

Bestimmung von topografischen und  
hydrologischen Parametern im Wattenmeergebiet  
mittels SAR-Interferometrie

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

vorgelegt von  
Robert Siegmund

Kiel  
2003

Referent/in: Prof. Dr. Roberto Mayerle  
Korreferent/in: Prof. Dr Steffen Bock  
Tag der mündlichen Prüfung: 12 November 2003

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>11</b>
1.1	Einführende Darstellung der Radarinterferometrie . . . . .	12
1.1.1	SAR-Prinzip . . . . .	12
1.1.2	SAR-Interferometrie . . . . .	13
1.2	Problemstellung . . . . .	14
1.3	Lösung des Problems und Aufbau der Arbeit . . . . .	16
1.3.1	Vorgehen . . . . .	16
1.3.2	Aufbau der Arbeit . . . . .	17
<b>2</b>	<b>Untersuchungsgebiet und Vergleichsdaten</b>	<b>19</b>
2.1	Darstellung des Untersuchungsgebietes Weserästuar . . . . .	19
2.1.1	Lage der Testgebiete . . . . .	19
2.1.2	Morphologie der Außenweser . . . . .	21
2.1.3	Hydrologie der Außenweser . . . . .	23
2.2	Topographische Messungen . . . . .	27
2.3	Numerisches Strömungsmodell TRIM-2D im Weserästuar . . . . .	27
2.3.1	Modelltopografie . . . . .	28
2.3.2	Leistungsmerkmale . . . . .	29
2.3.3	Gültigkeitsbereich . . . . .	30
<b>3</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>33</b>
3.1	Stand der Technik . . . . .	33
3.1.1	Überblick über abbildende Radarsysteme . . . . .	34
3.1.2	Cross Track Interferometrie . . . . .	36
3.1.3	Along Track Interferometrie . . . . .	39
3.2	Synthetic Aperture Radar (SAR) . . . . .	41
3.2.1	Abbildungsprinzip . . . . .	41
3.2.2	Speckle . . . . .	43
3.2.3	Signal/Rausch-Verhältnis . . . . .	44
3.3	Bewegungskompensation . . . . .	45
3.4	Radar-Interferometrie . . . . .	46
3.4.1	Interferometrisches Prinzip . . . . .	47
3.4.2	Cross Track Phase . . . . .	48

3.4.3	Along Track Phase . . . . .	50
3.4.4	Kohärenz . . . . .	53
3.5	Interferometrische Prozessierung . . . . .	55
3.5.1	Koregistrierung . . . . .	55
3.5.2	Erzeugung von Interferogrammen und spektrale Filterung .	56
3.5.3	Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten . . . . .	57
3.5.4	Umrechnung der Phase in Höhe/Geschwindigkeit . . . . .	58
3.5.5	Geokodierung . . . . .	59
3.6	Spezielle Abbildungseigenschaften . . . . .	59
3.6.1	Feste Oberfläche . . . . .	60
3.6.2	Meeresoberfläche . . . . .	61
3.7	AeS Radarsystem . . . . .	64
<b>4</b>	<b>Erstellung von Höhenmodellen durch Cross Track Interferometrie</b>	<b>69</b>
4.1	Problemstellung . . . . .	69
4.1.1	Anforderungen an die Datengenauigkeit . . . . .	69
4.1.2	Systembedingte Fehler . . . . .	70
4.1.3	Fehler bedingt durch die Beschaffenheit der Oberfläche . .	70
4.2	Datengrundlage . . . . .	71
4.2.1	Aufnahmeparameter . . . . .	71
4.2.2	Eigenschaften der Cross Track Phase . . . . .	73
4.3	Datenverarbeitung zum hochgenauen Höhenmodell . . . . .	79
4.3.1	Interferometrische Prozessierung . . . . .	79
4.3.2	Phasenfilterung . . . . .	81
4.3.3	Genauigkeitsbetrachtung . . . . .	85
4.4	Ergebnisse und Validierung . . . . .	87
4.5	Diskussion . . . . .	88
<b>5</b>	<b>Bestimmung von Oberflächenströmungen durch Along Track Interferometrie</b>	<b>93</b>
5.1	Problemstellung . . . . .	94
5.1.1	Grundprobleme . . . . .	94
5.1.2	Systematische Fehler . . . . .	94
5.1.3	Abbildungseigenschaften der bewegten Wasseroberfläche .	95
5.2	Datengrundlage . . . . .	96
5.2.1	Aufnahmeparameter . . . . .	96
5.2.2	Eigenschaften der AT-Phase . . . . .	97
5.3	Prozessierung . . . . .	104
5.3.1	Interferometrische Prozessierung . . . . .	104
5.3.2	Die Ableitung der Oberflächengeschwindigkeit . . . . .	106
5.3.3	Genauigkeitsbetrachtung . . . . .	107
5.4	Ergebnisse und Validierung . . . . .	108



5.4.1	Modell Ergebnisse . . . . .	109
5.4.2	Vergleich der Ergebnisse . . . . .	112
5.5	Diskussion . . . . .	119
<b>6</b>	<b>Interferometrie mit Along und Cross Track Komponente</b>	<b>121</b>
6.1	Problemstellung . . . . .	121
6.2	Theoretischer Ansatz zur Kombinierten Interferometrie . . . . .	122
6.3	Besonderheiten der kombinierten Basislinie . . . . .	125
6.4	Trennung der Phasenanteile durch zwei Flüge . . . . .	126
6.5	Experimentelle Daten . . . . .	127
6.5.1	Aufnahmeparameter . . . . .	127
6.5.2	Die gemischte interferometrische Phase . . . . .	129
6.5.3	Trennung der Cross und Along Track Anteile . . . . .	134
6.6	Ergebnisse . . . . .	135
6.6.1	Geländehöhen . . . . .	135
6.6.2	Oberflächengeschwindigkeiten . . . . .	137
6.7	Validierung . . . . .	139
6.7.1	Geländehöhen . . . . .	140
6.7.2	Oberflächenströmung . . . . .	142
6.8	Diskussion . . . . .	144
<b>7</b>	<b>Einstellungen für interferometrische Abbildungen des Watten-</b>	
	<b>meeres</b>	<b>147</b>
7.1	Radarparameter und Interferometrische Einstellungen . . . . .	147
7.1.1	Radarkonfiguration . . . . .	147
7.1.2	Interferometrische Parameter . . . . .	149
7.2	Flugplanung . . . . .	151
7.2.1	Lage und Auswahl der Flugstreifen . . . . .	152
7.2.2	Streifenbreite, Flughöhe und Fluggeschwindigkeit . . . . .	153
7.2.3	Unterstützende Messungen . . . . .	153
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>155</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>159</b>
	<b>Anhang</b>	<b>161</b>
	<b>Mathematische Symbole</b>	<b>167</b>
	<b>Abkürzungen</b>	<b>169</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>171</b>



# Tabellenverzeichnis

3.1	Parameter des AES-1-Radarsystems. . . . .	65
4.1	AES-1 Flugparameter für den 22 September 1998 . . . . .	72
4.2	Wettersituation und natürliche Gegebenheiten, September 98 . . .	72
4.3	Abweichungen zwischen Referenz- und interferometrischen Höhen.	90
5.1	AES-1 Flugparameter für den 27 April 1999 . . . . .	97
5.2	Wettersituation und natürliche Gegebenheiten, April 99 . . . . .	97
5.3	Geschwindigkeiten aus AT-InSAR und TRIM-2D, Wremer Loch .	112
5.4	Fließrichtung aus AT-InSAR und TRIM-2D, Wremer Loch . . . .	115
5.5	Geschwindigkeiten aus AT-InSAR und TRIM-2D, Mittelpriel . . .	117
5.6	Fließrichtung aus AT-InSAR und TRIM-2D, Mittelpriel . . . . .	118
6.1	AES-1 Flugparameter für den 10 Februar 1997 . . . . .	127
6.2	Wettersituation und natürliche Gegebenheiten, Februar 97. . . . .	128
6.3	Geschwindigkeiten aus XT-InSAR und TRIM-2D . . . . .	143
7.1	Optimale Einstellungen eines Radar-Interferometers zur Watten- meerabbildung. . . . .	151

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Übersicht über den Weserästuar und die Lage der Testgebiete . . .	20
2.2	Luftbildaufnahme des Mittelpriels und des südlichen Teils des Wremer Lochs . . . . .	21
3.1	Skizze zur Abbildungsgeometrie für ein flugzeuggetragenes Seitensichtradar. . . . .	41
3.2	Auflösungsprinzip eines SAR in Azimutrichtung. . . . .	42
3.3	Rückstreuecho als Summe der komplexen Einzelsignale. . . . .	44
3.4	Aufnahmeprinzip mit einer Radarantenne und interferometrisches Prinzip mit zwei Antennen. . . . .	47
3.5	Abbildungsgeometrie für Abbildungen mit Cross Track Interferometrie. . . . .	48
3.6	Abbildungsgeometrie für Abbildungen mit Along Track Interferometrie. . . . .	51
3.7	Interferometrische Prozessierungskette. . . . .	55
3.8	Rückstreuung im Übergang von glatten zu rauen Oberflächen. . .	60
3.9	Skizze zur Braggstreuung auf Meeresoberflächen. . . . .	62
3.10	Skizze zum Einfluss langwelligen Seeganges auf die SAR- und InSAR-Abbildung. . . . .	63
3.11	AES-1 Flugsegment und Antennenkonfiguration im CT- und AT-Betrieb. . . . .	66
4.1	Skizzen zu den spezifischen Abbildungsproblemen auf Wattoberflächen . . . . .	71
4.2	Interferometrische Daten der Wattoberfläche aus der CT-Aufnahme	74
4.3	Dreidimensionale Ansicht der interferometrischen Daten. . . . .	75
4.4	Spiegelnd reflektierende Oberfläche und der Effekt in den SAR-Daten	76
4.5	Beispielfoto für die Problembereiche steiler Erosionsrinnen. . . . .	77
4.6	Dominante Streuer und Doppelreflexionen an steilen Erosionsrinnen in den SAR-Daten. . . . .	78
4.7	Blockdiagramm zur interferometrischen Prozessierung der CT-InSAR-Daten. . . . .	79
4.8	Blockdiagramm zum Phasenfilter. . . . .	82

4.9	Standardabweichung der interferometrischen Phase in Abhängigkeit vom Signal/Rausch-Verhältnis. . . . .	84
4.10	Vergleich der gefilterten und originalen interferometrischen Phase. . . . .	85
4.11	Höhenmodell aus interferometrischen Daten des AES-1, auf einer Fläche von 9 km × 9km. . . . .	88
4.12	Höhenliniendarstellung des Geländemodells mit Konturintervallen von 20 cm. . . . .	89
4.13	Vergleich der Höhenprofile der Referenz und der interferometrischen Höhen. . . . .	90
5.1	Daten der Along Track Befliegung im Bereich des Ufers . . . . .	98
5.2	Amplitude, Phase und Kohärenz des Flugs $AT - F_2$ im Aufnahmebereich Wremer Loch, zusammen mit der Darstellung der Geländehöhe und Amplitude aus den CT-Daten . . . . .	99
5.3	Profillinie entlang der Prickenreihe durch die AT-Phase. . . . .	100
5.4	Amplitude, Phase und Kohärenz des Flugs $AT - F_2$ . . . . .	101
5.5	Amplitude, Phase und Kohärenz des Fluges $AT - F_2$ . . . . .	102
5.6	Amplitude, Phase und Kohärenz der senkrechten Flüge $AT - F_1$ und $AT - F_2$ . . . . .	103
5.7	Blockdiagramm zur interferometrischen Prozessierung der AT-InSAR-Daten. . . . .	105
5.8	Oberflächenströmungen aus dem Modell im Bereich Langlütjensand. . . . .	110
5.9	Gesamtdarstellung der Oberflächenströmung aus den senkrechten Aufnahmen im Bereich des Mittelpriels. . . . .	111
5.10	Oberflächenströmungen aus den AT-InSAR-Daten im Testgebiet Wremer Loch. . . . .	113
5.11	Oberflächenströmungen aus den AT-InSAR-Daten im Testgebiet Mittelpriel. . . . .	116
6.1	Geometrische Beschreibung der Basislinie mit Along und Cross Track Komponente (XT-InSAR) . . . . .	123
6.2	Aufnahmegeometrie für XT- Interferometrie mit Along und Cross Track Komponente. . . . .	124
6.3	Skizze zur Aufnahmesituation bei den antiparallelen Flugbahnen $XT - F_2$ und $XT - F_3$ im Februar 97. . . . .	129
6.4	Datenausschnitte $XT - F_2$ und $XT - F_3$ im Testgebiet Nebenpriel . . . . .	130
6.5	Profillinien durch die Phase und die Kohärenzdaten der Flüge $XT - F_2$ und $XT - F_3$ im Testgebiet Nebenpriel . . . . .	131
6.6	Datenausschnitte von $XT - F_3$ im Bereich Mittelprielmündung . . . . .	132
6.7	Profil der interferometrischen Phase im Bereich Mittelprielmündung . . . . .	133
6.8	Along Track Anteil der Phase aus $XT - F_2$ und $XT - F_3$ . . . . .	134
6.9	Profile über die Oberflächengeschwindigkeit und Geländehöhe . . . . .	135

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

---

6.10	Darstellung der Geländehöhe und Oberflächengeschwindigkeit des Testgebietes Nebenpriel, gemittelt über die Daten beider Flüge und für $XT - F_3$ . . . . .	136
6.11	Geländehöhen aus den XT-Daten und Referenzhöhen der CT-Aufnahme am südöstlichen Ende des Mittelpriels. . . . .	140
6.12	Profillinien durch die Geländehöhen der XT- und CT-Daten. . . .	141
7.1	Skizze zur optimalen Konfiguration eines Radar Interferometers zur Abbildung des Wattenmeeres. . . . .	149
.1	Grafische Darstellung des Zusammenhanges Wasserspiegelauslenkung $\eta$ , bathymetrische Tiefe (Sohllage) $z_b$ und Wassertiefe $H$ . . .	161

# Kapitel 1

## Einleitung

Das Wattenmeer ist schon rein durch seine naturräumlichen Gegebenheiten ein interessantes Gebiet für viele wissenschaftliche Disziplinen. Durch die periodische Überflutung im Gezeitenverlauf entsteht ein hoher Grad an Dynamik vor allem in den hydrologischen und morphologischen Eigenschaften. Die Morphodynamik wird durch unterschiedliche Einflüsse bedingt. So wirken einerseits die Gezeitenströmung periodisch und langfristig, während Extremereignisse, wie z.B. Sturmfluten, sich intensiver und kurzfristiger auf die Sedimentumlagerung und den Verlauf des Prielnetzes auswirken können.

Man findet also laufend Veränderungen vor, die sich in Umlagerungen des Prielnetzes, im Sedimenttransport und Änderungen im Strömungsverhalten mit allen Rückwirkungen äußern. Diese Dynamik bedingt eine Vielzahl von Schwierigkeiten, v.a. betrachtet man z.B. die Nutzung und den Unterhalt von Schifffahrtswegen oder Strombaumaßnahmen. Die Optimierung solcher Unterhaltsmaßnahmen, z.B. Baggerungen, bedarf der genauen Kenntnis und der Beobachtung der Vorgänge im Wattenmeer. Eine genaue Vermessung und Kartierung der Wattflächen einerseits und die Messung der Strömung andererseits sind dafür als Grundlage notwendig.

Die Messung der Watttopografie, wie auch der Strömung in den Prielen, ist aufgrund der Gebietseigenschaften schwierig. Die Realisierbarkeit von Aufnahmen ist schon allein durch die Gebietsgröße, die Gezeiten und die Unzugänglichkeit deutlich eingeschränkt. Zudem ist eine kontinuierliche und synoptische Datenerfassung kaum möglich. Es erweist sich somit als zweckmässig, die ausgedehnten Küstenräume und Wattflächen sowie die darauf einwirkenden Prozesse zu modellieren. Die Modelle lassen dann Aussagen über den Ist-Zustand und die Veränderung zu. Zudem ist eine Validierung der Modelle im Modellierungsgebiet notwendig, um Aussagen über deren Zuverlässigkeit treffen zu können. Sowohl als Rand- und Eingangsdaten, wie zur Validierung werden wiederum genaue Messdaten benötigt, die im Modellgebiet erhoben wurden. Dies stellt die verwendeten Methoden der Datenaufnahme wiederum vor die selben Probleme, wie sie oben beschrieben wurden.

Sowohl die Vermessung des Wattenmeeres wie auch der Modellbetrieb und Validierung machen eine kontinuierliche Aktualisierung aller Eingangsdaten notwendig. So sollten beispielsweise Änderungen in der Morphologie der Wattflächen, insbesondere auch nach Sturmfluten, möglichst aktuell verzeichnet werden. Da sich die meisten Veränderungen über weite Gebiete verteilen, bieten sich zur Vermessung und Aktualisierung Fernerkundungsverfahren an, da sie große Areale synoptisch erfassen können.

In einer Vielzahl von Methoden, die die Fernerkundung liefern kann, können optische Systeme Daten zum spektralen Verhalten von Wasser und Landoberflächen liefern, z.B. zur Trennung von Land und Wasser, aber auch zur Sedimentklassifikation. Zudem lassen sich mit stereometrischen Kameras Höhendaten gewinnen, deren Einsatzmöglichkeit ist jedoch wegen der Wetterabhängigkeit deutlich eingeschränkt. Dies engt die Möglichkeiten der optischen Kameras deutlich ein, da zum einen größere Areale wegen Bewölkung kaum zusammenhängend vermessen werden können, zum anderen die fortwährende Einsatzmöglichkeit zu vorgegebenen Zeitpunkten zu jeder Wettersituation kaum (z.B. nach Sturmflut Ereignissen) gegeben ist.

Die Radarfernerkundung, als wetterunabhängiges Aufnahmeverfahren, bietet sich als Alternative an. Einerseits können dazu Daten satellitengetragener Systeme eingesetzt werden, die große Gebiete zu festen Aufnahmezeitpunkten abbilden. Da sich diese aber auf einer definierten Umlaufbahn befinden, ist eine Aufnahme nur in bestimmten Überflugintervallen möglich. Daher bietet sich dafür die langfristige, kontinuierliche Überwachung an.

Andererseits können flugzeuggetragene Systeme kurzfristiger und flexibler reagieren. Sie können kleinere Gebiete in höherer Genauigkeit abbilden und auch praktisch zu jedem beliebigen Zeitpunkt eingesetzt werden. Diese Arbeit stützt sich ausschließlich auf die Anwendung eines hochauflösenden, flugzeuggetragenen Radars. Sie soll die Möglichkeit dieses Teils der Radarfernerkundung aufzeigen.

## 1.1 Einführende Darstellung der Radarinterferometrie

Die ausführliche Beschreibung der Technik von Radar Aufnahme und Datenprozessierung, sowie der Interferometrie wird Gegenstand des Grundlagen Kapitels sein. Vorweg soll jedoch ein Überblick über die Terminologie der Radarfernerkundung gegeben werden um das Verständnis der anschließenden Ausführungen zu erleichtern.

### 1.1.1 SAR-Prinzip

Bei der abbildenden Radarfernerkundung werden Methoden der Bildkompression und Signalverarbeitung benutzt, die es erlauben aus den Radar Rohdaten



zweidimensionale Bilder zu errechnen. Dafür werden fast ausschließlich Seiten-sicht Radarsysteme verwendet. Dies bedeutet, dass die Radarantenne fest an der Trägerplattform (Flugzeug oder Satellit) angebracht ist und senkrecht zur Flugrichtung unter einem bestimmten Blickwinkel zur Erdoberfläche blickt. Von der Antenne wird bei der Aufnahme ein Mikrowellenpuls gesendet und empfangen und dabei in Amplitude und Phase aufgezeichnet (entsprechend einer Laufzeit und Intensitätsmessung).

Bei den ersten abbildenden Radarsystemen handelte es sich um sog. SLAR (*Side Looking Airborne Radar*). Das Auflösungsvermögen war jedoch gering, da die Auflösung von der Antennenlänge abhängig ist. Diese ist aber zu kurz, wenn man nur die rein physikalisch und bauartbedingt mögliche Länge verwendet. Um höhere Auflösung zu erzielen, wären Antennenlängen nötig, die technisch nicht zu realisieren sind. Deswegen wurde das SAR-Prinzip (*Synthetic Aperture Radar*) der Abbildung entwickelt. Man erreicht auf rechnerischem Wege eine künstliche (und beliebige) Verlängerung der Antenne, indem man über eine theoretische Antenne entlang der Flugbahn aufsummiert. Man erreicht dies durch permanentes Senden von Pulsen unter einer bestimmter Frequenz und entsprechender Aufzeichnung. Dies bezeichnet die PRF (*Pulse Repetition Frequency*) des Radars. Danach wird eine bestimmte Anzahl Pulse komprimiert.

Die Aufnahmegeometrie beschreibt man durch den Blickwinkel der Antenne, die Flughöhe, die Schrägsichtentfernung (von der Antenne zum Erdboden) und die Vorwärtsbewegung. Wird die Blickrichtung aus der Senkrechten zur Flugrichtung herausgedreht, so spricht man von schiefer Geometrie (*squint Geometrie*), der Schielwinkel (*squint Winkel*) bezeichnet die Abweichung von der Sichtlinie.

Ein Radarbild lässt sich aus den gepulsten Rohdaten für jede Entfernung im beleuchteten Bereich durch den Dopplerverlauf (der Abstandsänderung im Vorbeiflug) eines Punkt zur gegebenen Entfernung errechnen. Die Bilddimensionen ergeben sich damit parallel zur Flugrichtung (*Azimuth*) und parallel zur Blickrichtung im Entfernungsbereich (*Range*), also in Schrägsichtebene. Dabei liegen die Radarbilder in Schrägsichtgeometrie, beschrieben im Koordinatensystem der Vorwärtsgeschwindigkeit und der Laufzeit, vor. Die erzeugten Bilddaten liegen dann für jede Antenne in komplexer Form vor und enthalten somit Phase und Amplitude des empfangenen Radarbildes.

### 1.1.2 SAR-Interferometrie

Das interferometrische Messprinzip bedient sich der Beobachtung aus zwei verschiedenen Positionen. Man bedient sich dabei den bildgebenden Verfahren des SAR-Prinzips, bei dem Radar Bildpaare zweier Antennen erzeugt werden. Die Bildpaare enthalten die Phase und Amplitude des Signals, die Grundlage für die kohärente Differenz in der Interferometrie. Je nachdem, ob man nun die beiden Aufnahmen in einem Überflug mit zwei versetzten Antennen, oder in mehreren Überflügen mit nur einer Antenne vornimmt, unterscheidet man die *single pass*

Interferometrie von der *repeat pass* Interferometrie. Für die SAR-Interferometrie (InSAR) bedeutet dies, dass man dafür zwei räumlich voneinander getrennte Aufnahmen, oder auch zwei zeitlich unterschiedliche Aufnahmen verwenden kann. Im Falle der räumlichen Trennung benützt man zwei Sensoren, die über eine gewisse Distanz voneinander getrennt sind. Dies bezeichnet die *räumliche Basislinie*, die im Falle der flugzeuggetragenen Aufnahme dadurch erzielt wird, dass man zwei Antennen senkrecht zur Flugrichtung, im folgenden als *Cross Track* (CT) Konfiguration, bzw. *Cross Track Interferometrie* (CT-InSAR) bezeichnet, anbringt.

Montiert man die beiden Antennen parallel zur Flugrichtung, dann erzielt man durch die Vorwärtsbewegung der Plattform eine zeitliche Separation, die *zeitliche Basislinie*. Im folgenden wird dies als *Along Track* (AT) Konfiguration, bzw. *Along Track Interferometrie* (AT-InSAR) bezeichnet werden.

Durch Interferenz beider komplexer SAR-Bilder erhält man schließlich die interferometrische Phase als Phasendifferenz, die zum Unterschied des Abstandes eines Zieles zu den beiden Radarantennen proportional ist. Im Fall des CT-InSAR wird diese durch Änderungen in der Geländehöhe erzeugt und im Fall der AT-InSAR durch Bewegungen auf der Erdoberfläche. Dadurch kann man schließlich einerseits auf die Geländetopografie und andererseits auf die Geschwindigkeitskomponente eines Zieles auf der Erdoberfläche in Blickrichtung zurückschliessen.

Je nachdem, wie groß die zeitliche Basislinie gewählt wird, kann man als weiteres die *Differenzielle Interferometrie* (D-InSAR) unterscheiden. Während bei AT-InSAR-Messungen der Zeitabstand klein gewählt wird, um hohe Geschwindigkeiten (im Bereich von mehreren Metern pro Sekunde) zu bestimmen, dehnt man bei der D-InSAR-Technik den Zeitversatz weit aus. Dadurch können langfristige Änderungen auf der Erdoberfläche erfasst werden, wie etwa Hebungen und Senkungen des Erdbodens, Gletscherfluss etc. Studien mit Satellitendaten haben dies auf eindrucksvolle Weise gezeigt, vgl. [118, 119, 74, 92, 91, 51, 96, 93].

## 1.2 Problemstellung

Die Beobachtung des Wattenmeeres bedarf einer genauen Datenerfassung. Dies ist einerseits zur Modellierung (für Randbedingungen und zur Validierung) notwendig, aber auch zur Vermessung des Ist-Zustandes (z.B. für Baumaßnahmen) in bestimmten Gebieten. Die Vermessung von Topografie und Strömung fällt dabei eine wichtige Rolle zu. Man steht dabei jedoch vor folgenden Problemen bei der Datenerhebung:

1. **Topografie.** Die Unzugänglichkeit und die meist große Ausdehnung relevanter Modellierungsgebiete stellt die Datenerfassung vor erhebliche Probleme. So können einzelne Standorte nicht unter allen Bedingungen aufgesucht werden. Beispielsweise bleibt die Vermessung der Topografie schwer, da einerseits durch terrestrische Vermessung (Nivellements, Tachymetrie) nur

kleine Bereiche in kurzer Zeit abgedeckt und andererseits auch durch Echo-  
lotpeilung vom Boot aus nur überflutete Gebiete erfasst werden können.  
Dies wird jedoch durch den Gezeitenzyklus deutlich eingeschränkt. Infolge  
der starken Veränderlichkeit der Morphologie (z.B. nach Sturmflutereignis-  
sen) ist zudem eine Neuvermessung in kurzen Zeitabständen nötig. Dadurch  
werden die Anforderungen bzgl. des Aufwands von Vermessungsarbeiten er-  
schwert.

2. **Strömung.** Das Verfahren der Strömungsmessung selbst ist problematisch.  
Da zudem große Gebiete beobachtet werden müssen, lässt sich eine synopti-  
sche Beobachtung nur durch verteilte Messungen mit hohem Aufwand erzie-  
len. schließlich findet man auch einen hohen Dynamikbereich der natürlich  
auftretenden Strömungen. Die Beobachtung aller Zustände (z.B. bei Ex-  
tremereignissen) ist somit schwierig. Die Messdaten müssen außerdem auf  
das gesamte Modellgebiet übertragen werden und auch über den gesamten  
Tidezyklus repräsentativ sein.

Sowohl Topografie- wie Strömungsmessungen beinhalten zwei grundlegende  
Problembereiche. Erstens ist eine synoptische Messung über größere Räume in  
vertretbarem Aufwand kaum möglich. Der Zeitunterschied zwischen den Messda-  
tensätzen bildet eine Fehlerquelle bei der Beobachtung. Zweitens gilt es, die Da-  
ten auf die größere Räume zu übertragen. Es sind also Punktmessungen (z.B.  
verankerte ADCP) und Linienmessungen (z.B. Echolotpeilungen, tachymetrische  
Höhenprofile) in die Fläche zu extrapolieren.

Dadurch kann man den Bedarf einer Messmethode zusammenfassen, die es  
erlaubt Bereiche großräumig abzubilden und die Geländehöhe sowie die Strömung  
zeitgleich zu bestimmen.

Die Radar-Interferometrie bietet sich als Anwendung für diese Themenstel-  
lung an. Sie ermöglicht die Ableitung digitaler Höhenmodelle trockenfallener  
Wattflächen sowie die Ableitung der Oberflächenströmung auf überfluteten Be-  
reichen. Beide Methoden sind als voneinander unabhängige Verfahren bekannt,  
so existieren Anwendungen der Cross Track Interferometrie zur Erstellung von  
Höhenmodellen, meist über Landoberflächen, und auch Untersuchungen zur Ab-  
leitung der Strömung, zumeist aber über dem offenen Ozean. Die erzielten Ge-  
nauigkeiten eigneten sich jedoch bisher kaum für einen operationellen Einsatz.  
Damit stellt sich zum einen die Aufgabe die Genauigkeit der beiden Verfahren  
so zu optimieren, dass diese zur Wattvermessung eingesetzt werden können. Zum  
anderen ist eine simultane Messung in einem Flug wäre vorteilhaft, da eine syn-  
optische Messung zweier Größen möglich wird. Anwendungsbeispiele sind z.B die  
Bestimmung von Eingangsdaten und Validierung von Modellen (neben Strömung  
und Geländehöhe kann auch der Wasserstand bestimmt werden), Vermessung  
der Modelltopografie, Bestimmung des Oberflächenströmungsfeldes während ei-  
nes Tidezyklus.

Daraus ergibt sich die zentrale Problemstellung dieser Arbeit: Es gilt, eine Methode der Radar Interferometrie zu entwickeln, der es erlaubt gleichzeitig die Bewegung auf der Oberfläche und die Geländehöhe zu bestimmen. Dafür muss die theoretische Grundlage für diese Anwendung bereitgestellt und experimentell überprüft werden. Dies kann man erreichen, wenn man einen allgemeineren Ansatz formuliert, der die beiden Theorien der Along und Cross Track Interferometrie kombiniert. Für operationelle Anwendungen gilt es daneben, die einzelnen Verfahren zu optimieren und die Genauigkeit aller Methoden zu validieren.

## 1.3 Lösung des Problems und Aufbau der Arbeit

### 1.3.1 Vorgehen

Es gilt nun im folgenden die Schritte zu erläutern, die zur Lösung des Problems beitragen. Es soll insgesamt ein neuartiges Verfahren kombinierter Interferometrie mit Along und Cross Track Basislinie zur simultanen Ableitung der Geländetopografie und Oberflächenbewegung entwickelt werden. Der Anwendungsbereich wird der Küstenraum sein. Damit wird zusätzlich erstmals eine umfassendere Untersuchung interferometrischer Methoden im Wattenmeergebiet durchgeführt. Die interferometrischen Methoden sind schließlich so zu optimieren, dass die Genauigkeit für operationelle Fragestellungen ausreichend ist.

Ausgehend von den bestehenden Theorien zur Cross Track Interferometrie und der Along Track Interferometrie kann die Theorie der interferometrischen Aufnahme mit versetzten Antennen mit Along und Cross Track Komponente hergeleitet werden. Unter Berücksichtigung der Flugzeugbewegung und der daraus resultierenden schiefen Aufnahmegeometrie (*skint geometrie*) ergibt sich somit die Theorie als Erweiterung der bestehenden Theorien.

Die Konsistenz der Methode kann mittels mehrerer Flüge über dem selben Gebiet überprüft werden. Um schließlich noch eine experimentelle Beweisführung anzuschließen, wird die Methode anhand der aufgenommenen Daten mit versetzten Antennen getestet. Die Ergebnisse, also Geländehöhe und Oberflächenbewegung können schließlich mit anderen Daten verglichen werden.

Resultate einer Befliegung vom 27 Februar 1997 dienen dazu als experimenteller Datensatz. Die Kampagne fand über dem Untersuchungsgebiet im Weserästuar statt, vgl. Kapitel 2. Die interferometrische Basislinie wies in diesem Fall eine Along und Cross Track Komponente auf. Zur Überprüfung des theore-

tischen Ansatzes und zur Abschätzung der erreichbaren Genauigkeit der kombinierten Interferometrie werden nun folgende Vergleichsdaten herangezogen:

1. Interferometrische Daten einer reinen Cross Track Befliegung vom September 1998,
2. Interferometrische Daten einer reinen Along Track Befliegung vom April 1999,
3. Terrestrisch vermessene Geländehöhen,
4. Strömungsgeschwindigkeiten aus dem hydrodynamischen Modell TRIM-2D.

Die Geländehöhen, die aus der Cross Track Befliegung errechnet werden, können anhand der terrestrisch vermessenen Höhen validiert werden. Dieses validierte Höhenmodell der trockengefallenen Wattflächen wird zur Überprüfung der Ergebnisse der kombinierten Interferometrie verwendet. Zudem lassen sich aus der Genauigkeit dieses CT-Höhenmodells Aussagen über die theoretisch mögliche Genauigkeit der Höhenbestimmung treffen.

Analog dazu werden die Daten der Along Track Befliegung anhand der Resultate des Strömungsmodells der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) überprüft und zur Validierung und Genauigkeitsabschätzung der Daten der kombinierten Interferometrie verwendet.

#### 1.3.2 Aufbau der Arbeit

Im folgenden lässt sich nun der Aufbau dieser Arbeit skizzieren. Zuerst sollen grundlegende Eigenschaften und Gegebenheiten des Testgebietes dargestellt werden. Dies ist notwendig, da unter Berücksichtigung der jeweiligen Situation zum Befliegungszeitpunkt Annahmen für die Weiterverarbeitung und Interpretation getroffen werden. Daneben müssen Eigenschaften der zur Validierung verwendeten Vergleichsdaten erläutert werden, da Unterschiede von terrestrischen Daten sowie Modelldaten und interferometrischen Ergebnissen, die durch die Methode gegeben sind, bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen.

Darauf folgend werden Grundlagen der SAR-Interferometrie erläutert. Dies umfasst einmal das Prinzip der Radarabbildung mit synthetischer Apertur (SAR) sowie das interferometrische Prinzip. Daneben werden Abbildungseigenschaften der Meeresoberfläche behandelt.

Im weiteren Verlauf sollen dann die Ergebnisse der „reinen“ Cross und Along Track Befliegungen, Kapitel 4 und 5, gezeigt werden. Die Darstellung der Cross Track Befliegung umfasst einerseits die Diskussion der Probleme, die sich bei der Abbildung von Wattoberflächen ergeben und andererseits die Verarbeitung der interferometrischen Daten zum hochgenauen Höhenmodell. Die Validierung des Höhenmodells und die Diskussion der Ergebnisse schließt sich darauf an.

Analog zum vorhergehenden Kapitel werden die Daten und Ergebnisse der Along Track Befliegung behandelt. Zuerst sollen Probleme und Eigenschaften der interferometrischen Abbildung von Wasseroberflächen dargestellt und an Beispielen erläutert werden. Schließlich wird die gesamte Kette von der interferometrischen Phase zur Oberflächenströmung gezeigt. Die Ergebnisse werden im Anschluss validiert und diskutiert.

Aufbauend auf die AT-InSAR- und CT-InSAR-Befliegungen wird im Kapitel 6 das Prinzip der kombinierten Along und Cross Track Interferometrie (XT-InSAR) hergeleitet und beschrieben. Dazu wird zuerst die Theorie hergeleitet und die Anwendungsmöglichkeit zur Bestimmung von kombinierten Geländehöhen und Strömungsdaten angegeben. Zur Absicherung der Theorie werden die experimentellen Daten der Befliegung (Februar 97) mit kombinierter Along Track und Cross Track (XT) Konfiguration verwendet. Anhand von Beispielen werden dann Eigenschaften und Probleme, die sich aus der kombinierten Aufnahme ergeben, diskutiert. Die Ergebnisse werden schließlich mit den CT-InSAR und AT-InSAR-Ergebnissen, Kapitel 4 und 5, verglichen und deren Genauigkeit abgeschätzt.

Zur praktischen Durchführung von XT-InSAR-Aufnahmen wird im Anschluss die optimale Konfiguration eines flugzeuggetragenen SAR-Interferometers angegeben, die eine hochgenaue Erfassung von Topografie und Oberflächenströmung über Wattenmeergebieten garantiert.

# Kapitel 2

## Untersuchungsgebiet und Vergleichsdaten

Die Süd- und Ostküste der Nordsee wird von Wattflächen eingesäumt. Diese bilden ausgehend von der Niederländischen Küste bis hin zur Dänischen Küste einen Streifen von 450 km Länge. Die Breite des Streifens liegt bei durchschnittlich 7 km, maximal auch bis 15 km. Im Verlauf wird das Wattenmeer von Rinnen und Flüssen durchschnitten, wobei viele Flüsse als Schifffahrtsstraßen benützt werden. Wie im Falle der Elbe und der Weser bedienen diese die großen Seehäfen mit hohem Schifffahrtsaufkommen, was die Bedeutung des Unterhalts dieser Rinnen und Prielsysteme als Wasserstraßen unterstreicht.

### 2.1 Darstellung des Untersuchungsgebietes Weserästuar

#### 2.1.1 Lage der Testgebiete

Die Testgebiete, aus denen Datenbeispiele in den folgenden Kapiteln gezeigt werden, liegen alle im Weserästuar. Der Ästuar der Weser liegt in der Deutschen Bucht und erstreckt sich vom Wehr bei Bremen-Hemelingen über die Nordseemündung bei Bremerhaven in die Nordsee. Definiert man die Außengrenze als die Zone, in der der Salzgehalt nur kleine Schwankungen im Gezeitenzyklus und im saisonalen Verlauf aufweist, dann ergibt sich eine Gesamtlänge ab Bremen von 120 km. Man unterscheidet die Unterweser von Bremen bis Bremerhaven auf einer Länge von 70 km von der Außenweser. Dieser Bereich ist kanalartig ausgebaut auf einer Breite von 400 m beim Wehr und ca. 2 km bei Bremerhaven, [53].

Die Außenwände, als offener Mündungstrichter, erstreckt sich von Bremerhaven entlang des Weserfahrwassers auf einer Länge von ca. 50 km und ist während des Tidehochwassers vollständig überflutet. Dabei findet man die größten Was-

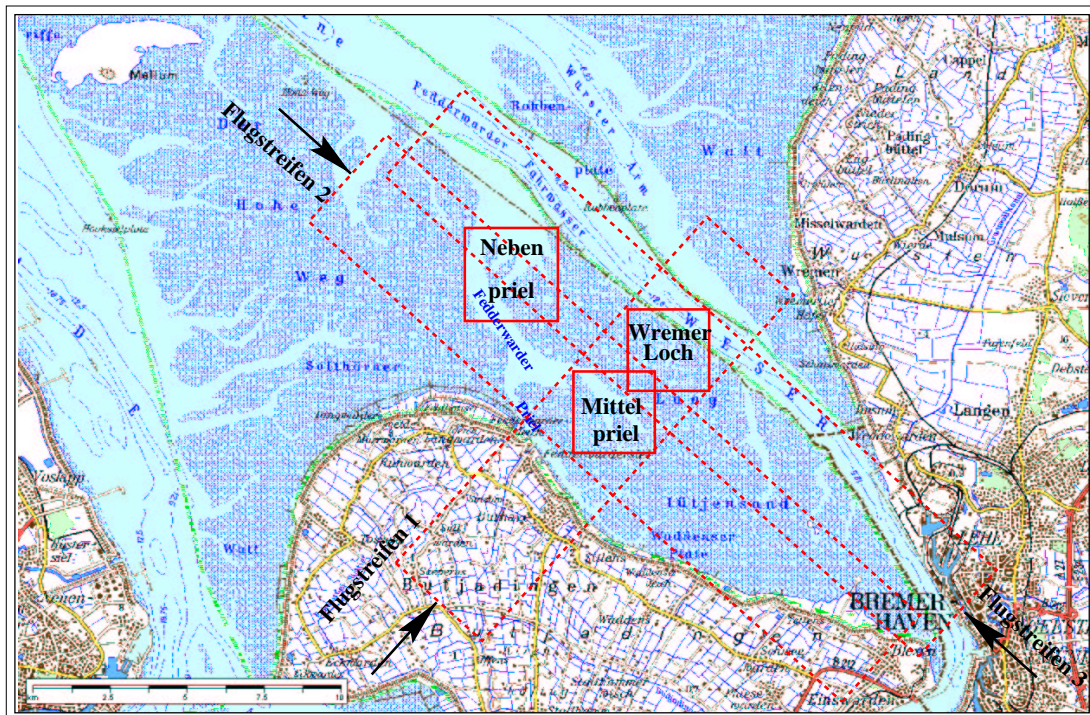


Abbildung 2.1: Übersicht über den Weserästuar und die Lage der Testgebiete. Ein-gezeichnet ist der Verlauf der Flugbahnen, wie sie jeweils in den folgenden Kapiteln verwendet werden.

sertiefen entlang der Weserfahrinne in einer Größenordnung von 12 m bis 16 m unter dem mittleren Tidehochwasser. Die folgenden Ausführungen und auch die Untersuchungen in den späteren Kapiteln beziehen sich auf die Außenweser, die in Abb. 2.1 dargestellt ist. Darin eingezeichnet befinden sich die später genutzten Testgebiete. Zusätzlich sind die Flugbahnen der Befliegungen angegeben. Es wurden jeweils die gleichen Flugbahnen benutzt, mit dem Unterschied, dass die Streifenbreite bei der AT-Befliegung 4 km betrug und dass der Flugstreifen 1, der vom Land her kommt, bei der XT-Befliegung fehlt. Danach werden die einzelnen Flugstreifen bezeichnet werden als  $CT - F_1$  und  $CT - F_2$  (für die Cross Track Aufnahmen),  $AT - F_1$  und  $AT - F_2$  (für die Along Track Aufnahmen), sowie  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  (für die Simultanen Aufnahmen). Die Lage des Ausschnitts erstreckt sich von  $8.07153^\circ$  E,  $53.74919^\circ$  N bis  $8.60545^\circ$  E,  $53.53119^\circ$  N, auf einer Fläche von  $35 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ .

Die drei Testgebiete liegen direkt am Weserfahrwasser und entlang des Fedderwarder Priels. Der Fedderwarder Priel zweigt im Bereich der Robbenplate nach Süden von der Weserfahrinne ab. Eine zweite Verbindung zur Weser bildet eine kleine Rinne, die als Testgebiet „Nebenpriel“ bezeichnet wird. Im weiteren Verlauf verläuft der Fedderwarder Priel über Fedderwardersiel parallel zur Küste. Nördlich von Fedderwardersiel zweigt der Mittelpriel ab, der weit in den



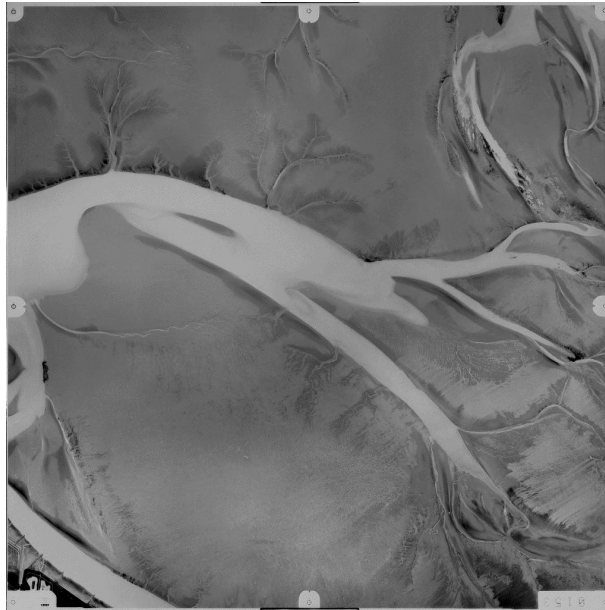


Abbildung 2.2: Luftbildaufnahme des Mittelpriels und des südlichen Teils des Wremer Lochs (im rechten, oberen Bildteil; bereitgestellt durch die BAW).

Langlütjensand hineinreicht. Der Mittelpriel umfasst das zweite Testgebiet. Als drittes Testgebiet findet man zwischen dem Mittelpriel und der Fahrerinnen das Testgebiet Wremer Loch. Es besteht aus einer buchtförmigen Senke, in der sich eine geschwungene, enge Rinne zum nördlichen Nebenarm des Mittelpriels zieht.

Die Bedeutung der Weser selbst liegt in ihrer Funktion als Seeschiffahrtsstraße. Davon abhängig sind die Häfen von Bremen und Bremerhaven sowie Nordenham, Brake und Elsfleth. In der Außenweser verzweigt der Verlauf ursprünglich in zwei Arme, nämlich das Fedderwarder Arm und den Wurster Arm. Anfang dieses Jahrhunderts wurde das Fahrwasser ausgebaut und vertieft auf die heutige Wassertiefe von 12 m ... 16 m unter mittlerem Tidehochwasser. Dabei wurde die Fahrrinne von Wurster Arm in den Fedderwarder Arm verlegt. Seitdem gelangen Verbesserungen der Fahrwasserhältnisse durch Strombaumaßnahmen, so dass sich Ebb- und Flutstrom nun vor allem in der Hauptrinne konzentrieren, [62].

### 2.1.2 Morphologie der Außenweser

Der Ästuar der Außenweser liegt im Saum des Wattenmeeres, der sich von der Niederländischen Küste über einen Bereich von 450 km bis zur Dänischen Küste erstreckt. Er setzt sich zusammen aus den großen morphologischen Einheiten von Platen, Wattflächen, Rinnen und Großprielen. Deren Größe, Gestalt und Lage wird durch die Wechselwirkung von Wellenbewegung, Strömung, Tidenhub und Sedimenttransport bestimmt.

Der Sedimentkörper des Watts im Weserästuar ist durchzogen von Rinnen

und Prielen unterschiedlicher Größenordnung. Zum Land hin enden diese in einem meist stark verästelten Prielsystem, vgl. Abb. 2.2. Die Abbildung zeigt eine Luftbildaufnahme aus dem Gebiet des Langlütjensandes. Im Zentrum befindet sich der Mittelpriel, nordöstlich erkennt man den südlichen Teil der Rinnen im Testgebiet Wremer Loch. Die Prielsysteme im Wesergebiet sind zum Land hin weniger breit, während diese sich in ihrem weiteren Verlauf zur See hin zu mächtigen Rinnen zusammenschließen mit Wassertiefen von bis zu 6 m und einer Breite von mehreren hundert Metern. Beispiele dafür sind der Fedderwarder Priel als seeseitige Fortsetzung des Mittelpriels, der den großen Wattkörper des Langlütjensand durchzieht, vgl. Abb. 2.1.

Die Lage der großen Rinnen ändert sich nur wenig. Im Gegensatz dazu mäandrieren kleinere Rinnen zumeist stärker und können sich seitlich im Mischwatt bis zu 30 m und im Sandwatt bis zu 100 m verlagern. Die kleineren Rinnen bilden Prall- und Gleithänge aus. Dabei können bei geeigneter Schichtung sehr steile und hohe Kanten an den Prallhängen entstehen, während die Gleithänge flach auslaufen. Auf dem Rinnenboden findet man meist ein Sohlenpflaster aus Schill- und Schlickgeröllen.

Da sich die Mündung der Weser vom Festland bis zur offenen See erstreckt, findet man im allgemeinen zwei Watttypen, nämlich offene Watten und Ästuarwatten. Die offenen Wattflächen liegen seeseitig im äußeren Bereich der Außenweser. Sie besitzen einen sehr flach geneigten Unterwasserhang und können an der Seefront teilweise Sandriffe ausbilden. Zu den Wattflächen hin bilden sich zumeist flache Sandplatten, die in diesem Bereich bei Hochwasser gänzlich überflutet werden, [113]. Das flache Unterwasserprofil schützt diese zudem vor schwerem Seegang.

Die Bucht- und Ästuarwatten liegen im Ästuarbereich und können zur Brackwasserzone gehören. Sie sind an der Niedrigwasserlinie sandig, aber es bilden sich dort keine Inseln oder Sandplatten aus. Zudem fehlen Sandriffe, da diese vom Seegang geschützt liegen, da also die strandbildende Wellenenergie fehlt, [113]. Der Bereich des Langlütjensandes besteht aus diesem Watttyp und bildet somit einen sehr flachen Wattkörper.

Die Sedimentverteilung ergibt sich schließlich aus dem Verhältnis der Tiefe, der Tideströmung und dem Seegang. Allgemein gilt, dass sie zur Tidehochwasserlinie feiner werden. Bei Einwirkung der Brandung der freien Flachsee erhöht sich der Anteil von Mittelsand, während Feinsand vor allem in den Bereichen zu finden ist, in denen der Seegang großer Wasserflächen auflaufen kann. Im Verlauf zum Land hin oder auch im Bereich der Wattwasserscheiden findet man vermehrt Mischwatt und schließlich Schlickwatt. Beispielsweise führte der erhöhte Schlickanteil zu erheblichen Problemen im Bereich des Fedderwarder Priels entlang des Strandes. Das Verschlickungsproblem wurde ursächlich durch Strombaumaßnahmen an der Weserfahrrinne ausgelöst und erfordert verstärkte Baggerungen, [123].

Neben dem natürlichen Bereich des Watts in der Außenweser bleibt das Fahrwasser der Weser selbst zu erwähnen. Es erstreckt sich von Bremerhaven nach

Nordwest zur offenen See und bildet die Seeschiffahrtsstraße nach Bremerhaven und Bremen, vgl. Abb. 2.1. Zum Unterhalt werden Strombaumaßnahmen und Baggerungen durchgeführt, so dass der Zustand weitgehend gleich über die Jahre ist.

### 2.1.3 Hydrologie der Außenweser

#### Tidesituation

Durch die Lage des Niedersächsischen Wattenmeeres im Süden der Deutschen Bucht läuft die Tidewelle von West nach Ost ein und damit direkt in die Ästuar von Ems, Weser und Elbe. Sowohl die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wie die Höhe der Tidewelle ist unterschiedlich zwischen Tidehoch- und Tideniedrigwasser. Dies wird in Küstennähe hauptsächlich durch das Küstenrelief bestimmt. Daneben wirken sich die meteorologischen Bedingungen und der Oberwasserzufluss aus den Binnengewässern auf den Tidewasserstand aus.

Durch die Wechselwirkung mit dem Relief kommt es zu einem Absinken des Tideniedrigwassers und einer Erhöhung des Tidehochwassers beim Einlaufen der Tidewelle in den Ästuar hinein. Dieser Trend wird sichtbar von der See zur Küste hin und von West nach Ost. Er bewirkt Höhenänderungen im Bereich von Dezimetern, [78]. Analog folgt der Tidehub demselben Trend. Von Borkum aus wächst dieser um 8 Dezimeter bis in den Mündungsbereich und erhöht sich um weitere 4 Dezimeter im Verlauf in den Ästuar hinein, [53].

Der Charakter des Weserästuars wird angegeben als voll durchmischt, mit seeseitiger leichter Schichtung, gehört also zu den mesotidalen Ästuaren, [89]. Der Tidezyklus ist dabei leicht asymmetrisch. Der Tidehub an der Grenze von Außenweser und Unterweser bei Bremerhaven liegt bei 4 m bei mittlerer Springtide und 3 m bei mittlerer Nipptide. Durch das große Einzugsgebiet ergibt sich ein hoher mittlerer Oberwasserzufluss von durchschnittlich  $390 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Durch die Reflexion der Tidewelle an der Küste verschieben sich die Kenterpunkte vom Tidemittelwasser zu den Scheitelpunkten. Zum Teil verlagert sich der Kenterpunkt gegenüber dem Scheiteleintritt mehr als eine Stunde im Bereich der Mündung. Die Tidekennwerte der Kenterung erhält man aus dem TRIM-2D-Modell, [77].

1. **Kenterpunktabstand der Ebb/Flutstromkenterung.** Größere Kenterpunktabstände findet man v.a. im Weserfahrwasser und in den tieferen Prielen. Insbesondere gilt dies für die Ebbstromkenterung, wegen des fortgesetzten Abfließens des Wassers aus der Weser und den Wattflächen. Allgemein ist in den tiefen Rinnen der Kenterpunktabstand der Ebbstromkenterung vom Tideniedrigwasser größer als bei Ebbstromkenterung. In den Testgebieten beträgt der Kenterpunktabstand jeweils bis zu 30 Min vom Scheitelpunkt. Im Falle des Mittelpriels ergeben sich höhere Abweichungen von 30 Min ... 50 Min der Ebbstromkenterung nach Niedrigwasser.

2. **Eintrittszeit des Ebb/Flutstrommaximums.** Der maximale Ebbstrom setzt im nordwestlichen Teil des Fahrwassers der Außenweser deutlich früher ein als im südöstlichen Teil bei Bremerhaven sowie in den südlichen Großprielen. Der Zeitunterschied beträgt hierbei bis zu 150 Minuten. Die Eintrittszeiten der maximalen Strömungen in den Testgebieten liegen fast durchwegs bei bis zu 30 Min nach dem Eintreten des Scheitelpunktes, wobei auch hier im Mittelpriel die maximale Ebbströmung 50 Min ... 80 Min nach Tide-niedrigwasser auftritt.

## Strömungen

Der erhebliche Tidehub von mehreren Metern in der Außenweser hat große Volumenänderungen zur Folge. Dadurch erhält man, je nach morphologischer Struktur, teils starke Tideströmungen. Daneben werden die Gezeitenströmungen auf zwei Wegen durch die Windverhältnisse beeinflusst. Zum einen wirkt der Wind durch die ausgelöste Driftströmung unmittelbar auf die Strömung des Wasser, aber auch mittelbar durch Stauwirkung. In Wattgebieten mit größeren Wassertiefen, v.a. im Küstenvorfeld, kann die Driftströmung kompensiert werden. Mit geringer werdender Wassertiefe wird die Driftströmung jedoch auch über den gesamten Wasserkörper möglicherweise richtungsweisend. Speziell in Rinnen mit hoher Gezeitendynamik tritt die Wirkung der Driftströmung in den Hintergrund, während hierin die Stauwirkung auf die Priele an Bedeutung gewinnt.

In den Wateinzugsgebieten strömt das Wasser über ein hierarchisches System von Rinnen ein und aus, wobei der größte Teil des Massentransportes darin stattfindet, [148]. Der Austausch großer Wassermengen führt dabei zu großen Querschnitten und hohen Geschwindigkeiten. So ist die Geschwindigkeit in den Rinnen deutlich höher und auch die Stromdauer länger als auf den Wattflächen. Im allgemeinen erreicht die Tideströmung auf den Wattflächen Geschwindigkeiten von 0.3 m/s bis 0.5 m/s, bei Sturmfluten jedoch maximale Werte von bis zu 1.5 m/s, [113]. Die Geschwindigkeiten in den Großrinnen liegt bei bis zu 1.5 m/s, in kleineren Rinnen kann man ca. 1 m/s erwarten.

Zur Veranschaulichung kann man die folgenden empirischen Untersuchungen anführen. Durch Strömungsmessungen über mehrere Tidezyklen (von 3 bis 15 Oktober 1985) wurden am Weserfahrwasser bei Bremerhaven Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 0.5 m/s ... 0.6 m/s in einer Höhe von 1 m über dem Boden und 0.7 m/s ... 0.8 m/s in 3 m über dem Boden gemessen, [89]. Diese Werte bezeichnen die maximalen Ebb- und Flutströmungen.

An der Außengrenze des Weserästuars wurden durch ADCP-Messungen von mehreren Profilen über die Weserfahrrinne in einem Tidezyklus ähnliche Ergebnisse erzielt. Die Messungen verliefen nahe dem Pegel Dwarsgatt. Dabei erhielt man mittlere Werte der Strömungsgeschwindigkeiten nahe der Wasseroberfläche von maximal 1.3 m/s und tiefengemittelt Strömungen von bis zu 1 m/s, [94].

Ähnliches wurde schon in früheren Untersuchungen am 27 und 30.4.1979 fest-

gestellt, [14]. In einer engeren Rinne im Flachwasserbereich an der Tegeler Platte (auf einer Tiefe von 4 m) wurden Ebbströmungen von bis zu 1.15 m/s erreicht, während die Flutströmung durchwegs geringer war. In diese Rinne sollten vergleichsweise starke Tidedrömungen auftreten, was sich auch im Vergleich zu äußeren Stationen zeigte. Zum Vergleich lagen die Ebbströmungen an einer Station der äußeren Weserrinne (im Bereich Roter Sand) in 10.5 m Tiefe im selben Messzeitraum weit niedriger bei maximalen Werten von ca. 0.80 m/s bei Ebbe und 0.75 m/s bei Flut.

Aus den Auswertungen der Ergebnisse von TRIM-2D-Rechnungen über einen längeren Zeitraum kann man die Tidekennwerte der Strömung zusammenfassen, [77].

1. **Mittlere Ebb/Flutstromgeschwindigkeiten.** Die höchsten Werte der Strömungsgeschwindigkeiten werden in der tiefen Rinne des Weserfahrwassers, aber auch in den Großprielen und Rinnen erreicht. Die Geschwindigkeiten auf den trockenfallenden Wattflächen liegen deutlich unter denen der Rinnen. Die höheren Werte in den Rinnen lassen sich durch die größeren Wassertiefen und die damit geringere Reibung erklären, so dass wegen der hohen Ebb- und Flutstromdauern länger anhaltende hohe Strömungsgeschwindigkeiten auftreten. Zudem folgt die Richtung weitgehend dem topographischen Priel- und Rinnenverlauf. Die mittleren Geschwindigkeitsbeträge bei Ebb und Flutströmung sind weitgehend ähnlich in allen Testgebieten bei 0.4 m/s bis 0.6 m/s. Nur im Mittelpriel liegt die Ebbstromgeschwindigkeit leicht höher bei 0.6 m/s bis 0.8 m/s. Die Werte der Strömungsgeschwindigkeit ergeben sich aus den tiefengemittelten Ergebnissen.
2. **Maximale Ebb/Flutstromgeschwindigkeiten.** Wie oben liegen die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten in den tiefen Rinnen und Prielen, während diese auf den angrenzenden Wattflächen nicht erreicht werden. In der Längsrichtung der Rinnen ist die Geschwindigkeit weitgehend stabil, während diese quer zur Rinne infolge der abnehmenden Wassertiefe stark abnimmt. Der Betrag des Ebbstrommaximums ist auf den Wattflächen oft größer als der Betrag des Flutstrommaximums, während sich dieser Sachverhalt in den Rinnen oft umkehrt. Die Maxima der Ebbströmung in den Testgebieten Nebenpriel und Wremer Loch liegen bei bis zu 1 m/s und 1.2 m/s im Mittelpriel. Höher liegen die Flutstrommaxima bei bis zu 1.2 m/s in allen Testgebieten. Angegeben sind auch hier die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten.

### Seegang

Die Beschreibung des Seegangs und dessen Ausbreitung in einem Ästuar ist schwierig und bisher kaum genauer untersucht worden. Der Ästuar ist ein Gebiet mit stark wechselnder Topografie, in dem tiefe Rinnen mit starken Tide-

strömungen mit Flachwassergebieten und steile Unterwasserböschungen mit flach anwachsenden Platen abwechseln. Dies ruft ein äußerst komplexes Seegangsklima hervor, das durch Refraktion und Diffraktion der Wellen stark beeinflusst ist. Die Wellenhöhen und Wellenlängen sind zudem vom Wasserstand während der Tidephase, aber auch direkt vom Wind abhängig, [14]. Der Wasserstand selbst ist aber zudem an die Windverhältnisse gekoppelt, weswegen komplexe Wechselwirkungen entstehen, die selbst mit Naturmessungen kaum zu beschreiben sind. Dazu gilt es die Watttopografie, insbesondere die Lage der Rinnen, zu berücksichtigen.

Für die Testgebiete im Weserästuar gilt, dass der Seegang von der offenen See her von Nordwest nach Südost in die Weserfahrrinne einlaufen kann. Da die Befliegungen jeweils um das Tideniedrigwasser und kurz darauf stattfanden sowie zu moderaten Windgeschwindigkeiten, lagen die größten Teile der Wattflächen trocken. In anderen Studien wurde festgestellt, [14], dass die hauptsächliche Energieumwandlung an den trockengefallenen Wattflächen stattfindet. Es zeigt sich, dass bereits im äußeren Weserbereich der Hauptanteil des Seegangs gedämpft wird.

Beispielsweise liegt das Testgebiet Mittelpriel abgeschirmt vom direkten hohen Seegang. Hierin ist kaum mit längerwelligem Seegang zu rechnen und der Anteil der Windwellen überwiegt. Erst bei größeren Windstärken entstehen längerwellige Anteile, die in den Ästuar einlaufen können, [14]. Zudem ist der Wasserstand niedrig. Da das Auftreten großer Wellenhöhen starken Wind und eine größere Wassertiefe voraussetzt, kann man mit geringen Wellenbewegungen rechnen.

Die übrigen Testgebiete zweigen vom Weserfahrwasser ab. Schon in dessen äußeren Mündungsbereich setzt eine erhebliche Seegangsdämpfung ein, [14]. Es wurde festgestellt, dass selbst bei Sturmfluten und erhöhten Wasserständen der von außen einlaufende Seegang die Deiche oder die Hafengebiete nicht erreicht. Hierin tritt die örtlich entstandene Windsee mit kurzen Wellenperioden auf. Inwieweit sich die Fortpflanzungsrichtung des einlaufenden Seegangs entlang des Prielverlaufs ändert, ist schwierig festzustellen, insbesondere wenn man die Windrichtung und -stärke berücksichtigt. Es gilt jedoch, dass man aufgrund der Tideverhältnisse mit geringen Wassertiefen rechnen kann und deshalb auch ein geringer Seegang zu erwarten ist.

Für die folgenden Untersuchungen kann man also folgende Annahmen bezüglich des Seegangs treffen. Der Seegang wird schon im Außenbereich erheblich abgeschwächt. Dadurch kann durch die abgeschirmte Lage des Testgebietes Mittelpriel der längerwellige Wellenanteil vernachlässigt werden. Auch die übrigen beiden Testgebiete sind vom Seegang weitgehend unbeeinflusst wegen der Lage im inneren Bereich des Ästuars. In allen drei Fällen überwiegt der Anteil der Windwellen. Dies hat für die Radarabbildung zur Konsequenz, dass Einflüsse der Orbitalgeschwindigkeit speziell auf die Along Track Phase vernachlässigbar sind. Die Wellenlängen der Oberflächenwellen liegen also in einem Bereich, in dem sich nur die höherfrequenten Anteile der Windwellen in der interferometrisch bestimmten Geschwindigkeit äußern.

## 2.2 Topographische Messungen

Zur Validierung der interferometrisch bestimmten Watttopografie (cross track) wurden terrestrisch vermessene Profile verwendet. Diese liegen im Bereich des Mittelpriels und wurden eigens nahe dem Befliegungszeitpunkt vermessen. Dieser Zeitpunkt war am 22. September 1998, die Topografiemessungen fanden zwei Wochen vor der Befliegung statt. Während dieser Zeit ist ebenfalls nicht mit Änderungen der Watttopografie zu rechnen, wodurch die Daten vergleichbar sind. Es gilt zudem, dass für die Profilmessungen Theodoliten verwendet wurden und der Abstand der einzelnen Messpunkte eine Distanz von wenigen Metern, je nach morphologischer Eigenschaft, beträgt. Man kann von einer sehr hohen Genauigkeit der Messpunkte ausgehen, also diese als wirkliche Referenz ansehen. Zu berücksichtigen gilt jedoch, dass beim Vergleich der Profile einerseits (interferometrische) Höhenwerte, die aus einer ursprünglichen Abtastung von 0.5 m resultieren, mit Punktmessungen im Abstand von Metern verglichen werden. Daraus ergibt sich ein Interpolationsfehler, der jedoch vernachlässigt wird.

## 2.3 Numerisches Strömungsmodell TRIM-2D im Weserästuar

Die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) betreibt das hydronumerische Modell TRIM-2D des Weserästuars mit offiziellem Hintergrund (Bauvorhaben, Fahrrinnenunterhaltung, etc.) Zum Vergleich mit den interferometrischen Daten werden die Ergebnisse dieses Modells verwendet. Dabei handelt es sich um ein zweidimensionales, tiefengemittelttes Modell, das in der Vergangenheit vielfach eingesetzt wurde. Zwar existiert das dreidimensionale Modell TRIM-3D, jedoch befindet sich dies noch im Aufbau und Validierungen fehlen bislang.

Das Modell TRIM-2D selbst geht auf die Entwicklung von Casulli und Cheng zurück, [24], [25]. Seit 1994 findet es operationellen Einsatz für Anwendungen der Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste. Modifikationen wurden insbesondere im Hinblick auf die Verbesserung der Rechenleistung und die teilweise Erweiterung der Funktionalität durchgeführt. Seitdem wurde das Modell für diverse Untersuchungen eingesetzt und auch validiert.

Zum Vergleich mit den interferometrischen Daten wird eigentlich die Oberflächenströmung benötigt, die nicht direkt aus dem tiefengemittelten Modell anfällt. Die Daten, in denen die Oberflächenströmungen abgebildet werden, wurden jedoch jeweils zu Flutphasen aufgenommen. Zu diesem Zeitpunkt ist die Strömung turbulent und kann durch das Mittel über die gesamte Wassersäule wiedergegeben werden, [124]. Infolge der fehlenden Schichtung des einfließenden Wassers ergibt sich die Oberflächenströmung aus dem Mittel über die Strömung der gesamten Wassersäule multipliziert mit einem Faktor von 1.25 ( $U_{Ofl} \approx 1.25\bar{U}$ ). Zur Validierung wurden Ergebnisse einer Simulation zu bestimmten Tidewas-

serständen für einen Nipptidezustand verwendet. Damit gilt also, dass man ohne Berücksichtigung von Wind- und Seegangseinfluss geringe Wasserstände und Strömungsgeschwindigkeiten im Vergleich zur Springtide vorfindet.

Im folgenden soll das Modell kurz beschrieben werden. Es gilt dabei jedoch zu berücksichtigen, dass die Ergebnisse der hochgenauen Modellierungswerkzeuge zwar notwendig für küstenrelevante Anwendungen sind, aber nicht hinreichend. Die Qualität der Ergebnisse ist einerseits abhängig von den Eingangsdaten, wie Randwerte, Topografie etc., und der Wahl des Modellgebietes sowie der Modellierungswerkzeuge. Deswegen gelten die Simulationsergebnisse zwar als Referenz, jedoch sind diese nur mit einer gewissen Schwankungsbreite als wahr anzusehen, was insbesondere für die Strömungsgeschwindigkeiten gilt.

### 2.3.1 Modelltopografie

Die hydronumerische Simulation benötigt eine genaue Darstellung der Wassertiefen. Für das TRIM-2D-Modell wird eine Modelltopografie verwendet, die auf einem zweidimensionalen Rechtecksgitter beruht. Die Eingangsdaten bestehen aus Peildaten, die in unregelmäßiger Form vorliegen. Verwendet werden Peildaten, wie sie von den Wasser- und Schifffahrtsämtern sowie vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie (BSH) erhoben werden.

Die Peildaten werden aufbereitet und in bestehende Modelltopografien integriert. Dabei werden die einzelnen Peilpunkte dem jeweiligen Gitterknoten zugeordnet und die neue Wassertiefe durch Interpolation der neuen Daten und der bestehenden Werte errechnet. In diesem Schritt versucht man, Ausreisser zu eliminieren und nur sinnvolle Werte zu übernehmen, bevor aus dieser Datenmenge das resultierende Gitternetz interpoliert wird. Strombauwerke werden dabei gesondert berücksichtigt und deren Vermessungsdaten unverändert in die Modelltopografie übernommen, [16, 15].

Das Untersuchungsgebiet liegt im großräumigen Modellierungsbereich des Jade-Weser Ästuars, wie er bei der BAW betrachtet wird. Die Gitternetztopografien gehen dabei bis auf den Stand von 1990 zurück. Das Teilgebiet des Fedderwarder Priels wurde eigens aktualisiert und entspricht den Gegebenheiten von 1995. Ein Problembereich liegt darin, dass einerseits Daten verschiedener Urheber verwendet werden (neben den Peildaten lassen sich auch nivellierte Messungen oder digitale Geländemodelle verwenden), andererseits in der Regel Datenreihen über längere Zeiträume interpoliert werden müssen. Dies liegt darin begründet, dass das große Gebiet des gesamten Jade-Weser Ästuars nicht innerhalb eines Jahres vermessen werden kann, [19]. Es muss also berücksichtigt werden, dass zum einen die älteren Topografiedaten ungenauer sein können, zum anderen aber auch Interpolationsfehler in den älteren Daten existieren.

In den folgenden Untersuchungen werden nun neben den Daten des TRIM-2D auch terrestrisch vermessene Profile verwendet. Die Auflösung des Modells beträgt  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  und umfasst den gesamten Bereich der Außenweser. Da die



Testgebiete im Bereich des Fedderwarder Priels gruppiert liegen, ist die Modelltopografie aktuell. Da seit 1995 mit keinen allzugroßen morphologischen Änderungen zu rechnen ist, sind die Modellergebnisse also vergleichbar mit den Befliegungsdaten von 1997 und 1998.

### 2.3.2 Leistungsmerkmale

Im Kern besteht die Funktion des Modells TRIM-2D aus der numerischen Lösung diverser nichtlinearer Differentialgleichungen, die über die Wassertiefe integriert sind. Diese sind eine mathematische Formulierung der physikalischen Erhaltungssätze für die Wassermasse, den Impuls der Strömung und der im Wasser befindlichen Salz- und Schwebstoffmengen. Die Geschiebefracht lässt sich aus Transportkapazitätsberechnungen errechnen. Das Verfahren beruht auf der Methode Finiter Differenzen. Die Differentialgleichungen beschreiben in einem Gewässer mit freier Oberfläche den zeitabhängigen tiefengemittelten Transport der Erhaltungsgrößen, [76]:

1. Wassermasse
2. Strömungsimpuls
3. Salz
4. Schwebstoff
5. Geschiebe

Die Transportgleichungen sind in konservativer Form (Wassermasse) sowie in nicht-konservativer Form (linearer Impuls, Salzgehalt, Schwebstoffkonzentration) angegeben. Die Darstellung der verwendeten Gleichungen finden sich im Anhang.

Man erhält dann folgende physikalische Größen als Lösung der Differentialgleichungen:

1. Wasserspiegelauslenkung bezüglich Normal Null
2. horizontale Komponenten der über die Wassertiefe gemittelten Strömungsgeschwindigkeit
3. tiefengemittelter Salzgehalt
4. tiefengemittelte Schwebstoffkonzentration und Schwebstoffvorrat an der Gewässersohle
5. horizontale Komponenten des sohnahen Geschiebetransports und den Geschiebevorrat an der Sohle

### 2.3.3 Gültigkeitsbereich

Das physikalische System, das das Modell betrachtet, ist nichtlinear und zeitabhängig. Es beinhaltet die folgenden Einheiten:

- Der betrachtete Wasserkörper ist homogen und weist eine freie Oberfläche auf. Dabei wird die Strömung als voll entwickelt und turbulent betrachtet. Für die Entwicklung der Strömung werden die Massenerhaltung, Fortpflanzung der Oberflächenwellen, der advective Impulstransport, die turbulente Diffusion des Strömungsimpulses, Coriolisbeschleunigung, der horizontale Gradient der Wasserdichte, Bodenschubspannung, Windschubspannung und zeitvariable Höhenlage von Sohlschwellen berücksichtigt.
- Im Wasserkörper werden gelöste Substanzen und suspendierte Sedimente transportiert unter Berücksichtigung der Advektion durch Strömung, turbulente Diffusion und turbulenzabhängige Sinkgeschwindigkeit der Schwebstoffe.
- Das suspendierte Sediment befindet sich im Austausch mit dem Bodensediment, wobei die Resuspension und Deposition der Schwebstoffe am Boden berücksichtigt wird.
- Es findet ein Geschiebetransport unter Einfluss der Bodenschubspannung statt.
- Die Oberflächengeometrie des Gewässers ist beliebig.
- Das Modellgebiet kann temporär trockenfallen, also Wattflächen oder Polder enthalten.

Damit ergaben sich mehrere Anwendungsbereiche des Modells. Dafür werden zumeist mehrere Eingangsdaten benötigt. Diese sind:

1. Bathymetrie des Modellgebiets,
2. Bodenrauigkeit,
3. Randwerte entlang der offenen Systemränder, wie variabler Wasserstand und Salzgehalt am seeseitigen Rand und zeitvariabler Abfluss aus dem Festland,
4. Windgeschwindigkeit,
5. kritische Sohlschubspannung für Erosion und Sedimentation,
6. Sinkgeschwindigkeit der suspendierten Schwebstoffe,
7. Korngrößen und Dichte des Bodensediments

Je nach Anwendungsfall sind verschiedene Eingangsdaten optional. Typische Anwendungsbeispiele sind die Simulation der Tidedynamik und Sturmflutwasserstände in Ästuaren, Stationäre Strömung in Binnengewässern, sowie Geschiebetransport in Binnengewässern und Tideästuaren (bei stationären und instationären Strömungen). Für Einzelprozesse kann die Anwendbarkeit und Genauigkeit festgestellt werden, [17, 18]:

- **Gezeitemspektrum:** Im Elbeästuar wurden die Tidewasserstände errechnet und damit versucht, das Gezeitemspektrum zu simulieren. Es zeigt sich, dass das berechnete und das gemessene Spektrum gute Übereinstimmung in Bezug auf Amplitude und Phase aufweisen. Das HN-Verfahren gibt also Nichtlinearitäten, die in der Natur eine Energieübertragung zwischen den diskreten Frequenzen des Gezeitemsignals bedingen, naturähnlich wieder.
- **Strömungsgeschwindigkeit:** Ebenfalls im Elbeästuar wurden Vergleiche von gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten mit errechneten angestellt. Dazu wurde eine große Anzahl von Messpositionen verwendet, und es zeigten sich im allgemeinen gute Übereinstimmungen. Es muss jedoch angemerkt werden, dass die absoluten Werte der Geschwindigkeit zu einem Zeitpunkt stark von den Messungen abweichen können. Die Zuverlässigkeit ergibt sich vor allem aus längeren Reihen. Zudem ist die Zuverlässigkeit auch in relativer Hinsicht gegeben, da mit dem Modell Änderungen im Strömungsverhalten über größere Zeiträume vorhergesagt werden sollen. Ausgedehntere Messreihen der Strömung fehlen jedoch bislang, [124].
- **Wellenausbreitung:** Ausgegangen wird von einer Sinuswelle, die in einen geraden Kanal einläuft und sich mit konstanter Geschwindigkeit ausbreitet. Es zeigt sich, dass die numerisch berechnete Lösung mit der analytischen übereinstimmt, und somit die korrekte Funktion des Modells.
- **Windeinfluss:** Simuliert werden die Wasserstandsänderungen in einem Kanal mit einseitig offenem/geschlossenen Ende. Der windinduzierte Anstieg des Wasserspiegels ist von der Windgeschwindigkeit und der Wassertiefe abhängig. Es zeigt sich auch hier, dass die analytische und die numerische Lösung übereinstimmen, wodurch von der Korrektheit des simulierten Impulseintrags in den Wasserkörper (durch Windschub) ausgegangen werden kann.
- **Trockenfallen und Überflutung:** Die Simulation hydrodynamischer Vorgänge und Transportprozesse sind auch auf Wattengebiete anwendbar.
- **Wirbelentstehung:** Die Entstehung von Strömungswirbeln in Ablösungszonen kann simuliert werden.

- **Schwebstofftransport:** Zumindest qualitativ kann die Zuverlässigkeit der implementierten physikalischen Prozesse durch Simulation des Schwebstofftransportes und der Deposition und Resuspension abgelagerten Schwebstoffes gezeigt werden.
- **Geschiebetransport:** Flächendeckend wurde der sohlnahe Geschiebetransport im Elbe Ästuar simuliert. Auffallend gute Übereinstimmungen zeigten sich bei den errechneten Diskontinuitäten des Transports mit den Zonen erhöhter Baggerung.

# Kapitel 3

## Grundlagen

In der Fernerkundung wird eine Vielzahl von Sensoren eingesetzt. Diese unterscheiden sich insgesamt in der verwendeten Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung und den Abbildungscharakteristiken. Radarsysteme sind dabei aktive Verfahren, die Mikrowellenpulse aussenden und somit Teile der Erdoberfläche beleuchten. Gebräuchlich sind hierfür Wellenlängenbereiche von 3 cm (X-Band) bis 70 cm (P-Band), also der Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums. Die Eigenschaft der Erdoberfläche äußert sich dabei in der unterschiedlichen Rückstreuungseigenschaft, die zudem mit der Frequenz variiert.

### 3.1 Stand der Technik

Die Radar-Fernerkundung, insbesondere die Radar-Interferometrie, ist eine neue Methode um Höhenmodelle und Bewegungsdaten auf der Erdoberfläche zu liefern. Speziell für Anwendungen im Wattenmeer kann dadurch die Topografie trockenengefallener Flächen, oder aber auch die Fließgeschwindigkeit in den Rinnen ermittelt werden. Die Vorteile der flugzeuggetragenen Aufnahme liegen darin begründet, dass die Messungen unabhängig von den Wolken sind, dass große Gebiete synoptisch und vor allem zu jedem Zeitpunkt schnell und flexibel erfasst werden können. Zudem sind die Messungen vor allem auch unabhängig von der Tidesituation (verglichen z.B. zu Echolotmessungen vom Schiff aus, die nur zu Tidehochwasser möglich sind).

Im folgenden soll nun kurz die Entwicklung und der Stand der Radarfernerkundung dargestellt, sowie ein Überblick über die aktuellen Aufnahmesysteme gegeben werden. Dabei werden sowohl weltraumgestützte wie auch flugzeuggetragene Systeme aufgeführt.

### 3.1.1 Überblick über abbildende Radarsysteme

Neben der Entwicklung und des testweisen Einsatzes von *Side Looking Airborne Radars* (SLAR) war ein erstes großes Einsatzgebiet der Fernerkundung mittels abbildender Radarsysteme die Erfassung planetarer Oberflächen, [145]. Mit der Einführung der Technik des *Synthetic Aperture Radar* (SAR), die eine hochauflösende zweidimensionale Abbildung der Erdoberfläche erlaubt, begann die Radarfernerkundung sich als Aufnahmeverfahren in verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen zu verbreiten.

Als erster Radarsatellit, der nach diesem Prinzip arbeitete, startete 1978 der US Amerikanische Satellit SEASAT. Ergebnisse aus Studien von SEASAT-Daten zeigten, dass Radaraufnahmen wichtige Informationen zu Land-, Wasser- und Eisoberflächen liefern können, [158].

Daneben mussten jedoch parallel zur Aufnahmetechnik die Methoden der SAR-Bildprozessierung weiterentwickelt werden, d.h. mittels Algorithmen der Signalverarbeitung müssen die Rohdaten zu SAR-Bildern verarbeitet und in ein konventionelles Koordinatensystem transformiert werden, um eine Auswertung zu ermöglichen. Dies zeigt sich zwar als komplexer Sachverhalt, jedoch ist heute der Prozess weitgehend verstanden und es existieren verschiedene Methoden der SAR-Prozessierung. Für Einzelheiten sei auf die betreffenden Artikel und Bücher verwiesen, vgl. [7, 9, 29, 30, 35, 43, 108, 109, 143].

Die Weiterentwicklung der Radar-Technik und Prozessierung erlaubte eine Reihe weiterer Starts von Satelliten und shuttlegetragenen Radarsystemen. Die wichtigsten werden im folgenden in chronologischer Reihenfolge kurz beschrieben:

1. In der Folge von SEASAT fanden zwei Missionen an Bord des Space Shuttle statt, bezeichnet als *Shuttle Imaging Radar Mission* (SIR). Beides waren L-Band Systeme und waren v.a. für geologische Untersuchungen und Landanwendungen ausgerichtet. SIR-A flog im November 1981 für 5 Tage, SIR-B startete im Oktober 1984 für 8 Tage, [44, 147].
2. Großen Erfolg und einen starken Schub für die Fortentwicklung brachte der Start des europäischen *European Remote Sensing Satellite* (ERS) in zwei Versionen. Beide sind mit C-Band Radarsystemen ausgestattet, wobei der erste Satellit ERS-1 von 17.7.1991 bis 10.3.2000 und der zweite ERS-2 von 21.4.1995 bis heute in Betrieb ist. Beide sind für Meeres- und Landanwendungen gedacht, wobei wesentliche Neuerungen die hochgenaue Positionierung der Plattform und die relativ hohe Auflösung von 20 m bedeuteten, [127]. Die Phase, in der beide Satelliten parallel betrieben wurden, ist bekannt als Tandem Mission, mit der erstmals ein groß angelegtes Projekt speziell zur satellitengestützten SAR-Interferometrie durchgeführt wurde. Hierbei wurden interferometrisch nutzbare Daten großer Teile der Erdoberfläche gewonnen, vgl. [8].

3. Der *Japan Earth Resource Satellite* (JERS) startete 1992 und arbeitet bis heute. Es handelt sich hierbei um das bisher einzige operationelle L-Band SAR, vgl. [8].
4. Die dritte Mission, die vom Space Shuttle aus geführt wurde, war das SIR-C/X-SAR Projekt, eine Kooperation von USA und Europa. Dabei bestand ein Teil des Radars aus einem X-Band System als europäischem Beitrag und einem C- und L-Band Radar gebaut in den USA. Hierbei waren das C- und L-Band Radar voll polarimetrisch ausgelegt, was als die hauptsächliche Neuerung angesehen werden kann, neben dem simultanen Betrieb auf drei verschiedenen Frequenzen. Das Projekt fand in zwei Abschnitten statt, im April und Oktober 1994, jeweils für 10 Tage, vgl. [122].
5. Radarsat, als bislang einziger kommerzieller Satellit, arbeitet im C-Band, ähnlich dem ERS-1/2 und startete 1995 als kanadische Produktion. Er zeichnet sich v.a. durch die Variabilität in der Wahl von Einfallswinkel, Auflösung (10 ... 1000 m) und Streifenbreite (Scansar Modus) aus, [1].

Parallel dazu wurden flugzeuggetragene Systeme entwickelt. Mit dem AIRSAR-System der NASA/JPL stand in den Achtziger Jahren ein erstes vollpolarimetrisches L-Band Radar zur Verfügung. In der Folge wurde dieses erweitert um ebenfalls polarimetrische C- und P-Band Systeme, [73].

Seitdem etablierten sich mehrere flugzeuggetragene Radarsysteme. Diese werden teils experimentell von nationalen Forschungseinrichtungen, aber auch teils kommerziell von Firmen betrieben. Dies sind zum Teil Ein-Antennensysteme, aber auch interferometrische Zwei-Antennen-Radars, die sich untereinander zu meist in der Genauigkeit und der verwendeten Frequenz unterscheiden. Überblicksmäßig sind dies TOPSAR (C- und L-Band, NASA/JPL, USA) [155], IFSA-RE (X-Band, ERIM, USA) [21], C/X-SAR (X- und C-Band, CCRS, Kanada) [84], EMISAR (C-Band, Danish Center for Remote Sensing) [86], E-SAR (X-Band, DLR, Deutschland) [120], DO-SAR (X- und C-Band, Dornier, Deutschland) [41], AES-1 (X- und P-Band, Aero-Sensing, Deutschland) [153, 67], RAMSES (X-Band, ONERA, Frankreich) [130], AER-2 (X-Band, FGAN, Deutschland) [36], ESR (X-Band, DERA, Großbritannien) [151], STAR-3i (X-Band, Intermap, Kanada) [139] und GEOSAR (X- und P-Band, CalGis, USA) [142]. Einige Eigenschaften und Ergebnisse dieser Radarsysteme werden in den folgenden Abschnitten beschrieben.

Vergleicht man satellitengestützte Systeme mit flugzeuggetragenen, dann kann man die jeweiligen Vorteile zusammenfassen. Während Satelliten die Möglichkeit bieten langfristige und kontinuierliche Überwachung durchzuführen, auf eher kleinen Maßstäben, aber auch über unzugänglichen Gebieten (Ozeane etc.), so lassen sich Flugzeugsysteme flexibler einsetzen. Ihr Vorteil liegt in der schnellen Verfügbarkeit, der höheren Auflösung, v.a. in der interferometrischen Aufnahme,

so da SAR-Interferometrie in einem Flug (*single pass Modus*) vom Flugzeug aus angewandt werden kann.

Der Vollständigkeit halber bleiben terrestrische Radarsysteme zu erwähnen. Diese arbeiten im Vergleich zu Satelliten oder Flugzeug getragenen SAR-Systemen in einem wesentlich niedrigeren Bereich von 3 ... 30 MHz (entsprechend einer Wellenlänge von 100 ... 10 m). Sie werden zumeist fest am Küstenstreifen installiert und erfassen den davor liegenden Meeresbereich, aber es gab auch Versuche diese vom Schiff aus zu betreiben, vgl. [102].

Die HF-Radars bedienen sich des Prinzips von Doppler Radars, wodurch man durch die Bestimmung des Dopplerspektrums im abgebildeten Bereich auf die radiale Bewegungskomponente parallel zur Senderichtung, und insbesondere auch auf das Seegangsspektrum zurückschließen kann. Das grundlegende Prinzip wurde erstmals 1955 von Crombie, [28], erwähnt. Technisch wurden schließlich ausgehend vom *Coastal Ocean Dynamics Applications Radar* (CODAR), von Barrick 1977, [13], verschiedene HF-Radarsysteme in verschiedenen Ländern entwickelt. In Großbritannien ist dies das *Ocean Surface Current Radar* (OSCR) [103], sowie in USA und Deutschland die *SeaSonde* [100, 61]. Weitere Entwicklungen unabhängig vom CODAR-System findet man in Kanada mit C-CORE [66], Frankreich [20] und Japan [140], sowie an der Universität Hamburg mit dem *Wellen Radar* (WERA) [60].

Gegenüber SAR-Systemen unterscheiden sich diese HF-Radars vor allem praktisch darin, dass durch die Ortsgebundenheit nur ein Gebietsausschnitt im Aufnahmebereich erfasst werden kann, der je nach System 15 ... 200 km beträgt. Zudem ist die Auflösung in Entfernung verhältnismäßig gering mit 0.3 ... 8 km, und Interferenzen mit anderen Funksendern bedingen zum Teil starke Störungen. Somit lassen sich HF-Radars vor allem in einzelnen, räumlich beschränkten Gebieten anwenden für eine kontinuierliche Überwachung der Meeresoberfläche. Außerdem liefern diese auch Vergleichsmessungen für andere Datenaufnahmen, wie z.B. interferometrische Messungen, [54]

### 3.1.2 Cross Track Interferometrie

Die Radar-Interferometrie gilt nun als Erweiterung der reinen Radar-Abbildung, da diese die Auswertung der Phase ermöglicht. Dies erschließt eine Vielzahl von Anwendungsmöglichkeiten. Im folgenden wird nun ein Abriss zur Entwicklung und zu bisherigen Arbeiten im Bereich AT-InSAR und CT-InSAR gegeben. Für eine umfassende Darstellung von interferometrischen Anwendungen in den Geowissenschaften siehe die Arbeiten von [118, 8, 45]

Das Prinzip der SAR-Interferometrie zur Bestimmung der Geländehöhe wurde bereits 1974 von Graham [55] beschrieben, wobei er sich einer optischen Bildprozessierung bediente, um aus den Bildpaaren Höhenlinien abzuleiten. Die Fortentwicklung einerseits digitaler Prozessierungsverfahren, aber auch der Radarsysteme brachten genauere Ergebnisse in den Achtziger Jahren hervor. Goldstein und



Zebker [158] nutzten Daten wiederholter Orbits des SEASAT, während erste Ergebnisse mit SIR-B-Daten von [44] veröffentlicht wurden. Erste flugzeuggetragene Experimente folgten mit dem C/X-SAR-System des Canadian Center of Remote Sensing, ebenfalls durch zwei aufeinanderfolgende Flüge, [56] und im single pass Modus mit dem TOPSAR der NASA/JPL, [155]

Seit Beginn der Neunziger Jahre brachten die Entwicklungen um den europäischen Radarsatelliten ERS-1 einen großen Schub in der Anwendung der SAR-Interferometrie. Mit Hilfe eines hochgenauen laserbasierten Positionierungssystems an Bord des Satelliten wurde es möglich, die Orbitparameter und damit auch die Basislinie genau zu bestimmen. Somit wurden interferometrisch nutzbare Daten über großen Teilen der Erdoberfläche zur Verfügung gestellt. Eine ganze Reihe von Untersuchungen zur interferometrischen Prozessierung und Anwendungen wurden durchgeführt, [37, 38, 40, 39, 127, 157].

Große Fortschritte in der satellitengestützten Interferometrie brachte Mitte der Neunziger Jahre der Start des ERS-2, der baugleich mit dem ERS-1 ist. Beide wurden jeweils auf leicht versetzten Orbits betrieben. Diese *Tandemmission* von ERS-1/2 liefert Daten von noch höherer Qualität, da interferometrische Datenpaare innerhalb eines Tages aufgenommen werden konnten, verglichen mit 3 ... 35 Tagen im Einzelbetrieb, [32, 136]. (Die zeitliche Dekorrelation ist eines der Hauptprobleme der *repeat pass* Interferometrie, deswegen versucht man den Zeitabstand möglichst kurz zu halten)

Weitere Missionen und Untersuchungen folgten, z.B mit der SIR-C/X-SAR-Mission, die v.a. wichtige Neuerungen in Richtung polarimetrischer Interferometrie lieferte, [99, 26, 101]. Bis heute liefern die Satelliten ERS-2, JERS und RADARSAT interferometrische Daten im *repeat pass* Modus. Ganz im Gegensatz dazu steht das erste *single pass* Projekt, das vom Weltraum aus durchgeführt wurde.

Das *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) Projekt, das im Februar 2000 stattfand, ist die vierte shuttlegetragene Mission. Hierbei stand vor allem die topografische Abbildung der Erdoberfläche im Vordergrund. Analog zu den SIR-C/X-SAR-Missionen handelte es sich hierbei um eine Kooperation von USA mit dem C-Band SAR und Europa mit dem X-Band SAR. Erstmals wurde hier versucht, mittels zweier fest montierter Antennen im CT-Modus die Topografie der Erde zu erfassen, mittels eines eigens konstruierten 60 m langen Auslegers, der an der Ladebucht des Shuttles befestigt ist und der die zweite Radarantenne trägt. Hierbei wurden 80 % der Erdoberfläche abgebildet. Die erwarteten Genauigkeiten werden für das X-Band mit  $4 \text{ m} \times 20 \text{ m}$  Horizontalauflösung und  $6 \dots 10 \text{ m}$  Höhengenaugigkeit angegeben. Entsprechend werden für das C-Band Genauigkeiten von  $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$  horizontal und  $16 \text{ m}$  vertikal erwartet, [150, 33]

Die Entwicklung flugzeuggetragener Systeme verlief analog. Seit dem ersten CT-Interferometer TOPSAR der NASA/JPL etablierten sich eine Vielzahl kommerzieller und experimenteller Systeme. Viele sind als Interferometer ausgelegt für *repeat* oder *single pass* Aufnahmen. Ähnlich wie bei der Entwicklung der Sa-

tellitenpositionierung wurde auch durch die Verbesserung der Genauigkeit in der Flugzeugpositionierung durch *Inertiale Navigationssysteme* (INS) und Differenzielles GPS (DGPS) sowie durch die Verbesserung der Bewegungskompensation die Möglichkeit für genaue interferometrische Prozessierung bereitgestellt.

So konnte im Verlauf der Entwicklung eine immer höhere Genauigkeit der erzielten Ergebnisse erreicht werden. In verschiedenen Untersuchungen wurde die Höhengenaugigkeit der interferometrisch errechneten Höhenmodelle abgeschätzt. Für das C-Band Interferometer TOPSAR stellte [87] im Vergleich mit einem Referenz Höhenmodell des *Army Topographic Engineering Center* (TEC) über einem Gebiet in Kalifornien mit signifikanter Topografie (Variation ca. 150 m)

eine relative Höhengenaugigkeit von 2.2 m fest, was auch von [64] mit einer Abweichung von weniger als 2.5 m durch Vergleich mit kinematischen GPS-Profilen im Gebiet Long Valley bestätigt wurde.

Arbeiten zur Genauigkeit von InSAR-Geländehöhen im Wattenmeergebiet wurden von [58] veröffentlicht. Hier wurde das X-Band InSAR E-SAR des *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) verwendet. Untersuchungsgebiete waren Bereiche bei Terschelling und Ameland, über denen jeweils Aufnahmen eines ca.  $6.5 \times 6.5 \text{ km}^2$  zum Tideniedrigwasser stattfanden. Als Referenz diente ein Höhenmodell, das durch Laserscanning abgeleitet wurde. Die erzielten Höhengenaugigkeiten waren gering, was mit einer Standardabweichung (der InSAR-Höhen von der Referenz) von 1 m angegeben wurde. Als Hauptgrund für die starken Abweichungen wurden Probleme in den GPS-Daten angegeben.

Höhere Genauigkeiten wurden schließlich von [139] berichtet. Über mehreren Testgebieten mit unterschiedlicher Oberflächenbeschaffenheit fanden Befliegungen mit dem X-Band Interferometer STAR-3i statt und wurden mit einem Höhenmodell eines flugzeuggetragenen Laser Scanners verglichen. Für das Laser Höhenmodell wird eine Genauigkeit von 15 cm angegeben. Die Ergebnisse der Vergleiche im Untersuchungsgebiet Red River (North Dakota), das in einem Überflutungsgebiet des Flusses liegt und praktisch eben ist, sowie in einem Gebiet bei Stuttgart, das hügelig und von Wald und Feldern bestanden ist, wiesen die bislang höchste Genauigkeit auf. Diese kann über freien, nicht bewaldeten, Flächen mit einem relativen Fehler von 30 cm bei einer Standardabweichung und einem systematischen Fehler von 50 bis 70 cm angegeben werden. Die Abweichungen erhöhen sich in bewaldeten Gebieten erheblich, was aber in den unterschiedlichen Abbildungsmechanismen von InSAR und Laser-Aufnahmen liegt.

Als weiteres interferometrisches Radar neuerer Entwicklung ist das GEOSAR zu sehen. Dies ist ein rein US-amerikanisches Projekt und wird seit Anfang 2000 operationell betrieben. Es verfügt über jeweils zwei X- und P-Band Antennen, wobei als Höhengenaugigkeit für X-Band 1...3 m absolut (0.5...1.2 m relativ) und für P-Band 2...5 m absolut (1...3 m relativ) angegeben werden. Validierungsuntersuchungen werden derzeit durchgeführt, [142].

### 3.1.3 Along Track Interferometrie

Bei der Along Track Interferometrie nützt man die Phasendifferenz, die durch ein sich bewegendes Objekt zwischen zwei aufeinander folgenden Aufnahmen erzeugt wird. Die Cross Track Komponente ist dabei idealerweise gleich Null. Diese interferometrische Phase ist nun proportional zur radialen Bewegungskomponente eines Punktes auf der Erdoberfläche, also parallel zur Blickrichtung der Antennen. Bislang konnten AT-InSAR-Aufnahmen aus technischen Gründen nur vom Flugzeug aus durchgeführt werden.

Die Möglichkeit der Bestimmung von Oberflächenbewegungen auf Meeresoberflächen wurde erstmals von [50, 49] veröffentlicht. Zwei Experimente fanden über der San Francisco Bay und Mission Bay vor San Diego statt um Tideströmungen zu bestimmen. Verwendet wurde das auf AT-Konfiguration umgebaute AIRSAR der NASA/JPL, wobei 2 L-Band Antennen in Flugrichtung mit einem Abstand von 19.3 m montiert waren. Die Resultate waren konsistent mit in situ Messungen von Bojen aus, wobei Werte bei durchschnittlich 1 m/s mit einem rms Fehler 10 cm/s lagen, im zweiten Fall bei durchschnittlich 20 ... 60 cm/s bei 5 ... 10 cm/s rms.

Es wurde jedoch deutlich, dass der Einfluss von Seegang und wind induzierten Wellen zum Teil beträchtlich ist und für die Interpretation der gemessenen interferometrischen Geschwindigkeit zur Oberflächenströmung berücksichtigt werden muss.

Weiterhin gute Übereinstimmungen von interferometrisch bestimmten Tideströmungen über dem offenen Meer mit offiziellen Werten aus Tidetabellen fand auch [23] in der Straße von Messina/Italien. Die gemessenen Werte lagen mit durchschnittlich 2 m/s nahe den Werten aus der Tidetabelle, die mit 2.1 m/s erwartet wurden. Bei weiterführenden Untersuchungen von AT-InSAR-Aufnahmen im Vergleich mit in situ Messungen der Strömung vom Schiff und Bojen aus, sowie mit küstenbasierten HF-Radars fanden [54] gute Übereinstimmungen. Die Abweichung im Geschwindigkeitsbetrag lag bei einem rms-Fehler von nur 0.06 m/s und in der Fließrichtung von nur 14°. Jedoch verwies [141] bei seinen Untersuchungen von AT-InSAR-Abbildungen von internen Wellen erhebliche Abweichungen zu den Erwartungen. Es zeigte sich, dass die gesamte Aufnahmesituation, Aufnahme-richtung, Windrichtung und Ausbreitungsrichtung der langen Wellen zu berücksichtigen ist.

Will man also die Oberflächenströmung aus der interferometrischen Phase ableiten, muss die Wellenbewegung der Ozeanoberfläche modelliert werden. Erste Ansätze zur Modellierung von Wellenfelder mittels interferometrischem SAR lieferte [95]. Im Folgenden wurde versucht, den experimentellen Beweis zu erbringen, wobei es oft an sinnvollen Bodenmessungen mangelte, [3]. In jüngster Zeit wurden weitere feinere Modelle entwickelt. Vor allem [10, 117] lieferten umfassende Theorien zur Modellierung des Welleneinflusses auf die interferometrische Phase, basierend auf bestehenden Theorien der Abbildung von Ozeanoberflächen

im SAR-Bild [85, 115]. Derzeit laufen Experimente, in denen unter anderem die Gültigkeit der Theorien untersucht wird, [116]

Die Bestimmung des Seegangsspektrums selbst ist schließlich eine weitere Hauptanwendung der AT-InSAR. Zuerst zeigte [90] das Potential der Ableitung direktonaler Ozeanwellen-Spektren. Jedoch gilt es auch hier, die Aufnahmesituation zu berücksichtigen, die zu Nichtlinearitäten in der Abbildung in der interferometrischen Phase führen kann.

Bei allen Versuchen, in denen man versuchte, die Oberflächenströmung mittels InSAR zu bestimmen, verwendete man Testgebiete auf offener See. Einzig [22] und [129] untersuchten den küstennahen Bereich und [57] wertete AT-Daten über dem niederländischen Wattenmeergebiet aus. Im ersten Fall wurde das CCRS C-Band Interferometer benutzt im Gebiet der Grand Banks/Kanada, während im zweiten Fall das L-Band des AIRSAR über der Monterrey Bay/USA zum Einsatz kam. Als Vergleichsdaten dienten zum einen Strömungsmodelle und zum anderen Drifter. In beiden Fällen fand man Übereinstimmungen im Dezimeterbereich bei einer geschätzten Fließgeschwindigkeit von bis zu 1.6 m/s. Insbesondere [129] verwies auf die guten Ergebnisse in schwierigen Zonen, wie im Brandungsbereich.

Bislang einzigartig ist der Versuch von [57], die Fließgeschwindigkeit in Prielten im Wattenmeerbereich zu bestimmen. Verwendet wurden Daten des X-Band Interferometers E-SAR der DLR aus dem Gebiet um Terschelling und Ameland im Niederländischen Wattenmeer. Zum Vergleich diente ein hydrodynamisches Tidemodell. Als Ergebnis kann man festhalten, dass beim Vergleich der Strömungsfelder aus der interferometrischen Messung und des Modells zum Teil erheblich um bis zu einen Meter pro Sekunde voneinander abwichen, was aber der groben Auflösung und der Tiefenmittelung des Modells zugeschrieben wird.

## 3.2 Synthetic Aperture Radar (SAR)

### 3.2.1 Abbildungsprinzip

Die in der Fernerkundung gebräuchlichen abbildenden Radarsysteme werden vor allem auf Satelliten oder Flugzeugen installiert. Dabei gilt es eine zweidimensionale Abbildung der Erdoberfläche zu erzielen. Um nun Strukturen im abgebildeten Gebiet wiederzugeben, muss eine gewisse Auflösung erreicht werden. Man unterscheidet für Radarsysteme die Auflösung in Azimut (parallel zur Flugrichtung) und in Entfernung (senkrecht zur Flugrichtung). Dazu verwendet man für die Erzielung der Azimutauflösung das Prinzip der Abbildung eines Radars mit Synthetischer Apertur, das im folgenden dargestellt wird. Zur Verdeutlichung der grundlegenden Begriffe ist die Abbildungsgeometrie in Abb. 3.1 dargestellt.

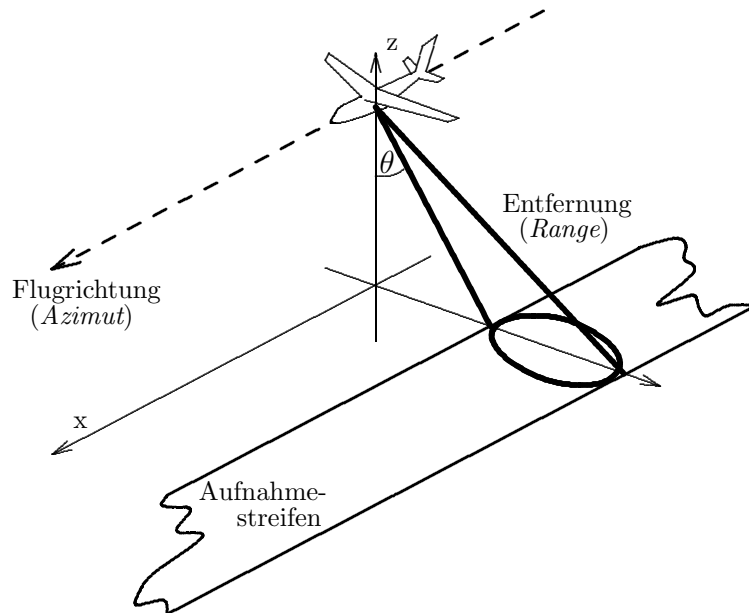


Abbildung 3.1: Skizze zur Abbildungsgeometrie für ein flugzeuggetragenes Seitensicht-Radar.

Man benötigt für ein Radar eine Sende und Empfangsantenne, die an der Trägerplattform angebracht ist und seitlich senkrecht zur Flugrichtung unter dem Blickwinkel  $\theta$  zur Erdoberfläche blickt. Dies bezeichnet die Sichtlinie, also den Schrägsichtabstand zwischen Antenne und einem Punkt auf der beleuchteten Erdoberfläche. Dies gilt für die Annahme einer ungestörten Flugbahn, also einer Vorwärtsbewegung, in der die Flugzeuggängsachse parallel zur Bewegungsrichtung liegt. Gerade für flugzeuggetragene Systeme wird jedoch die Flugbahn durch Wind und Turbulenzen gestört. Die Sichtlinie liegt damit nicht mehr senkrecht zur Bewegungsrichtung sondern weicht um den Schielwinkel  $\theta_s$  von dieser

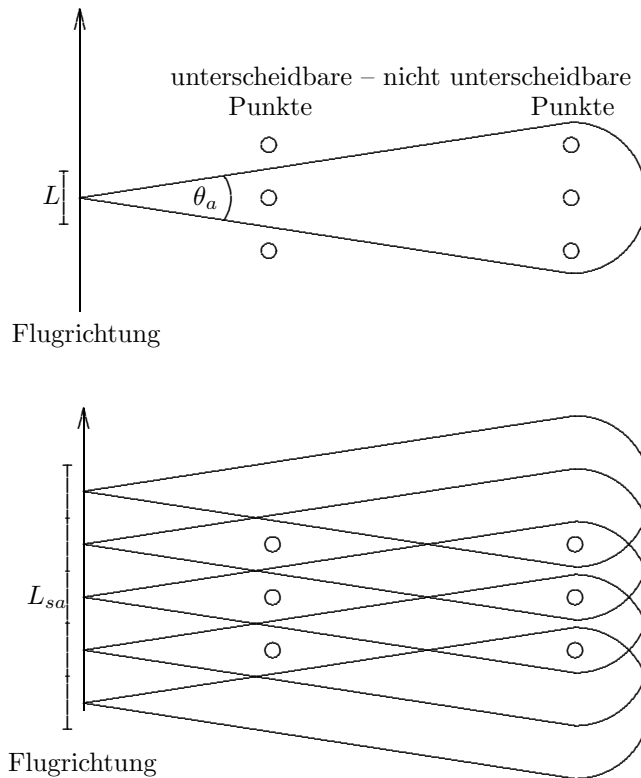


Abbildung 3.2: Auflösungsprinzip eines SAR in Azimutrichtung.

Lage ab (*squint Geometrie*), vgl Abb. 3.1.  $\theta_s$  erhält dabei ein positives oder negatives Vorzeichen, je nach Abweichung in oder entgegen der Flugrichtung, [146].

Wird nun ein Mikrowellenpuls gesendet, dann wird auf der Oberfläche ein Bereich beleuchtet, dessen Ausdehnung vom Öffnungswinkel  $\theta_a$  abhängt, vgl. Abb. 3.2. Nun gilt, dass Objekte innerhalb dieser Keule nicht aufgelöst werden können. Um die Auflösung in Flugrichtung zu erhöhen, wählt man das Verfahren der Erzeugung einer Synthetischen Apertur, bei der entlang der Flugrichtung aufeinanderfolgend Pulse gesendet werden und damit die Oberfläche fortlaufend abgetastet wird. Die Winkelauflösung  $\delta\theta_a$  für ein Radar mit realer Apertur der Länge  $L$ , vgl. auch Abb. 3.2, und einer Wellenlänge  $\lambda$  ist gegeben durch:

$$\delta\theta_a = \frac{\lambda}{L} \quad (3.1)$$

Demnach wird die tatsächliche Auflösung  $\delta_a$  mit dem Abstand eines Punktes auf der Erdoberfläche zum Radar  $R_0$ :

$$\delta_a = R_0\delta\theta_a \quad (3.2)$$

Nun ist diese Auflösung im allgemeinen sehr gering, was durch die Vergrößerung der Aperturlänge verbessert werden kann. Dies ist jedoch praktisch kaum möglich,

da für sinnvolle Auflösungen bei flugzeuggetragenen Systemen Längen von mehreren Metern nötig wären. Man wählt daher ein Prozessierungsverfahren, in dem eine synthetische Apertur errechnet wird, die sich aus der Aneinanderreihung der einzelnen Antennenelemente während des Fluges ergibt. Dazu werden zuerst im Flug fortlaufend Mikrowellenpulse unter einer bestimmten Pulswiederholfrequenz (PRF) gesendet, die dann in der Prozessierung kohärent aufsummiert werden, [29].

Die Winkelauflösung  $\delta\theta_{sa}$  ergibt sich dann analog der realen Apertur zu:

$$\delta\theta_{sa} = \frac{\lambda}{2L_{sa}} \quad (3.3)$$

$L_{sa}$  ist dabei die Länge der synthetischen Apertur, der Faktor 2 resultiert aus der doppelten Weglänge des Signals vom Sender zum Ziel und zurück. Die maximale Länge  $L_{max}$  der synthetischen Apertur ist gleich der Länge, die von einem Element beleuchtet wird und ergibt sich somit aus dem Produkt der Winkelauflösung und der Entfernung  $R_0$ :

$$L_{max} \approx \theta_a R_0 = \frac{\lambda}{D} R_0 \quad (3.4)$$

$D$  bezeichnet die reale Dimension (Antennenlänge) der Radarantenne, sie ist physikalisch gegeben durch die Bauart. Dadurch erhält man die maximal erreichbare Auflösung als Produkt der maximalen Winkelauflösung aus (3.3) und (3.4) mit der Entfernung  $R_0$  als:

$$\delta_{az} \approx \frac{D}{2} \quad (3.5)$$

Dies besagt, dass die Auflösung in Flugrichtung von der Entfernung unabhängig ist, da die Länge der synthetischen Apertur mit der Entfernung zunimmt.

Im Gegensatz zur Auflösung in Flugrichtung ergibt sich die Auflösung in Entfernung  $\delta_e$  aus der Sendepulslänge  $\tau_p$ . Die Pulslänge ist die Dauer, während der ein Punkt auf der Erdoberfläche von einem Mikrowellenpuls beleuchtet wird. Die Auflösung ergibt sich damit als:

$$\delta_e = \frac{c\tau_p}{2} \quad (3.6)$$

wobei  $c$  die Lichtgeschwindigkeit ist. Die Auflösung in Entfernung lässt sich also erhöhen, indem man die Pulslänge verkürzt.

### 3.2.2 Speckle

Die statistische Variation im SAR-Bild ergibt sich primär aus zwei Ursachen, erstens durch Interferenzen durch die Rückstreuung am Erdboden und zweitens durch das Systemrauschen des Radars. Zweites wird im darauf folgenden Abschnitt kurz beschrieben. Wie bei anderen kohärenten Abbildungssystemen (z.B.

Laser) tritt eine Streueigenschaft in Erscheinung, die sich aus der Interferenz mehrerer Streuer am Erdboden ergibt. Dieser Effekt wird allgemein als Speckle Effekt bezeichnet. Der Grund der Interferenzen liegt darin, dass bei abbildenden Radarsystemen die Größe der Auflösungszelle viel größer ist als die verwendete Wellenlänge und damit die Größe der eingeschlossenen Einzelstreuer. Dadurch addieren sich die einzelnen Rückstreusignale  $c_i$ , vgl. Abb. 3.3, zum gesamten Rückstreuecho  $c$ , wobei sich konstruktive und destruktive Interferenzen ergeben, [35].

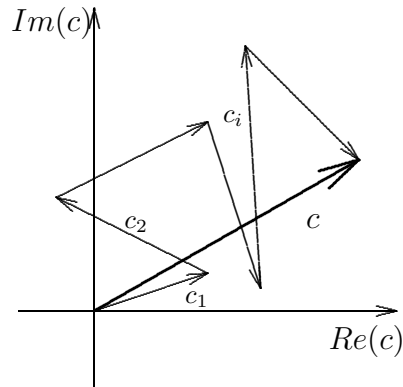


Abbildung 3.3: Rückstreuecho als Summe der komplexen Einzelsignale.

Der Effekt kann statistisch beschrieben werden und es gilt, dass das gesamte Rückstreuecho im Bild normalverteilt ist. Die Phase ergibt sich damit als gleichverteilt zwischen  $-\pi$  und  $\pi$ , die Amplitude als Rayleigh verteilt, [35, 79].

Der Speckle Effekt kann durch inkohärente Mittelung über mehrere unabhängige Werte minimiert werden, [79]. Dies bezeichnet man als Prozessierung mit mehrfachen Sichten (*Multilook-Bildung*). Bilder mit mehrfachen Sichten sind für bestimmte Anwendungen gewünscht, da sie rauschärmer und radiometrisch besser aufgelöst sind. Dies bringt jedoch eine Verschlechterung der geometrischen Auflösung mit sich. Praktisch verwendet man verschiedene Ansätze, zum einen Mittelung über mehrere benachbarte Pixel, zum anderen Mittelung über mehrere Einzelabschnitte der synthetischen Apertur im Spektralbereich.

### 3.2.3 Signal/Rausch-Verhältnis

Es gibt viele Einflüsse, die auf das Ausmaß des Rückstreuechos wirken. Dies sind Sendeleistung, Antennengewinn, Wellenlänge des Signals, Empfängerrauschen, Bandbreite, Auflösung und Rückstreuquerschnitt, [29]. Man kann die Eigenschaften durch das Signal/Rausch-Verhältnis (SNR) beschreiben. Das SNR ergibt sich als Verhältnis von Signalleistung zur Rauschleistung aus der Radargleichung, [29], vereinfacht als:

$$SNR = A \frac{\bar{P}_t \sigma^0 \delta_g}{R^3 \lambda V} \quad (3.7)$$



Dabei ist  $A$  eine Zusammenfassung aller Faktoren für die Antennengeometrie und das thermische Rauschen des Empfängers. Diese sind für ein gegebenes Radarsystem festgelegt.  $\bar{P}_t$  ist die mittlere Sendeleistung,  $\lambda$  die Wellenlänge,  $R$  der Schrägsichtabstand von der Antenne zum Ziel und  $V$  die Fluggeschwindigkeit. Die Bodenauflösung  $\delta_g$  bezeichnet die aus der Schrägsichtebene auf die Erdoberfläche projizierte geometrische Auflösung, sowie  $\sigma^0$  den Rückstreukoeffizienten einer Auflösungszelle, ebenfalls in horizontaler Projektion. Man sieht sofort, dass sich das Signal/Rausch-Verhältnis schnell mit der Entfernung verschlechtert, da der Schrägsichtabstand kubisch eingeht.

### 3.3 Bewegungskompensation

Das Prinzip der SAR-Prozessierung beruht auf der kohärenten Analyse des Phasenverlaufs von Streuern, die sich am Boden befinden. Voraussetzung ist, dass dieser Phasenverlauf auch in den aufgenommenen Rohdaten vorliegt. Dazu ist eine gleichförmige Abtastung sowie ein quadratischer Abstandsverlauf nötig, der aber eine konstante Fluggeschwindigkeit und eine konstante Flugbahn voraussetzt, [98]. Insbesondere für flugzeuggestützte Aufnahmen ist dies nicht erfüllt, da infolge von Windbedingungen und Turbulenz in der Atmosphäre

- die Fluggeschwindigkeit entlang der Flugbahn variiert,
- die Flughöhe schwankt.
- die Flugbahn auch seitlich von der Ideallinie abweicht,
- die Flugzeuglage entlang der drei Raumachsen variiert.

Diese Abweichungen vom nominellen Flugweg, also einer geradlinigen Flugbahn mit konstanter Fluggeschwindigkeit, führen zu Bewegungsfehlern, die in die SAR-Bildprozessierung einfließen als:

- Phasenfehler
- Positionsfehler
- Laufzeitfehler

Für die genaue Prozessierung, was insbesondere für die Interferometrie als Grundlage vorausgesetzt werden muss, müssen diese Fehler möglichst genau kompensiert werden. Die Kompensation von Positions- und Laufzeitfehlern entspricht einer Korrektur von Verzerrungen im Bild.

Unterbleibt die Bewegungskompensation, dann werden die Bilder defokussiert und die Lage der Streuer weicht von ihrer realen Lage ab. Dies hat für die Interferometrie folgende Konsequenzen, [118]. Zum einen lassen sich die Bildpaare

nicht sauber koregistrieren. Die Misregistrierung führt zu Fehlern in der interferometrischen Phase. Zum anderen führt die Defokussierung zu einem niedrigerem Signal/Rausch-Verhältnis in der interferometrischen Phasenmessung. Dies führt zu einer erhöhten Streuung der Phasen- und damit der Höhen- oder Geschwindigkeitswerte.

Zur Kompensation werden zwei Ansätze vorgeschlagen, [137]. Ein Ansatz besteht in der Annahme von zwei Referenz-Flugbahnen, also jeweils eine separat für jede Antenne. Für diese Flugbahnen wird nun jeweils die Bewegungskompensation einzeln durchgeführt. Durch Segmentierung des Flugstreifens lassen sich verschiedene Näherungen treffen. Man erhält schließlich die SAR-Bilder bezogen auf die jeweilige ideale Antennenposition. Im zweiten Ansatz wird nur eine Referenzbahn angenommen und beide Antennen auf diese bezogen. Ziel ist es die relative Phase resultierend aus der Basislinie zu eliminieren und dadurch eine interferometrische Phase zu erhalten, die nur durch die Erdoberfläche erzeugt wird.

Die einzelnen Theorien und Algorithmen der Bewegungskompensation sollen hier nicht dargestellt werden. Gute Zusammenstellungen findet man in der Literatur, vgl. z.B. [29, 88, 98, 137]. Es gilt festzuhalten, dass durch die hohen Anforderungen an die Genauigkeit der Bewegungskompensation vor allem hohe Genauigkeiten in der Flugzeugpositionierung gefordert sind. Es müssen sämtliche Abweichungen von den Referenzbahnen möglichst exakt korrigiert werden. Diese Korrektur erfordert jedoch eine sehr genaue Kenntnis aller Abweichungen.

Zur Erfassung der Abweichungen werden sehr genaue inertielle Navigationssysteme (INS) verwendet. Diese beruhen auf dem Prinzip von Trägheitsplattformen oder Kreiselssystemen. Diese Navigationssysteme sind mit differenziellen GPS-Systemen gekoppelt. Dadurch werden die Position und die Lage des Flugzeuges, sowie die Winkelmessung der Flugzeugrotation um die drei Raumachsen aufgezeichnet. Gängige Systeme liefern sehr hohe Genauigkeiten mit einer Positionsgenauigkeit von weniger als 0.1 m und Winkelgenauigkeiten von weniger als  $0.05^\circ$  absolut. Um die Position des Phasenzentrums an den Antennen festzuhalten, werden die Hebelarme des Phasenzentrums zum Ursprung des Flugzeug-Koordinatensystems vermessen. Den Ursprung bildet in der Regel ein festgelegter Punkt am INS-System. Durch Kenntnis dieser Größen kann die Position der Antennen während der gesamten Flugbahn sehr genau errechnet werden.

## 3.4 Radar-Interferometrie

Die Radarabbildung mit einer Antenne bildet die dreidimensionale Erdoberfläche auf die zweidimensionale Schrägsichtebene ab. Da die Auflösung in Entfernung durch Laufzeitmessung erfolgt, werden räumlich getrennte Punkte, die gleich weit von der Antenne entfernt sind, auf einen Punkt im Radarbild abgebildet, da deren Echos gleichzeitig an der Antenne ankommen. Abbildung 3.4 illustriert dies. Die

Auflösung dieser Mehrdeutigkeit kann durch Interferometrie gelöst werden.

### 3.4.1 Interferometrisches Prinzip

Mit dem interferometrischen Messprinzip nützt man die Aufnahme an zwei Sensorpositionen, die räumlich voneinander getrennt sind. Dadurch kann die Mehrdeutigkeit der SAR-Aufnahme aufgelöst und die betrachtete Oberfläche dreidimensional erfasst werden. Man nützt dazu analoge Aufnahmegeometrien wie bei herkömmlichen stereometrischen Aufnahmen. Somit besitzen verschiedene Punkte auf der Erdoberfläche unterschiedliche Schrägsichtabstände zu den beiden Aufnahmepositionen, vgl. Abb. 3.4.

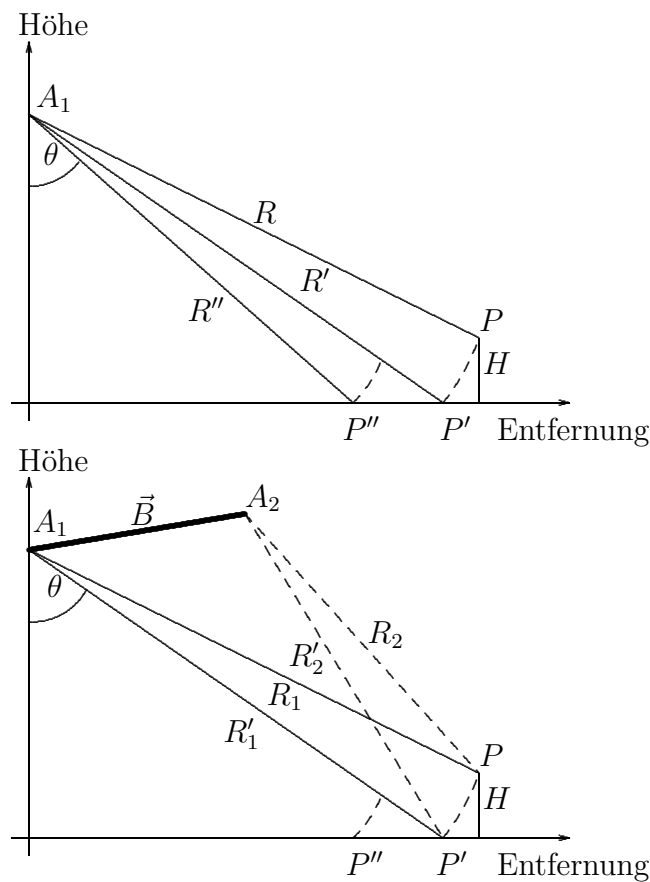


Abbildung 3.4: Aufnahmeprinzip mit einer Radarantenne und interferometrisches Prinzip mit zwei Antennen.

Die Aufnahme an den beiden Positionen wird praktisch durchgeführt zum einen durch wiederholtes Überfliegen des selben Gebietes auf leicht unterschiedlichen Flugbahnen (*repeat pass-Modus*), oder zum anderen durch einen einzigen Überflug, bei dem zwei Antennen in einem festen Abstand voneinander an der Trägerplattform angebracht sind (*single pass-Modus*).

Man nützt nun in der SAR-Interferometrie aus, dass die Phase  $\phi$  einer monochromatischen elektromagnetischen Welle mit einer Wellenlänge  $\lambda$  proportional zur zurückgelegten Weglänge  $R$  ist, also  $\phi = \frac{4\pi}{\lambda}R$ . Damit kann man durch Phasendifferenzmessung den Weglängenunterschied bestimmen. Die Aufnahmegeometrie lässt sich kurz beschreiben. Die Basislinie  $\vec{B}$  trennt die beiden Antennenpositionen  $A_1$  und  $A_2$  voneinander. Unter den Blickwinkeln  $\theta_1$  und  $\theta_2$  wird ein Punkt  $P$  auf der Erdoberfläche abgebildet. Dabei bezeichnen  $R_1$  und  $R_2$  die Schrägsichtabstände zum Ziel  $P$ . Durch Phasendifferenzmessung kann man die Schrägsichtdifferenz  $\Delta R$  aus der Differenz der beiden Einzelphasen  $\phi_1$  und  $\phi_2$  bestimmen gemäß:

$$\Delta R = \frac{\lambda}{4\pi} (\phi_1 - \phi_2) \quad (3.8)$$

Dabei kann nun diese Differenz durch zwei Eigenschaften des betrachteten Zieles verursacht werden, die Terrainhöhe und die Bewegung an der Erdoberfläche. Entscheidend für die interferometrische Abbildung ist die Anbringung der Antennen im Verhältnis zur Vorwärtsbewegung der Trägerplattform, was im folgenden diskutiert wird.

### 3.4.2 Cross Track Phase

Bei der Cross Track Interferometrie werden die Antennen an Positionen angebracht, die quer zur Flugbahn liegen. Dabei bezeichnet  $\vec{B}_{CT}$  den Basislinienvektor von Antenne  $A_1$  zu Antenne  $A_2$ , vgl. Abb. 3.5. Damit lässt sich die Cross Track Interferometrie geometrisch beschreiben mit:

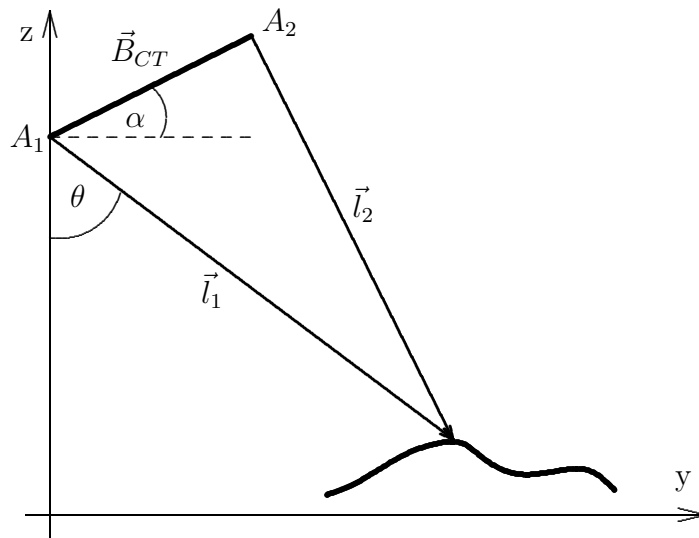


Abbildung 3.5: Abbildungsgeometrie für Abbildungen mit Cross Track Interferometrie.

$$\begin{aligned}
 \vec{B}_{CT} &= (0, B \cos \alpha, B \sin \alpha) \\
 \hat{l}_1 &= (0, \sin \theta, -\cos \theta) \\
 \vec{l}_1 &= \hat{l}_1 R_1 \\
 B &= |\vec{B}_{CT}| \\
 &= \sqrt{\langle \vec{B}_{CT}, \vec{B}_{CT} \rangle} \\
 \vec{l}_2 &= \vec{l}_1 - \vec{B}_{CT}
 \end{aligned}$$

$\langle, \rangle$  bezeichnet dabei das Skalarprodukt,  $R_1$  den Schrägsichtabstand von Antenne 1 zur Erdoberfläche und  $\hat{l}$  den Einheitsvektor. Die interferometrische Phase ergibt sich damit aus dem Unterschied in der Schrägsicht, also der Differenz der Weglänge als:

$$\phi_{CT} = \frac{4\pi}{\lambda} (|\vec{l}_2| - |\vec{l}_1|) \quad (3.9)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{\langle \vec{l}_1 - \vec{B}_{CT}, \vec{l}_1 - \vec{B}_{CT} \rangle} - \sqrt{\langle \vec{l}_1, \vec{l}_1 \rangle} \right) \quad (3.10)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{|\vec{l}_1|^2 - 2\langle \vec{l}_1, \vec{B}_{CT} \rangle + |\vec{B}_{CT}|^2} - |\vec{l}_1| \right) \quad (3.11)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} R_1 \left( \sqrt{1 - \frac{2\langle \hat{l}_1, \vec{B}_{CT} \rangle}{R_1} + \left(\frac{B}{R_1}\right)^2} - 1 \right) \quad (3.12)$$

Im allgemeinen gilt, dass der Abstand der Antenne zum Ziel viel größer als die Basislinienlänge ist, also  $|R| \gg B$  gilt. Dadurch lässt sich Gl. 3.12 durch Taylor Entwicklung nähern als:

$$\phi_{CT} \approx -\frac{4\pi}{\lambda} \langle \hat{l}_1, \vec{B}_{CT} \rangle \quad (3.13)$$

$$= -\frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta - \alpha) \quad (3.14)$$

Die Empfindlichkeit der Höhenbestimmung  $\Delta H$  gegenüber Fehlern in der interferometrischen Phase  $\Delta\phi_{CT}$  kann dann wie bei [114] angegeben werden als:

$$\frac{\Delta H}{\Delta\phi_{CT}} = \frac{\lambda R (\sin \theta + \cos \theta \tan \epsilon)}{4\pi B_{\perp}} \quad (3.15)$$

Hierbei ist  $\epsilon$  die Neigung des Terrains entlang der Entfernungsrichtung und  $B_{\perp}$  die orthogonale Cross Track Basislinie, also die Komponente senkrecht zur Blickrichtung der Bezugsantenne  $A_1$ . Es ist also die Höhenempfindlichkeit proportional zum Schrägsichtabstand  $R$  und damit zur Flughöhe. Daneben fällt der Wahl der

Basislinie eine entscheidende Rolle zu, da sich die Basislinienlänge über  $B_{\perp}$  auf die Höhengenaugigkeit auswirkt. Je nach der zu erzielenden Genauigkeit wird man für praktische Anwendungen optimale Basislinien wählen, für hochauflösende Aufnahmen also möglichst lange Basislinien.

Für die interferometrische Prozessierung, aber auch für die Interpretation, gilt es den Phasenanteil zu bestimmen, der durch die Schrägsicht erzeugt wird. Dieser im allgemeinen als Phasenanteil der „flachen Erde“  $\phi_{fl}$  bezeichnete Anteil ergibt sich aus der Variation der Weglängendifferenz entlang der Entfernung über eine Oberfläche konstanter Höhe  $H$ . Die Phase der flachen Erde  $\phi_{fl}$  ergibt sich mit  $\vec{l}_0 = (0, \sin \theta_0, -\cos \theta_0)$  (dem Einheitsvektor, der auf eine Fläche konstanter Höhe  $H$  zeigt) als:

$$\phi_{fl} = -\frac{4\pi}{\lambda} \left( \langle \hat{l}_2, \vec{B}_{CT} \rangle - \langle \hat{l}_0, \vec{B}_{CT} \rangle \right) \quad (3.16)$$

$$= -\frac{4\pi}{\lambda} B [\sin(\theta - \alpha) - \sin(\theta_0 - \alpha)] \quad (3.17)$$

$$= -\frac{4\pi}{\lambda} B \cos(\theta_0 - \alpha) \sin(\theta - \theta_0) \quad (3.18)$$

$$\approx \frac{4\pi B \cos(\theta_0 - \alpha) H}{\lambda R_1 \sin(\theta_0)} \quad (3.19)$$

### 3.4.3 Along Track Phase

In der Along Track Interferometrie werden die Antennen entlang der Flugrichtung in einem festen Abstand  $B_{AT}$ , also parallel zur Flugzeuglängsachse angebracht. Im Gegensatz zur Cross Track Interferometrie, in der die Antennenpositionen quer zur Flugrichtung liegen, ergeben sich durch die Vorwärtsbewegung der Trägerplattform zwei Aufnahmen an der gleichen Position, aber zu kurz aufeinander folgenden Zeitpunkten. Bewegt sich nun ein Ziel an der Erdoberfläche während dieses Zeitversatzes, findet man diese Änderung in der interferometrischen Phase wieder. Dies beruht darauf, dass der Schrägsichtabstand eines Streuers in beiden Aufnahmen variiert. Folglich bildet sich nur die Schrägsichtkomponente der Bewegung, also die Bewegung in Richtung der Sichtlinie als Phasendifferenz ab, da die Bewegungskomponente parallel zur Flugrichtung den Schrägsichtabstand zwischen Antenne und Ziel nicht verändert.

Damit kann man die Along Track Abbildung analog der Cross Track Interferometrie geometrisch beschreiben. Die Aufnahmegeometrie ist in Abb. 3.6 dargestellt. Es wird angenommen, dass eine Bewegung auf der Erdoberfläche stattfindet. Die Bewegung beschreibt der Geschwindigkeitsvektor  $\vec{U}$  als Bewegung eines Streuers entlang der drei Raumachsen. Innerhalb des Zeitversatzes  $\Delta t$  zwischen beiden Aufnahmen ergibt sich damit eine räumliche Änderung der Position eines bewegten Zieles. Dies kann durch den Abstandsvektor  $\vec{D}$  beschrieben werden.

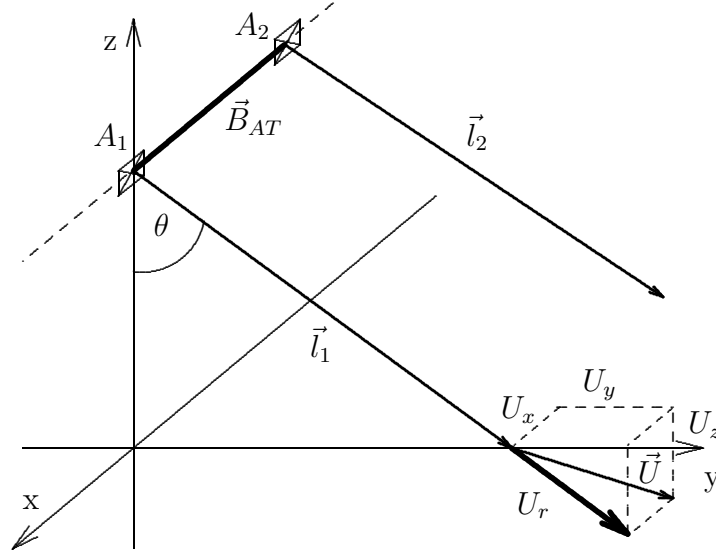


Abbildung 3.6: Abbildungsgeometrie für Abbildungen mit Along Track Interferometrie.

Somit gilt:

$$\begin{aligned}
 \vec{l}_1 &= \hat{l}_1 R_1 \\
 &= (0, R_1 \sin \theta, -R_1 \cos \theta) \\
 \vec{D} &= \vec{U} \Delta t \\
 \vec{U} &= (U_x, U_y, U_z) \\
 B &= |\vec{B}_{AT}| \\
 \Delta t &= \frac{B}{V} \\
 \vec{l}_2 &= \vec{l}_1 + \vec{D}
 \end{aligned}$$

Dabei ist  $\vec{B}_{AT}$  die Along Track Basislinie und  $V$  die Fluggeschwindigkeit. Die interferometrische Phase ergibt sich nun wieder aus der Differenz des Schrägsichtabstandes zu den beiden Aufnahmen. Damit gilt analog zur Cross Track Interferometrie:

$$\phi_{AT} = \frac{4\pi}{\lambda} (|\vec{l}_2| - |\vec{l}_1|) \quad (3.20)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{\langle \vec{l}_1 + \vec{D}, \vec{l}_1 + \vec{D} \rangle} - \sqrt{\langle \vec{l}_1, \vec{l}_1 \rangle} \right) \quad (3.21)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{R_1^2 + 2\langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle + B^2} - R_1 \right) \quad (3.22)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( R_1 \sqrt{1 + \frac{2\langle \hat{l}_1, \vec{D} \rangle}{R_1} + \frac{B^2}{R_1^2}} - R_1 \right) \quad (3.23)$$

Da auch hier im allgemeinen der Abstand von der Antenne zum Ziel wesentlich größer als die Basislinienlänge ist, also  $|R| \gg B$  gilt, kann man Gl. 3.23 durch Taylor Entwicklung nähern:

$$\phi_{AT} \approx \frac{4\pi}{\lambda} \langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle \quad (3.24)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} U_r \Delta t \quad (3.25)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} U_r \frac{B}{V} \quad (3.26)$$

Hierbei ist  $U_r$  der Betrag der radialen Geschwindigkeitskomponente (die Bewegung parallel zur Sichtlinie). Hierbei wird deutlich, dass dies zu Mehrdeutigkeiten führt, da sich die radiale Geschwindigkeit  $U_r$  aus der Addition der Bewegungen in y-Richtung und in z-Richtung ergibt. Dies ist für die Abbildung von Meeresoberflächen bedeutend und wird in den folgenden Abschnitten gesondert betrachtet.

Die Auswirkung der radialen Bewegung auf die Phase führt als Nebeneffekt zu Fehlern im SAR-Bild. Dies liegt im Prozessierungsverfahren begründet. Hierbei wird der Phasenverlauf bzw. der Dopplerverlauf eines Zieles analysiert. Es ergibt sich für einen bestimmten Abstand eines Zieles auf der Erdoberfläche ein bestimmter Phasenverlauf. Dieser erhält einen zusätzlichen Beitrag durch die radiale Bewegung des Zieles. In der Prozessierung führt dies zu Lagefehlern des bewegten Zieles, der sich in einem Versatz parallel zur Flugrichtung äußert. Dieser azimutale Versatz  $\Delta x$  ist proportional zur radialen Bewegung bzw. zum Dopplerbeitrag  $f_D$  und lässt sich bestimmen als:

$$\Delta x = -\frac{R}{V} U_r \quad (3.27)$$

$$= \frac{R}{V} \frac{\pi}{k_e} f_D \quad (3.28)$$

Es sind  $R$  der radiale Abstand des Zieles von der Antenne,  $V$  die Fluggeschwindigkeit,  $k_e$  die elektromagnetische Wellenzahl und  $f_D$  die Dopplerfrequenz, die aus der radialen Bewegung resultiert.

Schließlich gilt es aus praktischen Gründen die Empfindlichkeit der Geschwindigkeitbestimmung gegenüber Störungen festzustellen. Diese ergibt sich analog der CT-Phase aus Gl. 3.26 als:

$$\frac{\Delta U_r}{\Delta \phi} = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{V}{B \sin \theta_i} \quad (3.29)$$

$\theta_i$  bezeichnet hierbei den lokalen Einfallswinkel, der mit dem Entfernungsverlauf variiert. Man erkennt, dass die Empfindlichkeit gegenüber Geschwindigkeitsänderungen proportional zur Fluggeschwindigkeit ist und reziprok zur Basislinie. Da man von verhältnismäßig konstanten Fluggeschwindigkeiten ausgehen



kann, spielt also die Wahl der Along Track Basislinie  $B_{AT}$  eine entscheidende Rolle. Zum einen wirkt sich das Phasenrauschen und auch Störungen in der Phase stärker bei kleinen Basislinien auf die resultierende Geschwindigkeit aus. Zum anderen bietet die Wahl von zu großen Basislinien Probleme, da die interferometrische Abbildung der Geschwindigkeit mehrdeutig wird und da zu lange Zeitabstände zur Dekorrelation der Signale führen können. Es gilt also für praktische Belange, eine optimale Basislinie für erwartete Geschwindigkeiten und eine geforderte Geschwindigkeitsauflösung zu bestimmen.

### 3.4.4 Kohärenz

Grundsätzlich sind SAR-Aufnahmen als deterministischer Prozess zu sehen. Deswegen liefern theoretisch unterschiedliche Aufnahmen, die unter den gleichen Aufnahmebedingungen erfolgen, die gleichen Ergebnisse. Dies würde den Zustand vollständiger Kohärenz der Signale bedeuten. Die Kohärenz bezeichnet somit den Grad der Übereinstimmung unterschiedlicher Beobachtungen. Unter realen Bedingungen kann eine vollständige Kohärenz jedoch nicht auftreten, da mehrere Einflüsse den Kohärenzgrad verringern. Hierfür sind folgende Ursachen zu sehen, [127]:

- **Thermisches Rauschen:** Das thermische Rauschen ist eine systematische Eigenschaft des Radarsystems und liegt rein in der Gerätecharakteristik begründet.
- **Zeitliche Dekorrelation:** Dies ist vor allem ein Problem bei interferometrischen Aufnahmen mit wiederholten Flügen. Hierbei kann sich die Abbildungscharakteristik der Erdoberfläche zwischen den Messungen verändern, was zu erheblichen Änderungen der Rückstreueigenschaften führt. Für Cross Track Interferometrie in einem Flug ist dies zu vernachlässigen, jedoch nicht bei Along Track Aufnahmen. Da hierbei Aufnahmen in einem bestimmten Zeitintervall stattfinden, findet eine Dekorrelation an bewegten Oberflächen statt (z.B. Wasser). Wird der Zeitabstand zu groß gewählt und sind die Geschwindigkeiten im Vergleich dazu hoch, dann kann es auch hier zur Dekorrelation kommen.
- **Geometrische Dekorrelation:** Die Rückstreueigenschaften der Erdoberfläche ist im allgemeinen von der Blickrichtung und dem Einfallswinkel abhängig. Dadurch führen unterschiedliche Beobachtungspositionen zu einer Verringerung des Kohärenzgrades.
- **Prozessierungsfehler:** Die phasentreue Prozessierung kann als Grundvoraussetzung für die Interferometrische Prozessierung angesehen werden. Abweichungen davon führen zu Phasenfehlern und zur Verringerung der

Kohärenz bei Fehlern in der Aufnahme, der Prozessierung, oder der Weiterverarbeitung der interferometrischen Daten. Ursachen dafür können Defokussierung, Misregistrierung etc. der Datensätze sein.

Als Maß für die Kohärenz zweier interferometrischer Signale  $c_1, c_2$  wird nun der Absolutbetrag des komplexen Korrelationskoeffizienten verwendet, der definiert ist als:

$$\gamma = \frac{|E\{c_1 \bar{c}_2\}|}{\sqrt{E\{|c_1|^2\} E\{|c_2|^2\}}} \quad (3.30)$$

$\bar{c}$  bezeichnet dabei die konjugiert komplexe Zahl von  $c$  und  $E\{\}$  den Erwartungswert. Der Erwartungswert lässt sich bei nur einer interferometrischen Messung gut schätzen durch eine räumliche Mittelung. Man mittelt dabei über ein Fenster von  $M \times N$  Bildpixel, wobei die Genauigkeit der Schätzung von der Fenstergröße abhängt, [144]. Insgesamt nimmt der Grad der Kohärenz  $\gamma$  Werte zwischen 0 und 1 an.

Die einzelnen Störursachen äußern sich nun durch ihre Dekorrelationsanteile. Die gesamte Kohärenz ergibt sich aus der Multiplikation der einzelnen Anteile als, [72, 156]:

$$\gamma = \gamma_{SNR} \cdot \gamma_{Zeit} \cdot \gamma_{Geo} \cdot \gamma_{Proz} \quad (3.31)$$

In  $\gamma_{SNR}$  dem Dekorrelationsanteil, hervorgerufen durch das Signal/Rausch-Verhältnis (vgl. Abschn. 3.2.3), geht das thermische Rauschen des Radarsystems ein. Insgesamt gilt die Kohärenz einerseits als informationstragende Größe, da sich darin vor allem Änderungen an der Oberfläche, aber auch unterschiedliche Streueigenschaften (z.B. in Waldflächen), abbilden. Andererseits gilt die Kohärenz als Maß für die Qualität der interferometrischen Phase. Durch dieses Maß lassen sich die statistischen Eigenschaften der interferometrischen Phase beschreiben, vgl. [72]. Damit lässt sich die Phasenvarianz in Abhängigkeit vom Signal/Rausch-Verhältnis und damit in Abhängigkeit von der Kohärenz bestimmen. Die Herleitung der Phasenstatistik findet man in [72], hier werden lediglich die Gleichungen zur Herleitung der Phasenvarianz  $\sigma_\phi^2$  angegeben. Diese lässt sich mit der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $pdf(\phi)$  der Phase errechnen als:

$$pdf(\phi) = \frac{1 - |\gamma|^2}{2\pi} \frac{1}{1 - |\gamma|^2 \cos^2(\phi - \phi_0)} \times \left[ 1 + \frac{|\gamma| \cos(\phi - \phi_0) \cos^{-1}(-|\gamma| \cos(\phi - \phi_0))}{\sqrt{1 - |\gamma|^2 \cos^2(\phi - \phi_0)}} \right] \quad (3.32)$$

$$\sigma_\phi^2 = \int_{-\pi}^{\pi} \phi^2 pdf(\phi + \phi_0) d\phi \quad (3.33)$$

Diese Gleichungen lassen sich insbesondere im ungestörten Fall auf die Phasenstatistik anwenden. Dies besagt, dass sämtliche Störgrößen außer des thermi-

schen Rauschens vernachlässigt werden können und somit  $\gamma$  nur vom Signal/Rausch-Verhältnis abhängt. Damit kann man den Anteil des Rauschens an der Phase abschätzen.

## 3.5 Interferometrische Prozessierung

Die operationelle interferometrische Prozessierung besteht aus einer Vielzahl von Einzelschritten. Dabei spielen einerseits die Erzeugung möglichst rauscharmer Interferogramme als auch die Minimierung von systematischen Fehlern eine Hauptrolle. Abb. 3.7 zeigt die wichtigsten Schritte der interferometrischen Bearbeitungsweise.

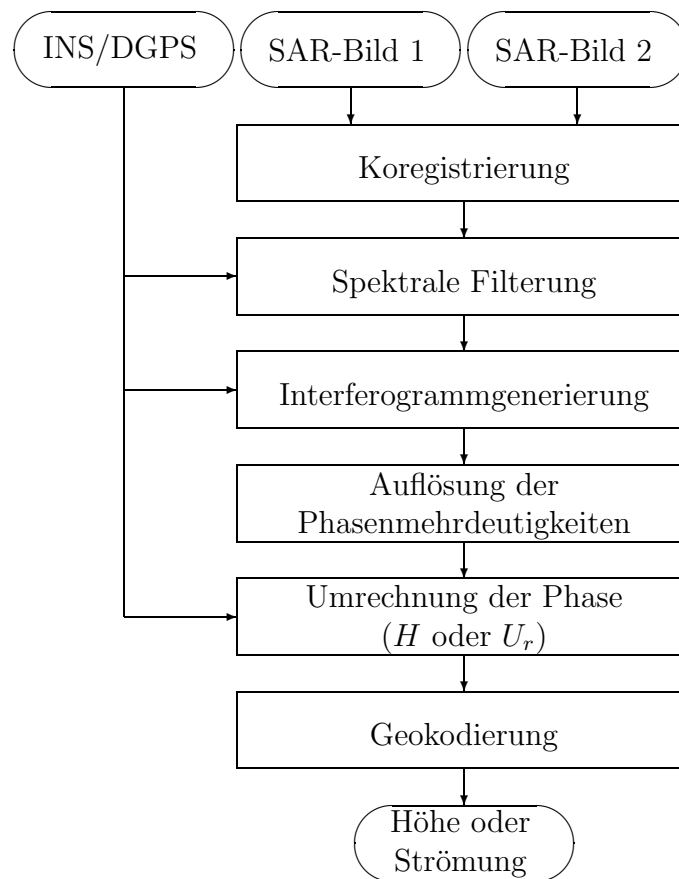


Abbildung 3.7: Interferometrische Prozessierungskette.

### 3.5.1 Koregistrierung

Die genaue Koregistrierung ist die Basis für jede interferometrische Auswertung. Dabei bezeichnet dieser Vorgang die Verarbeitung der einzelnen Bilddaten, so

dass deren Bildelemente möglichst genau übereinstimmen. Bei der interferometrische Aufnahme werden zwei komplexe SAR-Bilder an zwei unterschiedlichen Positionen aufgenommen. Dadurch sind die Daten im einfachsten Fall linear gegeneinander versetzt, aber im allgemeinen gegeneinander verzerrt.

In der Regel gliedert sich der Vorgang in zwei Schritte. Zuerst wird in einem ersten groben Schritt der grobe Versatz und der Feinversatz der Bildpaare bestimmt (mit dem Bruchteil einer Pixelausdehnung) und darauf folgend ein Bild neu abgetastet nach den bestimmten Versatzgleichungen. Für die Grob- und Feinregistrierung verwendet man zum einen Kreuzkorrelationsverfahren, bei denen die Bilder überabgetastet, [104], oder auch die Spektren der verschobenen Interferogramme ausgewertet werden, [44, 135]. Zwei weitere Verfahren sind zu erwähnen. Einmal nützt man die Skalierung eines der Bilder auf das Referenzbild, [97], zum anderen leitet man den Versatz aus den Differenzinterferogrammen von Interferogrammen aus Subaperturen ab, [121].

Nach Bestimmung des Versatzes muss ein Bild neu abgetastet werden. Dazu werden bislang bilineare Verfahren oder auch Splines eingesetzt, [83, 46]. Nach der Abtastung passen die Bildelemente übereinander und können dann weiterverarbeitet werden. Dabei bleiben die Bildpaare in Seitensichtgeometrie. Im folgenden werden dann die Interferogramme gebildet, d.h. diese werden im Komplexen miteinander konjugiert komplex multipliziert.

### 3.5.2 Erzeugung von Interferogrammen und spektrale Filterung

Das SAR-Interferogramm ist definiert als das Produkt eines komplexen SAR-Bildes mit dem korrespondierenden konjugiert komplexen SAR-Bild der zweiten Antenne. Das Interferogramm enthält dann das Produkt der Amplituden und die Phasendifferenz der Daten von beiden Antennen. Es ergibt sich aus der pixelweisen Multiplikation der beiden komplexen Signale  $c_1$  und  $c_2$ :

$$I = c_1 \cdot \bar{c}_2 \quad (3.34)$$

Da die SAR-Bilder aus verschiedenen Positionen aufgenommen werden, unterscheiden sich auch die Blickwinkel, unter denen die Aufnahmen gemacht werden. Hinzu kommt, dass Abweichungen von der normalen Lage zur Flugbahn, also in schiefer Geometrie mit signifikanten Schielwinkeln, in einem unterschiedlichen Informationsgehalt der Bilder resultieren. Dies äußert sich in den Interferogrammen durch einen zusätzlichen Rauschanteil, [106, 72]. Abhilfe schafft eine spektrale Filterung, die getrennt für jede Dimension in Azimut und Entfernung erfolgt, [127].

Zumeist findet bei der Interferogrammgenerierung eine weitere Daten und Rauschreduktion statt. Dazu wird über  $M \times N$  benachbarte Werte gemittelt (i. allg. als *Multilook-Bildung* bezeichnet). Dies hat zur Folge, dass zwar die Auflösung verringert wird, sich andererseits aber das Phasenrauschen und das Datenvolumen reduziert. Dabei wird der  $M \times N$  Pixel große Ausschnitt so gewählt,

dass die resultierende Auflösung der Auflösung in Bodenprojektion entspricht. Anschließend wird pixelweise die Phasendifferenz errechnet.

Die interferometrische Phase ergibt sich aus dem Interferogramm als:

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(I)}{\text{Re}(I)} \right) \quad (3.35)$$

Da die Phase sich aus der pixelweisen Multiplikation der beiden komplexen Einzelszenen ergibt, kommt der Genauigkeit der Koregistrierung der Datensätze eine bedeutende Rolle zu. Jede Lageabweichung erzeugt einen Fehler in der resultierenden Phase. Im allgemeinen werden flugzeuggestützte Aufnahmen unter schiefer Geometrie, also in *squint Geometrie* durchgeführt. Auch die Prozessierung berücksichtigt diese Art von Geometrie. Jedoch ergibt sich ein zusätzlicher linearer Phasenbeitrag durch die schiefe Aufnahme, wenn die Daten nicht korrekt registriert sind. Für den Betrag der Misregistrierung  $\Delta X$  und den Schielwinkel  $\theta_s$  (vgl. Abb. 3.1) ist der Phasenbeitrag  $\delta\phi$  gegeben als, [11]:

$$\delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta X (1 - \cos \theta_s) \quad (3.36)$$

### 3.5.3 Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten

Die interferometrische Phase ergibt sich nach Gl. 3.35. Dadurch wird die interferometrische Phase auf das Intervall von  $[-\pi, \pi]$  abgebildet. Nur für geringe Höhenvariationen (CT) bzw. geringe Geschwindigkeitsvariationen (AT) kann mit diesem Wertebereich die gesamte Dynamik erfasst werden. Für den Fall der AT-Aufnahmen über Wasseroberflächen gilt, dass unter realen Bedingungen der gesamte Dynamikbereich von Strömungen eindeutig abgebildet werden kann, durch die geeignete Wahl der AT-Basislinie. Damit kann dieser Schritt in der AT-Prozessierung entfallen.

Im allgemeinen ist die interferometrische Cross Track Phase jedoch mehrdeutig. Dies macht eine Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten nötig (i. allg. als *Phase Unwrapping* bekannt). Theoretisch wäre die Lösung des Problems einfach zu erreichen, indem man jeden Phasensprung von  $2\pi$  um  $2\pi$  korrigiert. Somit ergibt sich eine Phase, die bis auf eine additive Konstante der absoluten Phase entspricht. Dies wird jedoch erschwert, da die Phasenmuster nicht immer eindeutig sind. Dies wird hervorgerufen durch Phasenrauschen und auch eventuelle Unterabtastung in steilerem Terrain.

Das Problem der Behebung der Phasenmehrdeutigkeiten ist seit mehreren Jahren ein Hauptbestandteil der Forschung im InSAR-Bereich. Es gilt als das komplexeste Problem in der Prozessierungskette, das bis heute nicht gelöst ist. Verschiedene Lösungsansätze wurden bisher vorgestellt, wobei hier nur die grundlegenden Verfahren kurz beschrieben werden. Umfassendere Darstellungen findet man in [47].

Zur Behebung der Probleme wurden mehrere Verfahren vorgeschlagen. Ein erstes war ein Residuen Ansatz, [52], bei dem versucht wird, korrespondierende Residuen zu finden und zu verbinden. Dabei werden die Verbindungsweglängen der Residuen minimiert und Kreuzungen ausgeschlossen. Erweiterungen berücksichtigen dabei noch die Amplitudeninformation, [52, 105]. Ein weiteres Verfahren versucht die  $2\pi$  Streifengrenzen zu extrahieren, wobei mehrfache Filteroperationen erfolgen, [83]. Allen Methoden gemeinsam ist, dass versucht wird, durch aufeinanderfolgendes Integrieren von mindestens einem Startpunkt aus die Phasenmehrdeutigkeiten aufzulösen.

Einen anderen Ansatz verfolgen die Minimierungsverfahren nach den Methoden kleinster Quadrate (*Least Squares*). Hierbei versucht man eine globale Lösung für den gesamten abgebildeten Bereich zu finden, [48, 70, 107]. Die Grundidee besteht darin die Differenz zwischen der partiellen Ableitung der gemessenen Phase und der partiellen Ableitung der absoluten Phase zu minimieren. Eine Kombination der obigen Ansätze soll die Vorteile vereinigen, [112].

Letzte Vorschläge gehen in die Richtung von Optimierungsmethoden. Das Problem der Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten wird als Minimierungsproblem formuliert (*minimum cost network flow Problem*), [27]. Lösungsansätze zum Optimierungsproblem werden derzeit vielfach untersucht und es existieren mehrere Vorschläge, [2]. Man kann abschließend bemerken, dass diese Verfahren vielversprechend erscheinen da sie in Genauigkeit und Effektivität die bisherigen Ansätze übertreffen, [27].

### 3.5.4 Umrechnung der Phase in Höhe/Geschwindigkeit

Je nachdem, ob man die CT- oder AT-Phase verwendet rechnet man die Phasenwerte in Höhe oder in radiale Geschwindigkeit um. Die Berechnung der Geschwindigkeit gestaltet sich einfach. Insbesondere für Abbildungen der Meeresoberfläche wird man Aufnahmegeometrien wählen, die die gesamte Geschwindigkeitsdynamik eindeutig auf das Intervall  $[0, 2\pi]$  abbilden. Dies ist für reale Strömungen auf dem Wasser einfach zu erreichen. Die genaue Phasenkalibrierung ergibt sich aus der phasentreuen Prozessierung, Restfehler können über Landflächen bzw. statischen Zielen eliminiert werden. Die Umrechnung der Phase in die radiale Geschwindigkeitskomponente ergibt sich aus der Beziehung 3.26. Anzumerken bleibt, dass dies die radiale Komponente der Bewegung wiedergibt, die sich aus der horizontalen und vertikalen Bewegung zusammensetzt. Zur Klärung der Einflüsse wie Seegangs- und Windwellen müssen weitere Modellierungsschritte erfolgen.

Die Umrechnung der CT-Phase gestaltet sich komplizierter. Die Phase, die man nach den vorhergehenden Schritten erhält, entspricht bereits bis auf eine additive Konstante der absoluten Phase. Damit entspricht diese Phase weitestgehend dem Topografieverlauf. Dabei gilt jedoch, dass gleiche Phasenwerte nicht gleichen Höhenwerten entsprechen müssen. Dies liegt an Nichtlinearitäten der in-

terferometrischen Abbildung, die unter Berücksichtigung der Aufnahmegeometrie korrigiert werden müssen.

Zur Umrechnung der Phasenwerte in Höhenwerte wird einerseits ein Verfahren vorgeschlagen, das mittels genauer Modellierung der Basislinie und der Aufnahmegeometrie die topographische Phase errechnet. Hierzu ist jedoch eine ausreichende Anzahl von Referenzpunkten nötig, deren Lage und Höhe sehr genau bekannt sein muss. Damit wird die räumliche Lage der Basislinie ermittelt und theoretisch auf die Geländehöhe zurückgerechnet, [134].

Ein anderer Ansatz benötigt nur einen Referenzpunkt zur Höhenkonversion, [127]. Grundlage der Methode ist die Messung der absoluten Phase in einem regelmäßigen Gitter. Anschließend wird für einen Teilbereich der Werte die Phase zu Höhe Beziehung modelliert und mittels Ausgleichsrechnung festgestellt. Nach Korrektur der additiven Konstant durch Betrachtung des Referenzpunktes kann dann mittels der aufgestellten Phase-zu-Höhe-Funktion die Höhe für jedes Phasenpixel errechnet werden.

#### 3.5.5 Geokodierung

Die Umrechnung von Phase zu Höhe liefert bereits ein Höhenmodell, das jedoch noch in Schrägsichtgeometrie vorliegt. Die Höhenwerte sind also noch in ihrer Lage in der Seitenebene lokalisiert. Um die Höhendaten nutzbar zu machen, müssen diese in eine Referenzgeometrie auf der Erdoberfläche transformiert werden. Dieser Schritt wird allgemein als Geokodierung bezeichnet.

Bei der Geokodierung muss zunächst für jedes Bildpixel dessen Lage im Raum errechnet werden, um es anschließend auf die gewählte Referenzfläche projizieren zu können. Im SAR eigenen Schrägsicht-Koordinatensystem liegen die Positionen der Bildpixel in Zeitkoordinaten vor (in Azimut-Zeit entlang der Vorwärtsbewegung der Plattform und Laufzeit in Entfernung). Da nun die Höheninformation für jedes Pixel vorliegt und der Entfernungsabstand (aus der Laufzeit) und die Aufnahmeposition bekannt ist, kann die Lage des Bildelements im Raum bestimmt werden, [127].

Nachdem die Lage der Höhenwerte im vorgegebenen Raum bekannt ist, lässt sich die Lage dieser in ein gewünschtes Referenzsystem umrechnen. Dazu werden Geodätische Transformationen verwendet, für die die Daten des Ausgabesystems bekannt sein müssen. Das resultierende Höhenmodell kann dann durch Triangulation als regelmäßiges Gitter, oder auch als unregelmäßige Punktmenge erzeugt werden.

## 3.6 Spezielle Abbildungseigenschaften

Die Abbildung bei der Radarfernerkundung unterscheidet sich grundlegend von der Abbildung im optischen Bereich. Es sind hierbei nicht die spektralen Ei-

genschaften der Oberfläche ausschlaggebend, sondern geometrische Eigenschaften (wie die Rauigkeit) der beleuchteten Oberfläche. Dies soll im folgenden kurz erläutert werden, für eine umfassende Darstellung der Abbildungseigenschaften sei auf die Literatur hingewiesen, [35, 146, 147].

### 3.6.1 Feste Oberfläche

Bei der Radarabbildung wird ein Radarpuls gesendet und dessen Echo aufgezeichnet. Das Ausmaß der Rückstreuung hängt dabei von der Oberflächenbeschaffenheit ab, auf die der Mikrowellenpuls trifft. Als Oberfläche gilt hierbei die Grenzschicht zweier Medien mit unterschiedlicher Dielektrizitätskonstante. Dies gilt für die Grenze zwischen Luft und Erdboden, wobei die dielektrischen Eigenschaften des Erdbodens, und insbesondere der Gradient, zunächst eine entscheidende Rolle spielen, [35]. Die dielektrischen Eigenschaften werden primär durch den Feuchtegehalt bestimmt, so streut eine feuchte Oberfläche mehr als eine trockene. Bei trockenem Boden dringt der Mikrowellenpuls tiefer ein und wird diffus gestreut. Hierfür spielt die Wellenlänge des gesendeten Pulses eine Rolle, da diese bei größeren Wellenlängen tiefer eindringen kann als bei kleinen. Beispielsweise ist das Echo einer flachen trockenen Fläche (z.B. Wiese o.ä) im X-Band mit Wellenlängen von ca. 3 cm höher als im P-Band mit Wellenlängen von ca. 70 cm, da das letztere tiefer in den Erdboden eindringt. Es gilt näherungsweise, dass die Eindringtiefe der halben Wellenlänge entspricht.

Neben den reinen dielektrischen Eigenschaften spielen auch die geometrischen Eigenschaften der Oberfläche eine Rolle, [146]. Es gilt, dass die Rauigkeit vom Maßstab (verglichen zur Wellenlänge) abhängt, im kleineren äußert sich dies in den grundsätzlichen Rückstreueigenschaften, im größeren in der Rückstreuung ganzer Objekte (z.B. der Topografie, ein zum Sender geneigter Hang streut mehr zurück, als ein vom Sender abgeneigter). Man kann die Auswirkung der kleinmaßstäbigen Rauigkeit, wie in Abb. 3.8 skizziert, zusammenfassen, [35].

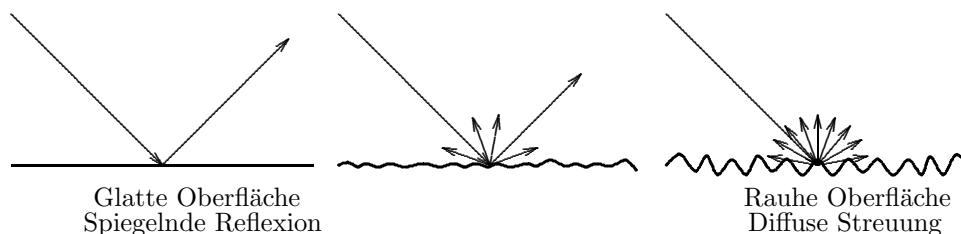


Abbildung 3.8: Rückstreuung im Übergang von glatten zu rauen Oberflächen.

Die Rückstreuung ist in einem Extrem spiegelnd bei vollständig glatter Oberfläche (z.B. bei glatter Wasseroberfläche) und im anderen Extrem diffus bei Oberflächen hoher Rauigkeit (z.B. Acker für das X-Band). Spiegelnde Reflexion bezeichnet die Eigenschaft, dass fast das gesamte gesendete Signal vom Sender weg



reflektiert wird, man erhält praktisch kein Echo an der Empfangsantenne. Bei der diffusen Streuung wird an der Erdoberfläche der Puls gleich in sämtliche Richtungen gestreut. Dadurch erhält man immer ein Signal an der Empfangsantenne, unabhängig von der Richtung. Dazwischen existieren sämtliche Zustände, die jedoch von der großmaßstäbigen Rauigkeit, also der Topografie oder Objekten, überlagert werden.

Diese großmaßstäbige Rauigkeit wirkt sich v.a. durch die Neigung der rückstreuenden Oberflächen zum Sensor aus. Es gilt, dass bei steileren Einfallswinkeln mehr rück gestreut wird als bei flachen. Zum Sensor geneigte Flächen oder Objekte rufen also eine stärkere Rückstreuung hervor als abgewandte. Die Wechselwirkungen sind also stark terrainabhängig und somit vielfältig (z.B. können Wälder und Siedlungen ähnliche Rückstremuster zeigen, während die Rückstreuung gleichförmiger Oberflächen mit der Topografie variiert).

### 3.6.2 Meeresoberfläche

Für die Rückstreuung von Wasseroberflächen gilt grundsätzlich das selbe wie für Landoberflächen, jedoch mit zwei Besonderheiten. Zum einen bewegen sich diese durch Strömung, oder Wellen, zum anderen tritt durch das breite Wellenspektrum der Braggresonanzeffekt auf.

#### SAR-Abbildung

Bei der Abbildung von Ozeanoberflächen im SAR-Bild spielt vor allem die Rauigkeit und damit das Wellenspektrum eine große Rolle, [149]. Die Wasseroberfläche bietet dabei eine stark streuenden Oberfläche, d.h. der Unterschied in den dielektrischen Eigenschaften von Wasser und Luft ist groß. Daher wird der größte Teil des gesendeten Pulses direkt an der Oberfläche gestreut und dringt kaum ein. Dies hat zur Folge, dass bei glatter Wasseroberfläche das Signal fast vollständig von Sender weg reflektiert wird. Eine gewisse Rauigkeit ist also nötig, damit die Wasseroberfläche im SAR-Bild abgebildet werden kann. In der Realität ist jedoch die Meeresoberfläche durch Oberflächenwellen aufgeraut und es zeigt sich, dass abhängig von der verwendeten elektromagnetischen Wellenlänge ein Resonanzeffekt mit den Meereswellen in einem bestimmten Wellenlängenbereich auftritt.

Dieser Effekt ergibt sich als Braggstreuung, die geometrischen Bedingungen sind in Abb. 3.9 dargestellt. Braggstreuung ist bekannt aus der Optik und Kristallografie. Analog dazu ergibt sich für Wasseroberflächen Resonanz, wenn die Streuer parallel zur Flugbahn in einem bestimmten Abstand verlaufen. Sind diese Bedingungen erfüllt ergeben sich konstruktive Interferenzen, die letztendlich die Rückstreuung erhöhen, [146]. Dies gilt für Oberflächenwellen, wobei sich die Braggwellenlänge  $\Lambda_{bragg}$  aus der elektromagnetischen Wellenlänge des Radars  $\lambda$

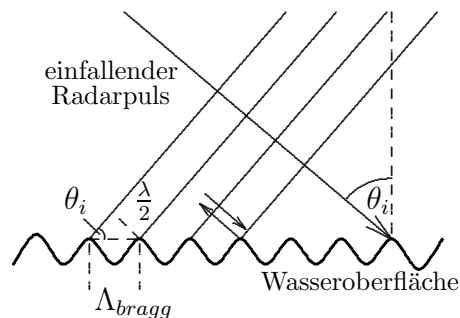


Abbildung 3.9: Skizze zur Braggstreuung auf Meeresoberflächen.

und aus dem Einfallswinkel  $\theta_i$  ergibt als:

$$\Lambda_{bragg} = \frac{\lambda}{2 \sin \theta_i} \quad (3.37)$$

Damit folgt, dass der Braggwellenbereich für das AES-1 im X-Band bei 1.7 cm bis 3.1 cm liegt. Bei längeren Wellen ergibt sich keine Resonanz, dafür treten andere Effekte in Erscheinung. Die längeren Wellen wirken sich auf die Abbildung im SAR-Bild durch zwei Eigenschaften aus, vgl. Abb. 3.10. Zum einen durch die unterschiedliche Neigung der Wellenflanken im Bezug zum Sensor  $\epsilon_1, \epsilon_2$  (*Tilt Modulation*) und die Modulation der kürzeren Wellen durch die unterliegenden längeren Wellen (*Hydrodynamische Modulation*), die wiederum die Rückstreuung moduliert, [4].

Zum anderen ist dies der Einfluss der Bewegung, die sich im SAR-Bild äußert. Man geht bei der SAR-Prozessierung von unbewegten Zielen aus, die einen festen und definierten Phasenverlauf aufweisen. Signifikante Bewegungen von Streuern am Erdboden stören jedoch diesen Phasenverlauf, der dann bei der Prozessierung fehlinterpretiert, weswegen die Fokussierung und die Positionierung gestört wird (*Velocity Bunching Effekt*). Durch die reine radiale Bewegung ergibt sich somit ein azimuthaler Versatz (also ein Versatz parallel zur Flugrichtung)  $\Delta x$  anhand Gl. 3.27. Als hauptsächlicher Anteil an der radialen Bewegung ist neben der Strömung die Orbitalgeschwindigkeit der längeren Wellen zu sehen, vgl. Abb. 3.10, die einen signifikanten Einfluss auf die SAR-Abbildung ausübt, [63].

Die Theorie der SAR-Abbildung von Ozeanoberflächen und insbesondere Wellen ist gut bekannt, [63]. Zur Interpretation der Effekte und zur Ableitung von Ozeanwellenspektren wurden mehrere Modelle entwickelt. Auf die Darstellung der Theorie der Modelle wird hier verzichtet, für weitere detaillierte Untersuchungen sei auf die umfassende Literatur hingewiesen, vgl. [63, 34, 115, 143, 146].

### InSAR-Abbildung

Im Gegensatz zum Ein-Antennen-SAR nützt man bei der AT-Interferometrie zwei Aufnahmen in einem kurzen Zeitabstand, um die radiale Bewegung der Streuer

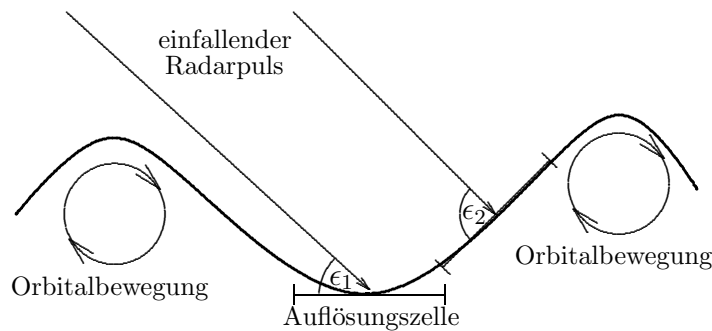


Abbildung 3.10: Skizze zum Einfluss langwelligenen Seeganges auf die SAR- und InSAR-Abbildung.

zu schätzen. Dabei wirkt sich die Bewegung analog der einfachen Aufnahme in einem azimuthalen Versatz aus, vgl. Gl. 3.27. Da die Antennen aber parallel zur Flugrichtung montiert sind, ergibt sich der gleiche Verschiebungsbetrag, somit können Misregistrierungen vernachlässigt werden.

Durch die Bewegung der Wasseroberfläche ergibt sich eine wichtige Konsequenz für die AT-Interferometrie, insbesondere für die Wahl des Zeitversatzes. Die Kohärenzzeit (*coherence time*) der Wasseroberfläche bezeichnet die Zeit, währenddessen die rückgestreute Amplitude und Phase stabil bleibt. Dies ist eine Grundvoraussetzung für die Bildung der interferometrischen Phase, also das Vorhandensein von Kohärenz. Änderungen ergeben sich durch die Bewegungen, die zur vollständigen Dekorrelation der interferometrischen Signale führen können, wenn z.B. eine Welle während des Zeitunterschiedes über eine Auflösungszelle hinausläuft.

Es gilt, dass die interferometrische Phase proportional zur radialen Komponente der Bewegung ist, vgl. Gl. 3.26. Diese radiale Komponente resultiert jedoch aus der Überlagerung mehrerer Effekte, [117, 141, 10]. Das Radar streut an der obersten Wasserschicht zurück, deshalb werden alle Bewegungen dieser Schicht in der Phase sichtbar. Generell ist die radiale Geschwindigkeit  $U_r$  gegeben durch die horizontale und vertikale Geschwindigkeitskomponente  $U_y$  und  $U_z$  als:

$$U_r = |\vec{U}| \sin \theta - |\vec{U}| \cos \theta \quad (3.38)$$

Die einzelnen Komponenten setzen sich zusammen aus:

- **Oberflächenströmung:** Die Oberflächenströmung als horizontale zweidimensionale Bewegung liefert einen konstanten Beitrag zur Phase proportional des Betrags der Geschwindigkeit zum Sensor. Die Oberflächenströmung dominiert somit in  $U_y$ .
- **Orbitalgeschwindigkeit:** Die Orbitalgeschwindigkeit der längeren Wellen äußert sich als Beitrag der horizontalen und vertikalen Komponente

der Geschwindigkeit  $U_y, U_z$ . Dabei gilt für die Auffassung als längere Welle, dass die Wellenlänge größer sein muss als eine Auflösungszelle. Da unterhalb der Länge der Auflösungszelle die Auf- und Abbewegung für kleinere Wellenlängen annähernd gleich häufig auftreten, heben sich deren Orbitalgeschwindigkeiten statistisch auf, da über die gesamte Auflösungszelle integriert wird.

- **Phasengeschwindigkeit:** Die Phasengeschwindigkeit von Oberflächenwellen auf dem Wasser spielt in den Bereichen eine Rolle, in denen die Welle durch das Radar abgebildet werden kann. Dies sind Wellen im Braggwellenbereich Gl. 3.37 also im X-Band im Bereich von 1.7 cm bis 3.1 cm. Die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen ergibt sich aus der Dispersionsrelation zu ca. 20 cm/s. Für den Fall von Windstille kann man die Ausbreitungsrichtung der Braggwellen als statistisch verteilt annehmen, weswegen sich die Anteile, die auf den Sensor zuwandern und diejenigen, die sich davon weg bewegen, gegenseitig aufheben, [117]. Mit zunehmendem Wind bewegen sich die Braggwellen zunehmend in eine Richtung, damit beginnt der Anteil zu dominieren, der sich in Windrichtung bewegt. Damit wird der vollständige Beitrag von 20 cm/s (X-Band) erst bei höheren Windgeschwindigkeiten von ca. 12 m/s erreicht. Ausführliche Untersuchungen dazu finden sich in [117, 141].
- **Winddrift:** Die Winddrift wirkt sich als konstanter Beitrag zur horizontalen Strömung aus, da sich diese als großflächiges Geschwindigkeitsfeld auf der Wasseroberfläche zeigt. Als Näherung gilt, dass die Winddrift an der Wasseroberfläche 3% der Windgeschwindigkeit beträgt, [71].

Diese Einflüsse müssen bei der Bestimmung der radialen Geschwindigkeit durch Along Track Interferometrie berücksichtigt werden. Modelle dafür sind entwickelt worden, die mit Hilfe von Wind- und Seegangsmessungen die Trennung der Effekte erlauben, [117].

## 3.7 AeS Radarsystem

Im folgenden soll das interferometrische Radarsystem AeS dargestellt werden, soweit es für die folgenden Untersuchungen relevant ist. Seit Anfang 1996 werden interferometrische Radarsysteme durch die Firma Aero-Sensing konstruiert. Das erste operationell einsetzbare Radar-Interferometer war das AES-1 und fand ab Ende 1996 operationellen Einsatz. Seitdem wurden ähnliche Radarsysteme entwickelt, wobei hier vor allem die Entwicklung von polarimetrischen P-Band Systemen zu nennen ist.

In der vorliegenden Arbeit werden nur Daten des AES-1 verwendet, weswegen hier einige Merkmale des Radars beschrieben werden sollen, vgl. [128] und Tab.

Frequenz	9.35... 9.75 GHz (X-Band)
Bandbreite	400 MHz
PRF	bis 16 kHz
Polarisation	HH
Leistung	2.5 kW
Pulslänge	2.5 $\mu$ s
Pulstyp	Frequenzmodulierter Chirp
Sende/Empfangsmodus	separat sendend/empfangend
Streifenbreite	1... 15 km
Bodenauflösung	bis zu 0.5 m $\times$ 0.5 m
Blickwinkel (mittlerer Entfernungsbereich)	45°
Fluggeschwindigkeit	50... 200 m/s
Typische Flughöhen	500... 9000 m
Interferometrische Basislinie	0.6, 2.4 m (CT)/0.6 m (AT)
Abmessung des Radars	1.1m $\times$ 1 m $\times$ 0.6 m

Tabelle 3.1: Parameter des AES-1-Radarsystems.

3.1. Das AES-1 besteht grundlegend aus einem Boden- und einem Flugsegment. Das Bodensegment umfasst eine GPS-Bodenstation für differenzielle Messungen, einen Flugplanungsrechner, sowie die Archivierungs- und Prozessierungseinheiten.

Die Hauptbestandteile des Flugsegments sind das Navigationssystem und das Radar selbst. Das Radar arbeitet im X-Band auf einer Sendefrequenz von 9.55 GHz mit einer maximalen Bandbreite von 400 MHz. Man kann dadurch eine optimale horizontale Bodenauflösung in den SAR-Bildern von 0.5 m erreichen. Die Radarbauteile sind so ausgelegt, dass eine Pulswiederholfrequenz (PRF) von bis zu 16 kHz erreicht werden kann. Die empfangenen Rohdaten werden in Phase und Amplitude auf Festplatten im Flugzeug aufgezeichnet. Je nach Festplattenkapazität kann man dadurch 4 Stunden und mehr aufzeichnen.

Als Trägerflugzeug dient ein Flugzeug des Typs Rockwell Air-Commander 960. Damit kann man Flughöhen von bis zu 9000 m erreichen, wodurch man gewisse Vorteile für spezielle Aufgabenstellungen erreicht (z.B. niedere Höhen für hohe Höhengauflösungen, große Höhen für große Streifenbreiten und weniger Turbulenzen).

Es sind drei Antennen am Flugzeug angebracht, wodurch man interferometrische CT-Basislinien von 2.4 m und 0.6 m Länge erhält, oder durch Drehung der beiden näheren Antennen eine AT-Basislinie von 0.6 m, vgl. Abb. 3.11. Dies ist eine mögliche Konfiguration, die jedoch je nach Anwendung umgebaut werden kann. Die Antennen selbst sitzen auf einem stabilen Stahlträger, der quer durch die Flugzeugkabine verläuft. Ebenso auf diesem Träger ist das Navigationssystem (INS) montiert. Dadurch wird sichergestellt, dass die Antennenpositionen nicht



Abbildung 3.11: AES-1 Flugsegment und Antennenkonfiguration im CT- und AT-Betrieb.

durch Scherungen am Flugzeugrumpf gestört werden und auch die Position des Navigationssystems stabil bleibt. Dies garantiert eine sehr hohe Lagestabilität und Zuverlässigkeit der Antennen und damit der Phasenzentren während des Fluges.

Drei Eigenschaften des Radars garantieren eine hochgenaue interferometrische Prozessierung, [153]:

1. **Geringes Phasenrauschen:** Das Phasenrauschen resultiert vor allem aus dem systemeigenen und thermischen Rauschen. Durch stationäre Messungen des rückgestreuten Signals an einem Reflektor lässt sich der Beitrag der Verzerrungen messen. Er beträgt für das AES-1  $0.5^\circ$ . Der Rauschanteil aus dem thermischen Rauschen ist durch das Signal/Rausch-Verhältnis (SNR) bestimmt. Das SNR beträgt objektabhängig 30 dB, was zu einem Rauschen in der interferometrischen Phase von  $5.5^\circ$  führt.
2. **Genauigkeit der Basislinie:** Die Basislinie ist sehr genau vermessen. Dazu sind einerseits die Positionen der Phasenzentren an den Antennen nötig. Diese wurden im Labor mit einer Genauigkeit von 0.1 mm bestimmt. Daneben muss das Messzentrum der INS genau bekannt sein. Hierin wird der Ursprung des Koordinatensystems für sämtliche Positionsdaten gesetzt. Der Punkt wurde mittels Theodolit Messung auf 0.1 mm in der Lage und auf

$0.01^\circ$  in der Achsenausrichtung vermessen. Die Hebelarme zwischen den Antennen und dem Messzentrum der INS wurden ebenfalls mit Theodoliten auf 0.1 mm genau bestimmt.

3. **Genaue Navigationsdaten:** Zur genauen Bestimmung der Ausrichtung der Antennen während des Fluges müssen Position und Rotation der gesamten interferometrischen Antennenstruktur gemessen werden. Hierzu wird eine kombinierte INS- und GPS-Lösung verwendet. Um die Genauigkeit der Navigationsdaten zu erhöhen, werden zwei GPS-Stationen verwendet und es wird differenziell und kohärent prozessiert. Im günstigen Fall bei guter Konstellation der GPS-Satelliten und einem Abstand von 50 km von der GPS-Station kann man Genauigkeiten von 3 cm erreichen. Die GPS- und INS-Daten werden in einem Nachverarbeitungsschritt verrechnet, wodurch man absolute Rotations- und Positionsdaten bezogen auf das Messzentrum erhält. Die absolute Genauigkeit der INS in der Winkelmessung liegt dann bei  $0.003^\circ$ , die relative bei  $0.0003^\circ$ . Durch Einbeziehung von mehreren Reflektoren am Boden und Optimierung des Flugbahnverlaufes kann jedoch auch die absolute Winkelgenauigkeit auf  $0.0003^\circ$  reduziert werden, [153].

All die angesprochenen Eigenschaften bilden die Basis für eine hochgenaue Bestimmung der interferometrischen Phase. Dadurch lassen sich hochgenaue Höhenmodelle und hochgenaue Geschwindigkeitskarten ableiten. Beispiele werden im einzelnen in den späteren Kapiteln angegeben.





# Kapitel 4

## Erstellung von Höhenmodellen der Wattoberfläche mittels Cross Track Interferometrie

Die Vermessung der Topografie trockenfallener Wattoberflächen ist seit langem ein Hauptproblem in der Küstenforschung. Neben den klassischen Verfahren konnte in jüngster Zeit die Radarfernerkundung und insbesondere die Radar Interferometrie neue Möglichkeiten erschließen, [81, 82, 68, 110]. Im folgenden Kapitel wird ein Weg beschrieben, der mittels flugzeuggetragener Interferometer die Geländehöhe in einer bisher unerreichten Genauigkeit erlaubt. Dazu wird die reine Cross Track Interferometrie (CT-InSAR) verwendet. Gerade das Wattenmeer bietet sich für eine Validierung der Genauigkeit der interferometrischen Messmethode an, da weite Flächen vegetationsfrei und zudem Höhenvariationen gering sind. Somit sind Fehler, die durch die natürlichen Gegebenheiten der abgebildeten Oberfläche verursacht werden, minimal. Die Ergebnisse können als Grundlage für die Genauigkeitsabschätzung in den Untersuchungen in Kapitel 6 verwendet werden, sie lassen aber auch Aussagen über die Verwendbarkeit der CT-Interferometrie als Vermessungsmethode zu.

### 4.1 Problemstellung

#### 4.1.1 Anforderungen an die Datengenauigkeit

Für die Modellierung von Wattenmeergebieten wird die Topografie als Randbedingung benötigt. Daneben existiert ein Bedarf der großräumigen topografischen Vermessung für eine Vielzahl von Anwendungen. Daraus ergeben sich Anforderungen an die zu erzielende Genauigkeit der Höhendaten. Nimmt man die höchsten Genauigkeiten, wie sie in der hochauflösenden Modellierung vorausgesetzt werden, dann findet man gewöhnlich Genauigkeitsangaben im Bereich von

Zentimetern bis Dezimetern, [65].

Bisher konnten solchen Anforderungen nur terrestrische Verfahren und stereometrische Luftbildauswertung genügen. Die Radar Interferometrie galt bisher als zu ungenau, da Höhendaten nur im Bereich von Metern zuverlässig waren. Es gilt also die Verfahren der CT-InSAR so zu optimieren, dass sich Geländehöhen mit einer geforderten Genauigkeit im Zentimeter- bis Dezimeterbereich ergeben.

### 4.1.2 Systembedingte Fehler

Die Abbildung mittels eines Radars mit synthetischer Apertur nutzt die Vorwärtsbewegung der Trägerplattform zur Bilderzeugung in Flugrichtung. Da einerseits die Geschwindigkeit nicht konstant ist und andererseits die Lage des Flugzeuges wegen Windeinfluss und Turbulenzen im Flug variiert, wird auch die interferometrische Abbildung dadurch gestört. Die Bewegungskompensation in der SAR-Prozessierung kann zwar diesen Bewegungseinfluss weitgehend eliminieren, jedoch können Restfehler sich in einer Größenordnung von Dezimetern auf die errechnete Geländehöhe auswirken. Die angesprochenen Restfehler können einerseits durch Fehler in der Methode der Bewegungskompensation selbst, aber in den meisten Fällen auch durch Ungenauigkeiten in der Flugzeugpositionierung (Fehler in der DGPS - INS Messung) hervorgerufen werden. Es gilt also im weiteren diese systematischen Fehler zu bestimmen und auszugleichen.

### 4.1.3 Fehler bedingt durch die Beschaffenheit der Oberfläche

Neben den Störungen, die durch die Art der Abbildung selbst verursacht werden, wirkt sich auch die Abbildungseigenschaft der betrachteten Oberfläche aus. Die Eigenschaft der trockenengefallenen Wattenmeeroberfläche äußert sich zweifach in der interferometrischen Phase.

1. Erstens ergeben sich Probleme aus der Reflexion. Auf Wattflächen findet man zum Teil Bereiche, die ausgedehnt und sehr flach sind. Dies sind vor allem Bereiche entlang der Wattwasserscheide, oder flache Zonen nahe des Landes, vgl. Kap. 2. Das Sediment besteht hier vor allem aus Schlick, so dass das nicht abgeflossene Wasser mit dem Schlick eine sehr glatte Oberfläche bildet. Diese Oberfläche wird auch durch Wind kaum aufgeraut. Da das Radar seitlich auf diese Oberfläche sendet, wird der größte Teil der Pulse vom Sender weg reflektiert, man erhält also im Extremfall fast spiegelnde Reflexion, vgl. Skizze 4.1(a). Man erhält also über diesen Flächen kaum Information zurück, und es bleibt allein thermisches Rauschen übrig. Diese Bereiche müssen für ein hochgenaues Höhenmodell korrigiert oder, in extremen Fällen, eliminiert werden.

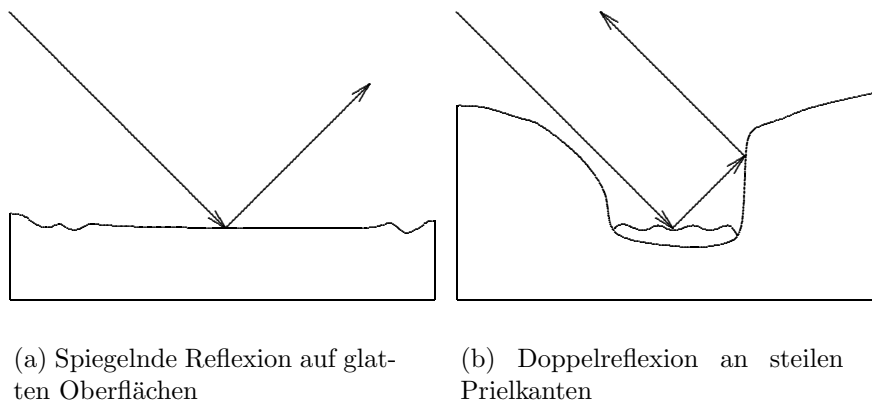


Abbildung 4.1: Skizzen zu den spezifischen Abbildungsproblemen auf Wattoberflächen

2. Neben den ausgedehnten Flächen spiegelnder Reflexion findet man kleinräumig begrenzte Zonen, in denen eine Doppelreflexion stattfindet. Diese Reflektoren bilden scharf begrenzte und kantige Rinnen, vgl. Skizze 4.1(b). Dies sind v.a. kleinere mäandrierende Rinnen, in denen sich, je nach Schichtung, an den Prallhängen teils stark ausgebildete Kanten ausbilden, vgl. Kap. 2. Man findet diese vor allem im Wurzelbereich der kleineren Priele, die über eine stärker geneigte Oberfläche abfließen. Doppelreflexion in diesen Rinnen erhält man dann, wenn die Kanten senkrecht zum Sender stehen. Der Boden der Rinne, v.a. auch wenn sich Wasser darin befindet, bildet mit der senkrecht aufsetzenden Rinnenkante einen Reflektor, der den Sendepuls zum Empfänger zurück reflektiert. Durch das ankommende starke Signal findet man Phasenstörungen in der Umgebung des Streuzentrums. Diese punktuell begrenzten Störungen müssen ebenfalls berücksichtigt und korrigiert werden.

## 4.2 Datengrundlage

Die grundsätzliche Möglichkeit der Erstellung von Geländemodellen durch Radar Interferometrie wurde schon mehrfach gezeigt. Dass dies auch in einem Bereich einer Genauigkeit von Dezimetern möglich ist, soll im folgenden anhand von Beispielen aufgezeigt werden.

### 4.2.1 Aufnahmeparameter

Am 22 September 1998 fand eine Aufnahme über dem Weserästuar statt. Verwendet wurde das AES-1 in reiner Cross Track Konfiguration mit einer CT-

Basislinie  $B_{CT}$  von 2.4 Metern ( $B_{CT} = |(0, B_y, B_z)|$ ). Ziel war es, ein hochgenaues Höhenmodell der trockengefallenen Wattflächen zu erstellen. Somit wurde ein Aufnahmezeitpunkt gewählt, der nahe am Tideniedrigwasser liegt, um die Wattflächen in maximaler Ausdehnung abbilden zu können. Dabei erstreckte sich der gesamte Aufnahmezeitraum für alle geflogenen Flugstreifen von 19 Uhr UTC bis 20:20 UTC. Das Tideniedrigwasser an diesem Tag wurde im überflogenen Bereich für 19:50 UTC erwartet. Da das Aufnahmeintervall nahe um das Tideniedrigwasser liegt, ist kaum mit gravierenden Änderungen im Wasserstand zu rechnen. Die Tabellen 4.1 und 4.2 zeigen die Aufnahmeparameter und die natürlichen Gegebenheiten während des Überfluges.

	$CT - F_1$	$CT - F_2$
Datum	22.09.1998	22.09.1998
Zeit	19:00 ... 19:40 UTC	19:10 ... 19:50 UTC
Basislinie	(0.0, 2.364, -0.314) m	(0.0, 2.364, -0.314) m
Flugbahn (Länge,Breite):		
Anfang	53.5731°, 8.2973°	53.6908°, 8.3148°
Ende	53.6539°, 8.4174°	53.5353°, 8.6080°
Kurs	46°	130°
Streifenbreite	4 km	4 km
Mittlere Fluggeschwindigkeit	110 m/s	108 m/s
Mittlerer Schielwinkel	-2.8°	1.5°

Tabelle 4.1: AES-1 Flugparameter für den 22 September 1998

Windgeschwindigkeit	2...3 m/s
Windrichtung	West
Tidesituation	nahe Kenterpunkt
Tideniedrigwasser	19:50 UTC
Erwartete Topografie im Testbeispiel:	
Minimale Höhe	-2.5m
Maximale Höhe	+2.5m

Tabelle 4.2: Wettersituation und natürliche Gegebenheiten zur Aufnahmezeit.

Die Wetterbedingungen im Befliegungszeitraum waren weitgehend ruhig. Der Wind am Befliegungstermin kam aus Ost bei 2...3 m/s. Dies hat zwei Auswirkungen auf die Aufnahme. Zum einen wurden durch die verhältnismäßig ruhigen Bedingungen die Flugbahnen wenig gestört. Somit lagen die mittleren Schielwinkel zwischen -2.8 ° und 1.5 °. Zum anderen blieben die Wasserflächen glatt, da kaum Windwellen darauf zu finden waren. Dies hat zur Folge, dass die Was-

serflächen als fast spiegelnde Oberflächen bei der Abbildung wirkten und somit niederkohärent und stark verrauscht erscheinen.

Die Daten selbst liegen im Weserästuar im Bereich Fedderwarderpriel – Langlütjensand, nahe Bremerhaven, vgl. Abbildung 2.1. Zwei senkrecht zueinander orientierte Flugbahnen dienten zur Höhenmodellerstellung. Um die Genauigkeit durch ein hohes Maß an Redundanz zu erhöhen, wurden mehrere Aufnahmen gewählt, die jeweils auf verschiedenen Flughöhen auf den beiden Flugbahnen erfolgten. Die geplanten Flughöhen waren jeweils 1500 m, 2200 m und 3000 m.

Die Topografie im Testgebiet ist sehr ausgeglichen. Während der gesamte dargestellte Ausschnitt eine Fläche von ca  $9 \times 9 \text{ km}^2$  abdeckt, findet man kaum Höhenvariationen über die gesamte Ausdehnung. Die minimale Höhe liegt bei ca. -2.5 m, die maximale Erhebung bei ca. 2.5 m. Die durchschnittliche Streuung der Höhen im Untersuchungsgebiet liegt bei ca. 1.5 m. Im Testgebiet liegt der Wurzelbereich des Mittelpriels. Die Ausdehnung der überfluteten Kanäle zum gegebenen Tidezeitpunkt liegt bei bis zu 400 m.

### 4.2.2 Eigenschaften der Cross Track Phase

Die CT-Phase bildet die Grundlage für die Höhenmodellerstellung. Somit bilden sich auch Eigenschaften der Geländeoberfläche in die Geländehöhe ab, die nicht von der Topografie abhängen. Spezifische Eigenschaften sollen in den folgenden Abschnitten besprochen werden.

#### Die Topografie in der interferometrischen Phase

Wie in Kapitel 3 erläutert, induziert die Geländetopografie eine Phasendifferenz bei der interferometrischen Abbildung in Cross Track Konfiguration. Somit folgt die interferometrische Phase im großen dem Topografieverlauf. Abweichungen hingegen ergeben sich durch das inhärente Phasenrauschen. Das Phasenrauschen kann anhand der Kohärenz und des Signal Rausch Verhältnisses beschrieben werden. Abbildung 4.2 zeigt einen Ausschnitt aus den interferometrischen Daten in Seitensichtgeometrie. Dargestellt sind die Amplitude, Phase und Kohärenz eines ca.  $1.5 \text{ km} \times 2.4 \text{ km}$  umfassenden Teilbereichs im Testgebiet.

Im Beispiel sind mehrere Bereiche erkennbar. Links unten findet man einen verzweigten Priel der sich in zwei Armen bis zu den Prielwurzeln im oberen Bereich fortsetzt. Im unteren Bereich des Priels ist dieser noch geflutet. Besonders gut zu sehen sind die kleinen und vermutlich scharf begrenzten Prielwurzeln, die in der Amplitude als verästelte Strukturen mit hohem Rückstreuoeffizienten (v.a. im linken, oberen Bereich) erscheinen, vgl. Abb. 4.2(a). Dass jedoch nicht alle Strukturen als topografische Strukturen in der Phase interpretiert werden können, sollen folgende Beispiele zeigen.

Die Wasseroberfläche im unteren Prielbereich fällt durch den niederen Rückstreuoeffizienten und die niedere Kohärenz auf, was sich in einer sehr hohen

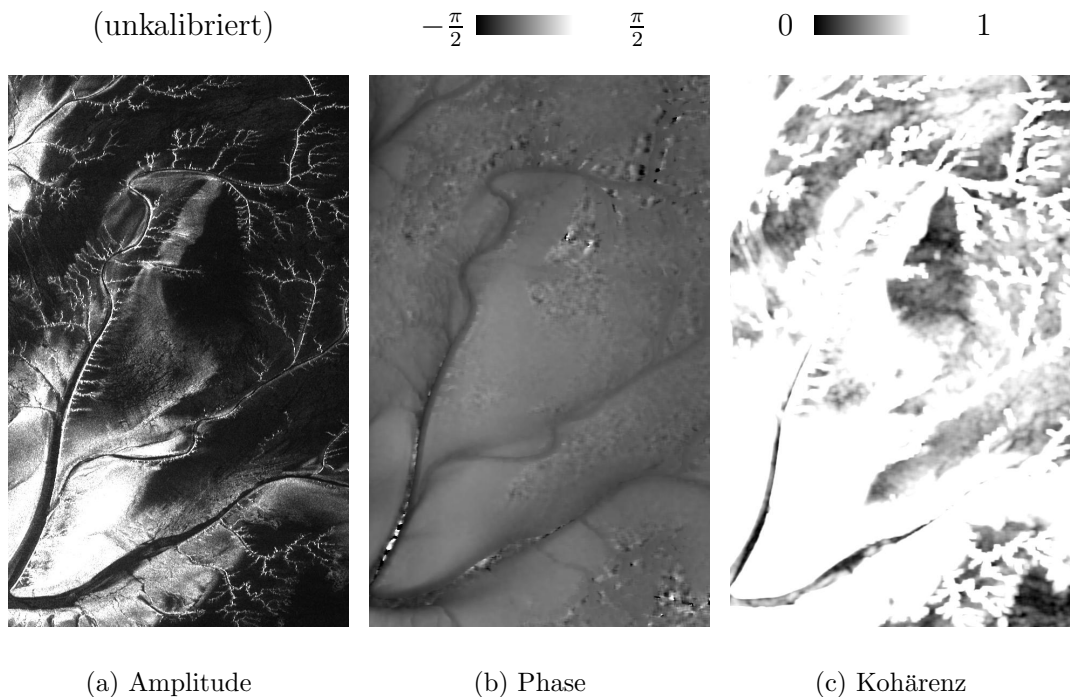


Abbildung 4.2: Interferometrische Daten der Wattoberfläche aus der CT-Aufnahme. Der Ausschnitt umfasst eine Gebietsfläche von  $1.5 \text{ km} \times 2.4 \text{ km}$ , in Seitensichtgeometrie.

Phasenstreuung äußert. Dies liegt darin begründet, dass an diesem Tag die Bodenwindstärke relativ gering war und somit die Wasseroberfläche verhältnismäßig glatt erschien. Deshalb bildet sich eine fast spiegelnde Oberfläche aus, die nur einen geringen Anteil der einfallenden Energie zurück reflektiert, und somit das thermische Rauschen dominiert.

Auch landseitig findet man Zonen unterschiedlich hoher Rückstreuung und Kohärenz. Dies kann einerseits durch unterschiedliche Rauigkeit der Landoberfläche verursacht werden (z.B. durch Unterschiede im Wattsediment oder Wassergehalt), aber auch durch Unterschiede in der Wattoptografie. Zur Veranschaulichung sind die Daten der unteren Hälfte des Ausschnitts aus Abb. 4.2 dreidimensional dargestellt. Abbildung 4.3(a) zeigt die Ansicht auf die interferometrische Phase (die annähernd proportional zur Topografie ist) mit unterliegender Kohärenz. Abbildung 4.3(b) zeigt dieselbe Phase mit darüber projizierter Amplitude zur Veranschaulichung und um Beleuchtungseffekte zu verdeutlichen.

Generell wird die Topografie gut wiedergegeben. Während sich die Priele in den eingeschnittenen Rinnen in der Phase entlang ziehen, findet man ausgedehnte, steilere und flachere Wattflächen.

Im Vordergrund, zwischen der Verzweigung der Priele, findet man eine Watt-

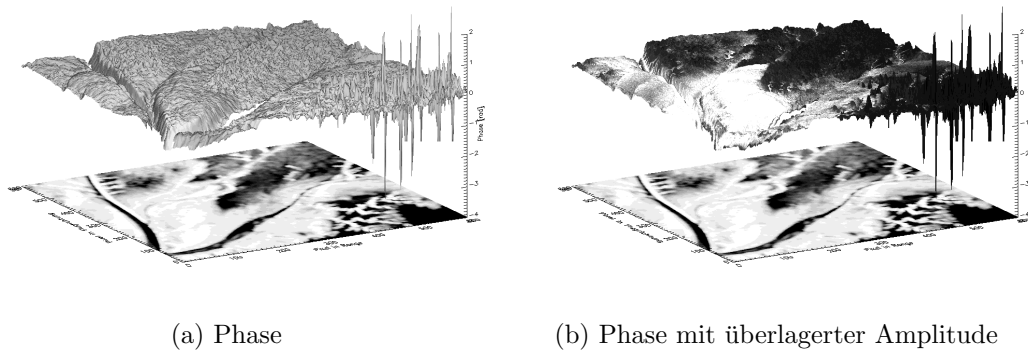


Abbildung 4.3: Dreidimensionale Ansicht der interferometrischen Daten.

fläche, die stärker in der Topografie variiert und zum Sender geneigt ist. Infolge unterschiedlicher Neigung der abgebildeten Oberfläche variiert der Rückstreu- koeffizient mit der Topografie. In Abb. 4.3(b) sieht man dies an der Sandbank im Vordergrund zwischen der Prielgabelung, die als helle von vorne beleuchtete Struktur erscheint. Daraus ergibt sich eine hohe Kohärenz und damit ein geringes Phasenrauschen. Somit erscheint dieselbe Fläche im Vordergrund der Abb. 4.3(a) relativ glatt, und die topografische Struktur wird auch ohne Filterung gut wiedergegeben.

Mit abnehmender Kohärenz nimmt nun die Phasenstreuung zu. Dies hat zwei Ursachen. Einmal wird die Rückstreuung mit zunehmender Glätte und Flachheit der Wattoberfläche verringert. Dies zeigt sich in den hinteren Bereichen der Darstellung 4.3(a), 4.3(b). Hier wird das Gebiet zunehmend flacher, wodurch die Kohärenz abnimmt und die Phase stärker variiert.

Daneben nimmt die Phasenstreuung mit der Entfernung zu, da der lokale Einfallswinkel kleiner wird. Bei flacheren Einfallswinkeln wird mehr reflektiert als bei steileren, somit nimmt die Kohärenz mit der Entfernung ab und die Phasenstreuung zu.

Im rechten Bereich der Abb. 4.3(a), in dem die Phase sehr stark streut, findet man den Extremfall, dass eine sehr glatte Fläche unter flachem Einfallswinkel abgebildet wird, und somit fast spiegelnde Reflexion vorherrscht.

### Niederkohärente Bereiche

Als ein Problem wurden die äußerst glatten Oberflächen angesprochen, wie man sie zum Teil im Wattenmeer findet. Es handelt sich hierbei um äußerst flache Areale auf denen ein dünner Wasserfilm bleibt, der auch durch Wind kaum aufgeraut wird. Deswegen bildet sich eine Oberfläche heraus, die im Extremfall ei-

ne spiegelnde Reflexion hervorruft. Diese Problembereiche findet man v.a. auf Flächen mit Schlickwatt im Uferbereich, ein Beispiel für die resultierenden Probleme in den SAR-Daten zeigt Abb. 4.4 .

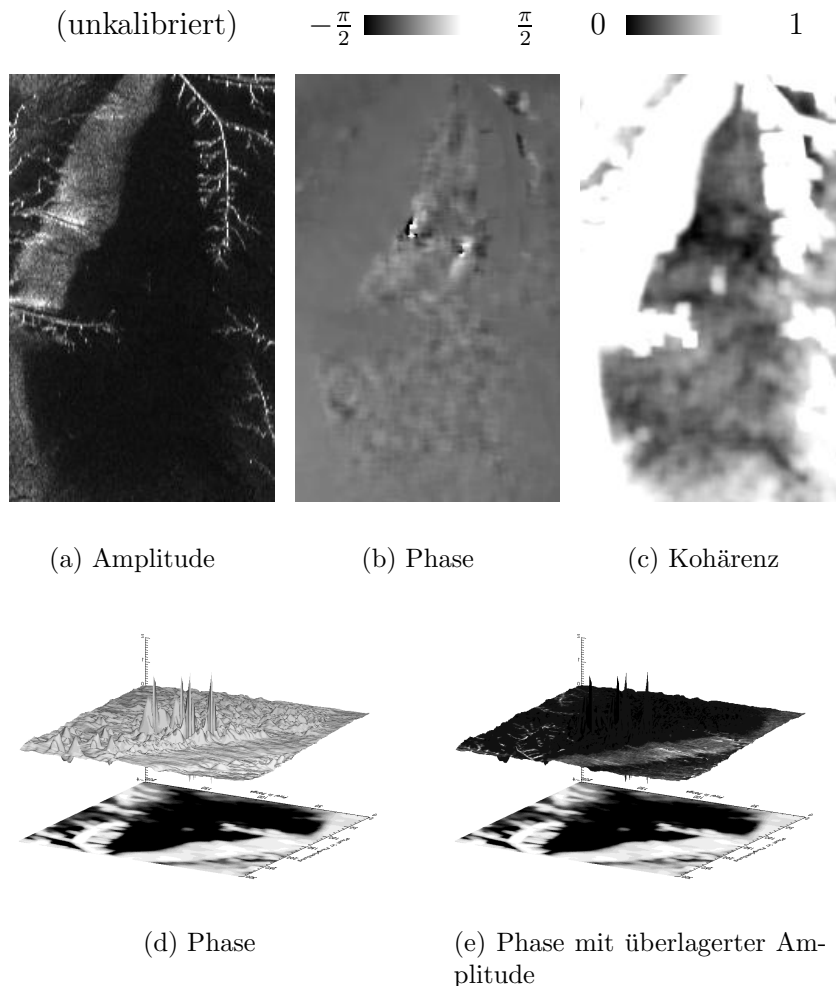


Abbildung 4.4: Spiegelnd reflektierende Oberfläche und der Effekt in den SAR-Daten. Der Gebietsausschnitt erstreckt sich auf  $400 \text{ m} \times 650 \text{ m}$ , in Seitensichtgeometrie.

Infolge der fast spiegelnden Reflexion wird der größte Teil des einfallenden Radarpulses vom Sender weg reflektiert. Da dies vom Einfallswinkel abhängig ist, äußert sich dieser Effekt besonders stark im Fernbereich des abgebildeten Streifens, in dem der Einfallswinkel flacher wird. Dies wirkt sich in den interferometrischen Daten in einem sehr niederen Kohärenzgrad aus, sowie in einer niedrigen Amplitude, vgl. 4.4. Dadurch wird nun der Einfluss des thermischen Rauschens in diesen Bereichen bestimmend, da die Intensität des Empfangssignals gemindert wird. Das thermische Rauschen ruft schließlich in der interferometrischen Phase ein starkes Rauschen hervor, was die Streuung der Phase deutlich erhöht.



Abbildung 4.4(a) verdeutlicht dies. Das Beispiel zeigt eine weitgehend flache Wattfläche. Sie erstreckt sich über eine Fläche von ca.  $400\text{ m} \times 650\text{ m}$ . An die Zone hoher Rückstreuung im linken Bildbereich schließt sich ein Gebiet mit niedriger Rückstreuung und niedriger Kohärenz an. Das Gebiet erscheint als dunkler Bereich im Zentrum des Amplitudenausschnitts Abb. 4.4(a). Dieses Areal scheint sich auf einer plateau-artigen Struktur zu befinden und sehr flach zu sein, was sich auch in den dreidimensionalen Darstellungen 4.4(d), 4.4(e) andeutet. Dass der dunkle Bereich auch wirklich flach ist, zeigt sich auch durch die Struktur der angrenzenden Prielwurzeln, die an dieser Fläche enden und somit in ein stärker geneigtes Terrain hinab führen, während auf der Fläche keine Strukturen sichtbar sind.

Man erhält auf diesen Flächen Werte der Kohärenz von weniger als 0.5 und somit Phasenstreuungen von mehr als 0.6 rad. Die Geländehöhen variieren demnach um mehrere Meter für die gewählte Aufnahmegeometrie.

### Störungen durch Doppel- und Mehrfachreflexionen



Abbildung 4.5: Beispielfoto für die Problemereiche steiler Erosionsrinnen. Die Breite der dargestellten Rinne beträgt ca. 2 m.

In der verhältnismäßig ausgeglichenen Watttopografie finden sich steile Stellen, die Probleme in der interferometrischen Phase hervorrufen. Diese steilen Stellen findet man im Bereich von steilen, kantigen Erosionsrinnen. Je nach Wattsediment und morphologischer Gegebenheit können diese Erosionsrinnen mehr oder weniger ausgeprägt sein. Vor allem an den Prielwurzeln sind diese im Testgebiet zu finden. Abbildung 4.5 zeigt ein Beispiel einer tief eingeschnittenen Rinne. Je nach Lage der Kanten zur Senderichtung kann es dann zu Doppelreflexionen kommen, in denen der Rinnenboden mit evtl. innenliegendem Wasserspiegel und der aufsetzenden Prielkante einen Reflektor bildet, der den größten Teil des gesendeten Pulses zum Empfänger zurückwirft, vgl. 4.1(b). Ein solches Verhalten kann z.B. im Beispiel Priel 4.5 an der linken Kante auftreten.

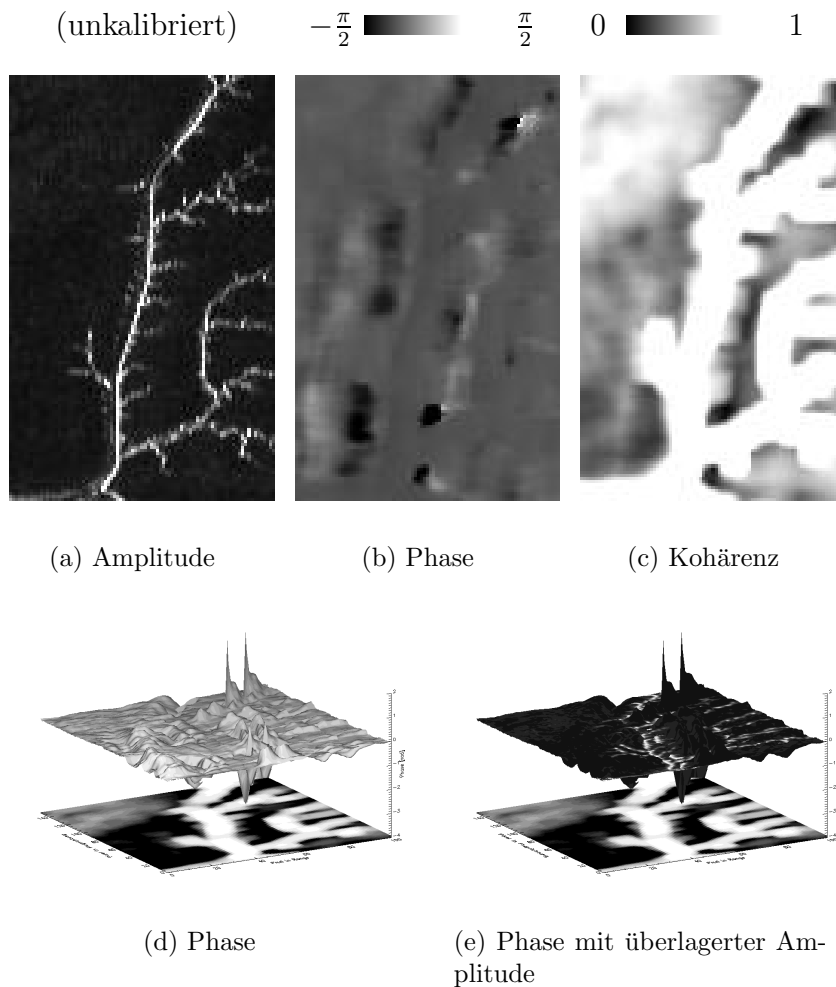


Abbildung 4.6: Dominante Streuer und Doppelreflexionen an steilen Rinnen in den SAR-Daten. Die Größe des Gebiets beträgt  $200 \text{ m} \times 330 \text{ m}$ , in Seitensichtgeometrie.

Daraus ergibt sich die folgende Charakteristik. Während die Kohärenz und der Rückstreuquerschnitt entlang des Streuzentrums hoch ist findet man vergleichsweise niedrige Werte der Kohärenz in der Umgebung. Dadurch wird die Phase im Streuzentrum korrekt abgebildet, während diese die Phasenwerte in der Umgebung dominiert. Deswegen bilden sich die Nebenzipfel der dominierenden Impulsantwort durch die Abbildungseigenschaft auf die Umgebung ab. Dies führt durch die Differenzbildung der interferometrischen Kanäle zu extremen Phasenwerten. Abb. 4.6(a) bis 4.6(e) sollen dies zeigen. Während sich die Struktur der Prielrinne gut in Amplitude und Kohärenz abbildet findet, man in deren Umgebung sehr hohe und sehr niedere Phasenwerte, die nicht als Topografie interpretiert werden können.

## 4.3 Datenverarbeitung zum hochgenauen Höhenmodell

Im folgenden Abschnitt soll nun der Verlauf der Prozessierung der Radardaten zum hochgenauen Höhenmodell erläutert werden. Die Basis für eine hohe Genauigkeit bilden das geringe Phasenrauschen des Radars, die große und genau vermessene CT-Basislinie, sowie die sehr genaue Bewegungsmessung des Flugzeugs, vgl. Abschnitt 3.7.

### 4.3.1 Interferometrische Prozessierung

Für die interferometrische Prozessierung stützt man sich auf die Methoden der Standard Prozessierung von SAR-Daten, wie dies in Abschnitten 3.2 und 3.5 dargestellt wurde. Ausgehend von den komplexen SAR-Bildern ( $SLC_i$ ) für beide Antennen erfolgt ein optimierter Ansatz der interferometrischen Prozessierung, der auf die interferometrische Phase angewandt wird.

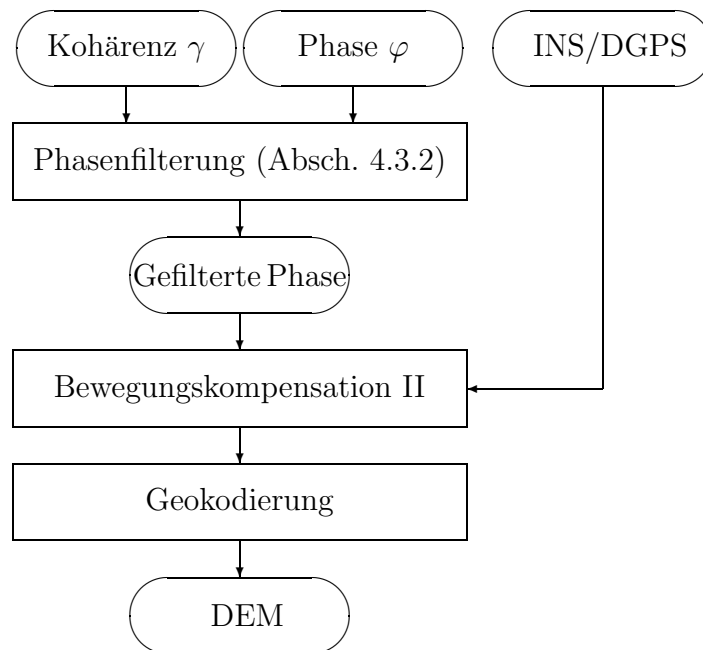


Abbildung 4.7: Blockdiagramm zur interferometrischen Prozessierung der CT-InSAR-Daten.

Den Ablauf der interferometrischen Prozessierung zeigt Abbildung 4.7. Bis zum Interferogramm bedient man sich der interferometrischen Standard Prozessierungstechnik. Die Vorverarbeitung umfasst die Schritte der Koregistrierung der Bilddaten, Interferogrammbildung und Auflösen der Phasenmehrdeutigkeit (Phase Unwrapping), vgl. Abschn. 3.5.1 bis 3.5.3. Besonders die Koregistrierung bildet

eine Hauptfehlerquelle für die Genauigkeit der interferometrischen Phase. Da im Falle der flugzeuggetragenen Aufnahme große Schielwinkel auftreten können, wirken sich durch diese Aufnahmegeometrie Fehler in der Registrierung besonders stark aus. Diese Registrierungsfehler führen zu einem deutlichen Beitrag in der interferometrischen Phase, [11, 153].

Im Schritt der Koregistrierung kann man annehmen, dass über kleine Ausschnitte des gesamten Datenstreifens die Antennenbahnen parallel sind und auch konstant über Grund verlaufen. Dies ist im Falle der flachen Wattenmeeroberfläche gegeben (mit einer Höhenvariation von weit weniger als 5 m im gesamten Gebiet), weswegen der Verschiebungsbetrag in Flugrichtung als konstant angenommen werden kann. Durch Standard-Korrelationstechniken können dadurch die einzelnen Verschiebungsparameter sehr genau geschätzt werden. Zusätzlich werden statistische Messfehler für diese individuellen Verschiebungsparameter minimiert, indem man diese mittelt. Das Ergebnis ist eine subpixelgenaue Lagegenauigkeit der Bildpaare und damit eine Minimierung des lagebedingten Phasenfehlers.

In der Folge wird nach der Interferogrammerzeugung aus der enthaltenen gewrappten Phase die relative Phase errechnet. Diese Technik des Phase Unwrapping stützt sich auf Standardtechniken, vgl. Absch. 3.5.3. Es gilt anzumerken, dass Fehler, die aus dem Unwrapping Prozess resultieren vernachlässigt werden können, da infolge der Flachheit die gesamte Variationsbreite der Höhe auf das Intervall von 0 bis  $2\pi$  abgebildet wird.

Anschließend wird die Phase gefiltert. Unter Berücksichtigung der Kohärenz soll das Phasenrauschen auf ein vorgegebenes Maß reduziert werden (in dieser Arbeit 5 cm). Die Filtertechnik selbst wird im folgenden Abschnitt 4.3.2 erläutert werden.

Die Bestimmung der absoluten Phase, also die Kalibrierung, bildet im Anschluss einen weiteren wichtigen Abschnitt in der Prozessierungskette. Man legt dabei die absolute Phase an einem genau vermessenen trigonometrischen Punkt fest. Die genaue Position dieses Punkts wird mit DGPS bestimmt. Indem man eine statische Messung über eine längere Zeit vornimmt, kann man Höhengenaugigkeiten von bis zu 1 cm an diesem Punkt erreichen. Durch Positionieren eines Reflektors an diesem Punkt kann man daher die Position des Streuzentrums und damit die Phasenverschiebung an dieser Position sehr genau festlegen. Für die Daten in diesem Beispiel wurden 4 Reflektoren verwendet, die über den Entfernungsbereich eines Referenzstreifens verteilt waren.

Die restlichen überlappenden Aufnahmestreifen, ohne Referenzpunkte, können dann iterativ an den Referenzstreifen angepasst werden. Hierzu nützt man das errechnete Höhenmodell des Referenzstreifens als Bezugsfläche und passt die anschließenden Aufnahmen so lange an diese an, bis die Verkippung kleiner als 5 cm ist.

Die genaue Kalibrierung schließt zudem eine Verringerung der systematischen Fehler ein, die durch die Flugzeugbewegung ausgelöst wird. Diese zweite Bewe-

gungskompensation wird notwendig, da die erste Bewegungskompensation, wie sie in der SAR-Bildprozessierung verwendet wird, den Einfluss der abgebildeten Topografie vernachlässigt. Das Verfahren verläuft in zwei Schritten.

1. Zuerst wird die interferometrische Phase in Geländehöhe umgerechnet. Dabei wird die Seitensichtgeometrie beibehalten.
2. Die verbleibenden systematischen Fehler in der Phase können nun aus den Restfehlern aus der ersten Bewegungskompensation bestimmt werden. Dazu wird die errechnete Höhe mit der mittleren Terrainhöhe verglichen, woraus sich der Phasenfehler über den gesamten Datenstreifen errechnen lässt. Dieser Phasenfehler wird dann in Höhe umgerechnet und damit die Geländehöhe korrigiert.

Um ein allgemein gültiges Höhenmodell zu erhalten, wird schließlich die Phaseninformation in Geländehöhe und die Lage aus der Schrägsichtgeometrie in ein Referenzkoordinatensystem umgerechnet. Dieser Schritt der Geokodierung beinhaltet die Umrechnung in Höhe und auch die Koordinatentransformation in ein kartografisches Referenzsystem. Das Verfahren verläuft nach den Standardprozeduren, wie sie in Abschnitt 3.5.5 beschrieben werden.

Da mehrere Aufnahmen im Testgebiet stattfanden, die miteinander kombiniert wurden, werden diese einzelnen Daten im letzten Schritt zusammengesetzt. Die anfallenden Daten stammen jeweils aus drei Flügen in drei verschiedenen Flughöhen auf zwei senkrecht zueinander stehenden Flugbahnen. Das endgültige Höhenmodell ergibt sich aus dem gewichteten Mittel dieser Höhendaten. Zuerst wird versucht, Ausreißer zu eliminieren. Da man aus den einzelnen Daten eine Folge von Höhenwerten für eine Bildposition erhält, kann man alle Werte ausschließen, die außerhalb eines Schwellwerts um den Medianwert dieser Folge liegen. Anschließend ergibt sich der endgültige Höhenwert für die Bildposition aus dem gewichteten Mittel über die verbleibenden Werte. Die Gewichte lassen sich aus der Kohärenz als Maß für die statistische Höhengenaugkeit folgern, Gl. 3.33.

Daneben erhält man ein Maß zur Zuverlässigkeit. Diese beinhaltet zusätzlich die Anzahl der Beobachtungen. Eine niedrige Zuverlässigkeit deutet darauf hin, dass ein oder mehrere Beobachtungen Ausreißer sind. Die Schätzung der Zuverlässigkeit beruht auf der  $\chi^2$ -Statistik und ist beschrieben bei [6].

#### 4.3.2 Phasenfilterung

Neben der Korrektur systematischer Fehler trägt auch die Filterung der interferometrischen Phase zur Steigerung der Höhengenaugkeit bei. Dies wird notwendig, da gewisse Eigenschaften der Wattenmeeroberfläche sich in Störungen der Phase äußern. Diese werden zwar durch die natürlichen Gegebenheiten hervorgerufen, jedoch kann die Phase an diesen Stellen nicht topografisch interpretiert werden.

Diese Effekte sind oben beschrieben (Absch. 4.2.2) und können durch Filterung minimiert werden. Insgesamt lässt sich die Filterung in zwei Schritte aufteilen, in denen zuerst punktuelle Extremwerte korrigiert und dann die Streuung der Phase anhand der Phasenstatistik auf ein vorgegebenes Maß reduziert wird. Das Blockdiagramm in Abbildung 4.8 soll dies verdeutlichen.

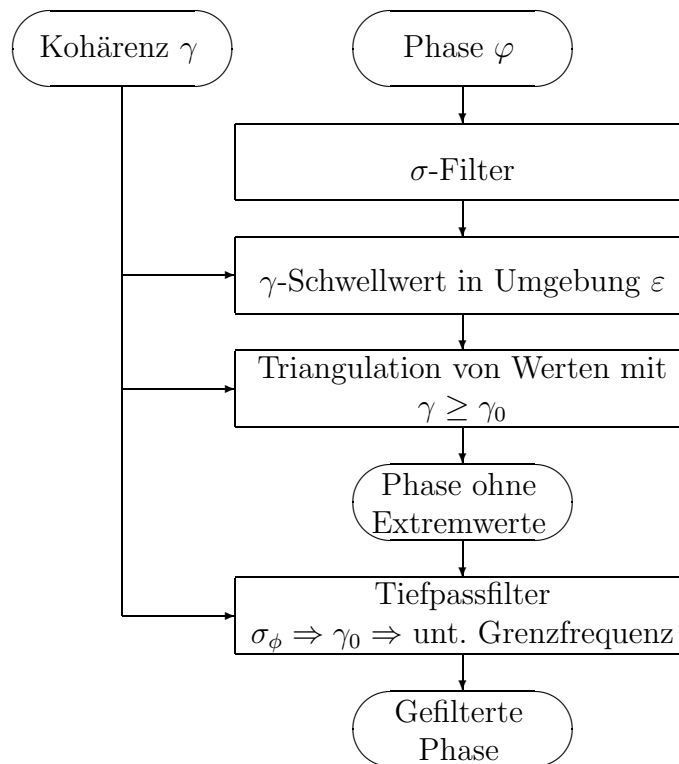


Abbildung 4.8: Blockdiagramm zum Phasenfilter.

### Korrektur von Extremwerten

An den Prielwurzeln findet man Bereiche, in denen Mehrfachreflexionen auftreten. Dadurch wird die interferometrische Phase derart gestört, dass an diesen Stellen einzelne Spitzen von mehreren Metern Höhe im Höhenmodell entstehen würden. Da sich diese extremen Phasenwerte in niederkohärenten Zonen in der Umgebung von hochkohärenten Bereichen befinden, lassen sich diese Ausreißer minimieren, vgl. Absch. 4.2.2. Der Ansatz besteht darin, diese Bereiche zu finden und durch Interpolation zwischen den hochkohärenten Phasenwerten auszugleichen.

Der Filter besteht aus drei Teilen, vgl. Abb. 4.8:

- $\sigma$ -Filter

- $\gamma$ -Schwellwert-Operator
- Interpolator (Triangulation)

Dabei werden Werte verwendet, die empirisch bestimmt worden sind. Zuerst lassen sich mit dem Sigma Filter alle Bereiche finden, die über eine kleine Distanz um mehr als einen vorgegebenen Schwellwert abweichen, wie in diesem Beispiel den Betrag einer Standardabweichung, [80]. Daraufhin werden in einer Umgebung  $\varepsilon$  (z.B.  $\varepsilon = 2$  m) um diese vom Sigma Filter markierten Bereiche alle Werte eliminiert, die kleiner als ein vorgegebener Kohärenzgrad  $\gamma$  sind (z.B.  $\gamma < 0.85$ ). Dies beinhaltet die Annahme, dass nur Werte zur Interpolation berücksichtigt werden, die zuverlässig sind. In diesen Beispielen wurden Phasenwerte übernommen, deren Kohärenzgrad größer als 0.85 ist. Die Bereiche, die als unzuverlässig bestimmt wurden, sowie die Bereiche extremer Werte aus der Sigma Filterung, werden nun durch Triangulation interpoliert.

#### Tiefpassfilter

Nachdem die extremen Werte korrigiert sind, wird die Phase unter Berücksichtigung der Phasenstatistik gefiltert. Dies hat zur Idee, dass Fehler aus diesen Bereichen mit extremen Phasenwerten sich in der zweiten Filterung nicht auf die Umgebung ausbreiten. Der Filter reduziert die Phasenstreuung auf einen vorgegebenen Wert, in diesem Fall auf eine Standardabweichung von 5 cm. Dabei gilt es im besonderen, Bereiche mit hohem thermischen Rauschen zu filtern. Die Grundlage für den Filter bildet die Phasenstatistik mit der Beziehung des Phasenrauschens zum SNR, [72], das sich aus der Kohärenz ergibt, Gl. 3.33.

Bei dem Filter handelt es sich um einen Tiefpassfilter, dessen Grenzfrequenz sich aus der Variation des thermischen Rauschens ergibt. Indem man die Grenzfrequenz variabel an die Standardabweichung des Rauschens anpasst, kann man die interferometrische Phase dahingehend filtern, dass diese eine konstante Streuung aufweist. Die Standardabweichung des thermischen Rauschens ergibt sich aus der Phasenstatistik und insbesondere aus der Kohärenz, vgl. Kap. 3. In Bereichen hoher Kohärenz und damit hohem Rückstreukoeffizienten wird die Grenzfrequenz auf unendlich gesetzt. Hier bleibt die Phase ungefiltert und damit bei der nominalen Streuung. In Gebieten mit geringer bis sehr geringer Kohärenz nimmt die Grenzfrequenz einen solchen Wert an, dass die erzielte Standardabweichung den vorgegebenen Wert annimmt. Dies geht zu Lasten der geometrischen Auflösung, was nur bis zu einem geringst möglichen Maß vernünftig erscheint. Bereiche, die jenseits dieser Grenze liegen, werden ausmaskiert.

Dass die geometrische Degradation in besonders niederkohärenten Gebieten insgesamt sinnvoll ist, kann anhand der natürlichen Gegebenheiten begründet werden. Diese Areale mit sehr kleinem Kohärenzgrad sind die oben besprochenen glatten Flächen mit annähernd spiegelnder Reflexion, vgl. Absch. 4.1.3. Dabei

handelt es sich um weit ausgedehnte und vor allem sehr flache Oberflächen. Wegen der Flachheit lässt sich gerade hierin der Filter ausdehnen, da natürliche topografische Höhenänderungen hierin kaum auftreten.

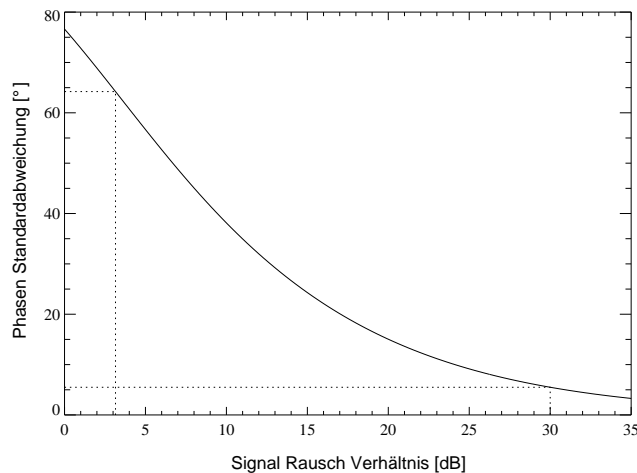


Abbildung 4.9: Standardabweichung der interferometrischen Phase in Abhängigkeit vom Signal/Rausch-Verhältnis.

Die Wirkungsweise der Filterung lässt sich an den gegebenen Datenbeispielen diskutieren. Die interferometrische Phase ist so zu filtern, dass sie eine Streuung von maximal 5 cm aufweist. Die nominelle Streuung der Phase beträgt  $0.56^\circ$ . Dabei bedingt das Signal/Rausch-Verhältnis von 30 dB den Großteil der Streuung von  $5.5^\circ$  ( bei einer Multilook-Prozessierung von  $5\text{ m} \times 5\text{ m}$ , und einer Auflösung von 0.5 m, entsprechend einer Anzahl von Looks von 100), vgl. Abb. 4.9. Dies ergibt eine Streuung der Höhe von 3.7 cm, die rein durch das Phasenrauschen erzeugt wird, vgl. Gl. 3.15.

Es gilt nun im folgenden, in Bereichen mit niedrigem Rückstreukoeffizienten und damit niedriger Kohärenz die Grenzfrequenz auf einen Wert zu setzen, der einer Phasenstreuung von  $0.56^\circ$  entspricht. Dabei soll der Filter bis zu einer maximalen geometrischen Degradation von  $60\text{ m} \times 60\text{ m}$  wirksam sein. Diese untere Grenzfrequenz von  $1/60\text{ m}^{-1}$  entspricht einer Anzahl Looks von 14400. Damit ergibt sich der Gültigkeitsbereich des Filters für die Grenzfrequenzen von  $1/60\text{ m}^{-1}$  bis  $1/5\text{ m}^{-1}$ . Demnach liegt die untere Grenze bei einem SNR von 3.15 dB und damit bei einer Kohärenz von 0.33, [72]. Insgesamt folgt also, dass die Phasenstreuung in einem Kohärenzbereich von 0.33 bis 0.99 auf einen Wert von  $0.56^\circ$  (entsprechend einer Höhenstreuung von 3.7 cm) minimiert wird.

Ein Beispiel zur Phasenfilterung zeigt Abbildung 4.10. Hierin zeigt sich die Wirkung des Filters. Einerseits werden die extremen Spitzen eliminiert, ohne dass sich diese Fehler in die Umgebung ausbreiten, wie es durch Standardfilter (Medianfilter etc.) geschehen würde. Zudem wird in solchen Bereichen mit geringerer



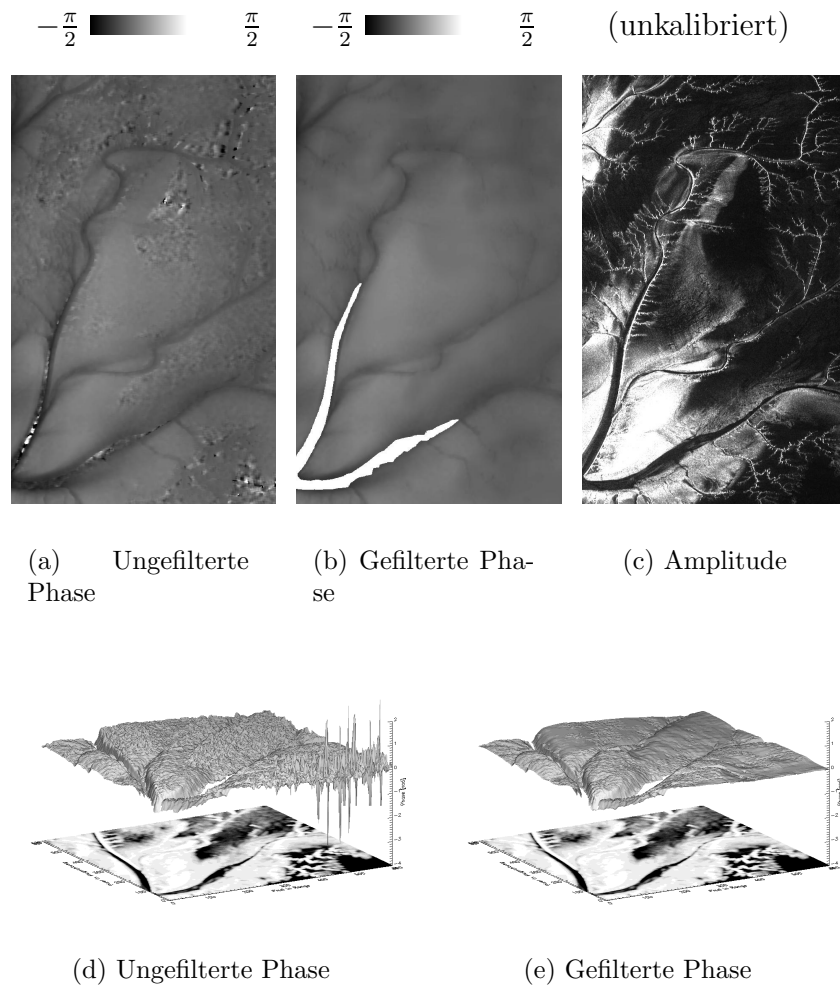


Abbildung 4.10: Vergleich der gefilterten und originalen interferometrischen Phase.

Kohärenz das Rauschen minimiert, wobei der Verlauf der Phase der Topografie zu entsprechen und realistisch scheint. Zusätzlich bleibt anzumerken, dass selbst kleine Prielstrukturen, wie an den Prielwurzeln, erhalten bleiben. Diese bleiben weitgehend unberührt, da die Prielkanten eine sehr hohe Kohärenz aufweisen und somit nicht gefiltert werden.

### 4.3.3 Genauigkeitsbetrachtung

Bevor die Ergebnisse mit terrestrisch vermessenen Referenzdaten verglichen werden, kann man die theoretisch zu erwartende Genauigkeit abschätzen. Dies soll die Zuverlässigkeit der Methode untermauern. Die Genauigkeit wird bestimmt durch die Fehler aus dem Radarsystem sowie aus dem Navigationssystem.

### Beitrag des Radars

Zuerst bildet der systematische Fehler eine Fehlerquelle. Dieser äußert sich in einer Phasenverschiebung  $\delta\phi$ , vgl. Gl. 3.36, die aus der ungenauen Registrierung beider interferometrischer Kanäle resultiert. Die Ursache hierfür ist die interferometrische Aufnahme unter schiefer Geometrie (mit Schielwinkeln  $\theta_s \neq 0$ ).

In der interferometrischen Prozessierung wurde eine modifizierte Koregistrierung angewandt, die eine Lagegenauigkeit von 0.01 der Auflösungszelle garantiert. Bei einer ursprünglichen Auflösung von 0.5 m und durchschnittlichen Schielwinkeln von  $2.5^\circ$  beträgt der systematische Fehler nach Gl. 3.36 also durchschnittlich  $0.45^\circ$ .

Daneben wirken sich der statistische Fehler auf die Phasengenauigkeit aus. Dieser reduziert das Signal Rausch Verhältnis und kann aber durch die angesprochene Tiefpassfilterung minimiert werden. Der statistische Fehler setzt sich zusammen aus dem Phasenrauschen des Empfängers, der Defokussierung der SAR-Bilddaten und der Dekorrelation der Empfangssignale an beiden Antennen, vgl. Kapitel 3. Die ersten beiden Fehler wurden zu jeweils  $0.5^\circ$  gemessen. Den Hauptbeitrag liefert das thermische Rauschen, da Dekorrelationseffekte durch Layover und Schattenbereiche, sowie Volumenstreuungseffekte vernachlässigt werden können, bzw. da Schattenbereiche an steilen Prielkanten ausmaskiert werden. Das thermische Rauschen ergibt sich für das nominelle SNR von 30 dB zu  $5.5^\circ$ .

Insgesamt ergibt sich aus dem rms Wert des systematischen Fehlers und des statistischen Fehlers eine Streuung von  $5.56^\circ$ , die sich durch die Multilookbildung des Interferogramms auf  $0.56^\circ$  reduziert. Dies ergibt eine Streuung der Geländehöhen von 3.7 cm, berücksichtigt man die Beziehung interferometrische Phase zu Höhe Gl. 3.15 und die gegebene Aufnahmegeometrie.

### Beitrag des Navigationsystems

Die hauptsächlichen Quellen für Höhenfehler sind Ungenauigkeiten in der absoluten Höhe des Flugzeugs und in der Messung des Rollwinkels, vgl. Kap. 3. Die Genauigkeit der absoluten Höhe des Flugzeuges hängt primär ab von der Genauigkeit der Positionierung durch die DGPS/INS-Navigationsysteme. Diese liefern einen Höhenfehler von weniger als 3 cm unter optimalen Bedingungen.

Die Bewegung des Flugzeugs um die Rollachse beeinflusst die interferometrische Phase in besonderen Maße wegen des sehr langen Hebelarms zwischen Antenne und Erdoberfläche. Fehler in der Bestimmung des Rollwinkels  $\delta\gamma_r$  bilden sich deswegen im Geländemodell ab, vgl. Kap. 3. Der Rollwinkelfehler kann mittels Reflektoren oder einem genauen Höhenmodell bestimmt werden und beträgt  $0.0003^\circ$ . Damit ergibt sich ein Höhenfehler im mittleren Bereich des Aufnahmebereichs von 1.6 cm.

### Erwarteter Gesamtfehler

Insgesamt ergibt sich der gesamte Höhenfehler, der in der interferometrischen Aufnahme zu erwarten ist, aus dem rms-Wert aller vorher genannter Fehlerquellen. Mit den einzelnen Störgrößen des Rauschens im Radarsystem von 3.7 cm, dem DGPS-Fehler von 3 cm und dem Rollwinkelfehler von 1.6 cm ergibt sich eine theoretisch zu erwartende Genauigkeit des Interferometers von 5.02 cm. Inwieweit diese Genauigkeit auch in den gemessenen Daten gefunden werden kann, soll nun im folgenden Abschnitt erläutert werden.

## 4.4 Ergebnisse und Validierung

In den vorhergehenden Abschnitten wurden die Methoden beschrieben, mit denen man hochgenaue Geländehöhen aus den interferometrischen Daten ableiten kann. Im folgenden soll nun anhand der erfolgten Daten im Weserästuar die Anwendbarkeit gezeigt werden. Die Genauigkeit der Ergebnisse wird schließlich anhand von terrestrischen Vergleichsmessungen validiert.

Abbildung 4.11 zeigt das Höhenmodell im Bereich Langlütjen, das aus den einzelnen Aufnahmestreifen errechnet wurde. Der Ausschnitt umfasst eine Fläche von  $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ . Im Vergleich zu den Phasendaten fällt die wesentlich glattere Oberfläche auf, die auf die Phasenfilterung zurückzuführen ist. Dabei sind jedoch auch kleinere Strukturen, wie verästelte Priele, zu erkennen. Die Höhe variiert zwischen minimalen Werten von -2.5 m und 2.5 m. Zum Vergleich ist in Abbildung 4.12 derselbe Ausschnitt in einer Höhenliniendarstellung gezeigt. Darin angedeutet sind die Lage der Profillinien, die zur Validierung herangezogen werden. Der Abstand zwischen den Höhenlinien beträgt 20 cm. Dabei fällt auch die weitgehend realistische Struktur der Höhenlinien auf, die verhältnismäßig glatt verlaufen. Dies lässt auf eine geringe Streuung schließen. Zudem fehlen Artefakte völlig, so gibt es z.B. keine Überschneidungen der Höhenlinien und auch keine abgeschlossenen Priele.

Um nun aber diese Höhendaten genauer untersuchen zu können, werden Vergleichsmessungen herangezogen. Dazu wurden 4 Profile über die Watttopografie durch die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) vermessen. Der Vermessungszeitpunkt lag zwei Wochen vor der Befliegung. Dieser Zeitraum erscheint ausreichend kurz, so dass Änderungen in der Höhe zwischen beiden Aufnahmen gering sind. Die Höhen in den Profillinien wurden terrestrisch mittels Theodolit eingemessen.

Abbildung 4.13 zeigt die 4 Referenzprofile und die interferometrisch bestimmten analogen Höhenprofile. Die schwarze Kurve zeigt das mit dem Theodoliten eingemessene Referenzprofil mit Grenzen von  $\pm 10 \text{ cm}$ . Die rote Profillinie zeigt das zugehörige Höhenprofil aus den interferometrischen Daten. Zuerst zeigen beide Kurven einen ähnlichen Verlauf. Die interferometrischen Höhen weichen nur in wenigen Fällen um mehr als 10 cm von der Referenz ab. Zudem liegen sämtliche

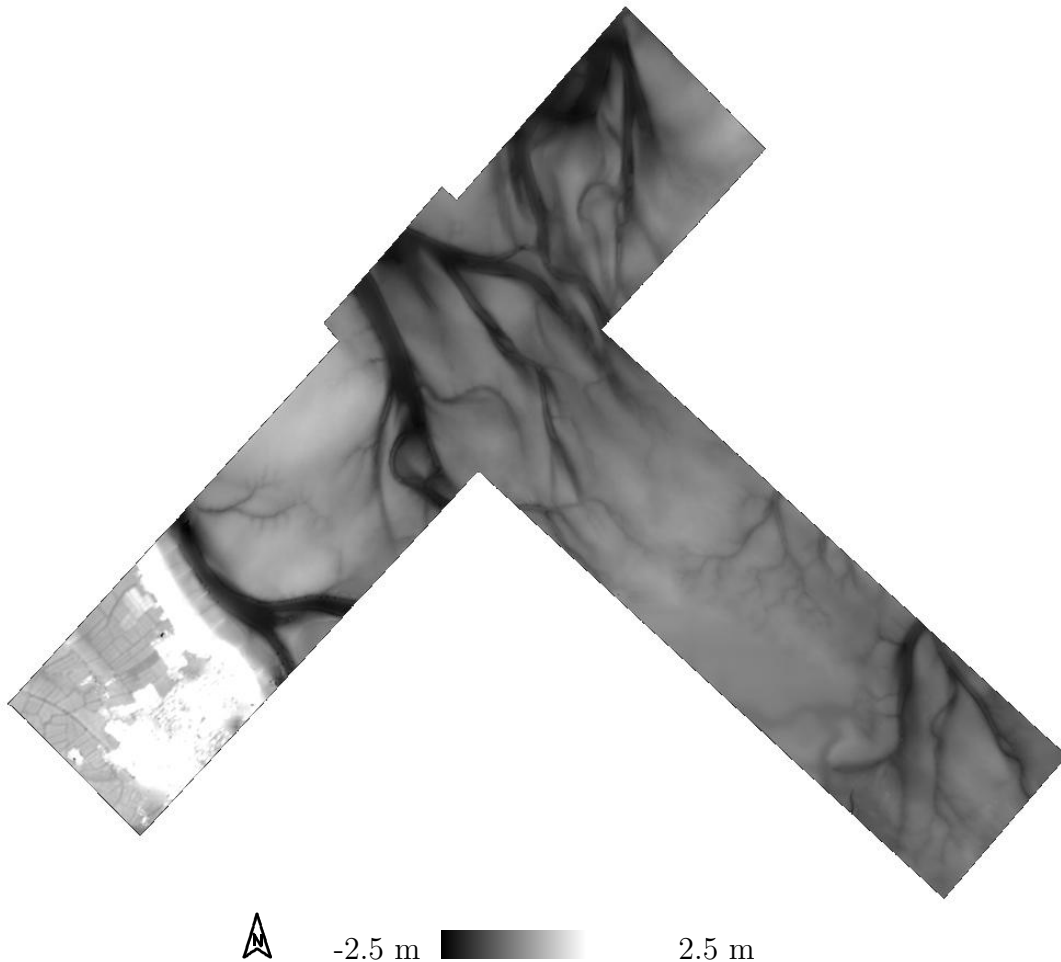


Abbildung 4.11: Höhenmodell aus interferometrischen Daten des AES-1, auf einer Fläche von  $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ .

Profile im Intervall von  $\pm 20 \text{ cm}$  um die Referenz.

Die Standardabweichungen der Differenz zwischen Referenz und InSAR-Höhen zeigt Tabelle 4.3. Auch hierin drückt sich die gute Übereinstimmung aus. So beträgt die mittlere Differenz aus allen Profilen nur  $5.5 \text{ cm}$ . Zudem zeigen durchschnittlich  $79 \%$  der Werte eine Abweichung von weniger als  $10 \text{ cm}$ . Insgesamt lässt sich also eine sehr hohe Höhengenaugigkeit des interferometrischen Höhenmodelles folgern.

## 4.5 Diskussion

Die Cross Track Interferometrie kann zur Erstellung von hochgenauen Höhenmodellen verwendet werden. Für Wattenmeeroberflächen gilt dies besonders. Die Er-

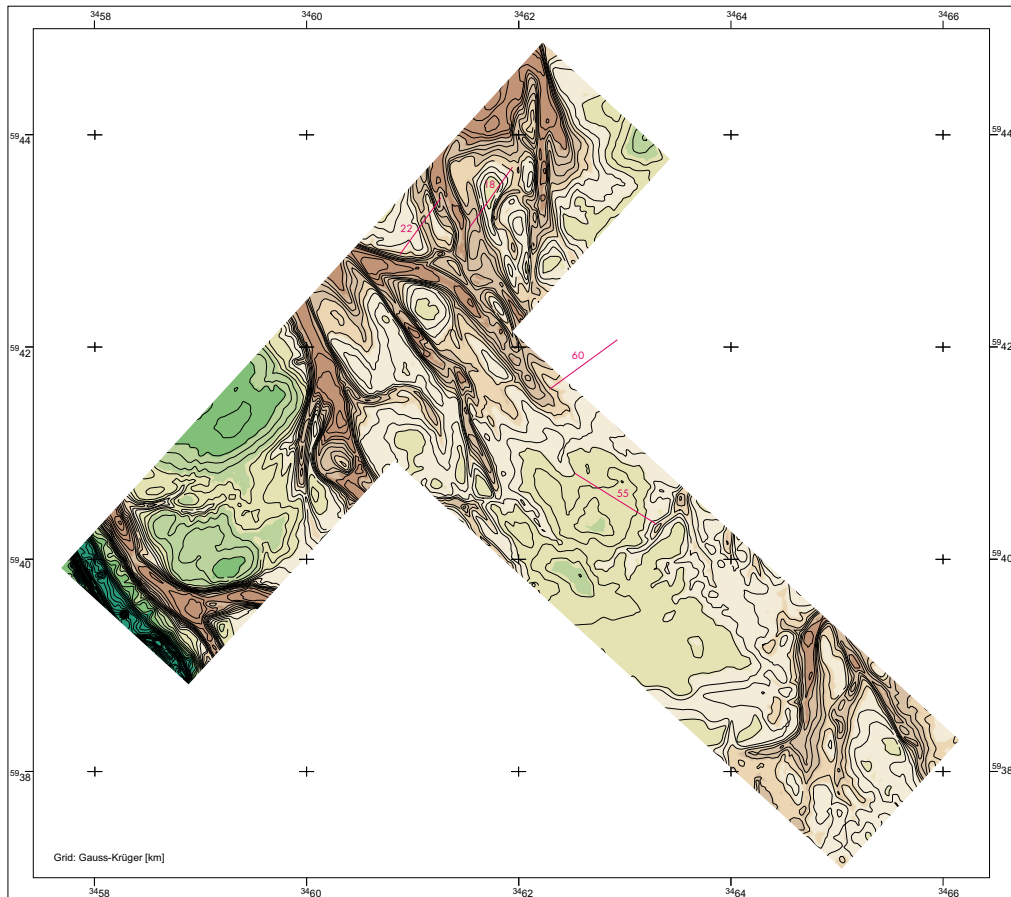


Abbildung 4.12: Höhenliniendarstellung des Geländemodells mit Konturintervallen von 20 cm.

gebnisse der Genauigkeitsabschätzung belegen dies. Jedoch gelten für die endgültige Genauigkeit gewisse Einschränkungen.

1. Genauigkeiten, wie sie oben beschrieben wurden, können nur über flachem Terrain erzielt werden. Sobald die Topografie stärker variiert, wird die Möglichkeit der Phasenfilterung deutlich eingeschränkt. Selbst Filtergrößen von  $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$  können den Fehler in stärker geneigten Flächen erhöhen.
2. Neben stärkerer Höhenvariation schränkt auch das Vorhandensein von Vegetation die Filterung ein, da die Vegetationshöhen als Fehler interpretiert werden können. Dies sollte in ufernahen Bereichen berücksichtigt werden. Daneben ergibt sich das Problem der Verifizierung, da im X-Band die Höhe

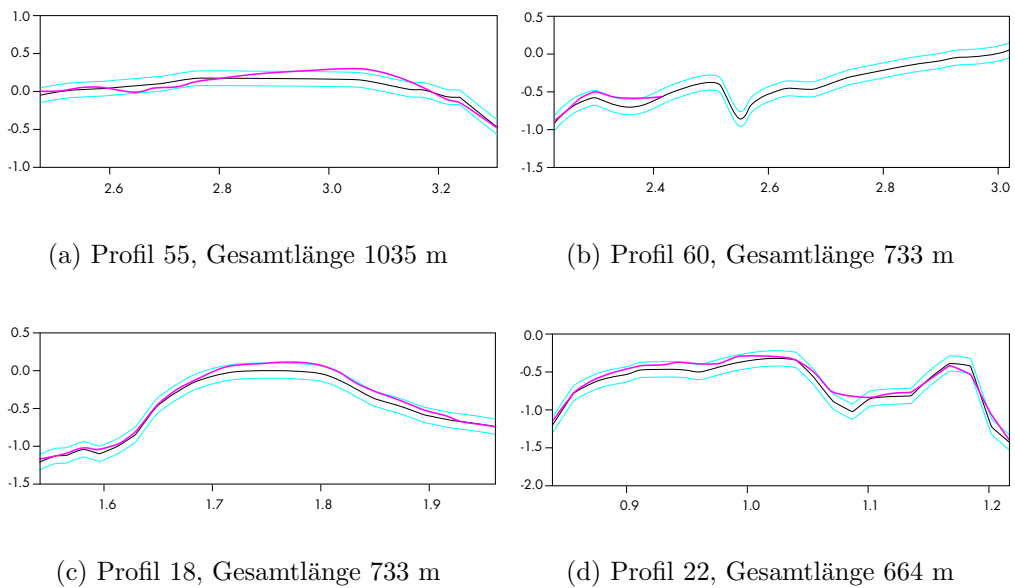


Abbildung 4.13: Vergleich der Höhenprofile der Referenz und der interferometrischen Höhen.

Profil	Anzahl Messpunkte	$\sigma$ d. Differenz [cm]	Abweichung < 10 cm [%]
55	26	7.7	77
60	37	4.3	78
180	38	4.0	81
220	24	6.0	80

Tabelle 4.3: Abweichungen zwischen Referenzhöhen und interferometrischen Höhen.

der äußersten Schicht gemessen wird, also auch die Vegetationshöhe beinhaltet. Dies ist beim Vergleich mit geodätischen Höhenmodellen, die nur die Erdoberfläche wiedergeben, zu berücksichtigen.

3. Auch gilt es zu berücksichtigen, dass es sich bei der Abbildung mit synthetischer Apertur um ein integrierendes Abbildungsverfahren handelt. Da nur die mittlere Phase aus einer Auflösungszelle wiedergegeben wird, im Gegensatz zu terrestrischen Punktmessungen, wird schon rein durch natürliche Variationen innerhalb dieser Auflösungszelle eine naturgegebene Streuung erzeugt.

Diese Einschränkungen können für Wattenmeeroberflächen vernachlässigt werden. Somit kann man besonders über diesen Oberflächen sehr hohe Höhengenaugkeiten erzielen. Dafür sind folgende Voraussetzungen notwendig:

1. Die genaue Messung der Position und Bewegung des Flugzeugs durch sehr genaue Navigationssysteme.
2. Ein Radarsystem mit geringem Phasenrauschen.
3. Die sehr genaue Vermessung der Basislinie.
4. Die Methode der Bewegungskompensation muss den Einfluss der Topografie berücksichtigen.





# Kapitel 5

## Bestimmung von Oberflächenströmungen durch Along Track Interferometrie

Die großflächige Strömungsmessung in küstennahen Gebieten ist ein grundlegendes Problem in der Ozeanografie und küstenrelevanten Anwendungsgebieten. Sowohl die technische Umsetzung weit verteilter Messungen wie auch der fortlaufende Einsatz gestaltet sich schwierig. Während bislang Punktmessungen oder auch Profilmessungen eingesetzt wurden (z.B. durch festverankertes oder schiffgetragenes ADCP), stellt die Fernerkundung und insbesondere die Entwicklung der Radartechnik neue Möglichkeiten für eine großflächige Abbildung bereit.

Nachdem bereits gute Ergebnisse mittels küstenbasierten HF-Radars in der Messung von Oberflächenströmungen und Seegangsspektren erzielt wurden [5, 12, 138, 42, 59], kann in letzter Zeit gerade die Along Track Interferometrie (AT-InSAR) neue Möglichkeiten eröffnen [54]. Bisher wurden allerdings vor allem Experimente über der offenen See durchgeführt, um Oberflächenströmungen bestimmen und den Seegang modellieren zu können. Gerade aber im Wattenmeer ergibt sich ein hoher potentieller Nutzen.

Im folgenden soll die Möglichkeit der AT-InSAR-Aufnahme über dem Wattenmeer aufgezeigt werden. Dabei lässt die Verwendung eines rauscharmen Radars und einer genauen Bewegungskompensation eine sehr hohe radarseitige Genauigkeit zu. Gerade über dem Wattenmeer kann die Genauigkeit des Verfahrens validiert werden, da eine genaue Kalibrierung der AT-Phase durch Betrachtung der Landflächen möglich ist. Die Ergebnisse der AT-InSAR-Validierung können dann als Grundlage für die Validierung der Ergebnisse aus Kapitel 6 verwendet werden.

## 5.1 Problemstellung

### 5.1.1 Grundprobleme

Die Nutzbarkeit der Along Track Interferometrie zur Abbildung von Oberflächenbewegungen wurde bereits mehrfach demonstriert. Dabei gilt es neben den Abbildungseigenschaften der Wasseroberfläche grundlegende Gegebenheiten und Einschränkungen des interferometrischen Prinzips selbst zu klären.

Zwei Probleme resultieren aus dem Abbildungsprinzip der Radar Interferometrie:

1. Die AT-Interferometrie erlaubt die Bestimmung der radialen Komponente der Oberflächenbewegung. Die interferometrische Phase ergibt sich in diesem Fall aus dem radialen Versatz eines Punktes in einem kleinen Zeitintervall, das durch den Antennenabstand parallel zur Flugrichtung gegeben ist. Somit lassen sich nur Verschiebungen parallel zur Sichtlinie erfassen, also die Komponente des Geschwindigkeitsvektors, projiziert auf die radiale Sichtlinie, vgl. Kap. 3. Will man das Strömungsfeld zweidimensional abbilden, dann sind Aufnahmen aus zwei Flugbahnen mit unterschiedlichen Blickrichtungen zu verwenden.
2. Das Prinzip der Radarabbildung mit synthetischer Apertur nützt den Phasenverlauf eines Punktes auf der Erdoberfläche. Dabei ergibt sich die Position des Punktes im Radarbild aus dem gemessenen Phasenverlauf. Ändert sich dieser nun durch die radiale Bewegung des Punktes, dann führt dies zu einem azimuthalen Versatz, der proportional zur Geschwindigkeit des Punktes ist, vgl. Kap. 3. Dieser Lagefehler muss bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt oder eliminiert werden. Da sich die AT-Phase alleine aus der Bewegung der Streuer ergibt, kann der Versatz errechnet werden. Damit lassen sich die einzelnen Bildpunkte neu positionieren oder der Einfluss des Versatzes auf die Genauigkeit abschätzen.

### 5.1.2 Systematische Fehler

Die Genauigkeit der interferometrischen Phase wird analog der Cross Track Konfiguration von der Basislinienlänge und der Genauigkeit der Bewegungskompensation des Flugzeugs bestimmt. Die Phasenstreuung kann jedoch durch die Wahl einer hinreichend langen Basislinie und Phasenfilterung minimiert werden, so dass man ein nominelles Rauschen in der Geschwindigkeit von 5 cm/s erhält.

Restfehler, die aus Lagefehlern des Flugzeugs resultieren, können bei diesen AT-Aufnahmen im Wattenmeer leicht korrigiert werden. Da man in den Aufnahmestreifen relativ viele trockengefallene Wattflächen findet, kann man diese zur Kalibrierung nutzen, da die Phase über den statischen Landflächen Null beträgt.

### 5.1.3 Abbildungseigenschaften der bewegten Wasseroberfläche

Wie bereits angedeutet, erlaubt die AT-Abbildung nur die Bestimmung der radialen Geschwindigkeitskomponente. Daraus ergibt sich eine Mehrdeutigkeit der Phase, da sich Bewegungen eines Punktes auf der Wasseroberfläche durch die Strömungsbewegung und die Vertikalbewegung aus der Orbitalgeschwindigkeit für längerwellige Seegangswellen aufaddieren, vgl. Kap. 3, Gl. 3.38.

Im Testgebiet kann man davon ausgehen, dass das Auftreten längerwelliger Seegangs vernachlässigbar ist und damit  $U_z \approx 0$  m/s wird. Damit erhält man die Geschwindigkeitskomponente  $U_y$  parallel zur Erdoberfläche als Projektion:

$$U_y \approx \frac{U_r}{\sin \theta_i} \quad (5.1)$$

Daneben setzt sich der Geschwindigkeitsvektor in der Ebene der Erdoberfläche zusammen aus der Oberflächenströmung, der Phasengeschwindigkeit der Braggwellen und der Winddrift. Dies macht eine Klärung der Begriffe nötig, da sich zunächst die radiale Geschwindigkeit aus der Phase als Addition aller Effekte ergibt, was im folgenden als interferometrische Geschwindigkeit bezeichnet werden wird. Die korrigierte Geschwindigkeit wird dann entweder als radiale Oberflächengeschwindigkeit oder Oberflächengeschwindigkeit in Projektion auf die Erdoberfläche verwendet.

Der Einfluss der Orbitalgeschwindigkeit wird außerdem vernachlässigt bei der Auswertung der experimentellen Daten. Dies stützt sich auf die Annahme, dass in diesem Teil des Untersuchungsgebietes im inneren Weserästuar der Einfluss des Seegangs vernachlässigt werden kann.

Wegen der angesprochenen Eigenschaften der Abbildung wird klar, dass der Vergleich mit anderen Daten vorsichtig erfolgen muss. Es gilt, AT-InSAR misst an der Wasseroberfläche und dabei die Summe aus Phasengeschwindigkeit, Orbitalgeschwindigkeit, Winddrift und Oberflächenströmung. Strömungen aus Vergleichsdaten und in situ Messungen, wie z.B. ADCP-Messungen, messen nicht an der Wasseroberfläche. Daneben zeigen Modellergebnisse unter Umständen ganz verschiedenen Größen, insbesondere wenn diese tiefengemittelt sind (oder auch bei Vernachlässigung des Windes im Modell).

Die angesprochenen Einflüsse lassen sich durch Berücksichtigung der Wetter-situation modellieren bzw. nähern. Gerade im Wattenmeergebiet sind die Korrekturen einfach durchzuführen. Die Auswirkung auf die errechneten Geschwindigkeiten wird im Abschnitt Prozessierung einzeln diskutiert, vgl. Absch. 5.3.

Die Anforderungen an die Genauigkeit der AT-InSAR-Ergebnisse sind durch die Anwendungen gegeben. Dies schließt die Genauigkeit der Braggwellenmodellierung und Windkorrektur ein. Dazu werden analog den in situ Messungen theoretische Genauigkeiten im Bereich von Zentimetern bis Dezimetern pro Sekunde gefordert, [75].

## 5.2 Datengrundlage

Dass die AT-Interferometrie zur Bestimmung der Oberflächenbewegung durchaus geeignet ist, wurde mehrfach über dem Ozean gezeigt. Jedoch unterblieben bislang umfassende Abschätzungen der erzielten Genauigkeit. Dazu müssen jedoch zuerst die Aufnahmebedingungen besprochen werden, da diese die Abbildung von Meeresoberflächen direkt beeinflusst. Zudem können Effekte der dynamischen Wasseroberfläche auf die interferometrischen Phase gut anhand von Beispielen gezeigt werden.

### 5.2.1 Aufnahmeparameter

Die Befliegung mit Along Track Konfiguration fand am 27 April 1999 um 5:31 und 5:41 UTC statt. Dabei wurden zwei senkrecht zueinander orientierte Flugstreifen verwendet, um im überschneidende Teil die Oberflächenbewegung zweidimensional ermitteln zu können. Der Aufnahmezeitpunkt der beiden Flüge differierte dabei nur um 10 Minuten. Während dieser Zeit sind tidebedingte Änderungen in der Strömung vernachlässigbar.

Die Aufnahme fand zudem ca. 100 Minuten nach Tideniedrigwasser verglichen zum Pegel Bremerhaven – Alter Leuchtturm statt, so dass mit einer signifikanten Flutströmung gerechnet werden kann. Die Eintrittszeiten der Ebbstromkenterung im Testgebiet Mittelpriel liegen ca. 80 Minuten vor der Eintrittszeit am Referenzpegel, vgl. 2. Anhand des TRIM-2D-Modells kann man in dieser Zeit eine Strömung in den Prielen mit einer Stärke von 0.7-0.9 m/s erwarten.

Die Tabellen 5.1 und 5.2 zeigen die wichtigsten Parameter der Befliegung seitens des Radars und seitens der natürlichen Gegebenheiten. Der Wind war mäßig mit einer Stärke von 4 bis 5 m/s und einer Richtung aus Nordost. Dies wird bei der Interpretation und der Validierung zu berücksichtigen sein, da der Wind in Stärke und Richtung zur Blickrichtung einen signifikanten Einfluss ausübt. Dies wird jedoch genauer im Prozessierungsabschnitt 5.3 diskutiert.

Das Untersuchungsgebiet umfasst den Mittelpriel im Anschluss des Fedderwarderpriels und das Gebiet des an das Weserfahrwasser angrenzenden Wremer Lochs, vgl. Kap. 2, Abb. 2.1. Dies ist der Bereich, der aus beiden Blickrichtungen abgedeckt wird. Es erstreckt sich auf eine Fläche von 1.4 km × 2.3 km. Das Strömungsverhalten entspricht zu diesem Zeitpunkt 0.7-0.9 m/s. Es gilt zudem, dass in diesem Gezeitenabschnitt auch das tiefengemittelte Modell die Oberflächenströmung gut beschreibt. Dies liegt daran, dass mit vorwiegend turbulenter Strömung bei Flut gerechnet werden muss. Dadurch bleibt eine Differenzierung der Strömung aus und die Oberflächenströmung unterscheidet sich kaum von der mittleren Strömung über der gesamten Wassertiefe.

	$AT - F_1$	$AT - F_2$
Datum	27.04.1999	27.04.1999
Zeit	05:31 ... 05:33 UTC	05:42 ... 05:45 UTC
Basislinie	(0.60, 0.00, 0.00) m	(0.60, 0.00, 0.00) m
Flugbahn (Länge,Breite):		
Anfang	53.5788°, 8.2623°	53.6866°, 8.3576°
Ende	53.6891°, 8.4231°	53.5561°, 8.6080°
Kurs	45°	135°
Streifenbreite	4 km	4 km
Mittlere Flughöhe	2494 m	2495 m
Mittlere Fluggeschwindigkeit	103 m/s	111 m/s
Mittlerer Schielwinkel	-1.4°	4.8°

Tabelle 5.1: AES-1 Flugparameter für den 27 April 1999

Windgeschwindigkeit	4...5 m/s
Windrichtung	Nordost
Tidesituation	aufflaufend
Tideniedrigwasser	03:55 UTC
Erwartete Strömung im Testbeispiel:	
Mittlere Geschwindigkeit	0.7 m/s
Maximale Geschwindigkeit	1.2 m/s

Tabelle 5.2: Wettersituation und natürliche Gegebenheiten zur Aufnahmezeit.

### 5.2.2 Eigenschaften der AT-Phase

Die Variation der AT-InSAR-Phase und die Ursachen dafür können einfach an wenigen Beispielen erläutert werden. Dazu werden die Daten der Befliegung vom 27. April 1999 von zwei orthogonalen Flugbahnen, im folgenden bezeichnet als  $AT - F_1$  und  $AT - F_2$ , verwendet.

#### Phasenvariation über Wasserflächen

Es werden zwei Flugstreifen im Testgebiet um den Mittelpriel verwendet. Abbildung 2.1, Kap. 2, zeigt die Lage des Testgebietes. Die Aufnahmen im überlappenden Bereich umfassen eine Fläche von ca.  $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ .

Zur Erläuterung des grundlegenden Charakters der AT-Aufnahme ist in Abbildung 5.1 ein Ausschnitt aus dem Küstenstreifen und in 5.2 ein Beispiel aus dem Wattenmeer dargestellt. In den Amplituden dieser Beispiele wird die Lage der Wasserflächen ersichtlich. In denselben Flächen findet man in der Phase Variationen, während über Landflächen die Phase weitgehend konstant erscheint,

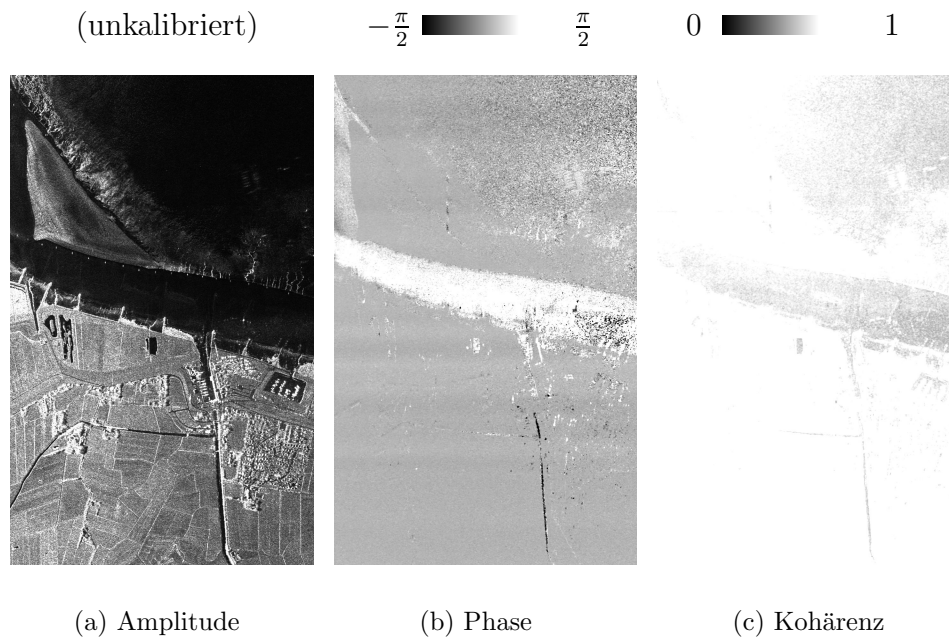


Abbildung 5.1: Daten der Along Track Befliegung im Bereich des Ufers. Dargestellt sind die Amplitude, Phase und Kohärenz von  $AT - F_1$  auf einer Fläche von  $1.4 \text{ km} \times 2.3 \text{ km}$ , in Seitensichtgeometrie.

vgl. Abb. 5.1 und 5.2. Dabei wird besonders gut deutlich, dass die Topografie sich nicht auf die AT-Phase auswirkt. Beispielsweise ist die Phase in Abb. 5.1(b) über dem gesamten Küstenstreifen im unteren Bildteil konstant bei  $0 \text{ rad}$ , obwohl man auf diesem Gebiet Deiche, Siedlungen etc. von mehreren Metern Höhe findet, vgl. Abb. 5.1.

Ein genauerer Blick auf die Daten zeigt, dass die Variationen sich entlang solcher Bereiche erstrecken, in denen man unterschiedliche Strömungen erwarten kann. Abb. 5.2 zeigt einen Ausschnitt aus dem Testgebiet Wremer Loch des nördlichen Aufnahmestreifens. Um die Interpretation zu erleichtern, zeigt Abb. 5.2 einen Ausschnitt über demselben Gebiet aus den Cross Track Daten. Er zeigt die Amplitude und Geländehöhe, aufgenommen 20 Min vor Tideniedrigwasser. Der Wasserstand ist daher wesentlich niedriger, so dass überflutete Wattflächen aus dem AT-Beispiel hier trockengefallen sind. Dadurch kann man das erwartete Strömungsverhalten im Beispiel Abb. 5.2 besser abschätzen.

Man sieht in Abb. 5.2 einen weiten überfluteten Priel, der einen Bereich von ca.  $1.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$  abdeckt. Über die Wasserfläche zieht sich eine Reihe von Punkten, die eine Prickenreihe darstellt und den tieferen Rinnenbereich markiert. Die Topografie des überfluteten Bereichs ist in Abb. 5.2 perspektivisch dargestellt. Die vordere Ecke der 3D Darstellung zeigt die linke untere Ecke der oben dargestellten Bilder mit Blickrichtung diagonal nach rechts oben. Man blickt al-

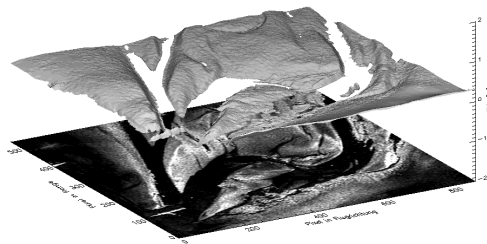
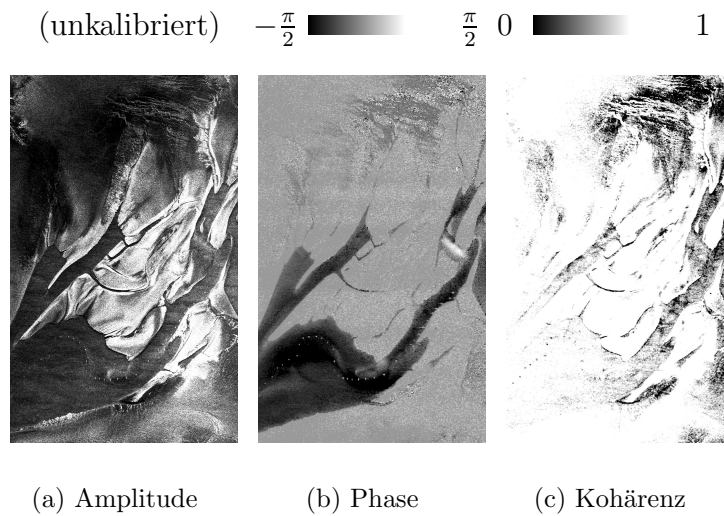


Abbildung 5.2: Amplitude, Phase und Kohärenz des Flugs  $AT - F_2$  im Aufnahmebereich Wremer Loch, zusammen mit der Darstellung der Geländehöhe und Amplitude aus den CT-Daten. Die Wasserflächen sind in der Höhendarstellung ausmaskiert. Die Gesamtfläche umfasst  $1.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ , in Seitensichtgeometrie.

so auf die große Wasserfläche im unteren Teil der Bilder, die in den CT-Daten größtenteils trockengefallen ist.

Es fällt auf, dass sich eine Rinne entlang der Prickenreihe durch die Wattfläche zieht. Diese ist selbst in den CT-Daten überflutet, siehe Abb. 5.2 in der unterliegenden Amplitude. Im mittleren Rinnenbereich und auch im Zentrum des Amplitudenbildes von 5.2 findet man einen schmalen Durchlass, der sich zum hinteren Prielbereich wieder aufweitet.

Aus diesen topografischen Gegebenheiten kann man nun folgendes für die Flutströmung folgern. Das Wasser strömt vom offenen Bereich im oberen Teil des Priels ein (in der 3D Darstellung also von vorne). Die Strömung bei Flut folgt demnach der geschwungenen Prielrinne. Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten sollte man in diesem Bereich finden. Dieser Verlauf wird markiert durch die Prickenreihe. Besonders hohe Geschwindigkeiten sind außerdem an der Verengung

im mittleren Prielbereich zu erwarten.

Vergleicht man nun dazu die AT-Phase Abb. 5.2(b), dann zeigt sich genau dieses Verhalten. Man findet die Prickenreihe als helle Punkte in der Wasseroberfläche. Entlang der Linie erstreckt sich auch die Zone hoher Geschwindigkeitsbeträge (in dieser Darstellung als besonders dunkle Bereiche, da die Phase bei hoher Geschwindigkeit eine stärkere negative Phasendifferenz aufweist). Die tatsächliche Richtung und auch die Geschwindigkeitsbeträge zeigen sich vor allem in den zweidimensionalen Ergebnissen, vgl. Abschnitt 5.4.

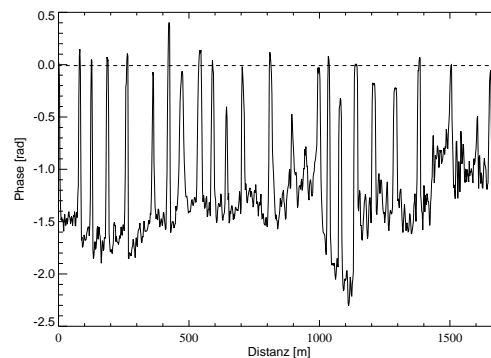


Abbildung 5.3: Profillinie entlang der Prickenreihe durch die AT-Phase.

Daneben lässt sich das Verhalten der Phase veranschaulichen, indem man dem Verlauf der Phase entlang der Prickenreihe folgt. Abb. 5.3 zeigt ein Profil entlang dieser Reihe durch die interferometrische Phase. Dabei schwankt die Phase an der Position der Pricken um ein Niveau von 0 rad, da diese sich nicht bewegen. Dagegen sind die Phasenwerte über Wasser stark negativ in einem Bereich von -2 rad bis -0.8 rad verteilt, da das Wasser zwischen den Pricken hindurchströmt.

Die Variation der Phase mit der Variation der Stärke der Geschwindigkeit zeigt Abb. 5.4. Im Ausschnitt sieht man den Testgebietsbereich Nebenpriel, vgl. Kap. 2, Abb. 2.1, der sich über eine Länge von 2.5 km erstreckt. Das Wasser muss in einer auflaufenden Tidesituation von unten her einströmen. Der Priel liegt parallel zur Blickrichtung, weswegen sich die Oberflächenströmung gut in der Phase abbildet. Wie erwartet findet man besonders starke Auswirkungen in der Prielmitte, wo man die maximale Strömung erwarten kann. Zudem wird die Phasendifferenz kleiner in den Bereichen, in denen das Wasser in den größeren Hauptpriel einfließt.

Im mittleren Prielabschnitt findet man zwei getrennte Seitenarme, die zum einen in Strömungsrichtung (unten) und zum anderen entgegen der Strömungsrichtung (oben) abbiegen. Die Phase im rechten Seitenarm, der sich in Fließrichtung fortsetzt, ist negativ verschoben, ähnlich der Phase im Hauptwasser, man kann also dieselbe Richtung wie im Hauptarm erwarten. Im entgegengesetzten



Seitenarm oben ist die Phase leicht positiv versetzt. Dies deutet auf eine Umkehrung der Strömungsrichtung hin, was man aufgrund der Lage erwarten kann.

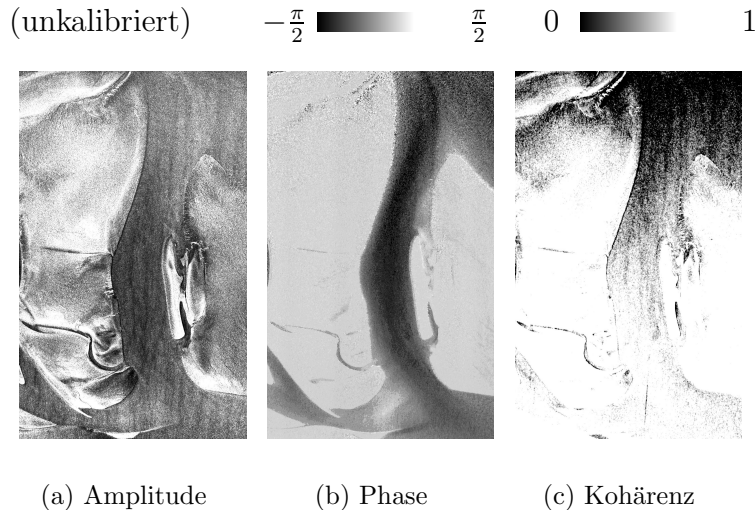


Abbildung 5.4: Amplitude, Phase und Kohärenz des Flugs  $AT - F_2$  zur Veranschaulichung der Abhängigkeit der AT-Phase von der Stärke und Richtung der Strömung, auf einer Gebietsfläche von  $1.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ , in Seitensichtgeometrie.

## Windeinfluss

Der Einfluss des Windes wird über den Wasserflächen deutlich. In der Amplitude 5.2 sind Windstreifen auf der Wasseroberfläche zu sehen. Diese äußern sich als abwechselnd helle und dunkle Streifen, die sich leicht schräg von links nach rechts über die Wasseroberfläche ziehen. Man findet diese Streifen dabei selbst in den kleineren Prielabschnitten, so dass man die Windwirkung selbst auf kurzen Distanzen erwarten kann.

Die Wirkung des Windes äußert sich im zusätzlichen Betrag der Winddrift zur Oberflächenbewegung, der als 3 % Wert der Windgeschwindigkeit angenähert wird [71, 141]. Ob dies korrekt ist, kann gut abgeschätzt werden über Wasserflächen, in denen man eine Oberflächenströmung ausschließen kann.

Man findet solche Wasserflächen im Testgebiet als abgeschlossene Nebenpriele, die während der Ebbe vom Hauptarm abgetrennt werden. Zudem treten auch stehende Wasserflächen in Senken und flachen Gebieten auf. In diesen Fällen kann man davon ausgehen, dass keine Tidedrömung auftritt.

Abb. 5.5 zeigt eine Wasserfläche, die sich etwa auf einer Fläche von  $290 \text{ m} \times 290 \text{ m}$  erstreckt. Es handelt sich dabei um einen von Hauptarm abgetrennten Nebenpriel. Bewegungen an der Wasseroberfläche resultieren also rein aus der Windwirkung und der Phasengeschwindigkeit der Braggwellen. Misst man die

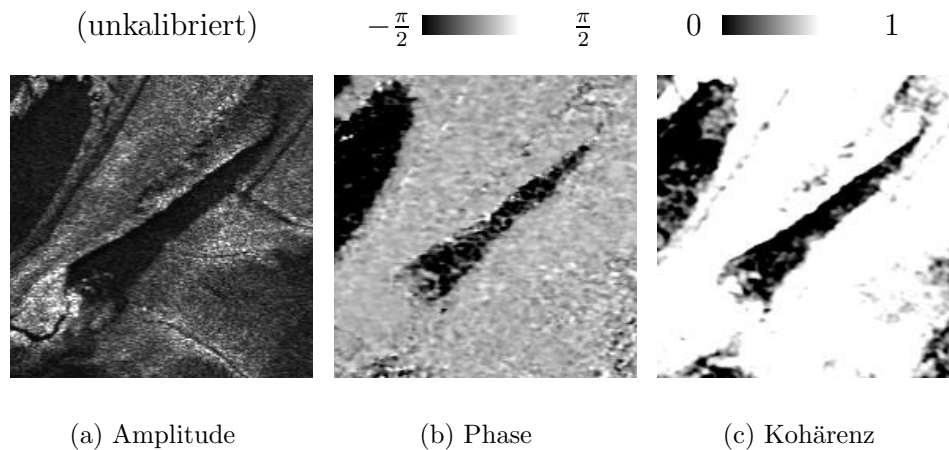


Abbildung 5.5: Amplitude, Phase und Kohärenz des Fluges  $AT - F_2$  über einer abgeschlossenen Wasserfläche zur Abschätzung der Windwirkung. Die Ausdehnung beträgt  $290 \text{ m} \times 290 \text{ m}$ , in Seitensichtgeometrie.

interferometrische Phase in diesen Flächen, dann erhält man eine gute Schätzung dieses Windbeitrags. Die Phase in Abb. 5.5 zeigt eine deutliche Variation im Vergleich zur Phase über Land von  $-0.45 \text{ rad}$ . In anderen ebenfalls abgeschlossenen Wasserflächen finden sich ähnlich Phasenwerte von  $-0.43 \text{ rad}$  und  $-0.52 \text{ rad}$ . Diese Werte gelten für  $AT - F_2$ , während man in denselben Flächen aus der Phase von  $AT - F_2$  Phasenwerte von  $0.05 \text{ rad}$  bis  $0.1 \text{ rad}$  erhält.

Damit lässt sich die Windrichtung und Stärke einfach abschätzen. Aus Gl. 3.26 ergibt sich daraus eine mittlere Geschwindigkeit von  $0.32 \text{ m/s}$  im gegebenen Einfallswinkelbereich. In dieser Blickrichtung wirkt sich die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen auf die Phase aus. Geht man davon aus, dass die gesamte Phasengeschwindigkeit der Braggwellen wirksam ist, dann ergibt sich eine Winddrift von ca.  $0.12 \text{ m/s}$  als 3 % Wert der Windgeschwindigkeit, also erhält man für die Windstärke einen Betrag von  $4 \text{ m/s}$ . Dies ist praktisch der minimale Wert der Windstärke, da bei diesen Windgeschwindigkeiten nicht die volle Phasengeschwindigkeit wirkt. Abgeschätzt ergeben sich Windgeschwindigkeiten von  $4 \dots 7 \text{ m/s}$ , was wiederum sehr gut mit den gemessenen Werten übereinstimmt.

Zudem kann man die Windrichtung grob relativ zur Flugrichtung schätzen. Nachdem die Phase in  $AT - F_1$  fast  $0 \text{ rad}$  beträgt, weht in diesem Fall der Wind senkrecht zur Blickrichtung und damit parallel zur Blickrichtung von  $AT - F_2$ . Diese ergibt sich aus dem Flugzeugkurs von  $135^\circ$  als  $225^\circ$ . Da die Phase negativ ist findet eine Bewegung in Blickrichtung statt, also in einer Richtung nach  $225^\circ$ . Daraus ergibt sich eine grobe Windrichtung von Nordost.

Man erhält also eine Schätzung des Windes von  $4 \dots 7 \text{ m/s}$  kommend von Nordost, was sehr gut mit den Wetterdaten übereinstimmt.

### Abhängigkeit von der Blickrichtung

Da die interferometrische Phase mit der Blickrichtung auf den Geschwindigkeitsvektor variiert, kann man durch senkrechte Flugbahnen beide Komponenten des Vektors bestimmen. Vergleicht man die Phasen der beiden Flüge  $AT - F_1$  und  $AT - F_2$ , dann findet man genau dieses Verhalten, dass die Phase von der Blickrichtung abhängt. Abbildung 5.6 zeigt die Phasen der senkrecht zueinander orientierten Flugstreifen. Während die Phase über Land durchschnittlich konstant bei 0 rad verläuft, erhält die Phase im Fall von  $AT - F_1$  ein positives und im Fall  $AT - F_2$  ein negatives Vorzeichen.

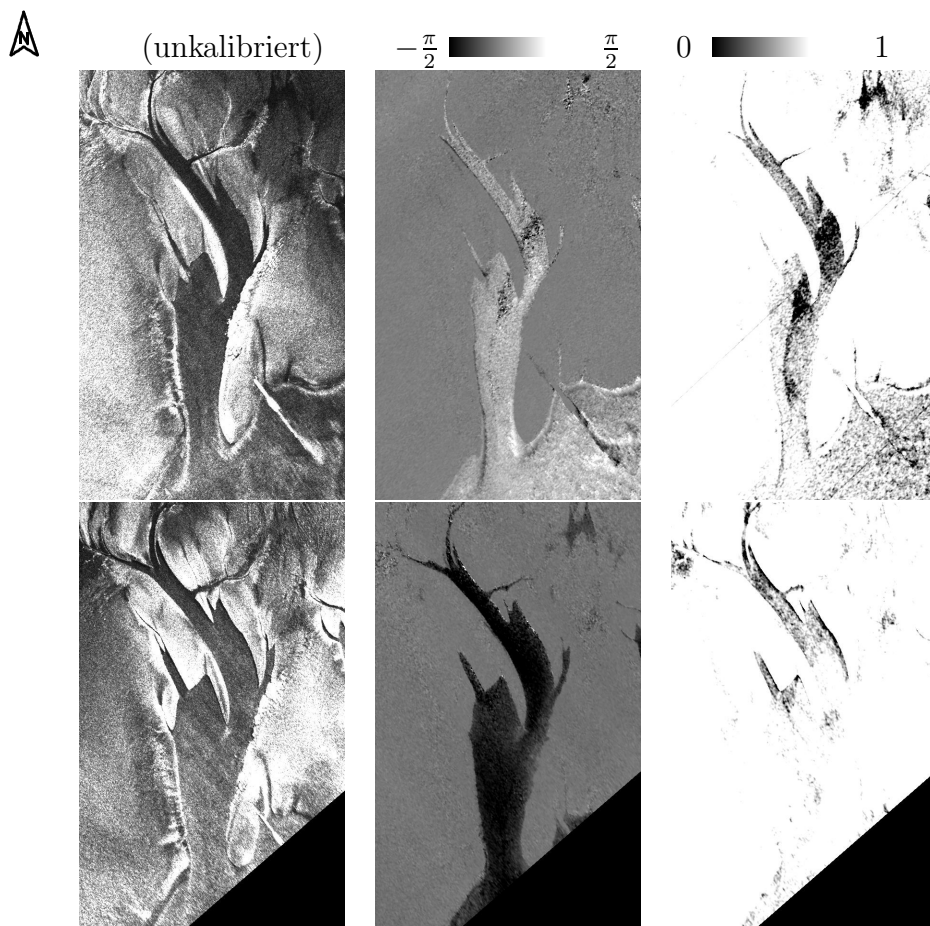


Abbildung 5.6: Geokodierte Amplitude, Phase und Kohärenz der senkrechten Flüge  $AT - F_1$  (obere Reihe) und  $AT - F_2$  (untere Reihe) auf einer Fläche von  $1.1 \text{ km} \times 1.8 \text{ km}$ .

## **Phasenrauschen**

Das statistische Phasenrauschen wird primär bestimmt durch das thermische Rauschen und die zeitliche Dekorrelation, hervorgerufen durch die Bewegung der Wasseroberfläche. Im Falle des thermischen Rauschens erhält man eine Phasenstreuung von  $5^\circ$ , die über den statischen Landflächen bestimmt werden kann. Dies entspricht einer Kohärenz von 0.99. Zusätzlich ergibt sich eine Dekorrelation durch die Bewegung der Ziele. Dies äußert sich in einer Verringerung der Kohärenz. Insgesamt sind jedoch die Geschwindigkeiten auf der Wasseroberfläche im Vergleich zum sehr kurzen Zeitabstand von 6 ms viel zu gering, um gravierende Auswirkungen auf die Kohärenz zu zeigen. Beispielsweise erhält man in Prielabschnitten, in denen eine hohe Strömung erwartet wird, eine Kohärenz von 0.9, was vergleichbar mit den Werten über Land ist. Eine Verringerung der Kohärenz über Wasser resultiert primär aus den unterschiedlichen Reflexionseigenschaften von Wasser- und Landoberflächen.

Damit ergibt sich zwar die Eigenschaft, dass die Phasenstreuung mit dem Betrag der radialen Geschwindigkeitskomponente zunimmt, jedoch kann dies über die Länge der AT-Basislinie eingestellt werden. Da sich die Phasenstreuung aus der Kohärenz ergibt, kann diese auf einen bestimmten Wert minimiert werden. Dazu verwendet man die Tiefpassfilterung, die die Kohärenz berücksichtigt, vgl. Abschn. 4.3.2.

## **5.3 Prozessierung**

Den Verlauf der Verarbeitung der interferometrischen Phase zur interferometrischen Geschwindigkeit wird kurz skizziert. Dabei bietet analog der Höhenmodellierung das rauscharme Radarsystem selbst und die genaue Flugzeugpositionierung die Grundlage für eine genaue Bestimmung der interferometrischen Phase und damit auch der interferometrischen Geschwindigkeit. Die Genauigkeit der Oberflächengeschwindigkeit schließlich wird maßgeblich durch die Kenntnis der Windsituation und die Modellierung der Braggwelleneinflüsse bestimmt.

### **5.3.1 Interferometrische Prozessierung**

Die grundlegenden Daten liefert zunächst die Standard SAR-Prozessierung, wie sie in Abschnitt 3.7 beschrieben ist. Dabei geht man aus von den beiden SLC-Daten beider Antennen, die dann interferometrisch weiterverarbeitet werden. Die wichtigsten Schritte bis zur Oberflächengeschwindigkeit sind in Abb. 5.7 dargestellt.

Auch für die AT-Interferometrie über dem Wattenmeer gilt, dass eine sehr genaue Koregistrierung der Datenpaare beider Antennen möglich ist. Da das Gelände flach ist, kann die Verschiebung sehr genau geschätzt werden und man

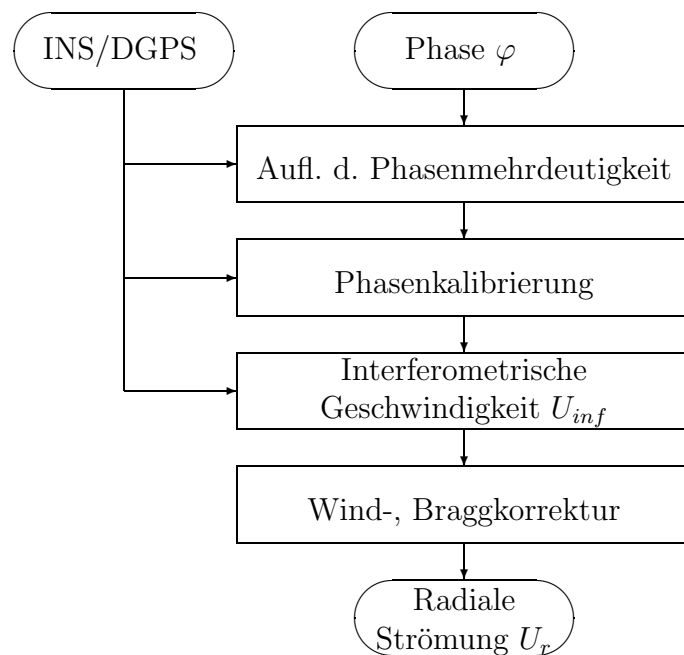


Abbildung 5.7: Blockdiagramm zur interferometrischen Prozessierung der AT-InSAR-Daten.

erreicht eine subpixelgenaue Übereinstimmung, wodurch der lagebedingte Phasenfehler minimiert wird.

Es bleibt anzumerken, dass Unwrapping Fehler ausgeschlossen werden können. Da die AT-Basislinie auf 0.6 m festgesetzt wurde, wird die interferometrische Phase bis zu Geschwindigkeiten von 3.0 m/s bis 5.2 m/s (für Einfallswinkel von 60° bis 30°, vgl. Gl. 3.29) eindeutig auf das Phasenintervall von 0 bis  $2\pi$  abgebildet.

Im Anschluss wird der Schritt der Phasenkalibrierung durchgeführt. Dabei nützt man das Vorhandensein von Land- und Wasser-Flächen nebeneinander aus. Da statische Streuer in der AT-InSAR-Abbildung keine interferometrische Phasenverschiebung erzeugen, gilt für die Phase über Landoberflächen ein Erwartungswert der Phase von 0 rad. Dadurch findet man systematische Fehler, wie sie durch Restfehler in der Bewegungskompensation bzw. Restfehler in der INS/DGPS-Positionierung entstehen, über den Landflächen und kann diese dann räumlich über dem gesamten Datenstreifen von der AT-Phase abziehen.

Der Phasenverlauf lässt sich nun so optimieren, dass die Phasendifferenz über Land 0 rad beträgt. Somit sind die Phasen kalibriert und können, bei gleicher Radar Konfiguration, mit Daten anderer Flüge verglichen werden.

### 5.3.2 Die Ableitung der Oberflächengeschwindigkeit

Aus der kalibrierten interferometrischen Phase ergibt sich sofort der Betrag der Geschwindigkeitskomponente nach Gl. 3.26. Dieser liegt jedoch noch in Schrägsichtgeometrie vor. Da sich die Bewegungsrichtung auf die Sichtlinie des Radars bezieht, ergibt sich auch die radiale Komponente im kartografischen Koordinatensystem. Dazu verwendet man die Flugzeugnavigationsdaten, aus denen sich die Lage der Flugzeuglängsachse in Bezug auf Nord ergibt. Korrigiert man noch um den Schielwinkel, dann lassen sich Einflüsse aus der Flugzeugbewegung eliminieren.

Die Geschwindigkeitskomponenten können nun weiterverarbeitet werden, nachdem der Einfluss der Braggwellenbewegung auf der Wasseroberfläche korrigiert wurde. Die Auswirkung der Orbitalgeschwindigkeiten langwelligen Seegangs werden in diesem Testgebiet vernachlässigt, laut Annahme Absch. 2. In Fällen, in denen mit Seegang zu rechnen ist, muss dieser eigens modelliert werden und die interferometrische Phase um den Beitrag der Orbitalgeschwindigkeit korrigiert werden, [10, 117, 141, 3, 90, 4].

Daneben gilt es den Einfluss des Windes zu korrigieren. Dazu berücksichtigt man Windstärke und -richtung im Vergleich zur Flugrichtung. Es ergeben sich die Anteile der Windwirkung an der Geschwindigkeit:

1. **Winddrift.** Es wird angenommen, dass der Beitrag des Windes an der Oberflächenbewegung 3 % der Windgeschwindigkeit in 10 m in Windrichtung beträgt, [71]. Näherungsweise soll dies ohne Berücksichtigung der Wirkdauer gelten. Aus dem 3 % Beitrag des Windes erhält man unter Berücksichtigung der Blickrichtung die entsprechende Phasendifferenz. Die Phase wird dann um diesen Wert korrigiert.
2. **Phasengeschwindigkeit der Braggwellen.** Wie in Abschnitt 3.6.2 erläutert, muss die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen berücksichtigt werden. Diese liegen für ein X-Band Radar in einem Wellenlängenbereich von 1.8 bis 3.1 cm, über dem gesamten Einfallswinkelbereich von 30° bis 60°. Je nach Windrichtung zur Sichtlinie des Radars wirkt sich die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen unterschiedlich stark auf die interferometrische Phase aus, [117]. Ist der Wind schwach, oder weht dieser senkrecht zur Sichtlinie, dann heben sich die Geschwindigkeitskomponenten der ankommenden und fortlaufenden Braggwellen auf und der Beitrag zur interferometrischen Geschwindigkeit kann vernachlässigt werden.

Je größer die Komponente des Windes parallel zur Sichtrichtung, desto stärker äußert sich der Einfluss der Phasengeschwindigkeit der Braggwellen, da eine Komponente der ankommenden oder fortlaufenden Braggwellen dominant wird. Das Maximum der Phasengeschwindigkeit ist durch die Dispersionsrelation gegeben und beträgt für den Braggwellenbereich des X-Bandes ca. 22 cm/s, [31]. Vergleicht man dann die Phasengeschwindigkeit

in Windrichtung und für die gegebene Windstärke, dann ergibt sich relativ zur Blickrichtung des Radars die interferometrische Phase des Braggwellenbeitrags.

Die Geschwindigkeiten, die sich daraus ergeben, entsprechen nun der Oberflächengeschwindigkeit. Da diese sich auf geografisch Nord beziehen, erhält man leicht zweidimensionale vektorielle Geschwindigkeiten durch Kombination von zwei senkrecht orientierten Flugbahnen. Diese bilden die Grundlage für die Validierung in Abschnitt 5.4.

### 5.3.3 Genauigkeitsbetrachtung

Analog zu den Cross Track Aufnahmen kann man die erwartete Genauigkeit der Daten angeben. Der systematische Gesamtfehler ergibt sich aus den Beiträgen des Radars und des Navigationssystems.

#### Beitrag des Radars

Die größte Fehlerquelle ergibt sich aus der ungenauen Koregistrierung der Datenpaare beider Antennen. Fehler in der Koregistrierung werden dabei durch die schiefe Aufnahmegeometrie ( $\theta_s \neq 0$ ) ausgelöst. Durch Verwendung der modifizierten Koregistrierung kann man den Lagefehler und damit den Phasenfehler minimieren. Auch in der AT-Aufnahme lassen sich Lagegenauigkeiten von 0.01 einer Auflösungszelle erzielen, woraus sich nach Gl. 3.36 mit einer Azimutauflösung von 1 m und mittleren Schielwinkeln von ca.  $2.5^\circ$  ein Fehler von durchschnittlich  $0.22^\circ$  ergibt.

Neben dem systematischen Fehler des interferometrischen Systems ergibt sich auch ein statistischer Phasenfehler. Dieser wird bestimmt durch den Einfluss von Empfängerrauschen, Defokussierung und Dekorrelation der SAR-Signale. Das Empfängerrauschen zusammen mit der Defokussierung wurden bestimmt, an Reflektoren, zu jeweils  $0.5^\circ$ . Den Hauptbeitrag zum statistischen Fehler liefert, im Gegensatz zur Cross Track Aufnahme, die Dekorrelation neben dem thermischen Rauschen. Die Dekorrelation ist durch die zeitliche Dekorrelation gegeben, da die Antennen in einem gewissen Zeitabstand messen, der von der AT-Basislinie und der Fluggeschwindigkeit abhängt. Durch die Bewegung eines Zieles auf der Erdoberfläche ergibt sich somit eine zeitliche Dekorrelation der Signale, die im Extremfall bis zur vollkommenen Dekorrelation bei sehr großen Zeitabständen und hohen Oberflächengeschwindigkeiten führen kann.

Die erwarteten Oberflächengeschwindigkeiten (bis 1.2 m/s) sind gering im Vergleich zum Zeitversatz von 6 ms. Dadurch kann man die Dekorrelation, hervorgerufen durch die Oberflächenbewegung, vernachlässigen. Durch das nominelle SNR von 30 dB erhält man  $5.5^\circ$  Streuung, was damit dem statistischen Gesamtbeitrag des Phasenfehlers entspricht.

### **Beitrag des Navigationssystems**

Im Gegensatz zur Aufnahme mit Cross Track Geometrie wirken sich Fehler in der Winkelmessung des Flugzeugs weniger stark auf die Phase aus. So entfällt beispielsweise der starke Einfluss des Rollwinkels wegen der flugbahnparallelen und damit rollachsenparallelen Anbringung der Antennen.

Auswirkungen auf die interferometrische Phase ergeben sich durch Fehler in der Gierwinkelmessung, die jedoch wegen des kleinen Hebelarmes der AT-Basislinie gering sind. Der Fehler ergibt sich als Projektion der um den Gierwinkel  $\gamma_g$  verdrehten AT-Basislinie  $B$ , als  $\Delta B = B \cos(\delta\gamma_g)$ .

Die Winkelmessung des Gierwinkels kann auf  $0.003^\circ$  erfolgen. Damit ergeben sich beispielsweise mit erwarteten Oberflächengeschwindigkeiten von bis zu 1.2 m/s und Fluggeschwindigkeiten von 80 m/s durch die Gierwinkelmessung verursachte Phasenfehler im Bereich von weit weniger als 1 cm/s, weshalb diese vernachlässigt werden können.

### **Erwarteter Gesamtfehler**

Ähnlich zur Cross Track Interferometrie ist der Beitrag des Radars am Gesamtfehler dominant, bzw. in diesem Falle der einzig signifikant nachweisbare Fehler. Wegen der Unempfindlichkeit der Phase gegenüber der Flugzeugbewegung entlang der Roll- und Nickachse und der kleinen Basislinie in Abhängigkeit zur Gierachse ergibt sich der Gesamtfehler allein zu  $5.5^\circ$ . Dies entspricht für die erwarteten maximalen Geschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet und reale Aufnahmeparameter einer Geschwindigkeitsvariation von 3.2 cm/s. Gebiete höheren Rauschens lassen sich mittels Tiefpassfilterung, wie sie in Kap 4 angegeben wurde, reduzieren.

## **5.4 Ergebnisse und Validierung**

Nachdem in den vorherigen Abschnitten der Weg zur genauen Bestimmung der Oberflächenbewegung gezeigt wurde, sollen nun die Ergebnisse der Testbefliegung mit Modelldaten verglichen werden. Da jedoch in situ Messungen fehlen, müssen die Modellergebnisse mit Vorsicht betrachtet werden. Diese beinhalten natürlich nicht die gesamte kleinräumige natürliche Variabilität der Oberflächenströmung, während alle Einflüsse der Bewegungen auf der Wasseroberfläche in der interferometrischen Phase enthalten sind.

Die Daten der Testbefliegung vom 27.4.1999 wurden anhand der vorgestellten Methoden in die interferometrische Geschwindigkeit umgerechnet. Diese interferometrische Geschwindigkeit ist einfallswinkelkorrigiert und wurde um den Beitrag der Phasengeschwindigkeit der Braggwellen korrigiert. Dabei ergab sich für durch die gegebene Wettersituation eine Phasengeschwindigkeit von 0.1 m/s, die annähernd parallel zur Windrichtung, von Nordost kommend, gerichtet war.



Der azimutale Versatz, der durch die radiale Bewegung hervorgerufen wird, wurde nicht korrigiert. Wegen der erwarteten durchschnittlichen Geschwindigkeiten von 0.7-0.9 ist ein Versatz von 22 m bis 30 m (entsprechend 11 bis 15 Pixel) zu erwarten, vgl. Gl. 3.27. Da das Vergleichsmodell auf eine Gitterweite von  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  aufgelöst ist, kann man den Versatz noch unkorrigiert lassen und dessen Auswirkungen auf die Strömung abschätzen.

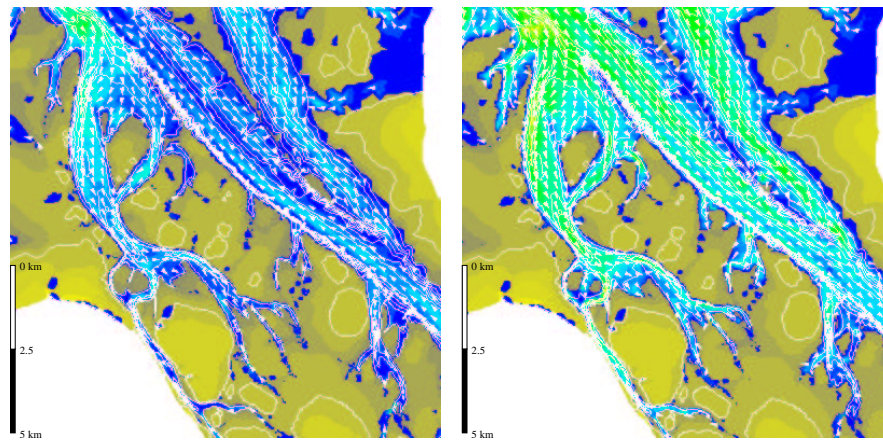
Die korrigierten radialen Geschwindigkeiten wurden schließlich anhand der Flugzeugkurse in die Geschwindigkeitskomponenten bezogen auf Geografisch Nord umgerechnet. Daraus erhält man dann aus den senkrechten Flügen das zweidimensionale Geschwindigkeitsfeld. Dieses kann man daraufhin um den Windbeitrag korrigieren, der sich als Vektor des 3% Anteils der Windgeschwindigkeit ergab zu einem Betrag von 0.12 m/s und einer Richtung aus Nord Ost.

### 5.4.1 Modell Ergebnisse

In der Übersicht über das gesamte Modellierungsgebiet kann man die grundlegenden Strömungsverhältnisse feststellen. Abb. 5.8(a) - 5.8(f) zeigen Ergebnisse des TRIM-2D im Bereich Langlütjen. Dabei beschreiben die Darstellungen 5.8(a) und 5.8(b) die Simulationsergebnisse für einen Tidezeitpunkt 100 Min und 160 Min nach Tideniedrigwasser (TNW), sowie Abb. 5.8(c) die maximale Strömung  $U_{max}$  und Abb. 5.8(d) die Situation bei Tideniedrigwasser. Zusätzlich sind die maximalen Geschwindigkeiten und Ausschnitte aus der Mittelprielmündung in höherer Auflösung dargestellt, Abb. 5.8(e), 5.8(f).

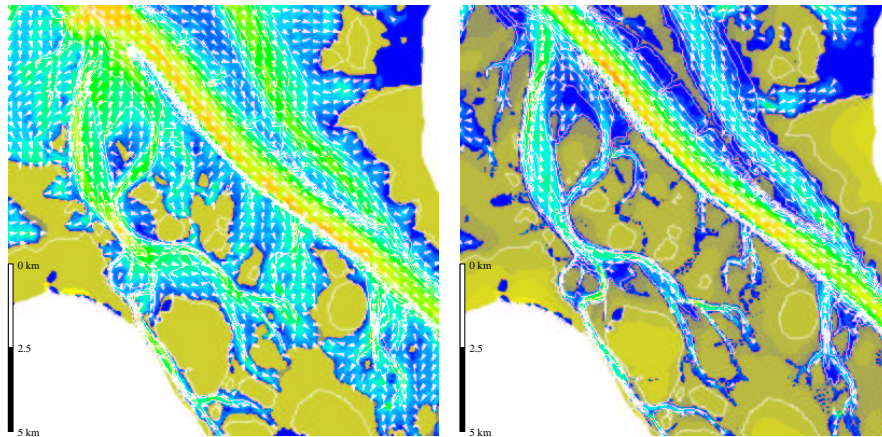
Im Überblick lässt sich die folgende Situation feststellen. Das Wasser strömt im Bereich des Mittelpriels von Nordwesten her ein und verzweigt sich im weiteren Verlauf des östlichen Mittelpriels entlang der Seitenarme. Im Bereich zur Weser hin strömt das Wasser von Nordnordwest her kommend zu den oberen Armen des Mittelpriels ein und fließt dort mit dem nördlichen Nebenarm zusammen.

Zum Vergleich mit den interferometrischen Daten sollen anschließend die hydrodynamischen Modellergebnisse verwendet werden. Die Oberflächenströmungen  $U_{Ofl}$  werden aus den gemittelten Werten des Modells  $\bar{U}$  geschätzt und ergeben sich zu  $U_{Ofl} \approx 1.25\bar{U}$ , vgl. Kap. 2. Zur Validierung wurden zunächst die Strömungen zum Aufnahmezeitpunkt und Strömungen zum vergleichbaren Wasserstand betrachtet. Da die Simulation für Nipptide errechnet wurde, ergeben sich Unterschiede zur tatsächlichen Situation. Dies zeigt sich im Wasserstand, der zum Befliegungszeitpunkt deutlich höher ist, als im Modell wiedergegeben. Dies liegt daran, dass die Befliegung kurz nach Springtide stattfand. Damit war das Tideniedrigwasser an diesem Tag um 30 cm höher als zum mittleren Niedrigwasser. Der Wasserstand, der zur Befliegung vorherrschte, wird vom Modell ca. 160 Minuten nach Tideniedrigwasser wiedergegeben, also ca. eine Stunde später als erwartet. Zur Abschätzung der Genauigkeit des Modells zum Aufnahmezeitpunkt werden die Tidekennwerte berücksichtigt, die in der Validierungsstudie für die Außenweser bestimmt wurden, vgl. Absch. 2.1.3. Es zeigt sich, dass ei-



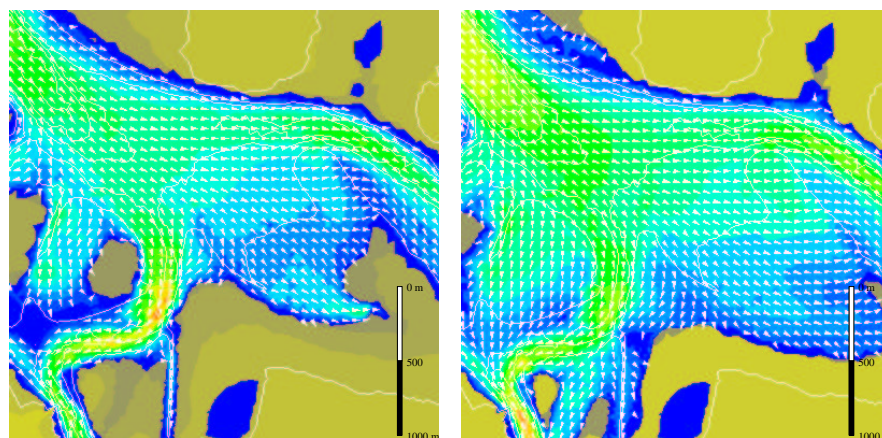
(a) TNW + 100 Min

(b) TNW + 160 Min




(c)  $U_{max}$

(d) TNW



(e) TNW + 100 Min

(f) TNW + 160 Min

0 m/s  1.5 m/s



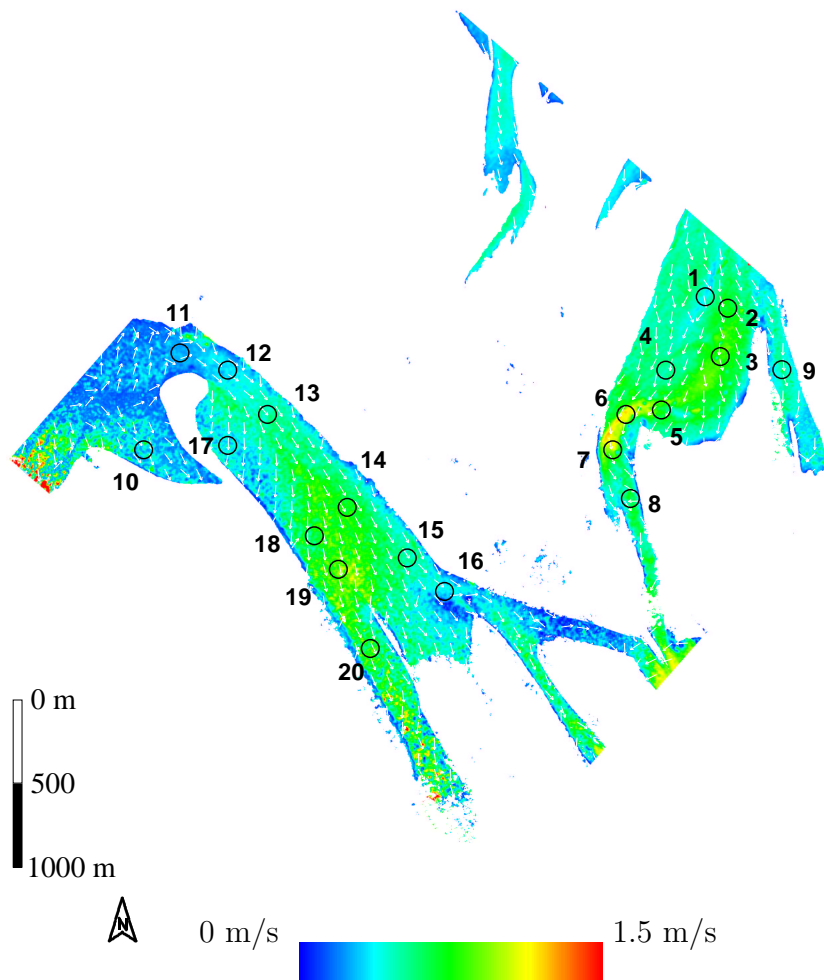


Abbildung 5.9: Gesamtdarstellung der Oberflächenströmung aus den senkrechten Aufnahmen im Bereich des Mittelpriels.

ne Strömungssituation angenommen werden kann, wie sie durch den gemessenen Wasserstand angezeigt wird. Da also der Wasserstand als Indiz für die tatsächliche Tidesituation gesehen werden kann, wird das Modellergebnis für diesen Zeitpunkt als Referenz angenommen.

Der Windeinfluss wurde nicht im Modell berücksichtigt. Deswegen können sich Unterschiede zum tatsächlichen Verhalten ergeben. Insbesondere die Strömungsrichtung kann wegen der Wirkung der Winddrift variieren. Beim Vergleich der Strömungsrichtungen wird schließlich das Ergebnis zum richtigen Wasserstand verwendet. Die Richtungen ändern sich dabei kaum im Vergleich zum früheren Zeitpunkt, da die Bewegung entlang der Rinnen verläuft.

### 5.4.2 Vergleich der Ergebnisse

Abbildung 5.9 zeigt das Ergebnis der interferometrisch bestimmten Oberflächenströmungen. Dargestellt sind die endgültigen Geschwindigkeiten, die so als Oberflächenströmung interpretiert werden können. Dabei wird die Strömungsrichtung durch Pfeile und der Betrag der Strömungsgeschwindigkeit als Bild dargestellt. Die Geschwindigkeitskomponenten wurden getrennt voneinander gefiltert mit einem gleitenden Mittel über  $4 \times 4$  Bildpunkte. Daraus ergibt sich eine Mittelung über einen Bereich von  $8 \text{ m} \times 8 \text{ m}$ .

Zudem ist die Lage der Flächen eingezeichnet, die zum Vergleich herangezogen wurden. Dabei wurde versucht, unterschiedliche Bereiche zu betrachten, in denen der Betrag und die Richtung stärker variiert.

Im Überblick kann man sagen, dass das Verhalten der Strömung in den Prieln weitgehend den Erwartungen entspricht. Insbesondere die Strömungsrichtung entspricht den Prielverläufen. Durch eine detailliertere Betrachtung kann die Genauigkeit jedoch besser abgeschätzt werden.

#### Testgebiet „Wremer Loch“

Anhand verschiedener Testflächen kann man nun die Genauigkeit der Ergebnisse abschätzen. Dabei sollen Zonen mit signifikanten Strömungsverhältnissen miteinander verglichen werden, um zuverlässige Aussagen zu ermöglichen. Abbildung 5.10 zeigt die interferometrisch bestimmten Geschwindigkeiten und Abb. 5.8(a), 5.8(b) die dazugehörigen Ausschnitte aus der Modellsimulation.

Im vorhergehenden Abschnitt 5.2.2 wurden die Eigenschaften dieses Gebiets bereits beschrieben. Es wurde festgestellt, dass das Maximum der Strömung sich entlang der tieferen Prielrinne zieht, die durch die Reihe Pricken leicht erkannt werden kann. Genau dies zeigt sich nun bei Betrachtung der Strömungsgeschwindigkeiten. Dabei findet man ein Maximum im südlichen Prielbereich, in dem sich eine Verengung in der Prieltopografie befindet (Testflächen Nr. 6,7). Im Verlauf dieses Stromstriches vom Weserfahrwasser her im Norden bis hin zum Zusammenschluss mit dem Mittelpriel findet man nun folgende Werte des Geschwindigkeitsbetrages aus den interferometrischen Daten.

TESTGEBIET WREMER LOCH									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\bar{U}_{ATI}$ [m/s]	0.35	0.65	0.85	0.5	0.45	1.0	1.1	0.65	0.65
$U_{160}$ [m/s]	0.65	0.9	0.65	0.5	0.5	0.9	0.9	0.65	0.75
$\Delta U$ [m/s]	-0.3	-0.25	0.2	0	-0.05	0.1	0.2	0	-0.1

$U_{max} = 1.2 \text{ m/s}$  (maximale Strömungsgeschwindigkeit)

$U_{160} =$  Strömungsgeschwindigkeit zum Tideniedrigwasser + 160 Min.

Tabelle 5.3: Geschwindigkeiten aus AT-InSAR und TRIM-2D aufgelöst auf 0.05 m/s.

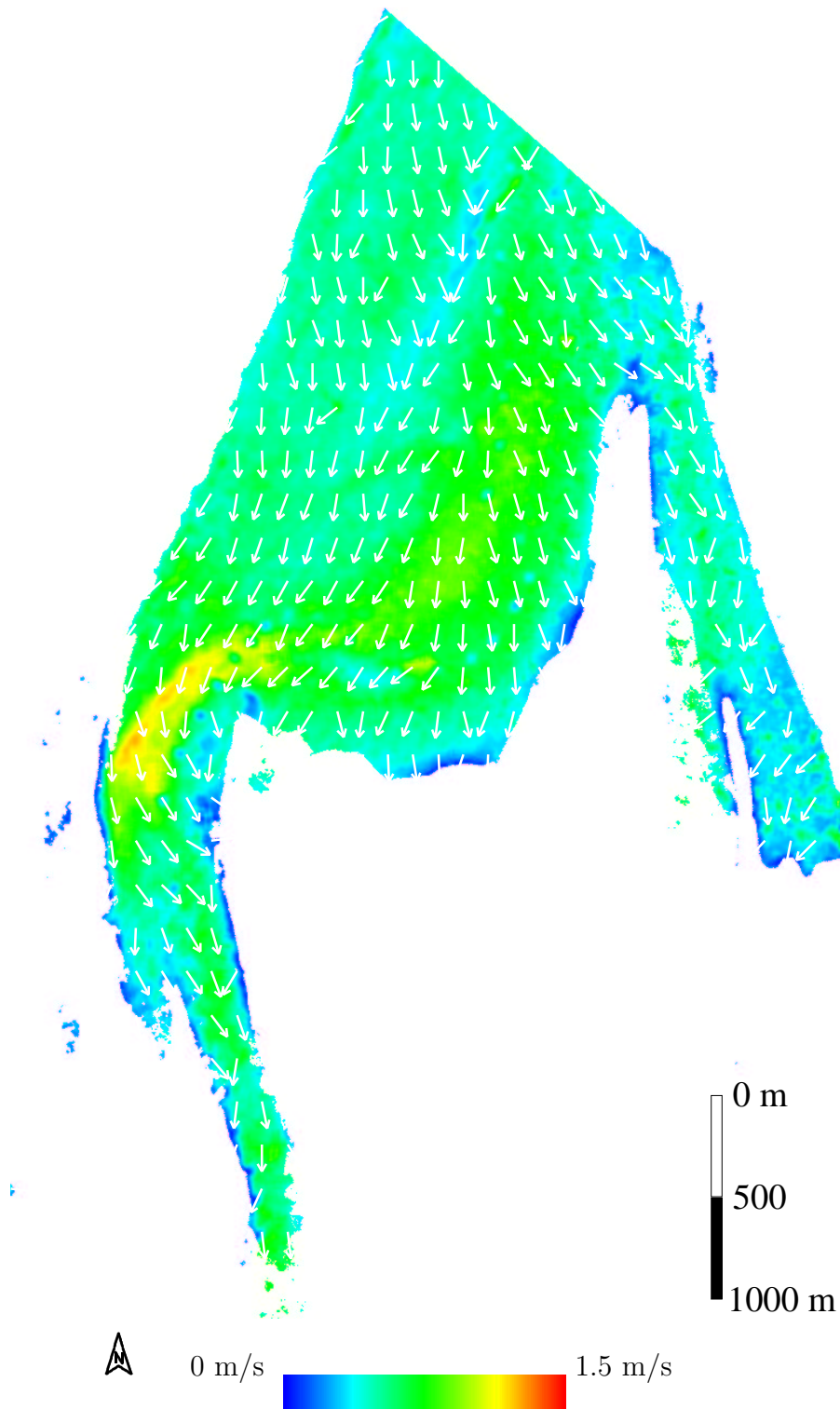


Abbildung 5.10: Oberflächenströmungen aus den AT-InSAR-Daten im Testgebiet Wremer Loch.

Tabelle 5.3 stellt die Geschwindigkeiten aus der Interferometrie den Modellgeschwindigkeiten gegenüber. Im Verlauf der Flächen von 2 bis 8 folgt man in etwa dem Rinnenverlauf. Ausgehend von 0.65 m/s erhöht sich die Geschwindigkeit auf 0.85 m/s (Nr. 3) und fällt dann auf ein Niveau von 0.45 m/s. An der Verengung erhält man dann ein Maximum von 1.0 bis 1.1 m/s (Nr. 6,7), wobei die Geschwindigkeit im weiteren Verlauf zum Mittelpriel hin abfällt auf Werte um 0.65 m/s.

In denselben Flächen wurden die Geschwindigkeitsbeträge aus den TRIM-2D-Daten geschätzt. Es ergeben sich für den analogen Verlauf des Stromstriches (Testflächen 2...8) Werte die mit 0.9 m/s beginnen und im weiteren auf bis zu 0.65 m/s abfallen. Bis zum Maximum an der Prielverengung von 1.0 m/s fällt das Niveau auf 0.5 m/s. Im weiteren Verlauf zum Mittelpriel hin verringert sich die Geschwindigkeit auf 0.65 m/s.

Es zeigt sich, dass die Befliegungsdaten nur wenig von den TRIM-2D-Daten abweichen. Im Durchschnitt liegen die Differenzen von  $U_{AT} - U_{160}$  bei 0.12 m/s, was eine sehr gute Übereinstimmung anzeigt.

In diesem Vergleich wird deutlich, dass die Oberflächenströmungen der interferometrischen Aufnahme gut mit den Modellergebnissen übereinstimmen. Größere Abweichungen erhält man im nördlichen Teil, der an das Weserfahrwasser angrenzt. Variationen von bis zu 30 cm/s können hier auftreten, wobei der große Unterschied nicht einfach zu erklären ist. Einerseits kann dieser von natürlichen Gegebenheiten hervorgerufen werden, die im Modell nicht berücksichtigt sind (morphologische Ursachen, Tidesituation). Andererseits kann die Abweichung auch in der interferometrischen Abbildung liegen. Z.B. kann der Seegang in dieses Testgebiet sich über das Weserfahrwasser besser fortpflanzen als in den Mittelpriel. Somit können Effekte der Wellenabbildung sich in der interferometrischen Phase äußern.

Analog den Geschwindigkeitsbeträgen lässt sich die Genauigkeit der Strömungsrichtung abschätzen. Dabei fällt im großen eine gute Übereinstimmung mit den Prielverläufen auf. Im folgenden werden in den Testgebieten im nördlichen Bereich am Weserfahrwasser sowie im Mittelpriel die zweidimensionalen interferometrischen Ergebnisse mit den Modelldaten verglichen. Dabei wurden dieselben Testflächen wie beim Vergleich der Geschwindigkeitsbeträge verwendet. Dies hat zum Ziel, möglichst Gebiete zu erfassen, in denen ein auffälliges Strömungsverhalten und eine stärkere Richtungsänderung vorherrscht.

Beispiel 5.10 zeigt den Prielausschnitt am Wremer Loch. Die Strömungsrichtungen folgen hierin weitgehend dem Prielverlauf. Entlang der schon besprochenen Prielrinne folgt die Strömung von Norden her aus der Weser kommend einer Richtung nach Süd, dreht schließlich vor der Verengung nach Westen. Im Bereich der Verengung (im südlichen Gebiet der hohen Strömungsbeträge) biegt die Strömungsrichtung schließlich stark Richtung Süd und Südost und folgt im weiteren der Prielrichtung nach Südost.

Gut zu sehen ist zudem die Teilung der Fließrichtung im nördlichen Bereich,

in dem die Richtung aus dem Hauptarm in den östlichen Nebenarm abzweigt. Im weiteren Verlauf folgt die Hauptrichtung dann einem südlichen Verlauf bis zum Prielende.

Schätzt man die Richtung aus den Modellergebnissen und vergleicht diese zu den interferometrischen Ergebnissen, dann findet man dasselbe Verhalten. In Tabelle 5.4 sind die Strömungsrichtungen gegenübergestellt. Der Verlauf folgt der Prickenreihe von Norden in Richtung zum Zusammenfluss mit dem Mittelpriel.

TESTGEBIET WREMER LOCH									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
AT-InSAR [°]	210	160	180	210	220	220	165	170	155
TRIM-2D [°]	210	180	185	225	230	230	165	175	160
Differenz [°]	0	-20	-5	-15	-10	-10	0	-5	-5

Tabelle 5.4: Fließrichtung aus AT-InSAR und TRIM-2D, angegeben jeweils auf 5° genau.

Der Verlauf der Strömung ist besonders gut zu sehen entlang der Rinne, was einem Verlauf über die Testflächen Nr. 2 bis 3 und 5 bis 8 entspricht. Ausgehend von 160° dreht die Richtung immer stärker nach Südwesten, also auf Werte von 180° und 220°. An der Verengung im Bereich Nr. 6 dreht die Richtung stark auf Südöstliche Werte von 165° und im weiteren Verlauf auf 170°. Ein ganz ähnliches Verhalten zeigen die Strömungsrichtungen aus dem TRIM-2D. Diese drehen ebenso mit kleinen Unterschieden von 180° über 185° auf 230° und schließlich wieder auf 165° und 175°. Im Durchschnitt beträgt die Differenz zwischen den interferometrisch bestimmten Richtungen und den Modelldaten weniger als 10°.



Testgebiet „Mittelpriel“

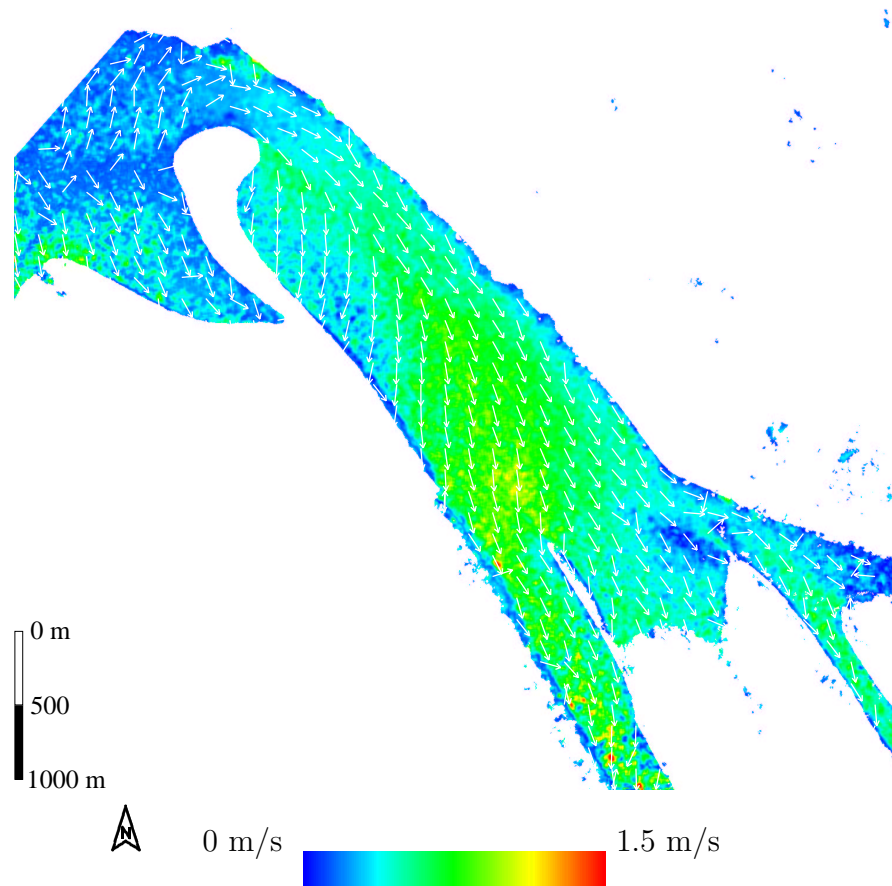


Abbildung 5.11: Oberflächenströmungen aus den AT-InSAR-Daten im Testgebiet Mittelpriel.

Nimmt man den Mittelpriel als weiteres Testbeispiel, dann ergeben sich hierin deutlichere Abweichungen von den interferometrischen Ergebnissen und den Modellergebnissen. Die Abbildungen 5.11 und 5.8(e),5.8(f) zeigen die Ausschnitte aus dem Gebiet des Mittelpriels.

Tabelle 5.5 vergleicht die Geschwindigkeiten aus der Interferometrie und die Modellgeschwindigkeiten anhand mehrerer Testflächen (10...20, vgl. Abb. 5.9). Ausgehend von der Mittelprielmündung wurden entlang des Priels die mittleren Geschwindigkeiten in mehreren Testflächen in beiden Datenbeispielen bestimmt. Diese sind entlang des Prielverlaufs verteilt bis in den östlichen Teil, in dem sich der Mittelpriel verzweigt. Man erhält Werte ausgehend von 0.45 m/s bis 0.4 m/s in der Prielbiegung und maximal 0.65 m/s im mittleren Bereich (Fläche 14). Über Werte von 0.5 m/s erreicht die Strömungsgeschwindigkeit ein Maximum von 0.95 m/s im Bereich der Prielverzweigung (Nr. 19) und erreicht Werte von 0.4 m/s und 0.75 m/s im nördlichen und südlichen Nebenarm (Nr. 16 und 20).



TESTGEBIET MITTELPRIEL											
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
$U_{ATI}$	0.45	0.25	0.4	0.5	0.65	0.5	0.4	0.45	0.75	0.95	0.75
$U_{160}$	0.5	0.75	0.9	0.75	0.65	0.65	0.65	0.4	0.5	0.75	0.65
$\Delta U$	-0.05	-0.5	-0.5	-0.25	0.	-0.15	-0.25	0.05	0.25	0.25	0.1

$U_{max} = 1.2 \text{ m/s}$  (maximale Strömungsgeschwindigkeit)  
 $U_{160} = \text{Strömungsgeschwindigkeit Tideniedrigwasser} + 160 \text{ Min.}$

Tabelle 5.5: Geschwindigkeiten aus AT-InSAR und TRIM-2D in 0.05 m/s Schritten,  $U_{ATI}, U_{160}, \Delta U$  in [m/s].

Die Daten des Modells zeigen vor allem im westlichen Teil höhere Werte. Analog dem oben dargestellten Verlauf findet man Werte ausgehend von 0.5 m/s über 0.9 m/s in der Prielprielbiegung bis zu 0.65 m/s im mittleren Bereich (Nr. 14). Im weiteren Verlauf ergeben sich Werte von 0.65 m/s bis 0.75 m/s im Verzweigungsbereich (Nr. 19) und schließlich 0.65 m/s im nördlichen und südlichen Nebenarm.

Es zeigt sich, dass v.a. im Bereich der Prielprielbiegung keine starke Strömung in den interferometrischen Daten sichtbar wird. Hier liegen die Werte des TRIM-2D um bis zu 0.5 m/s höher. Die Gründe hierfür können zum einen in systembedingten Fehlern liegen (z.B. Fehler in der Bewegungskompensation), zum anderen aber auch durch natürliche Gegebenheiten hervorgerufen werden (z.B. Änderungen in der Unterwassertopografie).

Insgesamt ergeben sich Abweichungen von durchschnittlich 0.21 m/s im Testgebiet Mittelpriel, was ebenfalls als gut angesehen werden kann. Besonders wären die Bereiche zu untersuchen, in denen höhere Abweichungen vorkommen, wie z.B. an der Mittelprielmündung. Zur genauen Aufklärung der Ursachen wären jedoch in situ Messungen nötig. Vergleicht man jedoch die Strömungsrichtungen dazu, dann erscheinen diese konsistent mit dem natürlichen Verlauf. Dies stützt die Vermutung, dass Abweichungen in den Strömungsgeschwindigkeiten durch natürliche Variationen hervorgerufen werden.

Wie für das Testgebiet „Wremer Loch“ soll die Genauigkeit der Strömungsrichtung festgestellt werden. Der Ausschnitt im Bereich des Mittelpriels, vgl. Abb. 5.11 zeigt einen ebenso konsistenten Richtungsverlauf. Von Westen her kommend zweigt die Strömung zuerst auf in die südliche Bucht und in die Mündung des Mittelpriels. Man sieht diese Verzweigung gut in der Zone niedriger Strömungsgeschwindigkeit. Dem Kurvenverlauf an der Mittelprielmündung folgend biegt die Richtung aus Nordost nach Südost und verzweigt sich dann an den östlichen Nebenarmen.

Zudem ist gut zu sehen, dass die Wattfläche im Norden an der Mündung umströmt wird. So fließt das Wasser im Uhrzeigersinn um die Sandbank herum. Auch im Südöstlichen Bereich, in dem der Mittelpriel sich verzweigt, zeigt sich dieses Verhalten. Die Fließrichtung folgt zunächst der Hauptstromrichtung von

Südost und biegt dann in den nördlichen Nebenarm in eine Richtung nach Ost. Im südlichen Bereich biegt zudem die Strömungsrichtung aus Südost nach Süd und zweigt dann parallel zum Nebenarm wieder nach Südost ab.

Vergleicht man zu diesem qualitativen Verhalten die Werte aus den Modelldaten, dann zeigt sich auch her eine weitgehend gute Übereinstimmung. Die Testflächen liegen wie in Abb. 5.9 angegeben. Tabelle 5.6 vergleicht die mittleren Fließrichtungen der interferometrischen Ergebnisse mit den Daten des TRIM-2D.

TESTGEBIET MITTELPRIEL												
		10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
AT-InSAR	[°]	155	80	125	135	155	125	95	180	170	180	160
TRIM-2D	[°]	145	90	125	145	145	120	95	170	155	170	160
Differenz	[°]	10	-10	0	-10	10	5	0	10	15	10	0

Tabelle 5.6: Fließrichtung aus AT-InSAR und TRIM-2D, angegeben jeweils auf 5°.

In diesem Beispiel ist vor allem die Verzweigung der Richtungen gut erkennbar. Nimmt man die fast rinnenparallele Strömungsrichtung entlang der Nummern 13 und 15 von 125° bis 135°, dann zweigt im westlichen Teil die Strömung auf einer Richtung nach Süden ab (Nr. 17) mit 180°. Ebenso verzweigt im östlichen Teil die Strömung auf 95° (Nr. 16) und 180° (Nr. 19), um im weiteren Verlauf der Prielrichtung von 160° zu folgen (Nr. 20). Die Ergebnisse des Modells sind durchwegs ähnlich. Für dieselben Flächen ergeben sich Werte für die Hauptrichtung von 145° und 130°. Davon abweichend sind 170° (Nr. 17) und 95° (Nr. 16), sowie am südöstlichen Nebenarm Richtungen von 170° und 160° (Nr. 19,20).

Nimmt man die Differenzen der Daten, dann ergeben sich Abweichungen von durchschnittlich weniger als 10°. Bei genauerer Betrachtung findet man stärkere Abweichungen in Bereichen niedriger Fließgeschwindigkeit. In diesen Bereichen wirkt sich das Rauschen in den interferometrischen Daten stärker aus, wenn beide Geschwindigkeitskomponenten klein sind.

Andererseits ergeben sich in den Zonen mit höherer Geschwindigkeit gute Übereinstimmungen. Dies bestätigt die Annahme, dass der Einfluss des azimutalen Versatzes für diese Auflösungen vernachlässigt werden kann. In den Gebieten mit hohen Geschwindigkeiten von 1 m/s, wie z.B. an der Rinnenverengung im nördlichen Testbeispiel, erhält man Beträge des Versatzes von bis zu 30 m. Das Fließverhalten erscheint jedoch weitgehend natürlich, was auch die Richtung im TRIM-2D bestätigt.

## 5.5 Diskussion

Nach den Vergleichen der Ergebnisse kann man feststellen, dass die Along Track Interferometrie geeignet ist, die Oberflächenströmung zu bestimmen. Es zeigte sich, dass die Geschwindigkeitsbeträge eine durchschnittliche Abweichung von ca. 0.15 m/s von Modell und Befliegungsdaten aufwiesen. Die Strömungsrichtungen stimmen gut überein mit einer durchschnittlichen Abweichung von weniger als 10°. Zusätzlich sollte berücksichtigt werden, dass der Aufnahmezeitpunkt und die angenommene Tidesituation aus der Simulation Ungenauigkeiten aufweisen. Ungenauigkeiten in der Übereinstimmung führen unter Umständen zu Abweichungen von gemessenen zu erwarteten Strömungsverhalten.

Zudem gilt es, den Wind in beiden Fällen, in der Simulation wie in der interferometrischen Ableitung, zu berücksichtigen. Für genauere Untersuchungen wären zeitgleiche in situ Messungen notwendig. Außerdem sollte noch einmal darauf hingewiesen werden, dass Abweichungen von beiden Ergebnissen zu erwarten sind. Dies liegt an den unterschiedlichen Eigenschaften der Methoden (Simulation und Radarabbildung). Außerdem sollte berücksichtigt werden, dass die Modellergebnisse nur in einem gewissen Genauigkeitsbereich gültig sind und dass ein absoluter Vergleich mit Vorsicht erfolgen muss.

Für praktische interferometrische Messungen über dem Wattenmeer können zudem einzelne Bodenmessungen aus folgenden Gründen hilfreich sein:

1. Einzelne, punktuelle Vergleichsmessungen der Strömung und des Wasserstandes können die interferometrische Geschwindigkeitsbestimmung unterstützen, da auch in problematischen Fällen dadurch die AT-Phase kalibriert und Ergebnisse schnell überprüft werden können.
2. Insbesondere im äußeren Wattbereich kann der Einfluss des Seegangs nicht mehr vernachlässigt werden. Sollen Messungen in diesen Gebieten erfolgen, dann sollte der Seegang abgeschätzt werden.
3. Neben der Seegangsmessung sollte auch der Wind gemessen werden zur Modellierung des Braggwelleneinflusses. Im vorliegenden Fall ohne Seegang kann der Braggwelleneinfluss linear genähert werden.

In der vorliegenden Untersuchung hat es sich gezeigt, dass die Näherungen für den Einfluss des Windes, der Phasengeschwindigkeit, aber auch die Vernachlässigung des azimuthalen Versatzes zulässig sind. Der Fehler, der durch den Versatz in Flugrichtung entsteht, sollte berücksichtigt werden, wenn mit höheren Auflösungen gemessen wird oder wenn höhere Geschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet zu erwarten sind. In diesen Fällen müssen die Werte der AT-Phase neu positioniert werden, wie dies von [116] gezeigt wurde.

Schließlich kann man als Grundlage für die genaue Bewegungsmessung folgende Voraussetzungen festhalten:

1. Hohe Genauigkeit in der Messung der Flugzeugposition und Bewegung. Dadurch werden sehr hohe Anforderungen an die Genauigkeit des Navigationssystems (INS/DGPS) gestellt.
2. Daneben garantiert eine genaue Bewegungskompensation eine genaue Phasenkalibrierung. Dadurch können systematische Fehler ausgeschlossen werden.

Neben den angeführten Anforderungen ergeben sich auch praktische Notwendigkeiten. Die Flugdurchführung, insbesondere wenn orthogonale Flugbahnen verwendet werden, sollten auf die Tidesituation abgestimmt werden. Dadurch können Unterschiede, die sich durch die unterschiedlichen Aufnahmezeiten ergeben, minimiert werden. Daneben unterstützt dies auch die Auswertung.

# Kapitel 6

## Interferometrie mit Along und Cross Track Komponente

Nachdem nun in den vorhergehenden Kapiteln die Möglichkeit der Erzeugung einerseits von hochgenauen Geländemodellen und andererseits von Bewegungsdaten der Wasseroberfläche aufgezeigt wurde, soll im folgenden ein Ansatz erläutert werden, beides simultan in einem Flug zu erfassen. Gerade für Fragestellungen im Wattenmeer erscheint dies sinnvoll, da sowohl Wattflächen wie auch Wasserflächen zum gleichen Zeitpunkt nebeneinander vorliegen und eine synoptische Abbildung beider völlig neue Möglichkeiten erschließt. Der Einfachheit halber soll im folgenden dieses interferometrische Prinzip mit Along und Cross Track Basislinie als kombinierte Interferometrie (XT-InSAR) bezeichnet werden.

### 6.1 Problemstellung

Bislang wurden AT-InSAR und CT-InSAR getrennt voneinander angewandt. Mehrdeutigkeiten, die aus der Addition der AT-Phase und der CT-Phase resultieren, werden dadurch vermieden. Es erscheint jedoch gerade für Wattenmeer-Anwendungen sinnvoll, eine kombinierte Technik zu verwenden. Dieser neuartige Ansatz und dessen Anwendung wird im folgenden vorgestellt.

Ausgehend von zwei Radarantennen wird eine Basislinie eingeführt, die eine Along und eine Cross Track Komponente aufweist. Beide Antennen werden also in Flugrichtung und senkrecht zur Flugrichtung versetzt. Die interferometrische Phasendifferenz, die sich hieraus ergibt, enthält nun die Topografie und die Oberflächenbewegung. Ein theoretischer Ansatz zur Ableitung dieser gemischten Phase wird benötigt, der die Bestimmung der Geländehöhe und der interferometrischen Geschwindigkeit erlaubt.

Schließlich bleibt das Problem der Mehrdeutigkeit, da sich AT- und CT- Anteil addieren, so dass diese nicht ohne weiteres in den Daten eines Fluges zu trennen sind. Man kann sich zur Lösung dieses Problems folgendes vorstellen:

1. Grundsätzlich lässt sich die Mehrdeutigkeit auflösen durch eine zweite, unabhängige Messung. Hierzu bieten sich zwei Möglichkeiten an:
  - (a) Anwendung zweier Flüge, oder Differentielle Interferometrie.  
Mittels zwei Aufnahmen in zwei Flügen lassen sich der AT- und CT-Anteile trennen, da die topografische Phase konstant bleibt, während die bewegungsinduzierte Phase mit der Blickrichtung variiert. Dazu verwendet man die Daten zweier Flüge, die aus verschiedenen Blickrichtungen aufgenommen wurden (idealerweise zwei senkrechte oder zwei antiparallele Flüge). Im Hinblick auf die Abbildung des zweidimensionalen Strömungsfeldes auf dem Wasser kann man hierzu die senkrechten Flüge nutzen.
  - (b) Aufnahme mit drei Antennen.  
Eine weitere unabhängige Messung kann durch Verwendung einer dritten Antenne erfolgen. Montiert man diese einmal mit reiner AT-Komponente, sowie mit reiner CT-Komponente, so können Along Track und Cross Track Phase getrennt voneinander prozessiert werden.
2. Stehen nur Daten eines Fluges zur Verfügung, kann der topografische Anteil der Phase an der Land/Wasser-Grenze abgeschätzt werden. Das Niveau der Phase entlang der Land/Wasser-Grenze um den Priel gibt annähernd die Wasserlinie wieder und damit den topografischen Phasenanteil. Der AT-Anteil ergibt sich dann aus der Differenz aus der gemessenen Phase über Wasserflächen und dem Phasenniveau der Wasserlinie.

Diese Untersuchung soll auf die Verwendung von zwei Flügen mit unterschiedlicher Flugrichtung im Zwei-Antennenmodus abzielen. Eine Drei-Antennen Lösung erscheint als zu aufwendig, da die Datenrate dadurch stark ansteigt. Gerade für die Modellierung sind zweidimensionale Bewegungsdaten nötig, wozu man senkrechte Flugbahnen benötigt. Dadurch lassen sich die Mehrdeutigkeiten elegant ohne zusätzlichen Aufwand lösen.

## 6.2 Theoretischer Ansatz zur Kombinierten Interferometrie

Die theoretische Basis der interferometrischen Aufnahme mit AT- und CT-Komponente ermöglicht die Auswertung der Geländehöhe und der Oberflächenbewegung. Da ein derartiger theoretischer Ansatz bisher nicht existiert, soll im folgenden Abschnitt das Prinzip hergeleitet werden. Hierzu wird analog Kapitel 3 eine einfache geometrische Darstellung gewählt, mit der ein SAR-Interferometer mit zwei Antennen beschrieben werden kann. Die Antennenkonfiguration und die Basisliniengeometrie soll Abbildung 6.1 verdeutlichen.

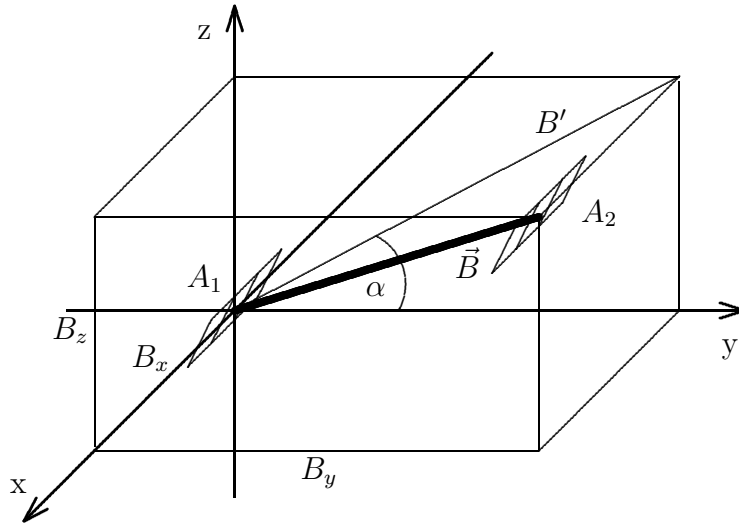


Abbildung 6.1: Geometrische Beschreibung der Basislinie mit Along und Cross Track Komponente (XT-InSAR)

Analog dem Kapitel 3 kann man die Geometrie der interferometrischen Antennen beschreiben. Dabei liegt die  $x$ -Achse des Koordinatensystems parallel zur Flugrichtung. Die interferometrische Basislinie  $\vec{B}$ , mit  $\vec{B} = (B_x, B_y, B_z)$ , wird gebildet durch die AT-Komponente  $B_x$  und die CT-Komponenten  $B_y, B_z$ . Für das gewählte geometrische Modell liegt der Bezugspunkt auf der Bezugsantenne  $A_1$ . Die Lage der CT-Basislinie im Raum ist durch den Winkel  $\alpha$  sowie die reine CT-Basislinienlänge  $B'$  bestimmt, vgl. Abb.6.1.

Abbildung 6.2 skizziert die Abbildungsgeometrie für eine XT-interferometrische Aufnahme. Hierbei bezeichnet  $x$  die Flugrichtung mit  $x = Vt$ , wobei eine konstante Fluggeschwindigkeit  $V$  angenommen wird. Beide Antennen sind fest auf der Trägerplattform montiert.

Beide Antennen blicken zur Seite unter einem Sichtwinkel  $\theta$  und werden als getrennt voneinander sendend und empfangend angenommen. Ausgehend von den Phasenzentren der Radarantennen bezeichnen die beiden Vektoren  $\vec{l}_1$  und  $\vec{l}_2$  die Abstandsvektoren von den Antennen  $A_1, A_2$  zu Punkten gleicher Bodenentfernung auf der Erdoberfläche, in minimaler Annäherung während des Vorbeifluges. Der Distanzvektor  $\Delta\vec{P}$  ist gleich dem Abstandsvektor beider Antennen parallel zur Flugrichtung, also gleich der festen AT-Basislinie und somit  $\Delta\vec{P} = (V\Delta t, 0, 0) = (B_x, 0, 0)$  im Fall einer reinen AT-Aufnahme und  $\Delta\vec{P} = 0$  im Cross Track Fall. Der Zeitabstand  $\Delta t$  ist somit gegeben durch die Along Track Basislinie und der Fluggeschwindigkeit als  $\Delta t = B_x/V$ . Der Distanzvektor  $\vec{D}$  beschreibt die Bewegung eines Punktes während beider Abbildungen mit beiden Antennen im Abstand  $\Delta t$ , somit ist  $\vec{D} = \vec{U}\Delta t$ .

Damit kann man die Abstandsvektoren von den Antennen zur Erdoberfläche

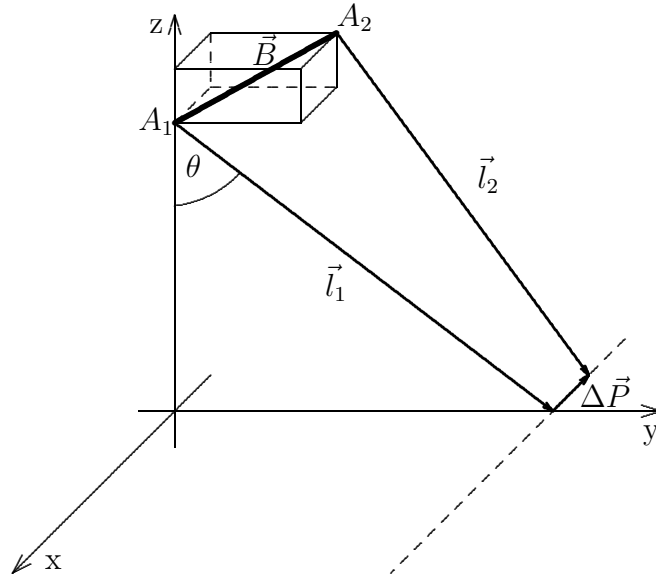


Abbildung 6.2: Aufnahmegeometrie für XT- Interferometrie mit Along und Cross Track Komponente.

$\vec{l}_1$  und  $\vec{l}_2$  mit dem Einheitsvektor  $\hat{l}_1$  angeben als:

$$\begin{aligned}\vec{l}_1 &= \hat{l}_1 R_1 \\ &= (0, R_1 \sin \theta, -R_1 \sin \theta) \\ \vec{l}_2 &= \vec{l}_1 + \vec{D} - \vec{B} + \Delta\vec{P}\end{aligned}$$

$R_1$  ist dabei definiert als die Länge des Schrägsichtabstandes zwischen  $A_1$  und der Erdoberfläche. Die interferometrische Phase ergibt sich nun aus dem Betrag der Schrägsichtdifferenz zwischen  $\vec{l}_1$  und  $\vec{l}_2$ :

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} (\|\vec{l}_2\| - \|\vec{l}_1\|) \quad (6.1)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{\langle \vec{l}_2, \vec{l}_2 \rangle} - \sqrt{\langle \vec{l}_1, \vec{l}_1 \rangle} \right) \quad (6.2)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( \sqrt{\langle \vec{l}_1 + \vec{D} - \vec{B} + \Delta\vec{P}, \vec{l}_1 + \vec{D} - \vec{B} + \Delta\vec{P} \rangle} - R_1 \right) \quad (6.3)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} R_1 \left( \sqrt{1 + \frac{2\langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle - 2\langle \vec{l}_1, \vec{B} \rangle + 2\langle \vec{l}_1, \Delta\vec{P} \rangle}{R_1^2} + \frac{\|\vec{D}\|^2 + \|\vec{B}\|^2 + \|\Delta\vec{P}\|^2}{R_1^2}} - 1 \right) \quad (6.4)$$

Da für reale Aufnahmebedingungen der Abstand zwischen Antenne und Ziel viel größer als die Länge der Basislinie ist, also  $R_1 \gg \|\vec{B}\|$  gilt, kann man analog



Kap. 3 durch Taylor Entwicklung Gl. 6.4 nähern als:

$$\phi \approx \frac{4\pi}{\lambda R_1} \left( \langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle - \langle \vec{l}_1, \vec{B} \rangle + \langle \vec{l}_1, \Delta \vec{P} \rangle \right) \quad (6.5)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda R_1} \left( \langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle - \langle \vec{l}_1, \vec{B} \rangle \right) \quad (6.6)$$

Hierbei ist:

$$\begin{aligned} \langle \vec{l}_1, \vec{D} \rangle &= R_1 U_r \Delta t \\ \langle \vec{l}_1, \vec{B} \rangle &= R_1 B' \sin \theta (\cos \alpha - \sin \alpha) \\ &= P_1 B' (\sin(\theta - \alpha)) \end{aligned}$$

Damit kann man  $\phi$  nach Gl. 6.6 in Abhängigkeit von der radialen Geschwindigkeit  $U_r$  und in Projektion auf die Erdoberfläche angeben als:

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} [U_r \Delta t - B' \sin(\theta - \alpha)] \sin \theta_i \quad (6.7)$$

Es zeigt sich, dass sich die gemischte interferometrische Phase aus der Differenz der Along Track Phase und der Cross Track Phase ergibt. Der zweite Term in Gl. 6.7 entspricht dem Cross Track Anteil der Phase und damit dem topografiebedingten Teil, vgl. Kap. 3.

Analog den getroffenen Darstellungen im Kapitel 3 kann man auch für die kombinierte Interferometrie die Phase der flachen Erde angeben  $\phi_f$ . Diese ergibt sich als Anteil, der nur aus der Schrägsicht auf die Erde (auf eine Fläche der Höhe  $H$ ) resultiert als:

$$\phi_{fl} = \frac{4\pi}{\lambda} \{U_r \Delta t - B' [\sin(\theta - \alpha) - \sin(\theta_0 - \alpha)]\} \quad (6.8)$$

$$= \frac{4\pi}{\lambda} \left( U_r \Delta t - \frac{B' \cos(\theta_0 - \alpha) H}{R_1 \sin \theta_0} \right) \quad (6.9)$$

## 6.3 Besonderheiten der kombinierten Basislinie

Wie in Kap. 3 dargelegt, erzeugt die Bewegung an der Wasseroberfläche einen azimutalen Versatz in den SAR-Daten. Dieser ist nach Gl. 3.27 gegeben. Für die gemischt interferometrische Aufnahme gilt aber, dass die Antennen um den Betrag der CT-Komponente voneinander versetzt liegen. Durch diese Schrägsichtdifferenz  $\Delta R$  ergibt sich ein unterschiedlicher azimutaler Versatz  $\Delta X$  in den Daten von Antenne 1 und 2, somit eine Misregistrierung der interferometrischen Signale.

Die Misregistrierung ergibt sich als:

$$\Delta X = -\frac{\Delta R}{V} U_r \quad (6.10)$$

Dieser Versatz hängt nur von der CT-Basislinienkomponente und der radialen Geschwindigkeit ab und wächst somit mit steigender Geschwindigkeit.

Aus Gl. 3.36 folgt, dass die Misregistrierung einen Phasenbeitrag erzeugt, der vom Schielwinkel  $\theta_s$  abhängt. Da der Schielwinkel über die gesamte Flugbahn bekannt ist, lässt sich der Beitrag der Misregistrierung abschätzen.

## 6.4 Trennung der Phasenanteile durch zwei Flüge

In Abschnitt 6.1 wurden Möglichkeiten aufgezeigt, die topografische Phase und bewegungsbedingte Phase zu trennen. Man benötigt dafür zwei unabhängige Messungen, also zwei Flüge mit unterschiedlichen Abbildungseigenschaften, wie unterschiedliche Aufnahmerichtungen. Es gilt dann, dass der topografische Phasenanteil konstant in beiden Aufnahmen ist, während der AT-Anteil variiert, da sich die radiale Komponente der Bewegung mit der Sichtrichtung auf das Strömungsfeld ändert.

Gerade im Hinblick auf die zweidimensionale Erfassung des Strömungsfeldes kann man dieses Vorgehen einsetzen, da dazu jeweils zwei orthogonal zueinander ausgerichtete Flüge benötigt werden. Man erhält dann zwei Gleichungen, die die Along und Cross Track Phasenanteile enthalten. Es gilt:

$$\phi_1 = \phi_{AT_1} - \phi_{CT_1} \quad (6.11)$$

$$\phi_2 = \phi_{AT_2} - \phi_{CT_2} \quad (6.12)$$

$$\phi_{CT_1} = \phi_{CT_2} \quad (6.13)$$

Dies setzt die korrekte Prozessierung und eine genaue Geokodierung voraus, damit können die Anteile einfach bestimmt werden. Die Lösung von Gl. 6.11 und 6.12 liefert zudem die Trennung von Land und Wasserflächen. Nach der Trennung kann die Phase beider Flüge getrennt voneinander weiterverarbeitet werden.

Bei korrekter Prozessierung unterscheidet sich die Cross Track Phase beider Flüge nur um einen konstanten Betrag, während sich der Along Track Anteil mit dem Blickwinkel auf die Strömungsrichtung ändert (vorausgesetzt, dass sich der Wasserstand zwischen beiden Flügen nicht ändert). Dieser konstante Beitrag kann nach Subtraktion der Phasen über Land bestimmt und von der Gesamtphase korrigiert werden. Dadurch wird die AT-Phase kalibriert, so dass diese an der Wasserlinie bei 0 rad liegt.

Durch zwei orthogonale Flugbahnen lässt sich schließlich das Strömungsfeld zweidimensional abbilden und man erhält den Geschwindigkeitsvektor durch die beiden radialen Komponenten, bezogen auf den Flugzeugkurs.

Für die folgenden Ausführungen wurden im speziellen entgegengesetzt gerichtete Flugbahnen verwendet. Aus der Differenz der Phasen beider Flugbahnen erhält man dann im Falle der antiparallelen Flugbahnen nach Gl. 6.11,6.12 die Summe der AT-Komponenten, da nach Voraussetzung  $\|U_{r_1}\| = \|U_{r_2}\|$  ist und wegen der entgegengesetzten Blickrichtungen somit  $\phi_{AT_1} = -\phi_{AT_2}$  gilt. Setzt man

eine korrekte Prozessierung und Geokodierung voraus, dann gilt  $\phi_{CT_1} - \phi_{CT_2} = \textit{konstant}$ . Damit erhält man als relative gemittelte AT-Phase  $\Delta\bar{\phi}_{AT}$  aus beiden Flügen und Korrektur des konstanten Wertes (der leicht über Landflächen bestimmt werden kann):

$$\Delta\bar{\phi}_{AT} = \frac{1}{2}(\phi_1 - \phi_2) \quad (6.14)$$

$$= \frac{1}{2}(\phi_{AT_1} + \phi_{AT_2}) \quad (6.15)$$

$$(6.16)$$

## 6.5 Experimentelle Daten

Der im vorherigen Abschnitt dargelegte theoretische Ansatz soll nun mit experimentellen Daten überprüft werden. Hierzu dienen Daten einer Befliegung vom Februar 1997 mit AT- und CT-Basislinie. Dies war die Erste einer Reihe von Befliegungen, denen auch die CT- und AT-Flüge der vorhergehenden Kapitel angehören. Die Daten dieser frühen Kampagne erschienen wegen der Aufnahmesituation im überlappenden Gebiet aller Daten als besonders geeignet für einen Vergleich. Ausgewählt wurden dabei Daten zweier antiparalleler Flugstreifen, um die Trennbarkeit der AT- und CT-Anteile zu demonstrieren.

### 6.5.1 Aufnahmeparameter

	$XT - F_2$	$XT - F_3$
Datum	10.02.1997	10.02.1997
Zeit	08:19:16 MEZ	08:25:55 MEZ
Basislinie	(0.034, -0.689, 1.417) m	(0.034, -0.689, 1.417) m
Flugbahn (Länge,Breite):		
Anfang	53.5196°, 8.546°	8.302°, 53.6951°
Ende	53.680°, 8.241°	8.589°, 53.5426°
Kurs	301°	142°
Streifenbreite	2 km	2 km
Mittlere Fluggeschwindigkeit	74.6 m/s	83.7 m/s
Mittlerer Schielwinkel	9.67°	-3.32°
Mittlere Flughöhe	3216 m	3231 m

Tabelle 6.1: AES-1 Flugparameter für den 10 Februar 1997

Im Februar 1997 fand eine Befliegung mit dem X-Band Radar AES-1 statt, wobei die Basislinie zusätzlich zur Cross Track Komponente eine Along Track

Windgeschwindigkeit	8 ... 10 m/s
Windrichtung	Südwest
Tidesituation	ablaufend
Tideniedrigwasser	08:53 MEZ
Erwartete Strömung im Testbeispiel:	
Richtung	aus Südwest
Geschwindigkeitsbetrag	0.7-1.0 m/s

Tabelle 6.2: Wettersituation und natürliche Gegebenheiten, Februar 97.

Komponente aufwies. Diese AT-Basislinie ist zwar klein bemessen, jedoch reicht diese aus, um die Abbildungseigenschaften der kombinierten Interferometrie und deren Möglichkeiten zu zeigen. Vorschläge zur Wahl der Basislinienlänge und zur optimalen Konfiguration werden im folgenden Kapitel 7 gegeben.

Die Tabellen 6.1 zeigen die Aufnahmeparameter zweier Flüge, die den weiteren Ausführungen zugrunde liegen. Diese werden im folgenden Abschnitt als Flugstreifen 2 ( $XT - F_2$ ) und Flugstreifen 3 ( $XT - F_3$ ) bezeichnet werden. Zudem zeigt Tabelle 6.2 die Parameter der natürlichen Gegebenheiten zum Aufnahmedatum. Der Aufnahmezeitpunkt selbst lag 30 Min vor dem tatsächlichen Tideniedrigwasser am Bezugspegel Bremerhaven – Alter Leuchtturm. Die Modellergebnisse zeigen zu diesem Zeitpunkt einen anhaltenden Ebbstrom im gesamten Modellierungsgebiet. Die Strömungsgeschwindigkeit im Testgebiet liegt zu diesem Zeitpunkt zwar unter dem Ebbstrommaximum, jedoch kann man vor allem im Testgebiet Nebenpriel eine signifikante Strömungsgeschwindigkeit von 0.7-1.0 m/s erwarten.

Die Aufnahmezeitpunkte beider Aufnahmen differieren um ca. 7 Minuten, währenddessen die Oberflächenströmung im abgebildeten Priel als konstant angenommen werden kann.

Die Wettersituation und die Lage der Flugbahnen ergeben unterschiedliche Eigenschaften in beiden Flügen. Da der Bodenwind mit einer Stärke von 7 ... 10 m/s relativ stark war, muss gerade in einer Flughöhe von 3000 m mit einer erheblichen Seitenwindkomponente (bei Kursen von  $301^\circ$  und  $142^\circ$ ) gerechnet werden. Dies resultiert in entgegengesetzten mittleren Schielwinkeln entlang der Flugbahn, die mit  $9.67^\circ$  und  $-3.32^\circ$  verhältnismäßig groß waren. Diese unterschiedlichen Bedingungen bieten eine gute Voraussetzung für die Überprüfung der theoretischen Annahmen.

Die verwendeten Datenbeispiele sind Teile aus den Flugstreifen 2 und 3. Diese liegen im Bereich Mittelpriel und Fedderwarderpriel, vgl. Abb. 2.1. Der Ausschnitt in Abb. 6.3 liegt im nordwestlichen Bereich des Fedderwarder Priels und verbindet diesen mit dem Weserfahrwasser. Dieses Beispiel bietet sich zur Überprüfung an, da ein Teil des Priels parallel zur Blickrichtung orientiert ist. Zu diesem Tidezeitpunkt ist bei ablaufendem Wasser eine Strömungsbewegung

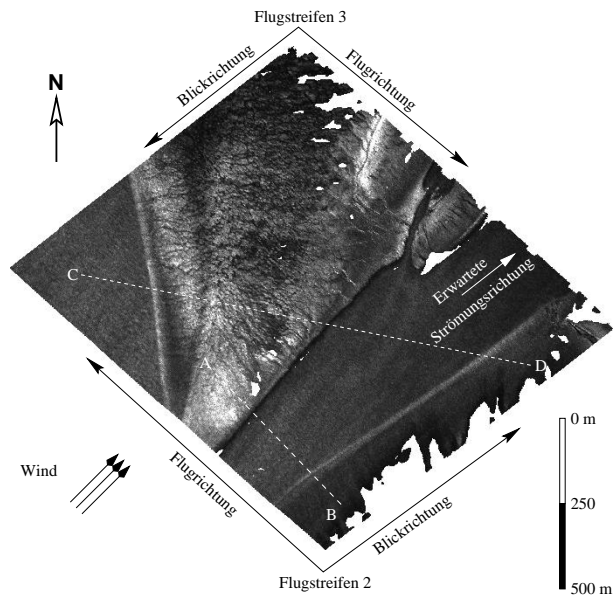


Abbildung 6.3: Skizze zur Aufnahmesituation bei den antiparallelen Flugbahnen  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  im Februar 97.

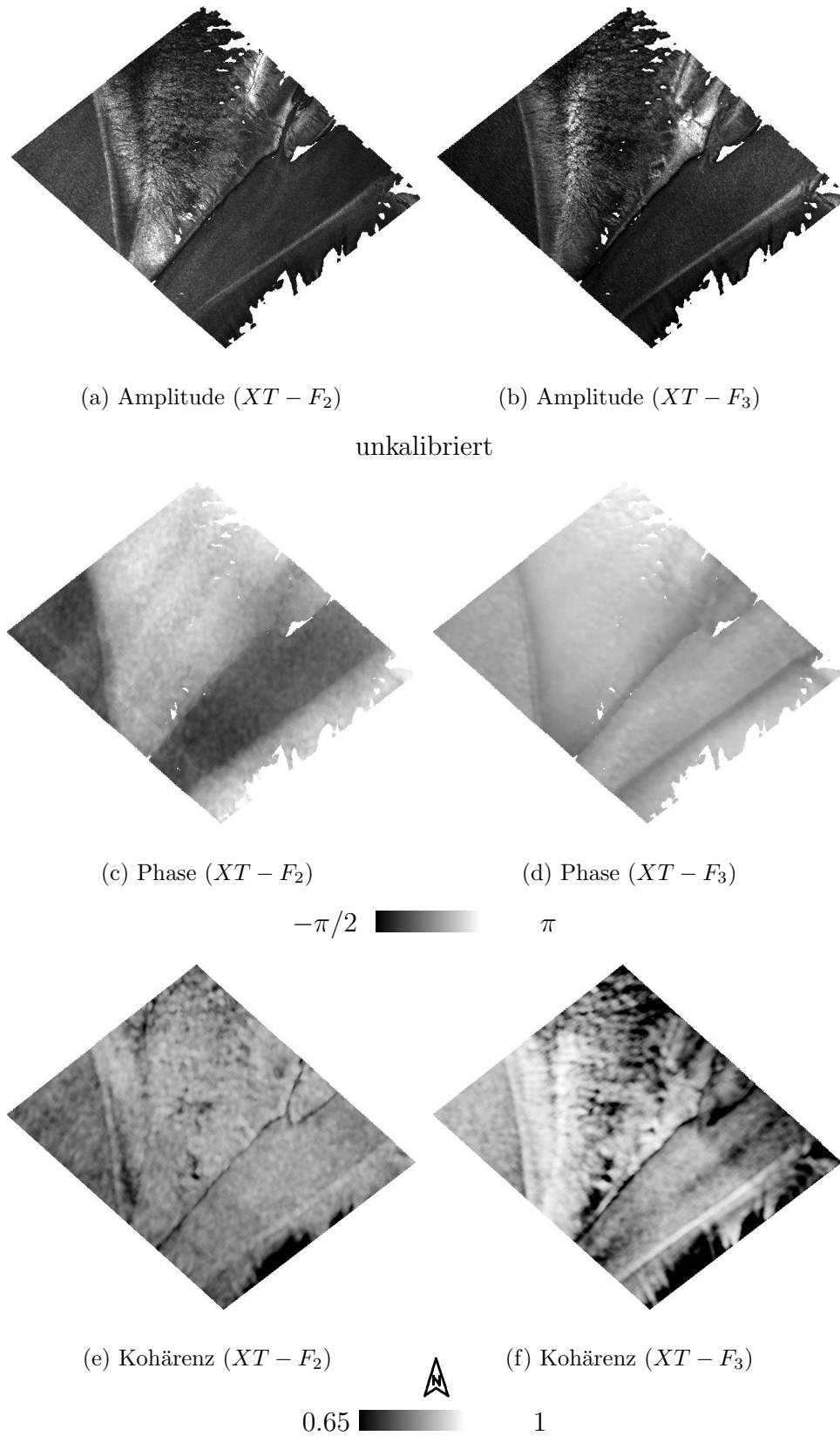
von Südwest nach Nordost zu erwarten, die ebenfalls parallel zur Blickrichtung verläuft, vgl. Abb. 6.3. Deswegen kann man erwarten, dass praktisch die gesamte Geschwindigkeit radial zur Blickrichtung liegt und sich deswegen fast gesamt in der AT-Phase abbildet. Somit sind diese Ergebnisse einfacher zu interpretieren und mit dem Modell zu vergleichen. Der Wind weht damit in Richtung der Strömung in diesem Beispiel. Wie sich dies auf die errechnete Geschwindigkeit auswirkt, wird im einzelnen im Validierungsabschnitt diskutiert.

## 6.5.2 Die gemischte interferometrische Phase

Der vorgestellte theoretische Ansatz kann anhand der gewählten Datenbeispiele gut diskutiert werden. Zudem lassen sich die Effekte, die man zur Trennung der Phasenmehrdeutigkeiten verwendet, erläutern. Daneben sollen zuerst Eigenschaften der interferometrischen Phase diskutiert werden. Dabei wurde ein starker Phasenfilter (mit einer Fenstergröße von  $31 \times 69$ ) verwendet, um die Streuung zu minimieren.

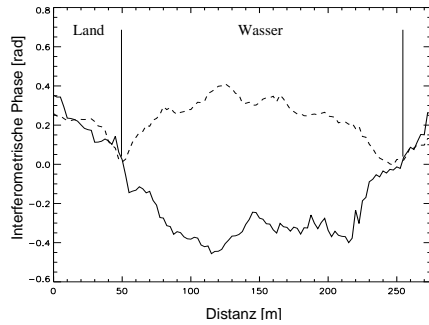
### Die Phase der Flüge 1 und 2

Die Abbildung 6.4 zeigt eine Übersicht über die Datenausschnitte im Testgebiet Nebenpriel. Dabei sind in Abb. 6.4(a), 6.4(b) die Amplitudendaten und in 6.4(c), 6.4(d) die Phasen sowie in 6.4(e), 6.4(f) die Kohärenz der beiden antiparallelen

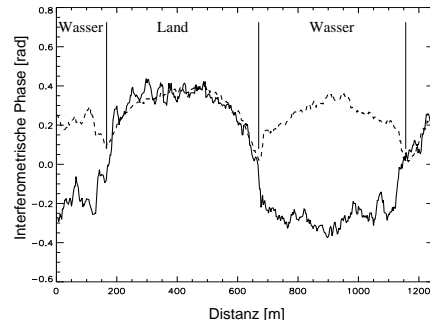


**130** **Abbildung 6.4:** Datenausschnitte  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  im Testgebiet Nebenpriel. Die Bilder zeigen die geokodierten Amplituden (a), (b), die Phase (c), (d) und die Kohärenz (e), (f).

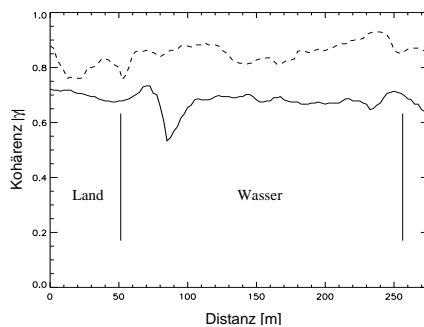
Flüge dargestellt. Dazugehörig zeigt Abbildung 6.5 Profile durch die interferometrische Phase und die Kohärenz. Die Profillinien entlang A–B und C–D finden sich in Abb. 6.3 skizziert.



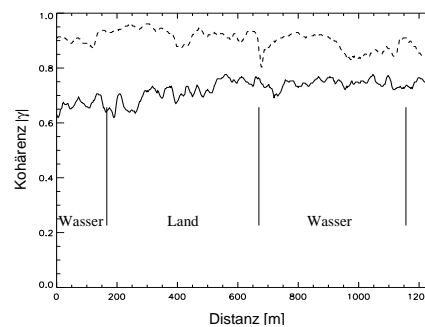
(a) XT-InSAR-Phasenprofil (A–B)



(b) Phasenprofil (C–D)



(c) XT-InSAR-Kohärenzprofil (A–B)



(d) Kohärenzprofil (C–D)

Abbildung 6.5: Profillinien durch die Phase und die Kohärenzdaten der Flüge  $XT - F_2$  (durchgezogene Linie) und  $XT - F_3$  (gestrichelt) im Testgebiet Nebenpriel. Die Lage der Profile (A–B) und (B–C) sind in Abb. 6.3 skizziert.

Beim Vergleich der Daten beider Flüge fällt zuerst die unterschiedlich hohe Kohärenz auf. Betrachtet man die Kohärenzprofile aus Abb. 6.5(c) und 6.5(d), dann liegt die Kohärenz in den Daten von  $XT - F_3$  um durchschnittlich 0,2 höher. Während in Profil 1 (Abb. 6.5(c)) der Abstand relativ konstant bleibt, zeigt sich eine leichte Neigung in der Kohärenz der Profile 2 (Abb. 6.5(d)). Dies lässt sich begründen im Fall von Profil 1 durch die annähernd azimutparallele Lage der Profillinie, entlang der die Kohärenz konstant bleibt, während diese mit der Entfernung abnimmt. Da sich Profil 2 über einen weiteren Bereich in Sichtrichtung erstreckt, ergeben sich Änderungen im Kohärenzgrad entlang der

Profile.

Der Unterschied im Kohärenzgrad der beiden Flüge äußert sich in einem unterschiedlich starken Phasenrauschen. Dies wird deutlich anhand der Phasenprofile 1 und 2 (Abb. 6.5(a), 6.5(b)), in denen eine stärkere Streuung der Phase von  $XT - F_2$  im Vergleich zu  $XT - F_3$  offensichtlich wird. Die Streuung ergibt sich aus der Phasenstatistik, vgl. Gl. 3.33.

### Die Phase über Land und Wasser

Die Charakteristik der Phase im Verlauf über Land und Wasser, die sich aus der Aufnahme unter verschiedenen Blickrichtungen ergibt, wird deutlich in den Beispielen Abb. 6.4, 6.5, 6.6. Erstens fällt auf, dass die Phase über Land ähnlich verläuft in  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Zweitens wird die Variation über Wasser im Vergleich von  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  deutlich. Im Profilverlauf fällt diese der Topografie folgend zum Wasser hin ab, vgl. Abb. 6.5(a), 6.5(b). Die Land-Wasser Grenze entspricht hier bei einem Niveau von 0 rad der reinen CT-Phase und damit dem topografischen Anteil.

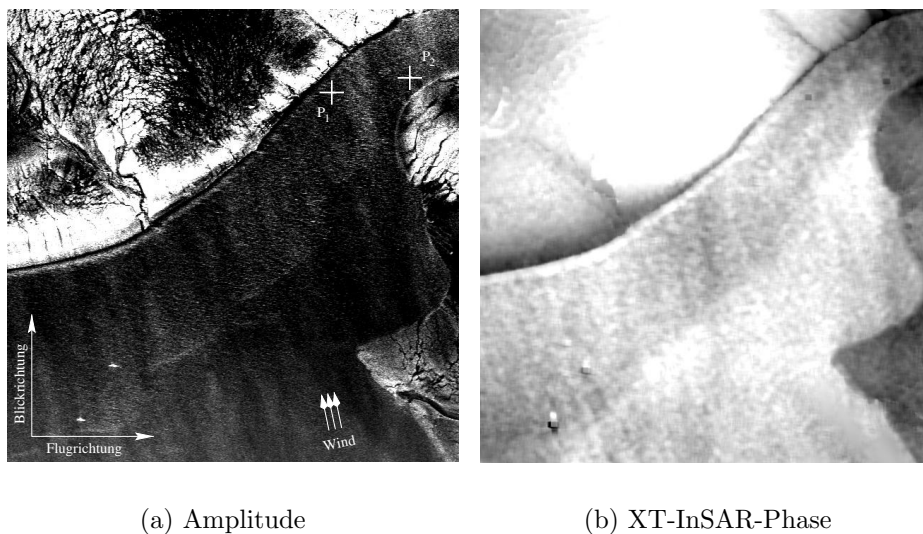


Abbildung 6.6: Datenausschnitte von  $XT - F_3$  im Bereich Mittelprielmündung in Seitensichtgeometrie.

Folgt man dem Verlauf weiter auf das Wasser, dann zeigt sich das Verhalten erwartungsgemäß der AT-Theorie. Da sich wegen der entgegengesetzten Blickrichtungen die Oberflächenbewegung mit entgegengesetzten Vorzeichen in der AT-Phase abbildet, teilt sich der Phasenverlauf hier auf. Dadurch erscheint im Beispiel  $XT - F_2$  der Priel als tiefe Rinne, da die Phase einen negativen Versatz aufweist, vgl. Abb. 6.4(c) und 6.5(a). Derselbe Priel erscheint in Beispiel  $XT - F_3$



umgeben von Rinnen, die sich entlang der Wasserlinie ziehen. Hier liefert die AT-Phase einen positiven Versatz, so dass das Phasenniveau der Wasseroberfläche über dem Niveau des Landes liegt.

Die Phase über Wasser lässt sich analog der AT-InSAR-Theorie interpretieren. Beispielsweise ist die interferometrische Phase über Wasser nicht gleichverteilt, sondern scheint mit der Strömung zu variieren, was im Beispiel der Mittelprielmündung gut zu sehen ist, vgl. Abb. 6.6(b). Im Beispiel des Phasenausschnittes (Abb. 6.6(b)) erstreckt sich über die Wasserfläche ein Bereich niedriger Phasenwerte diagonal vom rechten oberen zum linken unteren Bildteil. Dies kann man folgendermaßen als Strömungseinfluss interpretieren. Die Phase über der gesamten Wasserfläche ist hoch (besitzt also einen hohen positiven Beitrag des AT-Anteils). Dies wird durch den starken Wind hervorgerufen, der fast parallel zur Blickrichtung weht, was man gut an den Windstreifen auf der Wasseroberfläche erkennen kann, vgl. 6.6(a), 6.6(b). Jedoch zieht sich von der Mittelprielmündung im rechten oberen Bildteil her eine Strömung. Dies ergibt eine Bewegungskomponente der Oberflächenströmung, die entgegengesetzt zur Windrichtung liegt. Folglich wird in dieser Zone verstärkter Strömung der AT-Anteil verringert, und diese erscheint als Bereich niedriger XT-Phase.

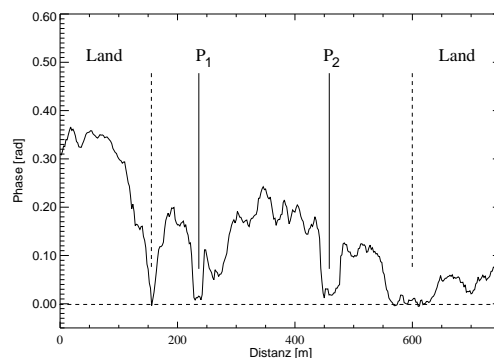


Abbildung 6.7: Profil der interferometrischen Phase im Bereich Mittelprielmündung, vgl. Abb. 6.6(a).

Der AT-Einfluss wird insbesondere deutlich, wenn man das Niveau der Land-Wasser Grenze mit dem Phasenniveau an den Prickenpositionen vergleicht. Beide Pricken sind in der Amplitude der Abb. 6.6(a) im rechten oberen Teil als helle Punkte zu finden. Diese Pricken sind Stangen, die den Prielverlauf markieren und senkrecht aus dem Wasser ragen. Dadurch wird beim einfallenden Radarpuls eine Doppelreflexion zwischen Wasseroberfläche und Stange erzeugt. Das Streuzentrum liegt somit am Schnittpunkt der Stange mit der Wasseroberfläche. Deswegen entspricht deren Phasenwert dem Cross Track Anteil an der Wasseroberfläche, also rein der topografischen Höhe des Wasserspiegels. Der Unterschied dieses Niveaus und des Phasenniveaus der Wasseroberfläche bildet den Anteil der

Along Track Phase und damit dem rein durch Bewegung induzierten Teil.

### 6.5.3 Trennung der Cross und Along Track Anteile

Die Umrechnung der XT-InSAR-Phase in Oberflächenströmung und Geländehöhe erfordert eine Trennung der Cross und Along Track Anteile. Hierzu kann man die Abhängigkeit der AT-Phase von der Blickrichtung im Gegensatz zum konstanten Verlauf der CT-Phase nutzen. Dies soll am Beispiel der antiparallelen Flüge demonstriert werden. Beide dienen als unabhängige Messungen, wodurch sich die Mehrdeutigkeit auflösen lässt. Subtrahiert man die prozessierten Phasen, dann bleibt die Summe der AT-Anteile übrig, da der AT-Beitrag das Vorzeichen wechselt, während die topografische Phase konstant bleibt.

Praktisch kann man dies durch differentielle Interferometrie erreichen. Hierzu bildet man die Interferogramme der komplexen Daten aus Flug 1 und Flug 2. Dies stellt jedoch hohe Anforderungen an die Lagegenauigkeit, bzw. die Geokodierung, der komplexen Daten, da die Daten unterschiedlicher Blickrichtungen nicht in Seitensichtgeometrie verglichen werden können. Abbildung 6.8 zeigt den Betrag dieser Phasendifferenz zwischen  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Dadurch ergibt sich die Lage der Wasserflächen, und somit können einerseits die beiden AT-Phasenanteile getrennt voneinander oder andererseits die Summe der AT-Phasen verarbeitet werden.

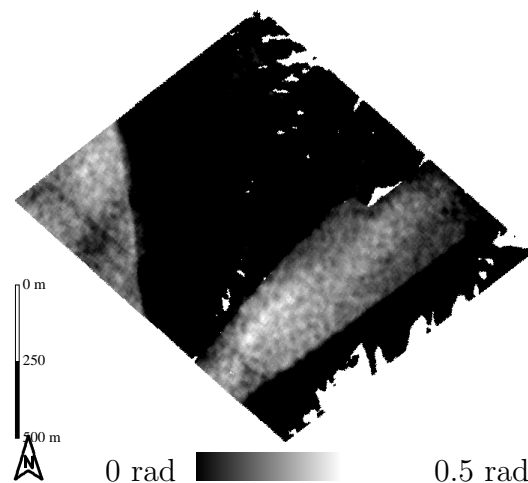


Abbildung 6.8: Along Track Anteil der Phase aus  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Übrig bleibt der bewegungsinduzierte Anteil während der topografisch induzierte Anteil konstant bleibt.

## 6.6 Ergebnisse

Die Phasen der Flugstreifen 2 und 3 wurden analog des theoretischen Ansatzes weiterverarbeitet. Dabei wurden zunächst der Along und Cross Track Anteil getrennt und separat einerseits in die interferometrische Geschwindigkeit und andererseits in Geländehöhe umgerechnet. Bevor diese Ergebnisse anhand des TRIM-2D-Modells validiert werden, bleiben einzelne Eigenschaften zu diskutieren.

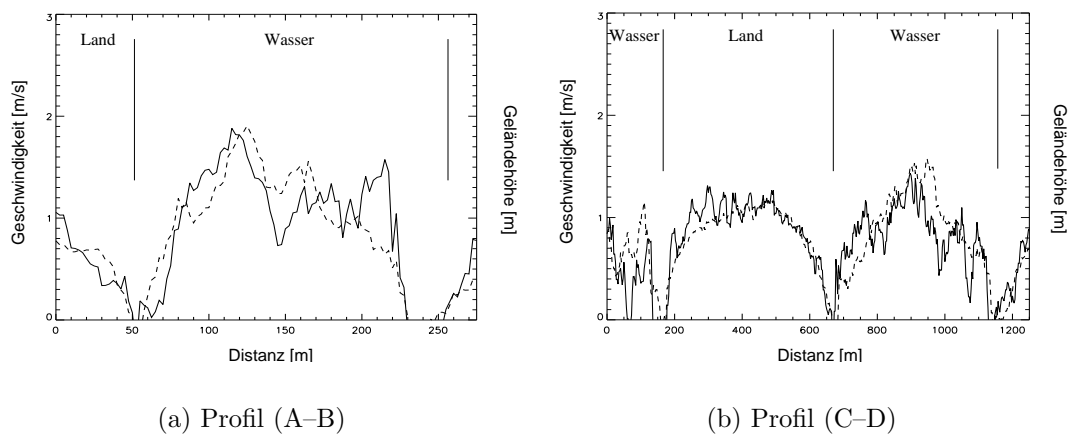
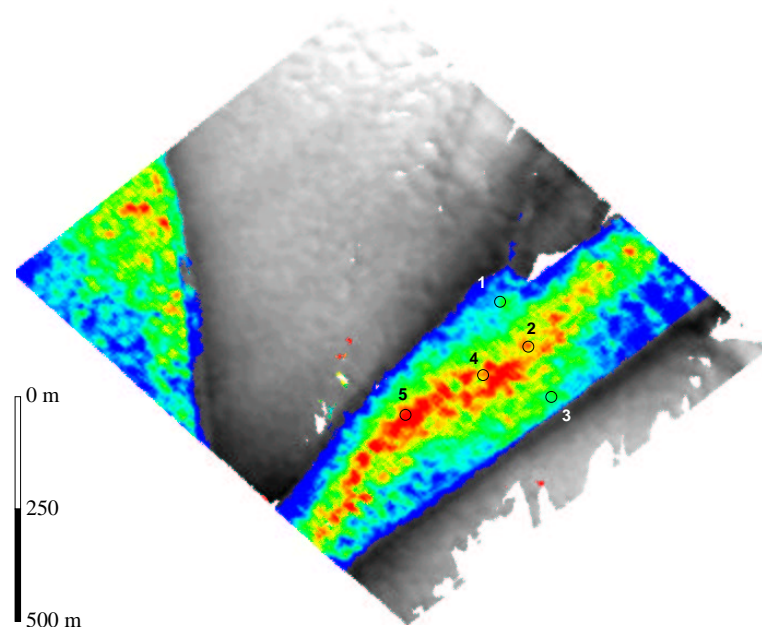


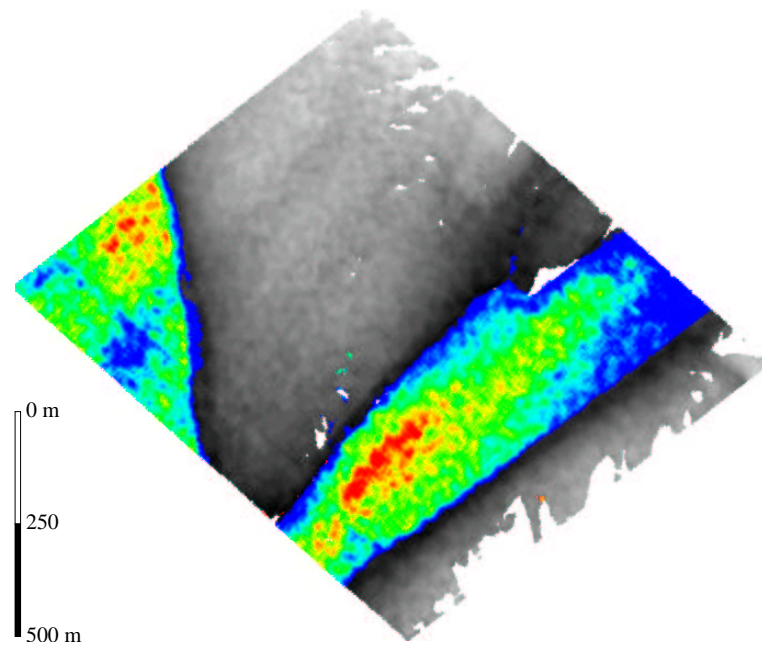
Abbildung 6.9: Profile über die Oberflächengeschwindigkeit und Geländehöhe. Dargestellt sind die Höhen in Meter und die Geschwindigkeiten in m/s für  $XT - F_2$  (durchgezogene Linie) und  $XT - F_3$  (gestrichelt).

### 6.6.1 Geländehöhen

Die errechneten Geländehöhen sollten ähnlich den Ergebnissen der reinen CT-Interferometrie sein, vgl. Kap. 4. Abweichungen ergeben sich in der Streuung der Höhen und im systematischen Restfehler. Dies liegt daran, dass im Falle der Befliegung 1997 ein anderes Inertial-Messsystem (INS) mit größeren Fehlern verwendet wurde. Der Unterschied in der Winkelgenauigkeit liegt bei einem Faktor 10 mit  $0.03^\circ$  1997 und  $0.003^\circ$  1998. Zudem waren die verwendeten GPS-Empfänger unterschiedlich, da für die XT-Befliegung ein 1-Frequenz und für die CT-Befliegung ein 2-Frequenz GPS verwendet wurde. Generell gilt, dass Messungen mit 2-Frequenz Empfängern wesentlich genauer sind und damit eine genauere Bewegungskompensation zulassen. Insgesamt kann man aber vergleichbare Ergebnisse und Eigenschaften in der XT-Interferometrie wie in der CT-Interferometrie für die Geländehöhen erwarten.



(a) Gemittelte Höhen und Geschwindigkeiten



(b)  $XT - F_3$

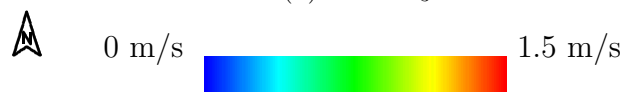


Abbildung 6.10: Darstellung der Geländehöhe und Oberflächengeschwindigkeit des Testgebietes Nebenpriel, gemittelt über die Daten beider Flüge und für  $XT - F_3$ .

1. **Streuung der Höhen:** Abbildung 6.9 zeigt die Profile durch die Höhe und die interferometrische Geschwindigkeit der XT-InSAR-Daten von  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Wegen der unterschiedlichen Kohärenz und dem damit folgenden unterschiedlichem Phasenrauschen streuen die Höhendaten verschieden stark. Man findet dies im Vergleich der Phasen und Höhenprofile. Zudem lässt sich die Streuung schätzen als die Standardabweichung in einem Ausschnitt der Daten, beispielsweise die Standardabweichung in einem  $5 \times 5$  Pixel großen Fenster.

Man kann daraus folgende mittleren Streuungen für die Phase von  $\sigma_{\phi_1} \approx 0.02$  rad ( $XT - F_2$ )  $\sigma_{\phi_2} \approx 0.01$  rad ( $XT - F_3$ ) abschätzen. Es ergibt sich also etwa die doppelte Streuung in den Daten des Fluges 2. Die verhältnismäßig geringen Werte der Streuung resultieren aus der Phasenfilterung in der Prozessierung. Die Phasenstreuung ergibt eine Höhenvariation von  $\sigma_{H_1} \approx 7$  cm ( $XT - F_2$ ), sowie  $\sigma_{H_2} \approx 4$  cm ( $XT - F_3$ ). Zieht man die Daten beider Flüge voneinander ab, dann ergibt sich zudem eine gute Schätzung des gesamten Phasen und Höhenrauschens über die gesamten Daten als Mittel über die Differenzen der Phase. Dies ergibt einen mittleren Wert von  $\Delta_\phi \approx 0.03$  rad und somit eine Höhenvariation von  $\Delta_H \approx 13$  cm. Die Variation lässt sich analog des beschriebenen Phasenfilters in Kapitel 4 reduzieren.

2. **Höhenverlauf:** Der Verlauf der Geländehöhen über das Testgebiet zeigt sich wie erwartet. Nimmt man Abb. 6.9 zu Vergleich, dann findet man gute Übereinstimmungen im Verlauf der Höhenprofile von  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  über Landflächen. Kleinere Abweichungen, wie im rechten Teil von Profil 6.9 (b), werden durch systematische Restfehler hervorgerufen. Der Verlauf der Topografie von hier 0 m an der Land Wasser Grenze bis zu maximal 1 m auf den Wattflächen über eine Distanz von mehreren hundert Metern entspricht den erwarteten natürlichen Gegebenheiten.

Die angesprochenen systematischen Restfehler werden deutlicher in den zweidimensionalen Daten. Sowohl in der Phase, wie auch in den Höhenbeispielen, vgl. 6.4 (c), 6.10(a), findet man im südlichen Bereich des Nebenprielis eine „Senke“ in den Geländehöhen. Hier findet man auch über Wasser eine Zone höherer Fließgeschwindigkeit, die sich über die gesamte Prielbreite erstreckt. Dies deutet auf einen systematischen Fehler hin, der durch einen Restfehler in den Bewegungsdaten verursacht wird. Insgesamt erscheinen die errechneten Höhen jedoch realistisch. Eine genauere Betrachtung schließt sich im Abschnitt der Validierung an.

## 6.6.2 Oberflächengeschwindigkeiten

Zunächst erhält man sowohl aus Gl. 3.26 als auch aus Gl. 6.7 (nach Korrektur des CT-Anteils) die interferometrische Geschwindigkeitskomponente als Projektion auf die Erdoberfläche. Durch Vergleich der Ergebnisse mit erwarteten Werten

aus dem Modell lassen sich Aussagen zur Gültigkeit und zur Konsistenz der theoretischen Annahmen machen. Gewisse Eigenschaften sollen im folgenden erläutert werden.

1. **Streuung der Geschwindigkeiten:** Zuerst sei auf das starke Rauschen der Phase über Wasser verwiesen, vgl. 6.9(a), 6.9(b). Dies resultiert aus der kleinen AT-Basislinie, wodurch sich Variationen besonders stark auf die Geschwindigkeit auswirken. Anhand Gl. 3.29 ergeben sich selbst für hohe Kohärenzgrade hohe Werte der Streuung. Beispielsweise gelten für den Nebenpriel Kohärenzgrade in den Daten von  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  von  $0.6 \leq \gamma_1 \leq 0.75$  und  $0.75 \leq \gamma_2 \leq 0.95$  über Wasser, wodurch sich aus der Beziehung 3.33 eine Streuung in der interferometrischen Phase bei 2139 Looks (entsprechend der Phasenfilterung von  $31 \times 69$ ) von  $0.014 \leq \sigma_{\phi_1} \leq 0.02$  und  $0.005 \leq \sigma_{\phi_2} \leq 0.014$  rad ergibt. Dies entspricht einer Geschwindigkeitsvariation von  $0.07 \leq \sigma_{U_1} \leq 0.11$  und  $0.03 \leq \sigma_{U_2} \leq 0.08$  m/s, legt man eine AT-Basislinie von 3.4 cm zugrunde. Diese Werte erscheinen realistisch, vergleicht man dazu die aus der gemessenen Phasenstreuung errechneten Werte von durchschnittlich  $\sigma_{U_1} \approx 0.1$  und  $\sigma_{U_2} \approx 0.07$ .

Folgt man dem Phasenverlauf entlang der Profile, dann kann man noch die Höhenvariationen über Land anmerken. Man findet ein Phasenrauschen von  $\sigma_{\phi_1} = 0.02$  rad und  $\sigma_{\phi_2} = 0.01$  rad in der Phase der Flüge  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Nach Gl. 3.15 ergeben sich Streuungen für die Geländehöhe von 4 bis 7 cm. Vergleicht man dazu die entsprechende Kohärenz, dann ergibt sich aus der Beziehung des Signal/Rauschverhältnis zur Phasenstreuung eine erwartete Streuung von durchschnittlich 4 und 8 cm über Land, jeweils für  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$ . Insgesamt gilt also, dass die gemessenen den erwarteten Werten der Geschwindigkeits- und Höhenvariation weitgehend entsprechen.

2. **Richtung:** Zwar kann durch die Along Track Interferometrie nur die radiale Komponente der Oberflächenbewegung bestimmt werden, jedoch lässt sich trotzdem für die gegebene Aufnahmegeometrie die Hauptfließrichtung im Nebenpriel grob abschätzen. Der Nebenpriel im Beispiel 6.10(b) erstreckt sich parallel zur Blickrichtung. Deswegen liegt die Fließrichtung entlang der Hauptachse des Priels und kann dadurch auch näherungsweise durch die radiale Komponente der Bewegung beschrieben werden. Bezogen auf die Blickrichtung ergeben sich für  $XT - F_2$  negative und für  $XT - F_3$  positive Geschwindigkeitskomponenten. Dies bedeutet, dass im ersten Fall eine Bewegung vom Sender weg und im zweiten Fall eine Bewegung zum Sender hin stattfindet. Insgesamt bedeutet dies eine Bewegung im Nebenpriel von Südwest nach Nordost, was der erwarteten Richtung bei Ebbströmung entspricht.

3. **Fließgeschwindigkeit:** Der Betrag der Geschwindigkeit ist im Extremfall mit bis zu 1.8 m/s verhältnismäßig hoch, vgl. Abb. 6.9(a), 6.9(b). Verglichen mit einem erwarteten Geschwindigkeitsbetrag von 0.7-1.0 erscheint dies überschätzt. Hier scheint sich der Einfluss der Misregistrierung besonders auszuwirken, da diese mit der Geschwindigkeit wächst und somit auch der Phasenbeitrag wächst.

Betrachtet man dazu die zweidimensionale Darstellung von  $U_r$  in Abbildung 6.10(a) und 6.10(b), dann erscheint zudem die Verteilung der Geschwindigkeitsbeträge über der Wasseroberfläche realistisch. Während die Stärke zur Land-Wasser Grenze hin abnimmt, liegen maximale Geschwindigkeiten im mittleren Prielbereich. Insgesamt erscheint jedoch die Geschwindigkeit überschätzt.

Es gilt noch auf einen Unterschied in der Verteilung der Ergebnisse von  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  hinzuweisen. Dieser liegt in systematischen Fehlern begründet. In  $XT - F_2$  findet man einen Bereich von höheren Geschwindigkeiten im südwestlichen Teil des Nebenpriel. Dies ist ein fehlerhafter Bereich, da auch die umgebende Geländehöhe niedriger erscheint. Diese „Senke“ wird durch Fehler in der Bewegungskompensation hervorgerufen und äußert sich in niederen Geländehöhen und höheren Geschwindigkeiten.

4. Geschwindigkeitsunterschiede.

Die Unterschiede in den Geschwindigkeiten zwischen  $XT - F_2$  und  $XT - F_3$  sind klein, vgl. Abb. 6.9(a) und 6.9(b). Es zeigt sich, dass die Geschwindigkeitsverläufe leicht versetzt erscheinen, wobei der Trend beider Profile ähnlich ist. Dieser Versatz kann zu einem kleinen Teil durch einen unterschiedlichen azimuthalen Versatz (unterschiedliche R/V Verhältnisse) hervorgerufen werden. Grundsätzlich gilt jedoch, dass der azimuthale Versatz im antiparallelen Fall in die gleiche Richtung erfolgt, also kaum zu einem Fehler führt. Der Versatz scheint eher durch eine Verlagerung der Strömung hervorgerufen zu werden.

## 6.7 Validierung

Um weitere Aussagen über die Anwendbarkeit der kombinierten Interferometrie machen zu können, soll nun noch deren Genauigkeit anhand des Gebietsausschnitts Nebenpriel abgeschätzt werden. Da jedoch kaum Wert auf die maximal erreichbare Genauigkeit gelegt wurde, soll die Validierung lediglich feststellen, ob die Ergebnisse den Erwartungen entsprechen. Bei deren Gültigkeit ergibt sich die maximal erreichbare Genauigkeit der Geländehöhe und der Oberflächenströmung analog den Vorraussetzungen für die getrennte Anwendung, vgl. Kapitel 4 und 5.

### 6.7.1 Geländehöhen

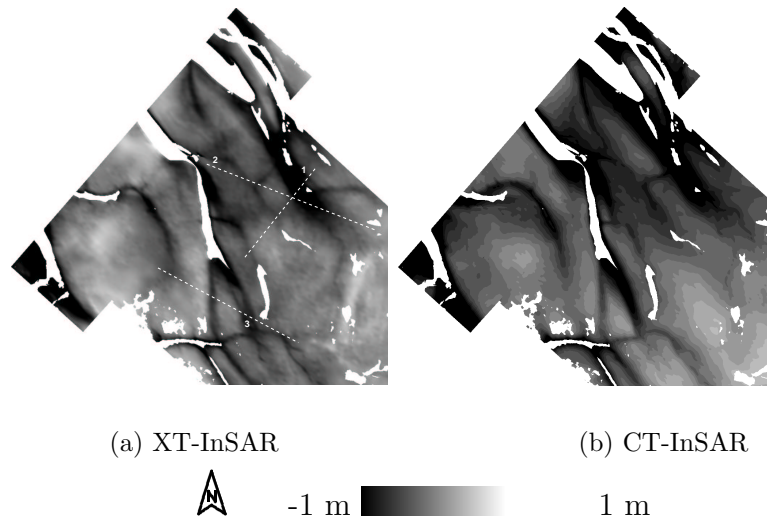


Abbildung 6.11: Geländehöhen aus den XT-Daten und Referenzhöhen der CT-Aufnahme am südöstlichen Ende des Mittelpriels. Der Ausschnitt umfasst eine Fläche von  $2.6 \text{ km} \times 2.6 \text{ km}$ .

Wie bereits angedeutet, sind die Höhen der XT-Daten ähnlich zum Höhenmodell aus der CT-Befliegung. Um nun Aussagen über die Genauigkeit der Daten treffen zu können, sollen die Höhen der XT-Daten validiert werden. Dazu sollen diese mit den Höhen der reinen Cross Track Aufnahme als Referenz verglichen werden. Die Referenzhöhen sind genau mit einer Abweichung von weniger als 10 cm zu Vergleichsmessungen, was bereits in Kap. 4 gezeigt wurde. Die Validierung anhand der CT-Höhen ist trotz des dazwischen liegenden Zeitraumes sinnvoll, da zeitgleiche Profilmessungen fehlen. Zudem sind die ermittelten Höhen flächenhafte Messungen, was die Validierung vereinfacht. Simultane Referenzmessungen wurden während der XT-Befliegung nur zum Zwecke der Phasenkalibrierung für die Reflektorkoordinaten im Landesinneren durchgeführt. Ein Vergleich mit der Modelltopografie ist ausserdem nicht sinnvoll und würde zu Ungenauigkeiten führen, da zu deren Erstellung Profile und Peildaten längerer Zeiträume interpoliert wurden, vgl. 2.

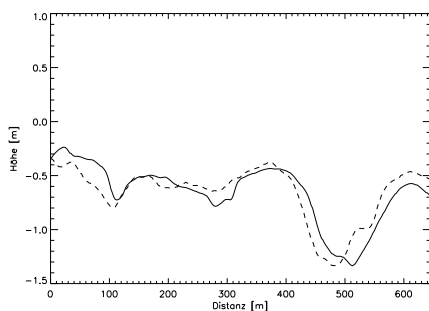
Die Daten sind vergleichbar, jedoch sind Abweichungen zu erwarten. Dies liegt daran, dass für die XT-Höhen die Daten nur eines Flugstreifens verwendet wurden. Zudem fand diese Befliegung 19 Monate vor der CT-Befliegung statt. Dazu wurden ein Navigationssystem und ein GPS-Empfänger verwendet, die ungenauer in der Messung war (1-Frequenz GPS und INS mit Winkelgenauigkeit von  $0.03^\circ$ ). Deswegen kann man einen größeren systematischen Fehler in den Geländehöhen erwarten. Daneben ergeben sich vermutlich Unterschiede in der Watttopografie, die durch natürliche Veränderungen hervorgerufen werden. Die Morphodynamik



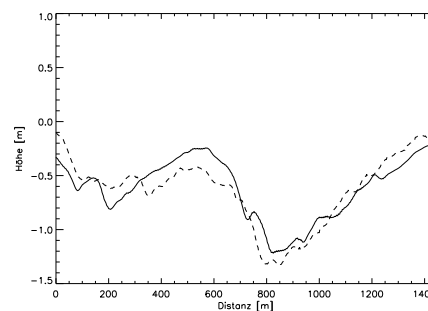
des Wattenmeeres ist hoch, somit können sich über den Zeitraum von 19 Monaten durchaus Prielrinnen verlagern.

In Abbildung 6.11(a) ist das Höhenmodell, das aus den XT-Daten errechnet wurde, dargestellt. Es liegt angrenzend am südöstlichen Ende des Mittelpriels und umfasst eine Fläche von  $2.6 \text{ km} \times 2.6 \text{ km}$ . Den gesamten Bereich umfasst auch das Höhenmodell der CT-Befliegung vom September 1998, das in Abbildung 6.11(b) dargestellt ist. Der Verlauf der Prielrinnen stimmt in beiden Beispielen überein. Unterschiede werden sichtbar vor allem im südöstlichen Teil, in dem das Referenzmodell höher erscheint.

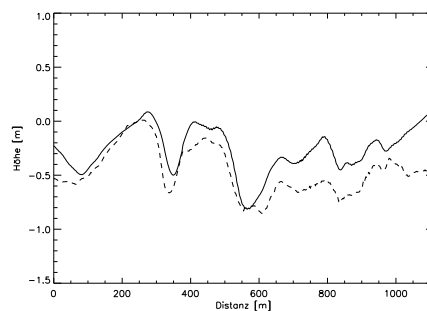
Die Abbildungen 6.12(a) - 6.12(c) zeigen Profile aus den Höhendaten im Vergleich zu den Referenzhöhen. Deren Lage ist in Abb. 6.11(b) angegeben. Die Daten wurden mit dem in Kap. 4 dargestellten Phasenfilter gefiltert, um die gleiche Höhenvariation zu erreichen. Somit weisen die Daten eine geringe Streuung auf, die als kleiner als 5 cm angegeben werden kann.



(a) Profil 1



(b) Profil 2



(c) Profil 3

Abbildung 6.12: Profillinien durch die Geländehöhen der XT- und CT-Daten, die durchgezogene Linie bezeichnet die (CT-) Referenzhöhen, die gestrichelte Linie die XT-Höhen. Deren Lage ist in Abb. 6.11(a) eingezeichnet.

Insgesamt ergibt sich eine gute Übereinstimmung im Höhenverlauf. Die Lage der Prielrinnen stimmt überein. Unterschiede ergeben sich im Höhenverlauf auf den Wattflächen, vgl. 6.12(c). Im rechten Profilteil liegen die XT-Höhenwerte um bis zu 0.5 m niedriger als die CT-Höhen. Ebenso in 6.12(b) sind die Höhen der XT-Daten niedriger im linken Profilteil, während diese im rechten Teil über die Referenzhöhen ansteigen. Dies sind verhältnismäßig großräumige Änderungen, die vermutlich auf systematische Fehler zurückgeführt werden können. Dieser systematische Fehler resultiert aus den unterschiedlichen INS-Systemen.

Bildet man die Differenz aus XT-Geländehöhen und Referenz, dann findet man über den gesamten Ausschnitt Abweichungen von 0.31 m ( $1 \sigma$ ). Dies liegt im Rahmen der Erwartungen, wegen der oben angesprochenen Unterschiede. Dies zeigt, dass die XT-Interferometrie auch im Bereich der Geländehöhen zuverlässig ist. Eine Erhöhung der Genauigkeit kann durch eine optimale Konfiguration und Flugplanung erreicht werden, sowie genauerer Navigationssysteme.

### 6.7.2 Oberflächenströmung

Die Oberflächenströmung ergibt sich analog Kapitel 5 aus der korrigierten interferometrischen Geschwindigkeit. Die Korrekturen umfassen den Einfallswinkel, die Winddrift und die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen. Als Grundlage dient das Ergebnis aus der kombiniert interferometrischen Messung vom Februar 1997, vgl. Abb. 6.10(b). Verglichen werden diese Ergebnisse nur mit dem TRIM-2D-Modell. Ein Vergleich mit den AT-Daten scheidet aus, da diese bei Flutströmung aufgenommen wurden. Es gilt jedoch, dass bei Gültigkeit der XT-Ergebnisse sich die erreichbare Genauigkeit aus den Ergebnissen der AT-Daten ergeben.

Wie im Kapitel 5 werden die Ergebnisse des TRIM-2D verwendet, das einen Nipptidezustand bezeichnet. Die Hoch- und Niedrigwasserstände zur Befliegung lagen um das Mittlere Tidehoch- und Tideniedrigwasser. Man kann also auch in der realen Situation mit einem lang anhaltenden starken Ebbstrom im Testgebiet rechnen, der im Modell sichtbar wird. Zudem gilt im Vergleich zu den übrigen Testgebieten, dass in der Rinne ähnliche Strömungsgeschwindigkeiten erreicht werden. Man findet an der Oberfläche maximale Geschwindigkeiten des Ebbstroms von bis zu 1.2 m/s.

Der Wind kam von Südwest und war verhältnismäßig stark mit 8 m/s bis 10 m/s. Da die Blickrichtung praktisch parallel zur Windrichtung liegt, fließt die Winddrift und die Phasengeschwindigkeit der Braggwellen vollständig in die interferometrische Geschwindigkeit ein. Wegen der hohen Windgeschwindigkeiten erhält man die Anteile der Braggwellenkomponenten in Windrichtung fast vollständig. Deswegen ergibt sich ein Anteil von bis zu 22 cm/s. Der 3 % Anteil des Windes beträgt bis zu 30 cm/s, und somit wurde die interferometrische Geschwindigkeit um 0.52 m/s in Windrichtung korrigiert.

Zwar kann die Strömungsrichtung aus antiparallelen Blickrichtungen nicht direkt mit dem Modell verglichen werden, jedoch kann man die Hauptrichtung be-

stimmen. Da der Priel parallel zur Blickrichtung liegt, lässt sich der Geschwindigkeitsbetrag zuverlässig abschätzen. Da fast die gesamte Strömungsgeschwindigkeit durch die radiale Komponente gegeben ist, kann man diese mit den zweidimensionalen Ergebnissen des Modells vergleichen. Die Hauptstromrichtung ergibt sich rein aus dem Vorzeichen der AT-Phase parallel zur Blickrichtung. Deswegen verläuft die Fließrichtung für  $XT - F_2$  zum Sender hin und für  $XT - F_3$  vom Sender weg, was Strömungsrichtungen parallel zur Blickrichtung des Radars von  $42^\circ$  ergibt. Da die Hauptrichtung parallel zur Lagerichtung des Priels liegt, ergibt sich somit eine Hauptströmungsrichtung von  $44^\circ$ , also von Südwest nach Nordost. Man kann also von einer Übereinstimmung der Strömungsrichtungen ausgehen und zudem mit vergleichbaren Geschwindigkeitsbeträgen. Ein genauere Vergleich der Richtungen wie in Kapitel 5 macht hier für zwei antiparallele Blickrichtungen keinen Sinn.

Man erhält folgende Beträge der Geschwindigkeit aus den InSAR-Daten und den TRIM-2D-Ergebnissen, vgl. Tabelle 6.3. Es werden dabei die mittleren Geschwindigkeiten aus fünf Testflächen verglichen. Es wird dabei jeweils über 70 bis 150 Werte aus beiden Flügen gemittelt, vgl. Abb. 6.10(b). Diese liegen an den Prielrändern und in der Mitte, um die Variation zwischen maximaler Strömung und den Rändern zu erfassen.

XT-InSAR[m/s]	0.6	0.8	1.0	1.3	0.7
TRIM-2D $U_{30}$ [m/s]	0.5	0.7	0.8	0.9	0.6
Differenz [m/s]	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1

$U_{max} = 1.2$  m/s (maximale Strömungsgeschwindigkeit im Testgebiet).

$U_{30} =$  Strömungsgeschwindigkeit zum Tideniedrigwasser - 30 Min.

Tabelle 6.3: Geschwindigkeiten aus XT-InSAR und TRIM-2D in 0.1 m/s Schritten.

Tabelle 6.3 stellt die Testbeispiele für Strömungsgeschwindigkeiten aus der XT-InSAR-Aufnahme und des TRIM-2D gegenüber. Wegen des lang andauernden starken Ebbstromes im Testgebiet liegen die erwarteten Strömungsgeschwindigkeiten an der Oberfläche mit 0.7-1.0 m/s relativ hoch. Durchaus ähnlich sind die XT-Geschwindigkeiten. Es zeigen sich jedoch auch Abweichungen von bis zu 0.4 m/s, v.a. im Bereich hoher Geschwindigkeiten.

Es gilt, dass die Werte aus den XT-Daten durchwegs höher liegen als die des Modells. Dies weist auf einen Phasenbeitrag durch Misregistrierung hin. Wie in Abschnitt 6.3 dargestellt, wird durch die CT-Komponente und die Bewegung des Wassers eine Misregistrierung erzeugt, die bei schiefer Geometrie zu einem Phasenbeitrag führt.

Im konkreten Fall dieser Untersuchung ergibt sich für eine radiale Geschwindigkeit von 1.2 m/s und eine CT-Basislinie von 1.5 m ein Betrag der Misregistrierung von ca. 2 cm. Dieser Versatz führt nach Gl. 3.36, [11], durch eine schiefe

Geometrie in Abhängigkeit vom Schielwinkel zu einem Phasenfehler. Der Phasenfehler beträgt damit für maximale Oberflächenströmungen im Fall von  $XT - F_2$  bis zu 0.1 rad und im Fall von  $XT - F_3$  bis zu 0.02 rad, dies gilt für die mittleren Schielwinkel. Somit wären die resultierenden Geschwindigkeiten 0.5 m/s und 0.1 m/s zu hoch. Dies deckt sich mit den Werten Ergebnisse. Für weitere Auswertungen sollte also die Misregistrierung berücksichtigt werden. Da der Schielwinkel bekannt ist, lässt sich der Fehler minimieren, wie von [11] gezeigt wurde.

## 6.8 Diskussion

Die Genauigkeit, die mittels XT-Interferometrie für die Bestimmung der Geländehöhe und der Oberflächengeschwindigkeit erreicht werden kann, wird durch die Untersuchungen in diesem Kapitel aufgezeigt. Die theoretisch erreichbare Genauigkeit ergibt sich bei entsprechender optimalen Radarauslegung und Prozessierung aus den Ergebnissen der reinen CT- und AT-Befliegungen (Kapitel 4 und 5). Dabei gilt es eine Einschränkung zu berücksichtigen. Für den Fall der kombinierten Interferometrie ergibt sich ein Fehler in der Phase und damit ein Fehler in der Geschwindigkeit durch die Cross Track Komponente der Basislinie und durch die radiale Bewegung auf der Wasseroberfläche. Dieser sollte bei der Auswertung korrigiert werden, was aufgrund der Kenntnis des Schielwinkels über die gesamte Flugbahn möglich ist.

Die Abweichungen, die sich beim Vergleich zeigten, sollten unter folgenden Gesichtspunkten betrachtet werden.

- Ein signifikanter systematischer Restfehler in den Daten des XT-Fluges ist vorhanden. Dies liegt an der ungenaueren INS mit einer schlechteren Winkelgenauigkeit von nur  $0.03^\circ$  und der Verwendung eines 1-Frequenz GPS-Empfängers, der ebenfalls nur ungenauere Messungen zulässt .
- Es wird in den reinen CT-Daten eine höhere Redundanz erreicht, da mehrere Flugstreifen verarbeitet wurden. Im Gegensatz dazu wurde nur ein Flugstreifen für die XT-Daten als Grundlage berücksichtigt.
- Änderungen in den natürlichen Gegebenheiten können nicht vernachlässigt werden, da 19 Monate zwischen beiden Aufnahmen liegen.

Insgesamt gilt, dass auch ohne optimierte Bewegungskompensation und mit nur einem Flugstreifen die Ergebnisse der XT-Befliegung gut mit den Höhenmodelldaten und den TRIM-2D-Daten übereinstimmen. Eine Abweichung im Fall der Höhe von ca. 0.3 m und von ca. 0.2 m/s in den Geschwindigkeiten liegt im Bereich der Erwartungen. Bei entsprechenden optimalen Einstellungen des Interferometers, insbesondere der optimalen Wahl der interferometrischen Basislinie,

kann die Genauigkeit deutlich erhöht werden. Werte, wie sie in den vorhergehenden Kapiteln erzielt wurden, erscheinen realistisch, es gelten zudem dieselben Annahmen und Einschränkungen.

Berücksichtigt man diese Gegebenheiten, so ist die erreichte Genauigkeit in der Höhe und der Geschwindigkeit zufriedenstellend und unterstützt die These, dass die XT-Interferometrie ein hohes Potential zur hochgenauen Abbildung des Wattenmeeres besitzt.

Damit kann man abschließend festhalten, dass das Hauptproblem der hochgenauen kombinierten Interferometrie in der Genauigkeit der Bewegungs- und Lagemessung der Antennen im Flug und in der Genauigkeit des Radars liegt. Es gilt das selbe wie in den Kapiteln 4 und 5. Ergebnisse, wie sie durch getrennten Einsatz von reiner CT- und AT-Interferometrie erzielt wurden, erscheinen auch simultan in einem Flug realistisch.



# Kapitel 7

## Einstellungen für interferometrische Abbildungen des Wattenmeeres

### 7.1 Radarparameter und Interferometrische Einstellungen

Nach all den getroffenen Ausführungen zu den interferometrischen Aufnahmemethoden erscheint es sinnvoll praktische Ansätze zu zeigen, wie eine optimale Konfiguration eines Radars zur gemeinsamen Aufnahme von Topografie und Oberflächenströmung aussehen soll. Die optimalen Einstellungen und auch praktische Voraussetzungen sollen im folgenden erläutert werden.

#### 7.1.1 Radarkonfiguration

Wegen der speziellen Abbildungseigenschaften des Wattenmeeres, insbesondere der bewegten Wasseroberfläche, werden gewisse Einstellungen des Radars nötig. Diese Einstellungen sind bereits mehrfach untersucht worden und können im folgenden kurz zusammengefasst werden, [149, 117]. Grundsätzlich spielen für die Modellierung der Radarabbildung der Meeresoberfläche die Wechselwirkung von Wellen und Strömung auf dem Wasser mit Frequenz, Polarisierung und Einfallswinkel des Radars die wichtigste Rolle.

- **Polarisation:** Im allgemeinen sind die Streueigenschaften von Meeresoberflächen in HH und VV Polarisierung ähnlich. Zudem ergeben sich auch wenig Auswirkungen auf die interferometrische Phase. Der größte Unterschied liegt im Signal Rausch Verhältnis, das für VV höher ist als für HH. Dadurch ergeben sich Auswirkungen auf die Genauigkeit des Zusammenhangs der interferometrischen Geschwindigkeit zur realen Oberflächenströmung.

Dieser Zusammenhang ist stärker linear ausgeprägt für VV Polarisation als für HH. In dieser Arbeit wurde das AES-1 in HH Polarisation verwendet, da diese Polarisation für die Topografieabbildung vorzuziehen ist. Im allgemeinen spielt jedoch die Wahl der Polarisation eine eher untergeordnete Rolle für die X-Band Abbildungen im Wattenmeer.

- **Frequenz:** Dieser Parameter wirkt sich am stärksten durch den Mechanismus der Braggstreuung aus. Abhängig von der Wellenlänge der gesendeten Welle ergibt sich eine Resonanz im Bereich des Braggbereichs der Oberflächenwellen auf dem Wasser. Dadurch resultieren Auswirkungen auf die Rückstreuung selbst, aber auch auf die interferometrische Phase in Abhängigkeit von der Sendefrequenz. Es zeigt sich, dass die Abbildung bei höheren Frequenzen, wie im X-Band, stärker linear ist. Der Wind wirkt sich durch die Erzeugung von Windwellen auf die interferometrische Abbildung aus. Hier wird deutlich, dass die Abbildung bei höheren Frequenzen unempfindlicher gegen Windrichtungsänderungen ist.

Im Falle der Abbildung der Watttopografie gilt, dass sich höhere Auflösungen durch Verwendung von höheren Frequenzen erreichen lassen. Deswegen eignet sich auch für die simultane Abbildung von Topografie und Strömung das X-Band.

- **Einfallswinkel:** Die Größe des Einfallswinkels der gesendeten Radarwelle und der Meeresoberfläche wirkt sich direkt auf die Abbildung der Wasseroberfläche aus. Dies ergibt sich ursächlich durch die zeitabhängige Änderung des lokalen Einfallswinkels durch Oberflächenwellen. Es zeigt sich, dass die Abbildung der Oberflächenströmung bei hohen Einfallswinkeln (z.B. bei  $60^\circ$ ) stärker linear als bei niederen ist (z.B.  $30^\circ$ ). Dafür wirken sich bei kleinen Einfallswinkeln die vertikalen Beiträge der Wellenbewegung an der radialen Geschwindigkeitskomponente stärker aus. Es gilt also, dass mit größeren Einfallswinkeln sich der Einfluss der horizontalen Strömung erhöht, während bei kleineren Einfallswinkeln der Einfluss der vertikalen Bewegungskomponente der Wellen zunimmt. Zusätzlich gilt, dass auch der Braggwelleneinfluss bei höheren Windgeschwindigkeiten und größeren Einfallswinkeln stärker linear ausgeprägt ist.

Damit folgt, dass zur Abbildung von Oberflächenströmungen größere Einfallswinkel vorzuziehen sind. Zur topografischen Abbildung erscheinen diese Bereiche ebenfalls geeignet, da das Signal/Rausch-Verhältnis hier kleiner ist. Es gilt im Einzelfall die Auswirkungen abzuwägen, bzw. die Abbildung der Wasseroberfläche über den gesamten Einfallswinkelbereich zu modellieren, wie von [117] gezeigt.



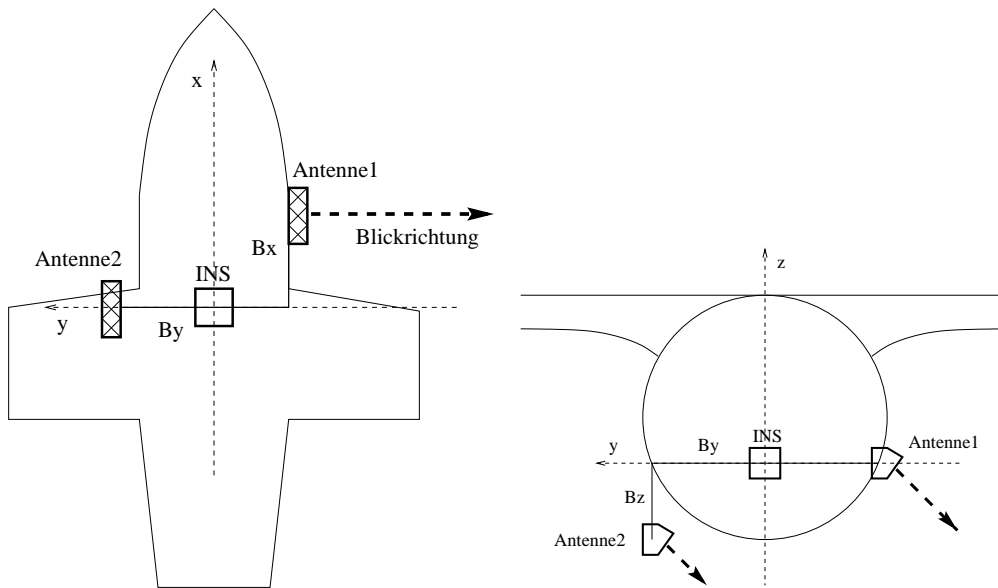


Abbildung 7.1: Skizze zur optimalen Konfiguration eines Radar Interferometers zur Abbildung des Wattenmeeres.

## 7.1.2 Interferometrische Parameter

Bei den interferometrischen Einstellungen gilt es v.a. den Abstand der beiden Antennen zu berücksichtigen. Mit ihm lässt sich einerseits die Geschwindigkeitsauflösung und andererseits die Höhenauflösung einstellen. Dabei soll für eine optimale Konfiguration eine hohe Auflösung, wie sie für eine hochauflösende Modellierung notwendig ist, erzielt werden. Diese wird vorausgesetzt mit einer geometrischen Auflösung von  $5 \text{ m}^2$  und einer Höhenauflösung (Streuung) von  $5 \text{ cm}$ , sowie einer Geschwindigkeitsauflösung (Streuung) von  $5 \text{ cm/s}$  (jeweils bei einer Standardabweichung), [154]. Dabei soll eine reale Situation für eine Wattenmeerabbildung betrachtet werden (z.B. erwartete Strömung bis  $1.5 \text{ m/s}$ , Höhenvariation  $\pm 3 \text{ m}$ , Wind bis  $15 \text{ m/s}$ ). Für die Trägerplattform wird eine durchschnittliche Flughöhe von  $3000 \text{ m}$  und eine Geschwindigkeit von  $100 \text{ m/s}$  angenommen. Das Trägerflugzeug selbst sei ähnlich der AES-Plattform (AC-960). Was dies für eine Basislinie mit Along und Cross Track Komponente bedeutet, soll im folgenden ausgeführt werden. Die Antennenkonfiguration soll, wie in Abb. 7.1 skizziert, festgelegt sein.

- **Cross Track Komponente ( $B_{CT}$ ):** Ausgehend von der allgemeinen Topografie des Wattenmeeres kann man Vereinfachungen für die interferometrische Abbildung ausnützen. Man kann geringe Höhenvariationen, z.B. weniger als  $\pm 5 \text{ m}$  über weite Bereiche von mehreren Kilometern, annehmen. Zudem kann man davon ausgehen, dass Kanten von mehreren Metern Höhe oder Zonen mit großem Höhengradienten fehlen. Damit wird einer-

seits der größte Teil der Geländehöhen eindeutig auf das Phasenintervall von 0 bis  $2\pi$  abgebildet. Andererseits wird durch das ausgeglichene Terrain das Auflösen von Phasenmehrdeutigkeiten erleichtert, falls es doch zu einer mehrdeutigen Abbildung kommen sollte. Deswegen kann man große Basislinien verwenden wegen der Eindeutigkeit (eine Verkleinerung der Basislinie erweitert das eindeutige Intervall). Geht man von einer zu erzielenden Höhengenaugigkeit (Streuung) von 5 cm aus bei einer Phasengenaugigkeit von 0.01 rad, dann ergibt sich nach Gl. 3.15 eine effektive Basislinie von 1.47 m, entsprechend einem Eindeutigkeitsbereich von 31.31 m, [114], der ausreichend für die Variationen im Watt ist.

Eine Abbildung kann auf einem Trägerflugzeug mit typischen Eigenschaften wie AC-960 durchgeführt werden. Damit kann man im Falle der Cross Track Interferometrie die maximale Basislinie nützen, die auf dem Flugzeug zur Verfügung steht. In diesem Fall ist dies eine reine CT-Basislinie von 2.40 m mit einer effektiven Basislinie von 1.98 m. Daraus ergibt sich eine Höhengenaugigkeit von 3.7 cm, was eine eindeutige Abbildung eines Höhenintervalls von 23.25 m erlaubt. Somit sind keine Mehrdeutigkeiten zu erwarten.

- **Along Track Komponente ( $B_{AT}$ ):** Die Along Track Komponente bestimmt den Zeitversatz  $\tau$  zwischen beiden Antennen in Abhängigkeit von der Fluggeschwindigkeit und damit den Einfluss der Bewegung auf der Erdoberfläche auf die interferometrische Phase. Bei der Wahl einer geeigneten AT-Basislinie gilt es, die minimale Basislinie (die die Eindeutigkeit der Abbildung bestimmt) und die maximale Basislinie (Genauigkeit der Abbildung, mit Rücksicht auf die Dekorrelationszeit) zu bestimmen. Es wird angenommen, dass beide Antennen separat senden und empfangen.
  1. **Maximale AT-Basislinie.** Die maximale Länge, bzw. der maximale Zeitabstand, zwischen beiden Antennen ergibt sich aus der Einschränkung, dass die Geschwindigkeit eindeutig auf die interferometrische Phase abgebildet werden soll, nach Gl. 3.29. Beispielsweise kann man Geschwindigkeiten in den Prielen von bis zu 1.5 m/s erwarten. Setzt man eine Phasenaugigkeit des Radars von 0.01 rad voraus, dann wird dieser Geschwindigkeitsbereich von 0 bis 1.5 m/s eindeutig auf 0 bis  $2\pi$  abgebildet für Zeitversätze von 11.9 ms und 6.9 ms (für die Einfallswinkelbereiche von  $30^\circ$  und  $60^\circ$ ), respektive Basislinienlängen von 1.19 m und 0.69 m (bei einer Fluggeschwindigkeit von 100 m/s). Um eventuelle Überschreitungen der maximalen Geschwindigkeit vorzubeugen, kann man die maximal zu erwartende Geschwindigkeit auf 2.3 m/s setzen. Dann bleibt die Phase eindeutig bis zu Zeitunterschieden von 24.0 ms und 13.8 ms ( $30^\circ$  und  $60^\circ$ ). Bei einer mittleren Geschwindigkeit des Flugzeugs von 100 m/s würde dies also maximal

RADARPARAMETER	
Frequenz	X-Band
Polarisation	HH
Einfallswinkelbereich	30° bis 60°
Bandbreite	100 MHz bis 400 MHz
PRF	bis 16 kHz
Horizontale Auflösung	0.5 m × 0.5 m bis 2 m × 2 m
Vertikale Auflösung	0.05 m ( $1\sigma$ )
Auflösung der Geschwindigkeit	0.05 m/s ( $1\sigma$ )
Along Track Basislinie	0.1 m bis 1 m
Cross Track Basislinie	1.5 m bis 2.5 m
Streifenbreite	2 km bis 8 km
Flughöhe	2000 m bis 4000 m
Fluggeschwindigkeit	80 m/s bis 120 m/s

Tabelle 7.1: Optimale Einstellungen eines Radar-Interferometers zur Wattenmeerabbildung.

zulässige AT-Basislinienlängen von bis zu 2.4 und 1.38 Metern bedeuten.

Die oben angestellten Überlegungen gelten für Aufnahmen bei einer Bandbreite von 400 MHz. Verwendet man geringere Bandbreiten wie 100 MHz, dann verringert sich die Auflösung aber auch das Datenvolumen. Die maximalen Basislinien würden für einen Einfallswinkelbereich von 30° bis 60° Längen von 1.8 m bis 3.11 m annehmen.

2. **Minimale AT-Basislinie.** Die Minimale AT-Basislinie ergibt sich aus der höchsten zulässigen Variation der Geschwindigkeit. Bei gleicher Phasenauflösung des Radars wirkt sich also bei kleineren Basislinien das Phasenrauschen stärker auf die Geschwindigkeit aus. Ebenfalls nach Gl. 3.29 ergibt sich die minimale Basislinie. Nimmt man als höchste zulässige Streuung der Geschwindigkeit einem Wert von 0.05 m/s, dann ergibt sich für eine Phasengenauigkeit von 0.01 rad bei einer Bandbreite von 400 MHz ein minimaler Zeitversatz von 1.0 ms bei 30° und 0.6 ms bei 60°. Dies würde unter denselben Annahmen wie oben Basislinienlängen von 0.1 m und 0.06 m bedeuten.

## 7.2 Flugplanung

Durch verschiedene Anforderungen bei der Aufnahme muss eine Befliegung sorgfältig auf das Gebiet und ebenso die Tidesituation abgestimmt werden. Dabei

spielt die Zielsetzung eine wichtige Rolle. Es soll jedoch davon ausgegangen werden, dass eine simultane Aufnahme von Topografie und Oberflächenbewegung stattfinden soll. Da die topografische Phase unabhängig vom Gezeitenzyklus ist, gilt es v.a. die Abbildung der AT-Phase und damit der veränderlichen Strömung zu berücksichtigen.

### **7.2.1 Lage und Auswahl der Flugstreifen**

Die Auswahl der Flugstreifen ist abhängig von den folgenden Eigenschaften:

- **Größe des abzubildenden Gebiets.** Je nach Ausdehnung des Befliegungsgebietes ist eine gewisse Anzahl von Flugstreifen nötig. Dabei kann die Zahl und die Länge zunächst rein anhand der Flächenabdeckung gewählt werden. Beispielsweise lassen sich auch große Flächen innerhalb einer kurzen Zeit abdecken, vergleicht man z.B. die Abbildung eines  $16 \text{ km} \times 2 \text{ km}$  Streifens in 3 Min in den XT-InSAR-Beispieldaten. Jedoch muss der Zeitabstand zwischen jeder Flugbahn in Bezug auf die veränderlichen Gezeiten berücksichtigt werden.
- **Art der AT-Aufnahme** – einfach oder senkrecht orientiert. Will man die Oberflächenbewegung zweidimensional erfassen, dann bietet es sich an, zueinander senkrechte Flugstreifen zu wählen. Zwischen diesen Aufnahmen sollte der Zeitunterschied gering sein, so dass die Strömung sich nicht ändert. Dadurch wird die Auswahl der Lage der Flugbahnen deutlich eingeschränkt, auch erscheinen kürzere Flugstreifen mit größerer Streifenbreite sinnvoll. Zudem gilt es, die Ausdehnung der Rinnen und deren Lage zu berücksichtigen.
- **Morphologie.** Ausschlaggebend für die Flugplanung sind die Gestalt und Lage der Prielsysteme im Befliegungsgebiet. Beispielsweise können längere Rinnen zunächst parallel fliegend und darauf folgend in senkrechten Flügen abgebildet werden.
- **Aufnahmezeit.** Je nach Aufgabenstellung gilt es den jeweiligen Zeitpunkt der Abbildung abhängig von der Tide zu berücksichtigen. Je nachdem, ob man Wert auf die möglichst schnelle Gebietsabdeckung oder die Aufzeichnung der Veränderung während einer Tidephase legt, ergeben sich unterschiedliche Voraussetzungen für die Flugplanung. Der nach oben limitierende Faktor ist hierbei allerdings die maximale Flugzeit, die sich aus dem Treibstoffvorrat des Flugzeugs ergibt.

Die getroffenen Aussagen sollen deutlich machen, dass man kein generelles Schema für die Flugdurchführung einer gemischt interferometrischen Aufnahme angeben kann. Das zentrale Problem ist die Veränderung der Strömung und des

Wasserstandes im Gezeitenzyklus und damit die Wahl des Abbildungszeitpunktes. Es gilt je nach Aufgabenstellung und Befliegungsgebiet im Vorfeld sorgfältig alle Größen zu berücksichtigen und dafür eine spezielle Flugplanung aufzustellen.

### 7.2.2 Streifenbreite, Flughöhe und Fluggeschwindigkeit

Der Wahl der Streifenbreite kommt eine wichtige Rolle zu, da dadurch die Befliegungszeit deutlich reduziert werden kann. Breiten von 4 km bis 8 km erscheinen sinnvoll. Jedoch sollte auf zu große Streifenbreiten und insbesondere zu große Flughöhen verzichtet werden, da das Signal Rausch Verhältnis wächst und auch durch die größere Flughöhe sich das Verhältnis von radialem Abstand und Fluggeschwindigkeit verschlechtert. Dies hat zur Folge, dass der Fehler durch den azimutalen Versatz zunimmt und die Abbildung der Geschwindigkeit sich verschlechtert, vgl. Gl. 3.27 und [117].

Die Fluggeschwindigkeit hat ihren direkten Einfluss auf die interferometrische Phase durch den Zeitversatz der beiden Antennen, die durch die AT-Komponente der Basislinie getrennt sind. Dadurch sind bei konstanter AT-Basislinie niedrigere Geschwindigkeiten vorzuziehen, da eine Verkürzung des Zeitintervalls das Rauschen in der Geschwindigkeit erhöhen würde. Wichtiger ist jedoch, dass die Fluggeschwindigkeit annähernd konstant gewählt wird, um die Errechnung der Geschwindigkeiten aus der Phase zu erleichtern. Es zeigt sich, dass ein Geschwindigkeitsbereich während der Abbildung von 80 m/s bis 120 m/s optimal ist.

### 7.2.3 Unterstützende Messungen

Es sind vor allem zwei Parameter, die sich auf die Abbildung der Wasseroberfläche auswirken, nämlich Wind und Seegang. Will man beide Einflüsse exakt ausschließen, dann muss ein Modellierungsansatz wie bei [117] gewählt werden. Dafür sollte der Wind in Richtung und Stärke während des gesamten Befliegungszeitraumes gemessen werden. Es genügt dazu eine repräsentative Station, die nahe am Untersuchungsgebiet liegt. Es werden Böen und lokale Modifikationen des Windes vernachlässigt, deswegen genügen gemittelte Werte des Windfeldes während der Aufnahme. Lokale Einflüsse lassen sich am besten aus den Amplitudendaten der Aufnahmen abschätzen, [69].

Neben den Windwellen wirken sich die längeren Seegangswellen durch die Orbitalgeschwindigkeit auf die interferometrische Phase aus. Will man Wattgebiete abbilden, die zur offenen See gewandt sind, dann kann man den Seegang in der Abbildung nicht mehr vernachlässigen. Die Kenntnis des Seegangs und die Fortpflanzung in die größeren Rinnen ist somit hilfreich bei der Berechnung der Oberflächenströmung. Somit wäre mindestens eine Messung des Seeganges an einer repräsentativen Stelle im äußeren Wattbereich nötig. Der Anteil der Orbitalbewegung an der interferometrischen Geschwindigkeit wäre dann abschätzbar.



# Kapitel 8

## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschreibt die Möglichkeiten der Anwendung der Radarinterferometrie im Wattenmeer. Dazu wird ein Verfahren vorgestellt, das es erlaubt, die Topografie trockengefallener Wattflächen und die Oberflächengeschwindigkeit in den gefluteten Rinnen simultan zu bestimmen. Ausgehend von den bekannten Techniken der Along (AT-InSAR) und Cross Track Interferometrie (CT-InSAR) wird ein neuer Ansatz entwickelt, der beide Methoden vereint. Dazu wird eine neue Theorie zur kombinierten Interferometrie (XT-InSAR) vorgestellt und anhand experimenteller Daten überprüft. Zudem wird erstmals eine umfassende Untersuchung der Anwendung von Radarinterferometrischen Methoden im Wattenmeer durchgeführt. Als deren Ergebnis kann man festhalten, dass bei einem optimierten Einsatz der Interferometrie eine Messung der Geländehöhe und der Oberflächengeschwindigkeit in einem hohen Genauigkeitsbereich möglich wird.

Der Arbeit liegen interferometrische Daten aus drei Befliegungen zugrunde. Diese wurden alle im Testgebiet des Weserästuars aufgenommen. Es wurden dabei jeweils die gleichen Flugbahnen verwendet, um überdeckende Aufnahmestreifen zu erhalten. Zum Vergleich der Geländehöhen wurden einerseits Theodolit-Messungen verwendet. Andererseits wird zum Vergleich der Oberflächenströmungen das hydrodynamische Modell TRIM-2D herangezogen. Alle Referenzdaten wurden durch die Bundesanstalt für Wasserbau bereitgestellt.

Die Abbildung mittels CT-InSAR liefert hochgenaue Höhenmodelle der trockengefallenen Wattflächen. Dies wird grundsätzlich begünstigt durch die ausgeglichene und vegetationsfreie Topografie des Watts. In Kapitel 4 werden Ansätze dargestellt, mit denen die Verarbeitung der interferometrischen Daten zum Höhenmodell optimiert werden können. Dies schließt die sekundäre Bewegungskompensation und die verbesserte Filterung ein. Anhand von Daten einer reinen CT-Befliegung im Testgebiet wird die Prozessierung überprüft und die Genauigkeit anhand von Theodolit-Messungen validiert. Es ergeben sich dabei gute Übereinstimmungen der Referenz mit den interferometrischen Resultaten. Die Abweichungen der Höhen betragen durchschnittlich nur 5.5 cm, in 80 % der Fälle

beträgt die Differenz weniger als 10 cm.

Um die Möglichkeit der Bestimmung von Oberflächenbewegung mittels AT-InSAR zu demonstrieren, wird in Kapitel 5 die gesamte Verarbeitungskette von den interferometrischen Daten bis zur Oberflächenströmung dargestellt. Durch Verwendung von senkrechten Flugbahnen lassen sich Oberflächenbewegungen auf der Wasseroberfläche zweidimensional bestimmen. Einen großen Einfluss auf die Genauigkeit der ermittelten Oberflächenströmung besitzt die Trennbarkeit der Effekte von Winddrift und Phasengeschwindigkeit der Braggwellen auf die interferometrisch bestimmte Geschwindigkeit. Gerade im Wattenmeer kann man dazu Annahmen treffen, mittels derer sich die Einflüsse leicht abschätzen lassen. Die Daten einer reinen AT-Befliegung dienen zur Überprüfung des Verfahrens. Die Ergebnisse werden mit Ergebnissen des TRIM-2D-Modelles der Bundesanstalt für Wasserbau verglichen. Die interferometrisch bestimmten Geschwindigkeiten stimmen gut mit den Erwartungen überein. Es ergeben sich dabei Abweichungen von durchschnittlich 0.15 m/s im Geschwindigkeitsbetrag und  $10^\circ$  in der Richtung.

Die Ergebnisse der CT- und AT-Befliegungen legen nahe, beide Verfahren zu kombinieren. Ein neuer Ansatz dafür wird in Kapitel 6 vorgestellt. Dazu sollen zwei Antennen verwendet werden, deren Basislinie eine Along und eine Cross Track Komponente aufweist. Dazu wird ein geometrischer Ansatz vorgestellt, der die Auswertung der Phase zulässt. Es zeigt sich, dass sich die resultierende gemischte Phase aus der reinen Cross Track Phase und der reinen Along Track Phase addiert. Zu beachten bleibt, dass mit dem Vorhandensein einer CT-Komponente durch Oberflächenbewegung eine Misregistrierung der interferometrischen Signale erzeugt wird. Die Misregistrierung liefert abhängig vom Schielwinkel einen Phasenbeitrag über Wasser, der zur Überschätzung der Geschwindigkeit führt und korrigiert werden muss.

Der gewählte Ansatz wird mit Befliegungsdaten überprüft und Eigenschaften der gemischten Phase diskutiert. Die resultierenden Geländehöhen werden schließlich mit den CT-Höhen und die Oberflächenströmung mit den Ergebnissen des TRIM-2D verglichen. Dabei wird kein Wert auf eine möglichst hohe Genauigkeit gelegt, sondern es soll die Möglichkeit des Verfahrens gezeigt werden. Die Ergebnisse zeigen eine Höhendifferenz von durchschnittlich 0.3 m für die Geländehöhen und 0.2 m/s für den Geschwindigkeitsbetrag (auf die Richtung muss aufgrund der Aufnahmegeometrie verzichtet werden). Die geringeren Genauigkeiten resultieren vor allem aus den unterschiedlichen Navigationssystemen (INS/GPS), die bei den Befliegungen verwendet wurden. Sowohl die INS wie auch die GPS-Empfänger waren zur XT-Aufnahme wesentlich ungenauer.

Da sich die gemischte Phase als Addition der reinen AT- und CT-Phase ergibt, kann die Eigenschaft beider Komponenten durch eine optimale Auslegung des Radarinterferometers verbessert werden. Die erreichbaren Genauigkeiten für die XT-Interferometrie ergeben sich aus den Genauigkeiten der reinen CT- und AT-Interferometrie.



---

Eine Aufstellung zur optimalen Konfiguration eines Interferometers mit Along und Cross Track Basislinie schließt die Arbeit in Kapitel 7 ab. Dazu werden Vorschläge gemacht, was bei einer Befliegung berücksichtigt werden soll. Dies umfasst die Flugplanung und Flugdurchführung.

Man kann zusammenfassend sagen, dass die flugzeuggetragene Radarinterferometrie die Möglichkeit bietet, einerseits die Geländehöhe und andererseits die Oberflächengeschwindigkeit in einer hohen Genauigkeit zu bestimmen. Die Grundvoraussetzungen dafür liegen in einer hohen systematischen Genauigkeit. Dies beinhaltet eine sehr genaue Bewegungsmessung und Positionierung des Flugzeuges durch hochgenaue INS/DGPS-Navigationssysteme, ein Radarsystem mit geringem Phasenrauschen, eine sehr genau vermessene Basislinie und daneben eine genaue und auf die Anwendung abgestimmte Prozessierung.



# Danksagung

Die Untersuchungen für die vorliegende Arbeit wurden im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen dem Coastal Research Laboratory der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, und der Firma Intermap Technologies GmbH (vormals Aero-Sensing Radarsysteme GmbH) durchgeführt. Für die wissenschaftliche Betreuung, sowie die zahlreichen kritischen Anmerkungen und nicht zuletzt die herzliche Aufnahme in der Arbeitsgruppe Küstengeologie, bin ich Herrn Prof. Dr. Roberto Mayerle sehr zu Dank verpflichtet. Zudem danke ich Herrn Prof. Dr. Steffen Bock und Herrn Prof. Dr. Horst Sterr für die Übernahme des Koreferates.

Mein ganz besonderer Dank gebührt Herrn Dr. João Moreira für seine Unterstützung in unserer Firma. Sein Engagement in allen Fragen zur Radar- und SAR-Technik lieferte die Basis für zahlreiche fruchtbare Diskussionen und Anregungen.

Den Herren Dipl. Ing. Holger Rahlf und Dr. Reiner Schubert, Bundesanstalt für Wasserbau – Dienststelle Hamburg, sei gedankt für die Unterstützung bei der Aufbereitung der TRIM-2D-Daten. Außerdem danke ich Herrn Dr. Norbert Winkel für seine stete und bereitwillige Unterstützung in angewandt-küstenrelevanten Fragen.

Frau Dr. Susanne Lehner danke ich ebenso wie den Herrn Dr. Mingquan Bao, Johannes Schulz-Stellenfleth, Dr. Andreas Niedermeier, und dem Rest der Gruppe für SAR-Ozeanografie am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt für den vielfältigen und unkomplizierten Gedankenaustausch.

Allen meinen Kollegen der Firma Intermap sei herzlichst gedankt für die Unterstützung meiner Arbeit und die immerwährend gute Arbeitsatmosphäre. Insbesondere danke ich den Herrn Dr. Marcus Schwäbisch und Dr. Christian Wimmer, die mir jederzeit wissenschaftlichen Beistand leisteten und für jede Frage offen waren.

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei allen Mithelfern, die sich für Korrekturen zur Verfügung stellten. Insbesondere richtet sich dies an die Herrn Dr. Christian Winter, sowie nochmals Marcus und João, für die hilfreiche Kritik und sämtliche abschliessenden Anregungen.



# Anhang

In der folgenden Darstellung der mathematischen Formulierung des Modells TRIM-2D werden die in der hydrodynamischen Modellierung üblichen Variablenbezeichnungen übernommen. Mehrdeutigkeiten mit den mathematischen Symbolen aus der Theorie der Interferometrie sind vorhanden, jedoch sind beide Darstellungen unabhängig voneinander und die Bedeutung ergibt sich aus dem Zusammenhang.

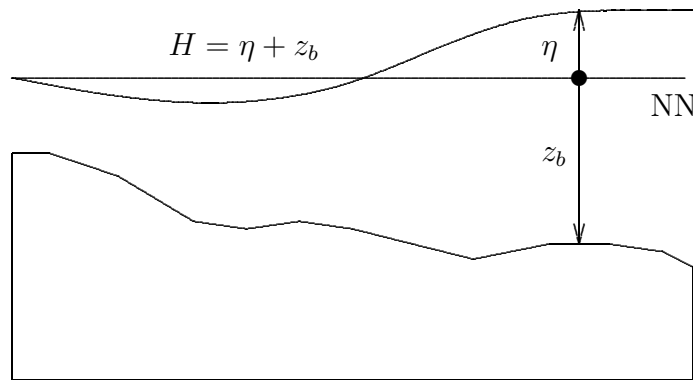


Abbildung .1: Grafische Darstellung des Zusammenhanges Wasserspiegelauslenkung  $\eta$ , bathymetrische Tiefe (Sohllage)  $z_b$  und Wassertiefe  $H$ .

Das Modell TRIM-2D setzt sich aus Differentialgleichungen zusammen. Diese sind die mathematische Formulierung der physikalischen Erhaltungssätze für die Wassermasse, den Strömungsimpuls, sowie die Konzentrationen von Salz- und Schwebstoffmenge. Mittels der Berechnung der Transportkapazität lässt sich die Geschiebefracht errechnen. Die Darstellung der Gleichungen lässt sich wie in der obigen Abbildung skizziert angeben:

1. **Wassermasse.** Zur Beschreibung wird die konservative Form der Kontinuitätsgleichung verwendet. Diese lässt sich für die Wassertiefe  $H$ ,  $\eta$  der Wasserspiegelauslenkung und  $z_b$  der Sohlage, mit  $H = \eta + z_b$ , darstellen:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(HU) + \frac{\partial}{\partial y}(HV) = 0$$

$U$  und  $H$  sind dabei die tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeiten (x- und y-Komponente).

2. **Strömungsimpuls.** Dieser wird in nicht-konservativer Form durch folgende Gleichungen dargestellt:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial U}{\partial t} &+ U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - 2V\Omega \sin \varphi \\
 &= -\frac{\rho}{\rho_0} g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} g \frac{H}{2} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} \\
 &+ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{D_{\nu_t}}{\rho_0} \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{D_{\nu_t}}{\rho_0} \frac{\partial U}{\partial y} \right) \\
 &- \frac{1}{H} C_D U \sqrt{U^2 + V^2} + \frac{1}{H} \frac{\rho_a}{\rho_0} C_W u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \\
 \\
 \frac{\partial V}{\partial t} &+ U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - 2U\Omega \sin \varphi \\
 &= -\frac{\rho}{\rho_0} g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} g \frac{H}{2} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} \\
 &+ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{D_{\nu_t}}{\rho_0} \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{D_{\nu_t}}{\rho_0} \frac{\partial V}{\partial y} \right) \\
 &- \frac{1}{H} C_D V \sqrt{U^2 + V^2} + \frac{1}{H} \frac{\rho_a}{\rho_0} C_W v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2}
 \end{aligned}$$

$\Omega$  ist die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation,  $\varphi$  der Breitenwinkel,  $\rho$  und  $\rho_0$  die Wasserdichte und Normdichte,  $p_a$  der Luftdruck,  $D_{\nu_t}$  die turbulente Viskosität und Dispersion,  $u_w$ ,  $v_w$  die Windgeschwindigkeit (x- und y-Komponente),  $C_D$  der Bodenreibungsbeiwert, sowie  $C_W$  der Impulsaustauschkoeffizient für den Wind.

3. **Salzgehalt  $S$ .** Die räumlich-zeitliche Variabilität des Salzgehaltes wird durch die nicht-konservativ formulierte Transportgleichung beschrieben. Man findet hierin keine Quellen und Senken für den Salzgehalt, wobei diese gegeben ist als:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\Gamma_t}{\rho_0} \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( H \frac{\Gamma_t}{\rho_0} \frac{\partial S}{\partial y} \right)$$

$\Gamma_t$  stellt die turbulente Diffusion und Dispersion dar.

4. **Schwebstoff  $C$ .** Die Transportgleichung für die Schwebstoffkonzentration ist nachfolgend angegeben. Es treten keine Quellen und Senken infolge der Resuspension und Deposition an der Gewässersohle auf.

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\Gamma_t}{\rho_0} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( H \frac{\Gamma_t}{\rho_0} \frac{\partial C}{\partial y} \right) \\
 &- w_s C \max \left[ \left( 1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}} \right), 0 \right] + M_e \max \left[ \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right), 0 \right]
 \end{aligned}$$

Hierbei sind  $w_s$  die Partikel-Sinkgeschwindigkeit,  $M_e$  die Schwebstoff - Erosionsrate,  $\tau_{cd}$  und  $\tau_{ce}$  die kritische Schubspannung der Schwebstoff - Deposition, sowie der Resuspension. Daneben ist die Bilanzgleichung für den am Boden vorhandenen Schwebstoffvorrat  $B$  mit der Schwebstoffdichte  $\rho_c$  angegeben als:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \rho_c \left[ w_s C \max \left[ \left( 1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}} \right), 0 \right] - M_e \max \left[ \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right), 0 \right] \right]$$

5. **Geschiebe.** Der sohlnahe Transport des Geschiebes für jede Kornfraktion ergibt sich aus folgenden Gleichungen:

$$\begin{aligned} q_x^t &= q_x + \beta \|q\| \frac{\partial z_b}{\partial x} \\ q_y^t &= q_y + \beta \|q\| \frac{\partial z_b}{\partial y} \\ \|q\| &= 0.053 f_G \sqrt{\left[ \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g \right]} d_{50}^{1.5} D^{-0.3} T^{2.1} \end{aligned}$$

$q_x^t$  und  $q_y^t$  ist die totale Geschiebefracht pro Breitenmeter (x- und y-Komponente),  $f_G$  der Anteil einer Kornfraktion am Geschiebe,  $\rho_s$  die Geschiebedichte,  $d_{50}$  der charakteristische Korndurchmesser, sowie  $D$  und  $T$  Parameter für Sedimentkorn und Bodenschubspannung. Die dafür geltende Bilanzgleichung für den Geschiebevorrat  $L$  ergibt sich zu:

$$\frac{\partial L}{\partial t} = - \left[ \frac{\partial q_x^t}{\partial x} + \frac{\partial q_y^t}{\partial y} \right]$$

Es gelten zudem folgende Annahmen und Näherungen:

1. Die Druckverteilung ist hydrostatisch. Es gilt:

$$p = \rho g (\eta - z) + p_a$$

2. Das vertikale Strömungsprofil wird durch die tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit angenähert, also:

$$\begin{aligned} U &= \frac{1}{H} \int_{z_b}^{\eta} u dz \\ V &= \frac{1}{H} \int_{z_b}^{\eta} v dz \end{aligned}$$

3. Das vertikale Konzentrationsprofil des Salzgehaltes wird durch die tiefengemittelte Salzkonzentration ersetzt.

$$S = \frac{1}{H} \int_{z_b}^{\eta} s dz$$

4. Das vertikale Profil der Schwebstoffkonzentration wird durch die tiefengemittelte Schwebstoffkonzentration ersetzt.

$$C = \frac{1}{H} \int_{z_b}^{\eta} c dz$$

5. Unter Annahme eines logarithmischen Geschwindigkeitsprofils kann der Bodenreibungsbeiwert  $C_D$  mit der Rauigkeitslänge  $z_0$  und der Karman - Konstante  $\kappa$  errechnet werden, mit:

$$C_D = \left( \frac{\kappa}{\ln \left( \frac{z}{z_0} \right)} \right)^2$$

6. Der Impulsaustauschkoeffizient  $C_W$  zur Berechnung der Windschubspannung an der Wasseroberfläche ergibt sich aus der bodennahen Windgeschwindigkeit, mit  $\alpha = 0.63$  und  $\beta = 0.066$ , als:

$$C_W = \left( \alpha + \beta \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \right) 10^{-3}$$

7. Die Schwebstoff-Flockung und das Zerbrechen der Flocken wird mit Hilfe der Sinkgeschwindigkeit folgendermassen parametrisiert:

$$\begin{aligned} w_s &= KC^m \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \\ \varepsilon &= \frac{\tau_b \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho H} \\ G &= \sqrt{\frac{\varepsilon}{\nu}} \end{aligned}$$

8. Zur Berechnung des Geschiebetransportes werden verschiedene Parameter berücksichtigt. Diese beschreiben jede einzelne Fraktion des Sediments. Hierzu werden gegebene Werte aus der Literatur für die kritischen Shield-



sparameter  $\Theta_{cr}$  verwendet.

$$\begin{aligned}
 D_* &= \left[ \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} d_{50} \\
 \zeta_G &= \left[ \frac{\log(19)}{\log\left(19 \frac{d_{50}}{d_{50}}\right)} \right]^2 \\
 \tau_{cr} &= \zeta_G (\rho_s - \rho) g d_{50} \Theta_{cr} \\
 T &= \max \left[ \frac{\tau_b - \tau_{cr}}{\tau_{cr}}, 0 \right]
 \end{aligned}$$

Dabei ist  $D_*$  der sedimentologische Korndurchmesser und  $\tau_{cr}$  die kritische Schubspannung. Die tatsächliche Schubspannung  $\tau_b$ , die auf ein Sedimentkorn wirkt, ergibt sich als:

$$\tau_b = \rho g \left( \frac{U}{C'} \right)^2$$

Hierbei ist  $C'$  der kornbezogene Chezy-Koeffizient und  $U$  die tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit. Er beschreibt die Kornrauhigkeit und wird in Abhängigkeit vom Korndurchmesser festgelegt mit:

$$C' = 18 \log \left( \frac{4H}{d_{90}} \right)$$



# Mathematische Symbole

Symbol	Erklärung
$A_i$	Antennenpositionen
$A$	Antennenfaktor
$a_i, b_i$	Koeffizienten
$\vec{B}$	Basislinienvektor
$B_{AT}$	Along Track Basislinie
$B_{CT}$	Cross Track Basislinie
$B_{\perp}$	Effektive Basislinie
$c$	Lichtgeschwindigkeit
$c_i$	komplexes SAR-Signal
$D$	Reale Länge der Radarantenne
$\vec{D}$	Distanzvektor
$E\{.\}$	Erwartungswert
$f_D$	Dopplerfrequenz
$H$	Geländehöhe
$I$	Interferometrisches Signal
$Im(.)$	Imaginärteil
$k_e$	Elektromagnetische Wellenzahl
$L_{sa}, L_{max}$	Länge und maximale Länge der synthetischen Apertur
$\vec{l}_i$	Abstandsvektoren zwischen Antenne und Erdoberfläche
$\hat{l}_i$	Einheitsvektoren
$pdf(\phi)$	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Phase
$\Delta\vec{P}$	Abstandsvektor auf der Erdoberfläche
$\bar{P}_t$	Mittlere Sendeleistung des Radars
$Re(.)$	Realteil
$R_i$	Schrägsichtabstand
$t$	Azimut-Zeit
$\Delta t$	Zeitunterschied
$V$	Fluggeschwindigkeit
$x, y, z$	Kartesische Koordinaten
$\Delta X$	Misregistrierung in Azimut

Symbol	Erklärung
$\Delta x$	Azimutaler Versatz
$\vec{U}$	Strömungsgeschwindigkeit
$U_{ATI}$	Interferometrisch bestimmte Geschwindigkeit
$U_r$	Radiale Geschwindigkeit
$U_{Ofl}$	Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche
$\langle \cdot, \cdot \rangle$	Skalarprodukt
$\alpha$	Basislinienneigung
$\beta$	Winkel der Basisliniengeometrie
$\gamma$	Kohärenz
$\Delta_H$	Höhenvariation
$\Delta_\phi$	Phasenvariation
$\delta\theta_a$	Winkelauflösung mit realer Apertur
$\delta\theta_{sa}$	Winkelauflösung mit synthetischer Apertur
$\delta_{az}$	Geometrische Auflösung in Azimut (Seitensichtgeometrie)
$\delta_e$	Geometrische Auflösung in Entfernung (Seitensichtgeometrie)
$\delta_g$	Geometrische Auflösung in Bodenprojektion
$\delta\gamma_g$	Gierwinkelfehler
$\delta\gamma_r$	Rollwinkelfehler
$\epsilon$	Neigungswinkel der Oberfläche
$\varepsilon$	Pixelumgebung
$\theta$	Blickwinkel
$\theta_i$	Lokaler Einfallswinkel
$\theta_s$	Schielwinkel
$\Lambda_{bragg}$	Braggwellenlänge
$\lambda$	Elektromagnetische Wellenlänge
$\phi$	Interferometrische Phase
$\phi_{AT}$	Along Track Phase
$\phi_{CT}$	Cross Track Phase
$\phi_{fl}$	Interferometrische Phase der flachen Erde
$\tau$	Entfernungs-Zeit
$\tau_p$	Sendepulsdauer
$\sigma$	Streuung
$\sigma^0$	Radarrückstreuoeffizient

# Abkürzungen

Abkürzung	Erklärung
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AER-2	Airborne Experimental Radar
AeS-1	Aero-Sensing-1
AIRSAR	Airborne Synthetic Aperture Radar
AT	Along Track
AT-InSAR	Along Track Interferometric Synthetic Aperture Radar
BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BSH	Bundesanstalt für Seeschifffahrt und Hydrographie
C-CORE	Centre of Cold Ocean Research Engineering
CCRS	Canadian Center for Remote Sensing
CODAR	Coastal Ocean Dynamics Applications Radar
CT	Cross Track
CT-InSAR	Cross Track Interferometric Synthetic Aperture Radar
C/X-SAR	C- X-Band Track Synthetic Aperture Radar
DEM	Digital Elevation Model
DERA	Defence Evaluation and Research Agency
DGPS	Differentielles Globales Positionierungssystem
D-InSAR	Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DO-SAR	Dornier Synthetic Aperture Radar
EMISAR	Department of Electromagnetic Systems SAR
ENVISAT	Environmental Satellite
ERIM	Environmental Research Institute of Michigan
ERS-1	European Remote Sensing Satellite 1
ERS-2	European Remote Sensing Satellite 2
E-SAR	Experimental Synthetic Aperture Radar
ESR	Earth and Space Research
FGAN	Forschungsgesellschaft für angewandte Naturwissenschaften
GEOSAR	Geographic Synthetic Aperture Radar
GPS	Globales Positionierungssystem
HF	Hoch Frequenz

## Abkürzungen

---

Abkürzung	Erklärung
IFSARE	Interferometric Synthetic Aperture Radar for Elevations
INS	Inertiales Navigationssystem
InSAR	Interferometrisches Synthetic Aperture Radar
JERS	Japanese Earth Remote Sensing Satellite
JPL	Jet Propulsion Laboratory
NASA	National Air and Space Administration
ONERA	Office National d' Etudes et de Recherches
OSCR	Ocean Surface Current Radar
PRF	Pulswiederholffrequenz (Pulse Repetition Frequency)
RADARSAT	Radar Satellite
RAMSES	Radar Multifrequences Sol pour l' Etude des Signatures Spectrales
RMS	Root Mean Square
SAR	Synthetic Aperture Radar
SEASAT	Sea Satellite
SIR-A	Spaceborne Imaging Radar A
SIR-B	Spaceborne Imaging Radar B
SIR-C/X-SAR	Spaceborne Imaging Radar C / X-Band Synthetic Aperture Radar
SLAR	Side Looking Airborne Radar
SLC	Single Look Complex
SNR	Signal/Rausch-Verhältnis (Signal to Noise Ratio)
SRTM	Shuttle Radar Topography Mapping Mission
STAR-3i	Sea-Ice and Terrain Assessment Radar
TEC	Topographic Engineering Center
TOPSAR	Topographic Synthetic Aperture Radar
TRIM-2D	Tidal, Residual, Inertial Mudflat Model
WERA	Wellen Radar
XT	Along/Cross Track
XT-InSAR	Along/Cross Track Interferometric Synthetic Aperture Radar

# Literaturverzeichnis

- [1] AHMED, S., H. R. WARREN, D. SYMONDS und R. P. COX: *The Radarsat System*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, (28):598–602, 1990.
- [2] AHUJA, R., T. MAGNANTI und J. ORLIN: *Network Flows: Theory, Algorithms and Applications*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1993.
- [3] AINSWORTH, T., S. CHUBB, R. FUSINA, R. GOLDSTEIN R. JANSEN, J.-S. LEE und G. VALENZUELA: *INSAR Imagery of Surface Currents, Wave Fields and Fronts*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33(5):1117–1123, 1995.
- [4] ALPERS, W., D. BOSS und C. RUFENACH: *On the Detectability of Ocean Surface Waves by Real and Synthetic Aperture Radar*. Journal of Geophysical Research, 86:6481–6498, 1981.
- [5] ALPERS, W. und K. HASSELMANN: *The Two Frequency Microwave Technique for Measuring Ocean Wave Spectra from Airplane and Satellite*. Boundary Layer Meteorology, 13:215–230, 1978.
- [6] BAARDA, W.: *A Testing Procedure for Use in Geodetic Networks*. Netherlands Geodetic Commission, 2(5), 1968.
- [7] BAMLER, R.: *A Comparison of Range Doppler and Wavenumber Domain SAR Focusing Algorithms*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30:706–713, 1992.
- [8] BAMLER, R. und P. HARTL: *Synthetic Aperture Radar Interferometry*. Inverse Problems, (14):R1–R54, 1998.
- [9] BAMLER, R. und B. SCHÄTTLER: *SAR Data Acquisition and Image Formation*, Seiten 53–102. Wichmann, Karlsruhe, 1993.
- [10] BAO, M., C. BRÜNING und W. ALPERS: *Simulation of Ocean Waves Imaging by an Along Track Interferometric Synthetic Aperture Radar*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(3):618–631, 1997.

- [11] BARA, M., R. SCHEIBER, A. BROQUETAS und A. MOREIRA: *Interferometric SAR Signal Analysis in the Presence of Squint*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38(5):2164–2178, September 2000.
- [12] BARRICK, D.: *First Order Theory and Analysis of MF/HF/VHF Scatter from the Sea*. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 20(1):2–10, 1972.
- [13] BARRICK, D. E.: *Ocean Surface Current Mapped by Radar*. Science, 198:138–144, 1977.
- [14] BARTHEL, V.: *Seegang in einem Ästuar am Beispiel der Außenweser*. Dissertation, Technische Universität Braunschweig, Fachbereich für Bauingenieur- und Vermessungswesen, 1981.
- [15] BAW: *Aktualisierung von FE-Gitternetzen*. Supercomputing News, 4:1–13, 1994. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [16] BAW: *Erzeugung und Bearbeitung von FE-Gitternetzen*. Supercomputing News, 4:7–12, 1995. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [17] BAW: *HN-Modell der Tideelbe*. Supercomputing News, 1:2–13, 1995. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [18] BAW: *Sedimenttransport*. Supercomputing News, 2:9–19, 1995. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [19] BAW: *Erstellung einer Modelltopographie mit Topo-Update*. Supercomputing News, 3:18–23, 1997. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [20] BROCHE, P., J. C. CROCHET, J. L. DE MAISTRE und P. FORGET: *VHF Radar for Ocean Surface Current and Sea State Remote Sensing*. Radio Science, 22:69–75, 1987.
- [21] BULLOCK, M., G. LAWRENCE und K. TENNANT: *Commercial Application of the Intermap IFSARE System*. Proceedings of the Third International Airborne Remote Sensing Conference, Seiten 34–41, 7-10 July 1997.
- [22] CAMPBELL, J, A. GRAY, J. CLARKE, J. GOWER und K. MATTAR: *Using the CCRS Along Track InSAR to Measure and Interpret Ocean Surface Currents*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 96), Lincoln, Nebraska*, Seiten 1146–1148, 1996.
- [23] CARANDE, R.: *Estimating Ocean Coherence Time Using Dual Baseline Interferometric Synthetic Aperture Radar*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32:846–854, 1994.



- [24] CASULLI, V.: *Semi-Implicit Finite Difference Methods for the Two-Dimensional Shallow Water Equations*. Journal of Computational Physics, 86:56–74, 1990.
- [25] CHENG, R., V. CASULLI und J. GARTNER: *Tidal, Residual, Inertial Mudflat (TRIM) Model and its Applications to San Francisco Bay, California*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 36:235–280, 1993.
- [26] CLOUDE, S. und K. PAPATHANASSIOU: *Polarimetric SAR Interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36:1551–1565, 1998.
- [27] CONSTATINI, M.: *A Phase Unwrapping Method Based on Network Programming*. Fringe 96 Workshop on Applications of ERS SAR Interferometry, Zürich, Switzerland, 1996.
- [28] CROMBIE, D. D.: *Doppler Spectrum of Sea Echo at 13.56 MHz*. Nature, (175):681–682, 1955.
- [29] CURLANDER, J. und R. McDONOUGH: *Synthetic Aperture Radar Systems and Signal Processing*. Wiley, New York, 1991.
- [30] DAVIDSON, G., I. CUMMING und M. ITO: *A Chirp Scaling Approach for Processing Squint Mode SAR*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32:121–133, 1996.
- [31] DIETRICH, G., K. KALLE, W. KRAUSS und G. SIEDLER: *Allgemeine Meereskunde*. Bornträger, 1975.
- [32] DUCHOSSIS, G. und P. MARTIN: *ERS-1 and ERS-2 Tandem Operations*. ESA Bulletin, (83):54–60, 1995.
- [33] DUREN, R., E. WONG, B. BRECKENRIDGE, S. SHAFFER, C. DUNCAN, E. TUBBS und P. SALOMON: *Metrology, Attitude and Orbit Determination for Spaceborne Interferometric Synthetic Aperture Radar*. SPIE AeroSense Conference on Acquisition, Tracking and Pointing, April 1998.
- [34] ELACHI, C.: *Models of Radar Imaging of the Ocean Surface Waves*. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 25:84–95, 1977.
- [35] ELACHI, C.: *Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques*. IEEE, 1988.
- [36] ENDER, J.: *The Airborne Experimental Multi Channel SAR System AER-II*. European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR) 96, Seiten 49–52, 26–28 March 1996.

- [37] ESA: *Space at the Service of our Environment*. In: *Proceedings of the First ERS-1 Symposium, Cannes, France*, Band 1-2. ESA, 4-6 November 1992.
- [38] ESA: *Space at the Service of our Environment*. In: *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany*, Band 1-2. ESA, 11-14 October 1993.
- [39] ESA: *ERS SAR Interferometry*. In: *Proceedings of the Fringe 96 Workshop, Zürich, Switzerland*, Band 1-2. ESA, 30 September - 2 October 1996.
- [40] ESA: *Space at the Service of our Environment*. In: *Proceedings of the Third ERS-1 Symposium, Florence, Italy*, Band 1-2. ESA, 14-21 March 1997.
- [41] FALLER, N. und E. MEIER: *First Results With the Airborne Single Pass DO-SAR Interferometer*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33:1230–1237, 1995.
- [42] FERNANDEZ, D., J. VESECKY und C. TEAGUE: *Measurements of Upper Ocean Surface Current Shear with High Frequency Radar*. Journal of Geophysical Research, 101(C12):28615–28625, 1996.
- [43] FRANCESCHETTI, G. und G. SCHIRINZI: *A SAR Processor Based on Two Dimensional FFT Codes*. IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, 26:356–366, 1990.
- [44] GABRIEL, A. und R. GOLDSTEIN: *Crossed Orbit Interferometry: Theory and Experimental Results from SIR-B*. International Journal of Remote Sensing, 9:857–872, 1988.
- [45] GENS, R. und J. VAN GENDEREN: *SAR-Interferometry Issues, Techniques, Applications*. International Journal of Remote Sensing, 17(10):1803–1835, 1996.
- [46] GEUDTNER, D.: *Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1*. Dissertation, Universität Stuttgart, 1995. DLR-Forschungsbericht 95-28, Oberpfaffenhofen.
- [47] GHIGLIA, D. und M. PRITT: *Two-Dimensional Phase Unwrapping – Theory, Algorithms and Software*. Wiley and Sons, New York, 1998.
- [48] GHIGLIA, D. und L. ROMERO: *Robust Two-Dimensional Weighted and Unweighted Phase Unwrapping That Uses Fast Transform and Iterative Methods*. Journal of the Optical Society of America, 11:107–117, 1994.
- [49] GOLDSTEIN, M., T. BARNETT und H. ZEBKER: *Remote Sensing of Ocean Surface Currents*. Science, 246:1282–1285, 1989.

- [50] GOLDSTEIN, M. und H. ZEBKER: *Interferometric Radar Measurement of Ocean Surface Currents*. *Nature*, 328:707–709, 1987.
- [51] GOLDSTEIN, R., H. ENGELHARDT, B. KAMB und FROHLICH R: *Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to An Antarctic Ice Stream*. *Science*, 262:1525–1530, 1997.
- [52] GOLDSTEIN, R., H. ZEBKER und C. WERNER: *Satellite Radar Interferometry: Two Dimensional Phase Unwrapping*. *Radio Science*, 23:713–720, 1988.
- [53] GRABEMANN, I., R. UNCLES, G. KRAUSE und J. STEPHENS: *Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G) Estuaries*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45:235–246, 1997.
- [54] GRABER, H., D. THOMPSON und R. CARANDE: *Ocean Surface Features and Currents measured with Synthetic Aperture Radar Interferometry and HF Radar*. *Journal of Geophysical Research*, 101(C11):25813–25832, 1996.
- [55] GRAHAM, L.: *Synthetic Interferometer Radar for Topographic Mapping*. In: *Proceedings of the IEEE*, Band 62, Seiten 763–768. IEEE, 1974.
- [56] GRAY, A., K. MATTAR und P. FARRIS-MANNING: *Airborne SAR Interferometry for Terrain Elevation*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 92), Houston, Texas*, Seiten 1589–1591. IEEE, 1992.
- [57] GREIDANUS, H., E. HUISING, Y. PLATSCHORRE, R. VAN BREE, D. VAN HALSEMA und E. VAESSEN: *Coastal Currents with Along Track Interferometry*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 99), Hamburg, Germany*, Seiten 2607–2609, 1999.
- [58] GREIDANUS, H., E. HUISING, Y. PLATSCHORRE, R. VAN BREE, E. VAN HALSEMA und E. VAESSEN: *Coastal DEMs with Cross Track Interferometry*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 99), Hamburg, Germany*, Seiten 2161–2163, 1999.
- [59] GURGEL, K., H. ESSEN und S. KINGSLEY: *High Frequency Radars: Physical Limitations and Recent Developments*. *Coastal Engineering*, 37:201–218, 1999.
- [60] GURGEL, K.-W., G. ANTONISCHKI, H.-H. ESSEN und T. SCHLICK: *Wellen Radar (WERA), A New Ground-Wave-Based HF Radar for Ocean Remote Sensing*. *Coastal Engineering*, 37:219–234, 1999.

- [61] GURGEL, K.-W., H.-H. ESSEN und F. SCHIRMER: *CODAR in Germany - A Status Report Valid November 1985*. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 11:251–257, 1986.
- [62] HARTEN, H. und H. VOLLMERS: *Die Ästuarien der deutschen Nordseeküste*. Die Küste, 32:50–71, 1978.
- [63] HASSELMANN, K., K. RANEY, W. PLANT, W. ALPERS, R. SHUCHMAN, D. LYZENGA, C. RUFENACH und M. TUCKER: *Theory of Synthetic Aperture Radar Ocean Imaging: A MARSEN View*. Journal of Geophysical Research, 90:4659–4686, 1985.
- [64] HENSLEY, S. und F. WEBB: *Comparison of Long Valley TOPSAR Data with Kinematic GPS Measurements*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 94), Pasadena, California*. IEEE, 1994.
- [65] HEYER, H.: *Aktuelle Fragen im Küstenwasserbau – Anforderungen an Qualität und Verfügbarkeit der Grundlagendaten*. Vortrag im Workshop KÄFER–Küsten- und Ästuarfernerkundung, 27 April 1999. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [66] HICKEY, K., R. H. KHAN und J. WALSH: *Parametric Estimation of Ocean Surface Currents with HF Radar*. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 14:676–694, 1997.
- [67] HOFMANN, C., M. SCHWÄBISCH, S. OCH, C. WIMMER und J. MOREIRA: *Multipath P-Band Interferometry — First Results*. In: *Proceedings of the Fourth International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition/21st Canadian Symposium on Remote Sensing*, Band 2, Seiten 732–737, June 1999.
- [68] HOJA, D.: *InSAR–Höhenmodell und Wasserstandslinienverfahren im Vergleich*. Diplomarbeit, TU–Dresden, 2000.
- [69] HORSTMANN, J., S. LEHNER, W. KOCH und R. TONBOE: *Ocean Wind Vectors Using SAR*. Applied Physics Laboratory, Technical Digest, 21(1):100–108, 2000.
- [70] HUNT, B.: *Matrix Formulation of the Reconstruction of Phase Values from Phase Differences*. Journal of the Optical Society of America, 69:393–399, 1979.
- [71] JOHNSON, H.: *Simple Expressions for Correcting Wind Speed Data for Elevation*. Coastal Engineering, 36:263–269, 1999.

- [72] JUST, D. und R. BAMLER: *Phase Statistics of Interferograms with Applications to Synthetic Aperture Radar*. Applied Optics, 33(20):4361–4368, 10 July 1994.
- [73] KRAMER, H.: *Observation of the Earth and its Environment – Survey of Missions and Sensors*. Springer, Heidelberg – New York, 1996.
- [74] LANARI, R., P. LUNDGREN und E. SANSOSTI: *Dynamic Deformation of Etna Volcano observed by Satellite Radar Interferometry*. Geophysical Research Letters, 25(10):1541–1543, 1998.
- [75] LANE, A., P.J. KNIGHT und R.J. PLAYER: *Current Measurements Technology For Near Shore Waters*. Coastal Engineering, 37:343–368, 1999.
- [76] LANG, G.: *HN-Verfahren TRIM-2D – Validierungsdokument*. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste, Hamburg, 1999.
- [77] LANG, G.: *Kenngößen einer wasserbaulichen Systemanalyse für Küstengewässer*. Vortragsveranstaltung : Kenngößen der Ästuardynamik–Analyse und Darstellungsmethoden, 19. Mai 1999. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [78] LASSEN, H. und W. SIEFERT: *Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee – säkulerer Trend und Verhältnisse um 1980*. Die Küste, 82:85–137, 1991.
- [79] LEE, J., K. HOPPEL, S. MANGO und A. MILLER: *Intensity and Phase Statistics of Multilook Polarimetric and Interferometric SAR Imagery*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32:1017–1028, 1994.
- [80] LEE, J.-S.: *Digital Image Smoothing and the Sigma Filter*. Computer Vision, Graphics and Image Processing, 24:255–269, 1983.
- [81] LEHNER, S. und E. ROMANESEN: *Satellitenradar: Morphodynamik des Wattenmeeres*. Petermanns Geographische Mitteilungen, 143, 1999.
- [82] LEHNER, S., N. WINKEL, A. NIEDERMEIER, D. HOJA, J. RAUSCH, R. SIEGMUND und E. ROMANESEN: *TIDE Report – Fernerkundung Morphodynamischer Veränderungen in der Deutschen Bucht*. DLR-BERICHT, im Druck, 2001.
- [83] LIN, Q., J. VESECKY und H. ZEBKER: *New Approaches in Interferometric SAR Data Processing*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30:560–567, 1992.

- [84] LIVINGSTONE, C., A. GRAY, R. HAWKINS, P. VACHON, T. LUKOWSKI und M. LALONDE: *The CCRS Airborne SAR Systems: Radar for Remote Sensing Research*. Canadian Journal of Remote Sensing, 21:468–491, 1995.
- [85] LYZENGA, D. und J. BENNET: *Full Spectrum Modeling of Synthetic Aperture Radar Internal Wave Signatures*. Journal of Geophysical Research, 93:12345–12354, 1988.
- [86] MADSEN, S., E. CHRISTENSEN, J. DALL, J. GRINDER-PEDEREN, J. GRANHOLM, J. MOHR, N. SKOU und K. WOELDERS: *Elevation Mapping with the Danish Airborne Interferometric SAR System*. Proceedings of the Third International Airborne Remote Sensing Conference, Seite 33, 7-10 July 1997.
- [87] MADSEN, S., J. MARTIN und H. ZEBKER: *Analysis and Evaluation of the NASA/JPL TOPSAR Across Track Interferometric SAR System*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33:383–391, 1995.
- [88] MADSEN, S., H. ZEBKER und J. MARTIN: *Topographic Mapping Using Radar Interferometry: Processing Techniques*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 31:246–256, 1993.
- [89] MALCHAREK, A.: *Mathematische Modellierung von Strömungen und Stofftransportprozessen in Ästuaren*. Dissertation, Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, 1995.
- [90] MAROM, M., L. SHEMER und E. THORNTON: *Energy Density Directional Spectra of a Nearshore Wave Field Measured by Interferometric Synthetic Aperture Radar*. Journal of Geophysical Research, 96(C12):22125–22134, 1991.
- [91] MASSONET, D., P. BRIOLE und A. ARNAUD: *Deflation of Mount Etna monitored by Spaceborne Radar Interferometry*. Nature, 375:567–570, 1995.
- [92] MASSONET, D., T. HOLZER und H. VADON: *Land Subsidence caused by the East Mesa Geothermal Field, California, observed using SAR Interferometry*. Geophysical Research Letters, 25(8):901–904, 1997.
- [93] MATTAR, K., P. VACHON, D. GEUDTNER, A. GRAY und I. CUMMING: *Validation of Alpine Glacier Velocity Measurements using ERS Tandem-Mission SAR Data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36:974–984, 1998.
- [94] MAUSHAKE, C.: *Ergebnisse verschiedener ADCP Strömungsmessungen aus dem Jade-Weser Ästuar*. Vortragsveranstaltung: Analyse von Kenngrößen

- der Ästuardynamik, 14. April 1999. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [95] MILMAN, A., A. SCHEFFLER und J. BENNETT: *Ocean Imaging with Two Antenna Radars*. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 40(6):597–605, 1992.
- [96] MOHR, J., N. REEH und S. MADSEN: *Three-Dimensional Glacial Flow and Surface Elevation Measured with Radar Interferometry*. Nature, 391:273–276, 1998.
- [97] MOREIRA, A. und Y. HUANG: *Airborne SAR Processing of Highly Squinted Data Using a Chirp Scaling Approach With Integrated Motion Compensation*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32, 1994.
- [98] MOREIRA, J.: *Bewegungsextraktionsverfahren für Radar mit Synthetischer Apertur*. Dissertation, Technische Universität München, 1992. DLR-Forschungsbericht 92-31, Oberpfaffenhofen.
- [99] MOREIRA, J., M. SCHWÄBISCH, G. FORNARO, R. LANARI, R. BAMLER, D. JUST, U. STEINBRECHER, H. BREIT, M. EINEDER, G. FRANCESCHETTI, D. GEUDTNER und H. RINKEL: *X-SAR Interferometry – First Results*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33:950–956, 1995.
- [100] PADUAN, J. D. und L. K. ROSENFELD: *Remotely Sensed Surface Currents in Monterey Bay from Shore Based HF Radar (CODAR)*. Journal of Geophysical Research, 101:20669–20686, 1996.
- [101] PAPATHANASSIOU, K. und S. CLOUDE: *Polarimetric Effects in Repeat Pass Interferometry*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 97), Singapore*, Seiten 1926–1928. IEEE, 1997.
- [102] PETERS, N. J. und R. A. SKOP: *Measurements of Ocean Surface Currents from A Moving Ship Using VHF Radar*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14:676–694, 1997.
- [103] PRANDLE, D., S. G. LOCH und R. PLAYER: *Tidal Flow through the Straits of Dover*. Journal of Physical Oceanography, 23:23–37, 1992.
- [104] PRATI, C. und F. ROCCA: *Limits to the Resolution of Elevation from Stereo SAR Images*. International Journal of Remote Sensing, 11(12):2215–2235.

- [105] PRATI, C. und F. ROCCA: *Seismic Migration of SAR Focussing: Interferometrical Applications*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28:627–640, 1990.
- [106] PRATI, C. und F. ROCCA: *Range Resolution Enhancement with Multiple SAR Surveys Combination*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 92), Houston, Texas, Seiten 1576–1578, 1992.
- [107] PRITT, M. und J. SHIPMAN: *Least-Squares Two Dimensional Phase Unwrapping*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32:706–708, 1994.
- [108] RANEY, K.: *Processing Synthetic Aperture Radar Data*. International Journal of Remote Sensing, 3:243–257, 1982.
- [109] RANEY, K., H. RUNGE, R. BAMLER, I. CUMMING und F. WONG: *Precision SAR Processing Using Chirp Scaling*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32:786–799, 1994.
- [110] RAUSCH, J., S. LEHNER, K. RICKLEFS, R. MAYERLE und E. ROMANESSEN: *Analysis of Morphological changes based on Radar, Optical and In-Situ Topographic Data*. International Journal of Remote Sensing, eingereicht, 2000.
- [111] RD-INSTRUMENTS: *Acoustic Doppler Current Profilers Principles of Operation: A Practical Primer*. Technical Report, RD Instruments, 9855 Businesspark Av., San Diego, CA 92131, 1989.
- [112] REIGBER, A. und J. MOREIRA: *Phase Unwrapping by Fusion of Local and Global Methods*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 97), Singapore, 1997.
- [113] REINECK, H.: *Die Watten der Deutschen Nordseeküste*. Die Küste, 32:66–83, 1978.
- [114] RODRIGUEZ, E. und J. MARTIN: *Theory and Design of Interferometric Synthetic Aperture Radars*. IEE Proceedings, 139(2):147–159, April 1992.
- [115] ROMEISER, R., W. ALPERS und V. WISMANN: *An Improved Composite Surface Model for the Radar Backscattering Cross Section of the Ocean Surface—Part I: Theory of the Model and Optimization/Validation by Scatterometer Data*. Journal of Geophysical Research, 102:25237–25250, 1997.
- [116] ROMEISER, R., O. HIRSCH und M. GADE: *Remote Sensing of Surface Currents and Bathymetric Features in the German Bight by Along Track*



- SAR Interferometry*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 00)*, Honolulu, Hawaii, 2000.
- [117] ROMEISER, R. und D.. THOMPSON: *Numerical Study on the Along Track Interferometric Radar Imaging Mechanism of Oceanic Surface Currents*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38(1):446–458, 2000.
- [118] ROSEN, P., S. HENSLEY, I. JOUGHIN, L. FUK, S. MADSEN, E. RODRIGUEZ und R. GOLDSTEIN: *Synthetic Aperture Radar Interferometry*. In: *Proceedings of the IEEE*, Band 88, Seiten 333–381, 2000.
- [119] ROSEN, P., S. HENSLEY, H. ZEBKER, F. WEBB und E. FIELDING: *Surface Deformation and Coherence Measurement of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C Radar Interferometry*. Journal of Geophysical Research, 268:1333–1336, 1996.
- [120] SCHEIBER, R.: *Single Pass Interferometry with the E-SAR System of DLR*. European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR) 98, Seiten 47–50, 25-27 May 1998.
- [121] SCHEIBER, R. und A. MOREIRA: *Improving Co-Registration Accuracy of Interferometric SAR Images Using Spectral Diversity*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 99), Hamburg, Germany, Seiten 84–95, 1999.
- [122] SCHMULLIUS, C. und D. L. EVANS: *Synthetic Aperture Radar (SAR) Frequency and Polarization Requirements for Applications in Ecology, Geology, Hydrology and Oceanography: A Tabular Status Quo after SIR-C/X-SAR*. International Journal of Remote Sensing, (18):2713–2722, 1997.
- [123] SCHUBERT, R.: *Animation und Analyse veränderter Strömungsverhältnisse in einem Wattgebiet der Außenweser*. Vortragsveranstaltung Analyse von Kenngrößen der Ästuardynamik, 14. April 1999. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.
- [124] SCHUBERT, R. Persönliche Mitteilung, Oktober 2000.
- [125] SCHULZ-STELLENFLETH, J., J. HORSTMANN, S. LEHNER und W. ROSENTHAL: *Sea Surface Imaging with an Across Track Interferometric Synthetic Aperture Radar*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, im Druck, 2000.
- [126] SCHULZ-STELLENFLETH, J. und S. LEHNER: *Ocean Wave Imaging using an Airborne Single Pass Cross Track Interferometric SAR*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, im Druck, 2000.

- [127] SCHWÄBISCH, M.: *Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle*. Dissertation, Universität Stuttgart, 1995. DLR-Forschungsbericht 95-25, Oberpfaffenhofen.
- [128] SCHWÄBISCH, M. und J. MOREIRA: *The High Resolution Airborne Interferometric SAR AES-1*. Proceedings of the 4th International Airborne Remote Sensing Conference, Ottawa, Canada, Seiten 540–547, 1999.
- [129] SHEMER, L., M. MAROM und D. MARKMAN: *Estimates of Currents in the Nearshore Ocean Region Using Interferometric Synthetic Aperture Radar*. Journal of Geophysical Research, 98(C4):7001–7010, 1993.
- [130] SICARD, D.: *RAMSES Airborne SAR Development Status and Experiments*. European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR) 96, Seiten 45–47, 26-28 March 1996.
- [131] SIEGMUND, R.: *Effects of Surface Currents on Airborne Cross Track Interferometry*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 99), Hamburg, Germany, Seiten 2610–2612, 1999.
- [132] SIEGMUND, R., M. BAO, S. LEHNER und R. MAYERLE: *Surface Currents Imaged with Hybrid Along and Cross Track Interferometry*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 01), Sydney, Australia, 2001.
- [133] SIEGMUND, R., M. BAO, S. LEHNER und R. MAYERLE: *First Demonstration of Surface Currents Imaged by Hybrid Along and Cross Track Interferometric Synthetic Aperture Radar*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, im Druck, 2003.
- [134] SMALL, D., C. WERNER und D. NÜESCH: *Baseline Modelling for ERS-1 SAR Interferometry*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 93), Tokyo, Seiten 1204–1206, 1993.
- [135] SMALL, D., C. WERNER und D. NÜESCH: *Registration of ERS-1 SLC Products for Interferometry*. Proceedings of the 4th GEOSAR Workshop, 1993.
- [136] STEBLER, O., P. PASQUALI, D. SMALL, F. HOLECZ und D. NÜSCH: *Analysis of ERS-SAR Tandem Time Series Using Coherence and Backscattering Coefficient*. Fringe 96 Workshop on Applications of ERS SAR Interferometry, Zürich, Switzerland, 1996.
- [137] STEVENS, D., I. CUMMING und A. GRAY: *Options for Airborne Interferometric SAR Motion Compensation*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33(2):409–419, 1995.

- 
- [138] STEWART, R. und J. JOY: *HF Radio Measurements of Surface Currents*. Deep Sea Research, 21:1039–1049, 1974.
- [139] STIES, M., S. KRÜGER, B. MERCER und S. SCHNICK: *Comparison of Digital Elevation Data from Airborne Laser and Interferometric SAR Systems*. In: *Proceedings of the ISPRS, Amsterdam*, Band 33, July 2000.
- [140] TAKEOKA, H., Y. TANAKA, Y. OHNO, Y. HISAKI und A. NADAI H. KUROIWA: *Observation of the Kyucho in the Bungo Channel by HF Radar*. Journal of Oceanography, 51:699–711, 1995.
- [141] THOMPSON, D. und J. JENSEN: *Synthetic Aperture Radar Interferometry Applied to Ship Generated Internal Waves in the 1989 Loch Linhe Experiment*. Journal of Geophysical Research, 98(C6):10259–10269, 1993.
- [142] THOMPSON, T., J. VAN ZYL, S. HENSELEY, K. WHEELER, R. BARTMAN, G. DIDLINE, J. SEIB, J. BURTON, R. YOHA und M. GARDNER: *GeoSAR: A New Radar Terrain Mapping System for the New Millenium*. Technical Report, Montreal, Canada, July 13-18 1997.
- [143] TOMIYASU, K.: *Tutorial Review of Synthetic-Aperture Radar SAR with Applications to Imaging of the Ocean Surface*. Proceedings of the IEEE, 66:563–584, 1978.
- [144] TOUZI, R. und A. LOPEZ: *Distribution of the Stokes Parameters and the Phase Difference in Polarimetric 1-Look and Multi-Look SAR Data*. Proceedings of CEOS SAR Calibration Workshop, 1994.
- [145] ULABY, F. T., R. K. MOORE und A. K. FUNG: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive Volume I. Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*, Band 1. Addison-Wesley, London, 1981.
- [146] ULABY, F. T., R. K. MOORE und A. K. FUNG: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive Volume II. Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, Band II. Addison-Wesley, London, 1982.
- [147] ULABY, F. T., R. K. MOORE und A. K. FUNG: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive Volume III. From Theory to Applications*. Addison-Wesley, London, 1986.
- [148] UMWELTBUNDESAMT: *Umweltatlas Wattenmeer*. Band 2, Wattensee zwischen Elb- und Emsmündung. Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer, Umweltbundesamt, Ulmer, Stuttgart, 1999.
- [149] VALENZUELA, G.: *Theories For The Interaction of Electromagnetic and Oceanic Waves — A Review*. Boundary-Layer Meteorology, 13:61–85, 1978.

- [150] WERNER, M., K. KLEIN und M. HÄUSLER: *Performance of the Shuttle Radar Topography Mission, X-Band Radar System*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 00)*, Honolulu, Hawaii, 2000.
- [151] WHITE, R., A. BLAKE, A. HORNE und S. YOUNG: *Very High Resolution SAR Data*. Proceedings of the European Conference on Synthetic Aperture Radar, EUSAR 96, Seiten 19–24, 1996.
- [152] WIMMER, C., R. SIEGMUND und J. MOREIRA: *Derivation and Validation of High Precision Topography Models in the Waddensea With Airborne SAR-Interferometry*. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 99), Hamburg, Germany, Seiten 2167–2169, 1999.
- [153] WIMMER, C., R. SIEGMUND, M. SCHWÄBISCH und J. MOREIRA: *Generation of High Precision DEMs of the Wadden Sea with Airborne Interferometric SAR*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38(5):2234–2245, September 2000.
- [154] WINKEL, N. Persönliche Mitteilung, September 2000.
- [155] ZEBKER, H., S. MADSEN, J. MARTIN, G. ALBERTI, S. VETRELLA und A. CUCCI: *The TOPSAR Interferometric Radar Topographic Mapping Instrument*. In: *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 92)*, Houston, Texas, Seiten 387–388, 1992.
- [156] ZEBKER, H. und J. VILLASENOR: *Decorrelation in Interferometric Radar Echoes*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30:950–959, 1992.
- [157] ZEBKER, H., C. WERNER, P. ROSEN und S. HANSLEY: *Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric Data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32(4):823–836, 1994.
- [158] ZEBKER, H. R. und M. GOLDSTEIN: *Topographic Mapping From Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations*. Journal of Geophysical Research, 91 B5:4993–4999, 1986.