

**Wirbelbildung im Bereich des Mittelmeerausstroms  
in hochauflösenden, numerischen Modellen**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität

zu Kiel

vorgelegt von

*Janko Hauser*

Kiel

2001

Referent: Prof. Dr. Rolf H. Käse

Korreferent: Prof. Dr. Uwe Send

Tag der mündlichen Prüfung: Dienstag, 19. Juni 2001

Zum Druck genehmigt: Kiel, Mittwoch, 20. Juni 2001

## Inhaltsverzeichnis

<b>1 Einführung</b>	<b>3</b>
1.1 Das Mittelmeerwassersignal im östlichen Nordatlantik . . . . .	3
1.2 Ziele und Aufbau der Arbeit . . . . .	12
<b>2 Ansätze zur Modellierung des Mittelmeerwasserausstroms</b>	<b>15</b>
2.1 Das “S-Coordinate Rutgers University” Modell . . . . .	16
2.1.1 Modellgleichungen . . . . .	17
2.1.2 Das Koordinatensystem . . . . .	20
2.1.3 Modellkonfiguration . . . . .	24
2.2 Das “Parallel Ocean Program” Modell . . . . .	27
2.3 Unterschiede in der Darstellung der Topographie . . . . .	30
2.4 Laboraufbau und Modellierung der Tankexperimente . . . . .	34
<b>3 Ausstrom in der Straße von Gibraltar</b>	<b>39</b>
3.1 Der Ausstrom im POP-Modell . . . . .	40
<b>4 Bildung und Dynamik des Randstroms im Golf von Cadiz</b>	<b>43</b>
4.1 Der Randstrom im SCRUM-Modell . . . . .	45
4.2 Der Randstrom im POP-Modell . . . . .	50

<b>5</b>	<b>Wirbelbildung im iberischen Becken</b>	<b>55</b>
5.1	Entstehung eines Meddies im $\sigma$ -Koordinaten-Modell . . . . .	55
5.1.1	Eigenschaften eines abgelösten Meddies . . . . .	63
5.2	Die Wirbelablösung im POP-Modell . . . . .	66
5.2.1	Vergleich zu Experimenten mit flachem Boden . . . . .	71
5.3	Wirbeltranslation im iberischen Becken . . . . .	76
5.4	Zeitliche Variabilität des Salztransportes im iberischen Becken . . . . .	79
<b>6</b>	<b>Stabilität und Vorticitydynamik eines isolierten Wirbels</b>	<b>86</b>
6.1	Dynamik eines isolierten Wirbels im Tankversuch . . . . .	87
6.2	Modellierung der im Tank erzeugten Wirbel . . . . .	93
6.2.1	Numerische Simulation der Tankexperimente . . . . .	97
6.3	Analyse der Wirbeldynamik . . . . .	101
6.4	Balance der Vorticity . . . . .	107
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Diskussion</b>	<b>113</b>

## 1 Einführung

Durch die stetige Verbesserung des Verständnisses der beckenweiten und globalen Ozeanzirkulation aufgrund einer Vielzahl von direkten Messungen im Ozean und einer immer höheren räumlichen Auflösung in der großräumigen numerischen Modellierung ist deutlich geworden, daß an verschiedenen Orten im Ozean stattfindende lokale Prozesse für die gesamte großräumige Zirkulation eine bedeutende Rolle spielen können. Zwei dabei hervorzuhebende Prozesse sind die Durchströmungen von unterseeischen Meerengen und die Ablösung von Randströmen. Beides sind Prozesse, die stark von der örtlichen Topographie beeinflusst werden. Typische Beispiele für Orte, an denen Durch- oder Überströmungsprozesse im Atlantik stattfinden, sind die Dänemarkstraße, die Charlie-Gibbs-Verwerfungszone im Nordatlantik und der Vema-Kanal im westlichen Becken des Südatlantiks. Ablösungsprozesse von Randströmen, die durch die Form der darunterliegenden Topographie deutlich beeinflusst werden, finden am “Kap Hatteras” im Golfstrom und am “Kap der Guten Hoffnung” bei der Retrofektion des Agulhasstromes und den daraus entstehenden Agulhasringen statt. Ein Gebiet, in dem sowohl lokale Überströmungs- als auch Ablöseprozesse mit anschließender Ringbildung eine großräumigere Bedeutung besitzen, ist das Gebiet des Mittelmeerausstromes im östlichen Nordatlantik.

### 1.1 Das Mittelmeerwassersignal im östlichen Nordatlantik

Aufgrund der negativen Niederschlagsbilanz im Mittelmeer entsteht dort an der Oberfläche salzreiches Wasser, das sich nach vertikalen Vermischungsvorgängen in größeren Tiefen ansammelt. Die Straße von Gibraltar verbindet das Mittelmeer mit dem Nordatlantik. Hier findet ein Einstrom salzärmeren Wassers aus dem Golf von Cadiz in den oberen Schichten der Wassersäule in das Mittelmeer statt. Dies führt zu einem Ausgleich der Niederschlagsbilanz im Mittelmeer. Gleichzeitig strömt salzreiches und relativ dichtes Wasser in den unteren Schichten durch die Straße von Gibraltar vom Mittelmeer in den Golf von Cadiz. Das daraus entstehende Salzsignal, das fortwährend durch den Mittelmeerwasserausstrom gespeist wird, kann im Bereich des iberischen Kontinentalschelfs in Tiefen zwischen 600 *m* und 1500 *m* beobachtet werden (DANIAULT ET AL., 1994). In weiterer Entfernung von der eigentlichen Ausstromregion kann aufgrund von Diffusion dieses Signal auch noch in Tiefen bis zu 3000 *m* beobachtet werden (HARVEY, 1982). Es erstreckt sich im Westen bis hin zu den Bermuda-Inseln (ARMI & BRAY, 1982) und nordwärts bis zum Rockall-Kanal (REID, 1979; HARVEY, 1982). Die Frage, inwieweit das Salzsignal des Mittelmeerwassers (MW) vom Nordatlantikstrom aufgenommen wird und ob es da-

durch einen Einfluß auf die Tiefenwasserbildung in der Norwegischen und Grönländischen See hat, ist bisher nicht beantwortet worden. Insgesamt führt der stetige Nachschub von salzreichem Wasser aus dem Mittelmeer zu einer positiven Salzbilanz für den Nordatlantik und zeichnet diesen dadurch gegenüber anderen Ozeanen aus. Für die Aufrechterhaltung der MW-Zunge werden verschiedene Mechanismen vorgeschlagen. MAZE (1997) nimmt an, daß die Ausbreitung des Salzsignals allein aufgrund diffusiver Prozesse stattfindet. REID (1994) schlägt hingegen vor, daß sich das MW durch advektive Prozesse ausbreitet. Bei diesen Prozessen handelt es sich um Wirbel und Filamente, die durch eine Hintergrundströmung oder Eigendynamik MW aus dem nordwärts setzende Randstrom nach Westen transportieren.

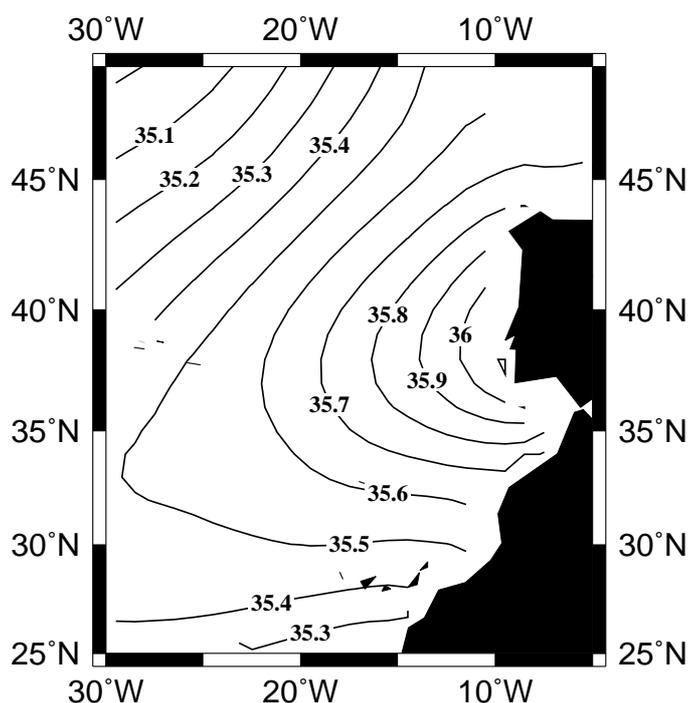


Abbildung 1: Jährliches Mittel des Salzgehalts aus der Levitus Klimatologie (LEVITUS, 1982) auf 1100 m Tiefe. Der höchste Wert des Salzgehalts findet sich am Kap St. Vincent und im iberischen Becken. Die Hauptausbreitungsrichtung des Mittelmeerwassersignals in dieser Tiefe ist nach Südwesten gerichtet und wird im Süden durch die Kanarischen Inseln begrenzt. Es ist jedoch zu bedenken, daß das salzhaltige Wasser aus der Straße von Gibraltar erst am Bereich des Kap St. Vincent seinen Dichtegleichgewichtshorizont erreicht und daher erst hier in der Klimatologie anzutreffen ist.

In klimatologischen Datensätzen des Nordatlantiks findet sich das MW-Salzsignal als gleichmäßiges, mit der Entfernung abnehmendes Signal in mittleren Tiefen wieder. Betrachtet man z. B. die Ausbreitung der Mittelmeerwasserzunge in der Levitus Klimatologie (LEVITUS, 1982), so fällt auf, daß das Zentrum mit den höchsten Salzgehalten auf dem Tiefenhorizont von 1100 m nicht im Golf von Cadiz vor der Straße von Gibraltar liegt, sondern sich am Kap St. Vincent, dem südwestlichsten Punkt der iberischen Halbinsel befindet (siehe Abb. 1). Als zweites ist zu beachten, daß die Hauptachse der Ausbreitung des Salzsignals nicht direkt nach Westen verläuft, sondern deutlich nach Süden hin verschoben ist. Diese Verschiebung kann unterschiedliche Ursachen haben, so kann z.B. das Hintergrundfeld der großräumigen, nordatlantischen Zirkulation mit seinen südwärtig setzenden Strömungen zu einer entsprechenden Advektion der MW-Zunge nach Süden führen.

Eine Klimatologie gibt jedoch nur ein räumlich und zeitlich gemittelttes Feld wieder. Das Gebiet des Mittelmeerausstroms zeichnet sich hingegen durch eine hohe Variabilität auf kleineren Skalen aus. Ein dabei besonders hervorzuhebendes Merkmal des Mittelmeerausstroms ist die Bildung von mesoskaligen, antizyklonal rotierenden Wirbeln, die sich an der Topographie der iberischen Halbinsel bilden und nach Westen und Südwesten hin ausbreiten. Diese Wirbel sind unter der Bezeichnung "Meddy" (kurz für "mediterranean eddy") in die Literatur eingegangen. Es handelt sich dabei um langlebige Wirbelstrukturen, die die Temperatur- und Salzeigenschaften aus ihrer Entstehungsregion über große Distanzen transportieren können. So wurde der erste Meddy fernab seines Entstehungsgebietes von MCDOWELL und ROSSBY (1978) in dem Gebiet östlich der Bahamas-Inseln gefunden. Meddies haben einen Durchmesser von 30 km – 100 km und eine vertikale Ausdehnung von bis zu 700 m. Ihre Rotationsgeschwindigkeit liegt bei 20 cm/s. Durch ihre zum Teil lange Lebensdauer von mehreren Jahren und ihre insgesamt westwärtige Translationsbewegung mit einer Geschwindigkeit von 2 – 3 cm/s können sie damit bei häufigerem Auftreten einen erheblichen Beitrag zur Erhaltung der Salzgehaltsanomalie im östlichen Atlantik leisten.

Eine weitere mögliche Ursache für die südwestwärtige Ausbreitungsrichtung des Salzsignals ist die ebenfalls südwestwärtige Translationsbewegung, die bei vielen der in diesem Bereich beobachteten Wirbel mit ausgeprägtem Mittelmeerwassersignal festgestellt worden ist. Bemerkenswerterweise deckt sich die Hauptausbreitungsrichtung des Salzsignals in der Levitus Klimatologie mit einer Linie, die durch topographische Erhebungen wie die "Gorringe Bank" und die "Horseshoe Seamounts" beschrieben wird. Treffen diese bis dahin sehr stabilen Wirbelstrukturen auf topographische Erhebungen, so brechen sie dort auseinander und führen so zu einer lokalen Verstärkung des Salzsignals in der Tiefe des Ausstroms. KÄSE und ZENK (1996) beob-

achteten, daß die Hauptausbreitungsrichtung des Salzsignals im Westen mit der geographischen Breite des Azorenstroms übereinstimmt. Der Azorenstrom ist ein mäandrierender Jet mit einer Breite von  $60\text{ km} - 100\text{ km}$  und einer ostwärtigen Geschwindigkeit von  $0.25\text{ m/s} - 0.5\text{ m/s}$ , der sich im östlichen Teil des nordatlantischen Beckens entwickelt und bis in den Golf von Cadiz reicht (LOZIER ET AL., 1995). Der Oberflächenstrom hat eine vertikale Ausdehnung von einigen hundert Metern. Doch sind auch durch den Azorenstrom hervorgerufene Geschwindigkeitssignale in einer Tiefe von  $2000\text{ m}$  beobachtet worden. Die Ursachen für das Entstehen des Azorenstroms sind bisher nicht eindeutig identifiziert worden. JIAN (2000) zeigte mit Modellexperimenten, bei denen ein fester Mittelmeerausstrom in einem  $1/3^\circ$ -Nordatlantikmodell vorgeschrieben wurde, daß der Azorenstrom in der Oberfläche eine Senke ausgleicht, die durch den Mittelmeerausstrom und das folgende Entrainment in den tieferen Bereichen der Wassersäule entsteht. Bei bisherigen Modellsimulationen des Nordatlantiks, bei denen das Mittelmeerwassersignal durch ein "Restoring" an eine Klimatologie erhalten wurde, konnte kein oder nur ein sehr schwach ausgeprägter Azorenstrom erzeugt werden, der sich nicht weit nach Osten erstreckte (DYNAMO GROUP, 1997).

KÄSE und SIEDLER (1982) beobachteten mesoskalige Wirbelstrukturen auf beiden Seiten des Azorenstroms. Zwar gibt es Beobachtungen von Meddies auch im Kanarenbecken, doch sind diese in ihrer Anzahl weitaus geringer (RICHARDSON & TYCHENSKY, 1998). KÄSE und ZENK (1996) nehmen an, daß der Azorenstrom eine wichtige südliche Barriere für die Ausbreitung derjenigen Meddies bildet, die auch ein Geschwindigkeitssignal an der Oberfläche besitzen. In Satellitenbeobachtungen von LETRAON und DEMEY (1994) konnten in Altimetermessungen verschiedene Wirbelstrukturen im Azorenstrom beobachtet werden, was einen Hinweis darauf gibt, daß ein vorhandenes Oberflächensignal von sich süd-westwärtig bewegenden Meddies durch den Azorenstrom aufgenommen und festgehalten werden kann. Dabei wird der Meddy entweder zerstört oder er bricht vertikal auseinander, so daß nur der Kern des Meddies in der Tiefe die durch den Azorenstrom gebildete Front überwinden kann.

Um den Anteil der Meddies am Nettosalztransport nach Westen genauer zu quantifizieren, sind eine Vielzahl von Messungen im kanarischen und dem iberischen Becken durchgeführt worden. RICHARDSON ET AL. (2000) geben eine Zahl von 27 Meddies an, die seit 1984 über einen längeren Zeitraum beobachtet worden sind. Die Lebensdauer, Ausbreitungsgeschwindigkeit und das Abklingverhalten der untersuchten Wirbel unterscheiden sich jedoch. Ebenso werden in der Literatur verschiedene Erzeugungsgebiete und Mechanismen vorgeschlagen. PRATER (1992) gibt einige der bis dahin vorgeschlagenen Mechanismen zur Bildung von Meddies an. In Bezug auf die in der vorliegenden Arbeit betrachteten Prozesse sind dies:

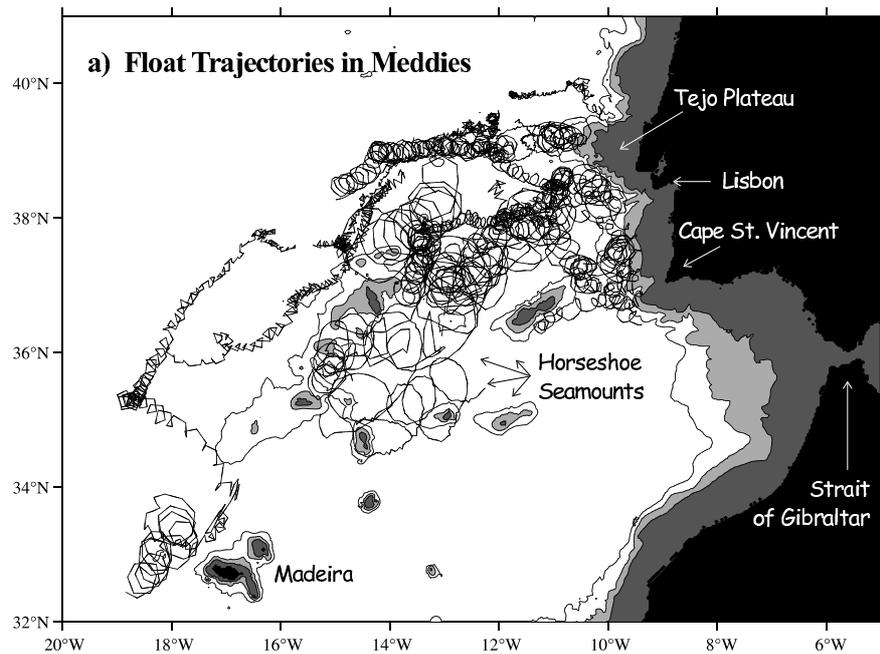


Abbildung 2: Trajektorien von 20 in unterschiedlichen Meddies platzierten RAFOS-Floats im iberischen Becken aus dem Zeitraum von Mai 1991 bis Februar 1995 aus (RICHARDSON ET AL., 2000). Lediglich Meddies, die sich an der Südseite des Tejo-Plateau ablösen, gelangen aus dem iberischen Becken hinaus nach Westen.

- Instabilitäten des nordwärts strömenden MW-Unterstroms entlang der Westküste Portugals.
- Geostrophische Anpassungsvorgänge eines isolierten Wasserkörpers mit den Eigenschaften des MW.
- Transportschwankungen in einem ansonsten stabilen Unterstrom.
- Bildung von Wirbeln nach der Ablösung eines Randstromes von der Topographie aufgrund von Änderungen der potentiellen Vorticity durch Reibungsprozesse in der Bodengrenzschicht.
- Instabilitäten aufgrund von Auftriebsänderungen in dem Unterstrom durch Vermischungsprozesse.

Für den von ihm in seiner Arbeit untersuchten Meddy kommt PRATER zu dem Schluß, daß der

Wirbel sich aus einem Mäander ablöst, der durch Instabilitäten des Unterstroms, die aufgrund der internen Dynamik und möglicherweise auch durch topographischen Einfluß entstanden sind, zu einem Wirbel abschnürt und dann nach Südwesten wandert. Es ist jedoch fraglich, ob PRATER einen typischen Meddy untersucht hat, da dieser einen relativ zu anderen beobachteten Wirbeln geringen Durchmesser von nur 30 km aufwies und zudem der Untersuchungsort sich im Golf von Cadiz, südwestlich des Kap St. Vincent befand, also nicht in der Hauptregion, in der bisher die Mehrzahl der beobachteten Meddies gefunden wurde.

Andererseits zeigt das Vorhandensein eines Meddy in dieser Region jedoch, daß mesoskalige Vorticitystrukturen im gesamten Bereich des Mittelmeerwassersignals anzutreffen sind. Die bisherigen Untersuchungen von Meddies stützen sich in erster Linie auf deren Identifizierung durch hydrographische Messungen, bei denen die Salz- und Temperaturmaxima in den Tiefen zwischen 700 m und 1500 m einen deutlichen Hinweis auf die Existenz eines Meddy geben. Eine Vielzahl der beschriebenen Meddies ist zudem mit Hilfe von RAFOS-Floats über einen längeren Zeitraum verfolgt worden, deren Trajektorien Aufschluß über das Translations- und Rotationsverhalten von Meddies geben. Der Großteil der Floats ist dabei in zuvor schon durch hydrographische Messungen lokalisierte Wirbelstrukturen plaziert worden (vgl. Abb. 2).

Erst in den letzten Jahren ist es zudem gelungen, die Bildung von einzelnen Meddies direkt mit RAFOS-Floats zu verfolgen, die in diesem Fall vorher direkt in dem Unterstrom plaziert oder auf längeren Schnitten in Richtung des Gradienten der Bodentopographie und in der Tiefe des Mittelmeerwassers ausgelegt wurden. Diese neuen Trajektorien erlauben somit genauere, wenn auch durch den kurzen Auslegungszeitraum begrenzte, Angaben über die Ablöseorte und das zeitliche Verhalten direkt nach der Ablösung (BOWER ET AL., 1997). Aufgrund dieser Messungen scheinen die Gebiete rund um das Kap St. Vincent und entlang der Südflanke des Tejo-Plateaus bevorzugte Orte für die Bildung und Ablösung von Wirbeln zu sein.

Einige der Trajektorien dieser Float-Experimente zeigen, daß nicht alle Wirbel eine sofortige westwärtige Translation besitzen, sondern stattdessen zunächst entlang der Topographie nach Norden wandern. Ob dies aufgrund eines topographischen Betaeffekts erfolgt, oder ob die Wirbel durch den Unterstrom mitadvehiert werden, kann allein aufgrund der Trajektorien nicht bestimmt werden. Durch Wechselwirkung mit anderen Wirbeln oder Kanyons in der Bodentopographie können sich die Wirbel entlang der gesamten Westküste der iberischen Halbinsel aus dem nordwärtig setzenden MW-Unterstrom lösen und in den östlichen Atlantik wandern. Auch nördlich des Tejo-Plateaus sind mesoskalige Wirbel, wenn auch mit einer schwächer ausgeprägten Salzgehalts- und Temperaturanomale, beobachtet worden (PAILLET ET AL., 1999). RI-

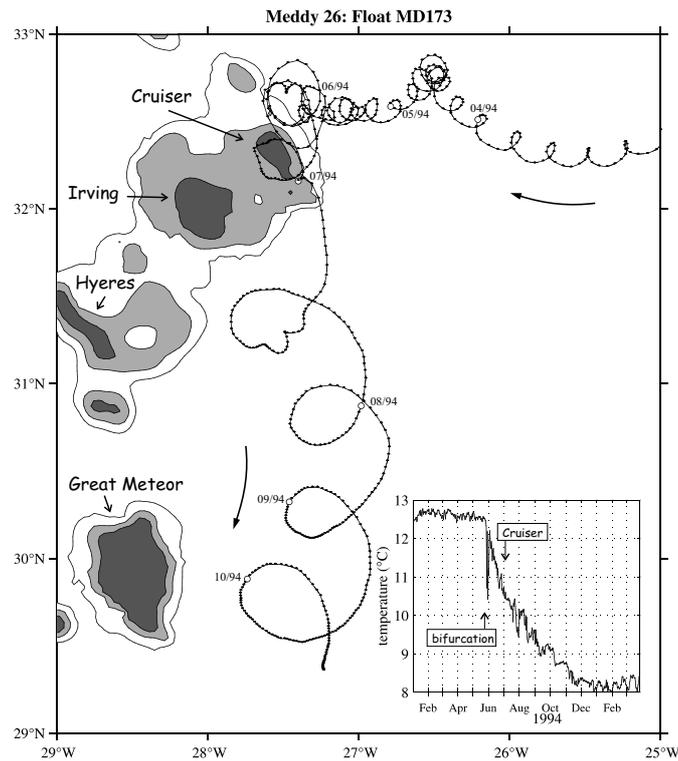


Abbildung 3: Trajektorien eines RAFOS-Floats, das in einem Meddy platziert worden ist. Der Meddy kommt von Osten und kollidiert mit dem Seamount. Die Trajektorien zeigen, daß der Wirbel für einen Monat an der Topographie gefangen bleibt, sich dann von dieser löst und nach Süden wandert. Die Temperaturmessungen des Floats zeigen, daß der Wirbel nach seiner Kollision sein Temperatursignal verliert. Dies kann darauf hindeuten, daß der Wirbel Umgebungswasser einmischt und damit an Stabilität verliert. Es ist jedoch auch möglich, daß sich das Float nach der Kollision nicht mehr im Zentrum des Wirbels befindet. (Aus (RICHARDSON ET AL., 2000))

CHARDSON ET AL (2000) geben in ihrer Übersicht an, daß 70 % der durch Floats im iberischen Becken verfolgten Meddies bereits an den Erhebungen der "Horseshoe Seamounts" zerfallen, wobei manchmal Wirbel mit einem kleineren Radius entstehen können. Diese bleiben zumeist an der Topographie gefangen. In seltenen Fällen lösen sich kleinere Wirbel von der Topographie und wandern weiter nach Südwesten. Die verbleibenden 30 % der Meddies setzen ihre Translation bis ins Kanarische Becken fort und werden dort langsam durch diffusive Austauschprozesse mit den umgebenden Wassermassen abgebaut, bis sie zum Schluß zerfallen. Diese Beobach-

tung stützt die Annahme, daß topographische Erhebungen für die südwärtige Verschiebung des Mittelmeersalzsignals in den klimatologischen Daten eine besondere Bedeutung haben.

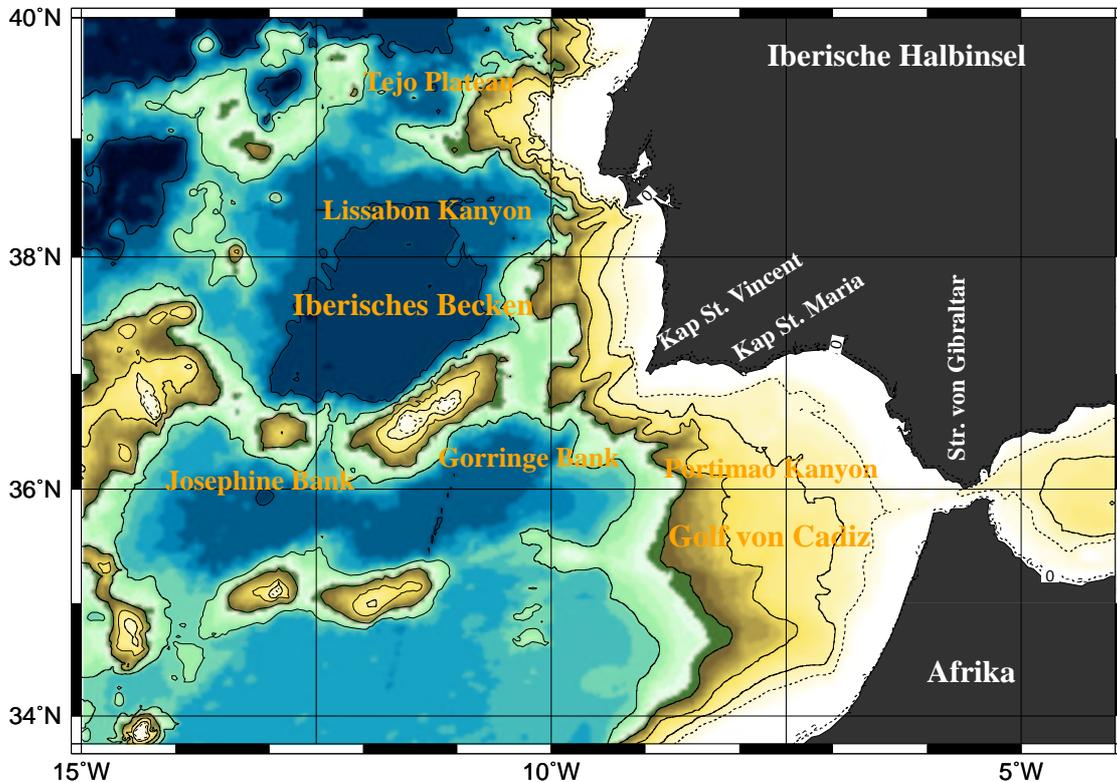


Abbildung 4: Merkator-Projektion des Ausstromgebiets mit den markanten topographischen Eigenschaften und deren Bezeichnungen. Die Konturlinien haben einen Abstand von 1000 m.

Die MW-Zunge im östlichen Nordatlantik stellt jedoch nur das “Endprodukt” einer ganzen Reihe von unterschiedlichen Prozessen dar, die aufeinander aufbauen und auf eine komplexe Weise miteinander verbunden sind. Es läßt sich sagen, daß das Gebiet des Mittelmeerausstroms in vier verschiedene Regionen eingeteilt werden kann, in denen jeweils unterschiedliche Prozesse eine stärkere Bedeutung besitzen.

1. In der Straße von Gibraltar überströmt salzreiches, schweres Wasser in einem typischen Overflow-Prozess eine topographische Schwelle. Der sich daraus bildende Dichtegefällstrom dient als Quelle für die weiteren Prozesse in der Ausstromregion. Das in der Straße anzutreffende Zweischichtensystem ist zum Teil hydraulisch kontrolliert, wird jedoch

zusätzlich stark durch Gezeitensignale geprägt. Die Periodizität der Gezeiten hat nach bisherigen Kenntnissen keinen Einfluß auf Schwankungen im später gebildeten Unterstrom, doch ist anzunehmen, daß sie sich auf die Vermischung des Mittelmeerwassers im Ausgang der Straße von Gibraltar und im östlichen Golf von Cadiz auswirken.

2. In der Region entlang der Südküste der iberischen Halbinsel sind es die Vermischungsprozesse, die zu dem für die Unterstromdynamik wichtigen Entrainment und zu einem gleichzeitigen Absinken sowie einer Modifizierung des Ausstromwassers führen, wodurch die Bildung von unterschiedlichen Kernen des Ausstroms ermöglicht wird. Hier hat die Topographie einen starken Einfluß auf die Ausbreitungsrichtung des Unterstroms.
3. Das Gebiet rund um das Kap St. Vincent hat mit dem vorgelagertem Portimao Kanyon und der Fortsetzung der steilen Topographie entlang der Westküste Portugals einen maßgeblichen Einfluß auf die Wirbelbildung. Aufgrund der starken Richtungsänderung der Topographie können sich hier Instabilitäten im Unterstrom bilden, der sich dadurch kurzzeitig von der Topographie lösen kann. Diese Region zeichnet sich durch den Übergang von einem überwiegend stabilen zu einem instabilen Unterstrom aus. Gleichzeitig bildet das Kap St. Vincent mit der im Westen vorgelagerten Gorringe Bank eine Grenze zwischen dem iberischen Becken und dem Golf von Cadiz. Eine weitere zonale Barriere bildet das Tejo-Plateau, wodurch das iberischen Becken im Norden begrenzt wird. Dies ist die Region, in der die meisten Wirbel beobachtet wurden.
4. Der westliche Teil des iberischen Beckens und der nordwestliche Teil des Kanarenbeckens, in denen man einzelne, isolierte Wirbel findet, die sich langsam bewegen und dabei durch diffusive Prozesse oder durch Wechselwirkung mit einzelnen Bodenerhebungen oder Hintergrundströmungen wie dem Azorenstrom abgebaut werden, und so schließlich das Salzsinal aus der Bildungsregion an das Hintergrundfeld abgeben.

Die in jeder dieser Regionen vorherrschenden Prozesse finden sich in ähnlicher Form auch an anderen Orten im Weltozean wieder, wie z.B. den Overflowprozessen in der Dänemarkstraße oder den Instabilitäten eines östlichen Randstroms an der kalifornischen Küste. Jedoch bildet der Mittelmeerausstrom auf einem relativ kleinen Gebiet in seiner Gesamtheit ein äußerst kompliziertes, in der Welt einzigartiges Gesamtphänomen, das bisher nicht vollständig verstanden werden kann.

## 1.2 Ziele und Aufbau der Arbeit

Obwohl neuere Beobachtungen aufgrund von Float-Trajektorien einen Aufschluß darüber geben, wo mögliche Ablöseorte für Meddies zu finden sind und auch eine statistische Aussage über die Häufigkeit von Wirbelbildungen gemacht werden kann, sind die Prozesse, die zu der Bildung und Ablösung führen, aufgrund von insitu Messungen allein nicht zu verstehen. Die vorliegende Arbeit will die Bildung von Meddies an einer realistischen Topographie und die Eigenschaften von isolierten, abgelösten Wirbeln untersuchen. Für den Prozeß der Meddybildung wird dabei von der Annahme ausgegangen, daß die Topographie einen maßgeblichen Einfluß auf die Bildung wie auch den letztendlichen Ablösevorgang hat. Dazu wird ein numerisches Modell entwickelt, das eine realistische Darstellung der Topographie des Mittelmeerausstromgebiets beinhaltet. Es wird ein spezieller Modelltyp benutzt, der in der Vertikalen ein  $\sigma$ -Koordinatensystem besitzt. Dieses der Topographie folgende Koordinatensystem erlaubt die realistische Ausbreitung des Unterstroms und bietet eine bessere Parametrisierung der Wechselwirkung eines dynamischen Systems, bestehend aus Unterstrom und Wirbeln, mit der Topographie. Das stellt einen wesentlichen Unterschied zu bisherigen Untersuchungen des Einflusses einer Topographie auf die Bildung von Wirbeln mit Hilfe von numerischen Experimenten dar, bei denen eine idealisierte Topographie benutzt worden ist. Doch gerade das Aufeinanderfolgen verschiedener topographischer Formationen rund um das Kap St. Vincent und der Westküste der iberischen Halbinsel lassen zumindest vermuten, daß die spezielle lokale Topographie einen Einfluß auf die Bildungs- und vor allem auf die Ablöseorte von Wirbeln besitzt. Der obigen Argumentation folgend umfaßt die Modellkonfiguration nicht nur die Region der Wirbelbildung, sondern beinhaltet das gesamte iberische Becken und den Golf von Cadiz. Damit werden mit der in dieser Arbeit benutzten Modellkonfiguration auch die Absinkprozesse westlich der Straße von Gibraltar und die Bildung eines Unterstromes und dessen Ausbreitung sowie Modifizierung entlang der Südküste der iberischen Halbinsel simuliert. Lediglich die Prozesse, die direkt in der Straße von Gibraltar stattfinden, werden nicht untersucht. Um Prozesse in der Straße selbst aufzulösen müßte zum einen der Gitterabstand des Modells drastisch verringert werden (auf  $500\text{ m} - 1\text{ km}$ ), zum anderen sind die Prozesse sehr stark durch Gezeiten geprägt, die mit den bisherigen Ozeanzirkulationsmodellen nicht erfaßt werden können. Bisherige Untersuchungen geben jedoch keine Hinweise darauf, daß die Bildung von Meddies durch Gezeitenschwankungen im Ausstrom in der Straße von Gibraltar beeinflusst wird. Die Untersuchungen mit dem regionalen Modell konzentrieren sich also auf die beiden Bereiche, in denen sich das Mittelmeerwasser als Randstrom ausbreitet und Wirbel gebildet werden.

Es ist zu beachten, daß diese Konfiguration nach wie vor ein Prozeßmodell darstellt, das Idealisierungen beinhaltet. So startet das Modell mit einer im gesamten Modellgebiet konstanten Schichtung und hat somit kein Hintergrundströmungsfeld. Dies erlaubt jedoch erst die genaue Identifizierung der maßgeblichen Prozesse, indem das Modell mit verschiedenen Bedingungen für Einstrom und Bodenreibung betrieben werden kann. Ein prozeßorientierter Ansatz der Untersuchung wird auch benutzt, um die Stabilität, die innere Struktur und die Abhängigkeit eines isolierten Wirbels von der Hintergrundsichtung zu analysieren. Dazu wurden im Rahmen des “Canary Islands Azores Gibraltar Experiment” (CANIGO) Laborexperimente durchgeführt, in denen isolierte Vorticitystrukturen in einem rotierenden Tank erzeugt wurden und deren dreidimensionale Geschwindigkeitsverteilung gemessen wurde. Diese Untersuchungen werden von weiteren numerischen Modellexperimenten unterstützt, die erlauben, verschiedene Parameter zu variieren und die Geschwindigkeitsmessungen durch Aufnahmen der Dichteverteilung zu ergänzen. Diese Studien beziehen sich auf den vierten Teil der weiter oben geschilderten Aufteilung des Ausstromphänomens, nämlich den Zerfall von isolierten Wirbelstrukturen im westlichen iberischen Becken und dem Kanarenbecken.

Um die so gewonnenen Antworten auf die Fragen der Wirbelbildung und des Wirbelzerfalls in Bezug zu dem realen Ozean zu setzen, der sich gerade im Gebiet der Mittelmeerwasserzunge durch eine für ein östliches Ozeanbecken hohe Variabilität auszeichnet, wird der mögliche Einfluß eines variablen Hintergrundfeldes auf Meddies in einem Vergleich der Ergebnisse der Prozeßmodellierungen mit Daten aus einem beckenweiten Modell des Nordatlantiks untersucht, das erstmals den Mittelmeerausstrom realistisch wiedergibt. Dieses Modell hat räumlich eine deutlich geringere Auflösung, wodurch Variationen in der Topographie weniger stark aufgelöst werden. Aufgrund des wesentlich größeren Modellgebietes können jedoch die Translationseigenschaften der abgelösten Wirbel über einen längeren Zeitraum betrachtet werden. Modellexperimente dieser Größenordnung sind jedoch nicht für Prozeßstudien geeignet, da sie zum einen zu große Anforderungen an die Rechnerkapazität stellen und zum anderen die wichtigen Prozesse durch andere Vorgänge im Modell überlagert werden können, was die Analyse behindert.

Im nächsten Kapitel werden die beiden in dieser Arbeit benutzten Modelle, das regionale Modell und das Nordatlantikmodell, beschrieben und auf deren Unterschiede in Bezug auf Parametrisierungen und Repräsentierung der Topographie eingegangen. Die Konfiguration der Tankexperimente und der zugehörigen numerischen Simulationen mit Hilfe eines Prozeßmodells werden ebenfalls beschrieben. Nach einer kurzen Erläuterung der Ausstromvorgänge in der Straße von Gibraltar und einer Abschätzung des Einflusses dieser Vorgänge auf das weitere System des Mittelmeerwasserausstroms, soweit aus der Literatur bekannt, wird im vierten Kapitel die

Bildung und Dynamik des Unterstroms und dessen Wechselwirkung mit verschiedenen topographischen Hindernissen untersucht. In Kapitel 5 werden die Prozesse am Kap St. Vincent und im iberischen Becken beschrieben und gezeigt, wodurch sich die an verschiedenen Orten gebildeten Wirbel von der Topographie ablösen und sich zu stabilen isolierten Vorticitystrukturen entwickeln. Kapitel 6 beschreibt die Stabilitätsuntersuchungen aus den Tank- und Modellexperimenten mit einem isolierten Wirbel. In Kapitel 7 werden die Ergebnisse zusammengefaßt und diskutiert.

## 2 Ansätze zur Modellierung des Mittelmeerwasserausstroms

In der numerischen Modellierung ozeanischer Prozesse werden seit je her eine Vielzahl von äußerst verschiedenen Modelltypen eingesetzt. Diese unterscheiden sich durch die Anzahl und Art der angewandten Approximationen und die dadurch beschränkte Gültigkeit der Lösung, durch konzeptionelle Unterschiede im Lösungsansatz (z.B. "finite Elemente" oder "finite Differenzen") und durch verschiedene Parametrisierungen physikalischer Prozesse bis hin zu der völligen Vernachlässigung der für die Fragestellung nicht wichtigen Prozesse.

So ist das Problem eines auf einem geneigten Boden absinkenden "Plumes" dichten Wassers mit Hilfe von sogenannten "Streamtube"-Modellen untersucht worden (SMITH, 1975; BARINGER, 1993). Bei diesem Modellansatz wird ein zusammenhängendes Stromband, z.B. der Ausstrom aus einer Meerenge oder ein entlang eines Hanges absinkender Randstrom, als stationär angenommen und über seine Breite integriert. Der Hauptparameter ist die Größe des Entrainments. Es kann also verfolgt werden, wie sich die Wassermassen des Ausstroms und des Umgebungswassers auf ihrem Weg entlang des "Streamtube" vermischen. Aufgrund der Annahme der Stationarität kann es dabei nicht zu Instabilitäten in dem Ausstrom kommen. Dies schließt auch ein Aufspalten des Ausstromes in verschiedene Strombänder aus. Insgesamt können damit also nur Eigenschaften in Bezug auf die Vermischung und den mittleren Transport eines Ausstroms simuliert werden. Eine Weiterentwicklung stellt das "Plume"-Modell aufbauend auf der "reduced-gravity"-Approximation dar. JUNGCLAUS und BACKHAUS (1994) wendeten ein solches Modell auf den Dänemarkstraßen Overflow an. Damit konnte der Einfluß der Topographie auf die Ausbreitungsrichtung eines Dichtepumes und die Bildung von kleineren Nebestrombändern gezeigt werden. Die bisher beschriebenen Modellkonzeptionen eignen sich jedoch nicht dazu, die möglichen Instabilitätsprozesse entlang der weiteren Ausbreitungsrichtung des Ausstroms oder gar die Bildung von Wirbeln zu modellieren.

BECKMANN und KÄSE (1989) zeigten mit einem quasi-geostrophischen Modell, daß sich mesoskalige Wirbel aus einem instabilen, meridionalen Unterstrom bilden können. Die entstehenden antizyklonalen Wirbel besitzen aufgrund der im Modell benutzten Approximation einer  $\beta$ -Ebene eine süd-westwärtige Translation mit einer Geschwindigkeit von bis zu  $0.5 \text{ cm/s}$ . Mit diesem quasi-geostrophischen Modell konnte zudem gezeigt werden, daß sich sowohl zyklonale als auch antizyklonale Wirbel aus dem mäandrierenden Unterstrom bilden. Die Autoren schlossen jedoch, daß die zyklonalen Wirbel, die aus einem östlichen Randstrom, wie im Fall

des Mittelmeerausstroms an der iberischen Topographie, entstehen, durch diesen wieder erfaßt würden, wohingegen sich die antizyklonalen Wirbel nach Westen in den offenen Ozean ausbreiten könnten. Aufgrund der quasi-geostrophischen Approximation können jedoch Prozesse, die an bzw. über einer geneigten Topographie stattfinden, durch Modelle diesen Typs nur im eingeschränkten Maße dargestellt werden.

Bei den in der vorliegenden Arbeit benutzten numerischen Modellen handelt es sich um zwei unterschiedliche Formulierungen von sogenannten “*primitive equation*”-Modellen (PE-Modellen), dem “Sigma-Coordinate Rutgers University Model” (SCRUM) und dem “Parallel Ocean Program”-Modell (POP). PE-Modelle sind bei einer genügend hohen Auflösung in der Lage, eine Vielzahl von ozeanographischen Phänomenen zu simulieren.

Prozeßuntersuchungen zu Instabilitäten östlicher Randströme an einer unregelmäßigen Küstengeometrie und Bodentopographie sind für den Bereich der kalifornischen Küste durchgeführt worden (HAIDVOGEL ET AL., 1991b; SWATERS, 1991). Für diese Studien wurde das  $\sigma$ -Koordinatenmodell SPEM eingesetzt, das in seiner Formulierung sehr ähnlich zu SCRUM ist (HAIDVOGEL ET AL., 1991a). Dabei wurde neben dem der Topographie folgenden vertikalen Koordinatensystem ebenfalls ein gekrümmtes, horizontales Gitter eingesetzt, das mit seinem östlichen Gitterrand der kalifornischen Küstenlinie folgt. Anders als der Mittelmeerausstrom ist der kalifornische Strom ein windgetriebener, nach Süden setzender, kalter Oberflächenstrom, der sich durch die Bildung von nach Westen reichenden Filamenten auszeichnet. Die Modellergebnisse zeigten, daß die Bildungsorte dieser Filamente deutlich von der Küstengeometrie und von einzelnen lokalen Hindernissen abhängig sind.

Im Folgenden werden die beiden Modelle SCRUM und POP vorgestellt und auf die Unterschiede in den Modellkonfigurationen in Bezug auf die Simulation des Mittelmeerausstroms eingegangen. Im Anschluß wird der Tank und die dort durchgeführten Messungen beschrieben. Dieser Tank wird für die in Kapitel 4 beschriebenen Laborexperimente benutzt. Das Kapitel schließt mit der Darstellung der Modellkonfiguration, die in Ergänzung zu den Tankexperimenten einen isolierten Wirbel mit verschiedenen Parametern für Wirbelgröße und Rotationsperiode simuliert.

### 2.1 Das “S-Coordinate Rutgers University” Modell

SCRUM wird von Hernan G. Arango, aufbauend auf dem “Sigma-Coordinate primitive equati-

on model” (SPEM) von Dale Haidvogel and John Wilkin, an der Rutgers Universität in den Vereinigten Staaten von Amerika entwickelt. Die benutzte Version ist 3.0. Es eignet sich vor allem für regionale und beckenweite Modellieranwendungen. Es unterscheidet sich von dem zuvor im Zusammenhang mit der Simulation des kalifornischen Stromsystems erwähnten SPEM-Modell im wesentlichen durch die Einführung einer freien Oberfläche. In Bezug auf die Implementierung des vertikalen Gitters ist es mit SPEM in der Version 5.1 gleichzusetzen. SCRUM wird auch für Prozeßmodellierungen des Dänemark-Straßen-Overflows im Rahmen des SFB 460 erfolgreich eingesetzt (KÄSE & OSCHLIES, 2000).

### 2.1.1 Modellgleichungen

Die Modellgleichungen basieren auf den hydrodynamischen Grundgleichungen, die durch Reynoldsmitelung und durch Anwendung der Boussinesq-Approximation aus den Navier-Stokesschen Bewegungsgleichungen für ein inkompressibles Medium hervorgehen.

Die horizontalen Bewegungsgleichungen für  $u$  und  $v$  lauten:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (2)$$

Aus der Divergenz des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes wird im Modell dann eine vertikale Geschwindigkeit  $\omega$  abgeleitet, die normal zu den  $\sigma$ -Koordinatenflächen steht und dann zu einer normal zum Boden gerichteten Geschwindigkeit  $w$  transformiert wird.

Die beiden prognostischen Gleichungen für die Entwicklung der Temperatur- und Salzfelder, aus denen mit Hilfe einer Zustandsgleichung die Dichte  $\rho$  berechnet wird, lauten:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T = \mathcal{F}_T + \mathcal{D}_T \quad (3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla S = \mathcal{F}_S + \mathcal{D}_S \quad (4)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (5)$$

Für die hydrostatische Grundgleichung, die die Abhängigkeit des dynamischen Drucks  $\phi = (p/\rho_0)$  von der Tiefe angibt, gilt:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{-\rho g}{\rho_0} \quad (6)$$

Und schließlich die Kontinuitätsgleichung für ein inkompressibles Medium:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

Dabei gilt folgende Notation:

$$\begin{aligned} (u, v, w) &= (x, y, z) - \text{Komponenten des Geschwindigkeitsvektors } \vec{v} \\ S &= \text{Salzgehalt} \\ T &= \text{potentielle Temperatur} \\ \rho_0 + \rho(x, y, z, t) &= \text{totale Dichte} \\ \phi &= \text{dynamischer Druck } (p/\rho_0) \\ f &= \text{Coriolisparameter} \\ g &= \text{Gravitationskonstante} \\ \mathcal{F}_{T,S}, \mathcal{D}_{T,S} &= \text{Forcing- und Dissipationsterme} \end{aligned}$$

Die Zustandsgleichung ist in zwei unterschiedlichen Formen im Modell implementiert. Zum einen kann eine lineare Beziehung zwischen der Temperatur und der Dichte benutzt werden. Diese Formulierung wird bei den numerischen Experimenten zu den Tankbeobachtungen verwendet, da hier die Schichtung im Tank ebenfalls nur eine Funktion des Salzgehaltes ist. Ansonsten wird eine nichtlineare Zustandsgleichung benutzt, die von der Temperatur, dem Salzgehalt und der Wassertiefe abhängt und von Jackett und McDougall (92, unveröffentlichte Arbeit) für  $\sigma$ -Koordinatensysteme abgeleitet wurde. Da sich das Mittelmeersignal in der Tiefe gerade durch eine Balance von Temperatur- und Salzgehaltsanstieg auszeichnet, wird in allen Modellexperimenten im Bereich des Mittelmeerwasserausstroms die nichtlineare Zustandsgleichung zur Berechnung der Insitu-Dichte im Modell benutzt. Dies ist auch wichtig, um das salzreiche Wasser in der richtigen Tiefe zu transportieren.

Bei der Parametrisierung der horizontalen Dissipation in den Bewegungsgleichungen kann man eine Laplacesche Formulierung

$$\mathcal{D}_u = A_H \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)$$

oder eine biharmonische Formulierung benutzen,

$$\mathcal{D}_u = -A_{HB} \nabla^4 u \quad .$$

Dabei sind  $A_H$  und  $A_{HB}$  die horizontalen Austauschkoeffizienten. Für  $u, v$  bzw.  $T, S$  werden jeweils verschiedene Austauschkoeffizienten benutzt.

Um mögliche Instabilitäten und die sich daraus entwickelnden Strukturen nicht zu stark zu dämpfen, wird in allen Experimenten die biharmonische Reibung benutzt. Diese Art der Dissipationsparametrisierung hat die Eigenschaft, bei größer werdenden Skalen der Dynamik diese im Modell immer weniger zu dämpfen. Dies bedeutet, daß vor allem der numerische Fehler auf der kleinsten, nämlich der Gitterskala, am stärksten unterdrückt wird.

Die vertikale Vermischung für  $T, S$  bzw.  $u, v$  wird über eigene, vertikale Austauschkoeffizienten parametrisiert. Diese können von der Richardsonzahl abhängig gemacht werden (PACANOWSKI & PHILANDER, 1980), was aber nur bei einer hohen Auflösung der Deckschicht sinnvoll ist. Sie werden daher in allen Experimenten als konstant angenommen. Zusätzlich wird während eines Modellaufs die vertikale Schichtung auf hydrostatische Stabilität geprüft, über Bedingungen, die MCDUGALL (1987) abgeleitet hat. Sind diese nicht erfüllt, so wird die Wassersäule während eines Zeitschritts solange durchmischt, bis sich wieder eine stabile Schichtung eingestellt hat. Zur Stabilisierung der Schichtung reicht es, wenn nur bei  $T$  und  $S$  Vermischung stattfindet. Dieser Vorgang kann jedoch auch auf  $u$  und  $v$  mit angewendet werden. Diese Parametrisierung kommt vor allem bei den Absinkprozessen westlich der Straße von Gibraltar zum tragen.

Das Modell läßt sich thermohalin antreiben, indem man die Oberflächenflüsse für Salz und Temperatur vorschreibt. Es kann auch ein horizontal und zeitlich variabler Wind definiert werden, der über einen Reibungsstress auf die Modelloberfläche wirkt. In den in dieser Arbeit behandelten Modellläufen wird jedoch keine dieser beiden “Forcing”-Methoden benutzt, sondern eine Einstrombedingung am Rand vorgeschrieben.

### 2.1.2 Das Koordinatensystem

Horizontal diskretisiert werden die Bewegungsgleichungen auf einem "Arakawa-C-Gitter", mittels eines zentralen Differenzenschemas zweiter Ordnung (vgl. Abb. 5). Diese Art der Diskretisierung eignet sich besonders für Problemstellungen, bei denen die Gitterskala klein gegenüber dem ersten internen Rossbyradius ist (ARAKAWA & LAMB, 1977; MESINGER & ARAKAWA, 1976).

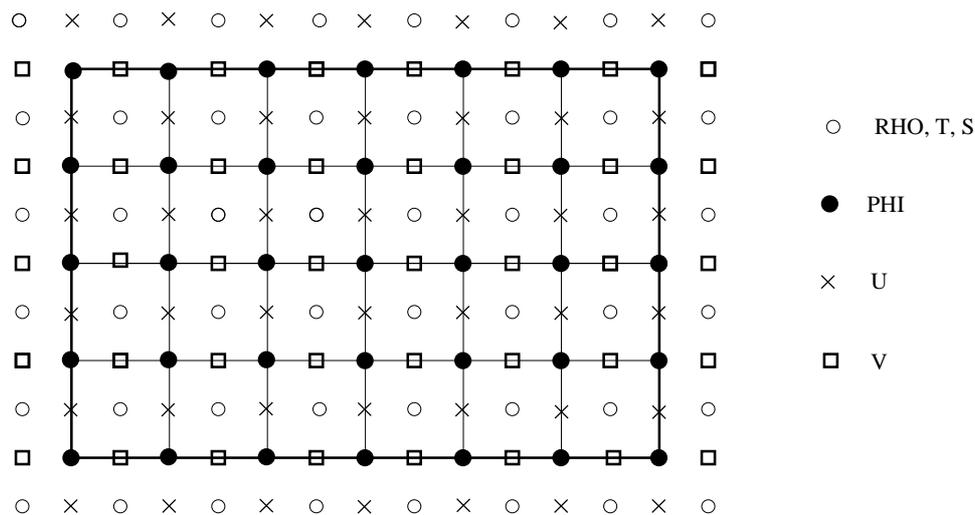


Abbildung 5: Skizze des Arakawa C-Gitters in einer Schicht

SCRUM bietet die Möglichkeit, durch eine horizontale Transformation des Gitters einen gekrümmten Modellrand zu erzeugen, der den Küstenkonturen folgt. Das horizontale Gitter wird hierzu über eine orthogonale Koordinatentransformation an einen unregelmäßigen, aber einigermaßen glatten Rand angepaßt. Dadurch hat man am Rand geringere Störungen als bei der normalen, durch Landmasken repräsentierten Berandung. Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, ein solches Gitter zu realisieren. Es muß ein großer Teil des Golfes von Cadiz in das Modellgebiet miteingeschlossen werden, damit sich hier ein küstenparalleler Unterstrom aufbauen kann. Dadurch werden die Schwankungen in der Ausrichtung der Gitterlinien am östlichen Modellrand zu groß, um noch eine gleichmäßige Gitterverteilung zu finden. Ein weiteres Problem besteht darin, daß durch eine solche Transformation die Gitterskalen örtlich sehr unterschiedlich werden. Bei dem Versuch, ein Gitter in dieser Art zu erstellen, variierte die Gitterauflösung entlang des östlichen Modellrandes zwischen 2 km und 20 km. Die Folgen einer solch großen Variation der Gitterskalen z.B. für am Rand entlang laufende Kelvinwellen sind ohne langwieriges Testen nicht abzuschätzen.

Wichtig ist zudem für Experimente mit variabler Bodentopographie, daß eine hohe Auflösung sowohl an der seitlichen Berandung besteht als auch über der steilen Topographie im Beckeninernen, wie z.B. der Gorringle Bank oder dem Tejo-Plateau. Durch ein küstenfolgendes Koordinatengitter mit einer nur örtlich hohen Auflösung würde also in diesem Fall nicht viel gewonnen. In dieser Arbeit wird deshalb ein kartesisches Koordinatengitter mit insgesamt hoher Auflösung benutzt. Diese Gitter wird so gedreht, daß der gesamte östliche und ein Teil des südlichen Randes durch eine Landmaske, bestehend aus möglichst wenigen Punkten gebildet wird. Die Drehung des Modellgitters hat, neben der Verringerung der Landpunkte zur Folge, daß die jeweiligen Komponenten der Geschwindigkeit nicht mehr nach Norden, bzw. Osten zeigen. Sie stehen jedoch noch immer orthogonal zueinander.

In der Vertikalen wird ein generalisiertes  $\sigma$ -Koordinatensystem benutzt (SONG & HAIDVOGEL, 1994). Das Koordinatensystem soll im folgenden kurz beschrieben werden. Es stellt einen der wesentlichen Unterschiede zu anderen in der Ozeanographie benutzten PE-Modellen dar.

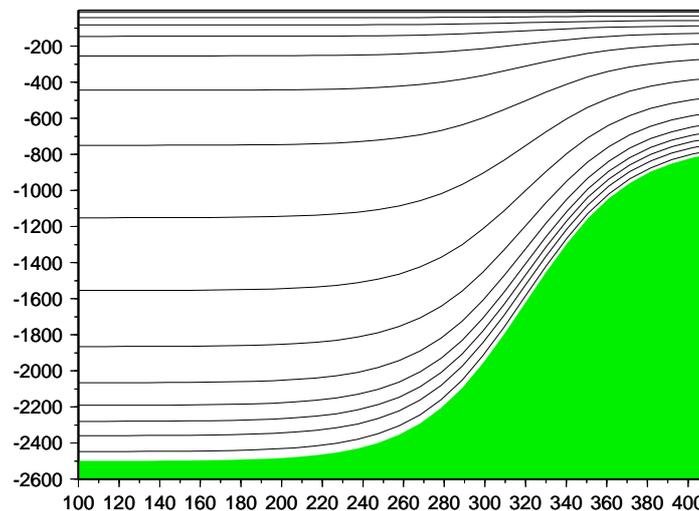


Abbildung 6: *Beispiel einer Vertikalverteilung der Modellschichten entlang einer idealisierten Topographie in SCRUM mit höherer Auflösung am Boden und an der Oberfläche.*

Um eine variable Bodentopographie in numerischen Modellen besser repräsentieren zu können, wurde in der Meteorologie von PHILIPS (1957) ein  $\sigma$ -Koordinatensystem eingeführt. Die  $\sigma$ -Koordinate ist dabei eine lineare Funktion der Tiefe  $z$ , so daß immer die gleiche Anzahl von Schichten mit einem an dieser Stelle konstanten  $\delta z$  in der Vertikalen vorhanden ist. So wird gewährleistet, daß über topographischen Erhebungen eine höhere Auflösung besteht. Zudem wird die Numerik vereinfacht, da nur noch in der untersten Schicht der Boden beachtet wer-

den muß. Nachteilig ist bei der gleichmäßigen vertikalen Verteilung der Gitterpunkte, daß in der Deckschicht die Auflösung in tiefen Teilen des Modellgebietes deutlich schlechter ist als in den Gebieten über der Topographie. Bei vielen Fragestellungen soll jedoch in der winddurchmischten Schicht eine konstant hohe Auflösung im gesamten Modellgebiet beibehalten werden. Ähnliches gilt, wenn die Bodengrenzschicht durch mehrere Modellschichten aufgelöst werden soll. Um diesen Nachteil aufzuheben, führten SONG und HAIDVOGEL (1994) ein generalisiertes Vertikalkoordinatensystem ein (vgl. Abb. 6). Dabei werden über eine nichtlineare Funktion, abhängig von der Wassertiefe  $z$ , die Modellschichten auf die Wassersäule verteilt.

$$z = h_c s + (h - h_c) C(s), \quad -1 \leq s \leq 0$$

mit

$$C(s) = (1 - b) \frac{\sinh(\theta s)}{\sinh \theta} + b \frac{\tanh[\theta(s + 1/2)]}{2 \tanh((1/2)\theta)} - \frac{1}{2}$$

$\theta$  und  $b$  sind die beiden Parameter, die die Stauchung der  $\sigma$ -Flächen in den Oberflächen- bzw. Bodenschichten steuern. Durch Änderung dieser Parameter kann die Auflösung in den oberen und unteren Schichten nahezu konstant gehalten werden. Somit kann ein der Topographie folgendes Koordinatensystem mit einer hohen Auflösung in den Oberflächen- und Bodengrenzschichten kombiniert werden. Die Vertikalgeschwindigkeit wird an den Gitterpunkten der Dichte, jeweils zwischen den Schichten der anderen Tracervariablen aus der Divergenz von  $u$  und  $v$  abgeleitet.

Dieses Koordinatensystem besitzt also den Vorteil einer höheren vertikalen Auflösung. Ein Nachteil dieses Koordinatensystems ist jedoch die Formulierung des Druckgradiententerms. Der Druckgradiententerm in den Bewegungsgleichungen ist hier eine Summe aus zwei Termen, bestehend aus dem Druckgradienten entlang der  $\sigma$ -Koordinate und dem Gradienten der Koordinate selbst.

$$\left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_z = \left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_\sigma - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \frac{\partial D}{\partial x} \quad ; \quad \frac{\partial p}{\partial \sigma} = -\rho g D$$

Über steiler Topographie sind diese beiden Terme ungefähr gleich groß, haben aber ein umgekehrtes Vorzeichen, so daß ein kleiner Fehler in der Berechnung eines dieser Terme großen Einfluß auf das Endergebnis bekommt (MESINGER, 1982). Dieser Fehler verstärkt sich noch, wenn die vertikale Auflösung mit der Tiefe an einem Punkt schwankt, was bei Erhaltung einer hohen Auflösung in den Oberflächenschichten der Fall ist. Der Fehler in der Berechnung des Druckgradienten führt im Fall einer nach Osten hin ansteigenden Topographie dazu, daß in

den oberen Schichten ein südwärtiger Strom, in den tieferen Schichten ein nordwärtiger Strom induziert wird (auf der Nordhalbkugel). Er würde also in dem in dieser Arbeit betrachteten Problem zu einer Verstärkung der vertikalen Stromscherung führen. Die durch den Fehler erzeugten falschen Geschwindigkeiten können eine Größenordnung von mehreren  $cm/s$  annehmen. In SCRUM wird auf folgende Weise mit diesem Problem umgegangen:

Ein mittleres Referenzfeld  $\rho(z)$  wird abgezogen. Dadurch verringert sich der Fehler in der Berechnung des Druckgradienten. Dies führt jedoch nur zum Erfolg, wenn das Dichtefeld im Grundzustand horizontal nicht zu sehr schwankt. Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Experimenten wird das Modell mit einer konstanten Hintergrundschichtung betrieben, wodurch der Fehler im Falle eines ruhenden Beckens total eliminiert wäre. Die Störungen in der Dichte, die durch den Einstrom entstehen, sind jedoch immer noch klein, so daß der Fehler hier nur sehr gering ist. Dies zeigt sich in den weiter unten dargestellten Experimenten auch in der geringen Ausbildung von Gegenströmungen, die bei einem großen Einfluß des Fehlers deutlich auftreten. Eine weitere Bedingung ist, daß Tiefenänderungen durch die Gitterskala ausreichend aufgelöst werden müssen, d. h. von einem Gitterpunkt zum nächsten darf die Änderung des Gradienten der Topographie nicht zu groß sein (BECKMANN & HAIDVOGEL, 1993; HAIDVOGEL ET AL., 1993). Es wird ein Differenzenverfahren der vierten Ordnung zur Berechnung des Druckgradienten im Innern des Modellgebietes benutzt (MCCALPIN, 1993). Das gesamte Modell wird in doppelter numerischer Genauigkeit gerechnet, so daß der Fehler in der Berechnung des Druckgradienten kleiner wird. Durch eine hohe vertikale Auflösung kann der Einfluß des Fehlers ebenfalls stark reduziert werden (HANEY, 1991).

Ein weiteres Problem besteht in der “hydrostatischen Konsistenz” des Koordinatensystems (MESINGER, 1982). Die Bedingung, die dafür erfüllt sein muß, lautet:

$$\left| \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \right| \delta x < \delta \sigma \quad \text{mit } D \text{ der Ozeantiefe}$$

Dies bedeutet, daß die  $\sigma$ -Fläche über/unter einer bestimmten  $\sigma$ -Fläche an dem nächsten horizontalen Gitterpunkt immer noch über/unter dieser betrachteten Fläche ist. Damit ist die horizontale Auflösung also auch abhängig von der vertikalen Auflösung und der Steilheit der Topographie.

### 2.1.3 Modellkonfiguration

Das Modellgebiet besteht aus einer geschlossenen Box, in der über eine Punktquelle ein Einstrom von salzreichem, warmen Wasser an dem östlichen Rand vorgeschrieben wird. Die Box ist so gedreht, daß der gesamte östliche Rand mit Ausnahme des Ausgangs der Straße von Gibraltar von einer Landmaske, die die Küstenlinie der iberischen Halbinsel und des Nordafrikanischen Kontinents repräsentiert, eingenommen wird. Die Drehung des Koordinatensystems um  $12^\circ$  führt für das Modellgitter zu einer geringeren Anzahl von Landpunkten.

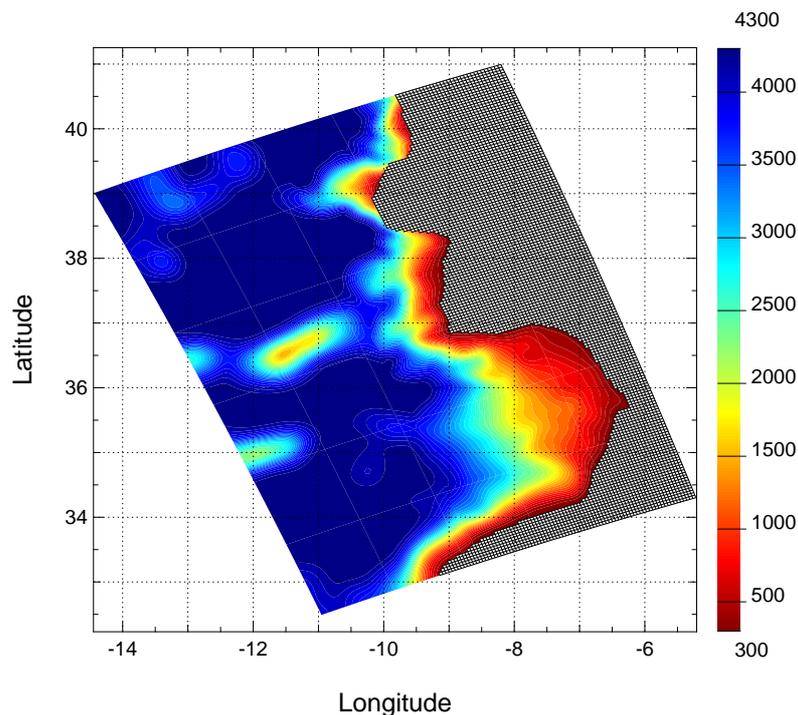


Abbildung 7: Geglättete Modelltopographie mit der Landmaske am östlichen Beckenrand, die der Tiefenlinie der realen Topographie von 400 m entspricht. Diese Darstellung ist im richtigen Verhältnis der Höhe und Breite dargestellt. In späteren Darstellungen von Horizontalkarten wird manchmal davon abgewichen.

Das Modellgebiet erstreckt sich von  $12.6^\circ\text{W}$  bis  $5.9^\circ\text{W}$  Länge und  $33.3^\circ\text{N}$  bis  $40.9^\circ\text{N}$  Breite. Das Modell rechnet intern mit einem relativen, kartesischem Koordinatensystem, dessen Ursprung in der linken unteren Ecke des Modellgitters liegt. Daher ist es nicht nötig, aufgrund der Drehung des Koordinatensystems das Modell zu verändern. Das Gitter hat eine horizontale

Auflösung von 4.1 km. In der Vertikalen werden 35 Schichten benutzt. Durch das der Topographie folgende Koordinatensystem schwankt die vertikale Auflösung daher zwischen 17 m in der Einstromregion und 350 m an tiefen Orten im iberischen Becken.

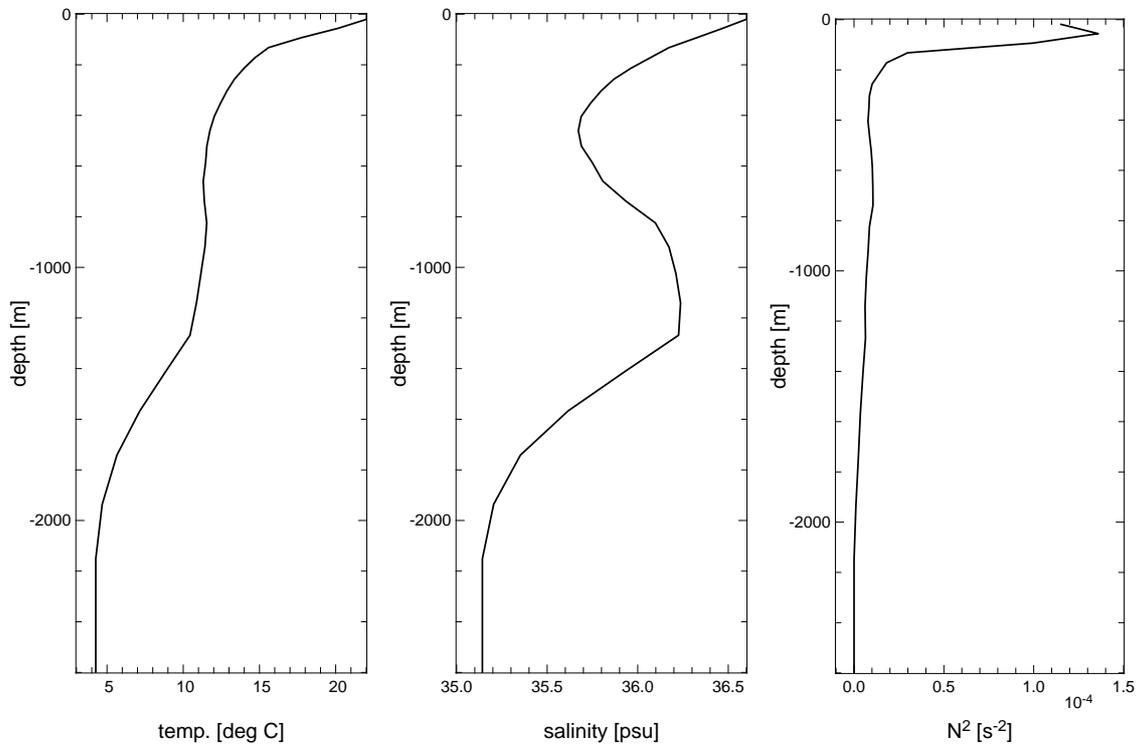


Abbildung 8: Profile der Temperatur, des Salzgehalts, und der resultierenden Brunt Väisälä Frequenz für die Hintergrundsichtung.

Die Bodenform wird aus den SMITH und SANDWELL (1997) Tiefendaten auf das Modellgitter interpoliert (Vergleich zu der ETOPO5 Topographie, die im POP-Modell benutzt wird, auf Seite 31). Dabei werden Minimal- und Maximalwerte der Wassertiefe angegeben, damit die Schichtdicke an den flachen Gitterpunkten nicht zu klein wird und in den Gebieten mit einer großen Wassertiefe die vertikale Auflösung nicht zu gering ist. Die Topographie wird dann mittels eines Shapiro-Filters insgesamt geglättet, da das  $\sigma$ -Koordinatensystem abrupte Änderungen der Wassertiefe von einer Modellbox zur nächsten nicht umsetzen kann (siehe Abb. 2.1.2 auf Seite 23). Dies führt dazu, daß z.B. die Kuppen der “Horseshoe-Seamounts” deutlich abgeflacht werden. Es wird jedoch darauf geachtet, daß die Kuppen noch immer in die Tiefe des Mittelmeerausstroms hineinreichen. Da die Topographie an einigen Orten entlang des Kontinentalabhangs, vor allem im Bereich des Portimao-Kanyon und an der Südflanke des Tejo-Plateaus (vgl.

Abb. 4), extrem steil ist, wird die Topographie auf dem Gitter mittels eines lokalen Shapiro-Filters, dessen Lokalität mit einem Wert

$$R = \frac{h_{x-1} + h_{x+1}}{h_{x-1} - h_{x+1}}$$

gewichtet wird, nachgeglättet (BECKMANN & HAIDVOGEL, 1993). Dies führt zu der in Abbildung 7 dargestellten Topographie.

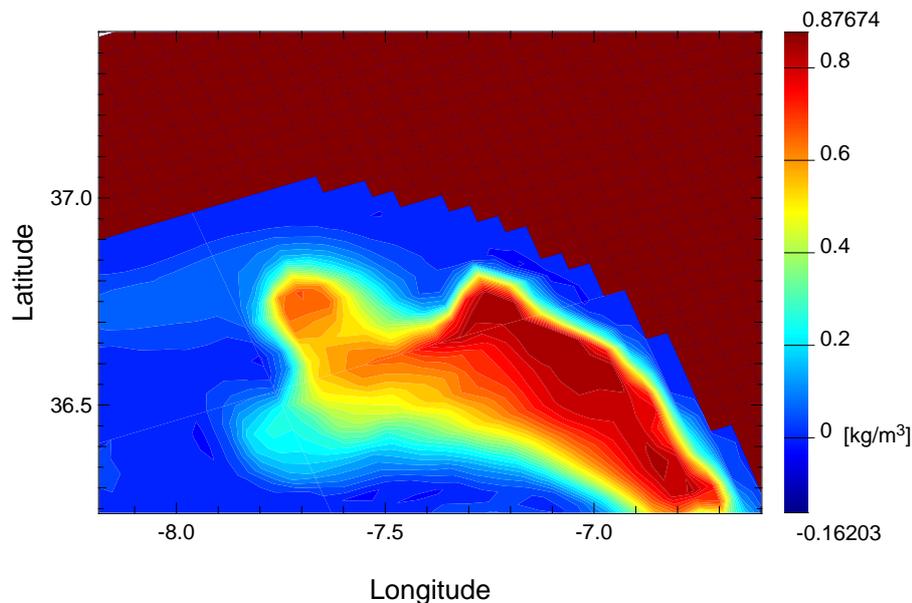


Abbildung 9: Anfangsfeld der Salzgehaltsanomalie in der Modellschicht direkt über der Topographie, zehn Tage nach Beginn des Experiments. Es bildet sich deutlich ein Plume aus, der sich, der Topographie folgend, nach Nord-Westen ausbreitet und dabei breiter wird.

Für das Hintergrunddichtefeld wird eine konstante Schichtung vorgegeben, die einem mittleren Dichteprofil aus der Region am Kap St. Vincente entspricht. Wie aus Abbildung 8 ersichtlich, besitzt das Hintergrundprofil damit bereits ein deutliches Mittelmeerwassersignal, so daß dieses nicht erst durch den Einstrom in das Modellgebiet erzeugt werden muß. Der Ausgang der Straße von Gibraltar wird auf dem östlichen Modellgitterrand durch eine 105 km breite Bucht in der Landmaske repräsentiert. In dieser wird auf einem in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Schnitt ein Einstrom in den unteren sechs Schichten, entsprechend einer Dicke von 300 m, durch das Vorschreiben eines Massenflusses über die vertikale Geschwindigkeit vorgegeben. Dies führt über die Kontinuitätsgleichung zu einer Veränderung des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes. Auf diesem Schnitt wird zudem in den unteren Schichten der Salzgehalt und die Temperatur mit

jeweils gegenüber der Hintergrundsschichtung erhöhten Werten festgehalten. Die Dichte des Wassers in diesen Gitterboxen entspricht damit der Dichte des Hintergrundprofils auf 1200 *m* Tiefe, hat aber ein erhöhtes Salz- und Temperatursignal. Westlich des Schnittes baut sich dann aufgrund der erhöhten Dichte des einströmenden Wasser ein Dichtegefällstrom auf, der auf der Topographie absinkt. Gleichzeitig wird der Strom aufgrund der Corioliskraft nach Norden hin abgelenkt und folgt der Topographie entlang der iberischen Südküste (siehe Abb. 9).

## 2.2 Das “Parallel Ocean Program” Modell

Die oben beschriebene Modellkonfiguration eignet sich dazu, die Modellierung des Mittelmeerausstroms mit verschiedenen Parametern für die Bodenreibung und verschiedene Stärken des Einstroms zu modellieren. Die Untersuchungen beruhen auf der Annahme, daß der Ausstrom und die Bildung von Wirbeln unabhängig von einer großräumigen Dynamik im Hintergrundfeld im Golf von Cadiz und im iberischen Becken sind. Um diese Annahme zu überprüfen, werden die Ergebnisse des SCRUM-Modells mit Daten aus einem Nordatlantikmodell verglichen. Dieses Modell beinhaltet aufgrund von Wind- und thermohalinem Antrieb eine Hintergrundzirkulation und eine horizontal variable Schichtung. Aufgrund der benötigten Ressourcen an Rechenkapazität können mit einer solchen Konfiguration keine Parameterstudien für regionale Gebiete durchgeführt werden. So ermöglicht ein Vergleich dieser beiden unterschiedlichen Modellexperimente auch Aussagen darüber, wie realistisch das Nordatlantik-Modell den Mittelmeerausstrom darstellt und ob eine Änderung der Modellparameter oder der Gitterauflösung in zukünftigen Experimenten angebracht ist.

Die zugrunde liegenden Gleichungen dieses Modells sind im wesentlichen die gleichen, die auch für SCRUM benutzt werden. Deswegen wird im Folgenden lediglich auf die Unterschiede vor allem in der Auflösung der Topographie und auf die Dynamik des Hintergrundfeldes eingegangen. Die Daten entstammen einem Modellauf, der von Richard Smith und Kollegen am “Los Alamos National Laboratory” durchgeführt wurde (SMITH ET AL., 2000) und der sie mir freundlicherweise für meine Arbeit zur Verfügung gestellt hat. Das Modellgitter hat eine horizontale Gitterauflösung von  $1/10^\circ$  und ist damit eines der derzeit höchstaflösenden großskaligen Experimente in der numerischen Ozeanmodellierung. Es bildet eine Fortsetzung der CME- und  $1/3^\circ$ -DYNAMO-Modellexperimente. Es stellt zugleich für den Bereich der mittleren Breiten den Übergang von wirbelermöglichenden (“eddy permitting”) zu wirbelaflösenden (“eddy resolving”) Modellen dar und eignet sich dadurch zu einem Vergleich mit dem höher auflösenden, jedoch in einigen anderen Punkten einfacheren Prozeßmodell.

Für das Experiment wurde das “Los Alamos Parallel Ocean Program” (POP) Modell benutzt, ein generelles Zirkulationsmodell des Ozeans mit einem “z-Level”-Koordinatensystem in der Vertikalen, welches die dreidimensionalen Bewegungsgleichungen mit Einbeziehung einer realistischen Topographie löst (SMITH ET AL., 2000). Es basiert auf dem Code des Bryan-Cox-Modells vom “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory” (GFDL, (BRYAN, 1969)) mit einer impliziten Repräsentierung der barotropen Impuls-Gleichungen durch eine freie Oberfläche. Das Modellgebiet erstreckt sich von  $20^{\circ}$  S im Südatlantik bis  $72^{\circ}$  N im Nordatlantik. Ein wesentlicher Unterschied zu bisherigen Modellsimulationen des Nordatlantiks besteht darin, daß der westliche Teil des Mittelmeeres in dem Modellgebiet enthalten ist und damit im Modell ein beständiger Mittelmeerausstrom vorhanden ist, wohingegen in anderen Modellen in der Region des Mittelmeerausstroms eine Anpassung (“Restoring”) an eine meist mittlere, Klimatologie stattfindet, wodurch die Wirbelbildung komplett unterdrückt wird. Modelleexperimente mit dieser Art der Parametrisierung der Mittelmeerwasserzunge zeigen jedoch, daß die Dynamik des Azorenstroms nachteilig verändert wird (JIA, 2000). Für das horizontale Gitter wird eine Mercatorprojektion verwendet, die Auflösung liegt daher zwischen  $11.1$  km am Äquator und  $3.2$  km am nördlichen Rand. Damit liegt die Gitterauflösung unter der Längenskala des barotropen Rossby-deformationsradius, der für mesoskalige Wirbel eine bestimmende Längenskala darstellt.

Ein wesentlicher Unterschied dieses Modells zu dem im letzten Kapitel vorgestellten Prozeßmodell ist neben der geringeren Horizontalauflösung ( $9.3$  km) die vertikale Diskretisierung des Modellgitters und damit eine andere Repräsentierung der Topographie. In der Vertikalen besitzt das Modellgitter 40 Schichten mit einer nach unten hin zunehmenden Schichtdicke. In der Tiefe des Mittelmeerausstroms besitzt das Modell eine vertikale Auflösung zwischen  $170$  m und  $249$  m. Die Werte für die Tiefe des Bodens werden aus dem ETOPO5-Datensatz des “National Geophysical Data Center” durch Interpolation berechnet und an die vertikalen Schichten des Modellgitters angepaßt, so daß es zu Abweichungen in der Bodenrepräsentierung in der Größenordnung von einigen hundert Metern kommen kann. An engen Durchströmungsgebieten, wie der Florida- oder Dänemarkstraße wurde die Modelltopographie nachbearbeitet, um einen realistischen Durchstrom zu ermöglichen. Dies trifft vor allem auf die Straße von Gibraltar zu, die auf drei Gitterpunkte erweitert werden mußte, um die Advektionsgleichung in der Straße lösen zu können und dabei einen Durchstrom in der Straße zu gewährleisten. Durch die Verbreiterung der Straße von Gibraltar wird ein stetiger Transport von Mittelmeerwasser in den Nordatlantik durch die Straße erreicht (vgl. Abb. 17).

Das Modelleexperiment startete von dem Juni-Mittel der Levitus-Klimatologie (LEVITUS, 1982) in Temperatur und Salzgehalt und einem bewegungslosen Ozean. Die “Spinup”-Phase des Mo-

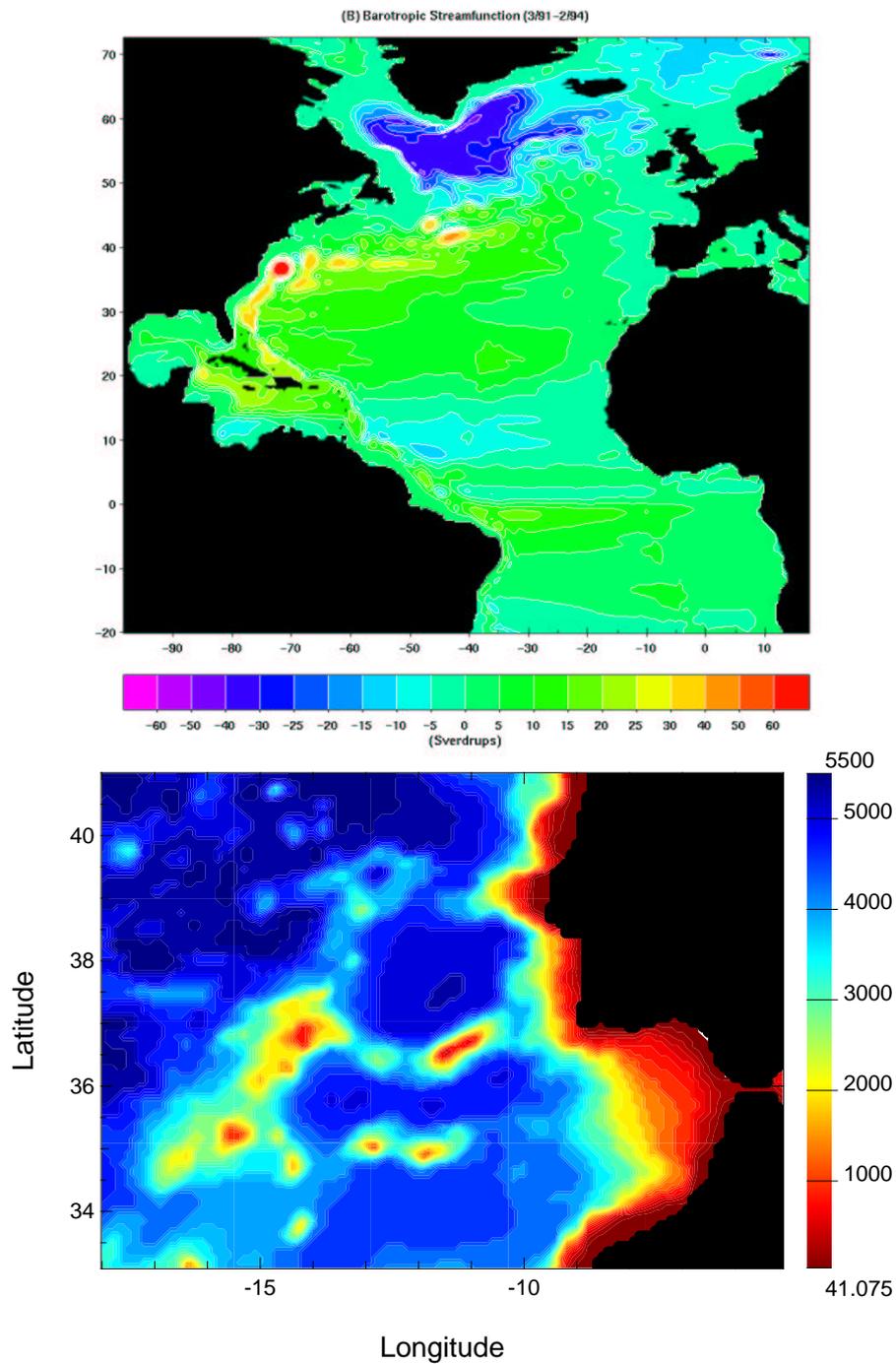


Abbildung 10: Mittlere barotrope Stromfunktion für den Zeitraum August 1991 bis Februar 1994 im Gesamtmodellgebiet des POP Experiments (oben). Die untere Abbildung zeigt als Farbkontur die Topographie des in diesem Vergleich verwendeten regionalen Ausschnitts aus dem Gesamtdatensatz mit der dazugehörigen Landmaske.

dells beträgt fünf Jahre (1985-1990). Der Windschub für das Modell wird aus den täglichen Mitteln der Windfelddaten des “European Center for Medium Range Weather Forecast” (ECM-WF) für die Jahre 1985 – 1996 auf das Modellgitter und die Modellzeitschritte interpoliert. Der Oberflächenwärmefluß wurde aus der der saisonalen Klimatologie von Barnier (BARNIER ET AL., 1995) berechnet. Ein Frischwasserfluß wurde simuliert, indem der Salzgehalt in der Oberflächenschicht an die Monatsmittel der Levitus-Klimatologie mit einer “Restoring”-Zeitkonstante von einem Monat angeglichen wurde. Auch an den nördlichen und südlichen Rändern, denen jeweils eine 3° breite Pufferzone vorgelagert war, wurde in allen Tiefen Salz und Temperatur an die Levitus-Klimatologie angeglichen. Nach dem “Spinup” wurde erneut mit den Windschubfeldern aus dem Jahr 1986 begonnen und das eigentliche Experiment gestartet. Das gesamte Modellexperiment wurde für einen Zeitraum von mehr als zehn Jahren (1985 – 1996) durchgeführt. Die folgenden Betrachtungen basieren auf Modellergebnissen für die simulierten Jahre 1.12.1992 – 26.11.1995, die alle zehn Tage von dem Modell gespeichert wurden. Darüber hinaus wird nur ein begrenztes Gebiet aus dem Gesamtdatensatz, nämlich von –28° bis –5.1° westlicher Länge und 27° bis 42° nördlicher Breite für die Analyse und den Vergleich betrachtet.

### 2.3 Unterschiede in der Darstellung der Topographie

Die unterschiedliche horizontale und vertikale Auflösung in den beiden Modellgittern stellt sowohl numerisch als auch in Bezug auf die betrachteten Prozesse einen wesentlichen Unterschied dar. So wird aus Abbildung 11 ersichtlich, daß selbst in Gebieten, in denen der Unterstrom oder ein abgelöster Wirbel keinen direkten Kontakt zur Topographie besitzt, die vertikale Auflösung des SCRUM-Modells mehr als doppelt so groß ist wie die des POP-Modells. Dies bedeutet, daß der Tiefenbereich des Mittelmeerausstroms in dem  $z$ -Level-Modell nur durch drei Schichten abgebildet wird, während das  $\sigma$ -Koordinaten Modell mindestens sieben, direkt an der Topographie bis zu 15 Schichten in dieser Tiefe besitzt. Dies kann für die vertikalen Austauschprozesse ein wichtiger Faktor sein, da die vertikalen Gradienten der Dichte in diesen Schichten unterschiedlich stark aufgelöst werden.

Änderungen der Topographie haben einen direkten Einfluß auf die Erhaltung der barotropen Vorticity,

$$Q = \frac{\zeta + f}{H}$$

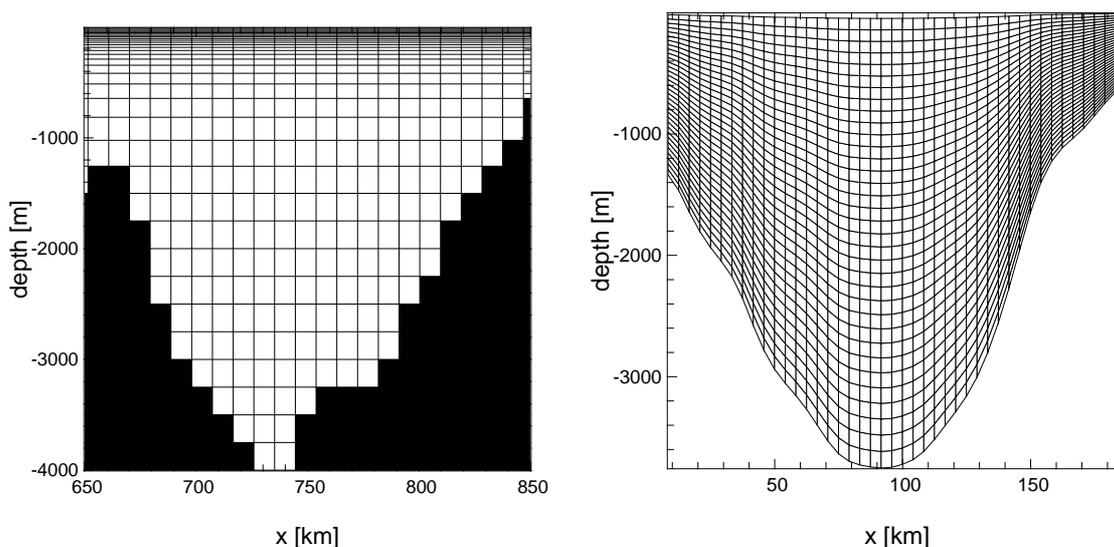


Abbildung 11: Vergleich der Auflösung des vertikalen Gitters in POP (links) und in dem SCRUM Prozeßmodell (rechts) auf einem West-Ost Schnitt am Kap St Vincente. Selbst an den Stellen mit einer größeren Wassertiefe besitzt das  $\sigma$ -Koordinatensystem eine höhere Auflösung. Jedoch ist zu beachten, daß das POP-Modell eine sehr hohe Auflösung der Deckschicht besitzt. Dies trifft nicht auf die Konfiguration des Prozeßmodells zu, da dort Deckschichtprozesse nicht betrachtet werden.

mit  $\zeta$  für die relative Vorticity und  $f$  für den breitenabhängigen Coriolisparameter, sowie  $H$  der Wassertiefe. Vernachlässigt man die relative Vorticity  $\zeta$  in dem obigen Ausdruck und leitet dann nach den beiden räumlichen Richtungen  $x$  bzw.  $y$  ab, so wird dadurch ein Pseudogeswindigkeitsfeld definiert, dessen Stärke den relativen Einfluß der Erhaltung des topographischen und planetarischen  $\beta$ 's auf eine stationäre, großräumige, barotrope Zirkulation wiedergibt. Dieses Vektorfeld wird auch die "barotrope Richtungstendenz" genannt. Für die beiden Komponenten dieses Vektorfeldes gilt dann. (vgl. (SCHEMAINDA & HAGEN, 1986)):

$$c_x = -\beta + \frac{f}{H} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (8)$$

$$c_y = -\frac{f}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (9)$$

Es ist zu beachten, daß im Bereich des Randstroms die relative Vorticity in der obigen Beziehung nicht zu vernachlässigen ist, so daß der topographische  $\beta$ -Effekt nicht die einzige Komponente ist, die die Dynamik des Randstroms bestimmt. Dennoch veranschaulichen die Pseudogeswin-

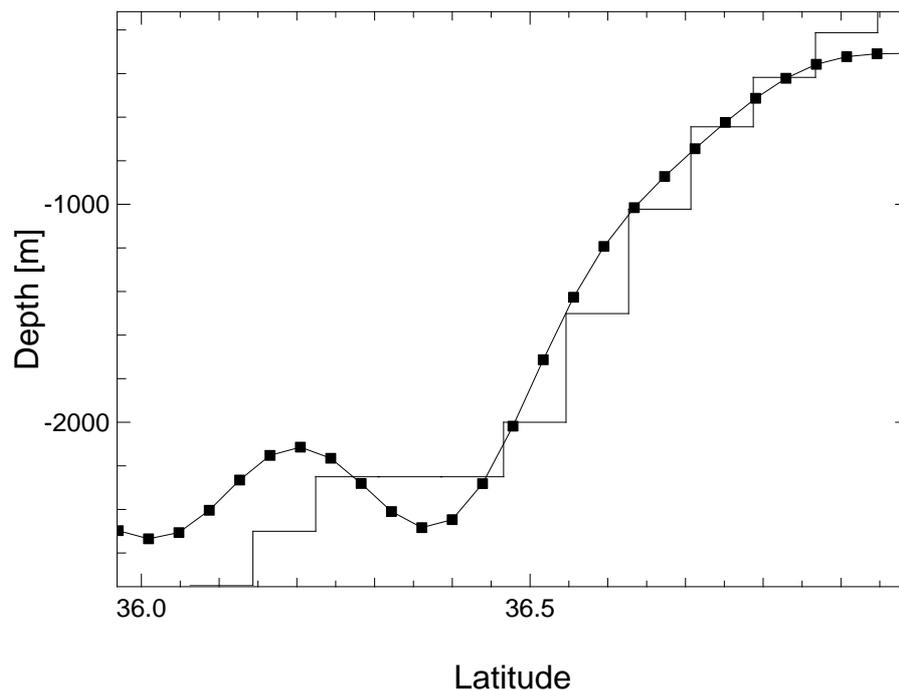


Abbildung 12: Darstellung des Modellbodens im Bereich des Portimao Kanyons. Der topographische Gradient unter einem Randstrom in der Tiefe des Mittelmeerausstroms wird in diesem Bereich maximal durch nur eine Tiefenstufe repräsentiert. Für das POP-Modell stellt die Topographie in diesem Bereich also im wesentlichen eine seitliche Berandung dar.

digkeiten qualitativ, wie stark Topographieänderungen auf das Feld der potentiellen Vorticity wirken.

Vergleicht man nun die barotropen Richtungstendenzen für die beiden benutzten Modelltopographien, so erkennt man deutliche Unterschiede (Abb. 13). Vor allem im Bereich des iberischen Beckens und am Kap St. Vincent besitzt das SCRUM-Modell ein breites, gut aufgelöstes Band. Die Topographie ist glatt und stellt Änderungen im Gradienten nicht als Hindernisse dar. Eine barotrope Stromkomponente wird hier entlang der geglätteten Topographie geführt. Im POP-Modell hingegen gibt es vor allem in Bereichen mit einem rein zonalen Topographiegradienten nur ein schmales Band, das zudem nur in den flacheren Schichten des Modells vorhanden ist. Am Kap St. Vincent wird der Topographiegradient in der Tiefe des Mittelmeerausstroms durch lediglich eine Stufe in der Modelltopographie dargestellt. Die Änderungen der Wassertie-

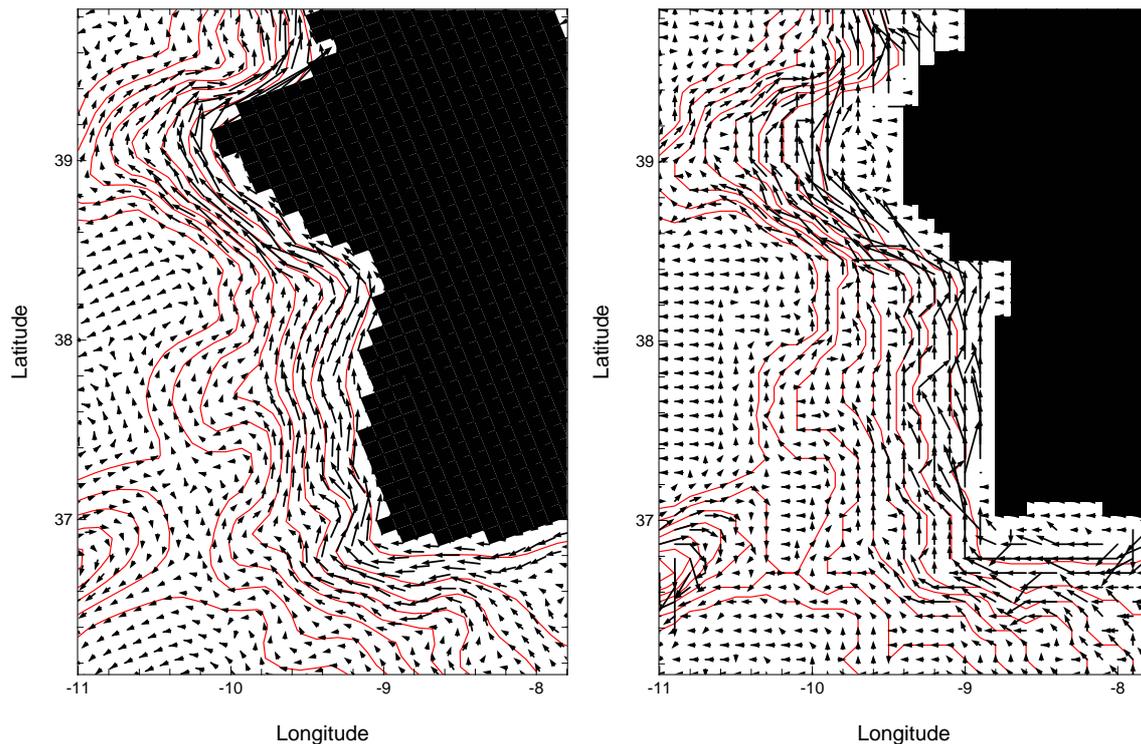


Abbildung 13: Darstellung der barotropen Richtungstendenzen für das Prozeßmodell (links) und das POP-Modell (rechts). Um einen direkten Vergleich zu zeigen, sind in dem Prozeßmodell die Werte nur auf jedem zweiten Gitterpunkt dargestellt, so daß die Auflösung für beide Modelle ungefähr gleich ist. Aufgrund des  $\sigma$ -Koordinatensystems und der geglätteten Topographie besitzt das Prozeßmodell entlang der gesamten iberischen Halbinsel einen deutlichen Einfluß des topographischen  $\beta$ -Effekts.

fe im iberischen Becken stellen in Bezug auf das topographische  $\beta$  im POP-Modell lediglich Störungen dar. Erst südlich des Tejo-Plateaus besteht wieder ein deutlicher Einfluß des Topographiegradienten. Im POP-Modell können sich Instabilitäten daher im Bereich des Kap St. Vincents und des südlichen, iberischen Beckens unabhängig von der Neigung des Bodens entwickeln, während im SCRUM-Modell die überall aufgelöste Bodenneigung die Bildung von Instabilitäten aufgrund von abrupten Änderungen in der Wassertiefe und der geographischen Orientierung des Topographiegradienten mindert.

Auch die geringere Auflösung des horizontalen Gitters im POP-Modell führt vor allem für den

Randstrom, aber auch für andere Prozesse direkt an der Topographie zu einer nachteiligen Darstellung. Durch die unterschiedliche horizontale Auflösung wird die “Munk”-Schicht in beiden Modellen unterschiedlich repräsentiert. Die Dicke der “Munk”-Schicht bei Benutzung von biharmonischer Viskosität ist definiert durch

$$D = \left(\frac{V}{\beta}\right)^{\frac{1}{3}}$$

und beträgt für die jeweiligen Modelle 19 km (POP) und 14 km (SCRUM). Dies bedeutet, daß die “Munk”-Schicht durch das POP-Modell nicht ausreichend aufgelöst wird. Das hat zur Folge, daß die Reibung durch den seitlichen Rand auf den Randstrom nicht richtig parametrisiert wird. Im SCRUM-Modell besitzt der Unterstrom lediglich Kontakt zum Boden, unterliegt dort also der Parametrisierung der Bodenreibung und nicht der seitlichen Randbedingung, wie in dem z-Level Modell, so daß hier die Auflösung der “Munk”-Schicht eine geringere Bedeutung hat.

Diese beiden Eigenschaften des POP-Modells deuten darauf hin, daß Effekte durch eine Bodentopographie auf die Wirbelbildung nicht ausreichend in dem Modell dargestellt werden. Wie weiter unten gezeigt, lassen sich die Wirbelbildungsprozesse in dem POP-Modell mit Prozeßstudien vergleichen, die die Topographie der iberischen Halbinsel lediglich durch eine seitliche Geometrie implementieren und ansonsten einen flachen Boden besitzen. Dies zeigt sich vor allem bei der Bildung von Wirbeln am Kap St. Vincent (vgl. Kap. 5.2.1 auf S. 71). Vor allem der Einfluß des topographischen  $\beta$ -Effekts wird in dem POP-Modell unterschätzt. Dies hat nicht nur Folgen für die Bildung von Meddies, sondern auch auf deren Ablösung von der Topographie.

## 2.4 Laboraufbau und Modellierung der Tankexperimente

Beobachtungen und Messungen von dynamischen Prozessen in einem Tank bildeten schon immer ein wichtiges Werkzeug in der Hydrodynamik. Die in einem Tank durchgeführten Experimente stellen ebenfalls Prozeßstudien dar, da hier, ähnlich wie in der numerischen Prozeßmodellierung, einzelne physikalische Phänomene unter idealisierten Bedingungen simuliert werden. Um eine Übertragbarkeit der Resultate auf ozeanische Verhältnisse zu gewährleisten, werden aufgrund analytischer Betrachtungen dimensionslose Parameter definiert, die durch eine entsprechende Skalierung der in diese Parameter eingehenden Größen eine Abbildung des Ozeans

in den Tank erlauben.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Laborexperimente wurden am “Laboratoire des Ecoulements Geophysique et Industriels” (LEGI) in Grenoble (Frankreich) und in Zusammenarbeit mit Dominique Renourard, Adam Fincham und weiteren französischen Kollegen im Rahmen des CANIGO-Projekts durchgeführt. Prof. Käse und ich haben an einigen der Experimente teilgenommen. Eine herausragende experimentelle Anlage des französischen Labors ist eine rotierende Plattform mit einem Durchmesser von 14 m, die mit Rotationsperioden zwischen 18 s und 1000 s rotieren kann. Auf dieser Plattform befindet sich ein Tank mit 13 m Durchmesser und einer Höhe von 1.2 m. Die Abweichung der vertikalen Rotationsachse von der Senkrechten hat eine Größenordnung von  $\pm 10^{-6}$  Radian und die Genauigkeit der Rotationsperiode  $\partial\omega/\omega$  beträgt  $10^{-4}$ . Diese geringen Toleranzen erlauben sehr genaue Messungen und bilden eine sehr gute Approximation zu einem Wasserkörper mit einer konstanten Hintergrundvorticity. Es wird eine nahezu perfekte  $f$ -Ebene erzeugt. An den Tank angeschlossen sind mehrere Nebentanks, mit denen der Haupttank mit im Salzgehalt variierendem Wasser aufgefüllt werden kann, wodurch verschiedene Dichtehintergrundprofile erzeugt werden können. Dies geschieht durch ein langsames Auffüllen des Tanks bei einer konstanten Rotation. Dieser Vorgang dauert ungefähr einen Tag. Danach befindet sich das Wasser im Tank nahezu in einer Starrkörper-Rotation. Lediglich durch die Bodenreibung und die Windschubspannung an der Oberfläche der Wassersäule im Tank werden kleine Geschwindigkeiten im Hintergrundfeld des Tanks erzeugt. Aufgrund der Zentrifugalkraft entsteht zudem eine leichte Auslenkung der Oberfläche von 0.01 cm am Rand gegenüber dem Zentrum des Tanks. Die dadurch erzeugte barotrope Zirkulation ist jedoch gegenüber den anderen Störfaktoren zu vernachlässigen.

Bei den weiter unten genauer beschriebenen Laborversuchen wurden antizyklonale Vorticitystrukturen in einer mittleren Tiefe des Tanks durch Injizieren von Wasser erzeugt. Die so gebildeten Wirbel wurden danach mit verschiedenen Meßmethoden vermessen und über einen längeren Zeitraum beobachtet. Die Wirbelstrukturen zeigten eine langsame, antizyklonale Translation relativ zum Bildungsort, die allein auf die Hintergrundströmungen im Tank zurückzuführen ist.

Für die Experimente wurden eine Reihe von unterschiedlichen Meßinstrumenten benutzt. Die Dichte wurde auf vertikalen Profilen mit Ultraschallgeräten gemessen. Dabei wird je Profil die Veränderung in der Laufzeit zwischen zwei Sensoren, die in einem Abstand von 0.02 m an einer senkrechten Stange befestigt sind gemessen. Die Sensoren wurden mit einer konstanten Geschwindigkeit an einem Auslegerarm nach unten geführt (siehe Abb. 14, die den Tank mit drei Auslegerarmen zeigt). Vor dem Beginn eines Experiments wurde der Gradient der Hintergrund-

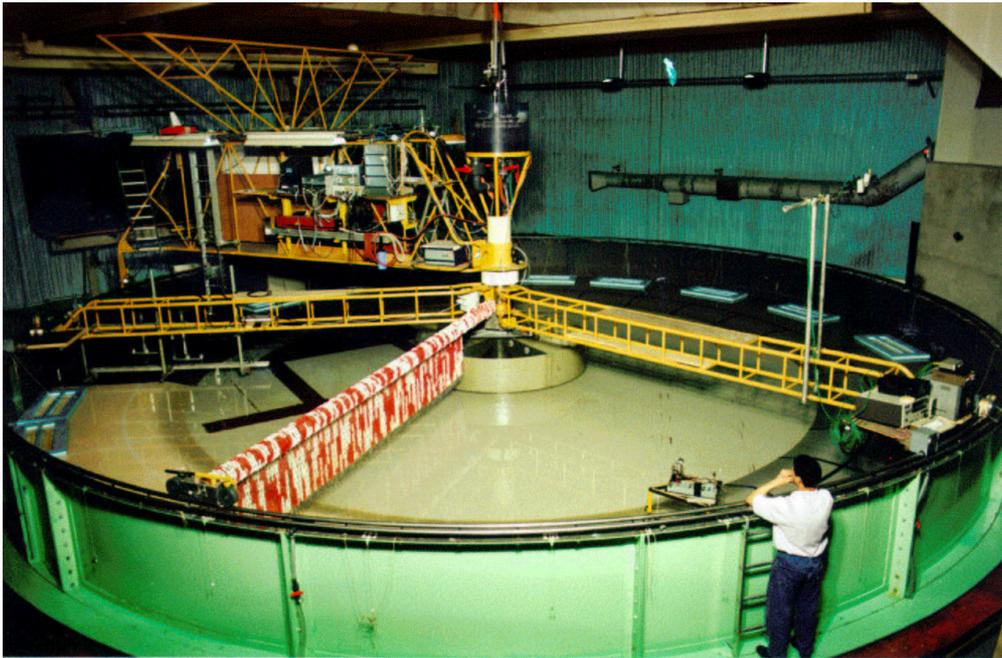


Abbildung 14: Foto der Tankanlage in Grenoble. Zu sehen sind neben dem Tank die Auslegerarme, an denen die Meßapparaturen befestigt werden.

schichtung gemessen. Während des Experiments wurde nach der Injektionsphase mit Schnitten durch den Wirbel die Dichteanomalie gegenüber der Hintergrundschichtung gemessen. Da diese Meßmethode durch die Sensoren und das Gestänge Verwirbelungen in der Wassersäule erzeugt, konnten während und kurz nach einer Dichtemessung keine anderen Messungen vorgenommen werden. Deswegen wurde zur besseren Identifizierung das injizierte Wasser mit Tinte eingefärbt, wodurch der entstehende Wirbel lokalisierbar blieb. Es muß allerdings erwähnt werden, daß die so gemessenen Dichtedaten zum Teil Fehler aufweisen, da die Geräte die Temperatur als Konstante in ihren internen Berechnungen annehmen. Da die Dichtemessungen nicht häufig während eines Experimentes wiederholt werden konnten, war es in den Laborexperimenten nicht möglich, Zeitserien der Änderungen der Dichteschichtung oder der dreidimensionalen Dichtestruktur des Wirbels zu bestimmen.

Ein besonders wichtiges Meßinstrument der Laboranlage in Grenoble ist jedoch das “Correlation Imaging Velocimetry System” (CIV), entwickelt von FINCHAM und SPEDDING (1997), womit eine nicht-intrusive Vermessung des dreidimensionalen Geschwindigkeitsfeldes im In-

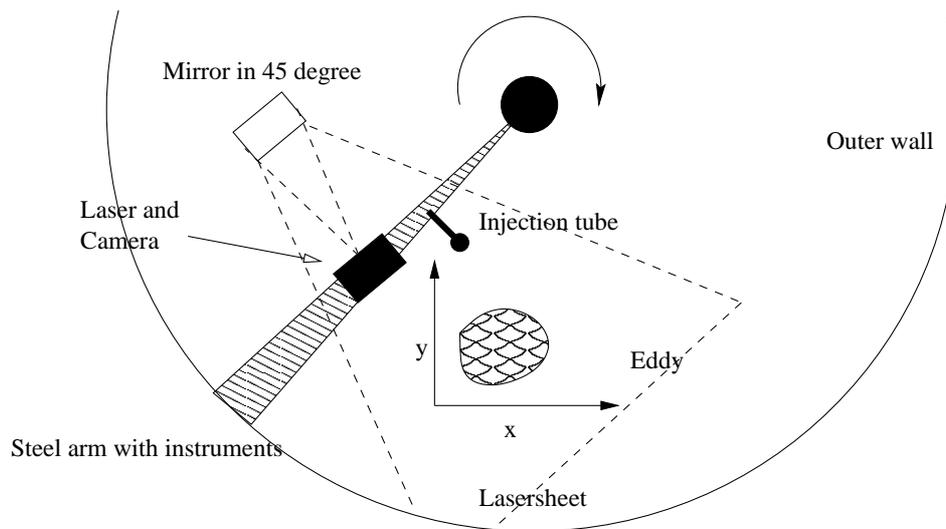


Abbildung 15: Skizze der Versuchsanordnung zur Erzeugung von antizyklonalen Wirbeln im rotierenden Tank, zusammen mit den verschiedenen Bestandteilen der "Correlation Imaging Velocimetry System" (CIV-Anlage).

neren des Tanks vorgenommen werden kann. Dazu werden schon während eines "Spinups" der Wassersäule kleine Polystyren-Bällchen mit einem Durchmesser von lediglich  $0.7\text{ mm}$  im Tank ausgebracht. Die Verteilung der Teilchen in der Wassersäule erstreckt sich gleichmäßig von  $0.05\text{ m}$  unterhalb der Oberfläche bis  $0.05\text{ m}$  über dem Boden. Die Teilchen besitzen keinen Auftrieb und folgen direkt jeglicher Bewegung des umgebenden Wasserkörpers. Während der Messung wird ein Laserstrahl durch einen oszillierenden Spiegel in eine zweidimensionale Ebene aufgefächert und durch einen weiteren Spiegel, der mit einem Winkel von  $45^\circ$  im Inneren des Tanks befestigt ist, auf das Injektionsgebiet gerichtet (s. Abb. 15). Dadurch werden die Teilchen jeweils nur in einer  $5\text{ mm}$  dicken, horizontalen Ebene seitlich hell angestrahlt. Eine digitale Kamera, die über dem Versuchsgebiet angebracht ist, nimmt eine Sequenz von Bildern auf. Aus den Bildsequenzen wird die Bewegung der hell erleuchteten Polystyren-Bällchen herausgefiltert. Die so gewonnen Translationsinformationen werden dann mit Hilfe von speziellen Computer-routinen in ein horizontales Geschwindigkeitsfeld in dieser Tiefe umgerechnet. Dann wird der Spiegel im Tank in der Vertikalen langsam bewegt, um in der nächsten Tiefe weitere Aufnahmen zu machen. Die verschiedenen horizontalen Schnitte werden nun durch die Analyseprogramme zusammengesetzt, um das dreidimensionale Geschwindigkeitsfeld zu berechnen.

In dieser Arbeit werden drei verschiedene Laborexperimente untersucht, die sich zum einen in

der Größe der Rotationsperiode, zum anderen in dem Volumen der injizierten Wassermasse unterscheiden. Die drei Experimente werden im Folgenden mit **GMA**, **GMB** und **GMC** bezeichnet. Dabei wurden Aufnahmen in 25 (**GMC**) und 23 (**GMA**, **GMB**) Tiefen gemacht, die vertikal jeweils  $0.16\text{ m}$  auseinander lagen. Die horizontale Aufnahme­fläche betrug  $2.1\text{ m} \times 1.5\text{ m}$ . Mit der CIV-Meßmethode wird eine Genauigkeit in der Bestimmung der horizontalen Geschwindigkeit von  $O(1\%)$  erreicht, somit lassen sich auch abgeleitete Größen wie Vorticity, Divergenz und Enstrophie berechnen. Dazu werden die Daten, die aus den nahezu gleichmäßig verteilten Trajektorien der einzelnen Partikel bestehen, in einer Ebene mittels spezieller zweidimensionaler Splinefunktionen auf ein gleichmäßiges, horizontales Gitter mit einer Auflösung von  $0.035\text{ m}$  gebracht. Da die Meßanordnung in dem rotierenden Tank fest fixiert ist, kann ein sich im Tank bewegendes Wirbel nur solange vermessen werden, wie er sich im Inneren der durch den Laser beleuchteten Fläche befindet. Somit ist die Meßzeit durch das Translationsverhalten des Wirbels begrenzt.

Auch wenn in dieser Arbeit nur stabile Tankversuche mit einer kontinuierlichen, in allen Experimenten übereinstimmenden Hintergrundströmung diskutiert werden, so wurden in dem Labor in Grenoble auch eine Vielzahl von Experimenten mit zwei oder drei Schichten sowie verschiedenen Injektionstechniken und Rotationsperioden durchgeführt. Dabei konnten sowohl stabile Wirbel, als auch zerfallende Wirbel beobachtet werden, die sich im weiteren Verlauf zu kleineren Dipol- oder Tripolstrukturen entwickelten oder gänzlich zerfielen. Die in Kapitel 6 diskutierten Experimente wurden als Basis für die Diskussion ausgewählt, weil sie mit einer kontinuierlichen Hintergrundströmung deutlicher den Gegebenheiten im Ozean entsprechen und den Vergleich mit numerischen Modellen erleichtern.

### 3 Ausstrom in der Straße von Gibraltar

Obwohl die dynamischen Prozesse in der Straße von Gibraltar nicht in dieser Arbeit untersucht werden, so bildet der durch diese Prozesse beeinflusste Ausstrom für alle im weiteren betrachteten Prozesse den grundlegenden Antrieb. Von den beiden betrachteten Modellkonfigurationen beinhaltet nur das POP-Modell die Straße von Gibraltar, wenn auch in einer stark idealisierten Form. Deshalb werden im Folgenden die Prozesse und ihre Auswirkung auf den Ausstrom kurz vorgestellt.

Salzreiches, warmes Wasser gelangt durch die Straße von Gibraltar, die mit einer Tiefe von 300 m und einer Breite von 12 km eine sehr enge Passage zwischen dem Mittelmeer und dem Nordatlantik bildet, in den Golf von Cadiz. STANTON (1983) wie auch BRYDEN (1994) geben einen westwärtigen Transport durch die Straße von Gibraltar in den tieferen salzreichen Schichten von 0.68 Sv an. Neuere Arbeiten von BASCHEK (1998) im Rahmen des EU-Projekts CANIGO (*Canary Islands Azores Gibraltar Experiment*) geben einen etwas höheren Transport von 0.88 Sv an. Diese Angaben sind als mittlere Abschätzungen zu verstehen. Die Austauschprozesse in der Straße von Gibraltar sind stark durch die Topographie in der Straße selbst beeinflusst, die aus mehreren in Nord-Südrichtung versetzten Schwellen und dazwischenliegenden Verengungen besteht. Diese führen zu lokalen Beschleunigungen, wobei der Ausstrom in der unteren Schicht mehr durch die Schwellen modifiziert wird, während der sich verändernde Querschnitt der Straße sich stärker auf den Einstrom von atlantischem Wasser in das Mittelmeer auswirkt. Hinzu kommt, daß dem Geschwindigkeitsfeld in der Straße starke Fluktuationen in den Gezeitenströmungen überlagert sind. Diese sind in ihrer Amplitude und Phase nicht konstant, da sie in Abhängigkeit zu den Gezeiten sowohl im Golf von Cadiz als auch in der Alboran-See stehen. Die Gezeiten bewirken eine Auslenkung der Grenzschichttiefe zwischen Atlantik- und Mittelmeerwasser. Diese Auslenkungen können bis zu 150 m betragen und erzeugen interne Wellen, die als sogenannte "Bore" nach Osten in das Mittelmeer wandern (RICHEZ, 1994). Die Gezeiten haben jedoch nur zum Teil einen Einfluß auf den Transport in der Straße. Denn durch die mit den Gezeiten einhergehende vertikale Veränderung der Tiefe der Grenzfläche zwischen Mittelmeerwasserausstrom und NAW-Einstrom werden durch die Veränderung des jeweiligen Querschnitts die Transportschwankungen aufgrund der Gezeitenströmungen abgeschwächt. Die überwiegende Gezeitenperiode in der Straße ist die halbtägige Mondgezeit ( $M_2$ )

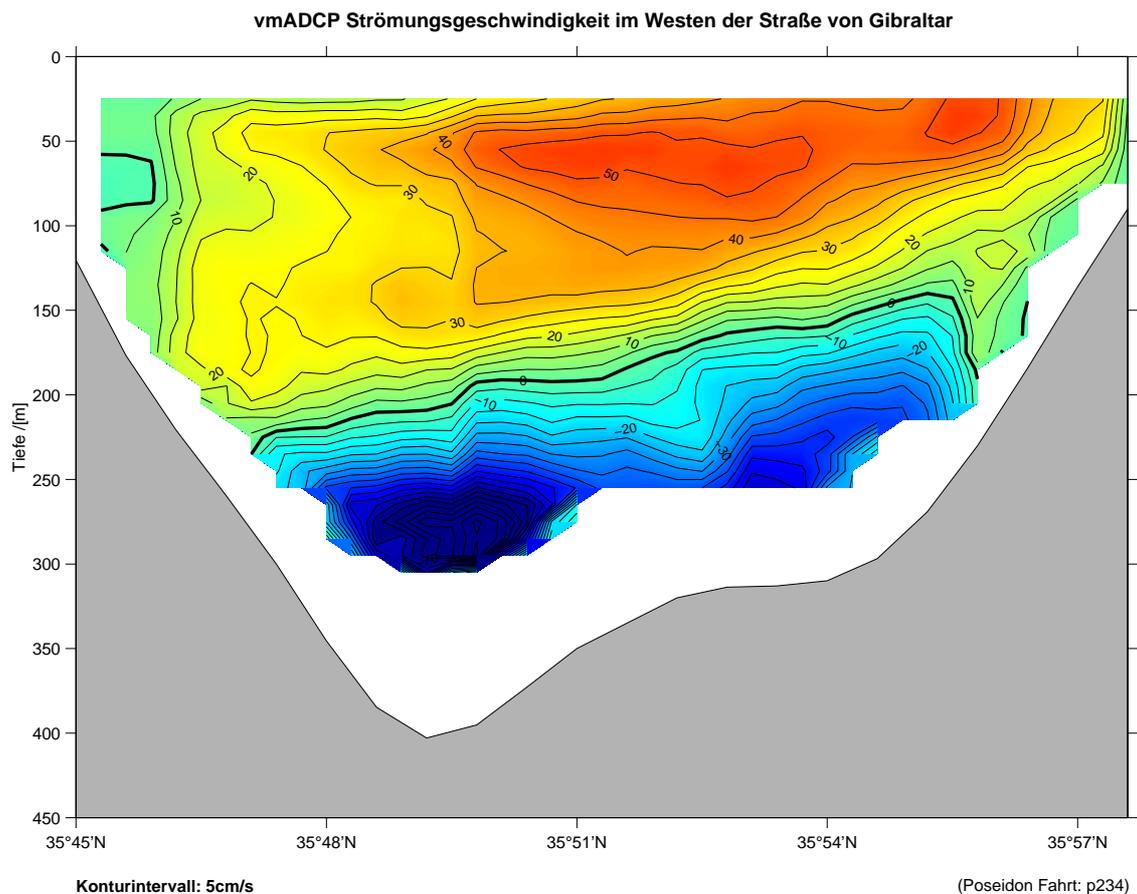


Abbildung 16: Vertikale Geschwindigkeitsverteilung im Ausgang der Straße von Gibraltar aus schiffsgebundenen ADCP-Messungen (gemittelt über zwei  $M_2$ -Gezeitenzyklen). Deutlich ist die Schrägstellung der Grenzschicht zu erkennen und die horizontal verschobenen Maxima der aus- und einströmenden Wassermassen (aus BASCHEK (1998)).

### 3.1 Der Ausstrom im POP-Modell

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf des Transports durch die Straße im POP-Modell, das kein Gezeitensignal besitzt, so lassen sich nur geringe Schwankungen auf kürzeren Zeitskalen feststellen. Diese Schwankungen lassen sich nicht mit Transportschwankungen im Unterstrom weiter westlich korrelieren. Es ist zu beachten, daß die Miteinbeziehung des westlichen Mittelmeers und des Ausstroms in der Straße von Gibraltar in das Modellgebiet des Nordatlanti-

Experimente im wesentlichen dazu dient, eine beständige Quelle zur Erhaltung des gesamten Mittelmeerwassersignals im östlichen Atlantik zu erzeugen und nicht dazu, den Ausstrom im einzelnen richtig zu modellieren. In der abschließenden Diskussion der Arbeit wird nochmals darauf eingegangen, ob dies gelingt.

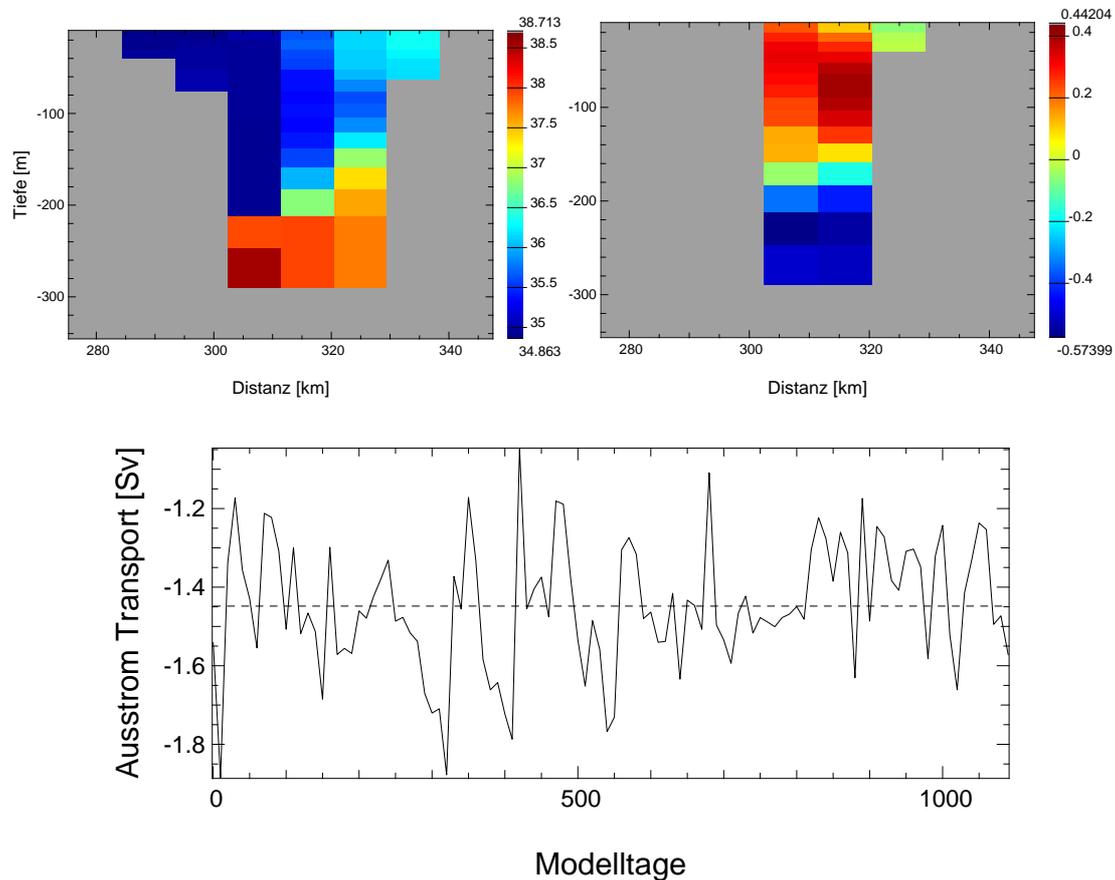


Abbildung 17: *Typischer Salzgehaltsschnitt über die Straße von Gibraltar (links) mit der Auslenkung der Grenzschicht am nördlichen Rand und dem entsprechenden Schnitt für die zonale Geschwindigkeitskomponente (rechts) aus den Daten des POP-Experiments. Darunter die Zeitserie des Ausstromtransports von Mittelmeerwasser mit einem Salzgehalt größer als 37 psu. Der Transport im Ausstrom beträgt im Mittel 1.45 Sv.*

In der Straße von Gibraltar findet im POP-Modell ein permanenter westwärtiger Ausstrom von salzreichem Wasser in den unteren Schichten statt. Die Grenzschicht zeigt die typische, nach oben gerichtete Auslenkung am nördlichen Rand der Straße, die während des gesamten Zeit-

raums, den die Daten des POP-Modells abdecken, bestehen bleibt. Der Transport von Mittelmeerwasser mit einem Salzgehalt größer als  $37 \text{ psu}$  beträgt im Mittel  $1.45 \text{ Sv}$  (siehe Abb. 17). Das Modell erzeugt also einen deutlich stärkeren Ausstrom von Mittelmeerwasser als bisher in der Literatur beschrieben. Der Ausstromtransport zeigt eine zeitliche Variabilität, obwohl die Auslenkung der Grenzschicht zwischen dem in das Mittelmeer einströmendem Atlantikwasser und dem ausströmenden salzreichen Wasser nahezu konstant bleibt. Dies steht in Kontrast zu den Beobachtungen (vgl. (BRYDEN ET AL., 1994)). Ein Grund für die konstante Grenzschichttiefe sind die fehlenden Gezeiten im Modell. Hinzu kommt, daß der Ausstrom in der Straße durch lediglich vier vertikale und zwei horizontale Boxen aufgelöst wird. Vergleicht man diese grobe Repräsentierung des Ausstroms mit einem tatsächlichen Geschwindigkeitsfeld am Ausgang der Straße (Abb. 16), so ist ersichtlich, daß vor allem die Geschwindigkeiten des maximalen Ausstroms vom Modell unterschätzt werden. Die Dicke der Ausstromschicht wird mit  $100 \text{ m}$  bis  $150 \text{ m}$  gut wiedergegeben. Der Unterschied im Transport ist also auf die fehlende räumliche Variabilität im Ausstrom zurückzuführen.

Die Straße von Gibraltar wird häufig als ein Beispiel für einen möglicherweise hydraulisch kontrollierten Austausch zwischen zwei Becken genannt. Dies liegt vor allem an der deutlich ausgeprägten Zweischichtenstruktur in der Straße, die überhaupt erst eine Anwendung der Theorie der Hydraulischen Kontrolle nach ARMI und FARMER (1986) erlaubt. Hinzu kommt, daß aufgrund der Enge in der Straße zumindest der Ausstrom aus dem Mittelmeer die ganze Breite der Straße einnimmt und so eine weitere Bedingung, nämlich daß der Strom seitlich begrenzt ist, erfüllt. Die Breite der Straße ( $12 \text{ km}$ ) ist geringer als der Rossbydeformationsradius ( $16 \text{ km}$ ), so daß auch die Wirkung der Erdrotation vernachlässigt werden kann (BRYDEN & STOMMEL, 1984). Bei der Hydraulischen Kontrolle wird jedoch ein stationärer Zustand angenommen. Diese Bedingung ist jedoch hier nicht erfüllt, da durch die barotropen Gezeitenströmungen in der Straße eine zeitliche Variabilität vorhanden ist. Hinzu kommt, daß CANDELA (1989) zusätzlich zu der höherfrequenten Modulation durch Gezeiten einen Zusammenhang zwischen beobachteten, atmosphärischen Luftdruckveränderungen im westlichen Mittelmeer und dazu korrelierten Veränderungen im Transport durch die Straße hergestellt hat. GARRET ET AL. (1990) geben aufgrund von Beobachtungen in der Straße an, daß in den Winter- und Frühlingsmonaten eine hydraulische Kontrolle wahrscheinlicher ist als in den Herbstmonaten.

## 4 Bildung und Dynamik des Randstroms im Golf von Cadiz

Nach dem Überströmen der Bodenschwellen in der Straße von Gibraltar sinkt das MW aufgrund der höheren Dichte als Dichtegefällstrom ab und breitet sich, abgelenkt durch die Corioliskraft, entlang der Topographie nach Nordwesten hin aus und vermischt sich mit frischem nordatlantischem Zentralwasser (BARINGER & PRICE, 1997; BOWER ET AL., 1997). In der Literatur werden häufig Beobachtungen von zwei unterschiedlichen Kernen angegeben, die in verschiedenen Tiefen beobachtet worden sind. So finden ZENK und ARMI (1990) einen oberen Kern des Ausstroms in einer Tiefe zwischen 600 m und 750 m. Ein zweiter, stärker ausgeprägter Kern wird in Tiefen bis zu 1200 m gefunden (ZENK, 1970; MADELAIN, 1970; BARINGER, 1993; BOWER ET AL., 1997). Die Ausbildung zweier unterschiedlicher Kerne wird auf Vermischungsprozesse im Ausstrom mit verschiedenen Wassermassen im Golf von Cadiz zurückgeführt (BARINGER, 1993; BARINGER & PRICE, 1997; IORGA & LOZIER, 1999). Dabei vermischt sich der obere Teil des Ausstroms mit Nordatlantischem Zentralwasser NACW, während der darunter liegende, größere Kern während des Absinkprozesses durch die Topographie isoliert ist und sich im weiteren Verlauf seinerseits mit einer Mischung aus NACW und MW vermischt (BORMANS & TURNER, 1990; PRICE ET AL., 1993). Zusätzlich wird während der Ausbreitung des Ausstroms entlang der südiberischen Halbinsel der untere Kern stärker durch verschiedene, in der Ausstromregion vorhandene Bodenformationen beeinflusst (OCHOA & BRAY, 1991). Der Ausstrom folgt weiter der Topographie der iberischen Halbinsel in westlicher Richtung und erreicht schließlich den Portimao-Kanyon und kurz darauf das Kap St. Vincent. Aufgrund der sehr steilen Topographie zwischen dem Kanyon und dem Kap werden die beiden Strombänder wieder dichter zusammengeführt, so daß im Bereich des Kap St. Vincent nicht mehr zwei horizontal getrennte Strömungen identifiziert werden können. Vielmehr werden im Bereich des Kap St. Vincent zwei Kerne im Unterstrom beobachtet. Die unterschiedlichen Kerne sind auch im weiteren Verlauf des Ausstroms beobachtet worden, doch geben DANIAULT ET AL. (1994) an, daß lediglich 7 % der hydrographischen Profile in der von ihnen benutzten Datenbasis für den Bereich des Kap St. Vincent und dem iberischen Becken eine deutliche Trennung dieser beiden Kerne zeigen. Das zeitweilige Vorhandensein zweier Kerne von Mittelmeerwasser wird durch einige Beobachtungen im iberischen Becken weiter bestätigt.

SERRA (2000) findet aufgrund von Floattrajektorien im Bereich des Portimao Kanyons verschiedene zyklonale Strukturen in der Tiefe des Ausstroms, die zum Teil korrespondierende Oberflächensignale in der Temperatur besitzen, die auch in Satellitenbeobachtungen über eine längere Zeit verfolgt werden konnten. Dies weist darauf hin, daß es durch den Kanyon auch hier

schon zu Instabilitäten im Unterstrom kommen kann.

Untersuchungen von Prozessen, die einem Unterstrom entlang einer glatten, seitlichen Berandung ähnlich sind, wurden in Tankexperimenten von BAEY und RENOARD (1995) gemacht. Dazu wurde ebenfalls der in Kap. 2 beschriebene Tank benutzt. Es wurde aus einem Einstrom an einer seitlichen, senkrechten Berandung und in der Mitte einer zweigeschichteten Wassersäule im Tank ein geostrophisch balancierter Zwischenwasserstrom erzeugt (mit einer mittleren Dichte entstreichend den beiden Schichten). Allein abhängig von der Burger- und Ekmanzahl im Einstrombereich des Experiments entstanden Zyklonen, Antizyklonen und Dipole. Bei hohen Ekmanzahlen ( $18 \times 10 \cdot e^{-4}$ ) entstanden kleinere Zyklonen am Rand des Strombandes, die im Strom verblieben. Bei kleineren Ekmanzahlen wurde die Dynamik vorwiegend durch die Burgerzahl bestimmt. Bei kleinen Burgerzahlen ( $Bu = 0.45$ ) bildeten sich aus dem instabil werdenden Strom Mäander, aus denen durch Abschnürungen vom Strom Dipole entstanden, wobei sowohl die Zyklone als auch die Antizyklone aus der Wassermasse des Randstromes bestanden. Bei höheren Burgerzahlen entstanden stärker ausgeprägte Antizyklonen, die zunächst am Rand blieben, dann durch nachfolgende Antizyklonen ins Beckeninnere verdrängt wurden. Die abgelösten Wirbel zeigten nur bei den Dipolformationen eine eigene Translation, die anderen Wirbel wurden lediglich durch einen barotropen Hintergrundstrom vom Bildungsort wegtransportiert. Einzelne Zyklonen verweilten im Randstrom und wurden von diesem mitadvehiert. Anzumerken ist, daß bei diesen Tankexperimenten die Rotation des Tanks lediglich eine  $f$ -Ebene repräsentiert, so daß aus der Translationsrichtung der Wirbel im Tank keine Schlüsse auf die Gegebenheiten im iberischen Becken gezogen werden können.

Prozeßuntersuchungen zu Instabilitäten östlicher Randströme an einer unregelmäßigen Küstengeometrie und Bodentopographie sind für den Bereich der kalifornischen Küste durchgeführt worden (HAIDVOGEL ET AL., 1991b; SWATERS, 1991). Auch für diese Studien wurden Sigma-Koordinatenmodelle eingesetzt, die neben dem der Topographie folgenden vertikalen Koordinatensystem zusätzlich ein krummliniges horizontales Gitter besaßen, das mit seinem östlichen Rand der kalifornischen Küstenlinie folgte. Anders als der Mittelmeerausstrom ist der Strom entlang der kalifornischen Küste ein windtriebener, nach Süden setzender, kalter Oberflächenstrom, der sich durch die Bildung nach Westen reichender Filamenten auszeichnet. Diese Filamente erstrecken sich einige hundert Kilometer weit in den Ozean hinein und bringen dadurch Nährstoffe und Sedimente aus den Schelfgebieten in den offenen Ozean. Die Modellergebnisse zeigten, daß die Bildungsorte dieser Filamente deutlich von der Küstengeometrie und von einzelnen, lokalen topographischen Hindernissen abhängig sind.

Im Folgenden wird für die beiden in dieser Arbeit benutzen Modellkonfigurationen die Ausbildung eines zunächst stabilen Unterstroms entlang des südiberischen Kontinentalabhangs vorgestellt und überprüft, inwieweit dieser Strom in seinen dynamischen Eigenschaften mit der Realität übereinstimmt. Der Randstrom ist die Grundvoraussetzung für die Bildung von Wirbeln am Kap St. Vincent und im weiteren Verlauf der iberischen Westküste.

#### 4.1 Der Randstrom im SCRUM-Modell

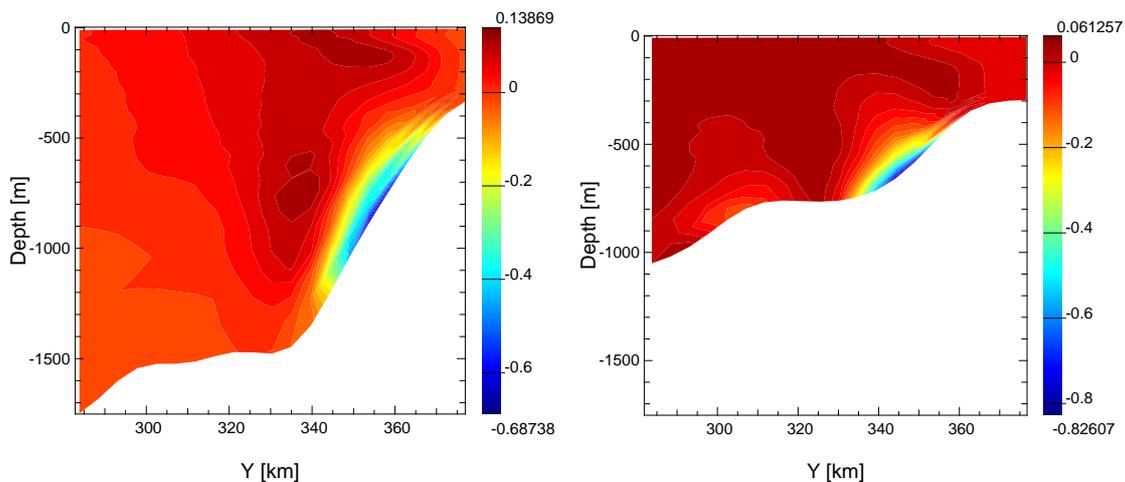


Abbildung 18: Vertikalstruktur der zonalen Geschwindigkeitskomponenten auf  $8.5^\circ\text{W}$  (links) und  $8.0^\circ\text{W}$  (rechts). Während auf dem östlicheren Schnitt der Ausstrom nach unten hin durch eine Stufe in der Topographie begrenzt wird, wodurch die Vermischung mit dichtem Wasser verhindert wird, kann im weiteren Verlauf durch die steiler werdende Topographie der Strom weiter absinken. Die Geschwindigkeiten geben nicht die im Text genannten maximalen Geschwindigkeitswerte im Unterstrom wieder, da hier lediglich eine Geschwindigkeitskomponente abgebildet wird.

In dem in Kap. 2 vorgestellten Prozeßmodell wird ein Einstrom von salzreichem Wasser in einer Tiefe zwischen 300 m und 400 m auf einem Meridionalschnitt auf  $6.4^\circ\text{W}$  vorgeschrieben. Dieses Wasser sinkt aufgrund seiner höheren Dichte auf einer Strecke von 100 km auf eine Tiefe von 700 m ab. Dabei bleibt der an dieser Stelle nordwestwärts setzende Strom auf die unteren 4 Modellschichten begrenzt. Aufgrund der Neigung dieser Schichten hat der Strom jedoch eine vertikale Ausdehnung von 400 m. Der Strom hat dabei eine Geschwindigkeit von 0.6 m/s

und eine horizontale Breite von 23 km, die jedoch zunimmt, solange der Strom sich weiter nach Nordwesten hin ausbreitet. Die in einem weiten Bogen von Norden nach Nordwesten verlaufende Bodenneigung im östlichen iberischen Becken geht westlich von 8°W in eine rein zonal verlaufende, vom Festland steil abfallende Topographie über. Der mittlere Gradient ändert sich dabei von  $10 \frac{m}{km}$  auf über  $70 \frac{m}{km}$ . Dadurch wird der schräg am Hang liegende Unterstrom deutlich schmaler. Aufgrund der gleichzeitigen, abrupten Richtungsänderung des Topographiegradienten findet hier eine Beschleunigung des Jets statt. Die Geschwindigkeit steigt auf 1.0 m/s an, nimmt dann aber auf dem Weg zum Kap St. Vincent wieder auf 0.6 m/s ab. Die Abnahme der Geschwindigkeit ist nicht auf ein erneutes Abflachen des Topographiegradienten zurückzuführen, vielmehr nimmt der Strom hier an vertikaler Dicke zu und sinkt dabei zusätzlich ab. Die Tiefe des Geschwindigkeitsmaximums sinkt von 780 m auf 1050 m ab.

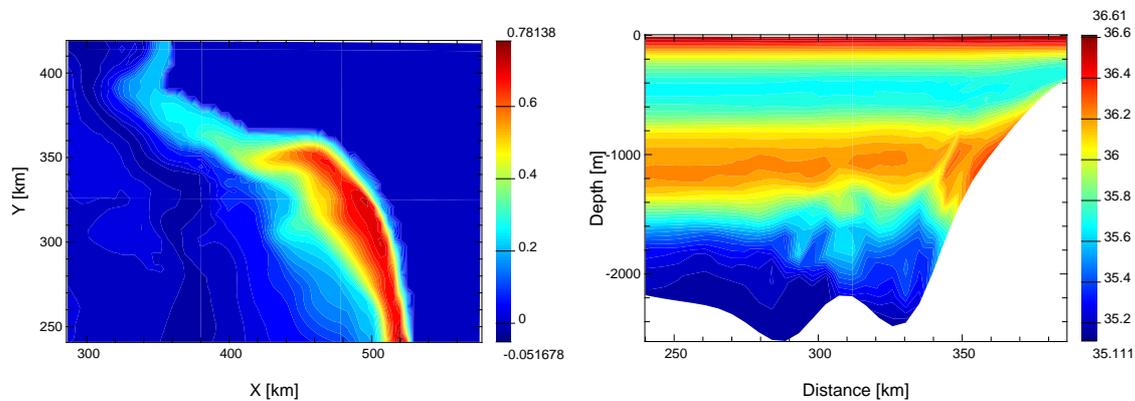


Abbildung 19: Dichteanomalie in der Bodenschicht im Golf von Cadiz am Tag 181d (links). Die Abnahme der Anomalie auf dem Weg von der Straße von Gibraltar bis zum Kap St. Vincent vor allem im Bereich östliche des Protimao Kanyons wird deutlich. Das Signal verschwindet am Kap St. Vincent, da sich hier der Strom von der Topographie kurzzeitig löst und dadurch nicht mehr in der Bodenschicht wiederzufinden ist. Vertikale Salzgehaltsverteilung auf einem Schnitt auf 8.8°W (rechts). Nicht nur im Bereich des Randstroms selbst, sondern auch im Inneren des Golfs von Cadiz wird die Hintergrundsichtung gestört. Diese Störungen reichen bis zum Boden hinunter.

Die örtliche Beschleunigung des Stroms bei 8.2°W bleibt während des gesamten Modellexperiments bestehen. Nachdem der Unterstrom sich nach 10 Tagen eingestellt hat, stellt er eine permanente Quelle von Mittelmeerwasser für die Prozesse am Kap St. Vincent dar. An den nicht durch die lokale Beschleunigung aufgrund der Topographie beeinflussten Stellen lassen

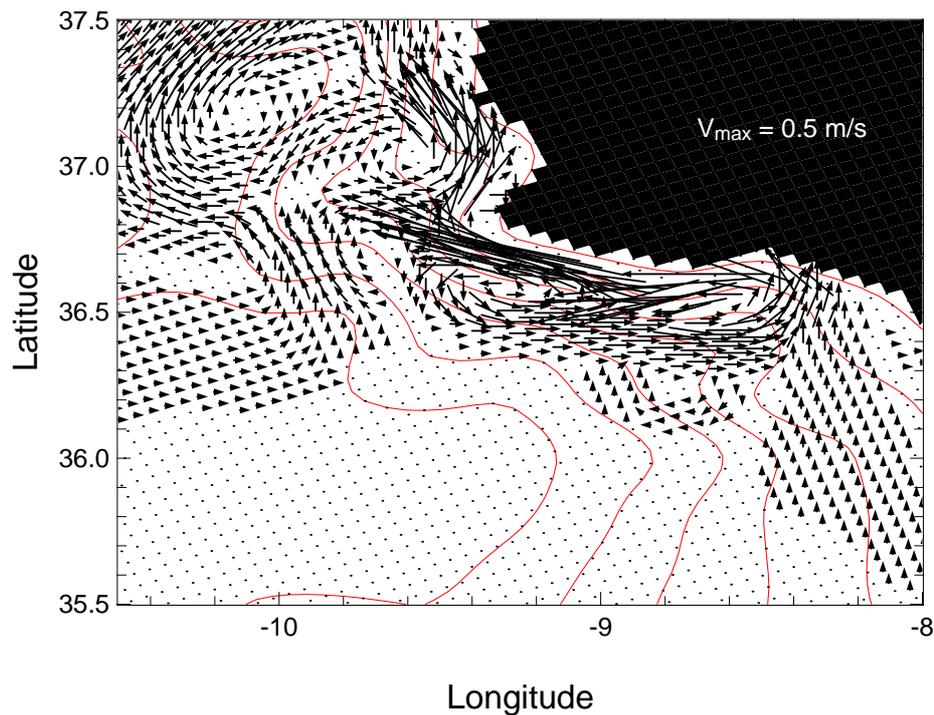


Abbildung 20: Vektordarstellung der horizontalen Geschwindigkeit in 1100 m Tiefe nach 100 Modelltagen. Der Ausstrom folgt direkt den Konturlinien der Topographie und zeigt an seinem südlichen Rand die Bildung schwacher Rezirkulationszellen. Diese bestehen im wesentlichen aus Umgebungswasser, das Mittelmeerwassersignal ist auf den Randstrom konzentriert.

sich leichte Variationen in der Strombreite und Geschwindigkeit feststellen, die durch den als kleine Barriere wirkenden Portimao-Kanyon jedoch gedämpft werden, so daß am Kap St. Vincent fortwährend ein Unterstrom mit nahezu konstanter Geschwindigkeit ankommt. Trotz der hohen westwärtigen Geschwindigkeiten entstehen in dem Modell nur geringe Gegenströmungen in der Größenordnung von  $O(0.1 \text{ m/s})$ . Diese Gegenströmungen liegen zumeist auf der der Topographie abgewandten Seite des Unterstroms und haben eine größere horizontale und vertikale Ausdehnung als der Unterstrom selbst. Es sind auch Gegenströmungen in den oberen Schichten zu finden, die ebenso wie der Unterstrom entlang der seitlichen Berandung aber in entgegengesetzter Richtung strömen.

Die Dichteanomalie des Jets zwischen Portimao Kanyon und Kap. St. Vincent gegenüber der entsprechenden Hintergrunddichte in dieser Tiefe beträgt  $0.28 \text{ kg/m}^3$  (Abb. 19). Das Maximum

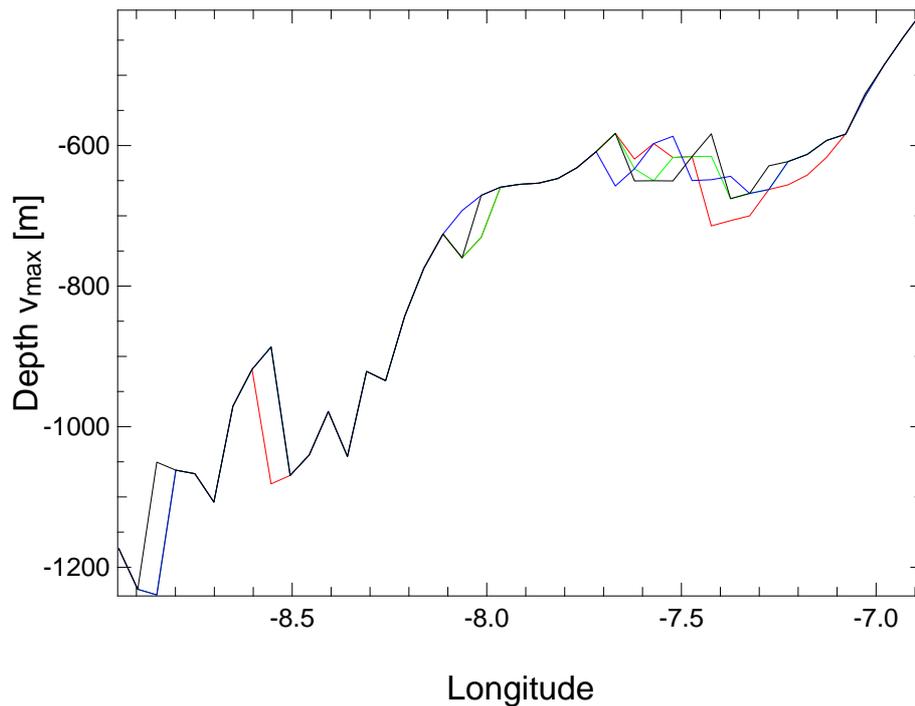


Abbildung 21: Tiefe des Geschwindigkeitsmaximums entlang der westwärtigen Ausbreitungsrichtung des Unterstroms. Die Farben geben verschiedene Tage an (rot= 60d, grün= 110d, blau=160d, schwarz=210d). Die lokale Tiefe ändert sich während des Gesamtexperiments nur unwesentlich. Während der Ausbreitung des Unterstroms nach Nordwesten auf der relativ schwach geneigten Topographie beträgt die Tiefe nahezu konstant 650 m, erst im Bereich des Portimao Kanyons sinkt der Strom deutlich ab. Dies korreliert mit dem Anstieg der Geschwindigkeit und des Transports.

der Dichteanomalie liegt in der Bodenschicht und verändert seine Lage während des gesamten Modellexperiments nur wenig. Das Absinken des Unterstroms läßt sich durch eine Zunahme des Entrainments aufgrund der höheren Geschwindigkeit und der steileren Topographie erklären. Abb. 22 zeigt, daß der westwärtige, meridional integrierte Transport während der Absinkphase deutlich zunimmt. Auf der steilen Topographie hat der Unterstrom eine größere vertikale Ausdehnung, so daß unterstützt durch die zunehmende Geschwindigkeit die Vermischung mit dem Umgebungswasser zunimmt. Damit der Strom absinkt, muß die Vermischung vornehmlich an der unteren Seite des Stroms entlang der Topographie stattfinden, so daß dichteres Umgebungswasser in den Jet hineingemischt wird.

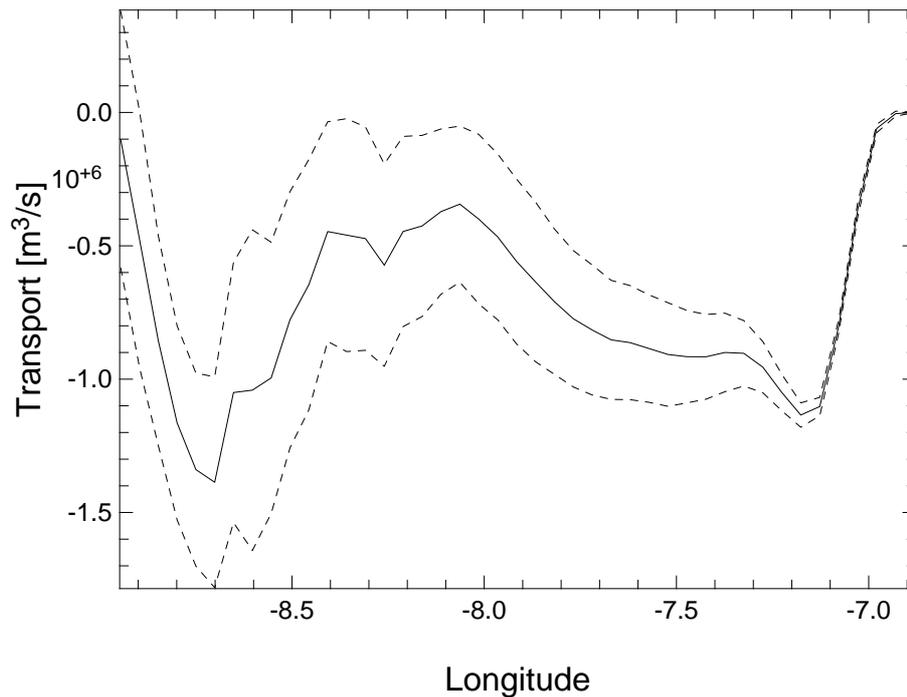


Abbildung 22: Zeitlich gemittelter und meridional integrierter, westwärtiger Transport des Unterstroms in dem Bereich der positiven Salzanomalie (durchgezogene Linie) und die zugehörige Standardabweichung (gestrichene Linien). Die Abnahme des Transports westlich von  $8.5^{\circ}\text{W}$  ist durch Änderung der Stromrichtung nach Norden zu erklären.

Das Prozeßmodell erzeugt im Vergleich zu Beobachtungen einen sehr stabilen Unterstrom, der das Kap St. Vincent in einer Tiefe erreicht, die durch Messungen bestätigt werden kann. GIBBS und AMBAR (1998) zeigen auf einem Meridionalschnitt des Salzgehalts ein deutlich ausgeprägtes Salzsignal, das sich vertikal von 500 m bis 1500 m direkt an die Topographie anlegt. Die lokale Beschleunigung des Unterstroms im Bereich östlich des Portimao Kanyons kann durch Beobachtungen bisher nicht bestätigt werden, da hier bisher noch keine Verankerungen ausgelegt worden sind. Die Geschwindigkeiten, die das Prozeßmodell jedoch für den Bereich des Portimao Kanyons angibt, decken sich mit beobachteten Verankerungsdaten von SERRA und AMBAR (2000), die hier Maximalgeschwindigkeiten von  $0.8\text{ m/s}$  angeben, doch führen die Autoren diese hohen Geschwindigkeiten auf das Vorhandensein eines zyklonalen Wirbels in diesem Zeitraum an. Die mittleren Geschwindigkeiten aus den Verankerungsdaten liegen an diesem Ort mehr zwischen  $0.2\text{ m/s}$  und  $0.4\text{ m/s}$ , diejenigen aus dem Prozeßmodell bei  $0.5\text{ m/s}$ .

Ein Grund für die leicht höheren Geschwindigkeiten im Modell ist die ausgeprägte Stabilität des Unterstroms, die auf die geglättete Bodentopographie zurückzuführen ist. Diese erzeugt weniger Instabilitäten im Unterstrom, sondern stabilisiert diesen über den topographischen  $\beta$ -Effekt noch zusätzlich.

Der Randstrom im Prozeßmodell zeigt keine Aufspaltung in ein unteres und oberes Stromband im Golf von Cadiz. Die fehlende Zweiteilung des Randstroms läßt sich zum einen dadurch erklären, daß die geglättete Topographie kleinskalige Störungen in den Bodenformationen nicht ausreichend wiedergibt. Zum anderen werden zur Erzeugung eines im gesamten Modellgebiet konstanten Hintergrundprofils hydrographische Daten aus dem iberischen Becken benutzt, da die dort vorhandene Schichtung möglicherweise einen Einfluß auf die Bildung von Wirbeln in der Tiefe des Mittelmeerwassersignals hat. Somit trifft der Mittelmeerausstrom immer auf die gleiche vertikale Schichtung, so daß es zu keiner Veränderung der Diffusion aufgrund von unterschiedlichen Wassermassen auf dem Ausbreitungspfad kommt. Es wird jedoch allgemein angenommen, daß die im Golf von Cadiz horizontal getrennten Strombänder durch die an Steilheit zunehmende Topographie zwischen Portimao Kanyon und Kap St. Vincent wieder zusammengeführt werden und sich dort zu einem Stromband verbinden. Das Salzsinal im Prozeßmodell erstreckt sich von einer Tiefe von 650 m bis 1200 m, deckt also den Tiefenbereich des beobachteten Salzsinalns komplett ab.

## 4.2 Der Randstrom im POP-Modell

Vergleicht man die Bildung des Unterstroms im Prozeßmodell mit den Daten aus dem POP-Modell, so findet man in den wesentlichen Punkten eine Übereinstimmung. Wenige Gitterpunkte westlich der Straße bildet sich ein Dichtegefällstrom, der entlang der Topographie nach Nordwesten fließt und das Salzsinal mitadvehiert. Der Strom ist sehr schmal und wird in der Regel nur durch wenige Gitterpunkte in der Horizontalen wie auch Vertikalen aufgelöst. Er folgt der Topographie und sinkt in seinem späteren Verlauf auf 1022 m ab, die mittlere Geschwindigkeit in dem schmalen Stromband liegt zwischen 0.5 m/s und 0.7 m/s. Durch die Form der Topographie wird der Strom kurz vor dem Kap St. Vincent in seiner bisherigen Richtung blockiert. Dadurch, daß der Strom in seiner Breite auf wenige Boxen verteilt ist, entsteht an Stellen, wo die seitliche Berandung einspringende Kanten aufweist, eine erhöhte Turbulenz, die zu einer Verstärkung der Vermischung führt. Daraus resultiert eine vertikale Verteilung des Dichtesignals, so daß der Strom nun auch in der tieferen Schicht bis 1200 m zu finden ist und seine Geschwindigkeit auf 40 cm/s verringert wird. Am Kap selbst wird der Hauptstrom nur noch durch ein oder zwei

Gitterboxen in der Horizontalen aufgelöst. Dies deckt sich mit Beobachtungen aus dem Prozeßmodell. Die starke Zunahme des Topographiegradienten führt dazu, daß die Strömungen aus Modellboxen, die durch Stufen in der Modelltopographie vertikal getrennt waren, sich übereinanderschieben und so ein sehr schmales Stromband erzeugt wird. In dem  $z$ -Level Modell findet also eine sehr abrupte Veränderung der Topographie von einem schwach aufgelöstem Topographiegradienten zu einer reinen seitlichen Berandung statt. Damit verliert der Unterstrom kurz vor dem Kap St. Vincent den Kontakt zum Boden.

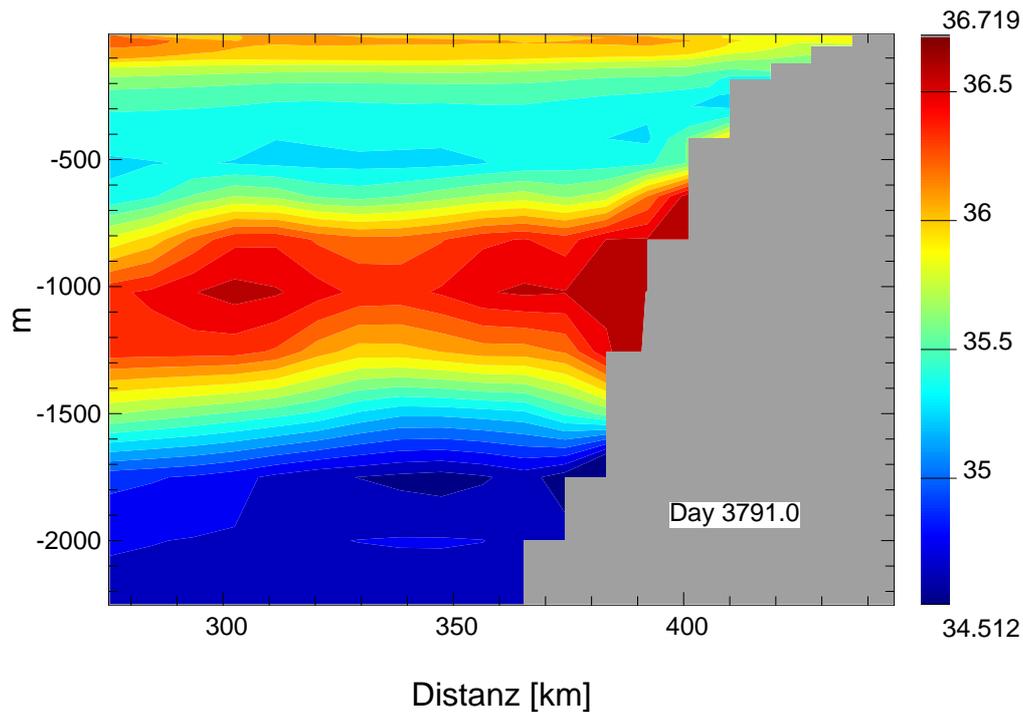


Abbildung 23: Meridionalschnitt für den Salzgehalt östlich des Kap St Vincent und westlich des Portimao Canyons ( $8.8^{\circ}\text{W}$ ) im POP-Experiment (vgl. rechte Abb. 19 für das Prozeßmodell). Der erhöhte Salzgehalt im Randstrom beschränkt sich hier auf wenige Boxen direkt über der Topographie. Auch weiter vom Randstrom entfernt finden sich Patches mit erhöhtem Salzgehalt. Dies deckt sich mit Beobachtungen von GIBBS und AMBAR (1999).

Berechnet man für das POP-Modell den westwärtigen Transport in den Schichten mit einem Salzgehalt größer als  $36.55 \text{ psu}$  am Kap St. Vincent und vergleicht diesen mit dem Transport in der Ausstromregion, so zeigt sich ein Anstieg des Transportvolumens von  $3.9 \text{ Sv}$  am Kap gegenüber  $1.2 \text{ Sv}$  in der Straße von Gibraltar. Dies deckt sich mit den Messungen, die bisher aus

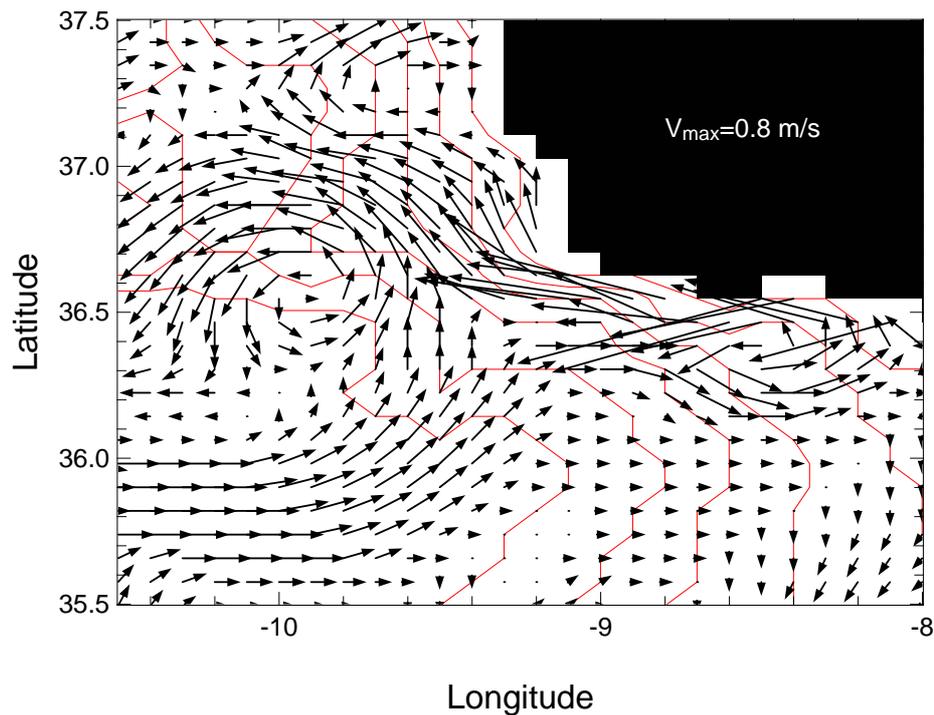


Abbildung 24: *Horizontalgeschwindigkeiten im POP-Experiment am Tag 2891 in einer Tiefe von 1022 m. Es sind deutlich zwei Rezirkulationszellen zu unterscheiden, ähnlich zu den Ergebnissen im Prozeßmodell. Diese sind hier jedoch nicht stationär. Die Störungen am Kap St. Vincent, die durch die Bildung von Wirbeln aus der Rezirkulation entstehen, wirken sich auf den Unterstrom aus, der dadurch eine zeitliche Variabilität zeigt. Auch hier findet man den Unterstrom in dieser Tiefe erst östlich des Portimao Kanyons.*

der Literatur bekannt sind, die eine Verdreifachung des Ausstromtransports aufgrund von Entrainment angeben. Diese Werte decken sich mit denen des Prozeßmodells (vgl. Abb. 19). Die Anomalie des Salzsignals gegenüber dem Hintergrund beträgt  $0.4 \text{ psu}$ , doch ist zu bedenken, daß das POP-Modell von einer Levitusklimatologie startet, die aufgrund der Interpolation und wohl auch aufgrund der relativ vielen Messungen, die vor allem im Mittelmeerwasserausstrom durchgeführt wurden, möglicherweise einen erhöhten mittleren Salzgehalt in der Hintergrundsichtung aufweisen kann. Aus neueren Messungen von GIBBS und AMBAR (1999) geht hervor, daß die Salzanomalie des Unterstroms gegenüber dem Hintergrundsignal  $0.5 \text{ psu}$  betragen kann. Diese Angaben sind direkt mit den Ergebnissen des Prozeßmodells zu vergleichen, obwohl hier ein konstantes Hintergrundfeld für die gesamte Ausstromregion angenommen wurde. Betrachtet

man die Zeitreihen der Transporte in der Straße von Gibraltar und am Kap St. Vincent für das POP-Modell, so zeigen an beiden Stellen die Transporte Schwankungen, die jedoch nicht direkt miteinander korreliert sind. Diese Schwankungen sind wesentlich schwächer als in den Beobachtungen, wo es in einigen Fällen sogar zu einer Stromumkehr in der Straße kommen kann. Dies wird für die Straße von Gibraltar mit Gezeiten erklärt, doch zeigen auch Verankerungsmessungen östlich des Kap St. Vincent starke Änderungen in der Geschwindigkeitsrichtung des Unterstroms (SERRA & AMBAR, 2000).

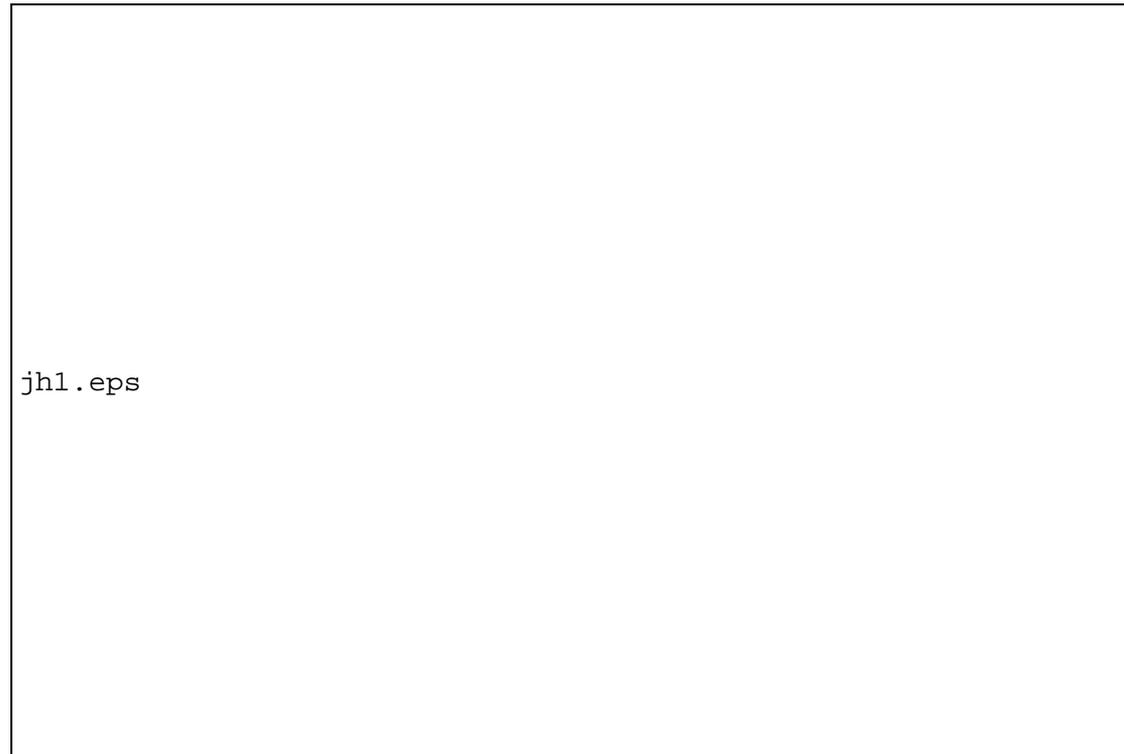


Abbildung 25: *Temperatur und Salzgehalt am Kap St. Vincent aus Messungen von KÄSE und ZENK (1996). In den Beobachtungen ist eine klare Unterscheidung eines oberen und unteren Maximums im Randstrom zu erkennen.*

Die Autoren geben lokale Wirbelbildung im Unterstrom als Ursache dafür an. Da nur die Daten für einen begrenzten Zeitraum des Modellaufs vorliegen, kann auch nicht ausgeschlossen werden, daß die Schwankungen an der iberischen Südküste letztendlich rücklaufende Signale der Instabilitätsereignisse direkt am Kap sind. Es wird jedoch deutlich, daß die Bildung von

Meddies am Kap St. Vincent nicht direkt durch Schwankungen im Ausstrom “getriggert” werden, da diese Schwankungen auf einer kleineren Zeitskala stattfinden als die Periodizität der Wirbelbildung, die am Kap beobachtet werden kann.

Insgesamt erzeugt das Prozeßmodell wie auch das POP-Modell im Bereich des Kap St. Vincent einen realistischen, zeitlich konstanten Unterstrom mit den richtigen hydrographischen Eigenschaften, in der für die Meddy-Bildung wichtigen Tiefe von 1200 *m* Tiefe. Das während des gesamten Modellexperiments gleichbleibende Signal des Unterstroms im Prozeßmodell ist im Hinblick auf die Zielsetzung der Untersuchungen der Meddy-Erzeugung als Vorteil zu sehen, da damit die Menge der möglichen Bildungsprozesse reduziert und somit die Untersuchung der grundlegenden Prozesse vereinfacht wird. Auch das POP-Modell zeigt geringere Schwankungen im Randstrom als in den Beobachtungen gefunden werden. Die Schwankungen in diesem Modell werden vor allem durch Wirbelprozesse am Kap St. Vincent erzeugt, die auf den Randstrom rückwirken (siehe Kap. 5.2 auf Seite 71).

## 5 Wirbelbildung im iberischen Becken

Die Ausführungen des vorhergehenden Kapitels haben gezeigt, daß im Prozeßmodell der Mittelmeerausstrom als stabiler Unterstrom das Kap St. Vincent erreicht. Die Bodentopographie ändert an diesem Ort ihren Verlauf von einer generellen West-Ost-Richtung abrupt in eine nord-südliche Richtung. Das Kap St. Vincent wird in der Literatur als einer der Hauptorte der Wirbelbildung identifiziert. So zeigen die Trajektorien von Floats, die im Bereich des Kaps ausgesetzt wurden, daß sich hier sowohl zyklonale als auch antizyklonale Wirbelstrukturen bilden. Von diesen zeigen jedoch nur die antizyklonalen Wirbel eine deutliche Translation, zumeist in das iberische Becken. Einige der Trajektorien folgen jedoch auch weiterhin der Topographie nach Norden und markieren den Verlauf eines Teils des Mittelmeerausstroms, der als Unterstrom weiter der Westküste der iberischen Halbinsel folgt (RICHARDSON ET AL., 2000; SERRA & AMBAR, 2000). Im Folgenden wird die Bildung eines Meddies im Prozeßmodell beschrieben und danach mit Ergebnissen aus dem beckenweiten Modell verglichen. Der in den beiden Modellen beobachtete Vorgang der Meddybildung wird dann in Bezug zu den bisherigen aus der Literatur bekannten Messungen im iberischen Becken gesetzt.

### 5.1 Entstehung eines Meddies im $\sigma$ -Koordinaten-Modell

Nachdem der Randstrom im SCRUM-Modell das Kap St. Vincent passiert hat, löst er sich nur kurz von der Topographie, wobei Sensitivitätsstudien eine Abhängigkeit des Ablöseortes von der Bodenreibung zeigen. Eine erhöhte Bodenreibung hat eine frühere Ablösung zur Folge. Trotz der Ablösung breitet sich der Strom jedoch nicht weit nach Westen aus, sondern wendet sich nach Norden und trifft wieder auf die Topographie, der er nun weiterhin folgt. Dennoch erzeugt die kurze Ablösung stromabwärtige Instabilitäten im Jet. Auch wenn eine generelle Tendenz des nordwärtigen Unterstroms zu beobachten ist, der Topographie weiter entlang der portugiesischen Westküste zu folgen, beginnt der Unterstrom sich im weiteren Verlauf erneut von der Topographie zu lösen. Zwischen dem Tejo-Plateau und dem Kap St. Vincent bildet sich in dem abgelösten Strom ein Mäander. Gleichzeitig entsteht auf der Westseite des Unterstroms ein Wirbelsystem, bestehend aus zyklonalen und antizyklonalen Strukturen. Dieses Wirbelsystem wird im Westen durch den topographischen Einfluß der Gorringe Bank in seiner westwärtigen Ausdehnung eingeschränkt. Dies führt dazu, daß der Mäander von der Topographie gelöst bleibt, sich verstärkt und weiter anwächst. Dennoch erreicht ein Teil des Mittelmeerausstroms das Tejo-Plateau und folgt diesem weiter nach Nordwesten (vgl. Abb 26 Tag 73). Schließlich bildet sich

aus dem Mäander eine geschlossene, antizyklonale Rezirkulation, die weiterhin durch den Unterstrom angetrieben wird. Es hat sich ein antizyklonaler Wirbel gebildet, der sich noch nicht abgelöst hat. Die beiden kleineren Wirbel südlich der Antizyklone stehen in einer starken Wechselwirkung miteinander, so daß vor allem die zyklonale Vorticitystruktur zwischen den beiden Antizyklonen während des nun einsetzenden Ablösevorgangs des Meddies deutlich ihre Form verändert.

Dieses System bleibt nicht stationär. Der Meddy bewegt sich entlang der Südflanke des Tejo-Plateaus nach Nordwesten und löst sich hier von der Topographie und beginnt daraufhin nach Westen zu wandern (Abb. 26 Tag 108). Der Ablösevorgang wird deutlich durch die sich verstärkende Zyklone unterstützt, die jedoch während der Ablösung des Meddies zu einem langgezogenen Band zyklonaler Vorticity deformiert wird. Auch nördlich des Meddies bildet sich während der Ablösung eine kleine, zyklonale Rotationszelle aus. Der kleinere, antizyklonale Wirbel auf der Breite des Kap St. Vincent hat sich währenddessen wieder auf die Küste zu bewegt und wird dort im weiteren Verlauf der Modellintegration durch den beständig nordwärts setzenden Unterstrom abgebaut. Nachdem der Meddy sich vollständig von der Topographie des Tejo-Plateaus abgelöst und dabei weiter nach Westen bewegt hat, besitzt er einen Durchmesser von 110 km und ist damit deutlich größer als die zuvor weiter im Süden gebildeten, instabilen Wirbel. Entlang der Topographie der iberischen Küste baut sich wieder ein durchgängiger Randstrom auf, der nun aufs neue beginnt, mit den verbleibenden Vorticitystrukturen zu interagieren, und eine neue, sich verstärkende Rezirkulation südlich des Tejo-Plateaus wird gebildet (Abb. 26 Tag 158). Die Bildung eines neuen Meddies beginnt.

Der abgelöste Meddy zeigt eine westwärtige Translation, bis er auf den Rand des Modellgebietes trifft. Er wird dort nach Süden abgelenkt und kommt in den Einfluß der Gorrige Bank, an der der Wirbel im weiteren Verlauf der Modellintegration zerfällt. Dieser Vorgang ist durch das begrenzte Modellgebiet unvermeidlich. Doch aus dem später dargestellten Vergleich mit den Ergebnissen aus dem POP-Modell ist abzuleiten, daß ein am Tejo-Plateau einmal abgelöster Wirbel weiter nach Westen wandern würde.

Die vertikale Struktur des Meddies verändert sich während des Ablöseprozesses. Die Abbildung 27 zeigt die Entwicklung der Dichtschichtung im Rotationszentrum des sich bildenden Meddies an den gleichen Tagen, die auch in Abbildung 26 gezeigt sind. Die vertikale Dichteverteilung des Wirbels zeigt die für Meddies typische Anordnung von zwei übereinanderliegenden Anomalien mit entgegengesetztem Vorzeichen. Dabei ist die obere, positive Anomalie gegenüber der Dichteschichtung des Hintergrundfeldes stärker ausgeprägt. Sie beträgt  $0.16 \text{ kg/m}^3$  und liegt in

## 5.1 Entstehung eines Meddies im $\sigma$ -Koordinaten-Model

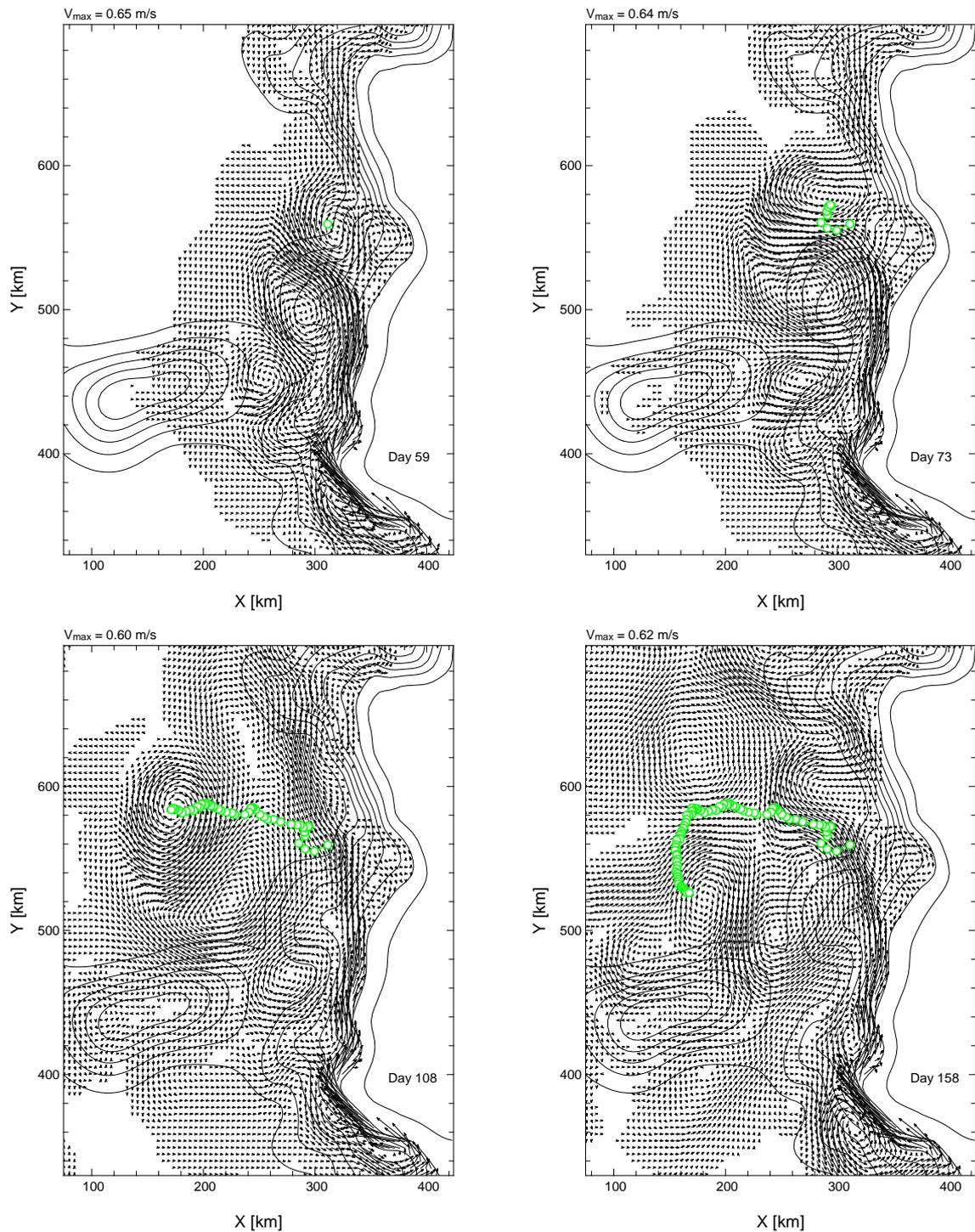


Abbildung 26: Geschwindigkeitsvektoren auf 1000 m Tiefe an den Tagen 59, 73, 108, 158. Das konturierte Feld stellt die Topographie mit einem Konturabstand von 500 m dar. Darüber liegt als grün markierte Kurve der Translationspfad des Meddies. Man erkennt, dass der zweite Meddy am gleichen Ort entsteht.

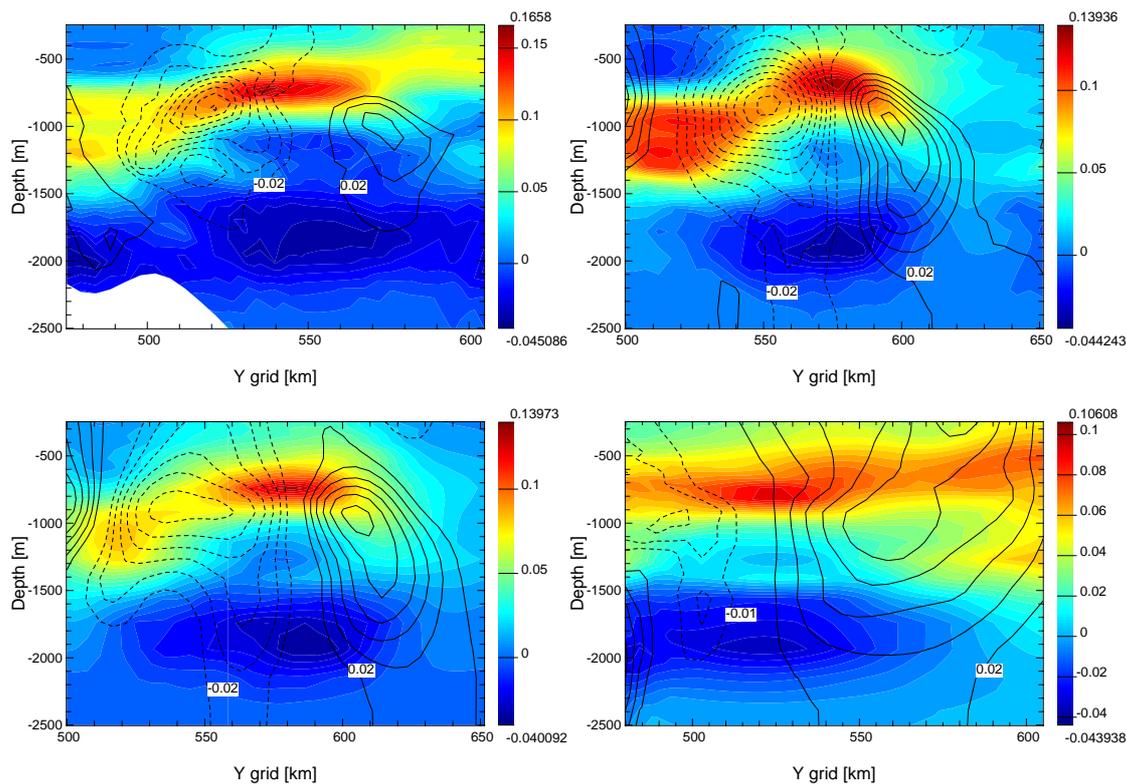


Abbildung 27: Meridionalschnitte der Dichteanomalie gegenüber dem Anfangsdichtefeld (farblich konturiert in  $\text{kg}/\text{m}^3$ ) und der zonalen Geschwindigkeitskomponente (liniert, nach Westen negativ und gestrichelt in  $\text{m}/\text{s}$ ) an den Tagen 59, 73, 108, 158. Die Schnitte durchlaufen das Zentrum des Wirbels. Süden ist jeweils auf der linken Bildseite. Der Konturabstand für die Linien des Geschwindigkeitsfeldes beträgt  $0.02 \text{ m}/\text{s}$

einer Tiefe zwischen  $700 \text{ m}$  und  $900 \text{ m}$ . Die untere, negative Anomalie erreicht einen Wert von  $-0.05 \text{ kg}/\text{m}^3$  und erstreckt sich vertikal von  $1600 \text{ m}$  bis  $1900 \text{ m}$ . Die beiden Zentren der Anomalien sind zu Beginn der Ablösung horizontal gegeneinander um  $10 \text{ km}$  verschoben, so daß während des Anwachsens des Mänders dieser keine senkrechte Rotationsachse besitzt (Abb. 27 links oben). Auf der Südseite des Meddies wird die westwärtige Geschwindigkeitskomponente deutlich durch die südliche Zyklone verstärkt. Auch die positive Dichteanomalie erstreckt sich auf der Südseite des Meddies in eine größere Tiefe. Die beiden Anomalien sind durch eine vertikal ausgedehnte Schicht mit einer geringen Abweichung von der Hintergrundschichtung getrennt.

Die Konturdarstellung der zonalen Geschwindigkeitskomponente zeigt, daß das Geschwindigkeitssignal des Wirbels zu diesem Zeitpunkt auf den Tiefenbereich von 500 m bis 1400 m begrenzt ist. Dies ändert sich während des weiteren Ablöseprozesses. Zuerst wird das Geschwindigkeitssignal horizontal symmetrisch und dehnt sich vor allem nach unten hin weiter aus (Abb. 27 rechts oben). Die westwärtige Geschwindigkeitskomponente im Süden des Wirbels besitzt dabei auch noch ein Signal in flacheren Tiefen. Dieses wird durch die Zyklone verstärkt, die sich nun auch deutlich herausbildet. Die Dipolstruktur ist auch in der Schichtung deutlich zu sehen, die eine zweite positive Dichteanomalie im Süden zeigt, die jedoch in der Tiefe von 800 m bis 1400 m liegt, also tiefer als in dem antizyklonalen Wirbel. Nachdem der Meddy sich vollständig von der Topographie gelöst hat und weiter nach Westen in das iberische Becken gewandert ist, hat sich der Dipolcharakter wieder abgeschwächt und der Meddy hat eine größere horizontale Ausdehnung. Die Zentren der Dichteanomalien liegen nun auch direkt übereinander. Auch auf der Nordseite besitzt der Wirbel nun in den oberen Schichten ein Geschwindigkeitssignal. Während des Ablöseprozesses verstärkt die Zyklone auf der Südseite des Meddies also die Rotationsgeschwindigkeit, wodurch der Wirbel um die Zyklone nach Westen herumgeführt wird. Wenn der Meddy sich dadurch von der Topographie gelöst hat, wird der Kontakt zu der Zyklone, die zunächst eine geringe westwärtige Translation zeigt, schwächer und die Antizyklone kann sich ungehindert zu einem rotationssymmetrischen Wirbel adjustieren (Abb. 27 links unten). Die Zyklone ist ein verstärkender Bestandteil sowohl des Bildungs- als auch des Ablöseprozesses.

Dieser Vorgang wird noch deutlicher, wenn man das Feld der relativen Vorticity während der Entstehung und Ablösung des Meddies untersucht. Der nordwärtige Randstrom zeichnet sich durch eine positive Vorticity aus, bis er einen Mäander bildet und sich von der Topographie löst. Nach der Ablösung des Randstroms durch Instabilitäten im Strom selbst und durch die Wechselwirkung mit kleineren Wirbeln auf seiner westlichen Seite entsteht ein Band negativer Vorticity, das ebenfalls mit den Wirbeln im Becken interagiert. Aus dem Band entwickelt sich nun ein abgeschlossener Wirbel, d.h. eine isolierte negative Vorticitystruktur, die umgeben ist von Bändern von zyklonaler Vorticity, die aus dem Hintergrundfeld entstehen. Durch die Rotation des antizyklonalen Wirbels wird die zyklonale Rotation an der Südseite des Wirbels verstärkt, wodurch die Bildung eines geschlossenen, zyklonalen Wirbels unterstützt wird. Dieser bleibt anfänglich noch an der Topographie. Der sich westwärts bewegende Meddy advehiert einen Teil der zyklonalen Vorticity mit nach Westen, so daß die Zyklone durch ein langgezogenes Band zyklonaler Vorticity mit dem Meddy verbunden bleibt. In den vertikalen Schnitten der relativen Vorticity in Abbildung 28 zeigt sich, daß die zyklonalen Vorticitystrukturen eine deutlich ausgeprägte Verbindung bis zum Boden haben. Auch der Meddy besitzt ein schwächeres, intermediäres, unteres Maximum in der relativen Vorticity in einer Tiefe von 1700 m (Abb. 28 unten links). Nach der

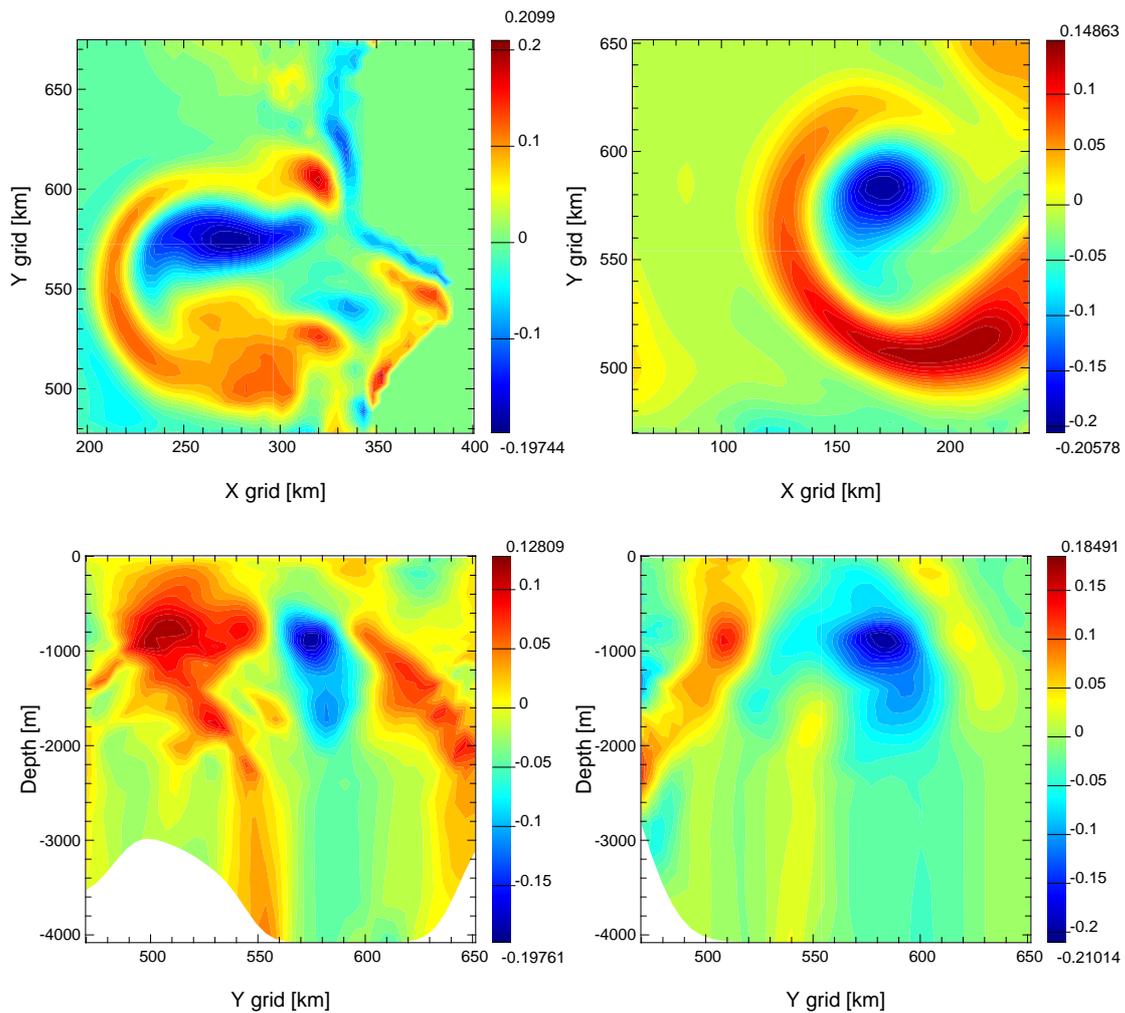


Abbildung 28: *Oben: Horizontale Schnitte der relativen Vorticity skaliert mit der planetarischen Vorticity  $f$  an den Tagen 75  $d$  und 108  $d$ . Unten: Die entsprechenden Meridionalschnitte durch das Zentrum des Meddies an den entsprechenden Tagen.*

völligen Ablösung des Meddies am Tag 108  $d$  hat sich dieses tiefere Maximum abgebaut und der Meddy hat den Kontakt zur Topographie verloren. Er besitzt nun eine vertikal und horizontal isolierte antizyklonale Struktur. Die Abbildung zeigt auch, daß sich in einer Tiefe von 1800  $m$  eine weitere, wesentlich kleinere Dipolstruktur zwischen dem Meddy und der zugehörigen Zyklone aufgebaut hat, die jedoch nur über eine kurze Zeitspanne vorhanden ist.

Nachdem sich der Meddy um die Zyklone herum bewegt und er sich von der Topographie gelöst

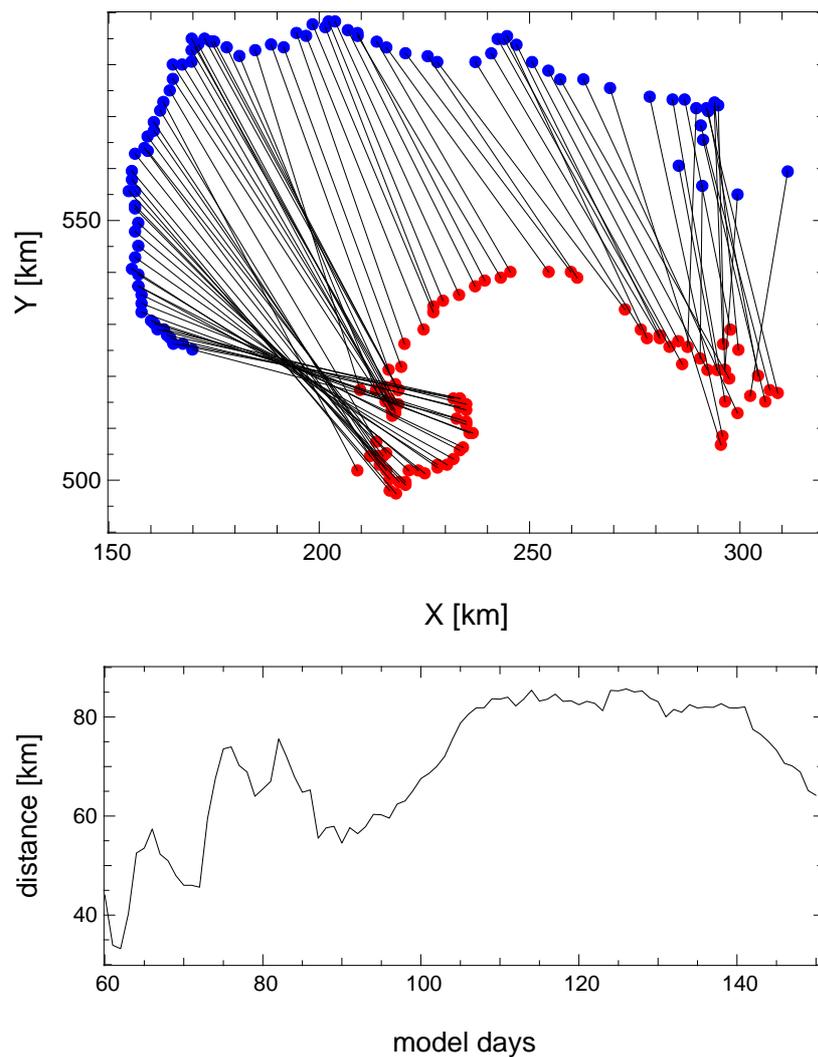


Abbildung 29: *Oben: Translationwege der Zentren des Meddies (blau) und der Zyklone (rot). Die einzelnen Punkte markieren die Lage der Zentren der Wirbel in einem zeitlichen Abstand von 1 d. Die zeitlich einander entsprechenden Punkte sind jeweils durch eine Linie verbunden. Unten: Zeitserie des Abstandes zwischen den Kernen des Meddies und der Zyklone.*

hat, beginnt auch die Zyklone selbst, sich vom Rand ins Innere des iberischen Beckens zu bewegen. In Abbildung 29 sind die horizontalen Translationspfade der zyklonalen (rot) und antizyklonalen (blau) Zentren des Wirbelsystems aufgetragen. Die Linien verbinden die Orte der jeweiligen Zentren zum gleichen Zeitpunkt. Vor allem während der Bildungsphase des Meddies

ist das Zentrum der zyklonalen Vorticity nicht eindeutig festzustellen, da es an verschiedenen Orten kleinere, zusammenhängende zyklonale Gebiete gibt (siehe Abb. 28 links, oben). Dies erklärt die Streuung der Orte des zyklonalen Zentrums am rechten Bildrand in der oberen Abbildung 29. In dem darunter liegenden Bild ist die zeitliche Entwicklung des Abstands der beiden Zentren voneinander dargestellt. Es ist zu sehen, daß der Meddy sich zunächst schneller als die Zyklone nach Westen bewegt, die sich erst später ablöst. Das System bewegt sich dann kurze Zeit fast parallel nach Westen, bis die Zyklone in den Bereich der Gorringe Bank kommt und dort in der weiteren Ausbreitung gebremst wird. Auffallend ist, daß in dieser Phase der Abstand zwischen Meddy und Zyklone zunimmt, was auf die Ablösung des Meddies von der Zyklone hinweist. Der Meddy zeigt erst einige Zeit später einen abrupten Übergang auf eine südwärtige Translation, die eindeutig auf den westlichen Rand des Modellgitters zurückzuführen ist, wenn auch die Zyklone diesen Vorgang möglicherweise noch unterstützt. Wenn der Meddy in den Bereich der Gorringe Bank kommt, bewegt er sich auf diese zu und zerfällt schließlich. Die Zyklone verbleibt ebenfalls an der Gorringe Bank, bewegt sich jedoch etwas nach Osten und nimmt dadurch wieder Einfluß auf das Wirbelfeld im Bereich des Randstroms nördlich des Kap St. Vincent.

Der Meddy löst sich also zunächst in einer Dipolstruktur ab, die sich über ein deutlich größeres Gebiet erstreckt, als der Meddy selbst einnimmt. Diese großräumige Struktur wird aus hydrographischen Daten allein nicht ersichtlich. Es zeigt auch, daß bisherige, zumeist auf die Region der Dichteanomalie eines Meddies beschränkte hydrographische Aufnahmen im Ozean möglicherweise nur einen Teil des dynamischen Gesamtsystems erfaßt haben. Vor allem Float-Trajektorien, die lediglich ein Bild der lokalen Dynamik wiedergeben, können ein solches Gesamtsystem nicht umfassend beschreiben, besonders wenn sie nicht in einem weiträumigen Gitter ausgelegt werden, sondern nur in dem Randstrom oder auf einem Schnitt normal zum Randstrom. So gibt es eine Reihe von Float-Trajektorien, die sich vom Kap St. Vincent in einer geraden Bahn nach Nordwesten in das iberische Becken erstrecken (BOWER ET AL., 1995; OLIVEIRA ET AL., 2000; SERRA & AMBAR, 2000). Interpretiert man diese Translation im Hinblick auf die Ergebnisse des Prozeßmodells, so können diese Bahnen durch einen sich weiter nördlich ablösenden Wirbel erklärt werden. Die Trajektorien würden in diesem Fall vornehmlich Gebiete durchlaufen, die durch langgestreckte zyklonale Bänder gekennzeichnet sind.

Die Frage, ob sich ein isolierter Meddy oder ein Dipol ablöst, hängt also nur davon ab, wie stark die Wechselwirkung des zyklonalen Wirbels mit dem Randstrom, der Hintergrundvorticity und vor allem der Topographie der Gorringe Bank ist. An der Bildung des Meddies ist aber immer eine zyklonale Vorticitystruktur beteiligt und zwar schon bei der Ablösung des Randstroms von

der Topographie wie auch bei der späteren Bildung selbst. Nach der weiteren westwärtigen Bewegung des Meddies im Prozeßmodell ist dieser von einem Band zyklonaler Vorticity umgeben. Die Zyklone hat auch längere Zeit nach der Bildung des Meddies noch einen Einfluß auf dessen Translationsrichtung. Dieser Vorgang wird auch teilweise in Ergebnissen des weiter unten betrachteten POP-Modells deutlich (vgl. Abb. 32 auf Seite 68).

Aus den Abbildungen der horizontalen relativen Vorticity-Verteilung ist zu ersehen, daß der Wirbel vor allem während des Ablösungsprozesses eine hohe Exzentrizität besitzt, die sich in der weiteren Entwicklung abbaut (vgl. Abb. 28). Bei Tankexperimenten und aus Untersuchungen zur Wirbelwanderung sind ebenfalls elliptische, antizyklonale Wirbel beobachtet worden. So zeigte BORMANS (1992), daß Wirbel, die durch eine Injektionsmethode in einem Tank erzeugt wurden, am Anfang eine elliptische Form aufwiesen. Nach einigen Rotationsperioden bildeten sich entlang der äußeren Peripherie des Wirbels Filamente, die sich schließlich von dem Wirbel lösten und diesen so in eine rotationssymmetrische Form übergehen ließen. Dieser Wirbel war daraufhin für einige tausend Rotationsperioden stabil. Die Autorin nahm an, daß es sich dabei um eine Scherungsinstabilität handelt, d. h. die Geschwindigkeitsgradienten zwischen dem Rand des Wirbels und dem umgebenden, ruhenden Wasser waren zu Beginn des Experiments zu groß. Erst nach der Ablösung kleinerer Vorticitystrukturen kann sich ein stabiler, rotationssymmetrischer Wirbel aufbauen. Die Ablösung von Filamenten antizyklonaler Vorticity ist weder bei dem Bildungsprozess, wie auch während der Translationsphase des Meddies im Prozeßmodell nicht zu erkennen. Der Wirbel wird vielmehr durch den zyklonalen Wirbel im Süden und durch einen kleineren zyklonalen Wirbel an der Spitze des Tejo-Plateaus verformt (vgl. Abb. 28 links oben). Die beiden zyklonalen Wirbel "drängen" den Meddy aus dem Gebiet mit steilen Topographiegradienten heraus. Je weiter er sich von der Küste entfernt, umso mehr verliert sich der Einfluß der Zyklonen, und der Meddy kann eine rotationssymmetrische, stabile Form annehmen.

### 5.1.1 Eigenschaften eines abgelösten Meddies

Auch wenn die Bildung von Meddies bisher nur mit Hilfe von lagrangeschen Float-Messungen beobachtet worden ist, gibt es eine Vielzahl von Daten von einzelnen Wirbeln, vornehmlich aus dem iberischen Becken (KÄSE ET AL., 1989; TOKOS & ROSSBY, 1991; RICHARDSON ET AL., 2000), doch auch aus dem Gebiet süd-westlich des Kap St. Vincent (PRATER, 1992). Die Beobachtungen haben gezeigt, daß Meddies einige charakteristische Eigenschaften haben. In dem Prozeßmodell entsteht unter idealisierten Bedingungen ein antizyklonaler Wirbel, der die wesentlichen Merkmale eines Meddies aufweist. Sein horizontaler Durchmesser in der Tiefe des

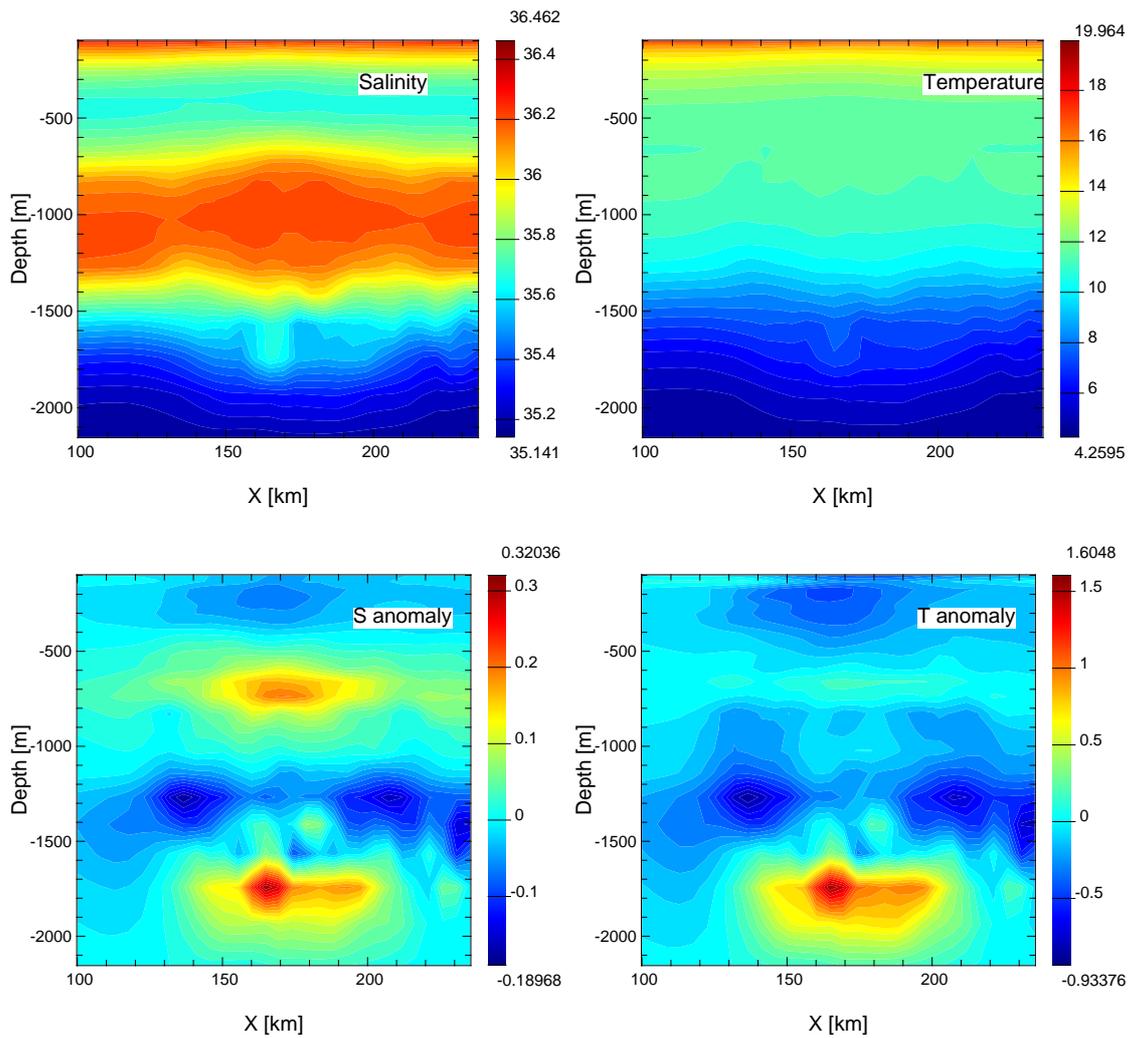


Abbildung 30: Vertikaler Zonalschnitte für Salzgehalt (links) und Temperatur (rechts) durch das Zentrum des Meddies am Tag 108. Darunter die entsprechenden Abbildungen der Anomalien. Die Dichteanomalie des Wirbels wird deutlich durch die Salzgehaltsanomalien geprägt.

Rotationsgeschwindigkeitsmaximums beträgt  $100 \text{ km}$ . Er hat eine vertikale Ausdehnung von etwa einem Kilometer wenn der Kern der negativen relativen Vorticity als Maß benutzt wird. Betrachtet man die vertikale Verteilung von Temperatur und Salzgehalt, so zeigt sich hier die typische Aufwölbung der Isohalinen und Isothermen über und unter dem Zentrum des Wirbels. Es besteht ein deutlich ausgeprägtes Salzgehaltsmaximum mit Werten von  $36.2 \text{ psu}$  in einer Tiefe von  $1000 \text{ m}$ . Die Temperatur zeigt nicht ein deutliches Maximum, sondern einen homogenen

Bereich im Kern des Wirbels mit einer Temperatur von  $12^\circ \text{C}$  (vgl. Abb. 30). Beobachtungen von SCHULTZ TOKOS ET AL. (1994) zeigen etwas höhere Werte für den Salzgehalt. Sie fand das Maximum der Temperatur in geringeren Tiefen (750 m), wohingegen das Maximum für den Salzgehalt in größeren Tiefen (1200 m) lag. KÄSE ET AL. (1989) fanden intermediäre Temperatur- und Salzmaxima mit ähnlichen Werten wie in den Modelldaten und ebenfalls in Tiefen von 1000 m. Der Meddy im Prozeßmodell besitzt also der Realität entsprechende hydrographische Werte und das obwohl der Wirbel sich aus dem Randstrom in ein Gebiet mit einer konstanten Hintergrundsichtung bewegt. Die Anomalien der Temperatur und des Salzgehaltes sind im Modell genau zu bestimmen, da die Werte für das Hintergrundfeld bekannt sind. In den Beobachtungen behält der Wirbel während seiner Propagation sein anfängliches Signal, aber bewegt sich durch ein Hintergrundfeld, das einen meridionalen Gradienten vor allem im Salzgehalt aufweist. Die Anomalien sind in den Beobachtungen also abhängig von der Entfernung zur Bildungsregion im östlichen iberischen Becken.

Angaben zu den Rotationsgeschwindigkeiten von Meddies wurden bisher überwiegend nur aus Float-Trajektorien abgeleitet. Diese haben den Nachteil, daß sie nur die Geschwindigkeit in einer bestimmten radialen Entfernung vom Zentrum des Meddies wiedergeben. HINRICHSSEN und LEHMANN (1995) führten einen Vergleich von geostrophisch bestimmten Geschwindigkeiten zu Messungen mit einem gefierten "Acoustic-Doppler Current Profiler" (ADCP) im iberischen Becken durch. Beide Meßmethoden ergaben im wesentlichen das gleiche Bild der horizontalen Geschwindigkeitsverteilung, wenn auch die direkten Geschwindigkeitsmessungen mit dem ADCP zum Teil größere Geschwindigkeiten auf einzelnen Profilen zeigten. Diese Abweichungen können mit den unterschiedlichen Meßmethoden erklärt werden, da die Berechnung der relativen Geschwindigkeit eine integrale Größe der Geschwindigkeit zwischen zweien hydrographischen Stationen ergibt, während die ADCP-Messungen die augenblickliche absolute Geschwindigkeit wiedergibt. Die Meddies im iberischen Becken sind also im wesentlichen geostrophisch balanciert. Die Autoren stellten bei der Verteilung der radialen Geschwindigkeit fest, daß vom Meddyzentrum aus die Rotationsgeschwindigkeit zunächst linear zunimmt bis sie ihr Maximum erreicht hat. Danach fanden sie in den Daten einen exponentiellen Abfall der Geschwindigkeit. PRATER (1992) konnte mit Hilfe von "Expandable Current Profiler" XCP-Profilen genauere Angaben zu den Geschwindigkeiten machen. Er untersuchte einen Wirbel im Golf von Cadiz, der deutlich kleiner war, als der Wirbel aus den Modelldaten. Er fand jedoch die gleiche radiale Geschwindigkeitsverteilung wie HINRICHSSEN und LEHMANN (1995).

In der linken Grafik in Abbildung 31 ist die radiale Verteilung der zonalen und meridionalen Geschwindigkeit dargestellt. Der Anstieg bzw. Abfall der Geschwindigkeit zum radialen Maxi-

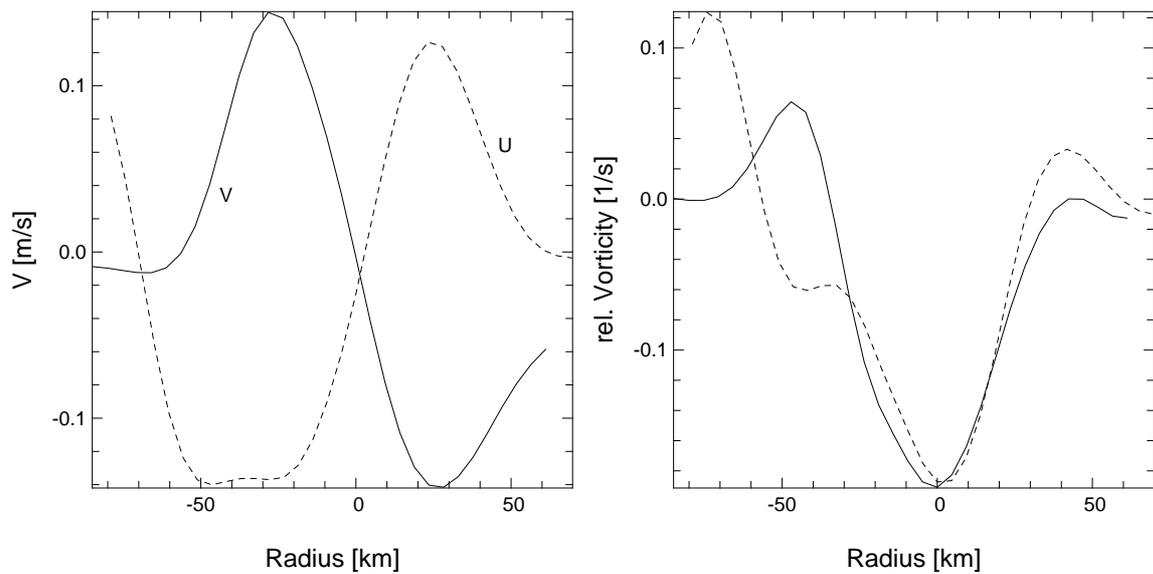


Abbildung 31: Horizontale Profile durch das Zentrum des Meddies für die Geschwindigkeit (links) und die relative Vorticity als Funktion des radialen Abstandes zum Wirbelzentrum (rechts).

mum ist jeweils linear. Die Zonalkomponente hat ein breiteres Maximum durch den zyklonalen Wirbel im Süden des Meddies. Die rechte Abbildung zeigt die Verteilung der relativen Vorticity, ebenfalls in zonaler und meridionaler Richtung. Auch hier ist das Vorhandensein der südlichen Zyklone schon im Inneren des Meddies zu beobachten. Die Antizyklone ist von einem Ring zyklonaler Vorticity umgeben, der eine Breite von 30 km besitzt.

## 5.2 Die Wirbelablösung im POP-Modell

Im vorangegangenen Abschnitt wurde bereits darauf hingewiesen, daß die im SCRUM-Modell beobachteten Vorgänge durch die Ergebnisse des POP-Modells bestätigt werden. Im Folgenden soll kurz gezeigt werden, wie die Wirbelablösung südlich des Tejo-Plateaus sich in einzelnen Punkten von dem Prozeßmodell unterscheidet und welche Ursachen dies hat. Die Interpretation dieser Unterschiede unter verschiedenen Gesichtspunkten wird in der abschließenden Diskussion der Arbeit gegeben.

In Abbildung 32 wird die Ablösung einer antizyklonalen Vorticitystruktur von der Westspitze

des Tejo-Plateaus in einer Zeitserie von Horizontalschnitten dargestellt. An der Südflanke des Tejo-Plateaus befindet sich im Anfang ein langgestrecktes Band zyklonaler Vorticity. Nördlich dieses Bandes, direkt an der Spitze des Plateaus bildet sich eine antizyklonale Vorticitystruktur, die mit dem zyklonalen Band in Wechselwirkung steht und eine kleine Zyklone ablöst, die um den sich bildenden Meddy herumadvehiert wird. Daraufhin beginnt sich auch hier der Meddy unter dem Einfluß der umgebenden zyklonale Wirbel zu einer Ellipse zu verformen, die zusammen mit der südlichen, nun ebenfalls isolierten Zyklone einen Dipol bildet, der sich von der Topographie ablöst. Anders als in dem Prozeßmodell zeigt die Zyklone jedoch nur eine geringe westwärtige Translation, während der Meddy sich deutlich nach Westen entfernt. Dies führt zu einer schnelleren Trennung der beiden Wirbel als in dem Prozeßmodell.

Trotzdem ist der Meddy auch auf seiner weiteren Translation von zyklonalen Vorticitystrukturen umgeben. Obwohl die Bildung des Meddies etwas später und damit weiter nördlich stattfindet, wird die Ablösung des Wirbels genauso wie im Prozeßmodell durch eine südliche Zyklone ermöglicht. Auch die zyklonale Struktur nördlich des Meddies ist in beiden Modellrealisierungen zu finden. Im POP-Modell ist eine stärkere Verformung des Meddies während der Bildung zu beobachten.

Dies wird auch in Abbildung 33 deutlich. Hier wird in Form einer Zeitserie die zeitliche Entwicklung der relativen Vorticity auf einem Meridionalschnitt auf  $12.7^{\circ}\text{W}$  in einer Tiefe von  $1020\text{ m}$  dargestellt. Die blau gekennzeichneten Gebiete mit deutlich negativer Vorticity zeigen Meddies, die den Schnitt kreuzen. Sie finden sich alle in einem schmalen geographischen Breitenband von  $36.5^{\circ}\text{N}$  bis  $39^{\circ}\text{N}$ . Die Wirbel auf der südlichen Seite des Bandes zeigen zudem eine deutlich stärkere Verformung während ihres Durchgangs, was auf ein höheres Maß an Wechselwirkung mit den rot gekennzeichneten Gebieten positiver Vorticity rückschließen läßt. Die Periode zwischen den Durchgängen der ersten vier Meddies beträgt im Mittel 150 Tage. Dem Durchgang eines Meddies geht immer eine zumeist schwächer ausgeprägte positive Vorticitystruktur voraus, oder die Folge der Meddies wird durch die Passage einer starken Zyklone unterbrochen (s. Tag 910). Abbildung 34 zeigt das zeitliche Mittel der Zeitserie aus Abbildung 33. Die Mittelung wurde getrennt für die mit  $f$  skalierte negative und positive Vorticity durchgeführt. Das Mittel zeigt, daß auf dem Meridionalschnitt zwei Bänder mit einem starken Anteil negativer Vorticity durch ein Band positiver Vorticity voneinander getrennt sind. Diese Aufteilung zeigt, daß Meddies im iberischen Becken nicht als isolierte Strukturen zu verstehen sind, sondern mit zyklonalen Wirbeln in ihrer Umgebung eine Gesamtstruktur bilden, die sich insgesamt nach Westen bewegt. Die durch die drei Bänder gezeigten bevorzugten Routen geben zudem einen Hinweis darauf, daß die zyklonalen und antizyklonalen Wirbel unterschiedliche Entste-

## 5.2 Die Wirbelablösung im POP-Modell

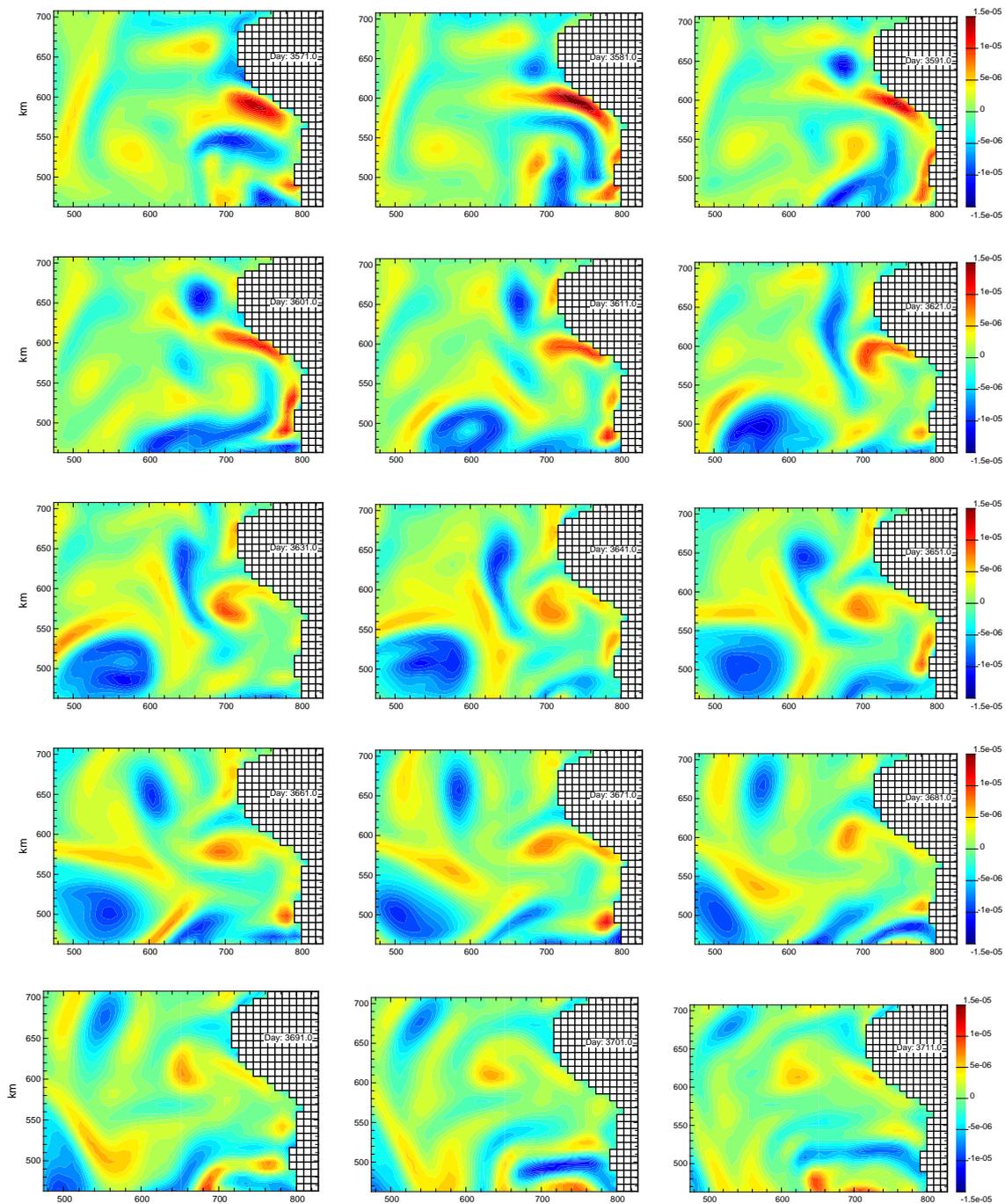


Abbildung 32: Zeitserie eines Horizontalschnitts der relativen Vorticity von der Südflanke des Tejo-Plateaus, die zeigt, wie sich ein antyzyklonaler Wirbel bildet, entlang der Topographie nach Nord-Westen wandert und sich an der Spitze des Tejo-Plateaus von der Topographie löst. Der Wirbel beginnt danach in westlicher Richtung zu wandern. Der Ablösevorgang wird durch die sich südlich des Ablöseortes bildende Zyklone deutlich beeinflusst.

hungsorte besitzen.

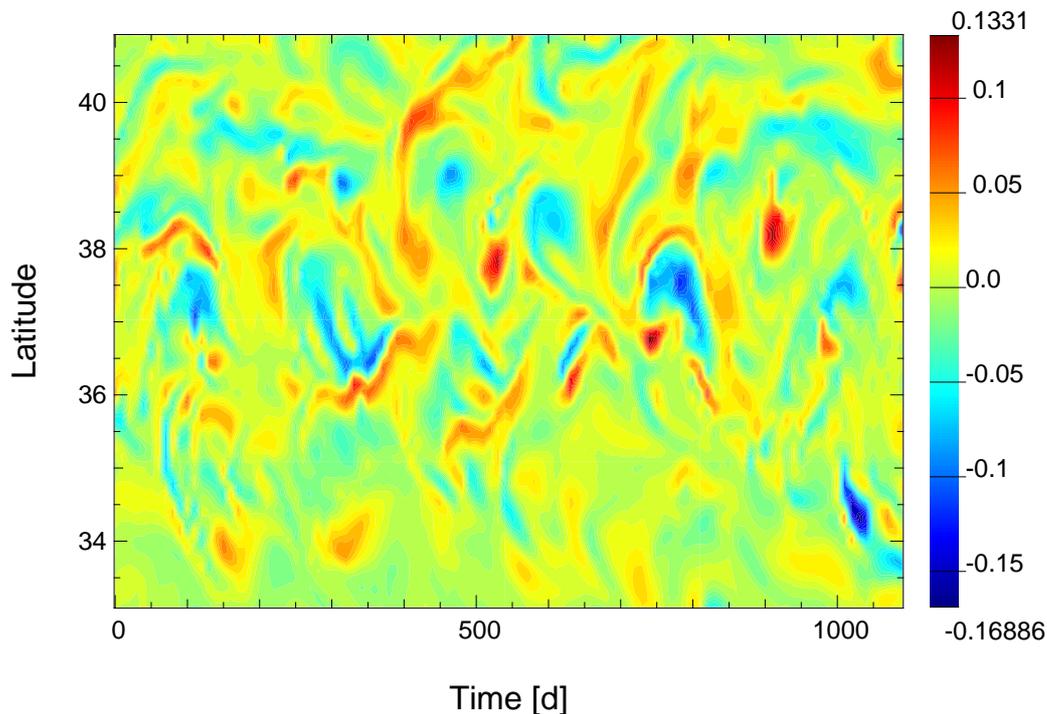


Abbildung 33: Zeitserie der mit  $f$  skalierten relativen Vorticity auf einem Schnitt entlang  $12.7^\circ\text{W}$  und in  $1020\text{ m}$  Tiefe, entsprechend der Tiefe der Salzgehaltsanomalie und der maximalen Vorticity der Meddies. Südlich von  $35.8^\circ\text{N}$  findet kaum eine Wirbelausbreitung statt.

Anders als in dem SCRUM-Modell entstehen im POP-Modell auch am Kap St. Vincent Wirbel. Bei diesen Wirbeln handelt es sich vorwiegend um Zyklonen, die aus einer südwärtigen Rezirkulationszelle am Kap St. Vincent entstehen. Die Zelle entsteht durch den sich von der Topographie ablösenden und nach Westen vordringenden Randstrom, der auf seiner Südseite ein starkes Signal positiver Vorticity besitzt. Dieses entsteht aufgrund der zu geringen Auflösung des Randstroms im POP-Modell. Der Randstrom ist im Bereich des Kap St. Vincent horizontal nur durch ein bis zwei Modellboxen aufgelöst, besitzt aber dennoch eine hohe Geschwindigkeit. Dies führt zu einer starken Stromscherung gegenüber dem Hintergrundfeld und damit zu Erzeugung zyklonaler Vorticity auf der Südseite des Randstroms. Diese wird, solange der Randstrom sich entlang der Topographie ausbreitet, durch antizyklonale Vorticity balanciert, die durch die “No-Slip” Bedingung an der seitlichen Berandung des Modells erzeugt wird. Löst sich der Randstrom von der Topographie wird diese Balance nicht aufrechterhalten und eine zyкло-

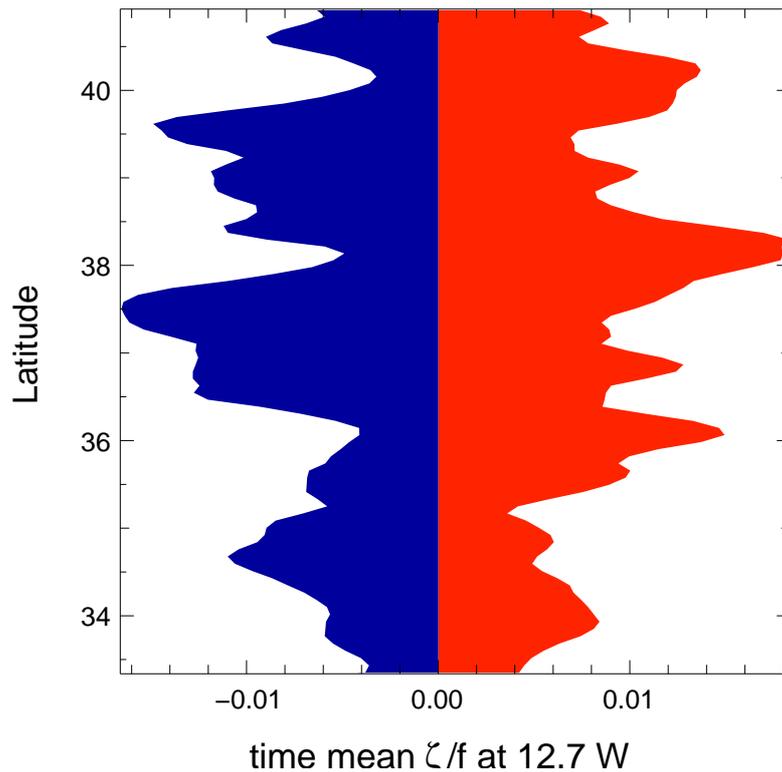


Abbildung 34: Zeitliches Mittel der in Abb. 33 gezeigten Verteilung. Gemittelt wurde jeweils getrennt über die negativen und positiven Werte der relativen Vorticity. Die beiden Maxima der Durchgänge der antizyklonalen Strukturen auf  $37.5^{\circ}\text{N}$  und  $39.5^{\circ}\text{N}$  sind von einem Band zyklonaler Wirbel getrennt.

nale Rezirkulationzelle kann entstehen. Diese Zelle ist nicht stationär, sondern wird durch den abgelösten Randstrom weiter nach Westen befördert. Zudem wird sie durch das Wirbelfeld und die Gorringe Bank beeinflusst, so daß sich aus der Rezirkulation zyklonale Wirbel abschnüren, die eine Translation in unterschiedliche Richtungen zeigen. So zeigen Wirbel, die sich in der Nähe der Gorringe Bank bilden eine Translation sowohl nördlich als auch südlich um die Bank herum. Die meisten der Zyklonen zerfallen durch die Wechselwirkung mit der Topographie oder mit zuvor gebildeten Wirbeln im südlichen iberischen Becken. Zwei Zyklonen gelangen jedoch aus dem iberischen Becken hinaus, zerfallen aber auch im weiteren Verlauf. Aufgrund der hohen Geschwindigkeiten in dem Randstrom, aus dem die Zyklonen entstehen, besitzen sie eine deutlich höhere relative Vorticity als die typischen Meddies im iberischen Becken. Dadurch haben sie einen starken Einfluß auf die Dynamik im südlichen Teil des iberischen Beckens (vgl.

Abb. 39).

Die isolierten, zyklonalen Strukturen, die sich am Kap St. Vincent ablösen, haben zunächst einen geringeren Durchmesser als die bisher untersuchten Antizyklonen. Der horizontale Durchmesser der kurzzeitig vorhandenen Wirbel liegt zwischen 40 km und 75 km. Die immer neu entstehenden Zyklonen bewegen sich erst nach Westen und werden dann durch die Topographie der Goringe Bank nach Süden in den Golf von Cadiz oder nach Norden ins iberische Becken geleitet, wobei ein größerer Anteil der Wirbel nach Norden wandert. Dort zerfallen die Wirbel oder verbleiben an der Topographie und schließen sich mit vorhandenen zyklonalen Wirbelstrukturen zu größeren Zyklonen zusammen. Dadurch besteht vor allem im südlichen Teil des iberischen Beckens eine hohe Variabilität, die verhindert, daß sich in diesem Bereich stabile Meddies bilden (vgl. Abb. 35). Auch der Unterstrom entlang der Westküste der iberischen Halbinsel wird durch die hohe Wirbelaktivität deutlich beeinflusst. Anders als in dem Prozeßmodell bildet der Unterstrom hier keine länger bestehenden Mäander. Dies ist ebenfalls auf die Wirbelbildungen am Kap St. Vincent zurückzuführen, die während der Wirbelbildung den nordwärtigen Transport des Unterstroms immer wieder unterbrechen, so daß sich kein beständiger, topographiegeführter Strom aufbauen kann.

### 5.2.1 Vergleich zu Experimenten mit flachem Boden

Die bisherigen In-situ-Messungen, vor allem durch Floattrajektorien zeigen, daß sich Wirbel vor allem in geographischen Bereichen bilden, die durch starke Änderungen in der Richtung der Topographie geprägt sind. Gerade weil die Topographie im Bereich des Kap St. Vincent und der Südseite des Tejo-Plateaus sehr steil ist, sind Experimente gemacht worden, die lediglich den Einfluß einer seitlichen Berandung mit deutlichen Richtungsänderungen auf die Bildung von Wirbeln untersuchen. So haben CHASSIGNET und BOUDRA (1988) untersucht, bei welchen Winkeln der Küstengeometrie sich die Agulhas-Retrofektion am stärksten ausbildet, und sich aus dieser Agulhasrinne bilden, die in den Südatlantik wandern.

Die vorliegende Arbeit baut auf Modellstudien auf, die ebenfalls die Bildung von Meddies an einer realistischen Darstellung der Küstengeometrie der iberischen Halbinsel untersuchte. Dazu wurde in einem Modell mit flachem Boden und einer homogenen Hintergrundströmung ein Unterstrom in einer Tiefe von 800 m vorgeschrieben. Mit dieser einfachen Modellkonfiguration konnten wesentliche Eigenschaften der Meddybildung durch das Modell wiedergegeben werden. Sowohl das Tejo-Plateau als auch das Kap St. Vincent stellen bevorzugte Orte der Wirbelbildung

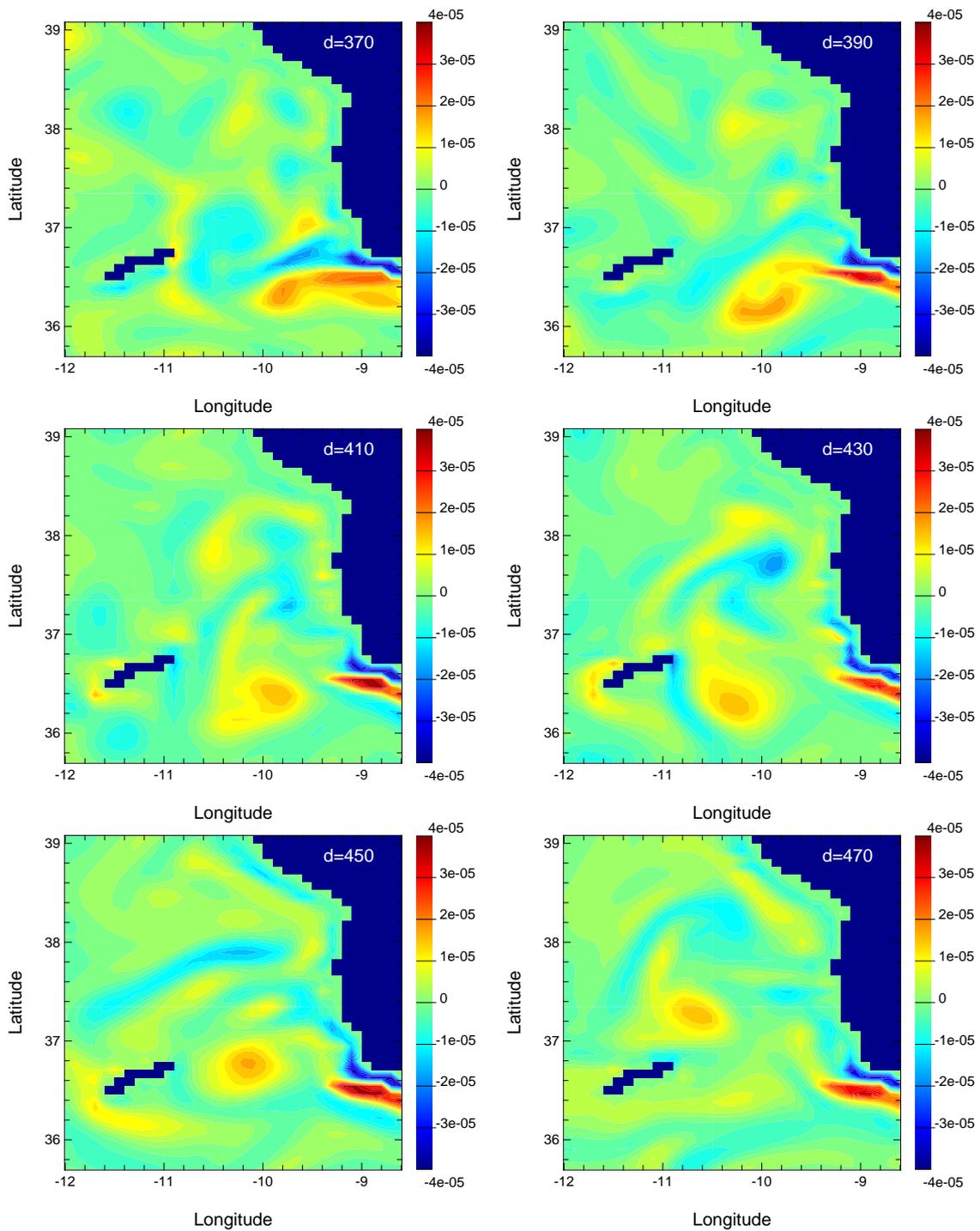


Abbildung 35: Aufnahmen der relativen Vorticity während der Ablösung eines zyklonalen Wirbels (gelb) am Kap St. Vincent aus den Daten des POP-Modells. Der Wirbel propagiert um die Goringe Bank nach Norden.

dar. Auch hier entstanden am Kap St. Vincent Zyklonen, die jedoch zurück in den Golf von Cadiz wanderten und damit den Unterstrom stark instabil werden ließen (vgl. Abb. 36). Die Antizyklonen, die sich am Kap St. Vincent bildeten, konnten aufgrund der Gorringe Bank nicht direkt nach Westen wandern, sondern wurden in das iberische Becken abgelenkt, wo sie ähnlich zu den Ergebnissen des POP-Modells im Bereich des Randstroms verblieben und dort zu einem dynamisch variablen Feld führten. Bei keinem der zyklonalen Wirbel ist jedoch eine westwärtige Translation als isolierter Wirbel festgestellt worden. Tests in denen die Gorringe Bank nicht in dem Modell vorhanden war, zeigten, daß sich die Wirbel vom Ablöseort am Kap nach Westen bewegen können.

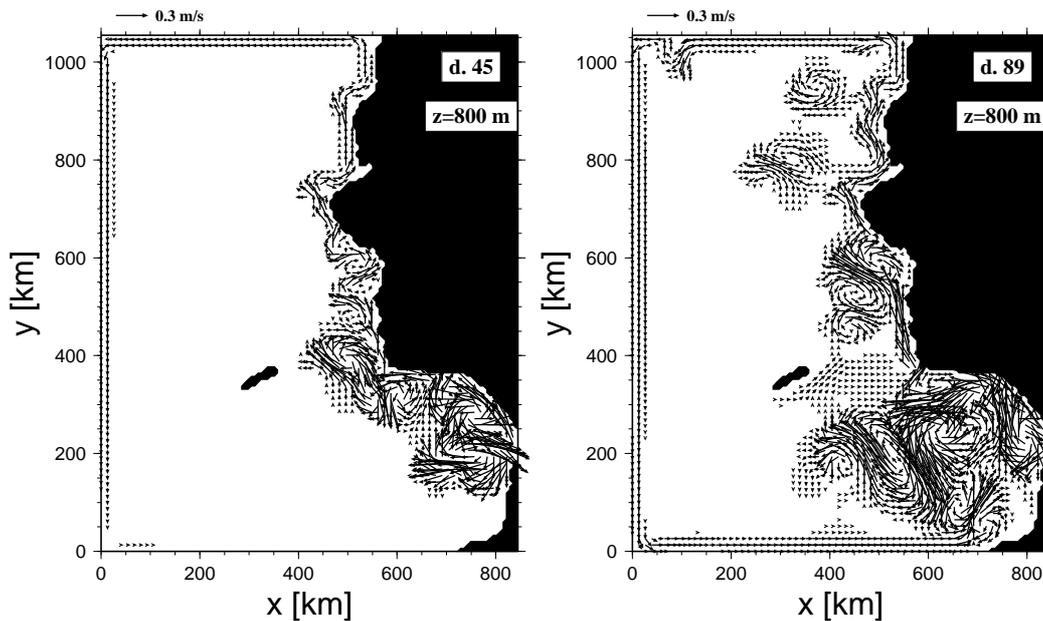


Abbildung 36: Bildung von Meddies an einer seitlichen Berandung mit der Form der iberischen Halbinsel zu zwei verschiedenen Zeitpunkten. Die Berandung entspricht einer Bodentiefe von 700 m. Vor allem die Wirbelstrukturen, die sich am Tejo-Plateau ablösen, wandern ungestört nach Westen, während Wirbel die sich am Kap St. Vincent ablösen ein Wirbelfeld bilden und stark miteinander wechselwirken. Die Gorringe Bank bildet mit dem Kap St. Vincent einen engen Durchlaß, der die Wirbelfelder im iberischen Becken und dem Golf von Cadiz voneinander abtrennt (aus HAUSER (1996)).

In den Bildungsbereichen der Meddies wurden jedoch auch zyklonale Vorticitystrukturen, zum Teil in anderen Tiefen gefunden, die einen starken Einfluß auf den Ablösungsvorgang hatten. Dies trifft vor allem auf die Region am Kap St. Vincent zu. Abbildung 37 zeigt die Bildung und Ablösung einer Antizyklone. Zu Beginn der Ablösung ist eine schwache, zyklonale Zirkulation

südlich der sich bildenden Antizyklone zu erkennen. Nach der vollständigen Ablösung der Antizyklone bildet sich auf der Südseite des Unterstroms eine stärkere Zyklone aus. Hier entstehen sowohl Zyklonen als Antizyklonen am Kap. Da die dem Kap vorgelagerte Gorringe Bank, ebenfalls nur als eine Insel in dieser Modellkonfiguration dargestellt wird, hat sie auf die Bildung des Wirbels zunächst keinen Einfluß, sondern erst, wenn das Wirbelsystem sich abgelöst hat und durch die Bildung einer neuen, nachfolgenden Rezirkulation nach Westen gedrängt wird.

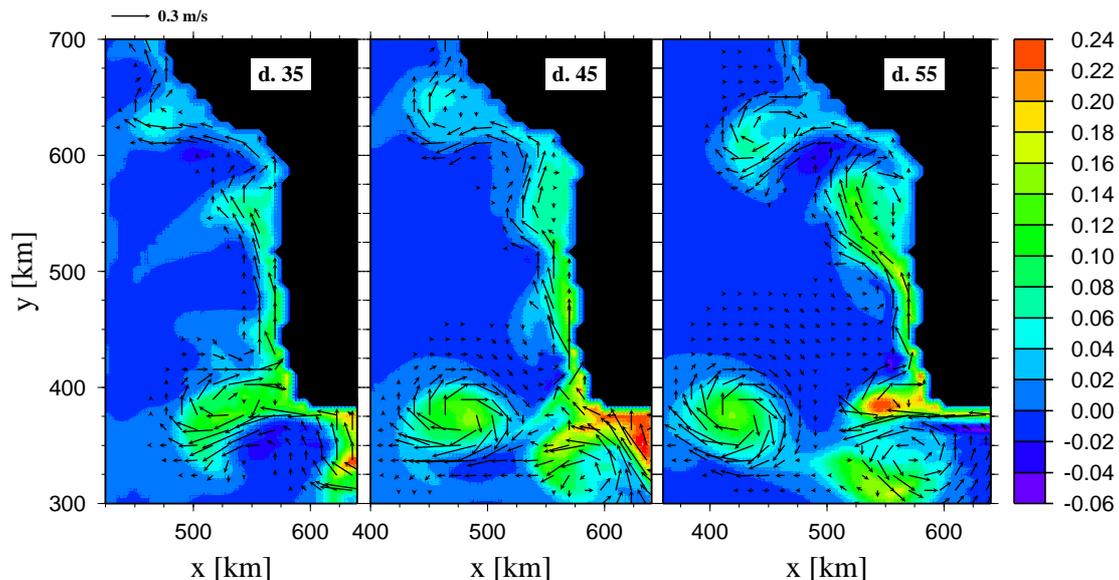


Abbildung 37: Zeitserie der Ablösung eines Wirbels am Kap St. Vincent. Dargestellt als farbliche Kontur ist des Salzgehalt in 800 m Tiefe mit dem entsprechenden Geschwindigkeitsfeld in Vektordarstellung überdeckt. Der Meddy am Kap St. Vincent entsteht aus dem überschießenden Unterstrom, während die Wirbel am Tejo-Plateau aus Meandern des instabilen Randstroms entstehen. Am Kap bildet sich auf dem zweiten Bild eine Zyklone, die jedoch nicht nach Westen wandert, sondern mit der gleichzeitig entstehenden nördlichen Antizyklone einen Dipol bildet, der sich im weiteren Verlauf des Modellexperiments auch ablöst und nach Südwesten in den Golf von Cadiz wandert. Entlang der Westküste bildet der Strom Meander aufgrund von Instabilitäten aus (aus HAUSER (1996)).

Diese Ergebnisse decken sich in Bezug auf die Entstehung von Wirbeln mit Tankexperimenten von SADOUX ET AL (2000), die die Wirbelbildung an einer Landspitze mit einer zum Kap St. Vincent ähnlichen Geometrie im Tank untersuchte. Die Tankexperimente wurden mit einem flachen Boden durchgeführt, die Geometrie wurde durch eine seitliche Berandung dargestellt. Damit stellt der Tank eine  $f$ -Ebene dar. Auch hier wurde ein Unterstrom vorgegeben, der sich

entlang der “Südseite” der Geometrie nach Westen ausbreitete. Die Tankexperimente zeigten, dass Instabilitäten im Unterstrom vor dem eigentlichen Ablöseort notwendig sind, um im Tank Wirbel an der Spitze der seitlichen Berandung zu erzeugen, die sich ablösen. In einem Rossbyzahlbereich von  $0.6 \geq Ro \geq 0.2$  war der Strom zwar stabil, und es lösten sich zunächst keine Meddies ab. Es bildeten sich hingegen größere Dipolstrukturen am Kap aus, die sich schließlich aufgrund der eigenen Dynamik vom Kap ablösten und entfernten. Alle in den Experimenten abgelösten Wirbel besaßen jedoch ebenfalls sie umgebende Strukturen zyklonaler Vorticity.

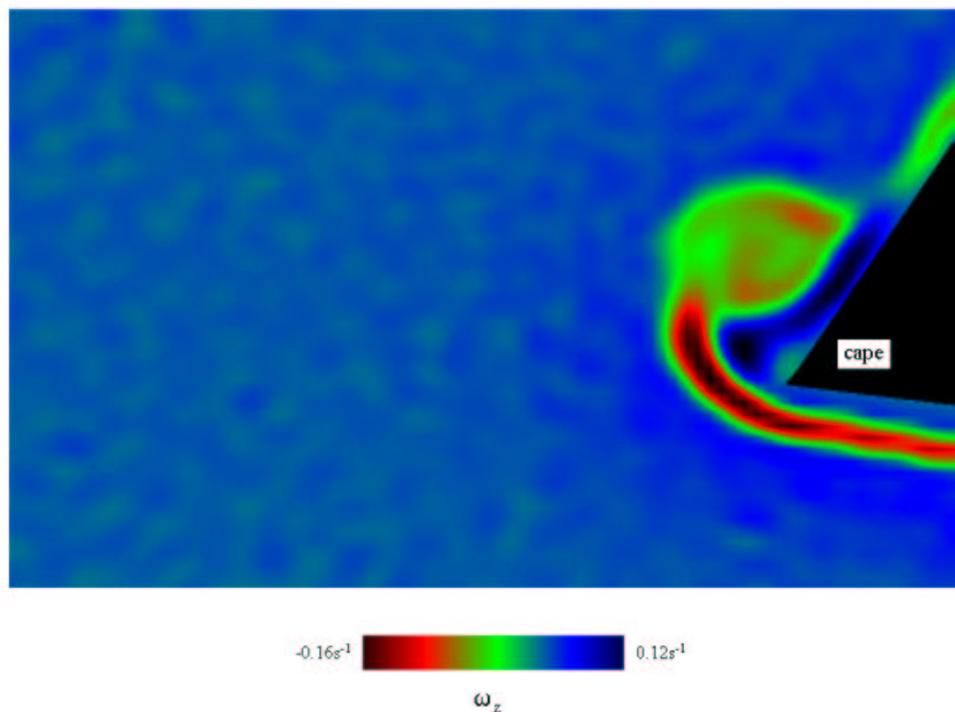


Abbildung 38: Darstellung eines ähnlichen Prozesses wie in Abb. 37 aus einem Tankexperiment, das am LEGI in Grenoble durchgeführt worden ist. Farblich konturiert ist die vertikale Komponente der relativen Vorticity, die aus Messungen des dreidimensionalen Geschwindigkeitsfeldes während des Experiments abgeleitet wird. Die Antizyklone bildet sich nördlich des Kaps und ist durch einen starken zyklonalen Anteil von der seitlichen Berandung abgetrennt, dessen Anwachsen schließlich zur Ablösung des Wirbels führt. Nach der Ablösung beginnt die Bildung eines weiteren Wirbels (aus (SADOUX ET AL., 2000)).

SERRA ET AL (2000) zeigten, daß sich im Fall eines stabilen Unterstromes ( $Ro > 0.6$ ) lediglich eine anwachsende, antizyklonale Rezirkulation am Kap aufbaut. In den bisherigen Insitu-Messungen im Ozean ist eine solche Struktur jedoch nicht gefunden worden. Es ist davon auszugehen, daß, durch Wechselwirkung mit der Topographie und internen Instabilitäten im Ausstrom, dieser Wert des Rossbyzahl in der Realität nie erreicht wird. Gleichzeitig zeigten sie, das es bei einer sehr kleinen Rossbyzahl nie zu einer Meddybildung kommt und der Strom zum größten Teil um das Kap herum nach "Norden" fließt. Die Autoren verglichen diesen Fall mit Trajektorien von RAFOS-Floats, die im Bereich des Portimao Kanyons ausgelegt wurden und sowohl eine Wirbelbildung am Kap zeigten, als auch Phasen, in denen alle Floats direkt der Topographie nach "Norden" folgten.

Diese Ergebnisse zeigen, daß die Wirbelbildung am Kap St. Vincent aus einer Rezirkulation nicht durch den Einfluß der Topographieänderungen geschieht, sondern aufgrund der Richtungsänderung der seitlichen Berandung. Aus den Modellergebnissen allein kann daher nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob das POP-Modell die Prozesse der Wirbelbildung realistisch wiedergibt. Die bevorzugte Bildung von starken Zyklonen im POP-Modell weist jedoch darauf hin, daß der Effekt der seitlichen Berandung einen unrealistischen Einfluß auf die Wirbelbildung am Kap St. Vincent hat.

### 5.3 Wirbeltranslation im iberischen Becken

Die Daten des POP-Modells zeigen im südöstlichen und östlichen iberischen Becken eine Vielzahl von Wirbelstrukturen. Es gelingt jedoch nur wenigen Wirbeln sich aus diesem durch kurzzeitige Variabilität geprägten Gebiet zu lösen und weiter nach Westen zu propagieren. In Abbildung 39 (oben) ist die zeitliche Ausbreitung von antizyklonalen Wirbelstrukturen für drei aufeinanderfolgende Jahre im Bereich des iberischen Beckens aufgetragen. Die einzelnen Wirbel sind jeweils durch die  $-5 \cdot 10^{-6} s^{-1}$ -Konturlinie der negativen relativen Vorticity in der Tiefe von 1020 m markiert. Die einzelnen Jahre sind jeweils durch die Farben rot, grün und schwarz gekennzeichnet. Es ist deutlich zu erkennen, daß der südöstliche Bereich des iberischen Beckens durch kurzlebige Wirbelaktivität bestimmt wird. Es gelingt keinem der antizyklonalen Wirbel aus diesem Bereich weiter nach Westen zu wandern. Erst nördlich von  $38.5^{\circ}N$  beginnen sich Wirbel aus dem Küstenbereich zu lösen und in den westlichen Teil des iberischen Beckens vorzudringen. Die meisten der Wirbel, die in den westlichen Teil des Beckens gelangen, lösen sich an der Südseite oder an der Spitze des Tejo-Plateaus und wandern dann relativ ungehindert nach Westen. Wenn man von der Deformation der einzelnen Konturlinie auf die Gesamtform des

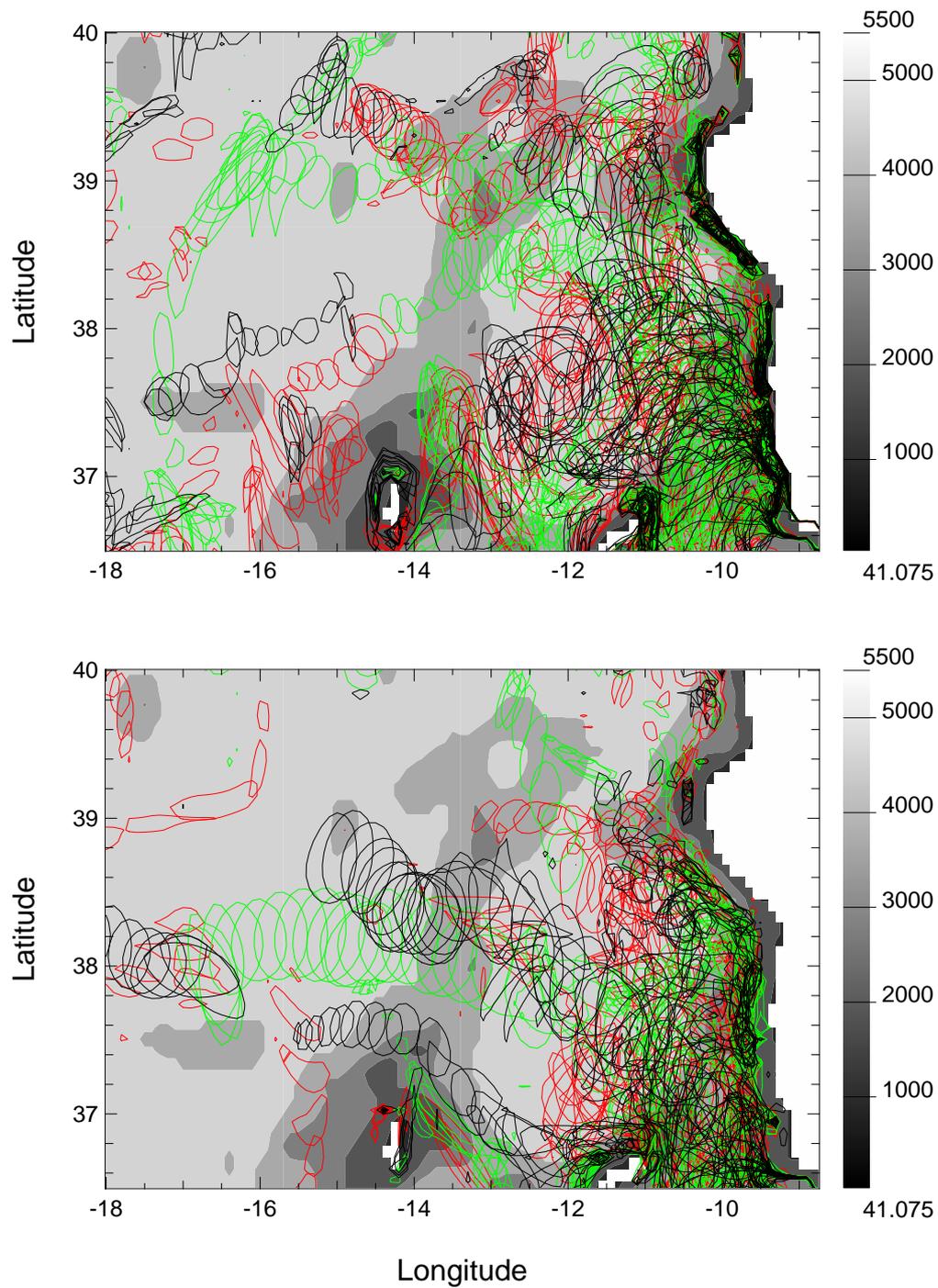


Abbildung 39: Zeitliche Entwicklung des Wirbelfeldes im POP-Modell für einen Zeitraum von drei Jahren. Dargestellt ist jeweils die  $5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ -Konturlinie der negativen (oben) und der positiven (unten), relativen Vorticity. Zur besseren Unterscheidung sind die einzelnen Jahre jeweils durch eigene Farben gekennzeichnet (rot= 1993, grün= 1994, schwarz= 1995). Grau Unterlegt ist eine Konturdarstellung der Topographie.

Wirbels zurückschließt, so zeigt sich, daß die Wirbel auch lange Zeit nach ihrer Ablösung nur zeitweise als rotationssymmetrische Meddies auftreten. Dies kann einerseits auf eine anhaltende Wechselwirkung mit schwächeren Vorticitystrukturen im Hintergrundfeld hinweisen, andererseits können die Wirbel aber auch instabil sein. Im weiteren Verlauf ihrer Translation zeigen die Wirbel eine verstärkte Tendenz ihre Ausbreitungsrichtung nach Südwesten zu ändern. Lediglich zwei Wirbel erreichen den westlichen Rand des Untersuchungsgebietes auf  $18^{\circ}\text{W}$ .

Wird in der gleichen Weise die zeitliche Entwicklung der zyklonalen Strukturen betrachtet (Abb. 39 unten), so bilden sich auch hier Wirbel, die eine lange Lebensdauer aufweisen und in einzelnen Fällen ebenfalls eine westwärtige Translationsrichtung. Die Wirbel, die weit nach Westen vordringen, entstehen jedoch nicht an der Südseite des Tejo-Plateaus, sondern im Bereich nördlich des Kap St. Vincent. Das Hauptfeld der Wirbelaktivität liegt stärker über der Topographie der iberischen Halbinsel. Nördlich der "Horseshoe Mounts" ist ein zyklonaler Wirbel zu erkennen, dessen Ausbreitung nach Westen deutlich entlang der Topographie führt. Dabei folgt der Wirbel nicht streng einer Isoplethe, sondern überquert eine Flanke der unterseeischen Erhebung. Die Ausbreitung dieses zyklonalen Wirbels läßt sich mit der gleichzeitigen Ausbreitung eines antizyklonalen Wirbels weiter nördlich in Korrespondenz bringen, so daß hier ein unterstützender Dipoleffekt angenommen werden kann. Zyklonale, von der Topographie gelöste Wirbel dieser Größe und mit einer langen Lebensdauer, der Wirbel am westlichen Rand ist für einen Zeitraum von mehr als einem Jahr vorhanden, sind bisher nicht in den Messungen durch Floats gefunden worden. Obwohl die Zyklonen auch hier von Bändern antizyklonaler Vorticity umgeben sind, läßt sich die westwärtige Ausbreitung der zwei nördlichen, zyklonalen Wirbel nicht mit ausgeprägten, antizyklonalen Wirbeln im gleichen Bereich zum gleichen Zeitpunkt in Zusammenhang bringen. Damit kann ein Dipoleffekt als Grund für die westwärtige Translation dieser beiden Wirbel ausgeschlossen werden. Bemerkenswert ist, daß die zyklonalen Wirbel einen größeren Durchmesser aufweisen als die Meddies.

Vergleicht man die obigen Bilder der Wirbelpropagation, vor allem die Darstellung der antizyklonalen Wirbel, mit den Floattrajektorien in Abbildung 2 auf Seite 7, so zeigen sich viele Übereinstimmungen. Vor allem die Änderung der Translationsrichtung nach Südwesten westlich von  $13.5^{\circ}\text{W}$  ist auch in den Floatdaten wiederzufinden. Ebenso wie in den Trajektoriendaten können nur zwei Wirbel und damit ein geringer Teil der Wirbel, bis nach  $18^{\circ}\text{W}$  vordringen. Im Bereich des Kap St. Vincent unterscheidet sich jedoch die Ausbreitungsdynamik. Einige der Floattrajektorien zeigen, daß sich auch hier antizyklonale Wirbel bilden, die weiter nach Norden und nach Nordwesten gelangen. Das Hauptgebiet, in dem Wirbel durch Wechselwirkung miteinander oder mit der Topographie an der Ausbreitung gehindert werden, liegt nordwestlich der Gorringe

Bank. Hier werden die Meddies durch die Ausläufer der ‘‘Horseshoe Seamounts’’ gefangen und zum großen Teil zerfallen sie auch hier. Dabei ist zu bedenken, daß die Floattrajektorien aus Abb. 2 nur ausgewählte Trajektorien von Meddies zeigen und zu völlig verschiedenen Zeitpunkten nur die dynamische Information an ihrem Aufenthaltsort angeben, während die oben dargestellten Zeitserien, Informationen des Gesamtgebietes zu direkt aufeinander folgenden Zeitpunkten (alle 10 Tage) wiedergeben. Trotzdem kann man aus dem Vergleich dieser Daten schließen, daß die hohe Variabilität im Bereich des Kap St. Vincent im POP-Modell die Bildung von stabilen Meddies in dieser Region und damit abweichend von den Beobachtungen weitestgehend verhindert. Das gleichzeitige Vorhandensein von stabilen, zyklonalen Strukturen in den Modelldaten, die sich am Kap St. Vincent bilden und dann weiter ausbreiten, stellt eine Schwäche des Modells dar. Ein Grund für die ausgeprägte Bildung von zyklonalen Vorticitystrukturen ist bereits weiter oben angesprochen worden. Ein anderer ist die zu schwache Repräsentierung des topographischen  $\beta$ -Effekts, die die deutliche Ablösung des Randstroms begünstigt. Im SCRUM-Modell wird der Strom durch die steile, wenn auch geglättete Topographie nach Norden abgelenkt.

#### 5.4 Zeitliche Variabilität des Salztransportes im iberischen Becken

Der Ausstrom von Mittelmeerwasser stellt eine kontinuierliche Quelle von salzreichem Wasser für die Mittelmeerwasserzunge im östlichen Nordatlantik dar. In der beckenweiten Nordatlantiksimitation mit dem POP-Modell wird zum ersten Mal der Versuch unternommen, diese Quelle nicht fest vorzuschreiben, sondern sie in die Modellsimulation miteinzubeziehen. Wie in den obigen Ausführungen gezeigt, werden die wesentlichen Prozesse der Mittelmeerwasser-ausbreitung, zunächst als Randstrom, später durch die Bildung und westwärtige Translation von Wirbeln, in dem POP-Modell in guter Übereinstimmung mit der Realität wiedergegeben. Da die Häufigkeit der Bildung von Meddies jedoch durch die ausgeprägte Bildung von Zyklonen am Kap St. Vincent gegenüber den Beobachtungen verringert wird, stellt sich die Frage, ob das Salzgehaltssignal im iberischen Becken über die Zeit erhalten werden kann.

Die Abbildung 40 zeigt in einer Konturdarstellung das zeitliche Mittel des vertikal von 500 m bis 1500 m integrierten Salzgehalts im Beobachtungsgebiet. Darüber ist das zeitlich und vertikal gemittelte Geschwindigkeitsfeld als Vektorfeld dargestellt. Auffallend ist das westwärts gerichtete Band auf der geographischen Breite des Tejo-Plateaus, das den Ausbreitungsweg der Meddies kennzeichnet. Es ist jedoch zu beachten, daß die mittleren Geschwindigkeiten sehr gering sind ( $O(0.01) m/s$ ) und wie gezeigt, nur wenige Meddies dieses Signal erzeugen. Dies zeigt sich auch darin, daß das westwärtige Geschwindigkeitssignal erst westlich von  $11.5^\circ W$  auftritt, also erst

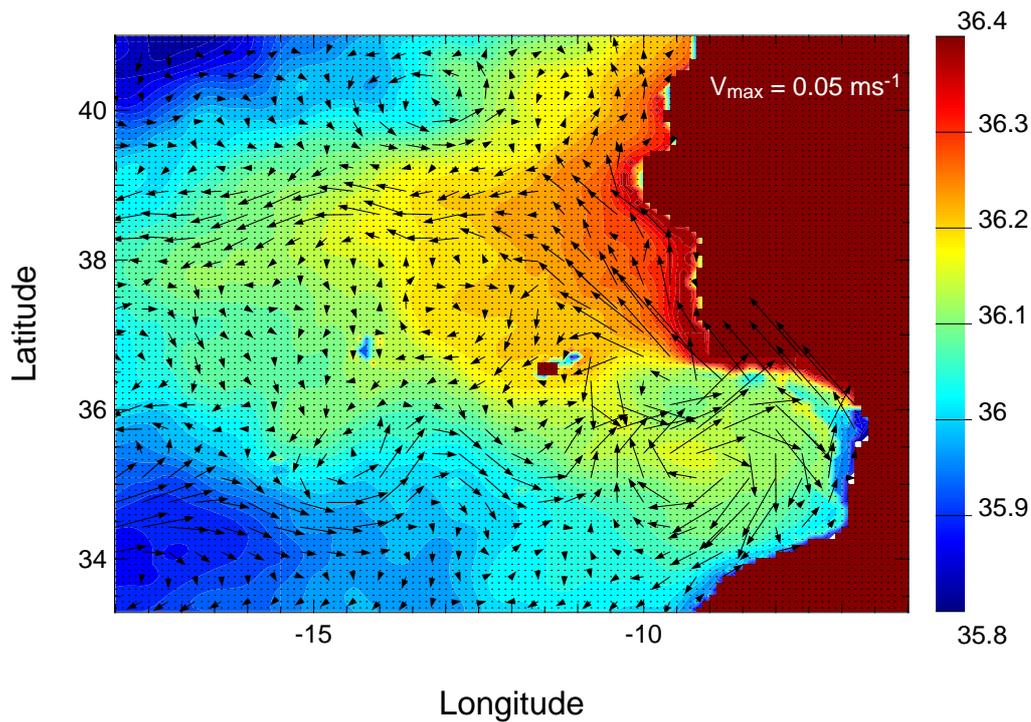


Abbildung 40: Zeitliches Mittel der vertikal von 500 m bis 1500 m integrierten Salzgehalt- und Geschwindigkeitsverteilung aus dem POP-Experiment.

wenn die Meddies sich aus dem äußerst variablen Wirbelfeld im östlichen iberischen Becken gelöst haben. In Übereinstimmung mit dem Geschwindigkeitssignal erstreckt sich hier auch das Salzsignal weiter nach Westen. Im Süden wird die Ausbreitung des Salzsignals durch die topographischen Erhebungen der “Horseshoe Seamounts” und der Goringe Bank deutlich begrenzt. Eine zweite, südlichere Grenze bilden die Ausläufer des ostwärtigen Azorenstroms, die schließlich die zyklonale Zirkulation im Golf von Cadiz verstärken. Auch die starke zyklonale Rezirkulation am Kap St. Vincent ist in dem mittleren Geschwindigkeitsfeld wiederzufinden.

Der mittlere, westwärtige Salztransport in der Straße von Gibraltar beträgt  $0.25 \cdot 10^4 \text{ T s}^{-1}$ . Der Transport ist durch größere Schwankungen überlagert, die zum Teil das siebenfache des mittleren Transports erreichen, aber nur für kurze Zeiträume vorherrschen (vgl. Abb 41).

Um Aussagen über eine mögliche Drift im Salzsignal in der Mittelmeerwasserzunge im POP-Modell zu machen, wird im folgenden eine Salzbilanz für eine Box durchgeführt, die im Osten komplett durch die Westküste der iberischen Halbinsel abgeschlossen ist. Die Box erstreckt

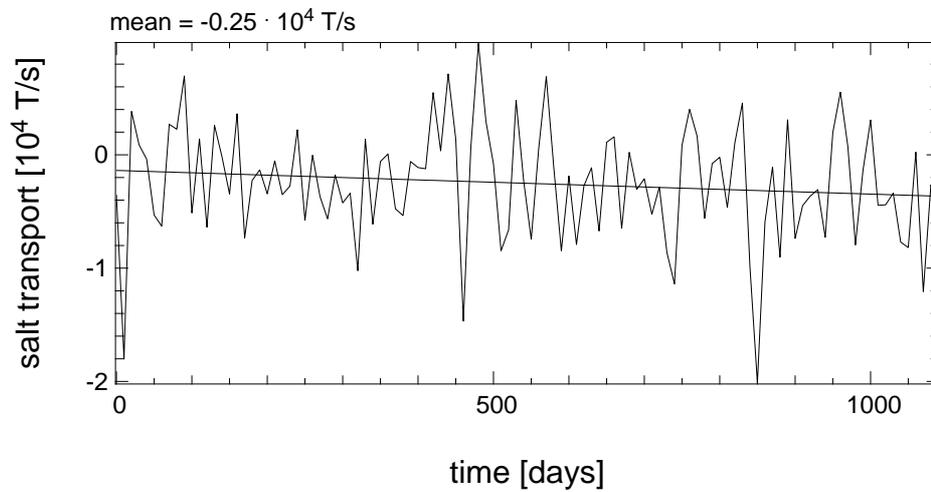


Abbildung 41: Zeitserie des vertikal und meridional integrierten Salztransportes in der Straße von Gibraltar. Es ist ein leicht abnehmender Trend erkennbar.

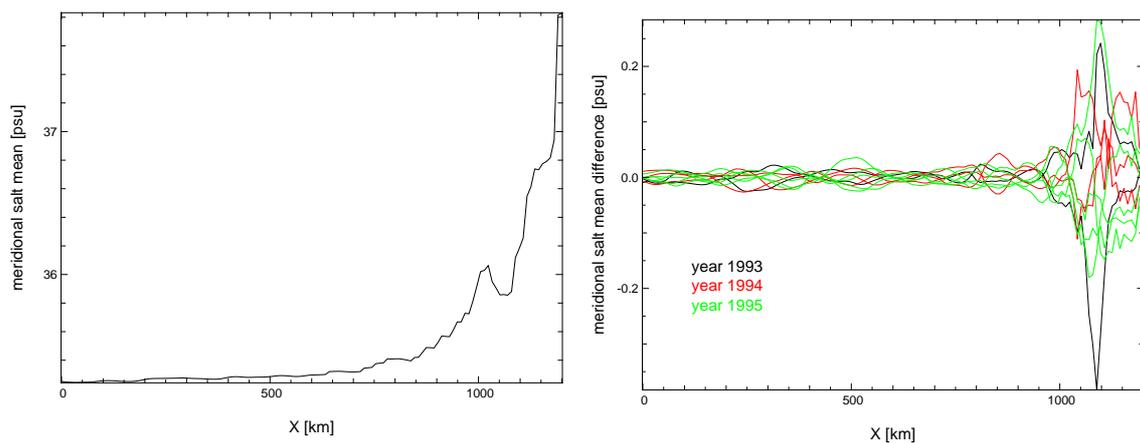


Abbildung 42: Meridionales Mittel des Salzgehaltes (links). Rechts ist die meridionale Verteilung der Salzgehaltsanomalie aufgespalten für die Mittel der einzelnen Jahre aufgetragen.

sich vertikal von 417 m bis 1750 m und zonal von 36.78°N und 40.30°N. Meridional wird das gesamte Beobachtungsgebiet in der Box eingeschlossen. Für die Bilanz wird folgende Gleichung für das Volumenintegral der zeitlichen Änderung des Salzgehaltes in der Box aufgestellt:

$$\int_V \int \int \frac{\partial}{\partial t} S dV + \int_V \int \int \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} dV = \int_V \int \int \mathcal{D}_S + \mathcal{F}_S dV$$

Da die Box sich nicht bis zur Oberfläche erstreckt, wird der “Forcing”-Term  $\mathcal{F}_S$  zu null. Die Diffusion wird für die Balance ebenfalls vernachlässigt. Nach dem Gaußschen Satz werden nun zu jedem Zeitpunkt (alle 10 Tage) die Flüsse über die Berandung dieser Box betrachtet, so daß sich der obige Ausdruck zu

$$\underbrace{\int_V \int \int \frac{\partial}{\partial t} S dV}_{LHS1} = - \underbrace{\int_S \int (uS|_E - uS|_W) dydz}_{EW} - \underbrace{\int_S \int (vS|_N - vS|_S) dx dz}_{NS} - \underbrace{\int_S \int (wS|_U - wS|_L) dx dy}_{UL}$$

umformt. Die einzelnen Terme werden in der Diskussion und der Abbildung 43 mit LHS1, EW, NS und UL bezeichnet. Die Summe aller Flußterme hat die Bezeichnung FL.

In der in Abbildung 43 oben dargestellten Zeitreihe der einzelnen Flußterme zeigen sich vor allem in den horizontalen Flüssen erhebliche Schwankungen. Die vertikalen Salzflüsse sind hingegen deutlich kleiner, im zeitlichen Mittel praktisch null, die Ausbreitung des Salzsignals erfolgt also vor allem über die seitlichen Berandungen der Box und es findet keine Veränderung der Tiefenlage des Mittelmeerwassersignals statt. Der zonale Salzfluß ist im überwiegenden Maße negativ und zeigt zu dem meridionalen Salzfluß ähnliche Schwankungen. Das zeitliche Mittel des meridionalen Salzflusses hat den gleichen Betrag wie der zonale Salzfluß, aber ein umgekehrtes Vorzeichen. Die etwas stärkeren Schwankungen im Term NS lassen sich auf die höhere Variabilität im Bereich des nordwärtigen Unterstroms zurückführen (vgl. Abb. 42). Da die Box im Osten durch die Küste der iberischen Halbinsel geschlossen ist, bedeutet eine negativer zonaler Salzfluß einen Transport nach Westen, der den positiven, also in die Box hineinführenden meridionalen Salzfluß ausgleicht. Das von Süden herantransportierte Salzsignal breitet sich im iberischen Becken also vornehmlich nach Westen hin aus. Zur Berechnung der Balance zwischen der zeitlichen Änderung des integrierten Salzgehalts und den Flüssen über die Berandung wird zuvor ein mittlerer Salzgehalt abgezogen, da dieser zu einer zeitlichen Änderung nicht beiträgt, die Flußterme aber sehr groß würden. Bei Betrachtung der Balance zwischen den Flußtermen

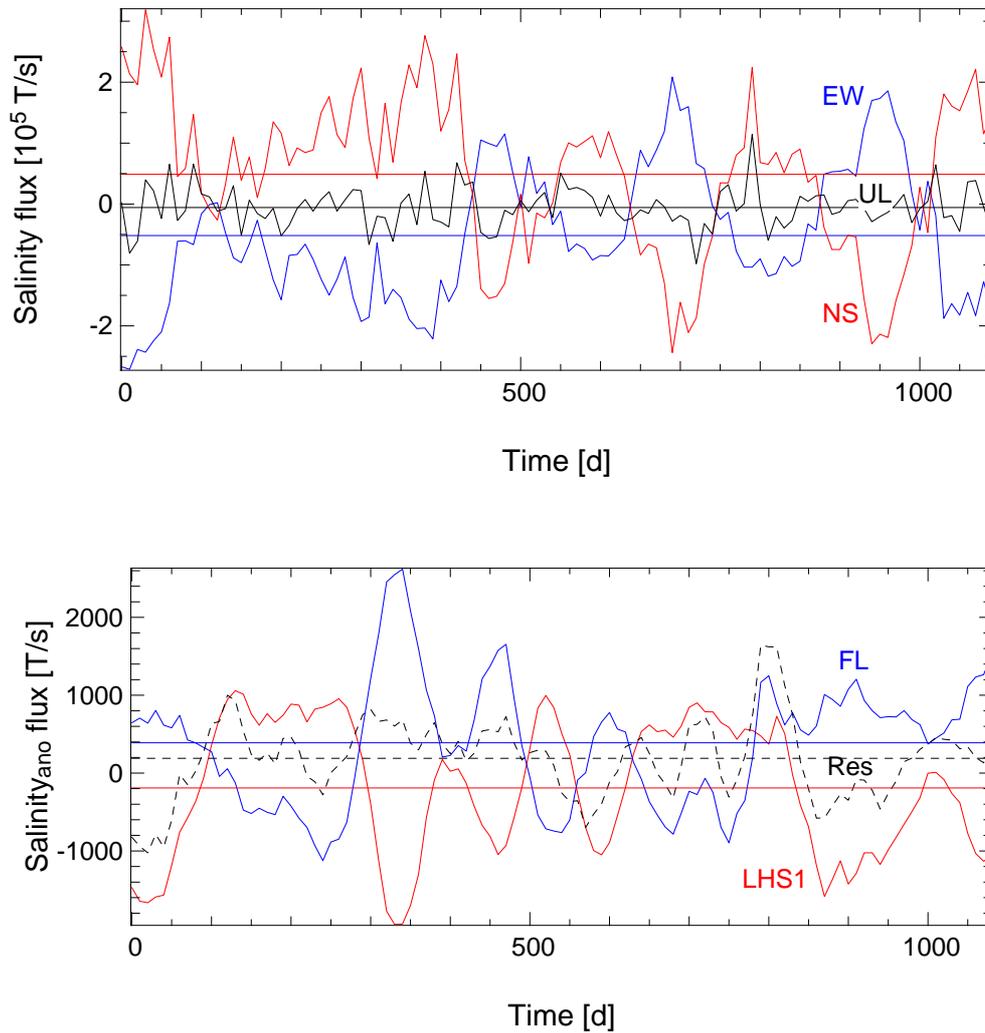


Abbildung 43: (Oben) Zeitserie der Flüsse über die Ränder der Boxen, bezeichnet mit EW, NS und UL. (Unten) Die Balance (RES) zwischen den Flüssen über die Berandung (FL) und der zeitlichen Änderung der Salzmenge im Inneren der Box (LHS1). Zur Berechnung der Terme in dieser Abbildung wurde zuvor ein mittlerer Salzgehalt (35.5) abgezogen.

und der zeitlichen Änderung der Salzanomalie in der Box wird deutlich, daß sich die Salzmenge im zeitlichen Mittel verringert. Die Schwankungen im Residuum, das im Mittel jedoch fast zu null wird, sind damit zu erklären, daß die Flüsse jeweils zum Zeitpunkt des gespeicherten Da-

tensatzes betrachtet werden, wohingegen die zeitliche Änderung (LHS1) einen mittleren Wert zwischen zwei im Abstand von zehn Tagen gespeicherten Datensätzen wiedergibt.

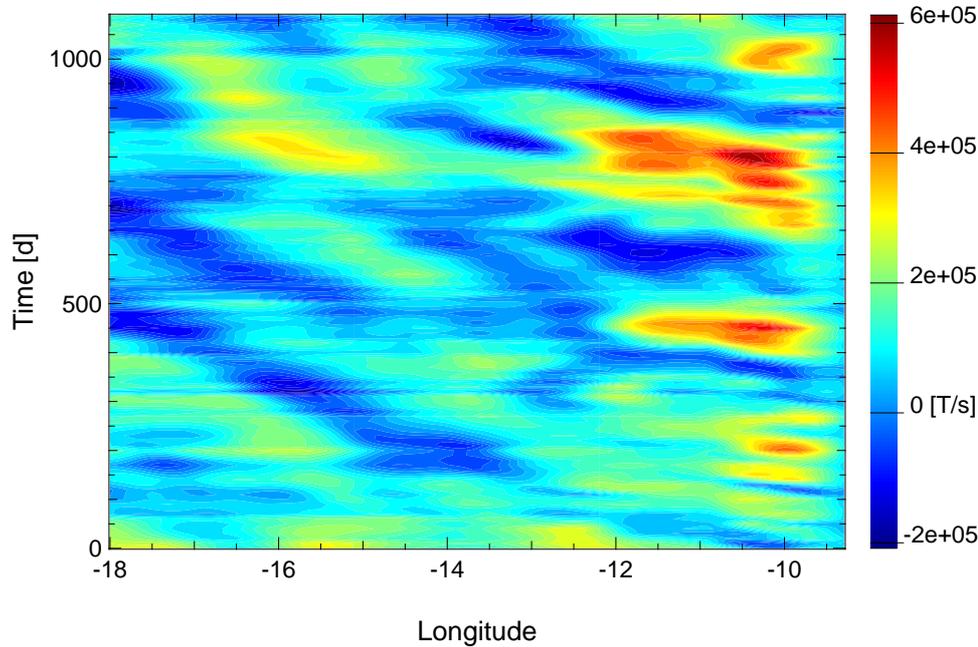


Abbildung 44: Zeitliche und zonale Entwicklung des zonalen Salzflusses. Negative Werte entsprechen einem westwärtigen Salzfluß aus einer Box, die sich von der betrachteten Länge bis zur iberischen Westküste erstreckt. Die langgestreckten Bänder gleichbleibend negativen Transports zeigen die westwärtige Translation von Meddies.

Die mittlere negative Salzbilanz der betrachteten Box ist jedoch in Relation zu den beteiligten Flüssen und dem Salztransport eines einzigen Wirbels zu setzen. In Abbildung 44 ist die zeitliche und zonale Entwicklung des zonalen Salzflusses gezeigt. Die Werte geben also die zeitliche Entwicklung des zonalen Salzflusses in einer Box an, die sich von der jeweiligen betrachteten geographischen Länge bis zur Westküste Portugals erstreckt. Das östliche iberische Becken ist durch zeitlich unterbrochene positive Salzflüsse gekennzeichnet. Diese werden durch Rezirkulationen und kurzlebige Wirbel erzeugt, die sich zunächst nach Westen bewegen und dann durch die Wechselwirkung mit dem Hintergrundfeld wieder nach Osten in das iberische Becken gelenkt werden. Westlich von  $13^{\circ}\text{W}$  herrscht ein rein negativer Salzfluß vor. Dabei kennzeichnen die mit der Zeit sich nach Westen erstreckenden langgezogenen Bänder einen negativen Salztransport durch Meddies. Es lassen sich drei bis vier verschiedene Bänder unterscheiden.

Aufgrund der Trajektorienbilder auf S. 77, in denen meist zu einem Zeitpunkt nur ein Meddy auf einer Länge beobachtet werden kann, lassen sich diese Bänder durch jeweils einen einzigen Meddy erklären. Der westwärtige Transport eines Salzsignals eines einzigen Meddies liegt demnach zwischen  $1 \times 10^5 T/s$  und  $2 \times 10^5 T/s$ , wenn man nur den anomalen Fluß betrachtet, so liegen die Werte zwischen  $1500 T/s$  und  $2500 T/s$ . Hinzu kommt, daß aufgrund des großen Zeitschritts bei der Berechnung der zeitlichen Änderung des Gesamtsalzvolumens, diese einen deutlichen Fehler aufweist, der im Mittel die gleiche Größenordnung besitzt, wie die gemittelten Terme der Flüsse und der zeitlichen Änderung (im Fall der Anomalien).

Insgesamt wird das Salzsignal bis  $18^\circ W$  also im Mittel erhalten. Wenige einzelne, nach Westen propagierende Meddies transportieren einen erheblichen Anteil des Salzsignals aus dem östlichen iberischen Becken. Im POP-Modell reichen vier bis fünf Meddies, um das mittlere Salzsignal in der betrachteten Box zu erhalten.

## 6 Stabilität und Vorticitydynamik eines isolierten Wirbels

Die Darstellungen des letzten Kapitels haben gezeigt, daß nur ein kleiner Teil der an der Topographie gebildeten Wirbel tatsächlich weit nach Westen bzw. Südwesten wandert. Diese einzelnen Wirbel zeichnen sich dadurch aus, daß sie nur noch von einem geringen Anteil zyklonaler Vorticity umgeben sind. Es handelt sich also um einzelne, isolierte Antizyklonen, obwohl sie sich zuvor fast ausschließlich aufgrund von zyklonalen Wirbeln in ihrer Umgebung abgelöst haben. Aus der Literatur ist bekannt, daß diese Wirbel eine Lebensdauer von mehreren Jahren besitzen können und sich in dieser Zeit über eine beträchtliche Distanz von ihrem Entstehungsort entfernen. Im Rahmen des europäischen Forschungsprojekts “Canary Islands Azores Gibraltar Experiment” (CANIGO) ist die Stabilität von isolierten, antizyklonalen Wirbeln mit den dynamischen Eigenschaften eines Meddies in einer Zusammenarbeit von dem “Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels” (LEGI) in Grenoble (Frankreich) und dem “Institut für Meereskunde” in Kiel in einer Reihe von Tankexperimenten und korrespondierenden numerischen Modellläufen untersucht worden. In der vorliegenden Arbeit werden drei Experimente dargestellt, die sich in dem Volumen des injizierten Wassers und in der Rotationsrate des Tanks unterscheiden. Damit werden die charakteristischen dimensionslosen Zahlen Burger- und Rossbyzahl für den erzeugten Wirbel variiert. Diese Experimente wurden sowohl im Tank als auch in einer numerischen Modellkonfiguration, die mit Daten aus den Tankexperimenten gestartet wurde sowie mit einem Modell, dessen Startfelder analytisch vorgeschrieben wurden, durchgeführt. Im Folgenden wird zur besseren Unterscheidung der verschiedenen Experimente folgende Namensgebung benutzt: Die Tankexperimente werden mit GMA, GMB und GMC bezeichnet, das “G” steht dabei für *Grenoble*. Die numerischen Modellläufe mit analytischen Startfeldern werden mit AMA, AMB, AMC und die Modellläufe mit Anfangsdaten aus den Tankexperimenten entsprechend mit MMA, MMB und MMC bezeichnet.

Die in den Tankexperimenten benutzte Versuchsanordnung und die grundsätzliche Konfiguration des numerischen Modells sind in Kapitel 2 bereits beschrieben worden. Im Folgenden werden die Messungen der einzelnen Laborexperimente dargestellt und nach einem Vergleich mit den numerischen Experimenten Aussagen über die Vorticitybalance und das Abklingverhalten der unterschiedlichen Wirbel gemacht.

## 6.1 Dynamik eines isolierten Wirbels im Tankversuch

Meddies zeichnen sich durch eine Aufwölbung der Isopyknen gegenüber dem Hintergrunddichtefeld aus. Sie besitzen in ihrem Kern eine nur schwach geschichtete Dichteverteilung. Um eine einem Meddy ähnliche Wirbelstruktur in dem in Kapitel 2 beschriebenen Tank zu erzeugen, wurde Wasser aus der späteren Injektionstiefe an einem Ort außerhalb des Beobachtungsgebietes in einen externen Nebentank abgesogen und dann innerhalb der Versuchsanordnung über eine vertikal ausgerichtete Röhre, deren Ende sich in der Entnahmetiefe befand, in den Tank zurückinjiziert. Damit wird ein lokales, radialsymmetrisches Aufwölben der Isopyknen ähnlich zu den im Ozean beobachteten Schichtungseigenschaften von Meddies erzeugt. Es ist zu beachten, daß der hier benutzte Entstehungsmechanismus jedoch nicht die Prozesse simuliert, die in den vorangegangenen Kapiteln als Ursache für die Bildung von Meddies gezeigt wurden. Die Röhre hatte einen Durchmesser von  $0.05\text{ m}$ . Es wurde darauf geachtet, daß während des Einströmvorgangs des Wassers in den Tank keine Blasen in der Röhre vorhanden waren. In einigen Experimenten war das einströmende Wasser mit Tinte gefärbt, so daß man durch ein Fenster in der seitlichen Wand des Tanks verfolgen konnte, wie das Wasser sich in der Vertikalen verteilte. Die Ausströmgeschwindigkeit am Rohrende konnte über den Durchmesser des Rohres und das Durchstromvolumen des Wassers aus dem Nebentank bestimmt werden. Auch die Gesamtmenge des einströmenden Wassers ist exakt bestimmbar. Bei den diskutierten Experimenten wurden Volumina von  $5\text{ l}$  und  $10\text{ l}$  verwendet (siehe auch Tabelle 1 auf S. 91). Alle drei Experimente wurden mit einer kontinuierlichen, linearen Hintergrundschichtung mit einer dem Ozean entsprechenden mittleren Burgerzahl durchgeführt (vgl. Abb. 45).

Durch ein seitliches Fenster in der Tankwand konnte das Verhalten des gefärbten, einströmenden Wassers während der Injektionsphase beobachtet werden. Es war deutlich zu sehen, daß aufgrund der Trägheit des einströmenden Wassers ein vertikales Überschießen stattfand, d.h. das einströmende Wasser verteilte sich nicht nur in der Injektionstiefe, sondern drang in tiefere Schichten ein, die jedoch aufgrund der Hintergrundschichtung eine höhere Dichte aufwiesen, so daß rücktreibende Auftriebskräfte wirkten, die zu einer anschließenden Aufwärtsbewegung des injizierten Wassers führten. Vornehmlich begann das Wasser sich jedoch horizontal auszubreiten und ging dabei aufgrund der Corioliskraft in eine antizyklonale Rotation über. Nachdem das gesamte Wasser in der mittleren Tiefe eingeströmt war, wurde das Rohr mittels eines Schrittmotors langsam nach oben aus dem Wasser gezogen. Der Einströmvorgang dauerte abhängig vom einströmenden Volumen etwa  $2 - 6$  Minuten. In der darauf folgenden Adjustierungsphase nahm die vertikale Ausdehnung des Wirbels im Gebiet des Einstroms ab, bei gleichzeitiger

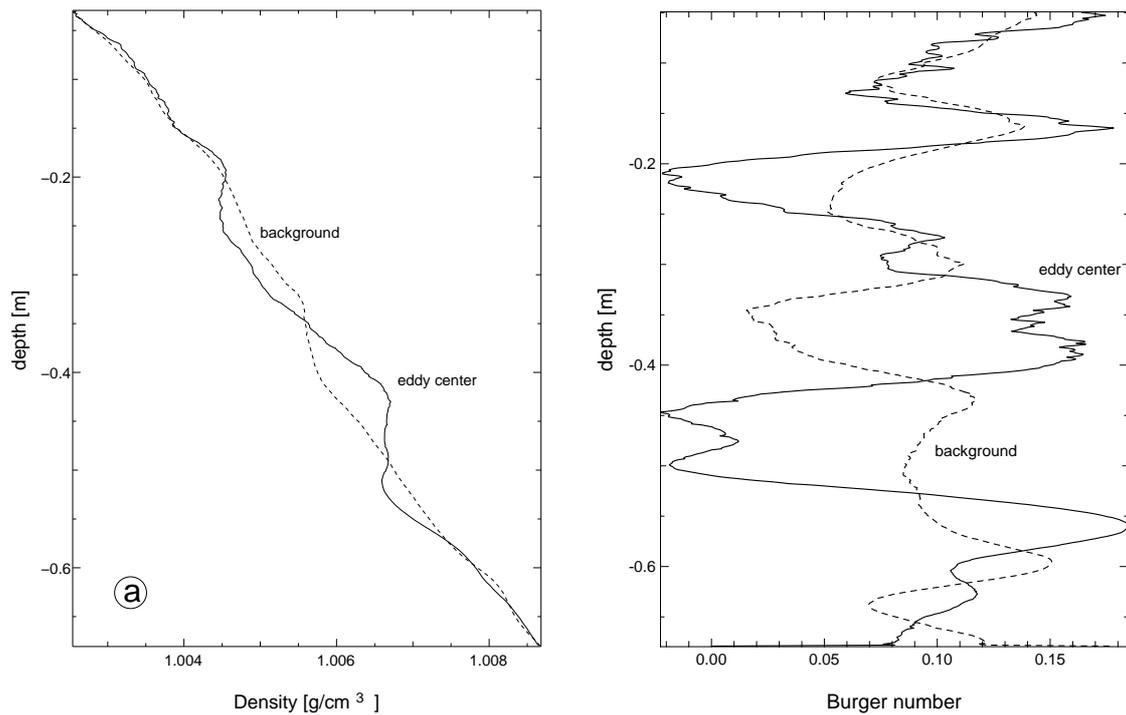


Abbildung 45: Vertikale Profile der Dichte der Hintergrundsichtung und der Dichte im Zentrum des Wirbels für das Experiment GMC (a). Vertikale Profile der Burgerzahl für den Hintergrund und das Wirbelzentrum (b).

Zunahme des horizontalen Durchmessers des Wirbels. Aufgrund der Dichtemessungen und der Anordnung der Meßgeräte im Einstromgebiet war es nicht möglich, Geschwindigkeitsmessungen direkt während des Einstromereignisses durchzuführen. Nach einigen Rotationsperioden des Tanks hat sich ein stabiler Eddy gebildet, der nun mit Hilfe des "Correlation Imaging Velocimetry system" (CIV) verfolgt werden konnte, bis er die Sichtweite der Kamera und des Laserfächers verließ (vgl. Abb. 15 auf S. 37).

In dem eingefärbten Wasser zeigten sich nach der Bildungsphase des Wirbels am äußeren Rand Filamente, die sich als Streifen um den Wirbel legten. Aus der Bewegung der Polyesterenteilchen konnte man ersehen, daß auch nichteingefärbtes Wasser an der Außenseite des Wirbels mitrotierte. Dies läßt sich nicht auf eine diffusive Vermischung des einströmenden Wassers mit dem Umgebungswasser zurückführen, die an einer radial abnehmenden Färbung erkennbar wäre. Bei einem speziellen Experiment wurden vor dem eigentlichen Injektionsvorgang horizontale Markierungslinien mit unterschiedlich gefärbtem Wasser in der Tiefe des Wirbels (rot) und unterhalb

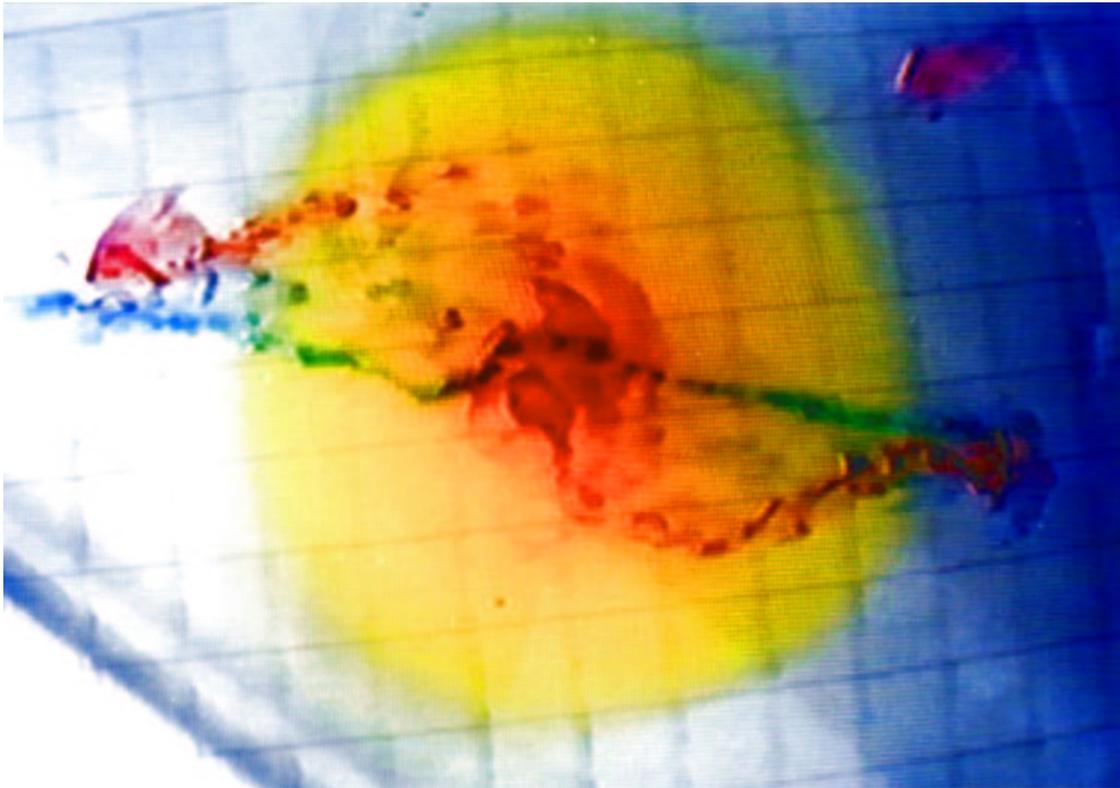


Abbildung 46: Aufnahme eines Wirbels mit verschiedenen Farbmarkern, mit deren Hilfe erkennbar ist, daß sich unter dem Wirbel eine kleinere Zyklone gebildet hat. Die rote Markierungslinie liegt in der Tiefe des Wirbels. Die blau/grüne Linie liegt unterhalb des Wirbels. Das injizierte Wasser hat eine gelbe Färbung (Photo von A. Fincham).

der Einstromtiefe (blau) gelegt sowie das einströmende Wasser gelb eingefärbt. Mit Hilfe dieser Farbmarker konnte man deutlich sehen, daß die erzeugte Vorticitystruktur ein größeres Volumen hatte als das injizierte Wasser. Die rote Linie zeigte auch außerhalb des gelben Bereichs eine antizyklonale Rotation. Die Linie unter der Einstromtiefe zeigte dabei eine zyklonale Rotation mit einem kleineren Radius als die rote Linie in der Einstromtiefe (vgl. Abb. 46). Die Rotation des Umgebungswassers am Rand des Wirbels läßt sich mit der Verdrängung von Wasser aus dem Zentrum während der Injektionsphase erklären. Das verdrängte Wasser wird nach außen gedrückt und erfährt aufgrund der Corioliskraft eine Ablenkung nach rechts. Dann geht es in eine antizyklonale Rotation über. Nach der Stabilisierung des Wirbels wurde mit Hilfe des Auslegerarms auf einem Schnitt mit zehn gleichzeitigen Profilen eine Aufnahme des Dichtefeldes

gemacht. Da hierdurch kleine Turbulenzen entstanden, wurde mit der Geschwindigkeitsmessung durch das CIV-System einige Minuten später begonnen.

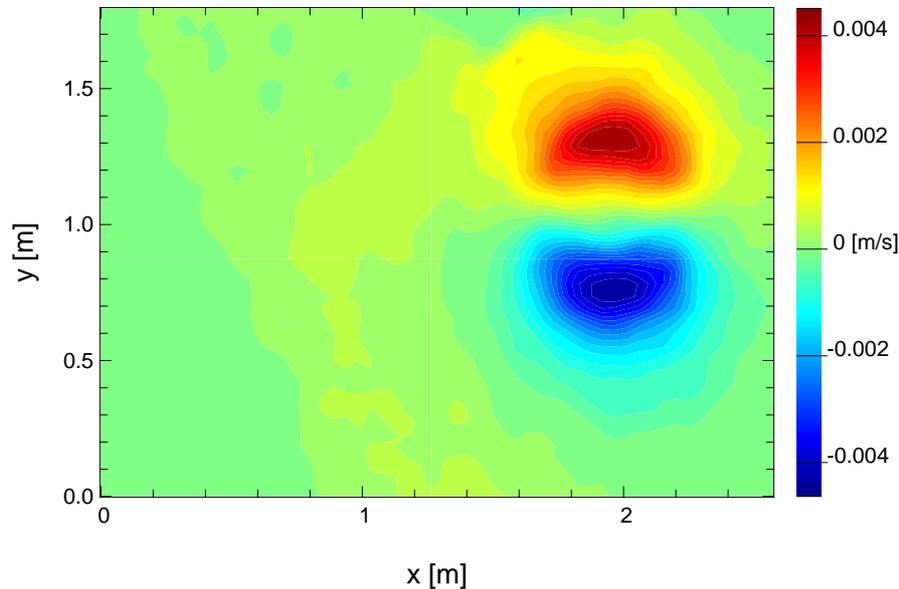


Abbildung 47: Horizontalschnitt der zonalen Geschwindigkeitskomponente  $U$  [m/s] im Zentrum des Wirbels zu Beginn der CIV-Messung für das Experiment GMC.

Mit Hilfe der CIV-Messungen kann das dynamische Verhalten des Wirbels zu verschiedenen Zeitpunkten genau beschrieben werden. Obwohl das Geschwindigkeitsfeld des Wirbels während aller Labormessungen durch Wellen im Hintergrundfeld des Tanks beeinflusst wurde, konnte bei allen drei beschriebenen Wirbeln eine charakteristische Struktur festgestellt werden. Ein besonderes Merkmal war, daß sich an der Unterseite des Wirbels ein zyklonal rotierender Wirbel befand (Abb. 48). Die Zyklone zeigte eine geringere Rotationsgeschwindigkeit als die Antizyklone und hatte einen kleineren Radius. Sie besaß Kontakt zum Boden des Tanks und war daher einer zusätzlichen Reibung unterworfen. Spätere Experimente der Kollegen aus Grenoble haben gezeigt, daß diese Zyklone aufgrund des Injektionsverfahrens entsteht. Das Überschießen des einströmenden Wassers mit der anschließenden Aufwärtsbewegung aufgrund der geringeren Dichte führt zu einer Auslenkung der Isopyknen in den tieferen Wasserschichten, wodurch die kleinere, stärker auf den Ort der Injektion konzentrierte Zyklone entsteht. In speziellen Experimenten, in denen etwas unterhalb des Einfüllrohrs eine horizontale Platte angebracht war, konnte das Überschießen des einströmenden Wassers weitestgehend blockiert werden. Bei dieser Versuchsanordnung entstand keine Zyklone unterhalb des einströmenden Wassers. Diese

Modifikationen des Injektionsverfahrens wurden jedoch erst später im Zusammenhang mit anderen Experimenten durchgeführt und kamen daher für die Experimente dieser Arbeit nicht zur Anwendung.

Ein weiteres Merkmal des Wirbelsystems in allen drei Experimenten war die Translation des antizyklonalen wie auch des zyklonalen Wirbels in einer der Rotationsrichtung des Tanks entgegengesetzten Richtung. Die Translationsgeschwindigkeit war bei zwei Experimenten, die eine geringere Rotationsperiode des Tanks besaßen, ähnlich. In dem Experiment mit einer größeren Periode war die Translationsgeschwindigkeit entsprechend geringer. Die Translation der Wirbel konnte eindeutig auf einen Hintergrundstrom zurückgeführt werden, der durch die Windschubspannung entstand, die auf die rotierende Wasseroberfläche durch die darüberliegenden in Ruhe befindlichen Luftschichten ausgeübt wurde. Dieser Hintergrundstrom hatte eine Größenordnung von  $O(0.1) \text{ mm s}^{-1}$  und ist also deutlich geringer als die Rotationsgeschwindigkeit der Wirbel.

Bezeichnung	Eingefülltes Volumen	Rotationsperiode	Coriolisparameter ( $f$ )	mittlerer Durchmesser
GMA	5 l	50 s	$0.251 \text{ s}^{-1}$	0.31 m
GMB	10 l	50 s	$0.251 \text{ s}^{-1}$	0.34 m
GMC	10 l	200 s	$0.0628 \text{ s}^{-1}$	0.7 m

Tabelle 1: Die unterschiedlichen Ausgangsparameter für die drei Tankexperimente GMA, GMB, GMC.

Neben diesen Gemeinsamkeiten besitzen die Wirbel aufgrund der unterschiedlichen Rotationsperioden des Tanks und den verschiedenen Volumina des injizierten Wassers in den drei Experimenten ein voneinander abweichendes dynamisches Verhalten. Im Experiment GMC hat der Wirbel einen deutlich größeren Durchmesser als in den beiden anderen Experimenten (ca. 0.7 m in GMC gegenüber 0.34 m (GMB) bzw. 0.31 m (GMA)).

In der relativen Vorticity, abgeleitet aus dem gemessenen horizontalen Geschwindigkeitsfeld, ist bei dem Experiment GMC eine deutliche Ringstruktur erkennbar (Abb. 49). Die maximalen Werte der relativen, negativen Vorticity liegen auf einem Ring mit einem Durchmesser von 0.33 m um das Zentrum des Wirbels. Auch im Zentrum ist die relative Vorticity jedoch negativ. Diese Ringstruktur ist im Experiment GMC während des gesamten Beobachtungszeitraums vorhanden. Außerhalb des Minimums geht die negative Vorticity in ein schmales Band positiver Vorticity über, die den gesamten Wirbel umschließt. In den beiden anderen Experimenten besit-

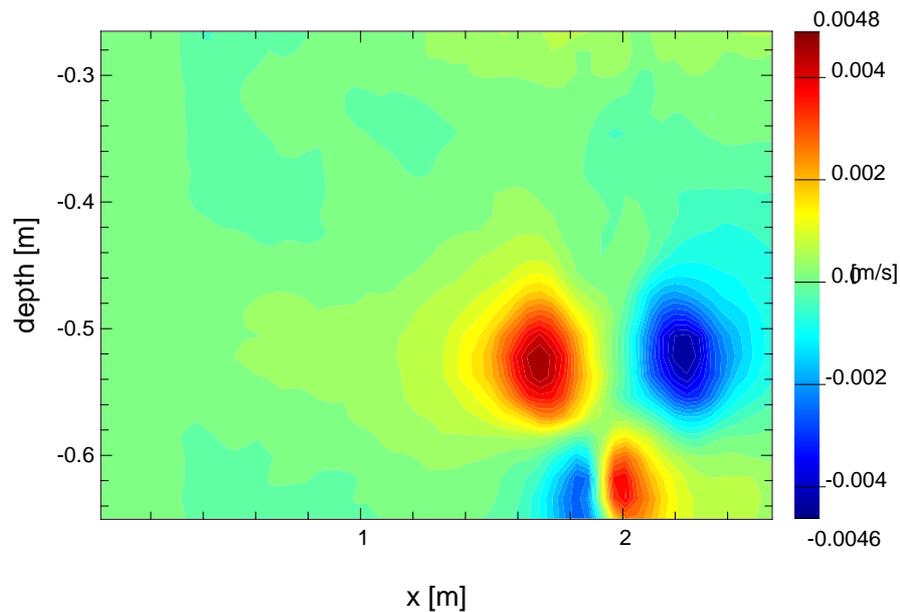


Abbildung 48: *Vertikaler Schnitt des zonalen Geschwindigkeitsfeldes durch das Zentrum des Wirbels zu Beginn der CIV-Messung für das Experiment GMC. Unter der größeren Antizyklone befindet sich eine kleinere Zyklone.*

zen die Wirbel eine höhere Rotationsgeschwindigkeit und einen geringeren Durchmesser. Das jeweilige Minimum der Vorticity ist stärker auf das Rotationszentrum des Wirbels konzentriert, doch ist bei diesen beiden Experimenten die Gesamtstruktur des Wirbels weniger radialsymmetrisch und die Lage des Rotationszentrums nicht so konstant im Zentrum der Wirbelstruktur wie in dem Experiment GMC (vgl. Abb. 49). Eine Ringstruktur kann in beiden Experimenten nicht festgestellt werden. Vielmehr ist in den Experimenten GMA und GMB das Vorticitymaximum des Wirbels von einem breiteren Band schwächerer, negativer Vorticity umgeben. Am Rand der beiden Wirbel finden sich kleinere Gebiete positiver Vorticity, die sich um den Wirbel herumbewegen, jedoch meist nicht zusammenhängen. Sie erscheinen als Wellen auf dem Rand der Antizyklone. Die beiden Experimente mit einer niedrigeren Rotationsperiode (GMA, GMB) zeigen insgesamt stärkere Schwankungen in der Gesamtstruktur des Wirbels. Dies kann in allen Schichten des jeweiligen Wirbels beobachtet werden.

Auch wenn die Geschwindigkeitsmessungen nur für einen begrenzten Zeitraum durchgeführt werden konnten, so waren die Wirbel im Labor für einen langen Zeitraum stabil und brachen nicht zu kleineren Wirbeln auseinander. Die Schwankungen in der räumlichen Wirbelstruktur

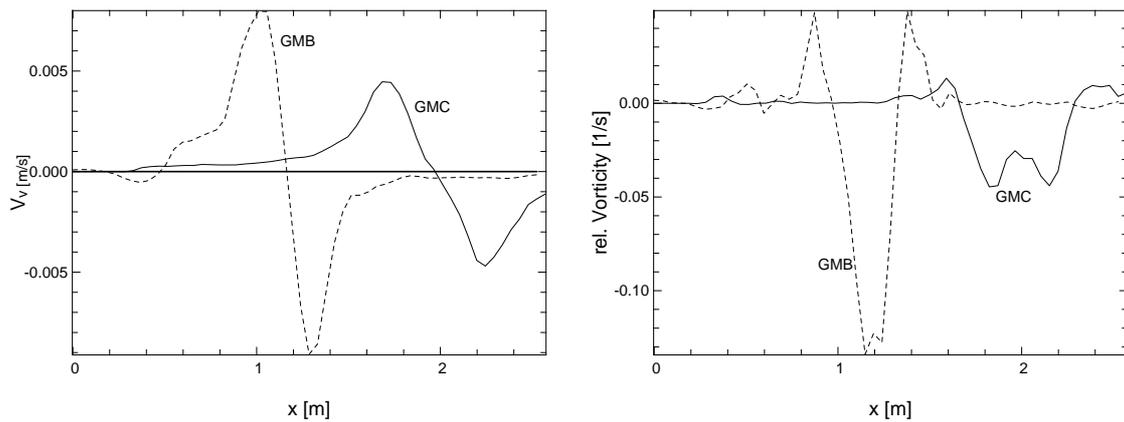


Abbildung 49: *Horizontalschnitte der meridionalen Geschwindigkeitskomponente in der Tiefe der maximalen Vorticity (links) und der Vorticity in derselben Tiefe (rechts) für das Experiment GMC und für das Experiment GMB*

werden bei dem Vergleich mit den Modellergebnissen weiter diskutiert.

Die Zeitserie von horizontalen Schnitten der relativen Vorticity in der Tiefe des Wirbelzentrums in Abbildung 51 zeigt anfangs das Vorhandensein zweier Zentren der maximalen Vorticity in Experiment GMB. Im weiteren Verlauf bildet sich jedoch auch hier aus den beiden Kernen der antizyklonalen Vorticity ein stabiler Wirbel mit einem Vorticityzentrum, der schließlich das Beobachtungsgebiet verläßt.

## 6.2 Modellierung der im Tank erzeugten Wirbel

Die bisher gezeigten Vorgänge der Wirbelbildung im Tank haben gezeigt, daß dort Wirbel entstehen, die als kohärente, langlebige Vorticitystrukturen zu bezeichnen sind. Es gelingt also mit Hilfe der Injektionsmethode Wirbel im Tank zu erzeugen, die äußerlich einzelnen, isolierten Meddies im westlichen iberischen Becken ähneln. Da sich die schwächere Zyklone unter dem Zentrum des antizyklonalen Wirbels befindet, zeigen die Wirbel lediglich eine Translation aufgrund des Hintergrundstroms und nicht aufgrund einer Dipolstruktur. Im Folgenden wird gezeigt, wie entsprechende Wirbelstrukturen in einem numerischen Modell erzeugt werden. Diese werden dann in ihrem dynamischen Verhalten mit den Wirbeln aus den Tankexperimenten verglichen.

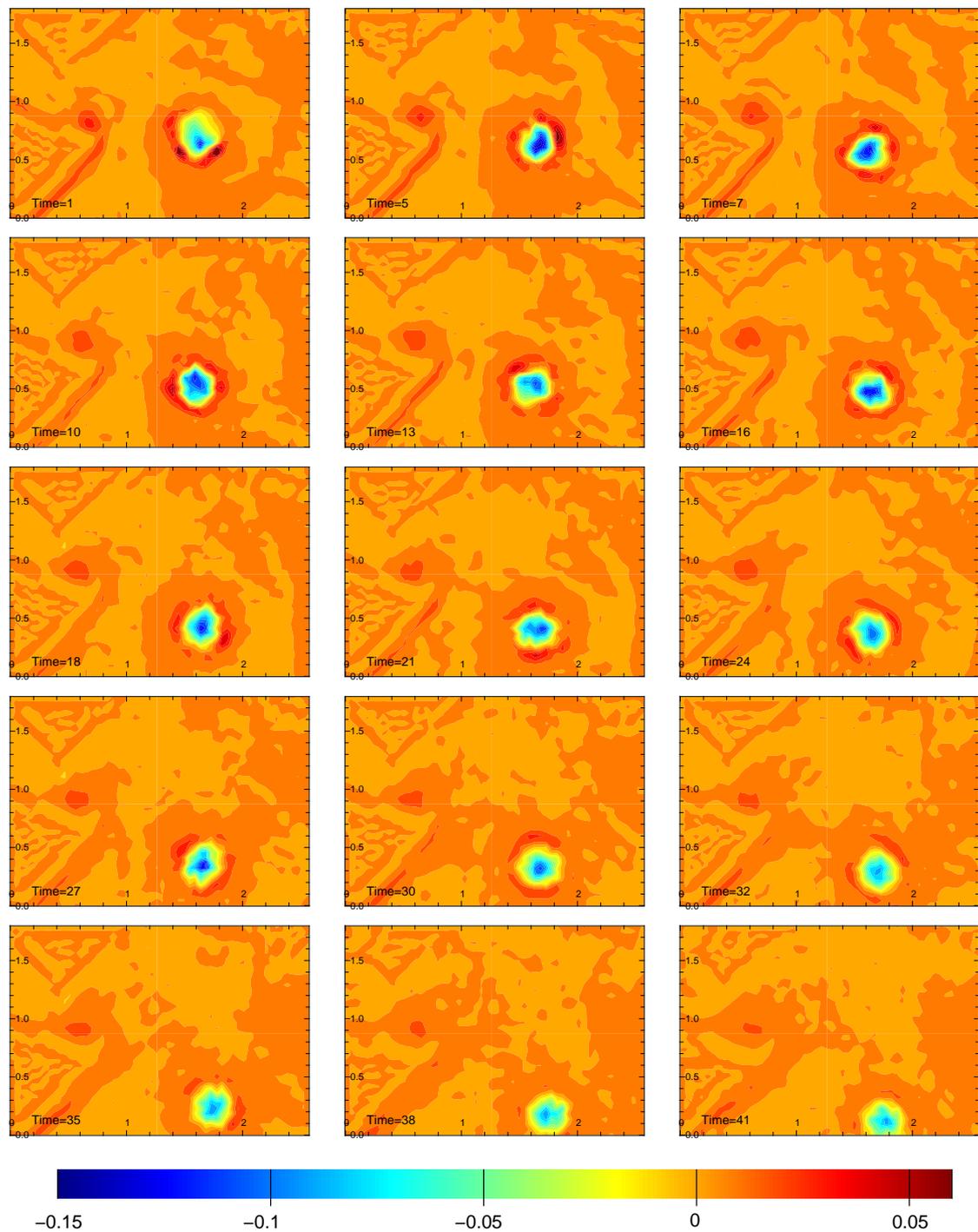


Abbildung 50: Zeitserie der Horizontalverteilung der relativen Vorticity, skaliert mit dem Coriolisparameter im Wirbelzentrum für GMA. Die Zeitserien der horizontalen Schnitte für die drei Experimente zeigen eine Translation in unterschiedliche Richtungen. Dies hängt nur mit der Ausrichtung der Kamera bei den verschiedenen Experimenten zusammen.

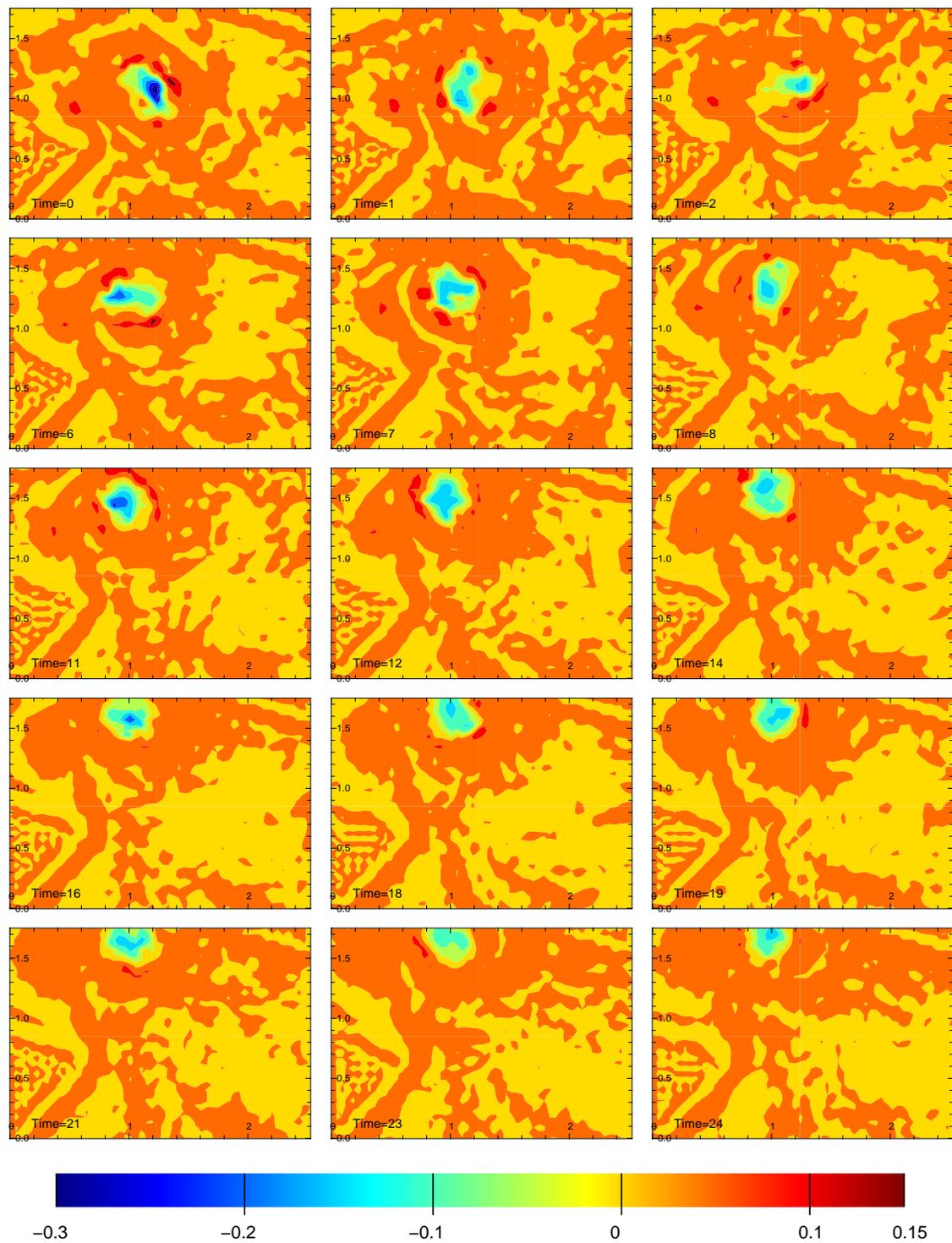


Abbildung 51: Zeitserie der Horizontalverteilung der relativen Vorticity, skaliert mit dem Coriolisparameter im Wirbelzentrum für GMB.

## 6.2 Modellierung der im Tank erzeugten Wirbel

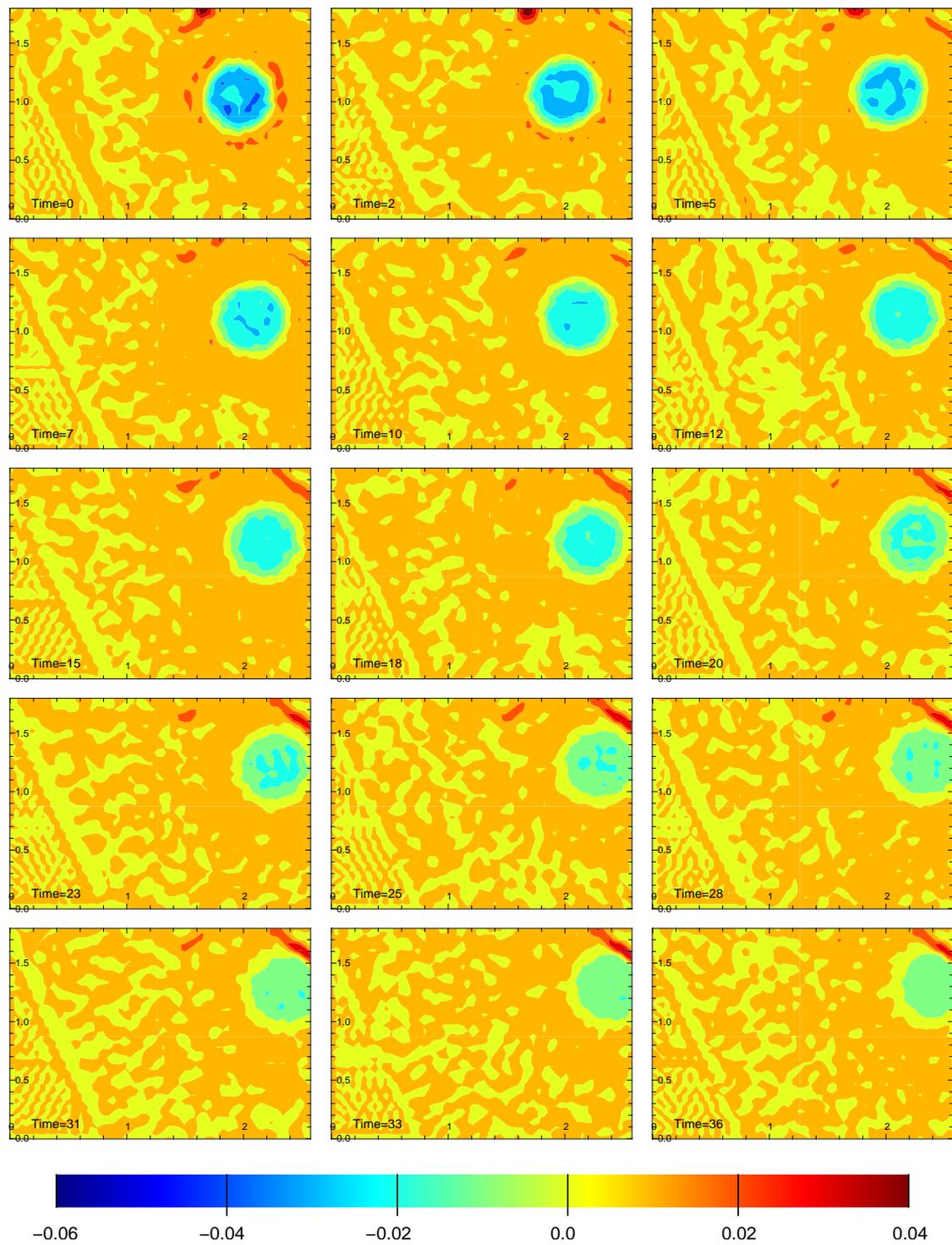


Abbildung 52: Zeitserie der Horizontalverteilung der relativen Vorticity, skaliert mit dem Coriolisparameter im Wirbelzentrum für GMC.

### 6.2.1 Numerische Simulation der Tankexperimente

Für die numerische Modellierung der Prozesse im Tank wird ebenfalls das SCRUM-Modell benutzt. Um die Modelldaten direkt mit den Messungen vergleichen zu können und auch um einige der im Labor gewonnenen Meßdaten direkt in dem Prozeßmodell benutzen zu können, werden die numerischen Experimente auf den gleichen räumlichen Skalen wie die Tank-Experimente durchgeführt. Es handelt sich hierbei nur um eine Änderung der Skalen. Generell sind PE-Modelle nicht dazu geeignet, alle hydrodynamischen Prozesse, die in Tankexperimenten vorhanden sind, richtig zu modellieren. Mit den numerischen Experimenten wird vielmehr der Versuch unternommen, nicht die Ergebnisse zu skalieren, sondern die Skalierung bereits in der Modellkonfiguration vorzunehmen.

Das Modellgitter hat eine horizontale Auflösung von  $0.035\text{ m}$  und eine vertikale Auflösung von  $0.016\text{ m}$ . Die Daten aus den CIV-Messungen liegen auf einem Gitter der gleichen Auflösung vor, so daß für einige der Modellexperimente die Geschwindigkeitsdaten aus den Tank-Experimenten als Startfelder benutzt werden können. Für die Modellläufe wird eine möglichst geringe Reibung benutzt, hauptsächlich um das Modell numerisch stabil zu halten. Zusätzlich besitzen die im Modell benutzten numerischen Algorithmen insgesamt eine implizite Diffusion, die nicht genau bestimmt werden kann. Dies wird bei der Analyse der Vorticitybalance weiter diskutiert (Kap. 6.4). Zur Berechnung der Dichte wird eine lineare Funktion der Temperatur benutzt, entsprechend der Abhängigkeit der Dichte vom Salzgehalt in den Tankexperimenten. Es werden damit keine Prozesse betrachtet, bei denen die Doppeldiffusion wichtig ist. Für die lineare Hintergrundschichtung wurden die Profile des einzigen Tracers im Modell, der Temperatur, so angepaßt, daß daraus über eine lineare Zustandsgleichung die Dichte den gleichen Gradienten aufwies, wie er für die Hintergrundschichtung in den Tankexperimenten gemessen worden war.

Die numerischen Experimente wurden sowohl mit analytisch berechneten Feldern für die Temperatur und den entsprechenden horizontalen Komponenten der Geschwindigkeit gestartet als auch mit Feldern, die aus den Meßdaten der Laborexperimente abgeleitet wurden. Es ist jedoch zu beachten, daß gerade in der Erzeugung der Vorticitystrukturen im Labor erhebliche Unterschiede zur Art der Erzeugung eines Wirbels im Modell als auch in der Natur bestehen. Im Labor wird Flüssigkeit im Zentrum der Wassersäule hinzugefügt, wodurch es zu einer lokalen Aufwölbung der Isopyknen kommt. Dieser Vorgang stellt eine externe Quelle von potentieller Vorticity dar, die im Modell nicht vorhanden ist. Das Hinzufügen von Masse im Inneren der Wassersäule ist in einem PE-Modell nicht richtig darzustellen. Die numerischen Modelle geben also den Adjustierungsprozeß, der im Labortank nach der Injektion des Wasser stattfindet, nicht

wieder. Wie bereits oben bemerkt, ist dies auch nicht das Ziel der numerischen Experimente. Wie jedoch weiter unten gezeigt wird, besitzen die auf verschiedene Weise erzeugten Vorticitystrukturen dennoch eine sehr weitgehende Übereinstimmung, so daß man davon ausgehen kann, daß Effekte, die aufgrund des Erzeugungsmechanismuses entstehen, keinen wesentlichen Einfluß auf die spätere Dynamik des Wirbels besitzen. Werden jedoch Bilanzen für die Vorticity oder Energie aufgestellt, so lassen sich hier Effekte, die aus diesen Mechanismen herrühren, sehr wohl feststellen (s. 60 auf Seite 109).

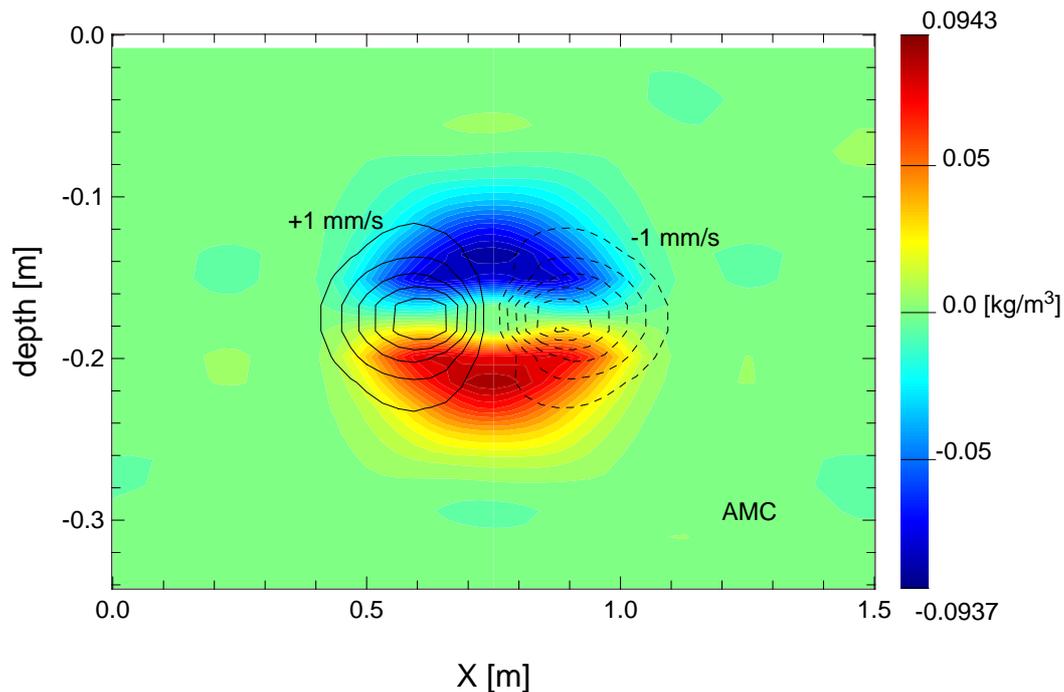


Abbildung 53: Vertikaler Zonalschnitt der Anfangsdichteanomalie (Farbkontur in  $\text{kg/m}^3$ ) und der Meridional Komponente des Geschwindigkeitsfeldes (Konturlinien mit einem Abstand von  $1 \text{ mm/s}$ ) für das mit analytischen Daten gestartete Experiment AMC.

Für die analytischen Startfelder wurde eine funktionale Beziehung zwischen Dichte und geostrophischer Geschwindigkeit, aufbauend auf der Arbeit von RUBINO ET. AL. (1999), benutzt. Mit dieser Beziehung können Startfelder für eine Dichte, die linear von der Temperatur abhängt, und den dazugehörigen horizontalen Geschwindigkeitsfeldern ( $U, V$ ) erzeugt werden, die sich in einem geostrophischen Gleichgewicht befinden und so nur noch in einem geringen Maße Wellen abstrahlen.

Neben der analytischen Erzeugung der Anfangsbedingungen wurde das Modell auch mit Feldern gestartet, die direkt aus den Labormessungen gewonnen wurden. Die Dichte konnte im Labor nur in Form eines einzelnen Schnittes gemessen werden, und zudem konnte die Dichtemessung während des Experiments nicht mehrfach durchgeführt werden. Hinzu kam, daß die Dichte nur mit einem erheblichen Fehler bestimmt werden konnte. Aus den einzelnen Messungen konnte also weder ein dreidimensionales Feld abgeleitet werden noch die zeitliche Entwicklung der Schichtung im Wirbel gemessen werden. Deshalb wurden zur Erzeugung der Startfelder für die numerischen Experimente nur die Geschwindigkeitsdaten benutzt. Die CIV-Daten liegen nach ihrer Aufbereitung auf einem regelmäßigen, dreidimensionalen Gitter mit 25 vertikalen Schichten und einer horizontalen Gitterauflösung von  $0.047\text{ m} \times 0.047\text{ m}$  vor. Das Zeitintervall zwischen zwei Datensätzen beträgt  $80\text{ sec}$ . Es wurde jeweils solange gemessen, bis der Wirbel das Aufnahmegebiet verlassen hatte.

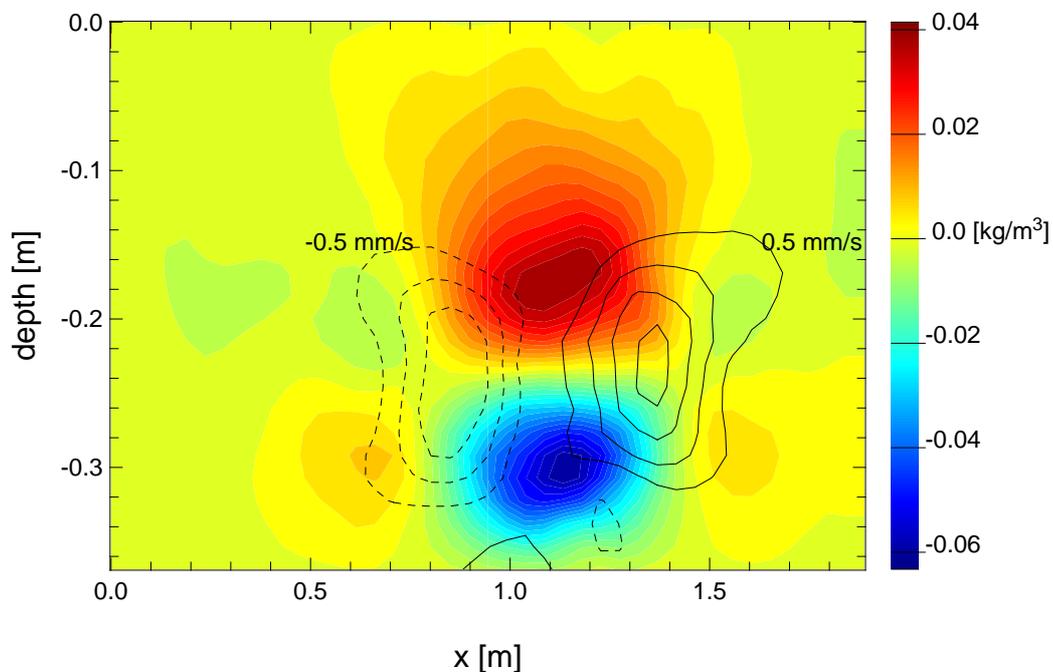


Abbildung 54: Vertikaler Schnitt der Anfangsdichteanomalie (Farbkontur in  $\text{kg/m}^3$ ) und des meridionalen Geschwindigkeitsfeldes (Konturlinien mit einem Abstand von  $0.5\text{ mm/s}$ ) kurz nach der Justierung am Anfang des Modellaufs für das Experiment MMC.

Die Geschwindigkeitsdaten der ersten Aufnahme wurden zur Initialisierung des Modells be-

nutzt. Da in den Anfangsdaten Wellensignale aus dem dynamischen Hintergrundfeld des Tanks (aufgrund von vorhergegangenen Tank-Experimenten) wie auch ein barotroper Hintergrundstrom vorhanden waren, mit denen das numerische Modell nicht stabil initialisiert werden konnte, wurde ein exponentieller, zweidimensionaler, radialer Filter mit Zentrum im Kern des Wirbels über die CIV-Geschwindigkeitsdaten gelegt, womit das Geschwindigkeitsfeld außerhalb des Wirbels auf Null gesetzt wurde. Das Modellgitter wurde so gewählt, daß es die gleiche Auflösung wie das Gitter der Meßdaten hatte. Damit konnten die Felder direkt auf dieses Gitter übertragen werden (eine erneute Interpolation hätte zu einer Reduzierung des Geschwindigkeitssignals geführt). Schließlich ist passend zu den Geschwindigkeiten eine Anomalie der Dichte berechnet worden, unter der Annahme, daß die Geschwindigkeitsfelder geostrophisch balanciert sind. Aufgrund der linearen Beziehung zwischen Dichte und Temperatur konnte daraus dann die Temperaturanomalie für die Startfelder berechnet werden. Die Annahme der geostrophischen Balance und der daraus abgeleiteten Dichteanomalie dient hier lediglich dazu, das Geschwindigkeitsfeld zu erhalten. Da in diesem ebenfalls Wellensignale enthalten waren, werden diese zwar am Anfang des numerischen Experiments abgestrahlt, dennoch konnte so eine stabile Wirbelstruktur mit den gleichen räumlichen Eigenschaften wie in den Messungen erzeugt werden, wenn auch insgesamt die so gebildeten Wirbel eine geringere Energetik hatten als die Wirbel aus dem Tank. Die Experimente mit aus Labordaten erzeugten Wirbeln werden im Folgenden, den Tankexperimenten entsprechend, mit MMA, MMB und MMC bezeichnet. Die numerischen Modelle wurden für einen längeren Zeitraum integriert als den Zeitraum der Beobachtung in den Laborversuchen, um genauere Aussagen über das Abklingverhalten der Wirbel machen zu können.

Aufgrund der Veränderungen des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes in den Experimenten MMA, MMB, MMC findet hier keine Translation statt. Vergleicht man das Verhalten der Wirbelstruktur vor allem für das stabilste Tank-Experiment GMC mit dem entsprechenden numerischen Experiment MMC so ist zu erkennen, daß der Wirbel im Tank nur mitadvehiert wird, ohne daß der Hintergrundstrom einen sichtbaren Einfluß auf die interne Struktur des Wirbels hat. In einem speziellen numerischen Modellauf mit einem periodischen Kanal und einem analytisch erzeugten Wirbel konnte bestätigt werden, daß ein konstanter, barotroper und auch horizontal ungescherter Hintergrundstrom keinen Einfluß auf den antizyklonalen Wirbel hat, sondern diesen mit der Geschwindigkeit des Hintergrundstroms in dessen Richtung advehiert.

Die Unabhängigkeit der Wirbelstruktur von der Hintergrundströmung wird qualitativ auch anhand der dreidimensionalen Ansicht der Wirbel im Tank und in dem numerischen Modell in Abbildung 55 erkennbar. Obwohl die Stärke der relativen Vorticity im Tank etwas größer ist

(sichtbar an den größeren Farbkontrasten in Abb. (a)), haben beide Realisierungen ein weitgehend gleiches Aussehen. Das Minimum der negativen Vorticity liegt bei beiden Wirbeln nicht direkt im Zentrum. Diese Ringstruktur ist im Experiment MMC stärker ausgeprägt, wohingegen der Wirbel GMC einen breiten Kern mit homogener Vorticity-Verteilung besitzt. Auffallend ist der schmale Ring positiver Vorticity, der beide Wirbel umgibt. Auch der Kern positiver Vorticity an der Unterseite des Wirbels ist bei beiden Strukturen nach dieser Zeit in der gleichen Größe vorhanden.

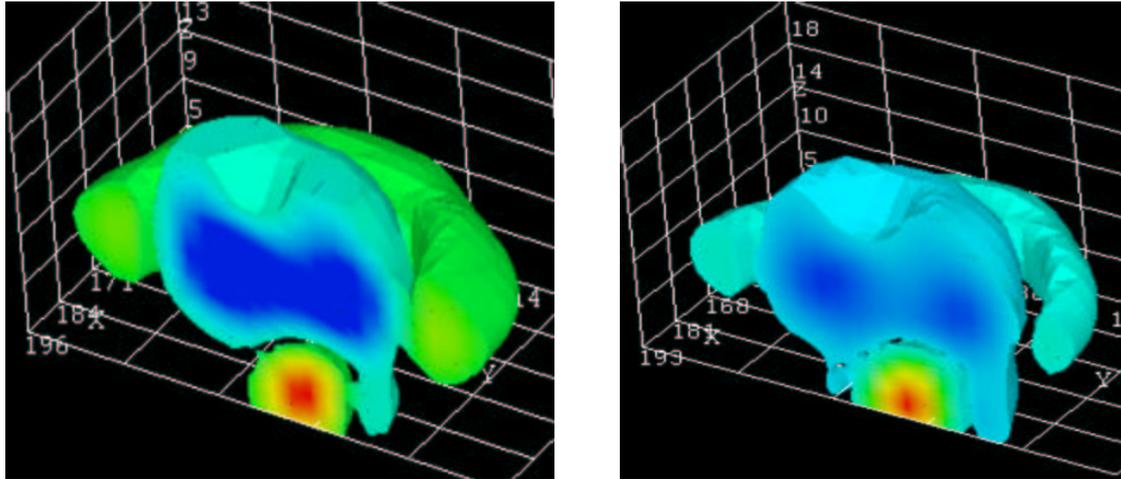


Abbildung 55: Dreidimensionale Ansicht der relativen Vorticity des Wirbel MC im Tank (a) und im Modell (b) nach 14 Minuten.

Ein genauer Vergleich der dynamischen Eigenschaften der Wirbel, die mit drei unterschiedlichen Methoden erzeugt wurden, schließt sich in dem folgenden Abschnitt an.

### 6.3 Analyse der Wirbeldynamik

Obwohl die verschiedenen Wirbelstrukturen, deren Entstehung und zeitliches Verhalten auf den vorangegangenen Seiten dargelegt wurde, verschiedene Werte für Burger- und Rossbyzahl besitzen, sollen sie doch die wesentlichen Eigenschaften von Meddies repräsentieren, wie sie im Ozean westlich und südwestlich der iberischen Halbinsel beobachtet wurden. Eine Eigenschaft ist dabei das Verhältnis der räumlichen Skalen zu den Geschwindigkeiten an sich und der räumlichen Verteilung der Geschwindigkeiten in dem Wirbel. Diese sind in Abbildung 56 dargestellt. Hier werden die mit der Maximalgeschwindigkeit skalierten Werte der meridionalen Geschwin-

digkeitskomponente auf einem Schnitt durch das Zentrum des Wirbels gegen den mit dem Gesamtdurchmesser des Wirbels skalierten Abstand zum Zentrum aufgetragen. Diese Werte sind für die beiden numerischen Realisierungen (AMC, MMC) und auch für das entsprechende Tankexperiment (GMC) dargestellt. Zum Vergleich sind die entsprechenden Werte aus den Messungen von SCHULTZ TOKOS und ROSSBY (1991) von einem Meddy im iberischen Becken aufgetragen. Die Werte liegen alle auf einer für Meddies typischen Verteilungskurve, die vom Zentrum des Wirbels fast linear zum Maximalwert der Radialgeschwindigkeit ansteigt und dann mit zunehmender Entfernung zum Wirbelzentrum exponentiell abfällt. Diese Art der horizontalen Geschwindigkeitsverteilung ist auch von PRATER (1992) in einem Wirbel im westlichen Golf von Cadiz beobachtet worden.

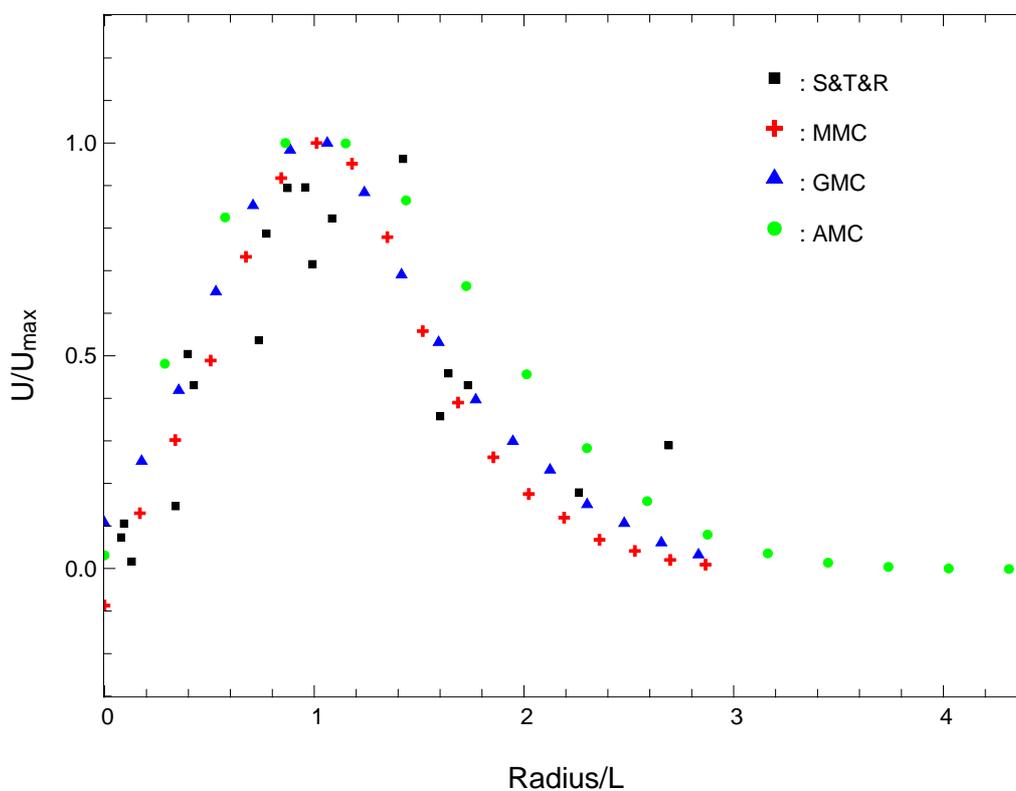


Abbildung 56: Scatterplot der mit der Maximalgeschwindigkeit normierten horizontalen Geschwindigkeit gegen den mit dem Wirbeldurchmesser skalierten Abstand vom Wirbelzentrum. Dargestellt sind Werte aus der Tiefe des Wirbelzentrums für die Labordaten, die Modellexperimente für den Fall MC und aus Messungen im Ozean von Schultz Tokos (entnommen aus (TOKOS & ROSSBY, 1991)).

Dies zeigt, daß mit der Skalierung, die für die Tankexperimente benutzt worden ist, dynamische

Strukturen erzeugt werden, die sich in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Verteilungen im Ozean befinden. In Abbildung 57 wird die vertikale Verteilung der skalierten horizontalen Geschwindigkeit dargestellt. Leider liegen dazu keine Daten aus ozeanischen Beobachtungen vor. Hier ist zu sehen, daß die Modelle in der Vertikalen leichte Abweichungen voneinander zeigen.

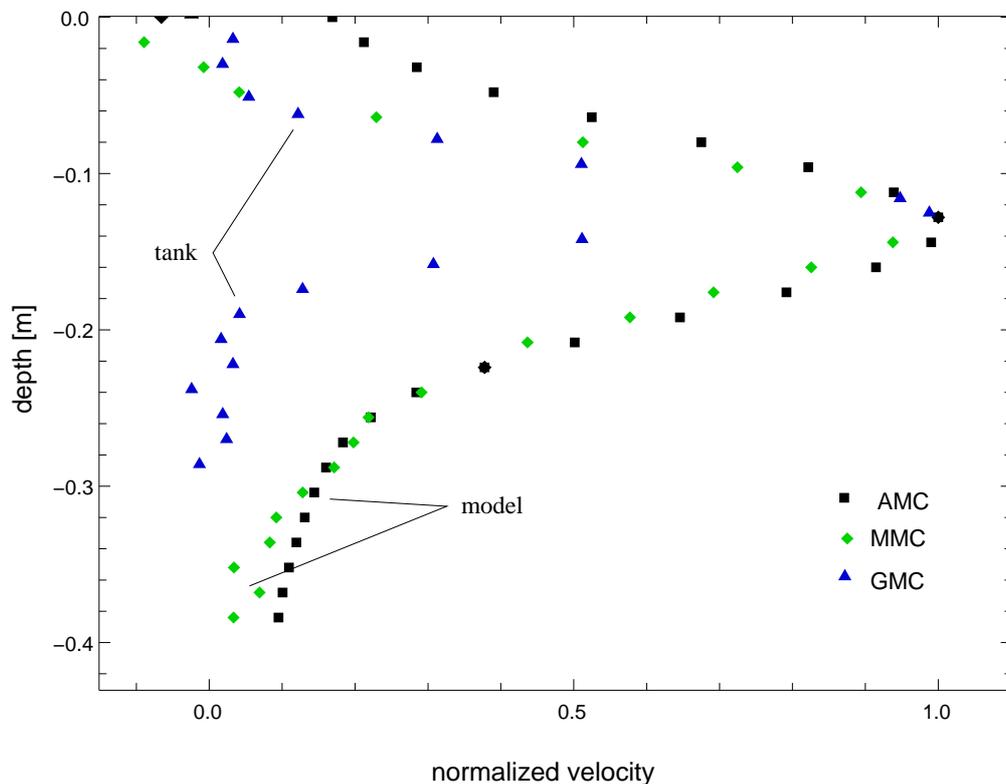


Abbildung 57: Vertikale Verteilung der mit der Maximalgeschwindigkeit skalierten horizontalen Geschwindigkeit aus dem Laborexperiment und den beiden entsprechenden numerischen Modellläufen für das Experiment MC.

Die Wirbel haben in allen drei Realisierungen eine unterschiedliche vertikale Ausdehnung. In den Labormessungen ist der Wirbel am dünnsten. Die beiden Modellwirbel zeigen eine stärkere vertikale Ausdehnung, wobei der analytisch erzeugte Wirbel dicker ist als der aus Labordaten initialisierte Wirbel. Die Abweichungen der modellierten Wirbel gegenüber dem Laborwirbel sind an der Unterseite stärker als an der Oberseite. Trotzdem zeigen alle drei Kurven das Maximum der skalierten Geschwindigkeit in der gleichen Tiefe. Die Abweichungen lassen sich möglicherweise auf die unterschiedlichen Erzeugungsmechanismen zurückführen. So besitzt der Wirbel in MMC durch die Anwendung des Filters und die nachfolgende geostrophische Adjustierung

geringere Geschwindigkeiten als der Wirbel in GMC, bei einer anfänglich gleichen vertikalen Struktur. Dadurch verringert sich auch die Rotationsgeschwindigkeit des Wirbels und damit die Neigung der Isopyknen. Diese Änderungen werden nicht durch ein Anwachsen der horizontalen Ausdehnung des Wirbels kompensiert, sondern durch eine vertikale Ausdehnung. Es findet also ein “Stretching” des Wirbels statt.

Um die verschiedenen Experimente weiter zu vergleichen, wird die zeitliche Entwicklung der Rossbyzahl im Kern der Wirbel betrachtet. Es gilt:

$$Ro = \frac{\zeta}{f} \quad \text{mit} \quad \zeta = \text{Minimum der relativen Vorticity im Kern} \quad (10)$$

In Abb. 58 ist die zeitliche Entwicklung der Rossbyzahl für die drei verschiedenen Experimente gegen die mit dem Coriolisparameter skalierte Zeit aufgetragen. In allen Realisierungen ist ein Abfall der Rossbyzahl zu Beginn der Beobachtung zu verzeichnen. Dieser Abfall ist besonders bei dem Experiment MC in beiden Realisierungen sichtbar. Auch wenn hier aufgrund der Skalierung nur ein kurzer Zeitraum für das Experiment GMC betrachtet wird, ist vor allem in dem entsprechenden Experiment MMC deutlich zu erkennen, daß auch hier die Rossbyzahl gegen einen konstanten Wert strebt. Die Wirbel aus den Experimenten mit der gleichen Rotationsperiode des Tanks, jedoch unterschiedlichen Injektionsvolumina zeigen ein einander ähnliches zeitliches Verhalten. Auch hier findet ein Abfall statt, der sich jedoch über einen längeren Zeitraum erstreckt. Auch während der weiteren Entwicklung zeigt die Rossbyzahl eine leichte, oszillierende Variation. Dies resultiert aus den zuvor erwähnten Schwankungen in der Struktur der Wirbel in MA und vor allem in MB. Die Schwankungen sind in den Labordaten stärker ausgeprägt als in den Modelldaten. Die Rossbyzahl ist in den Tankexperimenten für das Experiment MB zu Beginn fast doppelt so groß wie in den Modelldaten, auch die Daten der beiden anderen Modellläufe zeigen geringere Anfangswerte der Rossbyzahl. Dies läßt sich auf die Bearbeitung der Anfangsdaten und die geostrophische Adjustierung zu Beginn der Modellexperimente zurückführen. Im weiteren zeitlichen Verlauf der Entwicklung der Wirbel wird die Abweichung jedoch geringer. Auffallend ist, daß in MMC nach einiger Zeit die Rossbyzahl auf einem stabilen Niveau verbleibt, während in den beiden anderen Experimenten ein linearer, abfallender Trend zu sehen ist. Dieses Verhalten deutet sich auch in GMC an. MC stellt demnach die stabilere der drei Realisierungen dar. Die numerische Simulation erzeugt also qualitativ das gleiche zeitlich dynamische Verhalten, das auch in den Beobachtungen zu finden ist. In den drei untersuchten Fällen strebt die Rossbyzahl gegen einen Wert kleiner als 1. Die Wirbel verändern sich so, daß sie mit der Zeit stabiler werden.

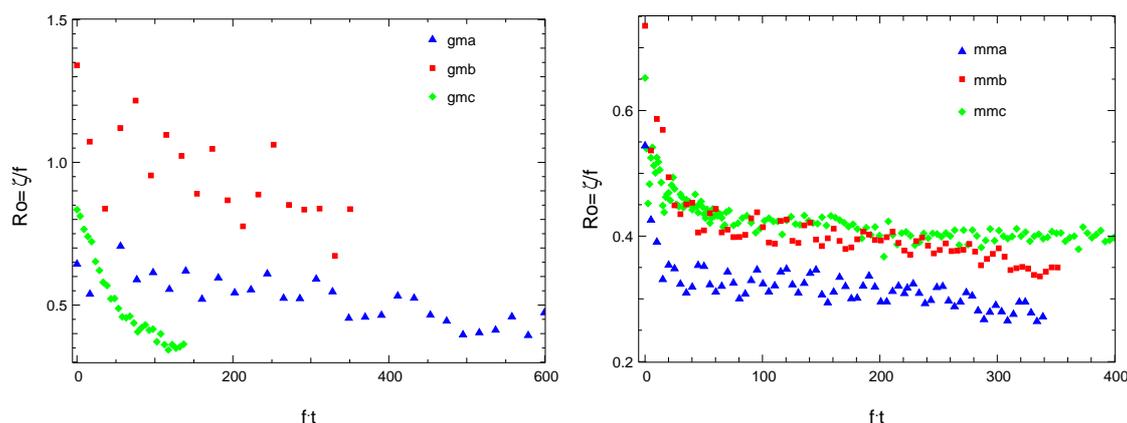


Abbildung 58: Rossbyzahl gegen die mit dem jeweiligen Coriolisparameter skalierte Zeit für die Tankexperimente (links) und die mit den Meßdaten initialisierten Modellexperimente (rechts). Die Ordinate ist für die Modelldaten auf einen kleineren Bereich gesetzt.

Da für die Tankexperimente keine ausreichenden zeitlichen und räumlichen Messungen der Dichte vorliegen, wird die zeitliche Entwicklung der Burgerzahl nur für die Experimente MMA, MMB, MMC betrachtet. Die Burgerzahl ist definiert als:

$$Bu = \left( \frac{Nh}{fL_{ac}} \right)^2 \quad \text{mit}$$

$$N^2 = - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Dabei sind  $f$  der Coriolisparameter,  $N^2$  die Brunt Väisälä Frequenz,  $L_{ac}$  der horizontale Durchmesser und  $h$  die vertikale Dicke der antizyklonalen Vorticitystruktur. Die Abbildung 59 zeigt, daß auch in diesem Parameter die Experimente MA und MB ein ähnliches Verhalten zeigen, während der Wirbel aus MMC eine deutliche Oszillation besitzt. Obwohl MMC nach dem ersten starken Abklingen in der Rossbyzahl eine konstante Vorticity im Zentrum besitzt, zeigt sich in der Entwicklung der Burgerzahl, die im wesentlichen ein Verhältnis der horizontalen Skalen gegenüber den vertikalen Skalen darstellt, eine starke Schwankung in der räumlichen Struktur. Dennoch verringert sich auch hier die Burgerzahl während der zeitlichen Entwicklung. Die Burgerzahl  $Bu = 1$  stellt für alle drei Wirbel eine untere Grenze dar. Der Wirbel MMB liegt am dichtesten an dieser Grenze und hat zum Teil auch geringere Werte.

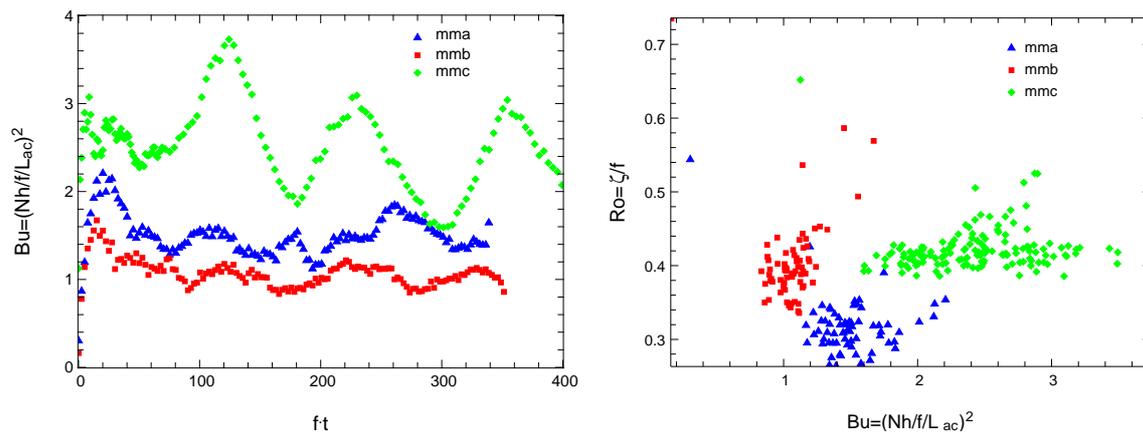


Abbildung 59: Links: Zeitliche Entwicklung der Burgerzahl im Zentrum des Meddies gegen die mit dem Coriolisparameter skalierte Zeit für die Serie MM. Rechts: Scatterplot der Rossbyzahl gegen Burgerzahl für die Serie MM.

Die rechte Darstellung in Abbildung 59 zeigt, daß die drei unterschiedlichen Wirbel sich um einen gemeinsamen Punkt mit einer Burgerzahl zwischen 1 – 2 und einer Rossbyzahl zwischen 0.3 – 0.4 anordnen. Diesem Bereich am nächsten liegt der Wirbel MMA. Er zeigt in den Laborexperimenten die geringsten Schwankungen in der Rossbyzahl. Der anfängliche Abfall der Rossbyzahl in dem numerischen Modell ist daher möglicherweise auf die Initialisierung im Modell zurückzuführen. Der Wirbel MC stellt hingegen ein Beispiel für einen Wirbel dar, der noch keine stabile Struktur besitzt und sich noch in einer Anpassungsphase befindet.

## 6.4 Balance der Vorticity

Um das dynamische Verhalten des Wirbels MC in Abhängigkeit von der Zeit zu untersuchen, eignet sich als skalare Größe die komplette Vorticity. Diese kann unabhängig von der Dichte bestimmt und somit auch für den Wirbel aus den Tankexperimenten untersucht werden. Im Folgenden werden die einzelnen Terme der kompletten Vorticitygleichung hergeleitet und deren zeitliche Entwicklung an einem festen Ort sowohl für GMC als auch MMC untersucht. Es wird gezeigt, welche Terme in der Bilanz der Vorticity die bestimmenden sind. Die Erhaltungsgleichung der kompletten Vorticity lautet (PEDLOSKY, 1979):

$$\frac{d\zeta}{dt} = -(\zeta + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + Ak_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} + Ak_h \nabla^4 \zeta \quad (11)$$

Das totale zeitliche Differential der Vorticity lautet:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta) + \frac{\partial}{\partial z}(w\zeta) \quad (12)$$

Aufgrund der Kontinuitätsgleichung folgt:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} \quad \text{und} \quad \text{zudem} \quad \frac{\partial}{\partial z}(w\zeta) = \zeta \frac{\partial w}{\partial z} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \quad (13)$$

Die beiden Gleichungen 11 und 12 werden gleichgesetzt und die Ausdrücke aus 13 eingesetzt.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta) + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} = f \frac{\partial w}{\partial z} + Ak_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} + Ak_h \nabla^4 \zeta \quad (14)$$

Dieser Ausdruck wird über eine konstante Tiefe, die der vertikalen Ausdehnung des Wirbels im Zentrum am Anfang des Beobachtungszeitraumes entspricht, integriert.

$$\int_l^u \left( \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta) + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) dz = f \int_l^u \frac{\partial w}{\partial z} dz + \int_l^u Ak_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} dz + \int_l^u Ak_h \nabla^4 \zeta dz \quad (15)$$

$$\begin{aligned}
lhs1 &= \int_{t_0}^t \int_l^u \frac{\partial \zeta}{\partial t} dz dt && \rightarrow \text{zeitliche Entwicklung der Vorticity} \\
lhs2 &= \int_{t_0}^t \int_l^u \frac{\partial}{\partial x} (u\zeta) dz dt && \rightarrow \text{zonale Advektion} \\
lhs3 &= \int_{t_0}^t \int_l^u \frac{\partial}{\partial y} (v\zeta) dz dt && \rightarrow \text{meridionale Advektion} \\
lhs4 &= \int_{t_0}^t \int_l^u w \frac{\partial \zeta}{\partial z} dz dt && \rightarrow \text{vertikale Advektion} \\
rhs1 &= \int_{t_0}^t \int_l^u f \frac{\partial w}{\partial z} dz dt && \rightarrow \text{vertikales "Stretching"} \\
rhs2 &= \int_{t_0}^t \int_l^u Ak_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} dz dt && \rightarrow \text{vertikale Diffusion} \\
rhs3 &= \int_{t_0}^t \int_l^u Ak_h \nabla^4 \zeta dz dt && \rightarrow \text{horizontale Diffusion}
\end{aligned}$$

Die einzelnen Terme dieses Ausdrucks werden nun zeitlich integriert, mit dem jeweiligen Coriolisparameter normiert und an einem über die Zeit konstanten Ort, der zu Beginn im Zentrum des Wirbels liegt, in den Experimenten GMC und MMC untersucht. Für das Experiment GMC bedeutet dies, daß der Beobachtungspunkt zu einem späteren Zeitpunkt im Randgebiet des Wirbels liegt. Zur weiteren Diskussion werden die Terme unter den Bezeichnungen  $lhs1 - lhs4$  und  $rhs1 - rhs3$ , sowie den jeweiligen Summen  $lhsall$  und  $rhsall$  betrachtet.

Im Folgenden wird der Term  $rhs2$  nicht betrachtet, da dieser im Verhältnis zu den anderen Termen praktisch null ist. Für die Tankexperimente wird zudem auch der Term  $rhs3$  nicht betrachtet.

Im Experiment GMC ist ein deutlicher Anstieg des Betrages der advektiven Terme ( $lhs2$ ,  $lhs3$ ) ab dem Zeitpunkt 1400 s zu erkennen. Die zeitliche Änderung der relativen Vorticity im Kern ist positiv, d.h. die antizyklonale Vorticity nimmt ab. Auch diese Abnahme verstärkt sich nach 1200 s. Die abrupte Änderung dieser drei Terme ist darauf zurückzuführen, daß der Wirbel sich in dem Betrachtungsgebiet nach "rechts oben" bewegt (vgl. Abb. 52 auf S. 96). Der Wirbel besitzt zwar von Beginn an eine konstante Translationsbewegung, doch hat er aufgrund seiner

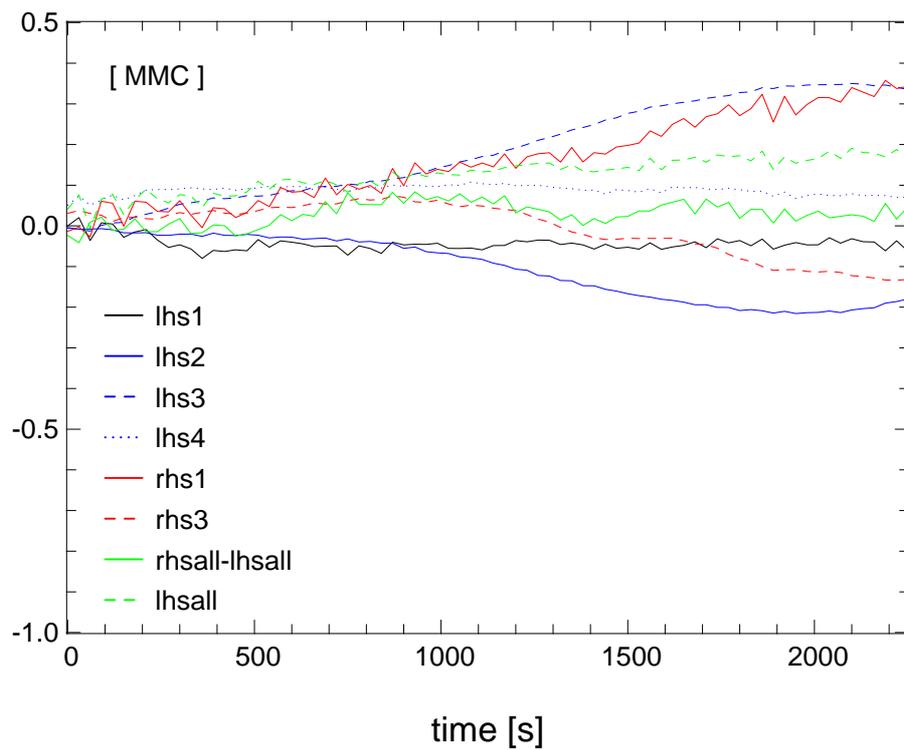
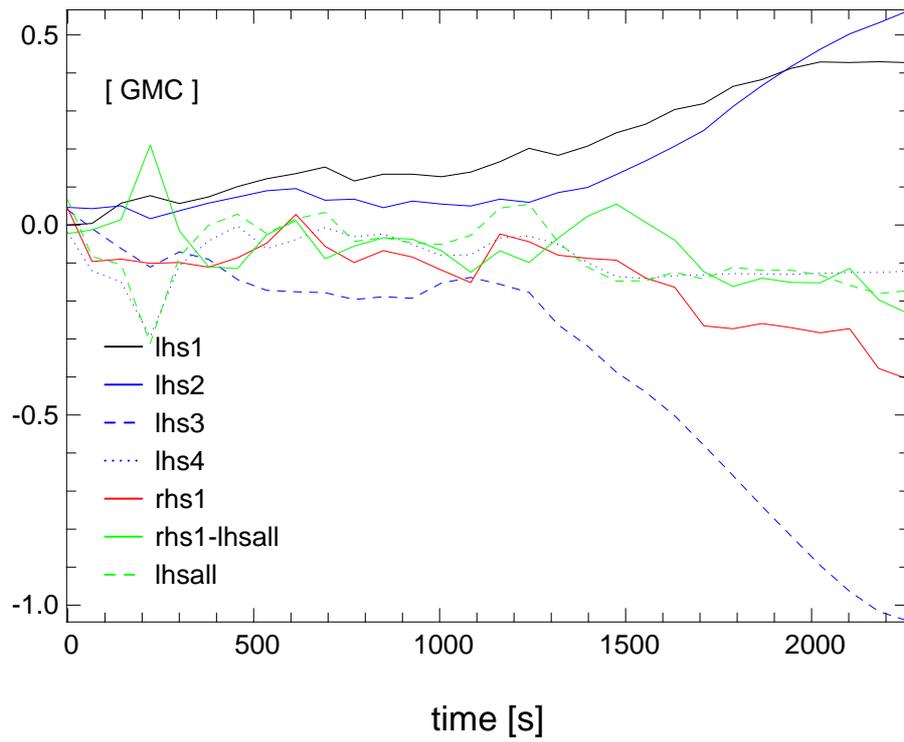


Abbildung 60: Zeitliche Entwicklung der einzelnen Terme der Vorticitybalance für die Experimente GMC (oben) und MMC (unten).

schwachen Ringstruktur ein breites, in der Vorticity weitgehend homogenes Zentrum. Die Betrachtung der Vorticitybalance erfolgt jedoch an einem festen Ort, der sich zunächst in diesem Zentrum des Wirbels befindet und nach einer gewissen Translation des Wirbels in den Bereich des Wirbelrandes kommt. Die vertikale Advektion ( $lhs4$ ) zeigt zu Beginn stärkere Schwankungen, die im weiteren Verlauf abnehmen. Dies deutet auf ein vertikales Pulsieren des Wirbels zu Beginn der Beobachtung hin. Auch der "Stretching"-Term ( $rhs1$ ) besitzt bis zum Zeitpunkt 1200 s einen relativ gleichbleibenden Wert, nimmt dann jedoch ab, d.h. die Wirbeldicke nimmt mit der Zeit ab. Dies resultiert ebenfalls aus der Translation des Wirbels, da der Beobachtungspunkt nun mehr in den Randbereich des Wirbels zu liegen kommt, wo dieser dünner wird. Insgesamt zeigt sich, daß diffusive Prozesse für die Vorticitybalance des Wirbels im Tank vor allem im Zentrum des Wirbels nur eine untergeordnete Bedeutung besitzen, denn der Term  $rhs1$  reicht fast völlig aus, um die Terme auf der linken Seite der Gleichung 15 zu balancieren. Erst im Randbereich des Wirbels wird die Balance nicht mehr erfüllt, die Diffusion gewinnt also hier an Bedeutung. Dies läßt sich auch in dem Scatter-Diagramm erkennen (Abb. 61), in dem die Terme der advektiven Anteile und die zeitliche Änderung der Vorticity, zusammengefaßt in  $lhsall$ , gegen  $rhs1$  aufgetragen sind. Die einzelnen Werte sind in dieser Abbildung in der Zeit durch ihre Farbe markiert. Zu Anfang liegen die Punkte noch parallel zur Einheitsgeraden, die eine komplette Balance markiert. Im weiteren Verlauf wird der Fehler der Balance größer. Den größten Betrag in der Balance haben die Terme der horizontalen Advektion, die sich jedoch durch das umgekehrte Vorzeichen nahezu aufheben und die zeitliche Änderung der Vorticity, deren Anstieg sich ab dem Zeitpunkt 1200 s mit dem zunehmend negativen "Stretching" balanciert. Die nahezu gleichbleibenden Werte bis zu diesem Zeitpunkt zeigen auch, daß die konstante Hintergrundströmung im Tank auf das Zentrum des Wirbels keinen Einfluß hat.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den Wirbeln aus den Tankexperimenten und den entsprechenden Wirbeln in den numerischen Modellen ist, daß die letzteren aufgrund des herausgefilterten Hintergrundstroms keine Translation besitzen. Für den Fall MMC in der unteren Zeitserie in Abbildung 60 erkennt man, daß die zeitliche Änderung der Vorticity hier nach einem kurzen Abfall konstant bleibt. Das bedeutet, daß der Wirbel am Anfang noch antizyklonale Vorticity gewinnt und danach im Zentrum praktisch keinerlei Änderung erfährt. Die deutliche zeitliche Veränderung des "Stretching"-Terms wird vor allem durch die Terme der horizontalen Advektion, die auch hier ein entgegengesetztes Vorzeichen haben, sich aber dennoch nicht aufheben, balanciert. Die advektiven Terme besitzen hier gegenüber GMC ein entgegengesetztes Vorzeichen. Dies resultiert lediglich daraus, daß der Beobachtungspunkt einmal gewählt wird und bei einer leichten Verschiebung des Wirbels auf einer Seite des Zentrums liegt, wodurch das Vorzeichen der advektiven Terme bestimmt wird. Der Term der vertikalen Advektion ( $lhs4$ ) zeigt,

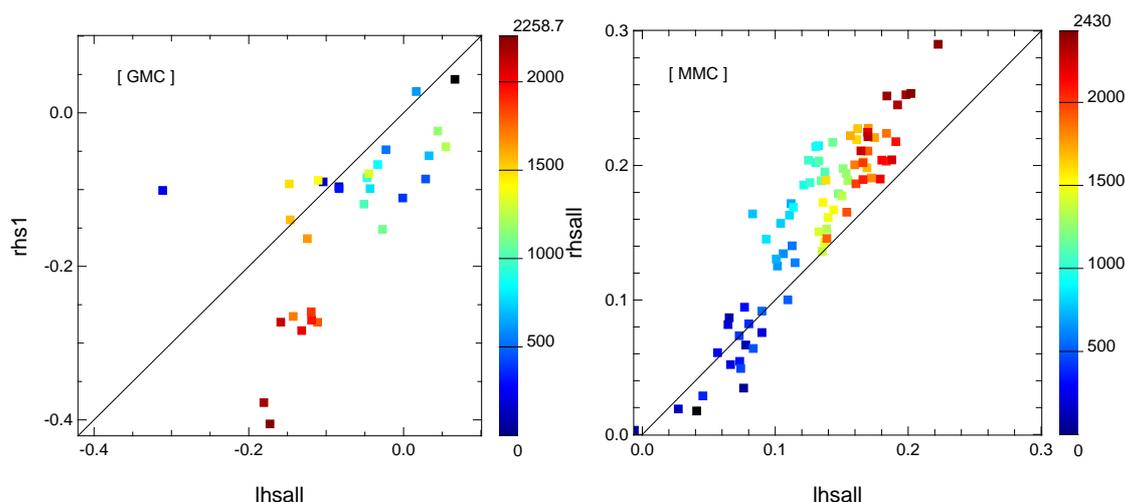


Abbildung 61: Scatterdiagramm der zusammengefaßten rechten Terme der Vorticitybalance gegen die linken Terme. Die einzelnen Punkte sind entsprechend ihrer Beobachtungszeit farbkodiert. Die eingezeichnete Gerade entspricht der Einheitsgeraden. Für das Experiment GMC wurden die Terme  $rhs2$  und  $rhs3$  nicht bestimmt.

anders als in GMC während des gesamten Beobachtungszeitraums keine ausgeprägten Schwankungen.

Betrachtet man nun die Balance zwischen  $rhsall$  bzw.  $rhs1$  und  $lhsall$  für die beiden Realisierungen des Experiments MC in einem Scatterdiagramm (Abb. 61), so zeigt sich, daß die Balance für die ersten 1000 s bis 1500 s in beiden Fällen erfüllt ist. Danach findet eine Verschiebung der Terme der rechten Seite zu negativeren Werten hin statt. Für den Fall GMC verringert sich auch die Summe der linken Terme, jedoch in einem geringeren Maße. Die Analyse der Vorticityterme für MMC zeigt, daß der Term  $rhs3$  auch im Inneren des Wirbels von Bedeutung ist. Dieser Term ist für GMC nicht bekannt. Es ist jedoch anzunehmen, daß die horizontale Diffusion gerade am Rand des Wirbels an Bedeutung für die Balance zunimmt. Die Streuung der Punkte um die Einheitsgerade auch zu Beginn der Messungen entsteht aufgrund mehrerer Fehlerquellen. Die Berechnungen werden mit Daten durchgeführt, die mit einem Zeitintervall von 80 s im Fall GMC und von 20 s im Fall MMC abgespeichert sind. Dies führt zu einem erheblichen Fehler in der Bestimmung der zeitlichen Ableitung für den Term  $lhs1$ . Die anderen Terme werden zwar mit finiten Differenzen zweiter Ordnung auf einem gut aufgelösten Gitter berechnet, doch verbleibt auch hier ein numerischer Fehler. Diese Fehler werden noch dadurch verstärkt, daß für die Berechnung des zeitlichen Integrals kumulative Summen benutzt werden, wodurch der Fehler

sich mit der Zeit aufaddiert. Hinzu kommt, daß das numerische Modell eine implizite Diffusion aufgrund der dort benutzten numerischen Verfahren besitzt, die nicht genauer bestimmt werden kann. Dennoch zeigt der nahezu lineare Anstieg vor allem im Experiment GMC, daß hier alle für die Dynamik des Wirbels wichtigen Terme betrachtet werden.

## 7 Zusammenfassung und Diskussion

Die in den vorangegangenen Kapiteln gezeigten Arbeiten hatten zum Ziel, die Bildung von Meddies aus dem Mittelmeerwasserausstrom zu untersuchen. Dabei lag der Schwerpunkt zum einen darauf, den Einfluß der variablen Topographie der iberischen Halbinsel auf die Ausbreitung des Mittelmeerwasser und zum anderen die Dynamik im Golf von Cadiz und dem iberischen Becken aufzuzeigen. Im letzten Kapitel ist die Stabilität und die Vorticity-Dynamik eines idealisierten, isolierten Meddies in einem rotierenden Tank untersucht worden. Für diese Arbeiten wurden verschiedene Modellansätze benutzt, sowohl unterschiedliche Modellkonfigurationen, als auch verschiedene Modelltechniken. In Bezug auf die Untersuchungen des Mittelmeerwasserausstroms sind bei den beiden benutzten Modelltypen vor allem die zwei unterschiedlichen Repräsentierungen der Bodentopographie hervorzuheben. Der Vergleich der Abhängigkeit der modellierten Dynamik von den beiden unterschiedlichen Formulierungen des vertikalen Koordinatensystems ermöglicht über das Gebiet des Mittelmeerausstroms hinaus Rückschlüsse für die Modellierung anderer Regionen, in denen Überstrom- und durch die Topographie geführte Ausstromprozesse eine große Bedeutung haben.

Die Untersuchungen des Mittelmeerausstroms mit dem Prozeßmodell konzentrierten sich auf die Ausbildung und Ausbreitung eines realen Randstroms entlang einer realistischen Darstellung der Topographie der iberischen Halbinsel und die Bildungsorte von Meddies aus diesem Randstrom. Die benutzte Modellkonfiguration besitzt mit  $4.1 \text{ km}$  eine sehr hohe räumliche Auflösung. Zusammen mit dem der Topographie folgenden vertikalen Koordinatensystem wird somit die Topographie entlang des Ausbreitungspfades des Mittelmeerwassers äußerst realistisch in dem Modell wiedergegeben. Durch die Einstrombedingung in dem Modell wird ein Unterstrom erzeugt, der in Bezug auf Tiefe, Geschwindigkeit und Dichtekontrast mit Beobachtungen aus dieser Region übereinstimmt. Am Kap St. Vincent folgt der Hauptteil des Unterstrom der Topographie nach Norden. Nördlich des Kap kann die Bildung von kleineren Wirbeln beobachtet werden, die sich jedoch nicht ablösen, sondern ein lokales Wirbelfeld erzeugen, das einen maßgeblichen Einfluß auf die Stabilität des nordwärtigen Unterstroms besitzt. Erst an der Südseite des Tejo-Plateaus bilden sich aus dem Randstrom antizyklonale Vorticitystrukturen, die in einer starken Wechselwirkung mit dem Wirbelfeld im iberischen Becken stehen und sich dadurch von der Topographie lösen und dann nach Westen wandern können. Erstmals konnte mit einer prozeßorientierten Modellkonfiguration die Bildung von Meddies an einer realistischen Topographie gezeigt werden. Die Orte der Wirbelablösung decken sich gut mit den bisherigen Beobachtungen aus Float-Messungen. Die Ergebnisse des Prozeßmodells zeigen deutlich, daß die Ablösung von Meddies

an einer steilen Topographie kein isolierter Prozess ist. Stattdessen erfolgt sie durch die Wechselwirkung des Meddies mit zyklonalen Strukturen im iberischen Becken, die nördlich des Kap St. Vincent entstehen. Der im Prozeßmodell abgelöste Wirbel zeigt in seiner Schichtung, vertikalen Ausdehnung und Rotationsgeschwindigkeit die typischen Eigenschaften eines Meddies. Auch die westwärtige Translation, die anfänglich durch das Vorhandensein einer südwärtigen Zyklone erfolgt, es löste sich also ein Dipol ab, deckt sich mit bisherigen Beobachtungen.

Das Prozeßmodell erzeugte keine stabilen Meddies im Bereich des Kap St. Vincent. Grund dafür ist die geglättete Topographie, die eine Ablösung des Randstroms von der Topographie nicht unterstützt, sondern den Unterstrom weiter nach Norden führt. Der Unterstrom wird also durch den topographischen  $\beta$ -Effekt derart entlang der Topographie geleitet, daß er an dieser Stelle nicht instabil wird. Südlich, bzw. südwestlich des Kap St. Vincent bildet sich kein Wirbelfeld aus, so daß sich hier keine Vorticitystrukturen bilden, die sich zu stabilen Wirbeln entwickeln und die dann ihrerseits nach Westen oder Nordwesten ins iberische Becken wandern. Kleinere Wirbel, die nördlich des Kap St. Vincent entstehen, werden sehr schnell von der Topographie der Gorringe Bank beeinflusst. Auch dies zeigt, daß die Repräsentierung der Topographie durch ein  $\sigma$ -Koordinatensystem auf Wirbel im Bereich der räumlichen Skalen des lokalen Topographiegradienten einen starken Einfluß hat. Erst wenn die Wirbelstrukturen größer werden, und so aus dem Bereich der steilen Topographie herauskommen, beginnt der Einfluß des variablen Hintergrundfeldes.

Das POP-Modell besitzt mit dem vertikalem  $z$ -Level-Koordinatensystem und der geringeren horizontalen Auflösung eine vom SCRUM-Modell deutlich abweichende Repräsentierung der Topographie. Der Mittelmeereinstrom wurde in diesem Modell nicht vorgeschrieben, sondern entwickelte sich aus dem Austausch mit dem westlichen Teil des Mittelmeers. Das Modell zeigte einen zweifach größeren westwärtigen Transport in der Straße von Gibraltar als die bisherigen Messungen (BRYDEN ET AL., 1994). Auch der Salztransport in der Straße war deutlich größer. Dennoch zeigte der sich bildende Randstrom eine große Übereinstimmung mit dem im Prozeßmodell gebildeten Randstrom. Er lag in der gleichen Tiefe, ist jedoch um 30% stärker. Anders als in dem SCRUM-Modell löste sich der Randstrom jedoch am Kap St. Vincent von der Topographie und wurde bereits hier instabil. Südlich des Kap St. Vincent bildeten sich wiederholt starke, zyklonale Wirbel aus einer Rezirkulation des Randstroms. Diese Wirbel haben sowohl auf den Teil des Randstroms, der nach Norden setzt, als auch auf das Wirbelfeld im südlichen, iberischen Becken einen erheblichen Einfluß. Einige der Zyklonen die am Kap St. Vincent gebildet wurden, wanderten von dort, beeinflusst durch die Gorringe Bank nach Nordwesten und konnten das iberische Becken im Westen verlassen. Sie sind genauso stabil und langlebig wie die

antizyklonalen Meddies, die sich südlich des Tejo-Plateaus bildeten. Der Bildungsvorgang der dort gebildeten Meddies entspricht dem des SCRUM-Modells. Antizyklonale Wirbel bildeten sich aus Mäandern des instabilen, nordwärts setzenden Randstroms und konnten durch Wechselwirkung mit zyklonalen Strukturen im iberischen Becken aus dem Bereich des Randstroms und der Topographie herauswandern. Die westwärtige Translation stabiler Meddies im POP-Modell fand in einem schmalen Breitenbereich statt. Sie besaßen zumeist keinen ausgeprägten Dipolcharakter, obwohl sie während des Ablösevorganges, ähnlich zu dem im Prozeßmodell festgestelltem Ablöseprozess, durch zyklonale Strukturen beeinflusst wurden.

Das südliche iberische Becken zeichnete sich in den POP-Daten durch ein hohes Maß an Variabilität aus, die eine Bildung stabiler Meddies im Bereich des Kap St. Vincent verhinderte. Lediglich die Wechselwirkung mit der Gorringe Bank erlaubt es besonders stabilen zyklonalen Strukturen aus diesem Bereich nach Nordwesten zu gelangen. Stabile Zyklonen mit einer deutlichen westwärtigen Translation sind in den bisherigen Float-Beobachtungen nicht zu finden. Die Bildung der starken zyklonalen Strukturen konnte direkt auf den Einfluß der Darstellung der Topographie auf den Randstrom zurückgeführt werden. Die steile Topographie zwischen dem Portimao Kanyon und dem Kap St. Vincent wirkte auf den Randstrom wie eine seitliche Wand. Am Kap selbst verlor der Randstrom diese seitliche Berandung und wurde instabil. Dadurch bildete sich eine starke, zyklonale Rezirkulation, aus der sich wiederholt zyklonale Wirbel abschnürten, die von dem nachfolgenden Randstrom und der sich neu bildenden Rezirkulation nach Westen gedrängt wurden. Hier trat der Wirbel mit der ebenfalls als senkrechten Wand erscheinenden Erhebung der Gorringe Bank in Kontakt und wurde durch diese nach Norden in das iberische Becken geführt. Der topographische  $\beta$ -Effekt, der zu einer stärkeren Ablenkung des Randstroms nach Norden führen würde, wird in dem POP-Modell also nicht ausreichend aufgelöst.

Es ist jedoch hervorzuheben, daß das POP-Modell trotz der nicht realistischen Darstellung der Prozesse im Bereich des Kap St. Vincent bisher das einzige Nordatlantik-Modell ist, mit dem es gelingt, ein Mittelmeerwassersignal im östlichen Nordatlantik durch die Bildung von mesoskaligen Wirbelstrukturen für einen längeren Simulationszeitraum zu erhalten. Die für eine Box im iberischen Becken durchgeführte Salzbilanz zeigte, daß der überwiegende Teil des Salzsignals, das zwischen Gorringe Bank und Kap St. Vincent in das iberische Becken gelangt, dieses über den westlichen Rand der Box wieder verläßt. Dieser westwärtige Transport konnte durch die periodische Bildung von Meddies erklärt werden, die damit in dem POP-Modell den wichtigsten Anteil an der Erhaltung der Mittelmeerwasserzunge haben. Dabei war die Bildungsrate von Meddies im POP-Modell deutlich geringer als in den Beobachtungen, die eine Bildungsrate von

17 Meddies pro Jahr entlang der iberischen Westküste angeben. Davon gelangen 5 über die gleiche Wirbelpassage, die auch beide Modelle gezeigt haben, nach Westen, während die anderen an den “Horseshoe-Seamounts” zerfallen (RICHARDSON ET AL., 2000). Im POP-Modell gelangen in drei Jahren nur vier Wirbel in den Bereich von  $17^{\circ}\text{W}$ . Das SCRUM-Modell erzeugte in 200 Tagen zwei Wirbel, also auch weniger als die Beobachtungen zeigen.

Im letzten Teil der Arbeit wurde die Stabilität und Vorticitydynamik eines einzelnen, isolierten, antizyklonalen Wirbels in einem Tank untersucht. Dazu wurden einzelne Wirbel mit unterschiedlichen Volumina und bei verschiedenen Rotationsraten des Tanks erzeugt. Die Wirbel im Tank zeigten alle eine konstante Translationsbewegung, die aufgrund eines windinduzierten Hintergrundstroms entstand. Zudem lagen durch die Messungen mit dem “Correlation Imaging Velocimetry System” zwar sehr exakte Geschwindigkeitsmessungen vor, doch konnte die räumliche Dichtestruktur der Wirbel im Tank nicht ausreichend genau bestimmt werden, ohne die Wirbel in ihrer Dynamik zu stören. Die Laborexperimente wurden deswegen durch numerische Modellläufe ergänzt, die zum einen von analytischen Feldern gestartet wurden, die kein Hintergrundstromsignal besaßen, zum anderen die Geschwindigkeitsdaten aus den Labormessungen als Startfelder benutzten, aus denen zuvor die Geschwindigkeiten des Hintergrundfeldes herausgefiltert wurden. Mit Hilfe der Modellläufe konnte somit auch die zeitliche Entwicklung der Dichtestruktur in den verschiedenen Wirbeln untersucht werden. Durch die Betrachtung der skalierten geometrischen Eigenschaften und der dimensionslosen Größen Rossby- und Burgerzahl konnte gezeigt werden, daß sowohl die Wirbel im Tank, als auch die Wirbel in den Modellen die wesentlichen Eigenschaften eines typischen Meddies besaßen. Die Analyse der Vorticity zeigte, daß im Inneren des Wirbels die zeitliche Änderung der Vorticity vor allem durch das vertikale “Stretching” hervorgerufen wird. D.h. der Wirbel verliert an Vorticity, dadurch daß er in der vertikalen Ausdehnung zunimmt. Bei den diffusiven Prozessen hat die horizontale Diffusion die größere Bedeutung, die im Randbereich des Wirbels noch zunimmt. Diese Ergebnisse lassen sich nur teilweise auf im Ozean beobachtete Meddies anwenden. Ein Großteil der Meddies im iberischen Becken zerfällt durch die Wechselwirkung mit topographischen Erhebungen. Propagieren Meddies unbeeinflusst von der Topographie, so verlieren sie auf ihrem Weg einen Teil ihres Salzsignals und werden elliptisch. Dadurch verringert sich ihre Translation, und es findet eine Readjustierung zu einem radialsymmetrischen Wirbel statt, wobei es zu einer Umverteilung der potentiellen Energie im Innern des Wirbels kommt (KÄSE & ZENK, 1996). Dieser Vorgang kann bei den Wirbeln im Tank während des Beobachtungszeitraums nicht festgestellt werden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß beide Modelle die wesentlichen Prozesse der Mittelmeerswasserausbreitung in Übereinstimmung mit den Beobachtungen wiedergeben. Die Südseite des

Tejo-Plateaus ist in beiden Modellrealisierungen der Hauptort der Bildung von Meddies, denen es gelingt, weiter nach Westen vorzudringen und so einen Anteil am zonalen Salztransport zu haben. Das südliche iberische Becken zeigen beide Modelle als das Gebiet mit der größten Variabilität, wenn auch aufgrund von unterschiedlichen, modellspezifischen Gründen. Die in den beiden Modellen verschieden dargestellte Topographie führt am Kap St. Vincent zu den größten Unterschieden der beiden Modelle. Während der stabilisierende Effekt der geglätteten Topographie in dem  $\sigma$ -Koordinatenmodell die Wirbelbildung verhindert, entstehen im  $z$ -Level Modell zu starke Zyklogen. Beiden Modellen gelingt es nicht, die steile Topographie bei gleichzeitiger Richtungsänderung der Orientierung des Topographiegradienten realistisch darzustellen. Um dieses Problem zu lösen, werden in den letzten Jahren Versuche unternommen, sogenannte "shaved cells" in einem  $z$ -Level Modell anzuwenden (ADCROFT ET AL., 1997). Dabei wird der Boden der untersten Modellboxen teilweise angehoben und kann sogar in Richtung des tatsächlichen Topographiegradienten geneigt werden. Dadurch wird eine bessere Auflösung des Topographiegradienten in  $z$ -Level Modellen erreicht. Diese Technik verspricht für die zukünftige numerische Modellierung eine bessere Auflösung der Topographiegradienten ohne die Nachteile eines  $\sigma$ -Koordinatensystems, wie dem Druckgradientenfehler und der hydrostatischen Konsistenz.

## Literatur

- Adcroft, A., Hill, C. & Marshall, J.** (1997). Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Mon. Weather Rev.* 125, Seiten 2293–2315.
- Arakawa, A. & Lamb, V. R.** (1977). A primitive equation model. *Methods of computational physics*, 17: 174–265.
- Armi, L. & Bray, N. A.** (1982). A standard analytical curve of potential temperature versus salinity for the western North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 1295–1316.
- Armi, L. & Farmer, D.** (1986). Maximal two-layer exchange through a contraction with barotropic net flow. *J. Fluid Mech.*, 164: 27–51.
- Baey, J.-M., Renouard, D. & D'Hieres, G. C.** (1997). Preliminary results about the stability of an intermediate water current. *Deep-Sea Research*, 42(11/12): 2063–2073.
- Baringer, M. O.** (1993). Mixing and Dynamics of the Mediterranean water. Doktorarbeit, MIT/WHOI.
- Baringer, M. O. & Price, J. F.** (1997). Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 1654–1677.
- Barnier, B., Siefridt, L. & Marchesiello, P.** (1995). Thermal Forcing for a Global Ocean Circulation Model From a Three-Year Climatology of ECMWF Analyses. *J. Mar. Systems*, 6: 363 – 380.
- Baschek, B.** (1998). Strömungsuntersuchungen in der Straße von Gibraltar. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, Kiel.
- Beckmann, A. & Haidvogel, D. B.** (1993). Numerical simulation of flow around a tall, isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 1736–1753.
- Beckmann, A. & Käse, R.** (1989). Numerical simulation of the movement of a Mediterranean water lens. *Geophys. Res. Lett.*, 16: 65–68.
- Bormans, M.** (1992). An Experimental Study on the Formation and Survival of Stratified Sub-surface Eddies. *J. Geophys. Research*, 97(C12): 20155–20167.
- Bormans, M. & Turner, J. S.** (1990). The formation of the double stable stratification in the Mediterranean Outflow. *Deep-Sea Research*, 37: 1697–1712.

- Boudra, D. B. & Chassignet, E. P.** (1988). Dynamics of Agulhas Retroflexion and Ring Formation in a Numerical Model. Part I: The Vorticity Balance. *J. Phys. Oceanogr.*, 18(2): 280–303.
- Bower, A. S., Armi, L. & Ambar, I.** (1995). Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of Portugal. *Deep-Sea Research*, 42(9): 1621–1630.
- Bower, A. S., Armi, L. & Ambar, I.** (1997). Lagrangian Observations of Meddy Formation during A Mediterranean Undercurrent Seeding Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 2545–2575.
- Bryan, K.** (1969). A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean. *J. Comput. Phys.*, 4: 347–376.
- Bryden, H. L., Candela, J. & Kinder, T. B.** (1994). Exchange flow through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 33: 201–248.
- Bryden, H. L. & Stommel, H. M.** (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 7(3): 289–296.
- Candela, J.** (1989). Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Research*, C9(94): 12667–12679.
- Chassignet, E. P. & Boudra, D. B.** (1988). Dynamics of Agulhas Retroflexion and Ring Formation in an Numerical Model. Part II. Energetics and Ring Formation. *J. Phys. Oceanogr.*, 18(2): 304–319.
- Daniault, N., Mazé, J. & Arhan, M.** (1994). Circulation and mixing of Mediterranean Water west of the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Research*, 41(11/12): 1658–1714.
- DYNAMO Group** (1997). Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and assimilation with high resolution models. Technischer Bericht, Institut für Meereskunde Kiel, Germany.
- Fincham, A. & Spedding, G.** (1997). Low cost, high resolution DPIV for measurements of turbulent fluid flow. *Exp. Fluids*, 23: 449–462.
- Garret, C., Bormans, M. & Thompson, K.** (1990). Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal or submaximal? In *The physical oceanography of sea straits*, herausgegeben von L. Pratt, Seiten 271–294. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Gibbs, M. T. & Ambar, I.** (1998). Leakage of the Mediterranean Undercurrent in the Gulf of Cadiz. Technischer Bericht Report 0597, Instituto de Oceanografia, University of Lisbon.

- Haidvogel, D., Wilkin, J. & Young, R.** (1991a). A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. *J. Comp. Phys.*, 94: 151–184.
- Haidvogel, D. B., Beckmann, A., Chapman, D. C. & Lin, R.-Q.** (1993). Numerical simulation of flow around a tall, isolated seamount. Part II: Resonant Generation of Trapped Waves. *J. Phys. Oceanogr.*
- Haidvogel, D. B., Beckmann, A. & Hedstrom, K. S.** (1991b). Dynamical Simulations of filament formation and evolution in the coastal transition zone. *J. Geophys. Research*, 96: 15,017–15,040.
- Haney, R. L.** (1991). On the Pressure Gradient Force over Steep Topography in Sigma Coordinate Ocean Models. *J. Phys. Oceanogr.*, 2(4): 610–619.
- Harvey, J.** (1982).  $\theta$ -S relationship and watermasses in the eastern North-Atlantic. *Deep-Sea Research*, 29: 1021–1033.
- Hauser, J.** (1996). Zum Einfluß der Küstengeometrie auf die Bildung von Wirbeln im Mittelmeerwasserausstrom. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, Kiel.
- Hebert, D., Oakey, N. & Ruddick, B.** (1990). Evolution of a Mediterranean salt lens: scalar properties. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 1468–1483.
- Hedstrom, K. S.** (1990). User's Manual for a Semi-spectral Primitive Equation Regional Ocean-Circulation Model. Technischer Bericht SR-1, Institute for Naval Oceanography.
- Hinrichsen, H.-H. & Lehmann, A.** (1995). A Comparison of Geostrophic Velocities and Profiling ADCP Measurements in the Iberian Basin. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(4): 901–914.
- Iorga, M. C. & Lozier, M. S.** (1999). Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology 1: Salinity and density field. *Journal of Geophysical Research*, 104(C11): 25,985–26,009.
- Jia, Y.** (2000). Formation of an Azores Current Due to Mediterranean Overflow in a Modeling Study of the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 30(9): 2342–2358.
- Jungclaus, J. H. & Backhaus, J. O.** (1994). Application of a transient reduced gravity plume model to the Denmark Strait Overflow. *J. Geophys. Research*, C6(99): 12375–12396.

- Käse, R. H., Beckmann, A. & Hinrichsen, H. H.** (1989). Observational Evidence of Salt Lens Formation in the Iberian Basin. *J. Geophys. Res.*, 94: 4905–4912.
- Käse, R. H. & Oschlies, A.** (2000). Flow through Denmark Strait. *J. Geophys. Res.*
- Käse, R. H. & Siedler, G.** (1982). Meandering of the subtropical front south-east of the Azores. *Nature*, 300: 245–246.
- Käse, R. H. & Zenk, W.** (1996). Structure of the Mediterranean Water and Meddy Characteristics in the Northeastern Atlantic. In *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, herausgegeben von W. Krauss, Kapitel 12, Seiten 365–395. Gebrüder Borntraeger.
- Le Traon, P. Y., Stum, J., Dorandeu, J., Gaspar, P. & Vincent, P.** (1994). Global statistical analysis of TOPEX and POSEIDON data. *J. Geophys. Res.*, 99: 24619–24631.
- Levitus, S.** (1982). Climatology atlas of the world ocean. *NOAA Professional Paper*, 13: 173pp.
- Lozier, M. S., Owen, W. B. & Curry, R. G.** (1995). The climatology of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 36: 1–44.
- Madelain, F.** (1970). Influence del la topographie du fond sur l'écoulement mediterraneen entre le Detroit de Gilbratar et le Cap St-Vincent. *Cahiers Oceanographiques*, 22: 43–61.
- Mauritzen, C., Morel, Y. & Paillet, J.** (2001). On the influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*, I(48): 347–381.
- Mazé, J. P., Arhan, M. & Mercier, H.** (1997). Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Research*, 44: 1543–1574.
- McCalpin, J. D.** (1993). A comparison of second-order and fourth-order pressure gradient algorithms in a  $\sigma$ -coordinate ocean model. *Int. J. Num. Meth. Fl.*
- McDougall, T. J.** (1987). Neutral Surfaces. *J. Phys. Oceanogr.*, 17(11): 1950–1964.
- McDowell, S. & Rossby, H.** (1978). Mediterranean Water: An intense mesoscale eddy off the Bahamas. *Science*, 202: 1085–1087.
- Mesinger, F.** (1982). On the convergence and error problems of the calculation of the pressure gradient force in sigma coordinate models. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 19: 105–117.
- Mesinger, F. & Arakawa, A.** (1976). Numerical Methods used in Atmospheric Models, Vol. I. Technischer Bericht, GARP publication series 17.

- Ochoa, J. & Bray, N. A.** (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, 5(suppl. 1): 465–503.
- Oliveira, P. B., Serra, N., Fiuza, A. F. G. & Ambar, I.** (2000). A study of meddies using simultaneous in-situ and satellite observations. *Satellites, Oceanography and Society*.
- Pacanowski, R. C. & Philander, S. G. H.** (1980). Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 1443–145.
- Paillet, J., LeCann, B., Serpette, A., Morel, Y. & Carton, X.** (1999). Real-time tracking of a Galician Meddy. *Geophysical Research Letters*, 26: 1877–1800.
- Pedlosky, J.** (1979). *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer Verlag.
- Philips, N. A.** (1957). A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteorol.*, 14(2): 184–185.
- Pingree, R. & Cann, B. L.** (1993). A shallow meddy (a smeddy) from the secondary mediterranean salinity maximum. *J. Geophys. Research*, 98: 20169–20185.
- Prater, M. D.** (1992). Observations and Hypothesized Generation of a Meddy in the Gulf of Cadiz. Doktorarbeit, Applied Physics Laboratory/ University of Washington.
- Price, J. F., O.Boringer et al.** (1993). Mediterranean outflow mixing and dynamics. *Science*, 259: 1277–1282.
- Reid, J.** (1994). On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 33: 1–92.
- Reid, J. L.** (1979). On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Research*, Part A(26): 1199–1223.
- Richardson, P., Bower, A. & Zenk, W.** (2000). A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*, 45: 209–250.
- Richardson, P. L. & Tychensky, A.** (1998). Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the Semaphore Experiment 1993–1995. *J. Geophys. Res.*, 103: 25029–25045.
- Richez, C.** (1994). Airborne synthetic aperture radar tracking of internal waves in the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 33: 93–159.
- Rubino, A., Brandt, P. & Hessner, K.** (1999). Analytical solutions for circular eddies of the reduced-gravity, shallow-water equations. *J. Phys. Oceanogr.*

- Sadoux, S., Baey, J., Fincham, A. & Renouard, D.** (2000). Experimental study of the stability of an intermediate current and its interaction with a cape. *Dyn. Atmos. Oceans*, 31: 165–192.
- Schemainda, R. & Hagen, E.** (1986). Zur topographischen Richtungstendenz barotroper Strömungen im östlichen Zentralatlantik. *Beiträge zur Meereskunde*, 54: 69–74.
- Serra, N. & Ambar, I.** (2000). Eddy generation in the Mediterranean undercurrent. submitted to Deep-Sea Research.
- Smith, P. C.** (1975). A stream tube model for bottom boundary currents in the ocean. *Deep-Sea Research*, 22: 853–873.
- Smith, R. D., Maltrud, M. E., Bryan, F. & Hecht, M. W.** (2000). Numerical Simulation of the North Atlantic Ocean at  $1/10^\circ$ . *J. Phys. Oceanogr.*, 30: 1532–1561.
- Smith, R. D., Maltrud, M. E., Bryan, F. O. & Hecht, M. W.** (1999). Numerical Simulation of the North Atlantic Ocean at  $1/10^\circ$ . Technischer Bericht, Los Alamos National Laboratory.
- Smith, W. H. F. & Sandwell, D. T.** (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956–1962.
- Song, Y. & Haidvogel, D. B.** (1994). A Semi-implicit Ocean Circulation Model Using a Generalized Topography-Following Coordinate System. *Journal of Computational Physics*, 1(115): 228–244.
- Stanton, B. R.** (1983). Low frequency variability in the Mediterranean Outflow west of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, 30(7A): 743–761.
- Swaters, G. E.** (1991). On the baroclinic instability of cold-core coupled density fronts on a sloping continental shelf. *J. Fluid Mechanics*, 224: 361–382.
- Tokos, K. L. S., Hinrichsen, H.-H. & Zenk, W.** (1994). Merging and migration of two meddies. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 2129–2141.
- Tokos, K. L. S. & Rossby, H. T.** (1991). Kinematics and dynamics of a Mediterranean salt lens. *J. Phys. Oceanogr.*, 21: 879–892.
- Zenk, W.** (1970). On the temperature and salinity structure of the Mediterranean Water in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research*, 17: 627–631.

## **Danksagung**

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Rolf H. Käse für die interessante Themenstellung und seine unermüdliche und geduldige Betreuung dieser Arbeit, für die vielen Anregungen und sein stets offenes Ohr für meine vielen Fragen.

Im Rahmen des CANIGO-Projekts konnte ich einige Male die Gastfreundschaft meiner französischen Kollegen Dominique Renouard und Adam Fincham in Grenoble genießen, bei denen ich mich an dieser Stelle für die gute Zusammenarbeit und ihren unermüdlichen Arbeitseifer bei der Durchführung der Laborexperimente bedanken möchte.

Die Daten des POP-Modelles wurden mir freundlicherweise von Richard D. Smith vom "Los Alamos National Laboratory" zur Verfügung gestellt. Vielen Dank.

Dank auch an Hans-Harald Hinrichsen für seine vielen Auskünfte zum Mittelmeerwasser und zu den vielen informativen und interessanten Gesprächen über Gewinnung und Auswertung von Insitu-Daten, doch vor allem auch für die angenehme Arbeitsatmosphäre in der "Alten Botanik". Auch bei den Mitarbeitern des Rechenzentrums des Instituts für Meereskunde möchte ich mich für ihre fortwährende Unterstützung bedanken. Hier vor allem bei Kai Grunau und Dr. J. Kielmann.

Vor allem will ich meiner Frau Heike und unseren Kindern dafür danken, daß sie mich die ganze Zeit über begleitet und letztendlich damit erheblich dazu beigetragen haben, daß ich die Arbeit schließlich fertiggestellt habe. Ebenso danke ich meinen Eltern und den Eltern meiner Frau dafür, daß sie mich in der gesamten Zeit meines universitären Lebens darin bestärkt haben, auf dem Gebiet zu arbeiten, an dem ich das größte Interesse habe.