinnen (Abkürzungsrinnen) werden der Mesoskala zugeordnet.
- Die Makroskala betrifft die primären Rinnen- und Untiefensysteme inklusive des Mäanderns, der Wattflächenprozesse und der Marschbildung.
- Die Entwicklung des Gesamtästuars in Verbindung mit seinem äußeren Delta und möglichen Nachbarästuaren wird innerhalb der Megaskala wiedergegeben.

In der Literatur liegen hauptsächlich Ausführungen zur numerischen Abbildung morphodynamischer Prozesse der Meso- und Makroskala für tidale Wattenmeerregionen vor. Umfangreiche Untersuchungen innerhalb einzelner Regionen der Deutschen Bucht wurden im Projekt PROMORPH (Prognose mittelfristiger Änderungen der Küstenmorphologie) durchgeführt und publiziert (siehe dazu HOYME [16], MAYERLE ET AL. [24], PALACIO ET AL. [31] und WINTER ET AL. [46]). Die mathematische Modellierung kleinskaliger Prozesse der Mikroskala

wurde bisher ausschließlich im Rahmen von Modellrechnungen, wie beispielsweise den Modelluntersuchungen von MASUYA ET AL. [23] zum Initiierungsprozess von Prielen, durchgeführt. In diesen Untersuchungen wurden Wattssysteme künstlich am Computer entwickelt. Insbesondere die Vorgaben der Randbedingungen zur Steuerung der hydrodynamischen Prozesse entsprechen keinen realen Werten und Anordnungen.

Kleinskalige hydro- und morphodynamische Prozesse in Wattgebieten innerhalb einer Ästuararmündung, wie sie in dieser Arbeit abgebildet werden sollen, sind, basierend auf der Skalenskaskade für Mündungsmorphologien, im Bereich der Mikro- bis Mesoskala anzuordnen.

2.1.2 Klassifizierung der Modelle

Modelle zur Beschreibung morphodynamischer Prozesse können nach HABERSACK [13] in Abhängigkeit ihres Gebietsumfangs und der maximalen Zeitspanne eingeteilt werden (siehe Tabelle 2.1).

Tabelle 2.1 Sedimentologische, morphologische Skalen (nach HABERSACK [13])

Modelltyp	Raumskala	Zeitskala
Kontinentalmodelle	> 1.000 km	geologisch
Einzugsgebietsmodelle	100 – 1.000 km	geologisch
Regionalmodelle	1 – 100 km	10 – 1.000 Jahre
Lokale Modelle	0,01 – 1 km	0,1 – 10 Jahre
Punktskalenmodelle	0,0001 – 0,01 km	< 1 Jahr

Die mesoskaligen Prozesse im Wattenmeerbereich werden zumeist in Regionalmodellen abgebildet, also mit einer Raumskala von 1 – 100 km und einer Zeitskala von 10 – 1.000 Jahren. Umfangreiche Ausführungen dazu sind in den Publikationen des Projektes PROMORPH zu finden (z.B. HOYME [16], MAYERLE ET AL. [24], PALACIO ET AL. [31] und WINTER ET AL. [46]). Für die Beschreibung hoch aufgelöster physikalischer Phänomene eines Wattgebiets ist hingegen ein lokales Modell notwendig, da in diesem Betrachtungsfall nicht nur die Raumskala gering (< 1 km), sondern auch der Untersuchungszeitraum stark eingegrenzt ist (0,1 – 10 Jahre).

Einen anderen Ansatz zur Klassifizierung der Modelle bietet DE VRIEND [10]. Analog zur Skaleneinteilung der Prozesse (siehe Abbildung 2.1) unterscheidet er Mikro-, Meso-, Makro- und Megamodelle aufgrund der Aussagefähigkeit, die sie erreichen können. Auch sie können separat voneinander genutzt werden und beeinflussen sich an ihrer Verbindung dennoch gegenseitig. CAPOBIANCO [7] zeigt auf, dass die Aussagefähigkeit innerhalb eines einzelnen solchen Modelltyps nur in einem Fenster der Vorhersagbarkeit gegeben ist (siehe Abbildung 2.2). Dabei kann dieses Fenster einen kleineren Bereich umfassen, als das Modell entsprechend der Skaleneinteilung theoretisch einschließt. Teilweise können mehrere Modelle notwendig sein, um in ihrer Gesamtheit das Gebiet, die zu modellierenden Prozesse und/oder die Zeit abbilden zu können (HOYME [16]).

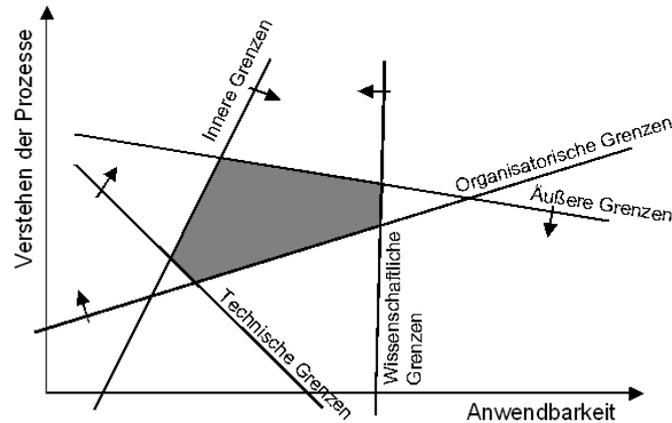


Abbildung 2.2 Fenster der Vorhersagbarkeit (nach CAPOBIANCO [7])

Die Grenzen, die nach CAPOBIANCO [7] das Fenster der Vorhersagbarkeit bilden (siehe Abbildung 2.2), haben folgenden Bedeutungen:

- Die inneren Grenzen werden durch die in dem jeweiligen System vorhandenen modellierten Phänomene gebildet. Im Fokus steht die Diskretisierung, deren Ziel ein ausgewogenes Verhältnis zwischen der räumlichen Auflösung und der zeitlichen Spanne ist.
- Die äußeren Grenzen ergeben sich aus den Unsicherheiten der treibenden Kräfte, die auf das System einwirken.
- Unter technischen Grenzen werden die Beschränkungen der Messtechnik bei der Bestimmung von Anfangs- und Randwerten verstanden.
- Die organisatorischen Grenzen ergeben sich aus der Verfügbarkeit der Daten.
- Die wissenschaftlichen Grenzen entstehen aus dem Wissen um den Ablauf der Prozesse und ihr Zusammenwirken. Auch das Umsetzen dieser Abläufe in den Modellen und die Anwendbarkeit der Modelle und Strategien gehören dazu.

2.1.3 Erfassung der Randwerte

Für die Modellierung eines bestimmten Phänomens müssen die Einwirkungen, durch die es hervorgerufen wird, an den Modellrändern spezifiziert werden. Die Unsicherheiten dieser Einwirkungen sind dabei normalerweise bedeutender als die Fehler im numerischen Modell. Die Vorgabe erheblich von der Realität abweichender Einwirkungen führt zu der Modellierung eines anderen Phänomens (CAÑIZARES [6]). Für die Modellierung hydro- und morphodynamischer Prozesse sind an den offenen Modellrändern sowohl Wasserstände bzw. Durchflüsse als auch Sedimentkonzentrationen vorzugeben. Liegt eine Betrachtung eines durch Offene-Seeegrenzen begrenzten Gebiets vor, ist der Typ der angewendeten umgebenden Kräfte häufig von den verfügbaren Daten abhängig. Es können dabei sowohl gemessene Werte als auch Simulationsergebnisse aus großskaligen Modellen genutzt werden. Im Bereich der Küstenflächenmodelle und der Modelle von Ästuarmündungen werden für die hydrodynamischen treibenden Kräfte oftmals so genannte Modellketten eingesetzt. Dabei werden lokale Modelle innerhalb regionaler Modelle genutzt. Die lokalen Modelle werden von den Wasserständen

und Fließgeschwindigkeiten der übergeordneten Regionalmodelle an ihren Rändern angetrieben (siehe z.B. SUTHERLAND ET AL. [40]). Die Regionalmodelle wiederum können mit Ergebnissen von Einzugsgebietsmodellen angetrieben werden, für deren Ränder im Rahmen einer solchen Modellkette ihrerseits die hydrodynamischen Kräfte aus Kontinentalschelf-Modellen gewonnen werden können.

Eine Anwendung dieser Modellketten fand beispielsweise im Rahmen des Projekts PROMORPH für unterschiedliche Bereiche der Deutschen Bucht statt (siehe dazu u.a. PALACIO ET AL. [31], MAYERLE ET AL. [24], HOYME [16]). Exemplarisch sei hier die Abbildung der physikalischen Prozesse im Bereich der Dithmarscher Bucht konkretisiert. PALACIO ET AL. [31] fokussieren in ihrer Untersuchung die modelltechnische Erfassung des Strömungsgeschehens in der Dithmarscher Bucht, während MAYERLE ET AL. [24] ihr Hauptaugenmerk auf die morphodynamischen Prozesse des Gebiets richten. Abbildung 2.3 zeigt die Abgrenzungen von drei unterschiedlich großen Modellen, die für diese Untersuchungen eingesetzt worden sind. Das Central Dithmarscher Bight Model (CDBM) umfasst im Wesentlichen die Fokusfläche. Es wurde westwärts um 15 km erweitert (Extended Central Dithmarscher Bight Model = ECDBM), da am westlichen Rand des CDBM insbesondere auf den Sandbänken und auf den Wattflächen große morphologische Änderungen stattfinden. Um auch die Wellen und die großskaligere Morphodynamik des Untersuchungsgebiets erfassen zu können, wurde das ECDBM gen Norden und Süden hin zum Dithmarscher Bight Model (DBM) erweitert (siehe Abbildung 2.3). Diese Verschiebung der Offene-See Grenzen diente der Reduzierung des Einflusses dieser Ränder auf die Wellen und die Morphodynamik des Untersuchungsgebiets. Dabei wurde die Lage der Offene-See Grenzen so gewählt, dass jeweils die nördlichen und südlichen Ränder auf Wattflächen oder in ausreichender Entfernung vom Untersuchungsgebiet liegen, so dass dort keine Randwerte angesetzt werden müssen. Alle Modelle werden über die Vorgabe der Tidewelle an der westlichen Offene-See Grenze gesteuert. Im DBM werden zusätzlich die Abflüsse der Eider und der Elbe angesetzt.

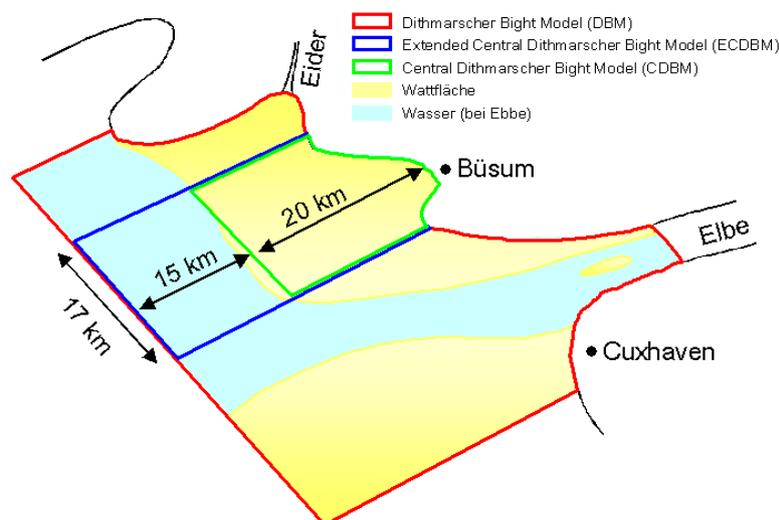


Abbildung 2.3 Schematische Darstellung der Abgrenzung verschiedener Regionalmodelle der Dithmarscher Bucht (nach MAYERLE ET AL. [24])

Da über den Verlauf des westlichen Randes kaum Messdaten des Wasserstandes vorhanden sind, müssen diese Randwerte aus übergeordneten Modellen bezogen werden. Im Rahmen einer Modellkette (siehe Abbildung 2.4) wird das DBM (Gitternetzweite: 80 m x 200 m) durch das German Bight Model (GBM) angetrieben, dessen räumliche Auflösung 0,5 – 1,9 km beträgt. Das GBM wiederum wird von den Ergebnissen des Continental Shelf Model (CSM) gesteuert. Dieses bildet die gesamte Nordsee mit einer Gitternetzweite von rund neun Kilometern ab und wird von den astronomischen Randbedingungen westlich von Großbritannien sowie den Windfeldern angetrieben. Die Modellkette aus drei verschiedenen-klassigen Modellen benennen MAYERLE ET AL. [24] mit dem Begriff Nesting-Sequenz.

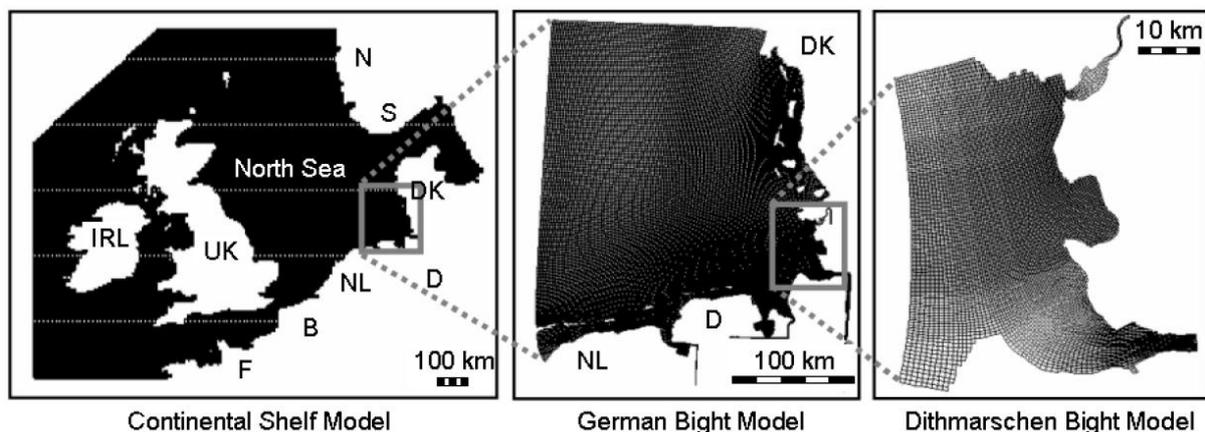


Abbildung 2.4 Modellkette zur Generierung der hydrodynamischen Randbedingungen für das Regionalmodell der Dithmarscher Bucht (WILKENS [45])

Der Begriff Nesting entstammt der Finiten-Differenzen-Methode (FDM). Da diese Methode die Nutzung eines strukturierten Gitternetzes vorschreibt, steigert die Betrachtung komplizierter Bathymetrien mit kleinen Gitternetzweiten die Berechnungszeit immens. Der Einsatz von Modell-Nesting bedeutet eine erhöhte räumliche Auflösung einzelner eingebetteter Gebiete (child grid) innerhalb eines übergeordneten, grob aufgelösten Gebiets (parent grid) (siehe Abbildung 2.5). Dabei wird die räumliche Auflösung zwischen zwei Ebenen durch einen fixen Faktor festgelegt. Alle Ränder eines untergeordneten Modells müssen vollständig innerhalb der Begrenzungen eines übergeordneten Modells liegen (BÖKER und SCHWÖPPE [5]), wodurch offene Ränder ausschließlich im größeren Gitternetz definiert werden können. Die Lösung der Modelle erfolgt simultan. Durch die Verschachtelung werden die Prozessanforderungen reduziert, da die Optimierung der räumlichen Auflösung Berechnungszeit spart. Der Transfer der Randbedingungen zwischen dem äußeren und dem inneren Netz kann dabei auf zwei verschiedene Weisen erfolgen: Bei der einseitigen Technik werden die Informationen nur vom größeren zum feineren Netz übertragen, während hingegen bei der wechselseitigen Technik die Informationen in beide Richtungen zwischen den Netzen transferiert werden. Bei dieser Methode wirken sich somit Änderungen der kleinräumigen Prozesse auf die großräumigen Prozessabläufe aus. NASH und HARTNETT [28] weisen darauf hin, dass bei der Abbildung von Wattflächen in untergeordneten Modellen diese fein aufgelösten Gebiete häufig periodisch geflutet werden und wieder trocken fallen. Wenn diese Prozesse nicht nur die

Teilgebiete, sondern auch die Ränder betreffen, entstehe eine Tendenz zur Vergrößerung der Instabilitäten bei der Lösung der Modellgleichungen. Aus diesem Grund unterstützen die meisten Nested Models die Abbildung von Trocknungs- und Überflutungsvorgängen nicht.

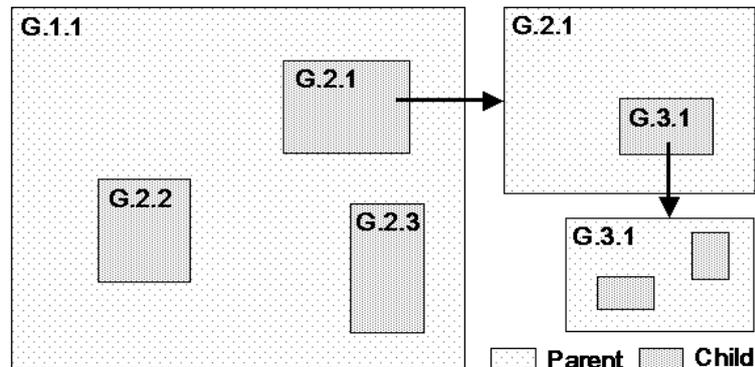


Abbildung 2.5 Struktur eines Nested Model für multiples Nesting (nach NASH und HARTNETT [28])

2.1.4 Beschreibung der morphodynamischen Prozesse

Morphodynamische Prozesse stehen in enger Verknüpfung mit den vorherrschenden Strömungsfeldern. Vor wenigen Jahrzehnten noch wurde für die mathematische Modellierung morphodynamischer Prozesse der Sedimenttransport direkt aus der berechneten Strömungsgeschwindigkeit bestimmt. In dieser Weise verfahren beispielsweise HEYER ET AL. [14]. Aus der Punktweisen Betrachtung des jeweils über eine Tideperiode gemittelten Sedimenttransports bilanzierten sie anschließend den Feststofftransport über die Berandung einer jeden Gitternetzelle des Modellgitters und erhielten so eine Aussage über die Sedimentzufuhr oder -ausräumung der einzelnen Zellen. Mittlerweile werden für die Morphodynamik eigene Modelle betrieben, die zumeist mit den hydrodynamischen Modellen gekoppelt werden. Die Ansätze unterscheiden sich je nach Art der Kopplung, der verwendeten Feststofftransportansätze und dem Vergleich mit den Naturmessungen.

GIARDINO ET AL. [12] extrapolieren ihre kurzzeitigen Simulationsergebnisse auf den Zeitraum von einem Jahr und vergleichen das berechnete Sedimentationsvolumen mit dem mittleren Ausbaggerungsvolumen, da in dem untersuchten Bereich Deposition vorherrschte.

JUNGE ET AL. [17] bilden die morphodynamisch relevanten Prozesse Tideströmung, Seegang und Sedimenttransport in unabhängigen Einzelprozessen ab. Dabei sind alle verwendeten Modelle separat zu kalibrieren und zu validieren. Da in ihrer Untersuchung der Fokus auf mesoskalige Betrachtungen gerichtet ist, werden für die Kalibrierung und Validierung die Erosions- und Depositionsmuster sowie die Volumenbilanzen für einzelne Wattflächen und Rinnenabschnitte über Zeiträume von rund zehn Jahren analysiert. Wegen der begrenzten Verfügbarkeit von Höhendaten über Normalnull gehen ausschließlich die Volumina unterhalb von Normalnull in die Betrachtung ein. Der Vergleich mit den Messungen zeigt, dass die Modelle die so ermittelten morphologischen Trends sowohl qualitativ als auch quantitativ reproduzieren.

Auch WINTER ET AL. [46] beschreiben die Dynamik suspendierter Sedimente durch die Lösung einer Advektions-Diffusions-Gleichung innerhalb des morphodynamischen Modells. Dabei werden die Berechnungsmodule quasi-stationär gekoppelt: innerhalb der hydro- und sedimentdynamischen Berechnung wird die Sohle als unbeweglich angenommen und der Einfluss der Sedimentkonzentration auf die Strömung vernachlässigt. Die Simulation der Hydrodynamik, des Sedimenttransports und der Bodenevolution erfolgt schrittweise in verschiedenen Modulen. In der Studie wurden nur einige Tidezyklen untersucht. Der Gesamttransport wurde an den Messquerschnitten über die Zeit aus dem Produkt von Fließgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration an allen Messpunkten integriert. Die berechneten Werte liegen generell im Größenbereich der gemessenen Werte. Auch das Muster des Gesamttransports über einen Tidezyklus konnte abgebildet werden. Allerdings wurden lokal zum Teil erhebliche quantitative Abweichungen festgestellt. Da die Messungen nur bei guten Wetterbedingungen durchgeführt werden konnten, sind die Ergebnisse der Studie auf diese Bedingungen beschränkt. Eine Aussage über die Schwebstoffcharakteristik bei Bedingungen höherer Energie konnte deswegen nicht getroffen werden.

HOYME [16] beschäftigt sich in seiner Dissertation mit der Kopplung von Modellen zur Simulation von Seegang, Strömung, Sedimenttransport und Morphodynamik zur Beschreibung mesoskaliger Prozesse. Er setzt in seinen Untersuchungen voraus, dass alle Gleichungen auf demselben Gitter gelöst werden. Unter der Annahme, dass die Änderungen der Bathymetrie über einen gewissen Zeitraum zu gering sind, um die Strömungen entscheidend zu beeinflussen, kann auf eine Neuberechnung der Strömungsgrößen im Modellgebiet nach jeder Simulation der Morphodynamik verzichtet werden. In seinem Anwendungsfall betrachtet HOYME [16] den Transport von Sediment in Küstengewässern, wobei eine langfristige Umlagerung von Bodenformen und Prielsystemen vorzufinden ist. Er stellt eine neue Strategie vor, die den Rechenaufwand minimiert und dabei dennoch Resultate liefert, welche den natürlichen Gegebenheiten entsprechen. Die hydrodynamischen Größen werden über einen Zeitraum von 24 Stunden unter dem Ansatz einer morphologisch wirksamen Tide berechnet und anschließend siebenmal in Folge als Randbedingung in der morphodynamischen Simulation genutzt. Dies führt zu einer schnelleren Berechnung der morphodynamischen Prozesse bei gleichzeitiger naturnaher Abfolge der Strömungsgrößen. Nach erfolgreicher Simulation der morphodynamischen Prozesse dient die veränderte Bathymetrie als neuer Eingangswert für das Modell der Strömungen über die nächsten 24 Stunden. Zur Auswertung der Simulation wurden die Differenzen der Bathymetrie nach fünf Jahren simulierter Spring-Nipp-Tide und der Startbathymetrie mit den Differenzen der Messungen aus den Jahren 1995/96 und 1990 verglichen. Der Großteil der maßgebenden Prozesse der Veränderungen konnte so wiedergegeben werden. Es ist jedoch zu beachten, dass wegen der Simulation mit Spring-Nipp-Zyklen keine Aussagen über den Einfluss von Starkwindereignissen getroffen werden konnten.

Im Gegensatz zu den beschriebenen Simulationen mesoskaliger morphodynamischer Prozesse koppelten MASUYA ET AL. [23] ihr hydrodynamisches Modell mit der Sedimentkontinuitätsgleichung, um kleinskalig den Prozess der Initiierung und Entwicklung von geomorphologischen Prozessen in einem mathematischen Modell abbilden zu können. Für ihr numerisches Experiment nutzten sie einen rechteckigen Bereich von 200 m x 400 m und ließen über einen

Berechnungszeitraum von 330 Tagen eine Tidewelle von einer Seite in Form eines gesteuerten Durchflusses wiederkehrend ein- und auslaufen. Auf diese Weise konnten sie den Initiierungsprozess von Rinnen und Bänken sowie deren Fortentwicklung in ihrem Modell untersuchen. Sie selbst ordneten ihre Arbeit als ersten Schritt hin zu der Schaffung eines voll physikalischen Modellwerkzeugs zur mathematischen Beschreibung geomorphologischer Entwicklungen in tidalen Umgebungen ein.

2.2 Offene Fragen und Einzelziele dieser Arbeit

Der hier dargestellte Stand des Wissens zeigt verschiedene Herangehensweisen zur Beschreibung morphodynamischer Prozesse in tidalen Wattenmeerregionen auf. Der Hauptanteil der Konzepte spezifiziert die Betrachtung mesoskaliger Prozesse, bei denen die Muster der Erosion und Deposition mit den Naturmessungen über Abschnitte von jeweils mehreren Jahren über einen Untersuchungsraum von mehreren Quadratkilometern Ausdehnung miteinander verglichen werden. Die Erfassung der treibenden hydrodynamischen Kräfte geschieht im Rahmen des Modell-Nestings oder durch die Nutzung von Modellketten. Untersuchungen der kleinskaligen physikalischen Prozesse im Wattgebiet wurden ausschließlich im Rahmen eines numerischen Experiments mit dem Fokus des Initiierungsprozesses von Prielen und Bänken vorgenommen.

Im Rahmen dieser Arbeit sollen die kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse in einem Wattgebiet in einem mathematischen Modell mit Hilfe der Finite-Elemente-Methode abgebildet werden. Als Anwendungsfall wird das Untersuchungsgebiet Neufelder Watt in der Elbmündung gewählt. Im Rahmen verschiedener Projekte wurden für dieses Gebiet eine Vielzahl an Naturmessdaten über einen Zeitraum von rund dreieinhalb Jahren aufgezeichnet und analysiert. Die Ergebnisse dieser Felduntersuchungen wurden von ALBERS [1] im Rahmen seiner Dissertation vorgestellt. Für die Abbildung der kleinskaligen physikalischen Prozesse ist die Erfassung der hydrodynamischen Randbedingungen für das Untersuchungsgebiet ein limitierender Faktor. Während die Prozesse im Neufelder Watt nach DE VRIEND [10] im Bereich des Übergangs von der Mikro- auf die Mesoskala für tidale Wattenmeerregionen eingeordnet werden können, werden die treibenden Kräfte der Hydrodynamik durch die Mündungsmorphologie der Elbe bestimmt. Von entscheidender Bedeutung sind hierfür die Abmessungen aller Rinnen und Untiefen, die der Meso- und Makroskala zuzuordnen sind.

Ziel der Arbeit ist das Finden einer Methode zur numerischen Erfassung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt. Dabei soll das Wattsystem in seiner natürlichen Umgebung abgebildet werden. Diese Methode soll nicht nur für den Spezialfall Neufelder Watt anwendbar, sondern auch auf weitere Anwendungsfälle übertragbar sein. Die Methode soll die Arbeitsweisen von Küstengebietsmodellierungen in die Detailmodellierung einer Ästuarmündung einbinden. Für das Modell des Neufelder Watts soll das Fenster der Vorhersagbarkeit (vgl. Abschnitt 2.1.2) vergrößert werden, indem die verschiedenen Grenzen verschoben werden:

- Die technischen Grenzen sind für das Untersuchungsgebiet im Wesentlichen bei der Bestimmung der hydrodynamischen Randwerte zu finden. Statt die Randwerte direkt zu messen, sollen sie aus einem übergeordneten Modell bezogen werden, so dass die technischen Grenzen des untergeordneten Modells auf die Erhebung der morphologischen Anfangswerte und die Verläufe der Sedimentkonzentrationen im Untersuchungsgebiet reduziert werden. Es ist jedoch anzumerken, dass die Bestimmung der Randwerte auf diese Weise die äußeren Grenzen, welche die Unsicherheiten der treibenden Kräfte des Systems zusammenfassen, beeinträchtigt.
- Die organisatorischen Grenzen sind aufzuweiten, indem das Modellgebiet auf einen möglichst kleinen Bereich eingeschränkt wird. Dies erhöht die Wahrscheinlichkeit verfügbarer Daten bzw. verringert den Aufwand zur Aufzeichnung der notwendigen Daten.
- Die inneren Grenzen sind durch eine prozessorientierte räumliche und zeitliche Auflösung des Untersuchungsgebiets zu optimieren.
- Schließlich soll die Modellierung des Neufelder Watts einen Beitrag zum Verständnis der detaillierten hydro- und morphodynamischen Prozesse in Wattgebieten liefern. Dies wiederum kann zukünftig die wissenschaftlichen Grenzen aufweiten, die das Fenster der Vorhersagbarkeit ebenfalls einschränken.

3 Theorie zur Modellbildung

Die Theorie zur Modellbildung ist die Basis für das Finden einer Methode zur Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Watt. Neben den physikalischen Grundlagen des Strömungs- und Stofftransportmodells wird in diesem Kapitel die numerische Methode der Finiten Elemente sowie der Ansatz zur Modellierung des Trocknens und Wiederbenetzens der Wattflächen vorgestellt. Abschließend wird der Einsatz statistischer Parameter zur Bewertung der Modell- und Methodenleistung dargelegt.

3.1 Physikalische Grundlagen zum instationären Strömungs- und Sedimenttransportmodell

Die physikalische Betrachtung der Strömung und des Sedimenttransports ist die Grundlage für die Berechnung der hydro- und morphodynamischen Prozesse mit Hilfe eines (mathematischen) Modells. In diesem Abschnitt werden alle für diese Arbeit relevanten, physikalischen Grundlagen zusammengefasst dargestellt.

3.1.1 Verwendete Transportgleichungen

Für den betrachteten Spezialfall werden die Flachwassergleichungen als Transportgleichungen der Hydromechanik eingesetzt. Diese ergeben sich aus der zeitlichen (REYNOLDS-Mittelung) und der Tiefenmittelung der dreidimensionalen NAVIER-STOKES-Gleichungen und der Kontinuitätsgleichung unter der Annahme eines inkompressiblen Fluids. Eine ausführliche Herleitung der NAVIER-STOKES-Gleichungen ist in SCHLICHTING und GERSTEN [36] zu finden. Die Mittelung über die Fließtiefe setzt voraus, dass der vertikale Impulsaustausch vernachlässigbar klein ist, also die vertikale Geschwindigkeitskomponente wesentlich kleiner ist als die horizontale, und dass die Druckverteilung hydrostatisch ist.

Die Betrachtung der Morphodynamik erfordert den Einsatz der Schwebstofftransportgleichung. Die zweidimensional tiefenintegrierte Form dieser Gleichung kann unter der Annahme einer gleichförmigen vertikalen Verteilung der Schwebstoffkonzentration angewendet werden.

3.1.1.1 Kontinuitätsgleichung

Die Kontinuitätsgleichung beschreibt die Erhaltung der Masse anhand eines Kontrollvolumens. Für den betrachteten Spezialfall der zweidimensionalen tiefenintegrierten Strömung lautet die im Strömungsmodell verwendete Kontinuitätsgleichung wie folgt (vgl. SCHLICHTING und GERSTEN [36]):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0. \quad (3.1)$$

3.1.1.2 Bewegungsgleichungen

Die Bewegungsgleichungen leiten sich aus dem Prinzip der Impulserhaltung an einem Kontrollvolumen her. Demnach ist die Summe aller angreifenden Kräfte (Massenkräfte und Impulskräfte) gleich der Masse mal der Beschleunigung. Für den betrachteten Spezialfall der zweidimensionalen tiefenintegrierten Strömung lauten die im Strömungsmodell verwendeten Impulsgleichungen in x- und y-Richtung wie folgt (vgl. SCHLICHTING und GERSTEN [36]):

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} &= -g \frac{\partial}{\partial x} (z_0 + h) + \frac{1}{h\rho} \frac{\partial}{\partial x} [h \cdot \tau_{xx}] + \frac{1}{h\rho} \frac{\partial}{\partial y} [h \cdot \tau_{xy}] - \frac{1}{h} \frac{\tau_{so,x}}{\rho} + \frac{1}{h} \frac{\tau_{wind,x}}{\rho} + 2\omega v \sin \phi \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} &= -g \frac{\partial}{\partial y} (z_0 + h) + \frac{1}{h\rho} \frac{\partial}{\partial y} [h \cdot \tau_{xy}] + \frac{1}{h\rho} \frac{\partial}{\partial x} [h \cdot \tau_{yx}] - \frac{1}{h} \frac{\tau_{so,y}}{\rho} + \frac{1}{h} \frac{\tau_{wind,y}}{\rho} + 2\omega u \sin \phi \end{aligned} \quad (3.2)$$

3.1.1.3 Schwebstofftransportgleichung

Die Schwebstofftransportgleichung führt die Prozesse der Advektion und Diffusion durch Bilanzierung der ein- und ausströmenden Flüsse an einem Kontrollvolumen zusammen. Der betrachtete Spezialfall der zweidimensionalen tiefenintegrierten Strömung kann durch die Schwebstofftransportgleichung nach ARIATHURAI ET AL. [4] wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} - \frac{\partial D_x}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\partial D_y}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial y} - \underbrace{(\alpha_1 C + \alpha_2)}_S = 0. \quad (3.3)$$

Der Quellen- und Senkenterm S wird in Abhängigkeit der Schwebstoffkonzentration C und des Sedimenttransportpotentials G_P betrachtet. Im Falle der Deposition ($C > G_P$) ergibt sich der Quellen-Senkenterm S zu

$$S = \frac{(C - G_P) \cdot w_s}{\beta_{dep} \cdot h}. \quad (3.4)$$

Ist Erosion vorherrschend ($G_P > C$), bestimmt sich der Quellen-Senkenterm S wie folgt:

$$S = \frac{(C - G_p) \cdot \sqrt{v^2 + u^2}}{\beta_{ero} \cdot h}. \quad (3.5)$$

3.1.2 Fließformel

Zur mathematischen Beschreibung für die hydraulische Berechnung eines offenen Gerinnes fanden BRAHMS und DE CHÉZY im 18. Jahrhundert unabhängig voneinander die klassische Fließformel:

$$u = C_f \cdot \sqrt{r_{hy} \cdot I_E}. \quad (3.6)$$

Der hydraulische Radius r_{hy} bestimmt sich nach Gleichung (3.7). Für unendlich breite Gewässer entspricht er der Wassertiefe h .

$$r_{hy} = \frac{A}{l_u}. \quad (3.7)$$

Der Widerstandsbeiwert C_f kann nach DARCY-WEISBACH, wie in Gleichung (3.8) dargestellt, ersetzt werden, um die Fließformel physikalisch zu fundieren. Hiernach lassen sich getrennt Bewuchsparameter und Querschnittseigenschaften sowie Turbulenzen in die Widerstandsgesetzmäßigkeit einbauen (DVWK [9]).

$$C_f = \sqrt{\frac{8 \cdot g}{\lambda}}. \quad (3.8)$$

Nach COLEBROOK-WHITE (siehe DVWK [9]) ergibt sich der Fließwiderstand λ aus der Gleichung (3.9). Der Fließwiderstand ist sowohl von der Sohlrauheit (äquivalente Sandrauheit k_s) als auch von dem Turbulenzgrad der Strömung (REYNOLDS-Zahl Re) abhängig, wodurch die Berechnung verschiedener Fließzustände möglich ist.

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2,03 \cdot \log \left(\frac{2,51}{Re \cdot \sqrt{\lambda}} + \frac{k_s}{14,84 \cdot r_{hy}} \right). \quad (3.9)$$

3.1.3 Sohlschubspannung

Die Sohlschubspannungen können mit der TAYLOR-Gleichung bestimmt werden, welche den Zusammenhang zwischen der Strömungsgeschwindigkeit und der Sohlschubspannung beschreibt. Nach Einsetzen des Widerstandskoeffizienten nach DARCY-WEISBACH entsprechend Gleichung (3.8) können die Sohlschubspannungen in x- und y-Richtung mit den folgenden Gleichungen bestimmt werden:

$$\begin{aligned}\frac{\tau_{So,x}}{\rho} &= \frac{g}{C_f^2} \cdot u \cdot |V| \\ \frac{\tau_{So,y}}{\rho} &= \frac{g}{C_f^2} \cdot v \cdot |V|\end{aligned}\quad (3.10)$$

3.1.4 Wind

Auf die Wasseroberfläche wirken Windschubspannungen ein, deren Größe sich aus der vorherrschenden Windgeschwindigkeit W sowie einem Windsogkoeffizienten c_d wie folgt ergibt:

$$\begin{aligned}\tau_{Wind,x} &= c_d \cdot \rho_a \cdot W^2 \cdot \cos \theta \\ \tau_{Wind,y} &= c_d \cdot \rho_a \cdot W^2 \cdot \sin \theta\end{aligned}\quad (3.11)$$

Der dimensionslose Windsogkoeffizient c_d wird empirisch erfasst und von verschiedenen Autoren für unterschiedliche Windgeschwindigkeitsbereiche mit Werten zwischen $0,9 \cdot 10^{-3}$ (WEILER und BURLING [44]) und $2,6 \cdot 10^{-3}$ (PRIESTLEY [34]) definiert. Diese Werte werden für schwache Winde bei Parametrisierung des Windsogkoeffizienten in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit zum Teil deutlich unterschritten. Beispielhaft sei die Beschreibung von SHEPPARD ET AL. [37] in der folgenden Formel genannt:

$$c_d = (0,36 \cdot 0,1 \cdot W) \cdot 10^{-3}. \quad (3.12)$$

Eine gute Übersicht der Windsogkoeffizienten ist in NASNER [29] dokumentiert.

3.1.5 Seegang

Seegang wird durch Modifizierung des Widerstandsbeiwerts C_f in den Bewegungsgleichungen berücksichtigt. Dafür wird die Gleichung zur Beschreibung der Sohlschubspannungen wie folgt geändert:

$$\frac{\tau_{So}}{\rho} = \frac{g}{C_f^2} \cdot u \cdot |V| = \frac{g}{C_f \cdot C_{f,Wellen}} \cdot u \cdot |V|. \quad (3.13)$$

Der durch Seegang induzierte Widerstandsbeiwert $C_{f,Wellen}$ wird analog dem Widerstandsbeiwert C_f nach NIKURADSE berechnet:

$$C_{f,Wellen} = 18 \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{k_a} \right). \quad (3.14)$$

Die Bestimmung der scheinbaren Sohlrauheit k_a erfolgt nach dem Ansatz von COFFEY-NIELSEN [8]:

$$k_a = k_s \cdot \exp\left(\gamma \cdot \frac{\hat{u}_\delta}{\bar{v}_R}\right). \quad (3.15)$$

Dabei wird die maximale Orbitalgeschwindigkeit \hat{u}_δ der Welle nach Gleichung (3.16) entsprechend der linearen Wellentheorie bestimmt.

$$\hat{u}_\delta = \frac{2 \cdot \pi \cdot a}{T}. \quad (3.16)$$

Die Amplitude der Orbitalwelle a ergibt sich aus der folgenden Gleichung:

$$a = \frac{H}{2 \cdot \sin(k \cdot h)}. \quad (3.17)$$

Die Wellenzahl k wird nach der linearen Wellentheorie für den Übergangsbereich implizit bestimmt.

3.1.6 Sedimenttransport

Feststoff kann durch zwei verschiedene Bewegungsarten im Fluid transportiert werden: als Geschiebetransport und als Transport in Suspension (Schwebstofftransport). Beim Geschiebetransport bewegen sich die Partikel rollend oder springend in direkter Bodennähe. Beim Schwebstofftransport werden die Sedimentteilchen in der Wassersäule fortbewegt. Eine umfassendere Beschreibung der Transportvorgänge ist MALCHEREK [22] zu entnehmen.

Auslöser des Sedimenttransports sind hydrodynamische Strömungen und Seegang. VAN RIJN entwickelte 2003 einen Ansatz zur Quantifizierung des Geschiebe- und Schwebstofftransports auf Basis von Strömungen und Wellen. Das Berechnungsverfahren ist in VAN RIJN [42] ausführlich dargestellt. An dieser Stelle soll ein kurzer Überblick über die Einflussgrößen genügen (siehe Gleichungen (3.18) und (3.19)).

Das Sedimenttransportpotential G_P ergibt sich aus der Summe von Schwebstoff- und Geschiebetransportpotential. Zur Bestimmung der einzelnen Anteile des Sedimenttransportpotentials ist die Kenntnis der Sedimenteigenschaften Korndurchmesser (d_{50} , d_{90}) und Sedimentdichte ρ_s , der signifikanten Wellenparameter (H , T , Φ), der hydrodynamischen Größen (u , v , h) sowie der Partikelsinkgeschwindigkeit w_s , der Sohlrauheit k_s , der Fluidichte ρ und der Gravitation g notwendig. Gleichung (3.18) zeigt die Abhängigkeiten des Schwebstofftransportpotentials $G_{P,s}$, Gleichung (3.19) die des Geschiebetransportpotentials $G_{P,b}$.

$$G_{P,s} = f(u, v, h, H, T, \phi, d_{50}, d_{90}, \rho_s, \rho, g, k_s, w_s). \quad (3.18)$$

$$G_{P,b} = f(u, v, h, H, \phi, d_{50}, d_{90}, \rho_s, \rho, g, k_s). \quad (3.19)$$

3.1.7 Sinkgeschwindigkeit

Die Sinkgeschwindigkeit ist die Geschwindigkeit, mit welcher ein Sedimentpartikel in einem Fluid vertikal absinkt. Sie ist von den Sedimenteigenschaften Korngröße, Partikelgestalt und Dichte sowie der Viskosität und der Dichte des umgebenden Fluids abhängig (ALBERS [1]). STOKES beschreibt den Zusammenhang für laminar umströmte sphärische Partikel nach Gleichung (3.20). Für eine Sedimentdichte von 2650 kg/m^3 gilt diese Beziehung nur für Partikelgrößen bis maximal $0,08 \text{ mm}$.

$$w_s = \frac{(s-1)gd^2}{18\nu}. \quad (3.20)$$

Nach VAN RIJN [42] kann die Sinkgeschwindigkeit für kugelförmige Partikel für Korndurchmesser zwischen $0,1 \text{ mm}$ und $1,0 \text{ mm}$ nach Gleichung (3.21) beschrieben werden. Die Gleichung basiert auf empirischen Untersuchungen und ist nicht einheitenkonform.

$$w_s = \frac{10\nu}{d} \left[\left(1 + \frac{0.01(s-1)gd^3}{\nu^2} \right)^{0.5} - 1 \right]. \quad (3.21)$$

Für Partikel kleiner $0,1 \text{ mm}$ weicht die Sinkgeschwindigkeit nach Gleichung (3.21) nur minimal von der STOKESSchen Sinkgeschwindigkeit ab, so dass die Absinkgeschwindigkeit nach VAN RIJN für alle sphärischen Sedimentpartikel mit einer Korngröße kleiner $1,0 \text{ mm}$ angenommen werden kann.

3.1.8 Bodenevolution

Die Veränderung der Sohlenhöhe (Bodenevolution) kann durch Bilanzierung der nach Gleichung (3.3 verknüpfen) ermittelten Schwebstoffkonzentration C über ein Kontrollvolumen entsprechend Gleichung (3.22) bestimmt werden.

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = \frac{-h \cdot \frac{\partial C}{\partial t}}{\rho_s \cdot \frac{\partial C}{\partial t}}. \quad (3.22)$$

Das Maß der Änderung der Sohlenhöhe ergibt sich aus dem Verhältnis der vorhandene Sohlenhöhe zur bilanzierten neuen Sohlenhöhe. Die Anpassung aller hydrodynamischen Größen kann durch Anwendung dieses Maßes vorgenommen werden.

3.1.9 Strömungszustände

Der Abfluss einer offenen Gerinneströmung kann strömend oder schießend sein. Strömungen mit Fließgeschwindigkeiten v kleiner der Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Flachwasserwelle c_0 werden als strömend bezeichnet. Übersteigt die Fließgeschwindigkeit einer Strömung

hingegen die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Flachwasserwelle ist der Zustand der Strömung schießend. Die Unterscheidung zwischen den Bewegungszuständen ist durch die FROUDE-Zahl Fr möglich:

$$Fr = \frac{v}{c_0}. \quad (3.23)$$

Der Übergang zwischen den Strömungszuständen wird durch den Wert Eins der FROUDE-Zahl beschrieben. Für kleinere Werte liegt Strömen vor, für größere Werte Schießen. Bei einer vorgegebenen Wassertiefe wird die Fließgeschwindigkeit für den Übergang zwischen Strömen und Schießen als Grenzgeschwindigkeit v_{gr} bezeichnet. Ist hingegen ein Abfluss festgelegt, ergibt sich entsprechend die zugehörige Grenztiefe h_{gr} .

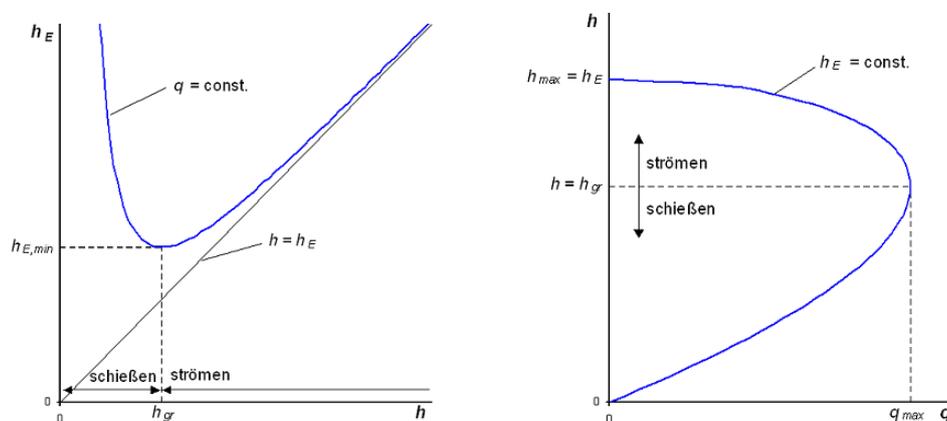


Abbildung 3.1 h - h_E -Diagramm mit konstantem Abfluss q (links) und q - h -Diagramm mit konstanter Energiehöhe h_E (rechts) (nach ZANKE [47])

In Abbildung 3.1 ist das Verhältnis der Energiehöhe h_E zur Wassertiefe h für den konstanten Abfluss in einem Rechteckgerinne dargestellt. Die Grenztiefe stellt sich bei minimaler Energiehöhe $h_{E,min}$ ein. Für geringere Fließtiefen ist der Strömungszustand schießend, während für größere Tiefen Strömen vorliegt. Mit steigender Fließtiefe nähert sich dabei die Energiehöhe von oben asymptotisch der Fließtiefe an. Die Visualisierung der Fließtiefe über den Durchfluss ist für eine konstante Energiehöhe in einem Rechteckgerinne ebenso in Abbildung 3.1 wiedergegeben. Bei Eintreten der Grenztiefe h_{gr} stellt sich der maximale Durchfluss q_{max} ein. Für jeden anderen Abfluss können in Abhängigkeit des Strömungszustandes zwei verschiedene Fließtiefen eintreten. Das Finden einer kritischen Tiefe h_{gr} als Grenze zwischen den Bewegungszuständen Strömen und Schießen lässt sich auf jeden Gerinnequerschnitt übertragen, solange die Fließgeschwindigkeit eines Querschnittes ausreichend genau durch den Mittelwert des Verhältnisses des Durchflusses zur Durchflussfläche ausgedrückt werden kann (PRESS und SCHRÖDER [33]).

3.2 Numerische Methode

Die Transportgleichungen für ein Untersuchungsgebiet sind partielle Differentialgleichungen, deren Lösung den Einsatz einer numerischen Methode erfordert. Die Finite-Elemente-Methode (FEM) ist eine solche numerische Methode, welche durch Diskretisierung des Lösungsgebietes sowie der betrachteten Zeit die Berechnung zeitabhängiger Probleme eines Untersuchungsraumes ermöglicht. Für die eindeutige Lösung der Differentialgleichungen benötigt die FEM Anfangs- und Randwerte. Eine umfassende Beschreibung der FEM ist in REDDY und GARTLING [35] zu finden, hier soll ausschließlich eine kurze, problemorientierte Übersicht gegeben werden.

3.2.1 Finite-Elemente-Methode

Die FEM basiert auf der klassischen Variationsmethode, welche die Lösung einer Differentialgleichung U durch die Linearkombination aus den Parametern c_j und den geeigneten Funktionen Φ_j annähert (REDDY und GARTLING [35]):

$$U \approx U_N \equiv \sum_{j=1}^N c_j \Phi_j(x) + \Phi_0. \quad (3.24)$$

Mit Hilfe gewichteter Integrale werden die Parameter c_j so bestimmt, dass sie die Differentialgleichung des Problems erfüllen. Die Wahl der Approximationsfunktionen Φ_j begründet sich in der Erfüllung der Randbedingungen. Ein Verfahren der Variationsmethode ist die Methode der gewichteten Residuen. Einzelne Verfahren dieser Methode unterscheiden sich in der Wahl der verschiedenen Gewichtsfunktionen Ψ_j und Approximationsfunktionen Φ_j . Für die hier vorliegende Anwendung der FEM wurde das GALERKIN-Verfahren genutzt, welches Gewichts- und Approximationsfunktion gleichsetzt ($\Psi_j = \Phi_j$). Die Schwierigkeit, jeweils geeignete Approximationsfunktionen für die Anwendung auf komplexe geometrische Gebiete zu finden, umgeht die FEM, indem sie das Lösungsgebiet in eine endliche Zahl kleiner Teilgebiete einfacher Geometrien (Dreiecke, Vierecke) zerlegt, den sogenannten Finiten Elementen. Diese räumliche Diskretisierung führt zu einfachen und nach einem Muster generierbaren Approximationsfunktionen. Die Differentialgleichung wird im Anschluss an den Knotenpunkten der Finiten Elemente gelöst. Gleichung (3.24) wird dementsprechend modifiziert und lautet als Finite-Elemente-Formulierung für den zweidimensionalen Fall wie folgt:

$$U(x, y) \approx U^e(x, y) \equiv \sum_{j=1}^n U_j^e \psi_j^e(x, y). \quad (3.25)$$

3.2.2 Diskretisierung der Zeit

Die Abbildung instationärer Probleme erfordert die Einbindung zeitabhängiger Terme in die Formulierung der FEM. Unter der Annahme der Trennbarkeit der zeitlichen Abhängigkeit

von der räumlichen Variation des Problems (semidiskrete Methode) ergibt sich die zeitabhängige Formulierung der Gleichung (3.25):

$$U(x, y, t) \approx U^e(x, y, t) \equiv \sum_{j=1}^n U_j^e(t) \psi_j^e(x, y). \quad (3.26)$$

Für die Berechnung der zeitlichen Ableitung in der semidiskreten Methode werden innerhalb eines finiten Differenzenverfahrens diskrete Zeitintervalle betrachtet. Die Approximation der Zeitdiskretisierung kann nach einer Zwei-Ebenen-Methode (Zeitebene n und Zeitebene $n+1$) entsprechend der Gleichung (3.27) erfolgen:

$$\{U\}_{n+1} = \{U\}_n + \Delta t \left[(1-\theta) \{\dot{U}\}_n + \theta \{\dot{U}\}_{n+1} \right]. \quad (3.27)$$

Der Parameter θ ist auf Werte zwischen Null und Eins beschränkt. Für $\theta = 0$ ist das Verfahren explizit, da die Berechnung der Variablen zum Zeitpunkt $n+1$ ausschließlich auf Variablen der Zeitebene n basiert und die Unbekannte am Knoten i so unabhängig von den Werten der Nachbarknoten der Zeitebene $n+1$ berechnet wird (Vorwärts-EULER-Methode). Für $\theta = 1$ ist das Verfahren hingegen implizit, denn die räumlichen Ableitungen werden auf Grundlage der Werte der Nachbarknoten zum Zeitpunkt der aktuellen Zeitebene $n+1$ berechnet (Rückwärts-EULER-Methode). Das implizite Verfahren benötigt im Gegensatz zum expliziten Verfahren keine Einschränkung der Zeitschrittweite hinsichtlich der Berechnungsstabilität. Zwischen diesen beiden Möglichkeiten der Zeitdiskretisierung gibt es weitere semi-implizite Verfahren, wie z.B. die CRANK-NICOLSON-Methode ($\theta = 1/2$) und die GALERKIN-Methode ($\theta = 2/3$). In dem hier spezifizierten Anwendungsfall wird θ zu $5/9$ angenommen, was bedeutet, dass die Zeit bei 55,6 % zwischen dem neuen (100 %) und dem alten Zeitschritt (0 %) platziert ist. Dieser Wert beruht auf Erfahrungswerten zur Maximierung der numerischen Stabilität bei möglichst minimaler numerischer Dämpfung (KING [18]).

3.2.3 Diskretisierungsfehler

Die Abbildung von Raum und Zeit mittels FEM führt zu Fehlern, so genannten Diskretisierungsfehlern, deren Anwesenheit und Größenordnung bei der Einschätzung der Modellergebnisse zu berücksichtigen sind.

3.2.3.1 Räumlicher Diskretisierungsfehler

Die räumliche Diskretisierung eines Untersuchungsgebiets erfordert das Aufteilen der komplexen Geometrie in einfache Geometrien. Für die zweidimensionale, tiefenintegrierte Abbildung von Transportprozessen eines Gewässers wird dafür die Fläche mit den Raumrichtungen x und y approximiert, während die Geländehöhen (3. Dimension) den einzelnen Knotenpunkten zugewiesen werden. Durch die Vereinfachung des Gebietsrandes bei der Nutzung praktikabler Kantenlängen der finiten Elemente entstehen Fehler bezüglich der betrachteten Fläche (siehe Abbildung 3.2). Zudem führt die Abbildung der Geländehöhen an den Knoten

der finiten Elemente zu Ungenauigkeiten in der Bathymetriedarstellung: Geländeformen werden in ihrem Volumen nicht korrekt wiedergegeben und insbesondere die Kanten in der Gewässersohle können bei ungenauer Nachbildung des Geländes nicht nur fehlerhaft, sondern sogar mit falschen Orts- und Richtungsangaben wiedergegeben werden. Diese Fehler können zu einer inkorrekten Nachbildung der Transportprozesse des Untersuchungsgebietes führen.

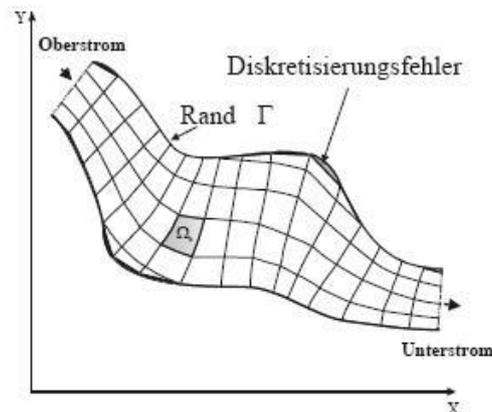


Abbildung 3.2 Diskretisierungsfehler (PASCHE [32] nach REDDY und GARTLING [35])

3.2.3.2 Zeitlicher Diskretisierungsfehler

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt, indem für den Zeitraum der Zeitschrittweite eine lineare Interpolation zwischen den Werten des Start- und des Endzeitpunktes dieses Zeitschrittes erfolgt. Unter der Annahme, dass die Randwerte in der Natur nicht linear zeitabhängig sind, bedeutet deswegen jede Vergrößerung der Zeitschrittweite eine steigende Abweichung von den Naturphänomenen. Die Wahl der Zeitschrittweite ist in Abhängigkeit von den beobachteten Werten und der steigenden Rechenaufwendigkeit bei verkürzten Zeitschrittweiten sorgfältig abzuwägen.

3.2.4 Lösungsschließung

Partielle Differentialgleichungen haben im Allgemeinen mehrere Lösungen. Der Einsatz von Anfangs- und Randwerten findet aus dieser Menge der allgemeinen Lösungen eine eindeutige Lösung. Übertragen auf die Lösung der in Abschnitt 3.1.1 aufgeführten Transportgleichungen angewandt auf ein instationäres Problem in einem Untersuchungsgebiet bedeutet dies die Definition der Anfangswerte für alle Zustandsgrößen im gesamten Untersuchungsgebiet sowie die Vorgabe der Randwerte an den Gebietsrändern.

3.2.4.1 Anfangswerte

Die Wahl der Anfangswerte muss der Zwangsbedingung Kontinuität genügen. Für die hydrodynamischen Transportgleichungen wird diese Bedingung bei der Vorgabe eines ruhenden Fluids erfüllt. Die Annahme einer konstanten Schwebstoffkonzentration im gesamten Unter-

suchungsgebiet befriedigt hingegen die Zwangsbedingung Kontinuität für die Berechnung des Schwebstofftransportes. Der Einfluss der Anfangswerte auf die Lösung schwindet mit der Wahl ausreichend langer Zeitabschnitte.

3.2.4.2 Randwerte

Die Mathematik klassifiziert die Randwerte für partielle Differentialgleichungen in Abhängigkeit von der Art der Vorgabe der Zustandsgröße. Wird sie selbst vorgegeben, so ist der Randwert 1. Art (DIRICHLET-Randwert). Wird hingegen die Ableitung der Zustandsgröße in die betrachtete räumliche Richtung vorgegeben, ist der Randwert 2. Art (NEUMANN-Randwert). Zur Lösung der Flachwassergleichungen ist die Vorgabe von Wasserständen oder Fließgeschwindigkeiten respektive Durchflüssen an allen offenen Rändern notwendig. Für die Lösung der Schwebstofftransportgleichung sind die Schwebstoffkonzentrationen an allen offenen Rändern zu definieren. Sowohl die Schwebstoffkonzentrationen als auch die hydrodynamischen Vorgaben sind DIRICHLET-Randwerte. Alle Randwerte üben weniger Einfluss auf die Lösung aus, je weiter die Ränder von dem Untersuchungsgebiet entfernt sind.

3.3 Modellierung des Trocknens und des Wiederbenetzens der Wattflächen

Im Einflussbereich der Tide fallen im Watt große Gebiete bei Ebbe trocken, die bei einkehrender Flut wieder mit Wasser benetzt werden. Die Strömungsmodellierung dieses Phänomens erfordert in der FEM den Einsatz eines geeigneten Algorithmus. In der zweidimensional tiefenintegrierten Berechnung wird ein Finites Element klassischerweise aus dem Gleichungssystem entfernt, sobald der erste Knoten nicht mehr von einer definierten minimalen Wassertiefe bedeckt ist. Das Element wird erst wieder in das Gleichungssystem integriert, wenn eine definierte Mindestwassertiefe an allen Knoten des Finiten Elements überschritten wird. Diese Methode besitzt mehrere Schwächen: durch Deaktivierung einzelner Finiten Elemente entstehen unregelmäßige Ränder, die zu Instabilitäten in der Berechnung führen können. Entgegen der Realität werden die Finiten Elemente bei sinkendem Wasserspiegel zudem zu früh aus der Berechnung entfernt bzw. bei steigendem Wasserspiegel zu spät wieder in das System eingeführt. Insbesondere in Böschungsbereichen der Priele werden beispielsweise die strömungsrelevanten Bereiche über den niedriger gelegenen Knoten eines Finiten Elements nicht mehr betrachtet, sobald ein höher auf der Böschung liegender Knoten dieses Finiten Elements die minimale Wassertiefe unterschreitet. Anzumerken ist auch, dass die Massenerhaltung auf den unebenen Wattflächen nicht garantiert werden kann. Denn wenn das Absinken des Wasserstandes um einige Zentimeter das Trockenfallen eines Knotens eines Finiten Elements bewirkt, wird dem System durch die Entfernung dieses Finiten Elements aus dem Gleichungssystem das gesamte in diesem Element befindliche Wasservolumen entzogen. Umgekehrt gilt dies entsprechend für die Reaktivierung eines Finiten Elements durch Übersteigen der Mindestwassertiefe an allen Knoten des Elements (KING [18]). Und nicht zuletzt kann die Entfernung und Wiederaktivierung von Finiten Elementen innerhalb eines Zeitschritts zu schwacher

Konvergenz führen, da die Gleichungen der Elemente im Lösungssystem im Wechsel deaktiviert und aktiviert werden.

3.3.1 Adaptive Netze

Eine Methode, die Trocknung und Wiederbenetzung realitätsnäher abzubilden, besteht in der Nutzung adaptiver Netze. Diese Vorgehensweise nutzt ein bewegliches Netz, welches je nach Wasserstand an die Lage der Überflutungsfläche angepasst wird. Dadurch wird die Lage dieser Flächen genau berechnet. Allerdings ist diese Methode nicht nur rechenintensiv, sondern kann auch zu numerischen Instabilitäten führen. Ändert sich die Uferlinie entlang des Netzrandes zu stark, werden die Randelemente extrem langgestreckt (NIELSEN und APELT [30]). Für die Berechnung der Strömung auf intertidalen Wattflächen ist diese Methode wegen der großflächigen Trocknung und Wiederbenetzung nicht geeignet.

3.3.2 Marsh Porosity Option

Eine andere Methode zur naturgetreueren Abbildung der Trocknung und Wiederbenetzung ist die von MACARTHUR ET AL. [21] entwickelte Marsh Porosity Option, eine Form des Thin Slot Algorithmus. Bei der Marsh Porosity Option werden trocknende Knoten und Elemente nicht deaktiviert, sobald der Wasserspiegel auf die Sohlenhöhe absinkt. Stattdessen wird unterhalb der Geländeoberkante entsprechend dem Grundwasserabfluss eine Zone mit verringerter Durchflusskapazität (Zone geringer Porosität oder auch Porositätszone) definiert. Im Bereich der Sohlenhöhe wird ein linearer Übergang zwischen dem freien Abfluss und dem reduzierten Abfluss im Untergrund geschaffen. Dieser Ansatz belässt die Knoten und Elemente auch bei einer Lage des Wasserspiegels unterhalb der Geländehöhe im Gleichungssystem und der Rand wird nicht unregelmäßig. Dadurch werden die Kontinuitätsprobleme verringert, während gleichzeitig die allgemeine Stabilität der Berechnung verbessert wird. Allerdings ergibt sich durch den Untergrundabfluss ein indirekter Effekt auf den Impuls, so dass die Massenerhaltung nicht garantiert werden kann (NIELSEN und APELT [30]). Die folgende Beschreibung der Marsh Porosity Option ist an FALKE und VON LIEBERMAN [11] angelehnt.

Die Steuerung der Marsh Porosity Option erfolgt über die Definition der Höhe des Übergangsbereichs h_R sowie der Höhe der Porositätszone h_B und der äquivalenten Porosität P in dieser Zone. Zunächst berechnet der Algorithmus an jedem Knoten der Finiten Elemente die Lage des Übergangsbereiches, dessen Oberkante h_{AT} und Unterkante h_{TP} sich jeweils gleich weit von der Sohlenhöhe z_0 entfernt befinden, sowie die Höhe der Unterkante der Porositätszone h_{P0} (siehe Abbildung 3.3). Unterhalb dieser Zone findet kein weiterer Abfluss statt. Damit kein Finites Element bei sinkendem Wasserspiegel aus dem Gleichungssystem eliminiert wird, solange noch wenigstens ein Knoten des Elements durchströmt wird, werden elementweise die Höhen h_{P0} aller Knoten überprüft und auf die geringste im Finiten Element vorhandene Höhe angepasst. Dieses Vorgehen ist in Abbildung 3.3 dargestellt. Dabei sind die Anfangshöhen rot und die angepassten Höhen blau dargestellt.

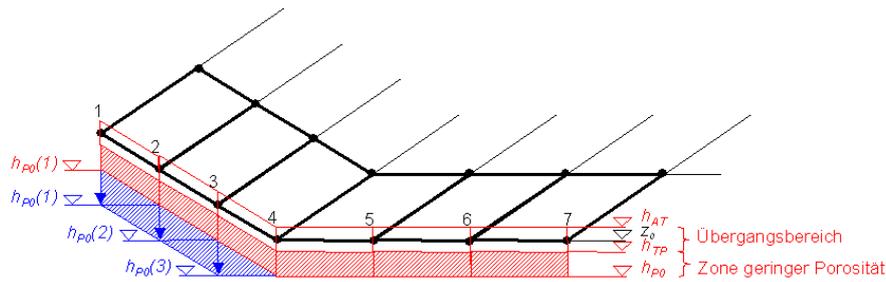


Abbildung 3.3 Anpassung der unteren Begrenzung der Porositätszone (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])

Die rechnerische Fließtiefe ergibt sich aus allen durchflossenen Bereichen unter Berücksichtigung der dort jeweils vorhandenen Durchflusskapazität. Damit die berechnete Wassertiefe im Bereich des freien Abflusses oberhalb des Übergangsbereiches mit der realen Wassertiefe des freien Abflusses übereinstimmt, ist eine Verschiebung der Höhen des Übergangsbereichs erforderlich. Die Lage und Definition der angepassten Höhen des Übergangsbereichs η_{AT} und η_{TP} sind Abbildung 3.4 zu entnehmen. Die Gesamthöhe des Übergangsbereichs bleibt dabei erhalten.

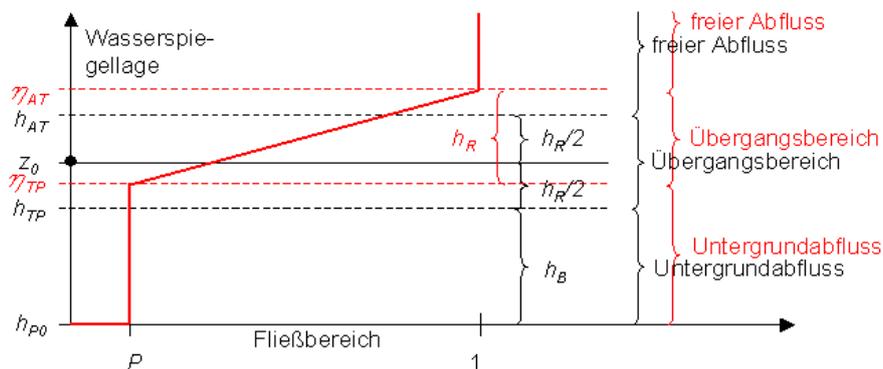


Abbildung 3.4 Definition der realen und der transformierten Höhen der unterschiedlich durchströmten Zonen (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])

Die Berechnung der verschobenen Höhen ergibt sich aus der Auswertung des Grundwasserflusses. In Abbildung 3.5 sind die durchströmten Bereiche für die Anwendung der Marsh Porosity Option rot schraffiert und ohne Anwendung dieser Methode blau umrahmt visualisiert. Diese beiden Flächen müssen identisch sein, um die korrekte Fließtiefe für freien Abfluss zu erhalten. Diese geometrische Betrachtung führt zu der folgenden zu lösenden Gleichung:

$$(\eta_{AT} - z_0) \cdot 1 = \frac{1}{2} \cdot h_R \cdot (1 - P) + \left(h_R + h_B + \eta_{AT} - z_0 - \frac{h_R}{2} \right) \cdot P. \quad (3.28)$$

Durch Umformung der Gleichung (3.28) ergibt sich die Formulierung der Höhe an der Oberkante des Übergangsbereiches η_{AT} nach Gleichung (3.29).

$$\eta_{AT} = z_0 + \frac{h_R}{2} + \left(h_B + \frac{h_R}{2} \right) \cdot \frac{P}{(1-P)} \quad (3.29)$$

Die Höhe der Unterkante η_{TP} errechnet sich durch Subtrahierung der Abmessung des Übergangsbereiches von der Höhe der Oberkante:

$$\eta_{TP} = \eta_{AT} - h_R \cdot \quad (3.30)$$

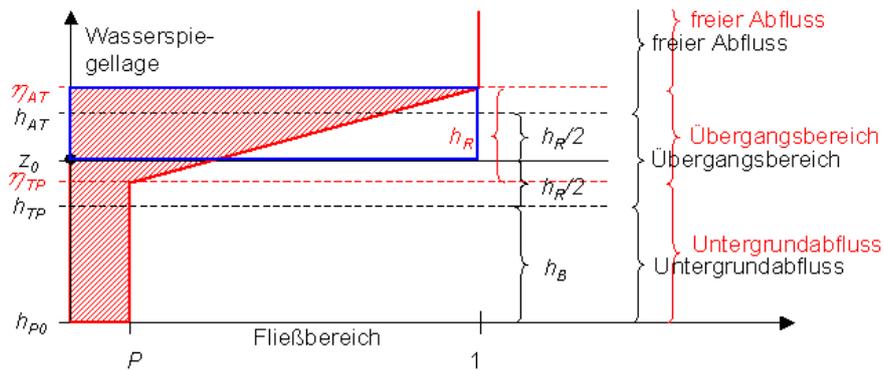


Abbildung 3.5 Äquivalente Durchflussfläche (nach FALKE und VON LIEBERMAN [11])

Die transformierte äquivalente Fließtiefe h_{Ted} (rechnerische Fließtiefe) ist abhängig von der Lage des Wasserspiegels η . Die Formel untergliedert sich in drei Abschnitte. Die geometrische Betrachtung der rechnerischen Fließtiefe für die einzelnen Abflussbereiche ist in Abbildung 3.6 abgebildet. In der Porositätszone ($\eta < h_{TP}$) gilt Gleichung (3.31).

$$h_{Ted} = P \cdot \eta \cdot \quad (3.31)$$

Im Übergangsbereich zwischen Porositätszone und freiem Abfluss ($h_{AT} > \eta > h_{TP}$) wird die äquivalente Fließtiefe durch Gleichung (3.32) Formulierung beschrieben.

$$h_{Ted} = P \cdot \eta + \frac{(1-P)}{2} \cdot \frac{(\eta - \eta_{TP})^2}{(\eta_{AT} - \eta_{TP})} \cdot \quad (3.32)$$

Für freien Abfluss ($\eta > h_{AT}$) ergibt sich schließlich folgender Zusammenhang:

$$h_{Ted} = P \cdot \eta + (1-P) \cdot \left[\frac{(\eta - \eta_{TP})}{2} + (\eta - \eta_{AT}) \right] \cdot \quad (3.33)$$

ist rein subjektiv. Die Nutzung verschiedener statistischer Parameter ermöglicht hingegen eine objektive Einschätzung der Modellgüte.

3.4.1 Mittlere Fehler

Die Genauigkeit eines Modells kann durch den Vergleich der vorhergesagten mit den beobachteten Werte mittels statistischer Parameter beschrieben werden. Je geringer die Abweichungen zwischen diesen Datensätzen sind, desto höher ist die Modellgenauigkeit. Im Folgenden werden die verschiedenen Formulierungen zugehöriger statistischer Parameter vorgestellt. In dieser Form sind sie in SUTHERLAND ET AL. [39] publiziert.

3.4.1.1 Mean Absolute Values

Die mittleren absoluten Werte (Mean Absolute Values) der beobachteten (x_n) und vorhergesagten Werte (y_n) werden wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned}\langle |X| \rangle &= \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |x_n| \\ \langle |Y| \rangle &= \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |y_n|\end{aligned}\tag{3.34}$$

3.4.1.2 Mean Absolute Error

Der mittlere absolute Fehler *MAE* (Mean Absolute Error) ergibt sich aus dem Mittelwert des Betrages der Differenzen zwischen den vorhergesagten und den beobachteten Werten:

$$MAE = \langle |Y - X| \rangle.\tag{3.35}$$

3.4.1.3 Relative Mean Absolute Error

Der mittlere absolute Fehler *MAE* dividiert durch den mittleren absoluten Wert der Beobachtungen wird als relativer mittlerer absoluter Fehler *RMAE* (Relative Mean Absolute Error) bezeichnet:

$$RMAE = \frac{\langle |Y - X| \rangle}{\langle |X| \rangle} = \frac{MAE}{\langle |X| \rangle}.\tag{3.36}$$

3.4.1.4 Adjusted Relative Mean Absolute Error

Sowohl der *MAE* als auch der *RMAE* nehmen an, dass Differenzen zwischen den vorhergesagten und beobachteten Werten ausschließlich auf Fehler in der Vorhersage zurückzuführen sind. Abweichend zu dieser Annahme sind jedoch jegliche Beobachtungen der Natur fehler-

behaftet. Der angepasste relative mittlere absolute Fehler *ARMAE* (Adjusted Relative Mean Absolute Error) berücksichtigt den Messfehler δ , indem er den mittleren absoluten Fehler im Zähler des *RMAE* um diesen Wert reduziert (siehe Gleichung (3.37)). Ist der Messfehler größer als die Differenz zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Wert, so wird angenommen, dass die Vorhersage mit der Beobachtung übereinstimmt.

$$ARMAE = \frac{\langle |Y - X| - \delta \rangle}{\langle |X| \rangle}. \quad (3.37)$$

3.4.2 Skill Scores

Die Bewertung der Modellgüte eines morphodynamischen Modells zeigt die Grenzen der Einsetzbarkeit der statistischen Größe eines mittleren Fehlers. Zwar kann ein Vergleich der vorhergesagten Bathymetrie mit der gemessenen Bathymetrie die Größenordnung der Abweichungen aufzeigen. Jedoch ist es auch für einen geringen *ARMAE* möglich, dass Erosion und Deposition bei geringer Größenordnung nicht nur abweichend lokalisiert sind, sondern in ihrer Tendenz gar umgekehrt zur Beobachtung vorhergesagt werden. Stattdessen kann der in der Meteorologie genutzte Ansatz des Brier Skill Score (*BSS*) verwendet werden. SUTHERLAND ET AL. [39] haben diesen auf die Evaluierung morphodynamischer Modelle übertragen und modifiziert. Eine andere Anpassung wurde von VAN RIJN ET AL. [41] eingeführt. Für alle drei Ansätze beruht der errechnete Wert der Modellgüte auf einem Vergleich der vorhergesagten Bathymetrie (Y) mit den beobachteten Bathymetrien zum Start- (B) und zum Endzeitpunkt (X) der Berechnung. Stimmt die Vorhersage perfekt mit der Beobachtung überein, sind alle Skill Scores gleich Eins. Entspricht die vorhergesagte Bathymetrie der Startbathymetrie, nehmen die *BSS* den Wert Null an. Ist hingegen die Vorhersage weiter von der beobachteten Endbathymetrie entfernt als die eingangs beobachtete Bathymetrie, so werden alle Skill Scores negativ. Die Formeln der Skill Scores sind im Folgenden aufgeführt.

3.4.2.1 Brier Skill Score

Der *BSS* setzt die vorhergesagten morphologischen Änderungen ins Verhältnis zu den beobachteten, ohne dabei das Vorhandensein eines Messfehlers zu berücksichtigen:

$$BSS = 1 - \frac{\langle (Y - X)^2 \rangle}{\langle (B - X)^2 \rangle}. \quad (3.38)$$

3.4.2.2 Adjusted Brier Skill Score (SUTHERLAND ET AL.)

SUTHERLAND ET AL. [39] haben in ihrer Modifikation des *BSS* den vorhandenen Messfehler δ wie folgt integriert:

$$BSS_P = \frac{\langle (B - X)^2 \rangle - \langle (Y - X)^2 \rangle}{\langle (B - X)^2 \rangle - 2\langle \delta^2 \rangle}. \quad (3.39)$$

Der angepasste BRIER Skill Score BSS_P (Adjusted BRIER Skill Score) nimmt hierfür an, dass die Aufnahmen für die Start- und Endbathymetrie in gleicher Weise gemacht wurden, dass also der Messfehler für beide Beobachtungen identisch ist.

3.4.2.3 Adjusted BRIER Skill Score (VAN RIJN ET AL.)

VAN RIJN ET AL. [41] haben eine alternative Methode zur Berechnung des BSS für die Anpassung an Messfehler eingeführt. Wie bei der Berechnung des $ARMAE$ wird hierbei die Abweichung zwischen Vorhersage und Beobachtung um den Messfehler reduziert. Ist diese Differenz kleiner als der Messfehler, so wird angenommen, dass die Vorhersage mit der Beobachtung identisch ist. Die Gleichung für den von VAN RIJN ET AL. angepassten BRIER Skill Score BSS_{vR} (Adjusted BRIER Skill Score) lautet wie folgt:

$$BSS_{vR} = 1 - \frac{\langle (|Y - X| - \delta)^2 \rangle}{\langle (B - X)^2 \rangle}. \quad (3.40)$$

Ebenso wie der angepasste BRIER Skill Score BSS_P nach SUTHERLAND ET AL. [39] wird auch für dem BSS_{vR} angenommen, dass die Aufnahmen für die Start- und Endbathymetrie in gleicher Weise gemacht wurden und dementsprechend der Messfehler für beide Beobachtungen identisch ist.

3.4.3 Bewertung von Modellgüte

Die objektive Bewertung der Güte eines hydro- und morphodynamischen Modells kann über statistische Parameter erfolgen. Diese werden dafür wie oben beschrieben berechnet, und ihre Werte können anschließend klassifiziert werden. Für die Hydro- und die Morphodynamik wird die Modellgüte dabei separat bewertet.

3.4.3.1 Hydrodynamik

Die Bewertung der Modellgüte bezüglich der Hydrodynamik kann mit Hilfe des $ARMAE$ (vgl. Abschnitt 3.4.1.4) durchgeführt werden. Hierfür werden vorhergesagte Strömungsgeschwindigkeiten einzelner lokaler Zeitreihen mit den beobachteten Größen verglichen. Die Klassifizierung der Modellgüte erfolgt nach Tabelle 3.1. Je besser die modellierten Ergebnisse mit den gemessenen Daten übereinstimmen, desto geringer ist der $ARMAE$.

Tabelle 3.1 Klassifizierung des Adjusted Relative Mean Absolute Error (SUTHERLAND ET AL. [40])

	<i>ARMAE</i>
sehr gut	< 0,2
gut	0,2 – 0,4
befriedigend/ausreichend	0,4 – 0,7
mangelhaft	0,7 – 1,0
ungenügend	> 1,0

Es ist dabei unbedingt zu beachten, dass Fehler in der Abbildung der Hydrodynamik die Abbildung der Morphodynamik entscheidend beeinflussen können. Eine gute Übereinstimmung der vorhergesagten und beobachteten hydrodynamischen Werte ist deswegen Voraussetzung für eine realistische Abbildung der morphodynamischen Änderungen.

3.4.3.2 Morphodynamik

Die Modellgüte bezüglich der Morphodynamik kann über die verschiedenen BRIER Skill Scores (vgl. Abschnitt **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.**) beurteilt werden. Diese werden jeweils an kompletten Datensätzen der im Modell abgebildeten Bathymetrie berechnet. Die Klassifizierung anhand der berechneten Werte ist Tabelle 3.2 zu entnehmen. Je besser die modellierten morphodynamischen Prozesse mit den gemessenen übereinstimmen, desto näher liegen die Skill Scores am Wert 1,0. Mit wachsender Abweichung werden die Werte kleiner. Für negative Werte ist die Vorhersage weiter von der gemessenen End- als von der Startbathymetrie entfernt.

Tabelle 3.2 Klassifizierung des BRIER Skill Score (SUTHERLAND ET AL. [39])

	<i>BSS_{VR}</i>	<i>BSS</i>	<i>BSS_P</i>
sehr gut	1,0 – 0,8	1,0 – 0,5	1,0 – 0,8
gut	0,8 – 0,6	0,5 – 0,2	0,8 – 0,3
befriedigend/ausreichend	0,6 – 0,3	0,2 – 0,1	0,3 – 0,15
mangelhaft	0,3 – 0,0	0,1 – 0,0	0,15 – 0,0
ungenügend	< 0,0	< 0,0	< 0,0

4 Anwendungsfall Neufelder Watt

Die numerische Modellierung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt erfordert das Finden einer Methode zur effizienten Abbildung lokaler Phänomene, die jedoch von regionalen Phänomenen gesteuert werden. Die Methode muss deswegen die Abbildung von Prozessen verschiedener Skalen (vgl. Abschnitte 2.1.1 und 2.2) ermöglichen. In diesem Kapitel wird die gefundene Methode am Anwendungsfall der hydro- und morphodynamischen Modellierung des Neufelder Watts in der Elbmündung dargestellt.

4.1 Beschreibung des Untersuchungsgebiets

Das Untersuchungsgebiet liegt im tidebeeinflussten Mündungstrichter der Elbe und umfasst das Sandwatt Neufelder Watt mit dem Neufelder Sand. Das Gebiet erstreckt sich bei Neufeld nördlich der Elbefahrinne (siehe Abbildung 4.1). Es ist Bestandteil des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer. Das Watt weist in diesem Bereich Seehundliegeplätze und Vogelrastplätze auf. Außerdem halten sich dort Brandgänse auf. Nach dem Gesetz zum Schutz des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres ([20]) liegt das Neufelder Watt in Schutzzone I des Nationalparks, was einem nutzungsfreien Gebiet entspricht. Der schleswig-holsteinische Generalplan Küstenschutz [26] sieht die Erhaltung der langfristigen Stabilität des Wattenmeeres als eines von zehn Entwicklungszielen des Küstenschutzes vor. Neben dem Fortbestand des Ökosystems ist auch die wellendämpfende Wirkung des Wattenmeeres vor der Festlandküste als Teil des Küstenschutzes von entscheidender Bedeutung.

Die Strömungsverhältnisse des Mündungsgebiets werden durch die morphologische Bodenstruktur aus Prielen und Sandbänken gelenkt. Dabei wird die Morphologie durch den Ebbe- und Flutstrom geprägt, der Erosion und Sedimentation zur Folge hat. Zwischen dem Neufelder Watt und dem Elbestrom bestehen in dieser Weise enge hydro- und morphodynamische Wechselwirkungen. Das Untersuchungsgebiet ist morphodynamisch sehr aktiv, insbesondere in der Einfahrt der Rinne konnten von ALBERS ET AL. [2] rasche Veränderungen der Morphodynamik beobachtet werden. Durch den mittleren Tidehub von knapp drei Metern fallen die Wattflächen des Neufelder Watts über einen längeren Zeitraum während des Tideniedrigwassers trocken. Die Drainierung der Wattflächen erfolgt ebenso wie die Flutung bei Eintreten des Tidehochwassers über den Hauptpriel Neufelder Rinne (siehe Abbildung 4.1).

In den Wintermonaten liegen wegen des erhöhten Risikos des Geräteverlusts durch Eisgang keine ortsfesten Messdaten vor. Witterungsbedingt verlief zudem eine Messung der Bathymetrie im Juli 2008 ergebnislos.

In den folgenden Abschnitten 4.2.1 bis 4.2.4 werden die von ALBERS [1] eingesetzten Messverfahren, ermittelten Daten und Beobachtungen sowie seine darauf gestützten Analysen zusammengefasst. In Erweiterung der temporären und punktuellen Messdaten (vgl. Tabelle 4.1 und Abbildung 4.2) soll das Modell in der Lage sein, die hydro- und morphodynamischen Größen im ganzen Untersuchungsgebiet kontinuierlich und kleinskalig abbilden zu können. Dabei ist die Kenntnis über die Qualität und Quantität der dem Modell zugrunde liegenden Daten und Beobachtungen unbedingt notwendig, um die Leistungsfähigkeit eines Modells und die Möglichkeiten, die sich daraus ergeben letztendlich beurteilen zu können.



Abbildung 4.2 Lage der Messpositionen im Untersuchungsgebiet

4.2.1 Sedimentinventar

Im Jahr 2006 wurden drei Sedimentproben aus einem Messquerschnitt der Neufelder Rinne entnommen. Im darauf folgenden Jahr wurde eine weitere Probe aus diesem Querschnitt sowie 16 Proben in einem 500 m-Raster innerhalb des Untersuchungsgebietes eingeholt. Für alle Sedimentproben erfolgte durch ALBERS [1] eine Bestimmung der Korngrößenverteilung. Für ausgewählte Positionen wurden zudem auch die Sedimentdichten, Lagerungsdichten und die organischen Anteile untersucht. Die Analyse der Daten brachte ALBERS [1] die folgenden Erkenntnisse bezüglich des Sedimentinventars im Untersuchungsgebiet ein: Nach den Korngrößenverteilungen besteht das Neufelder Watt im Wesentlichen aus Feinsand. Abweichungen konnten nur in Nebenanteilen – zumeist in (schwachen) Anteilen von Schluff und Mittelsand – festgestellt werden. An drei Messpositionen fand sich zusätzlich ein schwacher Anteil von Grobsanden. Im Nahbereich der Neufelder Rinne ergeben sich die Korndurchmes-

ser im Mittel zu $d_{35} = 0,110$ mm, $d_{50} = 0,124$ mm und $d_{90} = 0,201$ mm. Weiterhin ergab die Bestimmung der Korndichte aus drei Probeentnahmen eine mittlere Korndichte ρ_s von $2,607$ g/cm³. Diese weicht nur gering von der gewöhnlichen Abschätzung der Korndichte für Sande von $2,65$ g/cm³ ab. Die Lagerungsdichten zeigen eine sehr lockere Lagerung des Sediments im Umfeld der Neufelder Rinne auf. Diese sind auf die dortigen verstärkten Sedimentumlagerungsprozesse zurückzuführen. Aus dieser sehr geringen Lagerungsdichte lassen sich sehr geringe Konsolidierungsgrade ableiten. Außerhalb des Einflussbereiches der Neufelder Rinne liegt auf dem Neufelder Sand eine dichte Lagerung vor. Die Sedimentproben enthielten im Mittel einen organischen Anteil von $3,2$ %. Die Werte schwanken dabei zwischen $1,0$ % und $5,5$ %. Diese Werte entsprechen den für ein Mischwatt üblichen Werten zwischen 1 % für ein Sandwatt und $5 - 10$ % für ein Schlickwatt.

Die Erfassung des Sedimentinventars ist Grundlage für die Wahl der einer morphodynamischen Betrachtung im Modell zugrunde liegenden Sedimenttransportformel. Gleichzeitig gehen die hier vorgestellten gemessenen Korndurchmesser und die Sedimentwichte als Parameter in die mathematische Erfassung des Sedimenttransports mit ein.

4.2.2 Hydrologische Parameter

Zur Erfassung der hydrodynamischen Situation im Untersuchungsgebiet zeichnete ALBERS [1] die Wasserstände, Strömungen und den Seegang an einer Vielzahl an Positionen in diesem Bereich auf und analysierte die Daten anschließend. Werte der Windgeschwindigkeiten und ihre zugehörigen Windrichtungen wurden an einer externen Station bezogen und statistisch ausgewertet.

4.2.2.1 Wasserstände

In dem Zeitraum 29.06.2006 – 08.09.2009 wurden von ALBERS [1] an verschiedenen Positionen im Untersuchungsgebiet Wasserstandsmessungen mit einer Frequenz von bis zu 10 Hz vorgenommen. Aus den Messdaten errechnete ALBERS [1] ein mittleres Tidehochwasser von $NN + 1,53$ m, wobei das höchste Tidehochwasser mit $NN + 4,37$ m aufgezeichnet wurde und das niedrigste Tidehochwasser mit $NN + 0,17$ m. Eine Aussage über das Tideniedrigwasser und somit auch über den Tidehub konnte aus den Messungen nicht getroffen werden, da alle Messpositionen für einen längeren Zeitraum um das Tideniedrigwasser herum trocken fallen. Entsprechend konnten von ALBERS [1] aus diesen Daten weder Tidehub noch Tidedauer bestimmt werden. Eine Abschätzung war jedoch mittels der Pegelaufzeichnungen bei Otterndorf und am Osteriff (Messzeitraum: 01.01.1960 – 30.09.2009) möglich. Beide Pegelstationen befinden sich auf der südlichen Seite der Elbefahrrinne, eine westlich und eine östlich des Untersuchungsgebiets (siehe Abbildung 4.8). Das mittlere Tideniedrigwasser bei Otterndorf beträgt $NN - 1,39$ m, der mittlere Tidehub $2,89$ m. Aus den Geländehöhen des Untersuchungsgebiets und den mittleren Tidekennwerten konnte ALBERS [1] die mittlere Trockenfalldauer ermitteln. Diese beträgt an der Wattkante und in der Nähe der Neufelder Rinne rund 160 Minuten. Höher gelegene Positionen auf dem Neufelder Watt fallen im Mittel 410 Minuten trocken. Vergleiche zwischen Tidekurven an verschiedenen Positionen zeigten

keine signifikanten Unterschiede. Entlang der Neufelder Rinne ist jedoch ein Gefälle zwischen den Wasserständen messbar. Während der Ebbephase sinkt der Wasserstand in der Fahrrinne schneller als in den Prielen der Wattflächen. Das Wasserspiegelgefälle verläuft dementsprechend vom nordöstlichen Bereich (Position 92) zum südwestlichen Bereich der Neufelder Rinne (Position 91). Während der Flutphase steigt der Wasserspiegel in der Elbe schneller als in den Prielen und es stellt sich ein Gefälle in umgekehrte Richtung ein. In Abbildung 4.3 sind die Wasserstände an den Positionen 91 und 92 (siehe Abbildung 4.2) sowie die Wasserstandsdifferenzen zwischen diesen beiden Positionen dargestellt. Die in der Ebbephase bei einem Wasserstand von etwa NN + 0,25 m auftretenden maximalen Differenzen von 8 – 10 cm führen zu hohen Strömungsgeschwindigkeiten in der Neufelder Rinne. Die Erkenntnisse aus den gemessenen Wasserständen und deren analysierten Verteilungen sollen von dem Modell um die Bereiche der Datenlücken bei Tideniedrigwasser und insbesondere, als Zusatz zu den geschätzten Trockenfalldauern, im Hinblick auf den genauen Ablauf der Be- und Entwässerungsprozesse erweitert werden.

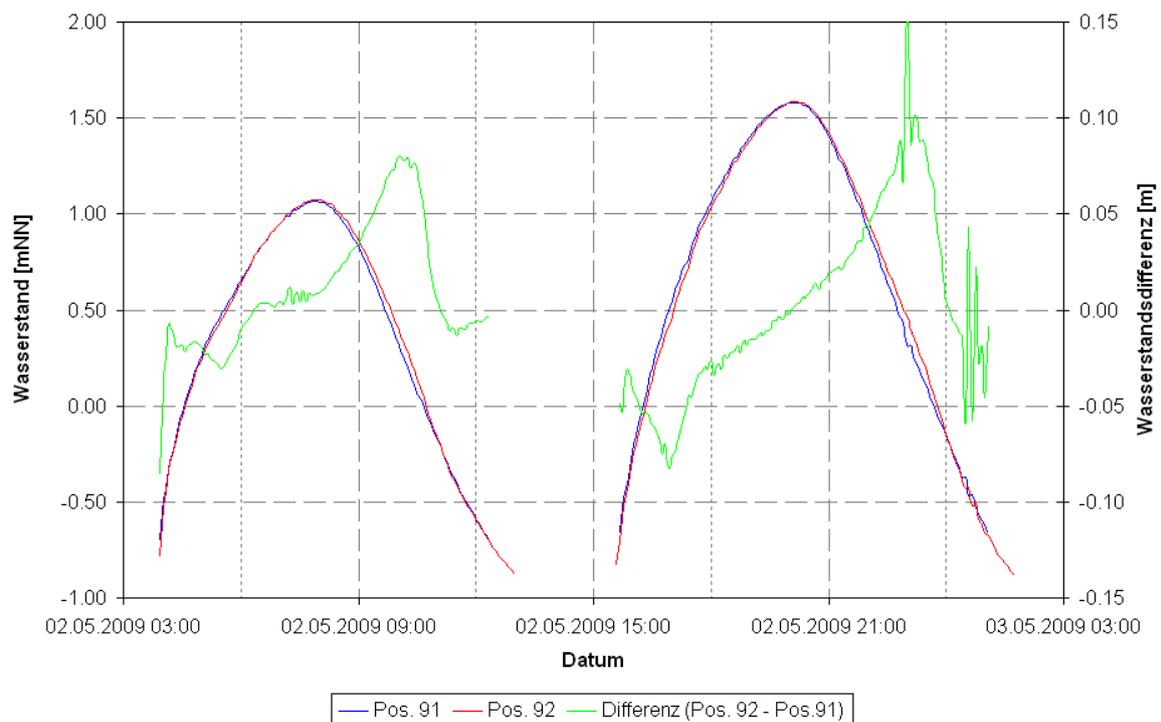


Abbildung 4.3 Gemessene Wasserstände und Wasserstandsdifferenzen an zwei Positionen in der Neufelder Rinne

4.2.2.2 Strömungen

Die Messung der Strömung erfolgte an den verschiedenen Messpositionen mittels Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). In 5-Minuten-Ensembles zeichneten die Geräte die Strömungsparameter oberhalb einer Blanking-Zone von 0,37 cm auf. Dabei wurden die Strömungsdaten untergliedert in Tiefenzellen von je 0,05 m gemessen.

Die von ALBERS [1] analysierten Verläufe der Strömungsgeschwindigkeiten und Strömungsrichtungen zeigen deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Messpositionen. ALBERS' Auswertungen zeigen, dass die aufgezeichneten Messwerte innerhalb der einzelnen Bereiche Neufelder Rinne, Wattkante und der höher gelegenen Wattflächen vergleichbar sind. Auf dem Neufelder Watt wurden an den Positionen 11, 12 und 13 nordwestlich sowie an den Positionen 93 und 94 (siehe Abbildung 4.2) auf dem Neufelder Sand Strömungsdaten aufgezeichnet. Während der Verlauf der Strömungsgeschwindigkeit an den Positionen westlich der Rinne der Tiderichtung in Ost- bzw. West folgt, wird die Strömungsrichtung an den Positionen 93 und 94 in der Ebbephase von der lenkenden Wirkung der Neufelder Rinne beeinflusst. Die Strömungsverläufe der Positionen 8 und 15 (siehe Abbildung 4.2) an der Wattkante weisen deutliche Maxima in der Flut- und Ebbephase auf. Da Position 8 näher zur Wattkante liegt, ist die Flutphase dort stärker ausgeprägt. Für beide Positionen übertrifft die maximale Strömungsgeschwindigkeit der Flutphase die Werte der Ebbephase. Im Bereich der Neufelder Rinne (Messpositionen 1, 2, 3, 3(2008), 91 und 92) besitzen die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten der Ebbephase in der Rinnenmitte die gleiche Größenordnung wie die der Flutphase. Solange die Wattflächen nicht überströmt werden, folgt die Strömungsrichtung der Ausrichtung der Neufelder Rinne. Mit Eintreten der Überströmung der Wattflächen dreht die Strömungsrichtung entsprechend ab.

Anhand der gemessenen punktuellen Verläufe der Strömungsparameter kann zunächst eine Beurteilung der modellierten Werte in Bezug auf ihre Qualität und Quantität erfolgen. Das hydrodynamische Modell soll darüber hinausgehend aber vor allem dazu eingesetzt werden, die beobachteten Erkenntnisse auf die flächige Erfassung der Strömungen und ihre zeitlichen Verläufe, also der Strömungsdynamik im Untersuchungsgebiet zu erweitern.

4.2.2.3 Wind

Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen werden an der vom Deutschen Wetterdienst betriebenen Messstation in Cuxhaven aufgezeichnet. Diese Daten können wegen der räumlichen Nähe genutzt werden. Die von ALBERS [1] vorgenommene statistische Auswertung der Messdaten im Zeitraum 29.06.2006 – 26.10.2009 zeigt die vorherrschende Windrichtung Südwest auf, bei der nur selten Windgeschwindigkeiten von über 10 m/s erreicht werden. Weiterhin erkannte ALBERS [1] bei westlicher bis westnordwestlicher Windrichtung ein häufigeres Auftreten von Windgeschwindigkeiten bis zu 15 m/s. Diese sorgen für erhöhte Wasserstände und Sturmfluten. Seltener traten Windrichtungen aus Ost auf. In Relation treten dann jedoch häufiger hohe Windgeschwindigkeiten von bis zu zehn m/s auf, welche zu niedrigeren Wasserständen im Untersuchungsgebiet führen (ALBERS [1]).

Die aus dem Wind resultierenden Schubspannungen an der Wasseroberfläche erscheinen in der kleinräumigen Betrachtung des Untersuchungsgebiets zunächst vernachlässigbar klein. Jedoch können Starkwindereignisse aus westlichen Richtungen zu einem erheblichen Windstau in der Elbmündung führen, der entsprechend große Auswirkungen auf die Wasserstände im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt mit sich bringt. Deswegen muss der Wind in der mathematischen Betrachtung der hydrodynamischen Prozesse in der Elbmündung berücksichtigt werden.

4.2.2.4 Seegang

Die Nutzung eigens konstruierter Drucksonden ermöglichte ALBERS [1] die kontinuierliche Aufzeichnung von Daten der Wasserspiegelauslenkung mit hoher Frequenz. Eine Auswertung von mit der Frequenz 10 Hz gemessenen Druckdaten erbrachte Informationen über die Seegangsverhältnisse im Untersuchungsgebiet. ALBERS [1] erkannte in den mittels FOURIER-Analyse ermittelten signifikanten Wellenhöhen im Untersuchungsgebiet Abhängigkeiten von der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und in ihrem Zusammenhang auch von der Windwirklänge sowie vom Tidewasserstand. Windstau beeinflusst die Wellenhöhe, da er sich auf die Tidewasserstände auswirkt. Allgemein konnte ALBERS [1] zeigen, dass die signifikante Wellenhöhe mit Zunahme der Windgeschwindigkeit steigt.

Dem Seegang fällt in dem mathematischen Modell eine besondere Bedeutung im Hinblick auf die morphodynamische Betrachtung zu, weil er sich auf die Sohlschubspannungen und infolge dessen auch auf das Transportieren und Deponieren der Sedimentpartikel auswirkt, die ihrerseits wiederum die Bodenevolution bestimmen.

4.2.3 Morphologische Veränderungen

Die Bathymetrie der Neufelder Rinne sowie der angrenzenden Wattflächen wurde von ALBERS [1] zwischen Juni 2006 und September 2009 22 mal mit einem Fächerecholot aufgenommen. Wegen der Größe des Untersuchungsgebiets sowie der relativ geringen Wassertiefen wurde die regelmäßig gepeilte Fläche auf die Prielstruktur begrenzt. Für die Messfahrten wurde ein regelmäßiger Zeitabstand von sechs bis acht Wochen gewählt. Zusätzlich wurden Peilungen schnellstmöglich nach Extremereignissen durchgeführt. Um die Masse der Messdaten effektiv für Auswertungen nutzen zu können, empfahl sich für das Neufelder Watt eine Reduktion der Messdaten auf eine Rastergröße von 0,50 m x 0,50 m. Das gepeilte Untersuchungsgebiet setzt sich aus einem Ebbedelta, der „Einfahrt“ in die Neufelder Rinne und der Neufelder Rinne selbst zusammen (siehe Abbildung 4.4). Die Rinne verläuft von Südwest nach Nordost, bevor sie in einen West-Ost-Verlauf abknickt und gen Osten hin flach ausläuft. ALBERS' [1] Analyse der Messungen konzentriert sich auf die Einfahrt und den Hauptteil der Rinne. Die Veränderungen beider Bereiche verlaufen in unterschiedlichen Zeitskalen. Die Betrachtung der Höhendifferenzen zwischen den einzelnen Fächerecholotaufnahmen (siehe Abbildung 4.5) erleichterte die Auswertung der Verlagerungen. ALBERS' [1] Analyse der einzelnen Höhendifferenzen der Messungen in den Jahren 2006 bis 2009 zeigt, dass die Lage der Einfahrt der Rinne nicht unabhängig von der Ausrichtung des Hauptteils der Neufelder Rinne ist. Demnach kann sich die Achse der Einfahrt umso weiter östlich befinden, je weiter sich die Achse des Hauptteils der Neufelder Rinne einem Süd-Nord-Verlauf nähert (ALBERS [1]).

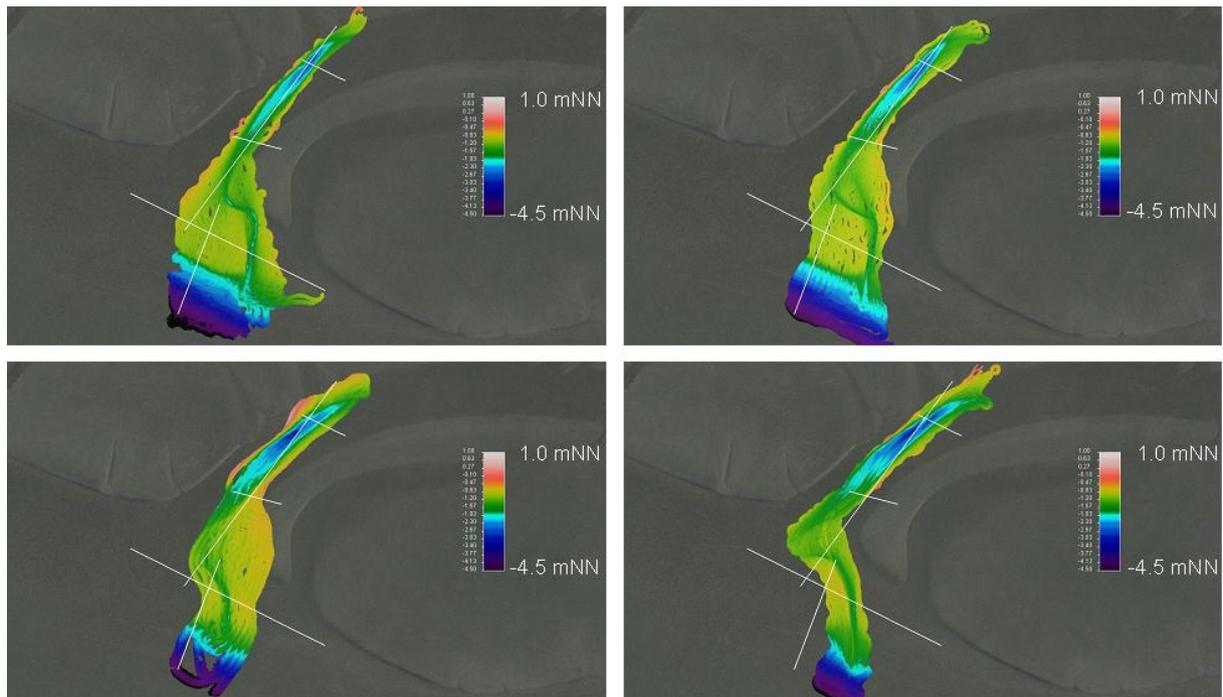


Abbildung 4.4 Fächerecholotaufnahmen vom 23.04.2008 (oben links), 06.05.2008 (oben rechts), 21.08.2008 (unten links) und 25.09.2008 (unten rechts) (VON LIEBERMAN und ALBERS [43])

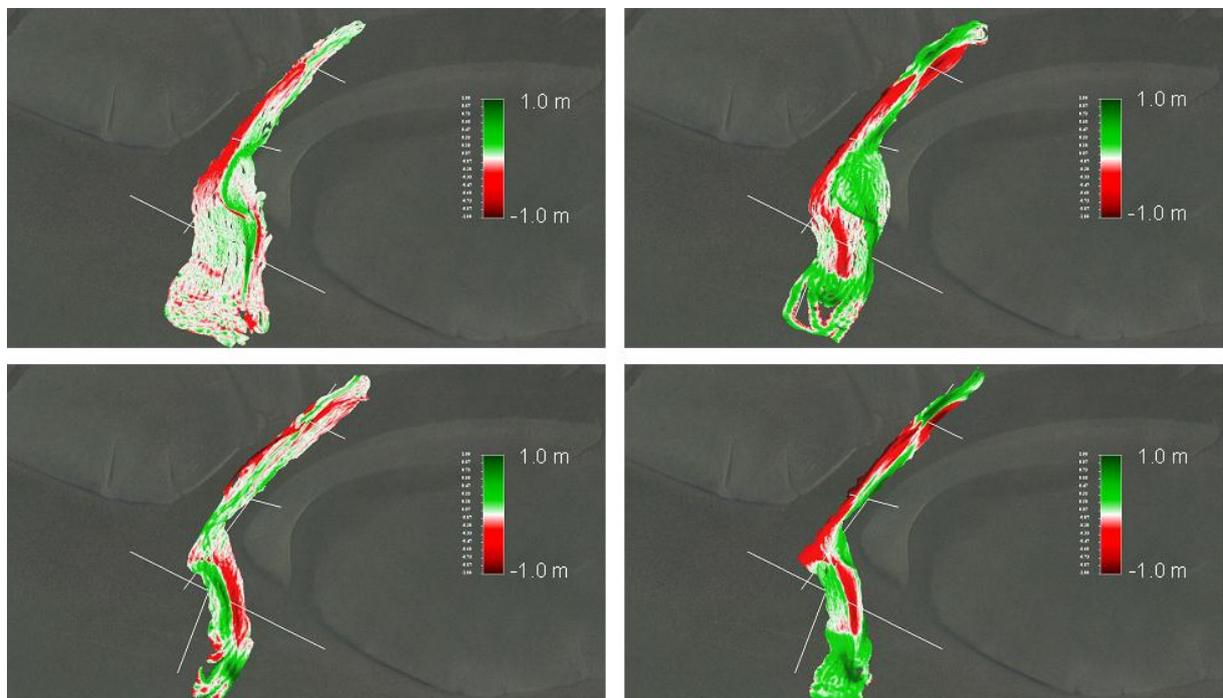


Abbildung 4.5 Höhendifferenzdarstellungen der Fächerecholotaufnahmen: 06.05.2008 – 23.04.2008 (oben links), 21.08.2008 – 06.05.2008 (oben rechts), 25.09.2008 – 21.08.2008 (unten links) und 25.09.2008 – 23.04.2008 (unten rechts) (VON LIEBERMAN und ALBERS [43])

Die Einfahrt der Neufelder Rinne unterlag im Verlauf der Untersuchungen großen Änderungen (siehe Abbildung 4.6). ALBERS [1] zeichnet dazu in seiner Auswertung das folgende Bild: Im Jahr 2006 verschob sich die Neufelder Rinne nach Südosten. Dieser Vorgang erfolgt in den Wintermonaten 2006/2007 beschleunigt. Im Herbst 2007 bildete sich ein neuer Verlauf, der durch die weiter nordwestlich gelegene Position der Einfahrt ersichtlich wird. Im November bewegte sich die Einfahrt erneut nach Südosten. Zwischen November 2007 und Februar 2008 wurde der Prallhang des Hauptteils der Rinne erneut durchstoßen. Der verlandete Arm der Einfahrt ist im südöstlichen Bereich des Priels erkennbar. Auch in den Darstellungen der Jahre 2008 und 2009 sind die Verlagerung und Rückverlegung der Rinne deutlich erkennbar. Aus den Betrachtungen der Veränderungen konnte ALBERS [1] das periodische Verhalten erkennen und in weiteren Auswertungen der Messdaten die zeitlichen Ausmaße dieser Perioden bestimmen. Im Herbst und Winter 2007 betrug der Zeitabschnitt der Verlagerung 108 Tage, im Winter 2007/2008 umfasst er 124 Tage und im Sommer 2008 wurde eine Periode von 168 Tagen ermittelt.

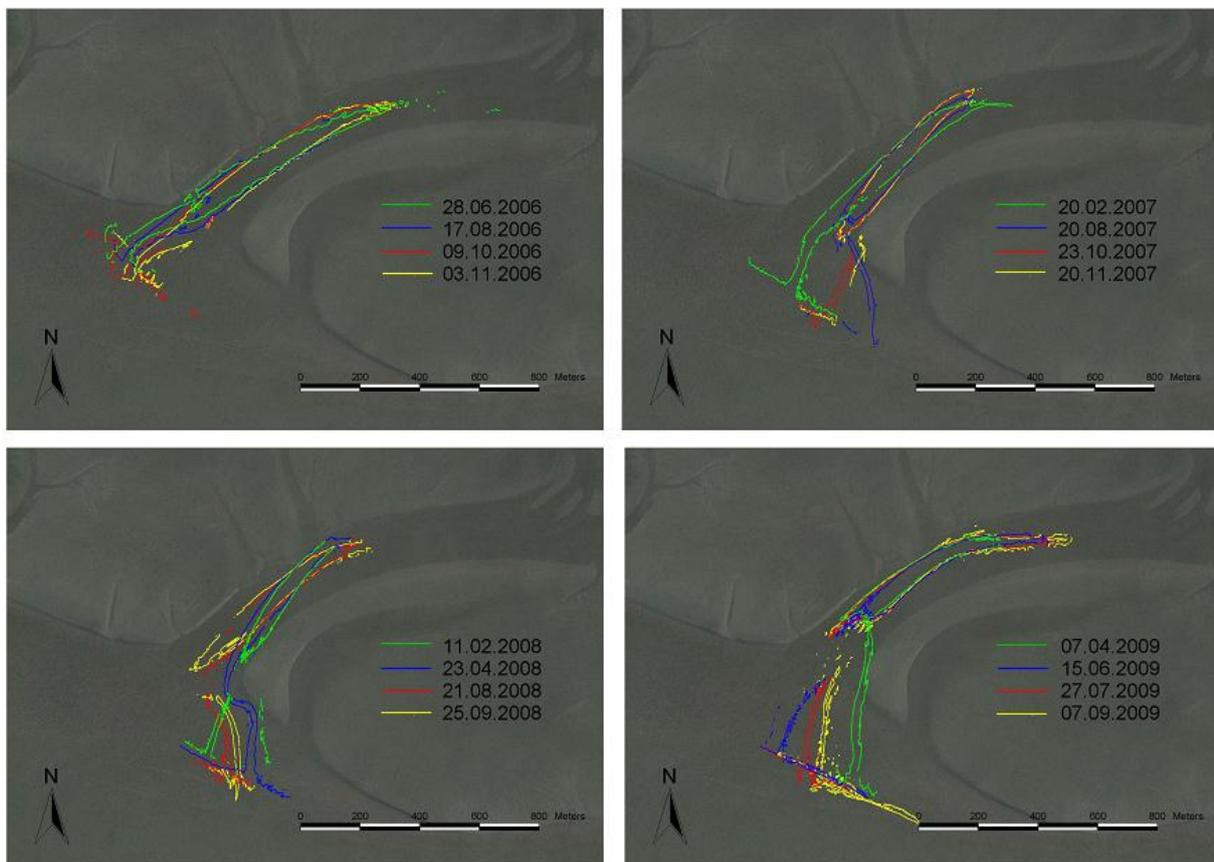


Abbildung 4.6 Isohypsen der Neufelder Rinne bei NN – 1,50 m für verschiedene Peilungen (ALBERS [1])

Der Hauptteil der Neufelder Rinne verändert sich langperiodischer. Bis Februar 2008 konnte von ALBERS [1] eine langsame, fortschreitende Verlagerung nach Südosten beobachtet werden (siehe Abbildung 4.6). Anschließend setzte eine entgegengesetzte Verlagerung ein und die Achse bewegte sich zurück Richtung Nordwesten. Dabei wurden kurzzeitige Änderungen

vom übergeordneten Trend überlagert. Nach den Aufzeichnungen im April 2009 scheint eine erneute Bewegung nach Südosten zu beginnen. Insgesamt beträgt die Periode der Oszillation rund 1050 Tage (ALBERS [1]).

Das mathematische Modell soll im Rahmen dieser Arbeit in der Lage sein, die Sedimentverlagerungen zwischen zwei aufeinander folgenden Sohlenvermessungen abbilden zu können. Das Gelingen dieses Schritts könnte zukünftigen Arbeiten als Grundlage zur Abbildung der beobachteten periodischen Veränderungen dienen.

4.2.4 Konzentrationen suspendierter Sedimente

Die Aufzeichnung der Konzentration suspendierter Sedimente wurde von ALBERS [1] an verschiedenen Messpositionen mit Optical-Backscatter-Sensoren (OBS) durchgeführt. Die Sensoren bestimmen die Konzentration suspendierter Feststoffe indem sie die infrarote Strahlung feststellen, die von suspendierter Materie im Wasser reflektiert wird. Es wurden Messgeräte genutzt, die in Abständen von je 10 mm 96 Sensoren innerhalb eines Stahlpfahls montiert haben. Insgesamt ergab sich so ein Messprofil von rund einem Meter. Die Messung der Schwebstoffkonzentration wurde alle fünf Minuten wiederholt. ALBERS' [1] Auswertung der Sedimentkonzentrationsverläufe unterscheidet sich nach den Messpositionen (siehe Abbildung 4.2).

In Abbildung 4.7 sind die Verläufe des Wasserstandes, der Strömungsgeschwindigkeit und der Sedimentkonzentration für drei Positionen exemplarisch für die Bereiche Neufelder Watt (Position 13), Wattkante (Position 15) und Neufelder Rinne (Position 2) dargestellt. Die Werte wurden von ALBERS [1] jeweils aus zehn bis zwölf Tiden berechnet. ALBERS [1] zeigt in seinen Ausführungen auf, dass an allen Positionen der Verlauf der Sedimentkonzentration dem Verlauf der Strömungsgeschwindigkeit folgt. Weiterhin fand ALBERS [1] heraus, dass neben der Strömung auch der Wind einen Einfluss auf die Sedimentkonzentration hat.

Für das morphodynamische Modell sind die gemessenen Sedimentkonzentration relevant, da sie als Randwerte gemeinsam mit dem Durchfluss sowohl die Zufuhr als auch den Austrag des Sediments in bzw. aus dem Modellgebiet definieren wodurch sie die Modellierung der Morphodynamik im Untersuchungsgebiet entscheidend beeinflussen.

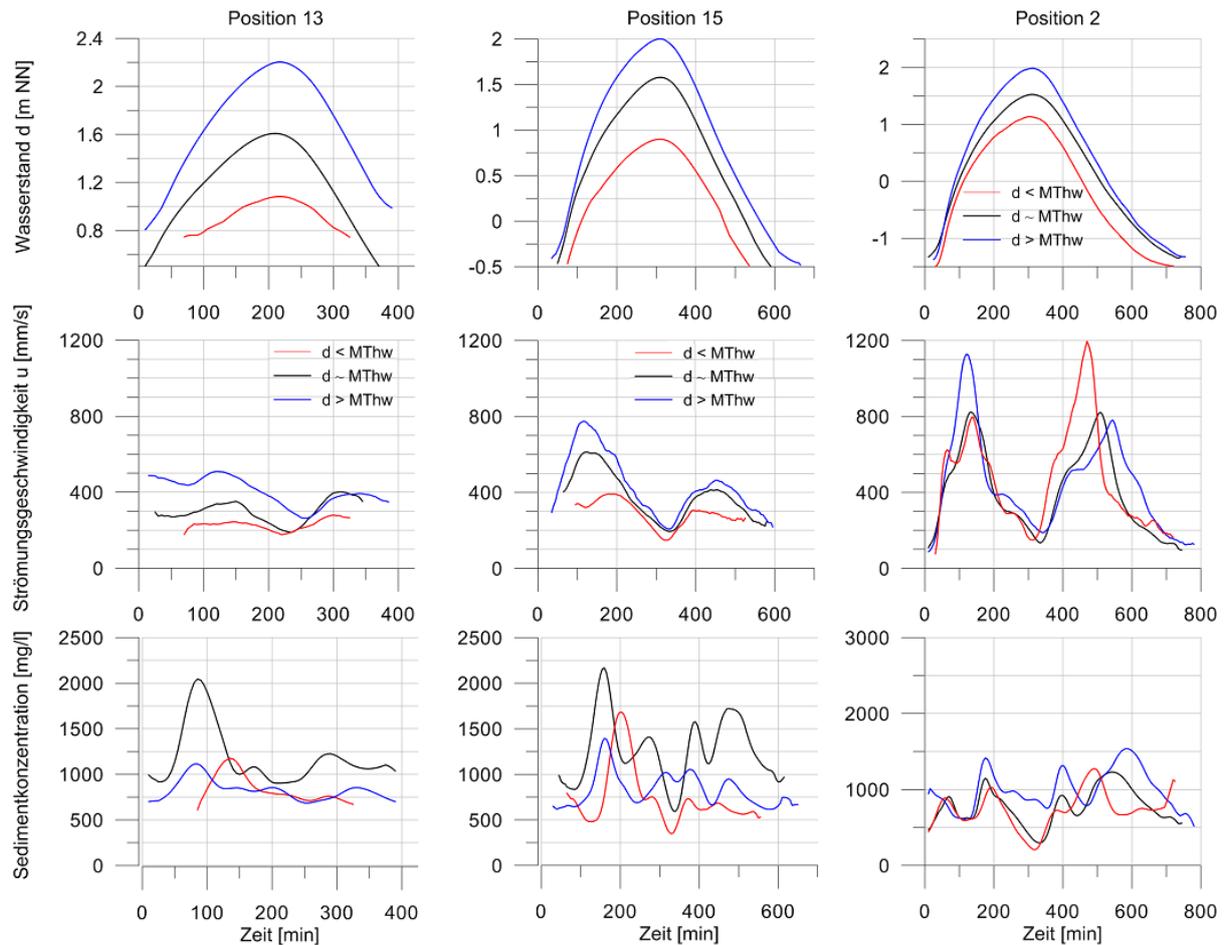


Abbildung 4.7 Charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an verschiedenen Messpositionen (ALBERS [1])

4.3 Modellbildung

Die Abbildung der hydro- und morphodynamischen Prozesse im Neufelder Watt in einem Modell erfolgt mit den in Kapitel 3 dargelegten physikalischen und numerischen Ansätzen. Diese sind im Strömungs- und Stofftransportmodell RMA-Kalypso umgesetzt. Im Rahmen dieses Anwendungsfalls erfolgt die Abbildung der physikalischen Phänomene im Modell ausschließlich zweidimensional tiefenintegriert.

4.3.1 Konzept zur Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Watt

Die geographische Abgrenzung eines numerischen Modells zur Beschreibung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt orientiert sich an der vorhandenen Topographie und Bathymetrie, dem lokalen Strömungsfeld sowie der Lage kontinuierlich aufzeichnender Strömungs- und Pegelmessstationen. Im Nor-

den kann das Untersuchungsgebiet durch den Elbdeich abgegrenzt werden. Alle anderen Himmelsrichtungen weisen hingegen keinen festen Rand durch topographische Erhebungen auf. Die Definition eines offenen Randes erfordert die Bereitstellung von Randwerten (siehe Abschnitt 3.2.4). Für die hydrodynamische Betrachtung können dafür entweder Wasserstände oder Strömungen herangezogen werden. Abbildung 4.8 zeigt die Lage und Art sämtlicher langfristig betriebener, hydrodynamischer Messstationen in der Elbmündung. Die Stationen werden vom Wasser- und Schifffahrtsamt (WSA) Cuxhaven betrieben.

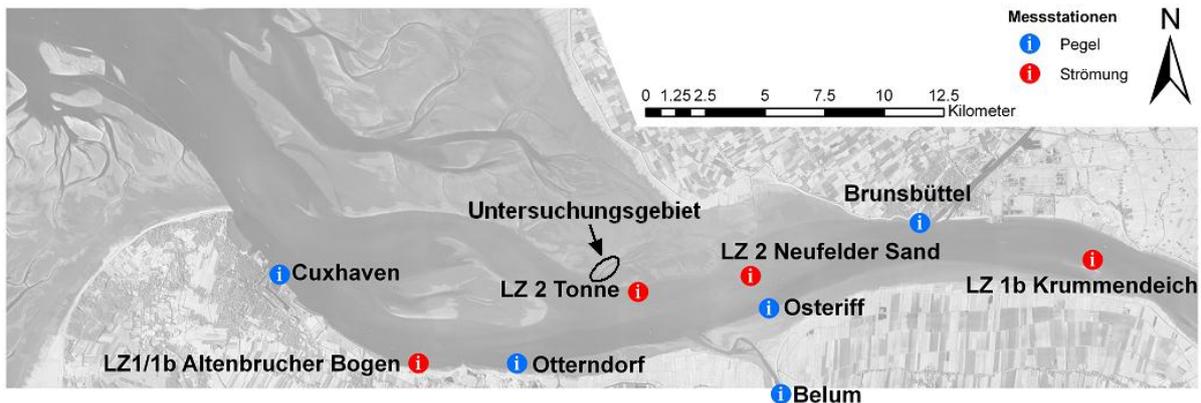


Abbildung 4.8 Pegel- und Strömungsmessstationen in der Elbmündung

Das Untersuchungsgebiet liegt nordwestlich der Strömungsmessstation LZ 2 Tonne (siehe Abbildung 4.8). Daten für diesen Bereich werden nicht vom WSA Cuxhaven erfasst, sie liegen ausschließlich im Rahmen der temporären Messungen von ALBERS [1] vor. Daraus ergibt sich, dass zur Begrenzung des numerischen Modells weiter entfernt liegende Messstationen für die Lage der offenen Ränder entscheidend sind. Mehrere Aspekte sind zu berücksichtigen:

- Je weiter die offenen Ränder vom Untersuchungsgebiet entfernt liegen, desto größer ist der Berechnungsaufwand.
- Die Randbedingungen üben weniger Einfluss auf die Lösung aus, je weiter die Ränder von dem Untersuchungsgebiet entfernt sind (vgl. Abschnitt 3.2.4).
- Die punktuellen Strömungsmessungen bieten keine hinreichende Datengrundlage zur Bestimmung eines Durchflusses für den zugehörigen Querschnitt der Elbe.
- Um eine möglichst hohe Stabilität der Berechnung zu erzielen, ist die Lage eines offenen Randes eines hydro-numerischen Modells möglichst orthogonal zu der vorherrschenden Strömungsrichtung zu wählen.

Unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte werden die offenen Ränder des Modells stromaufwärts entlang des Pegels Brunsbüttel und stromabwärts ausgehend vom Pegel Cuxhaven definiert. Nördlich und südlich bilden die Deichkronen die festen Ränder. Der Zustrom der Oste bei Belum wird durch einen offenen Rand am Pegel Belum einbezogen (siehe Abbildung 4.9). Das Modellgebiet innerhalb dieser Grenzen umfasst rund 220 km². Dieser Wert übersteigt die Fläche des Untersuchungsgebiets im Neufelder Watt in etwa um

den Faktor 170. Eine effiziente Berechnung der detaillierten hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet kann mit diesen Modellrändern nicht durchgeführt werden. Zum einen sind für die adäquate Abbildung dieser kleinskaligen physikalischen Prozesse sehr hohe räumliche Auflösungen erforderlich. Diese sind schon aus Gründen der aktuell gängigen Rechnerkapazitäten nicht zu bewerkstelligen. Zum anderen fehlen genaue Kenntnisse der Sedimentkonzentrationen sowie der kurzzeitlichen morphologischen Änderungen im Bereich der Elbmündung. Diese Informationen liegen durch die Forschungen von ALBERS [1] ausschließlich im Bereich Neufelder Watt vor. Es ist also eine Methode zu finden, welche die Kenntnisse der hydrodynamischen Situation aus dem großräumigen Modell der Elbmündung gewinnt und sie mit den kleinräumig erfassten Daten des Sedimenttransports verknüpft. Die Informationen aus den Ergebnissen eines Regionalmodells sollen also mit den lokalen Messdaten zusammengefügt werden, um die Steuerung eines lokalen Modells zu ermöglichen.

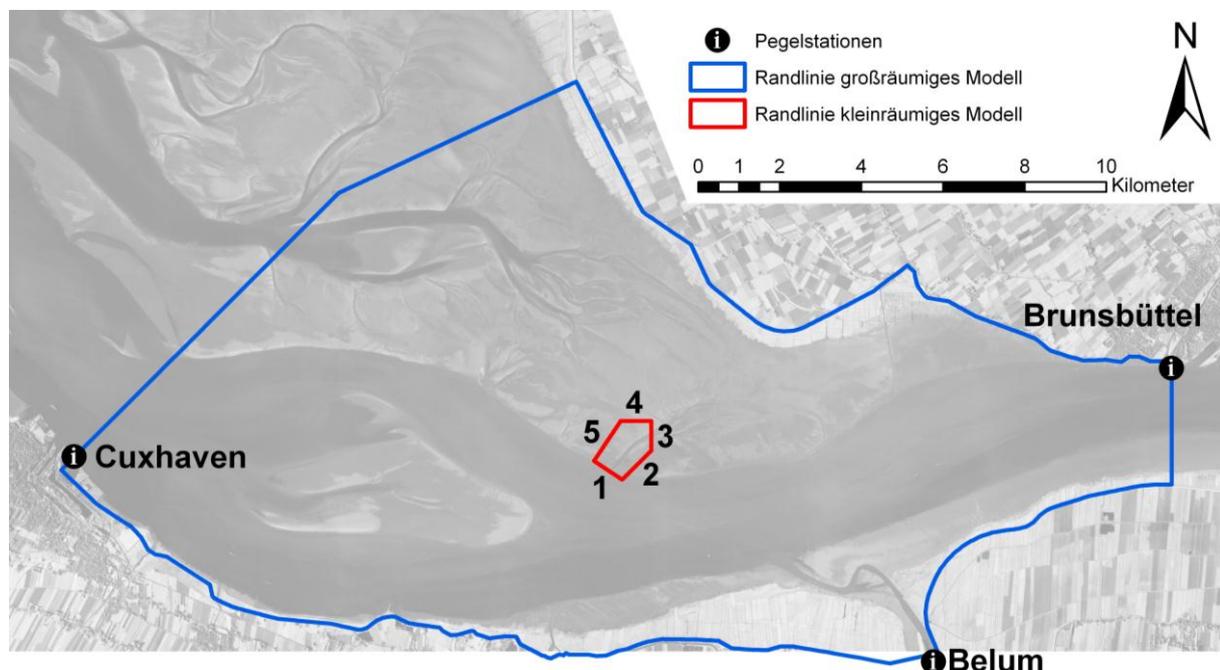


Abbildung 4.9 Lage und Benennung der Modellränder

In der Betrachtung des aktuellen Standes der Wattgebietsmodelle (siehe Kapitel 2) werden Modellketten beschrieben, in welchen übergeordnete Modellen genutzt werden, um hydrodynamische Randwerte für Regionalmodelle zu erhalten. Des Weiteren wird dort der in der Modellierung mit der Finiten-Differenzen-Methode verwendete Ansatz des Modell-Nestings aufgezeigt. Die hier eingesetzte Methode zur Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Neufelder Watt orientiert sich an beiden Herangehensweisen. Das Untersuchungsgebiet Neufelder Watt soll räumlich höher aufgelöst werden als das umgebende Gebiet der Elbmündung zwischen Brunsbüttel und Cuxhaven. Im Gegensatz zum Modell-Nesting soll aber in dem kleinräumigen Modellabschnitt ein zusätzlicher Freiheitsgrad, nämlich der Sedimenttransport und daraus resultierend die Bodenevolution, betrachtet werden. Die Möglichkeit eines zusätzlichen Freiheitsgrads wird bereits in der Anwendung der

Modellketten praktiziert (siehe HOYME [16]). Die Modellketten weisen jedoch im Gegensatz zum Modell-Nesting zumeist nur eine Offene-Seegrenze auf, die zudem in ausreichend weiter Entfernung zum Untersuchungsgebiet definiert ist, so dass sie keinen Einfluss auf die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet nimmt. Anders als beim Modell-Nesting (FDM) soll die Nutzung unregelmäßiger Elemente, wie sie die FEM erlaubt, möglich sein. Aus den Erkenntnissen beider Methoden wurde eine neue Methode entwickelt, kleinskalige Prozesse innerhalb eines großskaligen Systems abzubilden, indem ein quasi eingebettetes Modell mit hoher räumlicher Auflösung innerhalb eines großräumigen hydrodynamischen Modells mit gemessenen Sedimentkonzentrationen im Untersuchungsgebiet verknüpft wird.

Um das Strömungsgeschehen in einem kleinräumigen Teilgebiet der Ästuar­mündung numerisch abbilden zu können, ist die Hydrodynamik der Ästuar­mündung über die gesamte Mündungsbreite zwischen einem ausreichend entfernt liegenden Oberwasserrand und einem entsprechend gewählten Unterwasserrand zu modellieren. Ausgehend von der Annahme, dass Pegel- oder Durchflussmessungen für diese Ränder vorliegen, kann die Modellabgrenzung wie schematisch in Abbildung 4.10 dargestellt erfolgen. Während die offenen Ränder im Ober- und Unterwasser durch die Messwerte aus Pegel- und/oder Durchflussaufzeichnungen gesteuert werden, sind die seitlichen Ränder durch die Deichkrone begrenzt. Innerhalb dieses großräumigen Modells werden die Modellgrenzen eines quasi eingebetteten, kleinräumigen Modells definiert, welches im Wesentlichen das eigentliche Untersuchungsgebiet beinhaltet. Die hydrodynamische Modellierung dieses großräumigen Modells bildet somit auch die Strömungszustände des Untersuchungsgebiets ab.

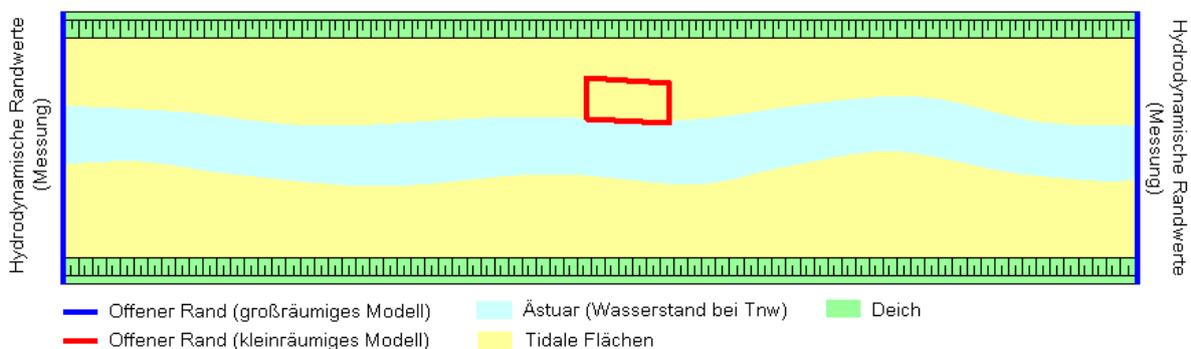


Abbildung 4.10 Schematische Darstellung eines großräumigen Modells und der zugehörigen Randwerte

Nach der Bestimmung der Strömungsgrößen innerhalb des großräumigen Modells wird das kleinräumige Modell, entgegen dem Ansatz des Modell-Nestings, herausgelöst aus der Umgebung der Ästuar­mündung betrachtet (siehe Abbildung 4.11). Die Modellabgrenzungen des kleinräumigen Modells werden beibehalten, während die räumliche Auflösung den zu untersuchenden Detailprozessen angepasst wird. Dieses eigenständige kleinräumige Modell kann (muss jedoch nicht) ausschließlich durch offene Ränder begrenzt sein. Hydrodynamisch wird es von den Ergebnissen des großräumigen Modells angetrieben, die auf die Ränder des kleinräumigen Modells transferiert werden. Für die morphodynamische Betrachtung werden die gemessenen Sedimentkonzentrationen an den Modellrändern angesetzt. Durch dieses Verfahren sind die offenen Ränder des Detailmodells unabhängig von hydrodynamischen

Messtationen wählbar. Die Lage der Konzentrationsmessungen im Untersuchungsgebiet kann an der Lage der Modellgrenzen orientiert gewählt werden. Diese Methode zweier separater Modelle ermöglicht demnach die Fokussierung eines hydro- und morphodynamischen Modells auf ein Untersuchungsgebiet. Da auf tidalen Flächen wegen der schnellen Veränderungen der Strömungssituation insbesondere die zeitabhängige Messung von Durchflüssen über einzelne Querschnitte nicht umsetzbar ist, bietet die Generierung der hydrodynamischen Randbedingungen in einem großräumigen Modell die Möglichkeit, ein kleinräumiges Modell überhaupt steuern zu können. Die Reduzierung der morphodynamischen Betrachtung auf das Gebiet des kleinräumigen Modells verringert, entsprechend der eingegrenzten Modellfläche im Vergleich zum großräumigen Modell, zudem den Rechenaufwand für den zusätzlichen Freiheitsgrad. Mit der Verkleinerung der morphodynamisch betrachteten Modellfläche nimmt außerdem auch der Aufwand der dafür notwendigen Beschaffung der Messdaten der Sedimentkonzentrationen und ganz besonders der Bathymetrie ab.

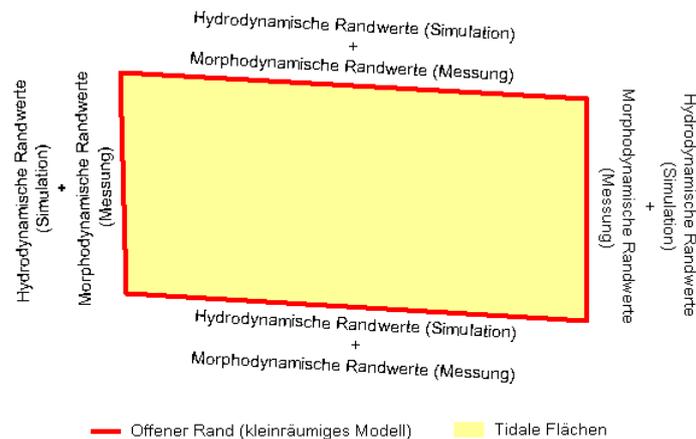


Abbildung 4.11 Schema eines kleinräumigen Modells und der zugehörigen Randwerte

Der Transfer der hydrodynamischen Größen zwischen den Modellen erfolgt nur in eine Richtung. Während die Ergebnisse des großräumigen Modells das kleinräumige Modell steuern, haben die Ergebnisse des kleinräumigen Modells keinen Einfluss auf die Berechnungen des großräumigen Modells. Die hydrodynamischen Größen des großräumigen Modells werden auf den einzelnen Randlinien des kleinräumigen Modells numerisch integriert. Die eingesetzte Finite-Elemente-Methode nutzt lineare Approximationsfunktionen für die Wassertiefen und quadratische Approximationsfunktionen für die Strömungsgeschwindigkeiten (siehe Abbildung 4.12).

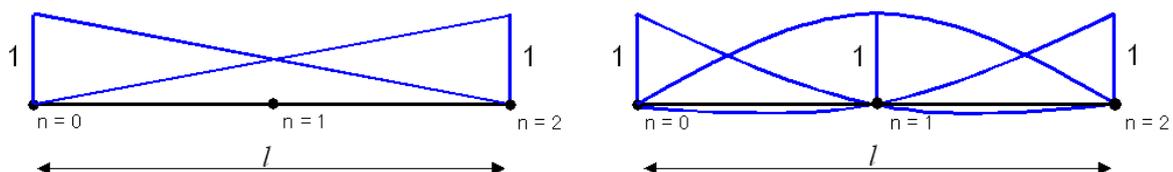


Abbildung 4.12 Lineare (links) und quadratische (rechts) Approximationsfunktionen für jeweils eine Seite eines Finiten Elements

Die numerische Berechnung der Integrale erfolgt mit den NEWTON-COTES-Quadraturformeln, denen äquidistante Stützstellen zugrunde liegen. Das Integral der Wasserstände über eine Finite-Element-Seite ergibt sich nach der Trapezregel zu:

$$Q_{WSP} = \frac{l}{2} \cdot (WSP_0 + WSP_2). \quad (4.1)$$

Der Einsatz der Marsh Porosity Option (siehe Abschnitt 3.3.2) ermöglicht offene Modellränder auch im tidalen Bereich. Bei Tideniedrigwasser fallen die betroffenen Elemente rechnerisch nicht trocken und werden folglich auch nicht deaktiviert. Durch die Zone verringerter Durchflusskapazität unterhalb der Geländeoberkante verbleiben diese Finiten Elemente stattdessen im Gleichungssystem aktiv. Aus den Integralen der Wasserstände aller Finite-Element-Seiten auf einer Randlinie werden anschließend die gemittelten Wasserstände berechnet, indem die Summe der Integrale durch die Länge der gesamten Randlinie geteilt wird. Der Durchfluss Q_{dis} über eine Finite-Element-Seite berechnet sich aus den Wassertiefen und Strömungsgeschwindigkeiten nach der SIMPSON-Regel zu:

$$Q_{Dis} = \frac{l}{6} \cdot (h_0 \cdot v_0 + 4 \cdot h_1 \cdot v_1 + h_2 \cdot v_2). \quad (4.2)$$

Die Durchflüsse werden für beide horizontalen Richtungen getrennt betrachtet und jeweils über jede Randlinie aufsummiert. Aus den bekannten Durchflüssen in die x- und y-Richtung werden abschließend die Strömungswinkel bestimmt. Die im großräumigen Modell berechneten hydrodynamischen Größen können nun integriert über die einzelnen Randlinien des kleinräumigen Modells als hydrodynamische Randwerte in die Modellberechnung des kleinräumigen Modells eingehen.

Für die mathematische Abbildung der physikalischen Prozesse im Neufelder Watt wurde eingangs dieses Abschnitts bereits die Wahl der Modellränder des großräumigen Modells beschrieben. Die Bestimmung der Modellränder des kleinräumigen Modells erfolgt in Abhängigkeit der Bathymetrie im Untersuchungsgebiet und unter Berücksichtigung der von der Bundesanstalt für Wasserbau im Rahmen eines Elbmodells berechneten Strömungsfelder. Das kleinräumige Modell besitzt fünf offene Ränder (siehe Abbildung 4.9); vier davon werden über die im großräumigen Modell generierten Durchflüsse angetrieben (Ränder 2 – 5), einer durch die modellierte Tidekurve im Einfahrtsbereich der Neufelder Rinne bzw. an der Wattkante zur Elbe (Rand 1). Die Werte werden jeweils für eine gesamte Randlinie definiert (siehe Gleichung (4.1) und Gleichung (4.2)) und anschließend entsprechend der Elementkantenlängen und der Sohlenhöhen des kleinräumigen Modells gewichtet und auf die Finiten Elementknoten verteilt. Die Ränder sind so gewählt, dass sich alle für die Strömungsprozesse im Untersuchungsgebiet relevanten hydrodynamischen Größen in den Randwerten wiederfinden. Für die morphodynamische Betrachtung werden auf allen Randlinien die gemessenen Sedimentkonzentrationen angesetzt.

4.3.2 Diskretisierung der Elbmündung

Das großräumige Modell erfasst den Mündungsbereich der Elbe zwischen Brunsbüttel und Cuxhaven (siehe Abbildung 4.9). Die räumliche Diskretisierung wurde mit dem automatischen Netzgenerator Gaja3D durchgeführt. Dieser verwendet eine automatische Triangulation, um aus vorhandenen Geländehöhendaten und einem zugehörigen Randpolygon des Modellgebiets ein zweidimensionales, unstrukturiertes Finite-Elemente-Netz zu erzeugen. Das von Gaja3D konstruierte Gitternetz besteht ausschließlich aus dreieckigen Elementen. Der Netzgenerator berücksichtigt neben Bruchkanten in den Höhendaten auch Voreinstellungen zur Geometrie der Finiten Elemente wie die maximale und minimale Elementgröße oder auch den minimalen Dreiecksinnenwinkel. Die Geländehöhen setzen sich oberhalb der Wasserlinie aus Laserscandaten im 5 m-Raster aus dem Jahr 2007 sowie unterhalb der Wasserlinie aus Peilungdaten aus dem Jahr 2006 in hoher räumlicher Auflösung, in den Datenlücken aufgefüllt mit Peilungdaten aus dem Jahr 2004, zusammen. Die zusammengefügte Daten wurden an ein paar Stellen bearbeitet: Die Hafeneinfahrten bei Cuxhaven und Brunsbüttel wurden geschlossen, indem die Höhen denen in ihrer höher liegenden Umgebung angepasst wurden. Das Siel in Neufeld wurde zusammen mit einem Zufluss bei Otterndorf und einigen Buhnen bei Brunsbüttel und östlich von Cuxhaven aus den Höhendaten entfernt. Dieses Vorgehen erhöht die Stabilität der numerischen Berechnung, ohne dabei Einfluss auf die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt zu nehmen. Eine Erweiterung des Programms Gaja3D ermöglicht, die automatisch generierten Bruchkanten zu editieren und neue hinzuzufügen oder vorhandene zu entfernen, bevor mit der Netzerstellung fortgefahren wird. Durch diese Möglichkeit können die unterschiedlichen Geländeformen im Bereich der Elbmündung mit dem Gitternetz erfasst werden. Im Bereich der Wattflächen sind die Prielsysteme hinreichend genau abzubilden. Dies wurde durch die Erkennung kleiner Änderungen in der Geländeneigung als Bruchkante umgesetzt. An der Wattkante sind hingegen erst größere Neigungsänderungen als Bruchkante zu erfassen. Für die Erkennung von Deichfuß und -krone waren noch größere Neigungsänderungen ausschlaggebend. Die Bruchkanten wurden mit verschiedenen, an diese Geländeformen optimierten Einstellungen generiert und anschließend zusammengefügt. Unter Berücksichtigung der generierten Bruchkanten bildet Gaja3D ein Gitternetz, an dessen Elementknoten anschließend die Geländehöhen aufgetragen werden. Der Netzgenerator ermöglicht dabei durch die Möglichkeit, abschnittsweise die Einstellungen zur Elementbeschaffenheit vorzugeben, eine Fokussierung auf Teilabschnitte des Modellgebiets (siehe Abbildung 4.13). Für die Elbmündung waren das Klotzenloch sowie alle für die Be- und Entwässerung der Wattflächen und des Medemgrunds (siehe Abbildung 4.1) entscheidenden Priele so fein zu diskretisieren, dass die Tidenströmungen realistisch berechnet werden können. Eine noch feinere Auflösung ist im Bereich der Neufelder Rinne erforderlich, um ausreichend genaue Randwerte für das kleinräumige Modell generieren zu können. Die Ränder des kleinräumigen Modells wurden ebenfalls als Bruchkante berücksichtigt, so dass dort entsprechende Elementkanten generiert worden sind. Zudem wurde auch die Oste, die bei Belum in die Elbe mündet, so fein abgebildet, dass der Zustrom aus und in die Elbe auch bei Tideniedrigwasser seinen Weg findet. Das mit Gaja3D automatisch generierte Finite-

Elemente-Netz besteht aus rund 34.500 Finiten Elementen. Das gesamte Gitternetz ist in Abbildung 4.13 dargestellt; die Bereiche mit feinerer Vernetzung sind gut zu erkennen.

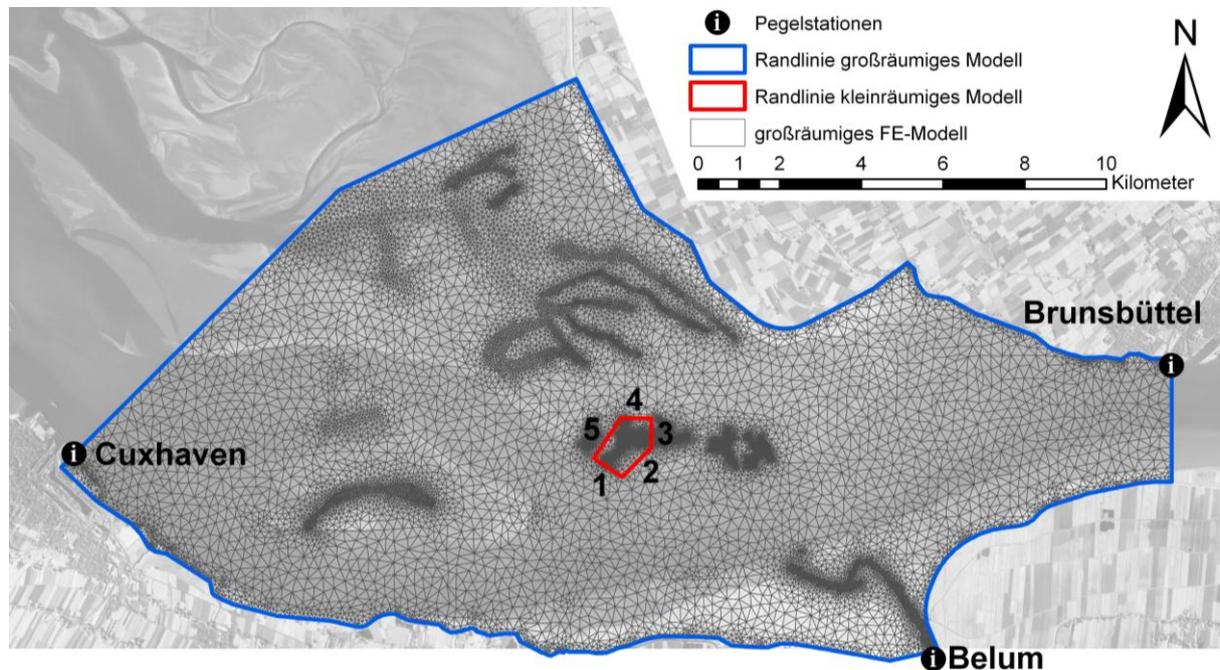


Abbildung 4.13 Finite-Elemente-Netz des großräumigen Modells

Für die hydrodynamische Berechnung müssen den Finiten Elementen verschiedene Eigenschaften zugeordnet werden, die insbesondere die Beschaffenheit der Sohle und die Turbulenz beschreiben. Die Zuweisung erfolgt, indem jedes Element in eine bestimmte Elementklasse einsortiert wird. Die Elbmündung weist nahezu in ihrem gesamten Bereich eine feinsandige Sohle auf. Bezüglich der Rauheiten werden drei Elementklassen geformt: die feinsandige Sohle der Elbe, das Vorland sowie der Deichbereich. Wegen der Nutzung konstanter turbulenter Wirbelviskositäten zur Beschreibung der Turbulenz ergab sich eine weitere Aufgliederung der Elementklassen. Die Größe der turbulenten Wirbelviskosität variiert in Abhängigkeit von der Wassertiefe, vom Strömungsbild und von der Elementgröße. Diese Betrachtungsweise führt zu einer Unterteilung der Elemente mit feinsandigem Untergrund in vier Klassen.

Wegen der Breite der Ästuars können im Bereich der Elbmündung keine Durchflussmessungen durchgeführt werden. Eine Berechnung der Abflussmengen aus den Pegelaufzeichnungen ist zudem wegen der sich infolge der Tide ständig ändernden Strömungssituation nicht möglich. Das hydrodynamische Modell der Elbmündung wird stattdessen ausschließlich mit Wasserständen an den offenen Rändern bei Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven gesteuert. Dies ist möglich, da das Ein- und Auslaufen der Tidewelle die vorherrschende treibende Kraft für die Strömungssituation der Elbmündung ist. In Abschnitt 3.1.9 wurde aufgezeigt, dass für einen bekannten Durchfluss q ungleich dem maximalen Abfluss q_{max} in Abhängigkeit vom Strömungszustand zwei Fließtiefen h eintreten können. Mit der Kenntnis der FROUDE-Zahl Fr ist der Strömungszustand bekannt und die Fließtiefe eindeutig zugeordnet. In einem numerischen Experiment wurde die auf Basis dieser Theorie mögliche Steuerung eines hydrodynamischen

Modells untersucht. Es wurde ein in seiner Längenabmessung mit dem Modell der Elbmündung vergleichbarer Kanal mit der Tidewelle aus dem Modellgebiet beschickt. Dabei wurden zwei Berechnungsdurchläufe durchgeführt. Zunächst wurden sowohl am Unter- als auch am Oberwasser Tidekurven als Randwerte angesetzt. In einem zweiten Berechnungsdurchlauf wurden an Stelle der Tidekurve die Randwerte an der Oberwasserrandlinie durch die im ersten Durchlauf ermittelten Durchflüsse eingesteuert. Beide Berechnungsdurchläufe zeigen im gesamten Modellgebiet die gleichen Ergebnisse und bestätigen damit die Möglichkeit, ausschließlich Wasserstände als Randwerte für ein hauptsächlich durch Tide angetriebenes hydrodynamisches Modell nutzen zu können.

Die Vorgabe von Wasserständen an den offenen Rändern führt dazu, dass die Richtung der Strömung nicht klar vorgegeben wird. Dies kann insbesondere während der Strömungsumkehr bei Tideniedrigwasser und bei Tidehochwasser zu Instabilitäten in der numerischen Berechnung führen. Zwei Maßnahmen zur Reduzierung dieser Instabilitäten wurden eingesetzt. Zum einen wurde für die Wasserstände an der Randlinie bei Brunsbüttel sowie für den südlichen Teil der Randlinie bei Cuxhaven (siehe Abbildung 4.9) der Strömungswinkel vorgegeben. Dabei ist jedoch nicht festgelegt, ob die Wassermassen in das Modell hinein- oder aus dem Modell herausfließen. Zum anderen wurden die ersten Elementreihen an den Randlinien mit eigenen Elementklassen belegt, deren turbulente Wirbelviskosität die Werte der angrenzenden vergleichbaren Elementklassen um den Faktor 25 bis 133,33 überschreiten. Die künstlich hohen Turbulenzgrößen bewirken eine geringere Variabilität der Strömungsrichtung und tragen so zur Stabilisierung der numerischen Berechnung bei.

Die Diskretisierung der Zeit orientiert sich an dem quasi eingebetteten Modell des Neufelder Watts. Im Rahmen einer Sensitivitätsanalyse ergab sich die optimal zu nutzende Zeitschrittweite von 15 Minuten (siehe Anhang A.1), die so auch für die hydrodynamische Betrachtung der Elbmündung angesetzt wird.

4.3.3 Diskretisierung des Neufelder Watts

Das kleinräumige Modell soll die Hydro- und Morphodynamik im Neufelder Watt abbilden. Die Lage der Modellränder ist Abschnitt 4.3.1 zu entnehmen. Innerhalb dieses Gebiets wird ein strukturiertes Finite-Elemente-Netz aus quadratischen Elementen konstruiert und mit den Höhendaten der Laserscanbefliegung aus dem Jahr 2007 sowie jeweils aus den aktuellen Fächerecholotdaten belegt. Die Wahl der hinsichtlich der hydrodynamischen Berechnungsergebnisse optimalen zeitlichen Auflösung wurde ebenso wie die Wahl der räumlichen Auflösung mit Hilfe von Sensitivitätsanalysen getroffen. Die Beschreibung und die Ergebnisse dieser hydrodynamischen Untersuchungen sind Anhang A zu entnehmen. Entsprechend der Ergebnisse der Analysen wird das kleinräumige Modellgebiet mit der konstanten Gitternetzweite 10 Meter aufgelöst (siehe Anhang A.1) während die zeitliche Auflösung zu 15 Minuten gewählt wird (siehe Anhang A.2). Die Abbildung der in etwa 1,3 km² große Fläche erfolgt in dem kleinräumigen Modell mit rund 13.000 Finiten Elementen.

Das Modell des Neufelder Watts wird, wie in Abschnitt 4.3.1 beschrieben, durch vier Durchflüsse an den Randlinien zwei bis fünf und einen Wasserstand an der Randli-

nie eins hydrodynamisch angetrieben (vgl. Abbildung 4.9). Für die morphodynamischen Betrachtungen werden die in dem Untersuchungsgebiet gemessenen Sedimentkonzentrationen an den jeweiligen Zuflussrändern angesetzt. Da die Lage der Messpositionen (siehe Abbildung 4.2) nicht mit den Modellrändern übereinstimmt und zudem die Sedimentkonzentrationen in den verschiedenen Messzeiträumen jeweils nur für eine begrenzte Anzahl der Messpositionen aufgezeichnet wurden, sind die vorhandenen Messdaten auf die fünf Modellränder zu verteilen. Vergleiche der Sedimentkonzentrationen zeigten, dass die Werte westlich der Neufelder Rinne in Abhängigkeit ihrer genauen Lage nur gering differieren (vgl. Abschnitt 4.2.4). Deswegen werden den Randlinien vier und fünf jeweils die gleichen Sedimentkonzentrationen aus der jeweils vorliegenden Messung westlich der Rinne zugewiesen. Randlinie zwei werden die östlich der Neufelder Rinnen gemessenen Konzentrationen zugewiesen. Die morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet werden besonders durch den Sedimenttransport innerhalb der Neufelder Rinne bestimmt. Da die Randlinien eins und drei diese orthogonal schneiden, wird an ihnen die Sedimentkonzentration aus den Messungen innerhalb der Rinne angesetzt. An allen Messpositionen werden Datenlücken mit vergleichbaren Werten aus anderen Zeiträumen gefüllt. Vergleichbar bedeutet dabei, dass sowohl die Tide- als auch die Windverhältnisse übereinstimmen.

Die Einteilung der Elementklassen zur Definition verschiedener Parameter zur Sohlenbeschaffenheit und zur Turbulenz beschränkt sich wegen der konstanten Gitternetzweite und des einheitlichen Sedimentinventars im kleinräumigen Modell auf die Betrachtung der Stabilität der numerischen Berechnung. So werden lediglich drei verschiedene Elementklassen eingesetzt, die sich ausschließlich in der turbulenten Wirbelviskosität unterscheiden. Um die numerische Berechnung überhaupt zu ermöglichen, werden die Finiten Elemente an allen Ecken des Modells mit einer turbulenten Wirbelviskosität belegt, welche die Werte innerhalb des Modells um den Faktor 6,25 übersteigt. Ebenso werden alle anderen Finiten Elemente in unmittelbarer Nähe der Randlinien mit erhöhten Werten für die turbulente Wirbelviskosität belegt, um die Berechnung zu stabilisieren, ohne dabei aber Einfluss auf die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet zu nehmen.

4.3.4 Modellabhängige räumliche Abbildung des Untersuchungsgebiets

Die räumliche Abbildung des Untersuchungsgebiets Neufelder Watt ist für das großräumige und das kleinräumige Modell innerhalb der Grenzen des kleinräumigen Modells in Abbildung 4.14 dargestellt. Während das kleinräumige Modell ein feingliedriges, regelmäßiges, quadratisches Gitternetz zur räumlichen Diskretisierung nutzt, orientiert sich das Finite-Elemente-Netz des großräumigen Modells auch im Bereich des Neufelder Watts an der vorliegenden Bathymetrie. Die Elementkanten des großräumigen Netzes repräsentieren zwar für den Moment die Geländeform im Untersuchungsgebiet, passen ihre Lage aber nicht bei morphodynamischen Umlagerungen an die veränderte Positionierung der Böschungskanten an. Für die Berechnung der Bodenevolution wird stattdessen, wie in Abschnitt 4.3.1 beschrieben, das kleinräumige Modell eingesetzt. Dessen strukturiertes Gitternetz ist unabhängig von der Bathymetrie. Die Abbildung der Geländedaten erfolgt jeweils über die Aktualisierung der

Höhendaten an den Knotenpunkten der Finiten Elemente. Damit die beobachtete Bathymetrie durch das Finite-Elemente-Netz wiedergegeben wird, ist eine ausreichend genaue Gitternetzweite zu wählen (siehe Anhang A.2).

Um die hydrodynamischen Randwerte für das kleinskalige Modell in dem großskaligen Modell realistisch generieren zu können, muss dieses die hydrodynamischen Prozesse des Untersuchungsgebiets hinreichend genau abbilden. Das kleinräumige Modell benötigt rund 13.000 Finite Elemente mit einer Elementgröße von jeweils 100 m^2 um das Untersuchungsgebiet räumlich aufzulösen. Für die Abbildung der gleichen Fläche benötigt das großräumige Modell rund 2.350 Elemente. Die Elementgrößen schwanken zwischen 73 m^2 und 9243 m^2 , wobei der Hauptanteil (54,4 %) in die Klasse von $200 - 400 \text{ m}^2$ einzuordnen ist. Weiterhin liegen 17,1 % der Finiten Elemente in der Klasse $0 - 200 \text{ m}^2$ sowie 12,6 % im Bereich $400 - 600 \text{ m}^2$. Insgesamt decken diese 84,1 % der Finiten Elemente jedoch nicht einmal die Hälfte (44,75%) des Modellgebiets ab. In Abbildung 4.14 ist zu erkennen, dass die wenigen großen Elemente zur Abbildung der Wattflächen (siehe Abbildung 4.19) eingesetzt werden, auf denen im Gegensatz zu der feiner abgebildeten Rinnen- und Prielstruktur keine kleinskaligen Strömungsphänomene zu erwarten sind.

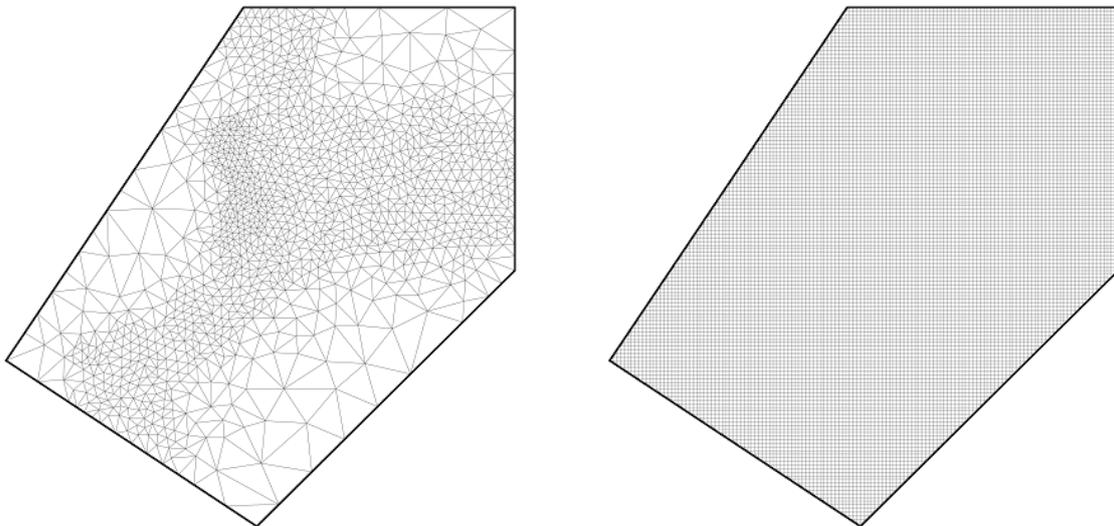


Abbildung 4.14 Räumliche Auflösung der Finite-Elemente-Netze des großräumigen (links) und des kleinräumigen (rechts) Modells in den Grenzen des kleinräumigen Modells

Der Transfer der hydrodynamischen Größen (siehe Abschnitt 4.3.1) erfordert, dass die Abbildung des Geländes auf den Rändern des kleinräumigen Modells in beiden Modellen vergleichbar ist. Abbildung 4.15 zeigt die Übereinstimmung der Höhendaten zwischen den Modellen an den vier Rändern mit definierten Durchflussrandwerten exemplarisch für die Bathymetrie am 23.04.2008. Während die Randlinie vier ausschließlich die hohen Lagen auf dem Neufelder Watt beinhaltet, erstrecken sich die Randlinien zwei und fünf zusätzlich über die Wattkanten. Randlinie drei schneidet die Neufelder Rinne, so dass die Vorgabe des

Durchflusses hier je nach dem Zeitpunkt der Tide ähnlich einem Oberwasserzufluss bzw. einem Unterwasserabfluss eines Flussmodells funktioniert.

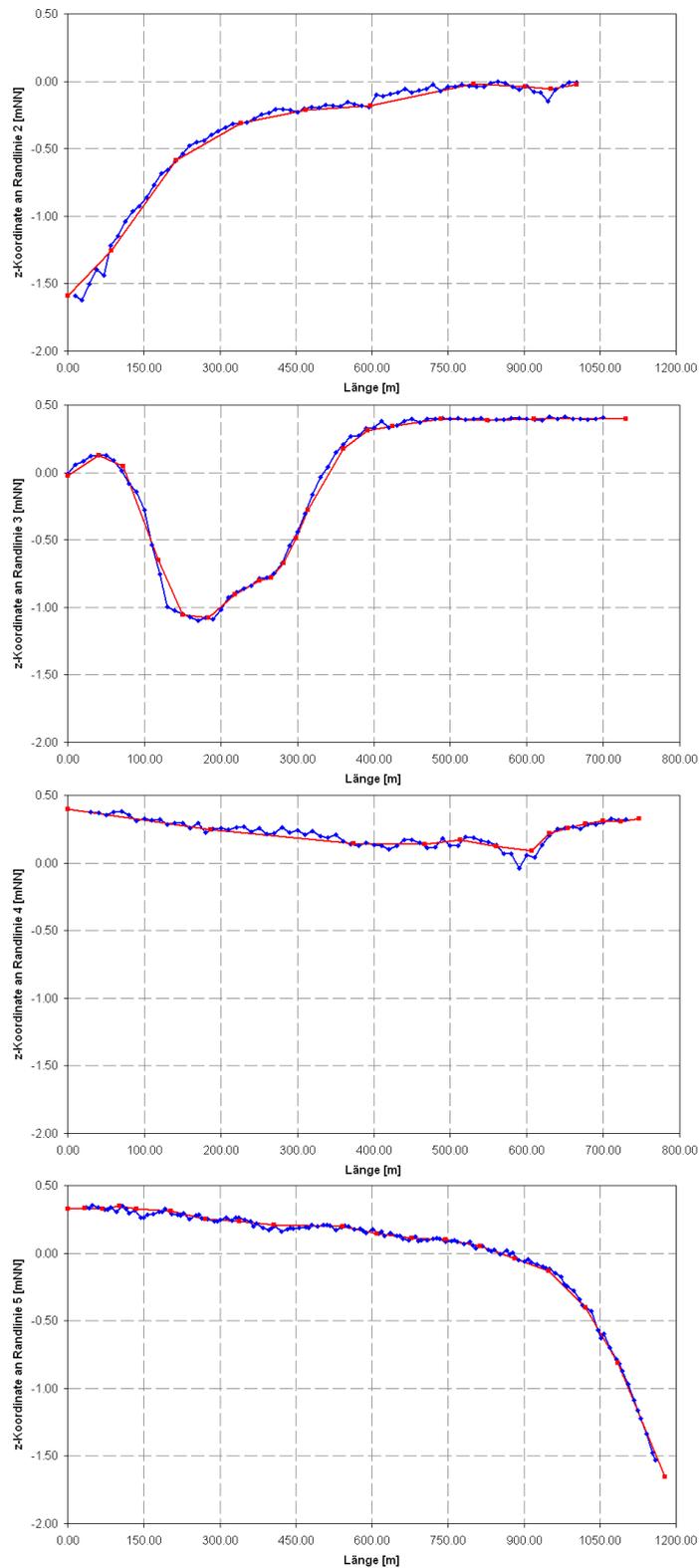


Abbildung 4.15 Sohlenhöhen des kleinräumigen (blaue Linien) und des großräumigen (rote Linien) Modells an den Randlinien mit definiertem Durchfluss zum Zeitpunkt 23.04.2008 15:00 Uhr

4.3.5 Kalibrierung und Validierung der Modelle

Sowohl das großräumige als auch das kleinräumige Modell wurden anhand von Berechnungen zweier 48-stündiger Zeiträume aus dem Juni 2007 kalibriert und anschließend anhand von zwei weiteren 24- bzw. 48-stündigen Berechnungszeiträumen validiert. Die erste Kalibrierung umfasst den Zeitraum vom 14.06.2007 15:00 Uhr bis zum 16.06.2007 15:00 Uhr. Die Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven zeigen keine Besonderheiten, der Wind weht leicht bis gering, zeitweise frisch aus Ost. Als zweiter Kalibrierungszeitraum wurde die Zeitspanne 26.06.2007 00:00 Uhr bis 28.06.2007 00:00 Uhr gewählt, da zu diesem Zeitpunkt die höchsten Tidehochwasserstände außerhalb der Wintersaison und damit innerhalb der Aufzeichnungen der hydrodynamischen Parameter im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt im Zeitraum Juni 2006 bis September 2009 gemessen worden sind. Dabei sorgte ein Starkwindereignis aus westlicher Richtung für hohe Wasserstände in der Elbmündung. Tabelle 4.2 stellt die mittleren Tidehochwasserstände und die während des zweiten Kalibrierungszeitraums gemessenen höchsten Tidehochwasserstände im Juni 2007 an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven gegenüber. Während die mittleren Tidehochwasserstände bei dem Sturmflutereignis in Cuxhaven um 1,40 m überschritten werden, sind es in Brunsbüttel und Belum – durch einen Windstau - bedingt sogar rund 1,75 m. Die Kalibrierung auch für diese Randwerte durchzuführen ermöglicht, die Modelle später nicht nur für die Sommermonate, sondern auch für die Wintermonate und die damit einhergehenden Sturmfluten zu nutzen.

Tabelle 4.2 Höchstes und mittleres Tidehochwasser im Juni 2007 an den verschiedenen Pegeln [mNN]

	Brunsbüttel	Belum	Cuxhaven
Höchstes Tidehochwasser (Juni 2007)	3,29	3,32	2,97
Mittleres Tidehochwasser (Juni 2007)	1,53	1,56	1,57

Die Validierung der Modelle wurde anhand der Berechnungszeiträume 05.06.2007 00:00 Uhr bis 06.06.2007 00:00 Uhr und 10.06.2007 00:00 Uhr bis 12.06.2007 00:00 Uhr durchgeführt. In beiden Zeiträumen zeigten die gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven keine Besonderheiten. Der Wind wehte gering bis leicht, im ersten Zeitraum aus wechselnden Richtungen, im zweiten aus Ost.

4.3.5.1 Abbildung der hydrodynamischen Prozesse

Als Kalibrierungsparameter für die Abbildung der hydrodynamischen Prozesse wurden die äquivalente Sandrauheit, die Marsh-Parameter, die turbulente Wirbelviskosität und der Windsoeffizient genutzt. Die äquivalente Sandrauheit k_s beeinflusst den Fließwiderstand λ und dadurch auch den Widerstandsbeiwert C_f , welcher seinerseits über die Fließformel direkt in die Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit eingeht (vgl. Abschnitt 3.1.2). Die äquivalente Sandrauheit ist von der Bodenbeschaffenheit abhängig, ihre genaue Festlegung obliegt aber der Kalibrierung der Strömungsgeschwindigkeit. Die Definition der Parameter der Marsh Porosity Option (vgl. Abschnitt 3.3.2) wirkt sich nicht nur auf die Strömungsgeschwindigkeit

aus, sondern auch auf die Lage der überfluteten Wattflächen sowie die zeitliche Änderung von deren Rändern, also den Übergang zwischen den überfluteten und nicht überfluteten Flächen. Im großräumigen Modell haben die Parameter zudem aufgrund des großen Anteils der tidalen Flächen einen immensen Einfluss auf die Stabilität der Berechnung. Die Einstellung der turbulenten Wirbelviskosität ν_t ist zum einen erkennbar an den resultierenden Wasserspiegeln und deren Verlauf innerhalb der Modelle, zum anderen aber noch entscheidender an den Größen der Strömungsgeschwindigkeiten und insbesondere im großräumigen Modell auch für den Zeitpunkt der Strömungsumkehr bei Tidehoch- bzw. Tideniedrigwasser. In Abschnitt 3.1.4 wurde ein kurzer Überblick über die Größenordnung des Windsogkoeffizienten c_d gegeben. Die Kalibrierung ergab, dass er für die Modelle am besten zu $0,5 \cdot 10^{-3}$ und für Starkwindereignisse ab einer Windgeschwindigkeit von 12 m/s zu $4,0 \cdot 10^{-3}$ anzusetzen ist.

Die Ergebnisse der Validierung sind für den Zeitraum 10. bis 12. Juni 2007 in Abbildung 4.16 für das großräumige und in Abbildung 4.17 für das kleinräumige Modell zusammengefasst dargestellt. Beiden Abbildungen ist gemeinsam, dass sie im obigen Teil die Lage des Wasserspiegels an den zugehörigen Randlinien über die Zeit aufgetragen haben. Von einer Darstellung der berechneten Wasserstände innerhalb der Modellgebiete wurde abgesehen, da diese mit den gemessenen Werten übereinstimmen. Im mittleren Abschnitt der Grafiken folgen stattdessen jeweils die zeitlichen Verläufe der gemessenen und der berechneten Strömungsgeschwindigkeiten an einer Messposition im Modell, bevor im unteren Teil der Grafik die Strömungsrichtungen dieser Position ebenfalls über die Zeit aufgetragen sind. Für das großräumige Modell sind die Pegel Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven dargestellt. Die berechneten Strömungsgrößen sind im Vergleich zu den gemessenen Werten an Messposition LZ 2 Tonne, welche sich südöstlich des Neufelder Watts in der Fahrrinne befindet (vgl. Abbildung 4.8), abgebildet. Die Größe der Strömungsgeschwindigkeit sowie deren zeitlicher Verlauf stimmen sehr gut überein. Der Vergleich der Strömungsrichtungen zeigt ebenso eine sehr gute Übereinstimmung: sowohl die Richtungen als auch die Zeitpunkte der Strömungsumkehr geben die gemessenen Werte sehr gut wieder. Alleine die Peaks bei der Strömungsumkehr werden im Modell aufgrund der gewählten Zeitschrittweite nicht wiedergegeben. Die quantitative Betrachtung der Modellgenauigkeit mittels *ARMAE* ist für beide Zeiträume der Validierung in Tabelle 4.3 zusammengestellt. Dabei wurden die gemessenen 5-minütlichen Werte entsprechend der Berechnungszeitschrittweite von 15 Minuten über jeweils diesen Zeitraum gemittelt und der Messfehler δ zu 0,003 m/s angenommen. Nach den *ARMAE* beider Zeiträume wird die Modellgüte des großräumigen Modells als sehr gut klassifiziert (vgl. Tabelle 3.1).

In Abbildung 4.17 ist zunächst die Lage des Wasserspiegels an Randlinie eins des kleinräumigen Modells visualisiert. Diese Daten entstammen der hydrodynamischen Berechnung des großräumigen Modells. Da an allen anderen Randlinien des kleinräumigen Modells Durchflüsse vorgegeben werden, sind keine weiteren Wasserstände in der Grafik vorhanden. Der Verlauf der gemessenen und der berechneten Strömungsgrößen Geschwindigkeit und Richtung sind für die Messposition 8 an der Wattkante (vgl. Abbildung 4.2) vergleichend dargestellt. Der Übersichtlichkeit halber wurden die gemessenen Werte in der Darstellung jeweils über einen Zeitraum von 30 Minuten gemittelt. Über einen längeren Zeitraum bei Tideniedrigwasser liegen keine Werte vor, da die Messposition dann trocken fällt. Die modellierten

Strömungsgeschwindigkeiten werden insgesamt sehr gut wiedergegeben. Es treten jedoch in den Naturmessungen in jeder zweiten Tide bei auflaufendem Wasser extreme Maximalwerte auf, die nur im Ansatz nicht aber in ihrer gesamten Ausprägung vom Modell abgebildet werden. Nachforschungen zur Herkunft dieser hohen Messwerte kamen zu keinem Ergebnis. Es konnte aber festgestellt werden, dass dieses Phänomen nur an dieser einen Messposition und auch nur während dieser Messperiode auftrat. Deswegen wird angenommen, dass es sich um eine temporäre lokale Besonderheit handelt und die Abweichungen der Modellergebnisse werden daher in Kauf genommen. Im Gegensatz zu der sprunghaften Strömungsumkehr an der Messposition LZ 2 Tonne im großräumigen Modell findet an der Wattkante eine allmähliche Umkehr der Strömung statt. Dabei bilden die modellierten Strömungsrichtungen die gemessenen Werte sehr gut ab. Auch für das kleinräumige Modell sind für die quantitative Betrachtung der Modellgenauigkeit die *ARMAE* für beide Zeiträume der Validierung in Tabelle 4.3 zusammengestellt. Die gemessenen 5-minütlichen Werte wurden wieder entsprechend der Berechnungszeitschrittweite von 15 Minuten über jeweils diesen Zeitraum gemittelt und der Messfehler δ gleichfalls zu 0,003 m/s angenommen. Nach den *ARMAE* beider Zeiträume wird die Modellgüte des großräumigen Modells als gut klassifiziert (vgl. Tabelle 3.1). Im Vergleich zum großräumigen Modells fällt die Einstufung der Modellgüte über *ARMAE* für das kleinräumige Modell somit leicht schwächer aus. Unter Berücksichtigung der Lage der bewerteten Messpositionen ist die Güte des kleinräumigen Modells jedoch nicht als geringer anzusehen, da in diesem Bereich intertidale Flächen vorliegen und das vorherrschende Strömungsbild entsprechend komplizierter ist als in der Elbefahrinne.

Tabelle 4.3 *ARMAE* der Validierungszeiträume für die Messposition LZ 2 Tonne im großräumigen Modell und für die Messposition 8 im kleinräumigen Modell

	Großräumiges Modell	Kleinräumiges Modell
05.06.2007 18:30 – 06.06.2007 18:30	0,1321	0,2305
10.06.2007 00:00 – 12.06.2007 00:00	0,1390	0,2230

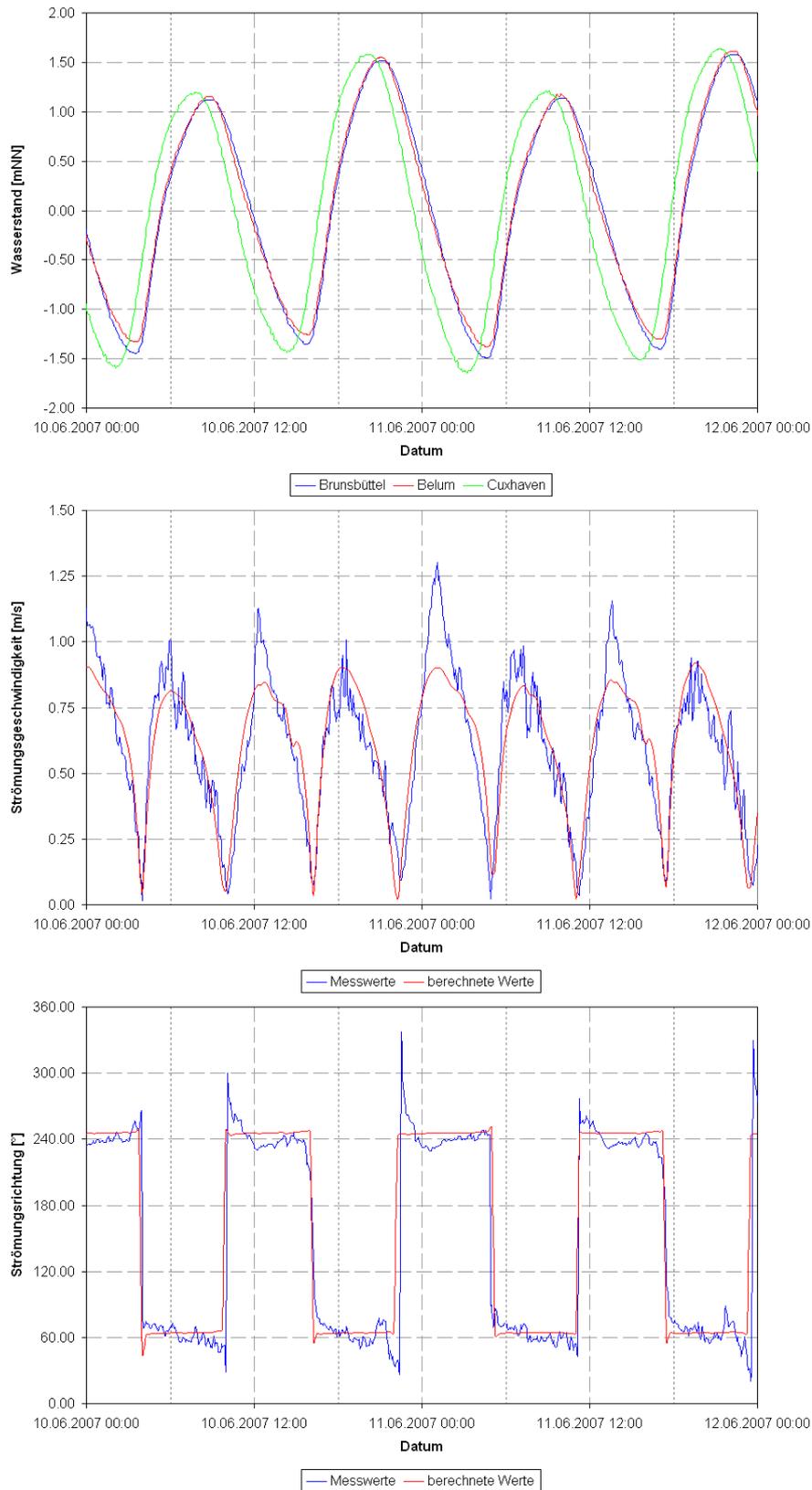


Abbildung 4.16 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (oben) sowie die gemessenen und im großräumigen Modell berechneten Strömungsgeschwindigkeiten (Mitte) und Strömungsrichtungen (unten) am Messpunkt LZ 2 Tonne (Validierungszeitraum 10. – 12.06.2007)

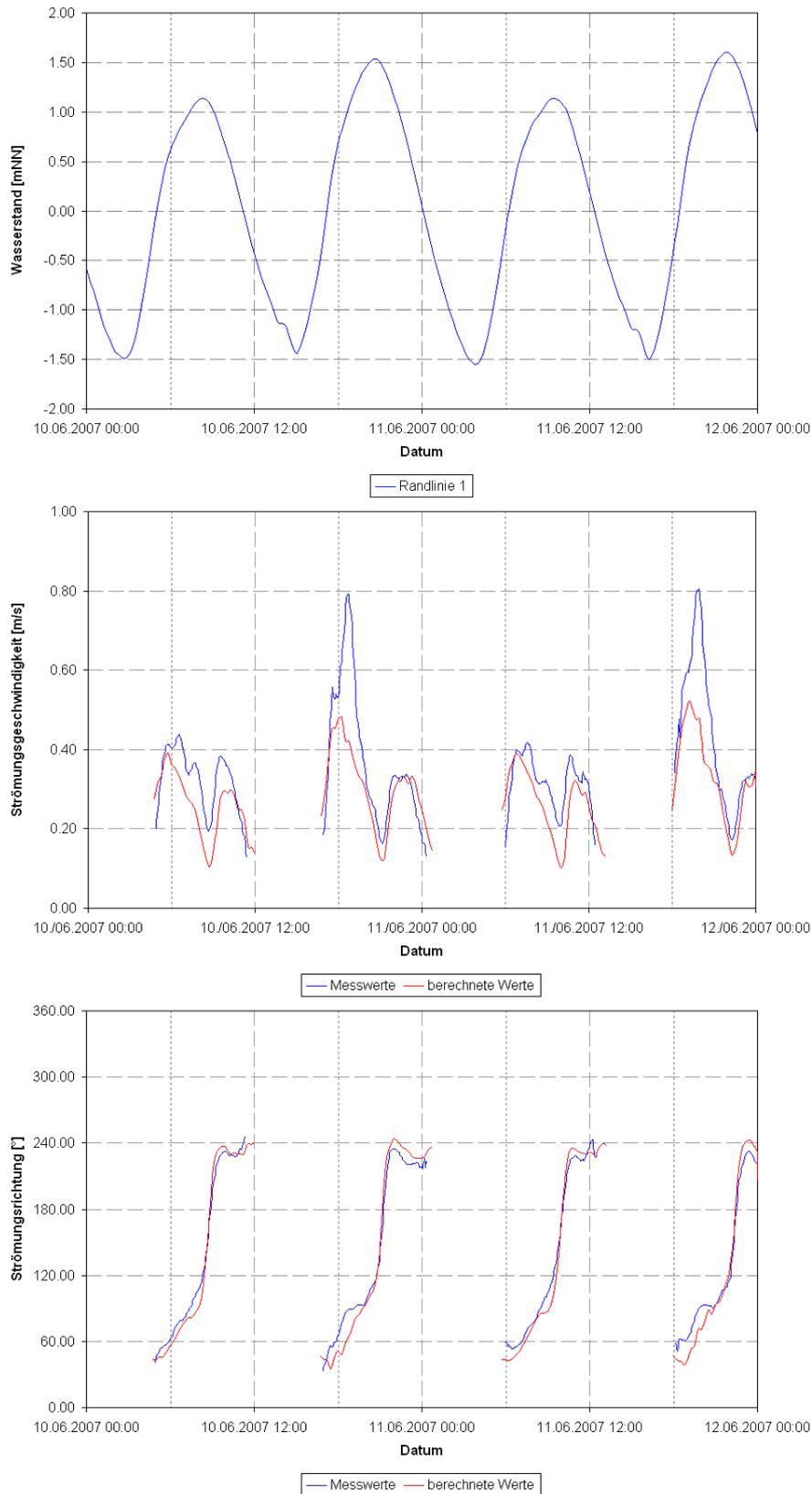


Abbildung 4.17 Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Wasserstände auf der Randlinie eins des kleinräumigen Modells (oben) sowie die gemessenen und im kleinräumigen Modell berechneten Strömungsgeschwindigkeiten (Mitte) und Strömungsrichtungen (unten) an Messposition 8 (Validierungszeitraum 10. – 12.06.2007)

4.3.5.2 Abbildung der morphodynamischen Prozesse

Die Kalibrierung zur Abbildung der morphodynamischen Prozesse beschränkt sich auf die Anpassung der Koeffizienten der Deposition und Erosion. Diese faktorisieren den Quellen- und Senkenterm innerhalb der Schwebstofftransportgleichung und üben darüber Einfluss auf die Schwebstoffkonzentration in der Wassersäule aus (vgl. Abschnitt 3.1.1.3). Der Sedimenttransport an sich (vgl. Abschnitt 3.1.6) wird nicht kalibriert, da sämtliche Einflussparameter inklusive der Sedimenteigenschaften bekannt sind. Ebenso erfolgt keine Kalibrierung der Bodenevolution, welche sich aus der Bilanzierung der Schwebstoffkonzentrationen über ein Kontrollvolumen ergibt (vgl. Abschnitt 3.1.8).

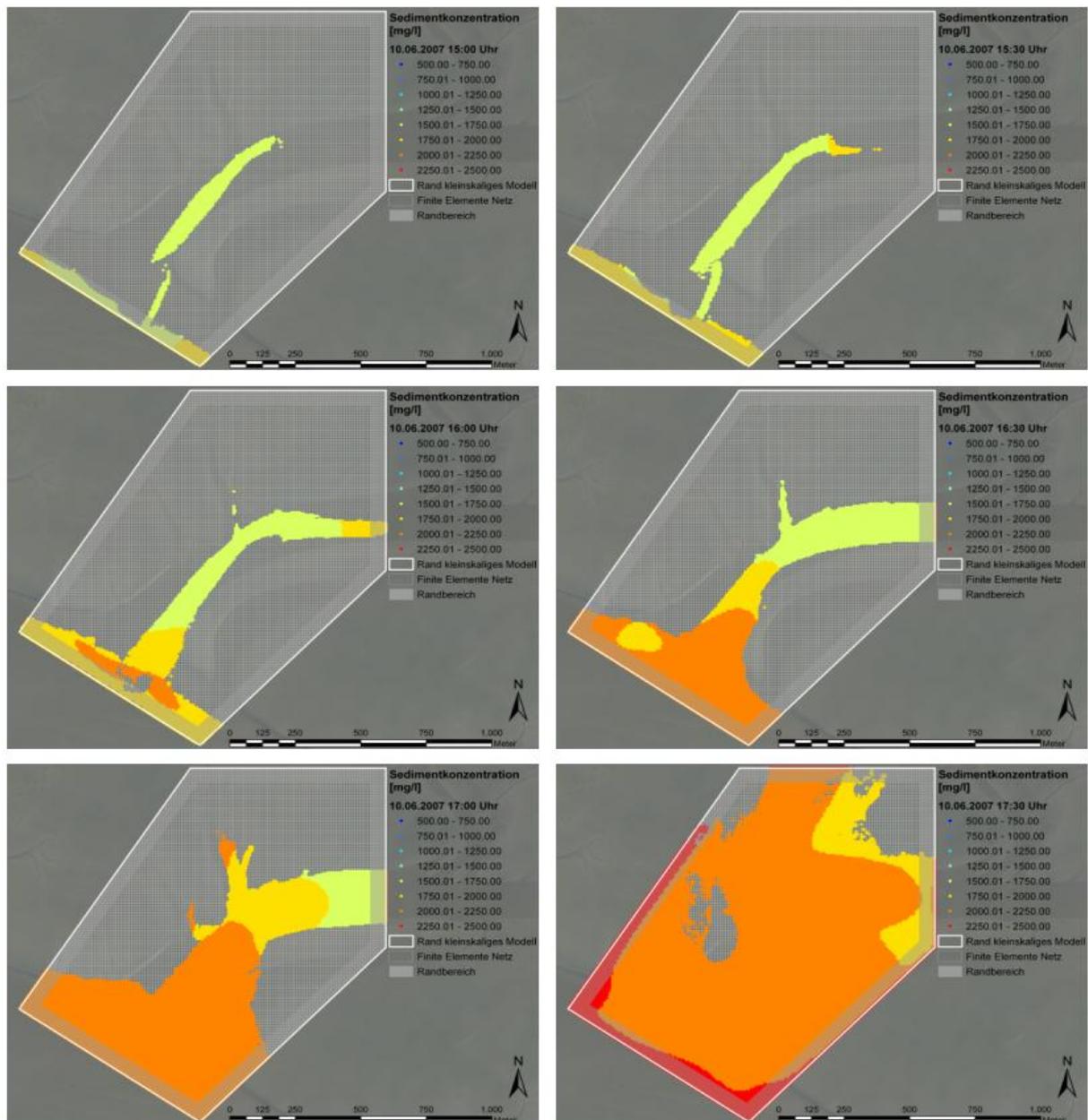


Abbildung 4.18 Verteilung der Sedimentkonzentration in dem kleinräumigen Modell bei auflaufender Tide, dargestellt in Zeitintervallen von 30 Minuten (von oben links nach unten rechts)

Da innerhalb eines Messzeitraums aus technischen Gründen maximal an drei Positionen im Untersuchungsgebiet parallel Schwebstoffkonzentrationen aufgezeichnet worden sind und diese Werte bereits als Randwerte Eingang in das morphodynamische Modell finden, können innerhalb des kleinräumigen Modells keine Vergleiche der modellierten und gemessenen Konzentrationen zum Zwecke der Kalibrierung und Validierung genutzt werden. Stattdessen wird die Ausbreitung der Sedimentkonzentration im Modell betrachtet. Abbildung 4.18 zeigt dies in Zeitintervallen von 30 Minuten für einen 2,5-stündigen Ausschnitt aus dem Validierungszeitraum 10. bis 12. Juni 2007. Beginnend an einem Zeitpunkt zu Beginn der Flut ist zunächst nur ein Teil der Neufelder Rinne mit Wasser benetzt, die Sedimentkonzentration ist gering. Mit steigendem Wasserspiegel vergrößert sich nicht nur die benetzte Fläche, sondern gleichzeitig wird auch, zunächst von Randlinie eins aus, eine steigende Sedimentkonzentration in das Modellgebiet eingetragen. Die Abbildung zeigt, dass die Ausbreitung der Sedimentzufuhr in die Neufelder Rinne und später auch über die Wattflächen vom Modell sehr gut wiedergegeben wird.

4.4 Experimentelle Grundlagen zur Bewertung der Methode

Die Methode zur numerischen Modellierung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt wird im weiteren Verlauf dieser Arbeit bewertet, indem modellierte Werte mit gemessenen verglichen und bewertet werden. Die Methode gilt als erfolgreich, wenn Messung und Modell unter den gleichen Bedingungen das gleiche Ergebnis liefern. Zunächst werden in Abhängigkeit der Vollständigkeit der Messdaten zwei Berechnungszeiträume ausgewählt und deren experimentelle Grundlagen als Basis für die Bewertung der Methode vorgestellt. In Abschnitt 4.4.3 werden exemplarisch an einem 24-stündigen Ausschnitt aus einem der beiden Berechnungszeiträume die Details der Randwerteverläufe innerhalb einzelner Tidezyklen betrachtet.

4.4.1 Berechnungszeitraum Frühjahr 2008

Der Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 umfasst die Dauer vom 23.04.2008 15:00 Uhr bis zum 06.05.2008 15:00 Uhr. Die Sohlenlage der Neufelder Rinne und ihrer Einfahrt ist sowohl zum Start- als auch zum Endzeitpunkt aus den von ALBERS [1] durchgeführten Fächerecholotaufnahmen bekannt. Alle zu diesen Zeitpunkten nicht eingemessenen Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells entstammen der Laserscanbefliegung aus dem Jahr 2007 (siehe Abschnitt 4.3.3). Aus dem Zusammenfügen der Daten resultierten Unstetigkeiten an den Übergängen zwischen den Datenherkünften. In Einzelfällen wurden die Sohlenhöhen an diesen Stellen manuell angepasst, um Instabilitäten in der Berechnung der hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet vorzubeugen. Die Sohlenhöhen des kleinräumigen Modells zum Startzeitpunkt der Berechnung sind in Abbildung 4.19 dargestellt. Die zum Endzeitpunkt des Berechnungszeitraums gemessenen Sohlenhöhen sind in der gleichen

Weise in Abbildung 4.20 wiedergegeben. In beiden Darstellungen sind die Bereiche der jeweils mit dem Fächerecholot zu diesen Zeitpunkten eingemessenen Daten mit einem blauen Polygonzug markiert. VON LIEBERMAN und ALBERS [43] beschreiben die Charakteristik der am 23.04.2008 gemessenen Sohlenhöhen zusammengefasst wie folgt:

- Die Sohlentiefen in der Einfahrt betragen bis zu NN – 2,00 m.
- Der Einfahrtbereich ist durch zwei nahezu rechtwinklige Kurven zum Hauptteil der Rinne angebunden.
- Im Einfahrtbereich schließen steile Böschungen an den Rinnenverlauf an.

Weiterhin erkannten VON LIEBERMAN und ALBERS [43] in der am 06.05.2008 aufgezeichneten Bathymetrie die nachstehenden Entwicklungen:

- Die Kurven zwischen dem Einfahrtbereich und dem Hauptteil der Rinne sind aufgeweicht.
- Zudem verbleibt eine weniger tiefe, geradlinige Verbindung zwischen dem Einfahrtbereich und dem Hauptteil der Rinne.
- Die Einfahrt selbst ist ein wenig gen Osten verschoben.
- Der Prallhang des Ebbstroms im Hauptteil der Rinne wurde weiter ausgeräumt.

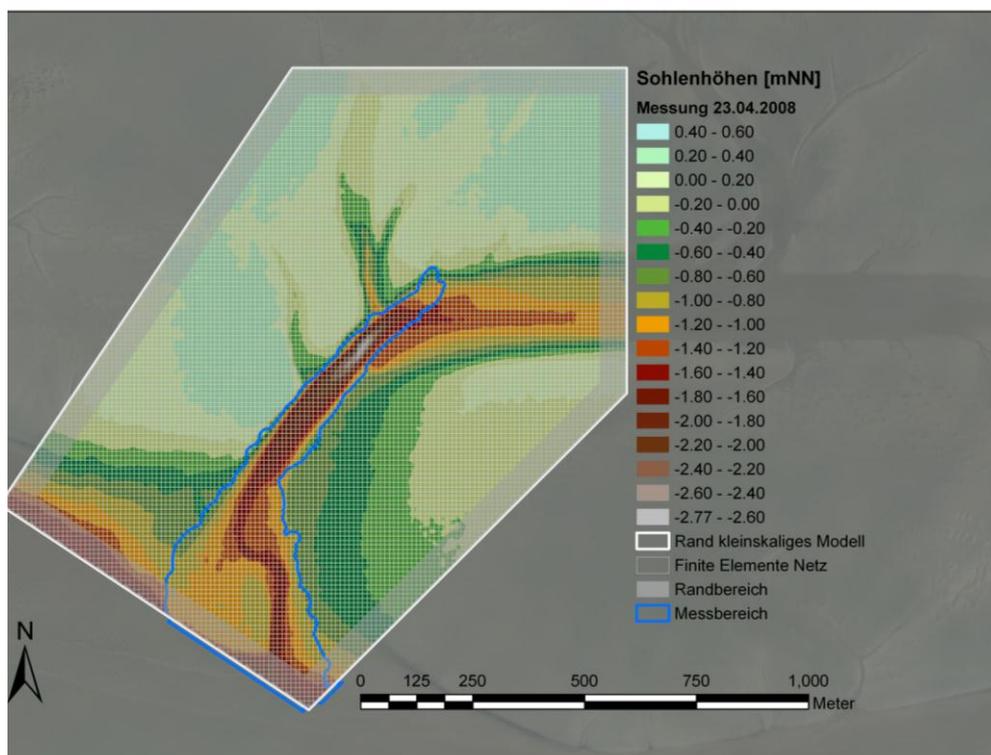


Abbildung 4.19 Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 23.04.2008 15:00 Uhr

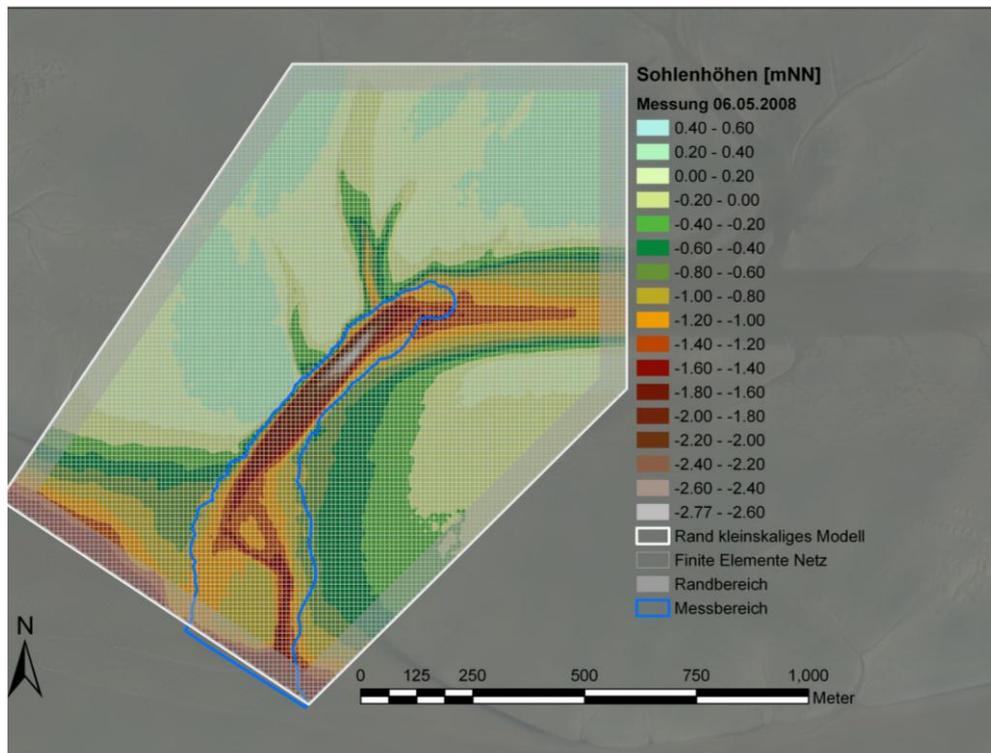


Abbildung 4.20 Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 06.05.2008 15:00 Uhr

Unterstützend zu den Darstellungen der Sohlenhöhen in Abbildung 4.19 und Abbildung 4.20 sind diese morphologischen Entwicklungen innerhalb des Berechnungszeitraums in zwei weiteren Grafiken visualisiert. In Abbildung 4.21 ist die Basismessung vom 23.04.2008 flächig und farblich entsprechend der Sohlenhöhen dargestellt. Die Sohlenhöhen der Endbathymetrie sind in farblich ebenso gestaffelten Konturen eingetragen. Beide Messungen werden dabei nur im Schnittgebiet der aktuellen Messbereiche abgebildet. Diese Form der Darstellung zeigt die oben beschriebenen Änderungen der Prielstruktur im Einfahrtsbereich der Rinne besonders gut auf. Abbildung 4.22 zeigt die innerhalb des Berechnungszeitraums gemessene Differenzen der Sohlenhöhen. Dabei werden Erosion (rot) und Deposition (grün) farblich unterschiedlich dargestellt. Je stärker sie ausfallen, desto dunkler werden sie jeweils farblich dargestellt. In dieser Grafik sind die Verschiebungen der Rinneneinfahrt nach Osten sowie die Ausräumung des Prallhangs durch den Ebbstrom im Hauptteil der Rinne sehr gut zu erkennen.

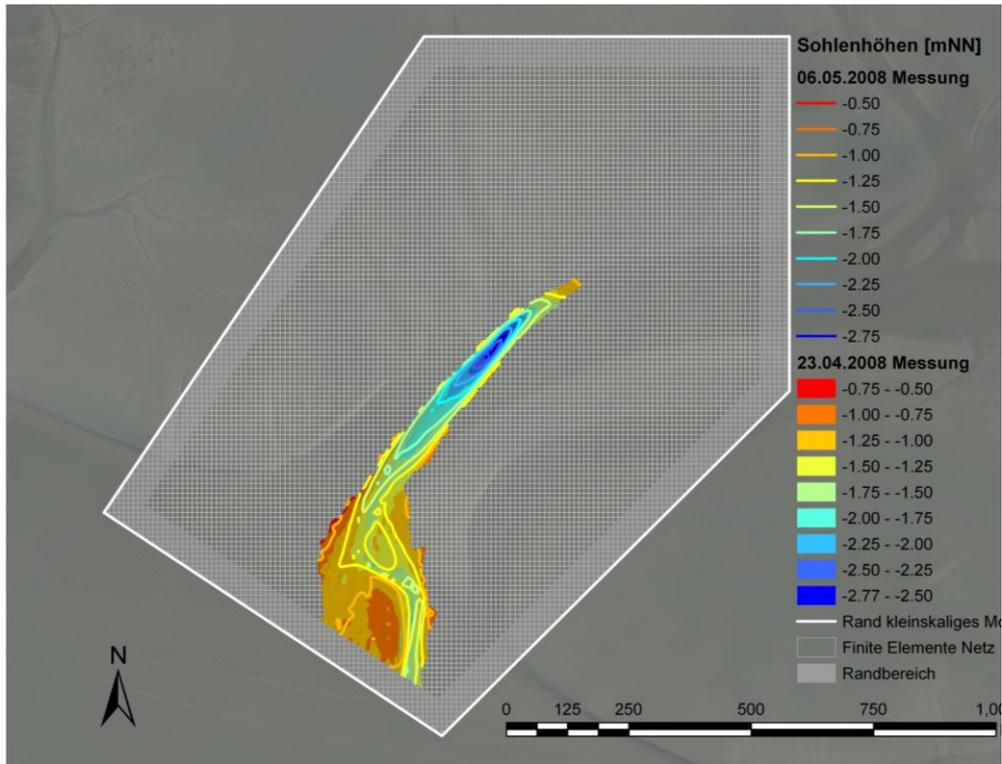


Abbildung 4.21 Vergleich der gemessenen Sohlenhöhen (23.04.2008 und 06.05.2008)

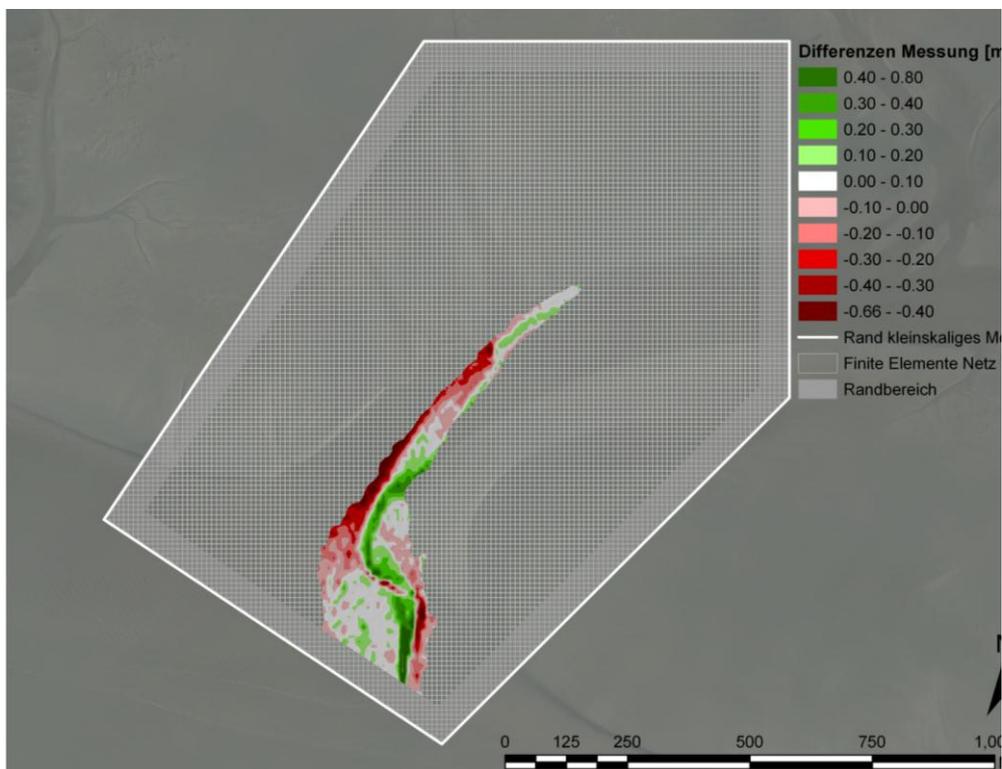


Abbildung 4.22 Gemessene Änderungen der Sohlenhöhen im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008

Die hydrologischen Einwirkungen des kleinräumigen Modells ergeben sich aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Betrachtung des großräumigen Modells sowie der Berücksichtigung des Seegangs. Die innerhalb des Berechnungszeitraums Frühjahr 2008 aufgezeichneten Pegelwerte in Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven sind in Abbildung 4.23 dargestellt, die in Cuxhaven gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Abbildung 4.24. In den Pegelwerten ist der 14-tägige Spring-Nipp-Zyklus der Gezeiten sehr gut zu erkennen. Während des Berechnungszeitraums herrschten geringe bis leichte, teils schwache Winde aus verschiedenen Richtungen (siehe Abbildung 4.24). Im Untersuchungsgebiet lag die signifikante Wellenhöhe bei 0,10 bis 0,20 m, in Spitzen bei bis zu 0,40 m bei einer Peakperiode zwischen 1,5 und fünf Sekunden. Als Richtung für den Seegang wird die jeweils vorherrschende Windrichtung angenommen.

Für die Betrachtung des Stofftransports werden die im Untersuchungsgebiet gemessenen Sedimentkonzentrationen auf die Randlinien des kleinräumigen Modells übertragen. Für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 werden die Messwerte von der Position 3(2008) auf die Randlinien eins und drei, von der Position 15 auf die Randlinie zwei und von der Position 13 auf die Randlinien vier und fünf transferiert (siehe Abbildung 4.2). Datenlücken werden manuell mit vergleichbaren Werten aus anderen Zeiträumen gefüllt (vgl. Abschnitt 4.3.3). Die wegen des Trockenfallens der Messgeräte nicht aufgezeichneten Sedimentkonzentrationen bei Tideniedrigwasser werden durch lineare Interpolation zwischen den davor und danach gemessenen Daten bestimmt. Die Sedimentkonzentrationen schwanken gezeitenabhängig, aber ohne Auffälligkeiten, zwischen 500 und 3.000 mg/l.

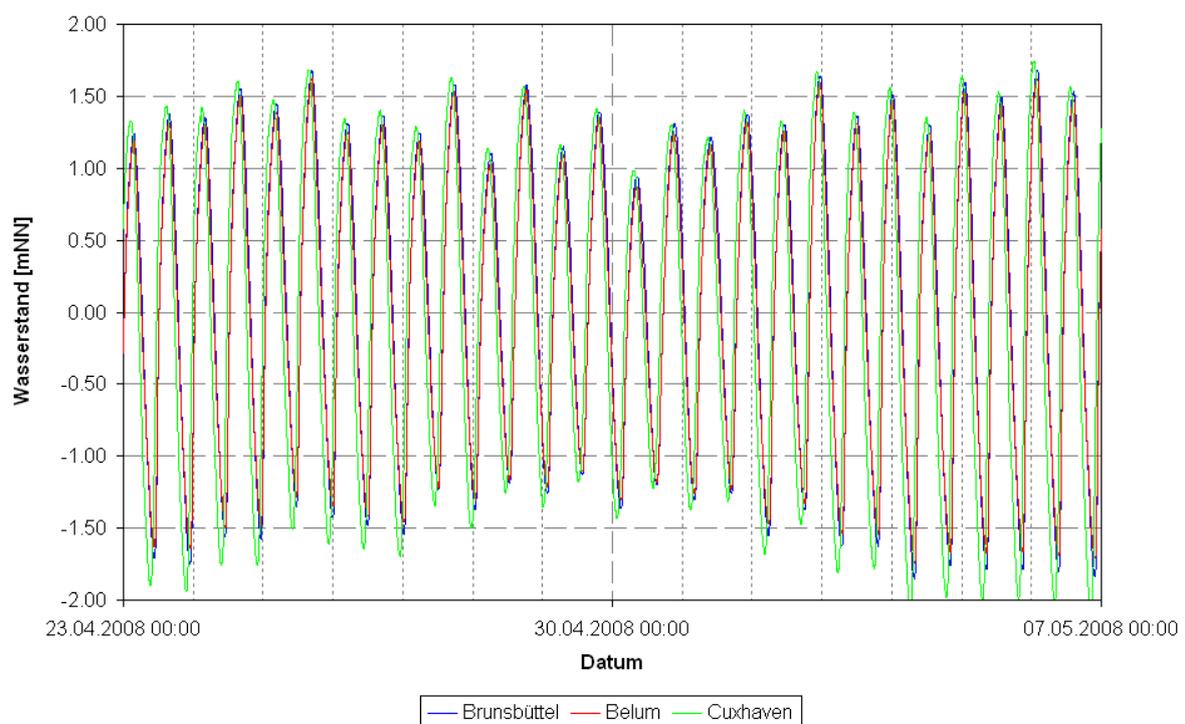


Abbildung 4.23 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Berechnungszeitraum Frühjahr 2008)

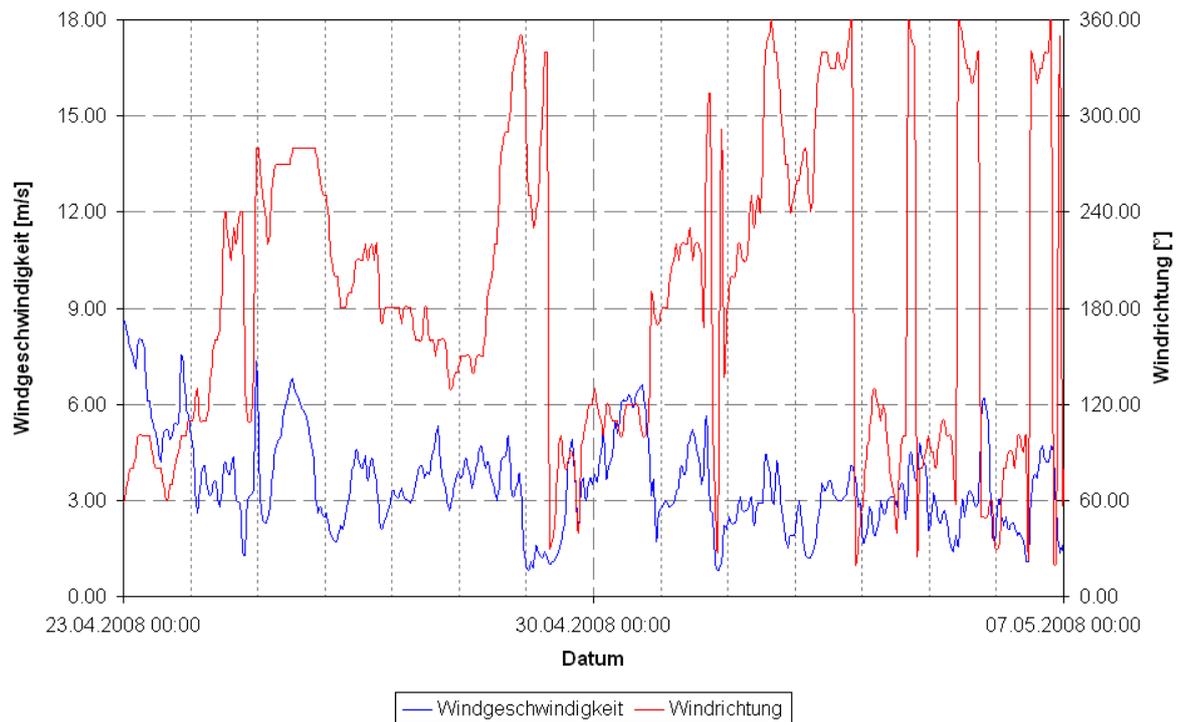


Abbildung 4.24 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Cuxhaven (Berechnungszeitraum Frühjahr 2008)

4.4.2 Berechnungszeitraum Spätsommer 2008

Der Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 umfasst die Dauer vom 21.08.2008 13:00 Uhr bis zum 25.09.2008 13:00 Uhr. Wie auch im Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 ist die Sohlenlage der Neufelder Rinne und ihrer Einfahrt sowohl zum Start- als auch zum Endzeitpunkt aus den von ALBERS [1] durchgeführten Fächerecholotaufnahmen bekannt. Alle zu diesen Zeitpunkten nicht eingemessenen Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells entstammen auch hier der Laserscanbefliegung aus dem Jahr 2007 (vgl. Abschnitt 4.3.3). Die aus dem Zusammenfügen der Daten resultierenden Unstetigkeiten in den Sohlenhöhen an den Übergängen zwischen den Datenherkünften wurden in Einzelfällen wieder manuell angepasst um Instabilitäten in der Berechnung der hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet vorzubeugen. Die Sohlenhöhen des kleinräumigen Modells zum Startzeitpunkt der Berechnung sind in Abbildung 4.25 dargestellt. Die zum Endzeitpunkt des Berechnungszeitraums gemessenen Sohlenhöhen sind in der gleichen Weise in Abbildung 4.26 wiedergegeben. In beiden Darstellungen sind die Bereiche der jeweils mit dem Fächerecholot zu diesen Zeitpunkten eingemessenen Daten wieder mit einem blauen Polygonzug markiert. VON LIEBERMAN und ALBERS [43] beschreiben die Charakteristik der am 21.08.2008 gemessenen Sohlenhöhen sowie deren Entwicklung seit der Messung im Mai (vgl. Abschnitt 4.4.1) zusammengefasst wie folgt:

- Die Achse des Hauptteils der Neufelder Rinne hat sich im Uhrzeigersinn gedreht. Beide Böschungen folgten dieser Rotation. Der zugehörige Drehpunkt befindet sich näherungsweise an der tiefsten Stelle der Auskolkung.
- Der tiefere Teil um die Auskolkung herum hat sich vergrößert.
- Die Einfahrt befindet sich nun weiter westlich als im Mai. Daraus folgern VON LIEBERMAN und ALBERS [43], dass in der Zwischenzeit der Prallhang durchstoßen wurde und damit die Ausbildung einer neuen Einfahrt sowie ein Verlanden des Altarms stattgefunden haben muss.
- Eine neu gebildete Barre zwischen dem Einfahrtsbereich und dem Hauptteil der Rinne verhindert bei Tideniedrigwasser eine Verbindung der Neufelder Rinne zum tieferen Wasser.

Weiterhin erkannten VON LIEBERMAN und ALBERS [43] in der am 25.09.2008 aufgezeichneten Bathymetrie die nachstehenden Entwicklungen:

- Die Drehung hat sich ein wenig fortgesetzt.
- Die Nordwestböschung des Hauptteils ist weiter nach Nordwesten gewandert.
- Die Ausdehnung des tieferen Teils der Rinne hat sich weiter vergrößert.
- Der Einfahrtsbereich hat sich wieder in Ostrichtung verschoben.
- Der Verlauf der Einfahrt zeichnet sich definierter ab als im August.

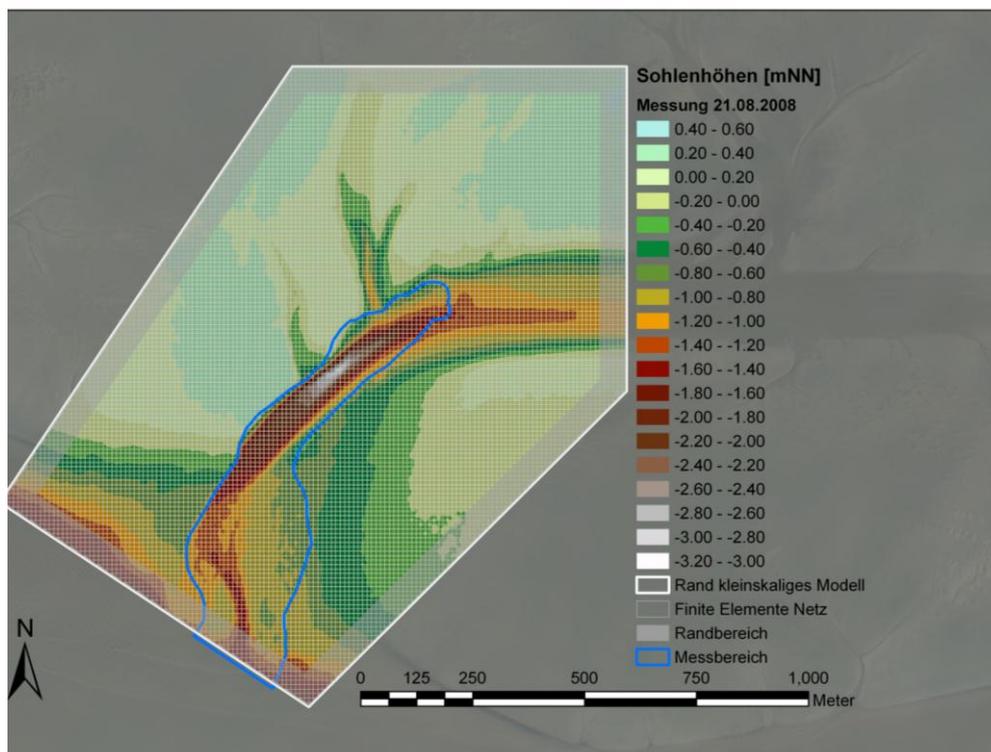


Abbildung 4.25 Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 21.08.2008 13:00 Uhr

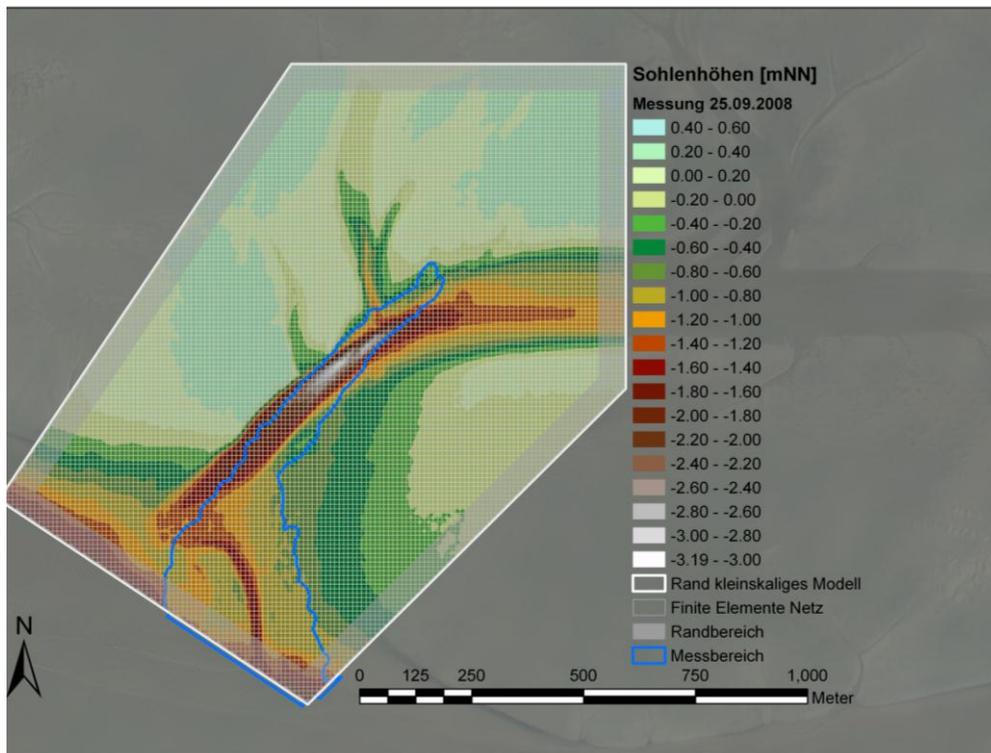


Abbildung 4.26 Gemessene Sohlenhöhen in den Grenzen des kleinräumigen Modells zum Zeitpunkt 25.09.2008 13:00 Uhr

Diese morphologischen Prozesse innerhalb des Berechnungszeitraums sind neben den Darstellungen der Sohlenhöhen in Abbildung 4.25 und Abbildung 4.26 auch in zwei weiteren Grafiken visualisiert. In Abbildung 4.27 ist die Basismessung vom 21.08.2008 flächig und farblich entsprechend der Sohlenhöhen dargestellt, während die Sohlenhöhen der Endbathymetrie in farblich ebenso gestaffelten Konturen eingetragen sind. Auch hier werden beide Messungen nur im Schnittgebiet der aktuellen Messbereiche abgebildet. Wie auch im Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 zeigt diese Form der Darstellung auch für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 die beschriebenen Änderungen der Prielstruktur gerade im Einfahrtsbereich der Rinne besonders gut auf. Die Differenzen der innerhalb des Berechnungszeitraums gemessenen Sohlenhöhen sind in Abbildung 4.28 abgebildet, wobei die Erosion (rot) und die Deposition (grün) farblich unterschiedlich dargestellt werden. Je stärker sie ausfallen, desto dunkler werden sie jeweils farblich dargestellt. In dieser Grafik ist insbesondere die Bewegung der Rinneneinfahrt nach Osten sehr gut zu erkennen. Zudem ist die Drehung des Hauptteils der Neufelder Rinne um den gedachten Drehpunkt an der Stelle der Auskolkung zu sehen.

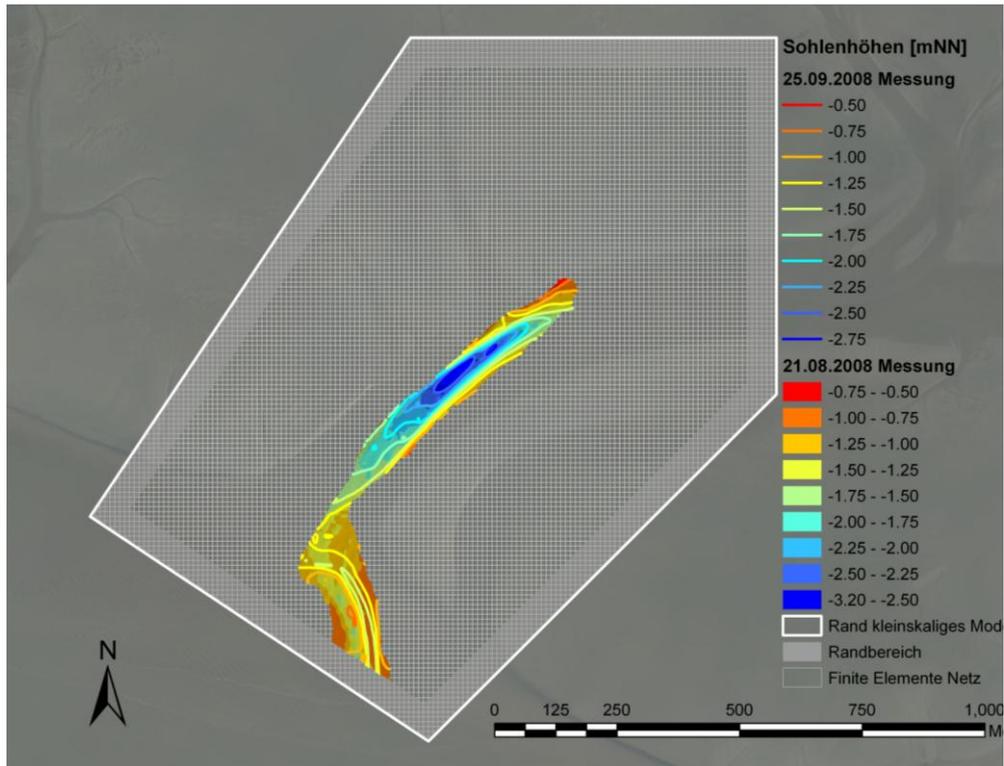


Abbildung 4.27 Vergleich der gemessenen Sohlenhöhen (21.08.2008 und 25.09.2008)

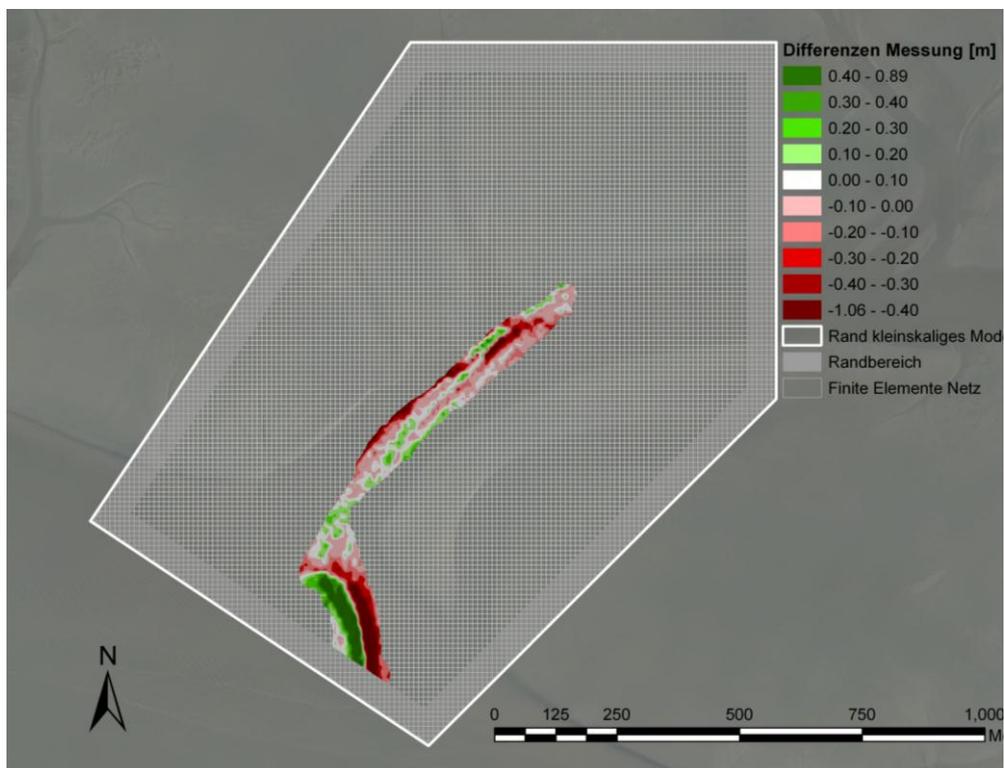


Abbildung 4.28 Gemessene Änderungen der Sohlenhöhen im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008

Die hydrologischen Einwirkungen des kleinräumigen Modells ergeben sich aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Betrachtung des großräumigen Modells sowie der Berücksichtigung des Seegangs. Die innerhalb des Berechnungszeitraums Spätsommer 2008 aufgezeichneten Pegelwerte in Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven sind in Abbildung 4.29 dargestellt, die in Cuxhaven gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Abbildung 4.30. In den Pegelwerten ist der 14-tägige Spring-Nipp-Zyklus der Gezeiten gut zu erkennen, er unterliegt jedoch windbedingten Schwankungen (siehe Abbildung 4.29). Während des ersten drei Wochen des Berechnungszeitraums herrschten leichte bis schwache, teils sogar nur geringe Winde aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung. Am 12. September 2008 wurde ein Starkwindereignis aus östlicher Richtung aufgezeichnet. Der Wind schwächte am Folgetag auf mäßige bis frische Stärke ab, bevor er für die restliche Dauer des Berechnungszeitraums wieder leicht bis schwach wehte. Die östliche Windrichtung blieb dabei erhalten (siehe Abbildung 4.30). Das dem Starkwindereignis entsprechende Herausdrücken des Wassers aus der Elbmündung in Richtung der Nordsee und die damit einhergehenden niedrigen Wasserstände sind in den Pegelaufzeichnungen gut sichtbar (siehe Abbildung 4.29). Während des Berechnungszeitraums lag die signifikante Wellenhöhe im Untersuchungsgebiet bei 0,10 bis 0,30 m, in Spitzen bei bis zu 0,60 m bei einer Peakperiode zwischen 1,5 und fünf Sekunden. Als Richtung für den Seegang wird wieder die jeweils vorherrschende Windrichtung angenommen.

Die im Untersuchungsgebiet gemessenen Sedimentkonzentrationen werden für die Betrachtung des Stofftransports auf die Randlinien des kleinräumigen Modells übertragen. Für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 werden die Messwerte von der Position 3(2008) auf die Randlinien eins und drei, von der Position 15 auf die Randlinie zwei und von der Position 13 auf die Randlinien vier und fünf transferiert (siehe Abbildung 4.2). Datenlücken werden manuell mit vergleichbaren Werten aus anderen Zeiträumen gefüllt (vgl. Abschnitt 4.3.3). Die wegen des Trockenfallens der Messgeräte nicht aufgezeichneten Sedimentkonzentrationen bei Tideniedrigwasser werden durch lineare Interpolation zwischen den davor und danach gemessenen Daten bestimmt. In den ersten drei Wochen des Berechnungszeitraums schwanken die Sedimentkonzentrationen gezeitenabhängig zwischen 500 und 1.500 mg/l, teilweise steigen sie auch bis 2500 mg/l an. Durch das Starkwindereignis schnellen die Konzentrationen am 12. September 2008 auf 3000 bis 4000 mg/l hoch. Über eine Dauer von rund vier Tagen sinken sie anschließend wieder auf die vorherigen Werte mit den zugehörigen Schwankungen ab.

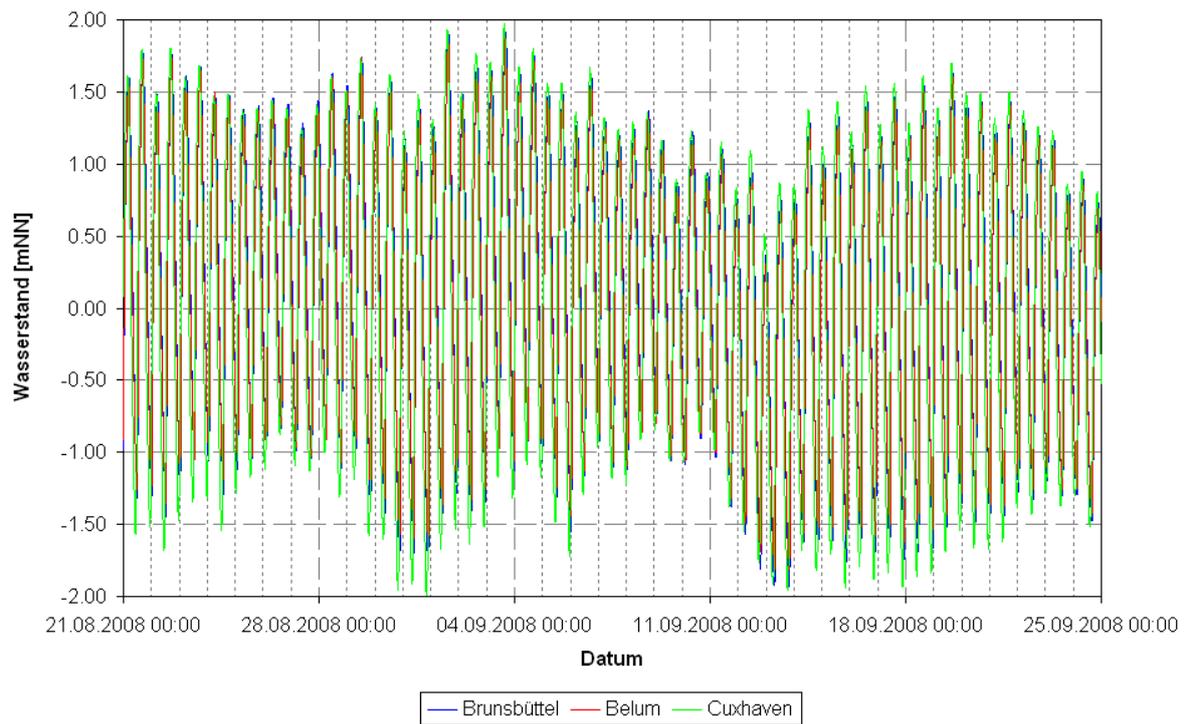


Abbildung 4.29 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Berechnungszeitraum Spätsommer 2008)

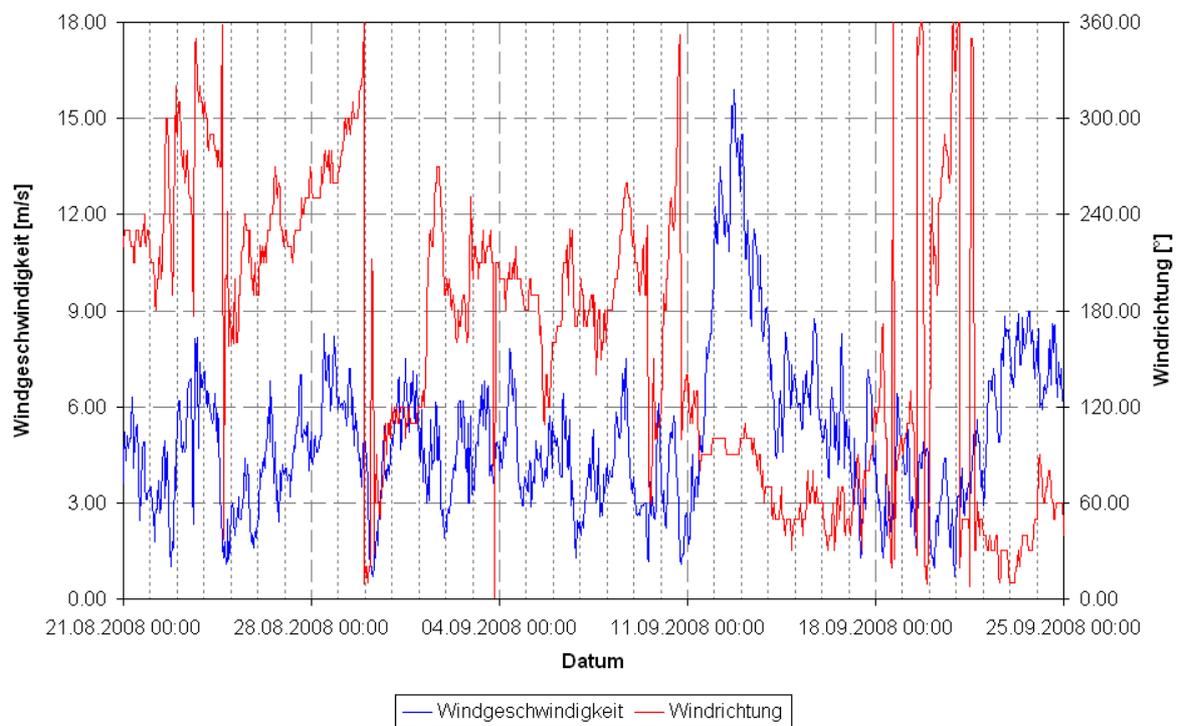


Abbildung 4.30 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Cuxhaven (Berechnungszeitraum Spätsommer 2008)

4.4.3 Detaillierte Betrachtung der einwirkenden Größen

Die detaillierte Betrachtung der einwirkenden Größen umfasst die Dauer vom 03.09.2008 00:00 Uhr bis zum 04.09.2008 00:00 Uhr und ist somit ein 24-stündiger Ausschnitt des Berechnungszeitraums Spätsommer 2008. In dem hier betrachteten Zeitraum bestehen weder in den hydrologischen Einwirkungen noch in den Sedimentkonzentrationen Auffälligkeiten. Es wehte leichter Ostwind. Wegen der fehlenden Besonderheiten in den Verläufen der hydrodynamischen Größen ist der gewählte Zeitraum prädestiniert, um die Details der einwirkenden Größen zu untersuchen.

Anhand der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (siehe Abbildung 4.31) können die zeitlichen Differenzen der Strömungsumkehr bestimmt werden. Sowohl das Tidehochwasser als auch das Tideniedrigwasser treten in Brunsbüttel im Vergleich zu Cuxhaven rund eine Stunde zeitverzögert auf. Während die Tidehochwasser an beiden Pegeln ungefähr genauso hoch auflaufen, erreichen die Tideniedrigwasser in Cuxhaven einen in etwa um 0,25 m geringeren Wasserstand als in Brunsbüttel. Dadurch resultiert, dass das Wasserspiegelgefälle mit dem Verlauf der Tide einhergehend die Richtung wechselt. Lediglich bei einer Sturmflut (hier nicht dargestellt) verbleiben die Pegelwerte bei Cuxhaven permanent oberhalb des Brunsbütteler Pegels. Der an Position 3(2008) (siehe Abbildung 4.2) gemessene Seegang ist in Abbildung 4.32 dargestellt. Während die Peakperiode sich im Bereich 2,5 Sekunden stabil verhält, steigt und sinkt die signifikante Wellenhöhe mit dem Wasserstand. Kurz vor Eintritt der Tidehochwasser erreicht sie jeweils ihren Maximalwert.

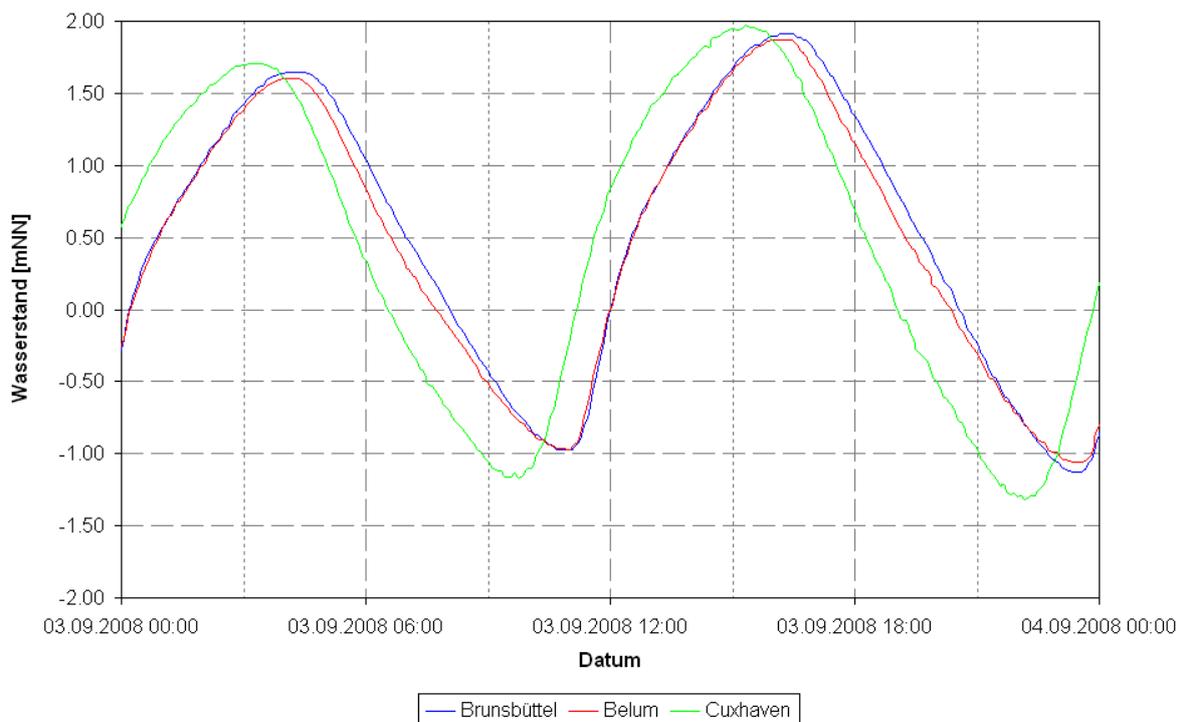


Abbildung 4.31 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Wasserstände an den Pegeln Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven (Detailausschnitt 03.09.2008)

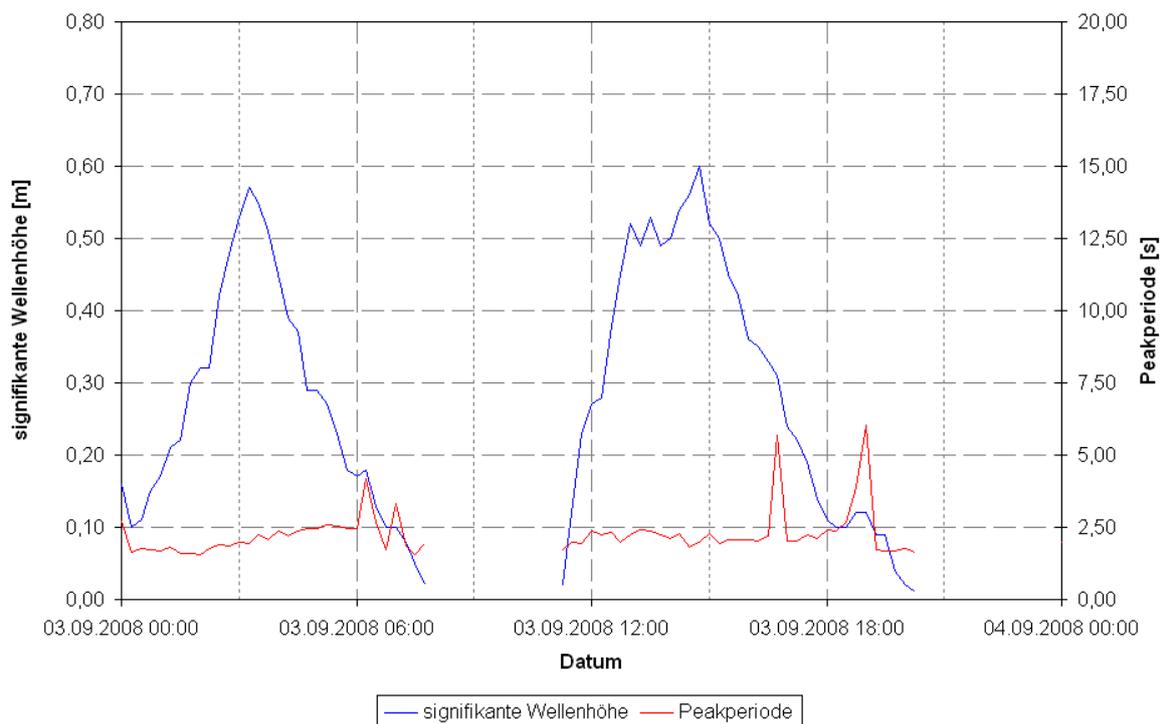


Abbildung 4.32 Zeitlicher Verlauf der aus den Wasserstandsmessungen bestimmten signifikanten Wellenparameter im Untersuchungsgebiet (Detailausschnitt 03.09.2008)

Für die Betrachtung der Sedimentkonzentrationen im Untersuchungsgebiet werden jeweils die gleitenden Mittel über einen Zeitraum von 30 Minuten gebildet und über die Zeit aufgetragen (siehe Abbildung 4.33). In der Darstellung ist zu erkennen, dass die Größen nicht nur zwischen den Messpositionen schwanken, sondern auch deutlich im Verlauf einer Tide. Ferner unterscheiden sich die Verläufe zwischen den beiden abgebildeten Tidezyklen. ALBERS [1] zeigte in seinen Untersuchungen charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an verschiedenen Messpositionen auf (siehe Abbildung 4.7). Diese aus mehreren Tiden generierten Muster sind auch in den Konzentrationsverläufen der beiden Tiden des 03. September 2008 zu finden (siehe Abbildung 4.33).

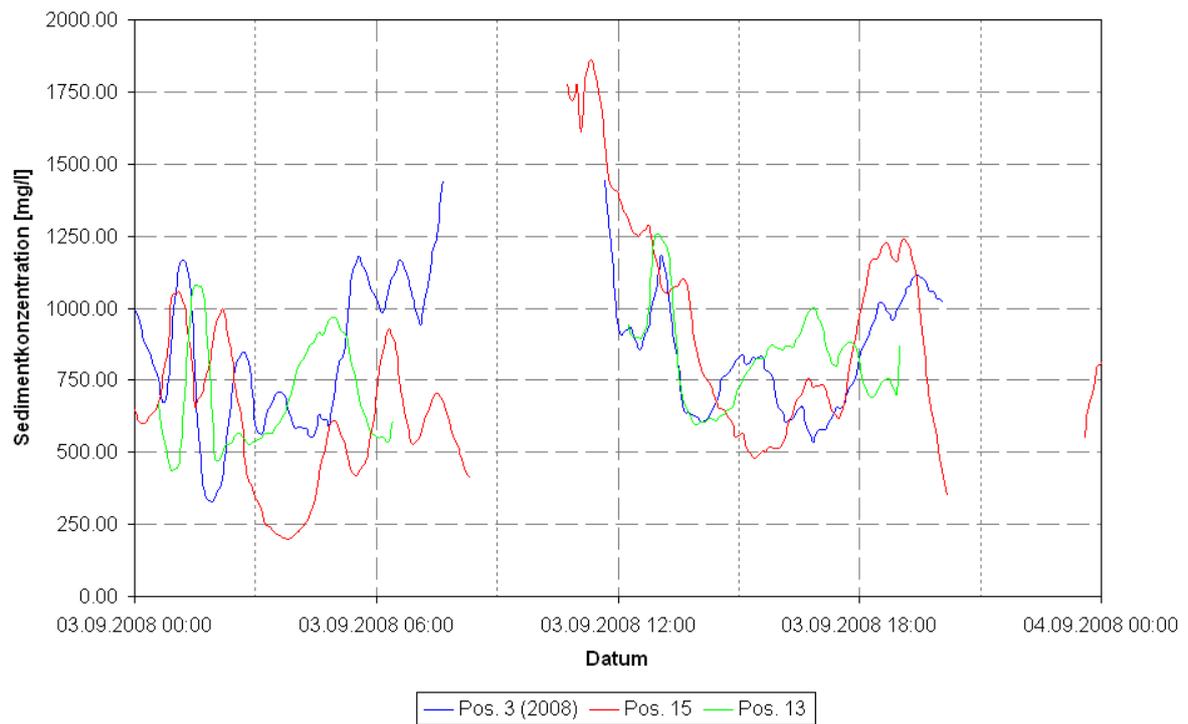


Abbildung 4.33 Zeitlicher Verlauf der gemessenen Sedimentkonzentrationen an den Messpositionen 3 (2008), 15 und 13 (Detailausschnitt 03.09.2008)

5 Berechnungsergebnisse

Für den Anwendungsfall Neufelder Watt wurde eine neue Methode zur numerischen Modellierung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt gefunden und eingesetzt. Die Ergebnisse der Modellierung werden in diesem Kapitel nach den abgebildeten Prozessen und innerhalb der eingesetzten Modelle gegliedert dargestellt.

5.1 Abbildung der hydrodynamischen Prozesse

Die Abbildung der hydrodynamischen Prozesse erfolgt sowohl im groß- als auch im kleinräumigen Modell. Die Beschreibung der Berechnungsergebnisse erfolgt für das jeweilige Modell getrennt für die Wasserstände und Strömungen.

5.1.1 Großräumiges Modell

Die Abbildung der hydrodynamischen Prozesse innerhalb des großräumigen Modells ist notwendig, um die Randwerte zur Steuerung des kleinräumigen Modells zu gewinnen. Zusätzlich können dabei jedoch auch Informationen über die Strömungsprozesse im Mündungstrichter der Elbe, insbesondere über den Ablauf der Be- und Entwässerung der ausgedehnten Wattflächen, gesammelt werden.

5.1.1.1 Wasserstände in der Elbmündung

Die Betrachtung der modellierten Wasserstände für das gesamte Modellgebiet zeigt, wie das Spiegelliniengefälle zu dem jeweiligen Zeitpunkt innerhalb der Modellgrenzen verteilt ist. In Abbildung 5.1 sind die Wasserstände kurz vor Eintritt des Tideniedrigwassers am Vormittag des 3. September 2008 farblich in einer Draufsicht dargestellt. Der Darstellung ist zunächst zu entnehmen, dass die großflächige Wattfläche und der Medemgrund vollständig entwässert sind. Einzig das Elbefahrwasser, die nördlich des Medemgrund liegende Medemrinne, der Zufluss zur Oste, das Klotzenloch sowie einige größere Priele sind noch mit Wasser bedeckt. Die Entwässerung der Wattflächen über die Prielsysteme wird also vom Modell erfasst. Zwischen dem Zuflussrand bei Brunsbüttel bzw. bei Belum und dem Abflussrand bei Cuxhaven ist eine Differenz des Wasserstandes von rund 50 cm zu erkennen. Sein Gefälle ist gleichmä-

big verteilt. Gleichzeitig tritt auch innerhalb der langgestreckten Priele ein ebenso regelmäßig verteiltes Spiegelliniengefälle auf.

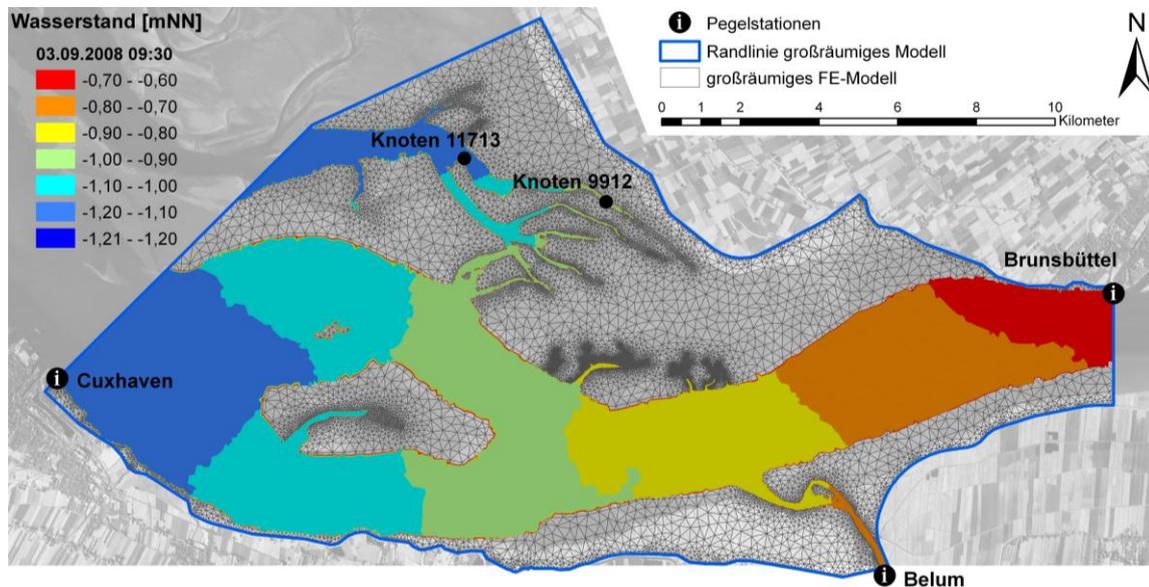


Abbildung 5.1 Modellierter Wasserstände im großräumigen Modell kurz vor Eintritt des Tideniedrigwassers

In Abbildung 5.2 sind in einer detaillierteren Betrachtung die Wasserstandsverläufe der in Abbildung 5.1 markierten, sich in einem solchen Priel befindenden Modellknoten 9.912 und 11.713 aufgetragen über die Zeit dargestellt. Außerdem ist die Differenz zwischen den beiden Wasserständen abgebildet. Es ist zu erkennen, dass sowohl das Tidehochwasser als auch das Tideniedrigwasser zeitlich um 15 Minuten versetzt, also entsprechend einer Zeitschrittweite des Modells, eintreten. Während das Tidehochwasser gleich hoch aufläuft, tritt bei Tideniedrigwasser eine Differenz von einigen Zentimetern auf. Die Wasserstandsdifferenz weist ihre Extrema zu Beginn der Flutphase und im mittleren Teil der Ebbephase auf. Während der Tidehoch- und kurz nach Tideniedrigwasser finden Nulldurchgänge statt. Dabei ist zu beobachten, dass die Extrema bei auflaufendem Wasser höher ausfallen als bei ablaufendem Wasser. Dieses Phänomen entsteht, weil das Wasser durch die Flut in die Priele herein gedrückt wird, während die Strömungsumkehr aufwärts des Priels zeitverzögert auftritt. Zusätzlich verringert sich der Fließquerschnitt entlang des Priels. Die hohen Werte bei auflaufendem Wasser werden nur für einen sehr kurzen Zeitraum erreicht, während sie in der Ebbephase für eine längere Dauer auftreten. Ihr Auftreten beginnt kurz nachdem der Zustrom, bedingt durch die entwässerten Wattflächen, von Oberwasser abreißt. Der Strömungsdruck resultiert anschließend nur noch aus den Zuflüssen von den Wattflächen in den Priel. Da jedoch große Flächen des Watts in den Priel entwässern, entsteht ein hohes Spiegelliniengefälle. In der Flutphase ist zu beobachten, dass ein bis zwei Stunden vor Eintritt des Tidehochwassers, bei ein paar verbleibenden Zentimetern Differenz, ein Sattelpunkt im Verlauf der Wasserstandsdifferenz vorliegt.

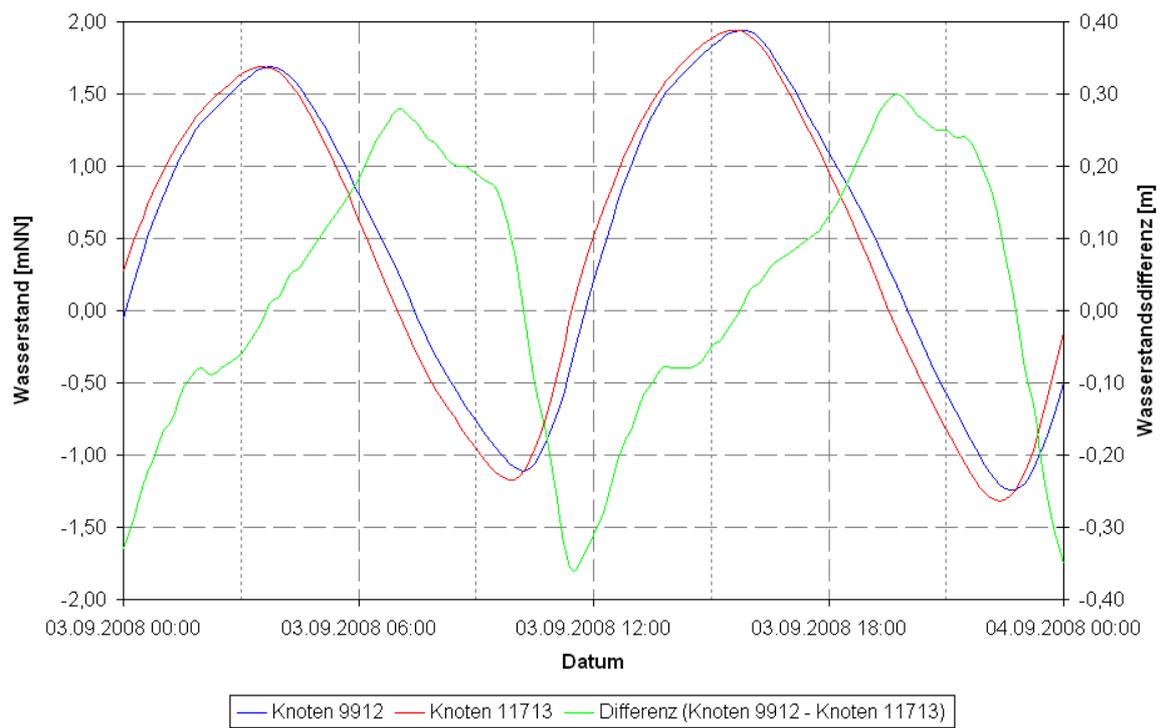


Abbildung 5.2 Berechnete Wasserstände und Wasserstandsdifferenzen an zwei Positionen eines Priels

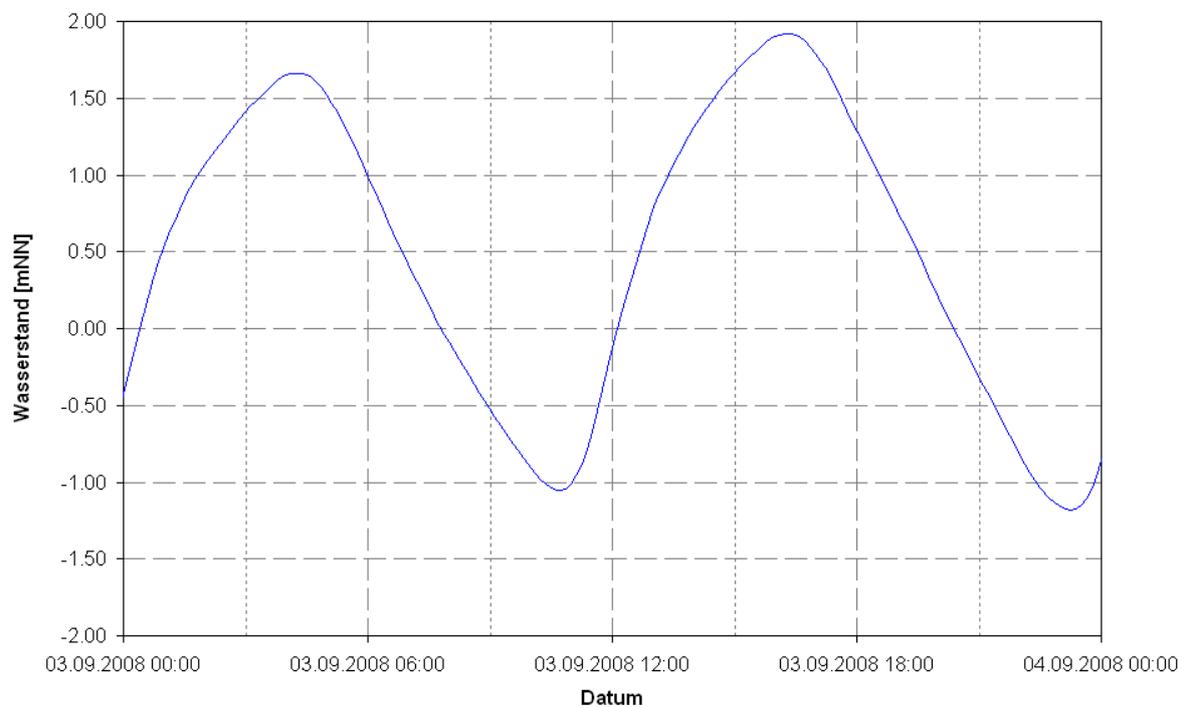


Abbildung 5.3 Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Wasserstände auf der Randlinie eins des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008)

Als Randwerte für das kleinräumige Modell werden u.a. die im großräumigen Modell berechneten Wasserstände an Randlinie eins des kleinräumigen Modells nach Gleichung (4.1) integriert und anschließend transferiert. Der zeitliche Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Wasserstände ist in Abbildung 5.3 für den Detailausschnitt des 03. September 2008 dargestellt. Im Vergleich mit den in Abbildung 4.31 abgebildeten Wasserständen an den offenen Rändern des großräumigen Modells ist zu erkennen, dass der Zeitpunkt des Tidehochwassers an Randlinie eins in etwa mit dem bei Brunsbüttel übereinstimmt. Das Tideniedrigwasser tritt hingegen rund 15 Minuten früher als bei Brunsbüttel ein. Die Höhe des Wasserstandes bei Tideniedrigwasser ist näherungsweise der Mittelwert der Tideniedrigwasserstände bei Brunsbüttel und Cuxhaven. Die Tidehochwasserstände differieren zwischen Brunsbüttel und Cuxhaven nur um wenige Zentimeter. Die berechneten Werte auf Randlinie eins liegen auch in diesem Bereich.

5.1.1.2 Strömungen in der Elbmündung

Als Randwerte für das kleinräumige Modell werden an den Randlinien zwei bis fünf des kleinräumigen Modells die an diesen Positionen im großräumigen Modell berechneten Durchflüsse nach Gleichung (4.2) integriert und anschließend transferiert. Die zeitlichen Verläufe der im großräumigen Modell berechneten Durchflüsse sind für den Detailausschnitt 03. September 2008 in Abbildung 5.4 dargestellt, die modellierten Strömungsrichtungen in Abbildung 5.5.

Der größte Durchfluss tritt an den Randlinien zwei und fünf auf. Dies begründet sich zum einen durch die Länge dieser Randlinien und zum anderen durch die Ausrichtungen dieser Randlinie, die nahezu orthogonal zur Hauptströmungsrichtung sind. Der Zeitpunkt der Strömungsumkehr ist für die Tidehochwasser (vgl. Abbildung 5.3) an den lokalen Minima gegen 05:00 Uhr und gegen 17:00 sehr gut erkennbar. Der maximale Durchfluss der Flutphase übertrifft an diesen beiden Randlinien den der Ebephase um das Zwei- bis Dreifache. Grund dafür ist die Topographie der Elbmündung: durch deren Trichterform ist der Druck aus Richtung der Nordsee bei auflaufendem Wasser (Verengung des Fließquerschnitts) deutlich größer als der Druck von Oberwasser bei ablaufendem Wasser (Aufweitung des Fließquerschnitts). Der Durchfluss an Randlinie drei verläuft ähnlich wie an den Randlinien zwei und fünf. Jedoch entspricht hier der maximale Durchfluss in der Flutphase ungefähr dem in der Ebephase. Dies erklärt sich aus der Lage der Randlinie drei, welche die Neufelder Rinne senkrecht schneidet. Daraus resultiert, dass der Hauptanteil des Durchflusses über diese Randlinie aus dem Durchfluss durch die Neufelder Rinne besteht und damit unabhängig von der Trichterform der Elbmündung ist. Randlinie vier liegt in etwa parallel zur Hauptströmungsrichtung. Daher sind weder die Strömungsumkehr noch weitere markante Zeitpunkte im Verlauf des Durchflusses erkennbar. Für die Durchflüsse an allen Randlinien gilt, dass sie zum Zeitpunkt des Tideniedrigwassers näherungsweise gleich Null sind.

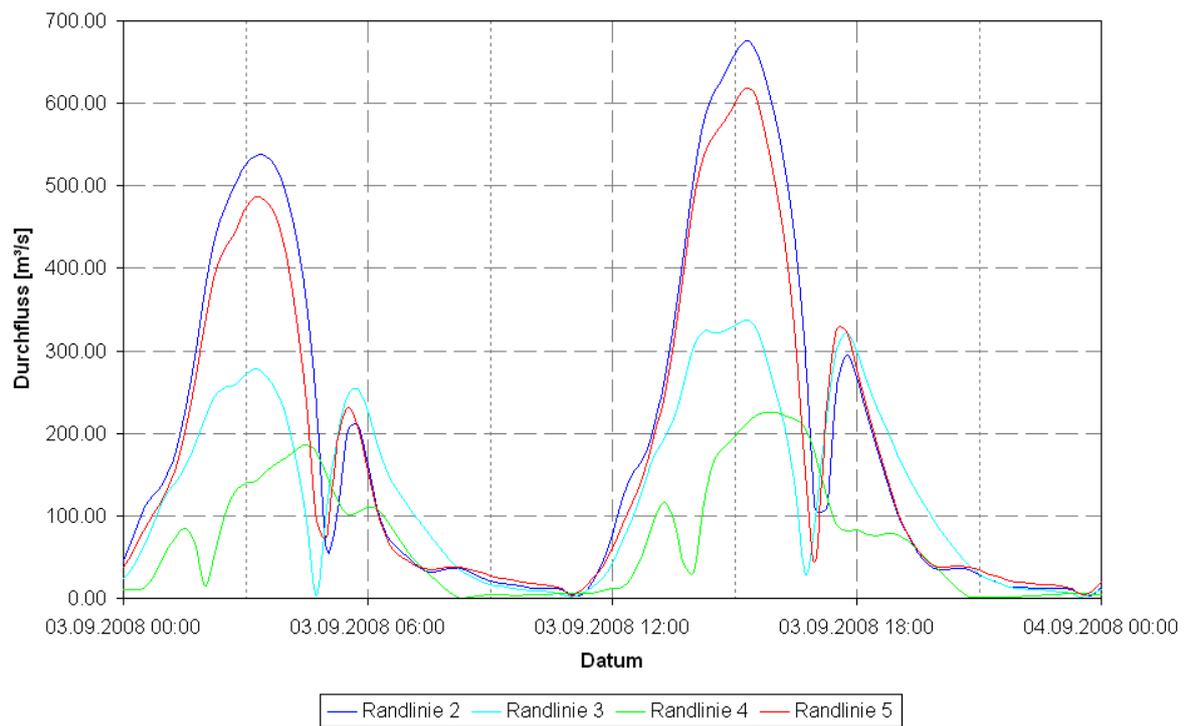


Abbildung 5.4 Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Durchflüsse über die Randlinien zwei bis fünf des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008)

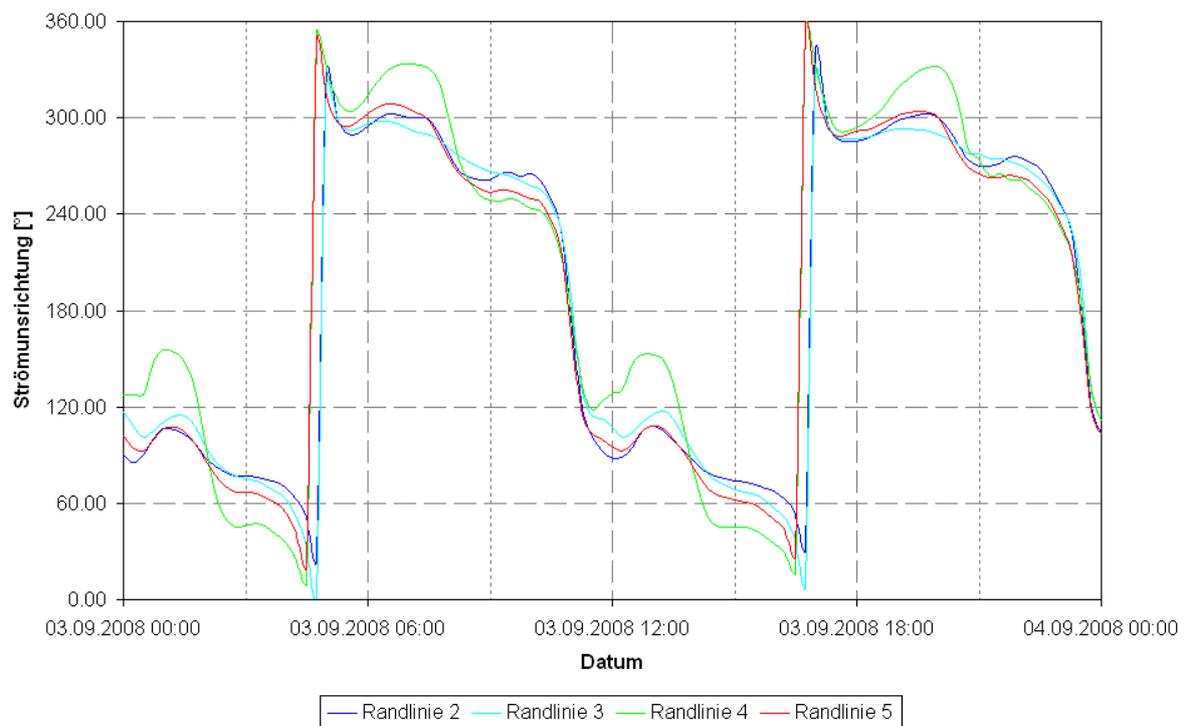


Abbildung 5.5 Zeitlicher Verlauf der im großräumigen Modell berechneten Strömungsrichtungen der Durchflüsse über die Randlinien zwei bis fünf des kleinräumigen Modells (Detailausschnitt 03.09.2008)

Die Verläufe der Strömungsrichtungen (siehe Abbildung 5.5) sind für alle vier Randlinien in etwa gleich. Nur die Werte für Randlinie vier weichen für je zwei bis drei Stunden nach der Strömungsumkehr ein wenig davon ab. Für alle Randlinien ist die Strömungsumkehr sehr gut zu erkennen. Bei Tidehochwasser erfolgt ein kontinuierlicher Übergang der Strömungsrichtung von 60° auf 300° . Bei Tideniedrigwasser dreht die Richtung kontinuierlich von 240° auf 120° . Diese Richtungen ergeben sich aus den Ausrichtungen der westlich und östlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Wattflächen. Weiterhin ist zu beobachten, dass sich die Strömungsrichtung während der Ebbephase langsam von 300° auf 240° verändert und in der Flutphase von 120° auf 60° . Die Strömungsrichtung zu Beginn der Ebbephase wird also von der Ausrichtung der westlich des Untersuchungsgebiets liegenden Wattflächen bestimmt. Mit sinkendem Wasserstand nimmt ihr Einfluss, bedingt durch das Trockenfallen der Flächen, ab und die Strömungsrichtung dreht sich entsprechend der Ausrichtung der östlich gelegenen Wattflächen. In der Flutphase ergibt sich das umgekehrte Bild. Zunächst drückt das Wasser aus Richtung der westlichen Wattflächen in das kleinräumige Modellgebiet ein, bevor anschließend auch die westlich gelegenen Wattflächen wieder überflutet werden und fortan wieder die Strömungsrichtung beeinflussen.

5.1.2 Kleinräumiges Modell

Durch die Abbildung der hydrodynamischen Prozesse innerhalb des kleinräumigen Modells können Informationen über die detaillierten Strömungsprozesse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt gewonnen werden. Dabei kann nicht nur der zeitliche Verlauf hydrodynamischer Größen an einzelnen Punkten bestimmt werden, vielmehr können die Strömungsprozesse und auch ihre Veränderung über die Zeit flächig betrachtet werden.

5.1.2.1 Wasserstände im Neufelder Watt

Im Rahmen der Sensitivitätsanalysen wurden bereits die Verteilung der Wasserstände über das gesamte Modellgebiet sowie deren Veränderung dargestellt und diskutiert (siehe Anhang A.1). Insbesondere der Verlauf der Entwässerung der Wattflächen über die Neufelder Rinne ist in den Abbildungen A.3 und A.4 grafisch aufbereitet und soll deswegen an dieser Stelle nicht erneut dargestellt werden. Den Abbildungen kann entnommen werden, dass die Entwässerung der Wattflächen über die vorhandenen Priele in die Neufelder Rinne und von dort in die Elbe von der räumlichen und zeitlichen Auflösung des Modells erfasst wird. Die Wasserspiegeldifferenzen innerhalb der Neufelder Rinne sind für den Detailausschnitt 3. September 2008 in Abbildung 5.6 dargestellt. Die Position 92 befindet sich dabei weiter aufwärts der Neufelder Rinne als die Position 91 (vgl. Abbildung 4.2). Während der Flutphase steigt der Wasserstand von Position 91 zu Position 92, das Wasser strömt also von der Elbefahrrinne in die Neufelder Rinne herein. Das Gefälle ist zu Beginn der Flutphase am größten, da zu diesem Zeitpunkt noch kein Überströmen der Wattflächen stattfindet. Bei steigendem Wasserstand wird die Bewässerung der Wattflächen in der Differenz der Spiegellinien bemerkbar; diese wird gedämpft, da der Strömungsdruck sich nunmehr nicht mehr ausschließlich aus dem Zustrom innerhalb der Neufelder Rinne ergibt. Während der Ebbephase besteht

ein umgekehrtes Spiegelliniengefälle. Dabei verbleibt die Differenz der Wasserstände entlang der Rinne über einen längeren Zeitraum auf einem gleichmäßig hohen Niveau. Dieses ist jedoch geringer als der Maximalwert bei auflaufendem Wasser. Grund hierfür ist die Lage des Untersuchungsgebiets: Während in der Flutphase der Strömungsdruck der Elbefahrrinne für die steigenden Wasserstände in der Neufelder Rinne verantwortlich ist, resultiert der Strömungsdruck in der Neufelder Rinne bei ablaufendem Wasser lediglich aus der Entwässerung der östlich vom sowie im Untersuchungsgebiet liegenden Wattflächen. Bei auflaufendem Wasser ist die Differenz nur kurzzeitig groß; dieses Maximum tritt auf, wenn der Strömungsdruck aus der Elbe bereits an Position 91 auftritt, aber noch ohne Einfluss auf Position 92 ist.

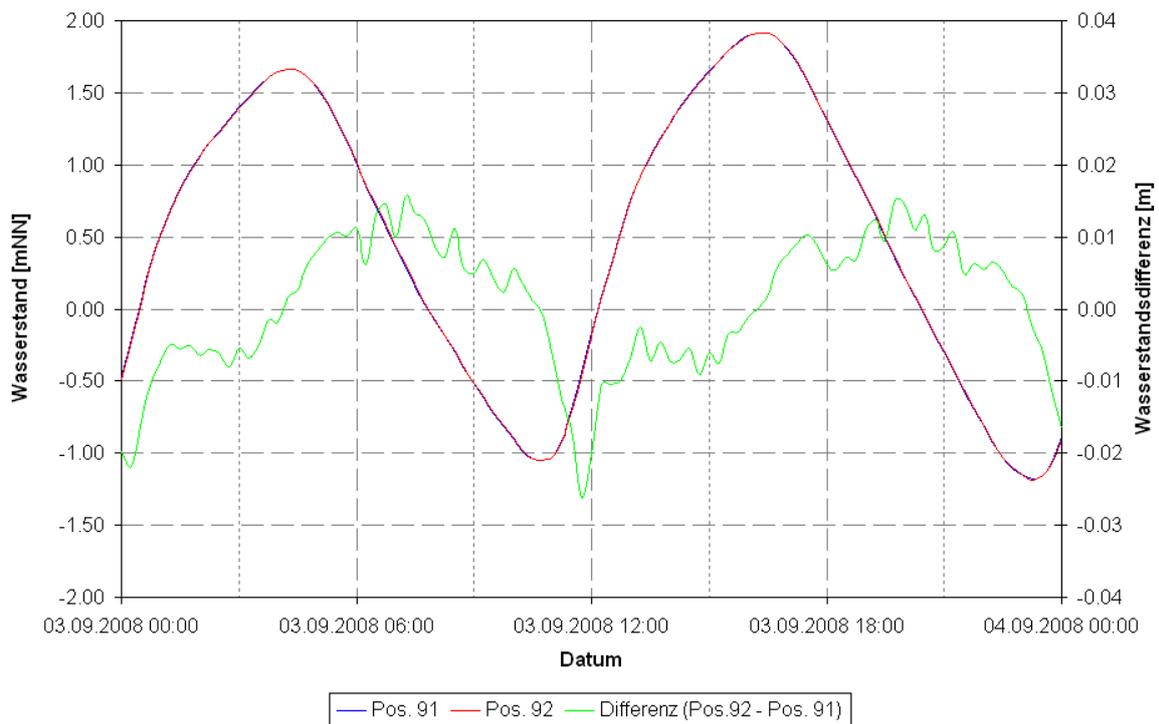


Abbildung 5.6 Berechnete Wasserstände und Wasserstandsdifferenzen an zwei Positionen in der Neufelder Rinne

5.1.2.2 Strömungen im Neufelder Watt

Die flächige Darstellung der berechneten Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen erleichtert das Erkennen der hydrodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet. In Abbildung 5.7 bis Abbildung 5.14 sind die beiden Parameter für unterschiedliche Zeitpunkte der Tide dargestellt. Dabei sind ausschließlich die oberirdischen Abflüsse abgebildet, während die durch die Marsh Porosity Option im Modell berücksichtigten unterirdischen Abflüsse nicht Inhalt dieser Betrachtungen sind.

In Abbildung 5.7 sind die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten während der Ebbephase dargestellt. Abbildung 5.8 zeigt die zum gleichen Zeitpunkt vorliegenden Strömungsrichtungen. Zum gewählten Zeitpunkt der Tide sind Teile der Wattflächen nordwestlich der Neufelder Rinne bereits trocken gefallen. Zu beobachten ist, dass die Strömungsgeschwindigkeit in der Rinne die auf den noch benetzten Wattflächen deutlich übersteigt. Zudem steigt die Strömungsgeschwindigkeit in der Rinne, je näher der Punkt an der Einmündung zur Elbe liegt. Die maximale Strömungsgeschwindigkeit liegt bei 0,45 bis 0,50 m/s. Die Strömungsgeschwindigkeit nimmt auf den Wattflächen ab, je länger der Fließweg von der Rinne ist. Die Richtungen der Strömung entsprechen innerhalb der Neufelder Rinne jeweils der Ausrichtung der Rinne, also West bzw. Süd-West. Auf der nördlichen Wattfläche fließt das Wasser in Richtung Süd, also hin zur Neufelder Rinne. Der Neufelder Sand entwässert ebenfalls in die Rinne, also in Richtung West. Über den westlich der Rinne gelegenen Wattflächen strömt das Wasser in west- bis südwestlich Richtung. Die Entwässerung dieser Flächen erfolgt also nicht über die Neufelder Rinne, sondern direkt über die Wattkante in die Elbe.

Die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten bei Tideniedrigwasser sind in Abbildung 5.9 dargestellt, die zugehörigen Strömungsrichtungen in Abbildung 5.10. Zu dem Zeitpunkt der Darstellungen wird nur noch die Neufelder Rinne durchströmt und das auch nur noch mit geringen Wassermengen. Die Wattflächen sind, abgesehen von wenigen punktuellen und deswegen vernachlässigbaren Ausnahmen, trocken. Die Strömungsgeschwindigkeiten liegen in der Einfahrt und im Hauptteil der Rinne bei 0,00 bis 0,05 m/s im, im Bereich des ost-westlichen Verlaufs bei 0,05 bis 0,10m/s. Die Strömungsrichtungen entsprechen dem Verlauf der Rinne bzw. der Einfahrt. Jedoch läuft das Wasser bereits über die Einfahrt in die Neufelder Rinne und dringt von dort weiter dem Verlauf der Rinne folgend vor, während es weiter aufwärts der Rinne noch entgegengesetzt die Rinne herab strömt. Daher herrschen in diesem oberen Teil auch noch höhere Fließgeschwindigkeiten. Die Strömungsumkehr beginnt also bei der Einfahrt und setzt sich anschließend Rinnen aufwärts fort.

Die Strömungsgeschwindigkeiten zu Beginn der Flutphase sind in Abbildung 5.11 grafisch aufbereitet, die dabei herrschenden Strömungsrichtungen in Abbildung 5.12. Die Neufelder Rinne wird nunmehr vollständig durchströmt, also nicht nur in den tiefen Bereichen in Rinnenmitte. Auch in den kleinen, gen Norden ausgerichteten Priel in der Biegung der Rinne ist wieder Wasser eingelaufen. Zudem sind erste Teile des Neufelder Sands sowie die Wattflächen in unmittelbarer Nähe zu den Wattkanten bereits wieder benetzt. Die Strömungsgeschwindigkeiten sinken innerhalb der Neufelder Rinne ab, je weiter die Lage von der Mündung in die Elbe entfernt ist. Gleichzeitig sind die Geschwindigkeiten in Rinnenmitte, aufgrund der größeren Wassertiefe, höher als an den Rinnenrändern. Die maximale Strömungs-

geschwindigkeit tritt im südlichsten Teil der Neufelder Rinne auf und liegt zwischen 0,35 und 0,40 m/s. Die Ausbreitung dieser Geschwindigkeit dem Verlauf der Rinne folgend ist sehr gut zu erkennen. Die Strömungsrichtungen entsprechen dem Verlauf der Neufelder Rinne und der Ausrichtung des auflaufenden Wassers. Auf den westlich der Rinne an die Wattkante angrenzenden Wattflächen wird die Strömung durch den Elbestrom geprägt und folgt der Richtung Ost bis Nordost. Die Wattflächen östlich der Rinne werden von der Elbe aus überströmt. Die Strömung in der Einfahrt hat durch die Überflutung über die Wattkante keine eigen geprägt Richtung.

Die Strömungsparameter bei Wiederbenetzung der Wattflächen werden in Abbildung 5.13 und Abbildung 5.14 dargestellt. Zu diesem Zeitpunkt der Flutphase ist nicht nur die Neufelder Rinne komplett mit Wasser bedeckt, sondern auch einige Teil der angrenzenden Wattflächen sind bereits wieder benetzt. Die maximale Strömungsgeschwindigkeit liegt bei über 0,50 m/s. Sie tritt in Rinnenmitte der Neufelder Rinne im Bereich des südwestlich-nordöstlichen Verlaufs auf. Die Strömungsgeschwindigkeit nimmt im weiteren Verlauf der Rinne Rinnen aufwärts ab. Auf den Wattflächen ist die Strömungsgeschwindigkeit umso geringer, je weiter der Fließweg auf den Wattflächen ist. Die Verteilung der Strömungsgeschwindigkeiten gibt, insbesondere im Bereich des Neufelder Sands, aber auch auf den anderen Wattflächen, Hinweise über den Verlauf der Strömungsprozesse. Die Strömungsrichtungen in der Neufelder Rinne entsprechen ihrem Verlauf sowie der Ausrichtung des auflaufenden Wassers. Die Wattflächen nördlich der Rinne werden von der Rinne aus überströmt. Die Wattflächen westlich der Rinne werden hingegen von der Elbe über die westlich an das Modellgebiet angrenzenden Wattflächen benetzt. Der Neufelder Sand wird im Süden von der Wattkante ausgehend wieder mit Wasser bedeckt. Gleichzeitig jedoch strömt das Wasser auch von der Neufelder Rinne wieder auf diese Flächen.

Weitere Erkenntnisse zu den Strömungsprozessen im Neufelder Watt können aus den Verläufen der berechneten Strömungsparameter an einzelnen Knoten im Untersuchungsgebiet gewonnen werden. Dafür sind in Abbildung B. 2 bis Abbildung B. 7 in Anhang B die Geländehöhen entlang ausgewählter Achsen (vgl. Abbildung B. 1) sowie die zeitlichen Verläufe der Strömungsparameter an einzelnen Knotenpunkten der Achse dargestellt. Für die auflaufende Tide ist feststellbar, dass die maximale Strömungsgeschwindigkeit etwa eine Stunde nach dem Tideniedrigwasser im Bereich der Auskolkung der Neufelder Rinne auftritt. Auf den Wattflächen treten die Maximalwerte jeweils kurz nach deren Wiederbenetzung auf. Die Strömungsgeschwindigkeiten auf den Wattflächen sind dabei, mit der Ausnahme des obersten Bereichs der Rinne, geringer als in der Neufelder Rinne. Prinzipiell ist zu erkennen, dass auf den nördlichen Wattflächen die geringsten Werte vorliegen. Die Daten zeigen weiterhin, dass die Strömungsgeschwindigkeiten auf dem Neufelder Sand höher sind, als auf den westlichen Wattflächen. Die Werte auf dem Neufelder Sand sinken mit zunehmender Entfernung von der Wattkante. Auf den nördlichen Wattflächen folgt auf das Erreichen der maximalen Strömungsgeschwindigkeit und rund 2:45 Stunden vor Eintritt des Tidehochwassers ein lokales Minimum bevor die Werte dort erneut ansteigen. Gleiches ist am östlichsten Punkt der Neufelder Rinne zu beobachten. Die Betrachtung der Strömungsrichtungen zeigt, dass sich dieses Phänomen aus der Benetzung der Wattflächen ergibt. Diese werden im Norden zunächst von

der Neufelder Rinne aus in Richtung Nordost überströmt. Zum Zeitpunkt des lokalen Minimums dreht die Strömungsrichtung sprunghaft nach Südost. Das Wasser rückt fortan über die westlich angrenzenden Wattflächen des Mündungstrichters auf diese Flächen vor.

Die zeitlichen Verläufe zeigen während der sprunghaft ablaufenden Strömungsumkehr bei Tidehochwasser minimale Strömungsgeschwindigkeiten. Auf den Wattflächen findet die Strömungsumkehr zeitverzögert zu der Umkehr in der Neufelder Rinne statt, die ihrerseits zudem innerhalb eines kürzeren Zeitraums abgeschlossen ist. Die minimalen Strömungsgeschwindigkeiten sind aufgrund dessen auf den Wattflächen höher als in der Rinne. Auf den nördlichen Wattflächen sind sie, einhergehend mit der langsamsten Strömungsumkehr, am höchsten. Innerhalb der Neufelder Rinne ist zu erkennen, dass die Strömung Rinnen aufwärts leicht zeitverzögert umkehrt. Die Strömung läuft dabei kurz vor Erreichen des Tidehochwassers in Richtung Ost bis Südost auf. Die Strömung dreht anschließend sprunghaft von Richtung West nach Südwest. Diese Richtungen resultieren aus der Ausrichtung der Flächen von denen das Wasser vor bzw. nach Erreichen des Scheitelwasserstands in das Gebiet Neufelder Watt eindringt.

In der Ebephase treten in allen Bereichen lokale Maxima der Strömungsgeschwindigkeit auf. In der Neufelder Rinne und auf dem Neufelder Sand sind ihre Werte geringer als während der Flutphase. Auf den westlichen Wattflächen sind sie hingegen größer und auf den nördlichen Wattflächen in der gleichen Größenordnung. Auf den Wattflächen ist die maximale Strömungsgeschwindigkeit geringer als in der Neufelder Rinne, wobei die Werte auf den westlichen Wattflächen höher sind als auf dem Neufelder Sand. Am niedrigsten sind die Maximalwerte jedoch auf den nördlichen Wattflächen. Die höchste Strömungsgeschwindigkeit herrscht derweil südlich der Auskolkung innerhalb der Neufelder Rinne. Von dort ausgehend nimmt dieser Wert Rinnen auf- und abwärts mit zunehmender Entfernung ab. Mit sinkendem Wasserspiegel lässt sich innerhalb der Neufelder Rinne ein kontinuierliches abdrehen der Strömung in Richtung der Rinne erkennen. Auf den Wattflächen dreht die Strömungsrichtung gleichzeitig gen Südwest ab, auf den nördlichen sogar nach Süd-Südwest entsprechend seiner Entwässerung in die von dort aus betrachtet südlich gelegene Neufelder Rinne. Dabei dreht die Richtung auf den nördlichen Wattflächen umso mehr, je östlicher der betrachtete Ort liegt. Zum Zeitpunkt des Tideniedrigwassers ist nur noch die Neufelder Rinne benetzt, die auftreten minimalen Strömungsgeschwindigkeiten sind fast gleich Null und damit kleiner als während des Tidehochwassers. Die Minimalwerte treten Rinnen aufwärts zeitverzögert auf. Die Strömungsumkehr erfolgt sprunghaft, wobei sich die Strömungsrichtung – entsprechend der Rinnenausrichtung – jeweils um rund 180° ändert.

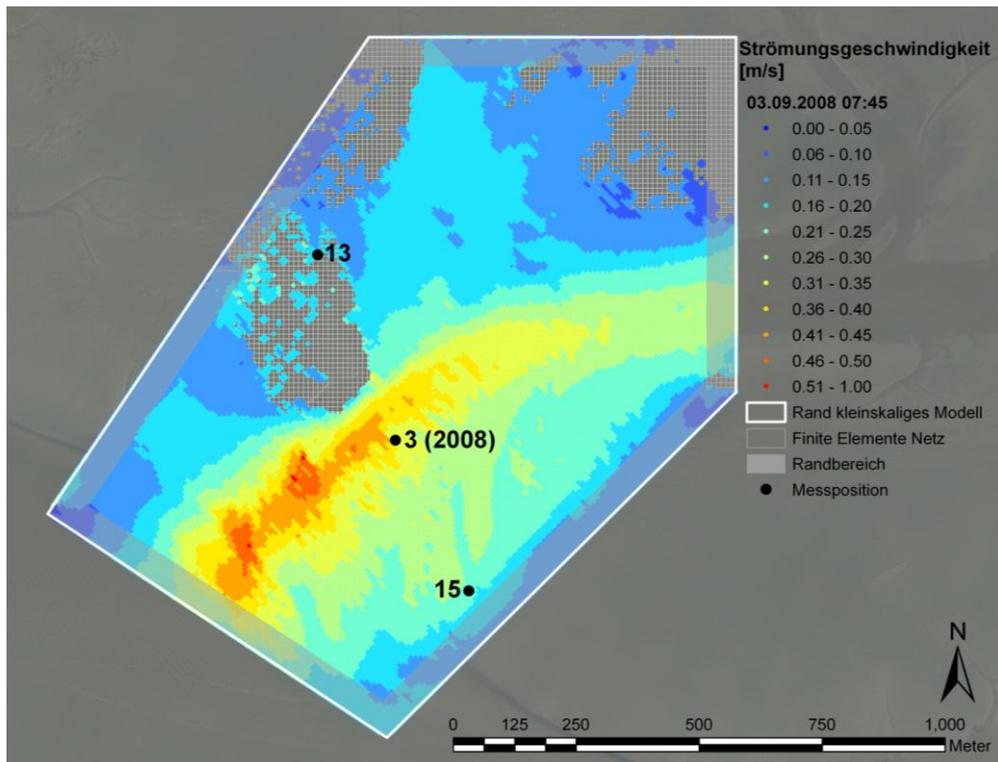


Abbildung 5.7 Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell in der Ebbephase

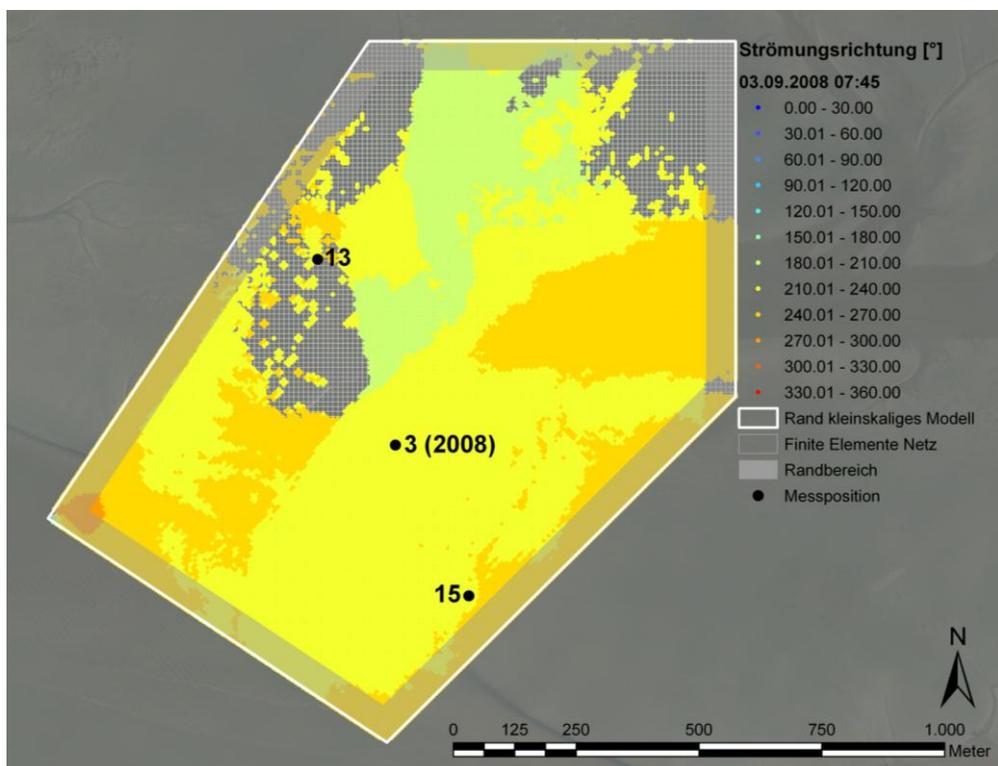


Abbildung 5.8 Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell in der Ebbephase

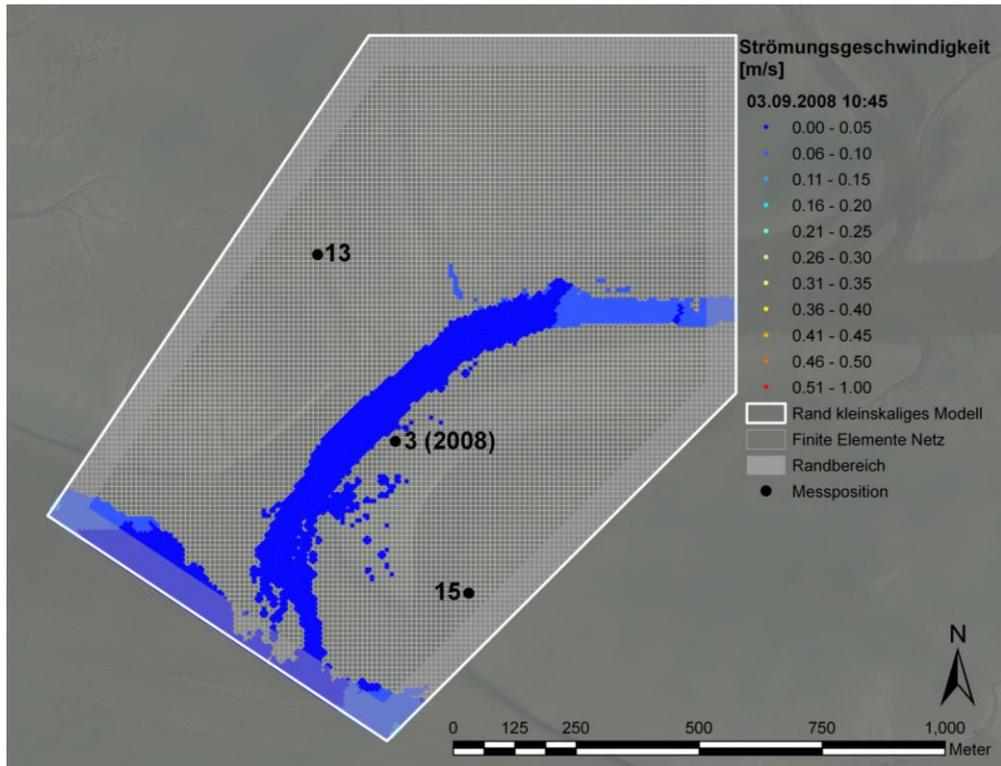


Abbildung 5.9 Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell bei Strömungsumkehr (Tideniedrigwasser)

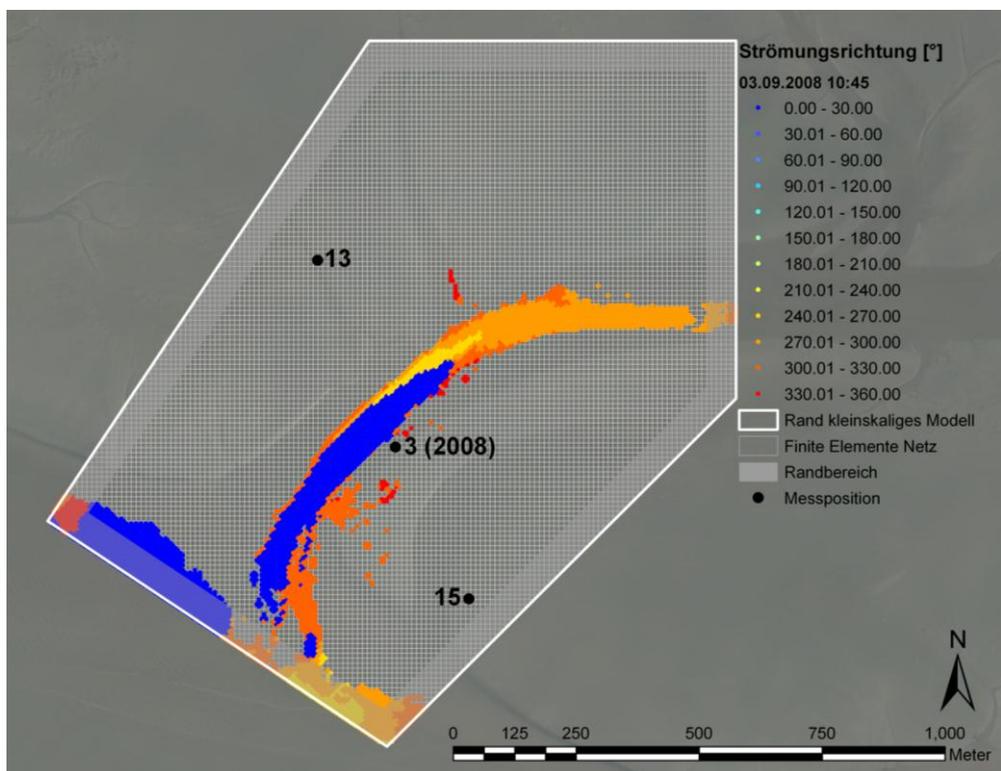


Abbildung 5.10 Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell während der Strömungsumkehr (Tideniedrigwasser)

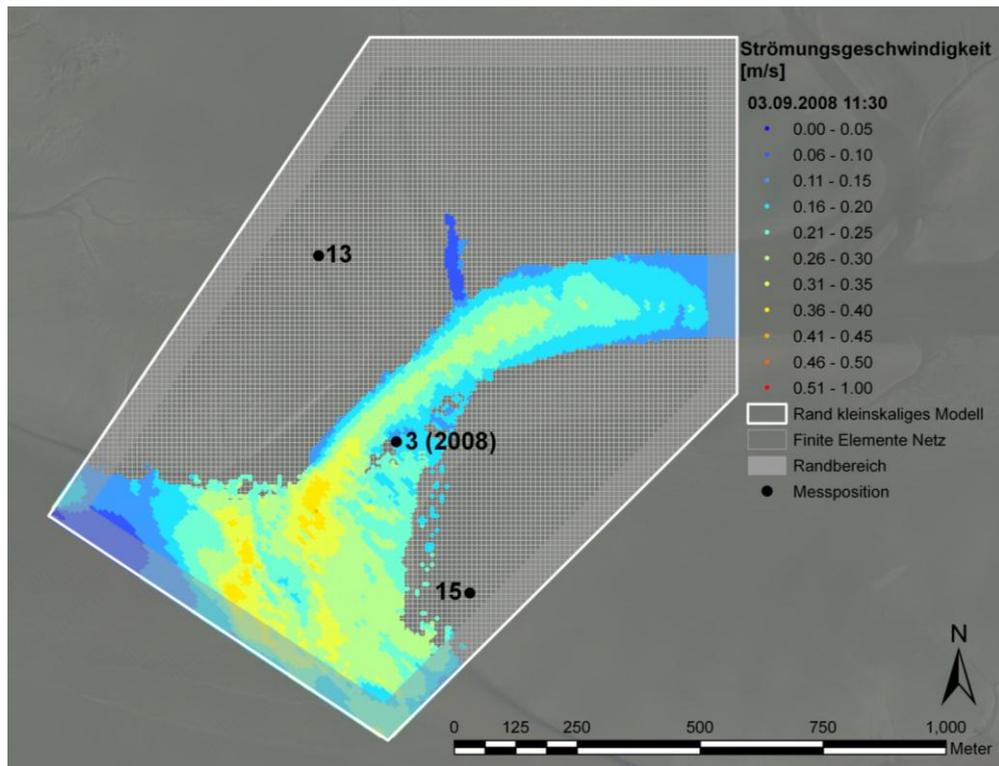


Abbildung 5.11 Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell zu Beginn der Flutphase

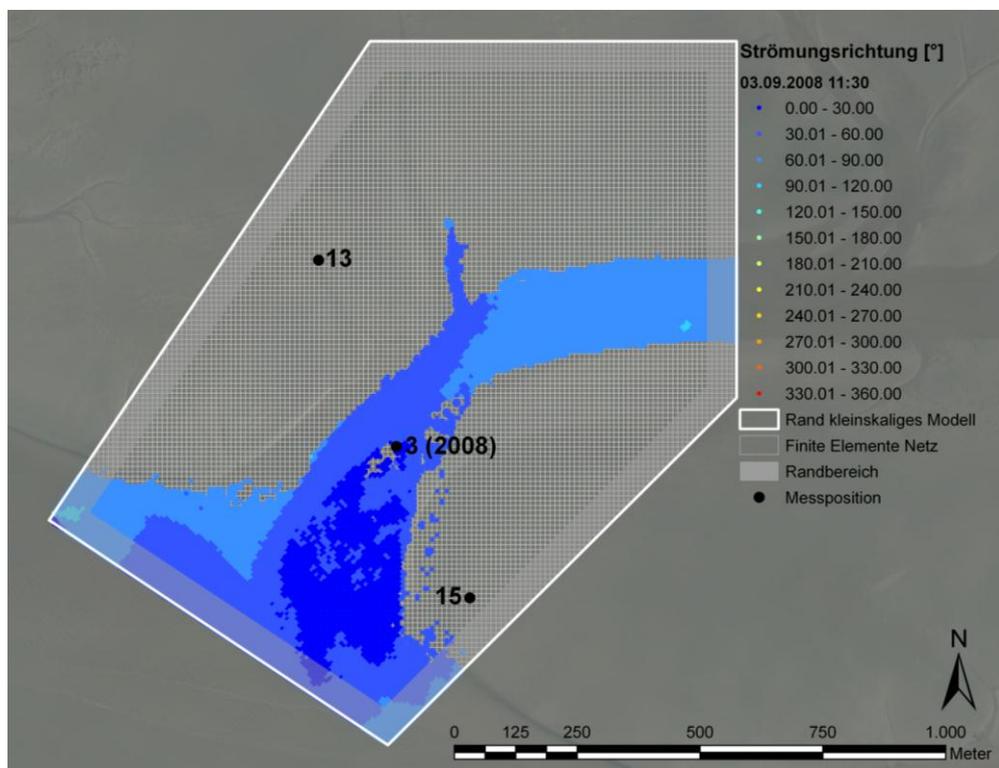


Abbildung 5.12 Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell zu Beginn der Flutphase

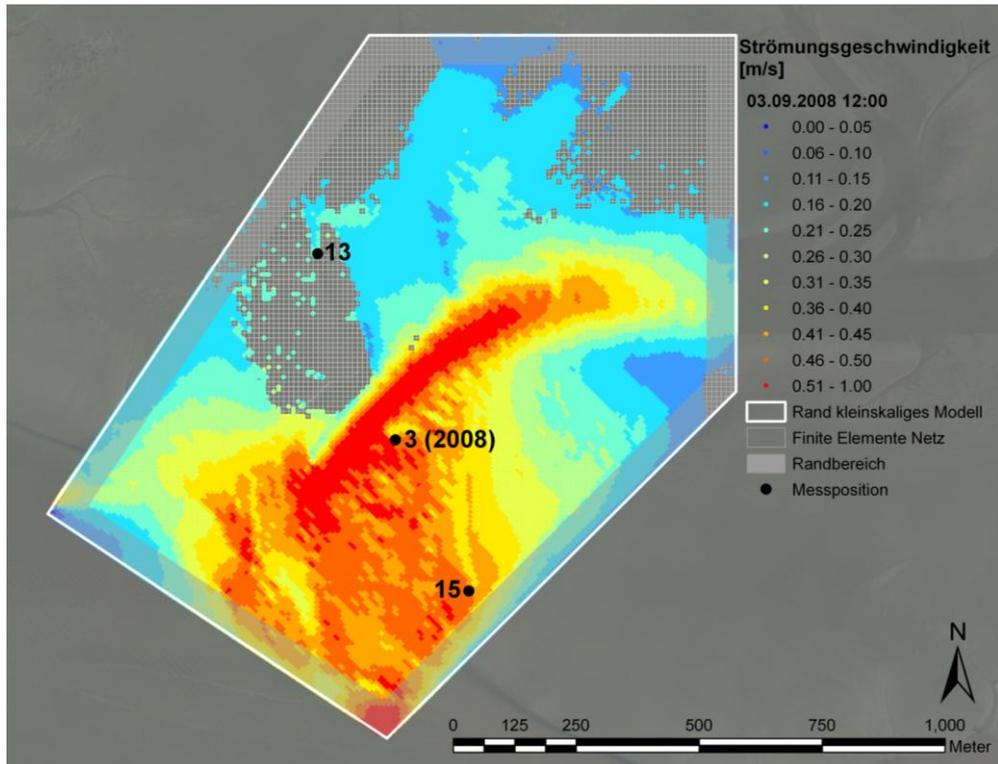


Abbildung 5.13 Modellierte Strömungsgeschwindigkeiten im kleinräumigen Modell in der Flutphase – Wiederbenetzung der Wattflächen

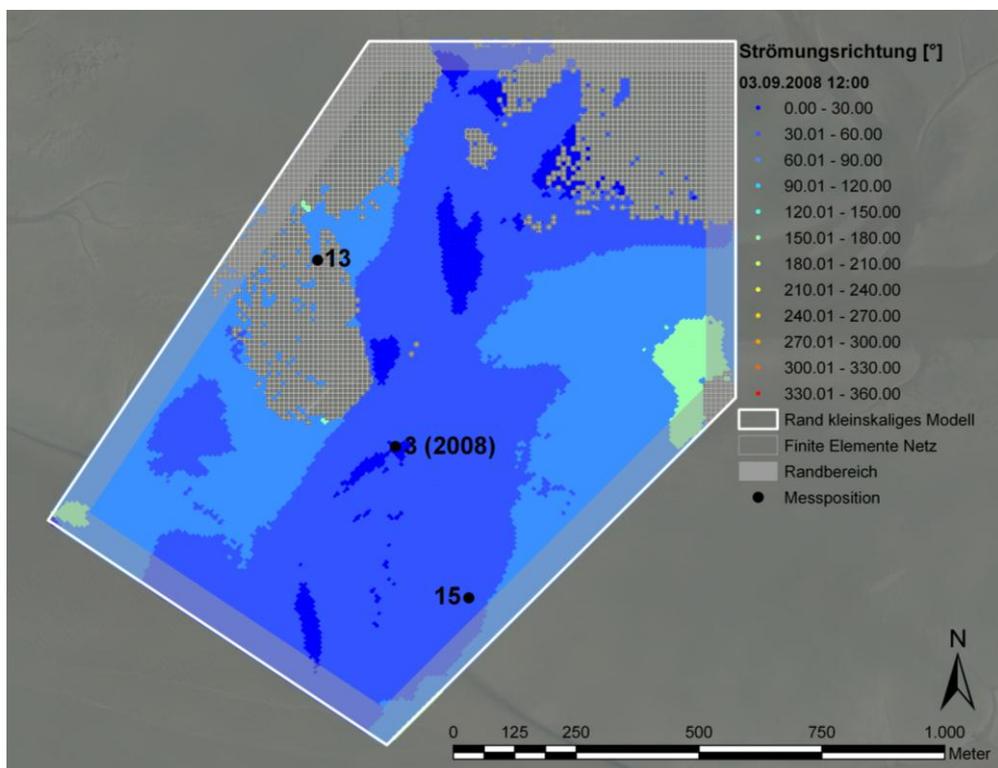


Abbildung 5.14 Modellierte Strömungsrichtungen im kleinräumigen Modell in der Flutphase – Wiederbenetzung der Wattflächen

5.2 Abbildung der morphodynamischen Prozesse

Die berechneten morphodynamischen Prozesse der beiden Berechnungszeiträume Frühjahr 2008 und Spätsommer 2008 sind in je zwei Grafiken visualisiert. Zunächst sind in Abbildung 5.15 (Frühjahr 2008) bzw. Abbildung 5.17 (Spätsommer 2008) die Sohlenhöhen der Basismessungen in einer Draufsicht des kleinräumigen Modells flächig farblich dargestellt. Die Sohlenhöhen der berechneten Endbathymetrien sind, in farblich ebenso gestaffelten Konturen, in die zugehörige Abbildung eingetragen. Dabei sind immer nur die Sohlenhöhen im Schnittgebiet der zu diesen Zeitpunkten vorhandenen Messbereiche abgebildet. Für die gleichen Bereiche sind die berechneten Änderungen der Sohlenhöhen in Abbildung 5.16 für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 bzw. in Abbildung 5.18 für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 dargestellt. Dabei ist die Erosion mit roter und die Deposition mit grüner Farbe markiert. Je stärker das Ausmaß der Sohlenänderung ist, desto dunkler ist die farbliche Darstellung.

Für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 zeigen die Modellierungsergebnisse eine schwache Erosion im Bereich der Ostböschung der Einfahrt (siehe Abbildung 5.15 und Abbildung 5.16). Gleichzeitig sind nordöstlich der nahezu rechtwinkligen Abzweigung der Einfahrt vom Hauptteil der Neufelder Rinne steigende Sohlenhöhen zu beobachten. Dabei verbleibt jedoch ein Durchstich von der Rinne in die Einfahrt, der nördlich der rechtwinkligen Abzweigung in die Einfahrt beginnt und an der ebenfalls nahezu orthogonalen Krümmung der Einfahrt selbst endet (siehe Abbildung 5.15). Innerhalb der Einfahrt steigen die Sohlenhöhen (siehe Abbildung 5.16). Auf der Sandbank südwestlich der Einfahrt findet ebenso Deposition statt (siehe Abbildung 5.15 und Abbildung 5.16). Im Gegensatz zur ostwärts gerichteten Verschiebung der Einfahrt zeigen die Modellergebnisse für den Hauptteil der Neufelder Rinne starke Erosion im Bereich der südwestlichen Böschung (siehe Abbildung 5.16). Südlich der tiefsten Stelle der Neufelder Rinne treten starke Erosionen auf, während ansonsten in Rinnenmitte Sediment deponiert wird (siehe Abbildung 5.16).

Für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 zeigen die Modellierungsergebnisse eine ostwärts gerichtete Verschiebung der Einfahrt. Diese ist an der Erosion im Bereich der Ostböschung der Einfahrt, einhergehend mit der Deposition innerhalb der Einfahrt, zu erkennen (siehe Abbildung 5.18). Auf den nördlich an die Einfahrt angrenzenden Wattflächen (Neufelder Sand) findet im Wesentlichen Erosion, kleinflächig aber auch Deposition statt (siehe Abbildung 5.17 und Abbildung 5.18). Für den Hauptteil der Neufelder Rinne zeigen die Modellergebnisse Erosion im Bereich der Ostböschung (siehe Abbildung 5.18). Auch im Bereich der Westböschung ist im Ansatz Erosion zu beobachten (siehe Abbildung 5.18). Die Auskolkung hat sich innerhalb des Berechnungszeitraums vertieft und ausgedehnt (siehe Abbildung 5.17 und Abbildung 5.18). In allen anderen Bereichen des Hauptteils der Neufelder Rinne ist Sediment deponiert (siehe Abbildung 5.18). Im Bereich der Abzweigung der Einfahrt vom Hauptteil der Neufelder Rinne ist eine Abnahme der Sohlenhöhen zu beobachten (siehe Abbildung 5.18).

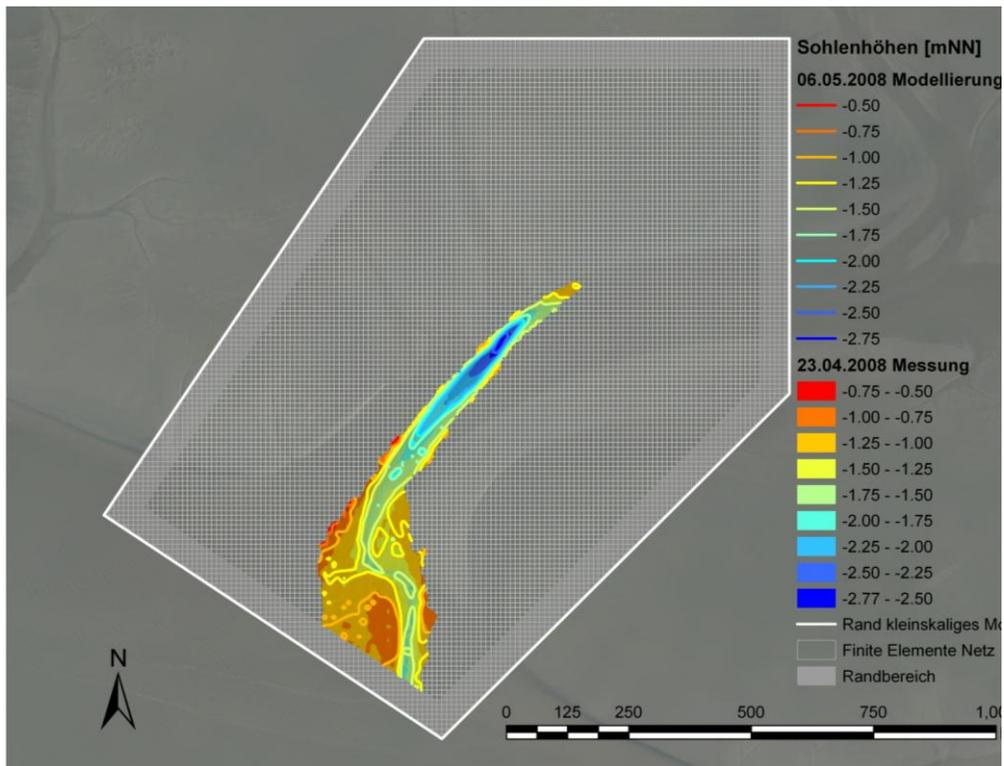


Abbildung 5.15 Vergleich der modellierten (06.05.2008) mit den gemessenen Sohlenhöhen (23.04.2008) im kleinräumigen Modell

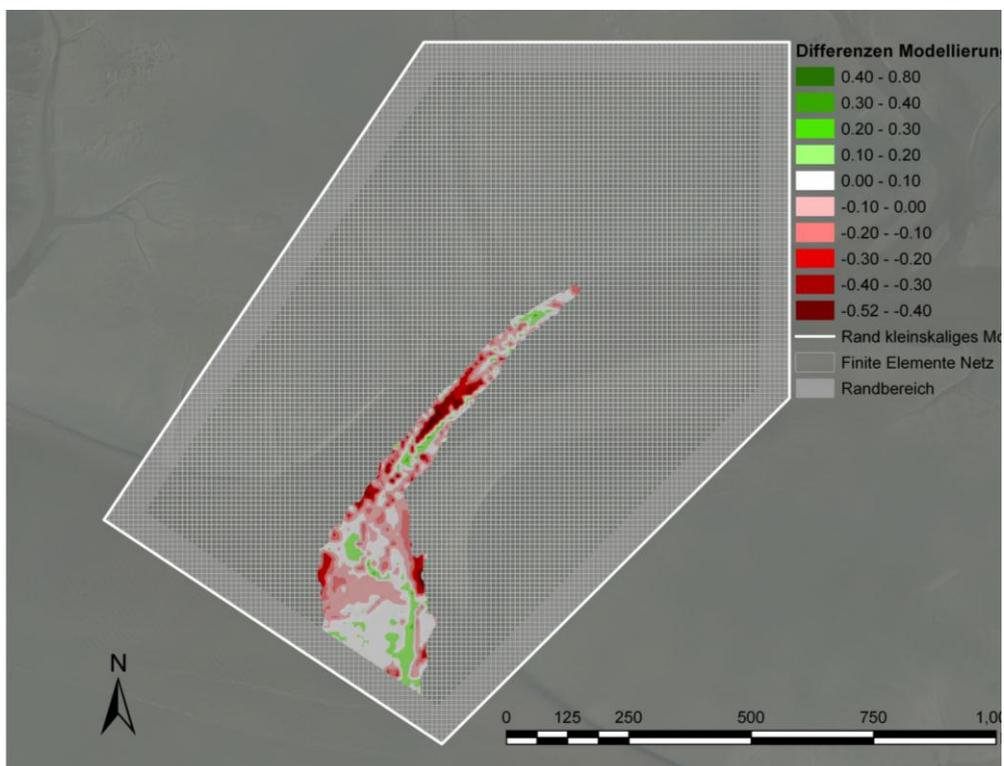


Abbildung 5.16 Modellerte Änderungen der Sohlenhöhen im kleinräumigen Modell im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008

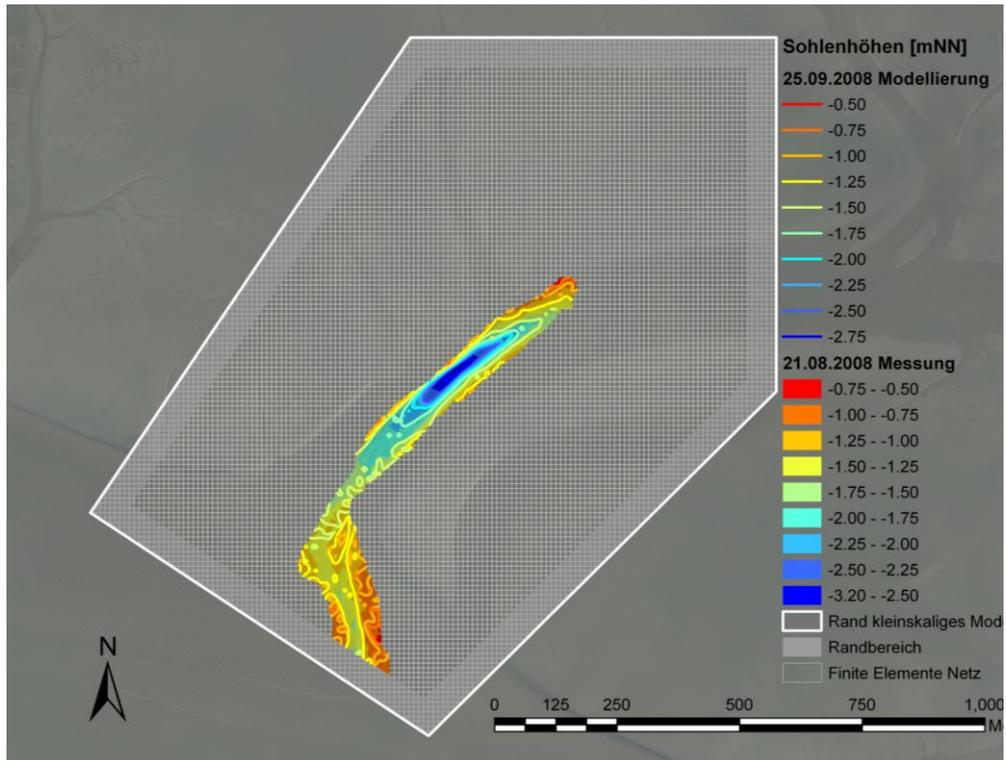


Abbildung 5.17 Vergleich der modellierten (25.09.2008) mit den gemessenen Sohlenhöhen (21.08.2008) im kleinräumigen Modell

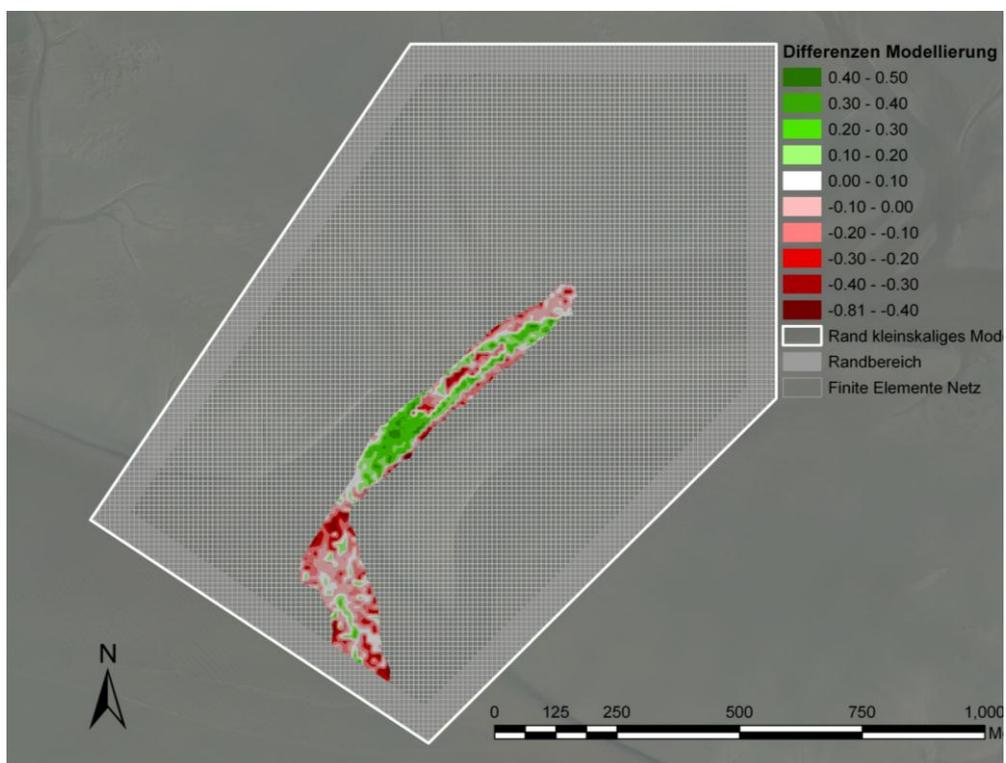


Abbildung 5.18 Modellierte Änderungen der Sohlenhöhen im kleinräumigen Modell im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008

6 Diskussion der Berechnungsergebnisse

Aus den Berechnungsergebnissen können sowohl Erkenntnisse bezüglich der Modellgüte als auch in einem weiteren Schritt über den Erfolg der Methode gezogen werden. Beide Gesichtspunkte sollen im Folgenden diskutiert werden.

6.1 Bewertung der Modellgüte

Für die Bewertung der Modellgüte wird zwischen den berechneten hydrodynamischen und morphodynamischen Prozessen unterschieden.

6.1.1 Hydrodynamische Prozesse

Die Berechnungsergebnisse der hydrodynamischen Modellierung umfassen umfangreiche Daten über den Verlauf und die Verteilung der Wasserstände und Strömungen in der Elbmündung allgemein (großräumiges Modell) sowie detailliert im Untersuchungsgebiet des Neufelder Watts (kleinräumiges Modell).

Die Wasserstände wurden zunächst als Draufsichten zu verschiedenen Zeitpunkten der Tide flächig dargestellt (vgl. Abbildung 5.1, Abbildung A.3 und Abbildung A.4). Für beide Modelle konnte aus diesen Darstellungen geschlossen werden, dass die Entwässerung der Wattflächen über die Prielsysteme in die Elbe sowohl von der räumlichen als auch von der zeitlichen Auflösung erfasst wird. Die Form der Darstellung ermöglicht, die Entwässerungsprozesse flächig zu erfassen und das Verständnis dieser Abläufe zu verbessern. So ergibt sich gegenüber den aufgezeichneten punktuellen Verläufen der Wasserstände ein vervollständigtes Bild, das insbesondere auf den Wattflächen und in den Prielen Lücken in der Erfassung der komplexen hydrodynamischen Prozesse schließt. Aus diesen Betrachtungen konnten, insbesondere im großräumigen Modell, nicht nur Gefälle in der Wasserspiegellage zwischen dem jeweils tidebedingten Ober- und Unterwasserzufluss erkannt werden, sondern auch große Differenzen innerhalb der lang gestreckten Priele. Für eine genauere Untersuchung des Wasserspiegelgefälles und dessen Verlauf über die Tide wurden die Wasserstände an zwei Modellknoten

innerhalb eines Priels in der Elbmündung über die Zeit ausgewertet und miteinander verglichen (siehe Abbildung 5.2). Für das kleinräumige Modell wurden in gleicher Weise die berechneten Wasserstände an zwei Positionen innerhalb der Neufelder Rinne ausgewertet (siehe Abbildung 5.6).

An genau diesen beiden Positionen wurden, zwar nicht im betrachteten Zeitraum des 03. September 2008, jedoch aber im Mai des darauf folgenden Jahres, Messungen des Wasserstandes durchgeführt, um die in den Modellen erlangten Erkenntnisse zu überprüfen (siehe Abbildung 4.3). Ein Vergleich der modellierten Wasserspiegelgefälle mit den Messergebnissen ist somit zumindest qualitativ möglich. Dabei werden die signifikanten Punkte der drei Verläufe (Ergebnisse des kleinräumigen und des großräumigen Modells sowie der Messungen) betrachtet und verglichen. Alle Auswertungen haben bei auflaufender Tide ein Spiegelliniengefälle in Richtung Priel aufwärts und bei ablaufender Tide in umgekehrte Richtung gemeinsam. In beiden Modellen treten die Extrema, sowohl zu Beginn der Flutphase, als auch im mittleren Teil der Ebbephase auf. Die Messungen bestätigen die Extrema während der Ebbephase. Die Extrema zu Beginn der Flutphase sind in der Messung jedoch nur im Ansatz zu sehen, da die Wasserstandsmessgeräte zu diesen Zeitpunkten zumeist noch nicht wieder mit Wasser überdeckt sind. Die Extrema bei auflaufend Wasser treten nur über einen sehr kurzen Zeitraum auf. Dem gegenüber treten die hohen Spiegelliniendifferenzen in der Ebbephase über eine längere Dauer auf. Dem Betrag nach übertreffen die Extrema der Flutphase die Extrema der Ebbephase.

Der Grund für diese Beobachtungen ist in der großräumigen Betrachtung der Modellgebiete zu finden. Nach Eintritt des Tideniedrigwassers steigt das Wasser zunächst im Flussschlauch der Elbe wieder an und dringt von dort in die Priele ein. Gleichzeitig strömt weiter aufwärts der Priele das Wasser noch in die entgegengesetzte Richtung. Das resultierende hohe Spiegelliniengefälle wird durch die Einengung des Fließquerschnittes entlang des Priels weiter vergrößert. In der Ebbephase ergibt sich der Strömungsdruck innerhalb der Priele hingegen aus dem Zufluss von den entwässernden umliegenden Wattflächen. Die Extrema der Spiegelliniendifferenz innerhalb der Priele treten dementsprechend zu den Zeitpunkten auf, an denen große Bereiche der angrenzenden Wattflächen aufgrund ihrer Höhenlage gleichzeitig in den betroffenen Priel entwässern. Die Spiegelliniendifferenz verbleibt von daher über einen längeren Zeitraum maximal, ohne dabei in ihrem Maximalwert die gleiche Größe zu erlangen, wie sie bei einsetzender Flut durch die konträren Strömungsrichtungen innerhalb eines Priels entsteht.

In den Ergebnissen beider Modelle sowie in den aufgezeichneten Daten in der Neufelder Rinne zeigen die Verläufe der Spiegelliniendifferenzen innerhalb der Priele einen Sattelpunkt. Dieser tritt jeweils ein paar Stunden vor Erreichen des Tidehochwassers auf. In den zugehörigen Tidekurven entspricht dieser Zeitpunkt dem Augenblick, in welchem die Steigung des Wasserstands nicht mehr maximal verläuft. Dieser Moment ergibt sich aus dem Verlauf der Tidekurven im Flussschlauch der Elbe. Auf den Wattflächen und damit auch in den Prielen findet er jedoch zeitverzögert statt.

Weiterhin zeigen beide Modelle, sowohl bei Tidehoch- als auch bei Tideniedrigwasser, einen konstanten Wasserstand innerhalb der Priele. Dieser zeigt sich im Nulldurchgang der Spiegel-

liniendifferenzen. Messungen innerhalb der Neufelder Rinne bestätigen diese Beobachtung bei Tidehochwasser. Für den Zeitpunkt des Tideniedrigwassers liefern sie keine Aussage, da der Wasserstand dann außerhalb des Messbereichs liegt.

Insgesamt gelingt es beiden Modellen, die punktuell gemessenen Phänomene des Wasserstandsverlaufs zu erfassen. Aus den Modellen können außerdem Informationen über die Werte außerhalb des Messbereichs, also zu Zeitpunkten rund um das Tideniedrigwasser, gezogen werden. Dabei zeigt die Untersuchung der Spiegelliniendifferenz, dass die kleinräumig gemessenen Charakteristika des Verlaufs auch im großräumigen Modell, also innerhalb einer größeren Struktur, wiederzufinden sind.

Die Aufzeichnungen der Strömungen im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt zeigten, dass die Werte an verschiedenen Positionen innerhalb der Bereiche Neufelder Rinne, Wattkante und der höher gelegenen Wattflächen vergleichbar sind (vgl. Abschnitt 4.2.2.2). Aus den Verläufen der punktuell gemessenen Strömungsparameter können Rückschlüsse auf den Verlauf der Strömungsprozesse im Untersuchungsgebiet gezogen werden. Die beiden Modelle erzeugen, neben den Verläufen der Strömungsgeschwindigkeit und Strömungsrichtung an einzelnen Positionen, auch die Verteilung der Strömungsgrößen innerhalb des gesamten Modellgebiets zu jedem Zeitpunkt innerhalb des Berechnungszeitraums. Diese flächigen Darstellungen und deren Veränderung über die Zeit ermöglichen, die hydrodynamischen Prozesse innerhalb der Modellgebiete und insbesondere innerhalb des Untersuchungsgebiets besser zu verstehen.

Während in den Grenzen des großräumigen Modells die Strömungsdaten im Rahmen dieser Arbeit im Wesentlichen eine Auswertung bezüglich der Randwerte des kleinräumigen Modells erfahren haben, wurden die im kleinräumigen Modell generierten Werte zu unterschiedlichen Zeitpunkten der Tide für das gesamte Modellgebiet flächig aufbereitet und ihr Verlauf innerhalb des Modellgebiets betrachtet. Weiterhin wurden die zeitlichen Verläufe der berechneten Strömungsparameter an ausgewählten Punkten entlang mehrerer Achsen im kleinräumigen Modellgebiet analysiert (vgl. Abschnitt 5.1.2.2). Diese Form der Auswertung ermöglicht, gegenüber den Schlussfolgerungen aus den punktuellen Messergebnissen, eine detailliertere Betrachtung der Strömungsprozesse nicht nur auf den Wattflächen und in der Neufelder Rinne, sondern auch der Interaktion zwischen den Bereichen.

Eine Quantifizierung der Abbildung der Strömungssituation ist jedoch ausschließlich punktuell mit Hilfe des statistischen Parameters *ARMAE* möglich. Für die Berechnungszeiträume Frühjahr 2008 und Spätsommer 2008 sind die im großräumigen Modell ermittelten Werte in Tabelle 6.1 angegeben, während die Werte des kleinräumigen Modells in Tabelle 6.2 zusammengefasst sind. Anhand dieser Werte kann die Modellgüte des kleinräumigen Modells mit gut und die des großräumigen Modells sogar mit sehr gut bewertet werden (vgl. Tabelle 3.1). Diese Werte suggerieren, dass das großräumige Modell eine genauere Abbildung der Strömungssituation bietet als das kleinräumige Modell. Die Betrachtung der Messpositionen lässt jedoch einen anderen Schluss zu. Denn während die Position LZ 2 Tonne im Modell der Elbmündung in der Elbefahrerinne liegt und entsprechend der Tide eine klar gerichtete Strömung besitzt, unterliegen die Messpositionen im Neufelder Watt den komplexen Einflüssen der Be- und Entwässerungsprozesse in diesem Gebiet. Ihre Strömungsprozesse sind deswegen

im Detail wesentlich schwieriger zu erfassen. Unter Beachtung dieser Umstände sind die *ARMAE* des kleinräumigen Modells im Gegensatz zur Klassifizierung nach Tabelle 3.1 keineswegs geringer einzustufen als die Werte des großräumigen Modells.

Tabelle 6.1 *ARMAE* der Berechnungszeiträume für die Messpositionen LZ 2 Tonne im großräumigen Modell

LZ 2 Tonne	
Frühjahr 2008	0,1820
Spätsommer 2008	0,1321

Tabelle 6.2 *ARMAE* der Berechnungszeiträume für die Messpositionen 13, 15 und 3 (2008) im kleinräumigen Modell

	Pos. 13	Pos. 15	Pos. 3 (2008)
Frühjahr 2008	0,2305	0,2129	-
Spätsommer 2008	0,3708	0,2565	0,3174

6.1.2 Morphodynamische Prozesse

Die Abbildung der morphodynamischen Prozesse erfolgte ausschließlich innerhalb des kleinräumigen Modells. Die Berechnungsergebnisse der beiden Berechnungszeiträume Frühjahr 2008 und Spätsommer 2008 sind jeweils in zwei Draufsichten dargestellt: die erste zeigt die Sohlenhöhen der Basismessungen (flächige Darstellung) sowie die Sohlenhöhen der berechneten Endbathymetrie (Darstellung als Konturen) (vgl. Abbildung 5.15 und Abbildung 5.17). Die zweite Form der Darstellung zeigt die jeweils zugehörige Erosion und Deposition (vgl. Abbildung 5.16 und Abbildung 5.18). In einem weiteren Schritt wurden diese Grafiken beschrieben und analysiert (vgl. Abschnitt 5.2). An dieser Stelle sollen nun die Auswertungen mit den in Abschnitt 4.4.1 und in Abschnitt 4.4.2 dargelegten Messergebnissen verglichen werden.

Für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 werden alle in der Messung festgestellten Veränderungen der Bathymetrie von den Berechnungsergebnissen qualitativ wiedergegeben. Sowohl die Berechnungsergebnisse als auch die Messungen zeigen eine geringe Verschiebung der Einfahrt gen Osten. Die in den Berechnungsergebnissen beschriebenen Sedimentumlagerungen im Übergang zwischen dem Hauptteil der Neufelder Rinne und der Einfahrt decken sich mit der gemessenen Aufweichung der Kurven in diesem Bereich, bei der jedoch eine flachere und geradlinige Verbindung zwischen diesen beiden Bereichen verbleibt. Weiterhin zeigen sowohl Messung als auch Berechnung im Hauptteil der Neufelder Rinne eine Ausräumung des Prallhangs. Die Berechnungsergebnisse offenbaren zudem steigende Sohlenhöhen in der Einfahrt, die Deposition von Sedimenten auf der Sandbank südwestlich der Einfahrt sowie Erosionen südlich der tiefsten Stelle der Neufelder Rinne, in der ansonsten Material

deponiert. Diese Beobachtungen sind zwar nicht bei der Beschreibung der Messungen festgehalten, werden aber durch die zugehörigen Abbildungen bestätigt (vgl. Abbildung 4.21 und Abbildung 4.22).

Der Vergleich der berechneten und gemessenen Sohlenänderungen im Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 zeigt, dass nicht alle Beobachtungen vom Modell wiedergegeben werden. Korrekt erfasst wurde die Verschiebung des Einfahrtsbereichs in Ostrichtung sowie die Vergrößerung der Ausdehnung des tieferen Teils der Rinne. Hingegen ist in den Berechnungsergebnissen nicht zu erkennen, dass zum Endzeitpunkt der Verlauf der Einfahrt definierter ist als zum Startzeitpunkt. Und auch die Drehung des Hauptteils der Neufelder Rinne in Richtung des Uhrzeigersinns ist im Erosions- und Depositionsmuster der Berechnungsdaten so nicht zu finden. Stattdessen liegt dort im Bereich beider Böschungen Erosion vor. In den Modellergebnissen ist zu erkennen, dass im Berechnungszeitraum auf den nördlich der Einfahrt angrenzenden Wattflächen großflächig Erosion stattfindet, kleinflächig aber auch Sedimentablagerungen vorkommen. Diese Beobachtung findet sich in den Grafiken der Messungen wieder (vgl. Abbildung 4.27 und Abbildung 4.28), nicht aber in der zugehörigen Beschreibung. Gleiches gilt für die vom Modell berechnete Abnahme der Sohlenhöhen im Bereich der Abzweigung der Einfahrt vom Hauptteil der Neufelder Rinne. Die vom Modell errechnete Deposition von Sediment in großen Teilen des Hauptteils der Neufelder Rinne ist in den Messungen nur in deutlich geringerem Umfang zu erkennen.

Neben dem qualitativen Vergleich der berechneten Sohlenänderungen mit den gemessenen ist auch eine quantitative Gegenüberstellung mittels statistischer Parameter möglich. Da bei der Aufzeichnung der Bathymetrie zum einen wegen der Bootsbewegung und insbesondere wegen der Ungenauigkeit des GPS nicht vernachlässigbare Messfehler von 0,10 – 0,12 m vorkommen, wird der in Abschnitt 3.4.2.3 vorgestellte angepasste Skill Score nach VAN RIJN (BSS_{vR}) eingesetzt. Die nach Gleichung (3.40) berechneten Werte des BSS_{vR} sind für beide Berechnungszeiträume in Tabelle 6.3 angegeben. Dabei werden alle Knoten in den Grenzen der Messbereiche der Start- und Endbathymetrie in die Berechnung einbezogen. Entsprechend Tabelle 3.2 kann die Güte des Modells für beide Berechnungszeiträume als befriedigend/ausreichend klassifiziert werden. Dabei befindet sich der BSS_{vR} für den Zeitraum Frühjahr 2008 an der Klassengrenze zu einer guten Modellgüte, während der Wert für den Spätsommer 2008 zwar der gleichen Klasse zugehört, jedoch nahe an der Einschätzung zu einer mangelhaften Modellgüte liegt.

Tabelle 6.3 BSS_{vR} der Berechnungszeiträume im kleinräumigen Modell

	BSS_{vR}
Frühjahr 2008	0,59
Spätsommer 2008	0,33

Der Einsatz des BSS_{vR} zur quantitativen Beurteilung der Modellgüte ist jedoch unzureichend, wenn die Schwachstellen dieses Parameters unberücksichtigt bleiben. Liegen beispielsweise während eines Untersuchungszeitraum im Vergleich zur Messgenauigkeit nur geringe Ände-

rungen der Sohlenhöhen vor, so ist die Differenz zwischen den gemessenen und berechneten Sohlenhöhen oftmals kleiner als der Messfehler. An den jeweiligen Punkten wird dann das Modellergebnis als exakte Abbildung der Realität angenommen. Der Anteil der außerhalb der Messgenauigkeit liegenden Knoten an der Anzahl der insgesamt für die Berechnung des BSS_{vR} benutzten Vergleichsdaten ist deswegen unbedingt bei der quantitativen Einordnung der Modellgüte zu beachten. Wenn (anderenfalls oder zudem) in einem Untersuchungsgebiet eine Form der Sohlenänderung überwiegt, sich das Sediment an einigen markanten Stellen jedoch in umgekehrter Weise bewegt, so ist der statistische Parameter BSS_{vR} zur Einordnung der Modellgüte durch eine genaue Prüfung der Umlagerungstendenzen zu ergänzen. Die fehlerhafte Abbildung der markanten Stellen hat ansonsten wegen ihres geringen Flächenanteils nur einen sehr geringen Einfluss auf den berechneten Wert. Um also die detaillierte Zusammensetzung des BSS_{vR} zu untersuchen, werden die modellierten Sohlenhöhen über die gemessenen Sohlenhöhen als Punktwolke in einem kartesischen Koordinatensystem aufgetragen. Für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 ist dieses in Abbildung 6.1, für den Spätsommer 2008 in Abbildung 6.2 dargestellt. Im ersten und im dritten Quadranten sind die Punkte zu finden, an denen die modellierte Tendenz der Sohlenänderung der gemessenen Tendenz entspricht. Auf der zugehörigen Winkelhalbierenden sind die modellierten Werte identisch mit den gemessenen Werten. An den im ersten Quadranten aufgetragenen Punkten deponiert Sediment, an den Punkten im dritten Quadranten liegt Erosion vor. In den anderen beiden Quadranten sind die Punkte zu sehen, deren Tendenz der Sohlenänderung vom Modell nicht korrekt wiedergegeben wird. Die graue Schraffur markiert den Bereich, in dem die modellierten Änderungen im Bereich der Messgenauigkeit liegen. Dieser wird ausschließlich für die modellierten Sohlenänderungen aufgetragen, da, in Anlehnung an die Annahme zur Herleitung des BSS_{vR} , angenommen wird, dass die Start- und Endbathymetrie in gleicher Weise aufgezeichnet wurden und deren Messfehler deswegen identisch ist (vgl. Abschnitt 3.4.2.3). Für eine ideale Abbildung der Transportprozesse in einem Modellgebiet würden also alle Punkte auf der Winkelhalbierenden liegen und die Messgenauigkeit würde 0,00 m betragen.

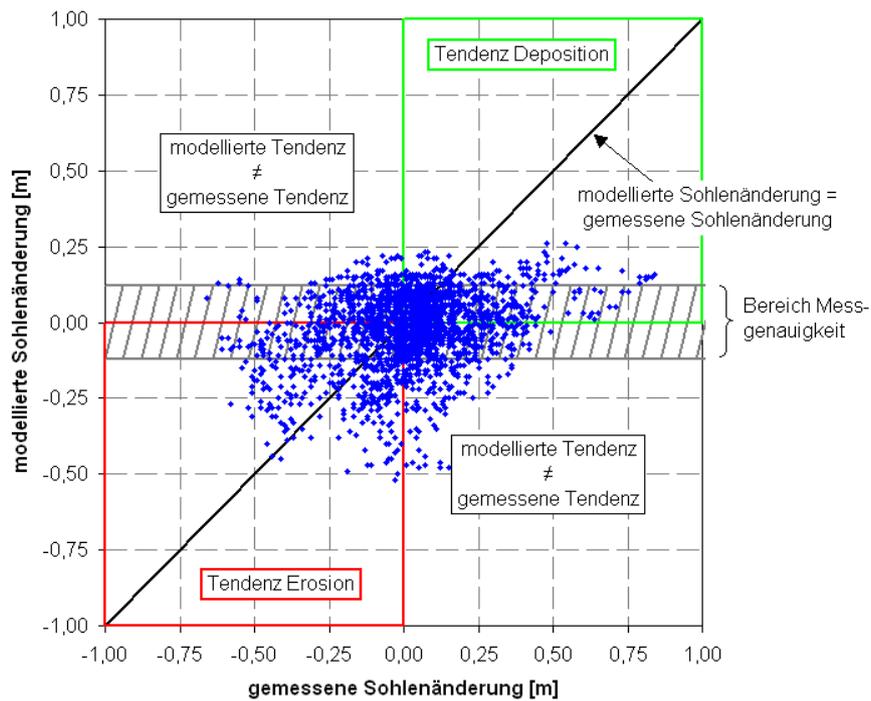


Abbildung 6.1 Vergleich der modellierten und beobachteten Erosions- und Depositionstendenzen im Zeitraum 23.04.2008 – 06.05.2008

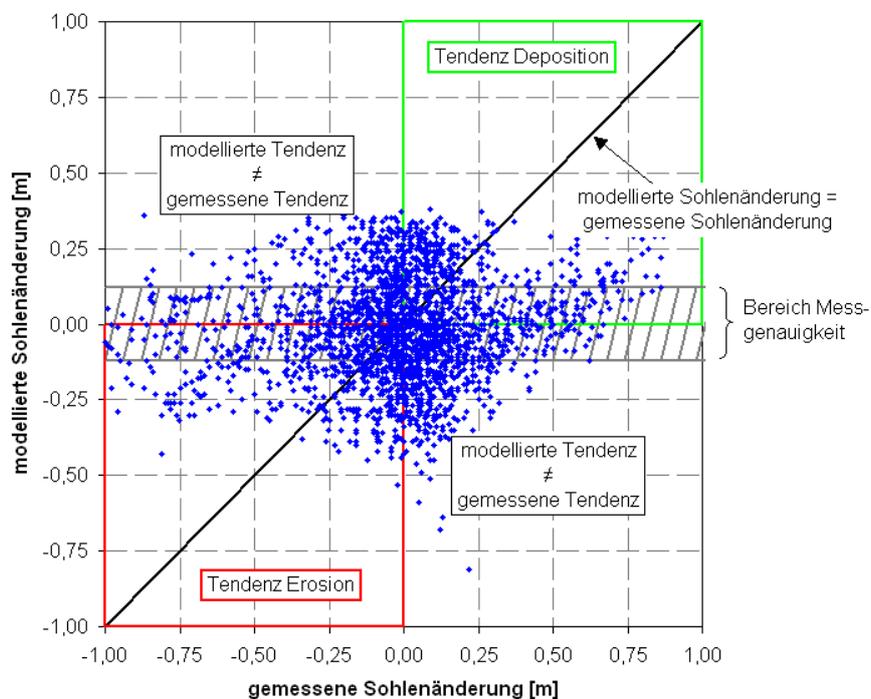


Abbildung 6.2 Vergleich der modellierten und beobachteten Erosions- und Depositionstendenzen im Zeitraum 21.08.2008 – 25.09.2008

Für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 zeigt die zugehörige Abbildung 6.1, dass der Großteil der modellierten Sohlenänderungen im Bereich der Messgenauigkeit liegt. Gleichzeitig ist allerdings auch zu erkennen, dass die Mehrzahl der außerhalb dieses Bereiches liegenden Punkte im ersten und dritten Quadranten liegt, die Tendenz der Sohlenänderung also korrekt berechnet wurde. Gestützt werden diese optischen Eindrücke durch die in Tabelle 6.4 angegebenen Zahlen zur genauen Erfassung der dargestellten Daten. Von den betrachteten 2.916 Knoten weisen lediglich rund ein Viertel eine modellierte Sohlenänderung auf, welche die Messgenauigkeit übersteigt. Von diesen wiederum wird für 67,5 % die korrekte Tendenz vom Modell abgebildet. Aus der Abbildung 6.1 ist zusätzlich zu entnehmen, dass flächig im Modellgebiet betrachtet zu ungefähr gleichen Anteilen Sediment erodiert und deponiert, wobei jedoch die Größenordnung der Erosion vom Modell besser erfasst wird als die der Deposition. Diese wird in vielen Fällen deutlich unterschätzt.

Abbildung 6.2 zeigt die berechneten und modellierten Sohlenänderungen des Berechnungszeitraums Spätsommer 2008. Rund die Hälfte der Punkte übersteigt den Bereich der Messgenauigkeit. Diese Punkte verteilen sich fast gleichmäßig über alle Quadranten. Im Gegensatz zum Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 liegen, entsprechend der Länge der Untersuchungszeiträume, höhere Werte für die Sohlenänderung vor. Die in Tabelle 6.4 zusammengefassten Daten bestätigen die Beobachtungen zur Verteilung der Knoten: Zwar weisen im Vergleich zum Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 prozentual etwa doppelt so viele Knoten eine modellierte Sohlenänderung auf, die größer als die Messgenauigkeit ist. Dafür wird aber nur von 49,5 % die korrekte Tendenz der Sohlenänderung vorausgesagt. Der gleichmäßigen Verteilung der Punkte in Abbildung 6.2 ist zu entnehmen, dass im Modellgebiet zu gleichen Flächenanteilen Sediment erodiert und deponiert. Dabei werden die Größenordnungen vom Modell in beiden Fällen leicht unterschätzt.

Tabelle 6.4 Anzahl und Anteil der korrekt modellierten Erosions- und Depositionstendenzen für die Berechnungszeiträume

	Frühjahr 2008	Spätsommer 2008
betrachteten Knoten	2.916	3.228
Knoten: modellierte Sohlenänderung > Messgenauigkeit	750	1.510
Knoten: modellierte Tendenz = gemessene Tendenz (modellierte Sohlenänderung > Messgenauigkeit)	506	748
Anteil der korrekt modellierten Tendenz	0,675	0,495

Insgesamt ergibt sich aus der gemeinschaftlichen Betrachtung der qualitativen und quantitativen Analyse der morphodynamischen Berechnungsergebnisse ein geschlossenes Bild. Die Abbildung der morphodynamischen Prozesse im Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 erreichte, entsprechend des statistischen Parameters BSS_{vR} , fast die Klasse einer guten Modellgüte. Wegen der insgesamt geringen Veränderung der Sohlenhöhen überstiegen diese Differenzen zwar nur für rund ein Viertel der betrachteten Punkte im Modellgebiet die Größe der Mess-

genauigkeit, dafür wurde vom Modell aber für 67,5 % dieser Punkte die korrekte Tendenz der Sohlenänderung vorhergesagt. Der qualitative Vergleich der modellierten und gemessenen Daten zeichnete sogar ein besseres Bild: alle in der Messung festgestellten Veränderungen konnten vom Modell wiedergegeben werden. Für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008 war die Modellgüte rein quantitativ über den BSS_{vR} gerade noch als befriedigend/ausreichend einzuordnen. Die detaillierte Analyse der eingehenden Werte zeigte, dass zwar rund die Hälfte der berechneten Sohlenänderung größer als die Messgenauigkeit sind, dafür von denen aber nur für 49,5 % die korrekte Tendenz der Sohlenänderung vom Modell vorhergesagt wurde. Qualitativ zeigte sich, dass für diesen Berechnungszeitraum einige, aber nicht alle morphodynamischen Beobachtungen aus den Messungen vom Modell wiedergegeben werden konnten. Die quantitative Auswertung der Modellergebnisse zeigte, ebenso wie die qualitative Analyse, für den Berechnungszeitraum Frühjahr 2008 ein besseres Ergebnis, als für den Berechnungszeitraum Spätsommer 2008. In beiden Fällen ist der BSS_{vR} mit der zugehörigen Auswertung der einzelnen Knotendaten jedoch schlechter, als es die qualitative Betrachtung vermuten lassen würde.

Die vergleichsweise schwachen statistischen Werte resultieren aus dem Ursprung dieser: die Klassifizierung der BSS_{vR} orientiert sich an der Abbildung großräumiger Erosions- und Sedimentationsvorgänge. Im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt liegt der Fokus hingegen auf der Betrachtung der morphodynamisch sehr aktiven Neufelder Rinne und ihrer Einfahrt. Sedimente erodieren und sedimentieren hier nur in einem sehr kleinen Maßstab. Gleichzeitig sind die großflächigen, weniger schnelllebigen Tendenzen nicht Gegenstand der Untersuchungen und finden deswegen auch keinen Eingang in die Berechnung des BSS_{vR} . Dadurch kann dieser statistische Parameter genutzt werden, um prinzipiell einzuordnen, ob die Abbildung der morphodynamischen Prozesse in einem Modell für einen Berechnungszeitraum besser oder schlechter ist als für einen anderen Zeitraum. Nach Tabelle 3.2 wird die Modellgüte für das Untersuchungsgebiet Neufelder Watt aber unterschätzt. Für kleinräumige, morphodynamisch sehr aktive Gebiete muss also die Klassifizierung der Modellgüte entsprechend überarbeitet werden.

6.2 Bewertung der Methode

In Abschnitt 4.3.1 wurde das Ziel gesetzt, eine Methode zur numerischen Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt zu finden. Hierfür sollte die hydrodynamische Situation aus einem großräumigen Modell der Elbmündung gewonnen und mit den lokal im Untersuchungsgebiet gemessenen Sedimentkonzentrationen verknüpft werden. Dafür wurden die bekannten Methoden der Nutzung von Modellketten und des Modell-Nestings zu einer neuen Methode zusammengeführt. Zunächst wurde deswegen ein hydrodynamisches Modell der Elbmündung erstellt. Mittels numerischer Integration wurden die Ergebnisse der Strömungsmodellierung des großräumigen Modells auf die Randlinien und Randknoten des entkoppelten kleinräumigen und hoch aufgelösten Modells transferiert. Für die morphodynamische Betrachtung wurden zudem die im

Untersuchungsgebiet gemessenen Sedimentkonzentrationen auf den Randlinien angesetzt. Mit den so zusammengesetzten Randwerten erfolgte die detaillierte Berechnung der hydro- und morphodynamischen Prozesse im Neufelder Watt.

Die Bewertung dieser neuen Methode orientiert sich an zwei Aspekten: der Qualität der Berechnungsergebnisse und der Effizienz der Methode. Die Berechnungsergebnisse wurden in Kapitel 5 umfassend dargestellt und in Abschnitt 6.1 diskutiert. Von entscheidender Bedeutung ist an dieser Stelle zunächst, ob es gelungen ist, die im Untersuchungsgebiet stattfindenden hydro- und morphodynamischen Prozesse abzubilden.

Die Ausführungen zeigen, dass sowohl die Wasserstände, die Strömungsgeschwindigkeiten und die zugehörigen Be- und Entwässerungsprozesse gut bis sehr gut wiedergegeben werden. Unter Berücksichtigung der komplexen Struktur des Untersuchungsgebiets sind diese Ergebnisse noch höher zu bewerten. Die berechneten morphodynamischen Prozesse geben die gemessenen Veränderungen größtenteils gut wieder. Die statistische Auswertung klassifiziert die Abbildung der Umlagerungsprozesse in den Berechnungszeiträumen zwar nur als ausreichend/befriedigend, doch gilt hier, dass die Klasseneinteilungen an großräumigen Umlagerungsprozessen ausgerichtet sind und bezüglich kleinräumiger, morphodynamisch sehr aktive Gebiete noch anzupassen sind. Die Abbildung der morphodynamischen Veränderungen ist deswegen letztendlich mit gut zu bewerten. Insgesamt ergeben die Ergebnisse der Modellierung im Vergleich zu den Messdaten ein vervollständigtes Bild der Strömungs- und Sedimenttransportprozesse im Neufelder Watt.

Bezüglich der Effizienz der Methode sind die Gesichtspunkte der Datenbeschaffung und des Rechenaufwands zu beurteilen. Würde kein quasi eingebettetes, kleinräumiges Modell zur Berechnung der kleinskaligen Strömungs- und Stofftransportprozesse im Neufelder Watt genutzt werden, müssten neben den hydro- auch die morphodynamischen Prozesse für die gesamte Elbmündung abgebildet werden. Um das umsetzen zu können, müssten idealerweise für den Start und das Ende der Berechnungszeiträume bathymetrische Messungen des gesamten Gebiets vorgenommen werden. Auf jeden Fall müssten aber Verläufe der Sedimentkonzentrationen an den Randlinien des großräumigen Modells vorliegen. Um eine Kalibrierung und Validierung dieses Modells zu ermöglichen, müsste zudem eine Vielzahl an Stoffkonzentrationsmessungen an verschiedenen Stellen der Elbmündung durchgeführt werden. Im Hinblick auf das Ziel, kleinräumige Prozesse zu untersuchen, würde die großräumige Berechnung der Morphodynamik zu Einbußen der Abbildungsqualität führen.

Die Nutzung der Methode führt zu insgesamt rund 246.000 pro Iterationsschritt zu lösenden Gleichungen für die Hydrodynamik und etwa 38.000 Gleichungen für die Morphodynamik. Würden sämtliche Prozesse im großräumigen Modell berechnet werden, dabei allerdings in den Grenzen des kleinräumigen Modells die hohe räumliche Auflösung integriert werden, würde sich die Anzahl der für die Hydrodynamik insgesamt zu lösenden Gleichungen pro Iterationsschritt um rund 10.000 Gleichungen reduzieren. Stattdessen wären aber circa 65.000 Gleichungen zusätzlich für jeden Iterationsschritt der morphodynamischen Betrachtung zu lösen. In Abhängigkeit der jeweils notwendigen Iterationen pro Zeitschritt und pro abzubildendem Prozess, reduziert sich der Rechenaufwand durch den Einsatz der vorgestellten Methode in verschiedener Größenordnung. Die Effizienz steigert sich zudem, da die Lösung der

hydrodynamischen Gleichungen im kleinräumigen Modell zumeist nur etwa die Hälfte der im großräumigen Modell für den gleichen Zeitschritt notwendigen Anzahl der Iterationsschritte benötigt. Die Anzahl der notwendigen Iterationsschritte zur Lösung der morphodynamischen Gleichungen ist ungefähr doppelt so hoch wie die der im gleichen Zeitschritt notwendigen Iterationsschritte zur Lösung der hydrodynamischen Gleichungen (im kleinräumigen Modell). Im Vergleich zu der so eingesparten Rechenzeit und dem zugehörigen Datenvolumen ist der zusätzliche Aufwand zum Transfer der hydrodynamischen Größen vernachlässigbar gering. Die in Abschnitt 4.3.1 dieser Arbeit neu eingeführte Methode zur Abbildung kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt steigert also gegenüber der Nutzung eines einzigen Modells für die gesamte Elbmündung sowohl die Qualität als auch die Effizienz.

7 Schlussfolgerungen

Aus den Betrachtungen des Anwendungsfalls Neufelder Watt sowie den zugehörigen Berechnungsergebnissen und ihrer Diskussion (vgl. Kapitel 4 bis 6) soll geschlussfolgert werden, ob und in welchem Umfang alle in dieser Arbeit formulierten Ziele (vgl. Abschnitt 2.2) erreicht worden sind.

Das in Abschnitt 4.3.1 vorgestellte und im weiteren Verlauf der Arbeit umgesetzte Konzept zur Abbildung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt führt zu einer guten bis sehr guten Abbildung der Realität (vgl. Abschnitt 6.1). Durch die Methode werden die physikalischen Prozesse im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt in einem eigenständigen kleinräumigen Modell mit hoher Auflösung abgebildet. Mit Hilfe der Übergabe der Randwerte aus einem großräumigen Modell der Elbmündung erfolgt die Detailbetrachtung dennoch in seiner natürlichen Umgebung. Dabei verbindet die eingeführte Methode erfolgreich die in Abschnitt 2.1.3 vorgestellten Arbeitsweisen der Küstengebietsmodellierung (Modellkette) mit der Detailmodellierung einer Ästuar­mündung (Modell-Nesting). Durch diese Kopplung gelingt eine effiziente Modellierung der lokalen Phänomene im Neufelder Watt unter Berücksichtigung der einwirkenden regionalen Prozesse der Elbmündung. Die Methode ist ihrerseits, wie in den Zielen formuliert, nicht nur für die Abbildung der Strömungs- und Sedimenttransportprozesse im Neufelder Watt erfolgreich eingesetzt worden (vgl. Abschnitt 6.2), sondern kann auch auf weitere Anwendungsfälle übertragen werden.

Im Rahmen des Anwendungsfalls Neufelder Watt sollte eine Aufweitung des Fensters der Vorhersagbarkeit nach CAPOBIANCO [7] (vgl. Abschnitt 2.1.2) durch eine Verschiebung der verschiedenen Grenzen erfolgen. Die Bestimmung der hydrodynamischen Randwerte für ein kleinräumiges Modell des Neufelder Watts wurde eingangs dieser Arbeit als technische Grenze aufgeführt. Die über die offenen Modellränder nicht messbaren Durchflüsse werden nun aus den hydrodynamischen Ergebnissen des übergeordneten Modells der Elbmündung bezogen. Daraus resultierend verschieben sich die technischen Grenzen auf die Erhebung der hydrodynamischen Randwerte des übergeordneten Modells, also der Aufzeichnung der Pegeldaten an den drei offenen Rändern in Brunsbüttel, Belum und Cuxhaven. Unverändert notwendig bleibt die Erfassung der Anfangswerte der Bathymetrie im Gesamtgebiet sowie die Erhebung des Verlaufs der Sedimentkonzentrationen im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt. Der Transfer der hydrodynamischen Randwerte aus dem übergeordneten Modell beeinflusst nachfolgend auch die äußeren Grenzen, welche die Unsicherheiten der treibenden Kräfte

te zusammenfassen. Durch das neue Verfahren werden die Durchflüsse auf den Rändern wesentlich genauer erfasst, als sie es durch eine Messung, insbesondere in Bezug auf zeitabhängige Daten, werden könnten. Durch die Nutzung eines quasi eingebetteten, kleinräumigen Modells zur Beschreibung der morphodynamischen Prozesse im Neufelder Watt sind nur für dieses kleine Gebiet Messungen der Sedimentkonzentrationen sowie, zu Beginn eines jeden Berechnungszeitraums, eine Aufzeichnung der Sohlenhöhen erforderlich. Die Einschränkung des Modellgebiets auf diesen kleinen Bereich, erhöht die Wahrscheinlichkeit verfügbarer Daten bzw. verringert den Aufwand zur Aufzeichnung der notwendigen Daten und es ergibt sich eine Verschiebung der organisatorischen Grenzen. Für die Diskretisierung des Neufelder Watts wurde durch Sensitivitätsanalysen (vgl. Anhang A) im Hinblick auf die zu modellierenden physikalischen Prozesse die optimale räumliche und zeitliche Auflösung bestimmt. Diese Herangehensweise verändert die inneren Grenzen, welche durch die im System vorhandenen modellierten Phänomene gebildet werden und in deren Fokus die Diskretisierung steht. Das Wissen über den Ablauf der Prozesse und ihr Zusammenwirken sowie deren Umsetzung in Modellen bildet die wissenschaftlichen Grenzen. Auch diese wurden durch den Einsatz der gefundenen Methode verschoben, denn durch sie wurde die realitätsnahe Abbildung der kleinskaligen Prozesse in einem Modell überhaupt erst möglich.

Insgesamt gelang es, die gemessenen kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse eines Wattsystems in seiner natürlichen Umgebung abzubilden. Durch die zweidimensionale Abbildung und ihren Verlauf über die Zeit konnten flächendeckende Erkenntnisse der Strömungs- und Sedimenttransportprozesse im Neufelder Watt gewonnen werden. Für den Anwendungsfall Neufelder Watt konnten also sämtliche beschränkenden Grenzen des Fensters der Vorhersagbarkeit ein Stück weiter nach außen verschoben werden und konnten so, jede für sich und gleichzeitig alle gemeinsam, zu einer Erweiterung des Fensters beitragen.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Numerische Modelle können einen Beitrag zu einem verbesserten Verständnis der hydro- und morphodynamischen Prozesse in Wattgebieten liefern. Diese Arbeit fokussiert hierfür das Finden einer Methode zur kleinskaligen numerischen Abbildung dieser Prozesse.

Das kontinuierliche Erodieren, Transportieren und Deponieren und die damit einhergehende ständige Veränderung der Sohle von Wattgebieten wurde bisher in Studien sowohl durch Feldmessungen als auch durch verschiedene Modellansätze beschrieben. In der Literatur liegen für numerische Modelle zur Abbildung tidaler Wattenmeerregionen bisher hauptsächlich Ausführungen zur Meso- und Makroskala vor. Als eine Möglichkeit zur Verbesserung des Prozessverständnisses wurde hingegen, aus Gründen der Qualität und der Effizienz, die numerische Modellierung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse als geeignet erkannt. Limitierender Faktor bei der Umsetzung eines solchen Modells ist die Beschaffung der hydrodynamischen Randwerte. Diese Arbeit setzte sich zum Ziel, anhand des Anwendungsfalls des sich in der Elbmündung befindenden Sandwatts Neufelder Watt eine Methode zur numerischen Erfassung kleinskaliger hydro- und morphodynamischer Prozesse im Watt zu finden. Um das Wattsystem dabei in seiner natürlichen Umgebung betrachten zu können, fällt der Bestimmung der Randwerte eine besondere Bedeutung zu. Das Verfahren sollte gleichzeitig die Prognosefähigkeit des Modells vergrößern, indem es die beschränkten Grenzen des Fensters der Vorhersagbarkeit öffnend verschiebt.

Basis für die Bildung des Modells sind die theoretischen Ansätze. Als physikalische Grundlage wurden für das instationäre Strömungs- und Sedimenttransportmodell die Flachwassergleichungen und die Schwebstofftransportgleichung eingesetzt. Die Differentialgleichungen wurden mit Hilfe der Finiten-Elemente-Methode gelöst. Zur Abbildung des Trocknens und des Wiederbenetzens der Wattflächen im numerischen Modell wurde der Algorithmus der Marsh Porosity Option genutzt. Die quantitative Bewertung der Modellgüte erfolgte mit den statistischen Parametern $ARMAE$ (Hydrodynamik) und BSS_{vR} (Morphodynamik).

Die Datengrundlage für die Aufstellung eines numerischen Modells des Neufelder Watts konnte von ALBERS [1] übernommen werden. Dieser führte ein rund dreijähriges Messprogramm im Untersuchungsgebiet durch und analysierte anschließend die Beobachtungen des Sedimentinventars, der hydrologischen Parameter, der morphologischen Änderungen und der Schwebstoffkonzentrationen. Für die Modellbildung wurde das Strömungs- und Stofftransportmodell RMA-Kalypso genutzt. Um die Prozesse aufgrund der in der Elbmündung vor-

handenen natürlichen Gegebenheiten und der Lage der dauerhaft messenden Pegelstationen im etwa 220 km² großen Modellgebiet effizient und im Untersuchungsgebiet des Neufelder Watt auch mit hoher räumlicher Auflösung abbilden zu können, wurden in einer neuen Methode die Verfahren der Modellkette und des Modell-Nestings aus den Fachbereichen der Küstengebietsmodellierung und der Detailabbildung einer Ästuarmündung miteinander verknüpft. Es resultierte ein in einem großräumigen hydrodynamischen Modell quasi eingebettetes, kleinräumiges Modell mit hoher räumlicher Auflösung, an dessen Randlinien die treibenden hydrodynamischen Kräfte aus den Ergebnissen des großräumigen Modells transferiert und mit den gemessenen Sedimentkonzentrationen im Untersuchungsgebiet verknüpft werden. Dabei wird für das großräumige Modell in den Grenzen des kleinräumigen Modells zunächst ein weniger feines Finite-Elemente-Netz eingesetzt. Das kleinräumige Modell kann anschließend herausgelöst aus seiner Umgebung eigenständig betrieben werden. Dieser Ansatz ermöglicht, die offenen Grenzen des kleinräumigen Modells unabhängig von hydrodynamischen Messstationen wählen zu können. Der Einsatz der Marsh-Porosity Option lässt gleichzeitig die Lage der Randlinien im tidalen Bereich zu. Dieser Methode entsprechend wurde für den Anwendungsfall neben dem Modell der Elbmündung ein quasi eingebettetes, kleinräumiges Modell des Neufelder Watts aufgestellt, dessen Gebiet nur circa 1,3 km² beträgt. Beide Modelle wurden kalibriert und validiert. Im Anschluss wurden die hydro- und morphodynamischen Prozesse innerhalb von zwei mehrwöchigen Berechnungszeiträumen berechnet und mit den gemessenen Daten verglichen.

Die punktuelle Gegenüberstellungen der Wasserstände, der Wasserstandsdifferenzen innerhalb der Priele und der Strömungsgeschwindigkeiten zeigte, dass die hydrodynamischen Güte beider Modelle mit sehr gut zu bewerten ist. Neben dieser Auswertung konnten die Modelle zudem den Verlauf der Be- und Entwässerungsprozesse der Wattssysteme flächig aufzeigen. Insbesondere die im Untersuchungsgebiet stattfindenden Strömungsprozesse wurden zu unterschiedlichen Zeitpunkten der Tide detailliert dargestellt. Die berechneten morphodynamischen Entwicklungen wurden mit den in der Natur beobachteten verglichen. Qualitativ wurden für einen Berechnungszeitraum alle in der Messung festgestellten Beobachtungen vom Modell wiedergegeben, während in dem anderen Zeitraum nicht alle Messergebnisse in der berechneten Bathymetrie erkennbar sind. Die Quantifizierung der Modellgüte mittels des statistischen Parameters BSS_{vR} wurde um die detailliertere Betrachtung der zugrunde liegenden Daten erweitert. Gleichzeitig konnte aufgezeigt werden, dass für kleinräumige und morphodynamisch sehr aktive Gebiete, wie in diesem Anwendungsfall, eine Überarbeitung der Klassengrenzen notwendig ist. Die Qualität der Berechnungsergebnisse und das im Vergleich zu den Messdaten vervollständigte Bild der Strömungs- und Sedimenttransportprozesse im Neufelder Watt offenbart die Qualität der Methode des quasi eingebetteten, kleinräumigen und kleinskaligen Modells. Die Effizienz der Methode konnte durch die Ausführungen der Einsparungen bei der Datenbeschaffung und beim Rechenaufwand dargelegt werden.

Insgesamt führte das angewendete Konzept zur Modellierung der kleinskaligen physikalischen Prozesse zu einer guten bis sehr guten Abbildung der Realität. Die Detailbetrachtung erfolgte, wie anvisiert, in der natürlichen Umgebung. Und auch das Fenster der Vorhersag-

barkeit erfuhr durch die neue Methode eine erfolgreiche Aufweitung durch die Verschiebung aller umgebenden Grenzen.

Die Methode zur Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse im Watt öffnet neue Wege, um das Verständnis dieser Abläufe zu verbessern. Kleinräumig können so Detailbetrachtungen vorgenommen und auf größere Maßstäbe übertragen werden, wie dies in dieser Arbeit beispielsweise an den Verläufen der Wasserstandsdifferenzen innerhalb der Neufelder Rinne und eines langgestreckten Priels in der Elbmündung möglich war.

Gleichzeitig bietet die detaillierte Modellierung der Wattssysteme in ihrer natürlichen Umgebung die Möglichkeit, die empirischen Sedimenttransportformeln für diese Gebiete zukünftig realitätsnah, statt nur im Anwendungsfall eines Strömungskanals, weiterzuentwickeln.

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellte Methode ist auf weitere Anwendungsfälle übertragbar. Dabei ist es möglich, in dem quasi eingebetteten, kleinräumigen und kleinskaligen Modell, statt der Sedimentkonzentration und der daraus resultierenden morphodynamischen Prozesse, andere Freiheitsgrade, wie beispielsweise die Temperatur oder die Salinität, zu betrachten. Die Methode ist zudem nicht auf den Einsatz in einer Ästuarmündung und auf die Betrachtung von Wattssystemen beschränkt. Vielmehr eignet sie sich für alle Gewässerabschnitte, deren Hydrodynamik durch die Flachwassergleichungen beschrieben werden kann. Ebenso ist es möglich, innerhalb eines großräumigen Modells mehrere kleinräumige Modelle einzubetten und diese anschließend einzeln und bezüglich verschiedenen Fragestellungen mit verschiedenen Freiheitsgraden zu belegen und zu nutzen. Voraussetzung für die Detailbetrachtung einzelner Abschnitte ist, dass deren Strömungsprozesse durch das großräumige Modell zuvor hinreichend genau erfasst worden sind.

Literaturverzeichnis

- [1] ALBERS, T.: *Analyse morphologischer Änderungen von Ästuarwatten – Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung*, Dissertation, Hamburg, 2012
- [2] ALBERS, T., VON LIEBERMAN, N., FALKE, E.: Morphodynamic Processes on Tidal Flats in Estuaries, ICS 2009 (Proceedings), in: *Journal of Coastal Research, Special Issue 56*, pp. 1325 – 1329, Lissabon, 2009
- [3] ATV-DVWK DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL: *Feststofftransportmodelle für Fließgewässer*, ATV-DVWK-Arbeitsbericht der ATV-DVWK-Arbeitsgruppe W-2.4 “Feststofftransportmodelle”, Hennef, 2003
- [4] ARIATHURAI, R., MACARTHUR, R.C., KRONE, R.B.: *Mathematical Model of Estuarial Sediment Transport*, Technical Report D-77-12, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, 1977
- [5] BÖKER, C., SCHWÖPPE, A.: Geometrische Algorithmen zur Generierung von Rand- und Anfangswerten am Beispiel des Küsteningenieurwesens, in: *Forum Bauinformatik in Berlin 2000*, Fortschritts-Bericht VDI, Reihe 4, Nr.163, S.204 – 212, 2000
- [6] CAÑIZARES, R.: *On the application of data assimilation in regional coastal models*, Balkema, Rotterdam, 1999
- [7] CAPOBIANCO, M.: Predictability for long-term coastal evolution handling the limiting factors, in: *Third European Marine Science and Technology Conference, Scientific Colloquium Predictability for Long-term Coastal Evolution – Is it feasible?*, pp. 277 – 288, Lissabon, 1998
- [8] COFFEY, F.C., NIELSEN, P., *The Influence of Waves on Current Profile*, Coastal Eng. Conf., Taipeh, 1986
- [9] DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E.V. (DVWK): *Hydraulische Berechnung von Fließgewässern*, DVWK Merkblätter 220/1991, Verlag Paul Parey, Hamburg/Berlin 1991
- [10] DE VRIEND, H.: Long-term morphodynamics of alluvial rivers and coasts, in: *Environmental applications of mechanics and computer science: Proceedings of CISM 30th Anniversary Conference*, Springer, pp. 1 – 19, Wien/New York, 1999

-
- [11] FALKE E., VON LIEBERMAN, N.: Numerical Modeling of a Wadden Sea Area – Hydrodynamic and Morphodynamic, in: *Congress Proceedings of the First European IAHR Congress (CD-ROM)*, Paper MH1e, Edinburgh, 2010
- [12] GIARDINO, A., IBRAHIM, E., ADAM, S., TOORMAN, E.A., MONBALIU, J.: Hydrodynamics and Coesive Sediment Transport in the Ijzer Estuary, Belgium: Case Study, in: *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol. 135, No. 4, pp. 176 – 184, ASCE, 2009
- [13] HABERSACK, H.M.: The river-scaling concept (RSC): a basis for ecological assessments, in: *Hydrobiologia*, Volume 422/423, pp. 49 – 60, 2000
- [14] HEYER, H., HEWER, R., SÜNDERMANN, J.: Die numerische Modellierung von Strömungen und Sedimenttransport in Wattgebieten, in: *Die Küste*, Heft 43, S. 167 – 180, Boysen Media Verlag Co. KG, Heide in Holstein, 1986
- [15] HICKS, B.B.: Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over Water bodies of different sizes, in: *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 3, No. 2, pp. 201 – 213, Springer, Dordrecht, 1972
- [16] HOYME, H.H.: *Mesoskalige morphodynamische Modellierungen am Beispiel der Meldorfer Bucht*, Dissertation, Hannover, 2002
- [17] JUNGE, I., WILKENS, J., HOYME, H., MAYERLE, R.: Modelling of Medium-Scale Morphodynamics in a Tidal Flat Area in the South-Eastern German Bight, in: *Die Küste*, Heft 69, S. 279 – 310, Boysen Media Verlag Co. KG, Heide in Holstein, 2005
- [18] KING, I.P.: *A Finite Element Model for Stratified Flow and Cohesive Sediment/Sand Transport – RMA-10S User Guide, Version 3.5D*, Resource Modelling Associates, Sydney, 2006
- [19] KING, I.P.: *RMA-10 – A Finite Element Model for Three-Dimensional Density Stratified Flow*, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, 1993
- [20] Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein: *Das Nationalparkgesetz*, Tönning, 2009
- [21] MACARTHUR, R.C., DEXTER, J.R., SMITH, D.J., KING, I.P.: Two dimensional finite element simulation of the flooding characteristics in Kawainui Marsh, Hawaii, in: *Proceedings of the 1990 National Hydraulic Engineering Conference*, pp. 664 - 669 ASCE, New York, 1990
- [22] MALCHEREK, A.: *Sedimenttransport und Morphodynamik*, Skriptum zur Vorlesung, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität der Bundeswehr München, Neubiberg, 2006
- [23] MASUYA, S., SHIMIZU, Y., GIRI, S.: Simulation of morphology in the tidal environments, in: *Proceedings of the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pp. 755 – 762, Taylor & Francis / Balkema, London, 2007

-
- [24] MAYERLE, R., WILKENS, J., ESCOBAR, C., WINDUPRANATA, W.: Hydrodynamic Forcing Along the Open Sea Boundaries of Small-Scale Coastal Models, in: *Die Küste, Heft 69*, S. 203 – 228, Boysen Media Verlag Co. KG, Heide in Holstein, 2005
- [25] Michael Otto Stiftung: *Ein Zukunftsbild für eine klimasichere Wattenmeerregion*, Hamburg, 2010
- [26] Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein: *Generalplan Küstenschutz*, Kiel, 2001
- [27] MISDORP, R., STEYAERT, F., HALLIE, F., DE RONDE, J.: Climate Change, Sea Level Rise and Morphological Developments in the Dutch Wadden Sea, a Marine Wetland, in: *Expected Effects of Climate Change on Marine Coastal Ecosystems*, pp. 123-131, Dordrecht, 1990
- [28] NASH, S., HARTNETT, M.: A Nested Hydrodynamic Model Incorporating Flooding and Drying, in: *Proceedings of the Twelfth International Conference on Civil, Structural and Environmental Engineering Computing*, Paper 253, Civil-Comp Press, Stirlingshire, 2009
- [29] NASNER, S.: *Grenzen statistischer Extrapolationen unter Berücksichtigung limitierender physikalischer Randbedingungen am Beispiel des Windstaus über der Deutschen Bucht*, Diplomarbeit im Studiengang Bauingenieurwesen und Umwelttechnik, Technische Universität Hamburg-Harburg, Hamburg, 2009
- [30] NIELSEN, C., APELT, C.: Parameters Affecting the Performance of Wetting and Drying in a Two-Dimensional Finite Element Long Wave Hydrodynamic Model, in: *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 129, No. 8, pp. 628-636, ASCE, New York, 2003
- [31] PALACIO, C., MAYERLE, R., TORO, M., JIMÉNEZ, N.: Modelling of Flow in a Tidal Flat Area in the South-Eastern German Bight, in: *Die Küste, Heft 69*, S. 141 – 174, Boysen Media Verlag Co. KG, Heide in Holstein, 2005
- [32] PASCHE, E.: *Modellieren von Strömungen in Flüssen und Ästuaren (Simulation im Wasserbau)*, Vorlesungsskript, Wasserbau – 7. Semester, Technische Universität Hamburg-Harburg, Hamburg, 2009
- [33] PRESS, H., SCHRÖDER, R.: *Hydromechanik im Wasserbau*, Verlag von Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin, 1966
- [34] PRIESTLEY, C.H.B.: A survey of the stress between the ocean and atmosphere, in: *Australian Journal of Scientific Research*, Series A, Vol. 4, pp. 315-328, 1951
- [35] REDDY, J.N., GARTLING, D.K.: *The Finite Element Method in Heat Transfer and Fluid Dynamics*, CRC Press, 1994
- [36] SCHLICHTING, H., GERSTEN, K.: *Grenzschicht-Theorie*, 9. Auflage, Springer-Verlag Berlin, 1997

-
- [37] SHEPPARD, P.A., TRIBBLE, D.T., GARRATT, J.R.: Studies of turbulence in the surface layer over water (Lough Neagh). Part I. Instrumentation, programme, profiles, in: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 98, Issue 417, pp. 627 – 641, Weinheim, 1972
- [38] STERR, H.: *Klimawandel und mögliche Auswirkungen auf die deutsche Nordseeküste*, Schriftenreihe der Schutzgemeinschaft Deutsche Nordseeküste (Hg.): Klimaänderung und Küste, S. 9-30, 1996
- [39] SUTHERLAND, J., PEET, A.H., SOULSBY, R.L.: Evaluating the performance of morphological models, in: *Coastal Engineering 51*, pp. 917-939, 2004
- [40] SUTHERLAND, J., WALSTRA, D.J.R., CHESHER, T.J., VAN RIJN, L.C., SOUTHGATE, H.N.: Evaluation of coastal area modelling systems at an estuary mouth, in: *Coastal Engineering 51*, pp. 119-142, 2004
- [41] VAN RIJN, L.C., WALSTRA, D.J.R., GRASMEIJER, B., SUTHERLAND, J., PAN, S., SIERRA, J.P.: The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using Process-based profile models, in: *Coastal Engineering 47*, pp. 295-327, 2003
- [42] VAN RIJN, L.C.: *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, Aqua Publications, Amsterdam/Oldemarkt, 1993
- [43] VON LIEBERMAN, N., ALBERS, E.: *Naturmessprogramm und Modellbildung zur Analyse morphodynamischer Veränderungen im Neufelder Watt – Phase 3*, Abschlussbericht, Hamburg, 2009
- [44] WEILER, H.S., BURLING, R.W.: Direct Measurements of Stress and Spectra of Turbulence in the Boundary Layer Over the Sea, in: *Journal of the Atmospheric Science*, Vol. 24, pp. 653-664, 1967
- [45] WILKENS, J.: *Medium Scale Morphodynamics of the Central Dithmarscher Bight*, Dissertation, Kiel, 2004
- [46] WINTER, C., POERBANDONO, HOYME, H., MAYERLE, R.: Modelling of Suspended Sediment Dynamics in Tidal Channels of the German Bight, in: *Die Küste*, Heft 69, S. 253 – 278, Boysen Media Verlag Co. KG, Heide in Holstein, 2005
- [47] ZANKE, U.C.E.: *Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer*, Parey Buchverlag im Blackwell Wissenschaftsverlag, Berlin, 2002

A Sensitivitätsanalysen

A.1 Sensitivitätsanalyse der zeitlichen Auflösung

Die Wahl der zeitlichen Auflösung wurde mit Hilfe einer Sensitivitätsanalyse getroffen. Hierfür wurden sowohl das großräumige als auch das kleinräumige Modell mit vier verschiedenen Berechnungszeitschrittlängen (30 Minuten, 15 Minuten, 7,5 Minuten und 3 Minuten) betrieben. Alle weiteren Parameter der Modelle waren in sämtlichen Berechnungen identisch. Für die Vergleichsberechnungen wurde die konstante Gitternetzweite zehn Meter gewählt. Das Finite-Elemente-Netz sowie die Sohlenhöhen sind in Abbildung 4.19 dargestellt. Die Gesamtzeit der Berechnungen umfasste jeweils 25 Stunden, also zwei Tiden.

Die Verläufe der kleinskalig modellierten und gemessenen hydrodynamischen Größen an zwei Positionen auf der Wattfläche (siehe Abbildung 4.2) sind vergleichend in Abbildung A.1 und in Abbildung A.2 dargestellt. Die Grafiken zeigen, dass die Wasserspiegellage von den Berechnungen mit den Zeitschrittweiten 30 Minuten sowie 15 Minuten sehr gut wiedergegeben wird. Eine Zeitschrittweite von 7,5 Minuten führt zumindest einmal zu einer deutlichen Abweichung von den Messwerten (am Morgen des 25.04.2008). Für die Zeitschrittweite 3 Minuten differieren die modellierten Werte stark von den gemessenen Größen. Die berechneten Tidekurven weichen dabei an beiden Positionen erheblich von der Form einer Sinuskurve ab. Ferner ist den Abbildungen zu entnehmen, dass an den zwei Messpositionen für die Zeitschrittweiten 30 Minuten und 15 Minuten auch die Strömungsgeschwindigkeiten gut wiedergegeben werden. Beide Simulationen unterschätzen die Strömungsgeschwindigkeiten jedoch zeitweise leicht. Die Berechnungen mit der Zeitschrittweite 7,5 Minuten führt zwar zu in der Größenordnung ähnlich gut approximierten Strömungsgeschwindigkeiten, jedoch schwanken die Werte erheblich. Die Berechnung mit der Zeitschrittweite 3 Minuten weist neben erheblichen Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeiten auch eine außerordentliche Überschätzung dieser Größen auf. Die mit den Zeitschrittweiten 30 Minuten und 15 Minuten berechneten Verläufe der Strömungsrichtungen stimmen an beiden Messpositionen mit den gemessenen Größen überein. Die nachgebildeten Strömungsrichtungen für die Berechnung mit der Zeitschrittweite 7,5 Minuten weisen zu den Zeiträumen des auflaufenden Wassers starke Richtungsänderungen auf, die nicht den Messungen entsprechen. Die Strö-

mungsrichtungen für die mit einer Zeitschrittweite von 3 Minuten modellierten Werte weichen insbesondere bei auflaufendem Wasser erheblich von den Messwerten ab.

Die Instabilitäten und Abweichungen der hydrodynamischen Größen für die Berechnungen mit den Zeitschrittweiten 7,5 Minuten und 3 Minuten sind in den Berechnungen der hydrodynamischen Randbedingungen in dem großräumigen Modell begründet. Die Randbedingungen für dieses Modell weisen für kleine Zeitschrittweiten Unstetigkeiten auf, die auf den Messungen an den Pegelstationen basieren. Das Finite-Elemente-Netz des großräumigen Modells löst zudem die Bathymetrie der Wattflächen für diese kleinen Zeitschritte nicht ausreichend genau auf. Bereits aus geringen Schwankungen in den Eingangsdaten resultieren deswegen erhebliche Abweichungen der Strömungssituationen. Die Nutzung dieser instabilen hydrodynamischen Größen als Randbedingungen für das kleinräumige Modell führt schließlich zu den oben beschriebenen Abweichungen der Wasserspiegellagen und Strömungsvariablen von den Messwerten.

Neben der Auswertung der Verläufe der hydrodynamischen Größen werden im Rahmen der Sensitivitätsanalyse auch die statistischen Parameter zur Bewertung der Modellergebnisse genutzt. Entsprechend des *ARMAE* der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an den beiden Messpositionen (siehe Tabelle A.1) erzeugen die Zeitschrittweiten 15 Minuten und 7,5 Minuten sehr gute Ergebnisse. Die Strömungsgeschwindigkeiten des Modells mit der Zeitschrittweite 30 Minuten sind entsprechend dieser Klassifizierung (siehe Tabelle 3.1) an der Position 13 gut und an der Position 15 sehr gut. Die Klassifizierung der Strömungsgeschwindigkeiten anhand des *ARMAE* stützen somit die Beurteilung des optischen Vergleichs der hydrodynamischen Größen für die Zeitschrittweiten 30 Minuten und 15 Minuten. Der statistische Wert für die Zeitschrittweite 7,5 Minuten täuscht eine sehr gute Wiedergabe der Strömungsgeschwindigkeit vor, die durch die Verläufe widerlegt wird. Die ungenügende Abbildung der Strömungsgeschwindigkeiten findet sich für eine Zeitschrittweite von 3 Minuten zumindest an Position 15 im *ARMAE* wieder.

Tabelle A.1 *ARMAE* der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an verschiedenen Messpositionen für die verschiedenen zeitlichen Auflösungen

	30 min	15 min	7.5 min	3 min
Pos. 13	0,2078	0,1963	0,1825	0,2590
Pos. 15	0,1812	0,1708	0,1588	1,0693

Entsprechend der hydrodynamischen Verläufe und gestützt durch die Klassifizierung der statistischen Parameter werden die Zeitschrittweiten 30 Minuten und 15 Minuten als am besten geeignet für die Modellierung der Strömung im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt beurteilt.

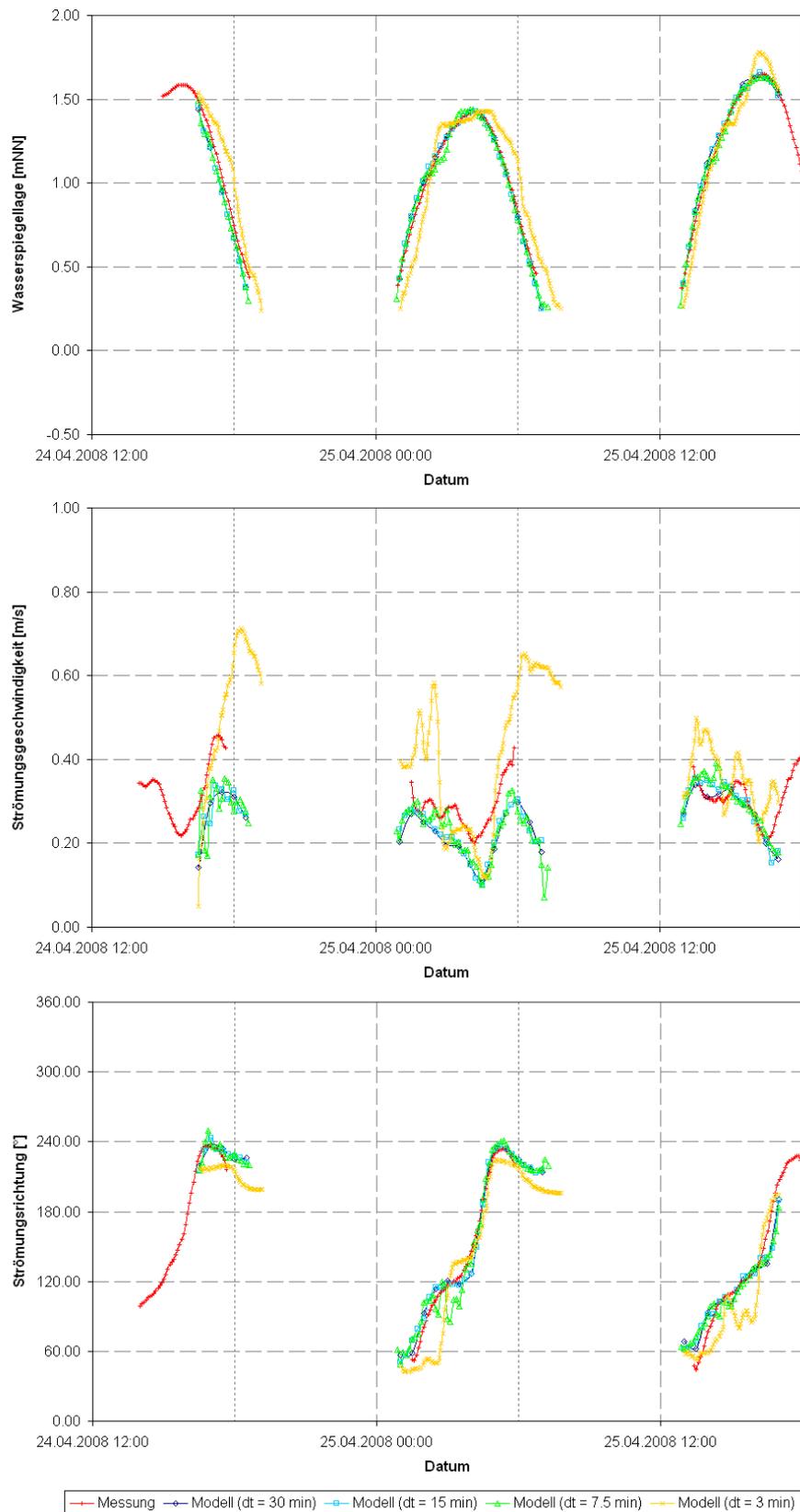


Abbildung A.1 Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 13 – Vergleich der verschiedenen zeitlichen Auflösungen

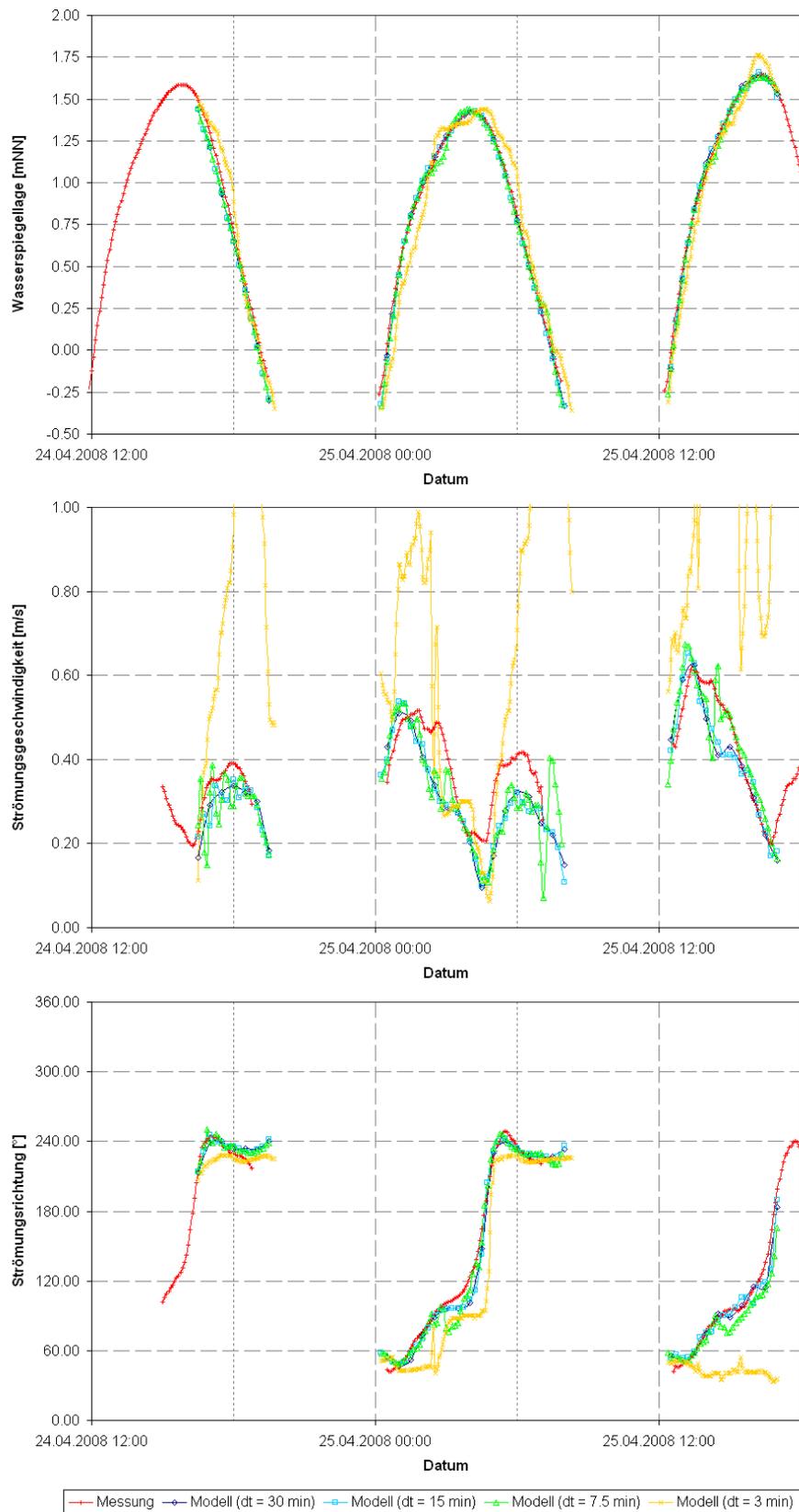


Abbildung A.2 Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 15 – Vergleich der verschiedenen zeitlichen Auflösungen

Eine weitere Auswertung erfolgt durch die Analyse der Lage des Wasserspiegels im gesamten kleinräumigen Modellgebiet. Hierfür wird für jeden berechneten Zeitschritt die Lage des Wasserspiegels in einer Draufsicht farblich dargestellt. Diese Art der Darstellung ermöglicht, den Verlauf der Be- und Entwässerungsprozesse nachzuvollziehen. In Abbildung A.3 ist der Entwässerungsprozess bei ablaufendem Wasser zu Beginn des Entwässerungsprozesses für einen Zeitraum von 30 Minuten vergleichend für die Berechnungen mit den Zeitschrittweiten 15 Minuten und 30 Minuten visualisiert. Gleiches ist in Abbildung A.4 für den Entwässerungsprozess kurz vor Eintritt des Tideniedrigwassers abgebildet.

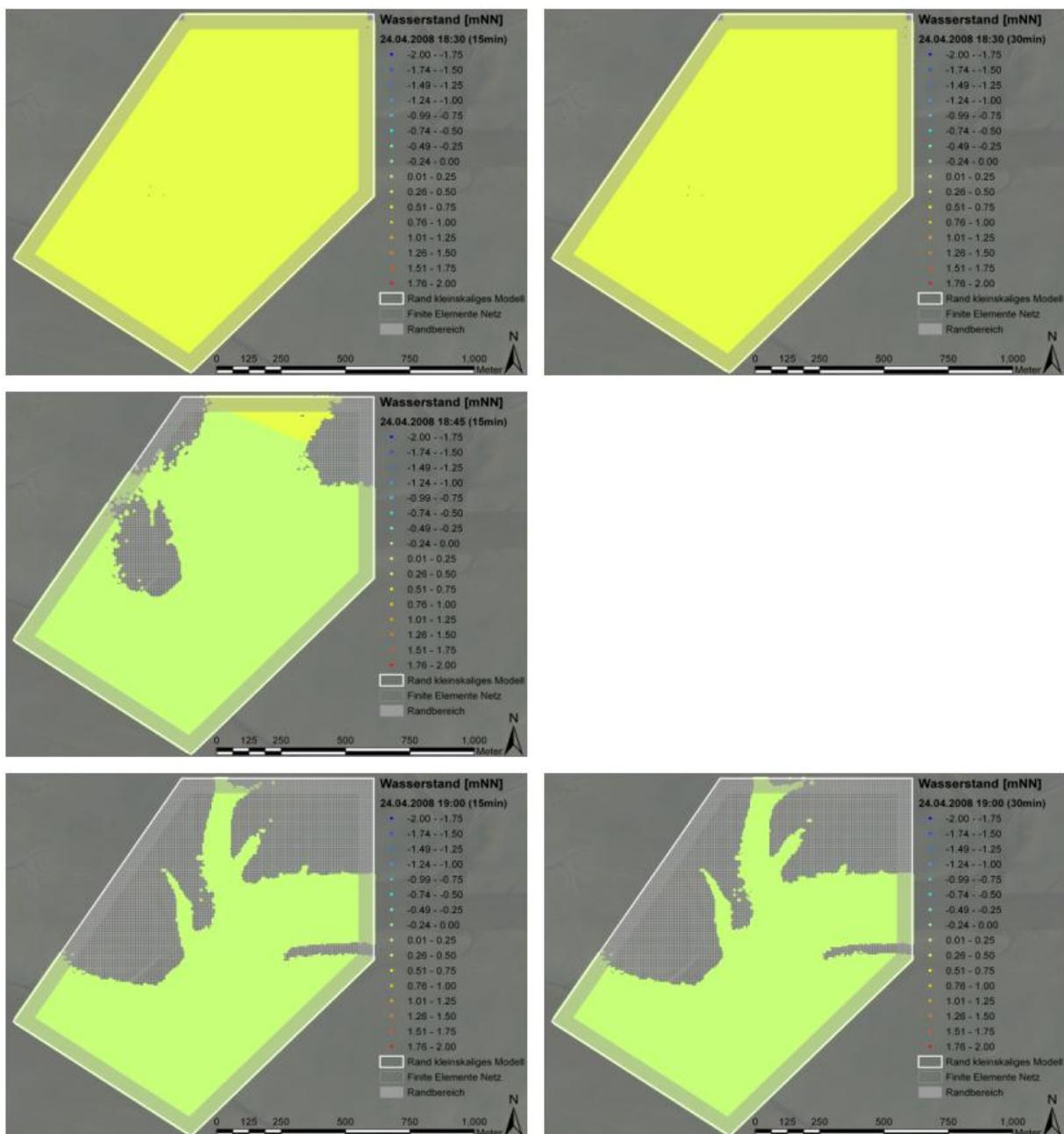


Abbildung A.3 Betrachtung der Wasserspiegellage für einen kurzen Zeitraum zu Beginn des Entwässerungsprozesses im kleinräumigen Modell für eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten (links) und 30 Minuten (rechts)

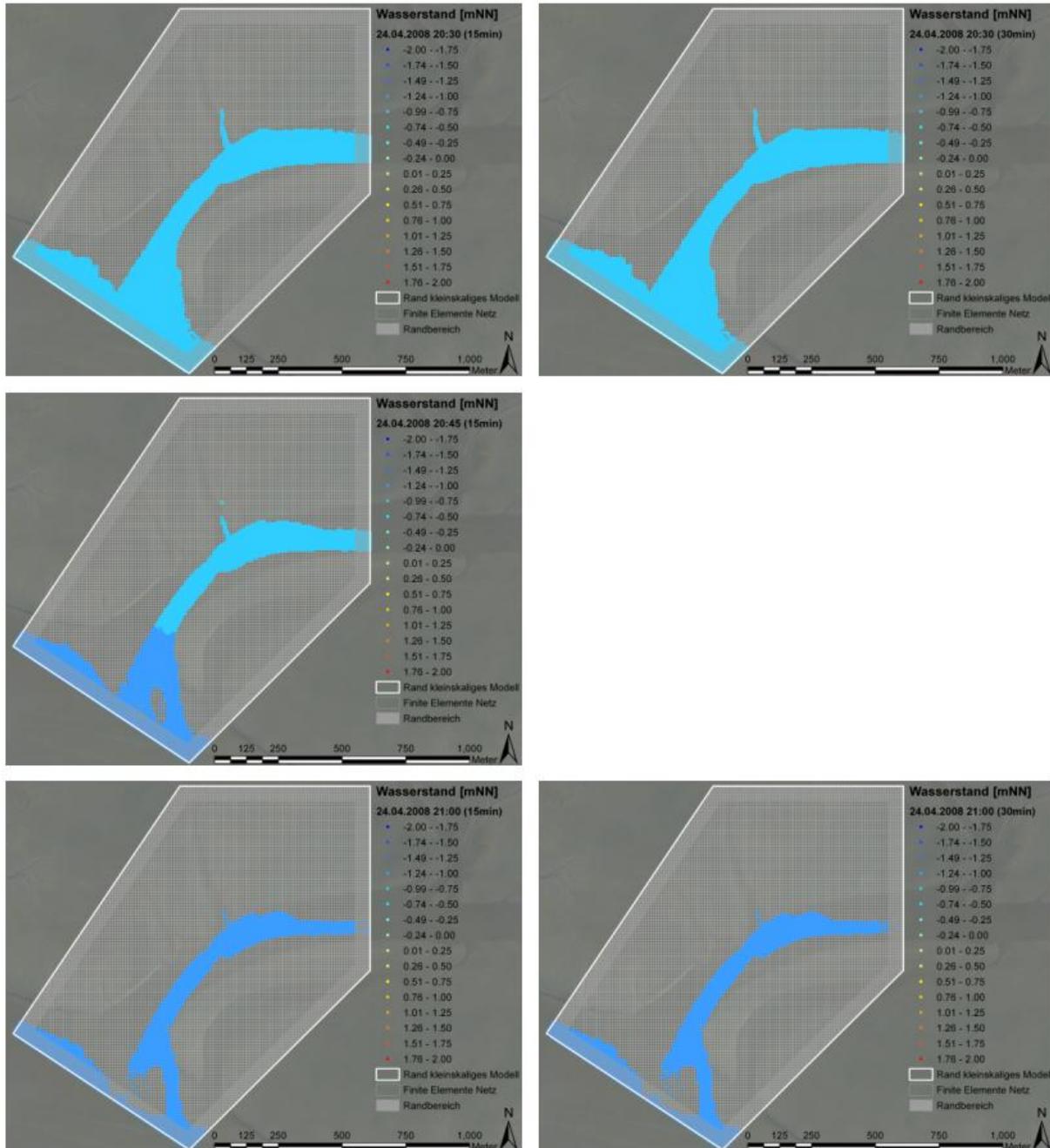


Abbildung A.4 Betrachtung der Wasserspiegellage für einen kurzen Zeitraum des Entwässerungsprozesses vor Eintritt des Tideniedrigwassers im kleinräumigen Modell für eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten (links) und 30 Minuten (rechts)

Den Draufsichten ist zu entnehmen, dass die Verdopplung der Zeitschrittweite von 15 Minuten auf 30 Minuten zur Überspringung ganzer Strömungssituationen führt. So wird bei Beginn der Entwässerung der Wattflächen ein Zustand ausgelassen, in welchem der Entwässerungsprozess über das Prielsystem initiiert wird (siehe Abbildung A.3). Kurz vor Erreichen des Tideniedrigwassers ist für die Zeitschrittweite 15 Minuten ein Zeitpunkt zu erkennen, in welchem in der Einfahrt der Neufelder Rinne eine Sandbank bereits trocken fällt, während die Rinne für diesen Moment nicht nur über die Einfahrt, sondern auch über einen

direkten Durchstich zur Elbe entwässert wird. Diese Details des Strömungsprozesses sind bei der Modellierung der Bodenevolution von entscheidender Bedeutung.

Unter Berücksichtigung der Analysen der hydrodynamischen Größen, der statistischen Parameter sowie der Be- und Entwässerungsprozesse wird für die Berechnung der hydro- und morphodynamischen Prozesse im Neufelder Watt eine Zeitschrittweite von 15 Minuten gewählt.

A.2 Sensitivitätsanalyse der räumlichen Auflösung

Auch die Entscheidung über die räumliche Auflösung wurde mit Hilfe einer Sensitivitätsanalyse getroffen. Dafür wurde das kleinräumige Modellgebiet mit verschiedenen Gitternetzweiten (50 m, 20 m, 10 m und 5 m) digitalisiert und die Ergebnisse der Berechnungen ausgewertet. Alle weiteren Parameter der Modelle waren identisch. Als zeitliche Auflösung wurde eine Berechnungsschrittweite von 15 Minuten gewählt. Die Randbedingungen wurden aus realen Werten des großräumigen Modells gewonnen. Die Gesamtzeit der Berechnungen umfasste jeweils 25 Stunden, also zwei Tiden. Das Finite-Elemente-Netz sowie die Sohlenhöhen sind exemplarisch für die Gitternetzweite 10 m in Abbildung 4.19 dargestellt.

Die hydrodynamischen Größen aller Berechnungen sind für zwei Positionen auf dem Watt in Abbildung A.5 und in Abbildung A.6 mit den Messdaten vergleichend dargestellt. Die Lage des Wasserspiegels wird für alle Gitternetzweiten sehr gut wiedergegeben. In den Verläufen der Strömungsgeschwindigkeiten sind hingegen gravierende Unterschiede zu erkennen. Während die Ergebnisse der Gitternetzweiten 10 m und 5 m an den beiden Messpositionen nahezu identisch sind und den Verlauf der gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten gut wiedergeben, weichen die Werte für die Gitternetzweite 20 m leicht von diesen Größen ab; an Messposition 15 gar einmal erheblich (am frühen Nachmittag des 28.04.2008). Deutlichere Abweichungen zu den Ergebnissen aus den kleinen Gitternetzabständen weisen die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten für die Gitternetzweite 50 m auf. Insbesondere an Position 13 werden in diesem Fall während des Flutstroms erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten berechnet. Die Strömungsrichtungen werden von allen Gitternetzweiten – außer 50 m – gut wiedergegeben.

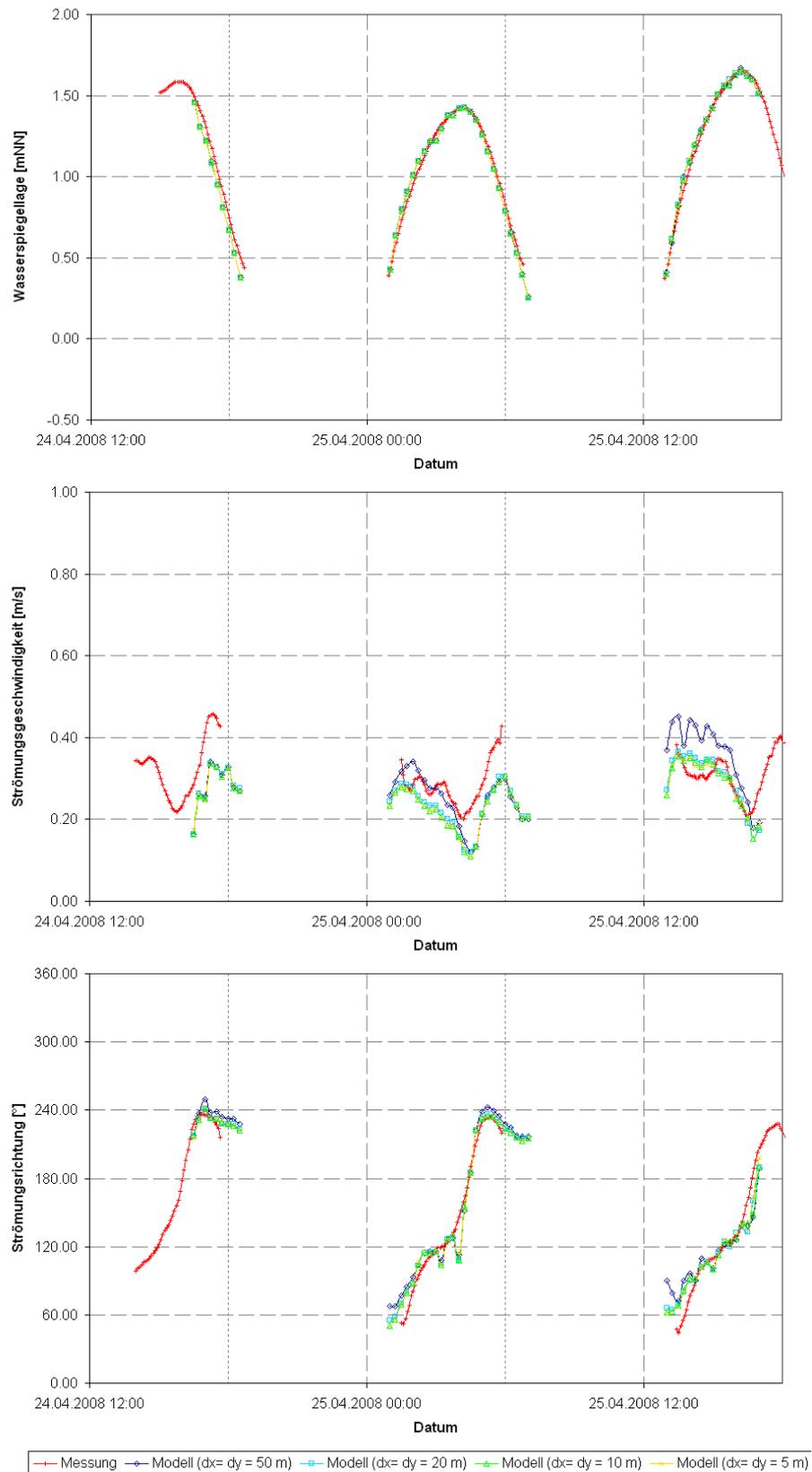


Abbildung A.5 Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 13 – Vergleich der verschiedenen räumlichen Auflösungen

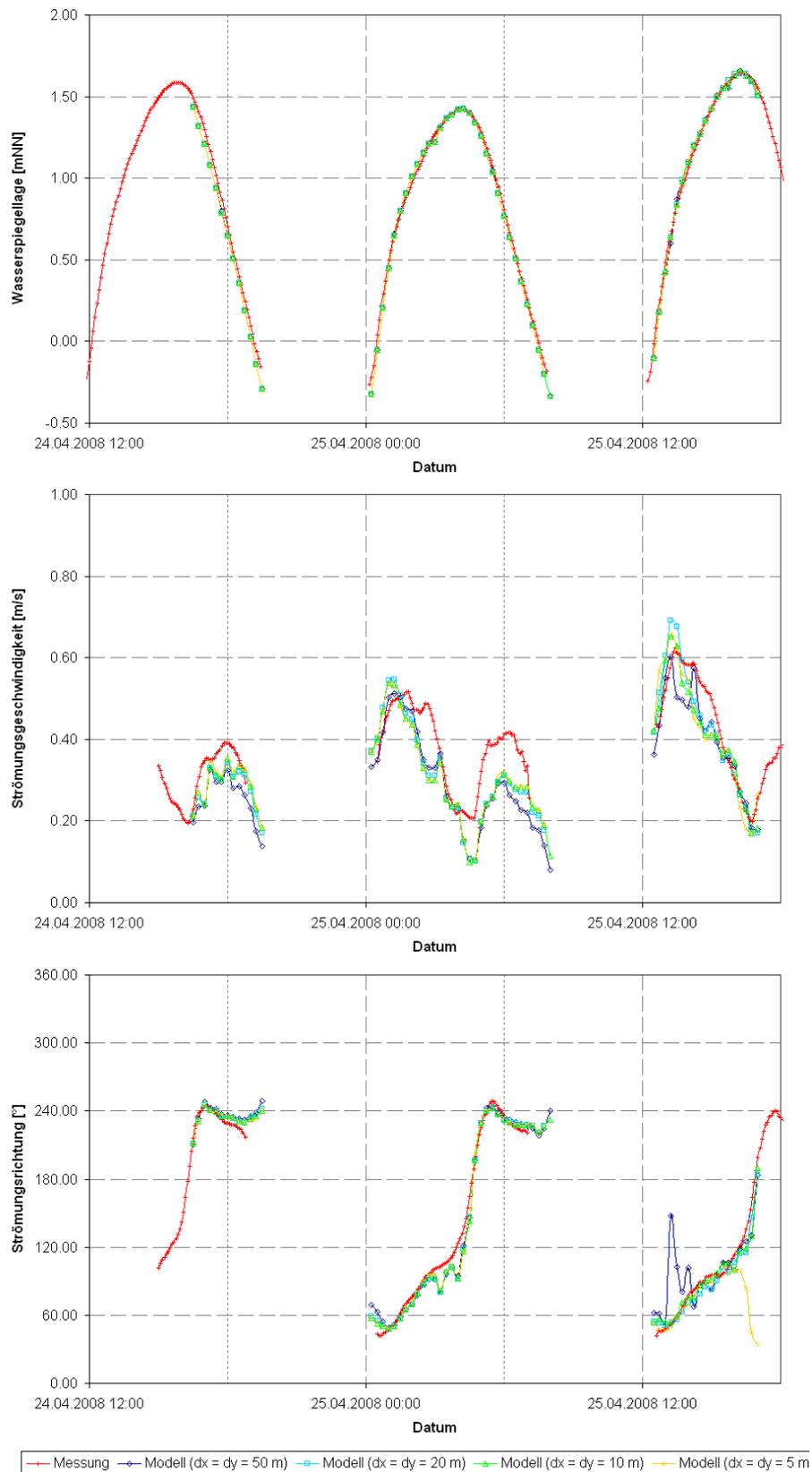


Abbildung A.6 Zeitlicher Verlauf der hydrodynamischen Größen an Position 15 – Vergleich der verschiedenen räumlichen Auflösungen

Neben der Auswertung der Verläufe der hydrodynamischen Größen werden im Rahmen der Sensitivitätsanalyse auch die statistischen Parameter zur Bewertung der Modellergebnisse genutzt. Entsprechend des *ARMAE* der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an den beiden Messpositionen erzeugen die Gitternetzweiten 20 m, 10 m und 5 m sehr gute Ergebnisse (siehe Tabelle A.2). Die Strömungsgeschwindigkeiten des Modells mit der Gitternetzweite 50 m sind entsprechend dieser Klassifizierung (siehe Tabelle 3.1) an der Position 13 gut und an der Position 15 sehr gut. Die Klassifizierung der Strömungsgeschwindigkeiten anhand des *ARMAE* stützen somit die Beurteilung des optischen Vergleichs der hydrodynamischen Größen wonach die Gitternetzweiten von 20 m, 10 m und 5 m zu einer sehr guten Abbildung der Hydrodynamik führen. Die Wiedergabe der Strömungsgeschwindigkeiten durch ein Modell mit der Gitternetzweite 50 m erscheint jedoch, gemessen an den statistischen Parametern, weniger weit von den anderen Berechnungsergebnissen entfernt als die Verläufe zeigen.

Tabelle A.2 *ARMAE* der Strömungsgeschwindigkeiten des kleinräumigen Modells an verschiedenen Messpositionen für die verschiedenen räumlichen Auflösungen

	50 m	20 m	10 m	5 m
Pos. 13	0,2036	0,1820	0,1963	0,1892
Pos. 15	0,1642	0,1607	0,1708	0,1674

Ein weiterer Teil der Ergebnisanalyse betrachtet die Abbildung der Sohlenhöhen und der Strömungsgeschwindigkeiten an fünf Profilen innerhalb des Neufelder Watts. Die Lagen der Profile sind in Abbildung A.7 dargestellt. Die Bathymetrie ist in dieser Draufsicht nur dort farblich wiedergegeben, wo sie zu dem Zeitpunkt auch eingemessen ist. Dieser Bereich deckt sich im Wesentlichen mit dem Einfahrtsbereich und dem angrenzenden Abschnitt der Neufelder Rinne. Da dieser Bereich die Fokusfläche aller hydro- und morphodynamischen Betrachtungen sein wird, hat die Genauigkeit der Abbildung in diesem Bereich eine besondere Bedeutung. Im Gegensatz zu den punktuellen Betrachtungen der hydrodynamischen Größen kann die Analyse ganzer Profile einen weitaus besseren Aufschluss über die Güte der Modellierung geben.

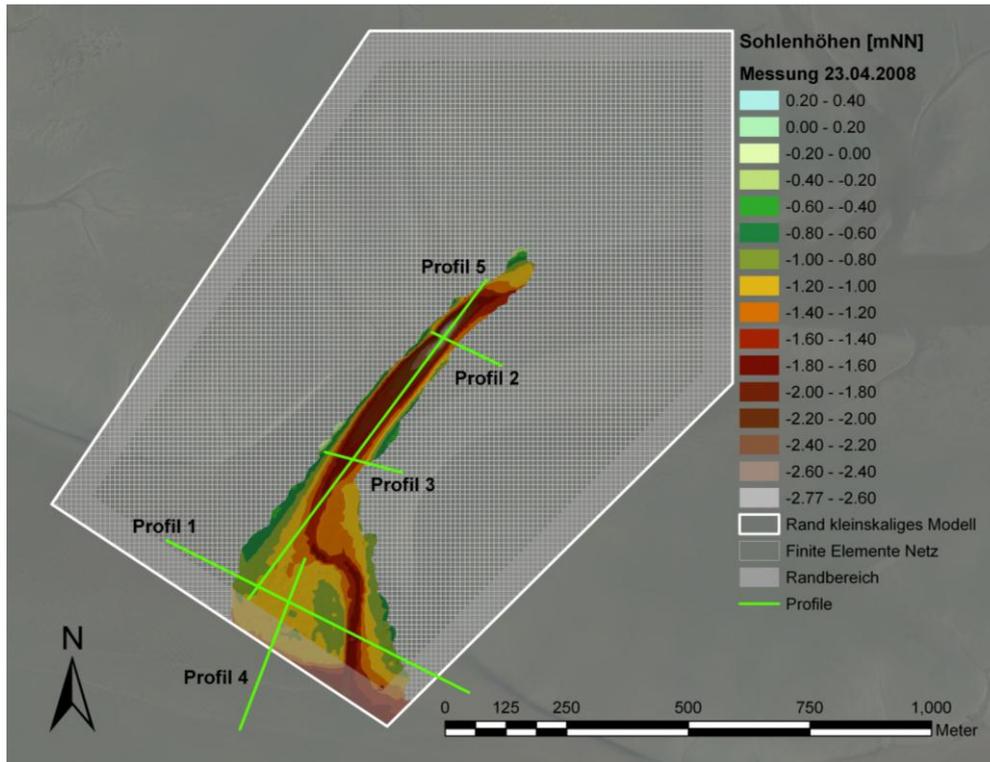


Abbildung A.7 Gemessene Sohlenhöhen am 23.04.2008 und Lage der Profile im kleinräumigen Modell

In Abbildung A.8 bis Abbildung A.17 sind für alle Profile die Sohlenhöhen sowie die Strömungsgeschwindigkeiten aufgetragen. Während für die Sohlenhöhen auch Messungen vorliegen und in den Verläufen mit aufgetragen sind, gibt es keine Daten für die Strömungsgeschwindigkeiten über die Profile. Die Sohlenhöhen der Gitternetzweiten 5 m und 10 m sind nahezu identisch und repräsentieren die gemessenen Höhen sehr gut. In den drei Profilen quer zur Neufelder Rinne (Profile 1 – 3) ist zu erkennen, dass für diese Auflösungen auch die Abbildung der Böschungsneigung sehr gut gelingt. Für die Gitternetzweite 20 m treten hingegen gerade in den Querprofilen 1 und 2 größere Abweichungen der Sohlenhöhen auf. Die weitere Erhöhung der Gitternetzweite auf 50 m führt schließlich dazu, dass die Rinne teilweise gar nicht mehr in den Querprofilen Wiedergabe findet. Auch für die Betrachtung längs zur Rinne (Profile 4 und 5) ergeben sich für diese räumliche Auflösung erhebliche Diskrepanzen zu der gemessenen Bathymetrie. In den Grafiken der hydrodynamischen Größen sind exemplarisch die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten über die Profile für den Zeitpunkt der maximalen Strömungsgeschwindigkeit bei Flutstrom (Zeitpunkt: 25.04.2008 01:30 Uhr) aufgetragen. Wie auch bei den Sohlenhöhen sind die Verläufe der Strömungsgeschwindigkeiten für die Gitternetzweiten 5 m und 10 m näherungsweise als gleich anzusehen. Die gleichen Abweichungen wie bei der Bathymetrie sind für die beiden größeren räumlichen Auflösungen auch für die Strömungsgeschwindigkeiten entlang der Profile zu erkennen. Gleichzeitig zeigen die Verläufe des Profil 4, dass eine Abbildung der Wattflächen im Gegensatz zur Abbildung der Prielsysteme mit einer groben Gitternetzauflösung möglich ist. Dies erklärt die guten hydrodynamischen Modellergebnisse für die Messpositionen 13 und 15 (siehe Abbildung A.5, Abbildung A.6 und Tabelle 3.1). Auf der Basis der Verläufe der

Sohlenhöhen und der Strömungsgeschwindigkeiten über die fünf Profile sind die Gitternetzweiten 20 m und 50 m als untauglich für die Abbildung der kleinskaligen hydro- und morphodynamischen Prozesse zu bewerten.

Auf Grundlage der hydrodynamischen Betrachtungen ist eine Aussage über die Bevorzugung der Gitternetzweite von 5 m oder 10 m nicht möglich. Da beide Berechnungen zu nahezu identischen Ergebnissen führten, wird zusätzlich der Rechenaufwand berücksichtigt. Innerhalb der numerischen Berechnung werden die Bewegungsgleichungen an den Knoten der Finiten Elemente elementweise aufgestellt. Anschließend erfolgt für jeden Knoten eine Zusammenführung aller in den verschiedenen angrenzenden Elementen aufgestellten Gleichungen. Für jeden Knoten des Finite-Elemente-Netzes wird dabei für jeden Freiheitsgrad eine Gleichung aufgestellt. Ausnahmen sind die Knoten auf den Rändern. Die Anzahl ihrer Freiheitsgrade hängt von der Art der dortigen Randbedingung ab. In Tabelle A.3 sind die Anzahl der Finiten Elemente und die Anzahl der Knoten innerhalb des Finiten-Elemente-Netzes für die vier verschiedenen Gitternetzweiten angegeben. Zusätzlich sind die genaue Anzahl der zu lösenden Gleichungen pro Iterationsschritt für die hydrodynamische und die morphodynamische Berechnung aufgetragen. Bei linearer Verringerung der Gitternetzweite steigt der Berechnungsaufwand quadratisch an. Eine Halbierung der räumlichen Auflösung von 10 m auf 5 m führt also zu einer Vervierfachung der zu lösenden Gleichungen. Die obige Betrachtung der hydrodynamischen Größen rechtfertigt diese Steigerung des Rechenaufwandes jedoch nicht. Für die weiteren hydro- und morphodynamischen Berechnungen wird aufgrund aller Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse die Gitternetzweite von 10 m gewählt.

Tabelle A.3 Anzahl der Finiten Elemente und Knoten sowie Anzahl der zu lösenden Gleichungen pro Iterationsschritt für verschiedene räumliche Auflösungen

	50 m	20 m	10 m	5 m
Finite Elemente	586	3.393	13.054	51.809
Finite Elemente Knoten	1.801	10.230	39.367	155.836
Gleichungen (Hydrodynamik)	3.966	23.331	91.020	361.535
Gleichungen (Morphodynamik)	1.569	9.699	38.448	153.837

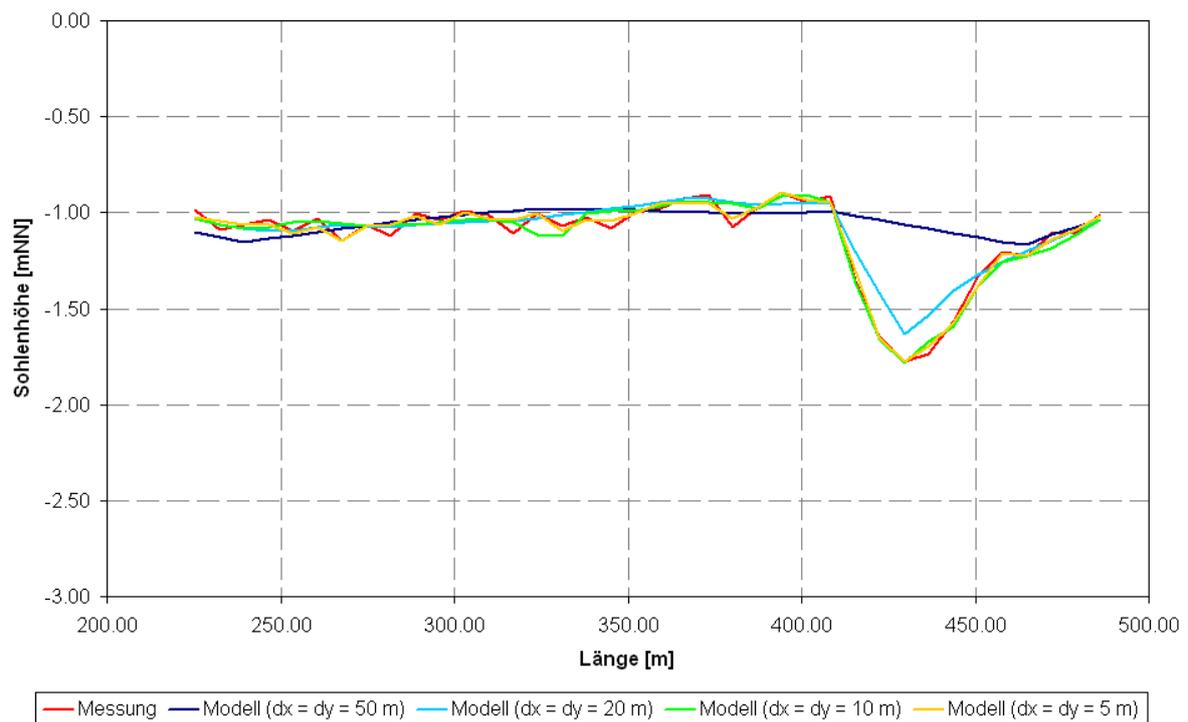


Abbildung A.8 Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil eins im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

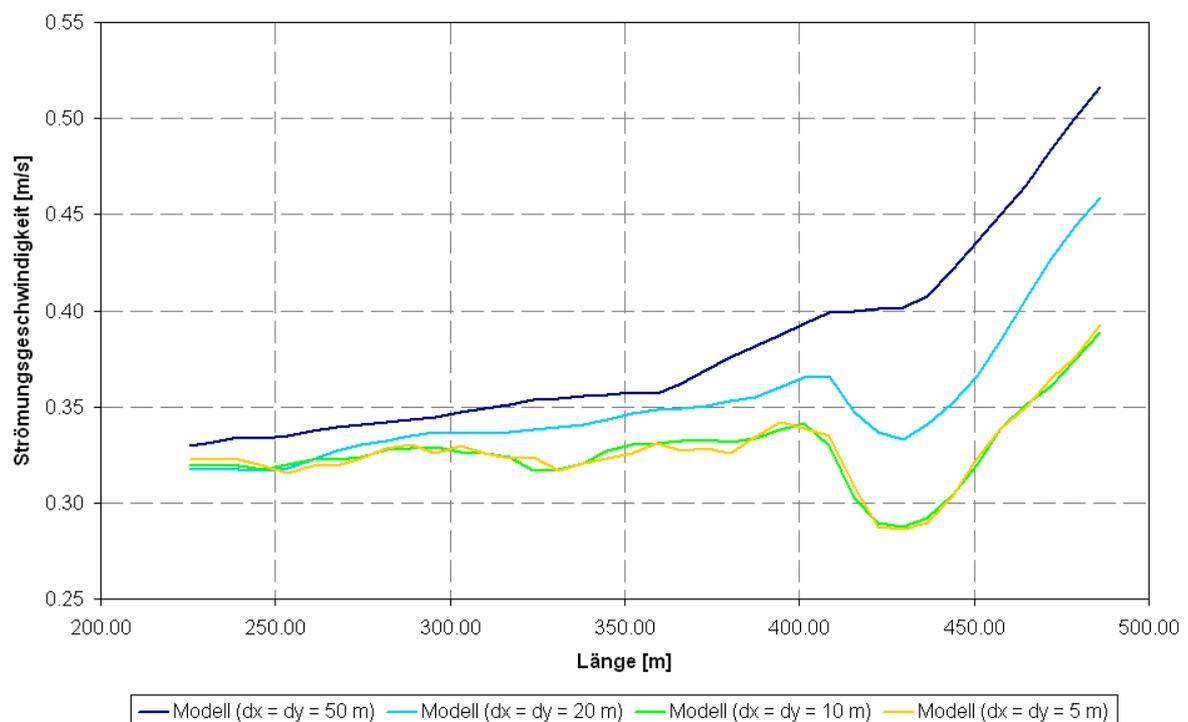


Abbildung A.9 Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil eins im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

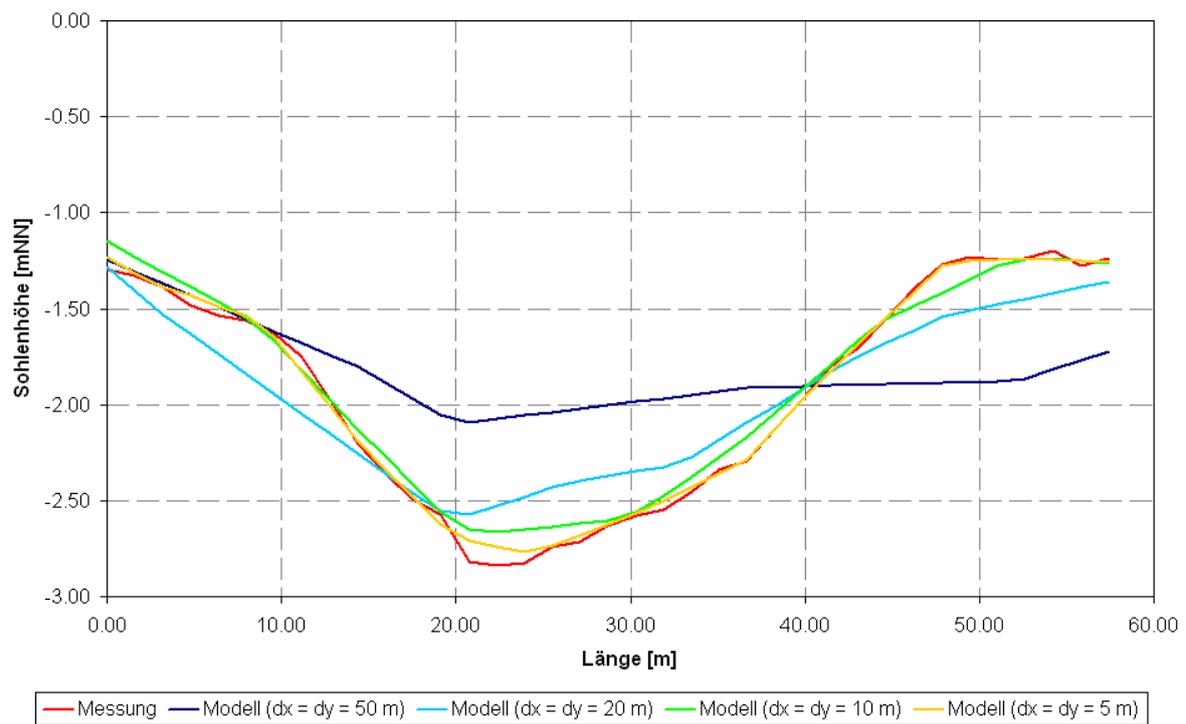


Abbildung A.10 Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil zwei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

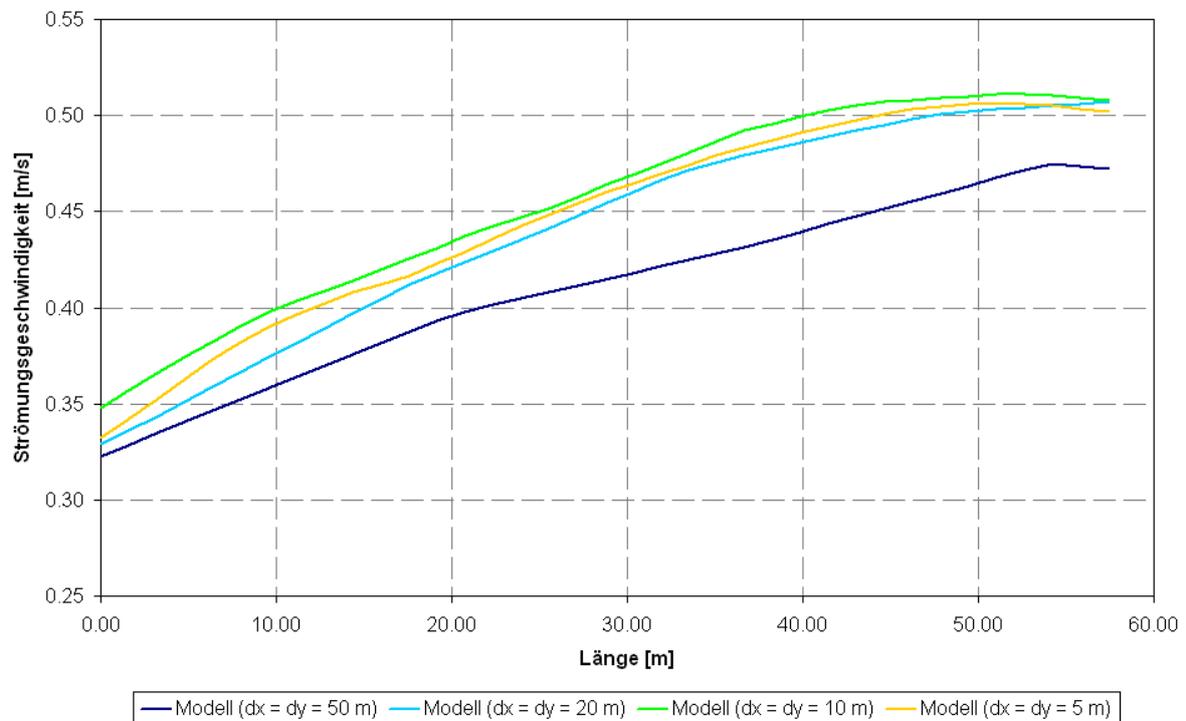


Abbildung A.11 Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil zwei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

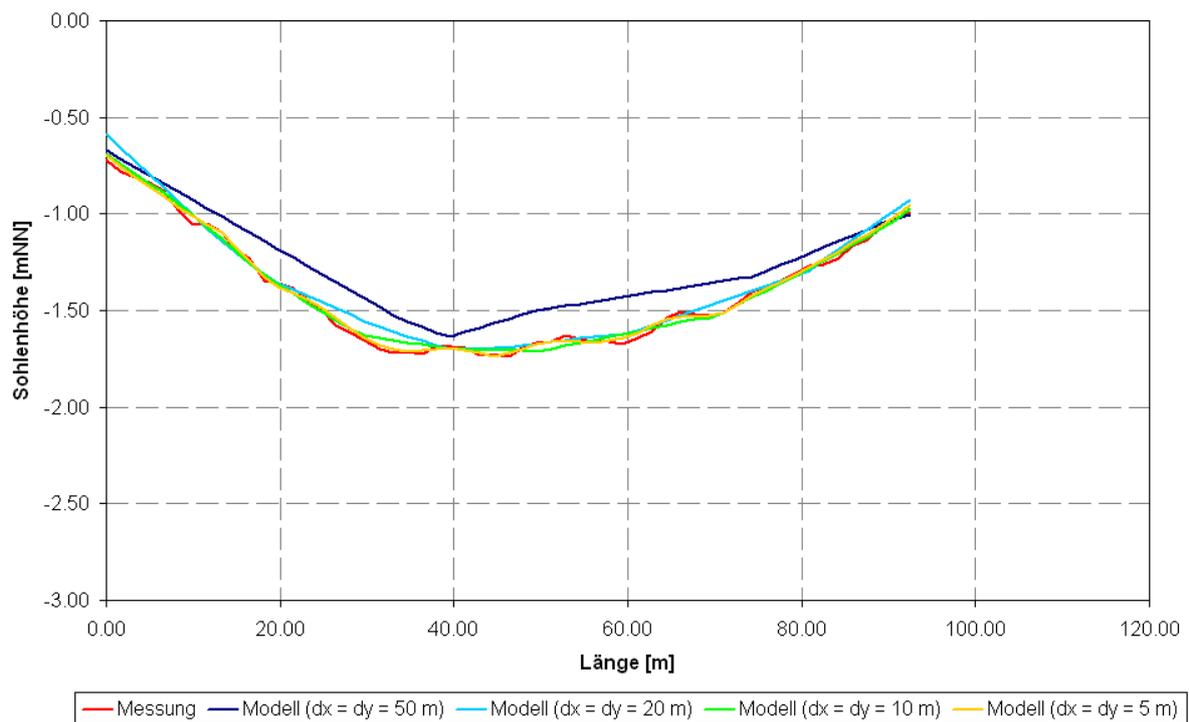


Abbildung A.12 Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil drei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

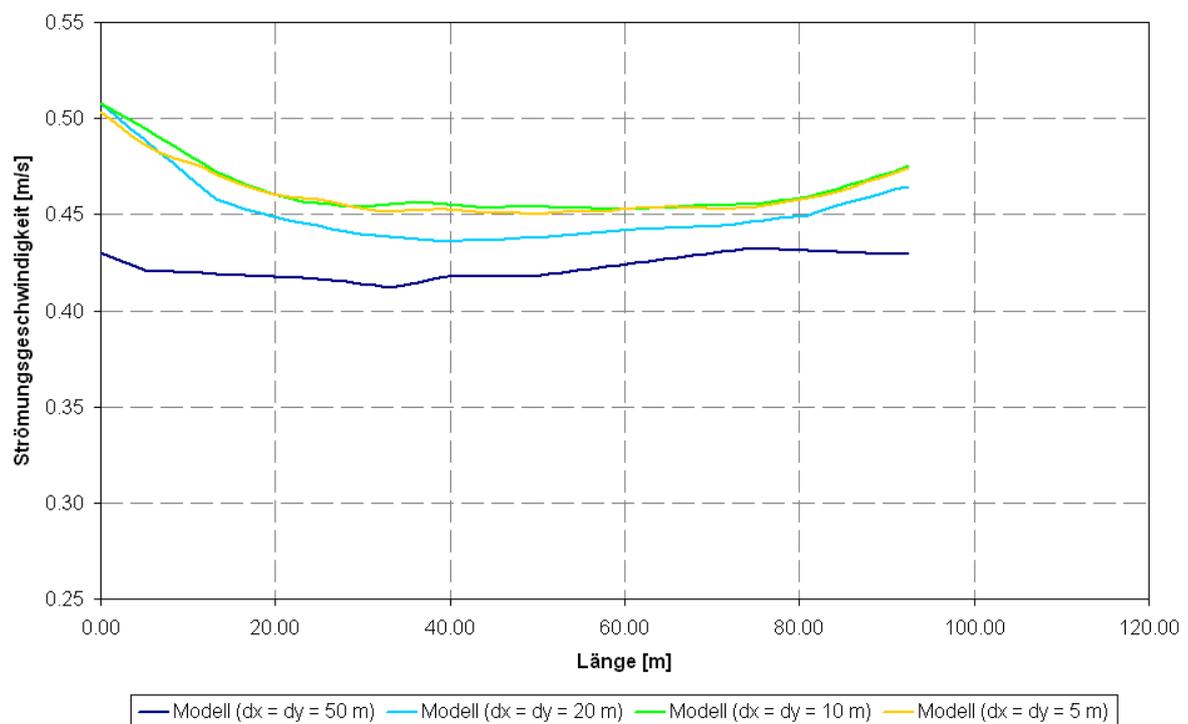


Abbildung A.13 Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil drei im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

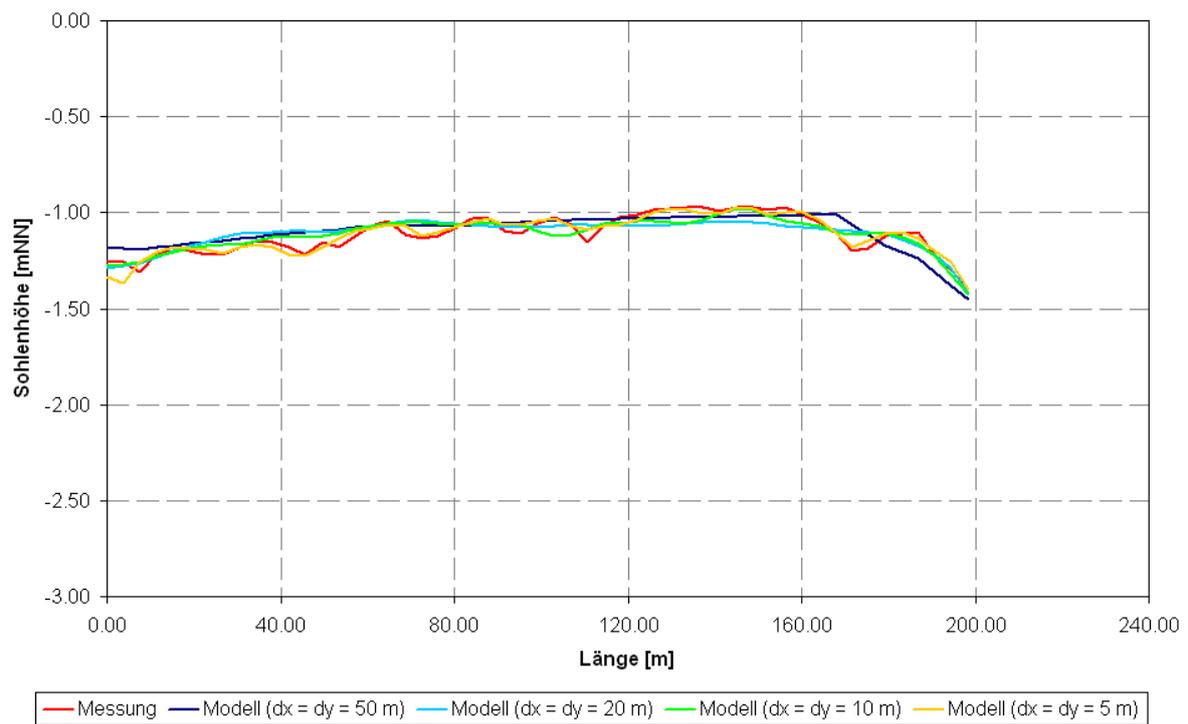


Abbildung A.14 Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil vier im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

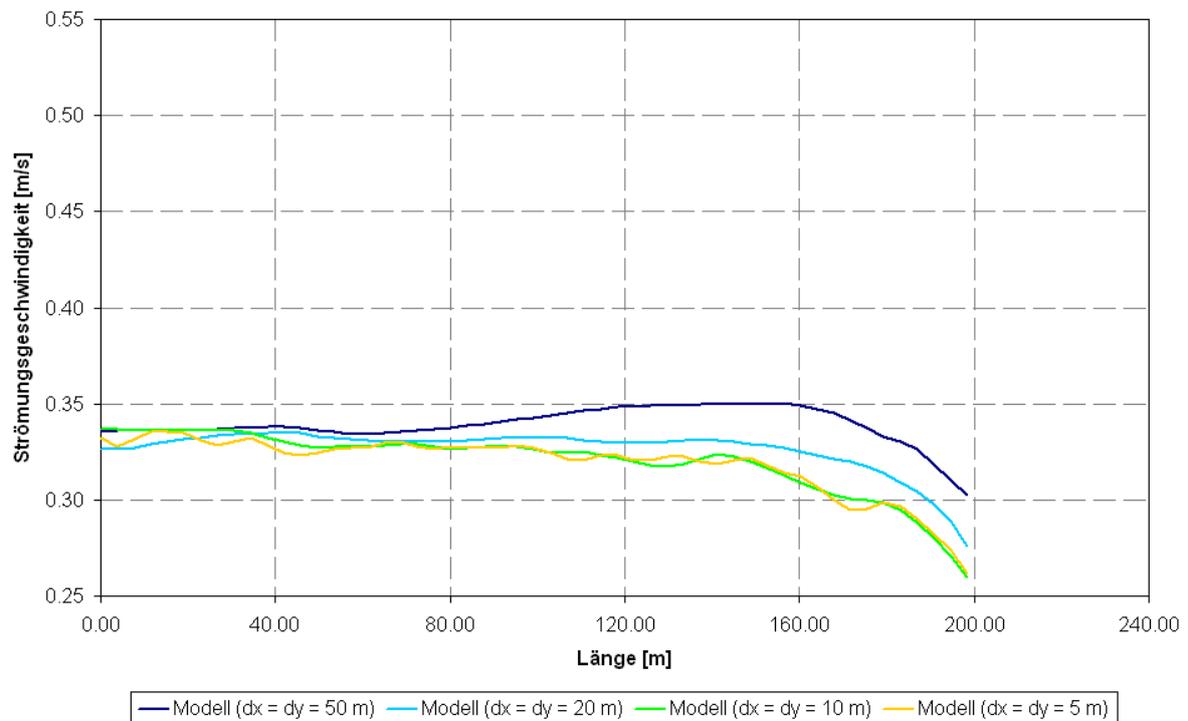


Abbildung A.15 Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil vier im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

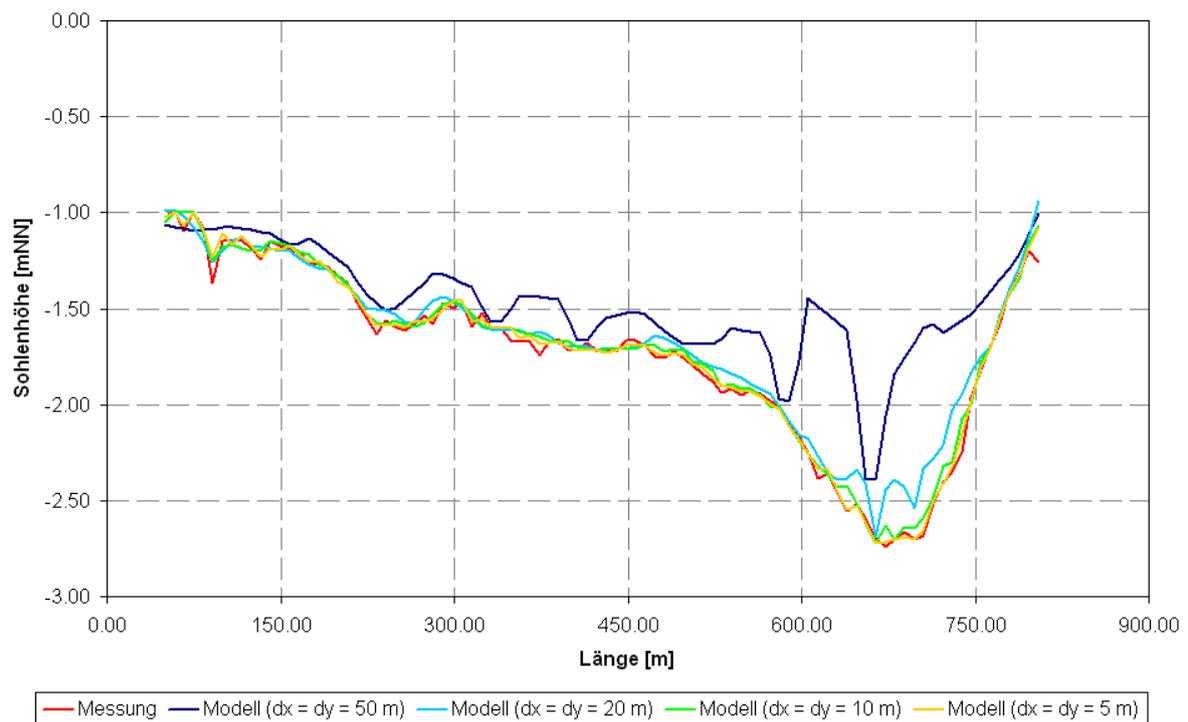


Abbildung A.16 Sohlenhöhen (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil fünf im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

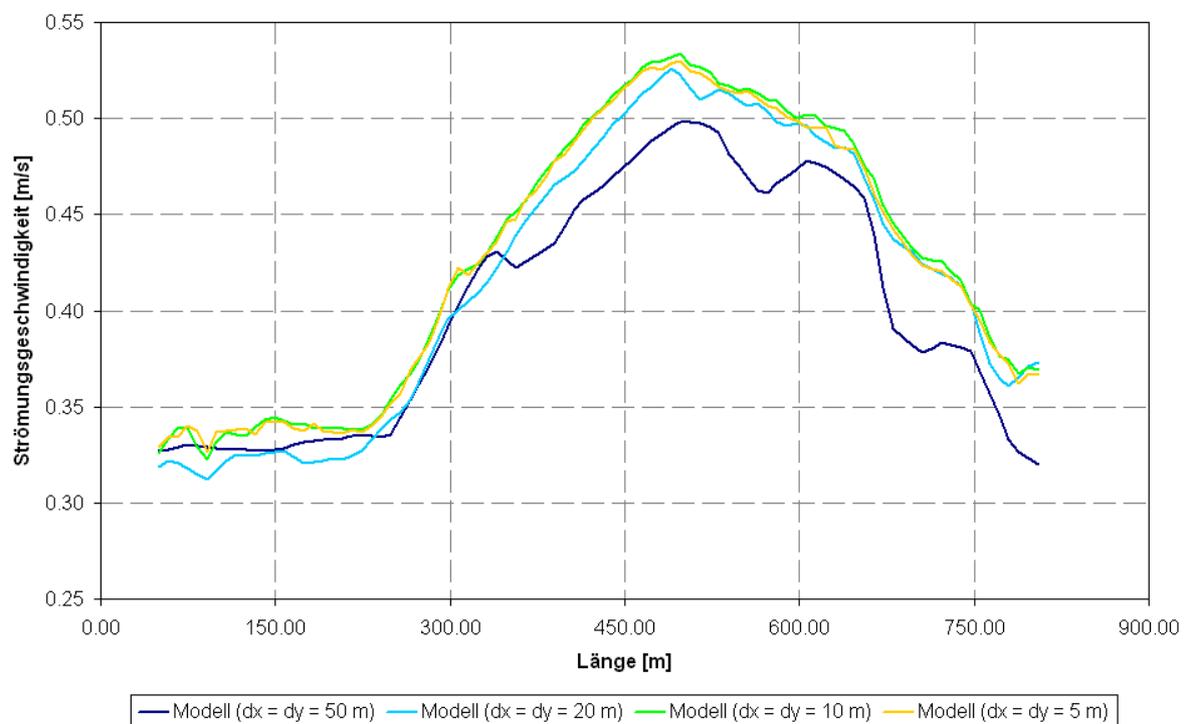


Abbildung A.17 Strömungsgeschwindigkeiten (Zeitpunkt 25.04.2008 01:30 Uhr) an Profil fünf im kleinräumigen Modell für verschiedene räumliche Auflösungen

B Zeitliche Verläufe der Strömungsparameter im Neufelder Watt

Die Auswertung der zeitlichen Verläufe der Strömungsparameter erfolgt entlang ausgewählter Achsen. In Abschnitt B.1 ist die Lage der Achsen im kleinräumigen Modell dargestellt. Die Geländehöhen an einzelnen Knoten entlang der Achsen sowie die zeitlichen Verläufe der Strömungsparameter an diesen Knoten sind in Abschnitt B.2 abgebildet.

B.1 Lage der Achsen im kleinräumigen Modell

Abbildung B. 1 zeigt die Lage der Untersuchungsachsen im kleinräumigen Modell.

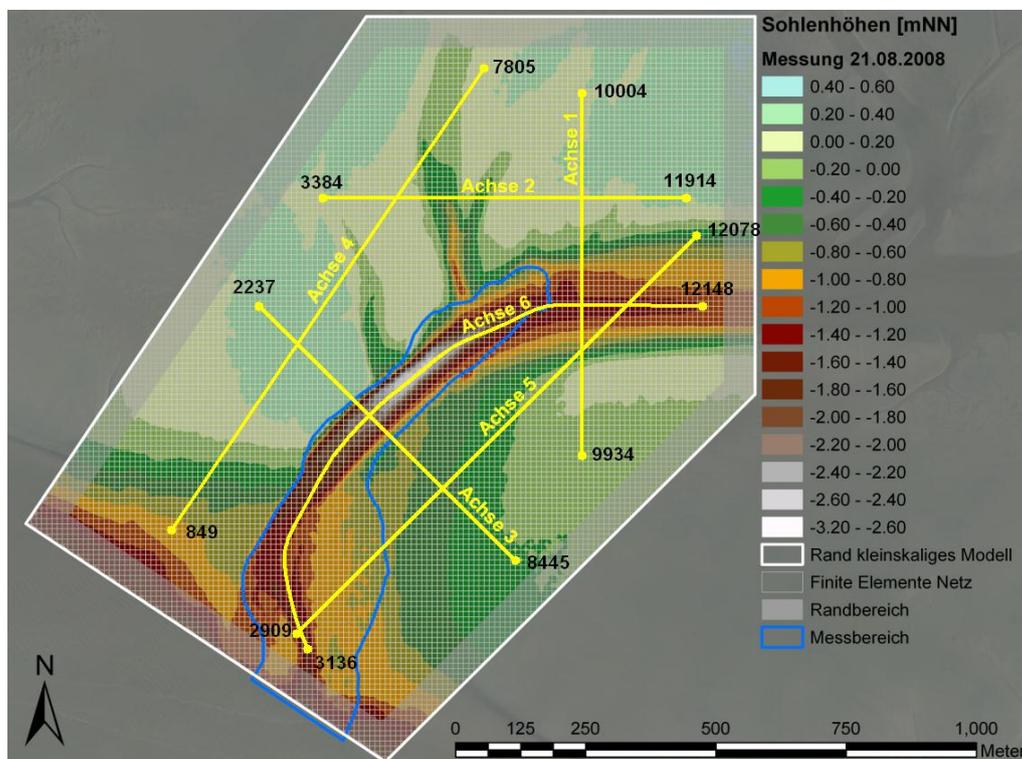


Abbildung B. 1 Lage der Achsen im kleinräumigen Modell

B.2 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter entlang der Achsen

Im Folgenden sind Achsenweise zum einen die Geländehöhen an einzelnen Knoten entlang der Achsen dargestellt. Zum anderen sind die zugehörigen zeitlichen Verläufe der Strömungsgeschwindigkeit und –richtung an den Knoten für den Detailausschnitt 3. September 2008 abgebildet. Die Darstellung der Knotennummern – sowohl in den Abbildungen der Geländehöhen als auch die Nennung der Anfangs- und Endknoten der Achsen in Abbildung B. 1 zur Lage der Achsen im kleinräumigen Modell – dient der Orientierung und dem Verständnis der zeitlichen Verläufe der Strömungsparameter.

Es ist anzumerken, dass die Geländehöhen und die Strömungsgrößen aus Gründen der Übersichtlichkeit nur für ausgewählte Knoten im regelmäßigen Abstand entlang der Achsen abgebildet sind. Für die Strömungsgeschwindigkeit und –richtung sind die Abstände zwischen den dargestellten Knoten sogar noch einmal verdoppelt, da die Abbildungen aller Verläufe bei zunehmender Unübersichtlichkeit keinen vergleichbaren Informationsmehrwert liefern. Die Strömungsverläufe werden aber für alle prägnanten Punkten der Achsenquerschnitte wiedergegeben (siehe Abbildung B. 2 bis Abbildung B. 7).

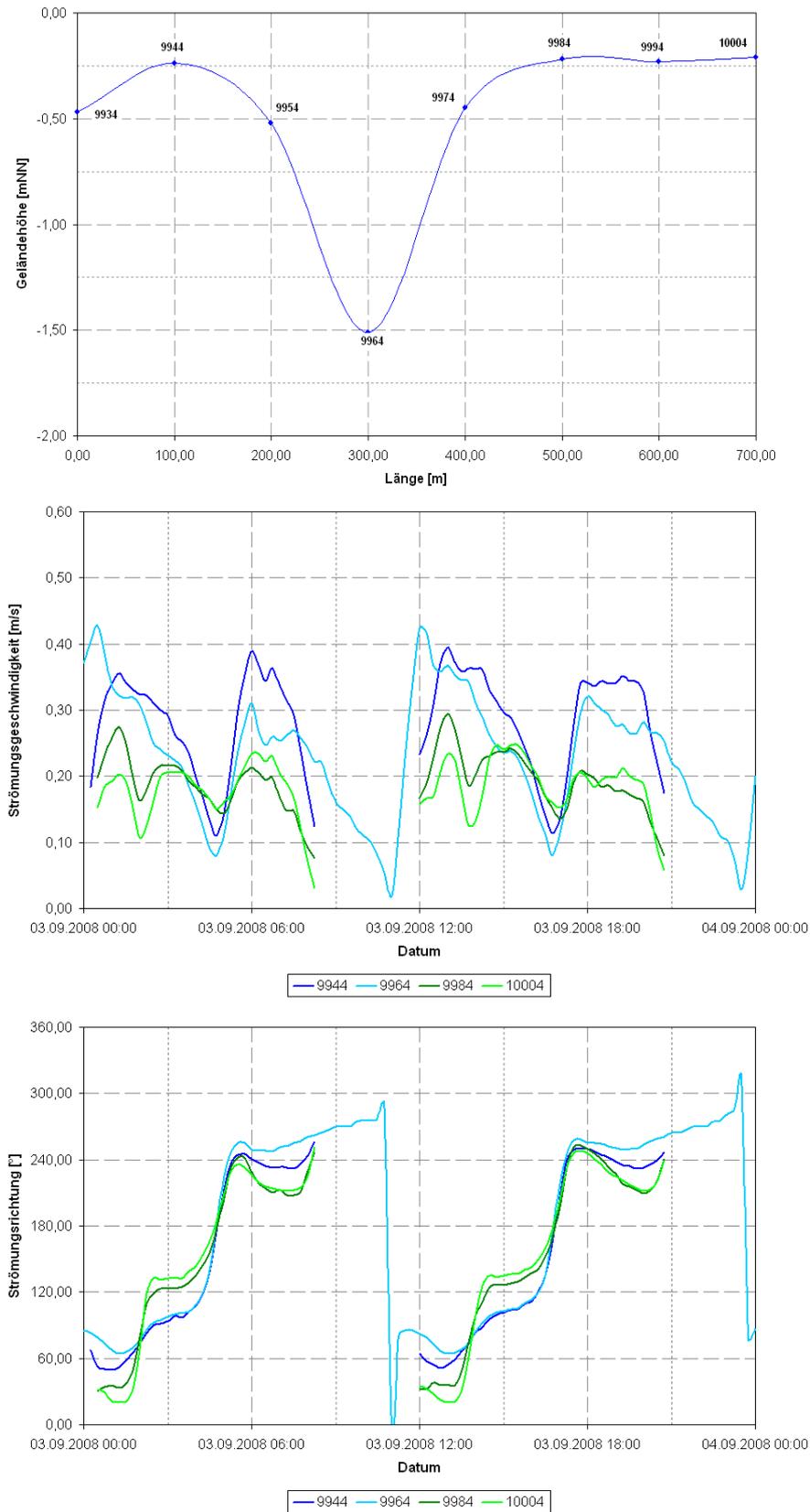


Abbildung B. 2 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 1 im kleinräumigen Modell

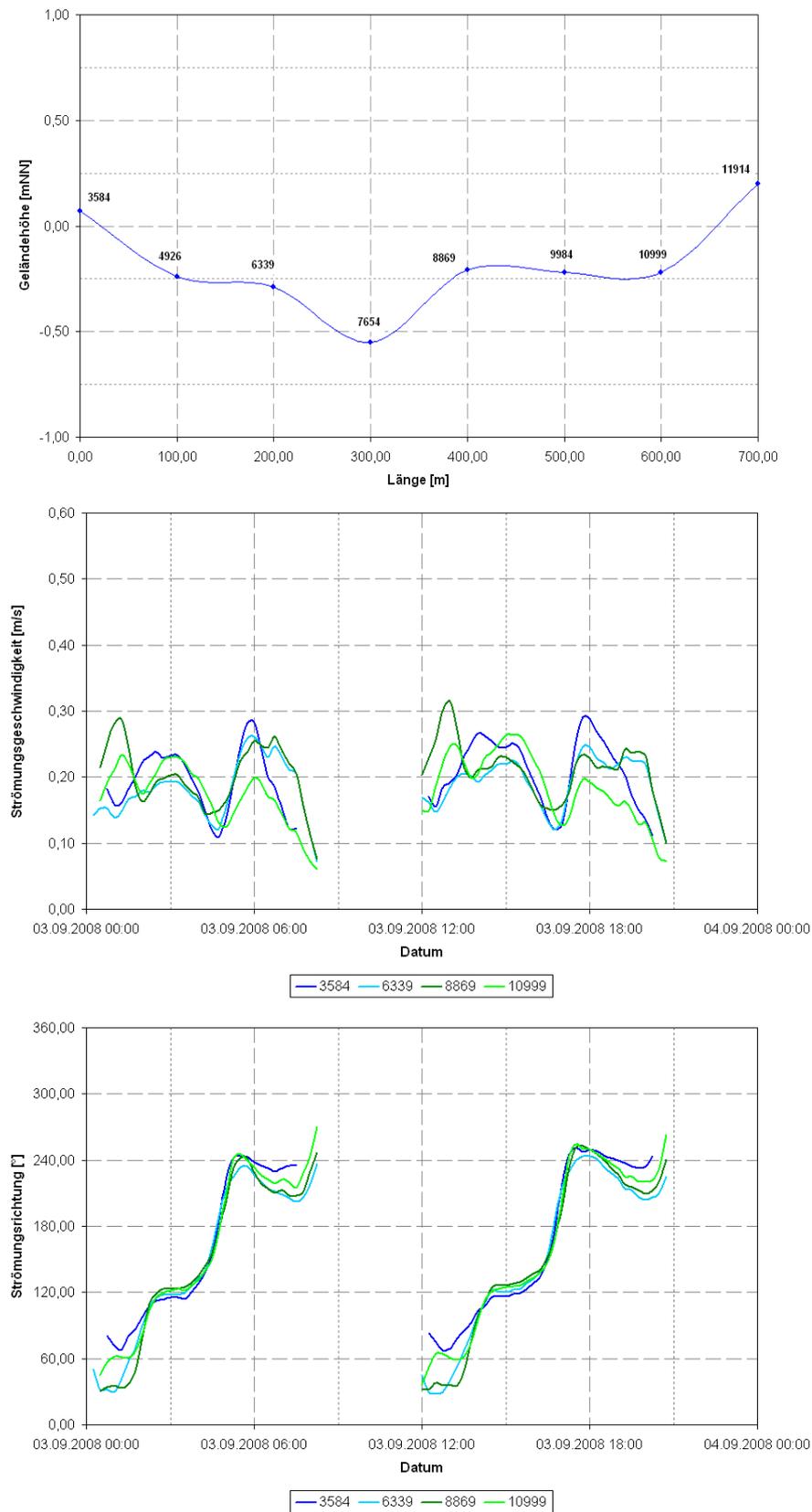


Abbildung B. 3 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 2 im kleinräumigen Modell

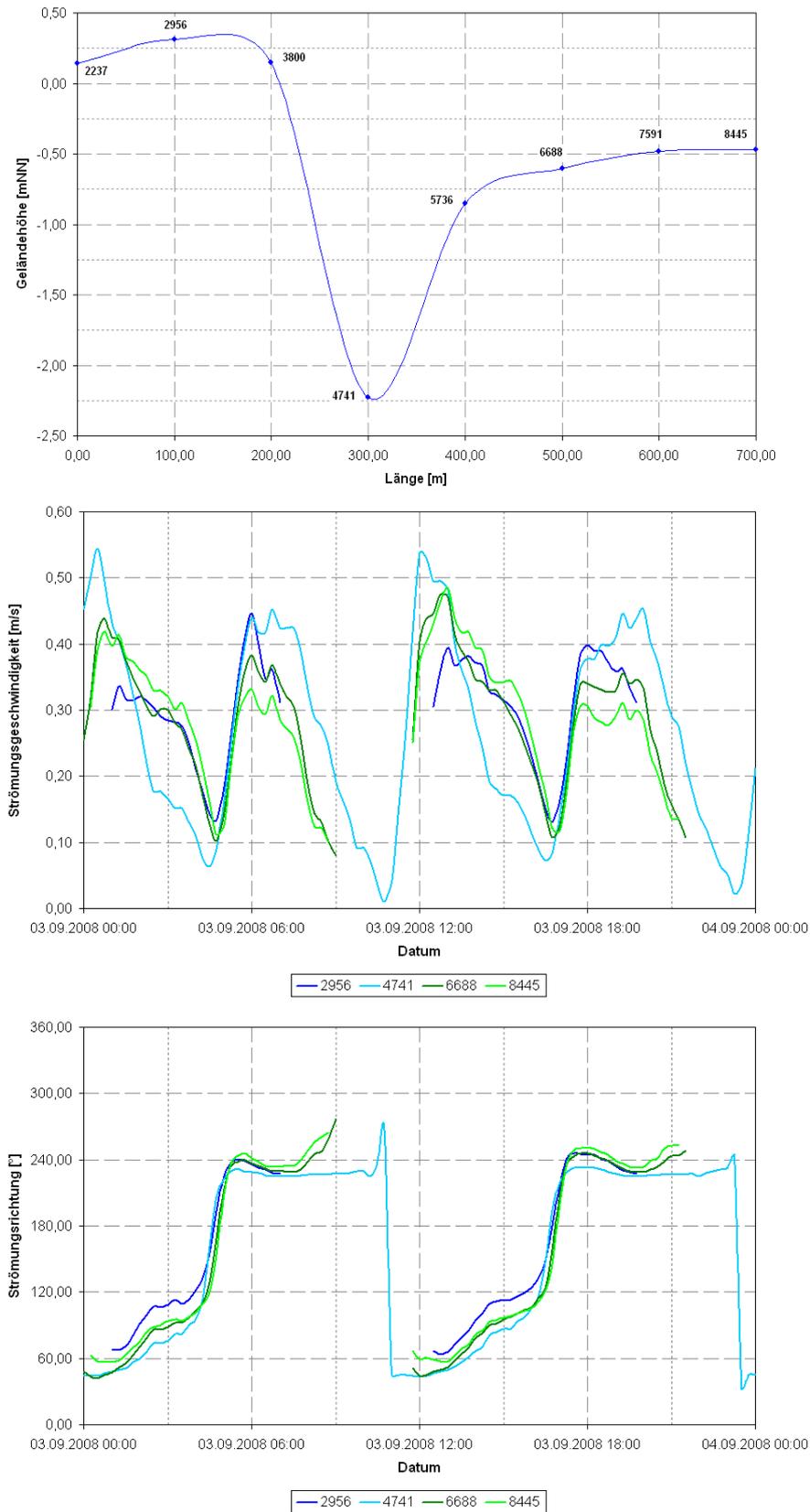


Abbildung B. 4 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 3 im kleinräumigen Modell

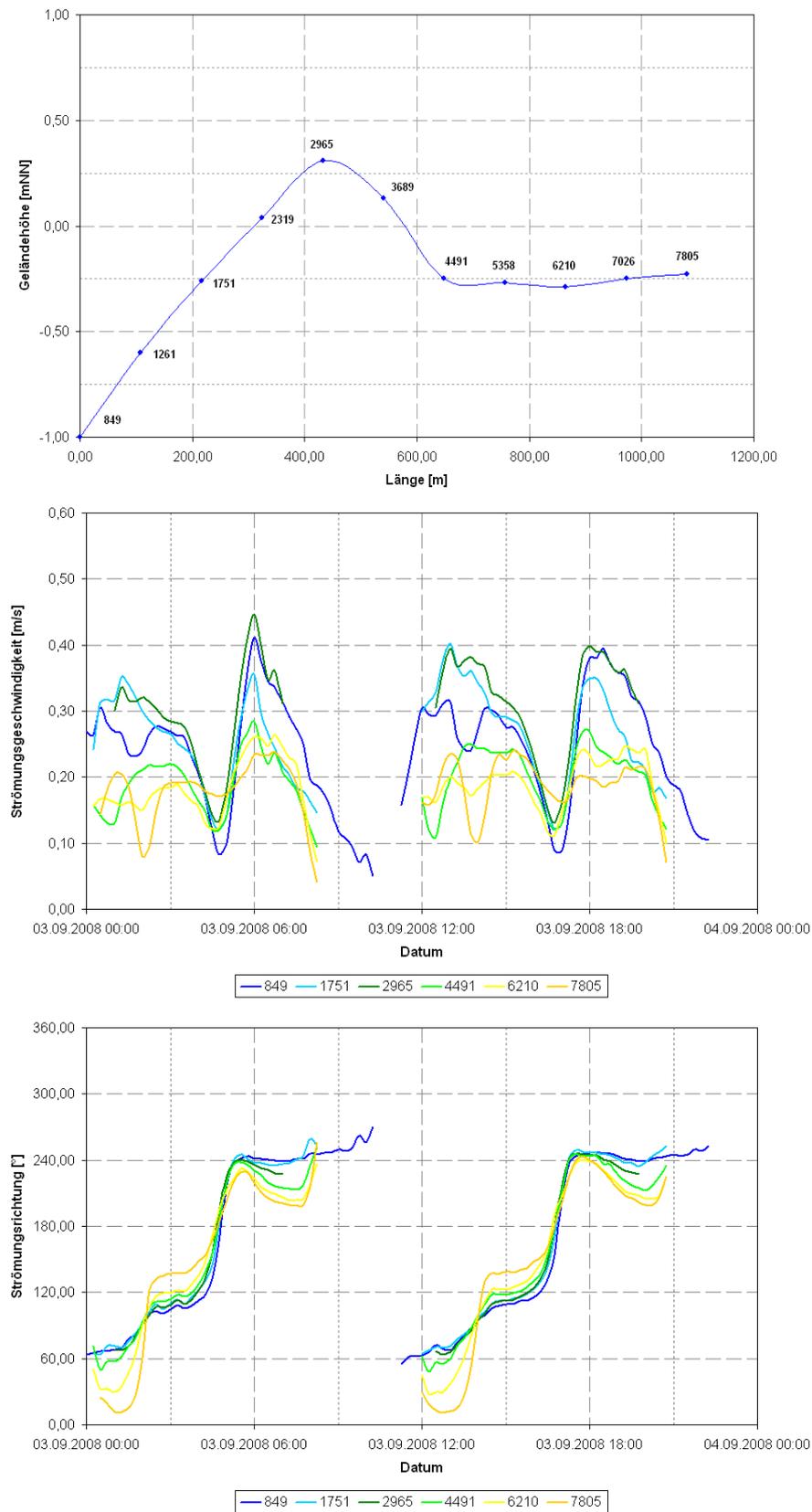


Abbildung B. 5 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 4 im kleinräumigen Modell

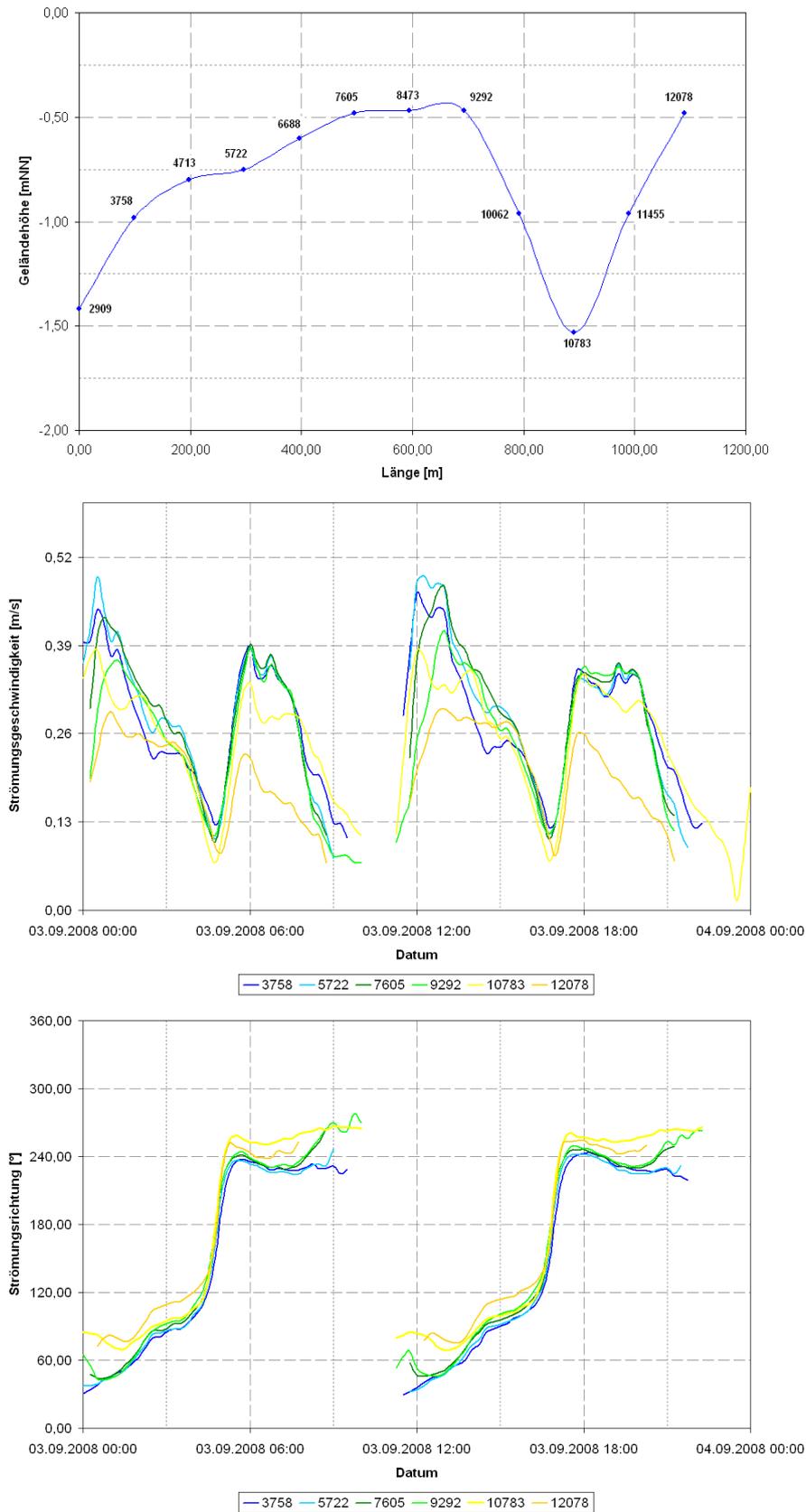


Abbildung B. 6 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 5 im kleinräumigen Modell

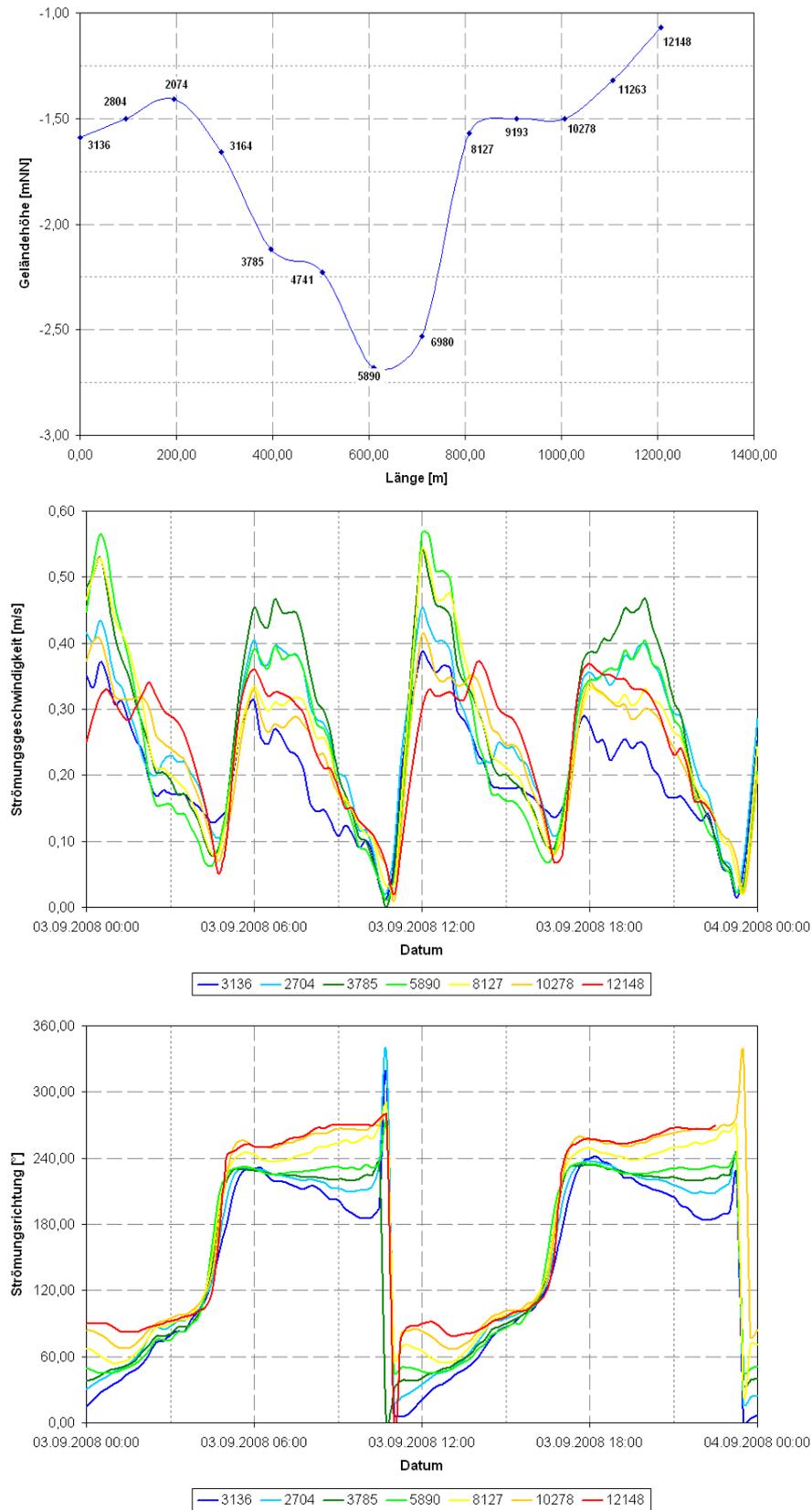


Abbildung B. 7 Geländehöhen und zeitlicher Verlauf der Strömungsparameter an Achse 6 im kleinräumigen Modell

C Verwendete Software

- Microsoft Visual Studio 2008
- Lahey Fortran 95, Vers. 3.8
- MATLAB 2009a

- RMA·Kalypso
- Gaja3D

- ESRI ArcView GIS 3.2a
- ESRI ArcGIS 9.2
- Microsoft Excel 2000
- Microsoft PowerPoint 2000