

Neue Verarbeitungsverfahren von Along-Track Interferometrie Daten eines Radars mit synthetischer Apertur

Vom Fachbereich Elektrotechnik und Informatik
der Universität-Gesamthochschule Siegen
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)

genehmigte

Dissertation

von

Dipl.-Ing. Oliver Wolfgang Hirsch

Siegen 2002

urn:nbn:de:hbz:467-58

Neue Verarbeitungsverfahren von Along-Track Interferometrie Daten eines Radars mit synthetischer Apertur

Vom Fachbereich Elektrotechnik und Informatik
der Universität-Gesamthochschule Siegen
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)

genehmigte

Dissertation

von

Dipl.-Ing. Oliver Wolfgang Hirsch

Siegen 2002

urn:nbn:de:hbz:467-58

Mündliche Prüfung am 03.07.2002

1. Gutachter: Prof. Dr.-Ing. habil. O. Loffeld
2. Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. habil. W. Wiechert
Vorsitzender: Prof. Dr.-Ing. H. Roth

Danksagung

An dieser Stelle danke ich all denjenigen, die mittelbar oder unmittelbar zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Herrn Prof. Dr. habil.-Ing. O. Loffeld gebührt mein herzlicher Dank für die Betreuung und Förderung dieser Arbeit. Er hat mir in den Gesprächen viele Anregungen gegeben, die weit über den Rahmen dieser Dissertation hinausreichen.

Herrn Prof. Dr. rer. nat. habil. W. Wiechert schulde ich Dank für die äußerst freundliche Übernahme des Korreferats.

Ebenso möchte ich Prof. Dr.-Ing. H. Roth für die Übernahme des Vorsitzes der Prüfungskommission danken.

Einen außerordentlichen Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. Alpers, der diese Arbeit ermöglichte und unterstützte.

Nicht minder danke ich Herrn Dr. R. Romeiser für das Beisteuern zusätzlicher Informationen und Anregungen, sowie für die Bereitschaft zur Diskussion.

Meinen besonderen Dank gilt dem Herrn Dr.-Ing. J. Moreira, der es verstanden hat, mein Interesse für die Along-Track SAR Interferometrie zu wecken. Seine Anregungen und die mir von ihm zur Verfügung gestellten materiellen Ressourcen haben wesentlich zu dieser Arbeit beigetragen.

Weiterhin möchte ich den Herren Dr. M. Schwäbisch, Dr. C. Wimmer, Dr. C. Hofmann, Dipl.-Ing. T. Damoiseaux, Dipl.-Geogr. R. Siegmund und der Frau Dipl.-Geogr. A. Holz danken, die mir in allen Phasen meiner Arbeit mit Rat und Tat zur Seite gestanden haben. Auch waren sie für mich jeder Zeit erreichbar und haben meine quälenden Fragen immer höflich beantwortet.

Wenn man nach vielen Jahren endlich zum langersehnten Ziel gekommen ist, ist es an der Zeit, jenen zu Danken, die zur Erlangung desselben im Wesentlichen beigetragen haben. Darum möchte ich hier meinen Eltern ganz besonders danken, die mich während der ganzen Zeit nach besten Kräften unterstützten. Durch ihren Zuspruch und aufopfernde Hilfe haben sie wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Inzlingen, im Juli 2002.

Oliver Hirsch

Meinen Eltern
in
Liebe und Dankbarkeit
gewidmet

New Processing Methods for Along-Track Interferometric Data Acquired by Synthetic Aperture Radar

The German remote sensing project EURoPAK-B is aimed at the development and the demonstration of a special remote sensing system for the measurement of ocean surface currents and the monitoring of underwater bottom topography in coastal waters on the basis of airborne along-track interferometric (ATI) synthetic aperture radar. In contrast to across-track interferometry ATI is directly sensitive to motions of the scatterers which have a radial velocity component. The ATI phase being directly proportional to the interferometric velocity contains not only contributions resulting from the effective ocean surface currents but also from effects like e. g. orbital motions of longer waves. Thus the actual surface ocean currents differ from the measured interferometric velocities. The processed ATI phase is the starting point for the determination of interferometric velocities and has to be handled accurately. Therefore some concepts concerning a very proper processing of ATI data have to be developed. This includes the correction of phase contributions resulting from the wave guide length at different channel frequencies. Another undesirable contribution to the phase results from the existing across-track component which depends on the squint angle during data acquisition. To minimize that effect the exact positions of the phase centres of both antennas have to be determined in a theoretical way. Also some other effects on the ATI data like the azimuthal displacement of moving targets have to be taken into account for a correct geolocation of the ATI data. This work gives also reasons why the ATI phase has to be unwrapped although the phase resulting from the ocean currents should be within the order of $-\pi$ and $+\pi$. It will also be shown how phase unwrapping errors of the ATI phase can be removed.

In this work these concepts for accurately processing ATI data are discussed and results are shown. Supplementary it points out the proposed remote sensing technique for accurate measurements of both ocean surface currents and underwater bottom topography in coastal waters generated by the University of Hamburg.

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung und Analyse	3
1.2 Nutzungsanforderungen und Entwicklungsziele	4
1.2.1 Motivation für die Fernerkundung des Ozeans	5
1.2.2 Projekt EURoPAK-B	5
1.3 Stand der Wissenschaft und Technik zu Projektbeginn	7
1.3.1 „Bathymetry Assessment System“	8
1.3.2 Strömungs- und Bodentopographiemessung mit ATI	9
Kapitel 2 Grundlagen des interferometrischen SARs	13
2.1 Grundprinzip eines Radars mit synthetischer Apertur	13
2.1.1 Radar mit realer Apertur	14
2.1.2 Radar mit synthetischer Apertur	16
2.1.3 Doppler-Konzept bei SAR	18
2.2 SAR Interferometrie	20
2.2.1 Prinzip der Interferometrie	20
2.2.2 Across-Track Interferometrie	22
2.2.3 Kohärenz	24
2.3 Along-Track Interferometrie	25
2.3.1 Dekorrelationszeit	25
2.3.2 ATI Basislinien	27
2.3.3 ATI Zeitversatz	29
2.3.4 ATI Phase	30
2.4 SAR/InSAR Prozessierung	32
2.4.1 SAR Prozessierung	32
2.4.2 Koregistrierung	34
2.4.3 Interferogrammbildung	35
2.4.4 Phasenanteil durch die flache Erde	36
2.4.5 Beseitigung der Phasenmehrdeutigkeit	38
2.4.6 XTI- oder ATI-spezifische Weiterverarbeitung der Phase	38
2.4.7 Geokodierung	39

2.5	Einflüsse von nichtstationären Objekten auf das SAR	39
2.5.1	Doppler-Konzept bei sich bewegenden Objekten	40
2.5.2	Doppler-Geschwindigkeit	41
2.5.3	Azimutaler Versatz aufgrund von Objektbewegungen	42
2.5.4	Messung von Oberflächenströmungen	43
Kapitel 3 Radar-Rückstreumodulation von der Meeresoberfläche		44
3.1	Rückstreueigenschaften	44
3.1.1	Radar-Rückstreuquerschnitt und die dazugehörige Statistik	45
3.1.2	Bragg-Streuung	47
3.2	Meeresoberflächeneinfluß auf das Doppler-Spektrum	50
3.2.1	Doppler-Spektrum	50
3.2.2	Hydrodynamische Modulation	51
3.2.3	„Tilt-“ oder Neigungs-Modulation	52
3.2.4	Modulations-Übertragungs-Funktion	54
Kapitel 4 Neue Verfahren zur ATI Prozessierung		55
4.1	Technologische Verbesserungen	55
4.1.1	Kompensation der Abtastfehler	56
4.1.2	Theoretische Koregistrierung	57
4.2	Theoretische Korrektur der Antennenphasenzentren	64
4.3	Phasenanteil aufgrund des Hohlleiters	70
4.4	Korrektur von Fehlern aufgrund der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten	78
4.4.1	Dilatation und Erosion	78
4.4.2	Grobkorrektur von Phasenauflösungsfehlern	84
4.4.3	Feinkorrektur von Phasenauflösungsfehlern	89
4.5	Kohärenzabhängige Filterung	92
4.6	ATI Postprozessierung	94
4.7	Untersuchungen	96
4.7.1	Räumliche Rücktransformation aufgrund bewegender Objekte	96
4.7.2	Modifizierte theoretische Koregistrierung	98
4.7.3	Optimierung von Kohärenz und Azimutauflösung	102
Kapitel 5 Datenerfassung und -verarbeitung		108
5.1	AeS System	108
5.1.1	AeS Radarsystem	109
5.1.2	Allgemeine Radarkonfiguration	112
5.1.3	AeS Bodensegment	113
5.2	Meßkampagne bei Helgoland	114
5.2.1	Meßstrategie	114
5.2.2	Ergebnisse der ATI Datenprozessierung	118

5.3	Meßkampagne bei Sylt	134
5.3.1	Meßstrategie	135
5.3.2	Ergebnisse der ATI Datenprozessierung	139
5.4	Diskussion	146
Kapitel 6 Informationsextraktion aus ATI Daten		147
6.1	Theorie des Abbildungsmechanismus von Oberflächenströmungsfeldern ...	147
6.2	Bestimmung der Oberflächenströmung	149
6.2.1	Strömungsfeld vom Helgoländer Untersuchungsgebiet	151
6.2.2	Strömungsfeld vom Sylter Untersuchungsgebiet	151
6.3	Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie	153
6.3.1	Helgoländer Unterwasser-Bodentopographie	153
6.3.2	Sylter Unterwasser-Bodentopographie	155
Kapitel 7 Optimierungen zur ATI Messung		157
7.1	Modifikationen	157
7.1.1	Optimiertes ATI Sensorkonzept	157
7.1.2	Optimierte Verfahren zur ATI Prozessierung	160
7.2	Zusammenfassung und Ausblick	160
Literaturverzeichnis		L-162
Verzeichnis verwendeter Symbole		S-166

Kapitel 1

Einleitung

Die elektromagnetischen Wellen besitzen ein breites Spektrum an unterschiedlichen Eigenschaften, deren Nutzen sich die Menschheit seit Jahrzehnten zu eigen macht. Schon zu Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts erkannte man, daß sich diese Wellen zur Funkortung als besonders geeignet herausstellten. Allerdings waren zu diesem Zeitpunkt die Forschungsarbeiten aufgrund mangelnder Voraussetzungen nur rudimentär. Erst nachdem entsprechende Technologien zur Verfügung standen und mit dem Radar ein großer militärischer Nutzen erkannt war, begannen gezielte Entwicklungen auf diesem Gebiet. Viele uns bekannte Bereiche, wie beispielweise die Luft- und Raumfahrt, wären heute ohne die Radartechnik undenkbar.

Der Begriff Radar stammt aus dem Englischen und ist eine Abkürzung für 'Radio Detection and Ranging'. Diese Technologie ermöglicht eine Informationsextraktion von entfernten Objekten anhand reflektierten elektromagnetischen Wellen. Ein besonderer Vorteil dieses Mediums ist die Unabhängigkeit von Wetter und Tageszeiten. Man ist zudem damit in der Lage, die Entfernung und die Geschwindigkeit von erfaßten Objekten zu bestimmen. In der Regel arbeitet ein Radar mit einer konstanten Wellenlänge, die in einem Bereich von 1 mm bis zu 1 m liegen kann, und zeichnet das vom Boden oder vom Objekt reflektierte Signal auf. Eine besondere Technik auf diesem Gebiet ist das Radar mit synthetischer Apertur (SAR), welches sich sowohl auf einem Flugzeug als auch auf einem Satelliten installieren läßt. Das wichtigste Anwendungsgebiet von SAR ist gegenwärtig die Fernerkundung von natürlichen Phänomenen, die über großen Gebieten mit einer sehr feinen Auflösung, sowie wetter- und tageszeitunabhängig beobachtet werden sollen. Einsatzgebiete existieren nicht nur in der geographischen Kartierung, sondern auch in der Land- und Forstwirtschaft zur Klassifizierung, Bestimmung der Bodenfeuchte und Bestandsaufnahme von Anbaugebieten und Wäldern, sowie in der Ozeanographie und Klimaforschung zur Beobachtung der Polargebiete und Meeresströmungen, aber auch zur Detektion von Ölteppichen.

Seit einigen Jahren kommen auch interferometrische Konzepte, die sich sowohl in der Optik als auch in der Astronomie bereits etabliert haben, in Verbindung mit dem SAR erfolgreich zum

Einsatz und haben ganz neue Möglichkeiten im Bereich der Fernerkundung eröffnet. Eine sehr interessante Anwendung des interferometrischen SAR Verfahrens liegt in der dreidimensionalen Bildgewinnung. Hierbei wird aus dem Interferogramm zweier SAR Bilder, die mit einem Across-Track interferometrischen SAR (z.B. XTI SAR) akquiriert werden, die Höhe jedes einzelnen Bildpunktes ermittelt. Aber auch die Anwendung in der Ozeanographie ist sehr vielversprechend, wobei seit kurzer Zeit ein flugzeuggetragenes Along-Track Interferometrie SAR (ATI SAR) zur Untersuchung von ozeanographischen Phänomenen zum Einsatz kommt.

Um die ozeanographische Fernerkundung speziell auf dem SAR Gebiet zu erweitern, wurde das Projekt EURoPAK-B¹ - siehe auch Kapitel 1.2.2 - ins Leben gerufen, in dem spezielle ATI Verarbeitungsverfahren, die auch für eine spätere kommerzielle Nutzung dienen können, entwickelt wurden. Ziel dieses Projektes war die Bestimmung der Bathymetrie² in Küstengewässern mittels einem flugzeuggestützten ATI SAR, die von der Genauigkeit her den bisher üblichen Unterwasser-Bodentopographien entspricht. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 1-1 abgebildet und stammt von der Bundesanstalt für Wasserbau in Hamburg. Es figuriert die Unterwasser-Bodentopographie von einem Riffbereich, welches nördlich der Hochseeinsel Helgoland liegt und mittels Echolotdaten generiert wurde. Das dargestellte Gebiet besitzt eine räumliche Ausdehnung von 3,5 km × 4,0 km. Mit diesen Werten wurden auch die Ergebnisse des ersten ATI Meßfluges validiert, welcher im Rahmen dieses Projektes über dem Riff nördlich von Helgoland stattfand.

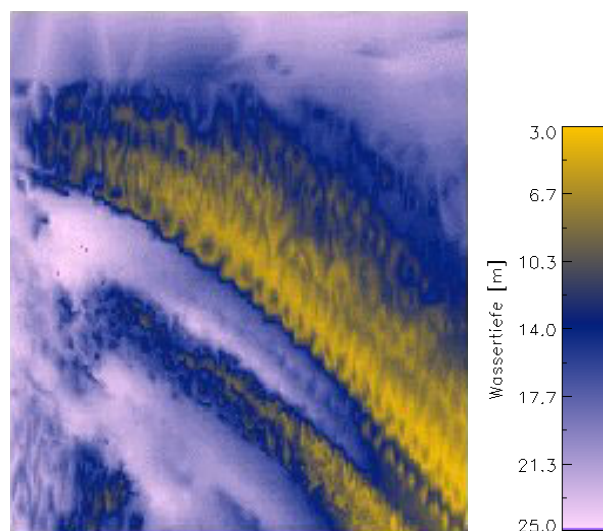


Abbildung 1-1: Bodentopographie des Helgoländer Riffs

Diese vorliegende Arbeit konzentriert sich vorwiegend auf die interferometrische Verarbeitung von Along-Track Daten für ozeanographische Anwendungen, wobei die Nullphasenapproximation der ATI Phase anhand stationärer Objekte im Vordergrund steht. In einem weiteren

1. EURoPAK-B bedeutet: „Experimente und Untersuchungen zur Radarfernerkundung ozeanischer und atmosphärischer Phänomene für Anwendungen in Küstengewässern“, Anwendungspaket B „Bodentopographie“.
2. Bathymetrie: Tiefe des Meeres

Schritt, der diese Arbeit nur am Rande betrifft, wird an der Universität Hamburg aus diesen interferometrischen Produkten die Oberflächenströmung ermittelt. Die prinzipielle Machbarkeit von Strömungsmessungen mit ATI wurde im Laufe der letzten Jahre bereits in Experimenten gezeigt, siehe [15] und [40]. Aus dem so generierten zweidimensionalen Oberflächenströmungsvektorfeld kann man schließlich auf die Unterwasser-Bodentopographie schließen.

1.1 Problemstellung und Analyse

Die Interaktion des Radars mit dem Ozean ist ein sehr kompliziertes, jedoch schon gut erforschtes Gebiet, bei dem in vielen Fällen der Ozean als eine Ansammlung von Streuern gesehen wird, die sich aus unterschiedlichen Gründen stets in Bewegung befinden. Bei einem Along-Track SAR mißt der Interferometer die Phasendifferenz eines Pixels von komplexen SAR Datensätzen, die nach einem kurzen Zeitversatz, dem sogenannten Along-Track Interferometrie Zeitversatz, gewonnen werden. Befinden sich die Streuer in Bewegung, so hat sich zwischen beiden SAR Datensätzen auch ihre Position und somit die Entfernung zum Radar verändert, wodurch auch die ATI Phase beeinflusst wird. Mit Hilfe dieser Information können die verschiedensten ozeanographischen Eigenschaften durch eine weitere Verarbeitung der interferometrischen Produkte berechnet und determiniert werden. Um eine sehr akkurate Datenprozessierung zu gewährleisten, werden Effekte eliminiert, die sich negativ auf die Interferogrammbildung auswirken, wodurch die erhaltene Phasendifferenz eine geophysikalische Herkunft, wie Winde, Gezeitenströmungen, Orbitalgeschwindigkeiten, interne Wellen oder andere Strömungen, besitzt.

Der zentrale Punkt dieser Arbeit besteht in der Entwicklung eines operationellen Verfahrens zur Kalibrierung von ATI Daten unter Berücksichtigung aller benötigten Korrekturen, die aufgrund von Ungenauigkeiten des Radarsystems und der Datenprozessierung benötigt werden. Das Hauptproblem dabei liegt in der Tatsache, daß bei einer ozeanographischen Anwendung nicht bei jeder Datendetektion dafür gesorgt werden kann, daß sich stationäre Objekte, wie Küstengebiete oder Inseln, im Untersuchungsgebiet befinden, um eine manuelle Nullphasenapproximation anhand dieser Oberflächengebiete durchführen zu können. Infolgedessen muß eine Methode entwickelt werden, mit der es möglich ist, auch Daten von reinen Meeresgebieten, in denen alles jederzeit in Bewegung ist, fehlerfrei zu prozessieren, damit sie für eine spätere Informationsextraktion nicht obsolet werden. Demnach gilt es im weiteren Vorgehen, die Theorie für eine interne Phasenkalibrierung zu entwickeln und ihre Konsistenz an experimentellen Daten zu überprüfen, um die optimale Along-Track SAR Konfiguration zu erhalten, mit der ein operationell nutzbares Fernerkundungsverfahren Realität werden kann.

Da die Intention dieser Arbeit nun bekannt ist, folgen die einzelnen Schritte, die zur Lösung dieses Problems beitragen, um eine hochwertige interferometrische ATI Phase zu erhalten. Nach einer kurzen Einführung in die für diese Arbeit relevanten Grundlagen des interferometrischen SARs, wird in Kapitel 3 ein kleiner Einblick in die für die Fernerkundung des Meeres mittels einem SAR wichtigsten Grundlagen der Ozeanographie gegeben. Dabei kommen die

Probleme und Eigenschaften der interferometrischen Abbildung von Wasseroberflächen zur Diskussion.

Kapitel 4 beschreibt im allgemeinen die neu entwickelten Verfahren zur Verarbeitung der ATI Daten, wobei das Hauptaugenmerk auf einer Realisierung für eine optimale interne Phasenkalibrierung liegt, so daß auch Datensätze von Gebieten ohne feste Objekte, wie beispielsweise reine Meerregionen, sehr akkurat prozessiert werden können. Nach einer Vorstellung der zur ATI Datenprozessierung benötigten technologischen Verbesserungen bereits existierender Methoden, wie beispielsweise die Modifizierung der Koregistrierung, erfolgt eine ausführlichen Abhandlung der neuen Algorithmen. Ein Thema hierbei ist die Realisierung eines neuen Verfahrens zur Behebung von Fehlern, die durch die Auflösung von Mehrdeutigkeiten der ATI Phase entstehen. Ein anderes Kapitel beschreibt die exakte Determination der Phasenzentren aufgrund einer existierenden, jedoch sehr geringen, Across-Track Komponente der Basislinie bei einem reinen Along-Track Antennensystem, deren Einfluß auf die ATI Phase bezüglich der Genauigkeit nicht vernachlässigt werden darf. Damit diese neu entwickelte ATI Phasenkalibrierung einen operationellen Nutzen besitzt, muß sie auch für verschiedene Frequenzen im X-Band fähig sein, die Phase intern zu kalibrieren. Dabei spielt die Hohlleiterlänge von der Radarsende- und Radarempfangeinheit zu den Antennen und deren Einfluß auf das Signal eine wichtige Rolle. Die Lösung dieses Problems ist ebenfalls in Kapitel 4 ausführlich dargestellt, bevor verschiedene Untersuchungen zur Optimierung unterschiedlicher ATI Prozessierungsparameter erfolgen.

Weil diese Arbeit nicht ganz theoretischer Natur ist, konnten die neu entwickelten Verfahren auch auf ATI Daten von zwei Experimenten angewendet werden. Die jeweiligen Meßstrategien und die Ergebnisse der ATI Prozessierung werden in Kapitel 5 vorgestellt. Ziel dieser Messungen ist es, die Oberflächenströmungen mittels einem flugzeuggestützten ATI SAR zu ermitteln, um daraus in einem weiteren Schritt die Bathymetrie zu determinieren. Damit die so erhaltenen Resultate validiert werden können, fanden zusätzliche Messungen von anderen Institutionen statt. Weil der ozeanographische Bereich allerdings außerhalb dieser Arbeit liegt, wird nur äußerst kurz in Kapitel 6 auf die Weiterverarbeitung und die finalen Ergebnisse des Projektes eingegangen, bevor es abschließend einen Ausblick über ein verbessertes Sensorkonzept zur Messung von Geschwindigkeiten in Kapitel 7 gibt.

1.2 Nutzungsanforderungen und Entwicklungsziele

In diesem Kapitel soll ein kleiner Überblick über die allgemeinen Interessen bezüglich der Fernerkundung des Ozeans und dem daraus resultierenden Datenbedarf gemacht werden. Darüberhinaus erfolgt eine ausführliche Darstellung des EURoPAK-B Projektes, welches erheblich zur Entwicklung eines neuen Verfahrens für eine flächendeckende Messung von Strömungsfeldern beiträgt.

1.2.1 Motivation für die Fernerkundung des Ozeans

Wie bereits im Laufe dieser Arbeit beschrieben, besteht allgemein eine große Nachfrage an einer flächendeckenden Untersuchung von Phänomenen, die aufgrund ozeanographischer Eigenschaften hervorgerufen werden. Nach einer Studie von EuroGOOS, die im Jahre 1999 bei über 150 Firmen, Behörden und anderen Instituten stattfand, kristallisierte sich heraus, daß die Bestimmung der Strömung in Betrag und Richtung mittels der Fernerkundung von sehr großem Interesse ist, wie auch die Ermittlung der Bathymetrie in Küstengewässern. Ein zusätzliche Nachfrage, welche auch mit der Along-Track Interferometrie zu realisieren wäre, jedoch bei weitem nicht so gewichtet ist, besteht in der Messung von geostrophischen Strömungen und Eis-Driftgeschwindigkeiten. Weil jedoch der hauptsächliche Bedarf auf den beiden erstgenannten Anwendungen liegt, wurden auch Informationen über die gewünschten räumlichen und zeitlichen Auflösungen bekannt. Bei der Bathymetrie scheint eine räumliche Auflösung von weniger als einem Kilometer und bei Strömungen im offenen Meer von ungefähr einem Kilometer wünschenswert, welche mittels einem flugzeuggestützten ATI SAR ohne weiteres erreichbar ist. Bei der zeitlichen Auflösung gestaltet sich diese etwas unterschiedlicher. Hier wird bei der Bathymetriemessung eine Zeitzyklus von einem Jahr bis zu einer Stunde und bei der Ermittlung von Strömungsfeldern von einer Stunde bis einigen Tagen angestrebt. Anhand dieser von EuroGOOS [11] gemachten Studie, ist zu deduzieren, daß die größten Nachfragen, die mittels der Fernerkundung des Ozeans realisiert werden können, mit den Zielen des nachfolgend beschriebenen EUROPAK-B Projektes konform sind.

1.2.2 Projekt EUROPAK-B

Eines der Hauptziele der Analyse von SAR Daten, die über dem Meer erhoben werden, ist die akkurate Untersuchung des Meeres. Es wurden bereits viele Methoden entwickelt, um aus den Daten auf Wellensysteme und deren Parameter, wie Windrichtung, Wellenhöhe, Meeresströmungen und interne Wellen zu folgern. Die Entdeckung von Signaturen der Unterwasser-Bodentopographie und der Beweis des tatsächlichen Vorkommens haben auch die Forschung vorangetrieben, deren Ziel es ist, die Bathymetrie in Küstengewässern besser zu verstehen. Die bisherigen Modelle zur Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie im flachen Wasser zeigen nur dann Merkmale des Meeresgrunds, wenn eine hohe Meeresströmung und ein geringer Wind vorhanden sind. Um auf diesem Gebiet weitere und vertiefende wissenschaftliche Untersuchungen durchzuführen, wurde das Projekt EUROPAK von der Universität Hamburg ins Leben gerufen, welches zugleich diese Arbeit ermöglichte.

Der Begriff EUROPAK steht für „Experimente und Untersuchungen zur Radarfernerkundung ozeanischer und atmosphärischer Phänomene für Anwendungen in Küstengewässern“ und wurde durch das DLR, Bonn, Projektdirektion Raumfahrt - Erdbeobachtung - gefördert. Die Laufzeit ging vom 1. Juli 1998 bis 31. Dezember 2001, wobei Prof. Dr. Werner Alpers vom Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg als Projektleiter fungierte. Das Gesamt-

vorhaben dieses Projektes basierte auf den Ergebnissen mehrerer durch die Deutsche Agentur für Raumfahrtangelegenheiten (DARA) geförderte Projekte, in denen wesentliche Arbeiten zur Vorbereitung europäischer Fernerkundungs-Satellitenmissionen und zur Interpretation von Radarbildern der Meeresoberfläche durchgeführt worden sind. Im Rahmen von EUROPAK sollte die Entwicklung von endnutzerorientierten, operationell nutzbaren Fernerkundungsverfahren für ozeanische und atmosphärische Küstenphänomene betrieben werden.

Im ursprünglichen EUROPAK Konzept war die Betrachtung von Fernerkundungstechniken für verschiedene Phänomene vorgesehen, die in mehrere Anwendungspakete zerlegt wurden. Eines davon ist das Anwendungspakete B - „Bodentopographie“, welches sich vorwiegend auf die Entwicklung und Demonstration eines Fernerkundungssystems für die Unterwasser-Bodentopographie in Küstengewässern konzentriert. Die Arbeiten in dieser Dissertation beziehen sich jedoch nur auf einen Teilbereich von diesem Anwendungspaket, nämlich der Radartechnik und Prozessierung der ATI Daten, während der zweite Teilbereich am Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg bearbeitet wurde.

Ausschlaggebend für die Verwirklichung dieses Projekts war die Feststellung, daß Radarbilder von Küstengewässern, z.B. von den europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 und ERS-2, häufig Signaturen der Unterwasser-Bodentopographie zeigen, die sich aus einer hydrodynamischen Modulation der Oberflächenrauigkeit ergeben. Aufgrund dieser Tatsache wurde an der Universität Hamburg, die an dem Projekt EUROPAK-B hauptsächlich beteiligt ist, im Rahmen mehrerer früherer Projekte der Radarabbildungsmechanismus ausgiebig untersucht und galt zu dem Zeitpunkt des EUROPAK-B Projektes als theoretisch verstanden. Somit war die Basis für dieses Projekt gegeben.

Zudem ist die Bestimmung der Bathymetrie aus Radarbildern durch umgekehrte Anwendung des Abbildungsmodells von großem Interesse für die operationelle Überwachung von Veränderungen des Meeresbodens, zum Beispiel im Bereich von Schifffahrtswegen. Die niederländische Firma ARGOS hat beispielsweise schon ein einfaches Fernerkundungssystem, das „Bathymetry Assessment System“, für diese Anwendung entwickelt und ist damit äußerst erfolgreich - siehe auch Kapitel 1.3.1. Basierend auf dem Wissen der Gruppe des Instituts für Meereskunde an der Universität Hamburg und in enger Zusammenarbeit mit potentiellen Endnutzern und kommerziellen Fernerkundungsunternehmen, sollte im Rahmen des EUROPAK-B Vorhabens ein leistungsfähigeres und vielfältiger einsetzbares System entwickelt werden. Dabei wurde erstmals die Möglichkeit der interferometrischen Strömungsmessung vom Flugzeug aus genutzt.

Im Laufe der Projektarbeiten fanden zwei flugzeuggestützte ATI Messungen über Ozeangebieten statt, um die neu entwickelten Verfahren an ihnen zum Einsatz bringen zu können. Als experimentelle Datensätze dienten dabei Aufzeichnungen der Meßkampagnen, die einmal am 27. und 28. April 1999 bei Helgoland und am 21. und 22. Mai 2001 bei Sylt, näheres siehe auch Kapitel 5, akquiriert wurden.

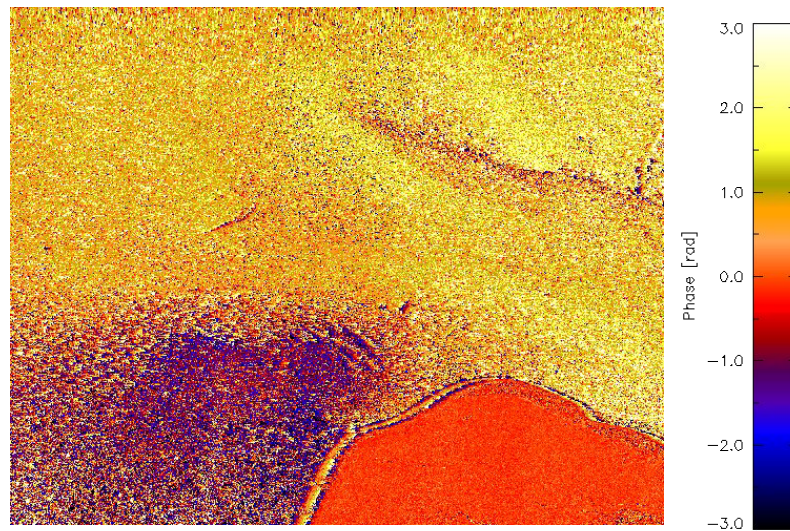


Abbildung 1-2: Prozessierte und kalibrierte ATI Phase von Lister Landtief bei Sylt

In Abbildung 1-2 ist ein solcher prozessierter und geokodierter Datensatz in Form einer ATI Phase aus dem Sylter Küstengebiet zu sehen. Bei den Datenaufzeichnungen kamen zwei Radarkonfigurationen zum Einsatz, die sich bei beiden Meßkampagnen leicht unterschieden. Bei der Helgoländer Messung wurde ein reines Along-Track System verwendet, während bei der Sylt-befliegung die gleiche Radarkonfiguration, jedoch mit einer zusätzlichen dritten Antenne, um somit eine Across-Track Basislinie zu erhalten, gewählt wurde. Diese kombinierte Along-Track und Across-Track Radarkonfiguration ermöglicht nicht nur die Bestimmung der Oberflächenströmungen von Meeresgebieten sondern zugleich auch eine Aussage über Geländehöhen von Landregionen, die sich im Untersuchungsgebiet befinden.

1.3 Stand der Wissenschaft und Technik zu Projektbeginn

Die Idee einer flächendeckenden Geschwindigkeitsmessung von verschiedenen bewegten Objekten kam nicht erst im Laufe des EUROPAK-B Projektes auf, sondern fand schon vorher Interessenten, die dieses Vorhaben zu realisieren versuchten. Auch stellte man fest, daß mit Hilfe dieser Geschwindigkeitskomponenten Informationen extrahiert werden können, die nicht nur für die Wissenschaft und Forschung, sondern auch für unterschiedliche Anwendungsbereiche von besonderem Interesse sind. Einen solcher Bereich stellt beispielsweise die Unterwasser-Bodentopographie von Küstengewässern dar, die aus der Meeresoberflächenströmung bestimmt werden kann. Jedoch existierten schon vor dem EUROPAK-B Projekt ein Verfahren zur Bestimmung der Bathymetrie, welches nachfolgend erläutert wird.

1.3.1 „Bathymetry Assessment System“

Vor einigen Jahren wurde in den Niederlanden eine Firma names ARGOSS gegründet, deren Ziel es ist, mittels Radarbildern, die sowohl von einem flugzeug- als auch von einem satelliten-gestützten Radarsystem stammen, die Unterwasser-Bodentopographie zu ermitteln. Zu diesem Zweck wurde ein Verfahren entwickelt, welches sich „Bathymetry Assessment System“ (BAS) nennt und auf dem Markt durchaus erfolgreich ist. Aufträge dafür kommen vor allem von niederländischen Behörden, deren Aufgabe es ist, Veränderungen der Bodentopographie im Bereich von Schifffahrtswegen zu überwachen, aber auch von anderen europäischen und aussereuropäischen Auftraggebern mit ähnlicher Zielsetzung. Aufgrund der Benutzung eines schnellen, aber stark vereinfachten Abbildungsmodells, das auf den Grundgleichungen der resonanten Bragg-Streutheorie basiert, kommt das BAS allerdings nicht ohne zusätzliche Echolotmessungen und umfangreiche individuelle Abstimmungsarbeiten für jede Anwendung aus. Im Prinzip sind zur Erzeugung einer Bodentopographiekarte folgende Schritte erforderlich:

- (1) Gleichzeitig mit der Radaraufnahme werden Echolotmessungen entlang einiger ausgewählter Schnitte sowie Strömungsmessungen durchgeführt.
- (2) Aus den gemessenen Tiefenprofilen und Strömungen werden mit einem hydrodynamischen Modell Oberflächenströmungen in der Umgebung der Echolot-Schnitte berechnet.
- (3) Ein einfaches Abbildungsmodell, das nur die Modulation der Bragg-Wellen berücksichtigt, die von vergleichbarer Wellenlänge wie die elektromagnetischen Wellen sind, wird darauf abgestimmt, die Intensitätsverläufe des Radarbildes im Bereich der Echolotprofile zu reproduzieren.
- (4) Das so optimierte Modell wird dazu benutzt, mit iterativ optimierten Strömungsfeldern die Intensitätsverläufe auch zwischen den Echolotprofilen zu reproduzieren.
- (5) Die optimierten Strömungsfelder werden dann in eine Bodentopographiekarte umgesetzt.

Mit dem Wissen der Universität Hamburg und der Firma Aero-Sensing sollte im Rahmen von EUROPAK-B ein verbessertes „Bathymetry Assessment System“ (BAS) entwickelt werden, das diese Nachteile zu beseitigen versucht, weil es auf einem optimierten Abbildungsmodell beruht und sich interferometrischer Radarmessungen vom Flugzeug aus anstelle von umfangreichen Echolot- und In-Situ Strömungsmessungen bedient. Dadurch wollte man sowohl eine Verbesserung der Genauigkeit und Vielseitigkeit des Verfahrens erreicht als auch eine weitere Senkung des Kosten- und Zeitaufwands, da es ohne großräumige Echolotmessungen auskommt, solange die Wassertiefe an einigen Referenzpunkten im Untersuchungsgebiet bekannt ist. Die einzelnen Schritte zur Funktionsweise des Verfahrens sind nachfolgend zusammengestellt:

- (1) Bei günstigen Wetter- und Gezeitenbedingungen wird das Untersuchungsgebiet zweimal in zueinander senkrechten Richtungen mit einem flugzeuggetragenen ATI System überflogen.
- (2) Desweiteren werden Informationen von Windrichtung und Wellenhöhe durch zusätzliche Messungen benötigt, auch wenn darüber hinaus die ATI Bilder selbst Informationen über Wind und Wellen enthalten.
- (3) Unter Benutzung dieser Informationen kann der systematische Fehler der ATI Strömungsmessungen, z.B. Beiträge der Wellenbewegungen aus einem theoretischen Modell berechnet und zur Korrektur der gemessenen Strömungswerte benutzt werden.
- (4) Aus den korrigierten ATI Daten der beiden Überflüge wird ein zweidimensionales Strömungsfeld zusammengesetzt.
- (5) Durch Hinzunahme der Tiefeninformation für Punkte wird das Strömungsfeld in eine Karte der Unterwasser-Bodentopographie konvertiert.

Die ATI Messungen dienen so einer besonders genauen Initialisierung des Fernerkundungssystems mit bisher unerreichter Genauigkeit und Zuverlässigkeit.

1.3.2 Strömungs- und Bodentopographiemessung mit ATI

Die Along-Track Interferometrie mit einem SAR System ist ein Verfahren, welches sich besonders gut zur Messung von Objektgeschwindigkeiten eignet. Es bietet sich gerade in solchen Einsatzgebieten an, bei denen sich viele bewegende Objekte in einem relativ großen Raum befinden und zum gleichen Zeitpunkt deren Geschwindigkeit erfaßt werden soll. Neben einer sehr genauen Datenprozessierung und -kalibrierung spielt bei einer solchen Anwendung auch die Art und vor allem die Eigenschaft des sich bewegenden Objekts eine wichtige Rolle. Handelt es sich beispielsweise um ein kohärentes Objekt¹, so kann anhand der gemessenen ATI Phase direkt die Geschwindigkeit in Blickrichtung des Radars ermittelt werden, da sie in einem linearen Zusammenhang miteinander stehen. Weil bisher für einen solchen Fall eine effektive Anwendung fehlte, konzentrierte man sich mehr auf die Weiterentwicklung der Verfahren für die Across-Track Interferometrie, die eine dreidimensionale Darstellung von Geländeabschnitten erlaubt und somit für viele Einsatzgebiete nicht uninteressant war. Erst seit kurzer Zeit finden sich auch für die Verfahren der Along-Track Interferometrie sehr interessante Anwendungen. Zu erwähnen ist hierbei die Verkehrsflußmessung, die wegen des stetig dichter werdenden Verkehrs immer mehr von Interesse ist. Hierbei kommen die Vorteile einer flächendeckenden und nahezu zeitgleichen Geschwindigkeitsmessung mittels einem ATI SAR System besonders zum Tragen [10].

Ein anderes sehr interessantes Einsatzgebiet für Geschwindigkeitsmessungen stellt das Meer dar. Mit der Along-Track Interferometrie besteht die Möglichkeit einer flächendeckenden

1. Ein kohärentes Objekt ist ein Objekt, das eine Dekorrelationszeit besitzt, die länger als die Integrationszeit des SARs ist.

Erfassung der Oberflächenströmungen, die für eine weitere Nutzung, beispielsweise in Wissenschaft oder Sicherheitsvorkehrung, von sehr großer Bedeutung ist. Hierbei verhält sich die Geschwindigkeitsbestimmung allerdings nicht ganz so trivial wie bei kohärenten Objekten, da die Meeresoberfläche, die das Radarsignal reflektiert, als eine Ansammlung von Streuern betrachtet werden kann, von denen jeder zum selben Zeitpunkt eine andere Bewegungseigenschaft besitzt. Somit ist es nicht möglich, die Meeresoberfläche als ein kohärentes Objekt zu betrachten. Dies bewirkt, daß die Bestimmung der Meeresoberflächenströmung erheblich erschwert wird, weil in der ermittelten ATI Phase nicht nur Anteile von der Oberflächenströmung selbst enthalten sind, sondern auch von verschiedenen ozeanographischen Eigenschaften und den Auswirkungen des Windes auf die Meeresoberfläche. Aus diesem Grund sind zusätzliche nichttriviale ozeanographische Kenntnisse erforderlich, die eine optimale Messung der Oberflächenströmung gewährleisten. Diese Theorie wurde aufgestellt, als man nach einigen Versuchen zur Bestimmung der Oberflächenströmung erkannte, daß die gemessene ATI Phase ohne jegliche ozeanographische Korrektur, nicht in einem erkennbaren Zusammenhang bezüglich der zu messenden Geschwindigkeit steht. Aufgrund verschiedener Forschungsaktivitäten, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, ist es inzwischen möglich, die Phasenanteile aufgrund des Windes und der verschiedenen ozeanographischen Eigenschaften sehr genau zu ermitteln, so daß eine effektive Bestimmung der Oberflächenströmung mittels der ATI Phase realisierbar ist. Mit den Ergebnissen einer genauen und flächendeckenden Oberflächenströmungsmessung ist es in einem weiteren Schritt auch möglich, Rückschlüsse auf die Unterwasser-Bodentopographie zu ziehen [36].

Die Küstengewässer, die häufig eine veränderliche Unterwasser-Bodentopographie besitzen, müssen wegen der Sicherheit der Schifffahrt regelmäßig überwacht werden. Bisher kommen dabei routinemäßige Echolotmessungen, die von Schiffen aus durchgeführt werden, zum Einsatz. Seit fast 30 Jahren ist bereits bekannt, daß sich die Unterwasser-Bodentopographie in Küstengewässern mit starker Gezeitenströmung auch deutlich in Radarbildern abzeichnen kann, obwohl eine Eindringtiefe von Mikrowellen in Seewasser nahezu nicht vorhanden ist. Der Abbildungsmechanismus, der für diese Signaturen in den Radarbildern verantwortlich ist und zuerst in einer theoretischen Arbeit von Alpers und Hennings [3] beschrieben wurde, ist ein Drei-Stufen-Prozeß mit folgenden Eigenschaften:

- Die räumlich variierende Wassertiefe moduliert die Oberflächenströmung,
- die räumlich variierende Oberflächenströmung moduliert die Oberflächenrauigkeit, und
- die räumlich variierende Oberflächenrauigkeit moduliert das rückgestreute Radarsignal.

Dies bedeutet, daß die divergente Strömung im Anströmungsbereich einer Sandbank zu einer Absenkung der Oberflächenrauigkeit und zu einer dunklen Signatur im Radarbild führt, während der konvergente Bereich hinter der Sandbank eine Erhöhung der Rauigkeit und damit der rückgestreuten Leistung bewirkt.

Um aus den mit einem Radar gewonnen Datensätzen die Unterwasser-Bodentopographie zu berechnen, benötigt es komplizierte Modelle, die die in den ATI Daten enthaltenen Nichtlinearitäten aufgrund der Radar-Rückstreumodulation von der Meeresoberfläche herausrechnen. Fortgeschrittene Modelle zur Beschreibung des Radarabbildungsmechanismus von Unterwasser-Bodentopographie, darunter auch ein an der Universität Hamburg entwickeltes - siehe [32] und [33] -, berücksichtigen nicht nur Beiträge des kompletten zweidimensionalen Ozeanwellenspektrums zu den Radarsignaturen sondern neuerdings auch Effekte brechender Wellen [24] sowie der Wechselwirkung zwischen einer räumlich variierenden Oberflächenrauigkeit und der Windschubspannung an der Wasseroberfläche [34].

Die Technik der Along-Track Interferometrie basiert auf dem Prinzip, daß zwei Antennen, die mit einem räumlichen Abstand in Bewegungsrichtung des Radarträgers angebracht sind, Daten aufzeichnen. Somit wird nach einem sehr kurzen Zeitversatz die selbe Szene zu unterschiedlichen Zeitpunkten aber identischen Abbildungsgeometriebedingungen beleuchtet. Allerdings muß darauf geachtet werden, daß dieser Along-Track Zeitversatz kürzer als die Dekorrelationszeit des Wassers sein muß, weil sonst die Gefahr der Dekorrelation beider Datensätze besteht. Da die gemessenen ATI Daten, die primär von der Meeresoberflächenströmung herrühren, nur die Geschwindigkeitskomponente in Blickrichtung des Radars enthalten, wird ein weiteres Mal über das Untersuchungsgebiet geflogen, wobei idealerweise die zweite Datenakquisition senkrecht zur ersten erfolgt. Mit den somit detektierten Informationen kann ein zweidimensionales Geschwindigkeitsvektorfeld generiert werden, nachdem die durch die Interferometrie gewonnene Phase allen benötigten Korrekturen zur Bestimmung der Geschwindigkeit von Meeresströmungen unterzogen wurde, da sie auch Anteile enthält, die nicht von der effektiven Oberflächenströmung stammen und somit berücksichtigt werden müssen. In der Fernerkundungsgruppe der Universität Hamburg wurden diesbezüglich bereits umfangreiche Grundlagenuntersuchungen durchgeführt [35]. Sobald das Oberflächenströmungsfeld genau bekannt ist, reduziert sich das Problem der Bestimmung der Bodentopographie auf den Schritt (5) im obigen BAS-Schema - siehe auch Kapitel 1.3.1 -, was große Vorteile in Bezug auf Kosten und Genauigkeit mit sich bringt.

Die Erfahrungen mit interferometrischen Daten sowie theoretische Rechnungen haben allerdings gezeigt, daß auch ATI Messungen problematisch sein können:

- Die Bewegung der Bragg-Wellen sowie Orbitalströmungen¹ längerer Wellen gehen mit in ATI Signaturen ein, was stark abhängig von Windgeschwindigkeit und -richtung ist und zu einer deutlichen Über- oder Unterschätzung der absoluten Oberflächenströmung führen kann.
- Insbesondere bei niedrigen Radarfrequenzen und steilen Einfallswinkeln werden darüber hinaus auch relative Strömungsänderungen nicht linear abgebildet.

1. Ein räumlich begrenzter Oberflächenstrom, der durch die Orbitalbewegung im Seegang entsteht. Unter der Orbitalbewegung versteht man die nahezu kreisförmige Bewegung, die ein Wasserteilchen an der Wasseroberfläche im Seegang bei den Wellenschwingungen während einer Wellenlänge in vertikaler Richtung beschreibt.

Nichtlinearitäten im Abbildungsmechanismus lassen sich durch die Wahl einer geeigneten Frequenz und eines geeigneten Einfallswinkels minimieren, wodurch jedoch die Bestimmung absoluter Strömungen aus ATI Daten dennoch nicht trivial wird. Auch die Bestimmung der Bathymetrie, die mittels der Bernoulli-Gleichung in Wechselwirkung mit der Oberflächenströmung steht, aus ATI Datensätzen ist daher auf Zusatzinformationen, wie Wind, angewiesen.

Neben der Strömungsmessung mittels einem interferometrischen Along-Track SAR (ATI InSAR) existieren noch weitere alternative Methoden, die nachfolgend kurz mit ihren Vor- und Nachteilen erläutert werden.

- **Konventionelles SAR**

Aufgrund des komplizierten Abbildungsmechanismus der Meeresoberfläche gestaltet sich die Auswertung der Daten sehr schwierig. Hinzu kommt, daß mit einem solchen SAR keine direkten Messungen der Strömungen realisiert werden können.

- **In-Situ Messungen**

Bei diesem Verfahren kommt ein Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) zum Einsatz, mit dem eine dreidimensionale Messung in einer Wassersäule möglich ist. Allerdings kann mit dieser Methode keine flächendeckende Messung realisiert werden. Zudem ist mit sehr großen Ungenauigkeiten bei der Messung zu rechnen, die dicht an der Wasseroberfläche durchgeführt werden.

- **Radar-Altimeter**

Das Radar-Altimeter ist ein satellitengetragenes System, welches jedoch eine sehr komplizierte Datenauswertung und eine sehr grobe Auflösung von vielen Kilometern mit sich bringt. Außerdem eignet es sich aufgrund seiner Eigenschaften nicht für Messungen in Küstennähe.

- **HF Radar**

Dieses System beinhaltet die Vorteile, daß nicht nur zweidimensionale Messungen während einem sehr langen Zeitraum durchgeführt werden können, sondern es besitzt auch eine hohe zeitliche Auflösung. Allerdings ist es aufgrund seines großen Platzbedarfes sehr umständlich handzuhaben, weil es zudem nur ein sehr begrenztes Meergebiet von ungefähr $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ mit einer relativ groben Auflösung von ca. $300 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ abdecken kann.

Nachdem nun ein kurzer Überblick über die verschiedenen Möglichkeiten zur Strömungsmessung gegeben wurde, scheint es angemessen, ein stabil arbeitendes Meßsystem zu entwickeln, mit dem eine flächendeckende Messung in Kombination von einer guten Auflösung und beliebig gewünschten Zeitzyklen realisiert werden kann. Nach allen Erfahrungen, die man angesichts eines interferometrischen Across-Track SAR Systems (XTI InSAR) machen konnte, bietet sich ein flugzeuggestütztes SAR System an, welches nicht im Across-Track Modus sondern im Along-Track Modus arbeitet. Im Unterschied zu herkömmlichen abbildenden Radarsystemen erlaubt ein ATI InSAR System nämlich eine direkte und flächendeckende Messung von Oberflächenströmungen.

Kapitel 2

Grundlagen des interferometrischen SARs

Dieses Kapitel verschafft einen Überblick über die wichtigsten Grundlagen des interferometrischen SARs, in dem die Funktionsweise und die Prozessierung der mit diesem Verfahren detektierten Daten den Hauptteil bilden. Als eines der ersten Radarsysteme für die Fernerkundung existierte das „Radar mit realer Apertur“ (RAR), dessen Entwicklung nach dem zweiten Weltkrieg es zu einem sehr wichtigen Instrument in der Fernerkundung machte. Ein Hauptgrund dafür, welches zugleich auch eine besondere technische Eigenschaft eines solchen Radarsystems ist, stellt die Limitierung der Winkelauflösung dar. Diese ergibt sich wegen der Proportionalität zwischen der Betriebswellenlänge und der Querschnittsabmessung der verwendeten Antenne. Das Grundprinzip des „Radars mit synthetischer Apertur“ wurde dagegen erst in den fünfziger Jahren formuliert, bei dem durch die Frequenzanalyse des Empfangssignals eines sich bewegenden kohärenten Radars sehr hohe Azimutaufösungen realisierbar sind. Damit war die Basis für die heutigen Anwendungen eines SARs, wie beispielsweise hochauflösende Radarbilder von der Erdoberfläche, gegeben.

2.1 Grundprinzip eines Radars mit synthetischer Apertur

Ein Radar mit einer synthetischen Apertur macht sich die Geschwindigkeit seines Trägers zu nutze, um eine sehr lange und künstliche Antenne zu erzeugen. Dabei besitzt das Signal, welches vom Radar gesendet wird, Wellenlängen, die im Bereich von 1 cm bis 1 m liegen. Nach einer Konvention wird dieser relativ große Wellenlängenbereich in verschiedene Bänder (K, X, C, S, L und P) unterteilt. Betrachtet man die jeweiligen Auflösungen, so ergibt sich, daß die Entfernungsauflösung proportional zur Wellenlänge des gesendeten Signals ist, während sich jedoch die Azimutauflösung proportional zur Aperturlänge bzw. der realen Radarantenne darstellt und in allen Entfernungen gleich bleibt.

In der Fernerkundung wird ein flugzeug- oder satellitengetragenes Radar dazu verwendet, um das schräg unter dem Radarsystemträger befindliche Gelände streifenweise entlang der

Flugbahn zweidimensional zu kartieren. Eine der Dimensionen ist die Entfernungsrichtung, während die zweite die Flugrichtung, die auch Azimutrichtung genannt wird, darstellt. Die vom Radarsystem verwendete Bandbreite bzw. Pulslänge des Sendesignals bestimmt die Auflösung in Entfernungsrichtung, während die Auflösung in Azimutrichtung bei einem Radar mit synthetischer Apertur (SAR) durch die Länge dieser synthetischen Apertur erzielt wird. Durch eine geeignete Prozessierung der dadurch gewonnenen Daten kann eine Landkarte anhand der unterschiedlichen Reflexionen des Radarsignals, bedingt durch die unterschiedlichen Geländeabschnitte, erstellt werden.

Nach einer knappen Darstellung der Eigenschaften eines Radars mit realer Apertur sollen in dieser kurzen Einführung in die Prinzipien der Radartechnik mit synthetischer Apertur nur die elementaren Grundlagen skizziert werden. Im abschließenden Literaturverzeichnis wird noch eine Übersicht über Arbeiten gegeben, die ein vertieftes Studium dieses Bereichs erlauben.

2.1.1 Radar mit realer Apertur

Zu Beginn dieses Kapitels sei darauf aufmerksam gemacht, daß es sich bei einem Radar mit realer Apertur (RAR) um ein Radar handelt, bei welchem in Entfernungsrichtung die Möglichkeit einer Kohärenz besteht, sie jedoch in Azimutrichtung nicht existiert. Zwecks einer besseren Veranschaulichung des Prinzips eines Radars mit synthetischer Apertur werden in diesem Abschnitt die Eigenschaften eines Radars mit realer Apertur kurz angeschnitten.

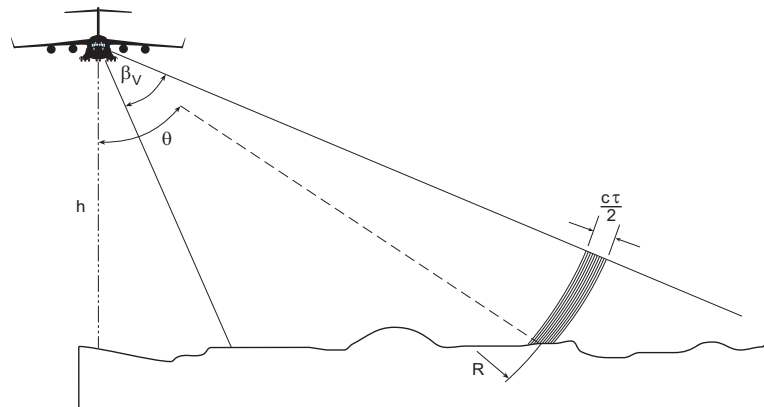


Abbildung 2-1: Skizze eines flugzeuggetragenen Seitensichtradars

In Abbildung 2-1 ist ein Flugzeug dargestellt, welches entlang einer geraden Linie mit der Geschwindigkeit V fliegt und mit einer regelmäßigen Periode T kurze Impulse der Dauer τ_p mit einem Radarsystem aussendet. Die Reflexionen, die das Gelände beim Überstreichen des Pulses verursacht, werden wieder empfangen und registriert. Die Form und Größe der Antennen bestimmen den von jedem Puls ausgeleuchteten Raumwinkel β , bei dem der horizontale Anteil des Raumwinkels mit β_H bezeichnet und näherungsweise mit

$$\beta_H \cong \frac{\lambda}{D} \quad (2.1)$$

gegeben wird, wobei D die Abmessung entlang der Flugrichtung ist. Ebenso existiert ein vertikaler Anteil

$$\beta_V \cong \frac{\lambda}{d}, \quad (2.2)$$

mit der Abmessungen d der Antennen senkrecht zur Flugrichtung.

Ein sehr wichtiges Kriterium eines Radarsystems ist die Fähigkeit, kleine Flächenabschnitte, was auch mit kleinen Objekten gleichzusetzen ist, noch auflösen und somit isoliert messen zu können. Die dazu benötigte radiale Auflösung eines Radars r_r für monofrequente Pulse ist durch die Pulsdauer τ_p bestimmt und kann mit

$$r_r = \frac{c\tau_p}{2} \quad (2.3)$$

ermittelt werden. Hierbei ist c die Lichtgeschwindigkeit im freien Raum. Die Abstandsauflösung, die der radialen Auflösung auf der Erdoberfläche und somit einer Bodenauflösung entspricht, ist wegen der geometrischen Situation folgendermaßen gegeben:

$$r_s = \frac{c\tau_p}{2 \sin \theta}, \quad (2.4)$$

mit dem lokalen Einfallswinkel θ , der sich an der Vertikalen zur Erdoberfläche orientiert. Bei der Azimutauflösung r_a , die parallel zur Flugrichtung verläuft, verhält es sich anders, weil sie aus dem Produkt der Breite der Strahlkeule der Antenne in horizontaler Richtung β_H und dem Abstands R des Objekts zum Radarsystem gegeben ist.

$$r_a = \beta_H R \quad (2.5)$$

Doch dies ist nicht die einzige Möglichkeit zur Darstellung der Azimutauflösung. Eine weitere ist in Abhängigkeit der Flughöhe h über dem Boden, dem lokalen Einfallswinkel θ und der Antennenabmessung D entlang der Flugrichtung und ergibt sich formelmäßig aus Gleichung 2.1 und Gleichung 2.5 wie folgt:

$$r_a = \frac{\lambda h}{D \cos \theta} \quad (2.6)$$

Man erkennt anhand Gleichung 2.6, daß eine Verbesserung der Azimutauflösung durch eine kürzere Wellenlänge und/oder durch eine längere Antenne erreicht werden könnte. Diese Rea-

lisierung ist jedoch nicht immer trivial, weshalb man auf die Technik eines Radars mit synthetischer Apertur zurückgreift, die dies ermöglicht.

2.1.2 Radar mit synthetischer Apertur

Im Gegensatz zu der beschriebenen konventionellen Methode bezüglich der Radardatengewinnung, siehe Kapitel 2.1.1, macht das Radar mit synthetischer Apertur von der Kohärenz der Radarsignale Gebrauch, um die Bodenauflösung in Azimutrichtung zu verbessern.

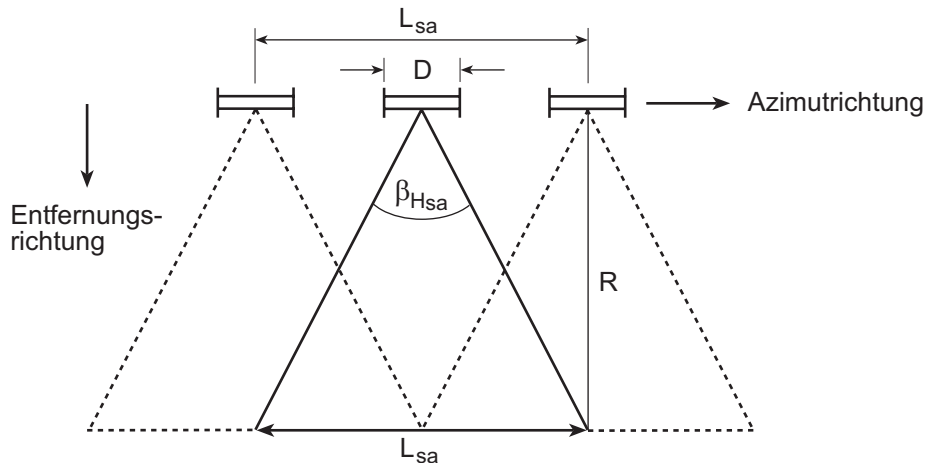


Abbildung 2-2: Darstellung der synthetischen Apertur

Die synthetische Apertur entsteht nach einer Aufnahmezeit, in der mehrere Radarpulse gesendet und somit künstlich Antennenelemente erzeugt werden, siehe Abbildung 2-2. Dabei wird die abzubildende Oberfläche von Radarsignalen, die von einer realen Antenne ausgestrahlt werden, fortlaufend abgetastet. Die horizontale Winkelauflösung

$$\beta_{Hsa} = \frac{\lambda}{2L_{sa}} \quad (2.7)$$

der synthetischen Apertur beträgt die Hälfte von einer Antenne mit realer Apertur, wobei L_{sa} die Länge der synthetischen Apertur darstellt. Dies ist der Flugweg während der Beleuchtung eines Objekts. Der Faktor 2 in Gleichung 2.7 resultiert dabei aus den unterschiedlich zu berücksichtigenden Weglängen zwischen einem Radar mit realer und synthetischer Apertur. Bei einer realen Antenne senden alle Antennenelemente gleichzeitig das Radarsignal, so daß der Phasengradient nur aufgrund des Rückstreusignals innerhalb der realen Apertur entsteht. Dies entspricht gleichzeitig auch dem vom Signal zurückgelegten Weg vom Objekt zum Radar. Bei einem System mit einer synthetischen Apertur verhält sich dies hingegen anders. Hier senden die Elemente getrennt und nacheinander, so daß sowohl der Hinweg vom Radar zum Objekt des Radarsignals, als auch der Rückweg vom Objekt zum Radar berücksichtigt werden muß. Da beide Wege, also Hin- und Rückweg, genauso groß sind, und somit die Phasenunterschiede zwi-

schen den Elementen nicht doppelt so groß werden sollen, wird die Anzahl der Elemente verdoppelt.

Abbildung 2-3 zeigt eine stark vereinfachte Darstellung des SAR Prinzips. Das Objekt A wird nur einmal vom Radarsignal erfaßt, nämlich vom Puls 3. Aus diesem Grund kann die Azimutauflösung entweder nach der Gleichung 2.5 oder der Gleichung 2.6 bestimmt werden.

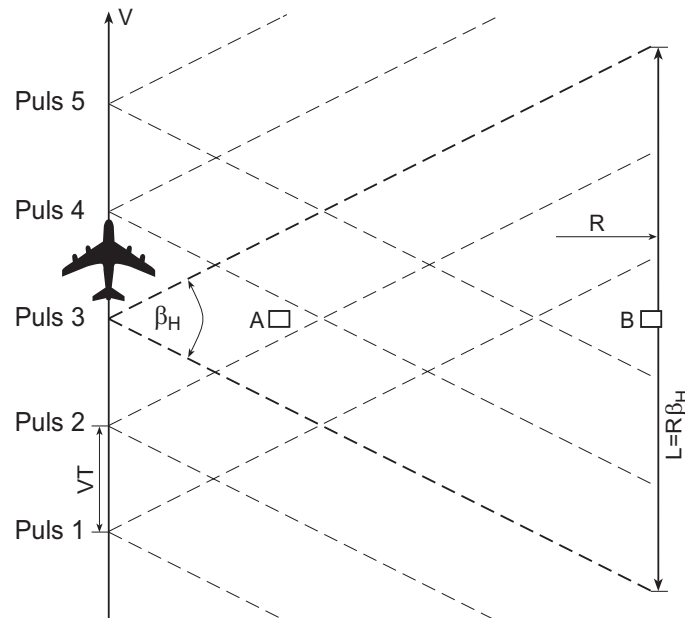


Abbildung 2-3: Prinzip der Auflösung eines SARs

Betrachtet man nun den Punkt B, so würde man nach dem RAR Prinzip, dem größeren Abstand entsprechend, eine noch viel schlechtere Auflösung bekommen, da dieser Punkt nur von einem Impuls erfaßt wird. Wie jedoch auch aus Abbildung 2-3 ersichtlich ist, wird das Objekt B beim SAR Prinzip von 5 Impulsen erfaßt. Dies entspricht dem Prinzip von 5 Radargeräten, die auf einer Geraden mit den Elementarabständen VT liegen. Werden die Reflexionen aller 5 Radarsignale gespeichert und nach Durchlaufen der Gesamtlänge $4VT$ wegen der Kohärenz so behandelt, als wären sie von einem Antennen-Interferometer der Länge $4VT$ gleichzeitig gesendet und empfangen worden, dann wird die Auflösung in azimutaler Richtung durch das Verhältnis von Wellenlänge und der Länge des synthetisierten Interferometers bestimmt. Die Länge der Apertur besitzt natürlich die gleiche Größe wie die, die mit dem RAR Prinzip aufgelöst werden kann und ist mit

$$L_{max} \cong R \beta_{Hsa} = \frac{\lambda}{D} \cdot R \quad (2.8)$$

gegeben. Die maximale Winkelauflösung der synthetischen Apertur erhält man, indem Gleichung 2.8 in Gleichung 2.7 eingesetzt wird.

$$\beta_{Hsa} = \frac{D}{2R} \quad (2.9)$$

Das Produkt der maximalen Winkelauflösung mit der Entfernung ergibt die maximale Auflösung in Azimutrichtung und ist folgendermaßen gegeben:

$$r_{as} \approx \frac{D}{2} \quad (2.10)$$

Dies bedeutet, daß mit dem SAR Objekte getrennt aufgelöst werden können, deren Abmessungen mindestens so groß sind wie die halbe Antennenabmessung D entlang der Flugrichtung. Hinzu kommt noch, eine Unabhängigkeit der Auflösung vom Abstand R und von der Wellenlänge λ , wodurch nachfolgende Aussage Gültigkeit erhält: Je kleiner die Antenne, desto kleiner können die Objekte bzw. desto schmaler können die Flächenelemente sein, die in Azimut aufgelöst werden können. Dies wird dadurch realisiert, daß bei kleinen Antennenabmessungen D die maximale Länge L der synthetischen Apertur größer wird.

2.1.3 Doppler-Konzept bei SAR

In diesem Abschnitt erfolgt eine Betrachtung des Doppler-Konzepts bei SAR Systemen. Die Basis dafür liegt darin, daß reflektierte Signale, wie man auch aus Abbildung 2-4 erkennen kann, in dem Teil des beleuchteten Geländeabschnitts, der sich, in Flugrichtung gesehen, vorne befindet, zu höheren Frequenzen verschoben werden. Dementsprechend verschieben sich die reflektierten Signale im hinteren Teil in den Bereich der niedrigeren Frequenzen, was in einer Analogie zum Doppler-Effekt steht.

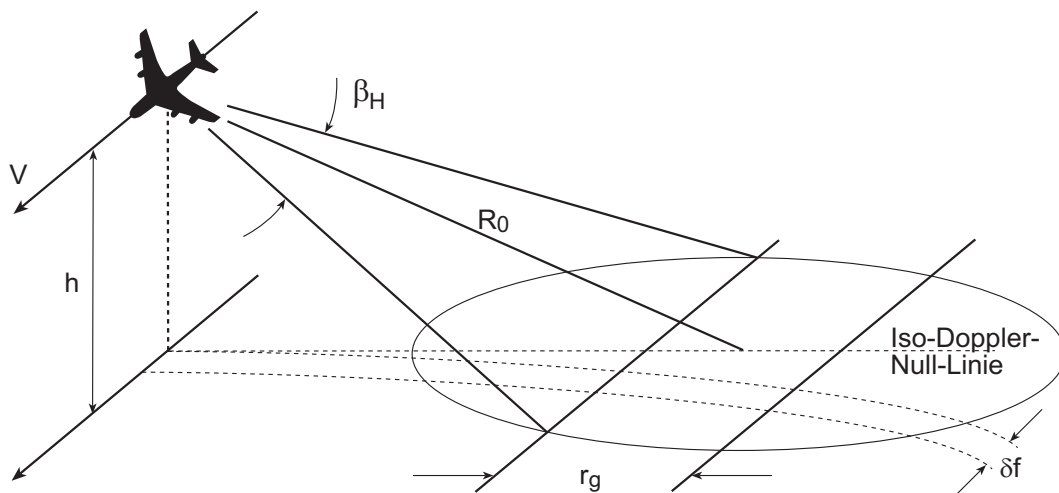


Abbildung 2-4: Geometrische Darstellung zum Dopplereffekt beim SAR

Liegt das sich nicht bewegende Objekt allerdings genau senkrecht zur Flugrichtung, so befindet es sich auf der Iso-Doppler-Null-Linie, so daß das vom Radar empfangene Signal identisch mit dem ist, welches ausgesendet wurde.

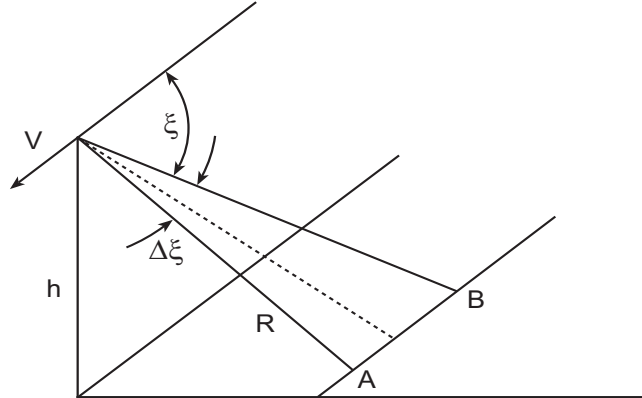


Abbildung 2-5: Geometrische Situation zu Berechnung der Doppler-Frequenz

Die Doppler-Verschiebung f_D des reflektierten Spektrums eines Radarsignals der Frequenz f_0 ist durch die Radialkomponente der Relativgeschwindigkeit V_r zwischen dem Radargerät und dem getroffenen Objekt gegeben durch

$$f_D = f_0 \frac{2V_r}{c}. \quad (2.11)$$

Aus der geometrischen Situation, wie sie Abbildung 2-5 zeigt, sind die Doppler-Frequenzen zweier Objekte A und B durch

$$\frac{f_{DB}}{f_0} = \frac{2V}{c} \cdot \cos \xi \quad (2.12)$$

und

$$\frac{f_{DA}}{f_0} = \frac{2V}{c} \cdot \cos(\xi + \Delta\xi) \quad (2.13)$$

gegeben. Liegen beide Objekte von der momentanen Radarposition aus etwa orthogonal zur Flugbahn, ergibt sich für die Doppler-Frequenz für A und B die Differenz von Gleichung 2.13 und Gleichung 2.12.

$$\Delta f_D = f_{DA} - f_{DB} \approx f_0 \frac{2V}{c} \Delta\xi \quad (2.14)$$

Um nun eine azimutale Auflösung, wie sie in Gleichung 2.10 angegeben ist, zu bekommen, muß die spektrale Auflösung folgendermaßen definiert sein:

$$\Delta f_D = f_0 \frac{2V}{c} \cdot \frac{\Delta y}{R} \quad (2.15)$$

mit dem Abstand Δy zwischen den Objekten A und B und

$$\Delta \xi \approx \frac{\Delta y}{R}. \quad (2.16)$$

Die Frequenzauflösung Δf_D kann dabei nahezu dem Reziprokwert der Meßzeit gleichgesetzt werden. Dies ist die Beleuchtungsdauer T_i des Objekts, welche auch Integrationszeit genannt wird.

2.2 SAR Interferometrie

Die SAR Interferometrie, mit der aus zwei SAR Abbildungen durch ein spezielles Verfahren aus der gespeicherten Phaseninformation des Rohdatenbildes je nach Interferometriemodus entweder Höheninformationen oder Geschwindigkeiten abgeschätzt werden kann, ist ein weitverbreitetes Verfahren, welches neben der Radartechnik auch in vielen anderen Bereichen zum Einsatz kommt. Bei abbildenden Radarsystemen verwendet sie zwei komplexe Datensätze, die entweder von verschiedenen Orten oder von verschiedenen Zeitpunkten resultieren. Das sich daraus ergebende Interferogramm ermöglicht eine genaue Auswertung der unterschiedlichen gemessenen Entfernungen, die sich auch im Subwellenlängenbereich des Radarsignals befinden können. Dies kann sowohl der Ausgangspunkt für eine sehr präzise Messung von Geländehöhen als auch von Geschwindigkeiten von mobilen Objekten sein.

Die ersten Anwendungen der Interferometrietechniken im Radarbereich kamen auf dem Gebiet der Fernerkundung von Planeten, wie beispielsweise die Venus 1969, zum Einsatz. Ebenso orientiert man sich bei der Vermessung der Erde immer mehr in Richtung der Radarinterferometrie.

Werden die Antennen, in Flugrichtung des Radarträgers gesehen, hintereinander angebracht, können Geschwindigkeiten von Objekten mittels der Interferometrie bestimmt werden. Bei einer solchen Antennenkonfiguration ist die Across-Track Basislinie, die durch den physikalischen Abstand der Antennenphasenzentren gegeben ist, sehr gering. Im Idealfall existiert dieser Abstand nicht, so daß die Datensätze, abgesehen von den Objekten, die sich während dem Zeitunterschied beider Aufnahmen bewegt haben, nahezu identisch sind. Anhand der Phase des Interferogramms ist es möglich, die Geschwindigkeitskomponente des sich bewegenden Objekts in Blickrichtung des Radars mittels entsprechender Verfahren zu bestimmen.

2.2.1 Prinzip der Interferometrie

Die SAR Interferometrie, die heute zur Anwendung kommt, kann in zwei Klassen eingeteilt werden. Einmal in die Across-Track Interferometrie (XTI) und in die Along-Track Interferome-

trie (ATI). Dabei besteht sogar die Möglichkeit, ein SAR System zu konfigurieren, mit dem eine Kombination beider Interferometriemodi realisierbar ist. Diese erlaubt eine gleichzeitige Messung von Geländehöhen und Objektgeschwindigkeiten in Blickrichtung des Radars. Bei der Across-Track Interferometrie wird die räumliche Anordnung der Antennen so gewählt, daß die Basislinie senkrecht zur Flugbahn des Radarträgers verläuft. Mit dieser Konstellation sind Messungen der Geländetopographie möglich und erlauben eine zweidimensionale Darstellung von dieser, egal ob die Daten von flugzeug- oder satellitengestützten Radareinheiten stammen. Anders verhält es sich bei der Along-Track Interferometrie. Hier sind die Antennen, in Flugrichtung gesehen, hintereinander angebracht, so daß die Basislinie parallel zur nominellen Flugrichtung verläuft. Diese Anordnung dient zur Geschwindigkeitsbestimmung von sich bewegenden Objekten, wie es beispielsweise auch im EURoPAK-B Projekt der Fall ist.

Die Datenakquisition kann in beiden interferometrischen SAR Modi entweder in nur einem Überflug (Einpass) oder in zwei Überflügen (Zweipass) erfolgen. Bei einem flugzeuggestützten SAR System findet normalerweise sowohl die Einpass-Interferometrie als auch die Zweipass-Interferometrie statt, während bei einem satellitengestützten SAR System bisher hauptsächlich die Zweipass-Interferometrie zur Geltung kommt. Dies soll sich aber mit der Realisierung des Cartwheels, welches sich zur Zeit noch in der Planung befindet, ändern [25]. Auch fand im Februar 2000 die SRTM-Mission (Shuttle Radar Topographie Mission) statt, bei der ein Mast am Space Shuttle ausgeklappt wurde, so daß man eine XTI Basislinie von ca. 60 m erreichte.

Bei der SAR Abbildung erzielt man die zweidimensionale Auflösung einerseits durch die Bildung der synthetischen Apertur, welche durch die kohärente Addition der empfangenen Signale in Azimut erreicht wird, und andererseits durch die Laufzeitmessung der Signale. Ergeben verschiedene Punkte der Oberfläche bei nur einem Empfänger die gleiche Signallaufzeit, ist es nicht mehr möglich, diese Oberflächenpunkte voneinander zu trennen. Aus diesem Grund wird ein zweiter Empfänger, der räumlich von dem ersten Empfänger getrennt ist, benötigt, um entweder Höhen dreidimensional wiederzugeben oder Geschwindigkeiten messen zu können. Somit wird die Mehrdeutigkeit aufgelöst, da unterschiedliche Oberflächenpunkte verschiedene Signallaufzeiten für zwei Sensorpositionen aufweisen. Dieses Verfahren kann bei der InSAR Signalverarbeitung angewendet werden, weil das abbildende Radarsystem einen kohärenten Charakter, also eine feste Phasenbeziehung zwischen beiden ausgesendeten Radarwellen, besitzt. Es gilt die Beziehung:

$$\Psi = \frac{2\pi R}{\lambda} + \Psi_0 \quad (2.17)$$

mit der Phase Ψ einer monochromatischen elektromagnetischen Welle der Länge λ , dem zurückgelegten Weg R und einem Rausch- und Rückstreuanteil Ψ_0 der Phase.

2.2.2 Across-Track Interferometrie

Bisher lieferte ein SAR System nur eine zweidimensionale Abbildung der Erdoberfläche. Um jedoch eine dreidimensionale Abbildung zu erhalten, benötigt man zusätzlich noch Informationen über den Depressionswinkel ϵ_D - siehe Abbildung 2-7 - und der Entfernung R , da somit die Höhe eines Objekts über einer Bezugsebene ermittelt werden kann. Die Across-Track Interferometrie macht es, im Gegensatz zum konventionellen SAR Verfahren, möglich, diesen Depressionswinkel genau zu bestimmen. Somit wird es realisierbar, die Erdoberfläche in einer dreidimensionalen Form darzustellen.

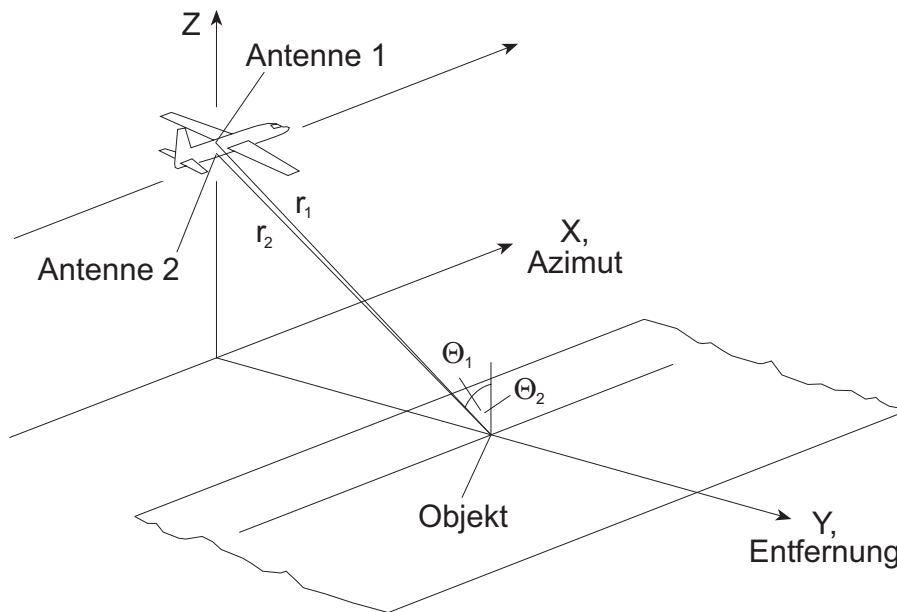


Abbildung 2-6: Schema der Across-Track Interferometrie

Bei der Across-Track Interferometrie besitzen verschiedene Objektpunkte unterschiedliche Weglängendifferenzen zu den jeweiligen Antennenpositionen A_1 und A_2 , wie es auch in Abbildung 2-7 dargestellt ist, und können dadurch eindeutig zugeordnet werden. Dazu wird die Phasendifferenz $\Delta\phi$, die einem Wegunterschied Δr entspricht, der empfangenen Signale bei der Antenne A_1 und A_2 ausgewertet und ist folgendermaßen definiert:

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta r \quad (2.18)$$

Der Faktor 4 aus Gleichung 2.18 resultiert daher, weil das Sendesignal abwechselnd von Antenne A_1 und A_2 ausgestrahlt und das Rückstreusignal wiederum von der selben Antenne, von der es gesendet wurde, empfangen wird.

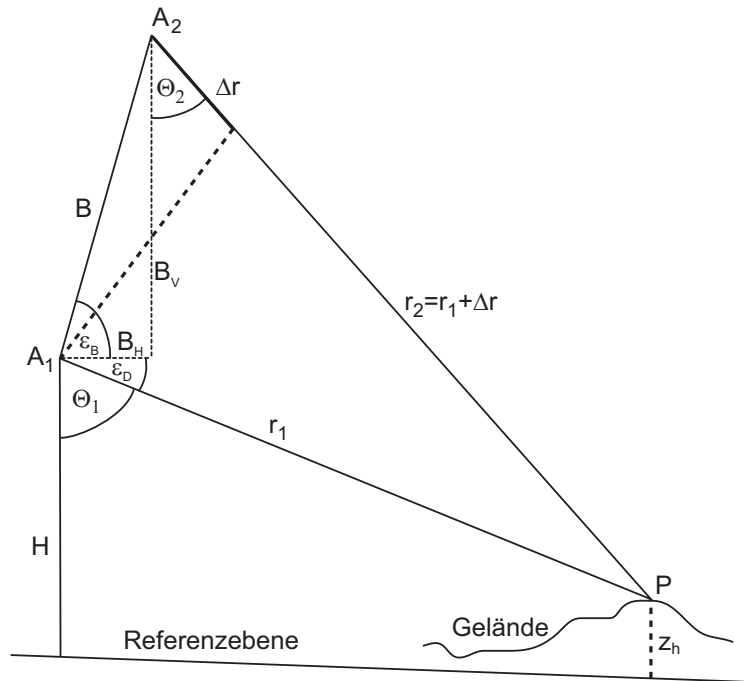


Abbildung 2-7: Abbildungsgeometrie bei der Across-Track Interferometrie

Um nun die Geländehöhe z_h in Abhängigkeit des Depressionswinkels ε_D zu ermitteln, gilt

$$z = H - r_1 \sin(\varepsilon_D), \quad (2.19)$$

wobei H die Höhe zur Referenzebene darstellt. Unter der Berücksichtigung der Neigung ε_B der Basislinie B und den jeweiligen Komponenten in horizontaler und vertikaler Richtung B_H und B_V ergibt sich

$$\cos(\varepsilon_B + \varepsilon_D) = \frac{r_1^2 + B^2 - (r_1 + \Delta r)^2}{2r_1 B} \quad (2.20)$$

mit

$$\varepsilon_B = \operatorname{atan}\left(\frac{B_V}{B_H}\right). \quad (2.21)$$

Anhand Gleichung 2.20 und Gleichung 2.21 kann der Depressionswinkel ε_D berechnet und in Gleichung 2.19 zur Ermittlung der Geländehöhe z_h eingesetzt werden. Ist die Referenzebene am Boden nicht bekannt, kann auch ein oder können mehrere Referenzpunkte zur weiteren Bestimmung der Geländehöhe dienen.

2.2.3 Kohärenz

Weil die SAR Aufnahme als ein deterministischer Prozeß angesehen werden kann, liefern theoretisch unterschiedliche Aufnahmen, die mit den exakt gleichen Aufnahmebedingungen gemacht wurden, die gleichen Ergebnisse. Aus diesem Grund kann angenommen werden, daß die Phasendifferenz beim InSAR Verfahren einer Bestimmung der Weglängenunterschiede entspricht. Die Kohärenz zwischen diesen Datensätzen stellt somit den Grad der Übereinstimmung unterschiedlicher Beobachtungen dar und besitzt immer einen Wert zwischen 0 und 1. Im Idealfall, also im Falle einer totalen Übereinstimmung und somit einer 100%-igen Korrelation beider Datensätze, besitzt die Kohärenz einen Wert von 1, was in der Realität nie zutrifft. Dafür sorgen mehrere Einflüsse, die in das empfangene Radarsignal und dadurch auch in den Kohärenzgrad mit eingehen. Solche sind das thermische Rauschen des Radarsystems, die zeitliche Veränderung der Erdoberfläche zwischen zwei Datenakquisitionen, die geometrische Dekorrelation durch die Beschaffenheit der Erdoberfläche und die Datenprozessierung, bei der die Mißregistrierung und Defokussierung negativ eingehen können. Im gegenteiligen Fall, also wenn die Datensätze total dekorreliert sind, ergibt sich ein Kohärenzwert von 0, so daß das interferometrische Produkt für weitere Informationsextraktionen obsolet wird.

Die Kohärenz der komplexen Signale c_1 und c_2 der jeweiligen Empfangs/Sende-Konfigurationen 1 und 2 kann wie folgt abgeschätzt werden:

$$\gamma = \frac{\langle c_1 c_2^* \rangle}{(\sqrt{\langle c_1 c_1^* \rangle \langle c_2 c_2^* \rangle})} \cong \frac{\sum c_1 c_2^*}{\sqrt{\sum c_1 c_1^* \sum c_2 c_2^*}} , \quad (2.22)$$

wobei c_2^* das konjugiert komplexe Signal darstellt. Bei dieser Abschätzung findet eine Summation der Werte innerhalb eines kleinen Fensters statt, damit eine signifikante Änderung vom Mittelwert des Interferogramms ausgeschlossen bleibt.

Der Absolutbetrag des komplexen Korrelationskoeffizienten dient als Maß für die Kohärenz zweier interferometrischer Signale und gilt als informationstragende Größe, da sich darin Änderungen an der Erdoberfläche aber auch unterschiedliche Streueigenschaften von dieser abbilden. Die Kohärenz ist aber auch gleichzeitig ein Maß für die Qualität der interferometrischen Phase.

Damit das Interferogramm für weitere Verarbeitungsschritte brauchbar wird, darf sich das Rückstreuverhalten während beider Aufnahmen nicht allzu sehr verändern. Trifft dies zu, so ist eine hohe Kohärenz der Bilder gewährleistet. Im Falle der Along-Track Interferometrie wird die Kohärenz hauptsächlich durch die Bewegung der abzubildenden Oberfläche beeinflusst. Ebenso kann bei der Across-Track Interferometrie das Rückstreuverhalten durch Feuchtigkeits- oder Vegetationsänderungen unterschiedlich beeinflusst werden. Beispielsweise ist die Bestimmung der Kohärenz in der Ozeanographie sehr wichtig, um viele Oberflächenprozesse wie Wirbel oder andere chaotischen Phänomene charakterisieren zu können [18].

2.3 Along-Track Interferometrie

Für ein solches Radarsystem gibt es verschiedene Einsatzbereiche, wie beispielsweise die Messung von Oberflächenströmungen des Meeres, die erstmals von Goldstein und Zebker untersucht wurde [13]. Neben dieser Verwendung gibt es noch anderweitige Anwendungsgebiete, wie beispielsweise die Verkehrsbeobachtung [10]. Dabei, und wie auch bei vielen anderen Anwendungsbereichen, ist es unerheblich, ob die Daten von einem weltraumgestützten oder flugzeuggestützten ATI Radar erhoben werden.

Die hier beschriebenen Technik der Along-Track Interferometrie besitzt die Eigenschaft nur eine Geschwindigkeitskomponente von sich bewegenden Objekten zu messen, nämlich die, die in Blickrichtung des Radars existiert. Die Geschwindigkeitskomponente, die parallel zur Flugrichtung verläuft, kann mit einem solchen System, welches auch im EUROPAK-B Projekt zum Einsatz kam, nicht ermittelt werden. Um dennoch ein vollständiges Geschwindigkeitsvektorfeld zu bekommen, müssen aus diesem Grund zwei Flüge stattfinden, die idealerweise senkrecht zueinander verlaufen. Es ist jedoch denkbar, daß in naher Zukunft ein ATI Radarsystem entwickelt wird, das sowohl schräg nach vorne, von der Flugrichtung aus gesehen, als auch schräg nach hinten schaut, um gleichzeitig und dadurch mit nur einem Überflug die Across-Track und die Along-Track Geschwindigkeitskomponente von sich bewegenden Objekten zu messen - siehe auch Kapitel 7.1.1. Bei der Ermittlung von Geschwindigkeiten nicht stationärer Objekte mittels der ATI müssen jedoch zuvor einige wichtige Parameter des Radarsystems bestimmt und berücksichtigt werden, die in diesem Kapitel beschrieben sind. Diese hier vorgestellten Parameter konzentrieren sich hauptsächlich auf den Bereich der Ozeanographie und müssen im Falle von anderweitigen Anwendungen teilweise neu ermittelt und im Radarsystem eingestellt werden.

2.3.1 Dekorrelationszeit

Seit über 20 Jahren sind viele Methoden entwickelt worden, um die Meeresoberfläche mit Mikrowellen zu untersuchen. Die Modulation der kurzen Wellen, deren Auswirkungen besonders im Radarsignal zu beobachten sind, gaben den Ozeanographen die Möglichkeit, die Effekte von den verschiedenen Prozessen des Meeres zu studieren. Der Zeitbereich, in dem die Streuer der Meeresoberfläche kohärent bleiben, ist für das SAR sehr wichtig. Die Dekorrelationszeit kann wichtige Einblicke in viele ozeanographische Phänomene geben, besonders dann, wenn der entsprechende Rückstreuer mit der gemessenen Doppler-Geschwindigkeit in Verbindung steht. Dies trifft im Falle einer Datenakquisition mit einem Along-Track SAR Interferometer zu.

Die Dauer der Dekorrelationszeit bestimmt die Phase, die durch die Reflexion an dem sich bewegenden Streuer entsteht, und ist für stationäre Objekte unbegrenzt. Jedes Objekt, das eine Dekorrelationszeit besitzt, die länger als die Integrationszeit des SARs ist, kann als ein kohärentes Objekt betrachtet werden, was jedoch bei der Abbildung des Meeres nicht zutrifft. Hierbei ist die genaue Kenntnis der Dekorrelationszeit ganz besonders wichtig, um optimale

Ergebnisse der Datenprozessierung zu gewährleisten. Ist diese Zeit kürzer als die Integrationszeit des SARs, kommt die realisierbare Azimutauflösung in einen limitierten Bereich.

Zusätzlich zur Messung der durchschnittlichen Geschwindigkeit einer jeden Auflösungszelle erlaubt die Anwendung eines Radarsystems mit mehreren Along-Track Basislinien - siehe auch Kapitel 2.3.2 - eine Abschätzung der Dekorrelationszeit des Ozeans. Die Korrelation oder auch Kohärenz γ zweier komplexen Signale ist in Gleichung 2.22 dargestellt. Ebenso kann die Kohärenz als Funktion der Zeit angegeben und somit folgendermaßen

$$\gamma(t) = \gamma_0 \exp\left(-\frac{|t|}{\tau_s}\right) \quad (2.23)$$

dargestellt werden. Ist γ_0 von der Zeitverzögerung unabhängig, kann die Dekorrelationszeit τ_s von der Kohärenz, die zu zwei Zeitpunkten t_1 und t_2 gemessen wurden, abgeschätzt werden. Dabei gilt

$$\tau_s = \frac{t_2 - t_1}{\ln((\gamma(t_1))/(\gamma(t_2)))}. \quad (2.24)$$

Ein wichtiger Faktor zur Bestimmung der Oberflächenströmungen mittels eines ATI SAR Systems ist die Along-Track Basislinie zur Datenakquisition. Wird die Basislinie zu kurz gewählt, liegen die gemessenen Daten zeitlich sehr nahe beieinander, so daß das Rauschen stark in die gemessene ATI Phase mit eingeht. Bei einer zu großen Basislinie besteht die Gefahr einer Dekorrelation des zurückgestreuten Signals und somit die Möglichkeit, daß die Daten keine Informationen über die zu messenden Geschwindigkeiten enthalten. Aus diesem Grund muß vor der Datendetektierung die Dekorrelationszeit der rückstreuenden Meeresoberfläche bekannt sein.

Schaut das Radar senkrecht zur Wellenausbreitung der Oberflächenwellen, wird die Dekorrelationszeit größer und die radiale Geschwindigkeitskomponente reduziert sich. Die Dekorrelationszeit erreicht ihren minimalen Wert für Windgeschwindigkeiten von mehr als 10 ms^{-1} . Um jedoch ein ausreichend stark zurückgestreutes Radarsignal zu bekommen, wird eine Oberflächenrauigkeit benötigt, die sich erst bei Windgeschwindigkeiten von mindestens $2-4 \text{ ms}^{-1}$ ergeben. Geringe vorhandene Windstärken an der Meeresoberfläche entsprechen einer größeren Dekorrelationszeit des zurückgestreuten Radarsignals und erlauben somit längere ATI Zeitverzögerungen und somit eine bessere Auflösung der zu messenden Geschwindigkeit.

Für die Rückstreuung an der Meeresoberfläche kann die räumliche Auflösung, die durch die Verwendung der SAR Technik erreicht wird, nicht durch die Integrationszeit aufgrund der Antennenkeule vorgegeben werden, jedoch durch Oberflächenbewegungen und der Dekorrelationszeit der Oberflächenstreuer. Demnach wird die Azimutauflösung r_a durch die Dekorrelationszeit limitiert und besitzt nach [4] und [5] folgende Form:

$$r_a = \sqrt{\left(\frac{\lambda R}{2VT_i}\right)^2 + \left(\frac{\lambda R}{2V\tau_s}\right)^2 + \left(\frac{\pi RT_i}{2V}a_r\right)^2} \quad (2.25)$$

mit der maximalen Integrationszeit T_i , der Radarträgergeschwindigkeit V , Dekorrelationszeit τ_s und der Oberflächenbeschleunigung der Wasserelemente a_r . Der erste Term gibt die theoretische Auflösung eines SAR Systems für kohärente stationäre Objekte an, bei denen die maximale Integrationszeit durch die Antennenkeule, die Entfernung und die Radarträgergeschwindigkeit vorgegeben wird. Der zweite Term entfällt auf die begrenzte Dekorrelationszeit der Oberflächenstreuer, während der dritte Term die Defokussierung aufgrund der orbitalen Oberflächenbeschleunigung beschreibt. Die ersten beiden Terme können zwecks der effektiven Integrationszeit T_a zusammengefaßt werden, die mit

$$\frac{1}{T_a} = \frac{1}{T_i} + \frac{1}{\tau_s} \quad (2.26)$$

gegeben ist. Somit ist die effektive Integrationszeit immer geringer als die Dekorrelationszeit oder die maximale Integrationszeit. Im Falle eines flugzeuggestützten SARs wird diese Begrenzung der Integrationszeit häufig durch die gewollte räumliche Auflösung bestimmt. Diese kann dadurch erreicht werden, indem die Integrationszeit kleiner als die Dekorrelationszeit ist, so daß der Term mit der Dekorrelationszeit aus Gleichung 2.25 den Ausdruck dominiert. Ist die Oberflächenbeschleunigung nicht vorhanden, so wird die räumliche Auflösung minimal, wenn die Integrationszeit maximal wird [12].

2.3.2 ATI Basislinien

Ein klassisches Along-Track Antennensystem ist folgendermaßen aufgebaut; es besteht aus zwei Antennen, die physikalisch mit einem Abstand b in Flugrichtung am Rumpf eines Flugzeugs montiert sind, so daß die Basislinie parallel zur Flugrichtung ausgerichtet ist und es somit im Idealfall keine Across-Track Komponente besitzt. Dabei ist die Blickrichtung der Antennen orthogonal zur Flugrichtung. Die Basislinie entspricht jedoch nicht immer dem physikalischen Antennenabstand b der Antennen, sondern kann auch dessen halben Wert, also $b/2$, annehmen. Abhängig ist dies von der Sende- und Empfangsfolge beider Antennen. Werden Radarimpulse abwechselnd von der vorderen Antenne M, in Abbildung 2-8 wäre es die Masterantenne, und der hinteren S, der Slaveantenne in Abbildung 2-8, gesendet und von beiden empfangen, erhält man vier Datenkanäle SS, SM, MS und MM, die später bei der Prozessierung kombiniert werden können. Hierbei entstehen zwei interferometrische Basislinien.

Wird mit der vorderen Antenne M und der hinteren Antenne S jeweils das gesendete Signal auch wieder empfangen, ist die bei einer Kombination der Signale MM und SS die Basislinie gleich dem physikalischen Antennenabstand, da das MM oder SS Signal genau im Phasenzentrum der vorderen oder hinteren Antenne plaziert wird.

Wird folgende Kombination gewählt, bei der nur eine Antenne sendet und empfängt während die zweite Antenne nur zum Empfangen genutzt wird, ergeben sich die Datenkanäle MM mit MS, MS mit SS, SM mit MM und SM mit SS der Signale zur Interferogrammbildung. Diese Situation entspricht der, daß sich die ATI Basislinie im Verhältnis zum physikalischen Abstand b der Antennen halbiert. Somit beträgt die ATI Basislinie

$$B = \frac{b}{2}, \tag{2.27}$$

wie es auch in Abbildung 2-8 schematisch im Falle der reine ATI abgebildet ist.

Die Halbierung der Basislinie ergibt sich deswegen, weil das Antennenphasenzentrum vom SM oder MS Kanal genau zwischen den Phasenzentren beider Antennen plaziert wird [7].

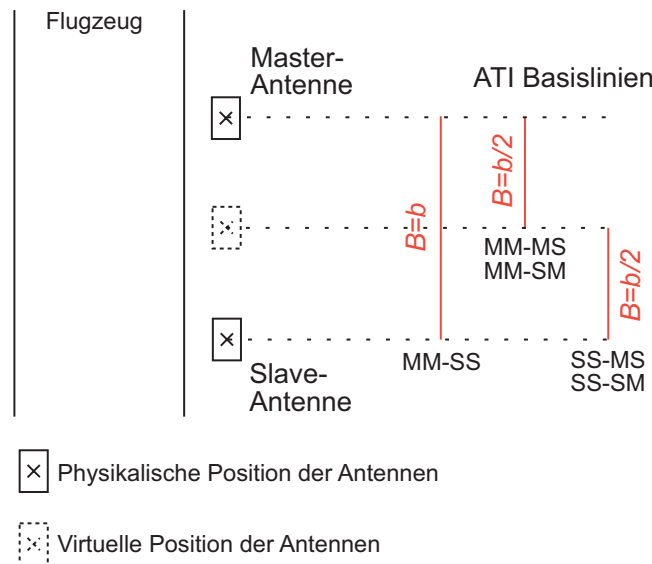


Abbildung 2-8: ATI Basislinien

Demnach ist es möglich, bei einer entsprechenden Sende- und Empfangskonfiguration die Daten mit zwei verschiedenen interferometrischen Basislinien zu prozessieren und dementsprechend auch solche gewonnen Daten zu charakterisieren [12].

Bei einer kürzeren Basislinie B verringert sich auch der ATI Zeitversatz τ , was zudem zur Folge hat, daß sich die Geschwindigkeitsauflösung verschlechtert, jedoch der abgedeckte eindeutige Geschwindigkeitsbereich um den gleichen Faktor wächst.

Die Anwendung von zwei oder mehreren ATI Basislinien, welche mit Hinzunahme weiteren Antennen realisiert werden kann, während eines Überfluges ermöglicht eine genauere Messung, weil man von ein und derselben Szene zwei Datensätze besitzt, die zeitgleich aber mit verschiedenen Basislinien gemessen wurden und dadurch verschiedene Informationen enthalten. Um das Signal/Rausch-Verhältnis zu erhöhen, können die Datenkanäle MM und MS prozessiert und miteinander zu einem Interferogramm kombiniert werden. Nachdem ebenfalls die Datenkanälen SS und SM dementsprechend bearbeitet wurden, ist es möglich, durch Kombination beider

Interferogramme das Signal/Rausch-Verhältnis zu optimieren. Zudem ermöglicht dieser Modus eine verbesserte und stabilere interne ATI Phasenkalibrierung der Prozessierung, weil dadurch die benötigten Parameter genauer ermittelt werden können.

2.3.3 ATI Zeitversatz

Nicht nur die klassischen Radarparameter wie die Sendefrequenz, Polarisation und lokaler Einfallswinkel, sondern auch die Zeitverzögerung zwischen den Datenakquisitionen der beiden komplexen SAR Bildern muß angemessen gewählt werden, um eine gute ATI Messung zu erhalten.

Das Grundprinzip der Along-Track Interferometrie besteht aus dem Vergleich von Datensätzen zweier phasenkohärenten Radaren, die in Bewegungsrichtung der Trägerplattform gesehen hintereinander ihre Pulse aussenden. Dabei empfangen beide Antennen die Signale des gleichen Gebietes mit den gleichen Einfallswinkeln. Der einzige Unterschied besteht aus dem verschiedenen Zeitpunkt der Datenakquisition, der sich allerdings nur geringfügig um die Dauer τ unterscheidet. Die Datensätze, welche sowohl von der hinteren als auch von der vorderen Antenne stammen, sind räumlich voneinander versetzt. Im Idealfall, wenn die Phasenzentren der Antennen genau auf ein und derselben Flugbahn verlaufen, entspricht dieser Versatz in azimuthaler Richtung der Länge der ATI Basislinie. In Entfernungsrichtung existiert unter solchen Bedingungen keinerlei Abweichung zwischen beiden Datensätzen.

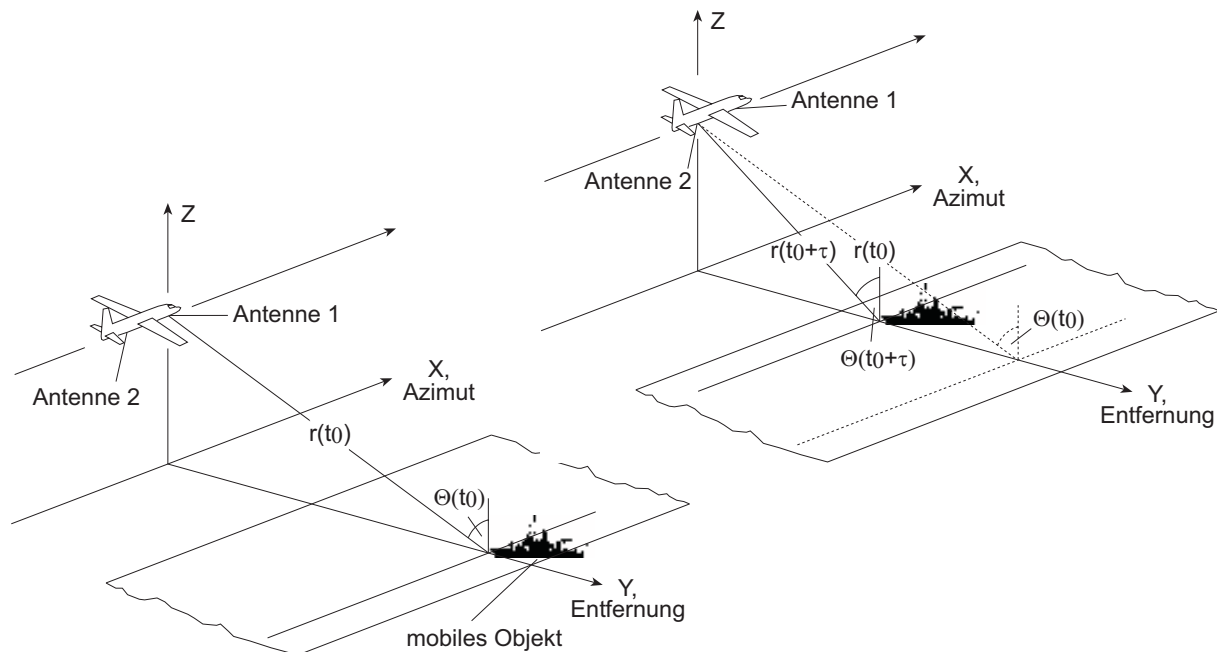


Abbildung 2-9: Abbildungsgeometrie bei der ATI SAR Interferometrie

Die für den azimuthalen Versatz verantwortliche Zeitverzögerung entsteht aus der benötigten Dauer, die die hintere Antenne - in Abbildung 2-9 wäre dies Antenne 2 - braucht, um die vorherige Position der vorderen Antenne - Antenne 1 - einzunehmen. Um dies besser zu veran-

schaulichen, ist die Abbildungsgeometrie eines SARs, welches im ATI Modus arbeitet, in der Abbildung 2-9 schematisch dargestellt.

Dieser Zeitversatz wird durch den Abstand b beider Antennen, die das Radarsignal empfangen, der Plattformgeschwindigkeit V des Radars und dem gewählten ATI Modus bestimmt. Werden beide Antennen zum Senden und Empfangen des Radarsignals verwendet, ist der ATI Zeitversatz definiert zu

$$\tau = \frac{b}{V}, \quad (2.28)$$

während er sich im Falle des Empfangens beider Antennen, aber des Sendens von nur einer Antenne, wie es auch in Kapitel 2.3.2 näher erläutert wird, halbiert. Im Falle einer solchen Radar-konfiguration kann er folgendermaßen ermittelt werden:

$$\tau = \frac{b}{2V} \quad (2.29)$$

Der ATI Zeitversatz muß im Vergleich zur Dekorrelationszeit des zurückgestreuten Signals klein, jedoch auch lang genug sein, um klare Modulationen der ATI Phasenunterschiede zuzulassen, die durch die variierende Oberflächenströmung hervorgerufen werden.

Nach theoretischen Untersuchungen [35] wurde für das EUROPAK-B Projekt ein ATI Zeitversatz von ca. 6 ms zur Messung der Oberflächenströmung des Meeres gewählt. Damit ist ein guter Mittelweg zwischen Dekorrelation des Radarsignals und des zu messenden Geschwindigkeitswertebereichs von $3,6 \text{ ms}^{-1}$, der einen Phasenbereich von 2π abdeckt, eingeschlagen worden. Mit diesen Eckwerten sind bei der ATI Datenprozessierung Phasenmehrdeutigkeiten, die von der Oberflächenströmung stammen, nahezu ausgeschlossen, weil selten Meeresoberflächenströmung von mehr als 2 ms^{-1} vorzufinden sind.

2.3.4 ATI Phase

Die Phaseninformation, die man mittels des Along-Track InSARs erhält, entsteht durch die Messung des Doppler-Versatzes vom rückgestreuten Signal und folglich von der Geschwindigkeitskomponente des Streuers in Entfernungsrichtung. Diese Phaseninformation kann im Falle einer ozeanischen Anwendung zur Ermittlung von Meeresströmungen herangezogen werden. Zusätzlich enthält sie Informationen über die Oberflächenwellen und der Kohärenzzeit des Ozeans [13].

Die Phasendifferenz, die mittels einem ATI System gemessen wird, ist für hinreichend kurze Along-Track Zeitverzögerungen τ und abgesehen von Ambiguitäten des Mehrfachen von 2π proportional zum ersten Moment des Doppler-Spektrums. Zur Bestimmung der effektiven Oberflächenströmung ist es nötig, die Phase bezüglich der Anteile, die durch den Wind, der orbitalen Bewegung der Oberflächenwelle und des Phasenanteils der Bragg-Wellen stammen, zu

korrigieren. Aus diesem Grund muß auch die Windrichtung bekannt sein. Ist sie es nicht, so besteht die Möglichkeit, daß diese einen Offset verursacht, der in der aus ATI Daten ermittelten Meeresoberflächenströmung mehr als 0.5 ms^{-1} betragen kann.

Anders als bei der Across-Track Interferometrie, bei der zur Messung der absoluten Phase Radarreflektoren zur Kalibrierung herangezogen werden, stehen zur exakten Ermittlung der Geschwindigkeit von Objekten bei der Along-Track Interferometrie keine Hilfsmittel, wie beispielsweise Radarreflektoren, zur Kalibrierung der Phase zur Verfügung. Bei der Datenprozessierung, mit der auch die absolute ATI Phase bestimmt wird, gehen viele störende Komponenten, wie beispielsweise der Phasenanteil aufgrund der flachen Erde oder die Hohlleiterphase, in die Phasenbestimmung mit ein. Nach der Koregistrierung beider Datensätze kann das Interferogramm gebildet werden, wobei sich die interferometrische Phase mit Hilfe der nachfolgenden Formel ermitteln läßt:

$$\phi = \frac{2\pi\tau u_r}{\lambda} = \frac{2\pi B u_r}{\lambda V}, \quad (2.30)$$

mit der Wellenlänge des Radarsignals λ und der radialen Geschwindigkeitskomponente des sich bewegenden Objekts u_r . Diese wiederum ergibt sich bei einem Einfallswinkel Θ zu

$$u_r = u_{r_y} \sin \Theta - u_{r_z} \cos \Theta. \quad (2.31)$$

Hierbei ist u_{r_y} die Across-Track Komponente und u_{r_z} die vertikale Komponente der Geschwindigkeit. Es kann normalerweise angenommen werden, daß sich der Mittelwert der vertikalen Geschwindigkeitskomponente um den Wert Null oszilliert und somit einfachheitshalber

$$u_{r_y} = \frac{u_r}{\sin \Theta} \quad (2.32)$$

gilt.

Ein sehr wichtiger Punkt, der bei der Prozessierung von den aufgezeichneten Daten eines flugzeuggestützten Radars berücksichtigt werden muß, ist die Flugbewegungskompensation. Aufgrund der Flugzeugbewegung, deren Ausmaß von den äußeren Flugbedingungen abhängt, variiert die ATI Basislinie um einen mittleren Vektor. Da dadurch die Vorderantenne im Gegensatz zur hinteren Antenne bei der Datenaufzeichnung eine andere Entfernung zum Ziel haben kann, erhält man auch unterschiedliche Phasen, die nicht von einer Bewegung des Zielobjekts herrühren. Dies würde eine Interpretation der Daten und somit der Interferogramme erheblich erschweren, weshalb bei der Datenprozessierung dieser Phasenanteil, der von der Flugzeugbewegung stammt, korrigiert wird [27].

Um eine möglichst gute Phasengenauigkeit zu gewährleisten, benötigt die interferometrische SAR Auswertung eine sorgfältige Prozessierung. Die Phasengenauigkeit eines SAR Bildes, welches sowohl im ATI als auch XTI Modus detektiert wurde, wird durch Dekorrelationseffek-

te der verschiedenen Datenaufzeichnungs- und Prozessierungsbereiche beeinträchtigt, die nachfolgend aufgezählt sind:

- Zeitliche Dekorrelation der beleuchteten Szenen, wie es z.B. bei Wasseroberflächen der Fall ist,
- Rauschen der Radarhardware und
- Ungenauigkeiten bei der Datenaufzeichnung und -prozessierung.

Die interferometrische Phase beinhaltet demnach sowohl Störungen, die es zu minimieren gilt, als auch die Information, die man aus den Daten extrahieren möchte [7].

2.4 SAR/InSAR Prozessierung

Der zur Bestimmung der Geländehöhe oder Geschwindigkeiten benötigte SAR/InSAR Verarbeitungsalgorithmus wird in diesem Kapitel kurz erläutert. Dieser beginnt mit der SAR Prozessierung, gefolgt von der Koregistrierung, Interferogrammbildung, Kompensation des Phasenbeitrags der flachen Erde und schließlich der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten. Im abschließenden Prozessierungsschritt unterscheidet sich die weitere Handhabung der bis dahin verarbeiteten Daten je nach Interferometriemodus. Bei der Across-Track Interferometrie geht es mit der Berechnung der Geländehöhe weiter während bei der Along-Track Interferometrie die Doppler-Geschwindigkeit bestimmt wird. Doch zunächst erfolgt ein kurzer Überblick bezüglich der SAR Prozessierung.

2.4.1 SAR Prozessierung

Zur Generierung eines SAR Bildes ist grundsätzlich eine zweidimensionale Verarbeitung des empfangenen Signals notwendig. Dabei ist das Hauptaugenmerk darauf zu richten, daß die Phasengenauigkeit während der Prozessierung beibehalten wird, um entweder eine möglichst präzise Höhe oder Doppler-Geschwindigkeit aus ihr ermitteln zu können. Bei der SAR Prozessierung werden zunächst die Rohdaten eines jeden Kanals, der einer bestimmten Antennenkonfiguration entspricht, separiert und prozessiert, um sie bei der Interferometrie wieder in geeigneter Weise miteinander zu kombinieren. Dabei werden die Datensätze mit Hilfe eines Range/Doppler Prozessierungsalgorithmus, der auch eine exakte Bewegungskompensation beinhaltet, in ein komplexes Bild, das sogenannte Single Look Complex (SLC) komprimiert, nachdem für eine exakte Datenprozessierung eine genaue Bestimmung der Antennenphasenzentren anhand der Navigationsdaten stattgefunden hat. Dabei werden folgende Schritte im einzelnen durchlaufen:

- **Aufteilen der Rohdaten**

Weil während der Datenakquisition die Signale aller Antennen hintereinander in eine Rohdatendatei geschrieben werden, muß man die zur Prozessierung benötigten Rohdaten einer jeweiligen Sende- und Empfangskonfiguration wieder herausfiltern. Diese dadurch entstandenen Rohdatensätze werden nach der SAR Prozessierung bei der Interferometrie wieder in entsprechender Weise miteinander kombiniert.

- **Antennenpositionsbestimmung**

Mit Hilfe der exakten Position des Zentrums des Navigationssystems, welches sich im Flugzeug befindet, und mit den damit aufgezeichneten Daten während der Datenakquisition, werden die Positionen der Antennenphasenzentren während des ganzen Fluges berechnet, um eine optimale Bewegungskompensation zu gewährleisten.

- **Entfernungs-Kompression**

Dieses Verfahren stellt eine Signalverarbeitung in Blickrichtung der Antenne dar, wobei eine Faltung des empfangenen Signals mit der konjugiert komplexen, zeitinvertierten Form des gesendeten und modulierten Impulses stattfindet.

- **Bewegungskompensation**

Das Radar mit synthetischer Apertur ist ein kohärentes System, das leicht von Störungen beeinflussbar ist. Solche Störungen können sowohl von Bewegungsfehlern des Radargerätes als auch von Fehlern des Radarsystems hervorgerufen werden. Die Bewegungsfehler verursachen jedoch nicht nur Phasenfehler, sondern auch geometrische Verzerrungen des Bildes, die für eine weitere Anwendung des fertigen interferometrischen Produktes unerwünscht sind.

- **Azimet-Kompression**

Dieses Verfahren beschreibt die Verarbeitung in Azimutrichtung zur Bildung der synthetischen Apertur. Auch dieser Verarbeitungsschritt kann, wie bei der Entfernungs-Kompression, als eine Impulskompression betrachtet werden, wobei die Kodierung des empfangenen Signals durch die Bewegung des Radarträgers und den damit verbundenen Doppler-Effekt verursacht wird.

Zur besseren Veranschaulichung der einzelnen Schritte während der SAR Prozessierung dient nachstehende Abbildung 2-10, die das Schema der SAR Prozessierung repräsentiert. Als Ergebnis der SAR Prozessierung ergibt sich von jedem prozessierten Datensatz einer Antenne ein SLC, welches zugleich Ausgangspunkt für die InSAR Prozessierung ist, die nachfolgend in ihren einzelnen Schritten beschrieben wird.

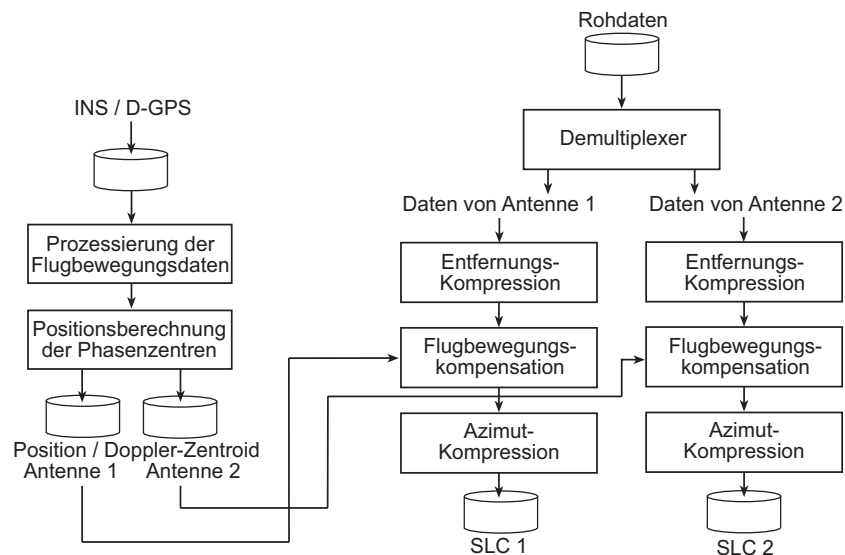


Abbildung 2-10: Schematische Darstellung der SAR Prozessierung

2.4.2 Koregistrierung

Herrschen bei einem flugzeuggestützten ATI SAR System während der Datenakquisition keine idealen Flugbedingung, was in der Realität nahezu immer zutrifft, besteht die Möglichkeit, daß die Bildgeometrien der beiden SAR Szenen differieren. Infolgedessen kann nicht gewährleistet werden, daß die hintere Antenne nach dem ATI Zeitversatz exakt an die Position der vorderen Antenne gelangt. Dieser Positionsfehler, der den Versatz des Phasenzentrums der Antenne gegenüber seiner Sollposition bezeichnet und nicht durch eine exakte Bewegungskompensation beseitigt werden kann, sorgt für die unterschiedlich Aufnahmepositionen und somit auch für eine abweichende Geometrie der SAR Szenen, so daß sie gegeneinander verschoben und verzerrt sein können. Mittels der Koregistrierung werden sie so aufeinander angepaßt, daß sie perfekt überlappen und die Kohärenz dadurch optimiert wird.

Bei einem üblichen aus der Photogrammetrie stammenden Koregistrierungsverfahren, welches in der Across-Track Interferometrie aufgrund der schnellen FFT-Algorithmen zur Anwendung kommt, werden die Arbeitsschritte durchlaufen, die auch nachfolgend und in [38] beschrieben sind.

In einem ersten Schritt werden die Koregistrierungsparameter mittels eines konventionellen Korrelationsverfahrens, welches auf einer flächenhaften Kreuzkorrelationsanalyse im Zeitbereich basiert, bestimmt. Dafür werden in mehreren unterschiedlich gelegenen Bereichen, die geometrisch sinnvoll über dem Bild verteilt sind, quadratische Referenz- und Musterausschnitte herangezogen. Vor der Korrelation des Koregistrierungsprozesses erfolgt eine Überabtastung der Referenzausschnitte, wobei das Shannon-Interpolationsverfahren [20] zur Anwendung kommt. Weil die SAR Bilder zwecks einer genauen Prozessierung sehr oft und auch entsprechend ihrer weiteren Verarbeitung mit einem Schielwinkel ξ , der von den bei der Datenakqui-

sition herrschenden Flugbedingung hervorgerufen wird, prozessiert werden, muß bei diesem Verfahren nachfolgendes beachtet werden. Um den Effekt minimaler Schielwinkel der Antennen auszugleichen, werden die SAR Bilder häufig mit Doppler-Zentroid-Frequenzen f_{DC} prozessiert, die von Null verschieden sind. In einem solchen Fall ist das Spektrum in Azimutrichtung um die Doppler-Zentroid-Frequenz zentriert, was beim Einfügen der Nullen zu berücksichtigen ist. Zur Bestimmung der Paßpunkte werden die Korrelationskoeffizienten für verschiedene relative Verschiebungen der Ausschnitte berechnet. Das Maximum von diesen Koeffizienten gibt subpixelgenau die optimal Anpassung beider Datensätze an. Mittels einem Schwellwertkriterium für diese Korrelationskoeffizienten werden die so ermittelten Paßpunkte auf ihre Vertrauenswürdigkeit hin untersucht, damit eine genaue Abbildungsgleichung aufgestellt werden kann. Ganz von der Anzahl und dem Abstand der Paßpunkte abhängig, kann die Transformationsgleichung eine quadratische oder lineare Form annehmen. Anhand dieser Gleichung werden die Punkte des Slave Bildes auf das Raster des Master Bildes transformiert, wobei sich nicht ganzzahlige Koordinatenpositionen ergeben.

Weil die Genauigkeit der Anpassung der beiden Bilder im Subpixelbereich liegt, wird in der Praxis die Koregistrierung in zwei Schritten durchgeführt. Nachdem die beiden Bilder mit einer Grobregistrierung, bei der das Slave Bild um ganze Pixelwerte korrigiert wird, überlagert werden, erfolgt die Feinregistrierung, in der eine Subpixelverschiebung mit Interpolationsverfahren stattfindet. Dieser abschließende Arbeitsschritt entspricht auch einer Neuabtastung des korrigierten Bildes auf das Raster des Master Bildes.

Neben diesem hier beschriebenen Verfahren existieren noch weitere Methoden zur Bestimmung der Abbildungsgleichung, die alle schon mehrfach und in umfassender Form erläutert worden sind. Eine Beschreibung bezüglich anderer Koregistrierungsverfahren, die nach dem eben beschriebenen Prinzip arbeiten, wird in [22] ausführlich gegeben.

2.4.3 Interferogrammbildung

In diesem Verarbeitungsschritt wird das interferometrische Signal I beider SAR Datensätze für jedes Pixel durch eine Multiplikation des ersten Datensatzes c_1 mit dem koregistrierten und konjugiert komplexen zweiten SAR Datensatz c_2 bestimmt.

$$I = c_1 \cdot c_2^* \quad (2.33)$$

Dieses Signal stellt den weiteren Ausgangspunkt für die SAR Interferometrie dar, aus der die Kohärenz γ oder die Phase $\Delta\phi$ mit

$$\Delta\phi = \text{atan}\left(\frac{\text{IMG}(c_1 \cdot c_2^*)}{\text{RE}(c_1 \cdot c_2^*)}\right) \quad (2.34)$$

ermittelt werden kann.

Weil die Phase durch den Interferometer gemessen wird, besitzen die Phasenwerte stets einen Wert zwischen $-\pi$ und π , wodurch die bisherigen Ergebnisse einer Messung Mehrdeutigkeiten aufweisen können, die in den nachfolgend erläuterten Prozessierungsschritten behoben werden müssen. Doch zuvor muß die Phase von dem Beitrag der flachen Erde korrigiert werden.

2.4.4 Phasenanteil durch die flache Erde

Betrachtet man den Idealfall eines Along-Track Antennensystems, liegen die Phasenzentren beider Antennen exakt auf einer Geraden, die parallel zur Flugrichtung verläuft. Demnach wird das Phasenzentrum der hinteren Antenne nach einem kurzen zeitlichen Abstand, der auch ATI Zeitversatz bezeichnet wird, exakt an der selben Position liegen, wo sich auch das Phasenzentrum der vorderen befand. Dies ist dann der Fall, wenn die y - und z -Komponente des 'lever arms', die den räumlichen Abstand vom Zentrum des Trägheitsnavigationssystems INS (Inertial Navigation System) zu den Phasenzentren der Antennen beschreiben und senkrecht zur Flugrichtung sind, gleiche Werte besitzen. In der nachfolgenden Abbildung 2-11 sind die x -, y - und z -Komponenten des 'lever arms' eines flugzeuggestützten ATI SAR Systems rot dargestellt, während der 'lever arm' in grün figuriert ist.

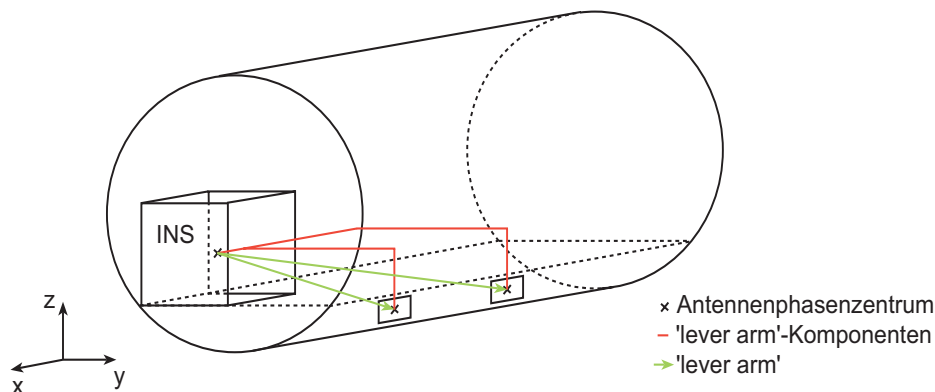


Abbildung 2-11: Schematische Darstellung des 'lever arms'

Die x -Komponente des 'lever arms' besitzt keinen Einfluß auf die flache Erde und demnach auch auf die Across-Track Basislinienkomponente, da man mit ihr nur die Along-Track Basislinie variieren kann. Somit ist auch gewährleistet, daß dieses eben beschriebene Antennensystem keine Across-Track sondern nur eine Along-Track Basislinienkomponente besitzt. Sobald jedoch bei der Antennenkonfiguration eine bautechnische Across-Track Basislinie vorhanden ist, d. h. daß das Phasenzentrum der hinteren Antenne nach dem ATI Zeitversatz nicht exakt die selbe Position wie das der vordere Antenne einnimmt, enthält jedes Interferogramm einen Phasenanteil, der nicht durch die Geschwindigkeit des Zielobjekts induziert wird. Dieser resultiert aus der spezifischen interferometrischen Aufnahmegeometrie, die wegen des Schrägsichtverfahrens verschiedene Entfernungsdifferenzen für unterschiedliche Schrägentfernungen verursacht.

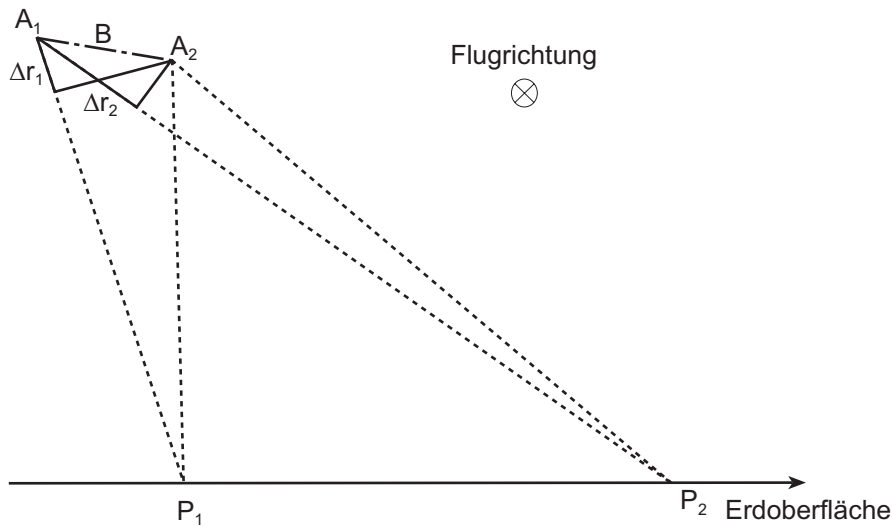


Abbildung 2-12: Darstellung des Schrägsicht-Aufnahmeverfahrens

Durch das Schrägsicht-Aufnahmeverfahren ergibt sich ein Unterschied in der Weglängendifferenz für Punkte gleicher Höhe in Nah- und Fernbereich. Das Verhalten der interferometrischen Phase aufgrund dieses Effekts ist in der nachfolgenden Abbildung 2-13 schematisch unter den Bedingungen einer konstanten Geländehöhe, einer Flughöhe von 2500 m und einer bautechnischbedingten XTI Basislinie von 8,68 mm dargestellt.

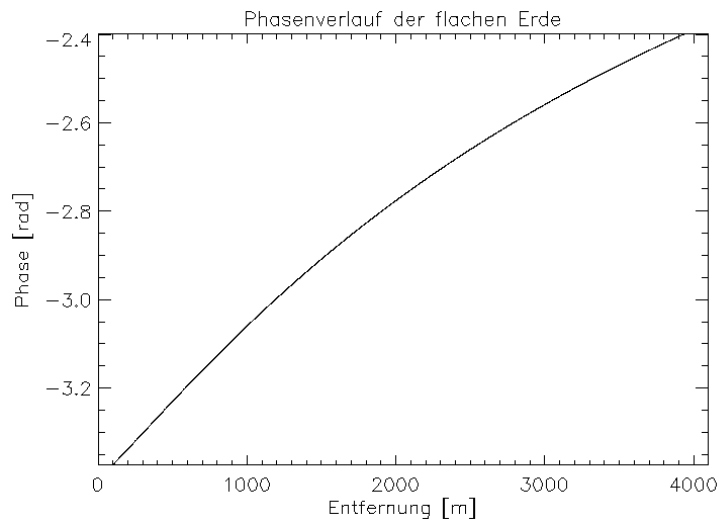


Abbildung 2-13: Beispiel eines Phasenverlaufs der flachen Erde

Somit wird nach Gleichung 2.18 ein Phasenanteil hervorgerufen, der nicht von der zu messenden Topographie oder Objektgeschwindigkeit herrührt. Dieser Phasenbeitrag wird auch als flache Erde bezeichnet und kann anhand der Aufnahmegeometrie ermittelt werden. Bei flachen Gebieten, z.B. über dem Ozean, und einer großen Across-Track Basislinie von mehreren Dezimetern, würde man bei der direkten Phase aus dem Interferometer ein entsprechend paralleles Streifenmuster erwarten [38], in dem Mehrdeutigkeiten der Phase enthalten sind.

2.4.5 Beseitigung der Phasenmehrdeutigkeit

Diese Verarbeitungsverfahren bestimmt die unbekannte Anzahl von 2π -Phasenzyklen in den verschiedenen Bereichen des Phaseninterferogramms, so daß man eine eindeutige Phasendifferenz $\Delta\varphi$ erhält.

Die interferometrische Phase ergibt sich aus den SLCs anhand Gleichung 2.34 und besitzt immer einen Wertebereich von $-\pi$ bis π . Damit ist nur im Falle von geringen Höhenunterschieden oder Geschwindigkeitsvariationen der gesamte Dynamikbereich abdeckbar. Im allgemeinen ist die gemessene Phase größer als der durch Gleichung 2.18 gebildete Wertebereich, weshalb die Phasenmehrdeutigkeit aufgehoben werden muß. Dieser Schritt ist auch als Phase Unwrapping bekannt und nicht trivial. Rein theoretisch müßten nur die Bereiche, die einen falschen Phasenwert aufweisen, um ein ganzzahlig Vielfaches von 2π korrigiert werden. Allerdings wird dieses Verfahren dadurch erschwert, weil nicht immer die Phasenverläufe eindeutig für die Prozessierung erkennbar sind. So kann es auch im Falle der ATI zu erheblichen Fehlern dieser Art kommen, obwohl die Dynamik der Geschwindigkeit meist nicht so prägnant ist, wie es bei der Höhe zutrifft.

Für das Verfahren zur Auflösung der Phasenmehrdeutigkeit wurden bereits mehrere Lösungen vorgeschlagen, auf welche allerdings hier nicht näher eingegangen wird. Die meisten von diesen versuchen, durch ein Integrieren von mindestens einem Startpunkt aus, dieses Problem zu beheben. Es werden aber auch weiterhin auf diesem Gebiet Lösungsansätze untersucht, die mit Hilfe der Optimierungsmethoden versuchen, die Phasenmehrdeutigkeiten aufzulösen. Diese Verfahren erscheinen bisher vielversprechend und sind in [9] aufgeführt.

2.4.6 XTI- oder ATI-spezifische Weiterverarbeitung der Phase

Entsprechend dem verwendeten Interferometriemodus, XT oder AT, erfolgt die Umrechnung der interferometrischen Phase entweder in Höhe oder radialer Doppler-Geschwindigkeit. Im Falle der ATI gestaltet sich die Transformation der Phase in die Doppler-Geschwindigkeit, wie man auch anhand Kapitel 2.5.2 sehen kann, relativ einfach. Kompliziert wird der weitere Verarbeitungsschritt im Falle der Bestimmung von Strömungsgeschwindigkeiten der Meeresoberfläche, da hierbei Nichtlinearitäten aus den ATI Daten herausgerechnet werden müssen, die von verschiedenen spezifischen Effekten des Abbildungsmechanismus des Meeres stammen. Anzumerken bleibt, daß die Doppler-Geschwindigkeit die radiale Geschwindigkeitskomponente wiedergibt, die sich aus der horizontalen und vertikalen Bewegung des Streuers zusammensetzt.

Die Umrechnung der XTI Phase in Höhen ist ebenfalls nicht trivial. Mit den in Kapitel 2.2.2 angegebenen Gleichungen kann im Falle der Across-Track Interferometrie die Geländehöhe anhand der Phasendifferenz berechnet werden. Diese Phase entspricht weitgehend, bis auf eine additiven Konstante, der absoluten Phase, die auch im großen und ganzen dem Topographieverlauf darstellt. Auch hier treten Nichtlinearitäten der interferometrischen Abbil-

dung auf, so daß gleiche Phasenwerte nicht unbedingt gleichen Höhenwerten entsprechen müssen.

Beispielsweise benötigt ein Ansatz zur Bestimmung der Höhenwerte nur einen Referenzpunkt zur Höhenkonversion [38]. Dabei wird die absolute Phase in einem regelmäßigen Gitter gemessen und anschließend für einen Teilbereich der Wert für die Phase-zu-Höhe-Beziehung modelliert und mittels Ausgleichsrechnung festgestellt. Nach Korrektur der additiven Konstante durch Betrachtung des Referenzpunktes kann mittels der aufgestellten Phase-zu-Höhe-Funktion die Höhe für jedes Phasenpixel errechnet werden. Dabei erhält man ein dreidimensionales Geländemodell, welches jedoch noch in einer Schrägentfernungsgeometrie liegt. Es existieren auch weitere Verfahren, um aus der interferometrischen Phase die Geländehöhe zu extrahieren, auf die aber im Laufe dieser Arbeit nicht weiter eingegangen wird. Arbeitet man mit Daten, die im Along-Track Interferometriemodus gewonnen wurden, wird in diesem Verarbeitungsschritt nicht die Geländehöhe, sondern die Doppler-Geschwindigkeit, die sich allerdings auch in der Schrägentfernungsgeometrie befindet, bestimmt. Um diese nun bisher gewonnenen Informationen für Anwendungen vergleichbar zu machen, werden sie abschließend geokodiert.

2.4.7 Geokodierung

In einem letzten Schritt der SAR/InSAR Verarbeitungskette werden die Daten, welche sich noch in einer Schrägentfernungsgeometrie befinden, auf die Erdoberfläche referenziert. Dieser Verarbeitungsschritt wird im allgemeinen als Geokodierung bezeichnet.

Bei diesem Verfahren müssen zunächst für alle Bildpixel deren Lage im Raum berechnet und anschließend auf die gewählte Referenzfläche projiziert werden. Im Schrägsicht-Koordinatensystem des SARs liegen die Positionen der Bildpixel in Zeitkoordinaten vor, da sie durch die Azimut-Zeit entlang der Vorwärtsbewegung der Trägerplattform und Laufzeit in Entfernung beschrieben werden. Mit Hilfe der Höheninformation, sowohl im ATI als auch im XTI Modus, der Aufnahmeposition und dem Entfernungsabstand kann die Position des Bildelements im Raum bestimmt werden, um dessen Lage auf der gewünschten Projektionsfläche bestimmen zu können. Hierbei wird zunächst die Funktion zur Transformation der Azimut/Entfernungsgeometrien in das Kartenkoordinatensystem bestimmt. Danach werden die bisher prozessierten Daten in das Kartenkoordinatensystem anhand dieser Funktion transformiert, bei der abschließend eine Interpolation stattfindet, um eine äquidistante Form zu erhalten.

2.5 Einflüsse von nichtstationären Objekten auf das SAR

Um die Topographie mittels der SAR Interferometrie abbilden zu können, benötigt man Datensätze von zwei unterschiedlichen Blickrichtungen unter der Bedingung, daß sich die abzubildende Szene zwischen beiden Aufnahmen nicht bewegt. Wenn die Blickwinkel bei der Akquisition beider Datensätze identisch sind und infolgedessen keine Across-Track Basislinie

existiert, geht die Topographie nicht mit in die Daten ein. Dies ermöglicht eine Nutzung des Interferogramms, um nichtstationäre Objekte in der beleuchteten Szene zu extrahieren.

2.5.1 Doppler-Konzept bei sich bewegenden Objekten

Ein Radarsignal, das von einem sich bewegenden Objekt reflektiert wird, erfährt einen Doppler-Versatz, der proportional zu der Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung des Objekts ist. Das Doppler-Spektrum des Radarsignals, welches beispielsweise von der Meeresoberfläche reflektiert wird, spiegelt die Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung des Streuers wieder, gewichtet mit ihren Anteilen der rückgestreuten Leistung. Der mittlere Doppler-Versatz entspricht einer leistungsgewichteten mittleren Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung vom Streuer während die Varianz der Geschwindigkeitsverteilung die Bandbreite des Doppler-Spektrums bestimmt.

In jedem Pixel eines InSAR Bildes, welches mit einem Along-Track Radarsystem detektiert wird, ist die Information der Doppler-Geschwindigkeit enthalten [13]. Man bekommt diese, indem man zwei komplexe SAR Bilder der selben Szene vergleicht. Voraussetzung ist allerdings, daß diese Bilder nicht gleichzeitig sondern zu verschiedenen Zeitpunkten, dessen Zeitdifferenz dem ATI Zeitversatz τ entspricht, detektiert werden. Dies ist dann der Fall, wenn die Antennen hintereinander bezüglich der Flugrichtung angebracht sind. Ist τ im Vergleich zur Dekorrelationszeit der Erdoberfläche kürzer, kann die Phasendifferenz zwischen den entsprechenden Pixeln der beiden SAR Szenen durch den dazugehörigen Doppler-Versatz bestimmt werden. Diese ATI Technik ist für ozeanographische Messungen von räumlichen Oberflächenströmungen innerhalb mehrerer Quadratkilometer und für die Bewegungen von langen Wellen, die nicht direkt aus den konventionellen Radarbildern abgeleitet werden können, sehr vielversprechend. Das gemessene Doppler-Spektrum kann wegen den Grundlagen der Radar-Rückstreuungstheorie, die auf den Maxwell'schen Gleichungen basiert, relativ gut erklärt und in [39] nachgelesen werden. Solche Modelle sind allerdings äußerst komplex und sehr rechenzeitaufwändig. Der Doppler-Versatz f_D von einem sich bewegenden Objekt ist mit

$$f_D = -\frac{k_e u_r}{\pi} \quad (2.35)$$

gegeben, wobei

$$k_e = \frac{4\pi}{\lambda} \quad (2.36)$$

die Größe des elektromagnetischen Wellenvektors ist und u_r , die radiale Geschwindigkeitskomponente des Objekts darstellt. Ein positiver Wert von u_r , also ein negativer Doppler-Versatz f_D , entspricht einem Objekt, welches sich vom Radar entfernt.

2.5.2 Doppler-Geschwindigkeit

Die interferometrische Geschwindigkeit stellt die Geschwindigkeitskomponente dar, die sich aus dem gemessenen Doppler-Versatz ergibt. Man erhält sie aus ATI Daten, die unter optimalen Bedingungen verarbeitet werden. Solche sind eine perfekte Korrelation zwischen zwei komplexen Bildern, eine perfekte Phasenverarbeitung im Empfänger und in der SAR Prozessierung und die Eliminierung von Phasenmehrdeutigkeiten. Jede Änderung der Phase, die zwischen beiden Datensätzen beobachtet wird, resultiert aufgrund der mittleren interferometrischen Geschwindigkeit v_0 , die auch als Doppler-Geschwindigkeit bekannt ist, des Oberflächenstreuers. Man erhält diese aus der Kreuzkorrelation und kann folgendermaßen dargestellt werden:

$$v_0 = \frac{\lambda}{2} \cdot \frac{\arg \langle c_1(t) c_2^*(t + \tau) \rangle}{2\pi\tau}, \quad (2.37)$$

mit den empfangenen komplexen Radarsignalen c_1 und c_2 , dem ATI Zeitversatz τ und der Wellenlänge des Radarsignals λ . Die reelle Oberflächengeschwindigkeit kann in einem weiteren Verfahren, auf welches hier nicht eingegangen wird, von dieser Doppler-Geschwindigkeit abgeleitet werden [35].

Eine sehr vereinfachte Darstellungsform dieser interferometrischen Geschwindigkeit v_0 , die mit Gleichung 2.37 identisch ist, wird durch

$$v_0 = \Delta\varphi \frac{\lambda}{4\pi\tau} \quad (2.38)$$

gegeben, mit der berechneten Phasendifferenz $\Delta\varphi$. Man kann sie auch in Abhängigkeit der Basislinie B und als Geschwindigkeit des Radarträgers V darstellen und besitzt demnach folgende Form:

$$v_0 = \Delta\varphi \frac{\lambda V}{4\pi B} \quad (2.39)$$

Diese interferometrische Geschwindigkeit gibt nur die radiale Geschwindigkeitskomponente in der Schrägsichtgeometrie an. Um sie in die horizontale Ebene zu projizieren, kann sie folgendermaßen transformiert werden:

$$v_g = \frac{\Delta\varphi}{k_B\tau} \quad (2.40)$$

mit der Bragg-Wellenzahl¹

1. Die Bragg-Wellenzahl gibt den Betrag des Ausbreitungsvektors der Bragg-Welle an, der in die Richtung der Bragg-Wellennormale weist.

$$k_B = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \sin \Theta, \quad (2.41)$$

wobei Θ den lokalen Einfallswinkel darstellt.

Die Umrechnung der gemessenen Phase in Geschwindigkeiten ist nicht immer trivial, besonders bei ozeanographischen Anwendungen. Für kohärente Objekte, wie es beispielsweise beim Verkehrsmonitoring der Fall ist, kann die gemessene Phasendifferenz als ein direktes Vielfaches der gemessenen Doppler-Geschwindigkeit v_g interpretiert werden.

2.5.3 Azimutaler Versatz aufgrund von Objektbewegungen

Ein besonderer Effekt, den es bei der Datendetektion mittels SAR Systemen zu berücksichtigen gilt, wird durch die Bewegung von Objekten hervorgerufen. Weil jeder Punkt der Erdoberfläche durch mehrere Pulse während der Periode T getroffen wird, kann sich ein Objekt, welches nicht stationär ist, während der Beleuchtungszeit durch mehrere Auflösungszellen bewegen. Besitzt das Objekt eine Geschwindigkeitskomponente orthogonal zur Flugrichtung, bewirkt dieser Effekt zunächst eine Verschmierung in Entfernungsrichtung und auch eine Verschmierung in Azimutrichtung. Somit findet auch eine Defokussierung des Objekts statt.

Dadurch, daß die Doppler-Frequenz die entscheidende Größe für die Bestimmung der azimutalen Position ist, erscheint noch ein wesentlicher Effekt in den Radardaten, der hier kurz erläutert wird. Bewegt sich ein Objekt auf der Iso-Dopplerlinie, wird die Doppler-Frequenz nicht verändert. Besitzt es jedoch eine Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung, wirkt sie sich signifikant auf die Doppler-Historie des Objektes aus. Je nachdem, ob sich das Objekt auf das Radar zu oder weg bewegt, wird der Frequenzverlauf des Objekts nach höheren oder tieferen Frequenzen verschoben. Wegen diesem Frequenzversatz findet die Impulskompression zu einem falschen Zeitpunkt statt, so daß eine falsche Azimutposition des Objekts bestimmt wird. Diese azimutale Verschiebung Δx aufgrund der radialen Geschwindigkeit u_r ist

$$\Delta x = -R \cdot \frac{u_r}{V} \quad (2.42)$$

wobei R der Abstand des Objekts vom Radar und V die Geschwindigkeit des Radarträgers ist [6]. In manchen Fällen kann der azimutale Versatz aus Gleichung 2.42 einen solchen Wert besitzen, daß die Objekte so abgebildet werden, als würden sie außerhalb des Antennenstrahls liegen. Trifft dies zu, so wird die aus der Bandbreite hinausverschobene Doppler-Frequenz um ein ganzzahliges Vielfaches der Antennenstrahlbreite versetzt. Dies bewirkt, daß diese Objekte wieder im tatsächlich beobachteten Antennenstrahlbereich liegen, jedoch in Azimut falsch positioniert werden. Aus diesem Grund können bei der Geschwindigkeitsbestimmung auch Mehrdeutigkeiten auftreten, wenn die radiale Geschwindigkeitskomponente des Streuers für die verwendete Radarkonfiguration zu groß ist. Um solche sich schnell bewegende Objekte richtig zu erfassen, sind Radarträger mit einer hohen Geschwindigkeit und kleinen Abständen R nötig.

2.5.4 Messung von Oberflächenströmungen

Die Bestimmung der Meeresoberflächenströmungen von ATI Daten ist, wie bereits erwähnt, nicht ganz trivial. Das ATI SAR mißt nicht die wahren Oberflächenströmungen, sondern die Doppler-Geschwindigkeit an der Meeresoberfläche, die eine leistungsgewichtete Summe aller radialen Geschwindigkeiten innerhalb einer Auflösungszelle darstellt. Um die Phasengeschwindigkeit c_p der Bragg-Resonanz zu bestimmen, muß man Kenntnis über die Ausbreitungsrichtung dieser Wellen an der Oberfläche besitzen. In den Bragg-Rückstreumechanismus gehen nur sich radial ausbreitende Wellen mit ein. Die Doppler-Geschwindigkeit alleine aufgrund der Bragg-Resonanzwellen liegt zwischen $\pm c_p$, je nachdem, in welche Richtung sie sich ausbreiten. Das besitzt generell keine Auswirkung, wenn man direkt mit dem Radar gegen den Wind oder mit dem Wind schaut, muß jedoch berücksichtigt werden, wenn die Entfernungsrichtung schräg oder gar senkrecht zur Windrichtung liegt. In einem solchen Fall gehen sowohl die Komponenten der sich zum Radar hin und vom Radar weg ausbreitenden Bragg-Wellen mit ein. Thompson und Jenson [40] zeigten, daß ohne Berücksichtigung dieses Effektes signifikante Fehler in den Daten auftreten können.

Im Falle der Ozeanographie besteht zwischen der Doppler-Verschiebung und der lokalen Wellenneigung, der unter dem Radar durchlaufenden Wellen eine lineare Beziehung [31]. Weder der Doppler-Versatz noch die interferometrische Geschwindigkeit hängen stark von der Windgeschwindigkeit ab. Nur der Versatz der interferometrischen Geschwindigkeit wird klar durch die Windrichtung bestimmt. Aus diesem Grund ist es naheliegend, daß die Windrichtung und weniger die Windstärke für eine präzise Umwandlung der ATI Phase in Strömungsgeschwindigkeitskomponente bekannt sein muß [35].

Zur Berechnung des Einflusses der orbitalen Geschwindigkeit muß der Zusammenhang zwischen der Leistung des zurückgestreuten Radarsignals und dem Doppler bekannt sein. Es ist bekannt, daß diese miteinander korrelieren und mit der Radar-Modulations-Übertragungsfunktion (MTF) beschrieben werden können. Diese bezieht sich hauptsächlich auf die rückgestreute Leistung und die orbitale Geschwindigkeit. Bei Chapman [8] und Moller [26] werden die Einflüsse der MTF auf typische ATI SAR Messung dargestellt und erläutert.

Wie man sieht, ist die Transformation vom mit Mikrowellen gemessenen Doppler zu Oberflächenströmungen eine nichttriviale Angelegenheit, die viele potentielle Fehlerquellen enthält. Diese alle zu beseitigen entspricht einem eigenen Forschungsgebiet, an dem auch das Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg sich beteiligt und im Laufe des EUROPAK-B Projekts und anderen Forschungsarbeiten schon sehr gute Ergebnisse erzielt hat.

In der vorliegenden Arbeit werden diese Fehlerquellen nicht mit ihrem vollem Umfang diskutiert, da sie nicht Bestandteil dieser Dissertation sind, sondern nur kurz erläutert, weil sie im wesentlichen zur Bestimmung der Bodentopographie und somit zum Ziel des EUROPAK-B Projekts beitragen. Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit bezieht sich stattdessen auf Fehler, die von den Instrumenten, wie das ATI SAR System, und vom Radarträger herrühren [12].

Kapitel 3

Radar-Rückstreumodulation von der Meeresoberfläche

Um unseren Planeten Erde besser verstehen zu können, hat seit Ende des letzten Jahrhunderts die Erkundung des Meeres enorm an Bedeutung gewonnen. Dabei wurde es mit der Zeit immer offensichtlicher, daß einige ozeanographische Besonderheiten viel leichter zu verstehen wären, wenn man eine übersichtliche Darstellung des Meeres erhalten würde. Dieser Gedanke war zugleich auch der Start für die Fernerkundung des Meeres. Begonnen wurde mit Fotos, also optischen Sensordaten, die sowohl flugzeug- als auch weltraumgestützt waren. In der Fernerkundung greift man heute auch auf das Radar zurück, weil die Beobachtung mit einem solchen Verfahren viele nützliche Informationen über verschiedene ozeanographische Merkmale bringen kann. Diese Methode der Fernerkundung weckt auch weiterhin das Interesse der Ozeanographen, so daß immer mehr und unterschiedliche Anwendungen entwickelt werden. Allerdings ist die Interpretation der Radardaten, die vom Meer resultieren, nicht trivial. Das Hauptproblem liegt in der Tatsache, daß sich in Intensitätsbildern nur Variationen des Radar-Rückstreuquerschnitts abzeichnen, die mit den geophysikalischen Parametern, für die man sich interessiert, in Beziehung gesetzt werden müssen. In diesem Kapitel werden die wichtigsten Eigenschaften, die das zurückgestreute Radarsignal modulieren und deren Auswertung beeinflussen können, beschrieben. Bezüglich eines vertiefenden Studiums in diesem Bereich wird auf [31] hingewiesen.

3.1 Rückstreueigenschaften

Anhand der rückgestreuten Leistung des Radarsignals wird der Radar-Rückstreuquerschnitt bestimmt. Im Mikrowellenbereich, wie es zum Beispiel im X-Band der Fall ist, reagiert das Radar auf kleine Veränderungen, wie beispielsweise Rippelwellen auf der Meeresoberfläche, sehr empfindlich. Deshalb besteht auch die Möglichkeit, vom rückgestreuten Signal direkt auf die

Rauhigkeit der Meeresoberfläche, die gewöhnlicherweise durch den vorhandenen Wind hervorgerufen wird, zu schließen. Doch bevor dieses spezielle Problem zur Erläuterung kommt, wird zunächst näher auf den Radar-Rückstreuquerschnitt und die dazugehörige Statistik eingegangen.

3.1.1 Radar-Rückstreuquerschnitt und die dazugehörige Statistik

Zunächst sei als Basis der nachfolgenden Betrachtung geklärt, daß man als Grundelement eine Auflösungszelle annimmt, die N_s zufällig verteilte Streuer enthält. Jeder Streuer reflektiert einen elektromagnetischen Feldvektor E_p , wobei $|E_p|$ den Betrag und φ_p die Phase der vom p -ten Streuer reflektierten Welle wiedergibt. Unter Annahme folgender Hypothesen;

- die Streuer sind unabhängig,
- der Antennengewinn ist innerhalb der Auflösungszelle konstant
- und die Auflösungszelle ist größer als der größte Abstand zwischen den Streuern,

kann der mittlere Radar-Rückstreuquerschnitt wie folgt dargestellt werden:

$$\sigma_0 = \alpha \left| \sum_{p=1}^{N_s} |E_p| e^{j\varphi_p} \right|^2, \quad (3.1)$$

wobei α einer Konstanten entspricht, die den Antennengewinn mit berücksichtigt. Diese oben genannten Hypothesen werden gebraucht, um die statistische Eigenschaften eines SAR Bildes deduzieren zu können [18].

Die Radar-Rückstreuung von der Wasseroberfläche kann im Bereich mittlerer Einfallswinkel, der etwa von 20° bis 70° geht, durch die Theorie der resonanten Bragg-Streuung, siehe Kapitel 3.1.2, beschrieben werden. Neben der Annahme, daß während der Beleuchtungszeit der Radar-Rückstreuquerschnitt einen konstanten Wert besitzt, ist die Rückstreuung immer an der Seite der Welle am größten, die sich zum Radar hin neigt.

Die von einem Objekt zurückgestreute und einem Radar empfangene Leistung P_e ist gegeben als

$$P_e = \alpha(R)\sigma_0, \quad (3.2)$$

wobei σ_0 der normierte Radar-Rückstreuquerschnitt der Wasseroberfläche und α ein Faktor sind, der sowohl mit der gesendeten Leistung P_s des Radars als auch vom momentanen Abstand R , der zwischen der Antenne und dem betrachteten Teil der Wasseroberfläche herrscht, in Verbindung steht. Dieser Faktor α , der zudem vom Antennengewinn G abhängig ist, kann in folgender Form dargestellt werden:

$$\alpha(R) = \frac{P_s G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^3 L_{ges}}. \quad (3.3)$$

Hierbei beinhaltet L_{ges} alle Verluste, die auf dem Sende- und Empfangsweg entstehen.

Die von einem Radar detektierten Daten einer Meeresoberfläche stehen in Relation mit deren Radar-Rückstreuquerschnitt σ_0 , wobei das empfangene Signal einer Facette, z.B. einem Pixel an der Position x_0, y_0 , als ein schmalbandiger Gauß-Prozeß moduliert wird. Nach der Demodulation erhält man das analytische Signal, welches der vom Radar empfangenen Spannung $U_e(x_0, y_0)$ eines rückstreuenden Elementes entspricht. Diese kann in Abhängigkeit von der lokal einfallenden Spannung U_i geschrieben werden und hat folgende Darstellung, bei der N_s die Anzahl der Streuer wiedergibt:

$$U_e(x_0, y_0) = \sum_{i=1}^{N_s} U_i e^{j\varphi_i} \quad (3.4)$$

Die empfangene Leistung $P_e(x_0, y_0)$ von einer Facette besitzt eine Verteilungsdichtefunktion mit einem negativen Exponenten und ist für $P_e(x_0, y_0) \geq 0$ gegeben mit

$$f_{P_e}(P_e(x_0, y_0)) = \frac{1}{\sigma_0(x_0, y_0)} e^{-\frac{P_e(x_0, y_0)}{\sigma_0(x_0, y_0)}} \quad (3.5)$$

Dabei gilt für den Erwartungswert

$$E[P_e(x_0, y_0)] = \sigma_0(x_0, y_0) \quad (3.6)$$

und die Varianz

$$Var[P_e(x_0, y_0)] = \sigma_0^2(x_0, y_0). \quad (3.7)$$

Bei einem Mehrsichten-Bild, auch Multi-Look-Bild genannt, ergibt sich die empfangene Leistung $P_0(x_0, y_0)$ von der rückstreuenden Facette (x_0, y_0) zu

$$P_0(x_0, y_0) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N P_{e,n}(x_0, y_0), \quad (3.8)$$

dabei gibt N die Anzahl der Sichten an. Nach einer geeigneten Umformung bekommt man für die empfangene Leistung auch folgenden Ausdruck:

$$P_0(x_0, y_0) = E[P_0(x_0, y_0)] \cdot \frac{n(x_0, y_0)}{2N}, \quad (3.9)$$

mit dem weißen Rauschen $n(x_0, y_0)$ an der rückstreuenden Facette (x_0, y_0) . Alternativ dazu ergibt sich auch durch Einbinden der Gleichung 3.6 für den Fall eines Mehrsichten-Bildes die empfangene Leistung zu

$$P_0(x_0, y_0) = \sigma_0(x_0, y_0) \cdot \frac{n(x_0, y_0)}{2N}. \quad (3.10)$$

Unter der Annahme, daß (x_0, y_0) variabel ist, enthält die empfangene Leistung einen Rauschanteil $z(x, y)$, der durch

$$z(x, y) = \frac{n(x, y)}{2N} \quad (3.11)$$

ermittelbar ist. Dieser Rauschanteil ist χ^2 -verteilt und besitzt den Erwartungswert

$$E[z(x, y)] = 1 \quad (3.12)$$

mit der Varianz

$$Var[z(x, y)] = \frac{1}{N}. \quad (3.13)$$

Zudem handelt es sich bei diesem Rauschen um weißes Rauschen, welches von der Anzahl N der Sichten, auch als Looks bezeichnet, abhängt. Somit läßt sich die vom Radar empfangene Leistung auch folgendermaßen darstellen:

$$P_0(x, y) = \sigma_0(x, y) \cdot z(x, y), \quad (3.14)$$

wobei σ_0 die Schwankungen des mittleren Radar-Rückstreuquerschnitts wiedergibt, die durch die Bewegung und Geometrie der Meeresoberfläche hervorgerufen wird [18].

3.1.2 Bragg-Streuung

Zur Abbildung einer Wasseroberfläche in einem SAR Bild ist immer eine gewisse Rauigkeit von dieser nötig, weil sonst die gesamte gesendete Energie des Radars vom Empfänger weg reflektiert wird. Existiert bei der Datenakquisition auf der Meeresoberfläche ein lokaler Wind, so entstehen Rippelwellen, die für eine rauhe Meeresoberfläche sorgen. Hierbei kann zwischen der verwendeten elektromagnetischen Wellenlänge des Radarsignals und den Meereswellen ein Resonanzeffekt auftreten, der als Bragg-Streuung bekannt ist. In einem solchen Fall werden die Oberflächenwellen des Meeres auch als Bragg-Wellen bezeichnet.

Wie bereits erwähnt sind Bragg-Wellen kurze Ozeanwellen und besitzen folgende Eigenschaft: Die Intensität des von der Wasseroberfläche zurückgestreuten Radarsignals ist nach der Bragg-Streuthorie [42] und [44] proportional zu Energie bestimmter kurzer Oberflächenwellen, deren Wellenlänge ähnlich der des Radars ist. Diese kann je nach Frequenz, bei X-Band beträgt sie ca. 3 cm, einige Millimeter bis Dezimeter besitzen. Verlaufen die Streuer parallel zur Flugbahn in gleichmäßigem Abstand, ergibt sich für die Wasserfläche Resonanz, so daß man konstruktive Interferenzen und somit eine erhöhte Rückstreuung erhält. Um eine physikalische Analogie bezüglich der Bragg-Streuung zu nennen, sei auf die Beugung an einem Gitter verwiesen.

Die kurzen Bragg-Wellen werden hydrodynamisch durch alle längeren Wellen moduliert - siehe Kapitel 3.2.2 - und liefern dadurch einen signifikanten Beitrag zu den gemessenen Radarsignaturen. Zusätzlich dazu werden die Bragg-streuenden Facetten durch die längeren Wellen geneigt, wodurch die Radar-Rückstreuung neigungsmoduliert wird - siehe auch Kapitel 3.2.3. Desweiteren sei erwähnt, daß die Modulation der Bragg-Wellen grundsätzlich den Effekt der räumlichen Variation des effektiven Windvektors hinsichtlich der sich bewegenden Meeresoberfläche reflektiert.

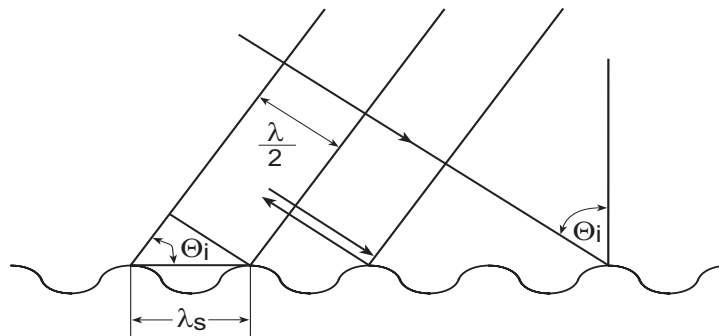


Abbildung 3-1: Grafische Darstellung der Bragg-Resonanz

Im folgenden wird der Fall der Bragg-Resonanz betrachtet, bei dem die kohärenten Rückstreuer durch solche Wellen gegeben werden, deren Wellenkämme parallel zur Azimutrichtung verlaufen - siehe auch Abbildung 3-1. Somit ergibt sich die Bragg-Wellenlänge λ_s , die von der Wellenlänge λ des Radarsignals und dem lokalen Einfallswinkel Θ_i abhängt, zu

$$\lambda_s = \frac{\lambda}{2 \sin \Theta_i}. \quad (3.15)$$

Die Bragg-Streuung kann beim X-Band Radar durch die Rippelwellen auf der Meeresoberfläche unter der Annahme entstehen, daß sie der Rayleigh Bedingung

$$h_r \leq \frac{\lambda}{8} \cos \Theta_i \quad (3.16)$$

mit der Rippelwellenhöhe h_r entsprechen.

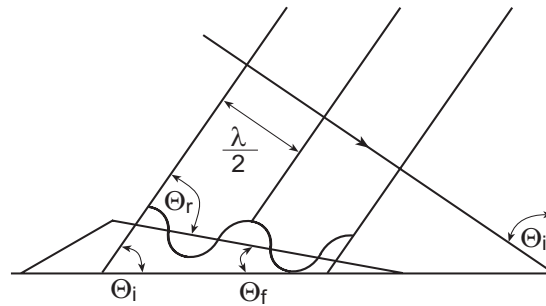


Abbildung 3-2: Abhängigkeit der Rückstreuung von der Facettenneigung

Bei der Bragg-Resonanz kann davon ausgegangen werden, daß sie hauptsächlich lokal vorkommt, z.B. innerhalb einer Auflösungszelle, die einer ebenen Oberfläche gleicht. Die Meeresoberfläche kann dazu in einzelne Facetten unterteilt werden, die von der Größe einer Auflösungszelle sind. Jedoch muß man beachten, daß die Bragg-Resonanz vom relativen Einfallswinkel Θ_r abhängt. Dies ist der Winkel zwischen der Ebene des einfallenden Signals und der Facettenoberfläche, die wiederum einen Winkel Θ_f zur horizontalen Ebene besitzen kann und in Abbildung 3-2 zur Verdeutlichung figuriert ist. Somit besitzt das Rückstreuverhältnis die Eigenschaft, daß es von der aktuellen Facettenposition abhängt. Wird die Facette um den Winkel Θ_f geneigt, so kommt der relative Einfallswinkel Θ_r anstatt des lokalen Einfallswinkels Θ_i bei der Bragg-Wellenlänge λ_s zum Tragen. Demnach gilt für die resonante Bragg-Streuung

$$\lambda_s = \frac{\lambda}{2 \sin \Theta_r}, \quad (3.17)$$

mit

$$\Theta_r = \Theta_i + \Theta_f, \quad (3.18)$$

wobei, wie bereits erwähnt, Θ_f den Winkel zwischen Facette und der horizontalen Ebene darstellt und Θ_i den lokalen Einfallswinkel des Radarsignals. Aufgrund dieser eben gemachten Betrachtung zeigt sich, daß das rückgestreute Signal eine Modulation der längeren Wellen zu der jeweiligen Facette ist und lokal vom Winkel Θ_f abhängt.

Eine weitere Eigenschaft der Bragg-Wellen ist, daß sie eine Doppler-Verschiebung, mit der es generell möglich ist, die Geschwindigkeit der Meeresströmung zu ermitteln, hervorrufen und sich im Spektrum bei Abwesenheit aller längeren Wellen als Peaks bemerkbar machen. Diese Peaks, auch Bragg-Peaks genannt, sind aufgrund von Bragg-Wellen enthalten, die sich zum und vom Radar weg bewegen. Da die erwartete Doppler-Verschiebung bezüglich der Bragg-Wellen bekannt ist, kann die zusätzliche Doppler-Verschiebung der Oberflächenströmung des Meeres bestimmt werden. Somit kann die Bragg-Welle dafür sorgen, daß in der interferometrischen Phase, die zur Bestimmung der Oberflächenströmung herangezogen wird, ein Anteil enthalten ist, obwohl keine Oberflächenströmung und somit Bewegung der Streuer vorhanden sein muß.

3.2 Meeresoberflächeneinfluß auf das Doppler-Spektrum

Ein aktives Forschungsgebiet in der Fernerkundung der Ozeane ist die Ermittlung der Wellenparameter der Meeresoberfläche mittels des SARs. Im Gegensatz zu den meisten Oberflächenerscheinungen auf der Erde stellen die Wellen bewegte Objekte dar, die, durch den SAR Prozessor bedingt, im Radarbild spezielle Signaturen erzeugen.

Die Phaseninformation, die in einem Along-Track InSAR Bild enthalten ist, resultiert aus dem gemessenen Doppler-Versatz eines zurückgestreuten Signals, mit dem man auf die Geschwindigkeitskomponente in Blickrichtung des Radars schließen kann. Eine solche Messung ist sowohl mit einem flugzeug- als auch satellitengetragenen Radarsystem realisierbar. Wie bereits auch in zahlreichen Veröffentlichungen diskutiert, resultiert der gemessene mittlere Doppler-Versatz nicht ausschließlich von der zu determinierenden Oberflächenströmung, sondern auch von Beiträgen, die aufgrund der Oberflächenbewegungen des Meeres stammen. Unter der Annahme, daß kurze Wellen auf der Meeresoberfläche den Bragg-Effekt erzeugen und in Verbindung mit dem Radar-Rückstreuquerschnitt σ_0 stehen, gibt es zwei Mechanismen, die für die Modulation von σ_0 bei längeren Wellen verantwortlich sind [41]. Sie sind als die hydrodynamische Modulation und Neigungs-Modulation bekannt und werden in den nachfolgenden Kapiteln, nach einer kurzen Darstellung des Doppler-Spektrums aufgrund der Meeresoberfläche und der Modulations-Übertragungsfunktion, erläutert.

3.2.1 Doppler-Spektrum

Das Doppler-Spektrum eines von der Meeresoberfläche reflektierten Radarsignals, welches mit einem kohärenten ATI Radarsystem empfangen wird, beinhaltet die Geschwindigkeitskomponente vom Streuer in Blickrichtung des Radars, gewichtet mit dem Beitrag der zurückgestreuten Leistung. Die Doppler-Frequenz oder auch der Doppler-Versatz entspricht somit einer leistungsgewichteten mittleren Geschwindigkeitskomponente und ist in Kapitel 2.5.1 ausführlich beschrieben. Allerdings ist der Doppler-Versatz, und damit die ATI Phase, nicht proportional zur gemessenen Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung der mittleren Oberflächenströmung. Er enthält Beiträge die von der Phasengeschwindigkeit der kurzen Bragg-Wellen stammen, die wiederum die resonante Bragg-Streuung verursachen [44]. Ein weiterer Anteil kommt von der orbitalen Bewegung aller Meereswellen, deren Wellenlängen im Vergleich zur Bragg-Streuungsfacette lang sind und das rückgestreute Signal modulieren. Eine Gegenüberstellung von zeitgleich gemachten Radar- und In-Situ-Daten bezüglich Strömungen zeigen eine relativ gute Übereinstimmung, insofern keine starken Strömungsgradienten vorhanden sind [15]. Ebenso wurde eine klare Abhängigkeit des Doppler-Versatz von der Polarisation des Radarsignals entdeckt, welche von Doppler-Scatterometermessungen gut bekannt ist. Dies besagt, daß die Effekte der Wellenbewegungen nicht vernachlässigt werden können, wenn man den Doppler-Versatz in Oberflächenströmungen umwandeln möchte, weshalb die ATI Daten bezüglich dieses Effekts korrigiert werden müssen.

Weil die Rückstreuung des Radarsignals von der Meeresoberfläche besonders bei mittleren Einfallswinkeln von der Bragg-Streuung dominiert wird, resultiert immer der Doppler-Versatz aus der Phasengeschwindigkeit der kurzen Bragg-Wellen von der Meeresoberfläche, die mit den elektromagnetischen Wellen in Resonanz sind - siehe auch [42] und [44]. Wären keine Oberflächenströmungen und lange Wellen vorhanden, würde das Doppler-Spektrum aus zwei Linien bestehen, die der Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung der Bragg-Wellen entsprechen. Das Vorzeichen dieser Linien wird durch die Ausbreitungsrichtung, die entweder vom Radar weg oder zu diesem hin geht, bestimmt. Bei Vorhandensein einer mittleren Oberflächenströmung würden beide Linien einen zusätzlichen Frequenzversatz erfahren, der je nach Fall entweder addiert oder subtrahiert wird. Ein weiterer Anteil resultiert aus der Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung des Radarträgers, aus welchem der Schielwinkel bestimmt werden kann. In der Realität, also beim Vorhandensein einer Meeresströmung, werden die beiden Linien des idealen Doppler-Spektrums wegen der orbitalen Bewegung der Meereswellen, die länger als die Bragg-Wellen sind, aufgeweitet. Zu dem bewirkt die Wechselwirkung der Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung mit dem Radar-Rückstreuquerschnitt einer Meeresoberflächenfacette einen weiteren Anteil des Doppler-Versatzes.

3.2.2 Hydrodynamische Modulation

Die hydrodynamische Modulation, die durch die Oberflächenströmung bzw. deren Strömungsgradienten verursacht wird, wirkt sich hauptsächlich auf die kürzeren Wellen aus. Bei dieser Modulationsart werden jedoch sehr kurze Wellen, die sich im Zentimeterbereich befinden, weniger beeinflusst, weil sie nach einer Störung schneller in einen Gleichgewichtszustand zurückkehren als längere Wellen. Die Modulation des Radar-Rückstreuquerschnitts sollte nach der Bragg-Streutheorie gleich der Modulation der Intensität der Bragg-Wellen sein [2]. Aufgrund der Orbitalbewegungen einer langen Welle kommt es zur hydrodynamischen Modulation des gesamten Spektrums kürzerer Wellen. Innerhalb der Auflösungszelle des Radars ändert sich somit der mittlere Einfallswinkel des Radarsignals und auch die mittlere Energie der Bragg-Wellen. Wegen der dadurch entstehenden hydrodynamischen Modulation der Bragg-Wellen werden die Beiträge verschiedener längerer Wellen zur Modulation des rückgestreuten Signals von deren Wellenlänge abhängig und es ergibt sich eine asymmetrische Verteilung der Bragg-Wellen entlang längerer Wellen. Somit beeinflusst diese Modulationsart auch die Verteilung des Radar-Rückstreuquerschnitts, welcher sich mit wechselnder Wellenamplitude ebenfalls ändert [31].

Es ist das orbitale Geschwindigkeitsfeld in Verbindung mit dem Fortschreiten der längeren Welle, die den divergenten und den konvergenten Bereich auf der Meeresoberfläche bestimmen. Dieser Effekt bringt einer Verdichtung der Streuer zum Wellenkamm hin und eine Reduzierung in der Nähe des Wellentals, wie dies auch in Abbildung 3-3 zur Veranschaulichung dargestellt ist.

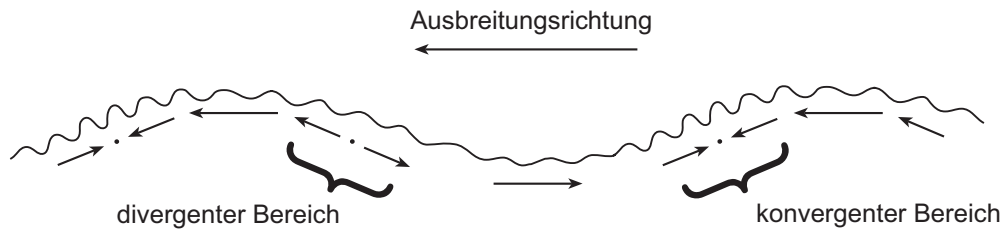


Abbildung 3-3: Schematische Darstellung der hydrodynamischen Modulation

Es ergibt sich wegen der Strömung ein Anwachsen der Rippelwellenamplitude in der Nähe des Kamms der längeren Welle, gefolgt von einem Bereich an der ansteigenden Seite der Welle mit einem konvergenten Oberflächengeschwindigkeitsfeld. Dementsprechend reduziert sich die Energie der Rippelwellen im Wellental. Da sich die Bereiche von zunehmender und abnehmender Energie der Rippelwellen immer an der gleichen Stelle einer längeren Welle befinden, ist die Energie von der Phase der längeren Welle abhängig. Von solchen Bereichen mit unterschiedlichen Rippelwellenenergien wird die Intensität der rückgestreuten Leistung des Radars, dessen Leistungsumfang näherungsweise mit dem Wellental bzw. -berg korreliert, beeinflusst [18].

Die Beiträge der Neigungs-Modulation besitzen eine ähnliche Größenordnung wie die der hydrodynamischen Modulation der Bragg-Wellen durch längere Wellen bei flachen Einfallswinkeln. Beispielsweise ist, wie es ebenfalls bei der Neigungs-Modulation zutrifft, die Auswirkung bei Wellen, die sich in Entfernungsrichtung ausbreiten, maximal. Überdies existieren auch Rippelwellen, die senkrecht zur längeren Welle verlaufen können. In einem solchen Fall kommt der Wind aus azimuthaler Richtung und es findet keine hydrodynamische Modulation statt.

Diese relativ einfache Leistungstheorie trifft nur bei geringen Wellenhöhen zu. Ebenso sagt diese Theorie aus, daß eine Modulation der Oberflächenrauigkeit bei Rippelwellen, die im 90° Winkel zur längeren Welle liegen, nicht stattfindet. Dies ist dann der Fall, wenn der Wind senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der längeren Welle herrscht. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß bei einer langen Welle, die weite Strecken propagiert ist, ihre Ausbreitungsrichtung in keiner Weise der des lokalen Windes entsprechen muß.

3.2.3 „Tilt-“ oder Neigungs-Modulation

Das Grundprinzip der „Tilt-“ oder Neigungs-Modulation besteht in der Neigung der längeren Welle, wodurch sich die Rippelwellen in unterschiedlichen Einfallswinkeln zum Radarsignal positionieren. Dieser Effekt ist von der hydrodynamischen Modulation unabhängig und tritt auch dann auf, wenn die Energie der Oberflächenwellen über das Profil der längeren Wellen gleichverteilt ist. Die Beziehung zwischen der Neigung der Wasseroberfläche, welche durch lange Oberflächenwellen resultiert, und der daraus entstehenden Modulation kann durch eine lineare Theorie beschrieben werden [28].

Die Neigungs-Modulation ist ein rein geometrischer Effekt, weshalb man sie auch als geometrische Modulation bezeichnen kann. Hierbei neigen die längeren Wellen die Rippelwellen

derart, daß durch den wechselnden Einfallswinkel die Bragg-Wellenlänge und das Rückstreuverhalten verändert wird [18]. Es ist zu beachten, daß die Bragg-Streuung von dem lokalen Einfallswinkel θ_r abhängt, der von der Ebene des Einfalls und der Oberfläche beschrieben wird - siehe auch Abbildung 3-2. Die längeren Wellen beeinflussen diesen Winkel und geben den einzelnen Wasserfacetten somit unterschiedliche lokale Einfallswinkel, wodurch auch die Wellenlänge der Bragg-Resonanz variiert. Bei kleinen Einfallswinkeln, die sich um die 20° bewegen, verursacht die Neigungs-Modulation mit Zunahme des lokalen Einfallswinkels eine Absenkung der vom Radar empfangenen Leistung. Dies bedeutet, daß in solchen Wellenbereichen, deren Ebenen senkrecht zum lokalen Einfallswinkel stehen und dies auch in Abbildung 3-4 anhand eines Beispiels ersichtlich ist, die rückgestreute Leistung am größten ist. Somit variiert der Einfluß der Neigungs-Modulation mit dem lokalen Einfallswinkel und ist im Bereich von 40° bis 50° am geringsten. Je weiter man sowohl in den Nahbereich als auch in den Fernbereich gelangt, desto größer werden die Auswirkungen dieser Modulationsart auf das Radarsignal.

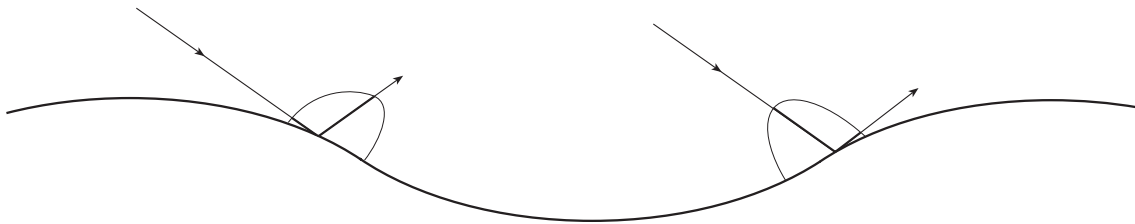


Abbildung 3-4: Schematische Darstellung der Neigungs-Modulation

Der maximale Einfluß dieser Modulationsart tritt bei solchen Wellen auf, die in Entfernungsrichtung propagieren. In einem solchen Fall ist die Variation des Radar-Rückstreuquerschnitts erheblich stärker als bei Wellen, die sich in Azimut-Richtung ausbreiten [18]. Somit würde eine bildliche Darstellung des Radar-Rückstreuquerschnitts von einem ebenen langen Wellenfeld, welches nur von der Neigungs-Modulation beeinflusst wird, die Form von parallelen hellen und dunklen Streifen haben. Dabei entspricht die Helligkeit dieser Linien der variierenden Wellenneigung zum Radar hin. Diese Modulationsart ist vernachlässigbar, wenn sich die Ozeanwellen in azimuthaler Richtung ausbreiten und somit die Wellentäler und -berge parallel zur Entfernungsrichtung verlaufen.

Die Größenordnung des Einflusses der Neigungs-Modulation auf das Radarsignal hängt von der spektralen Verteilung der Energie der kurzen Wellen ab. Wird der Radarblickwinkel geändert, modifiziert sich auch im geringem Maße die Länge der Rippelwellen, die dadurch in Bragg-Resonanz kommen können. Zusätzlich muß man jedoch auch die Abhängigkeit des relativen Blickwinkels des Radars zur mittleren Meereshöhe berücksichtigen. Ebenso geht die Polarisation des Radarsignals mit in die Modulation ein. Der mittlere Radar-Rückstreuquerschnitt der Meeresoberfläche und somit das Signal/Rausch-Verhältnis ist bei einer VV-Polarisation deutlich besser als bei HH-Polarisation [35]. Somit ist die Einwirkung der Neigungs-Modulation bei einem VV-polarisierten X-Band Signal geringer als wenn es HH-polarisiert wäre. Deshalb ist es bei bestimmten Anwendungen wünschenswert, auf ein VV-polarisiertes Radarsignal zurückzugreifen, um den Einfluß dieser Modulation zu reduzieren [2].

3.2.4 Modulations-Übertragungsfunktion

Die Modulations-Übertragungsfunktion ist ein Maß für die Empfindlichkeit des rückgestreuten Signals und wird hier nur kurz erläutert, da sich die vorliegende Arbeit primär mit der Radartechnik befaßt. Die Hauptmechanismen dieser Funktion bestehen aus der Neigungs-Modulation und der hydrodynamischen Modulation, wie sie nachfolgend auch beschrieben sind. Sie bestimmen das Abbildungsverhalten von Meereswellen und können zusammengefaßt werden, um eine mögliche lineare Beziehung des SARs Abbildungsspektrums und dem Spektrum der Wellen zu beschreiben. Die Modulations-Übertragungsfunktion dient dazu, Meereswellenspektren anzunähern, um daraus Parameter wie die Hauptwellenlänge, -richtung oder Wellenhöhe abzuleiten. Weil das SAR Bild tatsächlich als eine lineare Funktion des Wellenfelds interpretiert werden kann, ist es von entscheidender Wichtigkeit, die existierende Beziehung der Meeresoberfläche zu ihrer Abbildung mittels des SARs so genau wie möglich zu modellieren.

Die Modulationsmechanismen, die in den nachfolgenden Kapiteln erläutert sind, können mit der Übertragungsfunktion M beschrieben werden, die die Anteile der verschiedenen Modulationsarten in Form von einer Linearkombination enthält und folgendermaßen darstellbar ist:

$$M = M^{neig} + M^{hydro} \quad (3.19)$$

Hierbei beschreibt M^{neig} die Neigungsmodulation, die aufgrund des geometrischen Effektes der längeren Wellen und des somit variierenden Einfallswinkels des Radarsignals auf der Meeresoberfläche entstehen. M^{hydro} ist eine Übertragungsfunktion, die sich auf die hydrodynamische Modulation bezieht und sowohl durch die ungleichmäßige Verteilung der Bragg-Wellen entlang eines Wellenprofils charakterisiert ist, als auch durch die konvergenten und divergenten Geschwindigkeitsstrukturen aufgrund des orbitalen Geschwindigkeitsfeldes der Wasserpartikel verursacht wird.

Betrachtet man den Fall, daß die Wellen in Entfernungsrichtung propagieren, wird der Anteil von M^{neig} bezüglich des Radar-Rückstreuquerschnitts σ_0 maximal. Einen ebenso großen Einfluß wie der Anteil der Neigungs-Modulation hat in diesem speziellen Fall M^{hydro} [41]. Verläuft die Fortpflanzungsrichtung allerdings in Azimut, verschwinden die Auswirkungen dieser beiden Modulationsarten nahezu. Anhand dieser Tatsache kann man deduzieren, daß sich der Abbildungsmechanismus für Wellen, die sich in Entfernungsrichtung ausbreiten, sowohl bei einem RAR System als auch bei einem SAR System gleich verhält [18].

Die Neigungs-Modulation und die hydrodynamische Modulation der Bragg-Wellen unterscheiden sich in einem wichtigen Punkt. Bei der letztgenannten Modulation wird die größte Intensität der Bragg-Wellen an der Vorderseite - die Seite, die dem Wellenberg voraus ist - erreicht, während die Neigungs-Modulation der Rückstreuung an der Stelle maximal wird, die dem Radar zugewandt ist.

Kapitel 4

Neue Verfahren zur ATI Prozessierung

Dieser Teil der Dissertation geht auf die neuentwickelten Verfahren ein, die eine präzise Prozessierung der ATI Daten ermöglichen, weil für die Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie mittels der Along-Track Interferometrie eine zeitgleiche, flächendeckende und genaue Messung der Oberflächenströmung benötigt wird. Daraus ergeben sich Anforderungen an die zu erzielende Genauigkeit sowohl bei der ATI Prozessierung als auch bei der anschließenden Extraktion der Oberflächenströmungen aus den ATI Daten, die bisher nur terrestrische Verfahren genügen konnten. Aus diesem Grund gilt es, weil bis dato die Radarinterferometrie als zu ungenau galt, die Verfahren der Along-Track Interferometrie so zu optimieren, daß eine Weiterverarbeitung der ATI Daten eine präzise Determination der Meeresoberflächenströmung erlaubt. Angesichts der Tatsache, daß zum ersten Mal von der Firma Aero-Sensing die Along-Track Interferometrie für einen solchen Zweck betrieben wurde, mußten nicht nur Algorithmen neu entwickelt und implementiert, sondern auch technologische Verbesserungen bereits bestehender Verfahren durchgeführt werden. Darüber hinaus ergaben sich bei der für Strömungs- und Bodentopographiemessungen angestrebten Meßgenauigkeit einige Artefakte in den Daten, deren Korrektur umfangreiche Verbesserungen erforderlich machten. Im folgenden sind solche Probleme und die dafür entwickelten Lösungen ausführlich dargestellt.

4.1 Technologische Verbesserungen

Aufgrund der für eine Strömungsmessung benötigten sehr genauen Prozessierung der ATI Daten, sind nachfolgend die technologischen Verbesserungen aufgeführt, die im Rahmen des EURoPAK-B Projektes entwickelt wurden. Diese hier beschriebenen Optimierungen der Prozessierung sind deshalb notwendig, weil durch die bisherige Prozessierung der ATI Daten nicht zu vernachlässigende Inkorrektheiten entstehen, die bei den XTI Daten, aufgrund ihrer unterschiedlichen Eigenschaften, nicht zur Geltung kommen. Besonders betroffen waren dabei das Verfahren der Koregistrierung und die Fehler angesichts der Neuabtastung.

4.1.1 Kompensation der Abtastfehler

Um die räumlich äquidistante Abtastung in Azimutrichtung herzustellen, müssen fehlende Werte durch Neuabtastung berechnet werden. Im Falle von ATI Daten entstand ein Problem, welches in dieser Form bei der Prozessierung von Across-Track Daten noch nicht vorkam. Abbildung 4-1 figuriert einen Ausschnitt der ATI Phase, die mit den Auswirkungen der fehlerhaften Neuabtastung behaftet ist. Diese machen sich in Form von vertikalen Streifen, die in nachfolgender Abbildung gut zu erkennen sind, bemerkbar.

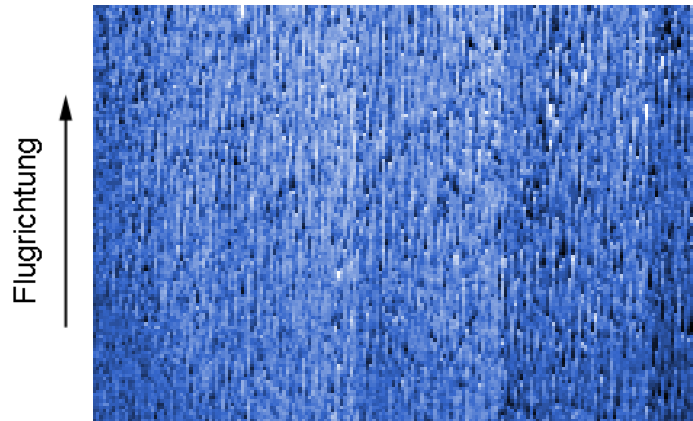


Abbildung 4-1: Fehlerbehaftetes ATI Phasenbild aufgrund Neuabtastung

Die SLCs eines zu prozessierenden Teils werden bei der Neuabtastung des Bildes in kleine Blöcke aufgeteilt, deren Blockgröße von der Variation der Doppler-Frequenz abhängt. Je mehr sie variiert, desto kleiner sind die Blöcke und besitzen im Falle der Prozessierung von Daten des EURoPAK-B Projektes eine Blockgröße von 256×256 Pixel. Von diesen Blöcken wird das zugehörige Spektrum berechnet, das mehrmals die Basisbandbreite durchlaufen kann, wobei die Anzahl der Basisbandbreitendurchläufe von der Doppler-Frequenz abhängt. Dies bedeutet, daß der Mittenfrequenz des Spektrums ein Vielfaches der Pulswiederholfrequenz entsprechen kann. Aufgrund einer Ungenauigkeit bei der Bestimmung der Navigationsdaten und der damit verbundenen Ablage in Flugrichtung kann es vorkommen, daß die Spektren der jeweiligen Blöcke nicht in Entfernungsrichtung um die Frequenz $f_R = 0$ zentriert sind.

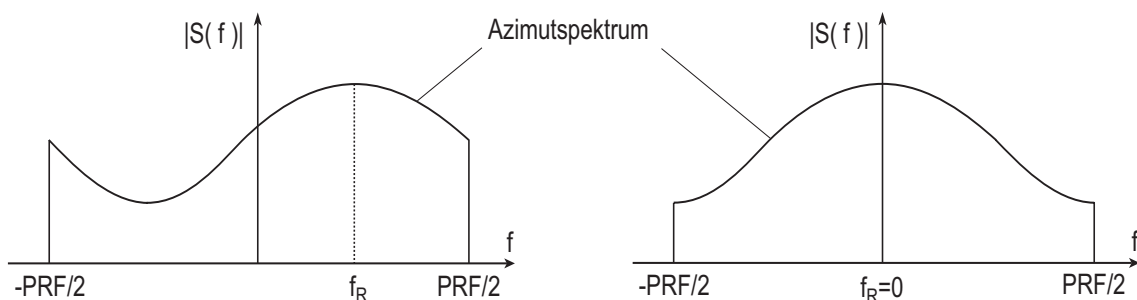


Abbildung 4-2: Zentrierung des Azimutspektrums

Eine Zentrierung, siehe Abbildung 4-2, erreicht man durch einfaches Verschieben und einer anschließenden Fourier-Rück-Transformation des jeweiligen Spektrums. Wird das Spektrum jedoch über das Basisband hinaus verschoben, entstehen die in Abbildung 4-1 gut zu erkennenden Phasensprünge in Entfernungsrichtung, die sich als vertikale Streifen in Azimutrichtung zu erkennen geben.

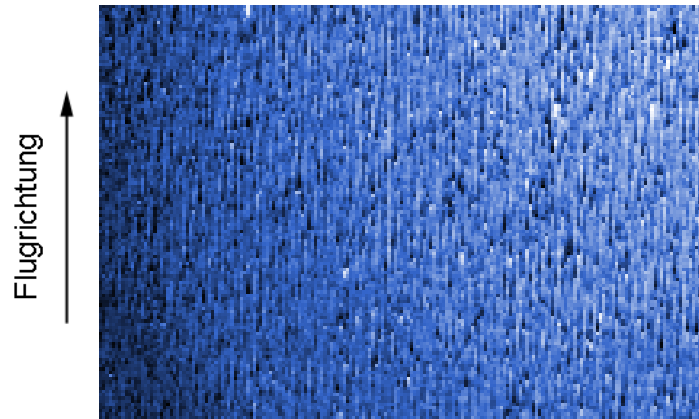


Abbildung 4-3: Selbes Bild wie in Abbildung 4-1, jedoch nach Kompensation der Abtastfehler

Das Resultat dieses Verfahrens zur Kompensation von Abtastfehlern zeigt Abbildung 4-3, in der derselbe Phasenausschnitt wie in Abbildung 4-1, jedoch nach Korrektur der darin enthaltenen Fehler, zu sehen ist. Die Artefakte, die in Abbildung 4-1 als vertikalen Streifen zu erkennen sind, sind aufgrund der Kompensation von Abtastfehlern beseitigt, so daß die ATI Phase in Entfernungsrichtung einen relativ homogenen Phasenverlauf ohne Phasensprünge besitzt.

4.1.2 Theoretische Koregistrierung

Die Koregistrierung von zwei Datensätzen in der SAR Interferometrie ist ein bereits sehr gut bekanntes und auch gut erforschtes Gebiet, welches besonders erfolgreich, beispielsweise in der Across-Track Interferometrie, zum Einsatz kommt. Diese Verfahren dienen einer möglichst hohen Phasengenauigkeit bei der Interferogrammbildung und arbeiten üblicherweise wie in Kapitel 2 beschrieben.

Infolge der enormen Datenmenge, die während der Datenprozessierung entsteht, werden die mit einem SAR aufgezeichneten Bildstreifen vor der eigentlichen SAR und InSAR Prozessierung in kleine sich überlappende Teile gegliedert, die daraufhin einzeln prozessiert werden. Die so erhaltenen Ergebnisse müssen zwecks einer späteren Interpretation oder Weiterverarbeitung wieder zu einem kompletten Bildstreifen zusammengesetzt werden. Obwohl zwischen den jeweiligen Teilen Überlappungsbereiche existieren, kommt es aufgrund des Verkippungswinkels ξ bei der herkömmlichen Koregistrierung zu Fehlern, wie sie auch Abbildung 4-4 figuriert, die zu verschiedenen mittleren Phasen in verschiedenen Abschnitten des zusammengesetzten Bild-

streifen führen. Ausschlaggebend dafür ist, daß jeder Teil des Bildstreifens separat und ohne Informationen, trotz Überlappungsbereich, des benachbarten Teils prozessiert wird.

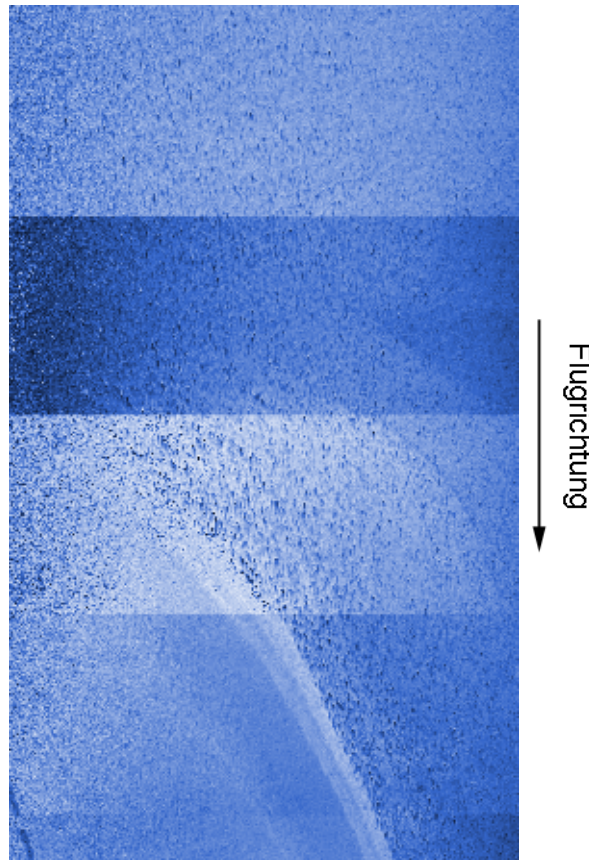


Abbildung 4-4: ATI Phasenbild des Helgoländer Riffs

Infolge dieser bei ATI und XTI Daten nicht perfekt funktionierenden Koregistrierung, kann man in der aus den einzelnen Teilen zusammengesetzten ATI Phase, siehe Abbildung 4-4, sehr deutlich die Auswirkungen bezüglich der Mißregistrierung feststellen, die zugleich auch die einzelnen prozessierten Teile sehr gut erkennen läßt. Dieser Koregistrierungsfehler ergibt sich, weil jeder prozessierte Teil des Bildes einen etwas unterschiedlichen Phasenverlauf in Entfernungsrichtung besitzt, so daß beim Zusammensetzen der einzelnen Teile an den Übergängen Phasensprünge entstehen. Das Problem resultiert daraus, weil die Phase äußerst empfindlich auf eine Mißregistrierung δx reagiert, die sich bei jedem Teil des Bildes unterscheidet. Die bei der Koregistrierung entstehenden Ungenauigkeiten entsprechen nicht unbedingt einem konstanten Phasenversatz, sondern können sich auch in Form einer Phasenrampe auf die Daten niederschlagen [21].

Die Mißregistrierung entspricht einer relative Verschiebung beider Bilder um die Bruchteile δx einer Auflösungszelle, durch welche auch eine Fehlphase $\delta\phi$ hervorgerufen wird, die bereits bei einer Überlagerungsabweichung von einem hundertstel Pixel signifikant sein kann. Diese Fehlphase, die vor allem vom Schielwinkel ξ abhängt, kann wie folgt berechnet werden:

$$\delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \delta x \cdot (1 - \cos \xi). \quad (4.1)$$

Existiert bei der Datenakquisition ein Schielwinkel ξ , also eine schiefe Aufnahmegeometrie, geht ein Phasenbeitrag, wie er in der Gleichung 4.1 dargestellt ist, in die Phase mit ein. Um mittels ATI Daten eine Phasengenauigkeit zu erreichen, muß das herkömmliche Koregistrierungsverfahren, wie nachfolgend beschrieben, modifiziert werden.

Die Fehler, die bei der Koregistrierung von ATI Daten auftreten und in Abbildung 4-4 zum Ausdruck kommen, können mit einem speziellen Koregistrierungsverfahren, welches auch als theoretische Koregistrierung bezeichnet wird, vermieden werden. Hierbei kommen zur Bestimmung der Koregistrierungsparameter die Rückwärts- und Vorwärtsgeokodierung, die nachfolgend kurz erläutert sind, zum Einsatz. Die Geokodierung ist die Koordinatentransformation zwischen den Koordinaten des abbildenden Systems, in diesem Fall die Entfernungs-Doppler Koordinaten des SAR Bildes in orthonormale Kartenkoordinaten, bei der im allgemeinen ein kartesisches Koordinatensystem mit den Achsenbezeichnungen x , y und z verwendet wird. Mit den verschiedenen Geokodierungsverfahren, die zur Anwendung kommen, wird die Transformationsgleichung nicht mehr auf der Basis von Paßpunkten determiniert, sondern aus der Lösung eines Gleichungssystems. Zudem kommt ein digitales Geländemodell (DEM) zur Anwendung, welches die Geländehöhe des beleuchteten Gebietes enthält. Ein Teil dieses Gleichungssystems besteht aus der Doppler-Gleichung

$$f_{DC} = \frac{2}{\lambda} \times \frac{\vec{A}_n - \vec{P}}{|\vec{A}_n - \vec{P}|} \cdot (\vec{v}_P - \vec{v}_{A_n}), \quad (4.2)$$

mit dem Positionsvektor \vec{A}_n und dem Geschwindigkeitsvektor \vec{v}_{A_n} der n -ten betrachteten Antenne A_n und dem Positionsvektor \vec{P} und dem Geschwindigkeitsvektor \vec{v}_P des sich auf dem DEM befindlichen Punktes P . Zur Vervollständigung des Gleichungssystems werden zudem noch die Entfernungsgleichung

$$r_n - |\vec{P} - \vec{A}_n| = 0, \quad (4.3)$$

mit der Entfernung r_n zum Punkt P , und die Ellipsoidgleichung

$$\frac{x^2}{g^2} + \frac{y^2}{g^2} + \frac{z^2}{i^2} = 1, \quad (4.4)$$

mit den Halbachsen g und i , herangezogen.

Zur Bestimmung der Position eines Pixels müssen somit die Geschwindigkeits- und Positionsvektoren des Sensors bekannt sein, ebenso wie der Verkippungswinkel und die Impulslaufzeiten. Die Position eines Pixels von einem SAR Bild ist auf einem Kreis um den

Geschwindigkeitsvektor des Sensors gelegen, dessen Radius durch die Entfernungsgleichung definiert ist. Der Schnittpunkt von diesem Kreis mit dem DEM bestimmt unter der Voraussetzung, daß die Blickrichtung des Radars bekannt ist, die Position des Objekts.

Ist ein Punkt in den Kartenkoordinaten gegeben, besteht die Möglichkeit entlang der Flugbahn des Radarträgers so lange zu iterieren bis die Doppler-Gleichung, Gleichung 4.2, erfüllt ist und man die genaue Position des Radarträgers erhält. Dieses Verfahren wird Rückwärtsgeokodierung genannt, weil man aus den Kartenkoordinaten die Radargeometrie bestimmen kann.

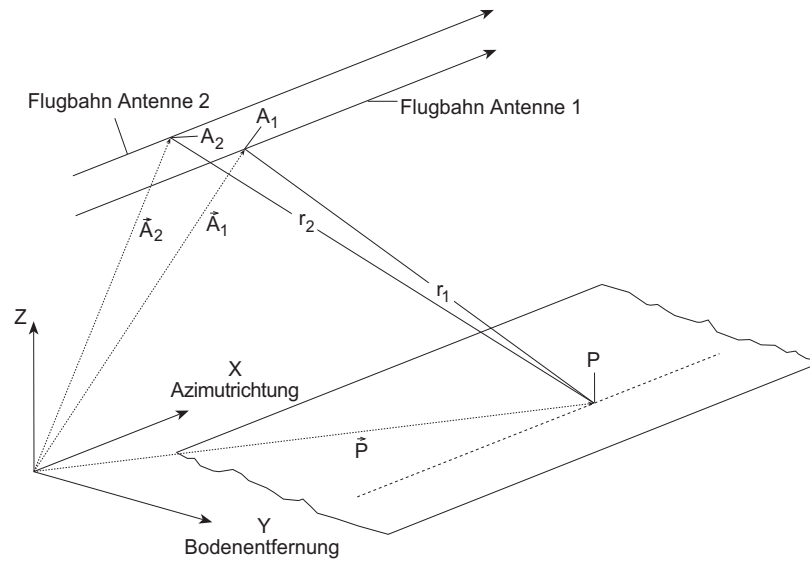


Abbildung 4-5: Schematische Darstellung der theoretischen Koregistrierung

Die Vorgehensweise bei der theoretischen Koregistrierung, die auf den eben beschriebenen Geokodierungsverfahren basiert, ist folgendermaßen: Zunächst wird die Vorwärtsgeokodierung durchgeführt mit der ein Punkt P auf dem DEM definiert wird. Ausgangspunkt ist hierbei die Flugbahn des einen Sensors. Anhand dieses nun bekannten Punktes auf dem DEM wird mittels der Rückwärtsgeokodierung der Punkt auf der Flugbahn des zweiten Sensors gesucht, der eine Lösung der Doppler-Gleichung ist. Aufgrund der nun bekannten Positionen beider Flugbahnen kann die exakte Verschiebung der beiden SAR Szenen zueinander sowohl in Entfernungs- als auch in Azimutrichtung bestimmt werden, mit denen das Slave Bild koregistriert werden soll. Das Verfahren der theoretischen Koregistrierung funktioniert demnach nur für Regionen, deren Höhendynamik bekannt ist und in digitaler Form vorliegen. Zudem eignet es sich, wie auch im weiteren Verlauf dieser Arbeit zu sehen ist, sehr gut in der Along-Track Interferometrie, die zu Bestimmung von Meeresoberflächenströmungen eingesetzt wird.

Um die unterschiedlichen Wirkungsweisen beider Koregistrierungsverfahren auf die ATI Daten besser zu verdeutlichen, dient nachfolgendes Beispiel, bei dem nur ein prozessierter Teil von einem ganzen Bildstreifen, der über dem Meer detektiert wurde, betrachtet wird. Zunächst sei die ATI Phase, die auch in Abbildung 4-6 illustriert ist und mittels des herkömmlichen Koregistrierungsverfahrens bearbeitet wurde, von Interesse.

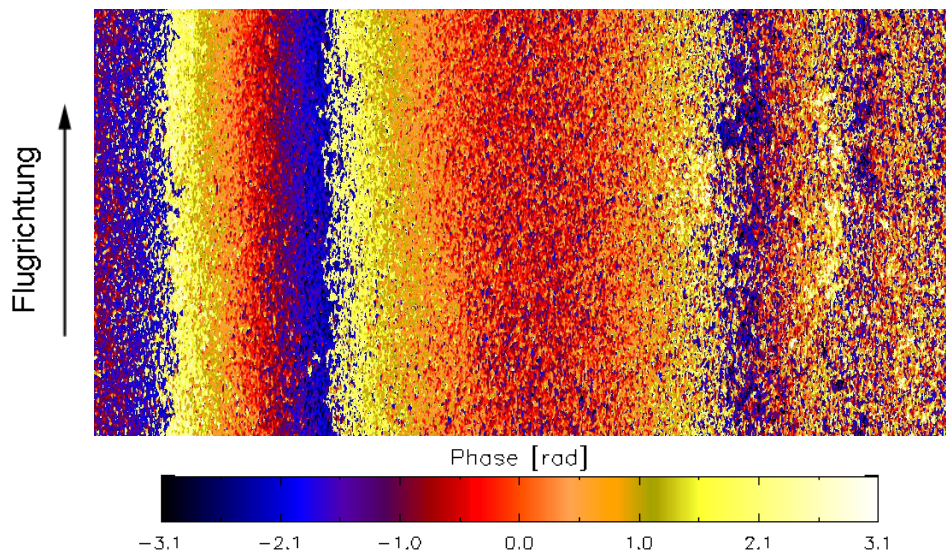


Abbildung 4-6: ATI Phase nach herkömmlicher Koregistrierung

Man erkennt deutlich den sich stetig ändernden Phasenverlauf in Entfernungsrichtung, der sich bei einer Aufhebung der Phasenmehrdeutigkeit außerhalb des 2π -Bereiches befindet. Ebenso heben sich die Fringes im Nah- und Fernbereich heraus, die im Vergleich zum zu messenden Medium nicht nur nach der Auflösung von Phasenambiguitäten einen sehr unrealistischen Wert sondern auch Verlauf, der parallel zu Flugrichtung geht, innehaben. Zudem scheint es auch zweifelhaft, daß genau im Mittelbereich die Phase ihr Minimum besitzt und somit die Oberflächenströmung dort am geringsten sein soll. Aufgrund der Tatsache, daß anhand der ATI Phase Rückschlüsse auf die Geschwindigkeiten von Oberflächenströmungen gemacht werden können, scheint eine erfolgreiche Interpretation mit dem hier dargelegten Datensatz nahezu ausgeschlossen. Diese hier vorgestellten Unregelmäßigkeiten in der ATI Phase, die, wie weiter unten beschrieben, auch in ähnlicher Weise in der Kohärenz zu finden sind, können mit Hilfe der theoretischen Koregistrierung beseitigt werden. Die ATI Phase eines solchen koregistrierten Datensatzes, der die selbe Szene wie Abbildung 4-6 enthält, findet sich in Abbildung 4-7 wieder.

Im Gegensatz zur ATI Phase, die mit dem herkömmlichen Verfahren zur Koregistrierung bearbeitet wurde, sind die oben erläuterten Unregelmäßigkeiten nahezu beseitigt. Nur im äußersten Fernbereich scheint die ATI Phase von ihrer im übrigen Bereich des Ausschnittes nahezu homogenen Form abzuweichen. Gründe hierfür sind entweder aufgrund ozeanographischer Phänomene oder der geringen empfangenen Leistung des Radarsignals zu finden. Ebenso scheint der gemessene ATI Phasenwert eine weitere erfolgreiche Interpretation der Daten zu gewährleisten.

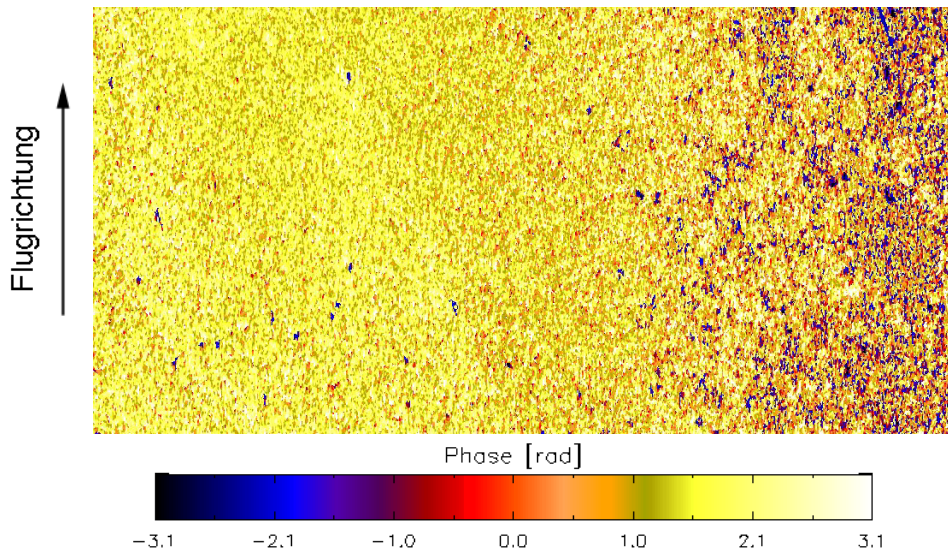


Abbildung 4-7: ATI Phase nach theoretischer Koregistrierung

Zwecks einer besseren Verdeutlichung sind zwei Phasenprofile des Interferometers gegenübergestellt, die vom Nah- in den Fernbereich reichen und deren Ursprung aus den verschiedenen koregistrierten ATI Datensätzen stammen. Diese Illustration soll die unterschiedlichen Phasenverläufe unterstreichen, wobei das rote Phasenprofil die Phase angesichts der theoretischen und das schwarze Profil die bezüglich der herkömmlichen Koregistrierung darstellt.

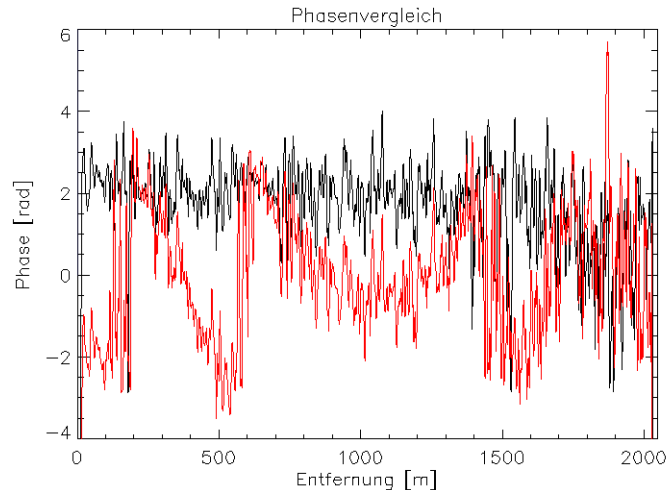


Abbildung 4-8: Gegenüberstellung zweier ATI Phasenprofile aufgrund unterschiedlicher Koregistrierungsverfahren

Anhand Abbildung 4-8 wird es besonders deutlich, daß die Phase aufgrund der herkömmlichen Koregistrierung nicht nur Anteile bezüglich der Meeresoberflächenströmung, sondern auch noch von anderen Effekten, wie beispielsweise der Mißregistrierung, besitzt, die in die Daten mit eingehen und sie für weitere Anwendungen unbrauchbar machen.

Weil sich die Koregistrierung auch auf die Qualität der Daten niederschlägt, wird nachfolgend die Kohärenz betrachtet, wobei das Hauptaugenmerk auf der Gegenüberstellung beider

Kohärenzen liegt. Zunächst sei, wie auch Abbildung 4-9 figuriert, die Differenz von Interesse, bei der die Kohärenz der herkömmlichen Koregistrierung von der Kohärenz der theoretischen Koregistrierung abgezogen wird.

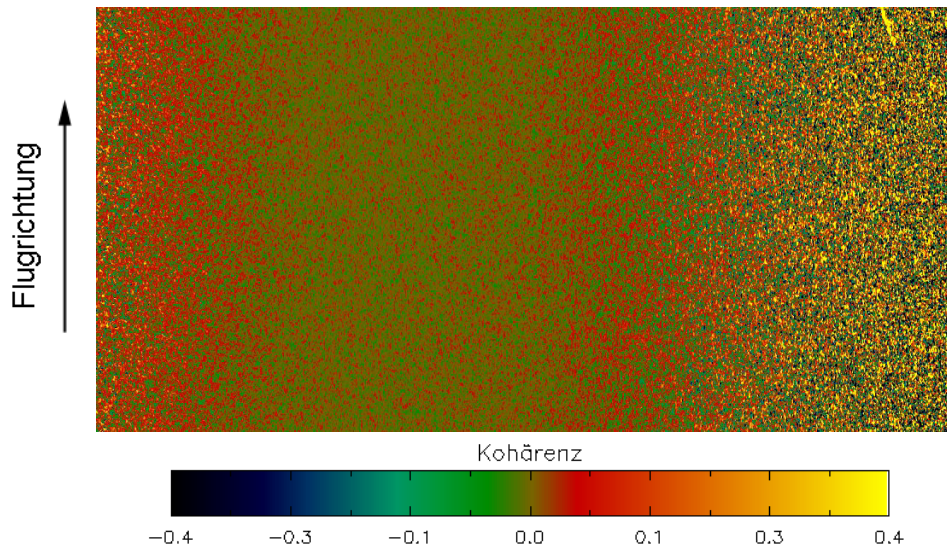


Abbildung 4-9: Differenz der Kohärenzen beider Koregistrierungsverfahren

Bei einer genauen Betrachtung ergibt sich, daß die Differenz im Mittelbereich minimal wird und die Differenz, je weiter man in den Nah- oder Fernbereich gelangt, zunimmt. Daraus kann abgeleitet werden, daß in diesem Fall die Daten im Mittelbereich annähernd gleich sind, während diese im Nah- und Fernbereich differieren. Es können dabei Kohärenzwerte von $\pm 0,4$, siehe Abbildung 4-10, erreicht werden, welches einen großen Unterschied der ATI Daten bezüglich beider Koregistrierungsverfahren bedeutet.

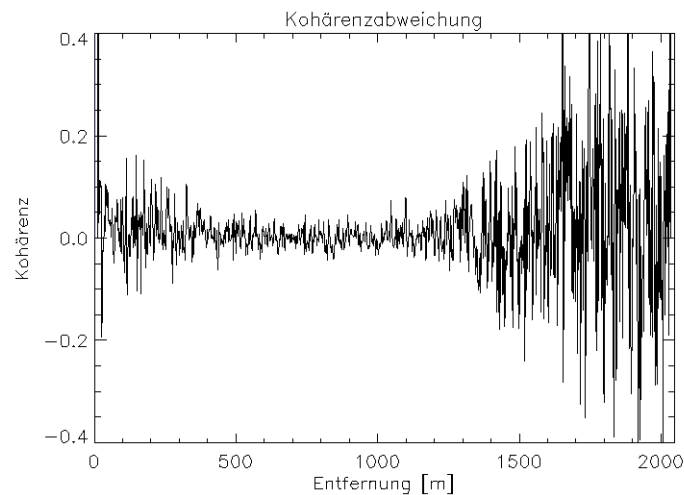


Abbildung 4-10: Profil der Kohärenzdifferenz

Auch bei der Betrachtung der statistischen Eigenschaften der Kohärenzen beider Koregistrierungsverfahren kommt der Vorteil der theoretischen Koregistrierung bei ATI Daten deutlich zur Geltung. Der Kohärenzmittelwert, der bei der herkömmlichen Koregistrierung bei

0,557196 liegt, ist beim theoretischen Verfahren um ca. 3 % größer und beträgt in diesem untersuchten Beispiel 0,573762, so daß die Daten einer qualitativen Optimierung unterzogen wurden.

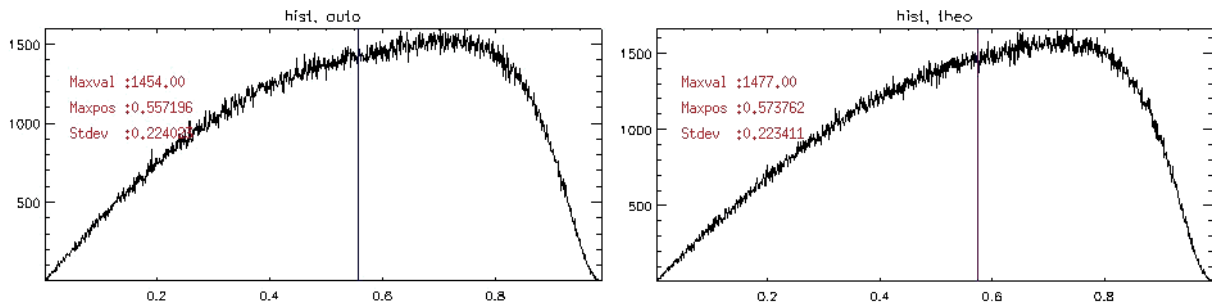


Abbildung 4-11: Statistische Eigenschaften beider Koregistrierungsverfahren
(links herkömmliche und rechts theoretische Koregistrierung)

Analoge Ergebnisse im Vergleich beider Koregistrierungsverfahren wurde bei anderen Datensätzen erzielt, deren ausführliche Darstellungen jedoch den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Aus diesem Grund sollen die hier vorgestellten Resultate als Stellvertretung für alle anderen gemachten Untersuchungen in diesem Bereich dienen.

4.2 Theoretische Korrektur der Antennenphasenzentren

Bevor auf das Verfahren zur theoretischen Korrektur von Antennenphasenzentren eingegangen wird, erfolgt eine kurze Erläuterung über die Eigenschaften eines SAR Systems, das diese Vorgehensweise nötig macht.

Im Normalfall ist der zurückgelegte Weg eines Radarsignals von der Sendeantenne bis zur Empfangsantenne verglichen mit den Abmessungen der Sendeantenne und der Freiraumwellenlänge sehr groß. Vom Empfangsort aus betrachtet scheint infolgedessen die Antennenstrahlung von einem einzigen Punkt, dem sogenannten Phasenzentrum, auszugehen. In diesem Fall befindet sich die Empfangsantenne in der Fernfeldregion, so daß im Fernfeld eine ebene Wellenfront angenommen werden kann. Dies bedeutet, daß die Flächen gleicher Phase als parallele Ebenen angesehen werden können.

Für eine genaue Beschreibung der Lage der Phasenzentren der jeweiligen Antennen, welche auch für die SAR Prozessierung und der dazugehörige Bewegungskompensation von Bedeutung sind, ist zunächst die Festlegung eines Koordinatensystems, siehe auch Abbildung 4-12, erforderlich. Dieses Koordinatensystem entspricht auch dem, in dem sich die Radarträgerplattform, in diesem Fall das Flugzeug, bewegt und sei wie folgt definiert:

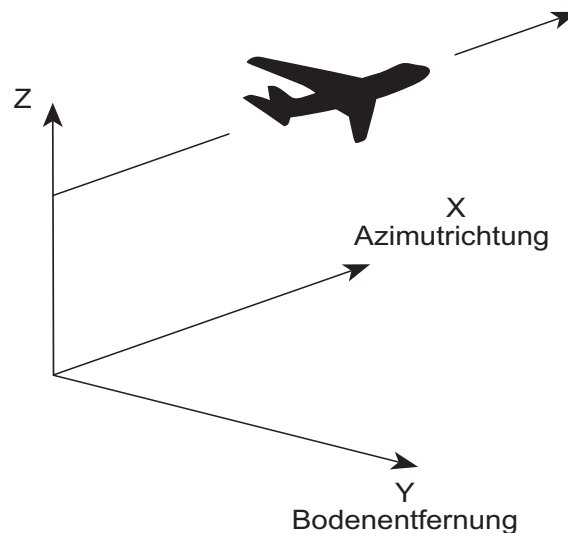


Abbildung 4-12: Koordinatensystem

- Die x-Achse, mit der die Along-Track Basislinienkomponente definiert wird, weist in Azimutrichtung und die positive Richtung entspricht der Flugrichtung.
- Die y-Achse liegt senkrecht in der Horizontalen zur x-Achse und die positive Richtung weist bezüglich der Azimutrichtung nach rechts.
- Die z-Achse steht senkrecht auf die beiden anderen Achsen und weist mit der positiven Richtung entgegen der Erdoberfläche.

Mit dieser hier dargelegten Konvention ist es möglich, auf Phasenfehler in ATI Daten einzugehen, die sich angesichts Positionsfehler der Antennenphasenzentren und auch aufgrund von daraus resultierenden Ungenauigkeiten der Bewegungskompensation ergeben. Als Positionsfehler wird in diesem Sinne der Versatz des Phasenzentrums der Antenne gegenüber seiner Sollposition in Bezug auf die Antennenblickrichtung bezeichnet. Somit kann der nominelle Verlauf der Schrägentfernung $r(t)$ zwischen der Antenne und einem Punkt am Boden gemäß

$$r(t) = \sqrt{r_0^2 + (Vt)^2}, \quad (4.5)$$

mit r_0 als die minimale Schrägentfernung zwischen Antenne und Objekt und V als die mittlere Vorwärtsgeschwindigkeit des Radarsystemträgers, bis auf weiteres nicht mehr vorausgesetzt werden. Bedingt durch diesen Versatz stellen sich zusätzliche Variationen der Schrägentfernung ein, die sich wiederum auf den Phasenverlauf des Radarsignals und auch auf die Laufzeit der Radarimpulse auswirken. Diese Schrägentfernungsdifferenz

$$\Delta r(t) = r'(t) - r(t) \quad (4.6)$$

beschreibt den Entfernungsunterschied zwischen der nominellen $r(t)$ und der tatsächlichen $r'(t)$ Schrägentfernung. Sie setzt sich aus den Positionsfehlern des Phasenzentrums in den drei Achsenrichtungen dx , dy und dz zusammen und bewirkt eine Änderung des Einflusses der fla-

chen Erde auf das Radarsignal, sobald bei einem reinen ATI InSAR System eine Across-Track Basislinie in der Antennenkonfiguration enthalten ist.

Liegen dagegen bei einem reinen Along-Track Radarsystem die Phasenzentren beider Antennen bautechnisch idealerweise exakt auf einer Geraden, die parallel zur Flugrichtung verläuft, so besitzt die Along-Track Interferometrie im Idealfall keinen Phasenanteil in Form einer flachen Erde, da infolgedessen keine Across-Track Basislinie existiert. Dies ergibt sich daraus, weil das Phasenzentrum der hinteren Antenne bei einer Bewegungskompensation, welche die Phase korrigiert, jedoch nicht erzeugt, nach dem ATI Zeitversatz die exakt gleiche Position einnimmt, an der sich das Phasenzentrum von der vorderen Antenne vor dem ATI Zeitversatz befunden hat. Somit konvergiert die Schrägengtdifferenz gegen Null, was bewirkt, daß die flache Erde, die bei einem Across-Track System immer vorhanden ist, unter solchen Bedingungen wegfällt. In der Realität ist dieser Fall aufgrund der herrschenden Flugbedingungen und oft auch aus bautechnischen Gründen jedoch nahezu ausgeschlossen, so daß folglich auch in einem reinen ATI SAR System fast immer eine Across-Track Basislinie vorhanden ist.

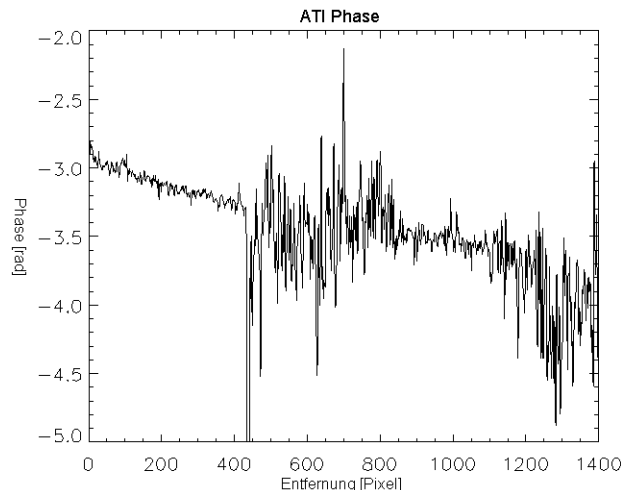


Abbildung 4-13: Phase inklusive Fehler aufgrund ungenau gemessener Antennenphasenzentren

Noch vor der Prozessierung der Daten werden die benötigten Phasenzentren der Antennen meßtechnisch bestimmt, weil sie für die Ermittlung der flachen Erde relevant sind. Hierfür wird der Hebelarm, der die Entfernung vom Zentrum der inertialen Navigationseinheit (IMU) zu den jeweiligen Phasenzentren der Antennen darstellt, in kartesischen Koordinaten x_0 , y_0 und z_0 angegeben, wie sie nach obiger Konvention definiert sind. Bei der meßtechnischen Bestimmung können Ungenauigkeiten aufgrund von Meßfehlern auftreten, die die Phasenzentren an falsche Positionen bringen. Diese trotz Bewegungskompensation vorhandene Abweichung von der gemessenen zu der realen Position schlägt sich während der Prozessierung in einem Phasenanteil nieder, welcher sich als Phasengang der flachen Erde darstellt und in den ATI Daten unerwünscht ist. Zur Beseitigung dieses Effektes liegt das Hauptaugenmerk auf den y - und z -Komponenten des Hebelarms, weil ein falscher Wert der x -Komponente im Dezimeterbereich so

geringe Auswirkungen auf die Phase der flachen Erde hat, daß diese Hebelarmkomponente vernachlässigt werden kann. Der Phasenanteil aufgrund der beiden anderen Komponenten tritt entweder in Form einer Rampe in Entfernungsrichtung auf oder als Phasenversatz. Um die Auswirkung von diesem Effekt auf die ATI Phase deutlich zu machen, dient Abbildung 4-13.

Es wird in diesem Beispiel, welches aus einem Datensatz mit den beiden Helgoländer Inseln stammt, ersichtlich, daß die ATI Phase über den Landregionen, die sich in den Pixelbereichen von 0 bis 400 und 850 bis 1100 befinden, einen Wert besitzt, der nicht der Realität entspricht. Bezüglich der Tatsache, daß mit einem ATI SAR System Bewegungen auf der Erdoberfläche gemessen werden, müßte die Phase in diesen Landregionen um den Wert Null oszillieren. Um den Datensatz so zu korrigieren, müssen nachträglich die genauen theoretischen Positionen der Antennenphasenzentren ermittelt werden, damit die exakt benötigte flache Erde zum Eliminieren der Rampe bestimmt werden kann. Es besteht auch die Möglichkeit mit dieser Methode, geringe und konstante Phasenversätze aus den prozessierten Daten zu beseitigen, indem die Phase der korrigierten flachen Erde auf die ATI Phase addiert wird.

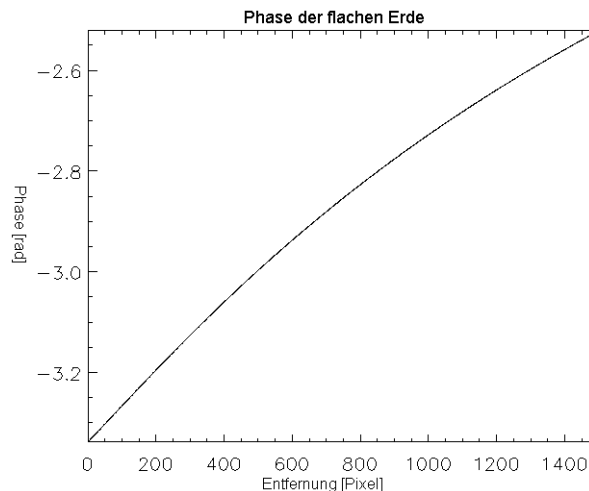


Abbildung 4-14: Verlauf der Phase bedingt durch die flache Erde aufgrund der ungenauen Positionen der Antennenphasenzentren

Bei diesem Verfahren ist es ausreichend, wenn nur die Position einer Antenne betrachtet wird, weil die effektive Across-Track Basislinie von Interesse ist. In einem ersten Schritt wird ein kleiner Bereich der Radardaten, der idealerweise eine Landzone zur Kalibration enthält, mit verschiedenen y- und z-Komponenten des Hebelarms prozessiert, um den Verlauf der flachen Erde, der beispielsweise auch in Abbildung 4-14 dargestellt ist, zu untersuchen. Dabei ist zu beachten, daß die x-Komponente des Hebelarms kaum in den Phasenverlauf der flache Erde mit eingeht und somit bei diesem Verfahren vernachlässigt werden kann. Diese hier vorgestellte Methode basiert auf dem linearen Anteil des totalen Differentials, bei dem man

$$\begin{aligned}
 dy &= y - y_0 \\
 dz &= z - z_0 \quad , \\
 d\phi &= \phi - \phi_0
 \end{aligned}
 \tag{4.7}$$

mit der ATI Phase ϕ , setzt, wobei

$$\phi_0 = \phi(y_0, z_0)
 \tag{4.8}$$

ist. Im weiteren Verlauf werden verschiedene Phasenwerte betrachtet, um die Phasenänderungen $d\phi_{yn}$, $d\phi_{yf}$, $d\phi_{zn}$ und $d\phi_{zf}$ pro Hebelarmänderung in beide Richtungen sowohl an einer Position im Nahbereich, Index n , als auch Fernbereich, Index f , erhalten zu können. Dabei gilt zunächst

$$\begin{aligned}
 d\phi_{yn} &= \phi_{yn}(y, z_0) - \phi_{yn}(y_0, z_0) \\
 d\phi_{yf} &= \phi_{yf}(y, z_0) - \phi_{yf}(y_0, z_0) \\
 d\phi_{zn} &= \phi_{zn}(y_0, z) - \phi_{zn}(y_0, z_0) \\
 d\phi_{zf} &= \phi_{zf}(y_0, z) - \phi_{zf}(y_0, z_0)
 \end{aligned}
 \tag{4.9}$$

In einem weiteren Schritt müssen diese Phasenänderungen, wie in Gleichung 4.10 dargestellt, normiert werden. Hierbei kann man näherungsweise annehmen, daß zwischen der Phase und der Weglängendifferenz, die durch die y - und z -Komponente des Hebelarms ausgedrückt wird, eine lineare Beziehung besteht.

$$\begin{aligned}
 d\phi_{yn}^* &= \frac{d\phi_{yn}(y, z_0)}{dy} = \frac{d\phi_{yn}(y_0 + dy, z_0)}{dy} \\
 d\phi_{yf}^* &= \frac{d\phi_{yf}(y, z_0)}{dy} = \frac{d\phi_{yf}(y_0 + dy, z_0)}{dy} \\
 d\phi_{zn}^* &= \frac{d\phi_{zn}(y_0, z)}{dz} = \frac{d\phi_{zn}(y_0, z_0 + dz)}{dz} \\
 d\phi_{zf}^* &= \frac{d\phi_{zf}(y_0, z)}{dz} = \frac{d\phi_{zf}(y_0, z_0 + dz)}{dz}
 \end{aligned}
 \tag{4.10}$$

Zur Beseitigung der in der prozessierten Phase enthaltenen Rampe wird in einem weiteren Schritt die Phase in Entfernungsrichtung so modifiziert, so daß sie über Land einen nahezu konstanten Verlauf besitzt. Hierbei ist nur die gewünschte Phasenänderung von zwei verschiedenen Entfernungspositionen relevant, weil mit dieser Information der komplette Phasenverlauf in Entfernungsrichtung approximiert werden kann. Allerdings wirkt sich jede Hebelarmkomponente anders auf die Phase aus, da jede Komponente die aus ihr resultierenden Verläufe der flache Erde anders beeinflusst. Unter Berücksichtigung der oben gemachten Annahme und mit

Hilfe eines linearen Gleichungssystems, welches aus zwei Gleichungen mit zwei Unbekannten besteht, können sowohl die zur Beseitigung des Phasenversatzes oder der Phasenrampe benötigten Hebelarmänderungen dy und dz als auch die dadurch resultierenden Phasen $d\phi_n(dy, dz)$ und $d\phi_f(dy, dz)$ mit

$$\begin{aligned} d\phi_n(dy, dz) &= dy \cdot d\phi_{yn}^* + dz \cdot d\phi_{zn}^* \\ d\phi_f(dy, dz) &= dy \cdot d\phi_{yf}^* + dz \cdot d\phi_{zf}^* \end{aligned} \quad (4.11)$$

berechnet werden. Idealerweise wählt man dabei einmal eine Änderung der Phase im Nah- und Fernbereich aus.

Bei Kenntnis der Abweichungen des gemessenen vom realen Phasenzentrum einer Antenne ist es möglich, die Phasenänderung an den zwei Punkten entlang einer Entfernungslinie direkt durch Einsetzen der Werte in das lineare Gleichungssystem zu determinieren. Ist jedoch die gewünschte Phasenänderung bekannt und möchte man die dazugehörigen Hebelarmänderungen ermitteln, muß das oben angegeben lineare Gleichungssystem nach den Variablen dy und dz aufgelöst werden. Dabei erhält man für die Abweichung der y-Komponente des Hebelarms

$$dy = \frac{d\phi_n(dy, dz) \cdot d\phi_{zf}^* - d\phi_f(dy, dz) \cdot d\phi_{zn}^*}{d\phi_{yn}^* \cdot d\phi_{zf}^* - d\phi_{yf}^* \cdot d\phi_{zn}^*} \quad (4.12)$$

und für die z-Komponente

$$dz = \frac{d\phi_n(dy, dz) \cdot d\phi_{yf}^* - d\phi_f(dy, dz) \cdot d\phi_{yn}^*}{d\phi_{zn}^* \cdot d\phi_{yf}^* - d\phi_{zf}^* \cdot d\phi_{yn}^*}. \quad (4.13)$$

Ist der Fall einer solchen Korrektur des Antennenphasenzentrums gegeben, ist es notwendig, daß der Datensatz mit dem korrigierten Phasenzentrum neu prozessiert wird, weil sich mit Änderung dieser beschriebenen Komponenten die nominelle Objektentfernung $r(t)$ und somit auch dementsprechend die Phase ändert.

Abbildung 4-15 zeigt das gleiche Phasenprofil wie Abbildung 4-13 nachdem das Phasenzentrum einer Antenne nach dieser hier beschriebenen Methode genau determiniert wurde. Bei einer genauen Betrachtung zeigt sich, daß die Landregionen anlässlich der Korrektur nun einen konstanten Phasenwert besitzen, der geringfügig um Null oszilliert. Nach Bestimmung dieser neuen Phasenzentren besteht die Möglichkeit, alle Datensätze des ATI Radarsystems mit diesen durch Gleichung 4.7 neu bestimmten Hebelarmkomponenten zu prozessieren, ohne daß sich der Einfluß der Across-Track Basislinie signifikant auf die ATI Phase auswirkt. Diese so ermittelten Komponenten des Hebelarms besitzen solange Gültigkeit, bis bautechnischen Maßnahmen am Radarsystem die Werte der Komponenten des Hebelarms beeinträchtigen.

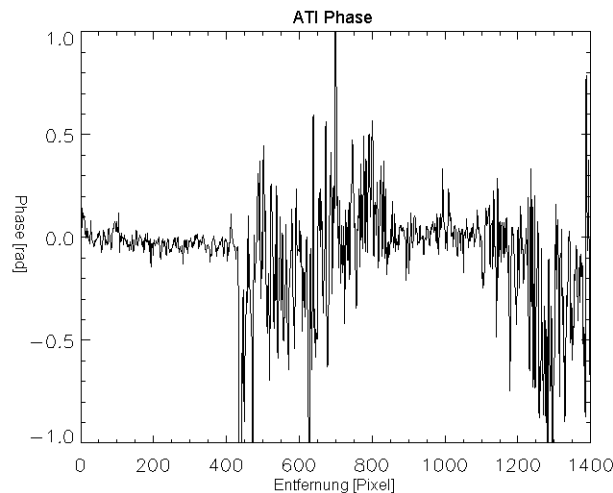


Abbildung 4-15: Korrigierte ATI Phase

4.3 Phasenanteil aufgrund des Hohlleiters

Ein Hohlleiter dient zur dämpfungsarmen Fortleitung hochfrequenter elektromagnetischer Dezimeter- oder Zentimeterwellen in axialer Richtung und kann bei einem InSAR System auf die interferometrische Phase einen wie folgt beschriebenen Einfluß haben. Der Anteil der Phase angesichts des sich im Radarsystem befindlichen Hohlleiters, der die Verbindung von den Antennen zu dem Radarsender und Radarempfänger darstellt, wirkt sich in Form eines konstanten Phasenversatzes aus, dessen Wert von der benutzten Sendefrequenz im verwendeten X-Band abhängt. Im Rahmen des Experiments bei Helgoland besitzen die Daten eine Bandbreite von 200 MHz, also 2 Kanäle mit je 100 MHz Bandbreite. Diese Kanäle senden mit 9,6 GHz und 9,7 GHz und differieren somit bei einer separaten Prozessierung in ihrer Wellenlänge. Werden die beiden Kanäle kombiniert, um die Entfernungsauflösung zu verbessern, wird mit einer mittleren Frequenz von 9,65 GHz gearbeitet. Zwecks einer besseren Veranschaulichung des durch die verschiedenen Frequenzen resultierenden Phasenanteils dient Abbildung 4-16, in der die Phasenprofile, welche sich bei allen Darstellungen jeweils an der selben Position befindet, dargestellt sind.

Bei Betrachtung der hier präsentierten Phasenverläufe erkennt man, daß sich diese ähneln, jedoch im Mittelwert differieren. Auch zeichnet sich bei einer genauen Untersuchung ab, daß in diesem Fall mit zunehmender Sendefrequenz der Phasenversatz nahezu linear abnimmt. Möglich wird diese Aussage aufgrund der im Phasenprofil enthaltenen Landzonen, die sich bei den Phasenprofilen von 9,6 GHz und 9,7 GHz in den Entfernungsbereichen von 70 Pixel bis 540 Pixel und 1050 Pixel bis 1300 Pixel befinden. In diesen Regionen besitzt die ATI Phase im Gegensatz zu den Gebieten, die sich über Wasser befinden, einen annähernd homogenen Verlauf.

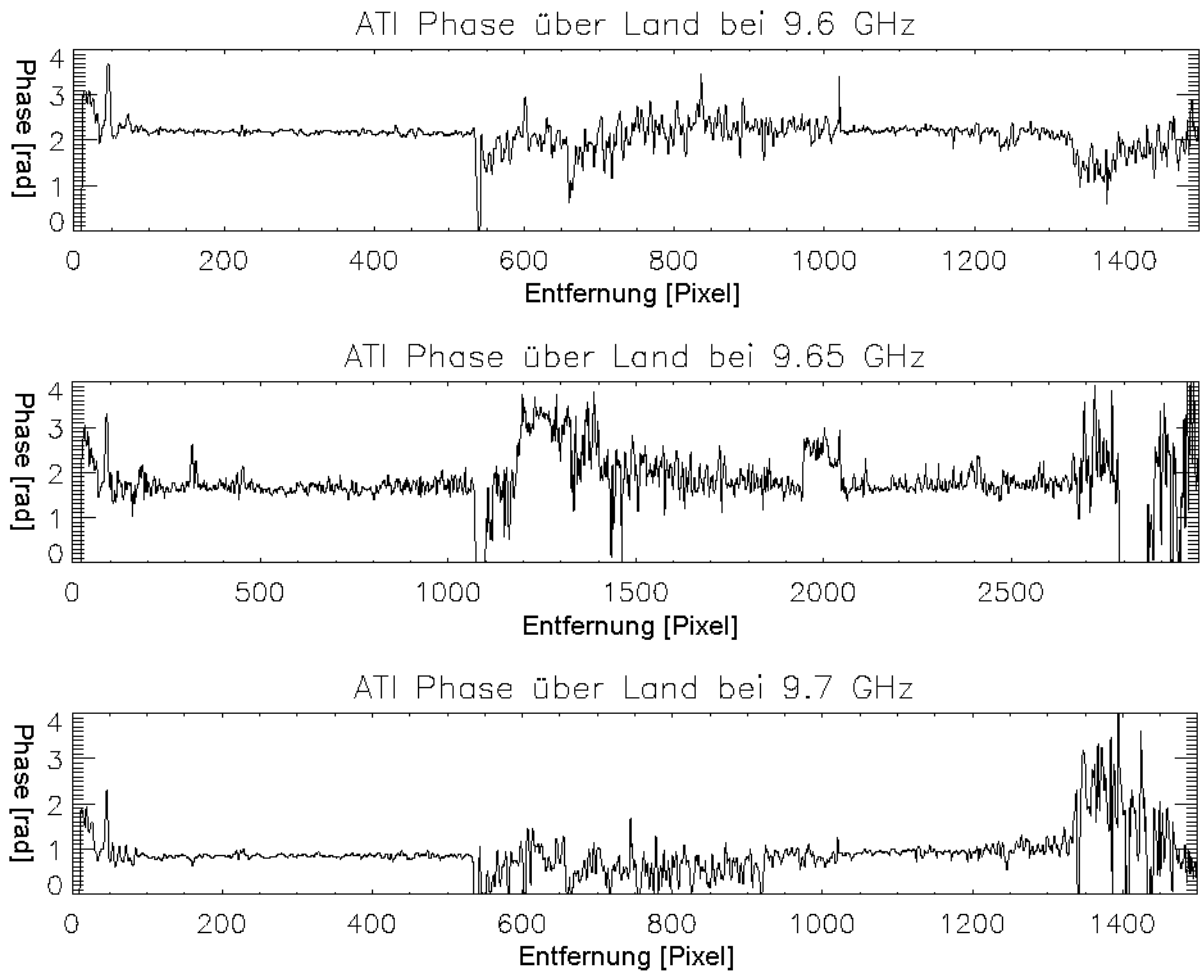


Abbildung 4-16: Phase bei verschiedenen Sendefrequenzen im X-Band

Bei dem Phasenprofil mit einer Radarfrequenz von 9,65 GHz liegen die Landregionen in den selben Bereichen wie bei den beiden anderen Abbildungen, nur daß hier die Pixelwerte, wegen der Abtastung und der damit verbundenen um den Faktor 2 besseren Entfernungsauflösung, dupliziert werden müssen. Die unterschiedlichen Phasenversätze weisen darauf hin, daß diese Fehlerquelle bezüglich der Phase eine nahezu lineare Eigenschaft besitzt, die sich auch angesichts des Ausbreitungsverhaltens des Radarsignals in einem Wellenleiter widerspiegelt und von der verwendeten Frequenz abhängig ist. Somit sind an dem existierenden Phasenversatz bei verschiedenen Radarfrequenzen maßgeblich die differierenden Wellenleiterlängen zu den beiden Antennen des Systems beteiligt. Zwecks einer besseren Vorstellung, wie die Hohlleiter beispielsweise in einem flugzeuggetragenen ATI Radarsystem angebracht sind, dient die schematische Abbildung 4-17, bei der im rechten Bild der Querschnitt und im linken Bild eine Seitenansicht zu sehen sind.

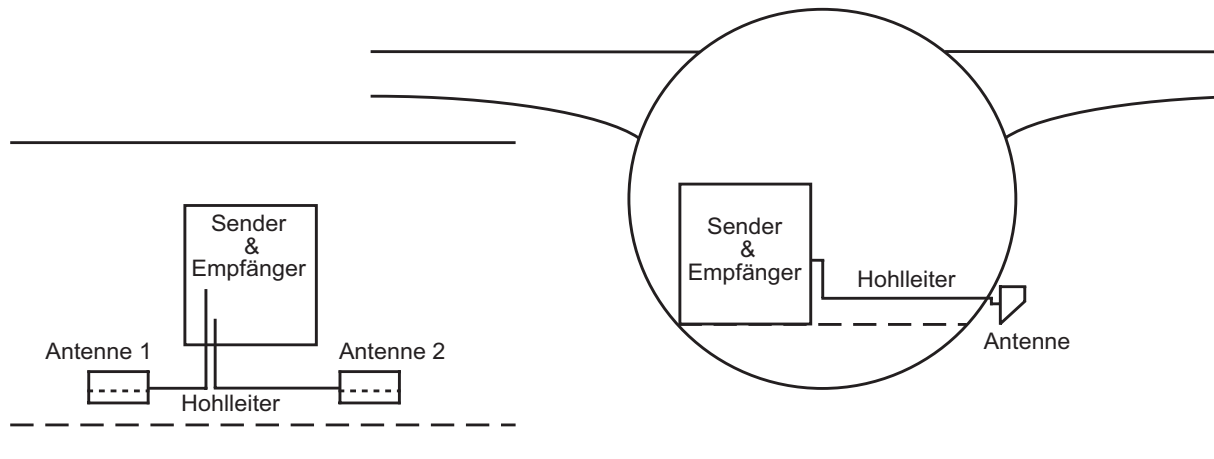


Abbildung 4-17: Schematischer Hohlleiterverlauf in einer flugzeuggestützten Radarträgerplattform

Häufig besteht nicht die Möglichkeit, beide Hohlleiter mit einer gleichen Länge auszustatten und sie parallel verlaufend in die Radarträgerplattform einzubauen, wodurch es bei der Messung der Hohlleiterlängen zu Ungenauigkeiten kommen kann. Zudem ist es nicht gewährleistet, daß die Schnittstellen der Radarhardware und der Wellenleiter symmetrisch angebracht sind, so daß sich die dadurch ergebende Längendifferenz primär wegen den Einbaubedingungen für die Installation der Radarhardware in das Flugzeug ergibt. Die Ausmaße der Hohlleiter des Send- und Empfangsmoduls besitzen, abgesehen von der Länge, die zugleich für die zusätzlich Phase verantwortlich ist, identische Werte.

Als ausschlaggebend stellt sich dabei die Hohlleiterdifferenz l_{diff} heraus, wie sie auch skizzenhaft inklusive Phasenverläufen in Abbildung 4-18 zu sehen ist, weil sich die durch den übrigen Teil der Hohlleiterlängen entstehende Phase bei der Interferogrammbildung selbst aufhebt. Zwecks einer besseren Vorstellung, wie sich dieser Phasenversatz ergibt, dient der rechte Teil des in Abbildung 4-18 figurierten Hohlleiters, in welchem der für den Phasenversatz verantwortliche Wellenverlauf des Radarsignals explizit in rot herausgehoben wird.

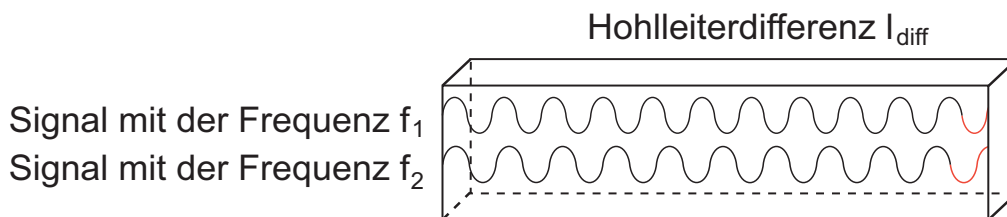


Abbildung 4-18: Verschiedene Phasenverläufe in der Längendifferenz der Hohlleiter

Um die Differenz der Hohlleiter zu determinieren, kann nachfolgende Gleichung herangezogen werden, bei der l_{ant1} und l_{ant2} die Gesamtlängen der Hohlleiter zu den jeweiligen Antennen darstellt.

$$l_{diff} = l_{ant1} - l_{ant2} \quad (4.14)$$

Es wird darauf hingewiesen, daß bei der Berechnung der Fehlphase, die sich durch die Wellenleiter ergibt, darauf geachtet werden muß, daß sich das Ausbreitungsverhalten einer Welle im Hohlleiter ändert. Die sich in einem solchen Medium ausbreitende Welle besitzt eine andere Wellenlänge λ_H , welche stets größer als die entsprechende Wellenlänge λ in Luft ist. Dies gilt aber nur bei Frequenzen, die oberhalb der Grenzfrequenz f_k , also im Bereich ausbreitungsfähigen Wellen, liegen. Dieser Grenzfrequenz entspricht der Grenz- oder kritischen Wellenlänge λ_k , für die

$$\lambda_k = \frac{c}{f_k} = 2 \cdot a \quad (4.15)$$

gilt, mit der Lichtgeschwindigkeit c und der Hohlleiterbreite a . Mit Hilfe der kritischen Wellenlänge kann nun die entsprechende Hohlleiterwellenlänge λ_H , mit der sich eine Welle in diesem Medium ausbreitet, anhand

$$\lambda_H = \frac{\lambda}{\sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{\lambda_k}\right)^2}} \quad (4.16)$$

berechnet werden. Mit

$$c = f \cdot \lambda \quad (4.17)$$

und Gleichung 4.15 modifiziert sich die Gleichung 4.16 zu folgendem Ausdruck:

$$\lambda_H = \frac{\lambda}{\sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f}\right)^2}} \quad (4.18)$$

Ebenso ist die Gruppengeschwindigkeit c_{ph} mit der sich die Phase entlang des Hohlleiters ausbreitet durch

$$c_{ph} = f \cdot \lambda_H \quad (4.19)$$

ermittelbar. Durch Umstellen von Gleichung 4.19 ergibt sich analog zu der Gleichung 4.16

$$\lambda_H = \frac{c_{Ph}}{f} = \frac{\lambda}{\sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{\lambda_k}\right)^2}}. \quad (4.20)$$

Löst man nach c_{Ph} auf, so zeigt sich

$$c_{Ph} = \frac{\lambda \cdot f}{\sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{\lambda_k}\right)^2}} \quad (4.21)$$

oder

$$c_{Ph} = \frac{c}{\sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{\lambda_k}\right)^2}} = \frac{c}{\sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f}\right)^2}}. \quad (4.22)$$

Weil es sich bei den Hohlleitern im SAR System um den gleichen Typ handelt, gilt nach umstellen der Gleichung 4.15 für die kritische Frequenz

$$f_{k1} = f_{k2} = f_k. \quad (4.23)$$

Zur Bestimmung des Phasenanteils, der auf den Hohlleiter zurückzuführen ist, werden zunächst die benötigten Durchlaufzeiten ∂t_1 der Wellen in den beiden Hohlleitern wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} \partial t_1 &= \frac{l_{ant1}}{c_{Ph1}} \\ \partial t_2 &= \frac{l_{ant2}}{c_{Ph2}} \end{aligned} \quad (4.24)$$

Für den einfachen Durchlauf erhält man somit für die Phase φ_1 des ersten Hohlleiters mit Gleichung 4.24

$$\varphi_1 = 2\pi f_1 \partial t_1 = 2\pi f_1 \frac{l_{ant1}}{c_{Ph1}} = 2\pi f_1 \frac{l_{ant1}}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f_1}\right)^2} = 2\pi \frac{l_{ant1}}{\lambda_1} \sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f_1}\right)^2} = 2\pi \frac{l_{ant1}}{\lambda_{H1}}. \quad (4.25)$$

Analog dazu gilt für die Phase φ_2 des zweiten Hohlleiters

$$\varphi_2 = 2\pi f_2 \partial t_2 = 2\pi f_2 \frac{l_{ant2}}{c_{Ph2}} = 2\pi f_2 \frac{l_{ant2}}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f_2}\right)^2} = 2\pi \frac{l_{ant2}}{\lambda_2} \sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f_2}\right)^2} = 2\pi \frac{l_{ant2}}{\lambda_{H2}}. \quad (4.26)$$

Aufgrund der Tatsache, daß es sich um die selbe Frequenz handelt ergibt sich

$$f_1 = f_2 = f \quad (4.27)$$

und somit

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \lambda_2 = \lambda \\ \lambda_{H1} &= \lambda_{H2} = \lambda_H \cdot \\ c_{Ph1} &= c_{Ph2} = c_{Ph} \end{aligned} \quad (4.28)$$

Bei Kenntnis von φ_1 und φ_2 kann aus ihnen die Phasendifferenz ermittelt werden, welche für den Phasenanteil φ_{fehl} aufgrund des Hohlleiters verantwortlich ist.

$$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2 = \frac{2\pi f}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{f_k}{f}\right)^2} [l_{ant1} - l_{ant2}] \quad (4.29)$$

mit Gleichung 4.22 modifiziert sich Gleichung 4.29 zu

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi f}{c_{Ph}} [l_{ant1} - l_{ant2}] = \frac{2\pi}{\lambda_H} l_{diff}. \quad (4.30)$$

Weil sich mit ändernder Frequenz des Radarsignals auch die Wellenlänge unterscheidet, kommt es vor, daß die durch die Hohlleiterdifferenz entstehende Fehlphase φ_{fehl} auch einen unterschiedlichen Beitrag besitzt, die mit nachfolgender Gleichung bestimmt werden kann:

$$\Phi_{fehl} = (2 \cdot \Delta\varphi) \text{MOD}(2\pi) \quad (4.31)$$

Der zusätzliche Faktor 2 resultiert dadurch, weil die propagierende Welle einmal beim Senden und dann wieder beim Empfangen, also insgesamt zweimal, den Weg der Hohlleiterdifferenz zurücklegt. Die Kenntnis dieser sich daraus ergebenden Fehlphase muß zwecks einer genau zu prozessierenden ATI Phase bekannt sein und ist auch aufgrund einer operationellen internen Phasenkalibrierung bei Daten wichtig, die mit mehreren Kanälen und somit unterschiedliche Frequenzen im X-Band akquiriert werden. Unter Berücksichtigung der genannten Fehlphase ist eine akkurate Determinierung der ATI Phase möglich, die nun nachfolgend bestimmt werden kann:

$$\varphi_{ATI} = \varphi - \varphi_{fehl} \quad (4.32)$$

Dieses bis hier beschriebene Verfahren zur Phasenkorrektur muß für jede prozessierte Frequenz eines Datensatzes durchgeführt werden, da man bei jeder Frequenz auf einen anderen Phasenanteil angesichts der Wellenlängendifferenz kommt. Interessant für eine operationell einsetzbare interne Phasenkalibrierung ist jedoch die Optimierung dieses Verfahrens, um für alle Frequenzen, die bei einer Datenakquisition angewendet werden, nur einen einzigen Wert für die Längendifferenz zu bekommen, dessen theoretische Ermittlung nachfolgend beschrieben wird. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf dem Hohlleiterwellenteil, der in Abbildung 4-19 rot dargestellt und mit l_{hl} bezeichnet ist.

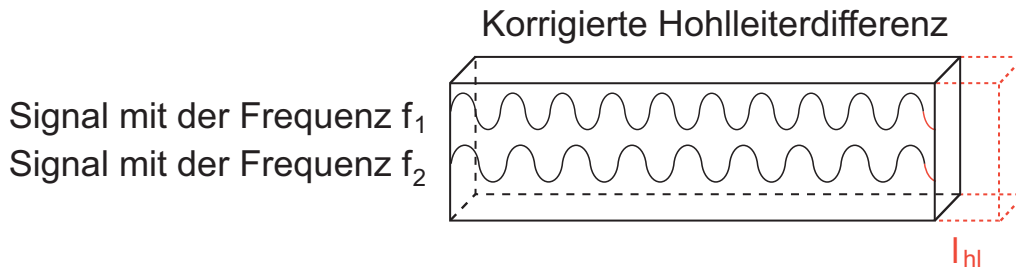


Abbildung 4-19: Korrigierte Hohlleiterdifferenz

Bei diesem Verfahren werden zunächst nur zwei der Kanäle betrachtet und prozessiert. Im Falle des EUROPAK-B Projekts wären es die Kanäle 1 mit 9,6 GHz und 2 mit 9,7 GHz. Existiert bei einem Vergleich der ATI Phasen ein Phasenversatz zwischen den Datensätzen, muß die komplette Längendifferenz zwischen den Hohlleitern korrigiert werden, weil diese von der vorhandenen Differenz beider ATI Phasen φ_{f_1} und φ_{f_2} der jeweiligen Kanäle abhängt. Dazu wird zunächst die Differenz

$$\Delta\varphi_{fehl} = \varphi_{f_1} - \varphi_{f_2} \quad (4.33)$$

der beiden Phasen bestimmt, die mit den einzelnen Fehlphasen

$$\varphi_{f_1} = \frac{2l_{hl}}{\lambda_{H1}} \cdot 2\pi \quad (4.34)$$

und

$$\varphi_{f_2} = \frac{2l_{hl}}{\lambda_{H2}} \cdot 2\pi, \quad (4.35)$$

mit den jeweiligen Hohlleiterwellenlängen λ_{H1} und λ_{H2} der Kanäle, in Verbindung steht. Damit ergibt sich für die Phasendifferenz aus Gleichung 4.33

$$\Delta\varphi_{\text{fehl}} = \frac{2l_{hl}}{\lambda_{H1}} \cdot 2\pi - \frac{2l_{hl}}{\lambda_{H2}} \cdot 2\pi. \quad (4.36)$$

Mit dieser Kenntnis und nach Umstellen der Gleichung 4.36 besteht die Möglichkeit, die korrigierte Hohlleiterlänge l_{hl} , wie nachfolgend beschrieben, zu bestimmen:

$$l_{hl} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\Delta\varphi_{\text{fehl}}}{2\pi} \cdot \frac{\lambda_{H2} \cdot \lambda_{H1}}{\lambda_{H2} - \lambda_{H1}} \quad (4.37)$$

In einem abschließenden Schritt werden die ATI Phasen beider Datensätze mit der neu bestimmten Hohlleiterdifferenz zwischen den beiden Antennen und der daraus resultierenden Hohlleiterphase, die sich nach Gleichung 4.34 und Gleichung 4.35 ergibt, nach Gleichung 4.32 mit $\varphi_{\text{fehl}} = \varphi_{f1}$ und $\varphi_{\text{fehl}} = \varphi_{f2}$ korrigiert.

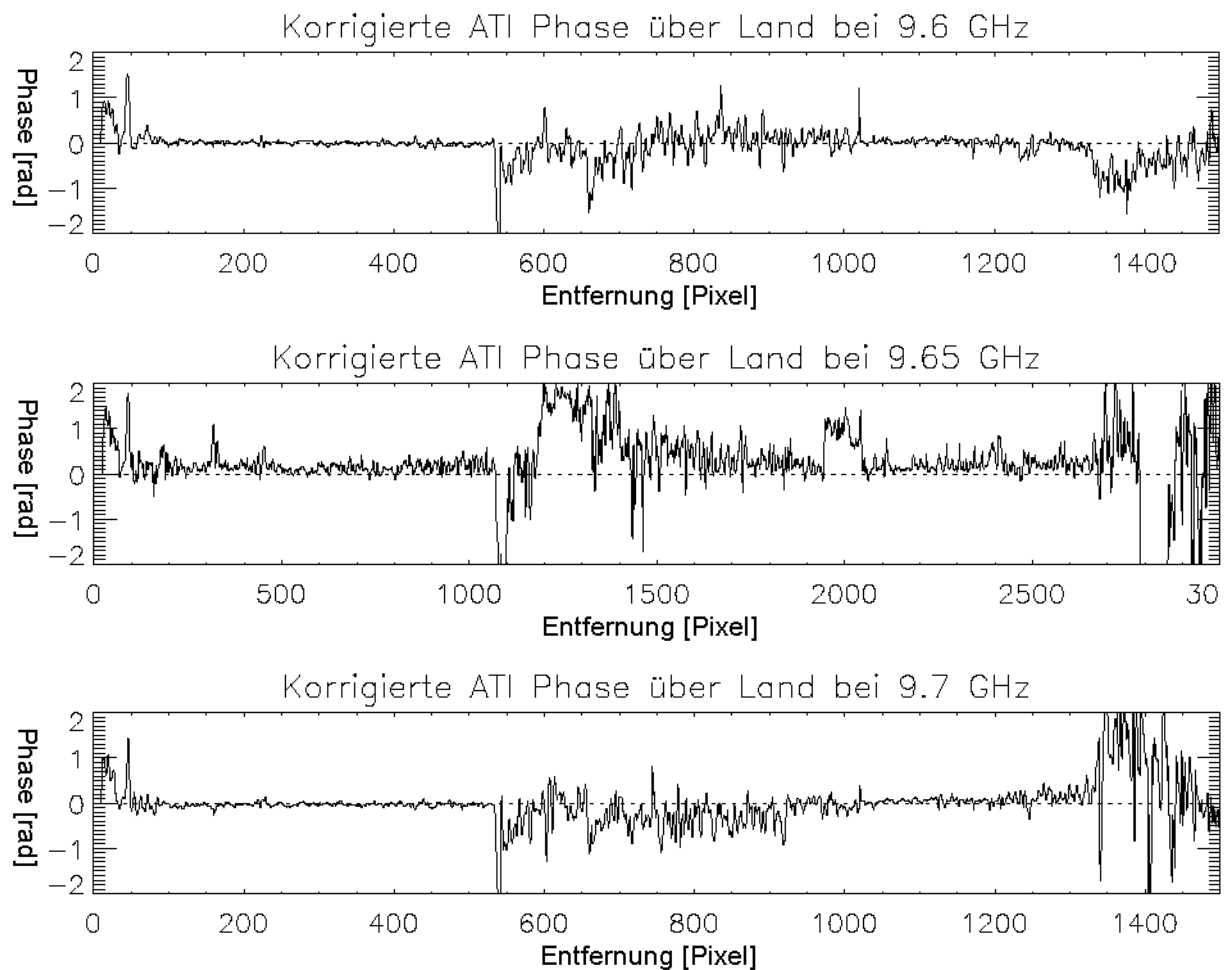


Abbildung 4-20: Korrigierte Phase

Dieses hier erläuterte Verfahren zur Berichtigung der ATI Phase funktioniert nicht nur bei den Radarfrequenzen, die bei der Determination der korrigierten Hohlleiterdifferenz l_{hl} zur An-

wendungen kommen, sondern ebenfalls bei anderen, wie es auch Abbildung 4-20 mit 9,65 GHz zu erkennen ist.

4.4 Korrektur von Fehlern aufgrund der Auflösung von Phasemehrdeutigkeiten

Obwohl das ATI Radarsystem im Falle des EURoPAK-B Projektes so ausgelegt wurde, daß alle Meeresoberflächenströmungen ohne Phasenambiguitäten im 2π -Bereich abgedeckt werden, muß das Verfahren zur Auflösung von Phasemehrdeutigkeiten bei den ATI Daten angewendet werden. Ursache hierfür sind an der Meeresoberfläche herrschende Gegebenheiten, wie beispielsweise brechende Wellen, die einen gemessenen Phasenwert besitzen, der außerhalb des 2π -Bereiches liegen kann und somit eine Auflösung der Phasemehrdeutigkeit benötigt. Diese ATI Phasenwerte gilt es so genau wie möglich zu determinieren, um die Fehlerfortpflanzung sowohl im Laufe der weiteren Verarbeitung, wie beispielsweise Interpolation und Geokodierung, als auch bei der Interpretation der ATI Daten zu verhindern. Zudem kommt es bei der Auflösung von Phasemehrdeutigkeiten in den Bereichen, in denen eine geringe Kohärenz vorhanden ist, zu Fehlern, die sich in Form von Sprüngen im ATI Phasenbild um 2π bemerkbar machen. Diese gilt es unter der Berücksichtigung der oben genannten Bedingung in das vorgegebene 2π -Intervall zu konvertieren. Aus diesem Grund wurde ein Verfahren realisiert, welches sich in zwei Teile, die Grobkorrektur und die Feinkorrektur, unterteilen läßt.

Dieses hier zunächst beschriebene Verfahren zur Grobkorrektur von Fehlern aufgrund der Auflösung von Phasemehrdeutigkeiten besitzt Operatoren, die aus der digitalen Bildverarbeitung stammen und bezüglich der InSAR Verarbeitung geringfügig modifiziert werden müssen. Diese Operatoren besitzen ihren Ursprung in der mathematischen Morphologie und müssen zwecks eines stabil arbeitenden Algorithmus in geeigneter Weise kombiniert werden. Nachfolgend wird das Verfahren und die dafür benötigten Operatoren, die Dilatation und die Erosion, kurz erläutert, die sowohl bei Binärbildern als auch bei Grauwertbildern angewendet werden können. Allerdings kommt hier nur der Fall des Binärbildes, der auch im Algorithmus zur Beseitigung der Fehler durch das Auflösen von Mehrdeutigkeiten zur Geltung kommt, zur Berücksichtigung. Anschließend erfolgt die Erläuterung bezüglich der Feinkorrektur, die nach der Grobkorrektur eingesetzt wird. Hierbei liegt die Basis bei den statistischen Eigenschaften der ATI Phase.

4.4.1 Dilatation und Erosion

Das Gebiet der mathematischen Morphologie beinhaltet eine Anzahl von wichtigen bildverarbeitenden Operationen, wie beispielsweise die Dilatation und die Erosion, mit denen ein Bild in eine aufschlußreichere Form überführt werden kann. Alle morphologischen Operationen benötigen, damit sie ausführbar sind, zwei Angaben. Eine davon ist das Eingabebild, welches im Falle der Korrektur von Fehlern aufgrund der Auflösung von Phasemehrdeutigkeiten ein Bi-

närbild ist. Hinzu kommt noch das strukturierende Element, das in der Literatur auch als Maske bezeichnet wird und die genaue Wirkung der jeweiligen Operation mit einem Bild bestimmt.

Das strukturierende Element besteht aus einer Form, bei der eine Anzahl getrennter Pixel durch Ortskoordinaten spezifiziert wird. Diese Pixel wiederum stehen mit dem Bezugspunkt, der im Element enthaltenen ist, in Verbindung. Normalerweise werden kartesische Koordinaten verwendet, so daß das Element als ein kleines Bild mit einem rechteckigen Gitter dargestellt werden kann, welches bei vielen Verarbeitungsverfahren durchaus von Vorteil ist. Nachfolgende Abbildung 4-21 zeigt ein Beispiel eines strukturierenden Elementes der Größe 3×3 .

1	1	1
1	1	1
1	1	1

Abbildung 4-21: Strukturierendes Element der Größe 3×3

Zur besseren visuellen Darstellung ist der Bezugspunkt im Beispiel grau unterlegt. Bei den vielen unterschiedlichen Typen von strukturierenden Elementen, die verschiedene Größen besitzen können, beispielsweise 5×5 oder auch 7×7 , befindet sich der Bezugspunkt meistens in der Mitte, kann aber auch irgendwo dezentral liegen. Die Elemente, die in eine 3×3 -Maske passen und den Bezugspunkt im Zentrum haben, sind die am häufigsten verwendeten Typen. Jedem Rasterflächenstück, das sich im Element befindet, kann ein Binärwert zugeordnet werden. Bei der Erosion haben die Pixel nur einen einzigen Wert, der vorwiegend durch die 1 festgesetzt wird. Es ist jedoch anzumerken, obwohl man ein strukturierendes Element mit einem rechteckigen Gitter darstellen kann, dies nicht bedeutet, daß jedes Rasterflächenstück des Gitters ein Teil des Elements ist. Es durchaus möglich, daß das strukturierende Element ein paar Leerstellen enthält, die manchmal in der Literatur auch mit dem Wert 0 belegt werden.

Bei der morphologischen Operation wird der Bezugspunkt des strukturierenden Elements nacheinander auf jedes Rasterflächenstück im Bild gelegt und jeder Wert des strukturierenden Elements mit dem darunterliegenden Grauwert des Bildes verglichen. Erfüllen beide Pixel die Bedingungen, die durch die morphologische Operation vorgegeben werden, so wird der Grauwert, der sich unter dem Bezugspunkt des strukturierenden Elements befindet, auf einen vordefinierten Wert gesetzt. Dabei hängt die Art des Vergleichs und das daraus resultierende Bild davon ab, welche Operation gewählt wird.

Bevor nun näher auf die Dilatation und Erosion eingegangen wird, erfolgt eine kurze Erläuterung der mengentheoretischen Operationen. In der klassischen Signalverarbeitung wird ein Bild als Funktion s zweier Variablen n_1 und n_2 beschrieben. Die Angabe der Menge A der Ko-

ordinaten aller weißen Pixel in einem Binärbild stellt eine vollständige Beschreibung des Bildes dar:

$$A = \{(n_1, n_2) | s(n_1, n_2) = 1\} \quad (4.38)$$

Die Translation ist eine Verschiebung im Raum, wobei einzelne Komponenten des Translationsvektors auf den Ausgangsvektor aufaddiert werden. Die Translation einer Menge A mit den Elementen $a = (a_1, a_2, \dots, a_n)$ durch den Vektor $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ wird mit $(A)_x$ bezeichnet und ist definiert zu

$$(A)_x = \{y | y = a + x, a \in A\}. \quad (4.39)$$

Der Translationsvektor ist hierbei der Verbindungsvektor des Ursprungs A nach Y .

Die Dilatation ist neben der Erosion eine der Grundoperatoren der mathematischen Morphologie. Wendet man die Dilatation beispielsweise bei Binärbildern an, die eine Teilmenge des zweidimensionalen euklidischen Raums¹ ϵ^2 darstellen, ist der Grundeffekt dieser Operation, daß sich die Grenzen der Regionen des Vordergrundes ausdehnen, während die Regionen des Hintergrundes innerhalb des Segmentes kleiner werden. Es sei darauf hingewiesen, daß der Vordergrund bei der weiteren Betrachtung in einem Binärbild weiß, also einen Wert von 1, und der Hintergrund schwarz ist, demnach einen Wert von 0 besitzt.

Um die Dilatation durchführen zu können, sind im allgemeinen zwei Mengen A und S nötig, die über die Vektoraddition verknüpft werden. Sie ist die Vereinigungsmenge aller der Punkte, die man durch Kombination aller möglichen Vektorsummen der Elemente A und S bilden kann. Dabei beschreibt die Menge A das zu dilatierende Bild und die Menge S das strukturierende Element, welches im Verhältnis zum Bild klein ist. Die Dilatation wird dann mit $A \oplus S$ bezeichnet und ist bei einem Binärbild definiert als

$$A \oplus S = \{y \in \epsilon^2 | y = a + s, a \in A, s \in S\}, \quad (4.40)$$

mit a und s als den Elementen der Mengen A und S der Ausgangsmenge Y .

Das strukturierende Element bestimmt die Wirkung der Dilatation auf das Eingabebild und erzeugt für jeden Punkt des strukturierenden Elements eine verschobene Version des Originals. Das daraus resultierende Ergebnis ist die Vereinigungsmenge der Kopien, weshalb sich die Dilatation auch als

-
1. Raum in dem die Gesetze der euklidischen Geometrie gelten. Ein solcher Raum heißt nicht gekrümmt. Gesetze der euklidischen Geometrie:
 - Die Winkelsumme im Dreieck ist 180° .
 - In einem Kreis gilt $u/d = 3,14159$.
 - Parallele Geraden schneiden einander nicht.

$$A \oplus S = \bigcup_{s \in S} (A)_s \quad (4.41)$$

wiedergeben läßt.

Zur besseren Veranschaulichung wird die Dilatation an einem kleinen Beispiel exemplarisch verdeutlicht. Es wird vorausgesetzt, daß das strukturierende Element eine 3x3-Maske ist, dessen Bezugspunkt sich im Zentrum befindet - siehe auch Abbildung 4-21. Als zu dilatierendes Bild liegt ein Binärbild vor, dessen Pixel alle nacheinander betrachtet werden. Das strukturierende Element wird so auf das Binärbild gelegt, daß die Position des Bezugspunktes mit der Position des zu bearbeitenden Pixels übereinstimmt. Daraufhin wird das Maximum aller vom strukturierenden Element erfaßten Binärwerte gesucht und dem zu bearbeitenden Pixel zugewiesen. Bei dem hier verwendeten strukturierenden Element werden bei der Dilatation alle Pixel mit dem Wert 0, deren Nachbapixel den Wert 1 haben, ebenfalls auf den Wert 1 gesetzt. Dabei wachsen die weißen Regionen, weil im Bild nur solche Pixel den Wert verändern, die am Rand von weißen Regionen liegen. Abbildung 4-22 zeigt ein Beispiel.

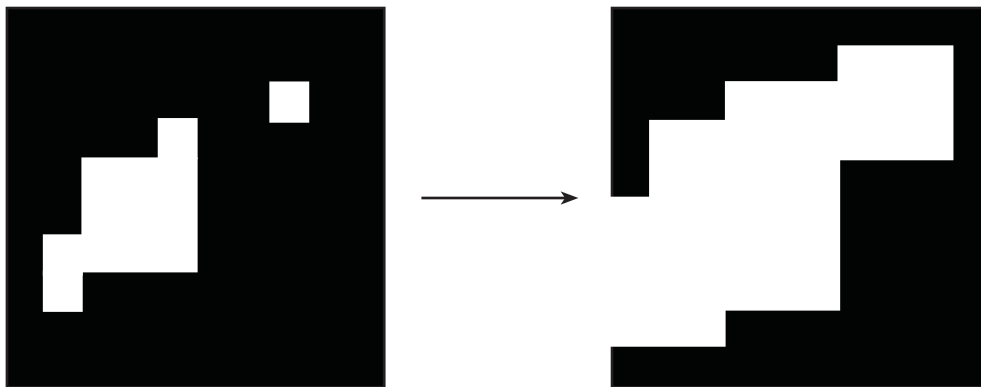


Abbildung 4-22: Wirkungsweise der Dilatation mit einem 3x3 strukturierenden Element

Die zur Dilatation duale morphologische Operation ist die Erosion, die zwei Mengen über die Vektorsubtraktion einzelner Elemente verknüpft. Wendet man sie bei Binärbildern an, verschwinden die Ränder der Vordergrundbereiche, was eine Reduzierung dieser Regionen und somit eine Expansion des Hintergrundes zur Folge hat. Sie kann mit $A \otimes S$ beschrieben werden und ist bei einem Binärbild definiert als

$$A \otimes S = \{y \in \mathcal{E}^2 \mid y = a - s, \exists a \in A, \forall s \in S\}.^1 \quad (4.42)$$

Weil das resultierende Ergebnis eine Schnittmenge der Kopien ist, läßt sich die Erosion analog zur Dilatation durch

1. $\forall a$: „für jedes a “, $\exists a$: „es gibt ein a “

$$A \otimes S = \bigcap_{s \in S} (A)_{-s} \quad (4.43)$$

darstellen [16].

Anschaulich gesprochen enthält das Ergebnis der Erosion alle die Bezugspunkte der Stellen, an denen das strukturierende Element in das Bild „paßt“, während alle anderen Punkte gelöscht werden.

Anhand eines kleinen Beispiels soll nun die Funktion der Erosion erläutert werden, bei dem ein strukturierendes Element der Größe 3x3 mit dem Bezugspunkt im Zentrum zum Einsatz kommt. Als zu erodierendes Bild soll ein Binärbild dienen, wobei wiederum alle Pixel des Bildes nacheinander betrachtet werden. Das strukturierende Element wird so auf das Bild gelegt, daß die Position des Bezugspunktes mit der Position des jeweiligen zu betrachtenden Pixels übereinstimmt. Dann wird von allen Binärwerten des Bildes, die vom Element erfaßt werden, das Minimum bestimmt. Existiert in diesem Fall ein Minimum mit dem Wert 0, so wird der Grauwert des zu bearbeitenden Pixels ebenfalls auf den Wert 0 gesetzt. Haben allerdings alle erfaßten Pixel den Wert 1, so ändert sich der Wert des zu bearbeitenden Pixels nicht, sondern bleibt beim Grauwert 1. Die Auswirkung der Erosion mit einem 3x3 strukturierenden Element ist an Abbildung 2-3 dargestellt:

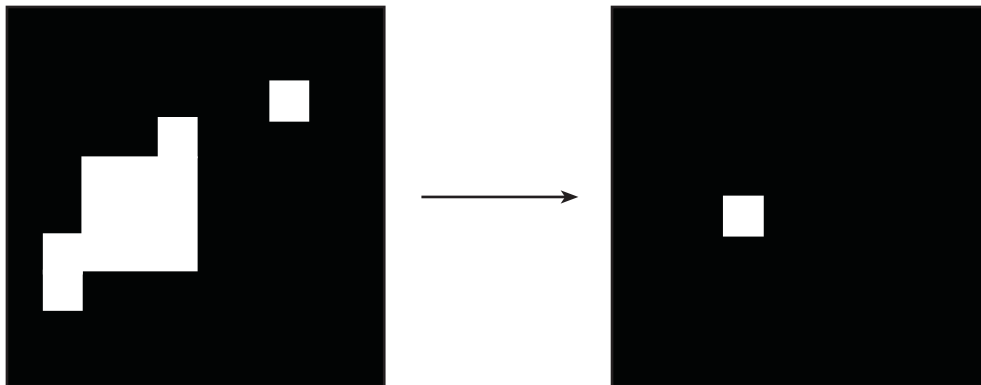


Abbildung 4-23: Wirkungsweise der Erosion mit einem 3×3 strukturierenden Element

Bei dem im Beispiel verwendeten strukturierenden Element werden alle Vordergrundpixel auf den Wert 0 gesetzt, die nicht vollständig von anderen Vordergrundpixeln umgeben sind. Solche Pixel befinden sich am Rand von weißen Gebieten. Dies ist die Ursache dafür, daß sich die schwarzen Flächen vergrößern, während sich die weißen Regionen verkleinern.

Eine weitere Illustrierung dieser Operatoren, die gleichzeitig Hauptbestandteil des Verfahrens zur Beseitigung von Fehlern aufgrund des Aufhebens von Phasenmehrdeutigkeiten sind, kann im nachfolgenden Kapitel nachgelesen werden.

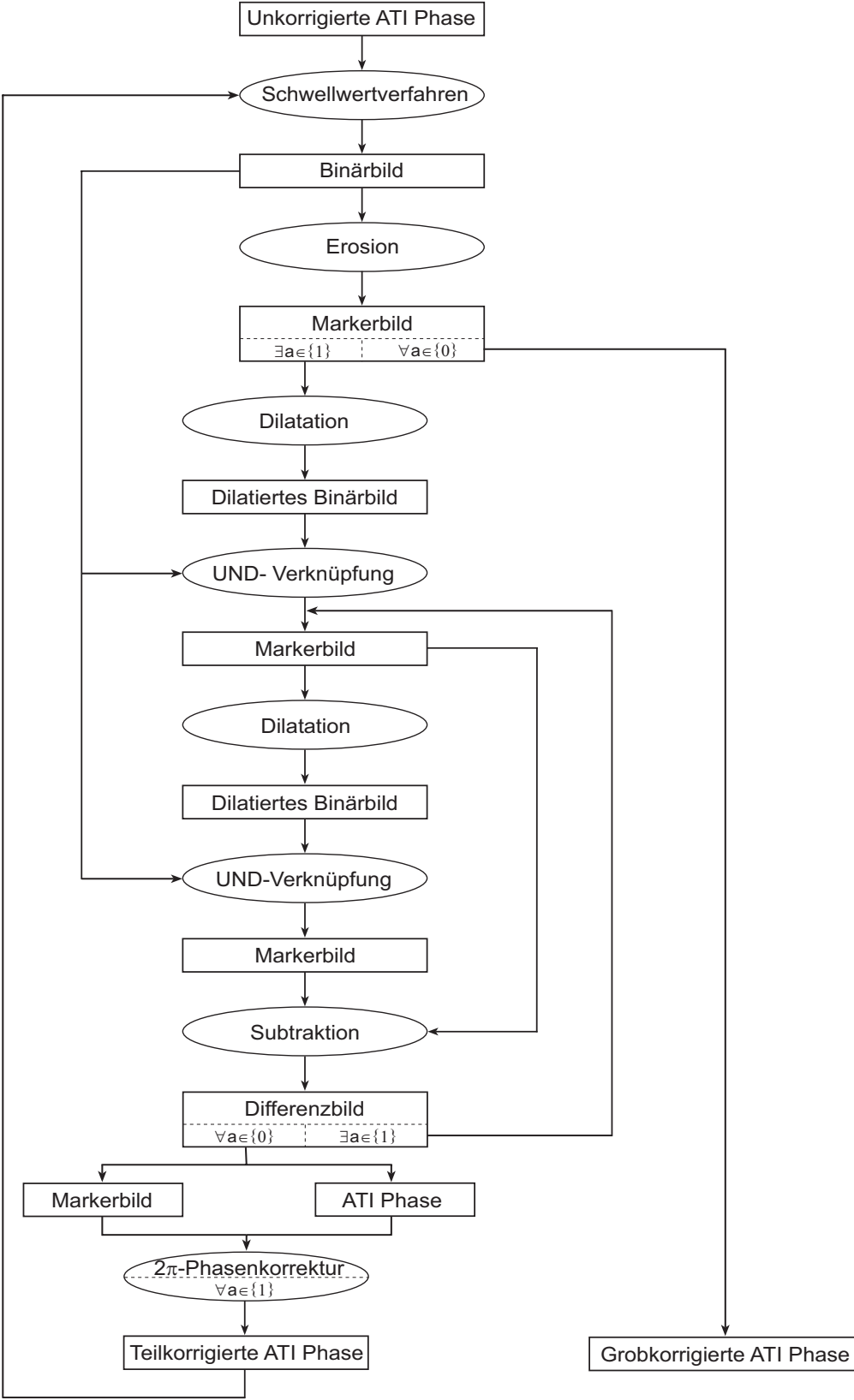


Abbildung 4-24: Flußdiagramm des Verfahrens zu Grobkorrektur

4.4.2 Grobkorrektur von Phasenaufhebungsfehlern

Aufgrund verschiedener ozeanographischer Phänomene ist es möglich, daß die gemessene ATI Phase auch außerhalb des 2π -Intervalls liegen kann, obwohl das ATI InSAR System im EURoPAK-B Falle so konfiguriert wurde, daß die Hauptbewegungen an der Meeresoberfläche durch ein 2π -Intervall abgedeckt werden. Infolgedessen wird ein Verfahren zur Behebung von Phasenambiguitäten angewendet und dadurch auftretende Fehler mittels einem neu entwickelten Algorithmus, dessen Flußdiagramm in Abbildung 4-24 illustriert ist, behoben.

Es wird darauf hingewiesen, daß hier alle Binärbilder als Menge A gesehen werden, für die

$$\forall a(a \in A \leftrightarrow a \in \{0;1\})^1, \tag{4.44}$$

mit den in Kapitel 4.4.1 gegebenen Zuständen, gilt.

Zwecks einer Erläuterungshilfe dieses hier vorgestellten Algorithmus, dient nachfolgendes Beispiel, bei dem dieses Verfahren zur Anwendung kommt. Es handelt sich dabei um die ATI Phase, die bereits dem Verfahren zur Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten unterzogen wurde und in Abbildung 4-25 dargestellt ist, aus dem ersten EURoPAK-B Experiment und beinhaltet einen kleinen Bereich des Helgoländer Unterwasserriffs.

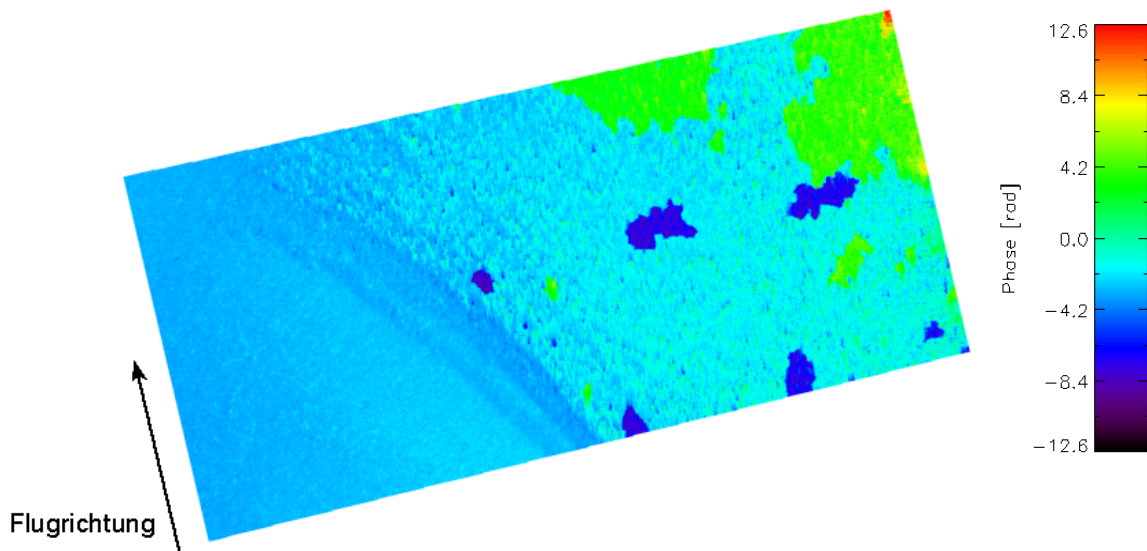


Abbildung 4-25: ATI Phase inklusive Fehler infolge der Auflösung von Phasenambiguitäten

Zur Determinierung der ATI Phasenregionen, die sich angesichts der Fehler bezüglich der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten ergeben, wird zunächst ein Schwellwertverfahren angewendet, dessen Schwellwert sich einmal bei $-\pi$ befindet und nachdem alle Fehler behoben worden sind, deren Werte kleiner als $-\pi$ waren, auf π gesetzt wird. Diese Schwellwerte ergeben

1. $A \leftrightarrow B$: Menge A ist äquivalent zur Menge B

sich aufgrund der Tatsache, daß sich die Hauptströmungen auf der Meeresoberfläche auf ein 2π Intervall abbilden lassen.

Zunächst wird das ATI Phasenbild mit Hilfe des Schwellwertes, der sich im weiteren Verlauf der Erläuterung dieses Verfahrens zunächst bei dem Wert $-\pi$ befindet, zu einem Binärbild der Menge A modifiziert. Demnach wird jedes Pixel, dessen Phasenwert kleiner als $-\pi$ ist, auf den Binärwert 1 gesetzt, während den übrigen Pixeln der Binärwert 0 zugeteilt wird. In Abbildung 4-26 ist ein solches ATI Phasenbild illustriert, nachdem es dem Schwellwertverfahren unterzogen wurde.

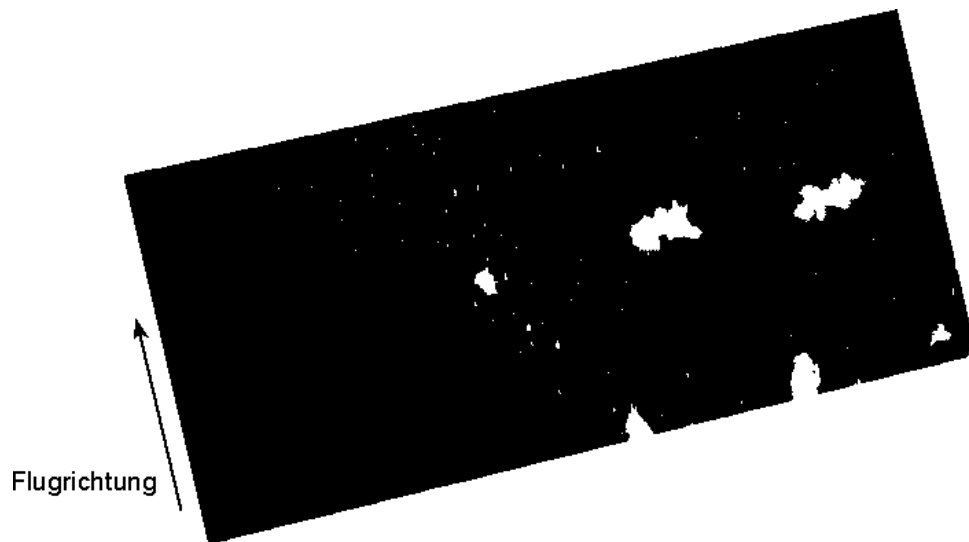


Abbildung 4-26: Binärbild der ATI Phase bei einem Schwellwert von $-\pi$

Bei einer genauen Betrachtung von Abbildung 4-26 ist deutlich zu erkennen, daß sich kleine weiße Regionen, die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auf ozeanographische Eigenschaften zurückzuführen sind und nicht korrigiert werden dürfen, und signifikant große Gebiete, die auf zu behebbende 2π -Sprünge deuten, herauskristallisieren. Um die Grobkorrektur durchzuführen, müssen die Menge A und die Menge C einer Markierung gegeben sein, die sich als Teilmenge von A , also $C \subseteq A$, ergibt. Die Markierung gibt dem Verfahren an, welche im Binärbild A enthalten Objekte gelöscht beziehungsweise beibehalten werden sollen. Die Bereiche, die um 2π zu korrigieren sind, werden durch die Menge C , welche auch als Markerbild bezeichnet wird, gekennzeichnet. Demnach muß das Verfahren intern unterscheiden, ob es sich um einen zu korrigierenden 2π -Sprung handelt oder nicht. Hier können zur Differenzierung die jeweiligen Auftretswahrscheinlichkeiten herangezogen werden, die besagen, daß kleine Regionen mit 2π -Sprüngen primär auf ozeanographische Phänomene zurückzuführen sind, während die großen Regionen auf Fehler der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten schließen lassen. Zur Realisierung kann ein relativ einfache Filterung in Form einer morphologischen Erosion, nach Gleichung 4.41, durchgeführt werden, bei der die Wirkung der Filterung durch die Größe des strukturierenden Elements S definiert wird. Das so gefilterte Bild, welches dem Markerbild C entspricht, kennzeichnet mit dem Binärwert 1 die Regionen angesichts der Fehler bezüglich der

Auflösung von Phasenambiguitäten. Weil sich jedoch die interessierenden Regionen wegen der Filterung im Markerbild im Vergleich zum Binärbild A in ihrer Form und Größe verändert haben, gilt es die verbleibenden Regionen im Markerbild denen im Binärbild wieder anzupassen, also zu rekonstruieren. Dazu dient das in Abbildung 4-27 an einem einfachen Beispiel illustrierte Verfahren, welches ebenfalls im Flußdiagramm von Abbildung 4-24 enthalten ist.

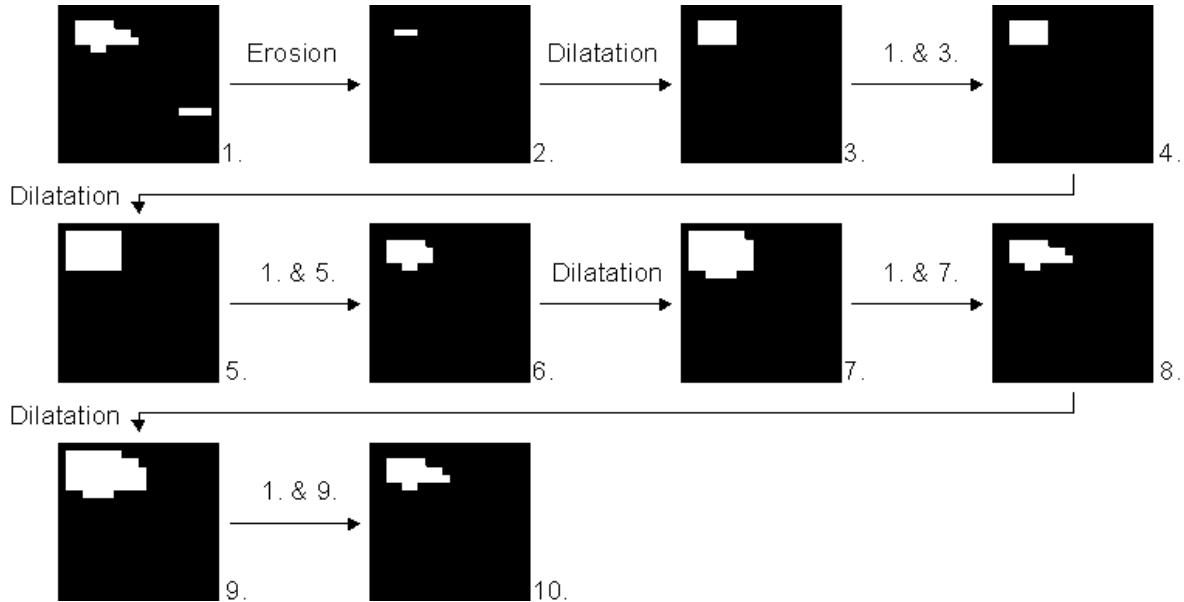


Abbildung 4-27: Verfahren zur Grobkorrektur von 2π -Sprüngen

Der Ausgangspunkt besteht in der Menge A , die in dem Beispiel mit der ATI Phase auch in Abbildung 4-26 zu sehen ist und in Abbildung 4-27 schematisch dem 1. Bild entsprechen soll. Nach der Filterung, die mittels einer Erosion durchgeführt wird, resultiert das Markerbild C , welches die zu rekonstruierenden Regionen kennzeichnet und im Beispiel aus Abbildung 4-27 dem 2. Bild entspricht. Zur Wiederherstellung der zu ermittelnden Regionen dient in einem ersten Schritt die Dilatation, bei dem das strukturierende Element S ebenfalls die Wirkung dieses morphologischen Operators bestimmt und im Falle der EURoPAK-B Experimente eine Größe von 3×3 Pixel besitzt, siehe 3. Bild, gefolgt von einer logischen UND-Verknüpfung mit der Menge A . Das bis zu diesem Punkt erhaltene Ergebnis illustriert das 4. Bild und stellt das modifizierte Markerbild C' dar. Um nun alle interessierenden Regionen von A , deren Schnittmenge mit C nicht leer ist, zu rekonstruieren, werden die beiden letztgenannten Operatoren so lange angewendet bis Stabilität erreicht ist. Das bedeutet, daß das modifizierte Markerbild C' mit dem zu modifizierenden Markerbild C identisch ist und

$$\forall c(c \in C \leftrightarrow c \in C') \tag{4.45}$$

gilt, wobei c die Elemente der Menge C darstellt. In dem Beispiel aus Abbildung 4-27 entsprechen diese Bilder dem 8. und 10. Bild. Betrachtet man nun das Resultat des bis hier beschriebenen

nen Verfahrens anhand des Beispiels von Abbildung 4-26, welches auf einer realen ATI Phase basiert, so ergibt sich nachfolgendes rekonstruiertes Binärbild.

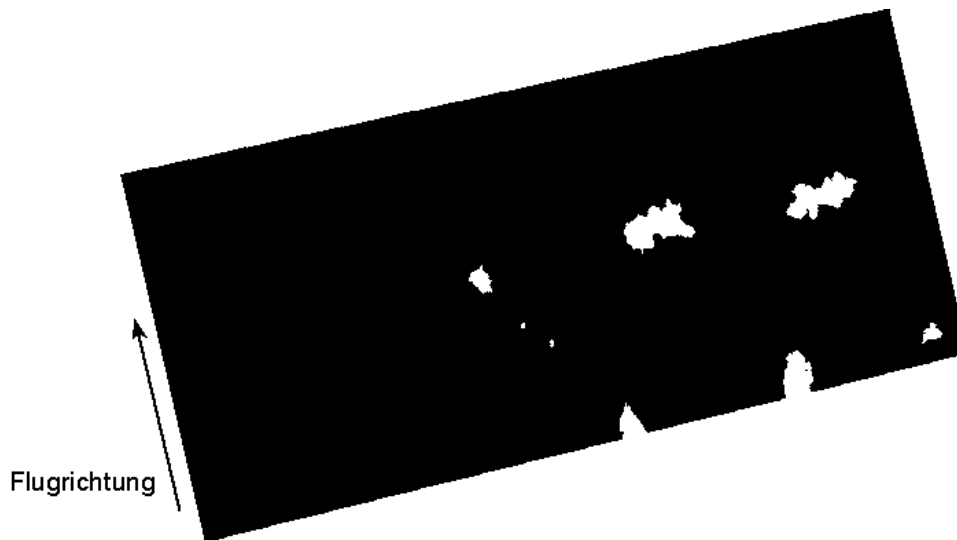


Abbildung 4-28: Binärbild mit lokalisierten Fehlern infolge der Auflösung von Phasenambiguitäten

Im Binärbild, welches Abbildung 4-28 repräsentiert, sind im Vergleich zum Binärbild aus Abbildung 4-26 die kleinen weißen Regionen eliminiert, die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auf ozeanographische Phänomene zurückzuführen sind. Dahingegen sind die großen weißen Regionen übriggeblieben, die das hier erläuterte Verfahren als Fehler angesichts der Auflösung von Phasenambiguitäten identifiziert hat. Die Pixel dieser Regionen gilt es nun zu lokalisieren, damit die Phasen im ATI Phasenbild an diesen Positionen um 2π heraufgesetzt werden können. Nachdem dieser Schritt ausgeführt wurde, wird aus dem teilkorrigierten ATI Phasenbild mittels dem Schwellwertverfahren, dessen Wert sich nicht verändert hat und in diesem Beispiel $-\pi$ besitzt, und der anschließenden Filterung mittels der morphologischen Erosion ein neues Markerbild der Menge C gebildet. Gilt $\forall c \in \{0\}$, kann das Verfahren für den Schwellwert von $-\pi$ beendet und ein neuer Schwellwert mit dem Wert π definiert werden, bei dem der Algorithmus wieder von vorne beginnt, bis wiederum für alle Elemente des neu gebildeten Markerbildes $\forall c \in \{0\}$ gilt. In der Abbildung 4-29 ist die korrigierte ATI Phase aus Abbildung 4-25 illustriert.

Weil es je nach Qualität der ATI Daten durchaus vorkommen kann, daß sich in der Phase nach dem Durchlaufen von diesem Algorithmus noch weitere Fehler aufgrund der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten befinden, kann ein weiteres Verfahren zu Feinkorrektur, welches im nachfolgenden Kapitel genauer erläutert wird, hinzugezogen werden.

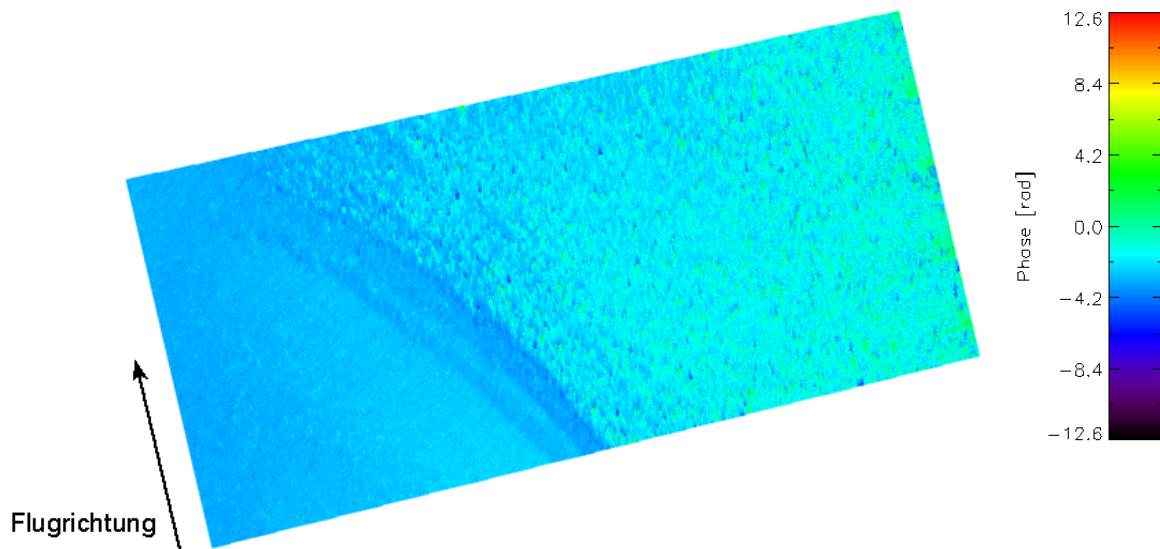


Abbildung 4-29: Grobkorrigiertes ATI Phasenbild

Es ist zu beachten, daß die erfolgreiche Anwendung dieses hier demonstrierten Verfahrens nur bei Daten eines ATI Systems gewährleistet ist, bei denen sich der Hauptanteil der ATI Phase, die mit der zu messenden Geschwindigkeit in Wechselwirkung steht, im 2π -Bereich befindet. Ebenso ist bei Daten Vorsicht geboten, die mittels einer kombinierten ATI und XTI Basislinie akquiriert werden, so daß in der Phase sowohl die Geschwindigkeit als auch die zu messende Höhe enthalten ist. Ist die zu messende Höhendynamik der Topographie nicht mehr im 2π -Bereich abbildbar, kann die Auflösung von Mehrdeutigkeiten in der Phase mittels dem hier dargestellten Verfahren wieder rückgängig gemacht werden. In der Abbildung 4-30 ist ein solcher Fall dargestellt.

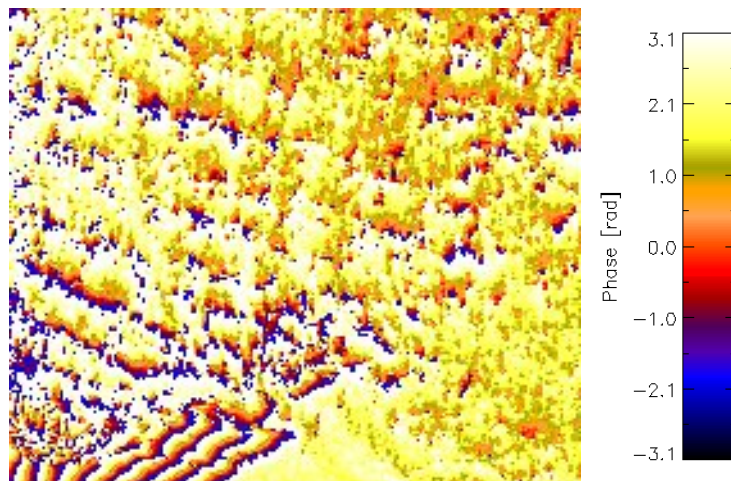


Abbildung 4-30: XTI/ATI Phase mit Wasser- und Landregionen

Das in Abbildung 4-30 anhand der XTI/ATI Phase dargestellte Gebiet wurde in Küstennähe detektiert, bei der die Höhendynamik der Küstenlandschaft aufgrund der dort räumlich variie-

renden Bedingungen zwischen 0 m und 170 m stark variiert und die XTI/ATI Phase somit außerhalb des Bereiches von $-\pi$ bis π liegt. Diese ist auch für die Fringes in der linken unteren Ecke der abgelenkten Phase verantwortlich, deren Auflösung der Phasenmehrdeutigkeiten aufgrund dieses Verfahrens wieder rückgängig gemacht wird und dadurch in diesem Bereich wieder die Phase aufgrund des Interferometers besitzt, während der übrige Bereich des Phasenbildes einer erfolgreichen Grobkorrektur unterzogen wurde.

4.4.3 Feinkorrektur von Phasenauflösungsfehlern

Im Gegensatz zu der Grobkorrekturmethode, die morphologische Operatoren aus der digitalen Bildverarbeitung anwendet, kommen hier die statistischen Eigenschaften der ATI Phase zur Geltung, wobei man als Basis auf das Phasenhistogramm zurückgreift. Auch dieses Verfahren soll an einem Beispiel verdeutlicht werden, wozu ein Datensatz aus dem zweiten EURoPAK-B Experiment dienen soll, bei dem diese Methode gut nachzuvollziehen ist. Die ATI Phase, deren Fehler aufgrund der Aufhebung von Phasenambiguitäten mittels der Grobkorrektur schon beseitigt wurden, ist in Abbildung 4-31 ersichtlich.

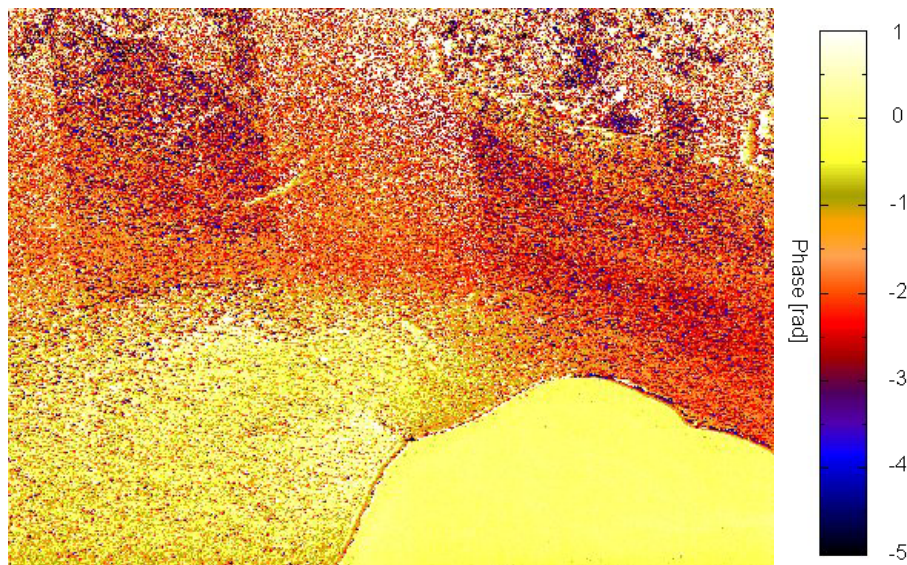


Abbildung 4-31: ATI Phase vor der Feinkorrektur von Fehlern infolge der Auflösung von Phasenambiguitäten

Das Histogramm ist ein grafisches Mittel zur Darstellung der Häufigkeitsverteilung eines Merkmals. Dazu wird der gesamte Wertebereich w der ATI Phase in eine geeignete Anzahl von Klassen, die mit Intervallen gleichzusetzen sind, unterteilt und die Häufigkeit der Phasenwerte in jeder Klasse ermittelt. Somit bildet das Histogramm einer Phase eine diskrete Funktion

$$H(w_k) = n_k, \tag{4.46}$$

wobei w_k für die k -te Klasse und n_k für die Anzahl der in der Phase vorkommenden Werte in dieser Klasse stehen. Die absolute Häufigkeit $H(w_k)$ stellt eine Schätzung für die Wahrscheinlichkeit dar, im Phasenbild auf ein Pixel zu stoßen, dessen Phase in der Klasse w_k liegt. Verbindet man die Mitten der oberen Rechteckseiten eines Histogramms, erhält man ein Histogramm-Polygon. Aus diesem Grund besitzt ein Histogramm einer ATI Phase, die es noch zu korrigieren gilt, beispielsweise folgendes Aussehen, wobei das Maximum auf den im Datensatz enthaltenen Inselbereich von Sylt zurückzuführen ist:

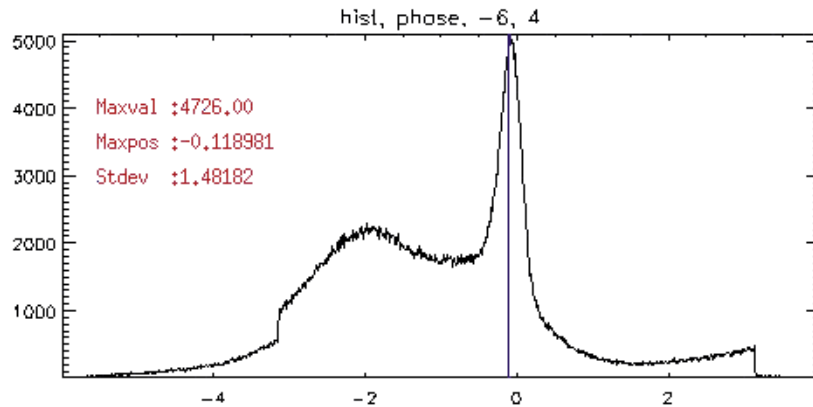


Abbildung 4-32: Histogramm einer ATI Phase vor der Feinkorrektur

Im weiteren Verlauf dieses Verfahrens wird die Ableitung des Histogramm-Polygons gebildet, so daß sich in den Grenzbereichen der Fehler aufgrund der Auflösung von Phasenmehrdeutigkeiten zwei Peaks ergeben, die es zu lokalisieren gilt. In Abbildung 4-33 sind diese figuriert.

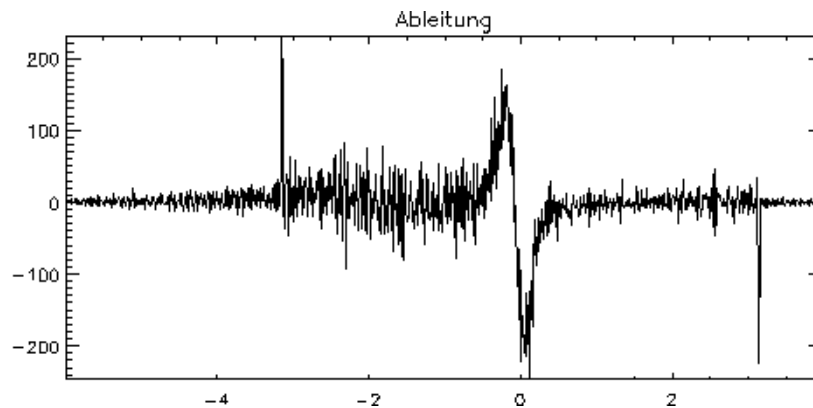


Abbildung 4-33: Ableitung des Histogramm-Polygons

Zur Beseitigung der im ATI Phasenbild enthaltenen Fehler muß der Algorithmus intern entscheiden, welche Phasenwerte korrigiert werden müssen. Dies wird mit folgender Vorgehensweise realisiert. Nach der Lokalisation der beiden Peaks findet eine Summation aller in nächster Umgebung dieser Peaks vorhandenen Ableitungswerte statt, gefolgt von der Betragsbildung dieser beiden Summen. Der Bereich, der den höheren Betragswert besitzt, gibt Aufschluß über

den zu korrigierenden Phasenbereich und ermöglicht somit die Bestimmung des Grenzwertes zur Phasenkorrektur, der sich ebenfalls in dem zu korrigierenden Bereich befindet. Dazu werden zunächst die absoluten Häufigkeiten $H(w_k)$ aus dem zu korrigierenden Phasenbereich separat betrachtet, aus denen eine approximierte Funktion dritter Ordnung in Form von

$$f(w_k) = g_0 + g_1 w_k + g_2 w_k^2 + g_3 w_k^3 \quad (4.47)$$

bestimmt wird, wobei g_n mit $n \in \{0;1;2;3\}$ Konstanten darstellen. Weil sich die gesuchte Grenzphase mit Hilfe von Gleichung 4.47 ermitteln läßt, wird die Ableitung

$$\dot{f}(w_k) = g_1 + 2g_2 w_k + 3g_3 w_k^2 \quad (4.48)$$

dieser Gleichung gebildet und durch Minimumsuche des Betrages dieser Ableitung die Klasse determiniert, aus der der Grenzwert zur Phasenkorrektur bestimmt werden kann. Mit der damit erhaltenen Grenzphase kann der zu korrigierende Bereich mit einem 2π -Sprung bearbeitet werden, so daß sich das Histogramm der optimierten ATI Phase zu folgendem Aussehen modifiziert:

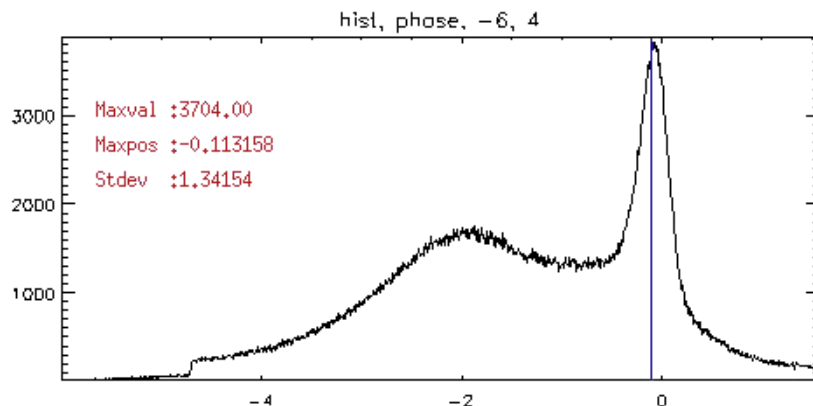


Abbildung 4-34: Histogramm der korrigierten ATI Phase

An der Histogrammform ist der im Vergleich zum Histogramm von Abbildung 4-32 deutlich homogenere Verlauf der absoluten Häufigkeit $H(w_k)$ zu erkennen, welcher auch einen Einfluß auf die ATI Phase besitzt. In Abbildung 4-35 ist das Ergebnis der Feinkorrektur von Phasenauflösungsfehlern dieser ATI Daten gezeigt, wie sie auch in Abbildung 4-31 zu sehen sind.

Auch dieses Verfahren ist auf alle Datensätze anwendbar, deren Hauptphasenanteil im 2π -Bereich liegt, und somit nicht nur auf ATI Datensätze beschränkt. Dieser hier dargestellte Algorithmus gewährleisten auch eine Korrektur der XTI Phase, insofern sich die in ihr enthaltene Höheninformation primär innerhalb des bereits erwähnten 2π -Bereich befindet. Andernfalls wird auch hier das Ergebnis des vorher durchlaufenen Verfahrens zur Aufhebung von Phasenmehrdeutigkeiten wieder rückgängig gemacht.

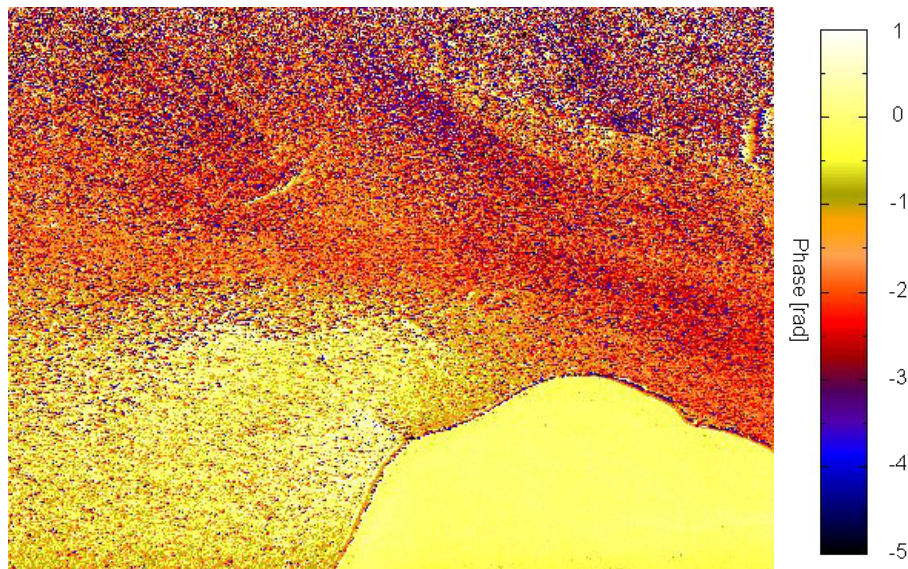


Abbildung 4-35: Feinkorrigierte ATI Phase

Mit der durch die Grob- und der Feinkorrektur erhaltenen Phase, ist eine korrekte Interpretation der weiterverarbeiteten Datenätze realisierbar.

4.5 Kohärenzabhängige Filterung

In den ATI Datensätzen machen sich Störungen in Form von Rauschen bemerkbar, die vor allem in der Phase unerwünscht sind, weil diese als Grundlage zur genauen Bestimmung von Geschwindigkeiten dient. Verursacht wird dieses Rauschen mitunter wegen der mit zunehmendem Fernbereich an der Meeresoberfläche geringeren Leistung, die zum Radarsystem zurückreflektiert wird. Zwecks einer Reduktion dieses Rauschens, gilt es ein Filter zu realisieren, dessen Eigenschaft sich an den Rauschanteil anpaßt, so daß der Sperrbereich adaptiv definiert wird. Um die Beseitigung des Rauschanteils ohne erhebliche Informationsverluste der ATI Phase zu gewährleisten, wurde ein adaptiver Filter realisiert, dessen Wirkungsgrad mit der Kohärenz korreliert ist und dessen Verfahren im nachfolgenden erläutert wird. Dieser Filter lehnt sich an das Filterungsverfahren von Goldstein und Werner an [14].

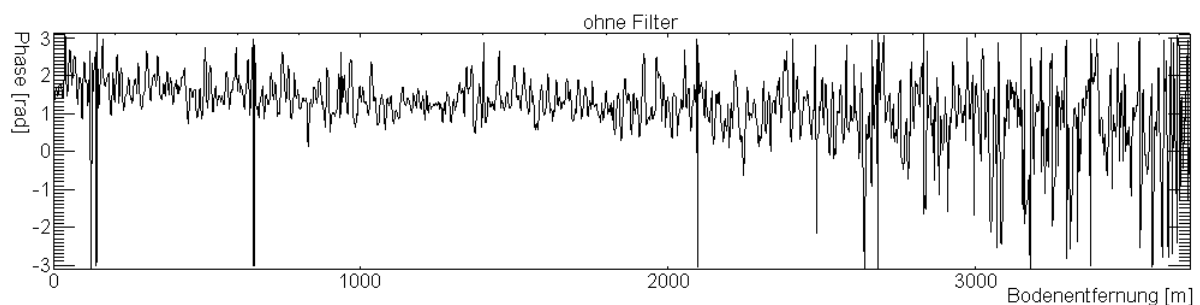


Abbildung 4-36: Profil einer ATI Phase vor der Filterung

In Abbildung 4-36 ist das Profil einer ATI Phase in Entfernungsrichtung darstellt, die die Informationen bezüglich der Oberflächenströmungen enthält und in dieser Anschauung stellvertretend für alle anderen ATI Phasenprofile in Entfernungsrichtung ist. Bei einer genaueren Betrachtung wird ersichtlich, daß das Phasenrauschen im Vergleich zum Nahbereich im Fernbereich, also ab einer Entfernung von 2500 Metern, erheblich zunimmt. Dies ergibt sich nicht angesichts der stärkeren Oberflächenströmungen in diesem Bereich, sondern aufgrund der Zunahme des Rauschanteils und der damit verbundenen Verminderung der Datenqualität. Würde man mit nichtgefilterten Daten, wie in Abbildung 4-36 zu sehen, weiterarbeiten, kann es vorkommen, daß eine spätere korrekte Interpretation der Daten im Fernbereich erschwert oder gar unmöglich wäre. Um dies zu verhindern werden die ATI Daten, wobei das Hauptaugenmerk auf der Phase liegt, nach dem hier beschriebenen Algorithmus gefiltert.

Zunächst erfolgt eine Aufteilung der ATI Phase in Blöcke $I(x,y)$, deren Größe von der Kohärenz abhängt. Besitzt das Interferogramm eine geringe Kohärenz, so sind die bei der Filterung anzuwendenden Blöcke größer zu wählen und dem Filterparameter κ einen hohen Wert zuzuordnen. Nachfolgend wird von jedem Block, der sich im Ortsraum befindet, das zugehörige Spektrum $Z(u,v)$ mittels der zweidimensionalen Fourier-Transformierten determiniert. Um eine exakte räumliche Filterung zu gewährleisten, postuliert dieses Verfahren eine Überlappung dieser Blöcke um 75 %, welche aufgrund empirischer Untersuchungen ermittelt wurde. Weil die Wirkungsweise von der Kohärenz, deren Bereich mit der des zu filternden Phasenbereichs deckungsgleich ist, abhängen soll, wird die Übertragungsfunktion durch

$$H(u, v) = |Z(u, v)|^\kappa, \quad (4.49)$$

gegeben, wobei κ den kohärenzabhängigen Filterparameter repräsentiert. Dieser besitzt, nach empirischen Untersuchungen im Falle von Daten, die über dem Wasser detektiert wurden, die besten Filterungsergebnisse, bei einer Definition von

$$\kappa = \left(\frac{1}{\sqrt{\bar{\gamma}}} - 1 \right)^3, \quad (4.50)$$

wobei $\bar{\gamma}$ den Mittelwert der Kohärenz eines Blockes wiedergibt. Konvergiert der Filterparameter κ gegen Null, so findet nahezu keine Filterung der Daten statt. Mit Zunahme des Wertes von κ wirkt sich die Filterung auch stärker auf die Daten aus. Der Filterparameter in Abhängigkeit von der Kohärenz ist in nachfolgender Abbildung 4-37 figuriert.

Das hierdurch gefilterte Phasenspektrum $Z'(u, v)$ resultiert durch Multiplikation von $Z(u, v)$ und der Übertragungsfunktion $H(u, v)$ und kann folgendermaßen dargestellt werden:

$$Z'(u, v) = Z(u, v) \cdot H(u, v) \quad (4.51)$$

Die damit gefilterte Phase erhält man in einem abschließenden Schritt, der in einer Fourier-Rücktransformation von $Z'(u, v)$ in den Ortsbereich besteht.

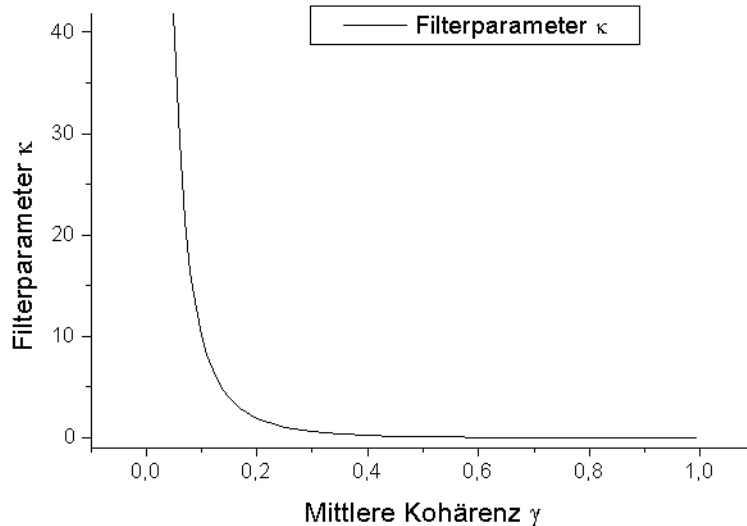


Abbildung 4-37: Filterparameter in Abhängigkeit vom Mittelwert der Kohärenz

Bei Anwendung dieser hier vorgestellten Filterung, werden im Falle von ATI Daten, die ozeanographische Gebiete enthalten, die Phase mit zunehmender Entfernung stärker gefiltert, wobei es im Nahbereich praktisch zu keiner Filterung kommt. Dies wird auch aufgrund der nachfolgenden Abbildung 4-38 ersichtlich.

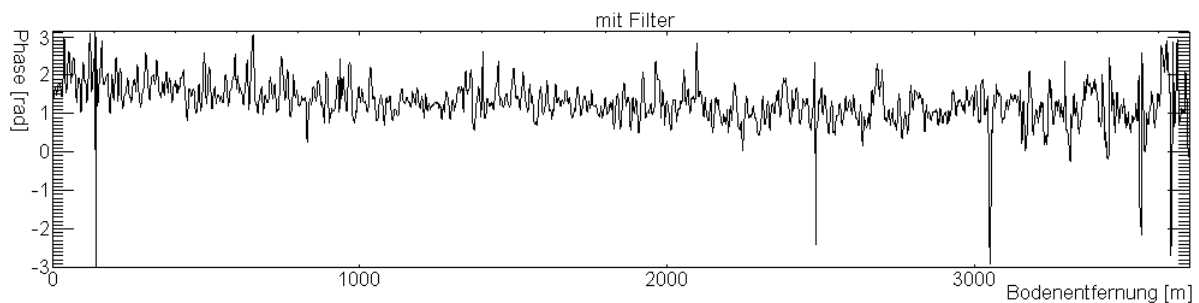


Abbildung 4-38: Phasenprofil einer gefilterten ATI Phase in Entfernungsrichtung

Bei einem Vergleich der ungefilterten, siehe Abbildung 4-36, und der gefilterten ATI Phase, siehe Abbildung 4-38, erkennt man, daß sich das Phasenrauschen im Fernbereich erheblich reduziert hat, ohne den eigentlichen Phasenverlauf angesichts der gemessenen ozeanographischen Phänomene signifikant zu beeinträchtigen. Die so bearbeitete Phase gewährleistet eine genauere Auswertung und Interpretation der prozessierten Daten.

4.6 ATI Postprozessierung

Nachdem in den vorherigen Kapiteln die verschiedenen Methoden zur Generierung einer optimierten ATI Phase vorgestellt wurden, erfolgt nun eine Darstellung der ATI Postprozessierung, die neben der internen Phasenkalibrierung auch eine Geokodierung der verschiedenen in-

terferometrischen Produkte beinhaltet. Nach einer einmaligen Bestimmung der theoretischen Phasenzentren der Antennen für eine bei einer Datenakquisition verwendeten ATI Antennenkonfiguration, findet zunächst eine herkömmliche SAR/InSAR Prozessierung statt, gefolgt von der internen ATI Phasenkalibrierung und der abschließenden Geokodierung. Abbildung 4-39 zeigt den schematischen Ablauf der internen ATI Phasenkalibrierung bis zum fertigen interferometrischen Produkt.

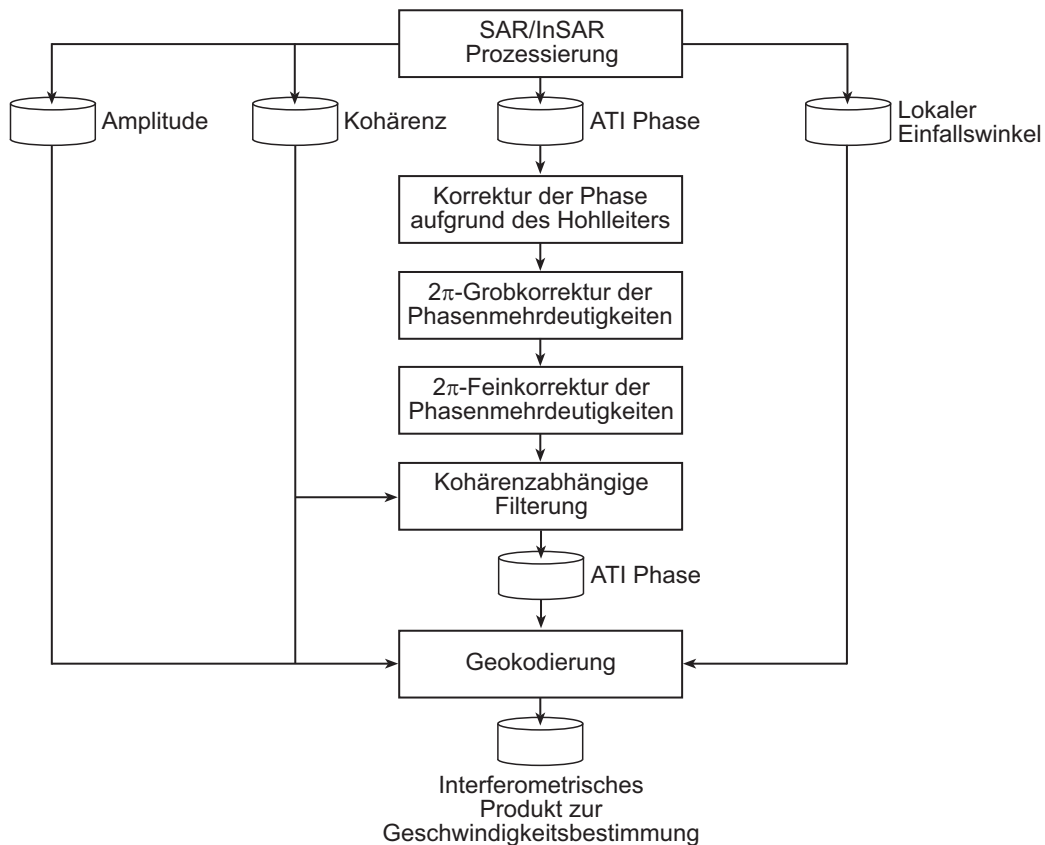


Abbildung 4-39: Flußdiagramm der ATI Postprozessierung

Nach der herkömmlichen SAR/InSAR Prozessierung werden die drei Produkte, ATI Phase, Kohärenz und Amplitude, separat betrachtet. Während die Kohärenz und die Amplitude vor der Geokodierung keiner Modifikation unterzogen werden, erfolgt eine interne Phasenkalibrierung der ATI Phase. Diese stellt sich aus folgenden Prozessen zusammen: Zunächst wird der durch den Hohlleiter enthaltene Versatz in der ATI Phase eliminiert, bevor es zur Grobkorrektur aufgrund von Fehlern angesichts der Auflösung von Phasenambiguitäten kommt. Im Anschluß daran erfolgt die Feinkorrektur der gleichen Fehler, gefolgt von einer Phasenrauschunterdrückung mittels einem adaptiven und kohärenzabhängigen Filter. Die somit modifizierte ATI Phase wird, ebenso wie die anderen interferometrischen Produkte, geokodiert, damit sie für eine spätere Informationsextraktion in optimierter Form vorliegen. Allerdings kommt dazu noch die Bestimmung des auf der Oberfläche herrschenden lokalen Einfallswinkels Θ_i auf dem gesamten beleuchteten Gebiet hinzu, bei der für eine genauere Bestimmung die sphärische Geometrie der

Erde hinzugezogen wird. In einem ersten Schritt wird mit Hilfe der Helmert-Transformation aus den aktuellen Positionsdaten der Antennen die Antennenhöhe H über Grund bestimmt. Der Abstand jedes Entfernungspixels vom Radar zum Ziel kann bei Kenntnis der Dauer, die das Radarsignal von der Sendeantenne zum Radar und wieder zurück zur Empfangsantenne benötigt, und der Entfernungspixelauflösung berechnet werden. Somit ist es möglich den Einfallswinkel Θ_i in Abhängigkeit der Entfernung R anhand

$$\Theta_i(R) = \operatorname{acos} \left\{ \frac{\left(1 + \frac{H}{R_E}\right)^2 - 1 - \left(\frac{R}{R_E}\right)^2}{2\left(\frac{R}{R_E}\right)} \right\}, \quad (4.52)$$

mit dem Ellipsoidradius R_E , für jedes Entfernungspixel zu ermitteln [18]. Diese wird dann, wie auch Amplitude, Kohärenz und ATI Phase, geokodiert. Das mit dieser ATI Postprozessierung erhaltene präzise interferometrische Produkt kann für unterschiedliche Informationsextraktionen, wie beispielsweise vektorielle Darstellungen der Meeresoberflächenströmung, herangezogen werden.

4.7 Untersuchungen

In diesem Kapitel werden Untersuchungen ausgeführt, die eine Modifizierung verschiedener SAR/InSAR Prozessierungsparameter zwecks einer Optimierung der ATI Daten enthalten. In diesem Zusammenhang wird zunächst die Positionskorrektur von sich bewegenden Objekten in einem ATI SAR Datensatz betrachtet, welche zugleich die Basis eines modifizierten Verfahrens zur theoretischen Koregistrierung darstellt und mit der reinen theoretischen Koregistrierung analysiert wird. Abschließend erfolgt eine Untersuchung zur Optimierung der Azimutauflösung, die mit der Kohärenz korreliert.

4.7.1 Räumliche Rücktransformation aufgrund bewegender Objekte

Im Laufe dieses Kapitels soll auf die Eigenschaft des azimutalen Versatzes bezüglich nichtstationärer Objekte in einem SAR Datensatz eingegangen werden, welche auch in Kapitel 2.5 ausführlich erläutert ist. Dazu dient ein Beispiel, daß diese Eigenschaft verdeutlichen soll und in Abbildung 4-40 illustriert ist. Das linke Bild dieser Abbildung repräsentiert die Amplitude einer Szene auf dem Meer, die ein sich fortbewegendes Schiff enthält, während das rechte Bild die Phase derselben Szene zeigt.

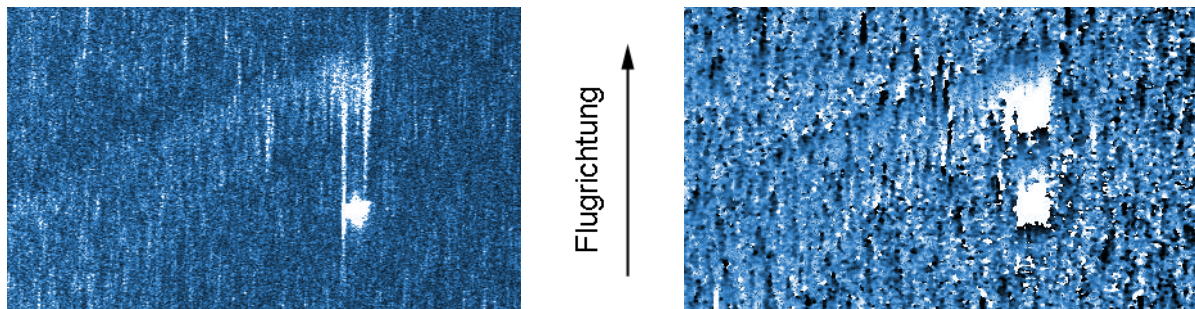


Abbildung 4-40: Amplitude (links) und ATI Phase (rechts) eines sich bewegenden Schiffs

In der Amplitude wird neben der Defokussierung auch der azimutale Versatz des Schiffs von seinem Fahrwasser deutlich, da dieses aufgrund der herrschenden Oberflächenströmung, die entgegengesetzt zur Fahrriehtung geht, in die konträre Azimutriehtung wie das Schiff verschoben wird. Weil die Abweichung mit der gemessenen ATI Phase korreliert, ist diese ebenso im rechten Teil von Abbildung 4-40 zu sehen, wobei auffällt, daß die ATI Phase zwei signifikante Phasenbereiche besitzt, die auf die Bewegung des Schiffs zurückzuführen und in weiß dargestellt sind. Der untere signifikante Phasenbereich gibt die Phasenwerte aufgrund der hauptsächlichlichen Schiffsbewegung wieder, während der obere Phasenbereich in Wechselwirkung mit der sich bewegenden Meeresoberfläche und der des Schiffs steht. Dieser ergibt sich, weil sich das Schiff bezüglich des Seegangs stetig um seine drei Hauptachsen dreht, so daß die einzelnen Elemente des Schiffs Geschwindigkeitskomponenten in alle räumlichen Richtungen besitzen, die ebenfalls vom ATI SAR mitgemessen werden. Auch ist der mittlere Phasenwert um 2π kleiner als in dem Bereich, der von der hauptsächlichlichen Schiffsbewegung stammt. Würde man jedoch annehmen, daß die Meeresoberfläche zum Zeitpunkt der Beleuchtung stationär wäre, so besäße das ATI Phasenbild nur einen signifikanten Phasenbereich, der im Falle dieses Beispielles den unteren darstellen würde, wie es auch bei einem auf einer Straße fahrenden Auto zutrifft.

Bei vielen Informationsextraktionen anhand den interferometrischen Produkten ist es wünschenswert, daß die in einer beleuchteten Szene enthaltenen Objekte, die zum Zeitpunkt der Datendetektion in Bewegung sind, an ihre reale Position zurücktransformiert werden. Um dies zu realisieren wird zunächst aus der postprozessierten ATI Phase die Doppler-Geschwindigkeit nach Gleichung 2.38 bestimmt, bevor mit Hilfe der Gleichung 2.42 der azimutale Versatz für jedes Bildpixel determiniert wird. In einem abschließenden Schritt werden alle Pixel eines interferometrischen Produkts an ihren Ursprungsort zurückversetzt, wobei im Falle einer Mehrfachbelegung von einer Pixelposition dessen Mittelwert herangezogen wird. Allerdings resultiert daraus ein erheblicher Nachteil, der sich in Form von Datenverlusten bemerkbar macht, weil sich in den Datensätzen Lücken bilden, die keine Informationen beinhalten. Dies wird in Abbildung 4-41 ersichtlich, die die selbe Szene wie in Abbildung 4-40 darstellt, nur nach Rücktransformation der einzelnen Pixel an ihren Ursprungsort.

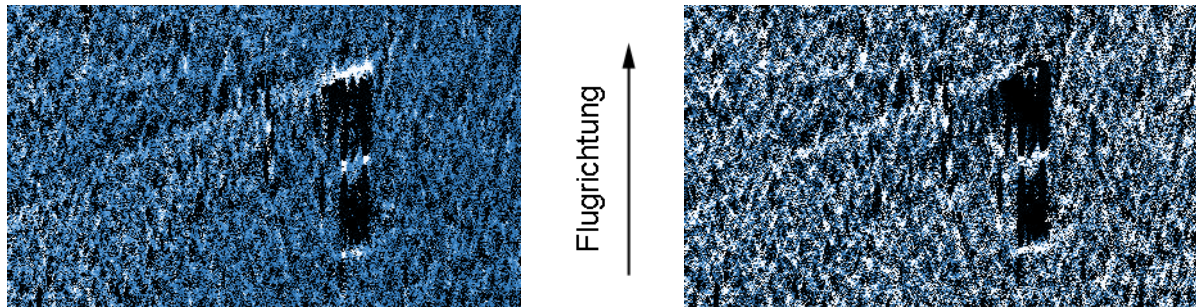


Abbildung 4-41: Amplitude (links) und ATI Phase (rechts) nach Beseitigung des azimutalen Versatzes

Bei einer genauen Betrachtung der Bilder ist zu erkennen, daß sich das Schiff angesichts dieser Datenmodifikation in seine Fahrspur zurückversetzt und sich in seiner Form der Realität der SAR Abbildung angenähert hat. Zudem habe sich auf der Meeresoberfläche interessante Strukturen gebildet, die Rückschlüsse auf die zum Zeitpunkt der Datenakquisition herrschenden Oberflächenbedingungen des Meeres geben könnten. Darauf wird jedoch im weiteren Verlauf dieser Arbeit nicht näher eingegangen, da dies in den ozeanographischen Teil der Fernerkundung fällt.

Diese hier an einem Beispiel erläuterte Methode zur Rückversetzung von sich bewegenden Objekten an ihren Ursprung wurde ebenso an anderen Beispielen erfolgreich angewandt und bildet die Basis für nachfolgend dargestellte Untersuchung zweier Koregistrierungsmethoden.

4.7.2 Modifizierte theoretische Koregistrierung

Eine der im Laufe dieser Arbeit gemachten Untersuchungen bezieht sich auf die theoretische Koregistrierung bezüglich sich bewegender Objekte. Hierbei werden die Koregistrierungsparameter, die jeweils in Azimut- und Entfernungsrichtung gegeben sind, wegen der auf der Meeresoberfläche herrschenden Oberflächenströmung und dem damit verbundenen azimutalen Versatz, an ihre Ursprungsposition, die sie im Falle einer stationären Eigenschaft der beleuchteten Oberfläche innehätten, zurücktransformiert. Es werden Datensätze aufgrund der reinen theoretischen Koregistrierung und der theoretischen Koregistrierung mit einer räumlichen Rücktransformation der Koregistrierungsparameter betrachtet und deren Datenqualitäten ausgewertet. Zwecks einer besseren Illustration ist in Abbildung 4-42 das Flußdiagramm des Algorithmus dieses Prozesses gegeben.

Bei diesem Verfahren kommt zunächst nur die SAR Prozessierung zum Einsatz, die als Ergebnis die beiden SLCs des Master und Slave Bildes besitzt. Weil aufgrund der sich bewegenden Oberfläche ein azimutaler Versatz in den SLCs enthalten ist, muß diese Abweichung zunächst mit Hilfe der ATI Phase determiniert werden. Dies beinhaltet eine ganz normale In-SAR Prozessierung inklusive einer theoretischen Koregistrierung, bei der die originalen Koregistrierungsparameter, die sowohl in Azimut- als auch in Entfernungsrichtung vorliegen, um das Slave Bild auf das Masterbild zu koregistrieren, benutzt und beibehalten werden.

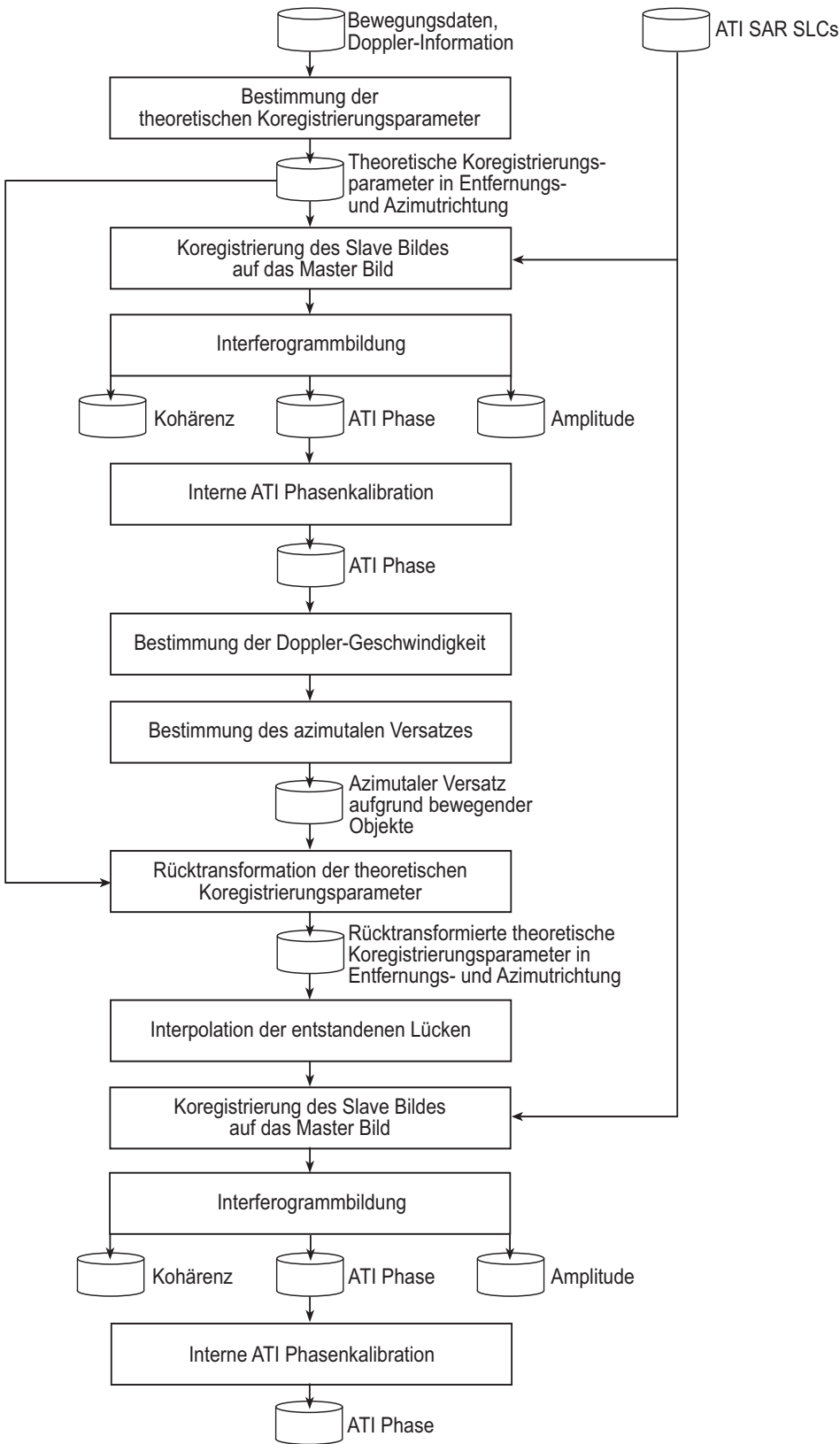


Abbildung 4-42: Flußdiagramm der modifizierten theoretischen Koregistrierung

Nach Durchlaufen der ATI Postprozessierung kann anhand der ATI Phase die Doppler-Geschwindigkeit nach Gleichung 2.37 determiniert werden, aus dieser wiederum in einem weiteren Schritt der azimutale Versatz nach Gleichung 2.42 berechnet wird. Mit der Kenntnis des azimutalen Versatzes wird jedes Pixel der beiden Koregistrierungsparameter an seine ursprüngliche Position, an der es sich in der Realität während der Datenakquisition befand, zurückversetzt. Allerdings können bei diesem Verfahren in den Koregistrierungsparameter Lücken entstehen, weil auch die Möglichkeit vorhanden ist, daß auf ein Ursprungspixel mehrere andere Pixel zurücktransformiert werden. Den Lücken werden mit Hilfe einer Interpolation Werte zuwiesen, während die Pixel, auf die mehrere Werte transformiert werden, den Mittelwert dieser zugeordnet bekommen. Mittels dieser modifizierten Koregistrierungsparameter wird erneut das Slave Bild auf das Master Bild koregistriert, gefolgt von der Interferogrammbildung und ATI Postprozessierung. Das interferometrische Produkt, welches aus der Amplitude, Kohärenz und ATI Phase besteht, beruht damit auf einer theoretischen Koregistrierung, deren Parameter auf ihre reale Position zurücktransformiert werden.

Bei der nachfolgenden Betrachtung sei zunächst die mit beiden Koregistrierungsverfahren ermittelten Kohärenzen von Interesse, wobei deren Differenz im Vordergrund steht. Hierbei wird angemerkt, daß bei der Differenzbildung die Kohärenz angesichts der theoretischen Koregistrierung mit den zurückversetzten Koregistrierungsparametern von der Kohärenz aus der normalen theoretischen Koregistrierung abgezogen wird. Zwecks einer besseren Illustration der Auswirkungen aufgrund bewegter Objekte wird hier ein Beispieldatensatz gewählt, der neben einer Meeresoberfläche auch Landregionen beinhaltet. Dies bedeutet, daß die Auswirkungen des azimutalen Versatzes in diesen beiden betrachteten Regionen erheblich differieren müssen, was auch in der Abbildung 4-43 dargestellt wird.

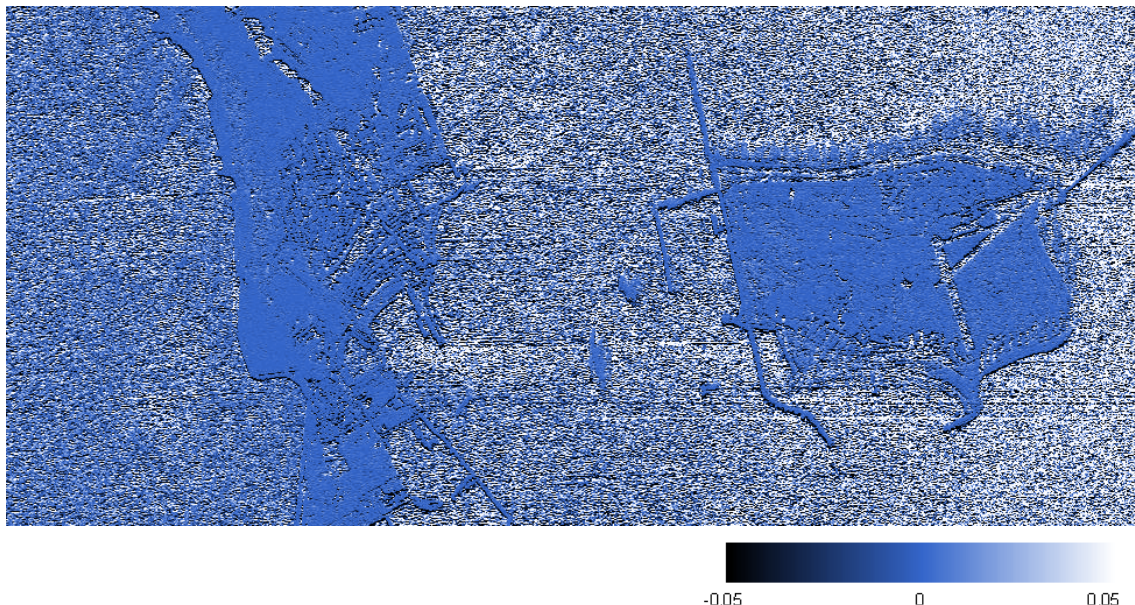


Abbildung 4-43: Differenz der Kohärenz beider Koregistrierungsmethoden

Die Differenz der Kohärenzen beider Koregistrierungsmethoden zeigen, daß in den Landbereichen die Differenz um den Nullwert oszilliert, während auf den Meergebieten die Differenz im Mittel positive Werte annimmt. Aufgrund dieser Tatsache ergibt sich, daß die Datenqualität der herkömmlichen theoretischen Koregistrierung im Vergleich zum modifizierten Verfahren bessere Resultate bringt, auch wenn sich dieser Unterschied nur geringfügig bemerkbar macht. Ein ähnliches Ergebnis zeigt sich bei der Betrachtung der ATI Phase von beiden Verfahren. Es wird hierbei darauf hingewiesen, daß bei der nachfolgenden Gegenüberstellung nur diese Pixel bei der Analyse betrachtet werden, die bei der Zurücktransformation der Koregistrierungsparameter nicht in Form von Lücken vorhanden waren.

Zu Beginn dieser Betrachtung seien zwei Phasenprofile, die über Land und sich jeweils an der selben Position befinden, beider Methoden in einem Diagramm, welches Abbildung 4-44 figuriert, gegenübergestellt. Hierbei steht die durchgezogene Linie für die normale theoretische Koregistrierung, während die gepunktete Linie die modifizierte Koregistrierung wiedergibt.

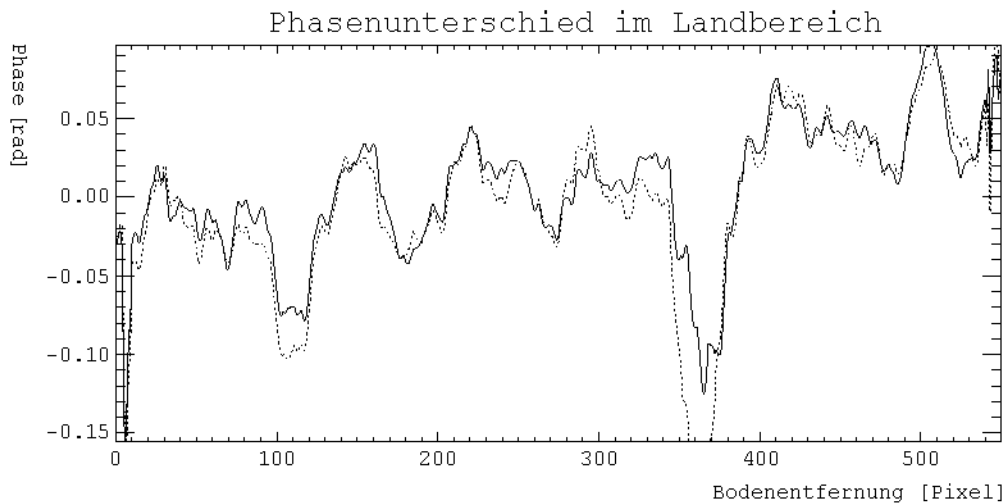


Abbildung 4-44: Phasenunterschied beider Koregistrierungen über Landbereichen

Es zeigt sich, wie bereits weiter oben anhand der Kohärenz festgestellt wurde, daß der Unterschied beider ATI Phasen auf den Landregionen, also den Bereichen, die nicht in Bewegung sind, minimal ist und um den Wert Null oszilliert. Bei einer Darstellung der absoluten Häufigkeiten der Phasendifferenzen, wie einmal im Falle einer Landregion, linkes Bild von Abbildung 4-45, und einer Meerregion, rechtes Bild von Abbildung 4-45, erkennt man, daß sich die ATI Phase in den Landbereichen von beiden Koregistrierungsverfahren kaum unterscheidet. Die dennoch festzustellenden sehr geringen Unterschiede im Bereich von $\pm 0,04$ rad finden ihren Ursprung im vorhandenen Phasenrauschen und sollen im weiteren Verlauf dieser Untersuchung keine weitere Berücksichtigung finden.

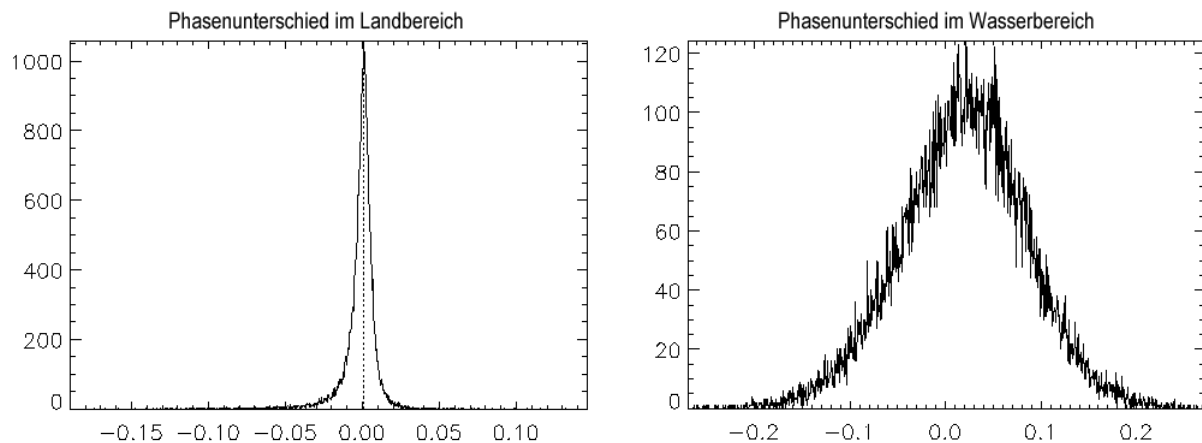


Abbildung 4-45: Darstellung der Phasenunterschiede beider Koregistrierungen in Histogrammform im Land- und Wasserbereich

Betrachtet man dagegen die Differenz der ATI Phase auf dem Wasser, so ist festzustellen, daß beide Koregistrierungsverfahren signifikant differieren. Erwähnenswert ist hierbei, daß die Phasendifferenz hauptsächlich im positiven Wertebereich liegt. Angesichts dieser Erkenntnis kann man ableiten, daß die ATI Phase generell im Mittel einen höheren Phasenwert bei der theoretischen Koregistrierung besitzt als es bei dem modifizierten Verfahren der Fall ist. Auch sind die Phasendifferenzen deutlich ausgeprägter als im Landbereich, so daß sich die Auswirkungen der sich bewegenden Objekte, die in dieser Betrachtung die ganze Meeresoberfläche darstellen, deutlich in der ATI Phase niederschlagen.

Angesichts der hier durchgeführten Analyse beider Koregistrierungsverfahren kann man deduzieren, daß die reine theoretische Koregistrierung im Gegensatz zur der, bei der die Koregistrierungsparameter an ihren realen Ort zurücktransformiert werden, bei der InSAR Prozessierung qualitativ bessere ATI Daten liefert. Eigentlich wäre ein inverses Ergebnis zu erwarten gewesen, weil auf die reale Position, die die Objekte während der Datendetektion besitzen, koregistriert wird, wie es auch im Falle der XTI SAR/InSAR Prozessierung zutrifft. Weil jedoch mit einem ATI SAR System Veränderungen und keine Reliefenergien auf der Erdoberfläche gemessen werden, ergibt sich bei einer solchen modifizierten Koregistrierung eine Verschlechterung der ATI Daten. Dies besagt, daß für die SAR/InSAR Prozessierung die Lokalität der beleuchteten Objekte relevant ist, die das SAR zum Zeitpunkt der Datenakquisition mißt, und nicht die, an denen sich die Objekte zu diesem Zeitpunkt in der Realität befinden.

4.7.3 Optimierung von Kohärenz und Azimutauflösung

In diesem Kapitel wird eine für die Prozessierung verbesserte Azimutauflösung auf einem empirischen Weg abgeleitet, um eine optimierte Kohärenz der Daten zu generieren. Zunächst findet eine Untersuchung statt, um eine geeignete Anzahl von Auflösungszellen sowohl in Azimutrichtung als auch in Entfernungsrichtung für die Bestimmung der optimalen Kohärenz zu erhalten. Dabei dienen jeweils die ATI Daten aus dem ersten EUroPAK-B Experiment. Ab-

schließlich wird in einer weiteren Untersuchung, die sich an die Ergebnisse der ersten Untersuchung orientiert, für die in den folgenden Beispielen verwendeten Datensätze optimale Azimutauflösung ermittelt, um die Kohärenz der Daten zu verbessern. Weil die azimutale Pixelauflösung in den SLCs nicht immer der reellen Auflösungszelle entspricht, muß die Anzahl der Pixel P_a zur Berechnung der Kohärenz zunächst determiniert werden, welche folgendermaßen für die Azimutrichtung ausgeführt wird:

$$P_a = \frac{r_a \cdot N_a}{\delta_a}, \quad (4.53)$$

mit der Azimutauflösung r_a , der Anzahl von Auflösungszellen N_a in Azimutrichtung und der Pixelauflösung δ_a der SLCs ebenfalls in Azimutrichtung. Die Pixelgröße der SLCs in Entfernungsrichtung entspricht genau einer Auflösungszelle und braucht für eine optimierte Kohärenzbestimmung, wie sie nachfolgend erläutert wird, nicht neu berechnet, sondern kann direkt übernommen werden. Zur Ermittlung der optimalen Anzahl von Auflösungszellen wird eine Szene mehrfach mit unterschiedlichen Azimutaufösungen prozessiert, wodurch sich nach Gleichung 4.53 auch zwangsweise die Anzahl der Pixel ändert, über die die Kohärenz von allen Auflösungszellen determiniert wird. In Abbildung 4-46 sind zwei Grafiken dargestellt, die den entsprechenden Kohärenzverlauf bei Mittelung der Kohärenz über verschiedene Anzahlen der Auflösungszellen innerhalb der selben Szene sowohl im Nah- als auch im Fernbereich illustrieren. Zur besseren Veranschaulichung ist die Kohärenzkurve, die mit 9 Auflösungszellen bestimmt wird, in der Farbe Schwarz figuriert. Die mit 25 Auflösungszellen in roter und mit 49 Auflösungszellen in blauer Farbe eingezeichnet. Wie man anhand der Grafiken sehr gut erkennen kann, verbessert sich der Kohärenzwert mit Abnahme der Anzahl der Auflösungszellen. Allerdings ist auch zu bemerken, daß die Kohärenz bei insgesamt 9 Auflösungszellen im Fernbereich, in dem sie generell schwächer als im Nahbereich ist, ab einer prozessierten Azimutauflösung von 4 m fast kontinuierlich zunimmt. Dies liegt daran, daß in den Gebieten mit einer schwachen Kohärenz die Anzahl der Auflösungszellen erhöht werden muß, um eine Überschätzung, wie sie hier im Falle von 9 Zellen auch zutrifft, von dieser zu vermeiden. Desweiteren stellt man fest, daß die Kohärenz bei einer Azimutauflösung von 3,6 m bis 4 m gute Wert inklusive eines lokalen Maximums in beiden Bereichen besitzt. Erwähnenswert ist hierbei auch der stetig steigende Verlauf und die damit verbundene Datenverbesserung bei den kleineren Azimutaufösungen, die weniger als 1,2 m betragen und sich für die Prozessierung von flugzeuggestützten ATI Daten wegen der guten Auflösung als geeignet erweisen.

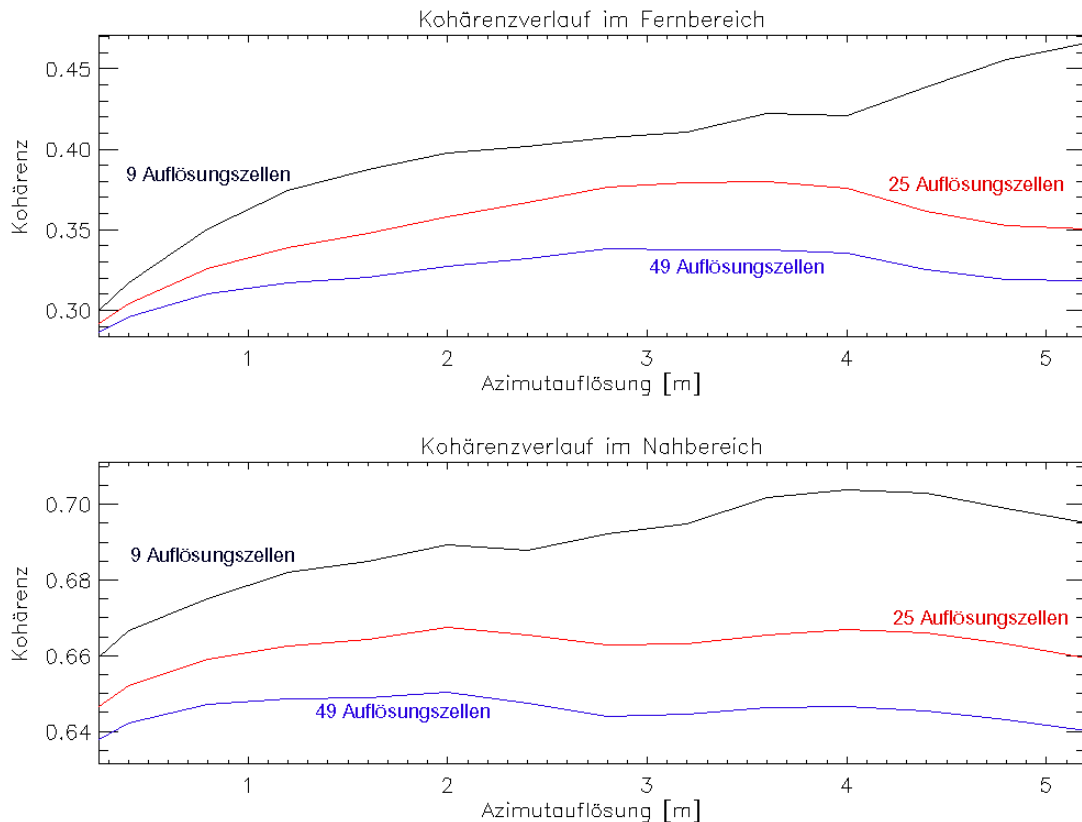


Abbildung 4-46: Abhängigkeit der Kohärenz von der Azimutauflösung bei Mittelung über verschiedene Auflösungszellen

Im folgenden wird der Kohärenzverlauf in Abhängigkeit der Azimutauflösung von zwei gleichen Szenen über dem Meer, die zu verschiedenen Gezeitenbedingungen gewonnen wurden, betrachtet, um den ozeanographischen Einfluß auf die ATI Daten etwas zu veranschaulichen. Diese Verläufe, die über jeweils 25 Auflösungszellen ermittelt werden, sind in Abbildung 4-47 dargestellt. Die schwarze Linie beschreibt in diesem Zusammenhang den Kohärenzverlauf eines ATI Datensatzes über dem Riff 90 Minuten nach Niedrigwasser während die rote Linie die Kohärenz 60 Minuten vor Niedrigwasser darstellt. Dadurch daß die Tracks von diesen beiden Datensätzen parallel zum Riff verlaufen, beinhalten sie somit auch die Hauptkomponente der Oberflächenströmung. Bei der Betrachtung dieser Diagramme kristallisiert sich dabei der nahezu parallele Verlauf beider Kohärenzen heraus und dies, obwohl sich die Strömung nahezu invertiert hat. Allerdings besitzen die Kohärenzen unterschiedliche Werte, die sich hauptsächlich durch andere ozeanographische Eigenschaften, wie beispielsweise dem vorhandenen Wind und den dadurch hervorgerufenen unterschiedlichen Meeresoberflächenbedingungen, ergeben. Die schwarze Linie resultiert von dem Datensatz, der die Hauptströmungskomponente, die zum Radar hin gerichtet ist, beinhaltet, während die rote aufgrund der unterschiedlichen Gezeitenbedingungen ihren Haupteinfluß von einer Strömung, die vom Radar weg geht, besitzt.

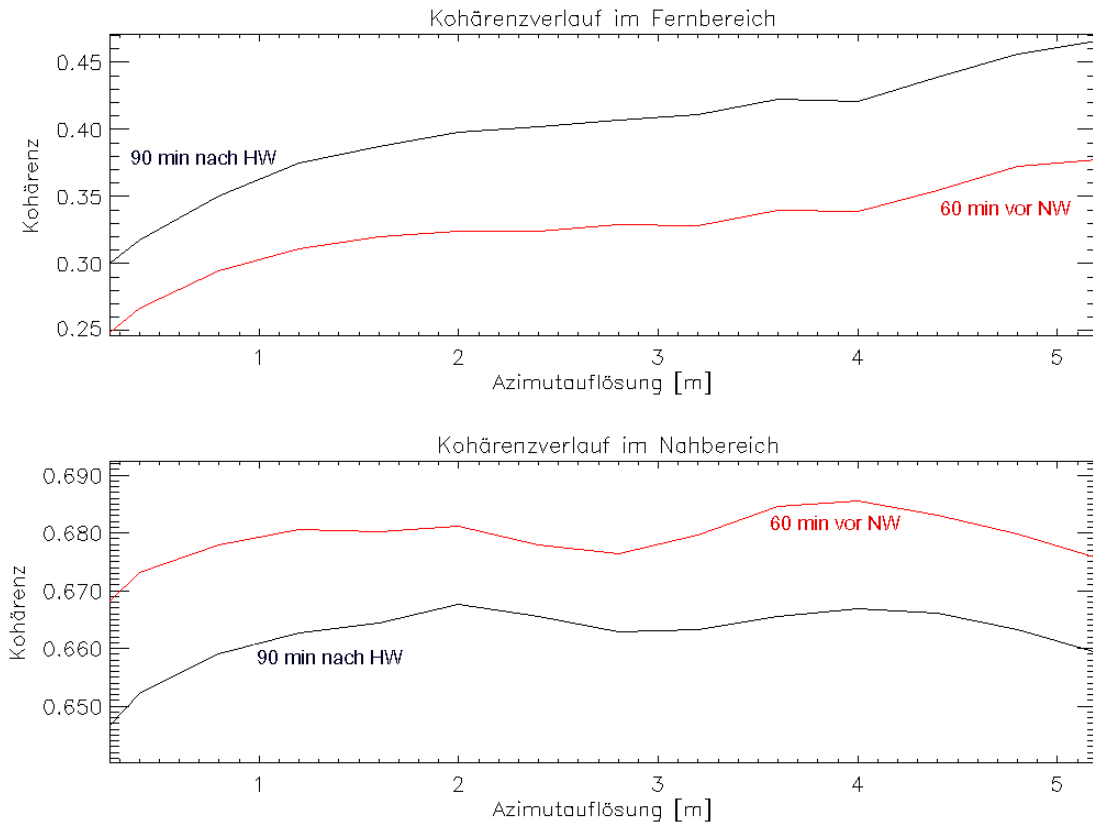


Abbildung 4-47: Abhängigkeit der Kohärenz bezüglich der Azimutauflösung bei Mittelung über 5 Auflösungszellen

Interessant ist im Fernbereich, in dem die Kohärenz wegen der geringen Reflexion des Radarsignals relativ schlechte Werte annimmt, daß bei einer Azimutauflösung von 3,6 m ein lokales Kohärenzmaximum erreicht wird, wie es auch bei der Analyse der ATI Daten aus Abbildung 4-46 festzustellen ist. Der Bereich oberhalb von 4 m soll hier nicht weiter interessieren, weil aufgrund der für diesen Datensatz zu geringen Anzahl von 25 Auflösungszellen eine Überschätzung der Kohärenz auftritt.

Um die verschiedenen Kohärenzverläufe im Nah-, Mittel- und Fernbereich von einem Gebiet, welches aus vier Richtungen, die alle rechtwinklig zueinander liegen und in der Abbildung 4-48 skizziert sind, zu vergleichen, sind diese in den Grafiken aus Abbildung 4-49 zusammengestellt.

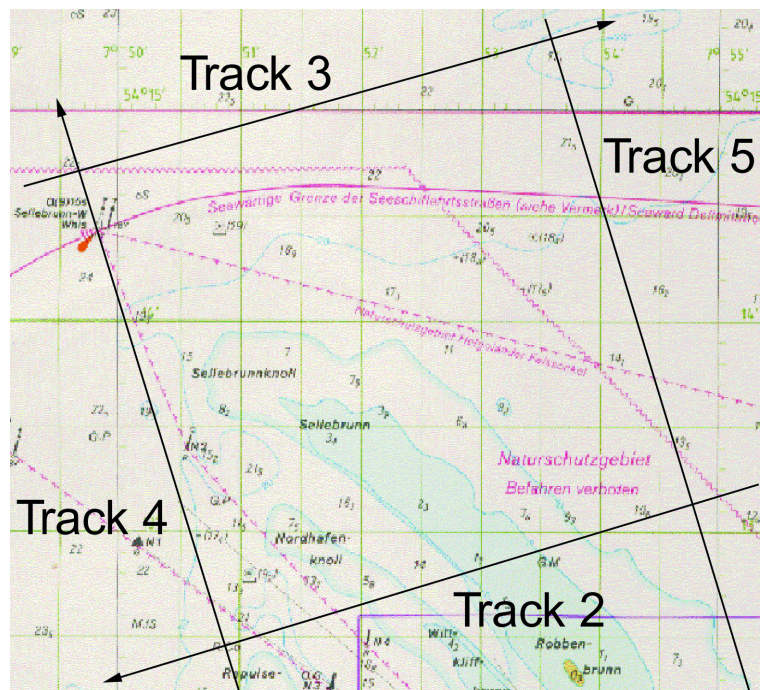


Abbildung 4-48: Lage der 4 Tracks im Helgoländer Untersuchungsgebiet

Die Kohärenz wurde in diesen Fällen aus 9 Auflösungszellen ermittelt. In den Diagrammen von Abbildung 4-49 bezeichnet die schwarze Linie den Nahbereich, die rote den Mittelbereich und die blaue den Fernbereich. Auch hier enthalten die beiden unteren Diagramme eine Hauptströmungskomponente, die entlang der Blickrichtung des Radars ist, weil die dazugehörigen Tracks parallel zum Riff verlaufen. Man erkennt dies auch an den differierenden Kohärenzwerten im Nah- und Fernbereich, die sich aufgrund der unterschiedlichen Oberflächenrauigkeiten ergeben, weil sie mit der Bodentopographie in der Riffnähe korrelieren und das rückgestreute Radarsignal modulieren. Wie diese Verläufe zeigen, ist die Qualität der Daten nicht nur von der Entfernungsrichtung abhängig, sondern auch von der Beschaffenheit der Meeresoberfläche und somit ebenfalls von ozeanographischen Gegebenheiten. Bei einem Vergleich der Kohärenzverläufe aus den linken mit den rechten Diagrammen kann man deduzieren, daß neben den zu messenden Oberflächenströmungskomponenten auch anderweitige ozeanographische Phänomene, wie beispielsweise Bragg-Wellen, die Datenqualität beeinflussen. Würde man diese Einflüsse außer acht lassen, so müßten sowohl die oberen als auch die unteren Diagramme in ihrem Kohärenzwert in einem analogen Zusammenhang stehen, weil sie jeweils die gleichen Strömungskomponente, und damit die gleichen Veränderungen während des ATI Zeitversatzes, nur aus verschiedenen Richtungen detektieren.

Eine weitere interessante Eigenschaft der Kohärenz ist bei relativ großen Azimutaufösungen festzustellen. In diesem Bereich besitzen alle Linien, abgesehen vom Wert der Kohärenz, einen analogen Verlauf, der bei einer Azimutauflösung von 3,6 m ein lokales Maximum aufweist. Dabei ist es unerheblich, von welcher Seite die Daten akquiriert werden.

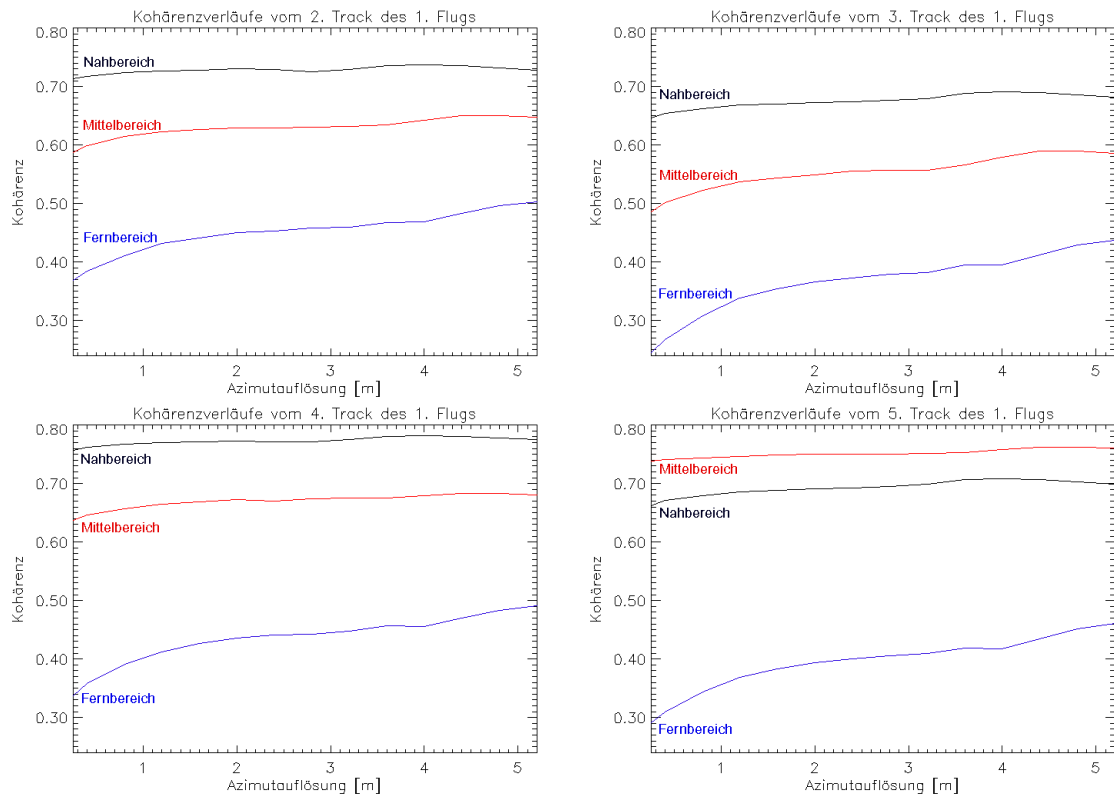


Abbildung 4-49: Kohärenzverläufe in Abhängigkeit der Azimutauflösung von einer Szene, die aus vier zueinander rechtwinklig gelegenen Seiten beleuchtet wurde

Angesichts der Tatsache, daß bei allen drei Betrachtungen jeweils ein lokales Maximum bei einer Azimutauflösung von 3,6 m enthalten ist, wäre es sinnvoll, die Daten auch mit dieser Auflösung zu prozessieren. Weil jedoch eine Azimutauflösung nach den hier aufgeführten Untersuchungen von mehr als 3 m im Falle des EUROPAK-B Projektes nicht wünschenswert ist, stellt eine Auflösung in azimuthaler Richtung von ca. 1 m mit insgesamt 9 Auflösungszellen zur Mittelung der Kohärenz für die SAR Prozessierung einen guten Kompromiß in Datenqualität und Auflösung zwecks einer weiteren Informationsextraktion dar.

Kapitel 5

Datenerfassung und -verarbeitung

Damit aus interferometrischen SAR Daten Höhenmodelle oder Geschwindigkeitsvektorfelder generiert werden können, muß ein Radarsystem einige grundlegende Eigenschaften besitzen, die eine solche präzise Messung ermöglichen. Mittels des AeS Radarsystems, welches auch im Falle des EURoPAK-B Projektes zur Anwendung kam, werden diese Eigenschaften nach einer kurzen Vorstellung des AeS SARs erläutert. Ein gut funktionierendes Radarsystem ist zwar die Grundlage für solche präzisen Messungen, aber ein ebenso wichtiger Faktor für eine erfolgreiche Datenerfassung und eine akkurate Prozessierung mit einer späteren Weiterverarbeitung der InSAR Daten, ist eine genaue Planung der Meßkampagne. Diese beinhalten sowohl eine perfekte Systemkonfiguration des Radars als auch eine genaue Kenntnis des zu vermessenden Mediums und dessen Auswirkungen auf den Radarabbildungsmechanismus. Anhand dieser Informationen muß eine optimale Meßstrategie ausgearbeitet werden, um ein qualitativ hochwertiges interferometrischen Produkt zu erhalten. Ein praktischer Ansatz für eine Vorgehensweise, deren Hauptaugenmerk auf einer ozeanographischen Datenerfassung mittels eines ATI SARs liegt, wird in diesem Kapitel primär ausgeführt.

5.1 AeS System

In den folgenden Kapiteln wird ein kurzer Überblick über das Radarsystem gegeben, welches für die Akquisition der EURoPAK-B Daten Verwendung fand. Im Jahre 1996 entwickelte die Firma Aero-Sensing dieses Radarsystem namens AeS, welches bisher in zahlreichen Projekten weltweit zum Einsatz kam und auch im Laufe der Zeit weiterentwickelt wurde. Hauptanwendungsgebiet war bisher die Bestimmung von Geländetopographien, die im Across-Track Modus erfolgt. Da man aber im EURoPAK-B Projekt an der Messung von Meeresoberflächenströmungen interessiert war, mußte das AeS Radarsystem modifiziert werden, weil eine solches Vorhaben nicht mit der Across-Track Interferometrie möglich ist. Dies hatte zur Folge, daß nach und nach ein Radarsystem entstand, welches je nach Anwendung entweder im Across-

Track oder im Along-Track Modus arbeiten kann. In besonderen Fällen kann sogar auf eine Radarkonfiguration zurückgegriffen werden, die eine zeitgleiche Datenerfassung mit beiden Modi, so wie es auch beim zweiten EUroPAK-B Experiment zutraf, ermöglicht. Um dieses ausführlicher darzulegen, werden nun einige Merkmale des AeS Radars beschrieben.

5.1.1 AeS Radarsystem

Bevor auf die Radarkonfiguration und die Rohdatenprozessierung eingegangen wird, wendet sich dieses Kapitel dem in den Experimenten verwendeten Radarsystem selbst zu. Das AeS Radarsystem der Fernerkundungsfirma Aero-Sensing ist in zwei Einheiten, der Bodeneinheit und der Flugeinheit, aufgeteilt und in Abbildung 5-1 als Blockdiagramm schematisch dargestellt.

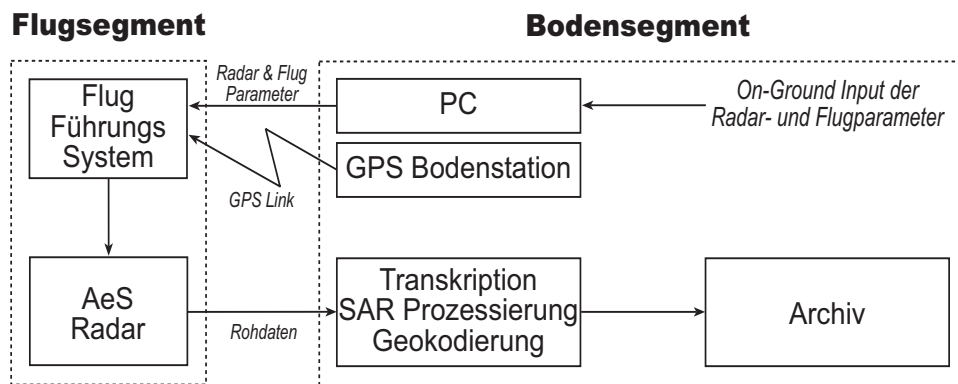


Abbildung 5-1: Blockdiagramm des AeS Systems

Die Bodeneinheit besteht aus GPS Bodenstationen für eine differentielle GPS Messung und PCs zur Flugplanung, Datentranskription und SAR/InSAR Prozessierung. Die Flugplanung und die Einspeisung aller Parameter, die für eine Messung gebraucht werden, erfolgt während der Vorbereitung eines jeden Einsatzes. Bei der Flugeinheit ist der zentrale Punkt neben dem Navigationssystem das Radar, welches HH polarisiert ist. Es arbeitet im X-Band mit einer mittleren Sendefrequenz von 9,55 GHz und einer maximalen Bandbreite von 400 MHz. Dies ermöglicht eine horizontale Bodenauflösung der prozessierten SAR Bilder von bis zu 0,5 Metern. Die Puls-wiederhohlfrequenz dieses System erreicht einen Höchstwert von 16 kHz. Zwecks einer besseren Vorstellung des Flugsegments dient nachfolgende Abbildung 5-2, in der auch das Flugzeug, es handelt sich um eine Rockwell Aero Commander 690, zu sehen ist.

Neben den Radardaten werden bei der Datendetektion auch Navigations- und Lagedaten aufgezeichnet. Während die maximale Aufzeichnungsrate der Radardaten 32 MByte/s beträgt, empfängt das D-GPS (Differential Global Positioning System) an Bord des Flugzeugs Signale der GPS Bodenstation mit 50 Hz für eine genaue D-GPS Positionsbestimmung in Echtzeit. Damit ist es möglich, die Position des Flugzeugs in Echtzeit mit einer Genauigkeit von besser als 1 m zu bestimmen und den geplanten Flugtrack mit einer Genauigkeit besser als 10 m einzuhalten.

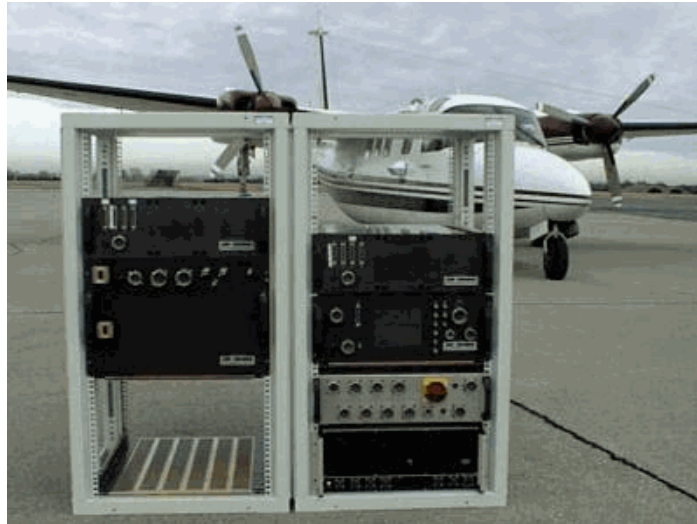


Abbildung 5-2: AeS Radar mit Flugzeug

An das AeS können zur Zeit bis zu drei Antennen angeschlossen werden, von denen jedoch eine immer im passiven Modus arbeitet [43]. Dies bedeutet, daß das AeS Radarsystem je nach Anwendung im Across-Track Modus mit drei Antennen, im Along-Track Modus mit zwei Antennen oder im kombinierten Across- und Along-Track Modus arbeiten kann.



Abbildung 5-3: Am Flugzeug montierte ATI SAR Antennen

Abbildung 5-3 zeigt die beiden am Flugzeug montierten Radarantennen des ATI Systems, die für EUROPAK-B erstmals in dieser Konfiguration eingesetzt wurden. Die Antennen selbst sind auf einem stabilen Stahlträger, der quer durch die Flugzeugrumpf verläuft, angebracht. Abgesehen von den Antennen befindet sich auch das Navigationssystem (INS) auf dem Stahlträger. Somit erhält man die Sicherheit, daß die Antennenpositionen immer mit dem Navigationssystem stabil verbunden sind und nicht durch Scherungen des Flugzeugrumpfes beeinflusst werden, wodurch die Qualität der Ergebnisse der Datenprozessierung erheblich reduziert werden könnten. Dies gewährleistet eine hohe Lagestabilität der Antennen und somit auch

der Antennenphasenzentren während des Fluges, die für die Bewegungskompensation bedeutend ist.

Radarfrequenz	9,35 bis 9,75 GHz
Bandbreite	bis 400 MHz
Pulswiederholfrequenz	bis 16 kHz
Bodenauflösung	bis zu 0,5 m x 0,5 m
Streifenbreite	1 bis 15 km
Depressionswinkel	45°
Fluggeschwindigkeit	50 bis 200 m/s
ATI bzw. XTI InSAR Basislinien	0,6 bis 2,4 m

Tabelle 5-1: Systemparameter des AeS X-Band Radars

In Tabelle 5-1 sind nochmals die wichtigsten Parameter des AeS Systems zusammengefaßt. Zusätzlich erwähnenswert ist, daß die Basislinien, egal ob im ATI oder XTI Modus von 0,6 m bis zu 2,4 m betragen können, wobei der letztere Wert die maximale Basislinie darstellt, die an diesem Flugzeug, siehe auch Abbildung 5-2, realisiert werden kann.

Um ein hochwertiges interferometrisches Produkt herzustellen, muß ein SAR System ein geringes Phasenrauschen und eine sehr präzise Aufzeichnung der Navigationsdaten besitzen. Wegen einer bereits existierenden und sehr ausführlichen Darstellung des AeS Radarsystems, die in [43] nachzulesen ist, wird im folgenden nur kurz auf diese Eigenschaften eingegangen.

Aufgrund von thermischem Rauschen entsteht ein Phasenrauschen, welches vom Signal/Rausch Verhältnis abhängt. Bei 30 dB enthält die interferometrische Phase einen Rauschanteil von 5.5°. Desweiteren verursachen interne Verzerrungen im Radar ein Phasenrauschen, dessen Beitrag sich anhand stationärer Messungen des empfangenen Radarsignals bestimmen läßt.

Weil die Antennenpositionen während eines gesamten Fluges zur Datenprozessierung bekannt sein müssen, ist es unerläßlich, alle Bewegungen der gesamten interferometrischen Antennenstruktur, die in Form von Navigationsdaten aufgezeichnet werden, zu messen. Hierzu wird eine Lösung gewählt, die eine Kombination von INS- und GPS-Daten darstellt. Für eine qualitative Verbesserung der Navigationsdaten werden während der Datenakquisition zwei GPS-Bodenstationen verwendet und deren aufgezeichneten Informationen differentiell und kohärent prozessiert. Im Optimalfall, dies bedeutet es herrscht eine sehr gute GPS-Satellitenkonstellation und das Untersuchungsgebiet ist weniger als 50 km von der GPS-Bodenstation entfernt, ergibt sich eine Genauigkeit von bis zu 3 cm. In einem Nachverarbeitungsschritt werden die INS- und GPS-Daten miteinander so verrechnet, daß man absolute Rotations- und Positionsdaten, die sich auf das Meßzentrum der INS beziehen, erhält. Die absolute Genauigkeit

der INS in der Winkelmessung liegt dadurch bei $0,003^\circ$, während die relative einen Wert von $0,0003^\circ$ besitzt.

5.1.2 Allgemeine Radarkonfiguration

Nachdem in den vorherigen Kapiteln eine kurze Ausführung zu den interferometrischen Aufnahmemethoden gemacht wurde, erscheint es nun zweckmäßig, einige praktischen Ansätze für eine optimale Radarkonfiguration zur Messung von Meeresoberflächenströmungen mittels einem ATI SAR darzustellen. Diese sind nötig, weil die speziellen Eigenschaften des Meeres in den Radarabbildungsmechanismus mit eingehen und kein Problem darstellen sollten, da sie bereits ausgiebig untersucht wurden. In [35] und [42] findet man eine ausführliche Abhandlung dieser Eigenschaften und deren Auswirkungen auf das Radarsignal. Aus diesem Grund folgt eine kurze Zusammenfassung dieser Eigenschaften, bei der hauptsächlich auf die Frequenz, den Einfallswinkel und die Polarisation eingegangen wird.

• Frequenz

Die Sendefrequenz des Radars ist eine der Eigenschaften, deren Auswirkung auf den Radarabbildungsmechanismus des Meeres am größten ist. Befindet sich die Wellenlänge des Radarsignals im Bereich der Bragg-Wellenlängen, die sich auf der Wasseroberfläche befinden, siehe auch Kapitel 3.1.2, so ergibt sich eine Resonanz, deren Auswirkungen von der Sendefrequenz abhängig sind. Bei hohen Radarfrequenzen, wie es auch im X-Band der Fall ist, nehmen die Nichtlinearitäten ab, so daß man einen nahezu linearen Radarabbildungsmechanismus erhält. Die hydrodynamische Modulation der Bragg-Wellen durch das lokale Wellenfeld liefert einen signifikanten Beitrag zu den gemessenen Radarsignaturen und somit auch auf die interferometrische Phase. Hierbei wird deutlich, daß der Radarabbildungsmechanismus bei höheren Frequenzen und somit geringeren Wellenlängen an Unempfindlichkeit in Bezug auf störende Meeresoberflächeneinflüsse zunimmt. Einer der Eigenschaften des Radarabbildungsmechanismus ist, daß bei geringen Radarfrequenzen der mittlere Doppler-Versatz stark von der Windrichtung abhängt. Der dadurch entstehende Fehler kann eine gemessene „Fehlströmung“ von bis zu 1 m/s ausmachen und somit größer als die zu messende Oberflächenströmung sein [35].

• Einfallswinkel

Die Abbildung der Wasseroberfläche hängt von dem lokalen Einfallswinkel des gesendeten Radarsignals ab, die wiederum durch die zeitliche Änderung des Einfallswinkels durch die Oberflächenwellen beeinflusst wird. Untersuchungen auf diesem Gebiet haben gezeigt, daß die Linearität des Abbildungsmechanismus bei größeren Einfallswinkeln prägnanter ist als bei kleinen Einfallswinkeln. Andererseits geht die vertikale Geschwindigkeitskomponente der Wellenbewegung bei kleinen Einfallswinkeln stärker in die ATI Daten mit ein, als bei großen Einfallswinkeln. Dies ändert sich mit größer werdendem lokalen Einfallswinkel. Hinzu kommt, daß bei größeren Einfallswinkeln der Einfluß von Bragg-Wellen aufgrund höherer Windgeschwindigkeiten stärker linear ausgeprägt ist.

- **Polarisation**

Abgesehen vom Signal/Rausch-Verhältnis besitzt die Streuung von Meeresoberflächen bei HH und bei VV Polarisation nahezu Eigenschaften, die sich auch nur sehr geringfügig auf die interferometrische Phase auswirken. Ein erheblicher Unterschied ergibt sich, wie bereits erwähnt, im Signal/Rausch Verhältnis, welches beim VV polarisierten Signal deutlich größer ist als bei einem HH polarisierten. Dies bedingt eine Auswirkung auf die Genauigkeit des Zusammenhangs der interferometrischen Phase zur realen Oberflächenströmung und macht sich in Form einer größeren Nichtlinearität bei einer HH Polarisation bemerkbar.

5.1.3 AeS Bodensegment

Wie im Blockdiagramm von Abbildung 5-1 dargestellt, findet nach den ATI Flügen zunächst zwecks Datensicherung eine Transkription der Rohdaten von Festplatte auf ein Digital Linear Tape (DLT) statt, welches eine Speicherkapazität von 35 GB besitzt. Bei der späteren Prozessierung der Radarrohdaten, die als Ergebnis ein interferometrische Produkt in Form von Amplitude, Phase und Kohärenz besitzt, kommen Rechner zum Einsatz, die auf die DLTs zurückgreifen können. Zusätzlich werden bei der Transkription die D-GPS und INS Daten des Fluges prozessiert und mit den Radarrohdaten synchronisiert. Zum Prozessieren langer Bildstreifen werden die Radarrohdaten eines Bildes in mehrere überlappende Teile aufgeteilt, um die dadurch entstehende Datenmenge pro PC zu verkleinern. In einem weiteren Schritt können diese Teile nach der Prozessierung wieder in einen langen Bildstreifen zusammengefaßt werden. Bevor man jedoch das fertig prozessierte InSAR Bild erhält, werden zwei Hauptprozessierungsschritte durchlaufen, welche die SAR Prozessierung, die als Ergebnisse SLCs der jeweiligen Datensätze besitzt, und die InSAR Prozessierung sind.

Bei der interferometrischen Prozessierung werden die beiden SLCs mit dem bestmöglichen Signal/Rausch Verhältnis so miteinander kombiniert, daß eine interferometrische Phase entsteht. Dabei werden die standardmäßigen Algorithmen zur Koregistrierung, Interferogrammbildung und Auflösung der Phasenmehrdeutigkeit durchlaufen. Im Falle von ATI Daten kommen allerdings auch modifizierte Prozessierungsverfahren, wie sie schon in Kapitel 4 beschrieben sind, zum Einsatz. Nach einer abschließenden Geokodierung der prozessierten Daten, besteht die Möglichkeit aus diesem so erhaltenen interferometrischen Produkt in einem weiteren Schritt entweder die Oberflächenströmungen des Meeres, bei ATI, oder die Geländehöhe, bei XTI, zu bestimmen.

5.2 Meßkampagne bei Helgoland

Zwecks einer praktischen Veranschaulichung der in Kapitel 4 entwickelten Verfahren und einer Realisierung von weiteren wissenschaftlichen Untersuchungen, die anhand der prozessierten ATI Daten erfolgt, wurden im Rahmen des EUROPAK-B Projektes zwei Meßkampagnen durchgeführt, deren Hauptziel es war, die Unterwasser-Bodentopographie zu bestimmen.

Die erste Datenerfassung erfolgte am 27. und 28. April 1999 über einem Riff nördlich von Helgoland, welches, wie im folgenden erläutert, die besten Voraussetzungen für ATI Strömungsmessungen und für eine relativ unkomplizierte Beschaffung aller sonst benötigten Daten bot.

5.2.1 Meßstrategie

Im Herbst 1998 wurde nach Studium der Gezeitentafeln von dem Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg entschieden, für die erste EUROPAK-B Meßkampagne als Testgebiet ein Unterwasserriff bei Helgoland zu verwenden, wobei sich als idealer Zeitraum für die Messungen die letzte Aprilwoche 1999 herausstellte. Abbildung 5-4 zeigt einen Seekartenausschnitt mit dem Untersuchungsgebiet.



Abbildung 5-4: Seekartenausschnitt des Untersuchungsgebietes bei Helgoland

Die Vorteile des Helgoländer Riffs bestehen darin, daß die Bodentopographie in diesem Untersuchungsgebiet praktisch unveränderlich und gut bekannt ist. Daten, die auf dieser Topographie beruhen, sind bei der BSH (Bundesanstalt für Seeschifffahrt und Hydrographie) und der BAW (Bundesanstalt für Wasserbau) erhältlich. Zudem können auch Informationen über den Wind bei Helgoland, der bei der Bestimmung der Meeresoberflächenströmung eine bedeutende Rolle zukommt, leicht beschafft werden.

Allerdings existieren auch Nachteile, die sich in folgender Form äußern: Die morphodynamischen Änderungen können hier nicht studiert werden. Zudem besteht die Gefahr, daß die Strömungsverläufe eventuell so kompliziert sind, daß ein aufwendiges Strömungsmodell benö-

tigt wird und daß es Schwierigkeiten mit der Simulation der Modulation der Oberflächenwellen aufgrund beispielsweise brechender Wellen geben könnte.

Theoretisch ist es erstrebenswert, die ATI Phasenbilder mit flachem Einfallswinkel und im Sinne optimaler statistischer Eigenschaften mit einer hohen geometrischen Auflösung aufzunehmen. Die Bodenauflösung und somit die Pixelgröße der bei Aero-Sensing prozessierten und geokodierten Bilder beträgt im EUROPAK-B Projekt $2\text{ m} \times 2\text{ m}$. Bei der weiteren Verarbeitung der Daten zur Bestimmung der Oberflächenströmungen reduziert sich dies auf eine nutzbare Auflösung der gemessenen Strömungsfelder auf ca. 20 m. Für andere Anwendungen könnte durch Änderung der Flughöhe oder durch Abdecken mehrerer paralleler Streifen die Auflösung und die Überdeckung dem Bedarf angepaßt werden. Auch der auf Basis theoretischer Berechnungen gewählte Zeitversatz von 5 bis 6 ms zwischen den beiden ATI Aufnahmen hat sich in der Praxis bewährt, genauso wie die horizontale Polarisierung des AeS Radars, die für Messungen über dem Ozean, wegen einer geringeren rückgestreuten Leistung als bei einer vertikalen Polarisierung, eigentlich nicht optimal ist.

Um ein komplettes zweidimensionales Strömungsfeld zu bestimmen, benötigt man ATI Aufnahmen aus mindestens zwei verschiedenen Blickrichtungen. Wie weiter unten beschrieben, wurde über dem Helgoländer Testgebiet ein Kreuzmuster geflogen mit insgesamt vier Blickrichtungen, die paarweise senkrecht bzw. anti-parallel zueinander liegen. Auch dieses Konzept erwies sich als erfolgreich und verbindet folgende Vorteile:

- Zueinander senkrecht stehende Blickrichtungen bilden eine geometrisch optimale Basis für die Messung zweidimensionaler Strömungsvektoren mit geringen systematischen Fehlern.
- Die Hinzunahme der entsprechenden gegenüberliegenden Blickrichtungen hilft, einfallswinkel- und blickrichtungsabhängige Probleme zu minimieren und entsprechende Korrekturen, die anhand von theoretischen Berechnungen durchgeführt werden, einer Konsistenzkontrolle zu unterziehen.
- Darüber hinaus ergibt sich eine Kontrollmöglichkeit für die korrekte räumliche Zuordnung und geometrische Entzerrung der Aufnahmen sowie
- eine erhöhte statistische Sicherheit durch die Kombination von je zwei Messungen in gleicher Richtung, bei denen insbesondere die Beiträge von Orbitalbewegungen langer Oberflächenwellen nicht miteinander korreliert sind und sich dadurch sehr gut von Beiträgen des stationären Strömungsfelds separieren lassen.

Die aufgrund theoretischer Überlegungen getroffenen Entscheidungen bezüglich Gerätedesign und Meßstrategie haben sich, wie man auf den nachfolgenden Seiten nachlesen kann, damit bewährt, so daß grundlegende Änderungen für zukünftige Messungen nicht erforderlich sind.

Bevor auf die Ergebnisse des ersten Experiments eingegangen werden, erfolgt nun eine Beschreibung der getätigten ATI Messungen bei Helgoland. Zur Datendetektion wurde ein nomineller Einfallswinkel von 45° gewählt, bei dem sich ein guter Kompromiß aus möglichst flachem Einfall für genaue Strömungsmessungen und ausreichender rückgestreuter Leistung er-

gibt. Der Antennenabstand b , der bei dieser Messung gleichzeitig äquivalent zur ATI Basislinie B war, betrug 0.6 m, was bei einer Fluggeschwindigkeit von 100 ms^{-1} einem ATI Zeitversatz von 6 ms entspricht. Nach theoretischen Abschätzungen ist dieser ATI Zeitversatz noch ausreichend kurz für eine akzeptable Kohärenz des Radarsignals und gleichzeitig ausreichend lang für eine gute Auflösung gemessener Geschwindigkeiten von Meeresströmungen [35]. Die für diese Meßkampagne eingesetzte ATI Basislinie ist schematisch in Abbildung 5-5 dargestellt.

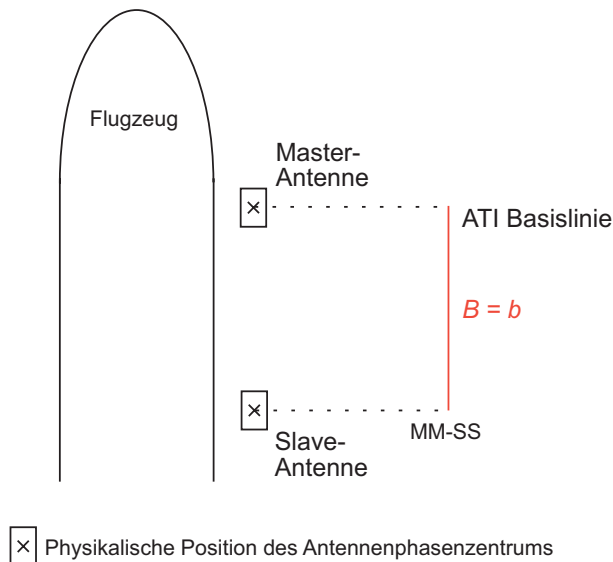


Abbildung 5-5: Schematische Darstellung der ATI Basislinie vom Helgoländer Experiment

Bei einer Phasenauflösung des AeS Systems von einem halben Grad ergibt sich eine Geschwindigkeitsauflösung von $0,5 \text{ cms}^{-1}$. Somit ist es möglich mit dieser Radarkonfiguration einen Geschwindigkeitswertebereich von $3,6 \text{ ms}^{-1}$ ohne Mehrdeutigkeiten abzudecken. Die nominelle Flughöhe betrug 2500 m, wodurch sich bei einem abgedeckten Einfallswinkelbereich von 29° bis 63° eine Streifenbreite von rund 4000 m ergab.

Für eine optimale Erfassung des zweidimensionalen Oberflächenströmungsfelds über dem Riff wurde in zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen geflogen. Damit auch die durchzuführenden blickrichtungs- und einfallswinkelabhängigen Korrekturen untersucht werden können, wurden außerdem auch Aufnahmen mit den entsprechenden gegenüberliegenden Blickrichtungen gemacht. Zusätzlich dazu befinden sich in den Datensätzen Landgebiete, die im Gegensatz zum Wasser nicht ständig in Bewegung sind. Dies wurde dadurch erreicht, indem das Flugmuster teilweise so gelegt wurde, daß jeweils zwei der vier Aufnahmen die Insel Helgoland und deren Düne enthalten.

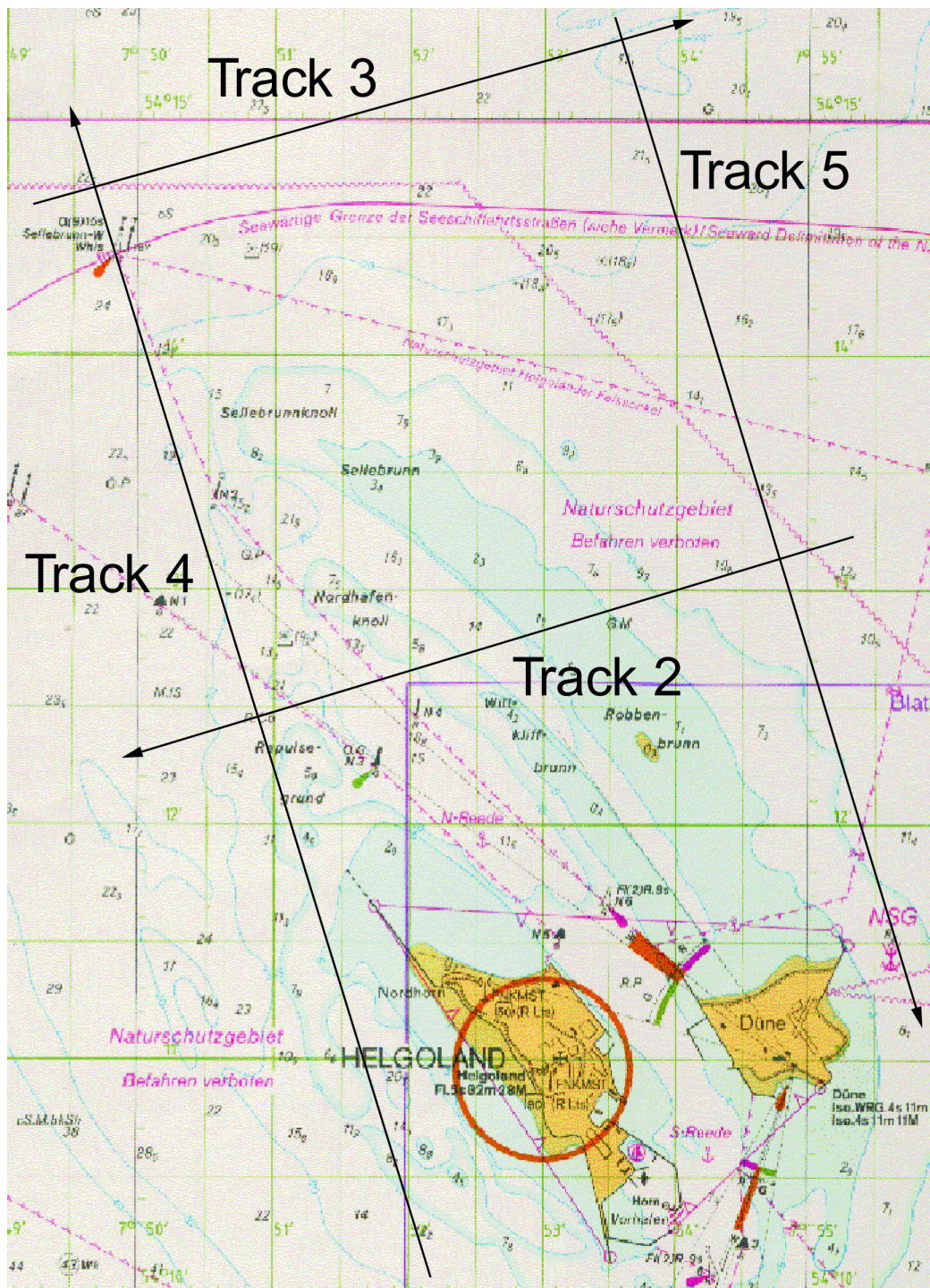


Abbildung 5-6: Seekartenausschnitt mit der Trackanordnung aller vier Flüge vom Helgoländer Experiment

Abbildung 5-6 zeigt das sich ergebende Flugmuster, welches für jeden der vier Flüge identisch ist, und die Lage der Radaraufnahmen, die jeweils rechts bezüglich der Pfeilrichtung zu finden sind. Der abgedeckte Bereich liegt weit im Norden des Riffs, weil erst hier die Wasser-

tiefe ausreichend war für die Ausbringung der Strömungsmesser des BSH, deren Daten für eine spätere Validierung der mit dem ATI SAR ermittelten Oberflächenströmung zur Verfügung stand.

In Abstimmung mit Gezeitentabellen und Wetterbedingungen wurde am 27. und am 28. April je zweimal geflogen. Flugzeiten und die dazu gehörenden Gezeitenangaben sind in der folgenden Tabelle 5-2 zusammengefaßt, wobei alle Flugoperationen vom Flughafen Bremen aus durchgeführt wurden.

Flug #	Datum	Aufnahmebeginn	Aufnahmeende	Gezeitensituation
1	27. April 1999	4:52 UTC	5:15 UTC	90 min nach NW
2	27. April 1999	10:32 UTC	10:55 UTC	90 min nach HW
3	28. April 1999	8:30 UTC	8:54 UTC	60 min vor HW
4	28. April 1999	14:58 UTC	15:21 UTC	60 min vor NW

Tabelle 5-2: Zeiten der vier durchgeführten ATI Überflüge

Bei einem genauen Studium der Tabelle 5-2 erkennt man, daß die Flugzeiten jeweils nicht zu den extremen Hochwasser- und Niedrigwasserzeitpunkten stattfanden, sondern jeweils vor oder nach diesen markanten Punkten. Dies wurde deswegen so gewählt, um die möglichst optimalen Strömungsgradienten, die durch die Gezeitenverläufe zustandekommen, nutzen zu können.

5.2.2 Ergebnisse der ATI Datenprozessierung

Auf den nachfolgenden Seiten werden die Ergebnisse der ATI Datenprozessierung, die als interferometrisches Produkt eine Amplitude, Phase und Kohärenz enthalten, der ersten Meßkampagne zusammengestellt. Dabei konzentriert sich die Darstellung auf signifikante Resultate, weil eine Berücksichtigung aller den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Das Hauptaugenmerk befindet sich hierbei auf der ATI Phase, der bezüglich der weiteren Informationsextraktion eine Schlüsselrolle zuteil wird. Doch zunächst soll kurz auf die Amplitude vom 4. Track des 1. Fluges, deren Datensatz ca. 90 Minuten nach Niedrigwasser aufgezeichnet wurde und eine Länge von 12,6 km und 4 km Breite besitzt, eingegangen werden. Sie ist in Abbildung 5-7 in geokodierter Form zu sehen und noch keiner radiometrischen Kalibration unterzogen worden, die für eine weitere Anwendung, speziell im Falle des EUROPAK-B Projektes, auch keinen relevanten Punkt darstellt.

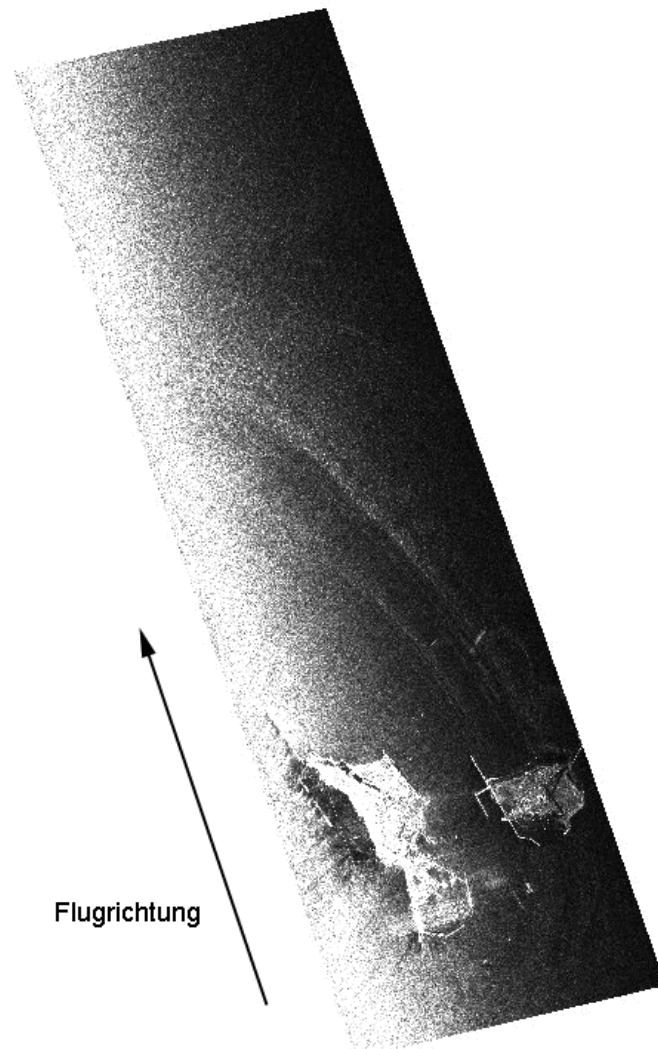


Abbildung 5-7: Geokodierte Amplitude des 4. Tracks vom 1. Flug

Zur Darstellung der Amplitude ist anzumerken, daß es sich einmal um den Betrag eines der SLCs, die zur Interferogrammbildung dienen, handelt und daß in den Bereichen, in denen die reflektierte Leistung abnimmt, sich auch der Helligkeitsgrad reduziert. In dem vorgestellten Beispiel ist diese Eigenschaft besonders deutlich wahrzunehmen. Ursache dafür ist die gerade auf dem Meer existierende sehr ebene Oberfläche, die mit Zunahme der Entfernung vom Radarsystem auch eine Zunahme des lokalen Einfallswinkels mit sich bringt. Je größer dieser wird, desto weniger Leistung wird vom Radar wieder empfangen, wodurch diese Regionen im Bildstreifen bei der in Abbildung 5-7 gewählten Darstellung zunehmend dunkler erscheinen. Nähert man sich dem Nahbereich, verhält sich dies gerade umgekehrt, weshalb sich hier die Regionen aufgrund der mehr empfangenen Leistung heller präsentieren. Dies trifft auch auf die beiden Inseln im unteren Teil des Bildstreifens zu, die eine nicht ganz so glatte und ebene Oberfläche wie das Wasser besitzen und somit wegen des größeren Rückstreuoeffizienten mehr Leistung zum Radarsystem zurückreflektieren. Auch zeichnet sich bei einer genauen Betrachtung

tung der Amplitude eine gut zu erkennende Struktur ab, die sich nahezu genau in der Mitte des Bildstreifens befindet und auf das Unterwasserriff zurückzuführen ist. Somit ist es möglich nur anhand der Amplitude und anderen zusätzlichen Informationen, wie beispielsweise Windrichtung und -stärke, eine Aussage über die vorhandene Unterwasser-Bodentopographie zu machen, wie es beispielsweise mit dem BAS der Firma ARGOSS, siehe auch Kapitel 1.3.1, möglich wäre. In diesem hier vorgestellten Datensatz ist es der Verlauf des Unterwasserriffs, der anhand der Amplitude näherungsweise lokalisiert werden kann. Für eine präzisere Aussage sollte allerdings die ATI Phase des selben Datensatzes hinzugezogen werden, die in Abbildung 5-8 ebenfalls in geokodierter Form dargestellt ist.

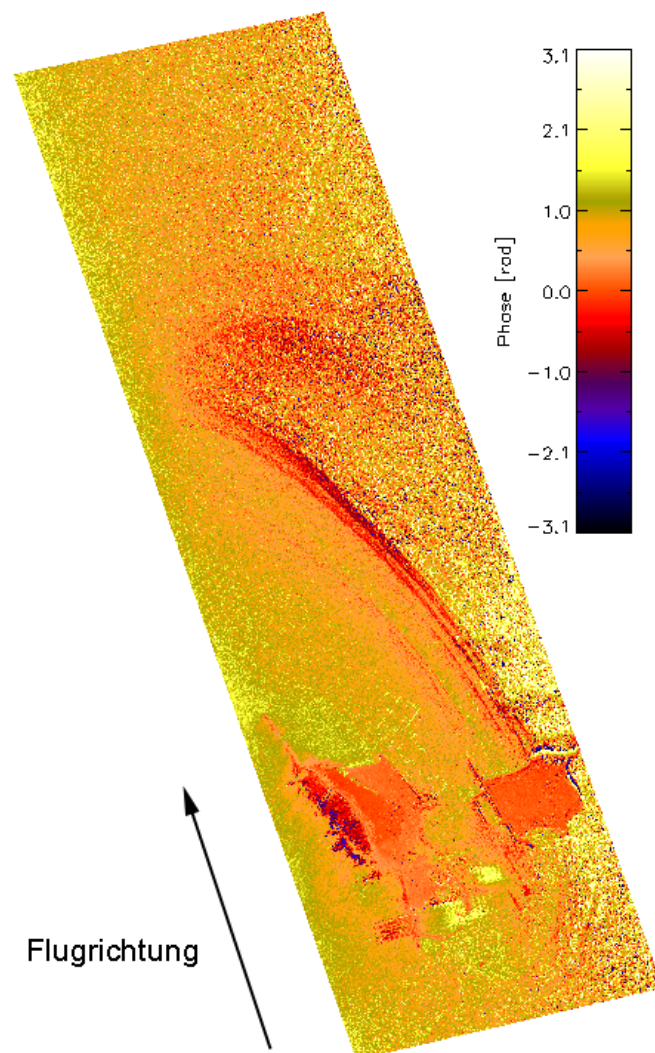


Abbildung 5-8: Geokodierte ATI Phase des 4. Tracks vom 1. Flug

Bevor nun eine Betrachtung der Phase über dem Riff erfolgt, soll kurz auf den Phasenverlauf im Bereich der beiden Inseln eingegangen werden, mit der eine annähernde Aussage über die Genauigkeit gemacht werden kann. Bei einer sorgsamem Untersuchung dieser Phase kann man feststellen, daß sie genau in den Regionen, in denen auch die Insel Helgoland und die Düne lie-

gen, um den Wert Null oszilliert. Dies wird durch die interne Phasenkalibrierung realisiert, die im Laufe dieser Arbeit entwickelt wurde und die in Kapitel 4 nachgelesen werden kann. Um zu zeigen, daß die interne Phasenkalibrierung zuverlässig arbeitet, dient nachfolgende Abbildung 5-9, die ein Phasenprofil der Landbereiche der Insel Helgoland und deren Düne enthält.

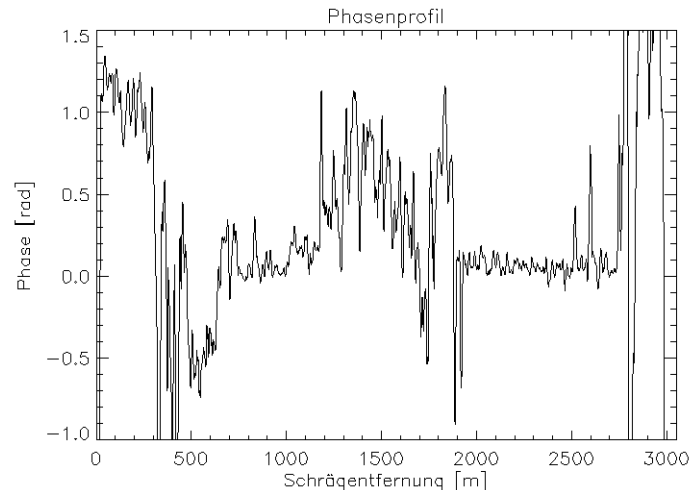


Abbildung 5-9: ATI Phasenprofil der Helgoländer Inseln

Das abgebildete Phasenprofil konkretisiert, daß die Phase über den Inseln, die sich bei einer Schrägentfernung von 700 m bis 1000 m und 1900 m bis 2700 m befinden, einen mittleren Wert von nahezu Null besitzt, so wie es auch zu erwarten ist. In den anderen Bereichen, die hauptsächlich über dem Wasser liegen, nimmt die ATI Phase einen Wert an, der in Wechselwirkung mit der Meeresoberflächenströmung steht. Im interessierenden Gebiet, welches sich nördlich der Inseln befindet, kann man in Abbildung 5-8 deutlich die Struktur erkennen, die aufgrund des Riffs und der dort vorhandenen Oberflächenströmung entsteht. Ermöglicht wird dieser Phasenverlauf durch die großen Strömungsgradienten, die von der zu diesem Zeitpunkt herrschenden Gezeitsituation über dem Riff und dem dort zu findenden prägnanten Dynamikbereich der Unterwassertopographie hervorgerufen werden. Ebenso ist erkennbar, daß die Phase westlich des Riffs im Gegensatz zu dem Bereich östlich des Riffs, die geokodierten Bilder sind genordet, einen homogenen Verlauf hat. Dieser ergibt sich angesichts des divergenten und konvergenten Bereichs der Strömung in unmittelbarer Umgebung des Unterwasserriffs. Schaut man sich das Phasenprofil direkt über dem Riff an, so wie es Abbildung 5-10 ausdrückt, kann man deutlich den Phasenunterschied erkennen, der einmal vor, hinter und über dem Riff existiert.

Zudem ist im Phasenverlauf festzustellen, daß im Schrägentfernungsbereich von 1000 m bis 2000 m ein Minimum existiert, welches bezüglich der über dem Riff ausgeprägteren Strömung entsteht, die wegen der geringeren Tiefe und der geltenden Kontinuitätsgleichung, siehe Kapitel 6.1, zustande kommt. Auch ist im Bereich von 0 m bis 1000 m, der hier zugleich dem Nahbereich entspricht, im Gegensatz zum Fernbereich, der in diesem Falle von 2000 m bis 3000 m reicht, ein deutlich geringeres Phasenrauschen festzustellen. Dies ergibt sich einerseits deswe-

gen, weil im Nahbereich wegen der zu dem Zeitpunkt existierenden Gezeitenbedingung eine ruhigere Meeresoberfläche, aufgrund des divergenten Anströmungsbereiches, vorhanden war als im Fernbereich, wo eine konvergente Strömung herrschte.

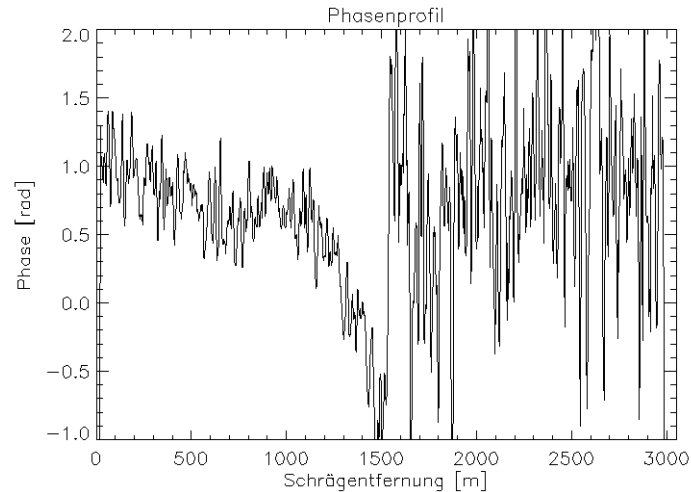


Abbildung 5-10: ATI Phasenprofil über dem Unterwasserriff

Ein weiterer Punkt ist der erhöhte Rauschteil im Fernbereich der Daten, welcher sich aus der geringeren vom Radar empfangenen Leistung ergibt. Um sich ein besseres Bild der ATI Phase machen zu können, dient nachfolgende Abbildung 5-11, die die ATI Phase in dreidimensionaler Form repräsentiert. Es ist anzumerken, daß diese Phase nicht die Geländehöhe widerspiegelt, sondern die gemessene Veränderung der Erdoberflächenzustände zwischen zwei SAR Szenen. In diesem Falle ist dies die Phase, die mit der Oberflächenströmungsgeschwindigkeit des Meeres in Korrelation steht.

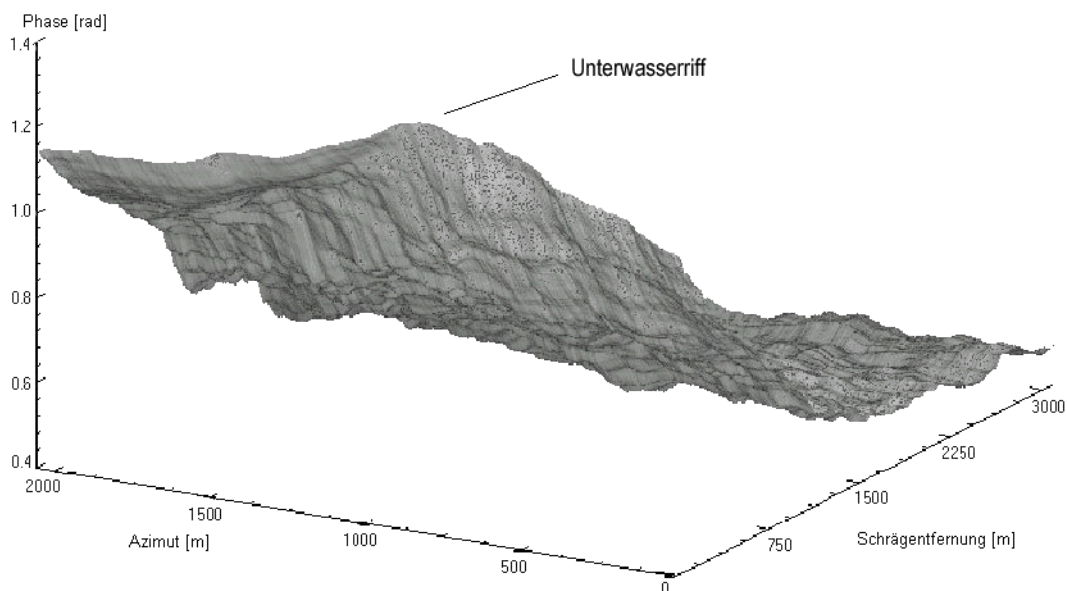


Abbildung 5-11: ATI Phase über dem Riff in 3D-Darstellung

Zu sehen ist hierbei eine, im Gegensatz zu denen in den vorherigen Abbildungen, zusätzlich gefilterte Phase, die sowohl einen Bereich über dem Riff als auch einen Teil neben dem Riff enthält und vom Datensatz des 5. Tracks des 1. Fluges stammt. Das Riff, in diesem Beispiel ist nur ein sehr kleiner Bereich davon erfaßt, befindet sich im linken Teil des Bildes, also im Bereich der Azimutentfernung von 1500 m bis 2000 m und Schrägentfernung von 0 m bis 2250 m. Dort nimmt die Phase auch bezüglich des dargestellten Ausschnitts maximale Werte an, die sich durch die dort existierende größere Oberflächenströmung ergeben. Betrachtet man den übrigen Bereich, so kann man feststellen, daß der Wert der Phase mit abnehmender Azimutentfernung und zunehmender Schrägentfernung kontinuierlich abnimmt. Dies findet seine Ursache darin, daß dort die Wassertiefe nach und nach wieder zunimmt und sich somit angesichts der geltenden Kontinuitätsgleichung die Oberflächengeschwindigkeit reduziert.

Der Vollständigkeit halber soll noch eine Region betrachtet werden, die Land enthält, um den Unterschied zwischen Land- und Wassergebieten in der ATI Phase deutlich zu machen. Zu diesem Zweck dient wiederum die ATI Phase vom 5. Track des 1. Fluges, von der ein Ausschnitt in Abbildung 5-12 dargestellt ist.

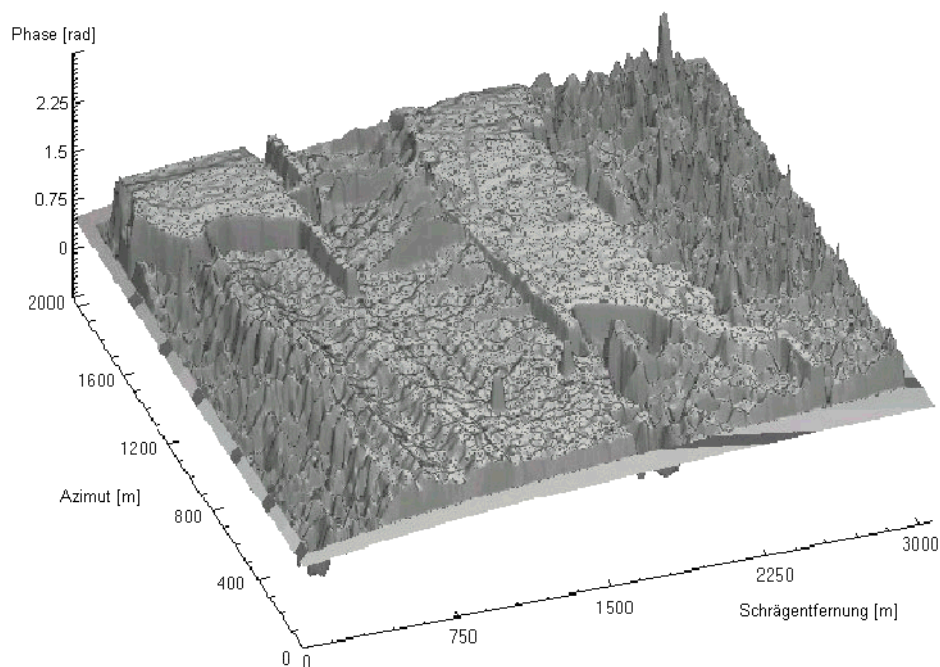


Abbildung 5-12: ATI Phase inklusive Landregionen in 3D-Darstellung

Hier ist gut zu erkennen, daß die Inseln eine nahezu konstante ATI Phase besitzen, die geringfügig um den Nullwert oszilliert, und sie sich somit gegenüber dem Wasserbereich hervorheben. Im Idealfall sollte der Phasenwert über Land Null betragen, was aber z.B. durch Rauschen im Radarsystem nicht gewährleistet werden kann. Desweiteren ist im Vordergrund des Bildes, bei einer Schrägentfernung von 0 m bis 1500 m, andeutungsweise der Phasenverlauf über dem interessierenden Unterwasserriff zu erkennen, welches in diesem Teilgebiet noch nicht so ausgeprägt erscheint wie im Beispiel weiter vorne. Begründet wird dies damit, daß die

Dynamik der Unterwasser-Bodentopographie eine nicht ganz so prägnanten Verlauf wie im eigentlichen Untersuchungsgebiet besitzt, welches sich weiter nördlich befindet, und somit die Strömungsgradienten geringer sind. Der unruhige Phasenverlauf im Teil, der sich rechts neben der zweiten Insel befindet, besitzt seinen Ursprung, wie bereits beschrieben, im Rauschen, welches aus der geringeren empfangenen Leistung resultiert.

Um die Stabilität der entwickelten Algorithmen zur internen Phasenkalibrierung in einem ersten Schritt unter Beweis zu stellen, folgen nachstehende Betrachtungen. Vergleicht man die Phasen von zwei gegenüberliegenden Tracks, die während des selben Fluges, jedoch mit einem Zeitunterschied von 8 Minuten, gemacht wurden und die selbe Szene enthalten, stellt man fest, daß sich die Phasen nur primär im Vorzeichen unterscheiden. Zur besseren Konkretisierung, dient Abbildung 5-13, in der zwei unterschiedliche Phasen in geokodierter Form von anti-parallelen Tracks gegenübergestellt werden.

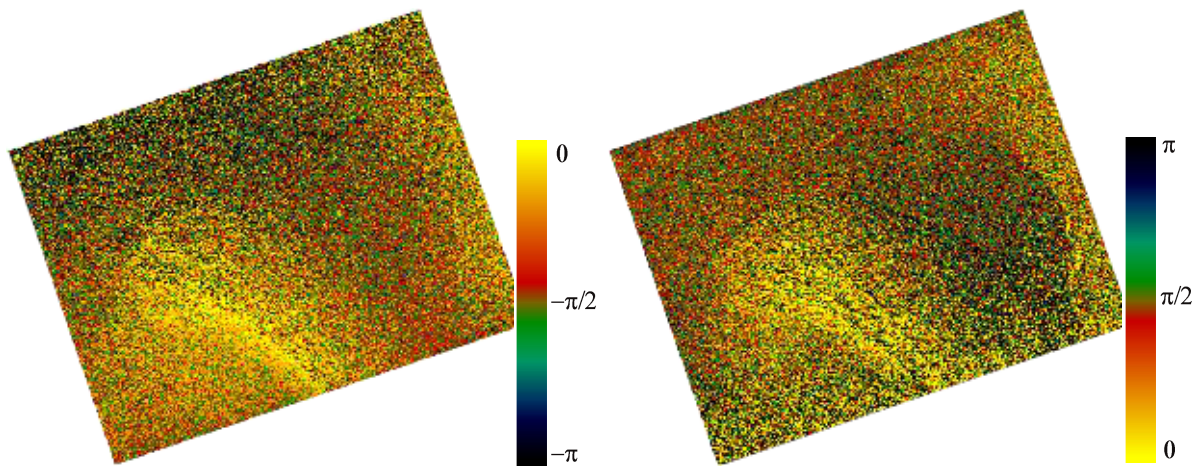


Abbildung 5-13: ATI Phasenvergleich einer Szenen, die aus gegenüberliegenden Richtungen beleuchtet wurde

Diese Bilder zeigen das Hauptuntersuchungsgebiet des ersten Experiments, welches die nördlichste Spitze des Unterwasserriffs beinhaltet. Um den Unterschied des Vorzeichens deutlicher zu machen, werden in Abbildung 5-14 zwei Phasenprofile, die sich an der gleichen Position befinden und von denen jeweils eins aus einem der oben wiedergegebenen Phasenbilder stammt, gegenübergestellt.

Es ist gut erkennbar, daß die in rot und in schwarz illustrierten Phasen primär im Vorzeichen differieren. Dies ergibt sich aus den unterschiedlichen Blickrichtungen des Radars, die in diesem Fall direkt gegenüberliegen, und der sich daraus ergebenden Tatsache, daß sich einmal die Strömung auf das Radarsystem zu und beim anderenmal davon wegbewegt. Dieses Ergebnis läßt die Aussage zu, daß die interne Phasenkalibrierung zuverlässig und stabil arbeitet, welches an den folgenden Beispielen und den Ergebnissen, welche von Romeiser aus diesen Daten und weiteren ATI Daten gewonnen wurden und in Kapitel 6 kurz erläutert sind, verdeutlicht wird.

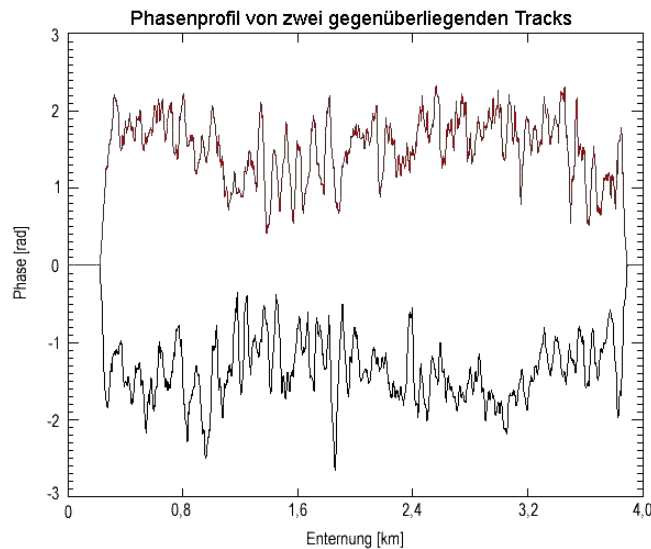


Abbildung 5-14: Vergleich zweier ATI Phasenprofile

Es ist zusätzlich anzumerken, daß in dem eben vorgestellten Bereich des Datensatzes der Phasenanteil aufgrund spezifischer ozeanographischer Eigenschaften minimal ist, so daß die ATI Phase dadurch nur geringfügig beeinflusst wird und somit einen solchen Vergleich ohne zusätzlicher ozeanographischer Korrekturen erlaubt. Weil jedoch auch eine Aussage über die Qualität der Daten für eine weitere Verwendung maßgeblich ist, beschäftigt sich die anschließende Betrachtung mit der Kohärenz anhand des 4. Tracks des 1. Fluges, die es in Abbildung 5-15 zu sehen gibt.

Bei einer genauen Betrachtung der Kohärenz erkennt man, wie sie, so wie es die Amplitude ebenfalls tut, in Entfernungsrichtung nahezu kontinuierlich abnimmt. Dies ist ein Ergebnis aufgrund der geringen rückgestreuten Leistung von der Meeresoberfläche, die mit dem zunehmenden lokalen Einfallswinkel in Korrelation steht. So wie in der Amplitude und auch in der Phase, sind hier ebenfalls bestimmte Merkmale erkennbar, die sich ganz speziell auf die Along-Track Interferometrie beziehen. Beispielsweise besitzen solche Regionen eine sehr gute Kohärenz, deren Position sich im Laufe des ATI Zeitversatzes nicht verändert hat. Dies ist sehr gut an dem hohen Kohärenzwert der beiden Inseln, die sich im unteren Bereich des Bildstreifens befinden, ersichtlich. Anders verhält es sich an der Wasseroberfläche, die ständig in Bewegung ist und somit als Folge einen geringeren Kohärenzwert annimmt. Auch sind bei einer genaueren Betrachtung von Abbildung 5-15 die Signaturen des Unterwasserriffs gut zu erkennen, was aus den unterschiedlichen Oberflächenströmungen, die wiederum durch die große Dynamik der Unterwasser-Bodentopographie beeinflusst wird, resultiert.

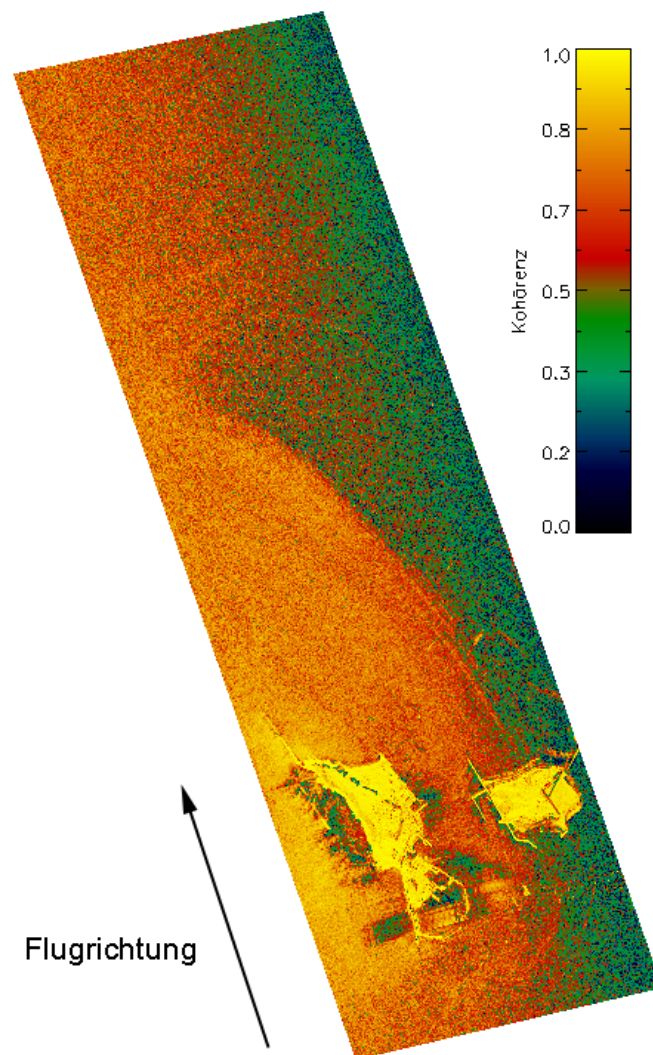


Abbildung 5-15: Kohärenz vom 4. Track des 1. Fluges

Der Einfachheit halber kann man sagen, daß durch eine höhere Oberflächenströmung die Änderungen zwischen zwei SAR Aufnahmen prägnanter sind als bei einer geringeren, was sich wiederum auf die Kohärenz niederschlägt. Um eine allgemeine Verbesserung der Kohärenz bei ATI Daten zu bekommen, kann man beispielsweise den ATI Zeitversatz verkürzen, um so die Dekorrelation zweier SAR Szenen zu verringern. Weiterhin kann man feststellen, daß der Bereich um die Inseln einen verrauschten Kohärenzwertebereich besitzt. Allerdings sind diese Artefakte auch bei der Amplitude und Phase ersichtlich, was seine Ursache in der Einstellung des Radars findet. Aufgrund des vorwiegenden Interesses, die Oberflächenströmungen abzubilden, wurde das Radar auf die Oberflächenbeschaffenheit des Meeres kalibriert, so daß die Landregionen demnach „überbelichtet“ erscheinen.

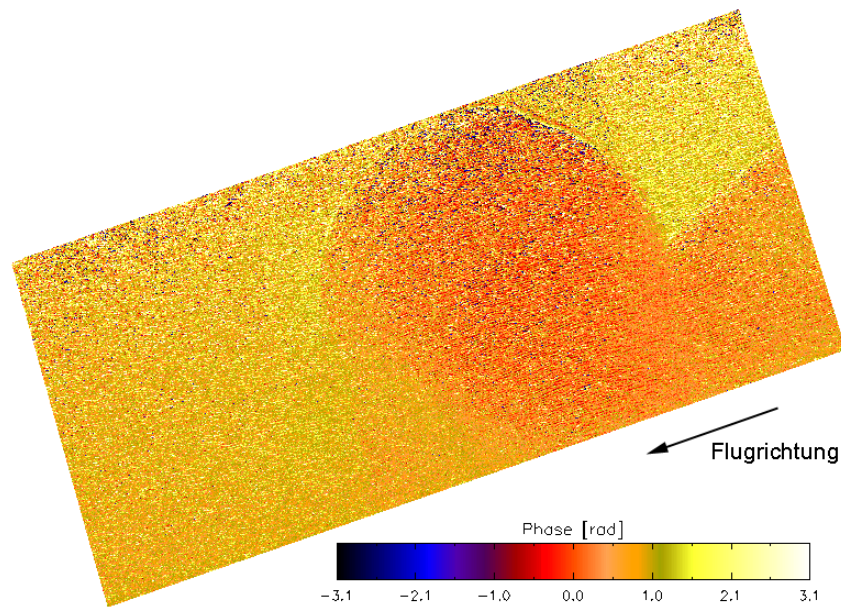


Abbildung 5-16: ATI Phase des Tracks 2 vom 2. Flug

Nachdem nun eine erste ausführliche Beschreibung einzelner Ergebnisse vom EURoPAK-B Experiment bei Helgoland präsentiert wurden, scheint es sinnvoll, noch weitere Ergebnisse des ersten Experiments in Form von Phase und Kohärenz, die geokodiert und genordet sind, zu präsentieren. Weil die Amplitude für die weitere Handhabung der Daten keine relevante Rolle spielt, wird in den nachfolgenden Ausführungen auf ihre Darstellung verzichtet. Aber zunächst sei einmal ein Bildstreifen, der senkrecht zum eben Vorgestellten liegt und eine ausgeprägte Signatur enthält, von Interesse. Abbildung 5-16 repräsentiert die Phase des 2. Tracks des 2. Fluges, der ca. 90 Minuten nach Hochwasser stattfand und den nördlichsten Bereich des Helgoländer Unterwasserriffs enthält. Bei einer genaueren Betrachtung der dargestellten Phase erkennt man sehr gut Strukturen, die auf ozeanographische Phänomene schließen lassen.

Bemerkenswert ist hierbei nicht nur der in der Phase erkennbare Halbkreis im Zentrum des 8,6 km langen und 4 km breiten Bildstreifens, sondern auch die sehr deutlichen Phasengrenzen im Mittelbereich des östlichen Teils vom Track. Dieses Phänomen findet seinen Ursprung in den zum Zeitpunkt dieser Datenakquisition vorhandenen Strömungsgradienten in diesem Gebiet. Wendet man sich nun der Kohärenz des selben Bildstreifens zu, wie sie in Abbildung 5-17 zu sehen ist, findet man einen ähnlichen Kohärenzverlauf vom Nahbereich in den Fernbereich, dessen Ursache auch schon anhand Abbildung 5-15 erläutert wurde.

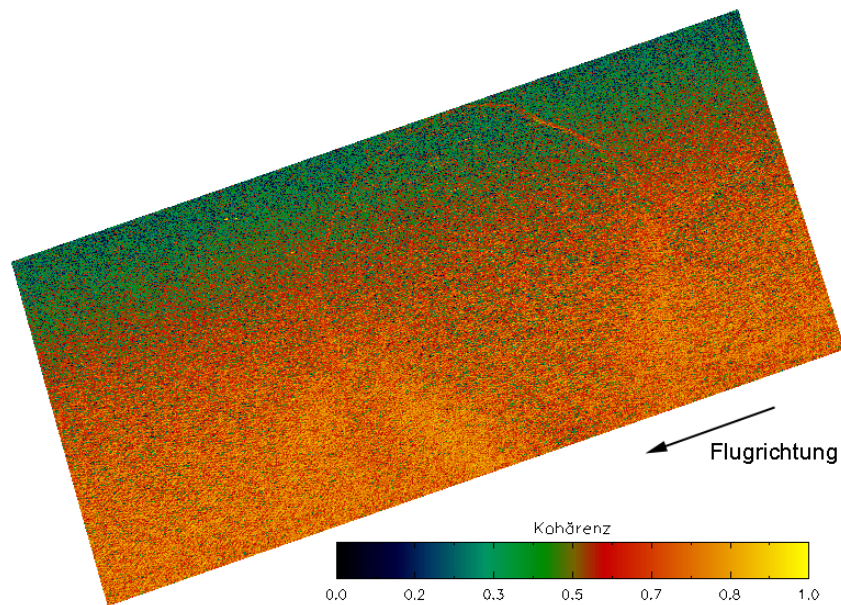


Abbildung 5-17: Kohärenz des Tracks 2 vom 2. Flug

Ein weiterer Punkt ist, daß in diesem Fall die Kohärenz weniger aussagekräftig ist, als sie es im vorherigen Beispiel war. Begründet wird dies durch die zu diesem Zeitpunkt der Aufnahme vorhandene relativ konstante Strömung im ganzen Bereich der beleuchteten Szene. Dies bedeutet, daß bei ATI Aufnahmen zur Bestimmung von Meeresoberflächen die entsprechenden Gezeitenbedingungen berücksichtigt werden müssen, um möglichst viele gewünschte Informationen aus einem Datensatz extrahieren zu können. Wie bereits angedeutet, stellt man bei dem in Abbildung 5-16 und Abbildung 5-17 aufgezeigten Bildstreifen fest, daß die Strömungsgradienten aufgrund der Gezeitensituation, die 90 Minuten nach Hochwasser war, im beleuchteten Gebiet nicht so ausgeprägt erscheinen, wie zu anderen Gezeitenbedingungen. Dies kann je nach Ziel der weiteren Verarbeitung der Daten, die Informationsextraktion erschweren.

Zwecks einer ersten Annäherung an ein Oberflächenströmungvektorfeld, wird im folgenden eine Kombination von zwei Tracks, die von einem Flug stammen, betrachtet. Bevor jedoch zwei senkrecht zueinander liegende Tracks in geeigneter Weise miteinander verknüpft werden, die auch zur Generierung eines vollständigen zweidimensionalen Geschwindigkeitsvektorfeldes dienen, liegt das Hauptaugenmerk zunächst auf zwei anti-parallelen Tracks von einem Flug. Dies erfolgt aus dem Grund damit verdeutlicht wird, welche zusätzlichen Kenntnisse, wie beispielsweise der lokal herrschende Wind und die räumlich variierenden Beiträge der Wellen, bei der Bestimmung von Oberflächengeschwindigkeiten von Meeresströmungen anhand ATI Daten noch bekannt sein müssen, um eine genaue Interpretation der Daten zu gewährleisten. Zur Ermittlung der ATI Phasenvektoren müssen jedoch noch einige Schritte berücksichtigt werden, die nachfolgend kurz erläutert sind.

Weil sich die gemessene ATI Phase ϕ , die die Geschwindigkeitskomponente in Blickrichtung des Radars erfaßt, noch in Schrägsichtgeometrie befindet, erfolgt zunächst mit Hilfe des lokalen Einfallswinkels Θ_i eine Projektion in die horizontale Ebene.

$$\phi_h = \frac{\phi}{\sin(\Theta_i)} \quad (5.1)$$

Um die so erhaltene ATI Phase ϕ_h in die zwecks einer vektoriellen Darstellung benötigten x- und y-Komponenten zu transformieren, muß zur Bestimmung der genauen Blickrichtung des Radars auch der Windkorrekturwinkel ζ des Flugzeuges während der Datenaufzeichnung bekannt sein. Dieser ergibt sich zu

$$\zeta = \frac{\xi}{\cos(\epsilon_D)}, \quad (5.2)$$

wobei ξ den Schielwinkel und ϵ_D den Depressionswinkel des Radarsystems darstellen. Mit den so erhaltenen und bereits bekannten Parametern, ist eine Bestimmung der zur Vektordarstellung benötigten Komponenten der ATI Phase möglich.

Zunächst sei aber das Vektorfeld der ATI Phasen, bestehend aus den x- und y-Phasenkomponenten, aufgrund der InSAR Datenprozessierung, inklusive ATI Postprozessierung, und der nachfolgenden internen Phasenkalibrierung der antiparallelen Tracks 4 und 5 des 1. Flugs in Abbildung 5-18 dargestellt.

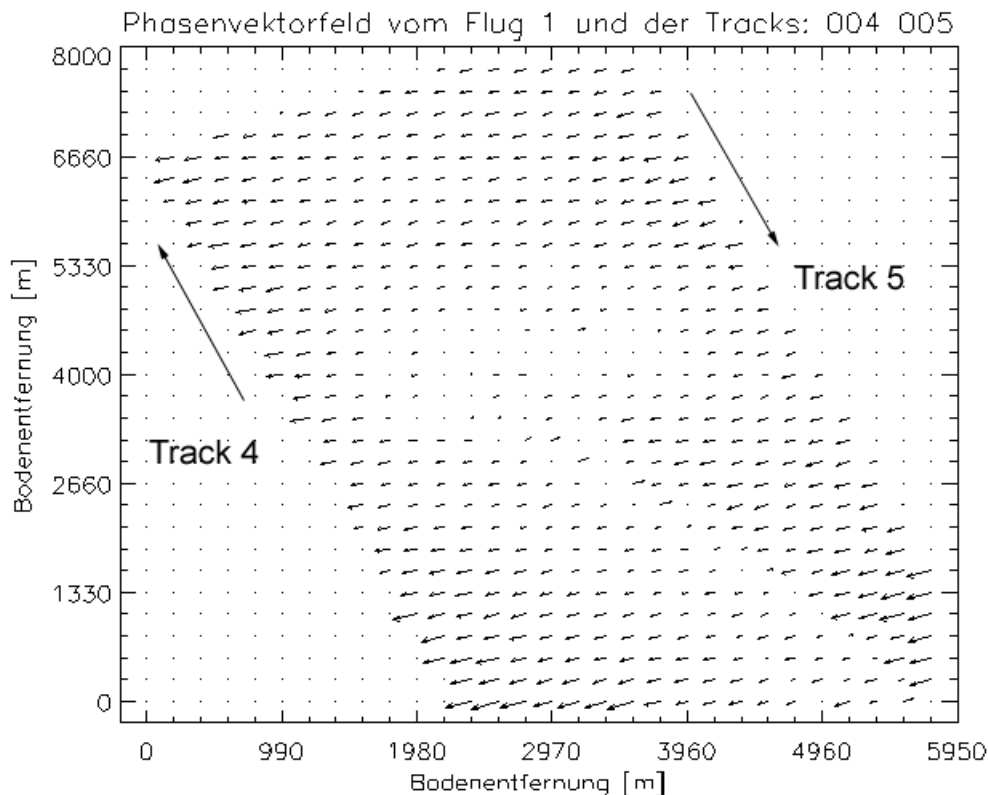


Abbildung 5-18: ATI Phasevektorfeld vom 4. und 5. Track des 1. Fluges

Zu erwarten wäre eigentlich, daß die Phasen sich gegenseitig eliminieren, weil sie sich hauptsächlich im Vorzeichen unterscheiden. Bei einer genaueren Betrachtung von

Abbildung 5-18 trifft dies zwar im nördlichen Bereich des Unterwasserriffs zu, welches sich im Zentrum des Bildes befindet und auch schon in Abbildung 5-13 und Abbildung 5-14 präsentiert wurde, jedoch herrschen in den übrigen Gebieten zwischen beiden Datensätzen erhebliche Unterschiede. Diese verursachen das doch sehr prägnante und unerwartete Phasenvektorfeld von Abbildung 5-18 und finden ihren Ursprung in der Modulation der Radar-Rückstreuung von der Meeresoberfläche. Einer von diesen, dem zugleich der Hauptanteil zukommt, ist der Beitrag des Windes, wodurch sich Bragg-Wellen ergeben, und dessen Einfluß auf die gemessene ATI Phase. Weil dieser konstante Phasenbeitrag von der Windrichtung abhängt, muß auch die Blickrichtung des Radars bei der ATI Phasenkorrektur in Form des Vorzeichens berücksichtigt werden, weil sich einmal die Bragg-Wellen zum Radar hin und vom Radar weg bewegen.

In diesem hier dargestellten Beispiel, welches sich auf den 1. Flug bezieht, beträgt dieser Anteil, der von der Universität Hamburg ermittelt wurde, für die Tracks 3 und 5 0.7 rad und für die beiden anderen Tracks -0.7 rad . Das sich nach dieser Windkorrektur ergebende ATI Phasenvektorfeld, welches ein erste vage Aussage über die Richtung der Oberflächenströmungen des Meeres gibt, der Tracks 4 und 5 modifiziert sich dann zu dem, wie es in Abbildung 5-19 gezeigt wird. Allerdings enthält die nun determinierte ATI Phase noch Beiträge aufgrund der räumlich variierenden Wellen, die zwecks einer akkuraten Bestimmung der Oberflächenströmungen ebenfalls noch korrigiert werden müssen, jedoch in der nachfolgenden Abbildung nicht berücksichtigt werden.

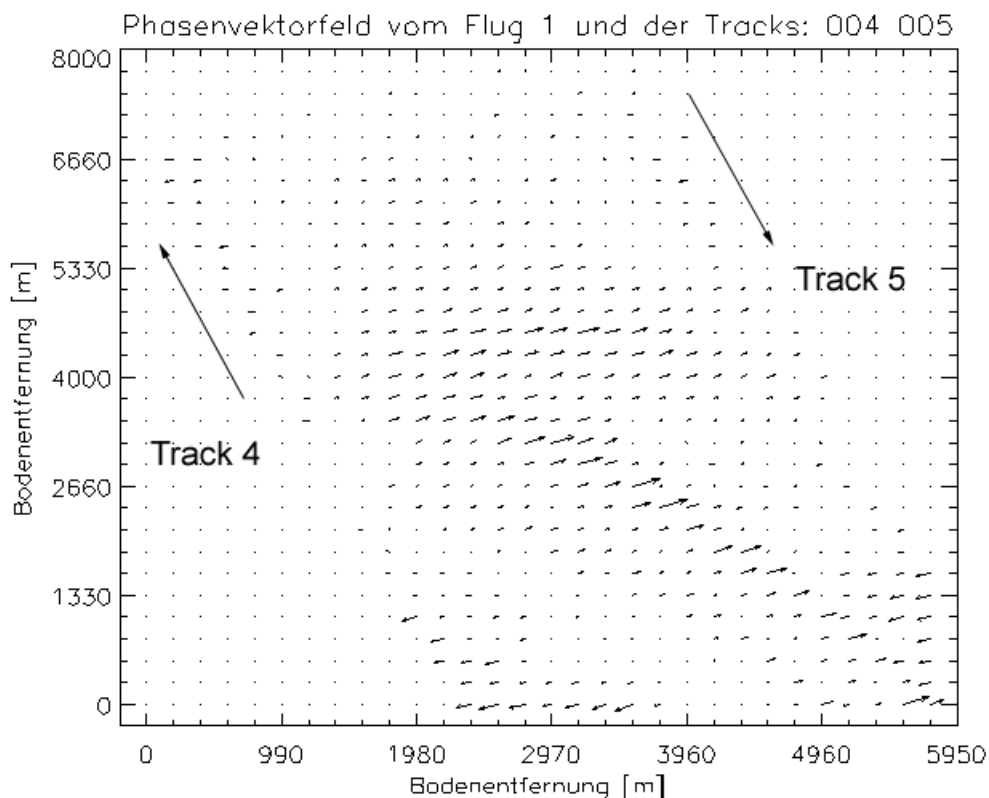


Abbildung 5-19: ATI Phasenvektorfeld von Abbildung 5-18 nach Windkorrektur

Es wird sofort die Veränderung des Phasenvektorfeldes aufgrund der Windkorrektur ersichtlich, weil sich nun dort die Phasen beider Tracks gegenseitig aufheben, wo vorher eine größerer Phasenwert berechnet worden war. Auch scheint sich nicht nur die Richtung der Phasenvektoren in die entgegengesetzte Richtung gedreht zu haben, sondern es bleibt auch eine Aufhebung der Phasen aus, die direkt über dem Unterwasserriff gemessen wurden. Dafür kann man erkennen, daß sich die Phasen auf beiden Seiten des Riffs und ganz im Norden des Untersuchungsgebietes, in denen auch ein nicht ganz so flaches Gewässer vorhanden ist, nahezu gegenseitig eliminieren, während sie über dem Riff, aufgrund der geringen Wassertiefe, von den dort herrschenden Strömungsgradienten und vorkommenden Modulationen an der Wasseroberfläche dominiert werden.

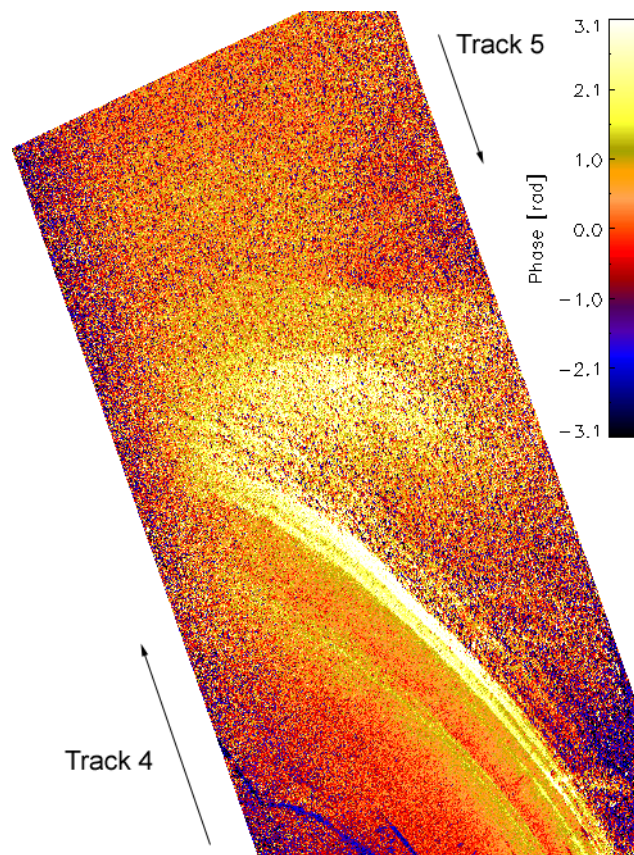


Abbildung 5-20: Kombinierte ATI Phase aus den Tracks 4 und 5 des 1. Fluges

Zwecks einer besseren Präsentation der ATI Phasenwerte der in Abbildung 5-19 gezeigten Phasenvektordarstellung, dient Abbildung 5-20, bei der die kombinierte ATI Phase, unter Berücksichtigung aller vorhandenen Strömungsgradienten aufgrund der Tracks 4 und 5 des 1. Fluges und einer Pixelgröße von $2\text{ m} \times 2\text{ m}$, dargestellt ist. Auch hier kristallisiert sich, wie es ebenfalls in Abbildung 5-19 der Fall ist, das Unterwasserriff mit den dominierenden ATI Phasenwerten heraus, während die Phase in einigen Gebieten um den Nullwert oszilliert.

Hinsichtlich einer Bekräftigung der oben ausgeführten Ergebnisse, werden nachstehend die Vektorfelder von zwei senkrecht zueinander liegenden Bildstreifen vorgestellt, bei denen nur

der Bereich im Hauptuntersuchungsgebiet, welches eine Größe von $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ besitzt, von Interesse ist. Zwecks einer besseren Veranschaulichung, ist diesmal die Phase, die sich auf die Tracks 3 und 5 des 1. Fluges konzentriert und noch keiner Windkorrektur unterzogen wurde, in vektorieller Form nachfolgend dargestellt.

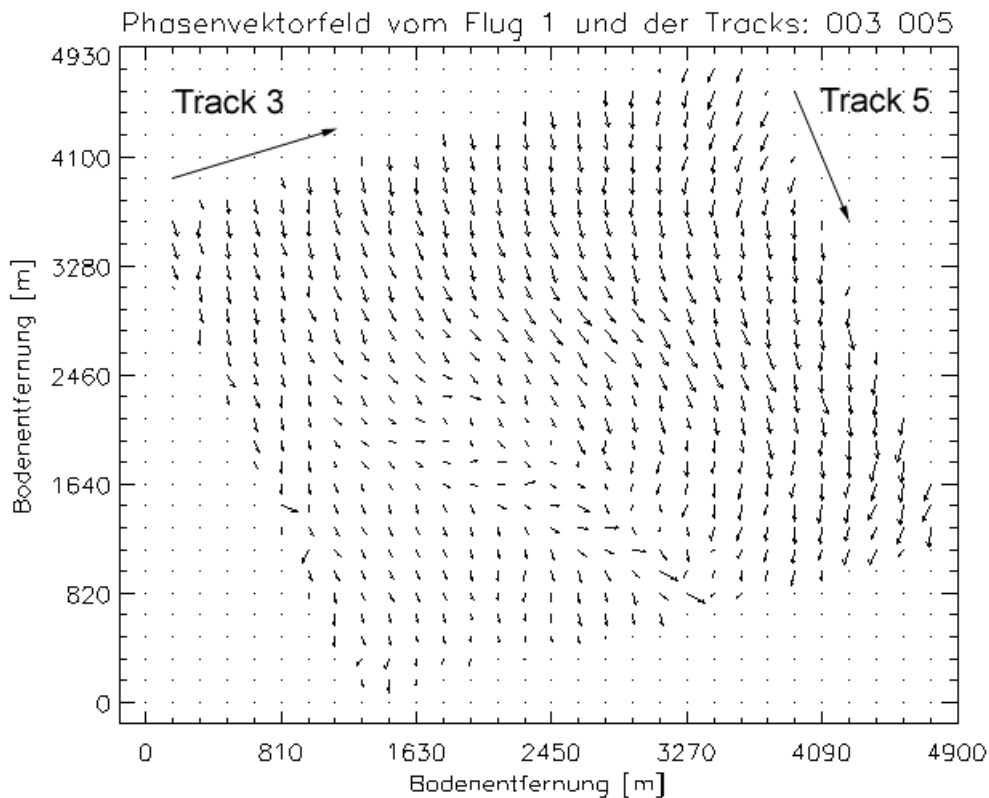


Abbildung 5-21: Vom Radar gemessenes ATI Phasenvektorfeld

Man erkennt sehr gut den vektoriellen Phasenverlauf, dessen Hauptrichtung parallel zum Unterwasserriff verläuft. Dabei wäre zu erwarten, daß die Richtung der Oberflächenströmung, die mit der ATI Phase korreliert, senkrecht zum Riff zeigt. Zudem scheint der gemessene Geschwindigkeitsanteil der Strömung in den Gebieten nördlich des Unterwasserriffs, die erheblich größere Wassertiefen besitzen als es über dem Riff der Fall ist, gleich oder größer zu sein als dort. Dies würde aussagen, daß die Kontinuitätsgleichung zur Bestimmung der Oberflächenströmung und später auch zur Unterwasser-Bodentopographie in Küstengebieten nicht genügen würde und die Daten für eine weitere Verwendung im EURoPAK-B Projekt obsolet wären. Aus diesem Grund, müssen die ATI Phasen, wie bereits erwähnt, einer ersten Korrektur bezüglich des Einfluß des lokal herrschenden Windes unterzogen werden.

Betrachtet man nun die gleichen Datensätze wie eben, nur nach Durchführung der Windkorrektur in der ATI Phase, erhält man Phasenwerte, die sich aus den zwei Komponenten der senkrecht zueinanderliegenden Bildstreifen ergeben und in Abbildung 5-22 ersichtlich sind.

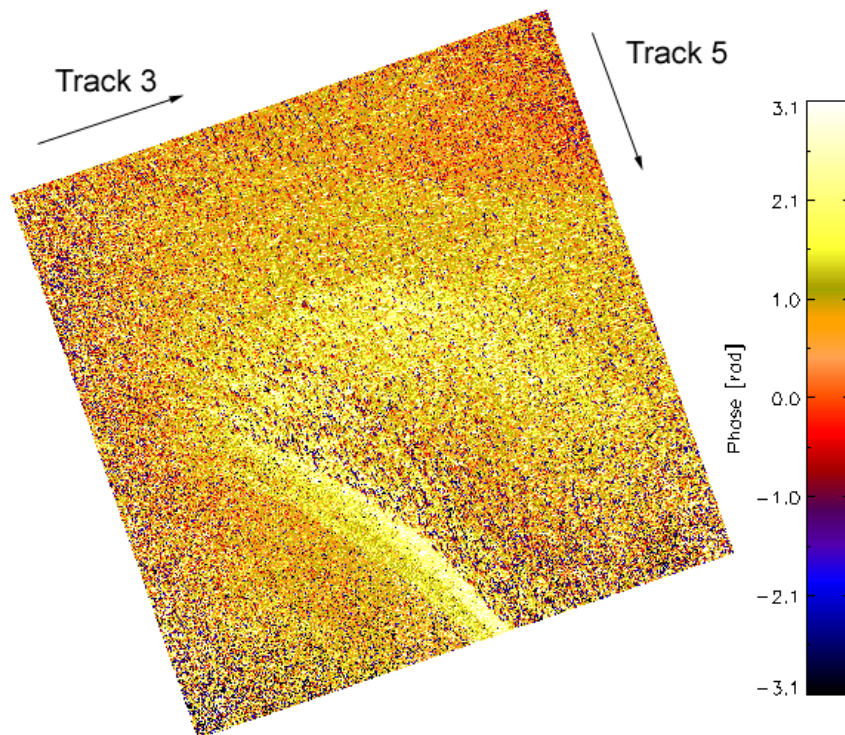


Abbildung 5-22: Windkorrigierte ATI Phase vom 3. und 5. Track des 1. Fluges

In der dargestellten ATI Phase zeichnet sich wie in den Datensätzen zuvor das Vorhandensein des Unterwasserriffs durch die entstehende Oberflächenströmung deutlich ab. Es ist gut zu beobachten, daß in diesem Ergebnis die Phase über dem Riff sich in ihrem Wert deutlich von den anderen Werten der übrigen Regionen, die um die Nullphase oszillieren, abhebt. Zwecks einer ersten Approximation an das zu ermittelnde Oberflächenströmungsfeld, dient die Abbildung 5-23, die die gleiche Information in vektorieller Form wie Abbildung 5-22 enthält. Es ist jedoch noch anzumerken, daß die Phase zwecks einer besseren vektoriellen Darstellung einer Filterung unterzogen wurde und nun eine Bodenauflösung von $160 \text{ m} \times 160 \text{ m}$ besitzt.

Bei einer genauen Betrachtung kristallisiert sich der ändernde Phasenverlauf aufgrund der großen Strömungsgradienten über dem Riff heraus. Mit dieser Information ist es möglich, eine erste, jedoch ungenaue, Aussage über die vorhandenen Oberflächenströmungen zu machen. Um diese genau zu determinieren, müssen vorhandene Nichtlinearitäten, die in der ATI Phase wegen des Radarabbildungsmechanismus von Meeresoberflächen noch enthalten sind, beseitigt werden. Dieser Vorgang wird in einem späteren Schritt an der Universität Hamburg vollzogen, um sowohl die effektive Oberflächenströmung des Meeres als auch die Unterwasser-Bodentopographie aus solchen interferometrischen Produkten zu extrahieren.

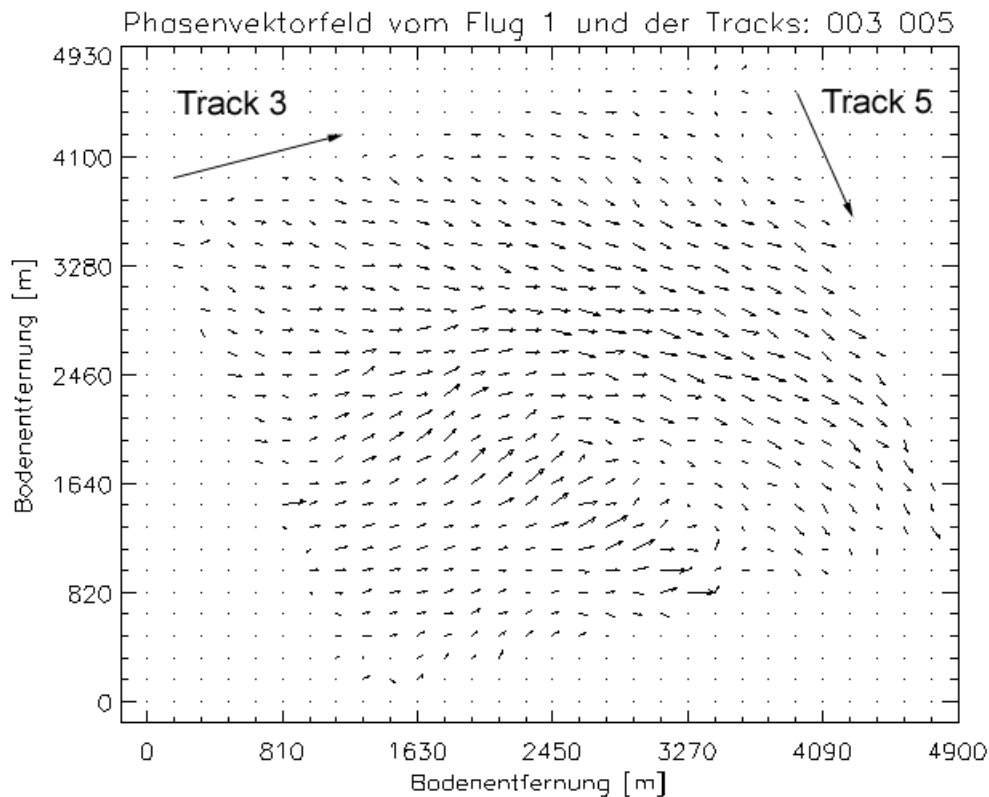


Abbildung 5-23: Phasenvektorfeld mit Phasenkorrektur der Windanteile

5.3 Meßkampagne bei Sylt

Nachdem technologische Verbesserungen bereits bestehender Algorithmen zur SAR/InSAR Prozessierung und die ersten neuen Verfahren zur Verarbeitung von Along-Track Interferometriedaten im Anschluß an das erste Experiment bei Helgoland entwickelt waren, hatte man aus diesem Experiment erfolgreiche und vielversprechende Ergebnisse zu präsentieren, so daß von der Universität Hamburg entschieden wurde, ein zweites EURoPAK-B Experiment durchzuführen. Darüber hinaus ist ein stationäres Riff kein typisches Einsatzgebiet für die Fernerkundung von Unterwasser-Bodentopographien, weshalb in diesem Fall ein Gebiet ausgewählt wurde, welches andere Eigenschaften besitzt. Als Untersuchungsgebiet diente diesmal die Region an der Nordspitze von Sylt, die auch Lister Landtief genannt wird. Somit wurde diesmal ein Untersuchungsgebiet gewählt, dessen Unterwasser-Bodentopographie im Gegensatz zum ersten Untersuchungsgebiet zeitlich veränderlich ist. Ziel war es, die entwickelten Methoden und Algorithmen auf ein neues Untersuchungsgebiet anzuwenden, um eine unabhängige Validierung sowie eine Demonstration einer typischen potentiellen Anwendung von diesem Fernerkundungsverfahren durchzuführen.

5.3.1 Meßstrategie

Das Experiment im Untersuchungsgebiet bei Lister Landtief fand am 21. und 22. Mai 2001 statt, weil zeitgleich das GKSS Forschungszentrum im selben Gebiet umfangreiche Messungen von einem Schiff aus durchführte, die zu Validierungszwecken der Ergebnisse, die mittels der Along-Track Interferometrie gewonnen werden, zur Verfügung stehen sollten. Abbildung 5-24 zeigt das Untersuchungsgebiet, dessen Dynamik der Bodentopographie für die Wissenschaftler und politischen Entscheidungsträger von großem Interesse ist, weil sie mit dem Sandabtrag und den regelmäßigen Aufspülungen, die weiter südlich vorkommen, in Verbindung steht. Eine wichtige aktuelle Frage ist, ob die Sandbank namens „Salzsand“ im Westen des Testgebiets anwächst und die noch vorhandene Rinne zwischen ihr und der Insel sich allmählich schließen wird, welches weitere deutliche Änderungen der Zirkulation und des Sedimenttransports mit sich bringen würde.

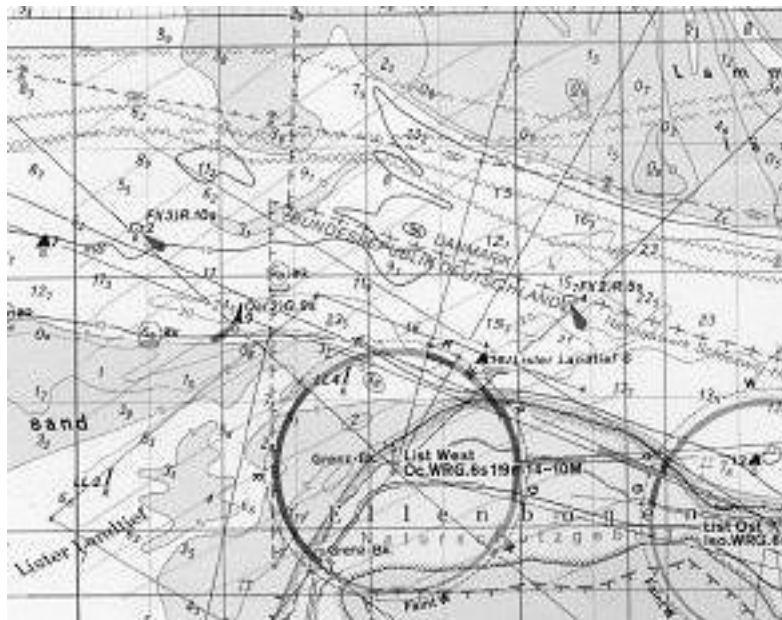


Abbildung 5-24: Seekartenausschnitt des Untersuchungsgebiets bei Sylt

Die Meßstrategie für das zweite Experiment ist analog zu der im ersten Experiment bei Helgoland, die in Kapitel 5.2.1 nachgelesen werden kann. Unterschiede ergeben sich nur in der Radarkonfiguration, weil die ATI Antennen diesmal, in Flugrichtung gesehen, nicht nach links sondern nach rechts schauen, was flugzeugbedingte einbautechnische Gründe hatte. Auch die ATI Messung erfolgte analog zur ersten Meßkampagne. Es fanden ebenso vier Flüge zu verschiedenen Gezeitenphasen statt, deren zeitliche Merkmale in der nachfolgenden Tabelle 5-3 zusammengefaßt sind.

Flug #	Datum	Aufnahmebeginn	Aufnahmeende	Gezeitensituation
1	21. Mai 2001	9:33 UTC	10:14 UTC	60 min vor HW
2	21. Mai 2001	14:21 UTC	15:01 UTC	150 min vor NW
3	22. Mai 2001	10:12 UTC	11:20 UTC	40 min vor HW
4	22. Mai 2o01	15:19 UTC	16:21 UTC	140 min vor NW

Tabelle 5-3: Zeiten der vier durchgeführten Überflüge

Wie bei dem Helgolandexperiment wurden pro Flug vier ATI Aufnahmen aus verschiedenen senkrecht zueinander liegenden Blickrichtungen gemacht, um eine optimale Erfassung eines zweidimensionalen Oberflächenströmungsfeldes und einfallswinkelabhängige Korrekturen zu gewährleisten. Die Anordnung der eigentlichen Tracks, die für alle vier Flüge gleich ist, kann in Abbildung 5-25 genauer betrachtet werden.

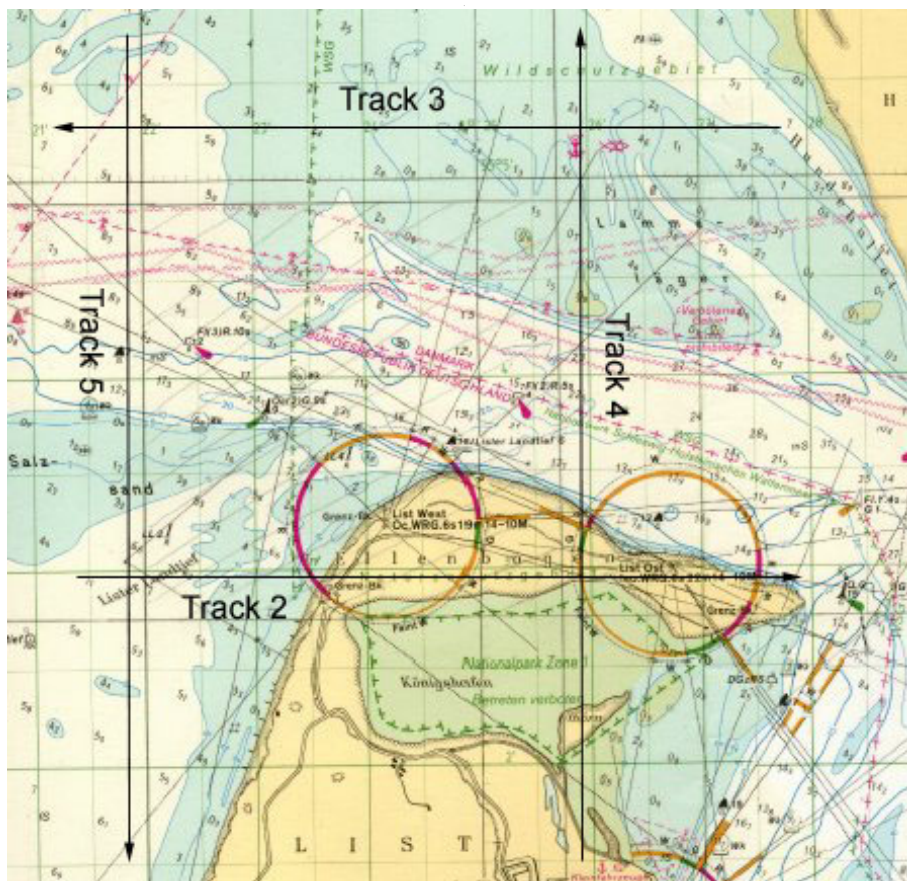


Abbildung 5-25: Seekartenausschnitt vom Untersuchungsgebiet bei Sylt mit den Flugtracks eines Fluges

Zudem benötigte man wegen der Umbauarbeiten am Flugzeug und der damit verbundenen Veränderung des Radarsystems Landgebiete in mindestens einem Datensatz zur Nullphasenapproximation der ATI Phase und somit Kalibration des Radarsystems. Diese Bedingung stellte sich als unkompliziert bei diesem Experiment heraus, weil sich das Haupttestgebiet in unmittelbarer Nähe der Nordseeinsel Sylt befand und es somit bei der Flugplanung keine Probleme gab, diese mit in die Datensätze aufzunehmen. Abbildung 5-26 zeigt die Flugbahn, die das Flugzeug während eines Fluges zur Datenakquisition zurücklegte. Ausgangspunkt war bei diesem Experiment immer der Sylter Flughafen.

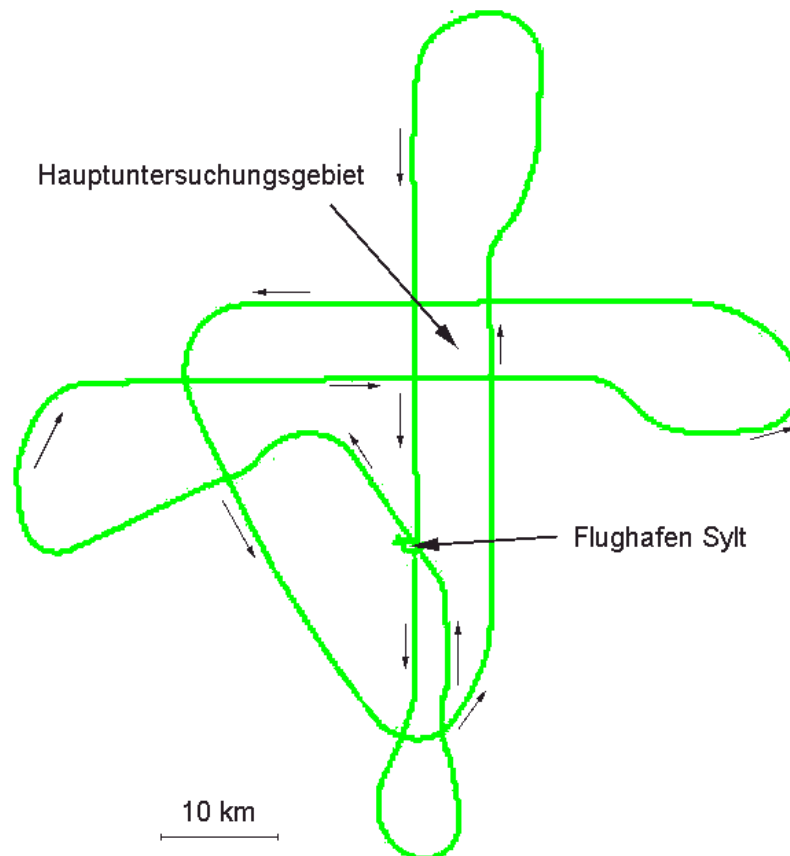


Abbildung 5-26: Verlauf eines Fluges zur Datenakquisition

Ein weiterer Unterschied bei dieser Meßkampagne ist, daß beide ATI Antennen als Sende- und Empfangsantennen geschaltet werden, um zwei verschiedene ATI Basislinien für die interferometrische Messung zu realisieren. Es ergeben sich folgende Kombinationen mit einer reinen ATI Basislinie: Master sendet und Master empfängt (MM), Slave1 sendet und Slave1 empfängt (S1S1), Master sendet und Slave1 empfängt (MS1). Zusätzlich dazu wurde noch eine dritte Antenne, im folgenden Slave2 genannt, eingesetzt, um theoretische Erkenntnisse über Messungen mit kombinierten Along-Track/Across-Track InSAR Konfigurationen zu validieren. Allerdings arbeitet diese Antenne nur im passiven Modus, so daß nur die Kombination von Master sendet und Slave2 empfängt (MS2) für weitere Untersuchungen verwendbar ist.

Mit dieser Radarkonfiguration können insgesamt sechs Basislinien und dadurch auch Interferogramme realisiert werden, von denen drei von ihnen reine Along-Track Phasenkomponenten enthalten und die anderen drei eine Kombination aus Along- und Across-Track Phasenanteilen. Nachfolgende Abbildung 5-27 illustriert alle sechs Basislinien der Messung bei Sylt.

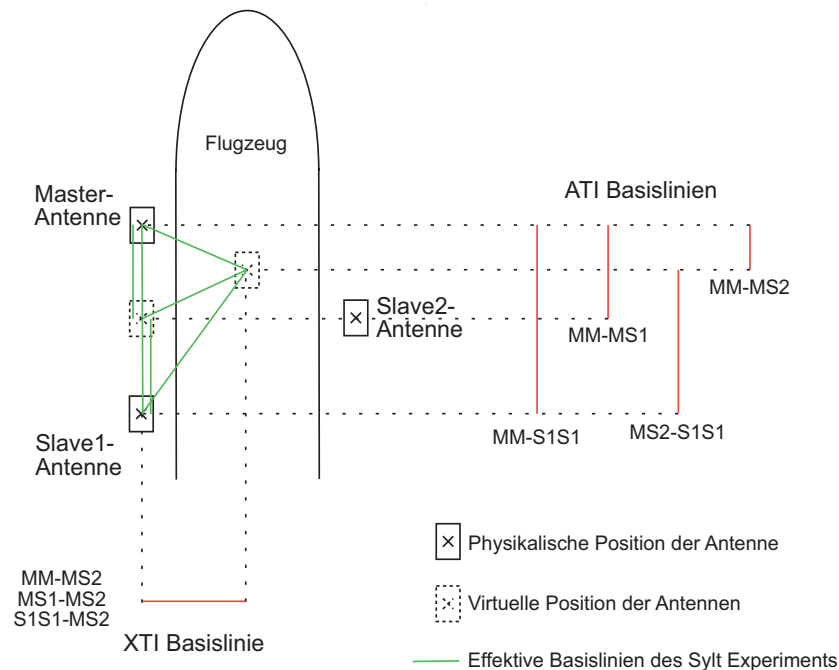


Abbildung 5-27: Schematische Darstellung der verschiedenen Basislinien

Diese Radarkonfiguration erlaubt es, zwei effektive ATI Basislinien zu erhalten, von denen eine den ganzen und die andere den halben physikalischen Abstand entspricht. Zusätzlich wird der ATI Zeitversatz davon beeinflusst, der bei einer mittleren Fluggeschwindigkeit von 100 ms^{-1} einmal ca. 6 ms und 3 ms beträgt. Dies ermöglicht eine Abdeckung des Geschwindigkeitswertebereichs ohne Mehrdeutigkeiten bei einer großen ATI Basislinie von $3,6 \text{ ms}^{-1}$, so wie es ebenfalls beim ersten Experiment der Fall ist, und bei einer ATI Basislinie mit halben Ausmaßen einen abzudeckenden Bereich von $7,2 \text{ ms}^{-1}$, allerdings auf Kosten einer um einen Faktor 2, also 1 cms^{-1} pro Grad, schlechteren Geschwindigkeitsauflösung.

Bei einer geeigneten Kombination und unter Berücksichtigung der exakten Position der Antennenphasenzentren, besteht sogar die Möglichkeit, sowohl die reine Across-Track Phasenkomponente als auch eine weitere Along-Track Phase, die von einer kombinierten ATI/XTI Basislinie resultiert und deren Wert ein viertel des effektiven physikalischen Abstands entspricht, zu bestimmen. Bei der in Abbildung 5-27 gezeigten Antennenkonfiguration würde sich theoretisch auch eine reine XTI Basislinie bei einer Sende- und Empfangskonfiguration von MS1 und S2S2 realisieren lassen, welche jedoch in beiden EUROPAK-B Experimenten keine Berücksichtigung fand. Dies geschah aus dem Grund, weil sowohl für das Senden als auch für das Empfangen aller drei Antennen das AeS zu diesem Zeitpunkt nicht technisch auslegbar war.

Desweiteren erstreckt sich der Einfallswinkelbereich von 29° bis 63° , so daß ebenso eine Streifenbreite von rund 4000 m bei einer Flughöhe von 2500 m gewährleistet wurde.

5.3.2 Ergebnisse der ATI Datenprozessierung

Auch die bei diesem Experiment erhaltenen Resultate der ATI Datenprozessierung sollen nachfolgend exemplarisch dargestellt werden. Zu Beginn sei ein kurzer Blick auf die Kohärenz des 2. Tracks vom 3. Flug gerichtet, die in Abbildung 5-28 zu sehen ist und sowohl eine Länge von 13 km als auch 4 km Breite besitzt.

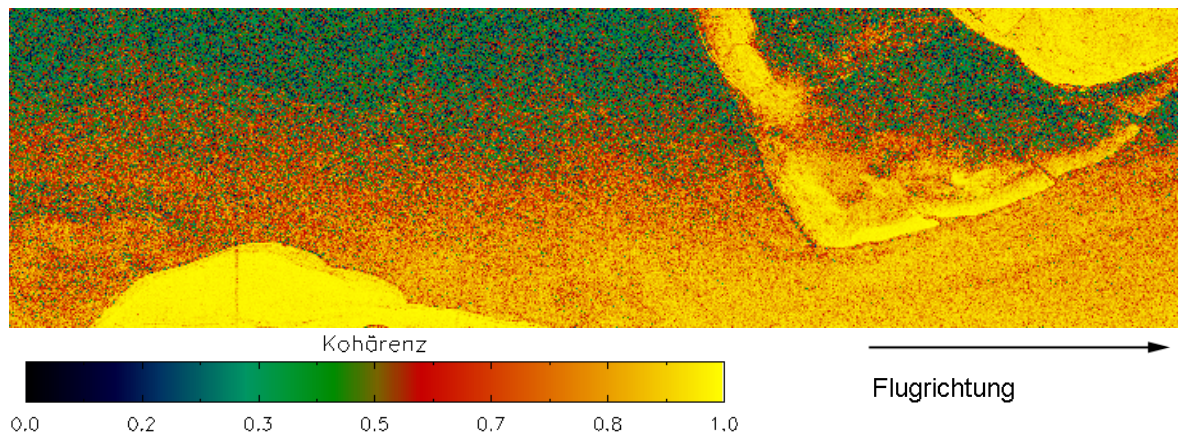


Abbildung 5-28: Kohärenz des 2. Tracks vom 3. Flug

Im linken unteren Bildteil von Abbildung 5-28 befindet sich der Nordteil der Insel Sylt. Wie in den Beispielen von Helgoland ist auch hier die Abnahme der Kohärenz mit zunehmendem Fernbereich und der damit verbundenen geringer werdenden empfangenen Leistung aufgrund der relativ ebenen Meeresoberfläche festzustellen. Auch sieht man ganz deutlich die ATI spezifischen Eigenschaften, die sich in den Land- und Wasserbereichen bemerkbar machen. Wegen der Bewegung der Meeresoberfläche besitzen diese Gebiete stets einen geringeren Kohärenzwert als die Landregionen. Allerdings kann dieser anhand des ATI Zeitversatzes beeinflusst werden, der dabei auf die ATI Basislinie von 0,6 m zurückzuführen ist. Wird der Zeitversatz in seiner Dauer vergrößert, so erhalten die Wasserregionen eine Verschlechterung des Kohärenzwertes, der in einigen Fällen sogar eine totale Dekorrelation bedeuten kann. Verringert man jedoch diesen Zeitversatz, so wird die Kohärenz über dem Wasser besser, während die über dem Land, angesichts der stationären Eigenschaft, gleich bleibt. In Abbildung 5-29 ist die Kohärenz der selben Szene, wie sie in Abbildung 5-28 vorhanden ist, nur mit einem halben ATI Zeitversatz von ca. 3 ms anstatt 6 ms und einer damit verbundenen um den Faktor zwei kürzeren ATI Basislinie dargestellt.

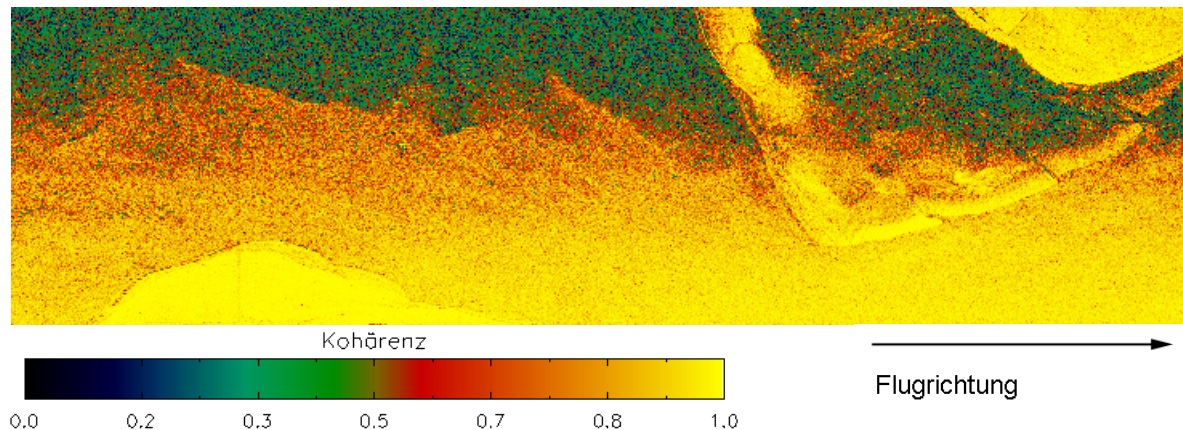


Abbildung 5-29: Kohärenz mit der kleinen ATI Basislinie

Die Datensätze der beiden abgebildeten Kohärenzen wurden zeitgleich detektiert und aufgrund der entsprechenden Sende- und Empfangskonfiguration des Radarsystems möglich. Man stellt den erheblich besseren Kohärenzverlauf auf den Wassergebieten beim kürzeren ATI Zeitversatz fest, während sich die Kohärenzwerte auf den Landbereichen kaum verändert haben. Auch werden signifikante Strukturen sichtbar, die auf ozeanographische Phänomene deuten. Diese Optimierung der Kohärenz bringt allerdings nicht nur Vorteile mit sich, sondern auch Nachteile, wie es beispielsweise in der Phasenauflösung zutrifft, die sich um den Faktor zwei verschlechtert. Stellt man die Phasen, die sowohl aus einer großen und einer kleinen ATI Basislinie resultieren gegenüber, so zeigt sich, daß sich der hauptsächliche Wertebereich der Phase von der kleinen ATI Basislinie im Vergleich zu der aufgrund der großen ATI Basislinie auch um einen Faktor zwei reduziert hat. Um die Aussagen bezüglich der jeweiligen Phasen besser zu veranschaulichen, dient Abbildung 5-30, in der im linken Histogramm die Phase angesichts eines ATI Zeitversatzes von ca. 6 ms dargestellt ist. Das rechte Histogramm zeigt die Verteilung der ATI Phase nach einem Zeitversatz von ca. 3 ms.

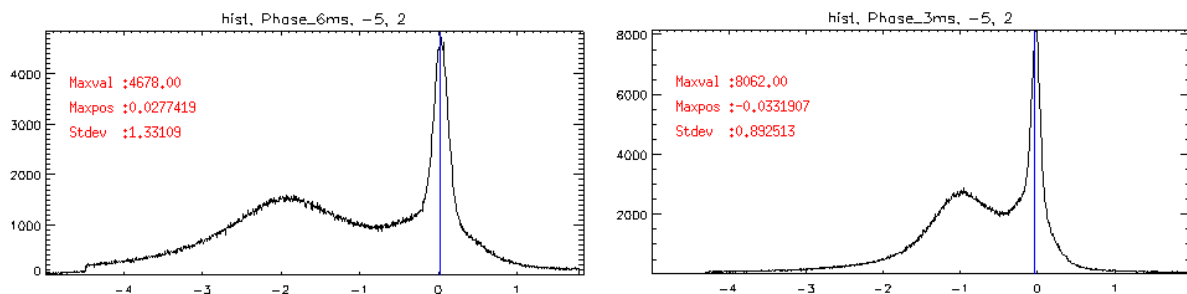


Abbildung 5-30: ATI Phasen in Histogrammform von zwei ATI Basislinien

Es sei zusätzlich erwähnt, daß das pointierende Maximum, welches sich in beiden Darstellung jeweils bei einer Phase von 0 rad befindet, seinen Ursprung in der Insel Sylt findet.

Nachdem nun eine Aussage über Auswirkungen des ATI Zeitversatzes gemacht wurde, wird nun näher auf die ATI Phasen, die aus der Datenprozessierung und der anschließenden internen

Phasenkalibrierung stammen, eingegangen. Dabei kommen die Daten des 2. und 3. Tracks vom 1. Flug, wie sie auch in Abbildung 5-31 zu sehen sind, zur Betrachtung. Das linke Bild zeigt die geokodierte ATI Phase vom 2. Track im Sylter Haupttestgebiet, während die Phase im rechten Bild ihren Ursprung im 3. Track, der zum 2. Track antiparallel verläuft, findet.

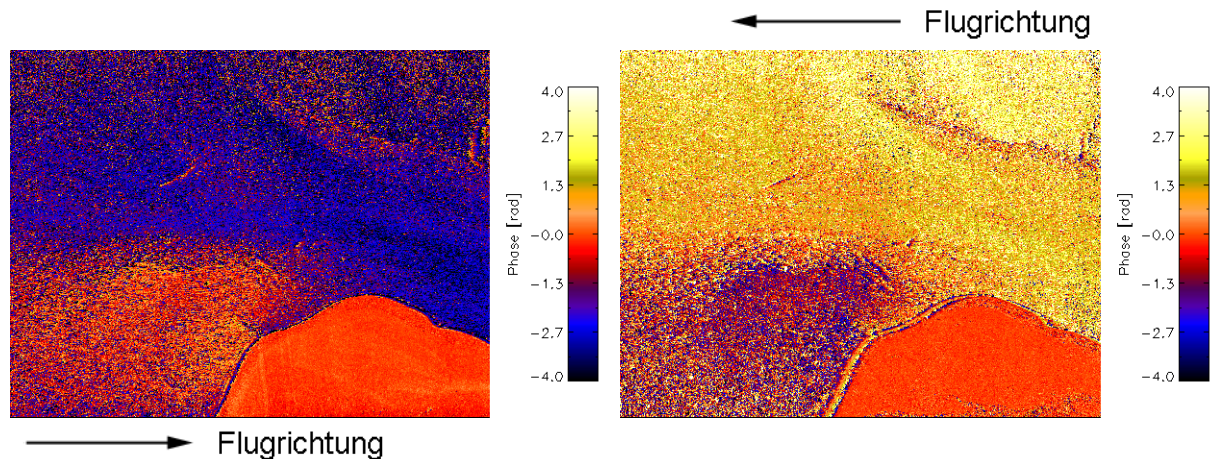


Abbildung 5-31: ATI Phasen des 2. (links) und 3. Tracks (rechts) vom 1. Flug

Es ist auch in diesem Fall erkennbar, daß sich die ATI Phasen primär in ihrem Vorzeichen zu unterscheiden scheinen und ansonsten nicht anderweitig differieren, obwohl sie noch keiner ozeanographischen Korrektur unterzogen worden sind. Infolge einer besseren Verdeutlichung der Auswirkungen der Meeresoberflächenbewegungen auf die Phase und der dadurch verbundenen Unterschiede bezüglich der Blickrichtung des Radars, sei auf Abbildung 5-32 verwiesen.

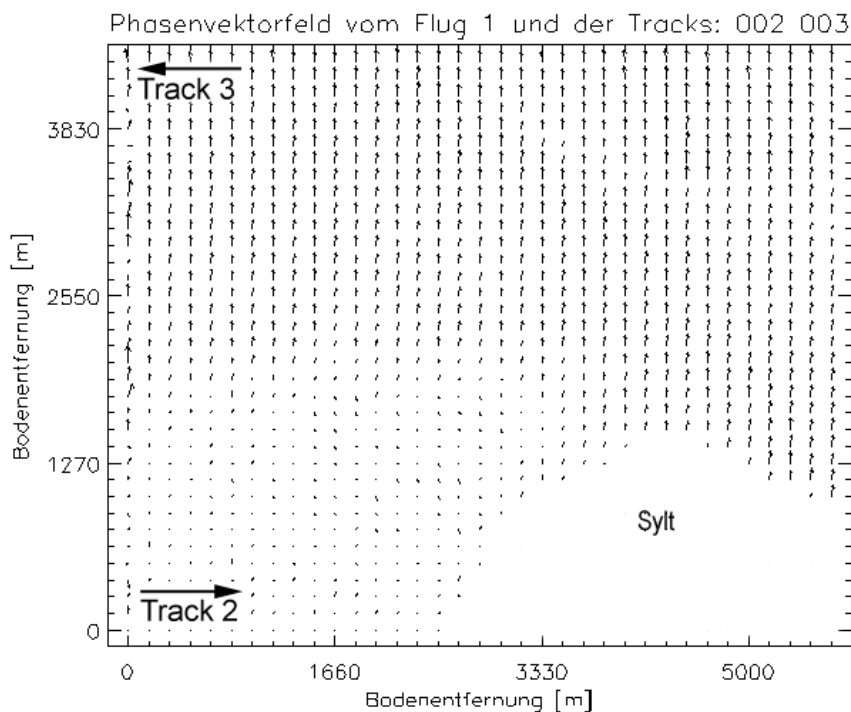


Abbildung 5-32: Unterschied beider windunkorrigierter ATI Phasen

Es konkretisiert sich dabei, daß mit zunehmender Entfernung von der Insel Sylt auch die Phasenanteile bezüglich des Windes bzw. der räumlich variierenden Beiträge der Wellen zunehmen, die vom ATI System unterschiedlich gemessen werden. Dies ist auf die abweichenden Strömungssituationen aufgrund der Gezeitenbedingung und deren Einfluß auf die verschiedenen Modulationsarten der Meeresoberfläche zurückzuführen.

Angesichts einer zum Zeitpunkt dieser Aufnahmen vorhandenen Hauptströmung der Meeresoberfläche, die parallel zur vorhandenen Rinne bei Lister Landtief verläuft und somit eine Hauptgeschwindigkeitskomponente in x-Richtung besitzt, ergibt sich aus den Tracks 2 und 4 des 1. Fluges, die senkrecht zueinander liegen, ein Phasenvektorfeld, welches auch in Abbildung 5-33 zu sehen ist. Es wird darauf hingewiesen, daß das dort wiedergegebene Vektorfeld aus den Daten der ATI Prozessierung resultiert und somit noch keiner Windkorrektur unterzogen wurde.

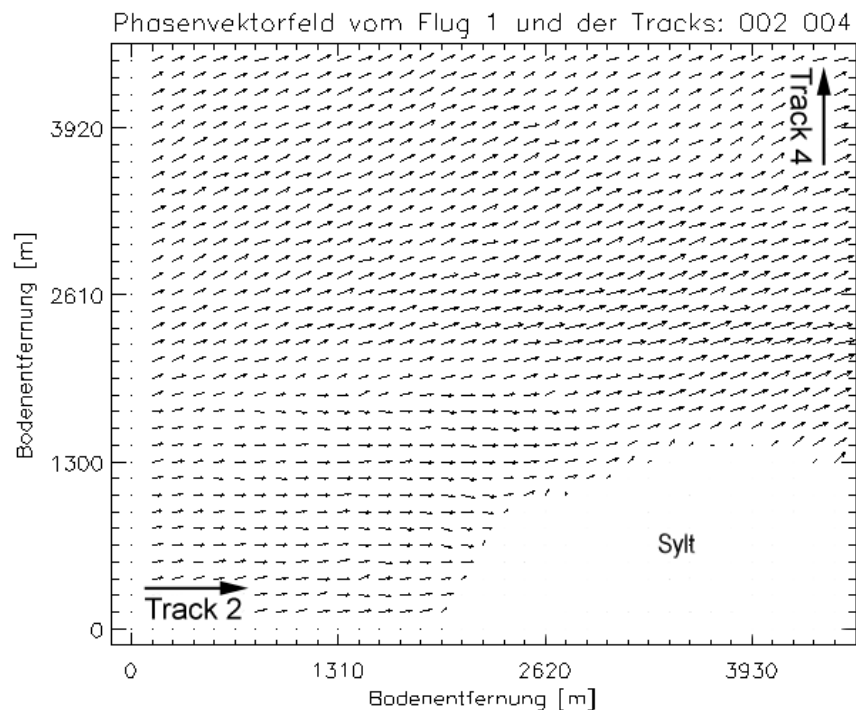


Abbildung 5-33: Phasenvektorfeld des 2. und 4. Tracks vom 1. Flug ohne Windkorrektur

Ziel dieser Datenauswertung ist eine approximiertere Beschreibung des Oberflächenströmungsfeldes, weshalb die ATI Phasen noch einigen Korrekturen, die ozeanographischer Herkunft sind, unterzogen werden müssen. Zwecks einer ersten Annäherung werden zunächst nur die Beiträge des Windes, die sich mit einer konstanten Phasenkorrektur beschreiben lassen und von der Universität Hamburg berechnet wurden, berücksichtigt. Das somit erhaltenen Phasenvektorfeld, welches einen erste grobe Aussage über das zum Zeitpunkt der Datenakquisition herrschende Oberflächenströmungsfeld erlaubt, modifiziert sich zu dem, wie es auch Abbildung 5-34 repräsentiert.

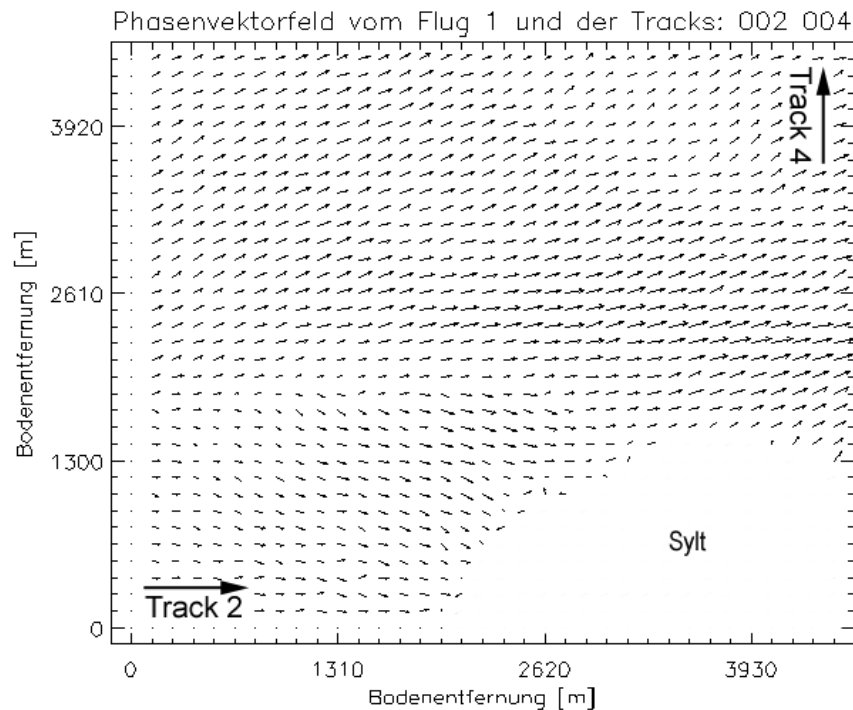


Abbildung 5-34: Phasenvektorfeld des 2. und 4. Tracks vom 1. Flug mit Windkorrektur

Bei einem Vergleich der Phasenvektoren von Abbildung 5-33 und Abbildung 5-34 zeichnet sich ab, daß die Windkorrektur im Gegensatz zum Beispiel von Helgoland, siehe auch Abbildung 5-21 und Abbildung 5-23, keine prägnante Auswirkung auf des Vektorfeld hat. Dies resultiert aus der im ganzen Testgebiet zum Zeitpunkt des Fluges herrschenden Strömungsgeschwindigkeit, deren dominante Komponente in x-Richtung verläuft und in y-Richtung weniger ausgeprägt ist.

Um die Konsistenz des Verfahrens der ATI Messung zur Bestimmung des Oberflächenströmungsfeldes zu manifestieren, ist im nachfolgenden das Ergebnis in vektorieller Form vom 2. und 4. Track des 3. Fluges, der ca. 40 min vor Hochwasser stattfand, in Abbildung 5-35 dargestellt, nachdem die ATI Phasen windkorrigiert wurden.

Wie man aus der Abbildung 5-34 und der Abbildung 5-35 entnehmen kann, besitzen beide approximierten Strömungsfelder eine, auch im Detail, gute Analogie, was aufgrund der ähnlichen Gezeitenbedingungen auch zu erwarten war. Angesichts dieses Ergebnisses kann man ableiten, daß in beiden Datensätzen im wesentlichen die Oberflächenströmung des Meeres und weniger anderweitige ozeanographische Phänomene, wie beispielsweise auftretende Wirbel, enthalten sind.

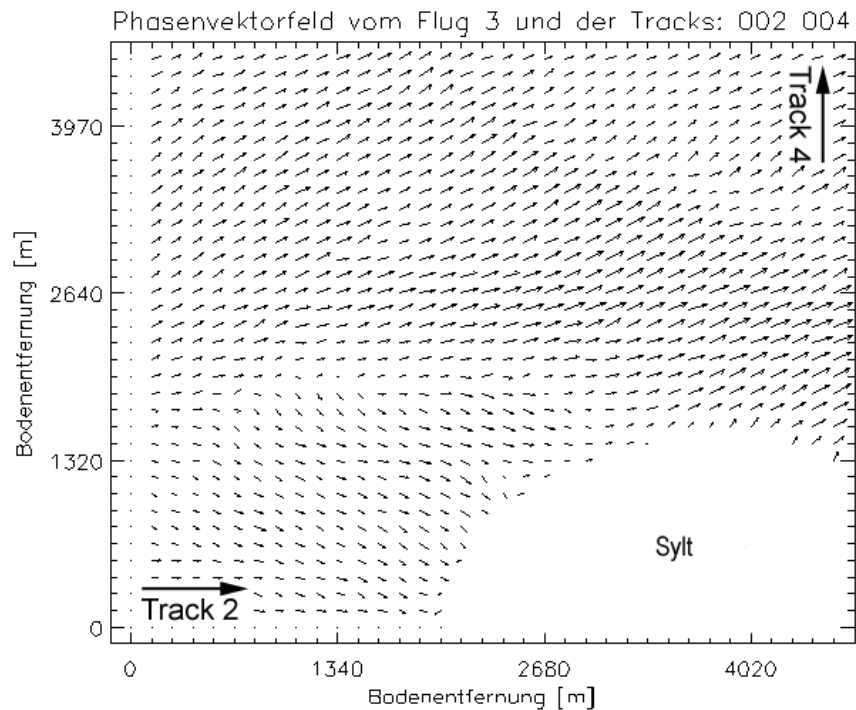


Abbildung 5-35: Phasenvektorfeld des 2. und 4. Tracks vom 3. Flug mit Windkorrektur

Nachdem nun einige Resultate angesichts der ATI Basislinien und der sich dadurch ergebenden interferometrischen Produkte vorgestellt wurden, folgt eine kurze Betrachtung der XTI Phase aufgrund der Across-Track Komponente, die während der Meßkampagne zwecks wissenschaftlichen Untersuchungen bezüglich der Ozeanographie an der Universität Hamburg wegen der Drei-Antennen-Konfiguration des Radarsystems ebenfalls gemessen werden konnte.

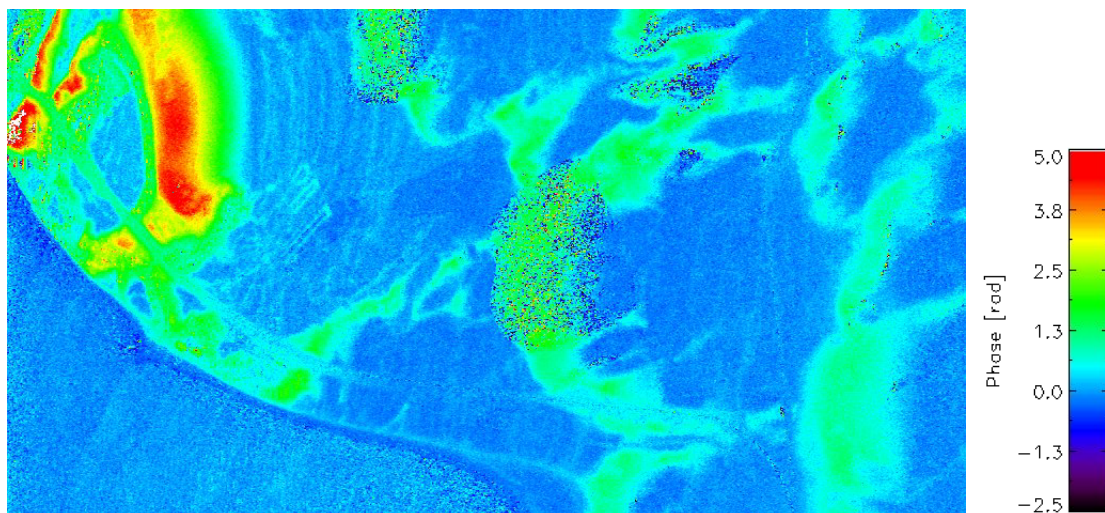


Abbildung 5-36: Reine XTI Phase von der Nordsee (links unten) und der Insel Sylt (rechte obere Diagonalhälfte)

Die Eigenschaft der XTI Phasenwerte ist nahezu zu denen der ATI Phase invers. Während die ATI Phase über dem Meer Werte besitzt, die in Wechselwirkung mit der Oberflächenströmung stehen, oszilliert die XTI Phase bei einem normalen Seegang und entsprechender Höhenauflösung um den Nullwert. Dies verhält sich über Landbereichen jedoch anders. Hier geht die Reliefenergie der Topographie in die XTI Phase ein, während die ATI Phase nahezu bei einem Wert von Null liegt. In Abbildung 5-36 ist die XTI Phase, die bezüglich einer XTI Basislinie von 1,02 m resultiert und primär Landregionen der Insel Sylt enthält, illustriert. Dabei konzentriert sich die Darstellung auf einen kleinen Bereich eines ganzen Bildstreifens, um die Eigenschaften der XTI Phase signifikanter herausheben zu können.

Wie man erkennt, besitzt die XTI Phase auf der Wasseroberfläche, die sich links unten befindet, einen Wert, der um Null oszilliert, während sich in ihr über dem Land die Höhe abbildet, deren Maximalwert bei 37 m liegt. Erkennbar ist dies besonders im linken oberen Bereich der Abbildung 5-36, in der sich Landerhebungen, die in diesem Falle großen Wandersanddünen entsprechen, abzeichnen. In der Mitte sind mehrere verrauschte Bereiche zu erkennen, deren Ursprung auf Gewässer und der damit verbundenen unruhigen Oberfläche zurückzuführen ist. Auch kristallisiert sich sehr gut der Küstenbereich heraus, welcher in nachfolgender Abbildung 5-37, die die XTI Phase eines weiteren Bildstreifenabschnittes in dreidimensionaler Form illustriert, verdeutlicht ist.

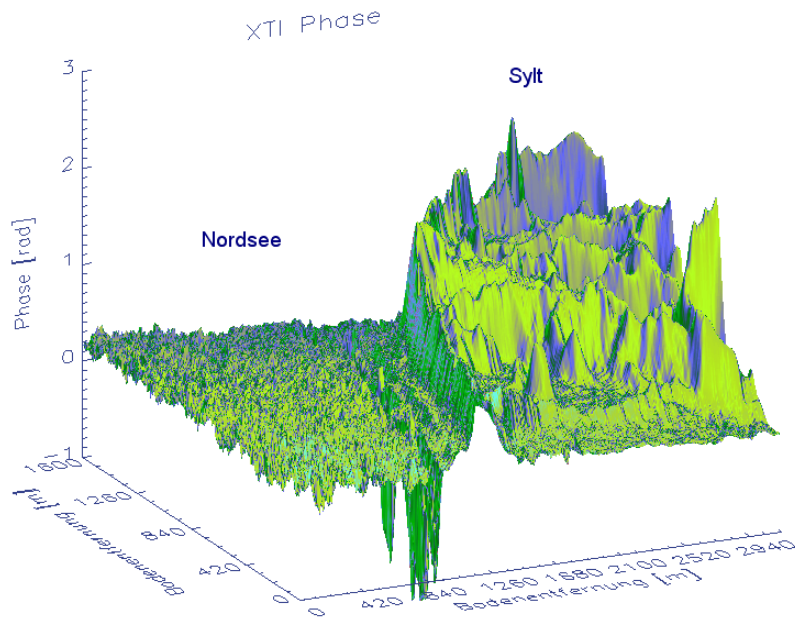


Abbildung 5-37: 3D-Darstellung der XTI Phase

Hierbei ist ein Bereich gewählt, der den nordwestlichen Teil von List beinhaltet, weil dieser eine besonders signifikante Höhendynamik besitzt. Auch ist es mit einer dreidimensionalen Darstellung möglich, ein erstes approximiertes Höhenmodell nur anhand der XTI Phase von dem Gebiet zu erhalten. In einem weiteren Schritt kann die Höhendynamik dieser in den Daten enthaltenen Region mit der XTI Phase als Basis determiniert werden, so daß die Möglichkeit

besteht, ein vollständiges dreidimensionales Geländemodell zu generieren. Weil dies jedoch nicht in den Bereich dieser Arbeit fällt, findet eine weitere Ausführung auf diesem Gebiet nicht statt. Bei der dreidimensionalen Illustration wird zudem der Unterschied zwischen Land- und Wasserbereichen in der XTI Phase herausgehoben. Bei einem Vergleich von Abbildung 5-37 mit Abbildung 5-12 werden zudem die Unterschiede zwischen einer ATI und XTI Phase deutlich.

5.4 Diskussion

Aufgrund der hier dargestellten Ergebnisse, sowohl für die Messungen bei Helgoland als auch bei Sylt und den Resultaten aus der Weiterverarbeitung der ATI Daten von der Universität Hamburg, die im nachfolgenden Kapitel 6 beschrieben sind, kann das Verfahren zur Meeresoberflächenströmungsbestimmung anhand eines ATI Systems als zuverlässig angesehen werden. Dies zeigt sich auch bei einer analytischen Untersuchung aller Datensätze, die Landregionen enthalten. Es ist hierbei festzustellen, daß die durchschnittliche Abweichung der ATI Phase, die über Landregionen bestimmt werden kann, von beiden Experimenten bei -0.07 rad liegt. Berücksichtigt man die Gegebenheiten, so ist die erreichte Genauigkeit in der ATI Phase und somit der späteren Geschwindigkeit zufriedenstellend und unterstützt die These, daß die Along-Track Interferometrie ein hohes Potential zur hochgenauen Oberflächenströmungsmessung besitzt. Auch die vektorielle Darstellung der gemessenen ATI Phasen stimmt nach der Korrektur von windabhängigen Beiträgen gut mit der effektiven Oberflächenströmung überein. Für genauere Untersuchungen sind zeitgleiche In-Situ-Messungen notwendig, deren Daten vom zweiten Experiment zwecks Validierung jedoch noch nicht zur Verfügung standen. Außerdem wird noch einmal darauf hingewiesen, daß die Abweichungen der ATI Phasenvektorfelder mit den effektiven Oberflächenströmungsfelder auf die Modulation der Radar-Rückstreuung der Meeresoberfläche und der dadurch entstehenden Nichtlinearitäten zurückzuführen sind, die von der Universität Hamburg korrigiert werden.

Bezüglich der unterschiedlich vorzufindenden Bedingungen erweist sich dieses Fernerkundungsverfahren als robust und im Gegensatz zu den herkömmlichen Methoden zur Bestimmung einer flächendeckenden Meeresströmung, siehe Kapitel 1.3.2, auch als schnell und flexibel. Sobald die vorhandene Oberflächenströmung flächendeckend bestimmt worden ist, besteht sogar die Möglichkeit, infolge dieser Informationen auf die Unterwasser-Bodentopographie von Küstengewässern zu schließen. Aber auch bei der genauen Bestimmung einer XTI Phase zur Generierung eines Höhenmodells zeigt sich, daß ein kombiniertes ATI/XTI Radarsystem stabil arbeitet und für weitere Informationsextraktionen geeignet ist. Dies ermöglicht in Zukunft zeitgleiche Messungen von Geschwindigkeiten auf der Erdoberfläche und Topographien von dieser mittels einem kombinierten ATI/XTI InSAR System.

Kapitel 6

Informationsextraktion aus ATI Daten

Aus dem interferometrischen Produkt, welches nach den Methoden, die in den vorherigen Kapiteln beschrieben sind, generiert wurde, können je nach Fragestellung verschiedene Informationen extrahiert werden, die sowohl für die Wissenschaft als auch für andere Bereiche von großem Interesse sind. Angesichts der Gegebenheit, daß sich das EURoPAK-B Projekt primär auf die Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie mittels ATI Daten konzentriert, liegt der Schwerpunkt dieses Kapitels in der Darstellung der Ergebnisse eines solchen Verfahrens. Dabei wird ein kleiner Überblick über die von Romeiser, Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg, aus den interferometrischen ATI Produkten generierten Ergebnisse in Form von Oberflächenströmungen und Unterwasser-Bodentopographien gegeben. Die Hauptproblematik bei der Ermittlung der Bathymetrie aus ATI Daten besteht in der Bestimmung des Oberflächenströmungsfeldes. Sobald eines eindeutig und mit ausreichender Genauigkeit bekannt ist, wird dieses mit Hilfe eines Strömungsmodells in die Unterwasser-Bodentopographie überführt, was im allgemeinen durch einen iterativen Prozeß geschieht. Doch bevor auf die Resultate eingegangen wird, erfolgt eine Erläuterung bezüglich des Zusammenhangs zwischen der Unterwasser-Bodentopographie und der Oberflächenströmung. Es sei der Vollständigkeit halber angemerkt, daß die Verfahren der ATI auch für andere Anwendungen, wie beispielsweise Verkehrsmonitoring [10], sehr gut geeignet sind, auf welches hier jedoch nicht näher eingegangen wird.

6.1 Theorie des Abbildungsmechanismus von Oberflächenströmungsfeldern

Wie bereits bekannt, dringen die Wellen der Radarsignale kaum in das Wasser ein, obwohl dennoch SAR Bilder Merkmale, die von der Bathymetrie herrühren, zeigen. Diese Merkmale werden nicht direkt vom Radar erkannt, sondern stammen von der Meeresoberfläche, die von

der Bodentopographie moduliert wird und somit das Rückstreuverhalten beeinflusst. Die Abbildung der Unterwasser-Bodentopographie mittels Radar unterscheidet sich kaum bei Anwendungen verschiedener Sendefrequenzen, wie beispielsweise X- und L-Band. Damit Merkmale der Bathymetrie optimal detektiert werden, sollten folgende Bedingungen bei der Datenakquisition berücksichtigt werden:

- Die Meeresströmung sollte senkrecht zur Hauptachse des zu detektierenden Merkmals der Bodentopographie verlaufen,
- die eigentliche Meerestiefe sollte nicht mehr als 40 Meter betragen und
- es sollten signifikante Strömungsgradienten vorhanden sein.

Es ist aus physikalischer Sicht bekannt, daß bei Flüssigkeiten, sowie auch bei strömenden Gasen, die Änderung des Volumens durch den Druck vernachlässigt werden kann, weil die Druckänderungen sehr klein sind. Dies ermöglicht die Annahme, daß sowohl Flüssigkeiten als auch Gase inkompressibel sind und sie immer annähernd das gleiche Volumen besitzen. Bewegt sich eine Flüssigkeit durch ein System mit verschiedenen Querschnitten, so ist ihre Geschwindigkeit in den jeweiligen Querschnitten verschieden, weil der Volumenstrom konstant sein muß. Es gilt folgende Kontinuitätsgleichung, die auch Bernoulli-Gleichung genannt wird:

$$U(x) \cdot e(x) = \text{const}, \quad (6.1)$$

mit dem Querschnitt $e(x)$ und der Geschwindigkeit $U(x)$. Die Bernoulli-Gleichung findet auch in der Ozeanographie Anwendung und ist ein wesentlicher Bestandteil im EURoPAK-B Projekt, um anhand der Meeresströmung auf die Bodentopographie in Küstengewässern schließen zu können. Ermöglicht wird dies dadurch, weil die Strömung in solchen Gewässern, deren Wassertiefe nicht mehr als 40 m betragen sollte, in Wechselwirkung mit dem Meeresboden steht. Dabei bezeichnet $e(x)$ die lokale Wassertiefe und $U(x)$ das Strömungsfeld. Die maximale Strömungsgeschwindigkeit wird, wie es auch die Kontinuitätsgleichung aussagt, an der Stelle der geringsten Meerestiefe erreicht.

Im analytischen Abbildungsmodell von Alpers und Hennings [3] zur Beschreibung der Radarsignaturen von Unterwasser-Bodentopographie wird die Modulation der Strömung durch die Kontinuitätsgleichung und durch die Modulation des rückgestreuten Radarsignals durch die Bragg-Streuthorie beschrieben, wie es ebenfalls in [42] und [44] erläutert ist.

Auch besteht eine Wechselwirkung der variablen Strömung mit den Rippelwellen, wie sie Abbildung 6-1 zeigt. Dabei unterscheidet man zwischen dem divergenten Bereich, in dem

$$\frac{dU}{dx} > 0 \quad (6.2)$$

gilt, und dem konvergenten Bereich, bei dem

$$\frac{dU}{dx} < 0 \quad (6.3)$$

ist. Nimmt man an, daß das Strömungsfeld $U(x)$ über der Bodentopographie laminar, frei von vertikalen Scherungen und quasi-stationär ist, erfüllt sie die Gleichung 6.1.

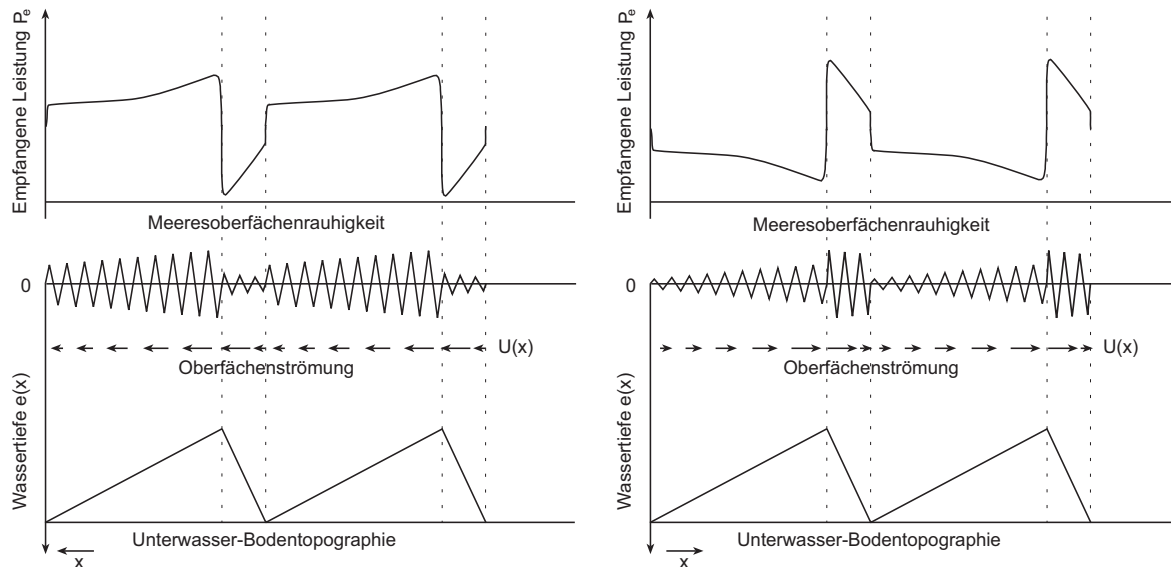


Abbildung 6-1: Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen einem asymmetrischen Sandbankprofil, der Oberflächenrauigkeit und der vom Radar empfangenen Leistung

In Simulationen von Hasselmann et al. [17] wurde gezeigt, daß die Kontinuitätsgleichung eine gute Näherung für die über die Tiefe gemittelte Strömung oberhalb einer glatten Bodentopographie darstellt. Allerdings unterscheidet sich die Oberflächenströmung in einem konstanten, jedoch geringen, und somit vernachlässigbaren Wert etwas von der gemittelten, weil diese zusätzlich von Windeffekten beeinflusst wird.

6.2 Bestimmung der Oberflächenströmung

Zur Bestimmung von Unterwasser-Bodentopographien in Küstengewässern aus ATI Daten muß zunächst die Oberflächenströmung in diesem Gebiet ermittelt werden. Wie bereits bekannt, ist die Berechnung der Oberflächenströmungen aus ATI Daten nicht trivial, so daß von Romeiser einige Verfahren entwickelt wurden, auf die hier nicht explizit eingegangen wird, sondern die in [19], [36] und [37] nachzulesen sind.

Das interferometrische Produkt, welches in Form von ATI Phase, Kohärenz und Amplitude vorliegt, besitzt eine Pixelauflösung von 2 m. Die in der ATI Phase enthaltenen Informationen beinhalten auch Anteile von statistischen Fluktuationen und Artefakte, die von lokal dominierenden Streuelementen, wie beispielsweise spekularen Facetten und brechenden Wellen, an der Wasseroberfläche herrühren und ein breites Doppler-Spektrum bewirken. Zudem enthalten be-

wegte Streuelemente in SAR Bildern Zuordnungsfehler, die von ihrer Geschwindigkeitskomponente in Entfernungsrichtung abhängen und sich in Form eines Versatzes in Azimutrichtung bemerkbar machen. Bei der Umrechnung von ATI Phasendaten in Strömungsfelder werden zur Beseitigung der Phasenanteile aufgrund dieser Effekte nachfolgende Prozesse durchlaufen, die von Romeiser entwickelt wurden und hier nur kurz angedeutet werden.

In einem ersten Schritt wird die ATI Phase gefiltert, um den großen Wertebereich der dominanten Streuelemente zu reduzieren. Weil die ATI Phase, anders als bei herkömmlichen SAR Bildern, etwas über die mittlere Geschwindigkeit in jedem Pixel des ATI Bildes aussagt, können die Daten weitgehend auf die räumlichen Zuordnungsfehler korrigiert werden. Anschließend erfolgt eine Glättung des Phasenbildes, weil das noch immer geringe vorhandene Rauschen so weit wie möglich reduziert werden sollte, um Artefakte in den berechneten Strömungsfeldern zu vermeiden.

Das nach den oben beschriebenen Verfahren optimierte ATI Phasenbild kann in ein zweidimensionales Feld umgerechnet werden, welches eine eindimensionale Strömungskomponente enthält. Dabei wird anhand der ATI Phase zunächst die Doppler-Geschwindigkeit determiniert, welche in einem weiteren Schritt in die horizontale Geschwindigkeitskomponente transformiert wird. Um daraus ein erstes brauchbares Strömungsfeld zu generieren, müssen die zu erwartenden Beiträge von Wellenbewegungen vom Geschwindigkeitsfeld abgezogen werden. Durch Kombination der Felder eindimensionaler Strömungskomponenten von verschiedenen ATI Aufnahmen besteht die Möglichkeit, ein komplettes zweidimensionales Strömungsfeld zu erzeugen. Es ist jedoch zu beachten, daß dieses Strömungsfeld angesichts der noch immer enthaltenen Nichtlinearitäten bezüglich des Abbildungsmechanismus, die sich aus der hydrodynamischen Modulation der Oberflächenwellen ergeben, nicht das reale Oberflächenströmungsfeld widerspiegelt. In den nachfolgenden Abbildung 6-2 und Abbildung 6-3 entspricht dieses aus ATI Daten berechnete ATI Oberflächenströmungsfeld, welches noch keiner Korrektur von Nichtlinearitäten unterzogen ist, jeweils dem linken Bild. Um das tatsächliche Strömungsfeld zu generieren, wird das ATI Strömungsfeld in das Radarabbildungsmodell der Universität Hamburg eingespeist, welches auch die hydrodynamische Modulation der Oberflächenwellen berechnet. Zudem finden alle weiteren Effekte Berücksichtigung, die für den SAR und ATI Abbildungsmechanismus relevant sind. Auf die so simulierte ATI Phasenbilder können in einem abschließenden Schritt dieselben Prozeduren angewendet werden, die auch bei den tatsächlichen ATI Phasenbildern zur Geltung kommen. Es ergibt sich ein neues simuliertes ATI Strömungsfeld, wenn das gemessene ATI Strömungsfeld als tatsächliches Strömungsfeld angenommen wird. Jedoch kann es vorkommen, daß das simulierte ATI Strömungsfeld nicht mit dem gemessenen übereinstimmt, so daß das Strömungsfeld, welches in die Modellrechnung mit eingeht, iterativ optimiert werden muß, bis das simulierte ATI Strömungsfeld dem ursprünglich gemessenen entspricht. Wenn dies erreicht und das Radarabbildungsmodell korrekt ist, stellt das iterativ optimierte Strömungsfeld das reale Strömungsfeld dar und ist damit als Ergebnis der Strömungsmessung durch ATI anzusehen.

6.2.1 Strömungsfeld vom Helgoländer Untersuchungsgebiet

Die nun präsentierten Ergebnisse, die auf ATI Daten des ersten EUROPAK-B Experiments beruhen, stammen von einem Testgebiet mit einer Größe von $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$. Aufgrund der mangelnden Strömungsgradienten, die zu den Zeitpunkten der Flüge 2, 3 und 4 existierten, konzentrieren sich alle weiteren Betrachtungen, die sich auf das Helgoländer Experiment beziehen, auf die Daten des 1. Fluges, bei dem zugleich die signifikantesten Strukturen des Unterwasserriffs zu erkennen sind.

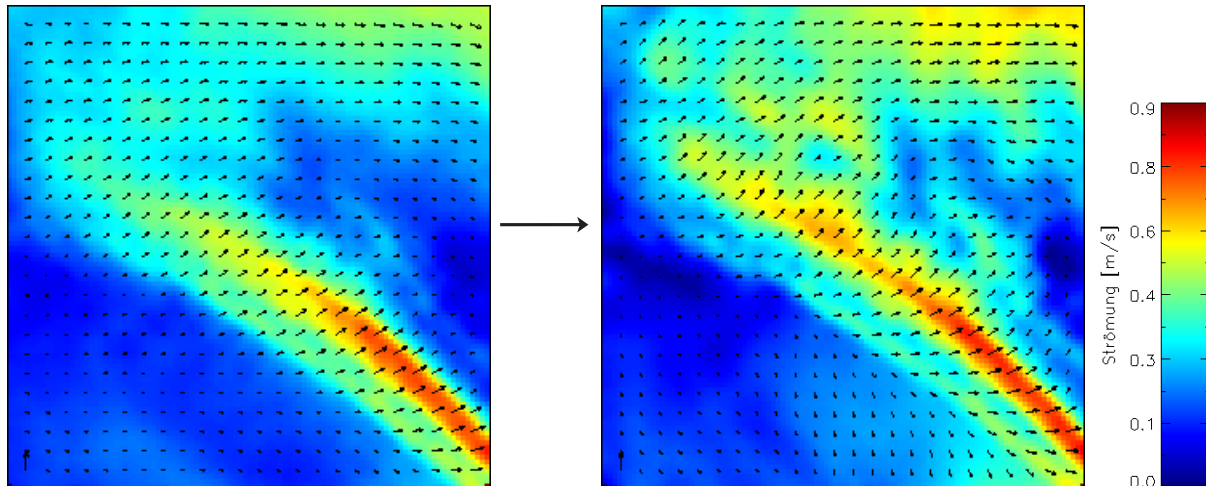


Abbildung 6-2: Strömungsfeld bei Helgoland vor (linkes Bild) und nach (rechtes Bild) Korrektur der räumlich variierenden Anteile aufgrund Bewegungen der Oberflächenwellen

In Abbildung 6-2 sind zwei Strömungsfelder mit einer Pixelauflösung von 20 m dargestellt, die einmal nur eine Korrektur aufgrund mittlerer Effekte von Wind und Wellen, siehe linkes Bild, unterzogen wurden, und ein iterativ optimiertes Strömungsfeld, siehe rechtes Bild, welches zugleich das reale Strömungsfeld repräsentiert. Bei einer genauen Betrachtung des realen Strömungsfeldes ist ein schmaler Streifen mit hoher Strömungsgeschwindigkeit zu erkennen, welcher von der geringen Wassertiefe, die direkt über dem Riff herrscht, resultiert. Diese Eigenschaft zeigt den Zusammenhang zwischen der Oberflächenströmung und des Meeresbodens, der anhand der Kontinuitätsgleichung, siehe Gleichung 6.1, beschrieben werden kann.

6.2.2 Strömungsfeld vom Sylter Untersuchungsgebiet

Die nun folgenden Betrachtung der Extraktion der Oberflächenströmung aus ATI Daten konzentriert sich auf das zweite EUROPAK-B Experiment, welches bei Sylt stattfand. Das Testgebiet im Norden der Insel besitzt eine Größe von $3,5 \text{ km} \times 3,5 \text{ km}$ und eine Auflösung von 20 m. Die hier dargestellten Strömungen sind nur für den mittleren Effekt von Wind und Wellen korrigiert, wie er sich aus ganz einfachen Berechnungen ergibt. Es sei angemerkt, dass diese hier vorgestellten Strömungsfelder aufgrund der noch enthaltenen Nichtlinearitäten, die sich durch

die hydrodynamische Modulation ergeben, nicht für die Bestimmung von Unterwasser-Bodentopographien geeignet sind. Aufgrund der Meßstrategie beim Sylter Experiment liegt im folgenden das Hauptaugenmerk auf den Daten von zwei der vier durchgeführten Flüge, die signifikante Unterschiede zeigen.

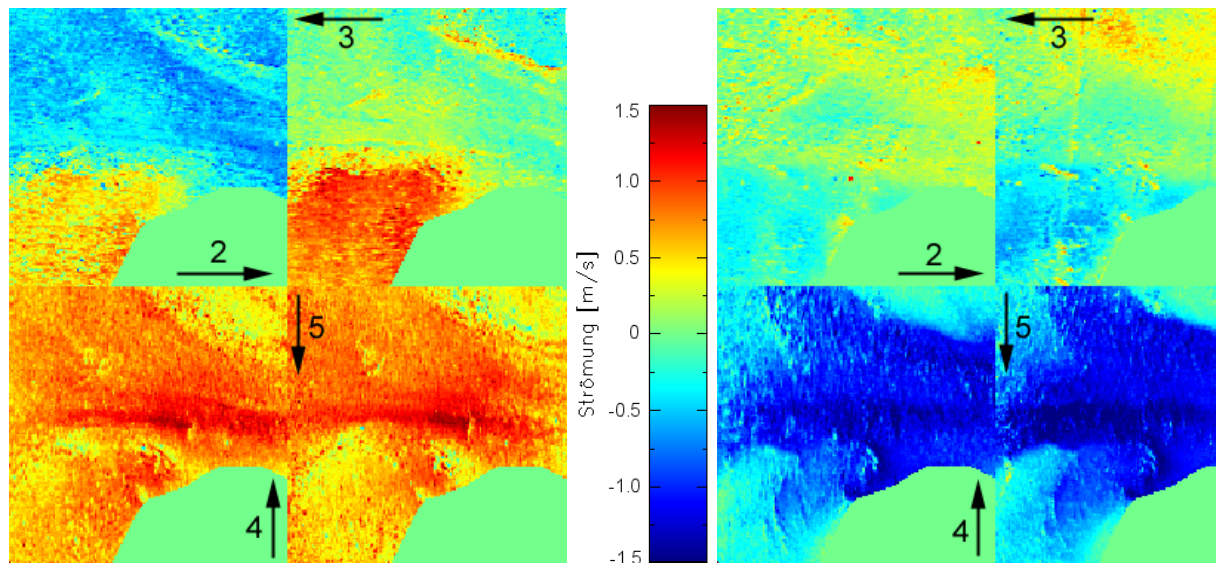


Abbildung 6-3: Strömungskomponenten für mittlere korrigierte Effekte in y-Richtung (obere Reihe) und x-Richtung (untere Reihe) vom 1. Flug (linkes Bild) und 4. Flug (rechtes Bild)

Die Abbildung 6-3 zeigt eine Detailanalyse der Syltdata, wobei die beiden oberen Teilfelder die y-Komponente und die unteren die x-Komponente der Strömung illustrieren, die hinsichtlich mittlerer Effekte korrigiert sind. Der maximale Wert der gemessenen Strömung ergibt sich mit $1,5 \text{ ms}^{-1}$, während das Minimum $-1,5 \text{ ms}^{-1}$ beträgt. Jedes der vier Bilder zeigt die Strömungskomponenten, die sich allein aus den Tracks 2, 3, 4 und 5 ergeben. Idealerweise sollten die Ergebnisse von den gegenüberliegenden Tracks, also Track 2 mit Track 3 und Track 4 mit Track 5, im wesentlichen gleich sein, was auch auf den 4. Flug, der im rechten Bild dargestellt ist, zutrifft. Beim 1. Flug, siehe linkes Bild, ist jedoch ein deutlicher Versatz zwischen den Tracks 2 und 3 erkennbar, der nicht auf die ATI Prozessierung zurückzuführen ist, sondern auf das zum Zeitpunkt der Datenakquisition herrschende Strömungsfeld. Der in jedem Teilfeld vorhandene homogene Bereich, der sich jeweils in der rechten unteren Ecke befindet, stellt den nordwestlichen Teil der Insel Sylt dar.

In den nächsten beiden Darstellungen ist das Gesamtströmungsfeld der Flüge 1 und 2 illustriert, welches aus allen Tracks generiert wird. Es zeigt sich, daß die Strömungsvektoren realistisch liegen, welches sich in der Parallelität zum Strand ausdrückt, und einen Maximalwert von $1,3 \text{ ms}^{-1}$ besitzen.

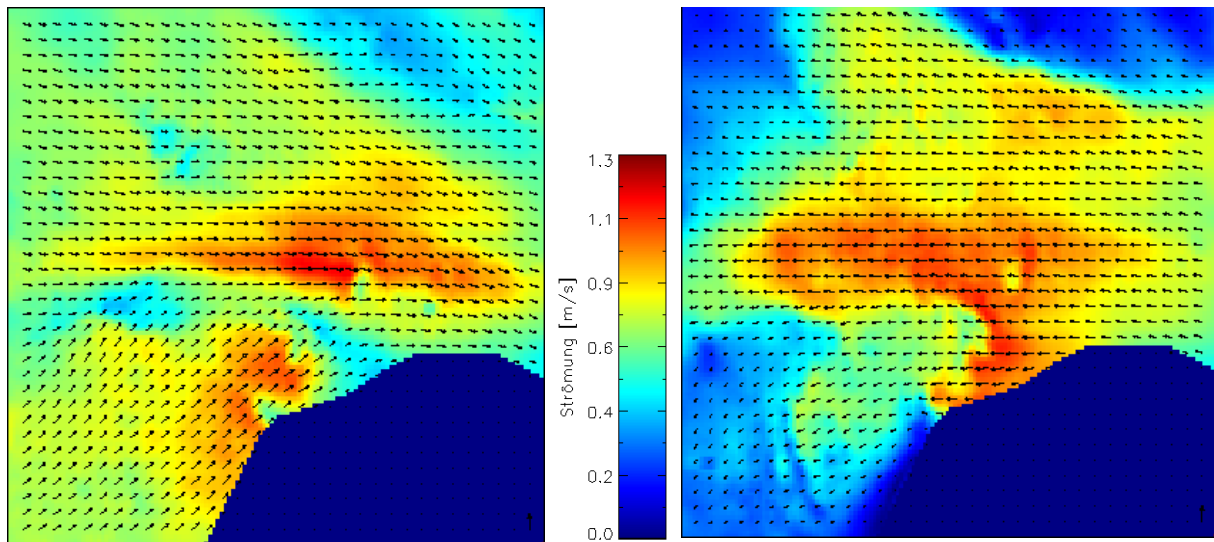


Abbildung 6-4: Gesamtströmungsfeld, inklusive Korrektur von mittleren Effekten, bei Sylt vom 1. Flug (linkes Bild) und vom 2. Flug (rechtes Bild)

Wie aus den Bildern abzuleiten ist, verläuft die Hauptströmungsrichtung im Untersuchungsgebiet, bei Vergleich beider Datensätze, nahezu antiparallel zueinander. Dies ist hauptsächlich auf die zum Zeitpunkt der Datenakquisition unterschiedlich vorzufindenden Gezeitsituation zurückzuführen. Mit den so generierten Strömungsfeldern ist es möglich, wie es auch nächstes Kapitel zeigt, die Unterwasser-Bodentopographie zu deduzieren.

6.3 Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie

Mit den durch ATI Daten gewonnen Oberflächenströmungsfeldern können Rückschlüsse auf die Unterwasser-Bodentopographie gezogen werden. Die Basis bei dieser Methode liegt in der genauen Ermittlung der Oberflächenströmung aus ATI Daten, wie sie sowohl im vorherigen Kapitel als auch in [19] und [37] beschrieben ist.

Die Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie anhand ATI Daten benötigt Tiefendaten, die im allgemeinen aus Echolotdaten herangezogen werden können. Mit einer von Romeiser neu entwickelten Interpolation, bei der nicht nur räumliche Variationen, sondern auch die Differenzen zwischen den Oberflächenströmungen an verschiedenen Orten als Gewichtungskriterium mit eingehen, werden die Daten der Unterwasser-Bodentopographie determiniert, um ein flächendeckendes Profil zu erhalten.

6.3.1 Helgoländer Unterwasser-Bodentopographie

Zur Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie im Helgoländer Untersuchungsgebiet dienen neben den Oberflächenströmungen aus ATI Daten auch Echolotdaten, die quer zum Riff

entlang Linien im Abstand von 400 m detektiert wurden. In Abbildung 6-5 sind diese Daten, bei denen es sich um 217 Punkte handelt, im linken oberen Bild illustriert.

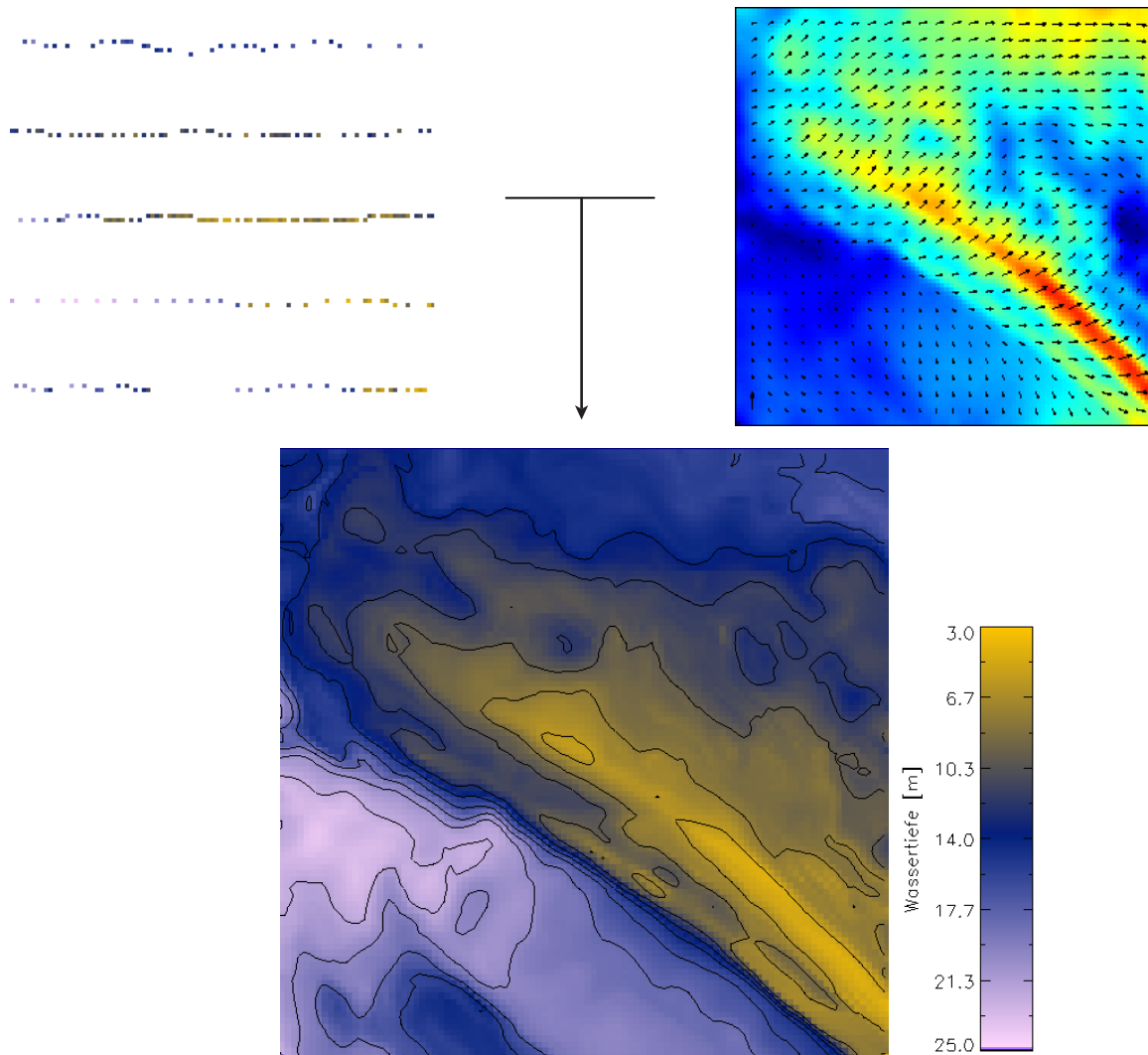


Abbildung 6-5: Echolotdaten (links oben), Strömungsfeld (rechts oben) und Unterwasser-Bodentopographie (unten)

Zusätzlich zu den Echolotdaten kommt noch die Oberflächenströmung, die im oberen rechten Bild dargestellt ist, zur Bodentopographiebestimmung hinzu. Aufgrund der sehr engen Wechselwirkung zwischen der Oberflächenströmung und der Bathymetrie erhält man nach dem neu entwickelten Algorithmus von Romeiser als Unterwasser-Bodentopographie ein Ergebnis, welches im unteren Bild von Abbildung 6-5 illustriert ist. Die Pixelauflösung liegt dabei bei 20 m. Um zu zeigen, daß die Genauigkeit der von Romeiser generierten Unterwasser-Bodentopographie realitätsnah ist, zeigt Abbildung 6-6 die offizielle Unterwasser-Bodentopographie des Untersuchungsgebietes von der Bundesanstalt für Wasserbau.

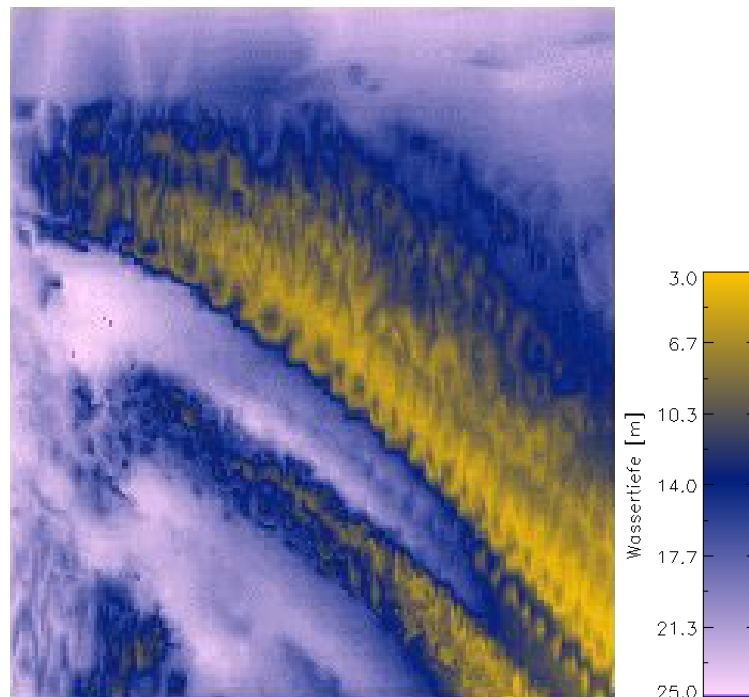


Abbildung 6-6: Offizielle Unterwasser-Bodentopographie des Helgoländer Untersuchungsgebietes

Es ist jedoch anzumerken, daß bezüglich der sehr geringen Tiefe über dem Riff Echolotpunkte nur im Randbereich von diesem detektiert werden können. Somit wendet die Bundesanstalt für Wasserbau ebenso ein Interpolationsverfahren an, um eine flächendeckende Unterwasser-Bodentopographie vom Gebiet zu generieren. Dabei kann es zu Ungenauigkeiten, wie beispielsweise in Form von Flecken, die am linken Rand des Unterwasserriffs zu erkennen sind, kommen. Diese sind zwar theoretisch in diesem Bereich möglich, jedoch aufgrund der starken Gezeitenströmungen nicht wahrscheinlich. Somit scheint das Resultat von Romeiser, welches in Abbildung 6-5 illustriert ist, aufgrund der dort herrschenden Strömungsgradienten, die gezeitenabhängig sind, sehr gut bezüglich Genauigkeit und Reliefenergie der wirklichen Unterwasser-Bodentopographie zu entsprechen.

6.3.2 Sylter Unterwasser-Bodentopographie

In Anbetracht der guten Ergebnisse mittels ATI Daten bezüglich der Helgoländer Unterwasser-Bodentopographie, wird hier ein kurzer Einblick über die existierenden Resultate der Unterwasser-Bodentopographie aus dem Untersuchungsgebiet nördlich von Sylt gegeben, die am Institut für Meereskunde an der Universität Hamburg generiert werden. Ebenso wie im Helgoländer Beispiel werden hier bekannte Tiefenpunkte benötigt, die von Echolotmessungen stammen. Bei dem hier gezeigten Ergebnis kamen dabei 280 Punkte zum Einsatz, die im linken oberen Bild von Abbildung 6-7 dargestellt sind. Zudem kommt das reale Strömungsfeld, welches aus ATI Daten generiert wird und im oberen rechten Bild zu sehen ist, von einem der Flüge

hinzu. Das verwendete Strömungsfeld ist ein räumlicher Ausschnitt aus einem der in Abbildung 6-4 dargestellten Gesamtströmungsfelder.

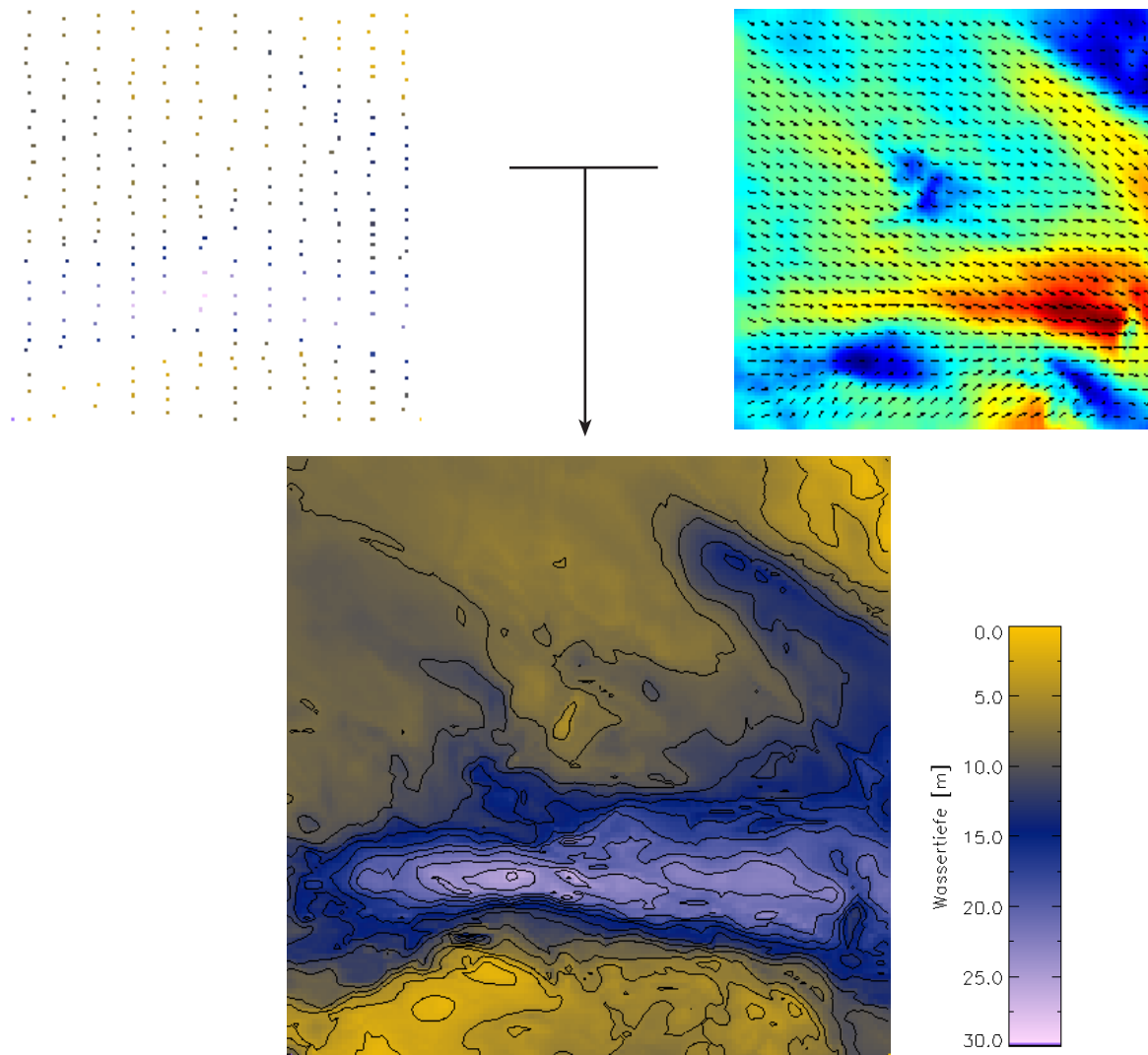


Abbildung 6-7: Echolotdaten (links oben), Strömungsfeld (rechts oben) und Unterwasser-Bodentopographie (unten)

Auch hier zeichnet sich eine realistische Unterwasser-Bodentopographie mit einer Auflösung von 20 m ab, die anhand ATI Daten und einigen Echolotpunkten berechnet wurde. Ebenso ist hier die Rinne erkennbar, die aufgrund des Sedimenttransports zu verschwinden droht.

Diese hier präsentierten Resultate zeigen, daß das hier vorgestellte Verfahren zu Bestimmung der Unterwasser-Bodentopographie in der Genauigkeit an die bisher bekannten Methoden heranreicht und somit eine ernstzunehmende Alternative bildet. Aufgrund der Schnelligkeit dieses Verfahrens, ist es zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit zudem noch nicht möglich, die Daten der hier präsentierten Unterwasser-Bodentopographie des zweiten EUROPAK-B Experiments mit anderen Daten zu validieren, die zeitgleich zur ATI Messung mit anderen und bisher üblichen Meßmethoden detektiert wurden.

Kapitel 7

Optimierungen zur ATI Messung

In diesem abschließenden Kapitel erfolgt ein Überblick über die Möglichkeiten einer Modifikation von SAR Sensoren zur Messung von kompletten Geschwindigkeitsfeldern und Verfahren zu ATI Prozessierung, welche auch eine präzise XTI und/oder ATI Prozessierung enthalten. Darüberhinaus wird ein Ausblick über die Möglichkeiten, die mit einem ATI bzw. ATI/XTI SAR System zu realisieren sind, gegeben.

7.1 Modifikationen

Obwohl die bisher verwendeten Sensoren und Methoden zur ATI Messung, die in dieser Arbeit zur Ausführung kamen, aufgrund der guten Ergebnisse bezüglich der Oberflächenströmung und Unterwasser-Bodentopographie sehr vielversprechend sind, können in Zukunft noch einige Verbesserung getätigt werden, die eine vereinfachte Meßstrategie und eine noch stabilere und flexiblere Postprozessierung erlauben. Vorschläge für eine flexiblere Postprozessierung, die gleichzeitig eine stabile ATI/XTI Postprozessierung erlaubt, werden nachfolgend gegeben. Doch zuvor liegt der zentrale Punkt in einem optimierten ATI Sensorkonzept, welches die bei einer Messung entstehenden Flugkosten erheblich reduzieren kann.

7.1.1 Optimierte ATI Sensorkonzept

Eine Reduzierung des Aufwandes und der Kosten kann dadurch erreicht werden, daß ein ATI Sensorkonzept entwickelt wird, mit dem es möglich ist, ein Geschwindigkeitsvektorfeld von Meeresoberflächenströmungen nur anhand eines einzigen Überfluges zu gewinnen. Hierbei könnte ein ATI System zum Einsatz kommen, bei dem die Antennen sowohl schräg nach vorne als auch schräg nach hinten schauen, also jede Antenne zwei Sendekeulen ausstrahlt, die das selbe Phasenzentrum besitzen. Hierbei ist es sinnvoll, daß die in Flugrichtung gesehene vordere Sendekeule den Bereich vor der Radarplattform und die hintere Sendekeule den sich dahinter

befindlichen Bereich abdeckt. Bei dieser Konstellation geht diese Komponente der Dopplergeschwindigkeit in das Radarsignal ein, die sich in Richtung des Radarstrahls befindet. Somit ist es möglich mit nur einem Überflug zwei Geschwindigkeitskomponenten und somit auch ein Vektorfeld der Oberflächengeschwindigkeit zu bekommen. Wie Untersuchungen ergeben haben, siehe auch [12], sind die räumlichen Auflösungen für kleine Verkippungswinkel eines schräg schauenden SARs mit denen eines herkömmlich seitlich schauenden identisch.

Mit der bisherigen Methode zur interferometrischen Messung von Meeresoberflächen kommt ein Radarsystem zum Einsatz, welches nur eine Sendekeule, die senkrecht zur Flugrichtung verläuft, besitzt. Dies war auch im EUROPAK-B Projekt der Fall. Mit einem solchen ATI System ist jedoch nur die Ermittlung einer Geschwindigkeitskomponente der Meeresoberflächenströmung möglich, weshalb man zur Gewinnung eines kompletten Vektorfeldes der Geschwindigkeit einen zweiten Überflug, der sich in einem anderen Beleuchtungswinkel als der erste befindet, benötigt. Idealerweise liegt der zweite Überflug orthogonal zum ersten und man nimmt an, daß sich die Oberflächenströmung in der Zeit, die man vom ersten bis zum zweiten Überflug benötigt, konstant verhält. Es ist dabei zu beachten, daß dieser Zeitraum so gering wie möglich sein soll. Ein weiterer Nachteil des herkömmlichen ATI SAR Systems ist, daß man nur ein vollständiges Geschwindigkeitsvektorfeld von dem Gebiet bekommt, welches von beiden Überflügen aufgezeichnet wurde. Somit ist dessen räumliche Ausdehnung begrenzt und stellt idealerweise ein Rechteck mit den Kantenlängen der Streifenbreite des Radarsystems dar.

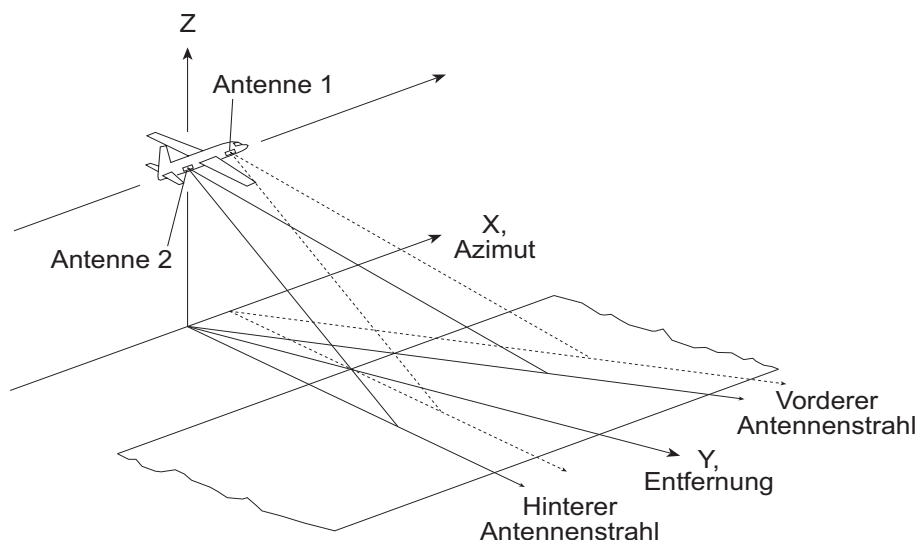


Abbildung 7-1: Geometrie des schräg schauenden ATI SAR Systems mit zwei Antennenstrahlen

Das Grundkonzept des schräg schauenden Radars zeigt Abbildung 7-1. Dabei werden zwei Antennen hintereinander und parallel zur geplanten Flugrichtung, wie es auch bei einem reinen Along-Track Radarsystem der Fall ist, angebracht. Der Unterschied jedoch liegt daran, daß jede Antenne ein Radarsignal schräg nach vorne und eines nach hinten sendet. Aufgrund der Bewegung des Radarträgers werden die Signale des vorderen Radarpulses einen Frequenzversatz in

den höheren Wertebereich und die Signale des hinteren Radarpulses demzufolge einen Versatz in den unteren Frequenzbereich erhalten. Der räumliche Versatz der Informationen in den empfangenen Signalen der hinteren Sendekeule wird durch die Informationen von der vorderen durch die Zeitspanne definiert, die die hintere Antenne braucht, um die Länge der Basislinie, die durch die Sende- und Empfangskonfiguration beider Antennen gegeben ist, zurückzulegen und entspricht dem normalen ATI Zeitversatz. Die empfangenen Radarsignale können bei der SAR/InSAR Prozessierung wie Radardaten von herkömmlichen ATI Antennensystemen behandelt werden und besitzen keine Einschränkungen.

Bei einer schräg schauenden Antenne sind unbewegte Objekte in den Datensätzen von der wahren Position in azimuthaler Richtung versetzt. Dieser Versatz resultiert aus der Geometrie der Radarkonfiguration. Bei sich bewegenden Objekten würde zusätzlich noch ein weiterer Anteil des azimuthalen Versatzes, wie im Laufe dieser Arbeit schon erläutert wurde, hinzukommen. Die ATI Phase, von der in einem weiteren Schritt die radiale interferometrische Geschwindigkeitskomponente abgeleitet werden soll, ergibt sich in Radarstrahlrichtung. Wie bereits bekannt ist, kann die interferometrische Geschwindigkeit v_0 aus der Phase, Radarträgergeschwindigkeit, Radarwellenlänge und der effektiven Basislinie ermittelt werden. Mit dieser und zusätzlich der Kenntnis der Winkel, mit dem die Radarstrahlen schräg nach vorne und nach hinten schauen, können die Komponenten der interferometrischen Geschwindigkeit sowohl in Azimutrichtung als auch in Entfernungsrichtung determiniert werden. Idealerweise sollte ein Winkel zwischen vorderem und hinterem Radarstrahl von 90° gewählt werden. Reduziert man den Winkel zwischen beiden Radarstrahlen einer Antenne, vergrößert sich die Streifenbreite und zugleich verringert sich der Doppler-Versatz im Along-Track Modus. Um ein komplettes zweidimensionales Vektorfeld der Oberflächenströmung zu erhalten, werden die jeweiligen SLCs bei der Interferogrammbildung in geeigneter Weise miteinander kombiniert.

Beim Antennendesign und der Sende- und Empfangskonfiguration existieren je nach Einsatzgebiet mehrere Möglichkeiten, die hier kurz auflistet werden:

- Eine Möglichkeit besteht darin, daß zwei verschieden Antennen in einer zusammengefaßt werden, die physikalisch in die gewünschten Richtungen, und zwar nach vorne und nach hinten, orientiert sind. Hier ist ein simultaner oder alternierender Betrieb möglich.
- Auch ist eine Benutzung von getrennten Antennen denkbar, bei denen jede Antenne nur einen Radarstrahl besitzt. Demnach werden für ein solches ATI SAR System vier Antennen benötigt.
- Je nach Architektur der Antennen können der vordere und der hintere Radarstrahl einer Antenne verschieden polarisiert sein.

Ein wie hier beschriebenes schräg schauendes ATI SAR System mit zwei Radarstrahlen kann sowohl für kleine Flugzeuge als auch für Satelliten entwickelt werden. Desweiteren stellt es eine kostengünstige Alternative zum bisherigen ATI System dar, weil sich die Flugkosten reduzieren lassen. Allerdings müssen vor dem Einsatz eines solchen ATI SAR Systems noch einige Unklarheiten beseitigt werden, die jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit sind. Werden die

Daten eines solchen schräg schauenden ATI SAR Systems mit einer Range/Doppler Prozessierung verarbeitet, bekommt man wiederum nur die Phase der Geschwindigkeitskomponente, die senkrecht zur Flugrichtung verläuft. Aus diesem Grund muß die Squint/Mode Prozessierung angewendet werden, mit der die Phase der Geschwindigkeitskomponente in Blickrichtung des Radars bestimmt werden kann. Auch muß vermieden werden, daß sich die Sendekeulen überlappen. Dies kann entweder durch eine Synchronisation der Sende- und Empfangsfolge realisiert werden oder durch eine Reduzierung der Azimutbandbreite.

Dieses hier beschriebene Radarsystem ermöglicht die Messung von Geschwindigkeiten, beispielsweise von Oberflächenströmungen des Meeres, mit nur einem Überflug, bei dem jedoch zwei Interferogramme gewonnen werden, die jeweils eine Geschwindigkeitskomponente enthalten. Eines wird von den Antennen, die schräg nach vorne schauen generiert und das anderen von denen, die nach hinten gerichtet sind. Somit erhält man zwei zu den jeweiligen Radarstrahlen radial verlaufende Geschwindigkeitskomponenten der Meeresströmung und kann somit ein komplettes zweidimensionales Vektorfeld bilden.

7.1.2 Optimierte Verfahren zur ATI Prozessierung

Einige im Laufe dieser Arbeit neu entwickelten und in der ATI Postprozessierungskette enthaltenen Verfahren für ATI Daten, müssen im Falle einer Nachbearbeitung von reinen XTI oder einer Kombination von XTI und ATI Daten, optimiert werden. Dazu gehört eine Generalisierung des Verfahrens zur Grobkorrektur von Fehlern aufgrund der Auflösung von Phasenmehrfachdeutigkeiten, die speziell für die im EURoPAK-B benötigten Anforderungen entwickelt wurde und somit primär für reine ATI Daten und gegebenenfalls auch bei XTI Daten stabil funktioniert, deren Reliefenergie im 2π -Bereich liegt. Ebenso besteht die Möglichkeit, bei einem kombinierten ATI/XTI SAR System eine noch genauere Kalibrierung durchzuführen, indem auch die XTI Daten in geeigneter Weise zur Anwendung kommen.

Einen weiteren Punkt für die interne Phasenkalibrierung, den man im Falle einer Notwendigkeit generalisieren könnte, wäre die Methode zur Ermittlung des Phasenanteils aufgrund des Hohlleiters bei 400 MHz ATI Daten, die eine besonders gute Bodenauflösung garantieren. Angesichts der im EURoPAK-B Projekt ausreichenden Bodenauflösung, die sich bei 200 MHz und 100 MHz Daten ergibt, wurde eine Erweiterung dieser Methode auf eine Bandbreite von 400 MHz nicht näher in Erwägung gezogen.

7.2 Zusammenfassung und Ausblick

Gegenstand dieser vorliegenden Arbeit ist die Präsentation von neuentwickelten Verfahren zur Prozessierung von Along-Track Interferometrie Daten zur späteren Informationsextraktion von Oberflächenströmungen des Meeres und Unterwasser-Bodentopographien von Küstengewässern. Im Gegensatz zu den bisher bekannten Verfahren zur SAR Prozessierung, die sich primär auf Daten von XTI SAR Systemen konzentrieren, reagieren ATI Daten auf einige

Prozessierungsmethoden anders und erfordern somit technologische Verbesserungen der bisherigen Prozessierungsalgorithmen. Dies zeigt sich beispielsweise bei der Koregistrierung zweier SLCs, die speziell für ATI Daten in Form einer theoretischen Koregistrierung modifiziert werden muß. Auch ergeben sich bei der Neuabtastung von ATI Daten Artefakte, die in solcher Form bei der XTI Prozessierung bisher nicht bekannt waren. Ebenso werden einige neu entwickelte Algorithmen zur internen Phasenkalibrierung von ATI Daten in der Postprozessierung diskutiert, die eine präzise Messung von Geschwindigkeiten an der Erdoberfläche gewährleisten. Neben diesen neu entwickelten Verfahren sind auch einige Untersuchungsergebnisse dargestellt, die einer Optimierung der Prozessierungsparameter bezüglich ATI Daten dienen. Nach einer ausführlichen Abhandlung der Prozessierungsergebnisse von den Datensätzen, die bei den beiden Experimenten des EURoPAK-B Projektes detektiert wurden, werden in dieser Arbeit auch einige Resultate illustriert, die vom Institut für Meereskunde, Universität Hamburg, stammen und mit Hilfe der neu entwickelten Verfahren prozessiert wurden.

Der Einsatzbereich eines Along-Track InSAR Systems kann neben den in dieser Arbeit beschriebenen Verfahren zur Bestimmung von Oberflächenströmungsfeldern und Bathymetrien in Küstengewässern noch weitreichender sein. Beispielsweise ermöglichen Daten, die auf Basis eines ATI SARs detektiert werden, eine Validierung und Optimierung von Zirkulationsmodellen auf regionalen und globalen Skalen. Auch dienen solche Daten nicht nur dazu, daß Verständnis von Energieflüssen bei internen Ozeanwellen besser zu untersuchen, sondern auch zur Erforschung und Routineüberwachung von Meereis. Die bisher erwähnten Anwendungen dienen hauptsächlich für wissenschaftliche Zwecke, wobei nachfolgend auch Einsatzgebiete genannt werden, die über ein kommerzielles Potential verfügen. Solche wären, wie bereits angedeutet, eine hochauflösende Messung in Küstengebieten und Flußmündungen, wie es teilweise auch im EURoPAK-B Projekt der Fall ist. Die so akquirierten Datensätze können für vielfältige Verwendungen dienen, die beispielsweise zur regionalen Zirkulationsmodellierung, Ermittlung der Bathymetrie, Optimierung von Schiffsrouten und Detektion von Schadstoffverdriftungen angewendet werden können.

Aber auch außerhalb der Ozeanographie ergeben sich neue Einsatzgebiete bezüglich einer flächendeckenden Geschwindigkeitsmessung mittels einem ATI SAR System. Hier wäre beispielsweise das Verkehrsmonitoring zu nennen, welches aufgrund des stetig zunehmenden Straßenverkehrs vielversprechende und neuartige Untersuchungen bezüglich neuer Verkehrskonzepte ermöglicht.

Literaturverzeichnis

- [1] Alpers W. und C.L. Rufenach, „The effect of orbital motions on synthetic aperture radar imagery of ocean waves“, IEEE Trans. Antennas Propagat. vol. AP-27, pp. 685-690, 1979.
- [2] Alpers, W., „Imaging ocean surface waves by synthetic aperture radar - a review“, in Allan, T. D., „Satellite microwave remote sensing“, Chichester, Ellis Horwood, p. 107-119., 1983.
- [3] Alpers, W. und I. Hennings, „A theory of imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar“, J. Geophys. Res, vol. 89, pp. 10529-10546, 1984.
- [4] Alpers, W. und C. Brüning, „On the relative importance of motionrelated contributions to the SAR imaging mechanism of ocean surface waves“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. GE-24, pp. 873-885, November 1986.
- [5] 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, Vol. 35, pp. 618-631, Mai 1997.
- [6] Bao, M., W. Alpers und C. Brüning, „A new nonlinear integral transform relating ocean wave spectra to phase image spectra of an along-track interferometric synthetic aperture radar“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 37. No. 1, Januar 1999.
- [7] Carande, R, „Estimating ocean coherence time using dual baseline interferometric synthetic aperture radar“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 32, pp. 846-851, 1994.
- [8] Chapman, R.D., B.L. Gotwols und R.E. Sterner II, „On the statistics of the phase of microwave backscatter from the ocean surface“, J. Geophys. Res, vol. 99, no. C8, pp. 16293-16301, 1994.

-
- [9] Constantini, M., „A phase unwrapping method based on network programming“, Fringe 96 Workshop on Applications of ERS SAR Interferometry, Zürich, Switzerland, 1996.
- [10] Eckart, O., M. Rombach, A. Holz, C. Hofmann und M. Schwäbisch, „Traffic monitoring using along track airborne interferometric SAR systems“, Conference Proceedings of 7th World Congress on Intelligent Transport Systems, Turin, Italien, 6-9th Nov. 2000.
- [11] Fischer, J. und N.C. Flemming, „Operational oceanography: Data requirements Survey“, EuroGOOS Publications No. 12, 60 pp., Southampton Oceanography Centre, UK, 1999.
- [12] Fraiser, S.J. und A.J. Camps, „Dual-Beam Interferometry for Ocean Surface Current Vector Mapping“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, pp. 401-414, February 2001.
- [13] Goldstein, R.M. und H.A. Zabker, „Interferometric radar measurement of ocean surface currents“, Nature, vol. 328, pp. 707-709, 1987.
- [14] Goldstein, R.M. und C.L. Werner, „Radar interferogram filtering for geophysical applications“, Geophysical Research Letters, Vol. 25, No. 21, pp. 4035-4038, November 1, 1998.
- [15] Graber, H.C., D.R. Thomsen und R.E. Carande, „Ocean surface features and currents measured with synthetic aperture radar interferometry and HF radar“, J. Geophys. Res. Vol. 101, pp.25, 813-825, 832, 1996.
- [16] Haralick, R. M., S. R. Sternberg und X. Zhuang, „Image analysis using mathematic morphology“, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, Vol. PAMI-9, No. 4, pp. 532-550, Juli 1987.
- [17] Hasselmann, K., C.J. Calkoen und G.J. Wensink, „Sea bottom topography by imaging radar“, Project Rep. H1221.04, Delft Hydraulics, Delft, Niederlande, 1992.
- [18] Henderson, F.M. und A.J. Lewis, „Manual of remote sensing“, Volume 2, „Principles and applications of imaging radar“, John Wiley & Sons, Inc, 1998.
- [19] Hirsch, O. und R. Romeiser, „Accurate measurements of ocean surface currents by airborne along-track interferometric SAR“, in Proc. EUSAR 2000, pp.127-130, VDE Verlag, Berlin / Offenbach, 2000.
- [20] Jerri, A.J., „The Shannon sampling theorem - its various extensions and applications: A tutorial review“, Proc. IEEE, Vol. 65, No. 11, pp.1565-1596, 1977.
- [21] Just, D. und R. Bamler, „Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar“, Applied Optics, Vol. 33, No. 20, pp. 4361-4368, 1994.

-
- [22] Knedlik, S., „Co-Registrierung von SAR-Bildern“, Studienarbeit am Institut für Nachrichtenverarbeitung der Uni-GH-Siegen, 1998.
- [23] Larson, T. R., L.T. Moskowitz und J.W. Wright, „A note on SAR imagery of the ocean“, IEEE Trans. Antennas Propagat., vol. AP-24, pp. 393-394, 1976.
- [24] Lyzenga, D.R., „Effects of wave breaking on SAR signatures observed near the edge of the Gulf Stream“, Proceedings 1996 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '96), pp. 908-910, Inst. of Elec. and Electron. Eng., Piscataway, N.J., USA, 1996.
- [25] Massonnet, D., „Capabilities and limitations of the interferometric CartWheel“, CEOS SAR Workshop, Oktober 1999, Toulouse, Frankreich, Paper 136, siehe online unter <http://www.estec.esa.nl/CONFANNOUN/99b02/index.html>.
- [26] Moller, D., S.J. Fraiser, D.L. Porter und R.E. McIntosh, „Radar-derived interferometric surface currents and their relation to subsurface current structure“, J. Geophys. Res, vol. 103, no. C6, pp. 12839-12852, 1998.
- [27] Moreira, J.R., „Bewegungsextraktionsverfahren für Radar mit synthetischer Apertur“, Dissertation, TU München, 1992.
- [28] Plant, W. J. „The modulation transfer function: concept and applications, in: radar scattering from modulated wind waves“, Herausgeber G.J. Komen und W.A. Oost, 173-181, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Niederlande, 1989.
- [29] Plant, W.J., E.A. Terray, R.A. Pettit Jr. und W.C. Keller, „The dependence of microwave backscatter from the sea on illuminate area, correlation times and lengths“, J. Geophys. Res, vol. 99, no. C5, pp. 9705-9723, 1994.
- [30] Robinson, I.S. , „Satellite oceanography, an introduction for oceanographers and remote sensing scientists“, Chichester, Ellis Horwood, 1985.
- [31] Romeiser, R., „Eine verbesserte Theorie zur Modulation der Radar-Rückstreuung von der Meeresoberfläche auf der Basis eines Drei-Skalen-Modells“, Dissertation, Universität Hamburg, 1993.
- [32] Romeiser, R., W. Alpers und V. Wisman, „An improved composite surface model for radar backscattering cross section of the ocean surface, 1, Theory of the model and optimization / validation by scatterometer data“, J. Geophys. Res, vol. 102, pp. 25237 - 25250, 1997.
- [33] Romeiser, R. und W. Alpers, „An improved composite surface model for radar backscattering cross section of the ocean surface, 2, Model response to surface roughness variations and the radar imaging of underwater bottom topography“, J. Geophys. Res, vol. 102, pp. 25251 -25267, 1997.

- [34] Romeiser, R., S. Ufermann und S. Stolte, „Energy transfer between hydrodynamically modulated long and short ocean waves by interaction with the wind field“, Proceedings 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '99), pp. 965-967, Inst. of Elec. and Electron. Eng., Piscataway, N.J., USA, 1999.
- [35] Romeiser, R. und D.R. Thompson, „Numerical study on along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38-II, 446-458, 2000.
- [36] Romeiser, R., M. Gade und O. Hirsch, „Remote sensing of surface currents and bathymetric features in the German Bight by along-track SAR interferometry“, Proceedings 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2000), pp. 1081-1083, Inst. of Elec. and Electron. Eng., Piscataway, N.J., USA, 2000.
- [37] Romeiser, R. und O. Hirsch, „Possibilities and limitations of current measurements by airborne and spaceborne along-track interferometric SAR“, Proceedings 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2001), Inst. of Elec. and Electron. Eng., Piscataway, N.J., USA, 2001.
- [38] Schwäbisch, M., „Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle“, Dissertation, Universität Stuttgart, 1995, DLR-Forschungsbericht 95-25, Oberpfaffenhofen.
- [39] Thompson, D.R., „Calculation of microwave Doppler spectra from the ocean surface with a time-dependent composite model“, in Radar Scattering from Modulated Wind Waves, edited by G.J. Komen and W.A. Oost, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1989, pp. 27-40.
- [40] Thompson, D.R. und J.R. Jensen, „Synthetic aperture radar interferometry applied to ship-generated internal waves in 1989 Loch Linnhe experiment“, J. Geophys. Res., vol. 98, no. C6, pp. 10259-10269, 1993.
- [41] Torres J., J. Favela und F. J. Ocampo-Torres, „Ocean wave parameter retrieval from SAR imagery using wavelet analysis“, Proceedings 1998 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '98), Inst. of Elec. and Electron. Eng., Piscataway, N.J., USA, 1998.
- [42] Valenzuela, G.R., „Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves - a review“, Boundary Layer Meteorol., vol. 13, pp. 61-85, 1978.
- [43] Wimmer, C., R. Siegmund, M. Schwäbisch und J. Moreira, „Generation of high precise DEMs of the Wadden Sea with airborne interferometric SAR“, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38-V, 2234-2245, 2000.
- [44] Wright J.W., „A new model of sea clutter“, IEEE Trans. on Antennas Propagation, vol. AP-16, pp 217-223, 1968.

Verzeichnis verwendeter Symbole

a	Hohlleiterbreite
a_r	Oberflächenbeschleunigung der Wasserelemente
A	Binärbild
\vec{A}_n	Positionsvektor der Antenne n
b	Physikalischer Abstand der Antennen
B	Basislinie
B_H	Horizontale Komponente der Across-Track Basislinie
B_V	Vertikale Komponente der Across-Track Basislinie
c	Lichtgeschwindigkeit im freien Raum
c_n	Komplexes Signal mit Indize n
c_{PH}	Gruppengeschwindigkeit einer Welle im Hohlleiter
C	Markerbild
d	Abmessung der Antenne senkrecht zur Flugrichtung
D	Abmessung der Antenne entlang der Flugrichtung
$e(x)$	Lokale Wassertiefe
E_p	Elektromagnetische Welle
f_0	Frequenz des Radarsignals
f_k	Grenzfrequenz eines Signals im Hohlleiter
f_D	Doppler-Verschiebung
f_{DC}	Doppler-Zentroid-Frequenz
g	Halbachse des Erdellipsoids
G	Antennengewinn
h	Flughöhe über dem Boden

h_r	Rippelwellenhöhe
H	Flughöhe über der Referenzfläche
$H(w)$	Absolute Häufigkeit
i	Halbachse des Erdellipdoids
I	Interferometrisches Signal
l_{ant1}	Gesamte Hohlleiterlänge zur ersten Antenne
l_{ant2}	Gesamte Hohlleiterlänge zur zweiten Antenne
l_{diff}	Hohlleiterlängendifferenz
l_{hl}	Korrigierte Hohlleiterlängendifferenz
L_{ges}	Entstehende Verluste auf dem Sende- und Empfangsweg
L_{sa}	Länge der synthetischen Apertur
M	Modulations-Übertragungs-Funktion
N	Anzahl der Sichten
N_s	Anzahl zufällig verteilter Streuer in einer Auflösungszelle
\vec{P}	Positionsvektor eines Punktes auf dem digitalen Geländemodell
P_0	Empfangene Leistung des Radars bei mehreren Sichten
P_e	Empfangene Leistung des Radars
P_s	Gesendeten Leistung des Radars
$r(t)$	Schrägentfernung zwischen der Antenne und einem Punkt am Boden zum Zeitpunkt t
r_0	Minimale Schrägentfernung zwischen Antenne und Objekt
r_a	Azimutauflösung
r_g	Geokodierte Entfernungsauflösung
r_r	Entfernungsauflösung
R	Abstand des Objekts zum Radar (Zurückgelegte Weglänge des Radarsignals)
R_E	Ellipsoidradius
s	Digitales Bild in Form einer Funktion
S	Strukturierendes Element
T	Zeitdauer zwischen zwei Radarpulsen
T_a	Effektive Integrationszeit
T_i	Integrationszeit
$U(x)$	Strömungsfeld an der Meeresoberfläche

U_e	Vom Radar empfangenen Spannung
U_i	Lokal einfallenden Spannung am Streuer
u_r	Radiale Geschwindigkeitskomponente eines Objekts
v_0	Doppler-Geschwindigkeit, interferometrische Geschwindigkeit
v_g	Horizontale Komponente der interferometrischen Geschwindigkeit
\vec{v}_{A_n}	Geschwindigkeitsvektor der Antenne A_n
\vec{v}_P	Geschwindigkeitsvektor des sich auf dem DEM befindlichen Punktes P
V	Radarträgergeschwindigkeit
V_r	Radialkomponente der Relativgeschwindigkeit zwischen Radar und Objekt
w	Wertebereich der interferometrischen Phase
x_0	Azimutale Koordinate im Radarbild
y_0	Entfernungscoordinate im Radarbild
z_h	Geländehöhe
β	Raumwinkel
β_H	Horizontaler Anteil des Raumwinkels
$\beta_{H_{sa}}$	Horizontaler Anteil des Raumwinkels der synthetischen Apertur
β_V	Vertikaler Anteil des Raumwinkels
γ	Kohärenz
δ_a	Azimutale Pixelauflösung im SLC
δx	Mißregistrierung
$\delta\phi$	Fehlphase bezüglich der Mißregistrierung
$\Delta\phi$	Phasendifferenz
Δr	Weglängenunterschied
$\Delta r(t)$	Differenz der nominellen und tatsächlichen Schrägentfernung
Δx	Azimutaler Versatz
ε	Dielektrizitätszahl des Wassers
ε_B	Neigung der Basislinie
ε_D	Depressionswinkel

ζ	Windkorrekturwinkel
Θ_f	Winkel zwischen Wasserfacette und horizontaler Ebene
Θ_i	Lokaler Einfallswinkel
Θ_r	relativen Einfallswinkel
λ	Wellenlänge des Radarsignals
λ_H	Wellenlänge des Radarsignals im Hohlleiter
λ_k	Kritische Wellenlänge eines Signals im Hohlleiter
λ_{H1}	Hohlleiterwellenlänge des der Frequenz des 1. Kanals
λ_{H2}	Hohlleiterwellenlänge des der Frequenz des 2. Kanals
λ_s	Bragg-Wellenlänge
ξ	Schielwinkel
σ_0	Normierte Radar-Rückstreuquerschnitt
τ	ATI Zeitverzögerung
τ_p	Dauer des Radarimpulses
τ_s	Dekorrelationszeit der Meeresoberfläche
Υ	Dekorrelationsanteil
φ_{feh1}	Fehlphase aufgrund des Hohlleiters
φ_{f1}	Hohlleiterphase von der Frequenz des 1. Kanals
φ_{f2}	Hohlleiterphase von der Frequenz des 2. Kanals
φ_p	Phase der vom p -ten Streuer reflektierten elektromagnetischen Welle
ϕ	ATI Phase
ϕ_h	Horizontale ATI Phase
Ψ	Phase der monochromatischen elektromagnetischen Welle
Ψ_0	Rausch- und Rückstreu-spezifischer Anteil der Phase
ω	Konstante Phase