

Forschungsbericht BWPLUS

**Messung großskaliger Transportpfade im Bodensee als Basis
für ein Modellsystem zur Schadstoffausbreitung:
Drifterexperimente und Modellvergleich**

Frank Peeters
Limnologisches Institut
Universität Konstanz

Thomas Wolf
Institut für Seenforschung
LUBW

Förderkennzeichen: BWK 27009

Die Arbeiten des Programms Lebensgrundlage Umwelt und ihre Sicherung werden mit Mitteln des
Landes Baden-Württemberg gefördert

November 2011

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Feldexperimente	4
2.1.	Übersicht über die Drifterexperimente	4
2.2.	Übersicht über zusätzlich zur Verfügung stehende Felddaten	7
3	Eingesetzte hydrodynamische Modelle und deren Anwendung im Projekt	8
4	Eingesetzte Windfelder (LIN-, MCF- und COSMO-2-Windfeld)	9
5	Einige Ergebnisse aus der Analyse der Drifterdaten	11
6	Detaillierter Vergleich von ELCOM-Simulationen mit Felddaten (Juli-August 2009) ...	16
6.1.	Modellsetup, Vorlaufzeit und Seespiegelinitialisierung	16
6.2.	Simulation interner Schwingungen und Vergleich mit gemessenen Temperatur- und Strömungsprofilen	17
6.3.	Vergleich von Simulationen mit den Daten aus dem Drifterexperiment Obex VII	25
6.3.1.	Vergleich von simulierten und gemessenen Drifterpfaden	25
6.3.2.	Vergleich des simulierten Strömungsfelds mit gemessenen Driftergeschwindigkeiten	31
7	Detaillierter Vergleich von FLOW3D-Simulationen mit Felddaten (Jul.-Aug. 2009)	35
7.1	Simulation interner Schwingungen und Vergleich mit gemessenen Temperatur- und Strömungsprofilen	35
7.2.	Vergleich von Simulationen mit den Daten aus dem Drifterexperiment Obex VII	41
8	Vergleich von ELCOM mit FLOW3D	51
8.1.	Vergleich von ELCOM mit FLOW3D für das Experiment Obex VII	51
8.2.	Vergleich von ELCOM mit FLOW3D am Beispiel des Wirbels im November 2008 .	54
9	Experimente mit Drifterclustern zur Bestimmung von Dispersion und Diffusion	56
9.1.	Einleitung	56
9.2.	Definitionen: Schwerpunkt, Varianz in Richtung der großen und kleinen Hauptachse, Wolkengröße der Drifterverteilung und Dispersionskoeffizient	56
9.3.	Messergebnisse der Experimente mit Drifter-Ensembles	57
9.4.	Simulation der Dispersion der Drifter-Ensembles zur Bestimmung der turbulenten horizontalen Diffusion	61
9.4.1.	Simulationsmodell für Drifterbewegungen in einem Strömungsfeld mit Turbulenz und Konstruktion eines datengestützten Strömungsfeldes	61
9.4.2.	Ergebnisse der Driftersimulationen mit dem datengestützten Strömungsfeld	63
9.4.3.	Driftersimulationen mit den mit ELCOM generierten Strömungsfeldern	67
9.4.4	Schlussfolgerungen aus den Dispersionsexperimenten Dobex II-V	69
10	Zusammenfassung/Summary	70
11	Literatur	74
12	Dank	75

1 Einleitung

Der Bodensee ist eine der wichtigsten Trinkwasserressourcen Baden-Württembergs und hat eine herausragende Bedeutung für den Fremdenverkehr. Die intensive Nutzung des Sees für Freizeitaktivitäten und Trinkwassergewinnung erfordert ein effizientes Krisenmanagement im Fall von Schadstoffeinträgen durch Unfälle oder Anschläge. Eine zentrale Aufgabe im Krisenfall ist die Prognose des advektiven Transports, der horizontalen Verbreitung und der Verdünnung eines gelösten Schadstoffs. In diesem Zusammenhang steht in BodenseeOnline ein Modellsystem zur Verfügung, mit dem Strömungsfelder und Stoffausbreitung im Online-Betrieb simuliert und prognostiziert werden können. Allerdings konnte dieses Modellsystem bisher noch nicht mit Daten zum Strömungsfeld validiert werden, da es vor diesem Projekt, abgesehen von einer Studie von Wasmund (1928), keine zuverlässige Information zur großskaligen Zirkulation oder detaillierte Daten zu horizontalen Strömungsfeldern im Bodensee gab.

Die Ziele dieses Projektes waren daher: 1. Die Messung der Zirkulationsmuster im Bodensee unter unterschiedlichen Schichtungsverhältnissen mit Hilfe von Driftbojen und die Bereitstellung dieses Datensatzes zur Modellvalidierung ; 2. Die Validierung von hydrodynamischen Modellen, die am Bodensee bereits zur Strömungssimulation und Vorhersage advektiver Transportpfade betrieben werden (ELCOM, FLOW3D); 3. die Bereitstellung von Driftbojen, die im Schadensfall eingesetzt werden können, um Schadstoffausbreitungen verfolgen zu können. Als Ergänzung zum ursprünglichen Antrag außerdem 4. Die Abschätzung der horizontalen Dispersion und der turbulenten horizontalen Diffusivität, um die horizontale Vermischung und Verdünnung von Schadstoffverteilungen abschätzen zu können. Die Konzeption des Projektes ging davon aus, dass die von der Universität Stuttgart, IKE (Institut für Kernenergetik und Energiesysteme) und KuP (Kobus und Partner) gemeinsame Entwicklung des Modellsystems und dessen Integration in BodenseeOnline abgeschlossen ist. Eine Verbesserung der bestehenden Modelle war nicht Gegenstand dieses Projektes, sondern ausschließlich die Validierung der bestehenden Modellsysteme mit Hilfe von bis dahin nicht vorhandenen Messungen zu Oberflächenströmungen, insbesondere zur großskaligen Zirkulation.

Im Folgenden geben wir zunächst einen Überblick über die von uns durchgeführten Drifterexperimente und weitere verfügbare Felddaten. Anschliessend stellen wir kurz die beiden hydrodynamischen Modelle vor und gehen dann auf die Windfelder ein, die einen wesentlichen Beitrag zum Eintrag kinetischer Energie liefern und damit für die Strömungen maßgeblich mitverantwortlich sind. Nach dieser Übersicht über Drifterdaten und Modellsystem stellt Abschnitt 5 einige Ergebnisse der Analyse der Drifterdaten zusammen. In Abschnitt 6 wird an einem Experiment, welches unter geschichteten Bedingungen im Sommer 2009 durchgeführt wurde (Obex VII, durchgeführt im Juli-August 2009), exemplarisch aufgezeigt, inwieweit das BodenseeOnline Modellsystem das gemessene interne Wellenfeld und die Drifterpfade adequat simulieren kann. Zum Vergleich folgt in Abschnitt 7 eine Analyse der Simulationsergebnisse mit dem zweiten hydrodynamischen Modell, FLOW3D, für den gleichen Zeitraum. Anschliessend wird anhand des Experiments vom November 2008 (Obex III) das Auftreten einer grossskaligen Wirbelstruktur diskutiert, die der von Wasmund (1928) publizierten Zirkulation im Bodensee sehr ähnelt. Nach dieser ausführlichen Analyse der advektiven Strömungen und den gegenwärtigen Möglichkeiten, diese zu simulieren, wird in Abschnitt 9 auf horizontale Dispersion und horizontale Diffusion im Detail eingegangen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Analyse der Daten von Februar und März 2009 bei ungeschichteten Verhältnissen. Die Daten werden mit einem eigens entwickelten Advektions-Diffusionsmodell für die Drifterbewegung und mit ELCOM-Simulationen verglichen.

Im Zusammenhang mit diesem Projekt wurden Aufträge zur Windfeldvalidierung und

Sensitivitätsstudie für ELCOM an Ulrich Lang und Stefan Mirbach (KuP) vergeben. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Studien wurden in diesem Schlussbericht integriert, die Auftragsberichte sind angehängt (Appendix 1-3).

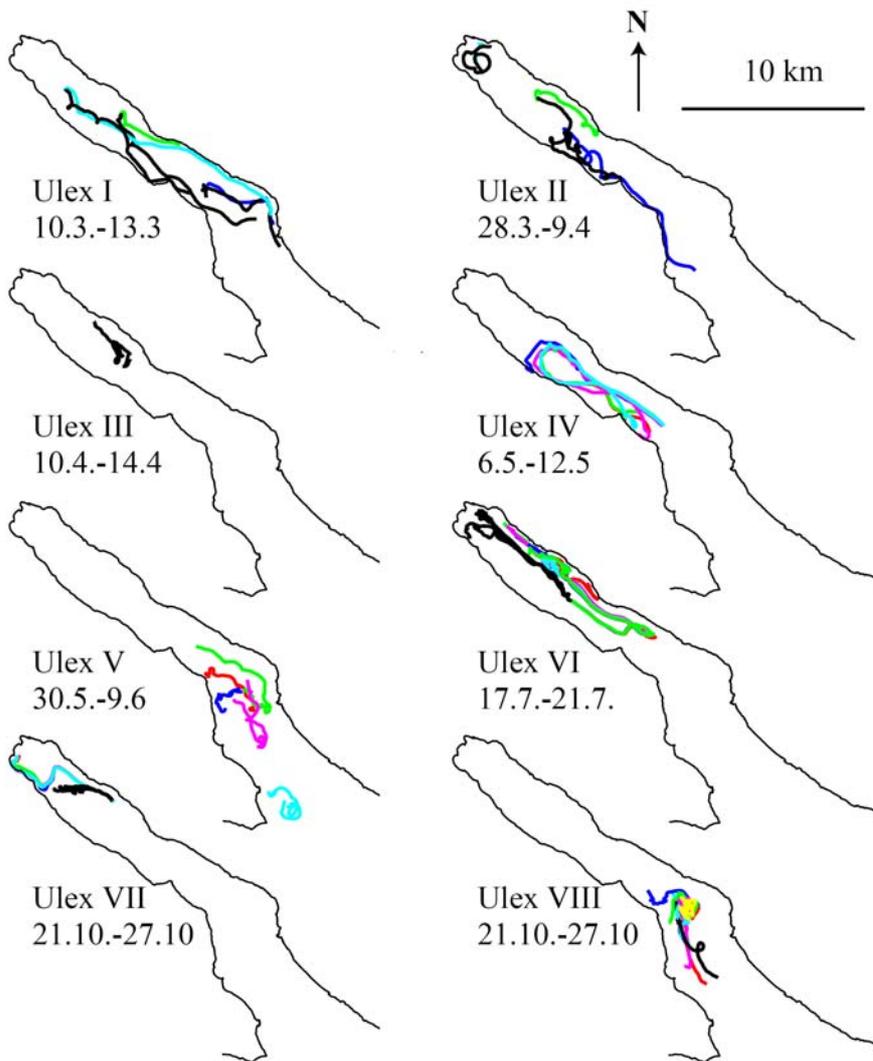
Im Verlauf dieses Berichtes werden eine ganze Reihe seenphysikalischer und hydrodynamischer Fachbegriffe verwendet, um Prozesse, Sachverhalte und Ergebnisse der numerischen Simulationen zu diskutieren. Der Leser wird für eine genauere Erläuterung der häufig komplexen Sachverhalte auf die folgende Literatur verwiesen (Imboden und Wüest, 1995, Hutter et.al. 2010, Vallis 2006 und Miller 2007).

2 Feldexperimente

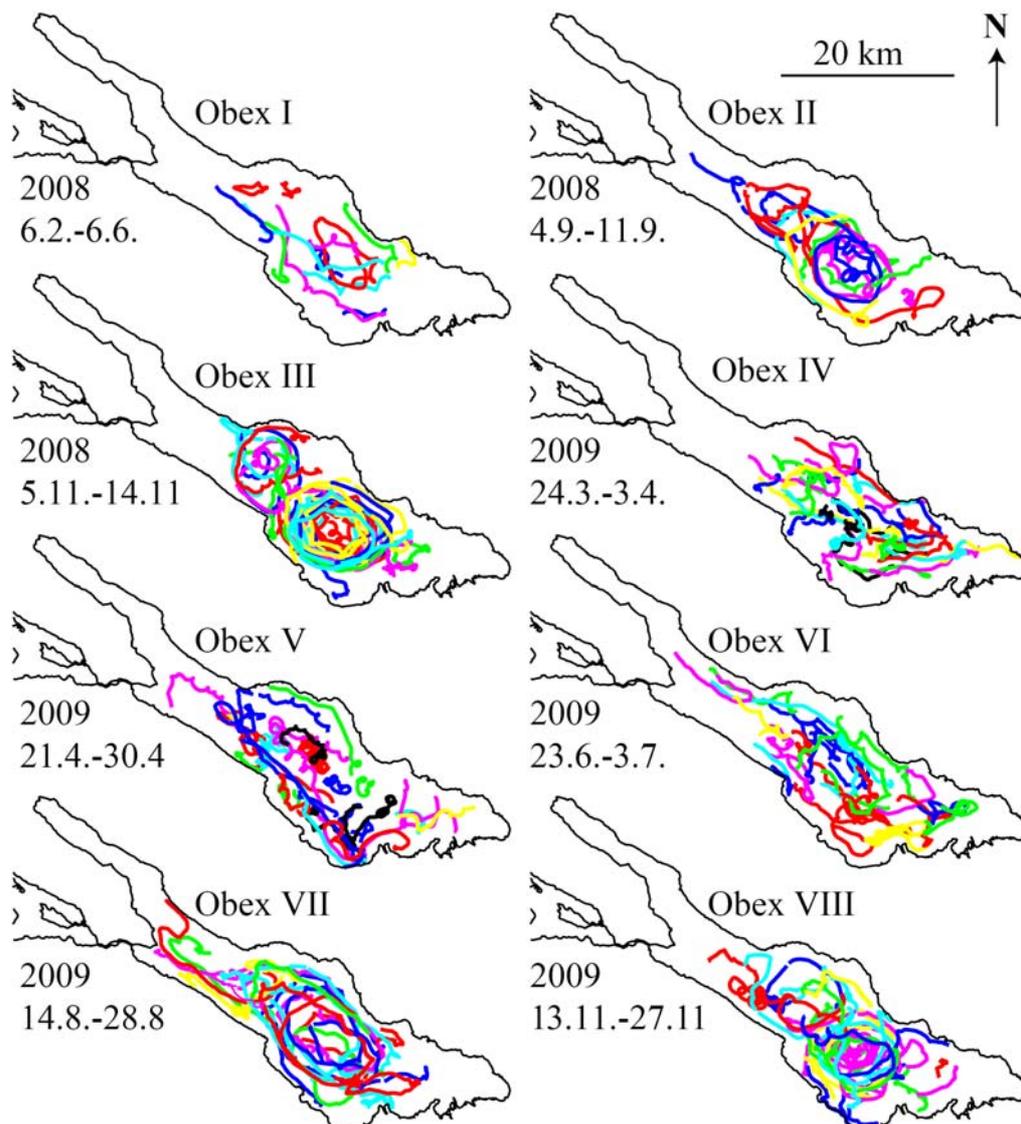
2.1. Übersicht über die Drifterexperimente

Insgesamt wurden im Rahmen dieses Projektes 22 Feldexperimente mit Driftern durchgeführt (siehe Tabelle 1). Zur Bestimmung der advektiven großskaligen Strömungen im Bodensee wurden in insgesamt 15 mehrtägigen Feldexperimenten jeweils eine Vielzahl von Driftern bei unterschiedlichen Schichtungsbedingungen eingesetzt. 7 dieser Experimente wurden im Überlingersee (ULEX I-VII) und 8 Experimente wurden mit in der Regel mehr als 10 simultan propagierenden Driftern im zentralen Obersee (OBEX I-VIII) durchgeführt. Eine Übersicht über die Drifterpfade in diesen Experimenten gibt Abb. 1.

In den Experimenten Dobex I-VII und Ulex VIII wurden Gruppen von Driftern eingesetzt, um aus der horizontalen Ausbreitung der Driftergruppen horizontale Dispersion und Diffusion abschätzen zu können. Die Ausbreitung von Driftergruppen wird in Abschnitt 9 genauer diskutiert und auch dargestellt (siehe Abb. 43).



(A) Übersicht über die Drifterexperimente zum advektiven Transport im Überlingersee.



(B) Übersicht über die Drifterexperimente zum advektiven Transport im Obersee

Abbildung 1: Übersicht über die Drifterexperimente zum advektiven Transport (A) im Überlingersee: Ulex-Experimente, und (B) im Obersee: Obex-Experimente. In schwarz sind die Trajektorien von denjenigen Driftern dargestellt, die unter 6 m Wassertiefe eingesetzt wurden. In einigen Experimenten, insbesondere im Überlingersee, wurden die Drifter nah beieinander eingesetzt, sodass die Drifterpfade in den Abbildungen nahezu übereinander liegen.

Tabelle1: Zusammenstellung der Experimente mit Driftbojen

Experiment	Zeitraum	Anzahl Driftbojen	Einsatztiefe der Drifter (m)
ULEX I	10. 03. – 13. 03. 2008	6	3 und 9
ULEX II	28. 03. – 02. 04. 2008	6	3 und 9
ULEX III	10. 04. – 15. 04. 2008	2	9 und 17
ULEX IV	06. 05. – 09. 05. 2008	5	6
ULEX V	30. 05. – 02. 06. 2008	6	5
ULEX VI	17. 07. – 21. 07. 2008	16	3 und 19
ULEX VII	21. 10. – 24. 10. 2008	9	5 und 49
ULEX VIII	24. 10. – 27. 10. 2008	16	5

OBEX I	02. 06. – 04. 06. 2008	11	3
OBEX Ia	04. 06. – 06. 06. 2008	3	3
OBEX II	04. 09. – 11. 09. 2008	7	5
OBEX III	05. 11. – 15. 11. 2008	17	5
OBEX IV	24. 03. – 03. 04. 2009	20	5 und 19
OBEX V	21. 04. – 30. 04. 2009	18	5 und 19
OBEX VI	23. 06. – 03. 07. 2009	13	5
OBEX VII	14. 08. – 28. 08. 2009	11	5
OBEX VIII	13. 11. – 27. 11. 2009	19	5
DOBEX I	26. 01. – 29. 01. 2009	6	3
DOBEX II	13. 02. – 16. 02. 2009	21	3
DOBEX III	19. 02. – 23. 02. 2009	18	3
DOBEX IV	24. 02. – 27. 02. 2009	18	3
DOBEX V	02. 03. – 06. 03. 2009	17	3
DOBEX VI	29. 10. – 02. 11. 2010	10	5
DOBEX VII	05. 11. – 08. 11. 2010	15	5

2.2. Übersicht über zusätzlich zur Verfügung stehende Felddaten

Neben den Drifterdaten stehen eine ganze Reihe von zusätzlichen Feldmessungen für Modellinitialisierung und Modellvalidierung zur Verfügung. Die meisten dieser Daten wurden quasikontinuierlich mit in-situ Loggern gemessen, die in Verankerungen installiert waren. Eine Übersicht über die verfügbaren Daten gibt Tabelle 2. Die Temperaturdaten von

Tabelle 2: Weitere zur Verfügung stehende Felddaten. Zur Lage der Standorte siehe Abb. 2.

Parameter	Messzeitraum / Intervall	Ort	Institut
Temperatur (0 – 250m)	01.01.2008 – 30.11.2010 14-tägig	Fischbach-Uttwil Jeweils ein Profil	LUBW Langenargen
Temperatur (0-140m) in 35 Tiefen	01.01. – 25.04.2008 29.07. – 05.08.2008 01.01.2009-30.11.2010	Wallhausen-Sipplingen Verankerung	Uni Konstanz Umweltphysik
Temperatur (3 – 60 m in 16 Tiefenstufen)	17.03. – 28.10.2009	Hagnau Verankerung	Uni Konstanz Umweltphysik
Strömungen (3 – 50m)	16.03. – 28.05.2008 01.07 - 03.08.2009	Fischbach-Uttwil Verankerung	Uni Konstanz Umweltphysik
Strömungen (3 – 60m)	17.03. – 28.10.2008 mit Unterbrüchen	Sipplingen Verankerung	Uni Konstanz Umweltphysik
Strömungen (3 – 50m)	01.07 - 03.08.2009	Mainauschwelle Verankerung	Uni Konstanz Umweltphysik

Fischbach-Uttwil wurden zur Initialisierung der Modelle verwendet. Aus den Temperaturmessungen von Wallhausen-Sipplingen und Hagnau wurden Isothermen berechnet und mit den Simulationen verglichen. Die Strömungsmessungen von Fischbach-Uttwil und an der Mainauschwelle wurden ebenfalls zur Modellvalidierung herangezogen.

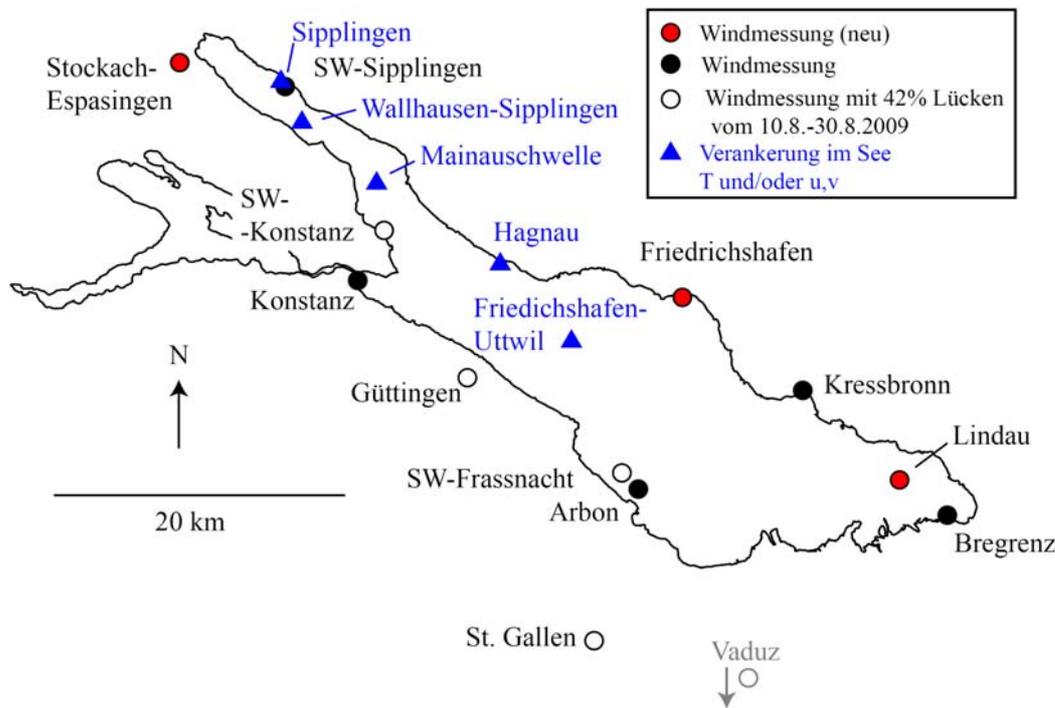


Abbildung 2: Übersicht über die Stationen, an denen Temperatur- und Strömungsmessungen im See gemessen wurden (blaue Dreiecke) und an denen Windmessungen zur Verfügung standen, die in die Berechnung der Windfelder eingeflossen sind. Die Station Vaduz liegt südlich des gezeigten Ausschnittes. Die hier dargestellten Positionen der Windstationen entsprechen den Positionen, die im LIN-Windmodell und im MCF-Windmodell verwendet werden. In Wirklichkeit liegen alle Windmeßstationen auf dem Land, und die Positionen von z.B. Arbon und Lindau sind im Windmodell inkorrekt implementiert.

3 Eingesetzte hydrodynamische Modelle und deren Anwendung im Projekt

Die Simulationen an der Universität Konstanz und bei KuP wurden mit dem Seen- und Küstenmodell ELCOM (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model) des Centre for Water Research der University of Western Australia (CWR) durchgeführt (Hodges and Dallimore, 2006). ELCOM wurde im Rahmen des Projektes BodenseeOnline (Kooperationsprojekt der Universität Stuttgart, KuP und IKE) auf den Bodensee angepasst und ist zur Zeit die Grundlage für die prognostische Modellierung des Bodensees im Online-Betrieb. Bei Projektbeginn wurde in BodenseeOnline für dieses Modell eine horizontale Auflösung von 400 m und eine vertikale Auflösung von 2.5 m in Oberflächennähe verwendet. In diesem Projekt wurde typischerweise mit dem gleichen horizontalen Gitter (400 m Auflösung), in der Vertikalen aber mit einer Auflösung von 1 m in den oberen 30 m Wassertiefe, darunter mit einer langsam zunehmende Auflösung bis auf 10 m Gitterweite gerechnet. Der Modellzeitschritt von 4 Minuten in BodenseeOnline wurde in den Simulationen für Obex III übernommen. In allen anderen Simulationen haben wir in der Numerik Zeitschritte von 1 Minute verwendet.

Am Institut für Seenforschung (ISF der LUBW) wird das Modell FLOW3D (DELTARES

2010) eingesetzt. FLOW3D ist ein multidimensionales hydrodynamisches Modell, das für die Berechnung von Transportwegen in stehenden und durchflossenen Gewässern verwendet werden kann. Das Modell wird typischerweise im Bodensee auf numerischen Gittern mit horizontalen Auflösungen $dx = 250$ m bis $dx = 1$ km und in Abhängigkeit von der gewählten Gitterauflösung mit einem internen Zeitschritt dt von wenigen Sekunden bis Minuten betrieben. Für die Simulationen im Rahmen des Projektes wurde eine horizontale Auflösung $dx = 500$ m und eine vertikale Auflösung verwendet, die der des ELCOM-Modells entspricht.

Beide Modelle, ELCOM und FLOW3D, nutzen die von BodenseeOnline bereitgestellte Meteorologie und die in BodenseeOnline integrierten Windfelder. Die Initialisierung der Temperaturverteilung erfolgt in beiden Modellen durch Vorgabe einer vertikalen Temperaturverteilung aus Temperaturmessungen an der tiefsten Stelle des Sees, die zweiwöchentlich vom ISF durchgeführt werden. Anfangs wird das Temperaturfeld als horizontal homogen angenommen. Simulationsergebnisse werden erst nach etwa 10 Tagen Vorlaufzeit als zuverlässig betrachtet (siehe Abschnitt 6.1).

4 Eingesetzte Windfelder (LIN-, MCF- und COSMO-2-Windfeld)

Für den Antrieb der hydrodynamischen Modelle wurden insgesamt 3 verschiedene Windfelder verwendet. Zum einen das LIN-Windfeld, das von BodenseeOnline standardmässig als Randbedingung für das hydrodynamische Modell ELCOM verwendet wird. Beim LIN-Windfeld werden die an verschiedenen Landstationen stündlich gemessenen Windgeschwindigkeiten räumlich linear interpoliert, um die Windgeschwindigkeiten an den Modellgitterpunkten auf dem See zu erhalten. Vor der Interpolation werden die gemessenen Landwindgeschwindigkeiten mit einem Faktor 1.3 multipliziert. Dieser Faktor ist durch die Ergebnisse zweier Studien motiviert, in denen zum Einen Windgeschwindigkeiten an der Station Konstanz mit Windmessungen in der Mitte des Überlingersees verglichen wurden (Zenger et al. 1990) und zum Anderen die Windgeschwindigkeiten des linear interpolierten Windfelds mit Messungen an verschiedenen Stationen im See aus einer Messkampagne von 2001 verglichen wurden (Appendix 1 und 2: KuP-Bericht Windfelder, erstellt im Rahmen eines Auftrags des ISF im Zusammenhang mit diesem Projekt).

Zu Beginn unseres Projektes stand für die Interpolation des LIN-Windfeldes allerdings nur zwei Stationen vom Nordufer des Bodensees zur Verfügung (Seewasserwerk Sipplingen und Kressbronn (Abb. 2)). Daher haben wir die Winddaten von Friedrichshafen, Lindau und Stockach-Espasingen organisiert, die nun von Dr. Lang (KuP) im LIN-Windfeld von BodenseeOnline integriert sind (Abb. 2). Insbesondere die Stationen am Südufer des Sees (Güttingen, St. Gallen und Vaduz) zeigen regelmässige Datenausfälle und stehen typischerweise in mehr als 40% der Stundenintervalle nicht zur Verfügung. Die Ausfälle dieser Stationen sind in der Regel gleichzeitig, sodass für diese Zeitintervalle das LIN-Windfeld ausgesprochen schlecht auf Daten gestützt ist. Diese Problematik der Datenlücken wird zusätzlich durch die Methode der Interpolation verschärft, die zu jedem Zeitpunkt ausschließlich die vorhanden Stationen berücksichtigt. Es wäre wahrscheinlich deutlich günstiger, die Datenlücken von typischerweise 1-2 Stunden an den betreffenden Stationen zunächst durch eine Zeitinterpolation zu schließen und dann erst die räumliche Interpolation durchzuführen. Ein weiteres leicht zubehebendes Problem ist die schlechte Implementierung der geographischen Positionen der Windstationen, die im Windfeldmodell zum Teil nicht mit den tatsächlichen geographischen Positionen der Stationen übereinstimmen und in einigen Fällen sogar im Wasser liegen (Abb. 2).

Das zweite für die hydrodynamische Modellierung zur Verfügung stehende Windfeld ist das MCF-Windfeld (Mass Consistent Flow), das vom Institut für Kernenergetik und Energiesysteme (IKE) im Rahmen des Projekts BodenseeOnline für den Bodensee aufgesetzt

wurde (Scheuermann *et al.*, 2008). Nach Beginn unseres Projektes stellte sich heraus, dass dieses Windmodell in BodenseeOnline nicht störungsfrei arbeitete. Dieses Problem wurde auf unsere Anregung hin behoben und das MCF-Windfeld ist nun in der BodenseeOnline Plattform integriert und steht für Strömungsmodellierung mit gleicher räumlicher und zeitlicher Auflösung (1h) wie das LIN-Windfeld zur Verfügung. In Zusammenarbeit mit Dr. Lang wurde eine Schnittstelle entwickelt, sodass das MCF-Windfeld nicht nur mit ELCOM, sondern auch mit FLOW3D genutzt werden kann. Das MCF-Windfeld stützt sich im Wesentlichen auf die gleichen Winddaten wie das LIN-Windfeld, berücksichtigt aber nicht die Stationen Kressbronn und Vaduz. Dadurch wird die Datengrundlage für das MCF-Windfeld noch schlechter als beim LIN-Windfeld. Außerdem hat das MCF-Windfeld bei den Datenlücken und den Positionen der Windstationen die gleichen Probleme wie das LIN-Windfeld.

Als drittes Windfeld haben wir uns um das COSMO-2 Windfeld von Swiss-Meteo bemüht, das uns im Rahmen einer Zusammenarbeit mit Michael Sprenger (Institut für Atmosphäre und Klima, ETH-Zürich) zur Verfügung gestellt wird. Dieses Windfeld hat eine räumliche Auflösung von 2 km und wurde von uns auf die in unserer Modellen verwendeten Gitter mit 400 m Auflösung linear interpoliert..

Für März 2009 haben wir die modellierten Windgeschwindigkeiten der drei Windfelder (LIN, MCF und COSMO-2) in der Mitte des Obersees und in der Mitte des Überlinger See miteinander verglichen (Abb. 3). Für jeden Zeitpunkt der Zeitreihen wurde der Mittelwert der Windgeschwindigkeiten der drei Windfelder berechnet und einer Windgeschwindigkeitsklasse zugeordnet. Damit ist jeder Zeitpunkt der Zeitreihen einer Windklasse zugeteilt. Anschließend wurden die Windgeschwindigkeiten von allen Zeitpunkten, die zu einer Windklasse gehören, gemittelt und zwar für jedes der Windfelder separat. Die Balkenhöhen in Abb. 3 geben die mittlere Windgeschwindigkeit des jeweiligen Windfeldes (Farbe) in der entsprechenden Zuordnungsklasse an.

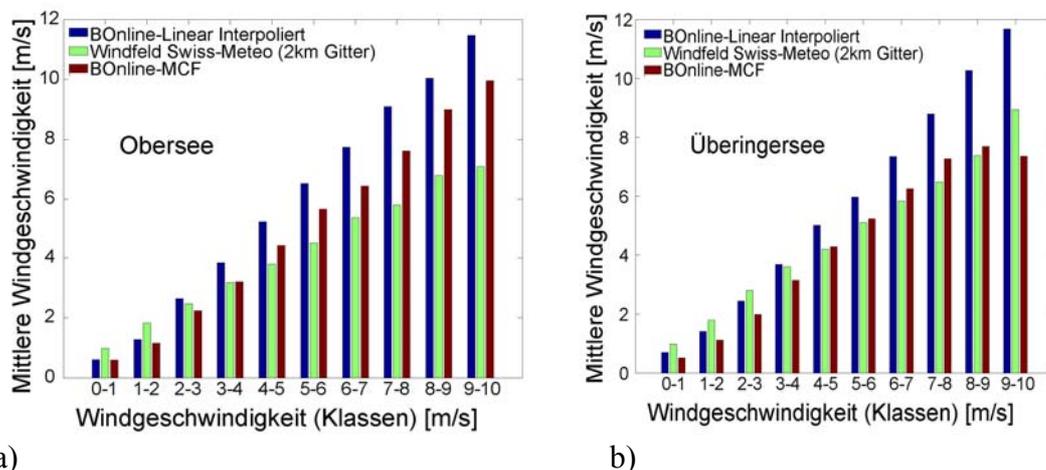


Abbildung 3: Mittlere Windgeschwindigkeit von drei Windfeldvorhersagen in der Mitte des Obersees (a) und in der Mitte des Überlinger Sees (b). Die Zuordnung zu den Windgeschwindigkeitsklassen erfolgt über den Mittelwert der Windgeschwindigkeiten der drei Windfelder.

Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten sind die absoluten Unterschiede zwischen den Windfeldern klein, bei zunehmenden Windgeschwindigkeiten werden die Unterschiede sowohl im Obersee als auch im Überlinger See immer größer. Das LIN Windfeld liefert ab Klasse 2-3 m/s im Obersee bzw. ab Klasse 3-4 m/s im Überlinger See die höchsten Geschwindigkeiten. Bei Starkwind ist das linear interpolierte Windfeld im Überlingersee etwa um den Faktor 1.3 größer als die beiden anderen Windfelder, mit dem die gemessenen Landwindgeschwindigkeiten vor der linearen Interpolation multipliziert wurden. Der

Vergleich der Windfelder legt nahe, dass die Skalierung der Landwindgeschwindigkeiten bei der Berechnung des LIN-Windfeldes zwar für niedrige Windgeschwindigkeiten sinnvoll ist, bei Starkwinden aber zu einer Überschätzung der Windstärken führt. Dies erscheint plausibel, da bei Starkwind lokale Heterogenitäten eine geringere Rolle spielen als bei Schwachwind.

Durch die Stundenwerte der Windfelder können kurzfristige Geschwindigkeitsspitzen nicht adequat berücksichtigt werden. Daher ist zu erwarten, dass der Energieeintrag in den See durch den Wind besonders bei wechselnden Windstärken unterschätzt wird. Es gilt zubeachten, dass der Energieeintrag $\sim v_{\text{wind}}^3$ und der Impulseintrag an der Oberfläche proportional $\sim v_{\text{wind}}^2$ ist, sodass mittlere Windgeschwindigkeiten diese Einträge in der Regel unterschätzen.

5 Einige Ergebnisse aus der Analyse der Drifterdaten

In den verschiedenen Experimenten sind die von der Drifterbewegung aufgezeigten Strömungsmuster sehr unterschiedlich (Abb. 1). Trotzdem lassen sich grobe Trends sowohl bei den Strömungsgeschwindigkeiten als auch bei den Strömungsrichtungen erkennen. Für die folgende Analyse wurden die Drifterdaten tiefpass gefiltert (5 min), um hochfrequente Fluktuationen durch die GPS Messung zu unterdrücken. Anschließend wurde für alle Experimente und für jeden Drifter aus der Positionsänderung des Drifters die Geschwindigkeit in Halbstundenintervallen bestimmt. Insgesamt erhält man so aus den Drifterexperimenten einen Datensatz von 38584 Einzelmessungen der mittleren Strömungsgeschwindigkeit in 30 Minuten Zeitintervallen.

Im Jahresverlauf ändern sich die Häufigkeitsverteilungen der Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 4). Im Sommer und im Herbst treten prozentual häufiger größere Geschwindigkeiten auf als in den Monaten Januar bis April. Dies ist wahrscheinlich auf interne Wellen zurückzuführen, die nur im Sommer und Herbst auftreten, da Dichteschichtung eine Voraussetzung für die Existenz der internen Wellen ist. Mit den internen Wellen sind oszillierende Strömungen verbunden, bei der sich das Wasser der Oberflächenschicht entgegengesetzt zur Tiefenwasserschicht bewegt. Da bei den internen Wellen in guter Näherung keine Oberflächenauslenkung stattfindet, führt Massenerhaltung (Volumenerhaltung, da Wasser als inkompressibel angenommen werden kann) zu großen Strömungsgeschwindigkeiten in der Oberflächenschicht. Falls diese Schicht dünn ist und Schichtung und Windantrieb ausreichend sind, um interne Wellenbewegung anzuregen, sind große Strömungsgeschwindigkeiten zu erwarten. Dies erklärt, warum die Geschwindigkeitsverteilung besonders im August-Oktober im Vergleich zur Verteilung vom Januar-April zu großen Strömungen hin verschoben ist.

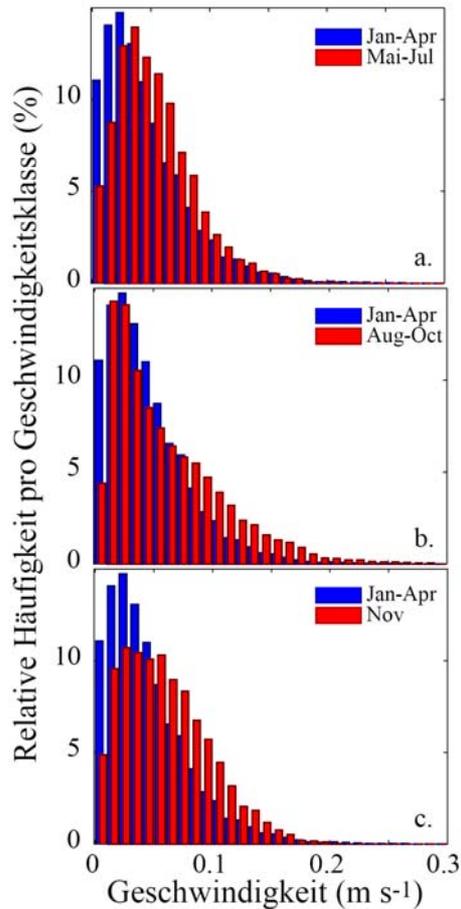


Abbildung 4: Mittlere Häufigkeitsverteilungen der aus den Driftermessungen bestimmten Strömungsgeschwindigkeiten (30 Minuten Mittelwerte) zu unterschiedlichen Zeiten im Jahr. In allen Panels ist in blau die mittlere Häufigkeitsverteilung für die Monate Januar-April dargestellt (Stichprobenumfang $N=10232$). Diese wird mit der Häufigkeitsverteilung in den Zeitabschnitten (a) May-Juli ($N=5232$) (b) August-Oktober ($N=10186$) und im November ($N=12934$) (c) verglichen (jeweils in rot).

Um die Hypothese zu untersuchen, dass die Oberflächengeschwindigkeiten im offenen Wasser größer sind als in flacheren Randzonen, wurden für jeden Messzeitpunkt die Wassertiefe bestimmt, in der sich der jeweilige Drifter befand. Anschließend wurden die Wassertiefen in 25 Klassen mit je 10 m Tiefenintervall (Klassenbreite) eingeteilt und jede Geschwindigkeitsmessung einer Tiefenklasse zugeordnet. Die maximale Seetiefe einer Klasse ergibt sich aus der Multiplikation der Klassennummer mit 10. In Abb. 5 sind die für jede Wassertiefenklasse gemittelten Driftergeschwindigkeiten aufgetragen. Nahe der Oberfläche, d.h. bei geringen Einsetztiefen der Drifter (3 m, 5 m und 6 m), nehmen die Geschwindigkeiten mit zunehmender Seetiefe zu. Bei Driftern mit größerer Einsetztiefe (9 m, 19 m) ist kein klarer Zusammenhang zu erkennen. Bei den Driftern mit Einsetztiefe 49 m liegen zu wenige Daten für die Analyse vor. Die maximal beobachtete Geschwindigkeit nimmt mit der Einsetztiefe der Driftkörpertiefe ab: In 3 m Tiefe erreichen die Geschwindigkeiten bis zu 0,12 m/s, in 19 m Tiefe sind sie höchstens 0,045 m/s.

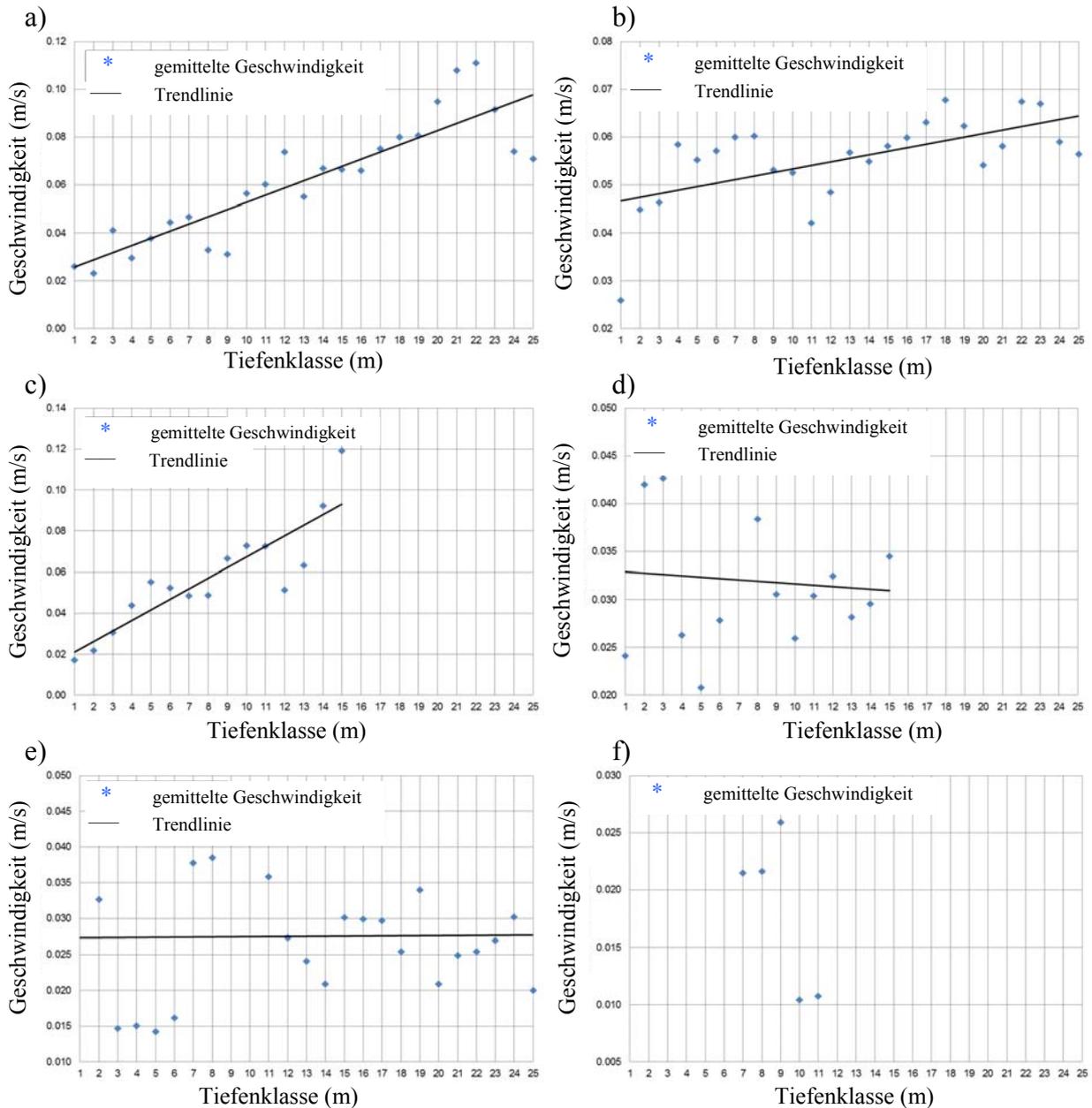


Abbildung 5: Mittlere Drittergeschwindigkeiten in 25 Tiefenklassen mit 10 m Tiefenintervall pro Klasse. Die maximale Seetiefe einer Tiefenklasse ergibt sich durch Multiplikation der Klassennummer mit 10. Verglichen sind die Ergebnisse für Drifter, die in (a) 3 m, (b) 5 m, (c) 6 m, (d) 19 m, (e) 19 m, und (f) 49 m eingesetzt wurden. In (f) ist der Stichprobenumfang zu klein für eine statistische Analyse. (Stefan Mirbach, KuP-Bericht Appendix 3)

Die Strömungsgeschwindigkeiten nehmen also wie erwartet mit der Tiefe in der sie beobachtet werden ab. Strömungsgeschwindigkeiten im Oberflächenwasser nehmen mit der Seetiefe zu, was man auch als Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit mit dem Abstand vom Ufer interpretieren kann. Einschränkend muss beachtet werden, dass die Drifterexperimente und vor allem die Positionen der Drifter keine zufällige oder gar komplette Stichprobe des Strömungsfeldes darstellen. Z.B. stammen sämtliche Messungen mit 3 m und 6 m Einsetztiefe nur aus dem Überlingersee (ULEX-Experimente), der durch interne Wellenbewegung besonders stark beeinflusst ist. Der Einfluss des lokalen Windes auf die Strömungsgeschwindigkeiten und die Strömungsrichtungen in der durchmischten Oberflächenschicht hängt von der Schichtung der Wassersäule ab. In den Novemberexperimenten, bei denen die Deckschicht etwa 20 m mächtig war, zeigen die

Drifterbahnen ausgeprägte Zirkulationsmuster im zentralen Obersee, die über lange Zeiten bestehen bleiben (OBEX III und OBEX VIII, siehe Abb. 1). Trotz unterschiedlicher und variierender Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten im Gebiet der großskaligen Zirkulation folgen die Drifter zyklonalen Kreisbahnen. Allerdings waren die Windgeschwindigkeiten auch immer unter 5 m/s, meistens sogar nur zwischen 2-3 m/s. Bei schwacher Schichtung (März, April 2009: Obex VI, V) oder dünner Oberflächenschicht (Obex VI) zeigen sich die Zirkulationsmuster nicht so deutlich und sind auch nicht so beständig wie im November. Die Strömungsrichtungen ändern sich zeitlich in sehr kurzen Zeitabständen, sodass im mehrmonatigen Mittel in den ersten beiden Quartalen des Jahres kaum systematische Trends zu erkennen sind (Abb. 6). Im dritten Quartal und besonders ausgeprägt im vierten Quartal lässt sich ein klares Muster der mittleren Strömungsrichtungen erkennen. Im zentralen Obersee zeigen die Strömungen eine deutliche Wirbelstruktur mit zyklonaler Drehrichtung (entgegen dem Uhrzeigersinn). Dieses Muster entspricht ganz gut dem für den Bodensee publizierten „typischen“ Strömungsfeld (Wasmund 1928). Allerdings unterscheidet sich die Grenze des zentralen Wirbels im dritten und vierten Quartal. Zu beachten ist, dass es sich bei den dargestellten Verteilungen in Abb. um zeitlich gemittelte Strömungsrichtungen sogar aus unterschiedlichen Jahren handelt. Das Strömungsfeld zu einem ganz spezifischen Zeitpunkt kann sich deutlich von dem mittleren Strömungsmuster des entsprechenden Quartals unterscheiden.

Dass ausgeprägte Wirbelstrukturen im längerfristigen Mittel besonders in den Daten des vierten Quartals sichtbar sind, lässt sich dadurch erklären, dass der Einfluss des lokalen Windes auf die Strömungsgeschwindigkeiten in der durchmischten Oberflächenschicht von der Schichtung der Wassersäule abhängt. Bei ausreichender Schichtung werden interne Schwingungen angeregt, die die langperiodischen Fluktuationen beckenweiter Strömungen beeinflussen. Wichtiger noch ist, dass eine mächtige Oberflächenschicht eine größere Trägheit hat als eine dünne Oberflächenschicht, sodass Impulseintrag durch Wind die Bewegungen der gesamten Oberflächenschicht im Winter und Frühling leichter verändern kann als z.B. im November, wenn die Oberflächenschicht fast 20 m mächtig ist.

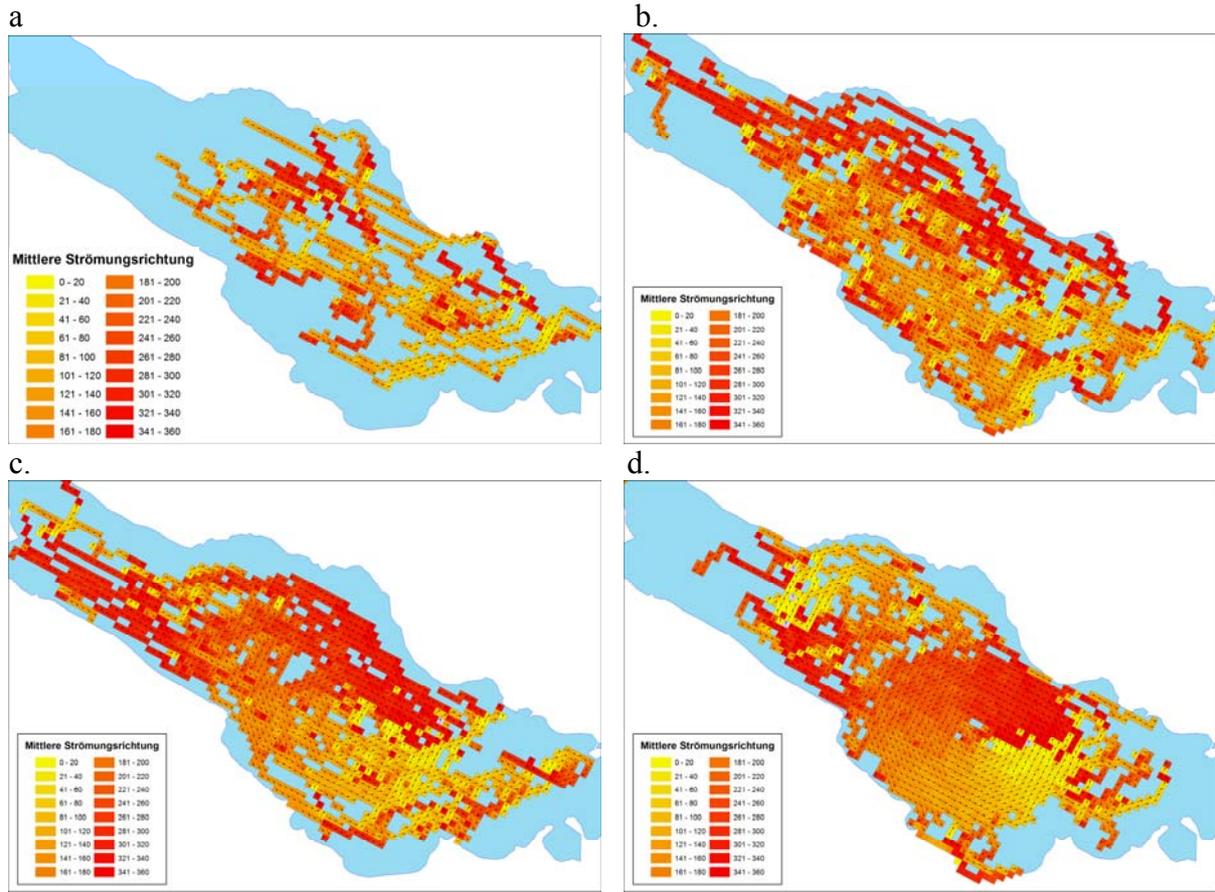


Abbildung 6: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtung zu verschiedenen Zeiten im Jahr unter Berücksichtigung aller Drifterexperimente. In a, b, c und d sind die Verteilungen für das 1. 2. 3. und 4. Quartal im Jahr dargestellt. (Stefan Mirbach, KuP-Bericht Appendix 3)

6 Detaillierter Vergleich von ELCOM-Simulationen mit Felddaten (Juli-August 2009)

Der folgende detaillierte Vergleich von Felddaten mit Modellresultaten für die Zeitperiode vom Juli bis August 2009 soll exemplarisch verdeutlichen, dass das gegenwärtige Modellsystem bestehend aus dem hydrodynamischen Modell ELCOM und den modellierten Windfeldern LIN, MCF und COSMO-2 zwar in der Lage ist, die Struktur der beckenweiten Schwingungen im Bodensee wiederzugeben, die Qualität der simulierten Strömungsfelder aber nicht ausreicht, um Drifterpfade und damit den advektiven Transport von Schadstoffen im Detail wiedergeben zu können. Allerdings kann mit Hilfe der Simulationen ein Vorhersagegebiet eingegrenzt werden, das deutlich kleiner ist als eine Schätzung, die allein auf der typischen Geschwindigkeit basiert. Außerdem wird aufgezeigt, in welchen räumlichen Gebieten Modell und Daten besser und schlechter übereinstimmen und ein möglicher Zusammenhang mit lokalen Windfeldern diskutiert.

Nach einer kurzen Darstellung von Modelldesign, Vorlaufzeit und Seespiegelinitialisierung folgt ein detaillierter Vergleich der Simulationen mit Zeitreihen von Temperatur- und Strömungsprofilen an den Messstandorten. Danach folgt eine ausführliche Diskussion des Vergleichs von Simulationsergebnissen mit den Drifterbeobachtungen.

6.1. Modellsetup, Vorlaufzeit und Seespiegelinitialisierung

Für die folgenden Simulationsergebnisse wurde ELCOM mit den in Abschnitt 3 genannten Einstellungen betrieben (400 m Gitter, 1 m Gitter in den obersten 30 m und 1 min interner Zeitschritt). Zunächst wurden Modellsimulationen verglichen, die an drei unterschiedlichen Tagen gestartet wurden (06.07, 20.07 und 03.08). Dieser Vergleich zeigt, dass die vertikale Verteilung und die zeitlichen Fluktuationen der Temperatur nach einer Vorlaufzeit von etwa 10 Tagen gut mit Ergebnissen von Modellsimulationen mit längerer Vorlaufzeit übereinstimmen (Abb. 7). Insbesondere die Modellläufe mit Initialisierung am 20.07.09 und 03.08.09 zeigen eine ausgesprochen gute Übereinstimmung nicht nur in Oberflächennähe, sondern auch in 20 m Tiefe.

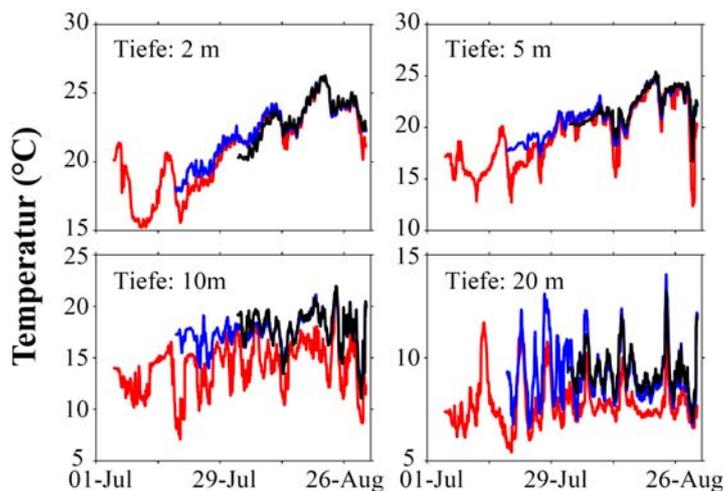


Abbildung 7: Simulierte Temperaturentwicklung bei unterschiedlichen Vorlaufzeiten (Station EU-Boje, LIN-Windfeld)

Die weiteren Modell-Datenvergleiche stützen sich auf die Modellsimulation mit Initialisierung am 20.07.09. Daten zu Strömungsprofilen aus ADCP-Messungen in Verankerungen liegen bis zum 03.08.09 vor und Drifterdaten wurden in OBEXVII vom 14.08.09 bis zum 28.08.09 erhoben.

Die Seespiegelschwankungen, die sich im Modell auf Grund der variablen Zuflussmengen einstellen, entsprechen sehr gut den gemessenen Pegeländerungen (Abb. 8). Der Seespiegel wurde im Modell so initialisiert, dass in der Zeitperiode vom 14.08.09 bis zum 28.08.09, in der Drifterdaten aus 5 m Wassertiefe vorliegen, der Seespiegel das Niveau 0 hat und das 5 m Niveau im Modell einer Wassertiefe 5 m entspricht.

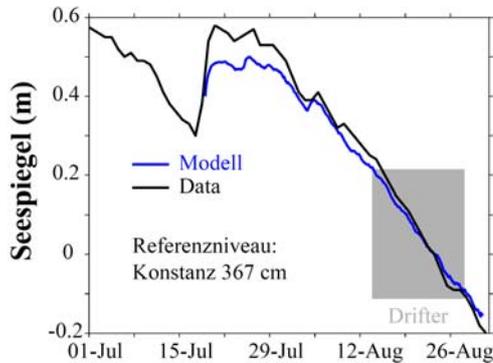


Abbildung 8: Seespiegel in Modell und Daten. Das Referenzniveau wurde im Modell so gewählt, dass während der Periode der Drifterexperimente der Seespiegel etwa bei 0 m lag.

6.2. Simulation interner Schwingungen und Vergleich mit gemessenen Temperatur- und Strömungsprofilen

Simulierte vertikale Temperaturverteilungen und deren zeitliche Veränderungen stimmen auf einer Zeitskala von Tagen sehr gut mit den Beobachtungen überein (Abb. 9). Die simulierte und gemessene Isothermenbewegung an der Messstelle EU-Boje im Überlingersee zeigt ausgeprägte Oszillationen mit einer Periode von etwa 3-4 Tagen. Die beobachtete Oszillation entspricht der Auswirkung der beckenweiten internen Seiche, die im Bodensee wegen der Bedeutung der Coriolisbeschleunigung typischerweise als Kelvinwelle (Definition Kelvinwelle siehe: Hutter et.al. 2010) auftritt. Das Modell gibt die Periode und die Amplitude der Kelvinwelle recht gut wieder und auch die Phase stimmt innerhalb einer Zeitskala von einigen Stunden gut mit den Messungen überein. In Simulationen mit dem COSMO-2-Windfeld sind die Abweichungen von den Beobachtungen etwas größer als mit den Windfeldern LIN und MCF. Wegen den steilen Ufern und der geringen Breite des Überlingersees ist zu erwarten, dass das COSMO-2-Windfeld mit seiner 2 km Auflösung die lokalen Winde im Überlingersee nicht so gut beschreiben kann wie die anderen beiden Windfelder.

Die simulierte Isothermenbewegung in der Mitte des Überlingersees (EU-Boje) unterscheidet sich deutlich von den Simulationsergebnissen für die Mitte des Obersees (Fischbach-Uttwil). Dies veranschaulicht, dass ELCOM zur gleichen Zeit horizontal sehr heterogene Temperaturfelder und insbesondere sehr unterschiedliche vertikale Fluktuationen der Isothermen abbilden kann. Die Isothermenfluktuationen zeigen letztendlich die Fluktuationen in den Vertikalströmungen an. Die Unterschiede in den Fluktuationen der Vertikalströmungen zu gleichen Zeiten aber an horizontal unterschiedlichen Stellen werden vom Modell recht gut erfasst, wie der Vergleich der simulierten und gemessenen Isothermen an der Stelle Hagnau und EU-Boje zeigt (Abb. 10).

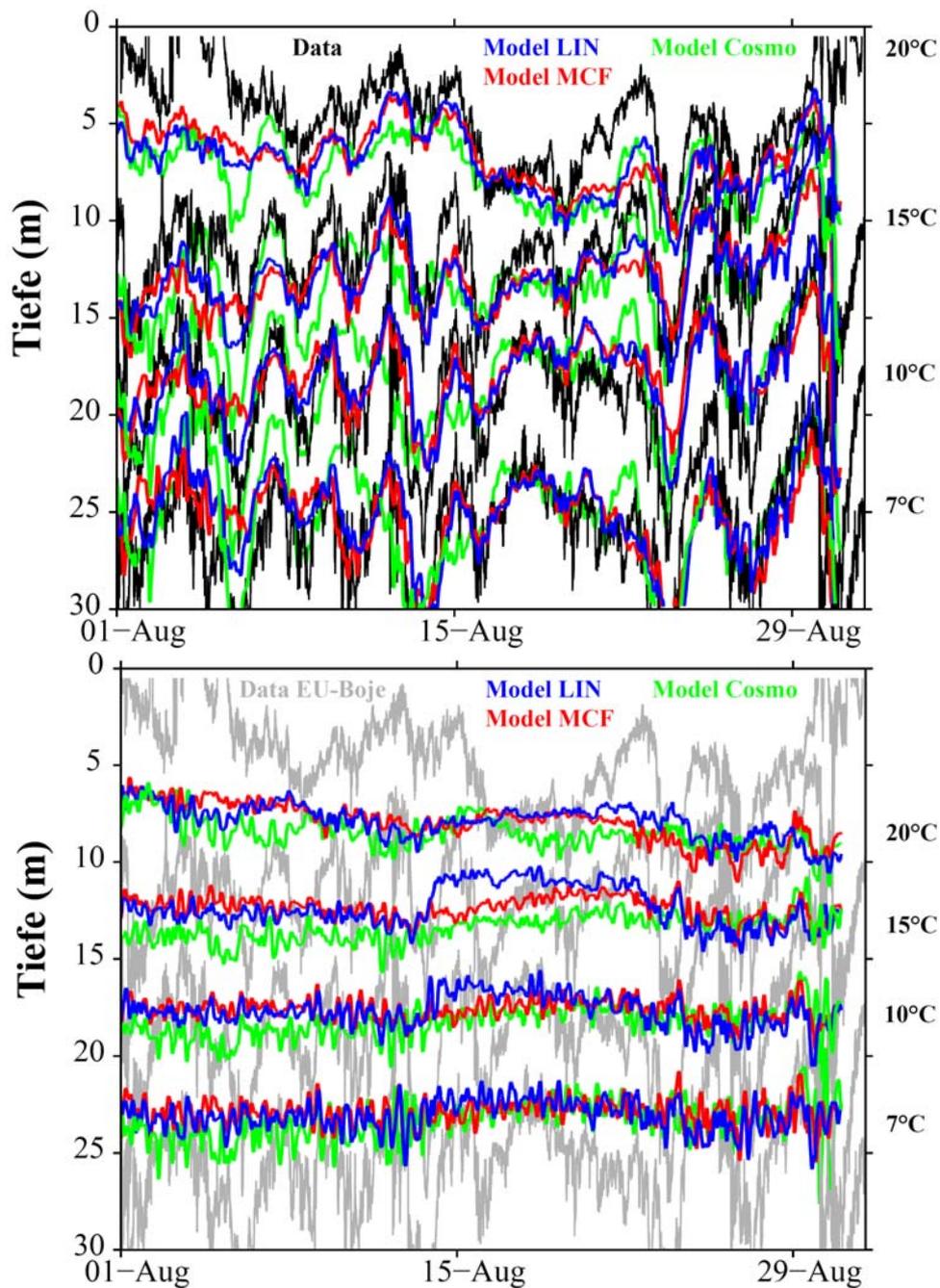


Abbildung 9: Isothermen für gemessene und simulierte Temperaturverteilungen an der EU-Boje im Überlingersee (oben) und an der Stelle Fischbach-Uttwil in der Mitte des Obersees (unten). Simulationsergebnisse mit den unterschiedlichen Windfeldern sind in unterschiedlichen Farben dargestellt. Im unteren Panel sind die Daten der EU-Boje in grau dargestellt.

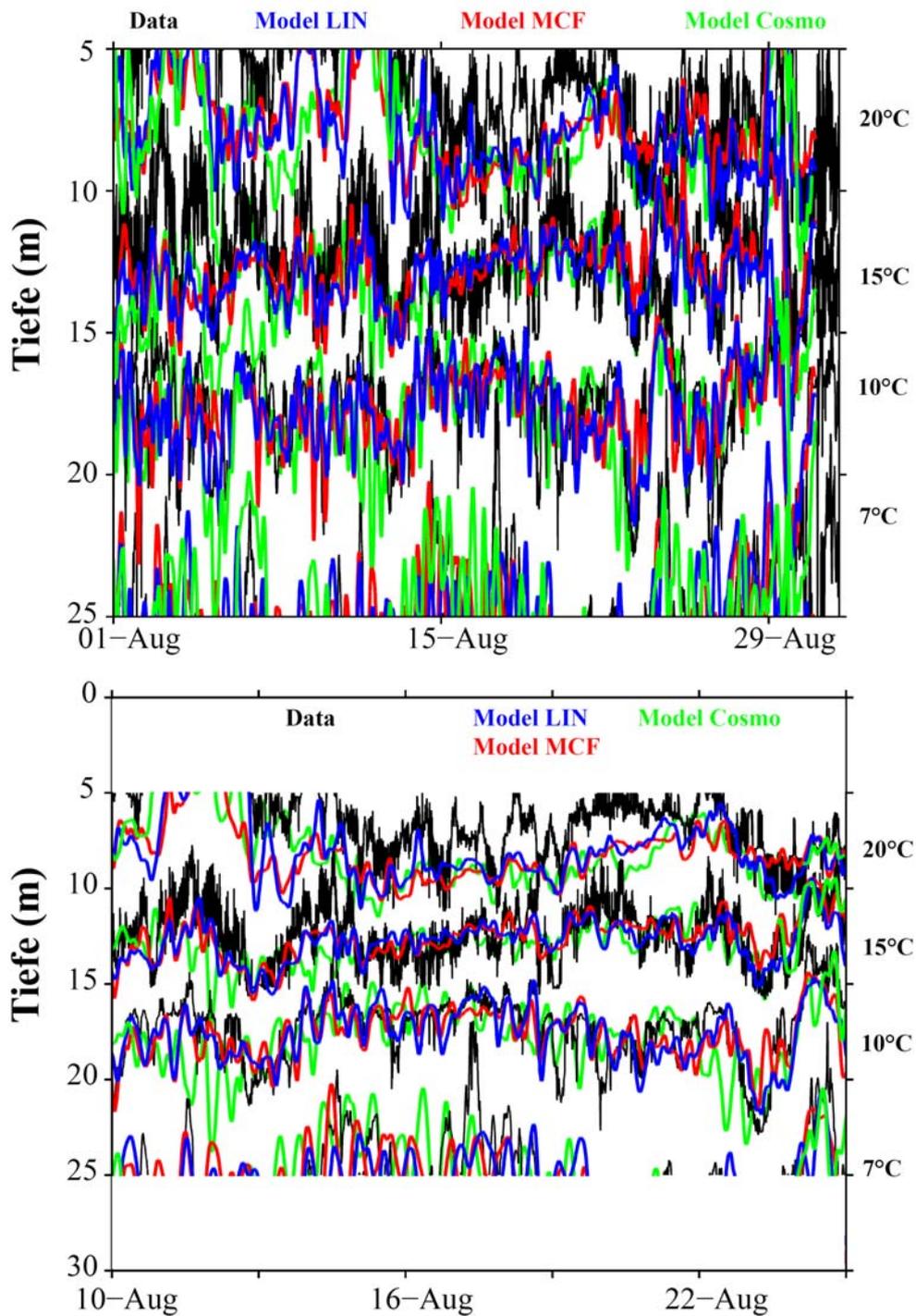


Abbildung 10: Isothermen für die gemessene und simulierte Temperaturverteilung an der Station Hagnau im Obersee in Ufernähe. Die Simulationen mit den verschiedenen Windfeldern sind in unterschiedlichen Farben dargestellt. Im unteren Panel ist die vertikale Auflösung wie in Abb. 9 aber der zeitliche Ausschnitt ist kleiner.

Insbesondere in der Mitte des Obersees, aber auch an der randnahen Station Hagnau, werden die Temperaturfluktuationen durch Perioden von etwa 16 Stunden dominiert. Solche Oszillationen sind typisch für interne Poincareewellen (Definition Poincareewelle siehe: Hutter et.al. 2010) im Bodensee. Die Strömungsprofile in der Mitte des Obersees zeigen eindeutig die typischen Muster für Poincareewellen (Abb. 11) mit rechtsdrehender Strömung und Perioden von etwa 16 Stunden. Diese Strömungsmuster und die typischen maximalen Geschwindigkeiten werden sehr gut durch die Simulationen mit ELCOM wiedergegeben (Abb. 11). Auch an der Mainauschwelle, die stärker durch die Kelvinwelle beeinflusst ist als die Mitte des Obersees, sind die vom Modell vorhergesagten prinzipiellen Muster der langfristigen Strömungsveränderungen und auch die typischen Geschwindigkeiten in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen (Abb. 12). Das dominierende Strömungsmuster an der Mainauschwelle ist typisch für den Durchgang einer Seiche mit etwa 3 Tagen Periode. Gegen Ende des dargestellten Zeitausschnitts treten die typischen Muster für Poincareewellen auf. Die Übereinstimmung zwischen Daten und Modell und insbesondere für die Strömungsdaten ist sowohl an der Mainauschwelle als auch bei Fischbach-Uttwil im zentralen Obersee, mit dem COSMO-2-Windfeld am besten.

Die Ausbreitung von Driftern und Schadstoffen hängt allerdings nicht unmittelbar von den großskaligen Strömungsphänomenen ab, sondern von den lokalen und aktuellen Strömungen zu jedem Zeitpunkt. Dies stellt sehr hohe Anforderungen an die Übereinstimmung zwischen Modell und Daten auf kurzen Zeitskalen. Selbst kleine Verschiebungen in der simulierten Phase der Poincareewellen oder in der Richtung der Strömungen führen zu Abweichungen zwischen simuliertem und tatsächlichem advektivem Transport, die über die Zeit immer mehr akkumulieren. Obwohl die Übereinstimmung zwischen Modell und Daten in den vorherigen Figuren und auch bei zeitlich höherer Auflösung gut „aussieht“ (Abb. 13), sind beim direkten Vergleich der simulierten und gemessenen Strömungen die Abweichungen sehr groß. Dies gilt für Simulationen mit allen drei Windfeldern, sowohl bei Fischbach-Uttwil (Abb. 13) als auch an der Mainauschwelle (Abb. 14).

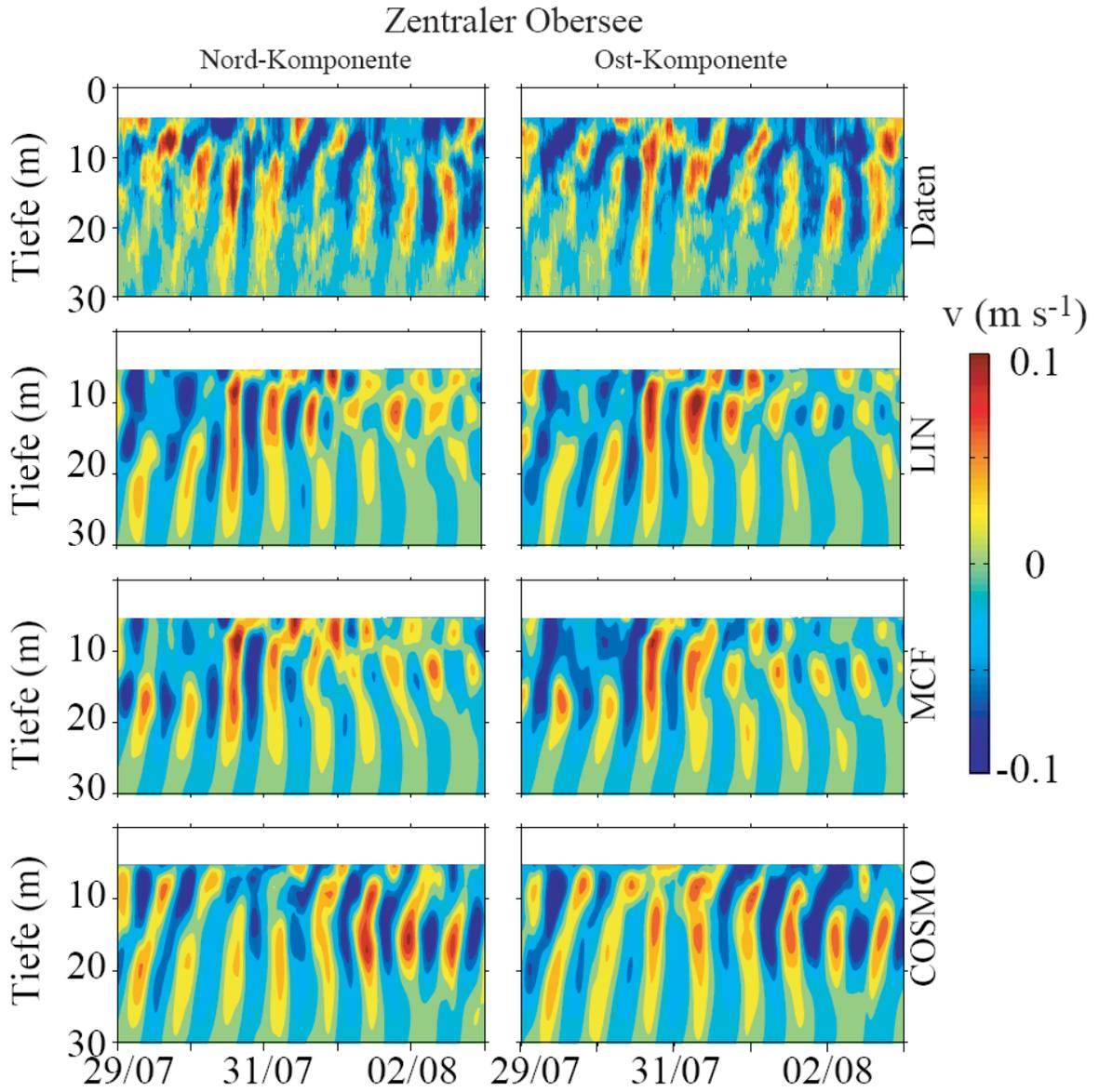


Abbildung 11: Vergleich gemessener und simulierter Strömungsprofile im zentralen Obersee an der Stelle Fischbach-Uttwil. Daten (oberstes Panel) und Simulationen mit unterschiedlichem Windantrieb liefern Strömungsmuster typisch für Poincareewellen. Die Periode der rotierenden Strömungen ist etwa 16 Stunden.

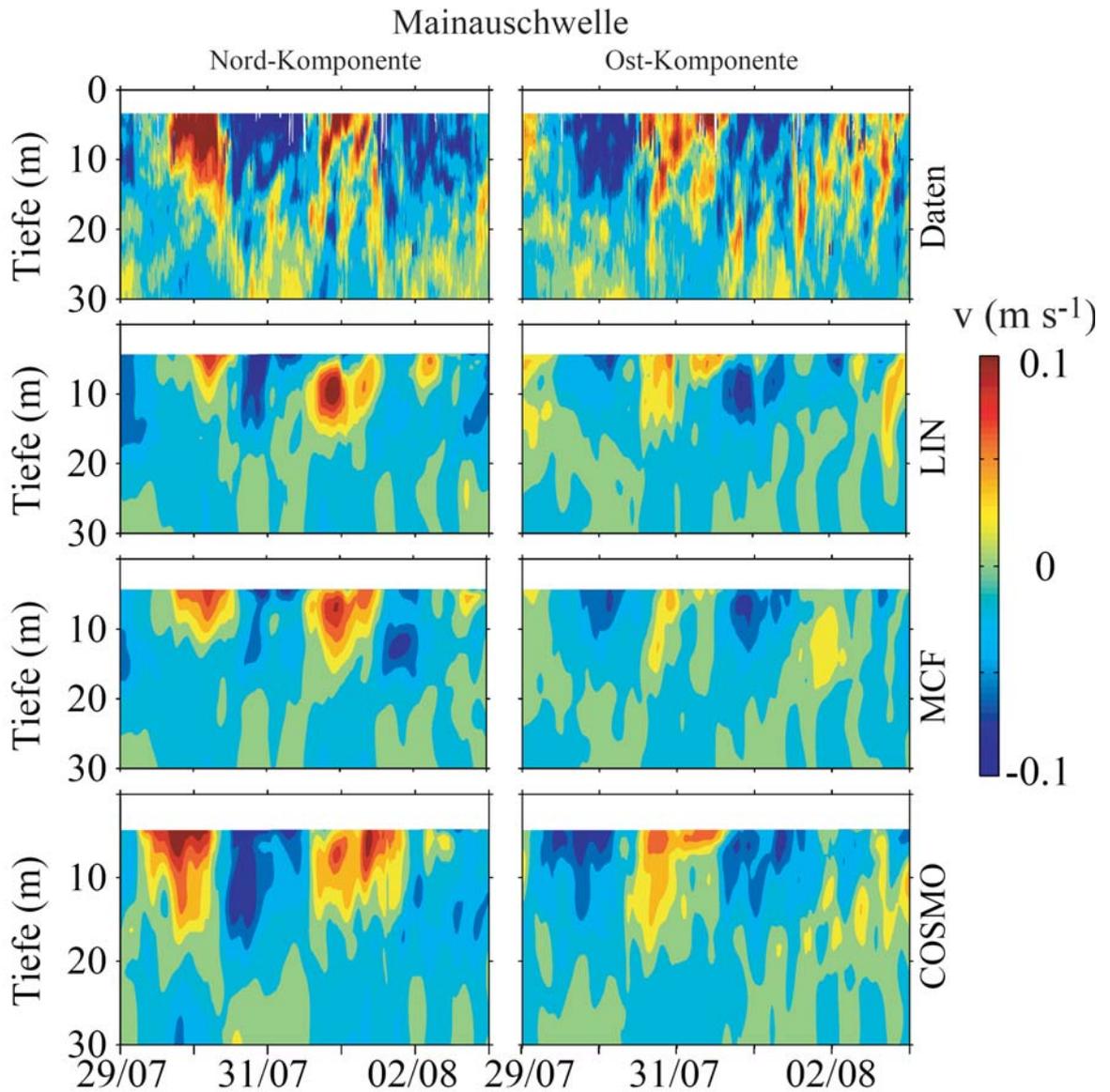


Abbildung 12: Vergleich gemessener und simulierter Strömungsprofile an der Mainauschwelle beim Übergang Obersee-Überlingersee. Daten (oberstes Panel) und Simulationen mit unterschiedlichem Windantrieb liefern Strömungsmuster typisch für den Durchgang einer Seiche mit etwa 3 Tagen Periode. Gegen Ende des Zeitausschnitts treten typische Muster für Poincareewellen auf. Die Übereinstimmung zwischen Daten und Modell scheint mit dem COSMO Windfeld am besten zu sein.

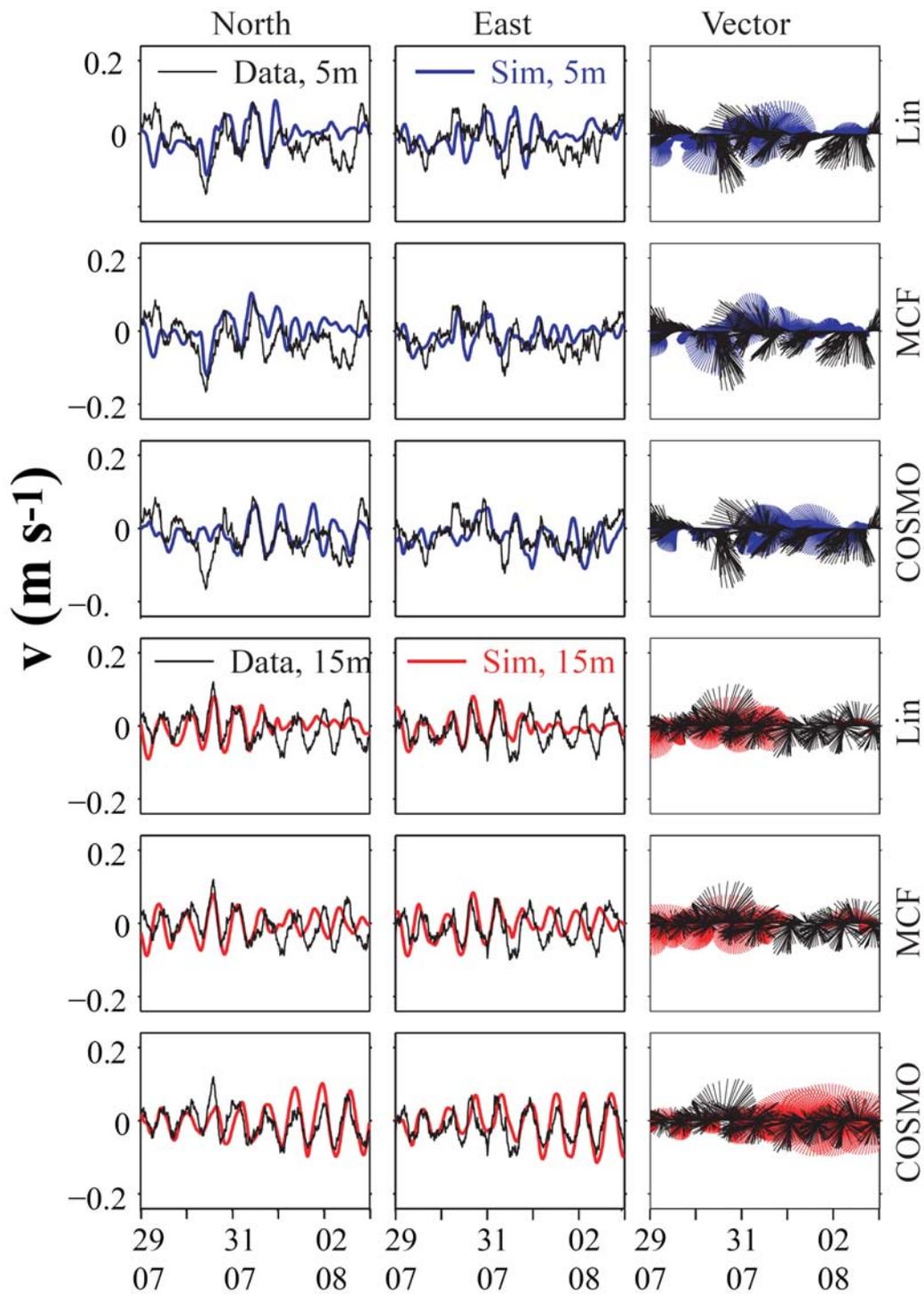


Abbildung 13: Vergleich gemessener und simulierter Strömungen an der Station Fischbach-Uttwil in 5 m und 15 m Wassertiefe. Daten sind in schwarz, Simulationen in blau (5m) bzw. in rot (15 m) dargestellt. Die Einzellinien in den rechten Unterabbildungen zeigen in Strömungsrichtung und haben eine Länge, die der Strömungsgeschwindigkeit entspricht.

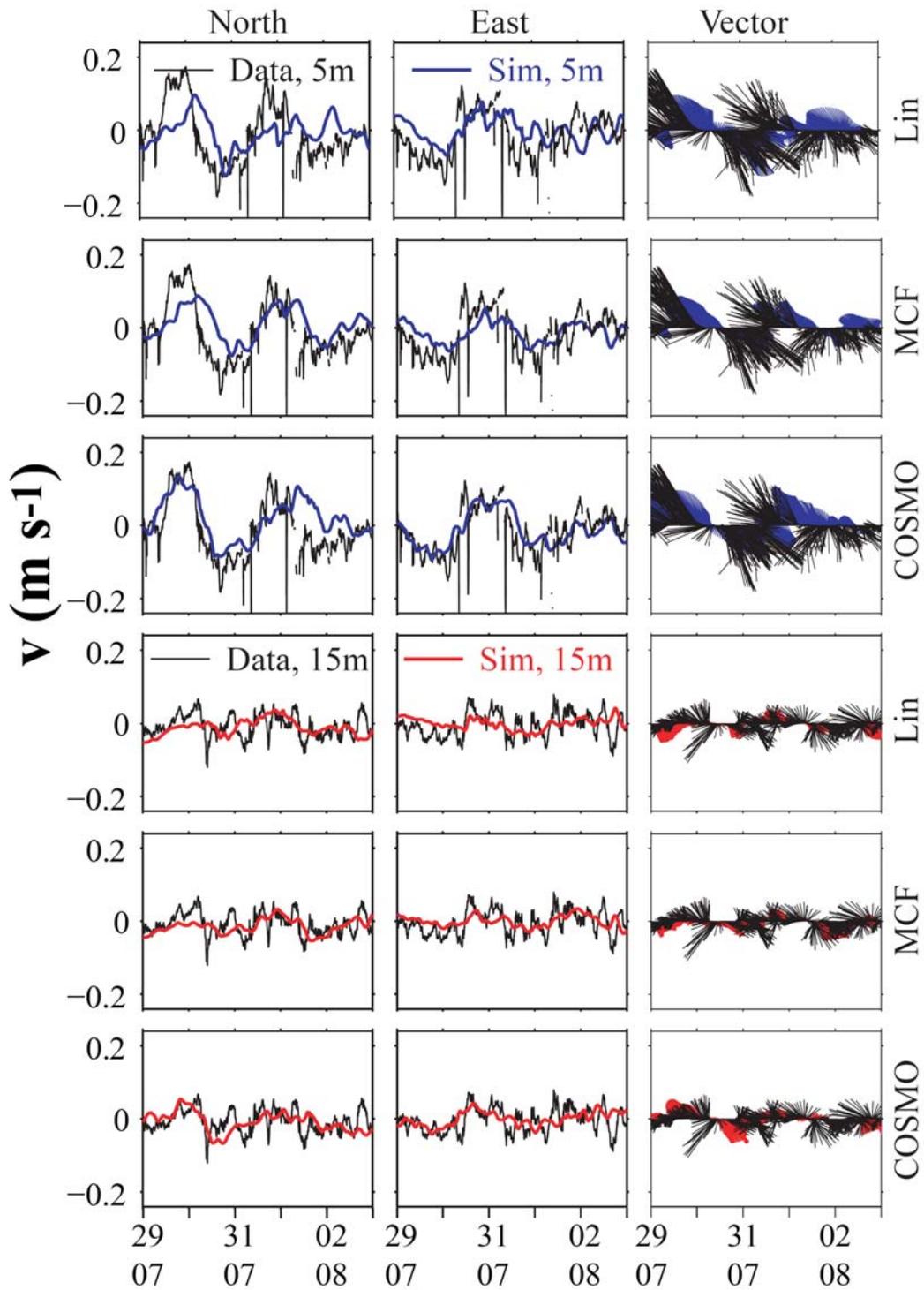


Abbildung 14: Vergleich gemessener und simulierter Strömungen an der Station Mainauschwelle in 5 m und 15 m Wassertiefe. Daten sind in schwarz, Simulationen in blau (5 m) bzw. in rot (15 m) dargestellt. Die Einzellinien in den rechten Unterabbildungen zeigen in Strömungsrichtung und haben eine Länge, die der Strömungsgeschwindigkeit entspricht.

6.3. Vergleich von Simulationen mit den Daten aus dem Drifterexperiment Obex VII

Die Modellergebnisse können auf zwei verschiedene Arten mit den Drifterdaten verglichen werden. Zum Einen können in ELCOM mit Hilfe der berechneten Strömungsfelder Lagrange-Trajektorien berechnet und mit den gemessenen Drifterpfaden verglichen werden, zum Anderen kann man das horizontale Strömungsfeld mit den Strömungen vergleichen, die sich aus der Veränderung der gemessenen Drifterpositionen ergeben. Zunächst werden wir die simulierten und gemessenen Drifterpfade vergleichen, da dieser Vergleich eine unmittelbare Aussage über die Prognosemöglichkeiten des Modells der advektiven Verdriftung von Schadstoffen ermöglicht. Anschließend werden wir die Ergebnisse der zweiten Methode vorstellen, mit der sich die Gebiete, in denen das Modell die horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten besser bzw. schlechter simuliert, übersichtlich darstellen lassen.

6.3.1. Vergleich von simulierten und gemessenen Drifterpfaden

In OBEX VII wurden alle Drifter im Hauptbecken des Bodensees in 5 m Wassertiefe eingesetzt und Messdaten zwischen dem 14.08.09 und 28.08.09 erhoben. Bei Zusammenstellung aller Drifterbahnen zeigt sich eine großskalige Wirbelstruktur im zentralen Obersee sowohl im Modell als auch in den Daten (Abb. 15). Allerdings zeigen die simulierten Drifterpfade im Unterschied zu den Daten eher zwei etwa gleich große Wirbel statt einem großen Wirbel im zentralen Becken und einem kleineren nördlichen Wirbel.

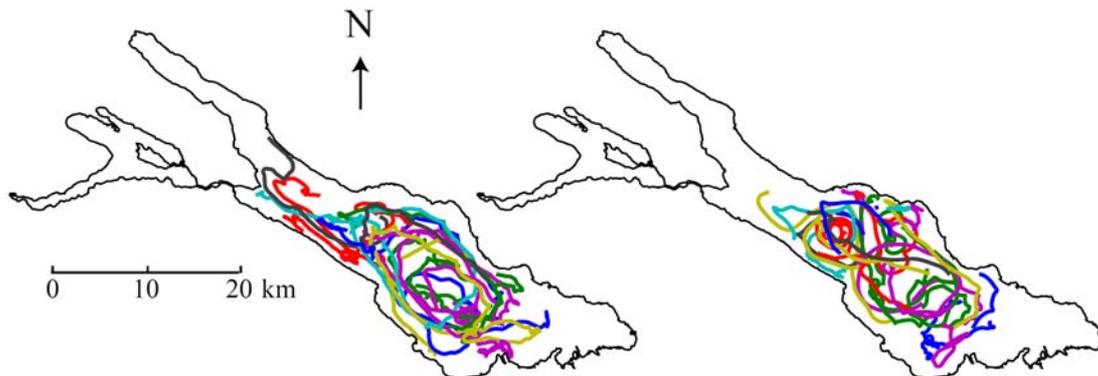


Abbildung 15: Gemessene und simulierte Drifterpfade in Obex VII. Daten sind links, Simulationen rechts dargestellt. Unterschiedliche Farben zeigen unterschiedliche Drifter.

Da sich für die Drifterbahnen die Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Strömungen immer weiter akkumulieren, haben wir für den quantitativen Vergleich von Driftertrajektorien jeweils 6-Stundenintervalle berücksichtigt. Die Idee hinter diesem Vorgehen ist, dass bei Schadstoffeinträgen nach Unfällen zumindest eine Prognose über den advektiven Transport in den nächsten 6 Stunden möglich sein sollte. Wenn die Abweichungen des Modells von den Daten innerhalb von 6 Stunden schon unzureichend groß sind, dann ist eine weitere Simulation sinnlos. Durch die Betrachtung des Datensatzes in 6 Stunden Zeitabschnitten kann man die Driftermessungen von OBEX VII als eine Vielzahl von Einzelexperimenten interpretieren, d.h. als insgesamt 395 statistisch unabhängige Drifterexperimente mit jeweils 6 Stunden Dauer. Technisch haben wir diesen Ansatz so umgesetzt, dass die numerischen Drifter alle 6 Stunden auf die Positionen der gemessenen Drifter gesetzt und anschließend 6 Stunden mit dem simulierten Strömungsfeld propagiert wurden.

Selbst über das kurze 6-Stundenintervall waren die Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Drifterpfaden recht groß. In Abb. 16 werden die gemessenen mit den simulierten Drifterpfaden für jeweils einen Zeitraum von 66 Stunden verglichen. Ausbreitungsrichtung und Geschwindigkeit der simulierten Drifter weicht deutlich von den Beobachtungen ab, wobei einzelne Drifter sich auch entgegengesetzt zur tatsächlichen Bewegungsrichtung bewegen können. Bei allen drei Windfeldern treten vergleichbar große Abweichungen auf.

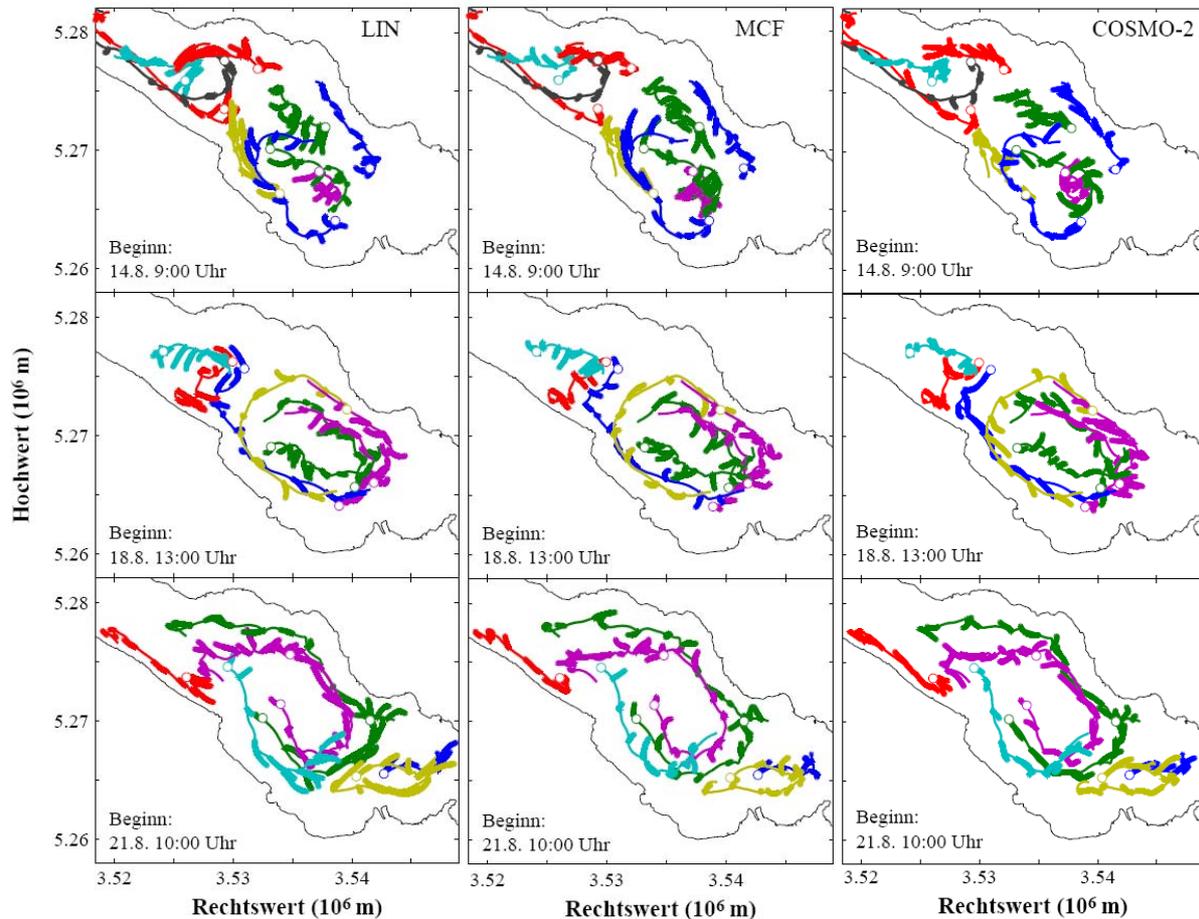


Abbildung 16: Vergleich gemessener Driftertrajektorien mit Simulationsergebnissen für Zeitintervalle von jeweils 6 Stunden. Die einzelnen Drifter sind in unterschiedlichen Farben dargestellt. Die dünnen Linien geben die gemessenen Drifterpfade, die dicken kurzen Linien die simulierten Drifterpfade über 6 Stunden an. Nach 6 Stunden wurde der Ausgangspunkt der Simulationen (kurze, dicke Linien) wieder auf die gemessenen Trajektorien gesetzt, sodass sich der vom gemessenen Drifter in 6 Stunden zurückgelegte Pfad erkennen lässt. Offene Symbole kennzeichnen den ersten Einsetzpunkt des Drifters im Feldexperiment. Vom Gesamtexperiment sind 3 Zeitintervalle mit jeweils 66 Stunden gezeigt (Panels übereinander). Die Simulationen wurden mit den 3 Windfeldern durchgeführt (LIN-Windfeld links; MCF-Windfeld Mitte; COSMO-2 Windfeld rechts).

Um diese Abweichungen quantitativ erfassen zu können, wurden folgende Größen für die Drifterpfade in den 6 Stundenintervallen berechnet: die Distanz zwischen Startpunkt und Endpunkt des Drifterpfades ($Dist$), die maximale Distanz auf dem Drifterpfad vom Startpunkt des Drifters ($Dist_{max}$), die mittlere Geschwindigkeit (v_{mean}) und Bewegungsrichtung (θ) des Drifters im 6-Stundenintervall. Geschwindigkeit und Bewegungsrichtung wurden durch lineare Regression der Positionen als Funktion der Zeit bestimmt. Die statistische Verteilung der Distanzen und der Geschwindigkeit in den Messwerten und in den Simulationsergebnissen stimmt recht gut überein (Abb. 17). Offensichtlich wird die in 5 m Wassertiefe im Mittel vorhandene Bewegungsenergie adequat simuliert. Dies deutet darauf

hin, dass der Energieeintrag durch die Windfelder im Mittel in der richtigen Größenordnung liegt. Beim MCF- und COSMO-2-Windfeld sind die maximal erreichten Geschwindigkeiten kleiner als in den Beobachtungen. Beim COSMO-2-Windfeld mag dies daran liegen, dass kurzfristige Windspitzen im Modell nicht berücksichtigt werden. Im Unterschied zum LIN-Windfeld werden beim MCF-Windfeld die gemessenen Windgeschwindigkeiten nicht mit dem Faktor 1.3 skaliert.

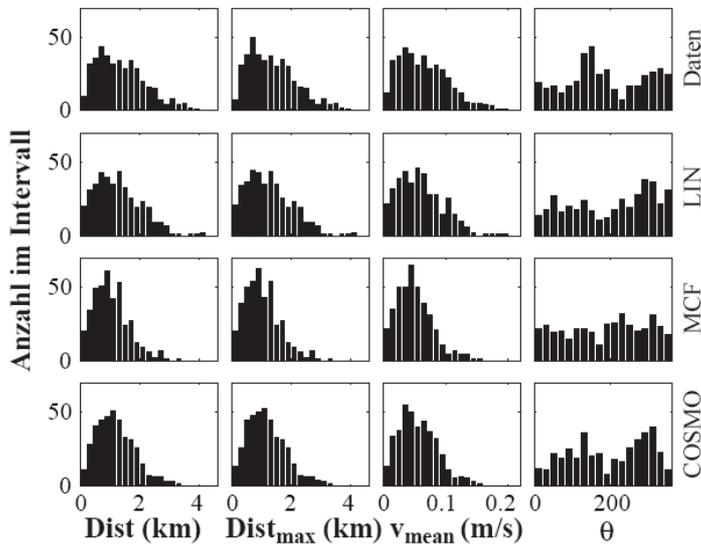


Abbildung 17: Statistische Verteilung der Distanz von Endpunkt zu Startpunkt und dem maximalen Abstand zum Startpunkt, der mittleren Geschwindigkeit und der Bewegungsrichtung in 395 Drifterexperimenten mit jeweils 6 Stunden Dauer. Die Verteilungen in den Daten (Panels in der obersten Reihe) werden mit den Verteilungen in den Simulationen mit den 3 Windfeldern verglichen. Alle Messungen wurden zwischen dem 14.08.09 und dem 28.08.09 als Teil von OBEX-VII erhoben.

Die recht gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und simulierten Verteilungen der zurückgelegten Distanzen, Geschwindigkeiten und Bewegungsrichtungen ist allerdings noch kein Indiz für die Qualität der Modelle und deren Anwendbarkeit für Prognosen von advektiver Schadstoffausbreitung. Der direkte Vergleich der gemessenen und simulierten Distanzen, Geschwindigkeiten und Bewegungsrichtungen (Abb. 18) zeigt, dass es nur einen schwachen Zusammenhang zwischen den simulierten und beobachteten Größen gibt. Zwar sind für das LIN und das COSMO-2-Windfeld die Ergebnisse der Modellierungen signifikant mit den Beobachtungen korreliert, aber die Steigung der Regressionsgeraden ist deutlich von 1 verschieden (Tabelle 1). Für das COSMO-2-Windfeld sind die Korrelationen etwas höher und die Steigungen der Regressionsgeraden bei den Distanzen und den Geschwindigkeiten etwas grösser und näher bei 1 als bei Simulationen mit dem LIN-Windfeld. Der Öffnungswinkel (ϕ) zwischen den Verbindungen Startpunkt - gemessener Endpunkt und Startpunkt- simulierter Endpunkt ist beim COSMO-2- und LIN-Windfeld mit der gemessenen Distanz zwischen Start- und Endpunkt korreliert und die Regressionsgerade zeigt, dass bei hohen Geschwindigkeiten ϕ klein wird (Abb. 18). Dies bedeutet, dass bei großen Strömungsgeschwindigkeiten die Richtung der Drifterbewegung besser simuliert wird als bei kleineren Strömungsgeschwindigkeiten. Bei Simulationen mit dem MCF-Windfeld sind Modellergebnisse für Distanzen und Geschwindigkeiten nicht signifikant mit den Daten korreliert.

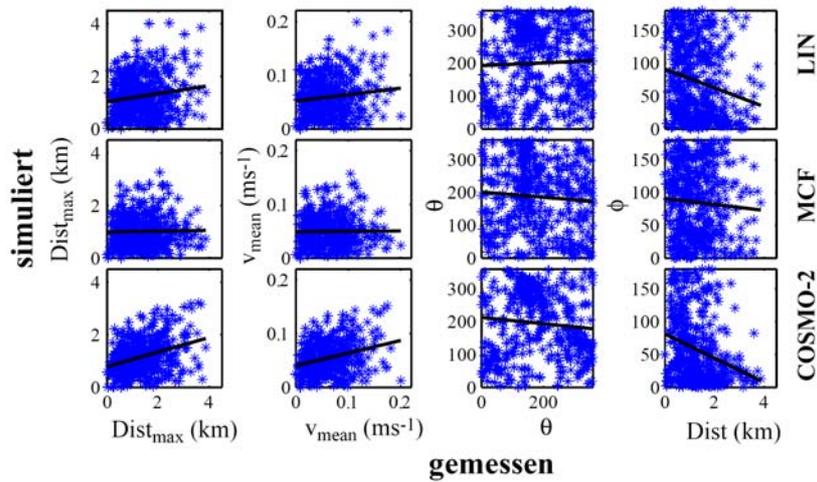


Abbildung 18: Korrelation der Simulationsergebnisse mit den Daten für die maximale Distanz vom Startpunkt, die mittlere Geschwindigkeit und die Bewegungsrichtung. In den rechten Panels wird gezeigt, wie der Abstand zwischen simuliertem und gemessenem Endpunkt des Drifterpfades mit der gemessenen Distanz zum Startpunkt korreliert. Die Korrelationen sind für die Simulationen mit allen drei Windfeldern gezeigt.

Tabelle 3: Korrelationskoeffizient r und Steigung b der Regressionsgeraden für Drifterbewegung über 6 h (a) und über 12 h (b).

a) Drifterbewegung über 6h

r (* $p < 0.01$)	Dist _{max}	v_{mean}	θ	ϕ versus Dist
LIN	0.16*	0.13*	0.04	-0.21*
MCF	0.02	0.01	-0.08	-0.07
COSMO-2	0.34*	0.30*	-0.10	-0.30*
b	Dist _{max}	v_{mean}	q	ϕ versus Dist [$^{\circ} \cdot \text{m}^{-1}$]
LIN	0.15	0.12	0.04	-0.014
MCF	0.02	0.01	-0.08	-0.005
COSMO-2	0.28	0.23	-0.10	-0.019

b) Drifterbewegung über 12 h

r (* $p < 0.01$)	Dist _{max}	v_{mean}	θ	ϕ versus Dist
LIN	0.16	0.17	0.02	-0.16
MCF	0.01	0.05	0.03	-0.04
COSMO-2	0.40*	0.40*	-0.12	-0.32*
b	Dist _{max}	v_{mean}	q	ϕ versus Dist [$^{\circ} \cdot \text{m}^{-1}$]
LIN	0.16	0.16	0.02	-0.006
MCF	0.01	0.04	0.03	-0.001
COSMO-2	0.33	0.32	-0.12	-0.012

Für den quantitativen Vergleich von Modellergebnisse mit den Messungen wurden für jedes der 6-Stundenintervalle folgende weiteren Größen berechnet: Der Abstand zwischen dem Endpunkt des simulierten Drifterpfades und dem Endpunkt des gemessenen Drifterpfades ($\text{Abst}_{\text{dat\textsubscript{sim}}}$), der Unterschied zwischen gemessenen und simulierten Dist_{max} ,

v_{mean} und θ ($\Delta\text{Dist}_{\text{max}}$, Δv_{mean} und $\Delta\theta$) (Abb. 19). Die Unterschiede in den Distanzen, Geschwindigkeiten und Ausbreitungsrichtungen zwischen Modell und Daten sind offensichtlich genauso groß und ganz ähnlich verteilt wie die zurückgelegten Distanzen und tatsächlich beobachteten Geschwindigkeiten.

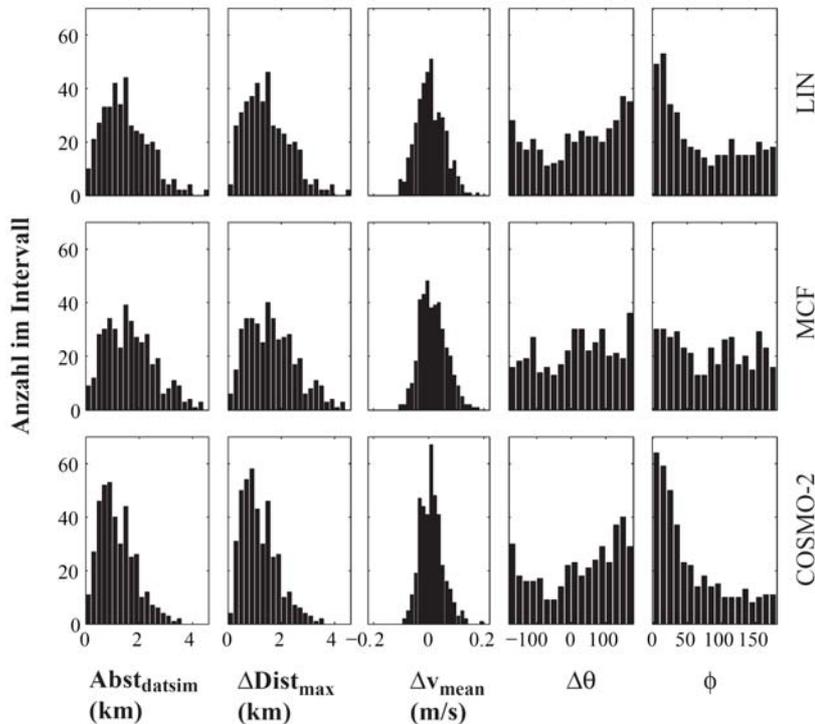


Abbildung 19: Statistische Verteilung der Abweichungen zwischen Modell und Daten für die Endpunktposition, die maximalen Distanzen zum Startpunkt, mittlere Geschwindigkeit, Bewegungsrichtung und dem Öffnungswinkel zwischen der gemessenen und der simulierten Verbindungslinie vom Start zum Endpunkt des Drifterfades im 6 Stundenintervall.

Aus den oben gezeigten Vergleichen von simulierten und gemessenen Drifterpfaden wird deutlich, dass der simulierte advective horizontale Transport im Obersee selbst über 6 Stunden nur sehr eingeschränkt mit den gemessenen Drifterpfaden übereinstimmt. Für die Prognose von Schadstofftransport bedeuten die Ergebnisse, dass selbst wenn man den Ort, an dem sich ein gelöster Schadstoff befindet, genau kennt, die Modelle keine sehr zuverlässige Aussage über den Aufenthaltsort des Schwerpunkts der Schadstoffverteilung nach 6 Stunden liefern können.

Allerdings lässt sich mit den Simulationsergebnissen das Gebiet einschränken, in dem sich ein Drifter, bzw. der Schwerpunkt einer Schadstoffverteilung, nach einem vorgegebenen Zeitintervall (hier 6 Stunden) befinden kann. Als konservativste Schätzung kann man als Vorhersagegebiet für den Aufenthaltsort des Drifters nach 6 Stunden einen Kreis annehmen, dessen Mittelpunkt der Startpunkt des Drifterpfades und dessen Radius die größte beobachtete Distanz zwischen Start- und Endpunkt ist. Mit einer maximalen Distanz von etwa 4 km ergibt sich damit etwa 50 km^2 für die Fläche des Vorhersagegebiets im 6 Stunden Zeitintervall. Mit Hilfe der Simulationen lässt sich das Vorhersagegebiet aber einschränken: Der Drifter wird sich mit großer Wahrscheinlichkeit nach der Simulation innerhalb der Schnittfläche zweier Kreise befinden, wobei der Mittelpunkt des einen Kreises der Startpunkt des Drifters, der Mittelpunkt des zweiten Kreises der simulierte Endpunkt des Drifterpfades ist. Die Radien der Kreise sind durch die Vorhersagewahrscheinlichkeit für die maximale Distanz (Kreis 1) und die maximale Abweichung zwischen simuliertem und gemessenem Endpunkt des Drifterpfades gegeben (siehe Illustration Abb. 20). Da die gemessene Distanz positiv mit der simulierten Distanz korreliert ist, nimmt die untere und obere Grenze des Bereichs mit 95%

Vorhersagewahrscheinlich für die Distanz mit der simulierten Distanz zu (Abb. 21). Für das Vorhersagegebiet bedeutet dies, dass nicht die Schnittgebiete der ganzen Kreise sondern nur die Schnittgebiete von Kreisringen berücksichtigt werden müssen, deren Grenzen durch den Vorhersagewahrscheinlichkeitsbereich für die Distanzen Dist (Kreis 1) und die Abstände $Abst_{datsim}$ (Kreis 2) gegeben sind (siehe Abb. 20). Wenn man die 95% Vorhersagewahrscheinlichkeiten für Dist und $Abst_{datsim}$ verwendet, befindet sich der wahre Drifter mit mehr als 90% Wahrscheinlichkeit im Vorhersagegebiet.

Die Korrelation und die Intervalle mit 95% Vorhersagewahrscheinlichkeit für Dist und $Abst_{datsim}$ unterscheiden sich für die verschiedenen Modelle (Abb. 21). Die Modellergebnisse mit dem MCF-Windfeld zeigen die schlechteste Korrelation und größten Vorhersagebereiche für Dist und $Abst_{datsim}$. Die Ergebnisse mit dem COSMO-2-Windfeld liefern die engsten Vorhersagebereiche und damit auch die kleinsten Vorhersagegebiete für den Aufenthalt des tatsächlichen Drifters (Abb. 21). Damit wird deutlich, dass im Vergleich zu den anderen Windfeldern das COSMO-2-Windfeld als Modellantrieb in Simulationen zu Fragen zum advektiven Transport im Obersee am besten geeignet ist.

Bei großen Strömungsgeschwindigkeiten ist die Distanz zum Startpunkt des Drifterpfades innerhalb des vorgegeben Zeitintervalls groß, der Überlapp der Kreisringe am kleinsten und damit der Vorhersagebereich ebenfalls kleiner als bei kleinen Strömungsgeschwindigkeiten, bzw. kleinen Dist (Abb. 20, Abb. 21). Außerdem werden bei großen Geschwindigkeiten auch zuverlässigere Aussagen über die Ausbreitungsrichtung möglich. Da bei Schadstoffereignissen häufig gerade große Transportgeschwindigkeiten problematisch sind, wirkt sich die Abnahme der Fläche des Vorhersagegebiets bei größeren Strömungsgeschwindigkeiten, d.h. bei größeren Distanzen in einem vorgegeben Zeitintervall, positiv auf das Krisenmanagement mit Modellunterstützung aus.

Zum Vergleich mit den oben diskutierten Ergebnissen wurden zusätzlich Simulationen mit allen drei Windfeldern durchgeführt, in denen die Drifterpfade über 12 Stunden statt über 6 Stunden simuliert und mit den entsprechenden Messungen verglichen wurden (Abb. 21b). In diesem Fall vergrößern sich die Flächen der Vorhersagegebiete deutlich (Abb. 21d). Auch für simulierte Distanzen, die den maximalen Distanzen in den numerischen Experimenten mit den 6 Stundenintervallen entsprechen, sind die Flächen der Vorhersagegebiete mindestens doppelt so groß wie zuvor (Abb. 21d). Diese Abnahme der Prognosemöglichkeiten liegt an der generell schlechten Übereinstimmung zwischen tatsächlichem und simuliertem Drifterpfad, die bei längeren Simulationsdauern zu immer größeren Abweichungen zur wahren Drifterposition und damit zu einer schlechteren Eingrenzung der Vorhersagedistanzen und so auch des Vorhersagegebietes führt.

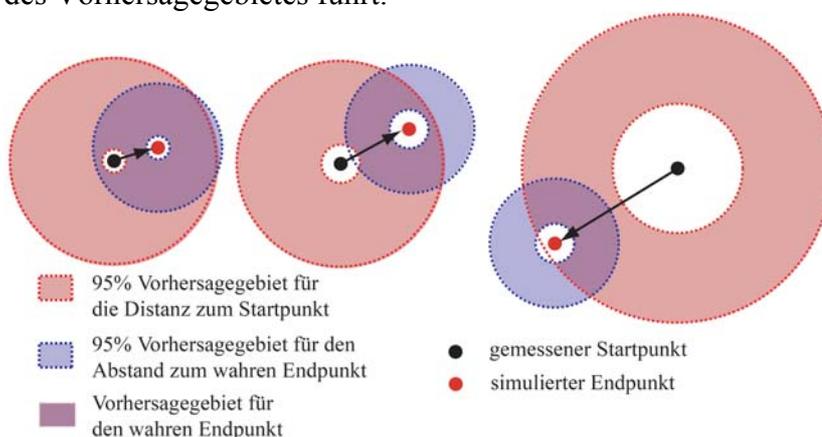


Abbildung 20: Illustration der Berechnung des Vorhersagegebietes für den Aufenthalt des wahren Drifters aus den Simulationsrechnungen. Die Wahrscheinlichkeit, dass der wahre Endpunkt der Drifterpfades im Vorhersagegebiet liegt ist grösser als 90%.

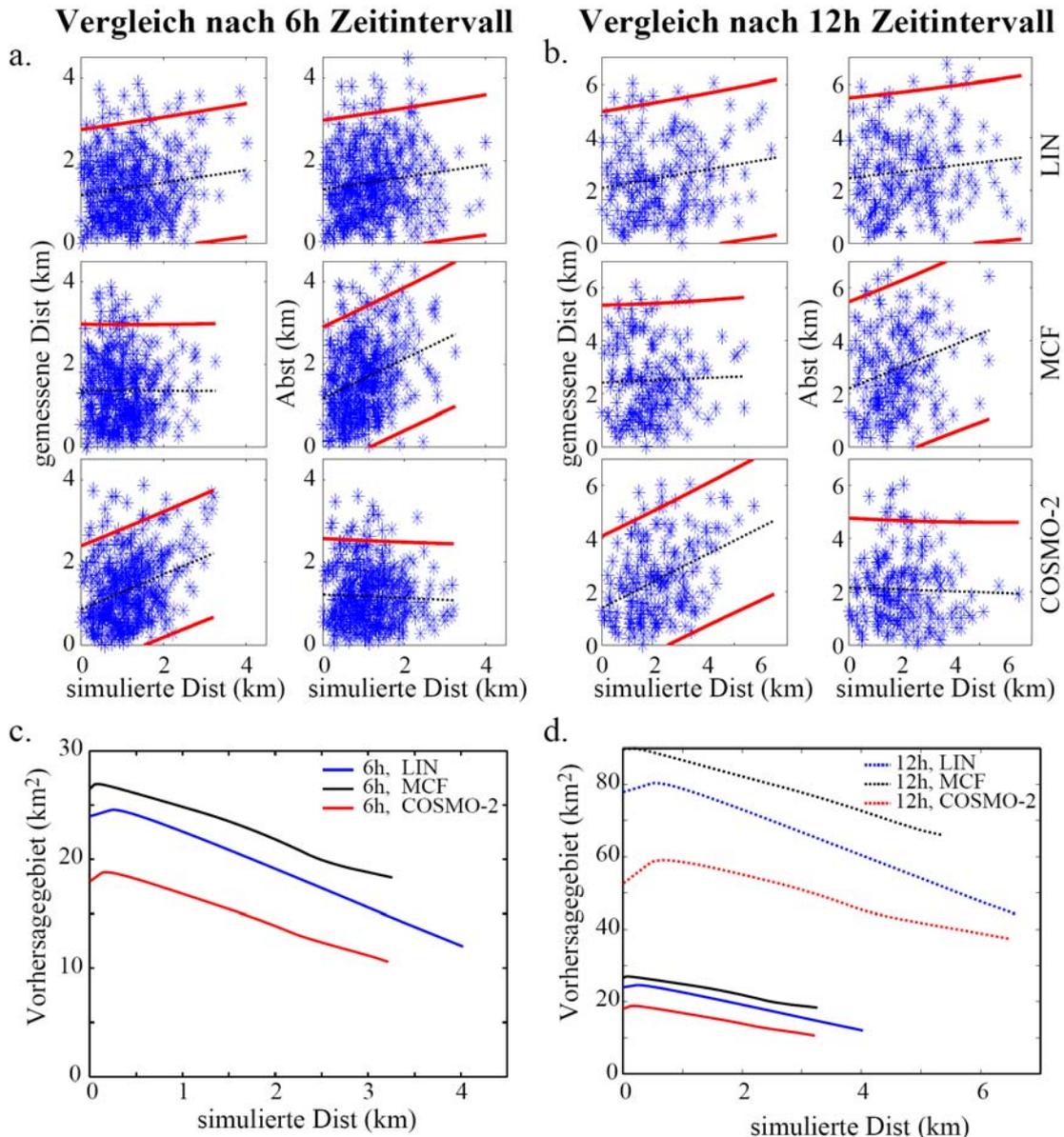


Abbildung 21: Vorhersagegebiet des wahren Drifters mit Hilfe der Simulationen. (a) Vorhersageintervalle für die Distanz des wahren Drifters vom Ausgangspunkt und für den Abstand des wahren Drifters vom simulierten Endpunkt des Drifterpfades als Funktion der modellierten Distanz vom Ausgangspunkt nach einem 6 Stunden Zeitintervall. Wie (a), aber nach einem 12 Stunden Zeitintervall. Die Fläche des Vorhersagegebietes für den wahren Drifter nach einem 6 Stunden Zeitintervall. (c) und im Vergleich zum Vorhersagegebiet nach einem 12 Stunden Zeitintervall (d).

6.3.2. Vergleich des simulierten Strömungsfelds mit gemessenen Driftergeschwindigkeiten

Aus der zeitlichen Veränderung der gemessenen Drifterpositionen (siehe Abschnitt 5) wurden mittlere Strömungsgeschwindigkeiten für 30 Minuten Zeitintervalle berechnet. Damit erhält man in Halbstundenintervallen ein Strömungsfeld, welches räumlich an den Positionen der mehr als 10 simultan eingesetzten Drifter bestimmt ist. Da sich die Drifterpositionen im Laufe der Zeit ändern, erhält man für diese Zeiten das Strömungsfeld an anderen Positionen.

In diesem Abschnitt werden die mit den Driftern bestimmten Strömungen mit Simulationsergebnissen für die Strömungsfelder verglichen. Diesen Vergleich könnte man in Analogie zu den Analysen im vorherigen Abschnitt auch als kontinuierliches Wiedereinsetzen numerischer Drifter verstehen, stützt sich hier aber direkt auf die mit ELCOM simulierten

Strömungen. Simulationen wurden wie in den obigen Abschnitten mit einem Horizontalgitter mit 400 m Auflösung und dem LIN- und MCF-Windfeld durchgeführt. Zusätzlich wurde die Auswirkung einer Gitterverfeinerung auf 200 m und eines leicht erhöhter Eintrags von Windenergie durch Erhöhung des Reibkoeffizienten C_{10} von 0.0013 auf 0.0015 untersucht.

Die simulierten Strömungsrichtungen weichen in allen Simulationen deutlich von den mit den Driftern gemessenen Strömungsrichtungen ab (Abb. 22). Vor allem in der Mitte des Sees ist ein Bereich mit besonders großen Abweichungen. In den Simulationen mit dem MCF-Windfeld (Abb. 22a) sind die Abweichungen noch größer als für Simulationen mit dem LIN-Windfeld (Abb. 22b), besonders auch in südöstlichem Bereich. Insgesamt sind in den Simulationen mit dem LIN-Windfeld die Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten Strömungsrichtung in fast 90% der Fälle größer als 10° , mit dem MCF-Windfeld sind es sogar etwa 94%. Gitterauflösung (Abb. 22c) oder veränderter C_{10} Wert hatten viel geringere Auswirkung auf die simulierten Strömungsrichtungen als die Wahl des Windfeld

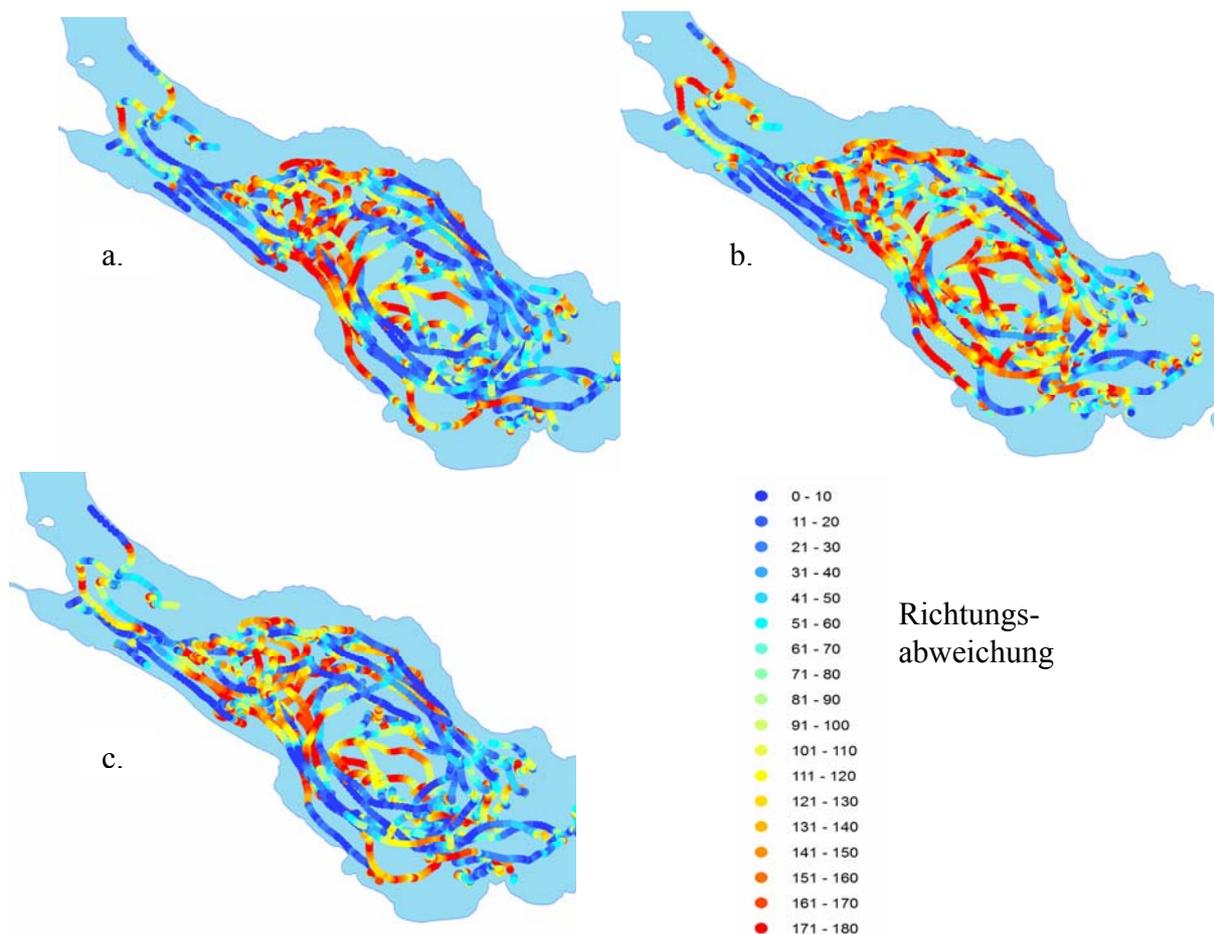


Abbildung 22: Abweichungen der gemessenen von den simulierten Geschwindigkeitsrichtungen. Simulationen wurden mit dem (a) LIN-Windfeld und einer Gitterauflösung von 400m, (b) MCF-Windfeld und einer Gitterauflösung von 400m und (c) LIN-Windfeld und einer Gitterauflösung von 200 m durchgeführt. (Stefan Mirbach, KuP-Bericht Appendix 3).

Diese Ergebnisse bestätigen die schlechte Übereinstimmung zwischen Modell und Daten. Offenbar kann insbesondere die Lage des Wirbelsystems im zentralen Obersee nicht adäquat simuliert werden. Eine genauere Analyse der Windfelder und der simulierten Strömungsmuster zeigt, dass in der ersten Hälfte des Beobachtungszeitraums (14.08.09 bis 21.08.09) die Windgeschwindigkeiten gering waren und Land-See Winde das Windfeld bestimmten. Die zweite Hälfte des Beobachtungszeitraums (22.08.09–26.08.09) war dagegen durch ein stärkeres Nordwindereignis dominiert (siehe Appendix 3). Als Ergebnis dieser unterschiedlichen Windantriebe liefert Elcom mit dem LIN-Windfeld eine Veränderung der großskaligen Wirbelstruktur, die sich von zunächst zwei Wirbeln zu einem dominanten Wirbel im zentralen Obersee verschiebt (Abb. 23).

Während des zweiten Beobachtungszeitraums scheint das simulierte großskalige Strömungsfeld etwas besser mit den realen Strömungsbedingungen übereinzustimmen als im ersten Zeitraum. Dies wird durch die Simulationsergebnisse für einen passiven Tracer unterstützt (Abb. 24). Die Bewegung des Schwerpunkts der simulierten Tracerverteilung gibt in der Zeitperiode vom 23.08.09 bis zum 25.08.09 die Form der Bahnkurve eines Drifters sehr gut wieder. Allerdings ist der Schwerpunkt der simulierten Tracerverteilung tatsächlich bis zu 4 km Kilometer von der gemessenen Drifterpositon entfernt. Der Vergleich der simulierten Tracerverteilung mit dem Drifterpfad legt nahe, dass bei stärkeren Winden mit ausgeprägter Windrichtung und den daraus resultierenden größeren Wasserströmungen zumindest die Struktur der horizontalen Zirkulation besser simuliert werden kann, als bei schwächeren Winden. Bei schwächeren Winden und Strömungen sind die Anforderung an die Güte des Windfelds, aber auch an die Simulation des Strömungsfeldes besonders hoch.

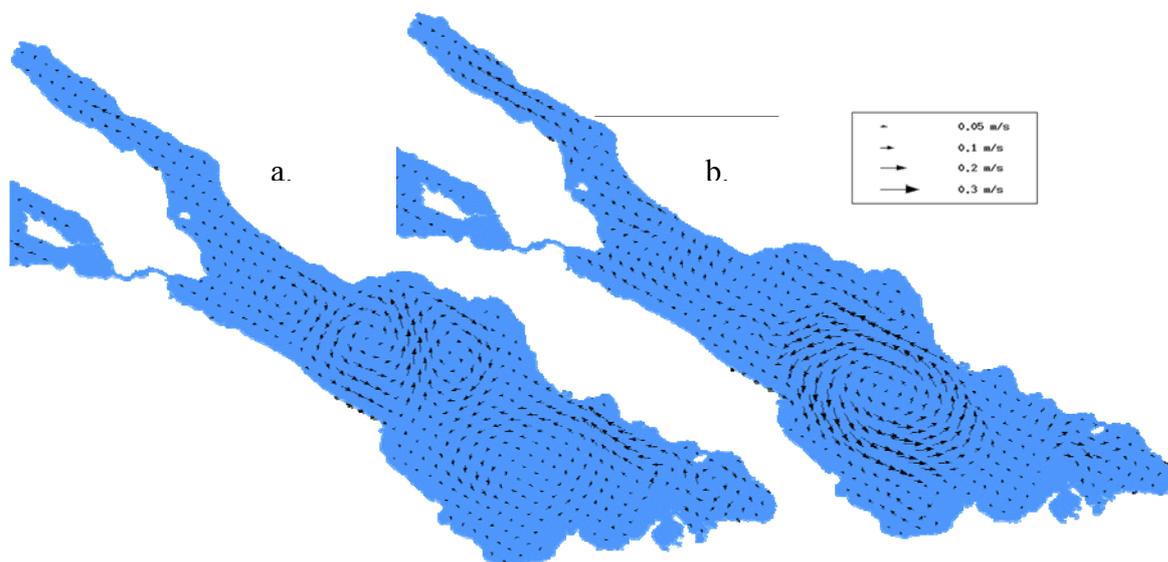


Abbildung 23: Zirkulationsmuster des simulierten Strömungsfelds (a) am 17.08.09 und (b) am 25.08.09. Strömungsfelder wurden mit ELCOM und dem LIN-Windfeld bei einer Gitterauflösung von 400 m berechnet. (Stefan Mirbach, KuP-Bericht Appendix 3).

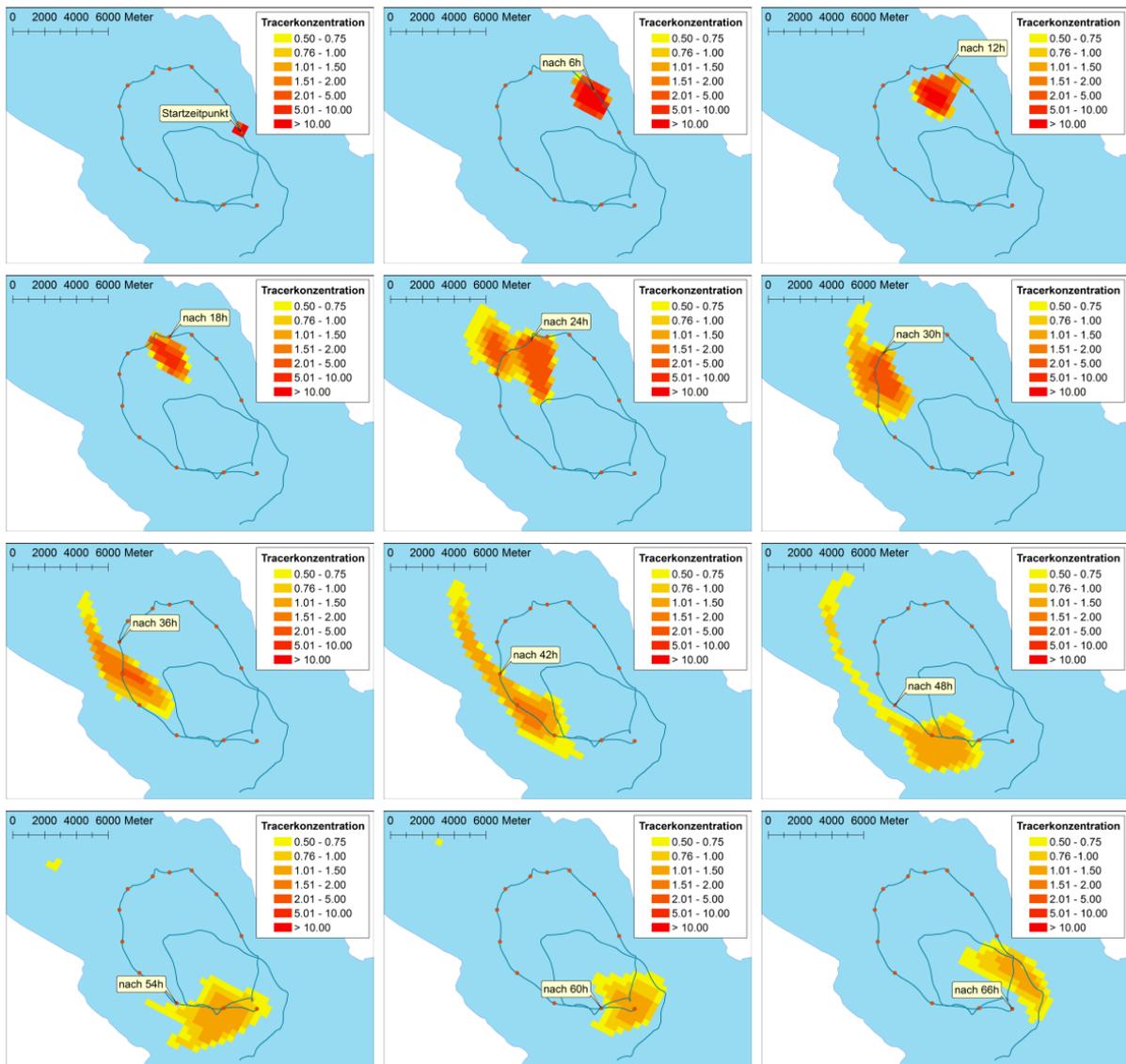


Abbildung 24: Die Ausbreitung eines simulierten passiven Markierungsstoffs im Vergleich zum korrespondierenden gemessenen Drifterpfad. Der Markierungsstoff wurde für den Zeitraum vom 23.08.09 bis zum 25.08.09 mit ELCOM für das mit dem LIN-Windfeld berechnete Strömungsfeld simuliert. Die Ergebnisse sind in 6 Stundenintervallen dargestellt. (Stefan Mirbach, KuP-Bericht Appendix 3).

7 Detaillierter Vergleich von FLOW3D-Simulationen mit Felddaten (Jul.-Aug. 2009)

7.1 Simulation interner Schwingungen und Vergleich mit gemessenen Temperatur- und Strömungsprofilen

FLOW3D wurde mit verschiedenen Konfigurationen hinsichtlich der vertikalen Gitterstruktur und für verschiedene Windantriebe betrieben. Zum Einsatz kamen dabei einmal eine Implementierung des hydrodynamischen Modells FLOW3D mit fixen Positionen der vertikalen Schichtgrenzen - im weiteren als FLOW3D z-layer-Modell bezeichnet - und ein Modell mit topographiefolgenden Grenzen der vertikalen Modellschichten, das den Wasserkörper tiefenproportional auflöst – im weiteren als sigma-layer-Modell bezeichnet (DELTARES 2010). Die Simulationen wurden mit Temperaturregistrierungen an der EU-Boje im Überlinger See verglichen, um die Wiedergabe der thermischen Stratifikation und die Simulation der Dynamik der beckenweiten internen Schwingungen zu untersuchen. Dabei zeigte sich, dass die Mehrzahl der Simulationen mit variierenden Modell-Setups die internen Schwingungen nicht oder nur ungenügend wiedergeben konnte. Ein Modelllauf mit einer guten Übereinstimmung zwischen Simulation und gemessenem Temperaturverlauf ist in Abb. 25 dargestellt. Die Simulation wurde mit dem inhomogenen LIN-Windfeld angetrieben.

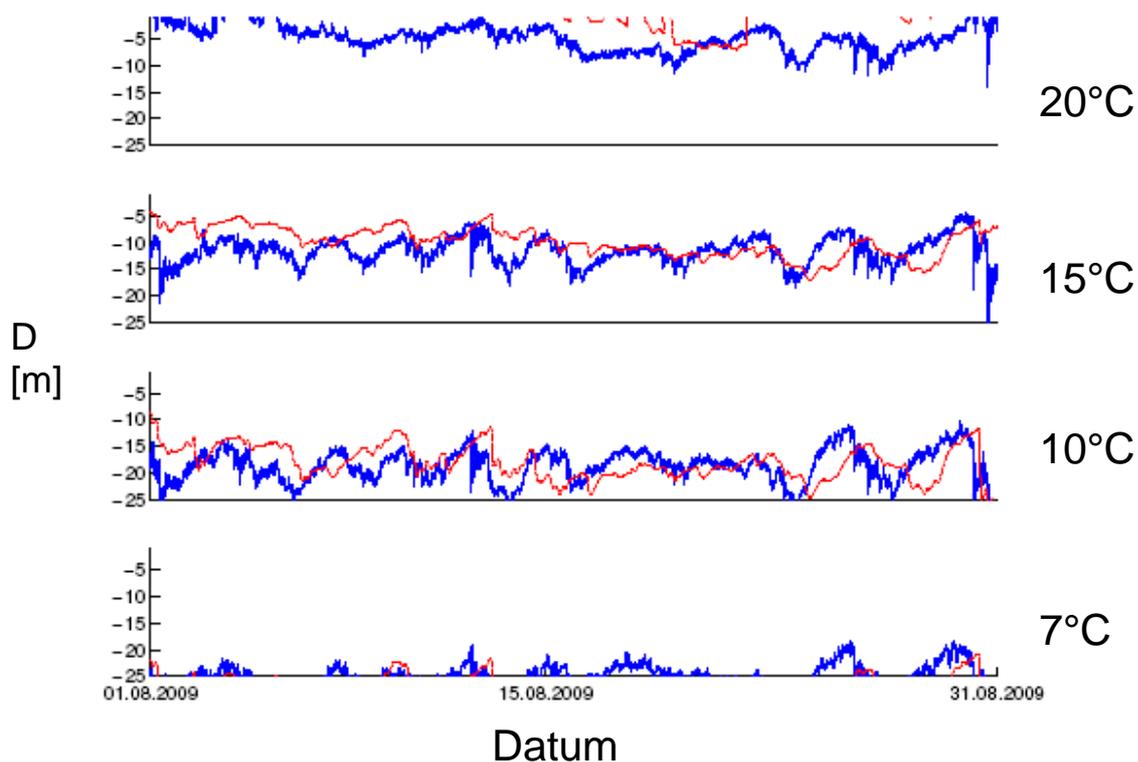


Abbildung 25 : Vergleich der gemessenen (blaue Linie) und simulierten (rote Linie) Auslenkung der Isothermen für {7, 10, 15 und 20}°C im zentralen Teil des Obersees am Messpunkt Fischbach-Uttwil für August 2009. Die Simulation mit FLOW3D kann sowohl Amplitude als auch Form der internen beckenweiten Schwingungen hinreichend genau simulieren. Es kommt zu Verschiebungen in der Phasenlage.

Die Amplitude der einzelnen internen Wellen wird hinreichend gut wiedergegeben, während die Phase der simulierten beckenweiten Schwingungen gegenüber den real gemessenen Durchgängen verschoben ist. Die Feinstruktur des kurzwelligen Spektrums der internen Wellen kann durch das hydrodynamische Modell deterministisch natürlich nicht beschrieben werden, sondern kann nur als stochastischer Prozess betrachtet werden. Die dargestellte hinreichend gute Wiedergabe der beckenweiten internen Schwingungen im Bodensee ist ein wichtiges Kriterium für die Güte der Berechnung advektiver Transportprozesse speziell in der thermisch geschichteten Periode des Sees.

Eine weitere Vergleichsmöglichkeit der von FLOW3D simulierten Strömungsfelder ist mit den Messungen eines ADCP (acoustic doppler current profiler) im Zentralteil des Obersees am Messpunkt Fischbach-Uttwil gegeben. In Abbildung 26 sind für einen Zeitraum von mehreren Tagen die simulierten und gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten für Wassertiefen $D=5$ m und $D=15$ m dargestellt. Gezeigt werden die Ergebnisse, die mit unterschiedlichen Windfeldern – dem KN-, LIN- und MCF-Windfeld – erhalten wurden. Die Simulation von FLOW3D kann einige wesentliche Strukturen des Strömungsfeldes wiedergeben. Allerdings sind die simulierten Zeitserien sehr unterschiedlich und unterscheiden sich sowohl in den Amplituden als auch in der Phasenlage der verschiedenen Peaks, die zum Teil deutlich gegenüber den gemessenen Peaks verschoben sind.

Auffällig ist, dass die Simulation mit dem KN-Windfeld in einer Wassertiefe von $D=5$ m eine relativ gute Übereinstimmung mit den Registrierungen zeigt, jedoch in einer Wassertiefe $D=15$ m im Vergleich zu den Messungen deutlich geringere Strömungsgeschwindigkeiten generiert. Im Gegensatz dazu zeigt die Simulation mit dem LIN-Windfeld oberflächlich etwas höhere Strömungsgeschwindigkeiten und in einer Wassertiefe von $D=15$ m den Messungen sehr ähnliche Geschwindigkeitswerte.

Insbesondere am Anfang des betrachteten Simulationszeitraumes – in der Zeit vom 29.07.09 – 31.07.09 - sind die Unterschiede zwischen simuliertem und gemessenem Verlauf der Strömungsgeschwindigkeit groß, während ab etwa dem 31.08.09 eine zunehmende Anpassung der Schwingungsmuster stattfindet und auch die Amplitude der gemessenen Geschwindigkeiten gut wiedergegeben wird. Zum Teil können die anfänglichen Unterschiede möglicherweise dem spin-up des Modells zugewiesen werden, das am 20.07.09 gestartet wurde.

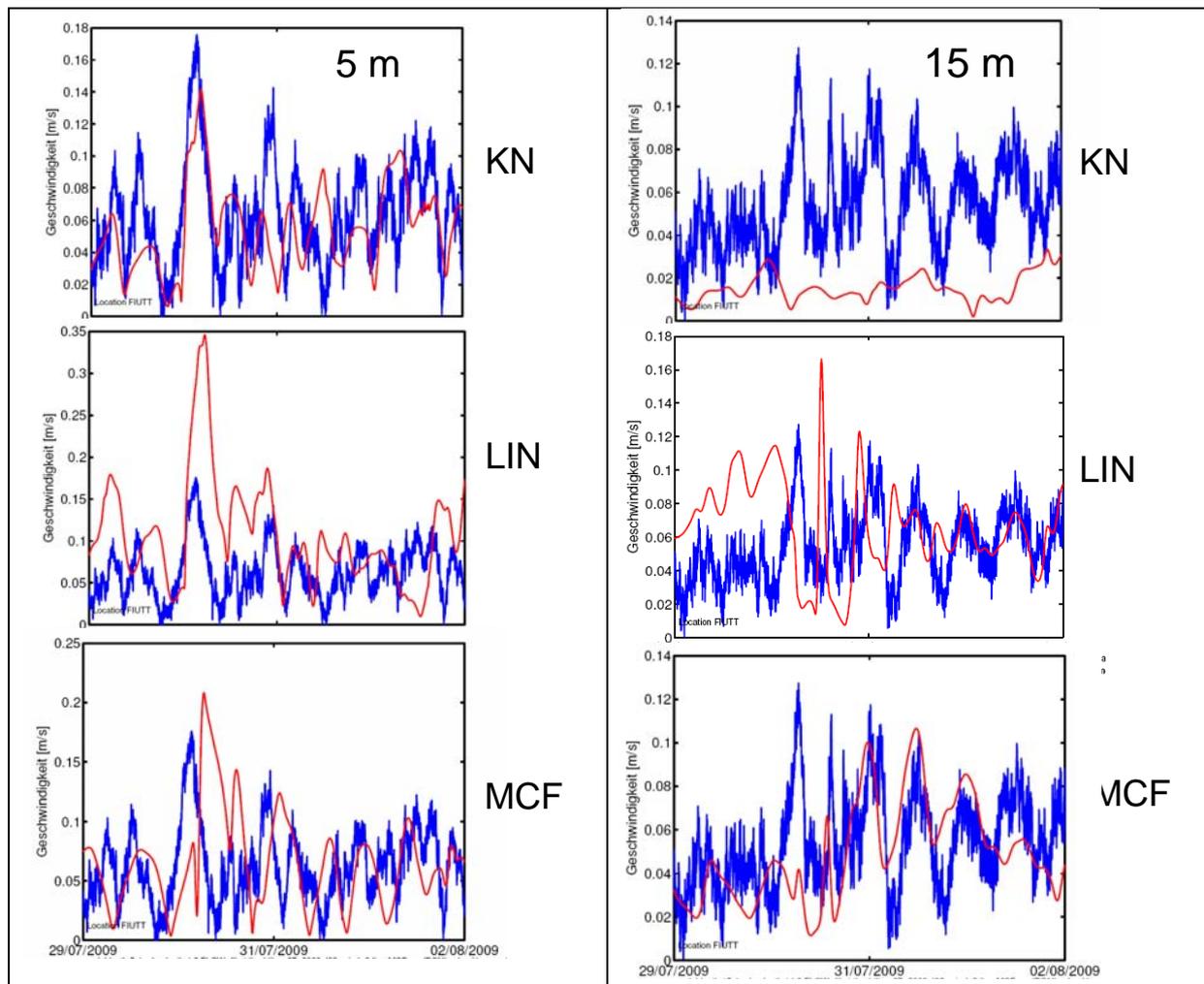


Abbildung 26 : Vergleich zwischen simulierten (rot) und gemessenen (blau) Strömungsgeschwindigkeiten am Messpunkt Fischbach-Uttwil im zentralen Teil des Obersees für Simulationen mit FLOW3D z-layer-Modell mit unterschiedlichen Windfeldern {KN, LIN, MCF}. Wesentliche Strukturen des Strömungssignals werden durch die Simulation reproduziert. Linke Abbildung: Wassertiefe $D=5$ m; Rechte Abbildung: Wassertiefe $D=15$ m.

Einen Überblick über die Simulation der internen Schwingungen und der sich ausbildenden Strömungsstrukturen und einen Vergleich mit den tatsächlich gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten erhält man in Abbildung 27 für die Simulation mit dem FLOW3D z-layer-Modell und in Abbildung 28 für das FLOW3D sigma-layer-Modell. Die beste optische Übereinstimmung mit den gemessenen Daten ergibt sich für beide FLOW3D-Modellkonfigurationen für die Modellsimulationen mit dem LIN-Windfeld. Die beiden anderen Läufe – mit KN-Windfeld und MCF-Windfeld – weisen zum Teil starke Unterschiede zu den gemessenen Strukturen auf: das KN-Windfeld erzeugt teilweise nicht die Periodizität der gemessenen Strömungsstruktur und zeigt für größere Wassertiefen geringe Strömungsgeschwindigkeiten, während das MCF-Windfeld einen im Vergleich zu den Messungen zu starken Antrieb in der Ost-Komponente der Strömung erzeugt.

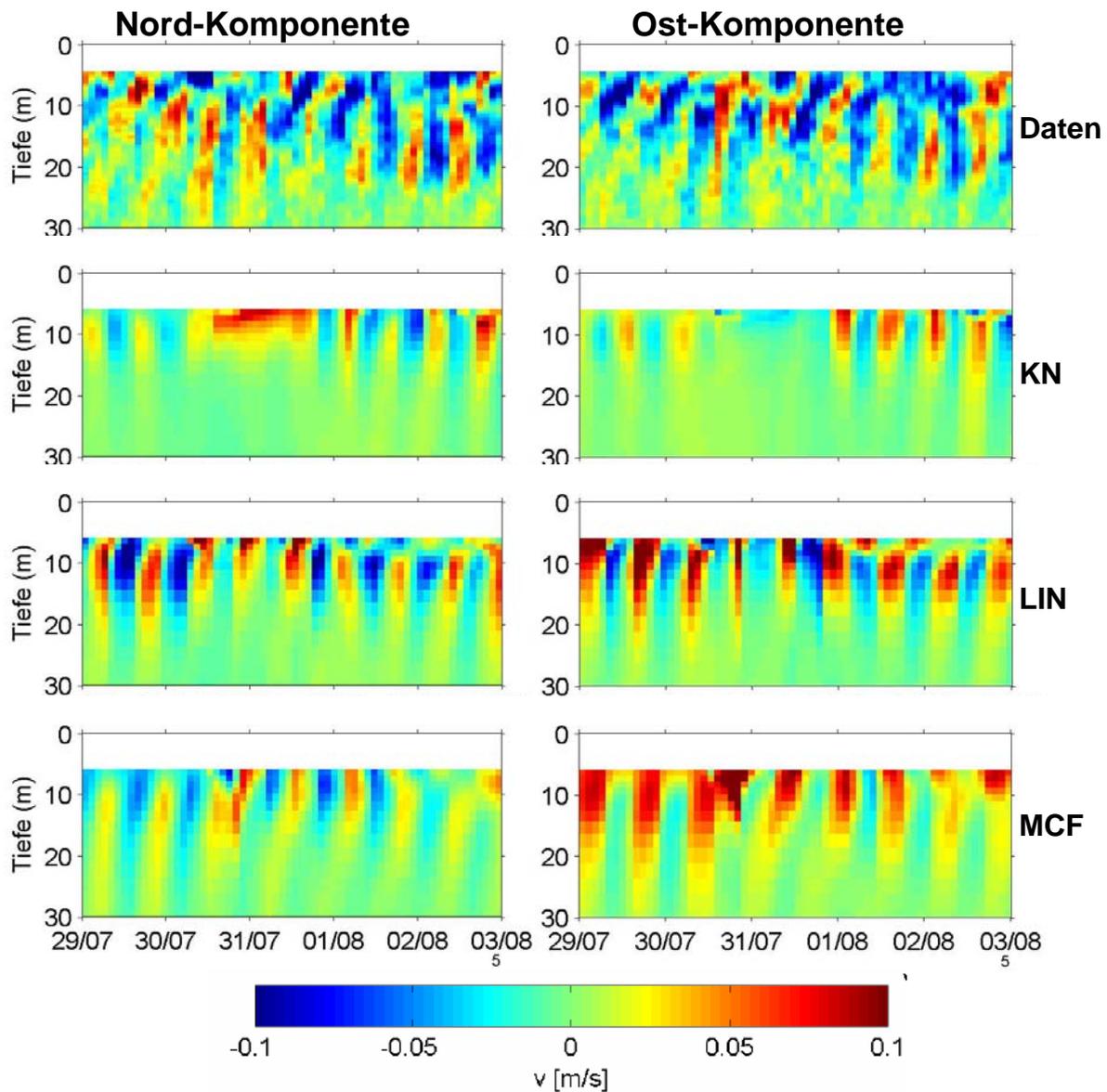


Abbildung 27: Vergleich gemessener und simulierter Strömungsprofile im zentralen Obersee an der Stelle Fischbach-Uttwil für Simulationen mit dem FLOW3D z-layer-Modell. Daten (oberstes Panel) und Simulationen mit unterschiedlichem Windantrieb {KN, LIN, MCF} liefern Strömungsmuster, die typisch für Poincareewellen sind. Wesentliche Strukturen des Strömungssignals werden durch die Simulation reproduziert. Linke Abbildung: Wassertiefe $D=5$ m; Rechte Abbildung: Wassertiefe $D=15$ m. Die Periode der rotierenden Strömungen ist etwa 16 Stunden.

Die in Abbildung 28 gezeigten Ergebnisse von FLOW3D mit topographiefolgenden vertikalen Layern (sigma-layer-Modell) zeigen ähnliche Strukturen, sowohl was die Periodizität als auch die Charakteristika der einzelnen Modellläufe mit unterschiedlichen Windfeldantrieben angeht. Auch hier wird die beste Übereinstimmung mit den Messungen für das LIN-Windfeld erreicht, während das MCF-Windfeld vergleichsweise eine zu starke Ost-Komponente der Strömung zeigt. Auffällig ist, dass das FLOW3D sigma-layer-Modell etwas höhere Strömungsgeschwindigkeiten als das FLOW3D z-layer-Modell simuliert.

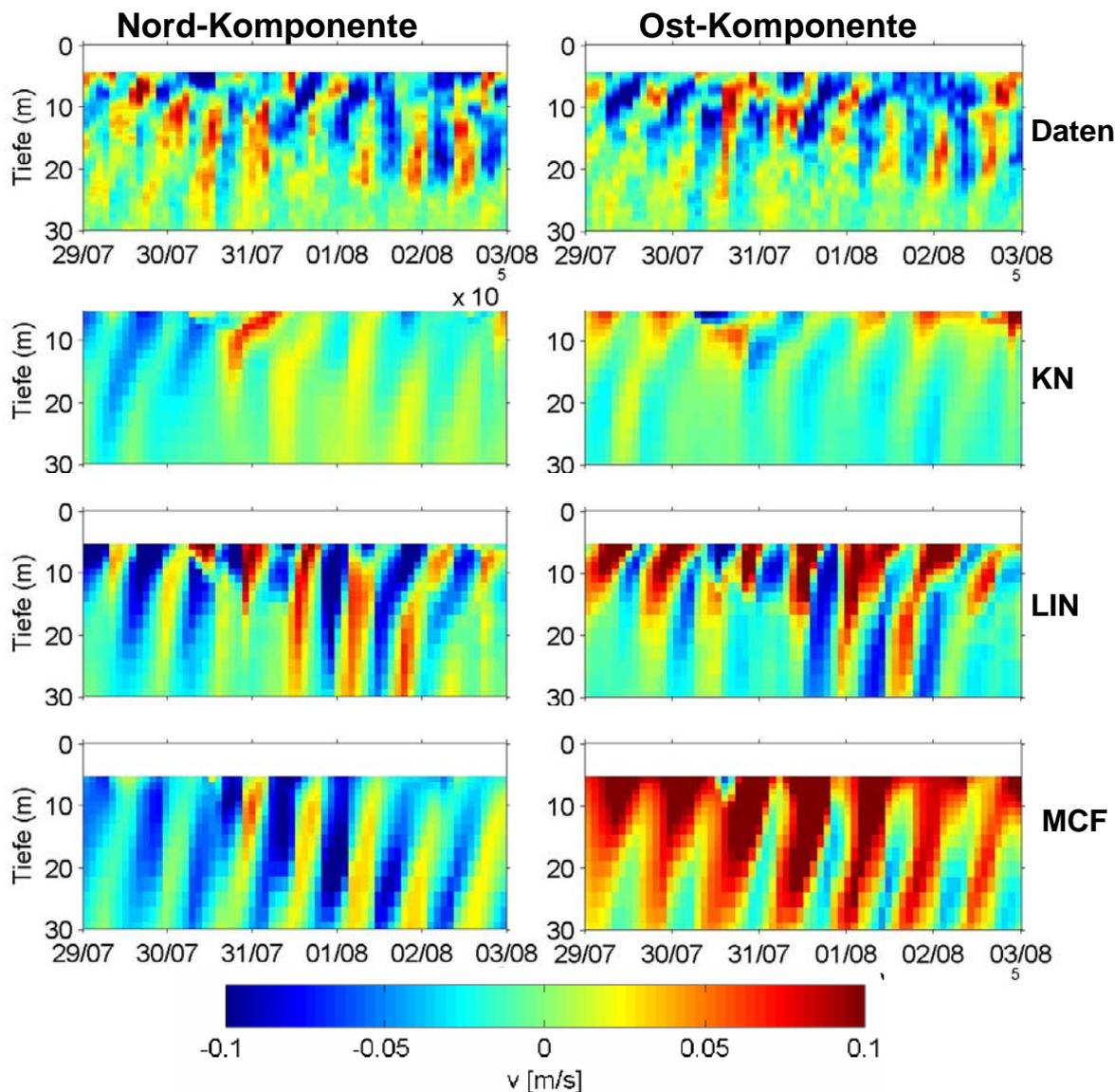


Abbildung 28: Vergleich gemessener und simulierter Strömungsprofile im zentralen Obersee an der Stelle Fischbach-Uttwil für Simulationen mit dem FLOW3D sigma-layer-Modell. Daten (oberstes Panel) und Simulationen mit unterschiedlichem Windantrieb liefern Strömungsmuster, die typisch für Poincareewellen sind. Die Periode der rotierenden Strömungen ist etwa 16 Stunden.

In Abbildung 29 sind die gemessenen und mit dem LIN-Windfeld simulierten Geschwindigkeitsvektoren in 5 m und in 15 m Wassertiefe am Messpunkt Fischbach-Uttwil exemplarisch einander gegenübergestellt. Die Abbildungen – Feather-plots in denen die Geschwindigkeitskomponenten asymmetrisch gewichtet werden – stellen im wesentlichen die Nord-Süd-Geschwindigkeitskomponente und somit das Umschlagen der Strömung für diese Strömungsrichtung dar. Man sieht in dieser Darstellung eine gute Übereinstimmung der Periodizität und einzelner herausgehobener Ereignisse. Eine genauere Betrachtung zeigt auch die Verschiebung der Phasenlage der simulierten beckenweiten Schwingungen gegenüber den Durchgängen der gemessenen internen Wellen.

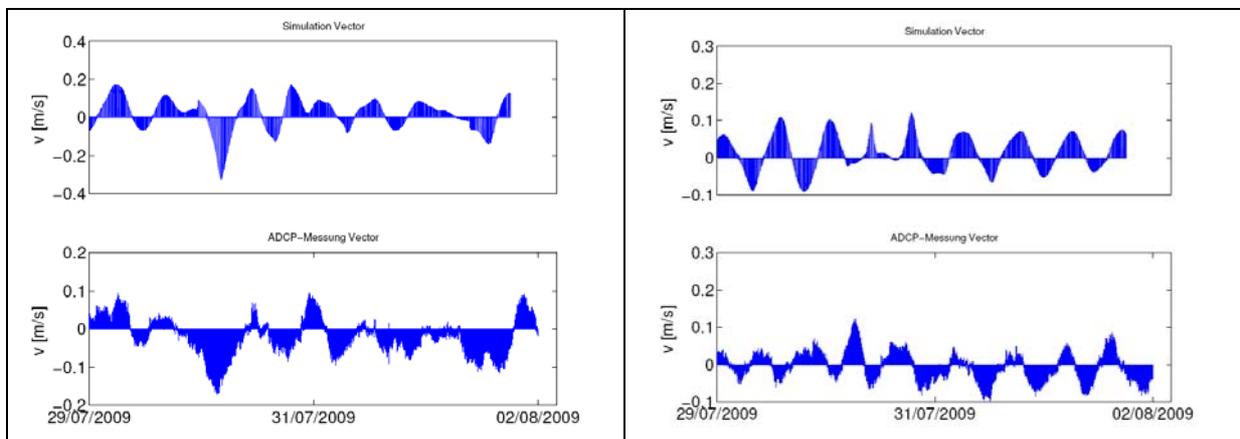


Abbildung 29: Feather-Plot mit asymmetrischer Gewichtung der Geschwindigkeitskomponenten für simulierte (obere Darstellungen) und gemessene (untere Darstellungen) Strömungsgeschwindigkeiten in einer Wassertiefe $D=5$ (linkes Panel) und $D=15$ m (rechtes Panel) am Messpunkt Fischbach-Uttwil. Dargestellt werden im wesentlichen die Nord-Süd-Komponenten der Strömungsvektoren und damit das Umschlagen der Strömungsrichtung für diese Geschwindigkeitskomponente. Eine gute Wiedergabe von Periodizität als auch Einzelereignissen bei einer gleichzeitigen leichten Verschiebung der Phasenlage wird sichtbar.

In Abbildung 30 werden die Vektorplots für die entsprechenden Zeitserien mit einer gleichen Skalierung für beide Geschwindigkeitskomponenten dargestellt. In dieser Abbildung sind die Drehbewegungen der Strömungsrichtung zu sehen, die durch die zu dieser Zeit dominanten Poincareewellen erzeugt werden.

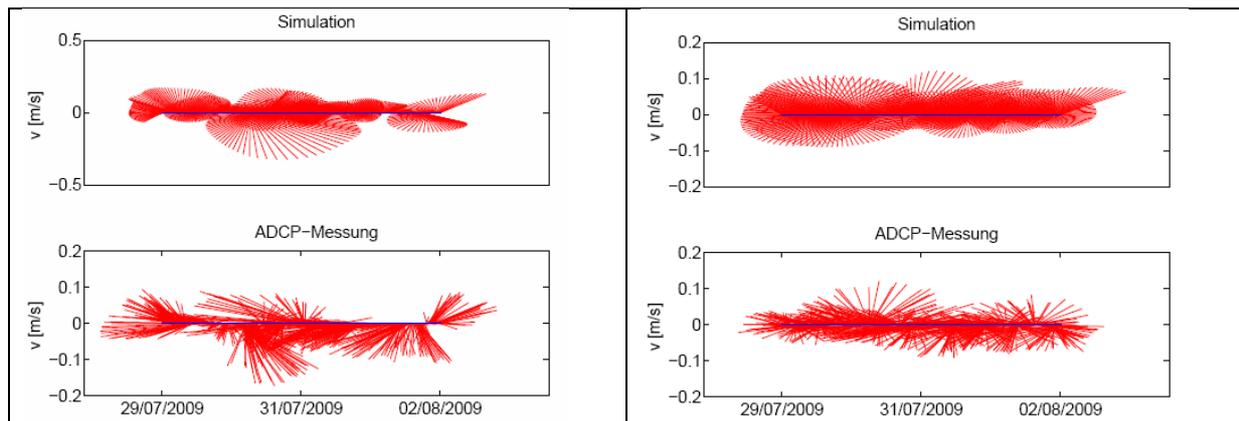


Abbildung 30 Vektor-Plot für simulierte (obere Darstellungen) und gemessene (untere Darstellungen) Strömungsgeschwindigkeiten in einer Wassertiefe $D=5\text{m}$ (linkes Panel) und $D=15\text{m}$ (rechtes Panel) am Messpunkt Fischbach-Uttwil.

Die Untersuchungen und Validierungen der Modellläufe von FLOW3D anhand von Messungen von Temperaturprofilen an der EU-Boje im Überlinger See als auch die Vergleiche mit ADCP-Strömungsmessungen an der Station Fischbach-Uttwil im zentralen Teil des Obersees zeigen verschiedene Charakteristika der Modelle auf und gestatten eine erste Bewertung. Großräumige und langperiodische Vorgänge im See können mit den hydrodynamischen Modelle gut simuliert werden. Die Simulationen der Amplituden, der zeitlichen Abfolge von Wellenpassagen, wie auch von herausgehobenen Einzelereignissen, stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Die Details des Strömungsfeldes und die genaue Phasenlage der internen Schwingungen werden allerdings nur unzureichend wiedergegeben. Bei Transportberechnungen akkumulieren die Differenzen zwischen Modell und tatsächlichem Strömungsfeld, sodass sich im Laufe der Zeit sehr große Unterschiede zwischen modelliertem und tatsächlichem Transport im See ergeben können.

7.2. Vergleich von Simulationen mit den Daten aus dem Drifterexperiment Obex VII

Analog zu den Simulationen mit ELCOM wurden auch mit FLOW3D die Lagrangeschen Trajektorien von Driftern für das Drifterexperiment OBEX VII berechnet. Dabei wurde die unter Kapitel 6.2.3 beschriebene Methode angewendet, bei der die Bewegungen von numerischen Driftern mit denen der realen Driftbahnen verglichen werden.

Insgesamt wurde eine Reihe von verschiedenen Modell-Setups von FLOW3D verwendet und untersucht, inwieweit die statistischen Parameter der berechneten Drifterbahnen sich denen der gemessenen Bewegungstrajektorien annähern. Die Freisetzungspunkte der im Modell verwendeten Drifter wurden dabei aus den Bahnen der realen Drifter berechnet, wobei von Beginn der Bewegung eines Driftkörpers an alle 6 Stunden ein numerischer Drifter im hydrodynamischen Modell freigesetzt wird, dessen Bewegung für einen Zeitraum von 12 Stunde simuliert wird. Insgesamt wurde für das OBEX VII Experiment ein Ensemble von 424 Driftern simuliert.

Exemplarisch sind in Abbildung 31 Trajektorien einzelner Driftkörper mit den zugehörigen Bewegungsbahnen der simulierten Drifter dargestellt.

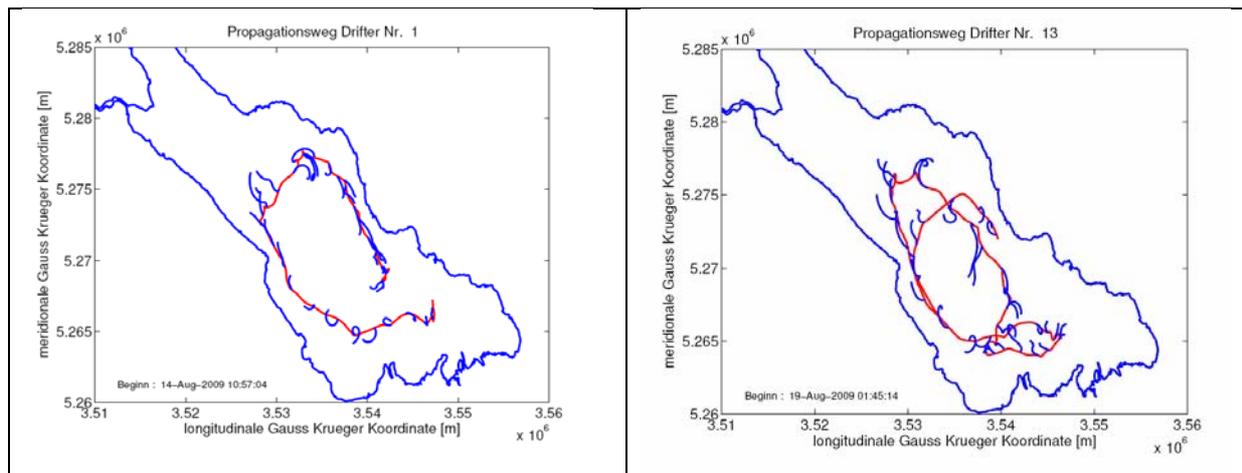


Abbildung 31: Zwei Drifterbahnen des OBEX VII Experimentes mit den Trajektorien der zugehörigen mit FLOW3D simulierten Driftkörper (unterschiedliche Skalierung für meridionale und longitudinale Koordinatenachse). Driftkörpersimulationen starten im Abstand von 6 Stunden vom aktuellen Ort des realen Driftkörpers und werden für eine Gesamtzeit von 12 Stunden gerechnet.

Da FLOW3D die Freisetzung von numerischen Driftern nur zu ganzzahligen Vielfachen des Zeitschrittes und in Bruchteilen einer Gitterzelle gestattet, wurden die Drifterbahninformationen auf diese Zeitschrittvielfache interpoliert und nach der Simulation geprüft, welcher Diskretisierungsfehler dadurch bei der Bestimmung der Freisetzungsorte erzeugt wurde. Wie in Abbildung 32 sichtbar, ist der Abstand zwischen Freisetzungsort und aktueller Position des Driftkörpers für den überwiegenden Teil der simulierten Drifter gering und bewegt sich im Bereich weniger Meter.

Für die weitere Auswertung der Bewegungsbahnen wurden nur Driftersimulationen verwendet, die einen vernachlässigbaren Diskretisierungsfehler in der Größenordnung $[O]=10\text{m}$ aufwiesen.

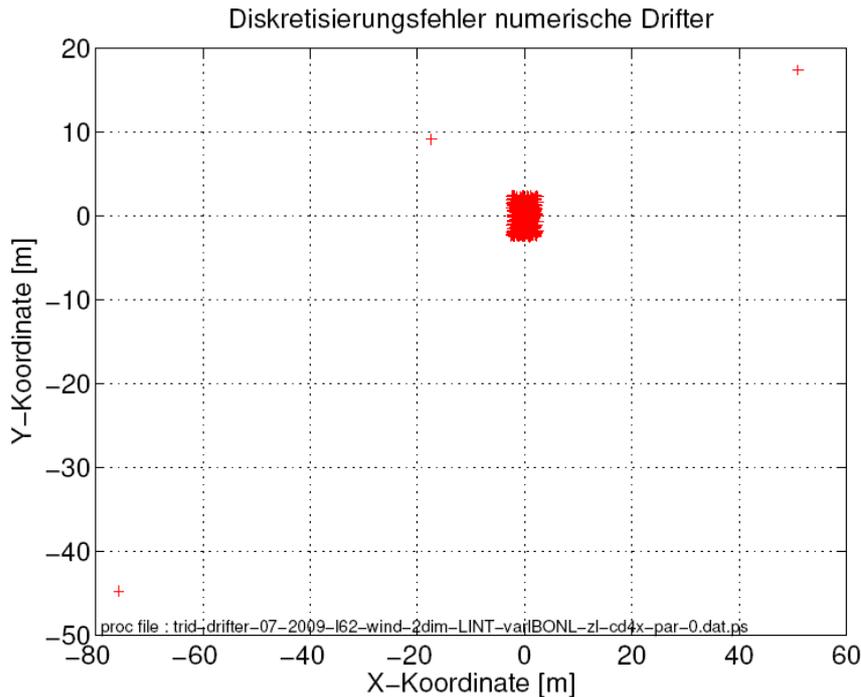


Abbildung 32: Diskretisierungsfehler, der durch die Interpolation der realen Drifterbahnen auf die Zeit und Raumdiskretisierung des hydrodynamischen Modells FLOW3D generiert wird. Driftersimulationen, die einen nicht vernachlässigbaren Fehler aufweisen, werden nicht in die Auswertung einbezogen.

FLOW3D wurde ähnlich wie ELCOM mit verschiedenen Parametrisierungen des Windantriebes gerechnet, wobei für die Simulationen die 2-dim instationären Windfelder verwendet wurden, die mittels des MCF-Modells bzw. mit Hilfe eines linearen Interpolationsmodells (LIN-Windfeld) gewonnen wurden. Darüber hinaus wurde FLOW3D auch mit einem homogenen Windfeld gerechnet, das aus den Messungen der Station des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in Konstanz abgeleitet wurde (wird im Folgenden als KN-Windfeld bezeichnet). Der Windantrieb mit dem mesoskaligen Atmosphärenmodell COSMO konnte für FLOW3D nicht verwendet werden.

Neben den Standardparametrisierungen für den Windantrieb wurde FLOW3D zusätzlich mit variierten Cd-Werten gerechnet, um den Einfluss dieses Parameters auf die Ausbildung des Strömungsfeldes und seiner Strukturen zu untersuchen.

FLOW3D bietet zwei unterschiedliche Optionen zur Diskretisierung der vertikalen Dimension der Modelldomäne. Dabei handelt es sich einmal um das FLOW3D z-layer-Modell, das die Wassersäule mit Schichten in fixen Wassertiefen abbildet, zum anderen um ein topographiefolgendes Layermodell (FLOW3D sigma-layer-Modell), das mit einer fixen Anzahl von Schichten in der gesamten Modelldomäne arbeitet, dafür aber in Abhängigkeit von der lokal anzutreffenden Wassertiefe horizontal variierende Schichtdicken aufweist. Während das sigma-layer-Modell für Gewässer mit großen Tiefengradienten recht hohe numerische Diffusion aufweist, was zum Teil durch entsprechend hohe horizontale Gitterauflösungen und bestimmte Filterverfahren ausgeglichen werden kann, ist das FLOW3D z-layer-Modell im Gegensatz zum FLOW3D sigma-layer-Modell nur mit einem einfachen first-order-scheme für die Advektionsterme diskretisiert (DELTA RES 2010). Beide Modelltypen wurden für die Simulation von Drifterbahnen herangezogen.

Das Ergebnis der Simulationen ist zum Teil in den Grafiken wiedergegeben, die analog zu den Grafiken Abb. 17, Abb. 18 und Abb. 19 erstellt wurden. Außerdem wurden ähnliche

statistische Maße wie für die Bewertung der Driftersimulationen von ELCOM abgeleitet und in Tabellenform aufbereitet. Im Gegensatz zu den Simulationen mit ELCOM wurden jedoch diese Maßzahlen für den Gesamtsimulationszeitraum von 12 Stunden berechnet.

Es treten recht große Unterschiede in den statistischen Verteilungen der verschiedenen Parameter auf (siehe Abbildung 33). Während die Richtungsverteilungen für alle drei Windfelder gewisse Ähnlichkeiten zu den Messungen der Drifter aufweisen, sind die Unterschiede für die Parameter $Dist$ und $Dist_{max}$ für alle drei Windfelder - KN-, LIN- und MCF-Windfeld - relativ groß. Das scheint durch die Unterschiede der simulierten und gemessenen mittleren Geschwindigkeiten V_{mean} der Drifter bedingt zu sein. Für alle drei Windfelder - KN-, LIN- und MCF-Windfeld – werden mit den Parametrisierungen des FLOW3D z-layer-Modells insgesamt zu niedrige mittlere Geschwindigkeiten für die Driftbewegungen simuliert.

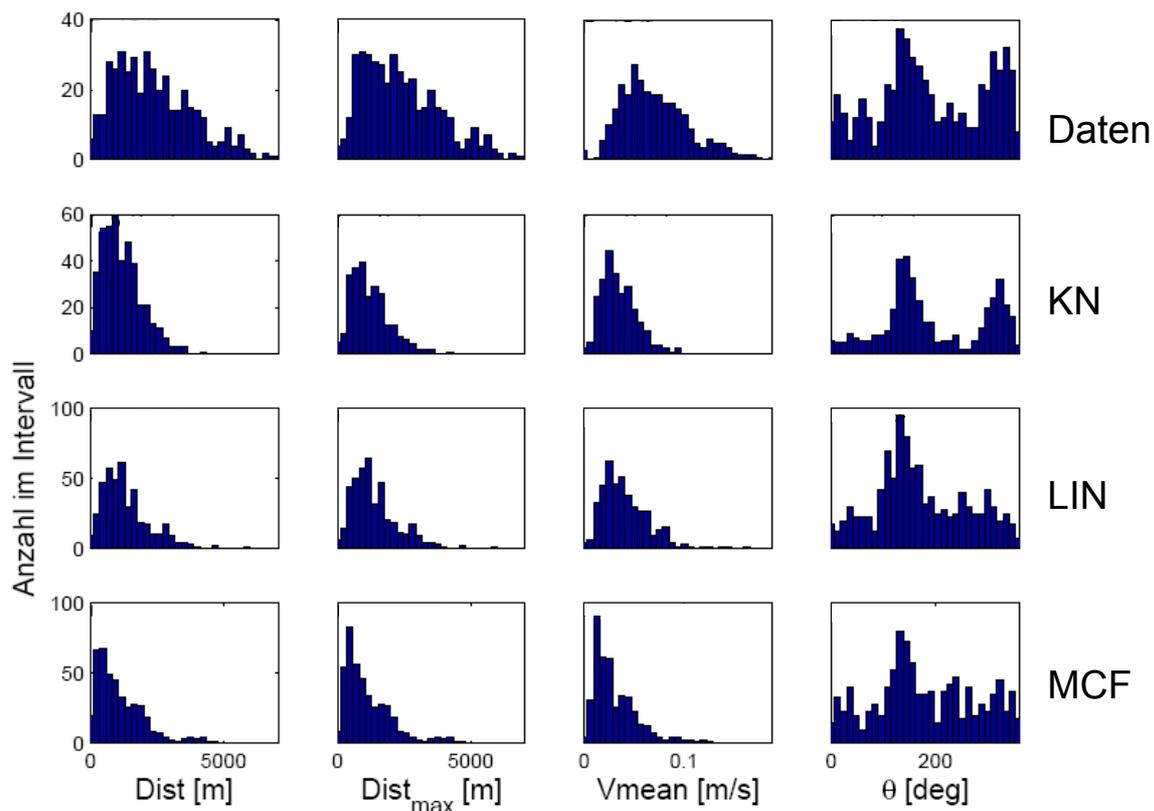


Abbildung 33: Statistische Verteilung der Distanz von Endpunkt zu Startpunkt $Dist$ und dem maximalen Abstand zum Startpunkt $Dist_{max}$, der mittleren Geschwindigkeit V_{mean} und der Bewegungsrichtung in 424 Drifterexperimenten mit jeweils 12 Stunden Dauer. Die Verteilungen in den Daten (Panels in der obersten Reihe) werden mit den Verteilungen in den Simulationen des FLOW3D z-layer-Modells mit den 3 Windfeldern {KN, LIN, MCF} verglichen. Alle Messungen wurden zwischen dem 14.08.09 und dem 28.08.09 als Teil von OBEX-VII erhoben.

Betrachtet man die Panele in Abbildung 34 in denen analog zu den Betrachtungen für ELCOM die Korrelationen zwischen den gemessenen Drifterbewegungen und den mittels des hydrodynamischen Modells simulierten Trajektorien dargestellt werden, sieht man eine große Streubreite und sehr geringe Korrelationen zwischen Messungen und Simulationen der dargestellten Parameter (siehe auch Tabelle 3). Im Vergleich zu den Ergebnissen, die für ELCOM erhalten wurden, sind bei den Simulationsergebnissen mit dem FLOW3D z-layer-Modell noch geringere Korrelationen zu den Messungen gegeben und die Abweichungen von einer Steigung $b=1$ noch deutlicher ausgeprägt. Das kann verschiedene Ursachen haben: unter anderem wurde mit FLOW3D eine 12 h Simulation der einzelnen Drifterexperimente

gemacht, womit a-priori eine höhere Unsicherheit in der Vorhersage erreicht wird und zu erwarten ist, dass Messung und Simulation deutlichere Unterschiede aufweisen als Simulationen, die nur einen kürzeren Zeitraum überspannen. Demgegenüber steht jedoch auch, dass für ELCOM für die beiden Simulationszeiträume von 6 bzw. 12 h nahezu konstante Korrelationen wie auch Steigungen der Regressionsgeraden für die Parameter Dist_{max} und V_{mean} erreicht werden und kein Zusammenhang zwischen Simulationszeitraum und Korrelation zwischen Messung und Nachhersage festgestellt werden kann. Eine andere Ursache für die Dekorrelation zwischen Driftersimulation mit FLOW3D und Messergebnis kann in den verwendeten Windfeldern liegen.

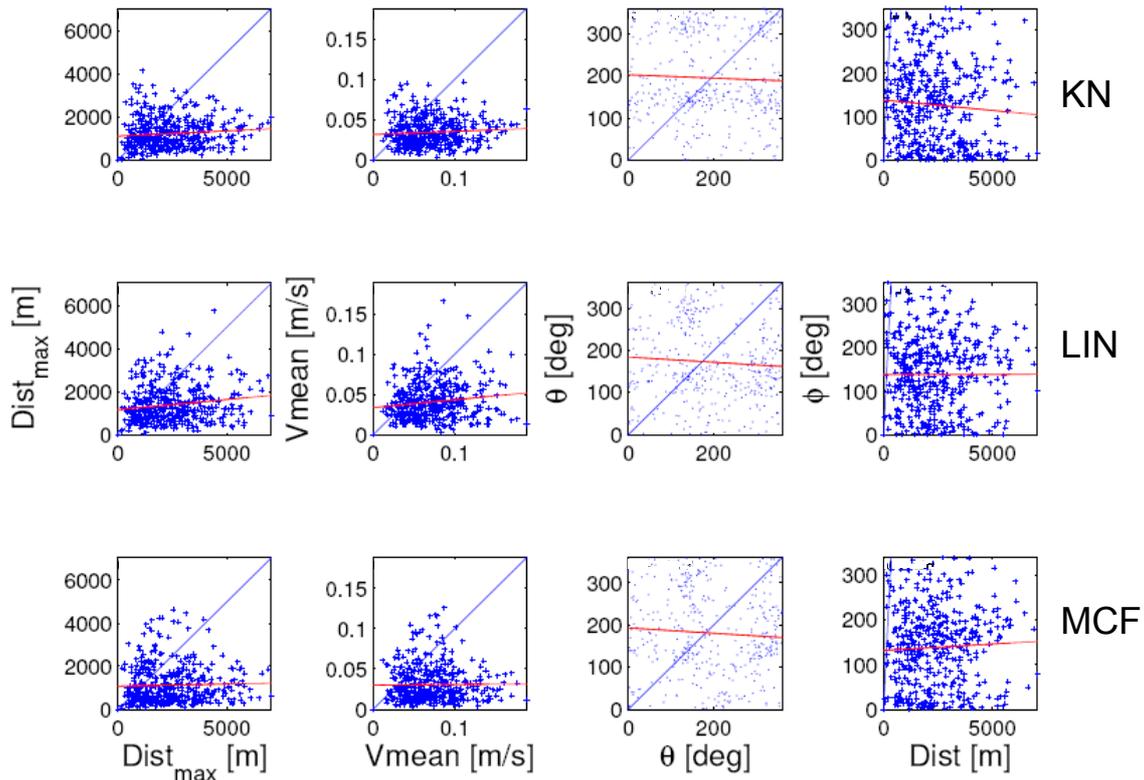


Abbildung 34: Korrelation der Simulationsergebnisse mit den Daten für die maximale Distanz vom Startpunkt Dist_{max} , die mittlere Geschwindigkeit V_{mean} und die Bewegungsrichtung θ für das FLOW3D z-layer-Modell. In den rechten Panels wird gezeigt, wie der Abstand zwischen simuliertem und gemessenem Endpunkt des Drifterpfades mit der gemessenen Distanz vom Endpunkt zum Startpunkt korreliert. Die Korrelationen sind für die Simulationen mit den drei Windfelder – KN, LIN und MCF – gezeigt.

Während für ELCOM drei verschiedene inhomogene Windfelder zur Verfügung standen – das LIN-, MCF- und COSMO-2-Windfeld – konnten mit FLOW3D nur zwei dieser inhomogenen Windfelder sowie ein homogenes Windfeld – das KN-Windfeld – für die Simulationen verwendet werden. Da die Qualität der Driftersimulation ursächlich mit der Qualität der zur Verfügung stehenden Windfelder verbunden ist, ist zu erwarten, dass geringe Korrelationen für Simulationen mit Windfeldern mit relativ geringer Repräsentanz des Wetter- und Windgeschehens über dem Bodensee erreicht werden.

So ist zu sehen, dass analog zu den Ergebnissen mit ELCOM eine schwache Korrelation zwischen gemessenen und simulierten Dist_{max} und V_{mean} bei Verwendung des LIN-Windfeldes auftritt. Aus Vergleichen und den vorhergehenden Validationsrechnungen ist bekannt, dass das LIN-Windfeld eine relativ gute Repräsentanz des Windfelds über dem Bodensee hat und die methodisch bedingten Probleme des MCF-Windfeldes beim LIN-Windfeld keine so große Rolle spielen.

Sowohl ELCOM als auch FLOW3D zeigen bei Verwendung des MCF-Windfeldes keine signifikante Korrelation für die untersuchten Parameter Dist_{\max} und V_{mean} , sondern erreichen im Vergleich der Simulationen mit unterschiedlichen Windfeldern für den MCF-Windfeldantrieb die jeweils geringste Korrelation zwischen Messung und Simulation der Driftbahnen.

Für das Simulationsensemble von ELCOM, für das neben dem LIN- und dem MCF-Windfeld auch ein Windfeld zur Verfügung stand, das mit dem mesoskaligen Windfeldmodell COSMO-2 berechnet wurde, zeigt sich, dass die besten Korrelationen für die betrachteten Parameter bei Verwendung des COSMO-2-Windfeldes erreicht werden. Für eine potentielle Simulation mit FLOW3D unter Verwendung dieses COSMO-2-Windfeldes ist zu erwarten, dass die Vorteile des mesoskaligen Windfeldmodells und die Genauigkeit der Abbildung der meteorologischen Prozesse in der Modelldomäne ebenfalls zu einer Verbesserung der Nachhersage/Vorhersagefähigkeit von FLOW3D für die Simulation von advektiven Driftern führen können.

Das homogene KN-Windfeld scheint zwar eine ähnliche statistische Verteilung für die Geschwindigkeit V_{mean} wie die der anderen beiden Windfelder zu ermöglichen, kann aber natürlich aufgrund seines Charakters nicht die Feinstruktur des Windfeldes über dem Bodensee abbilden und limitiert somit von vornherein die Fähigkeit von FLOW3D die windbedingten Zirkulationsstrukturen im See richtig wiederzugeben.

Aufgrund eines Problems beim Zugriff auf BodenseeOnline-Datenbanken war es während der Projektlaufzeit notwendig geworden, die LIN- und MCF-Felder manuell erstellen zu lassen, was zu Unsicherheiten bei der Wahl interner Processing-Parameter führte, so dass nicht rekonstruierbar war, ob zum Beispiel das LIN-Windfeld mit einem aus Messungen abgeleiteten Korrekturparameter $F=1.3$ multipliziert wurde. Das beeinträchtigt nicht die Wiedergabe der Struktur des Windfeldes, könnte aber zum Teil erklären, warum die Simulationsergebnisse von ELCOM und FLOW3D zwar nahezu identische Korrelationen für gemessenen und simulierten Parameter Dist_{\max} und V_{mean} ergeben, jedoch unterschiedliche Steigungen für die Regressionsgerade aufweisen. Davon unabhängig spielen aber natürlich auch Unterschiede in den jeweils verwendeten komplexen Solveralgorithmen der hydrodynamischen Modelle und die gewählte Parametrisierung des Windantriebes eine große Rolle.

Tabelle 3: Korrelationskoeffizient r und Steigung b der Regressionsgeraden für Drifterbewegung die mit dem FLOW3D z-layer-Modell über einen Simulationszeitraum von 12 h gerechnet wurden.

r	Dist_{\max}	V_{mean}	θ	ϕ versus Dist
KN	0.09	0.074	-0.04	-0.07
LIN	0.15	0.13	-0.07	0.001
MCF	0.03	0.01	-0.06	0.04
b	Dist_{\max}	V_{mean}	θ	ϕ versus Dist [°·m ⁻¹]
KN	0.04	0.03	-0.03	-0.004
LIN	0.09	0.09	-0.06	0.0001
MCF	0.01	0.007	-0.06	0.002

Die analog zu den Analysen für ELCOM berechneten Abstände und Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Drifterparametern sind in Abbildung 35 dargestellt.

Auffällig ist auch hier, dass die simulierten Geschwindigkeiten der Drifter im Mittel geringer sind als die der real gemessenen Drifterbewegungen.

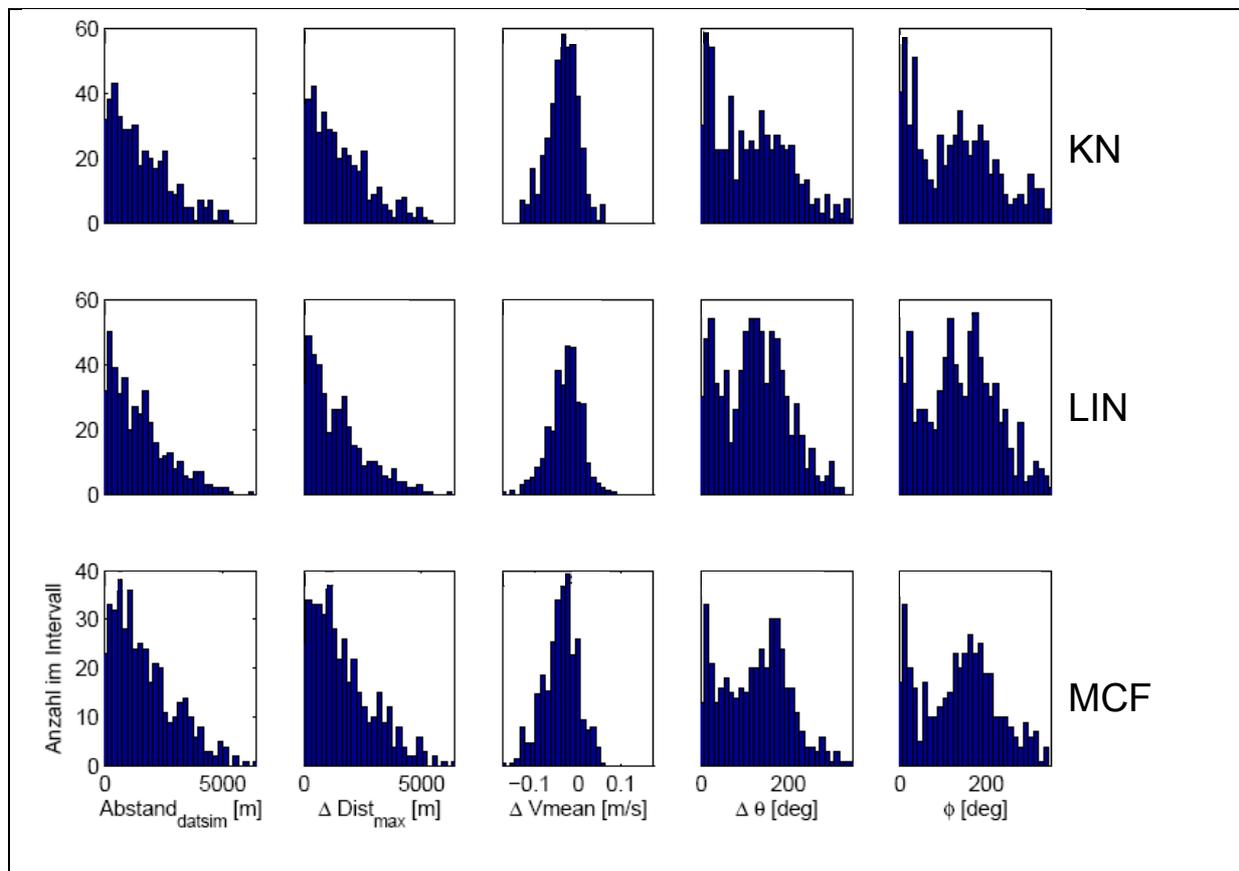


Abbildung 35: Statistische Verteilung der Abweichungen zwischen Modell FLOW3D z-layer-Modell und Daten für die Endpunktposition, die maximalen Distanzen in Bezug auf den Startpunkt, mittlere Geschwindigkeit, Bewegungsrichtung und dem Öffnungswinkel zwischen der gemessenen und der simulierten Verbindungslinie vom Start zum Endpunkt des Drifterpfades im 12 Stundenintervall.

In ähnlicher Weise stellen sich Ergebnisse für Simulationen mit dem FLOW3D sigma-layer-Modell dar. In Abbildung 36 sind die Verteilungen für die betrachteten Parameter für die Simulationen mit diesem Design der vertikalen numerischen Layer dargestellt. Deutlich wird, dass bei gleichem Windantrieb das FLOW3D sigma-layer-Modell höhere Driftergeschwindigkeiten simuliert, die insgesamt eine bessere Übereinstimmung mit den Geschwindigkeitsverteilungen der realen Drifter haben. Dementsprechend weisen auch die Verteilungen für die Parameter Dist und Dist_{max} eine größere Ähnlichkeit zwischen Simulation und Messung als im Fall des FLOW3D z-layer-Modells auf.

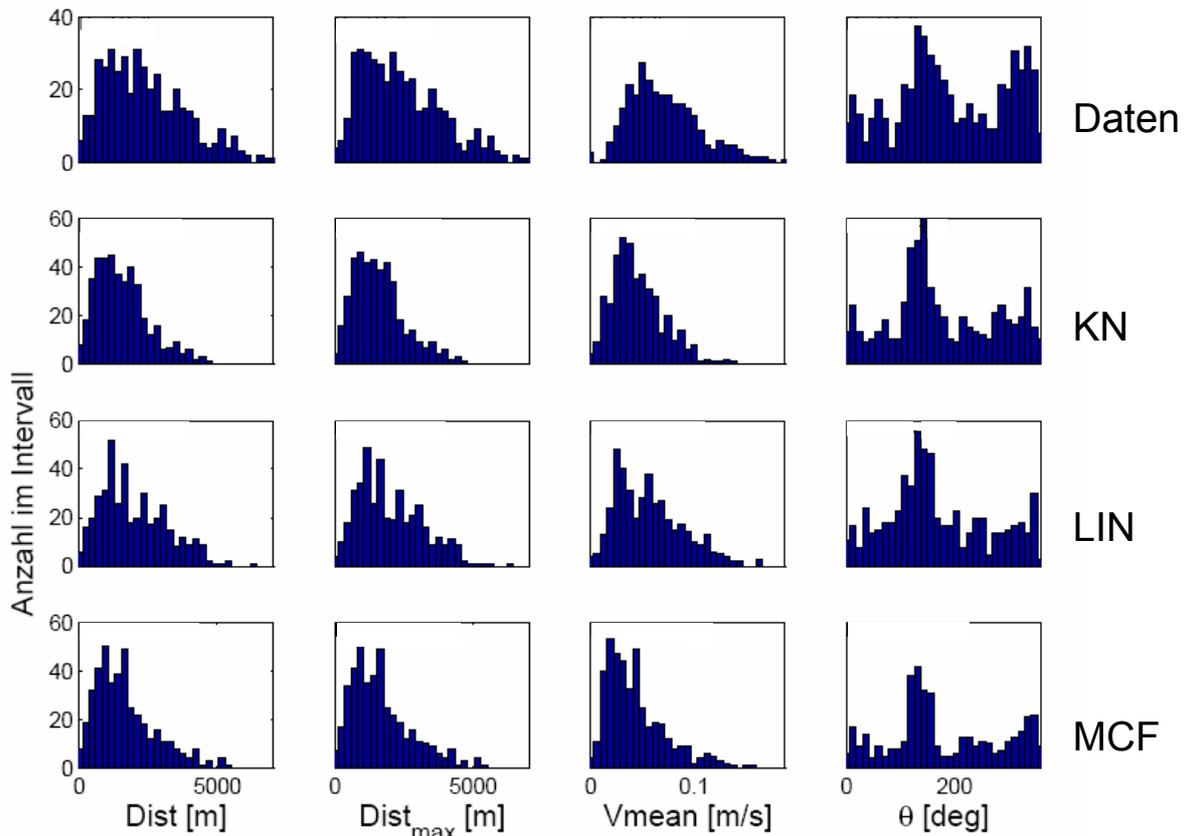


Abbildung 36: Statistische Verteilung der Distanz von Endpunkt zu Startpunkt $Dist$ und dem maximalen Abstand zum Startpunkt $Dist_{max}$, der mittleren Geschwindigkeit V_{mean} und der Bewegungsrichtung in 424 Drifterexperimenten mit jeweils 12 Stunden Dauer. Die Verteilungen in den Daten (Panels in der obersten Reihe) werden mit den Verteilungen in den Simulationen des FLOW3D sigma-layer-Modells mit den 3 Windfeldern {KN, LIN, MCF} verglichen. Alle Messungen wurden zwischen dem 14.8 und dem 28.8 als Teil von OBEX-VII erhoben.

In Abbildung 37 sind die Korrelationen für die Simulationsensemble dargestellt, die mit den gleichen Windantrieben - KN-, LIN- und MCF-Windfeld – jedoch mit dieser Form der vertikalen numerischen Layer errechnet wurden. Es sind wieder große Streuungen und Unterschiede zwischen gemessenen und simulierten Parametern zu sehen. Insbesondere für die Parameter $Dist_{max}$ und V_{mean} scheinen bei Verwendung des KN-, bzw. des LIN-Windfeldes, jedoch bessere Korrelationen zwischen Messungen und numerischen Drifterensemble erreicht zu werden als bei den Rechnungen mit dem FLOW3D z-layer-Modell.

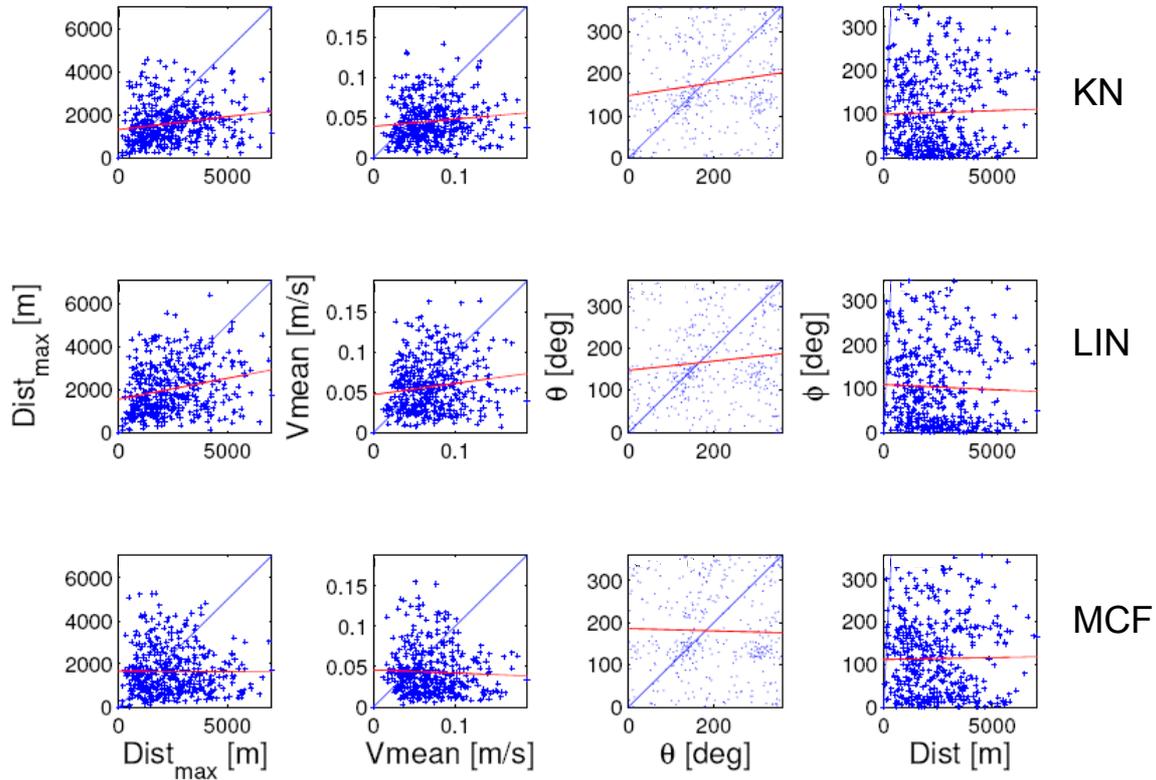


Abbildung 37: Korrelation der Simulationsergebnisse mit den Daten für die maximale Distanz vom Startpunkt Dist_{\max} , die mittlere Geschwindigkeit V_{mean} und die Bewegungsrichtung θ für das FLOW3D sigma-layer-Modell. In den rechten Panels wird gezeigt, wie der Abstand zwischen simuliertem und gemessenem Endpunkt des Drifterpfades mit der gemessenen Distanz vom Endpunkt zum Startpunkt korreliert. Die Korrelationen sind für die Simulationen mit den drei Windfelder – KN, LIN und MCF – gezeigt.

Das äußert sich auch in den etwas höheren Korrelationskoeffizienten und Steigungen der Regressionsgeraden, die für dieses Ensemble für das KN- und LIN-Windfeld erreicht werden (siehe Tabelle 4). Wiederum – wie auch im Fall des FLOW3D z-layer-Modells - werden auch für das FLOW3D sigma-layer-Modell bei Verwendung des MCF-Windfeldes die geringsten Korrelationen zwischen Messung und Simulation erreicht bzw. kann für dieses Windfeld keine Korrelation für die Parameter Dist_{\max} und V_{mean} nachgewiesen werden.

Tabelle 4: Korrelationskoeffizient r und Steigung b der Regressionsgeraden für Drifterbewegung, die mit dem FLOW3D sigma-layer-Modell über einen Simulationszeitraum von 12 h gerechnet wurden.

r	Dist_{\max}	V_{mean}	θ	ϕ versus Dist
KN	0.19	0.12	0.16	0.03
LIN	0.24	0.14	0.12	-0.04
MCF	-0.006	-0.05	-0.03	0.02
b	Dist_{\max}	V_{mean}	θ	ϕ versus Dist [$^{\circ}\cdot\text{m}^{-1}$]
KN	0.12	0.09	0.15	0.001
LIN	0.19	0.13	0.11	-0.002
MCF	-0.004	-0.04	-0.03	0.001

Die entsprechenden Abstandsmaße zwischen Messung und simulierten Drifterensemble sind in Abbildung 38 dargestellt. Insbesondere die Unterschiede zwischen gemessenen und simulierten Geschwindigkeiten ΔV_{mean} sind für das KN- und LIN-Windfeld gleichmäßiger als

für Rechnungen mit dem FLOW3D z-layer-Modell um den Nullpunkt verteilt, was auf eine insgesamt bessere Wiedergabe der mittleren gemessenen Driftgeschwindigkeiten mit den von FLOW3D sigma-layer-Modell simulierten Drifterensembles hindeutet.

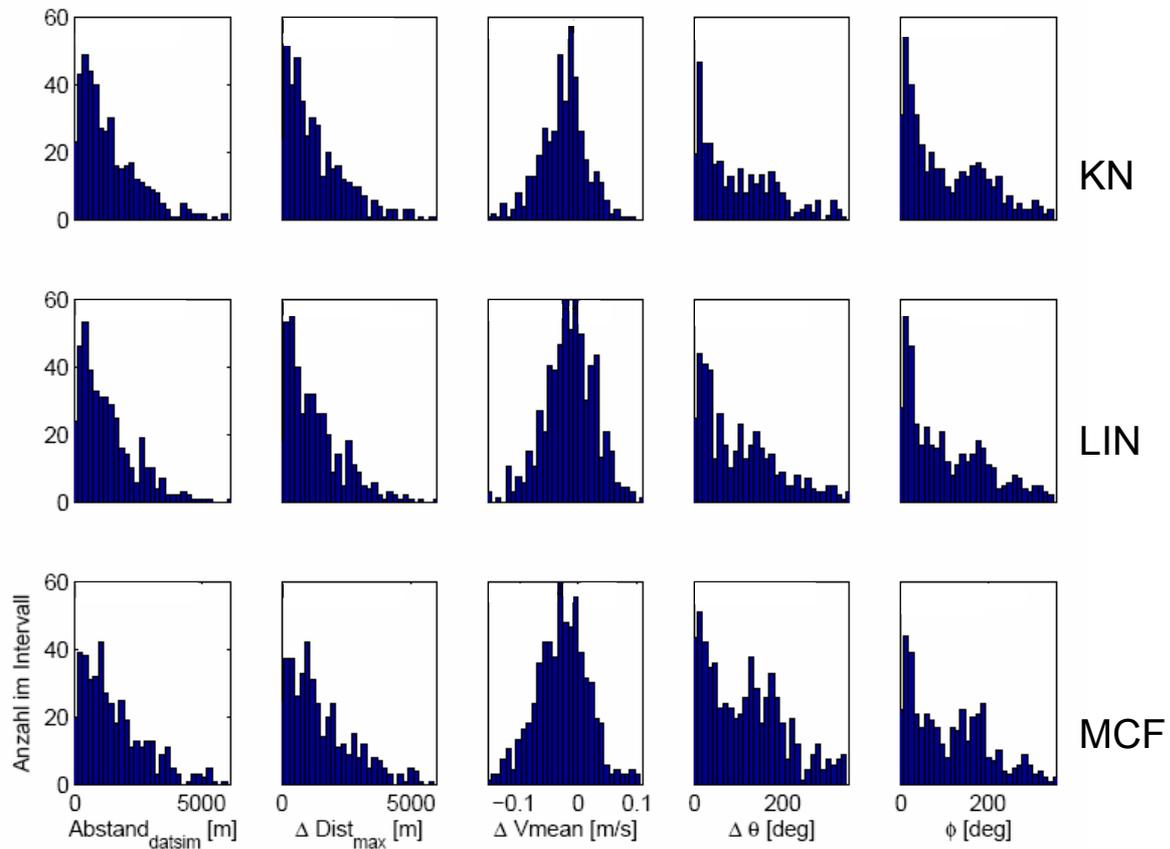


Abbildung 38 : Statistische Verteilung der Abweichungen zwischen Modell FLOW3D sigma-layer-Modell und Daten für die Endpunktposition, die maximalen Distanzen in Bezug auf den Startpunkt, mittlere Geschwindigkeit, Bewegungsrichtung und dem Öffnungswinkel zwischen der gemessenen und der simulierten Verbindungslinie vom Start zum Endpunkt des Drifterpfades im 12 Stundenintervall.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die statistischen Eigenschaften der mit FLOW3D simulierten numerischen Drifterensembles ähnliche Verteilungen wie die von ELCOM simulierten Ensembles aufweisen. Während grundsätzlich ähnliche Verteilungen für einige einfache Grundparameter erreicht werden, zeigen jedoch die simulierten Drifterbahnen, wie auch die großen Abstände zwischen realem Drifterort und simulierten Aufenthaltsbereich, eindeutig die derzeit noch bestehenden Probleme bei der Simulation von advektiven Transporten auf. Das Konzept der statistischen Bewertung der Verteilungsmaßzahlen kann nur bedingt die tatsächliche Vorhersage-/Nachhersagequalität eines hydrodynamischen Modells bewerten, liefert jedoch sehr wertvolle Informationen, um zum Beispiel generelle Parameter wie Energieeintrag oder das Verhalten des Modells für unterschiedliche Witterungssituationen zu charakterisieren und zu bewerten.

Insbesondere kann dieses Konzept auch genutzt werden, um mittels statistischer Betrachtungen den Raum einzugrenzen der den Aufenthaltsbereich von freigesetzten Stoffen näher charakterisiert. Auf diese Art und Weise werden die Informationen der hydrodynamischen Modelle mit einem Konzept zur Auswertung des stochastischen Charakters der Drifterbewegungen verbunden und es wird eine genauere Eingrenzung des Aufenthaltsbereiches von potentiellen Schadstoffen möglich (siehe Abb. 20).

Die Genauigkeit und Güte der Vorhersage von advektiven Transporten hängt von einer Vielzahl von Faktoren ab, unter denen die Qualität des Windmodells bzw. die Repräsentanz des im Modellgebiet verwendeten Windmodells sicherlich eine überragende Rolle spielt. Darüber hinaus zeigen aber auch die durchgeführten Sensitivitätsstudien, dass die hydrodynamischen Modelle auf verschiedene Variationen im Setup des Modells sensitiv reagieren und bereits scheinbar kleinere Änderungen im Modell-Setup zu großen Wirkungen hinsichtlich des simulierten Geschwindigkeitsfeldes führen können. Das verstärkt sich um so mehr, als die betrachteten Drifterexperimente bzw. advektiven Transporte akkumulative Größen beschreiben, d.h. die über eine bestimmte Zeit hinweg entlang eines Pfadintegrals integrierten Eigenschaften des aktuellen Strömungsfeldes aufsummieren. Scheinbar kleine Änderungen in den untersuchten statistischen Parametern können daher mit großen Änderungen in den berechneten Transportpfaden einhergehen.

8 Vergleich von ELCOM mit FLOW3D

8.1. Vergleich von ELCOM mit FLOW3D für das Experiment Obex VII

ELCOM und FLOW3D wurden für die Simulationen des Drifterexperimentes OBEX VII auf weitgehend ähnlichen numerischen Gittern implementiert und zum Teil mit gleichen Windfeldern angetrieben (LIN- und MCF-Windfeld). Trotzdem unterscheiden sich beide Modelle natürlich in vielen Aspekten – so z.B. in den Diskretisierungen der zugrunde liegenden Differentialgleichungen und den zu ihrer Lösung angewendeten Solvern, wie auch in der Beschreibung der vertikalen Austauschprozesse.

Es ist daher naheliegend, die von den beiden Modellen simulierten Strömungsfelder dahingehend zu vergleichen, inwieweit sich die Simulationen bei relativ ähnlichen Gittercharakteristika und bei gleichen Anfangs- und Randbedingungen ähneln und zu ähnlichen Zirkulationsstrukturen führen. Das geschieht hier in phänomenologischer Weise, indem für verschiedene Momente der Simulationsperiode die resultierenden Strömungsstrukturen exemplarisch miteinander verglichen werden.

In Abbildung 39 sind für den 17.08.2009 um 1 Uhr und in Abbildung 40 für den 25.08.2009 um 1 Uhr die jeweils aktuellen Zirkulationsstrukturen die von ELCOM und FLOW3D simuliert werden dargestellt. In beiden Fällen sind die resultierenden Zirkulationsstrukturen unterschiedlich. ELCOM zeigt für beide Termine eine Reihe gegenläufiger Zirkulationswirbel, die den zentralen Teil des Obersees einnehmen und dort die Transportpfade signifikant beeinflussen. Im Gegensatz dazu sind in den Strömungsfeldern von FLOW3D für beide Termine ebenfalls Zirkulationsstrukturen vorhanden, die sich allerdings in ihrer Lage und zum Teil in ihrem Umlaufsinn von den Strukturen bei ELCOM unterscheiden.

Für den Termin am 17.08.09 berechnet ELCOM ein System kleinräumiger gegenläufiger Wirbel im zentralen Teil des Obersees in der Friedrichshafener Bucht, während FLOW3D diese Strukturen nicht so ausgeprägt zeigt, sondern einen deutlich ausgeprägten antizyklonalen Wirbel im Ostteil des Obersees simuliert, der in ELCOM-Ergebnissen so nicht vorhanden ist.

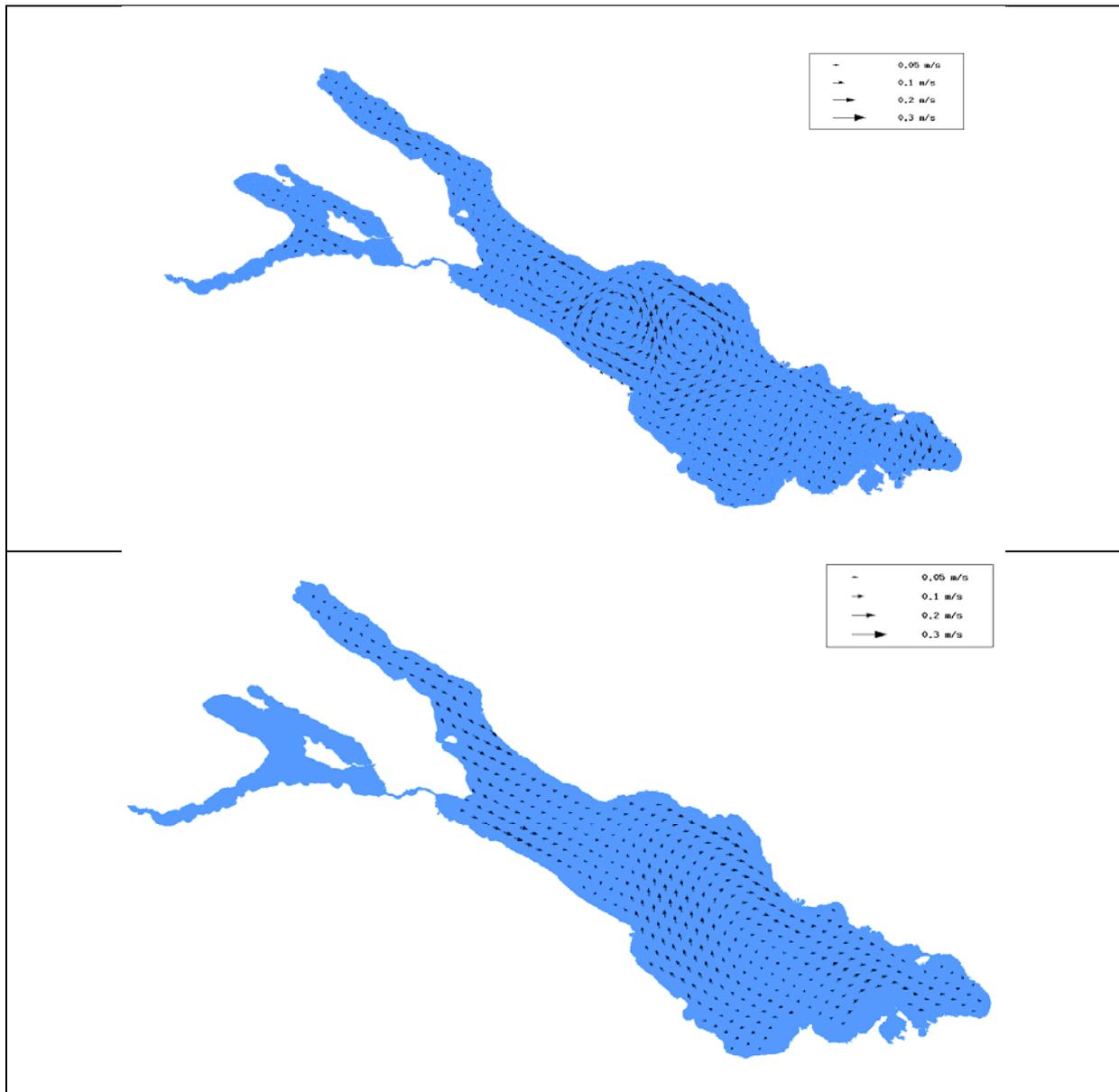


Abbildung 39: Simulierte Zirkulationsstrukturen am 17.08.09 um 1 Uhr in ELCOM (oberes Panel) und FLOW3D (unteres Panel).

Am 25.08.09 simuliert ELCOM im östlichen Teil des Obersees einen zyklonalen Wirbel, der fast den gesamten östlichen Teil des Obersees einnimmt. Auch hier zeigt FLOW3D ein Strömungsfeld für den Obersee, das durch eine andere Wirbelstruktur charakterisiert wird, die in der Friedrichshafener Bucht lokalisiert ist und antizyklonal umläufig ist. In diesem Bereich des Sees zeigt ELCOM nur einen eher kleinen und deutlich weniger ausgeprägten antizyklonalen Wirbel.

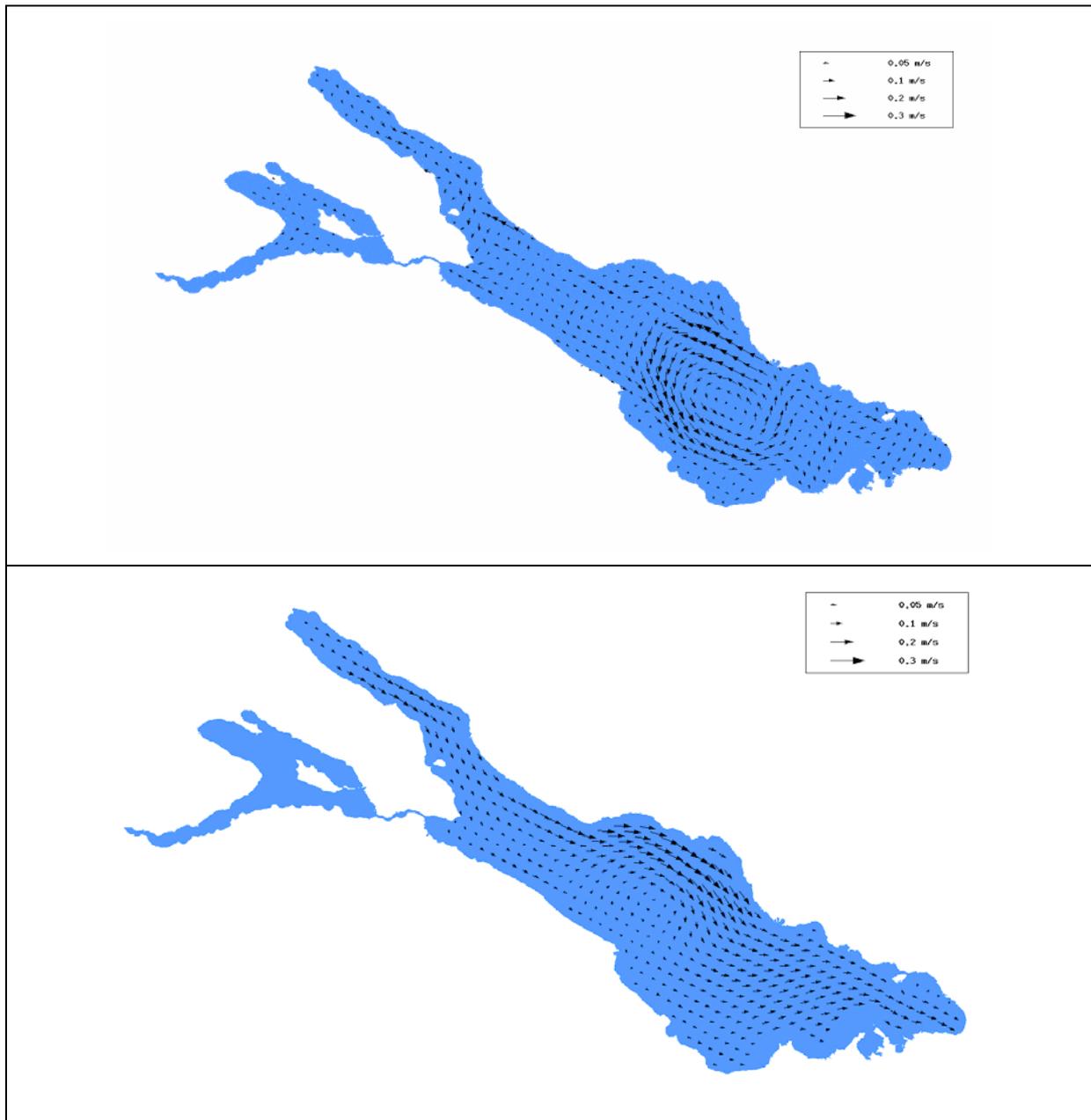


Abbildung 40: Simulierte Zirkulationsstrukturen am 25.08.09 um 1 Uhr in ELCOM (oberes Panel) und FLOW3D (unteres Panel).

Die Unterschiede der Simulationsergebnisse machen deutlich, dass trotz der relativ ähnlichen Implementierung signifikant verschiedene Strömungsstrukturen von beiden Modellen simuliert werden. Da die hydrodynamischen Modelle bei gleichem Windfeld unterschiedliche Zirkulationsmuster liefern, sind die großen Abweichungen zwischen beobachteten und simulierten Drifterbahnen nicht nur auf unzureichend gute Windfelder zurückzuführen, sondern auch auf Unzulänglichkeiten der hydrodynamischen Modelle ELCOM und FLOW3D. Inwieweit nur eines der hydrodynamischen Modelle oder gar beide Modelle verbessert werden müssten, kann allerdings nicht an Hand des Daten-Modellvergleichs entschieden werden, da die negativen Auswirkungen der unzureichenden Windfelder nicht von denen der hydrodynamischen Modelle getrennt werden können.

8.2. Vergleich von ELCOM mit FLOW3D am Beispiel des Wirbels im November 2008

Die Simulationsergebnisse von ELCOM und FLOW3D wurden an einem weiteren Beispiel, dem Experiment vom November 2008 (OBEX III), direkt miteinander verglichen. Es wurde untersucht, ob die Modelle den in den Daten klar ausgeprägten Wirbel im zentralen Obersee (Abb. 1b) abbilden können und inwieweit sich die Simulationsergebnisse der beiden Modelle bei gleichem Windfeld unterscheiden.

Mit dem LIN-Windfeld simuliert ELCOM ein Strömungsfeld, welches den zentralen Wirbel und dessen Drehrichtung entgegen dem Uhrzeigersinn im Obersee grob wiedergibt, die Strömungsgeschwindigkeiten sind allerdings mindestens einen Faktor 2 kleiner als die beobachteten Geschwindigkeiten. Dies ist illustriert am Vergleich eines gemessenen Drifterpfades mit Simulationen des Drifterpfades in 12 Stundenintervallen (Abb. 41).

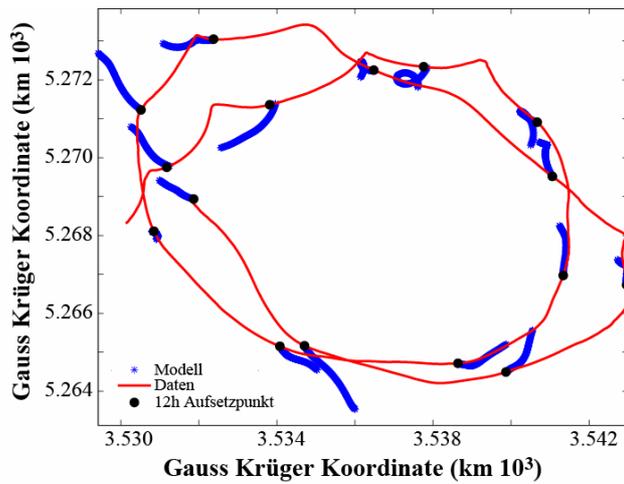


Abbildung 41: Vergleich der gemessenen Bahn eines Drifters und simulierte Drifterbahnen in 12-Stunden-Intervallen (blau). Die Startpunkte der Simulationen sind schwarz markiert. Der Felddrifter wurde in 5m Wassertiefe bei 3523 km (RW) und 5269 km (HW) eingesetzt. Die Drifterbewegung ist entgegengesetzt zum Uhrzeigersinn. Die Simulationen wurden mit ELCOM und dem LIN_Windfeld durchgeführt (Simulation J. Bartsch)

Die Struktur des simulierten Strömungsfeldes am 06.11.08, 18:00 Uhr ist in (Abb. 42a) dargestellt. Das Strömungsfeld ist ausgesprochen sensitiv auf das anregende Windfeld und daher liefert ELCOM in Kombination mit dem MCF-Windfeld für den gleichen Zeitpunkt eine deutlich andere Struktur des Strömungsfeldes (Abb. 42b). Das simulierte Strömungsfeld scheint aber nicht nur vom simulierten Windfeld sondern auch vom zugrunde liegenden hydrodynamischen Modell abzuhängen. Das mit FLOW3D und dem MCF-Windfeld simulierte Strömungsfeld unterscheidet sich ausgesprochen stark vom Simulationsergebnis mit ELCOM und dem gleichen Windfeld (Abb. 42 b,c).

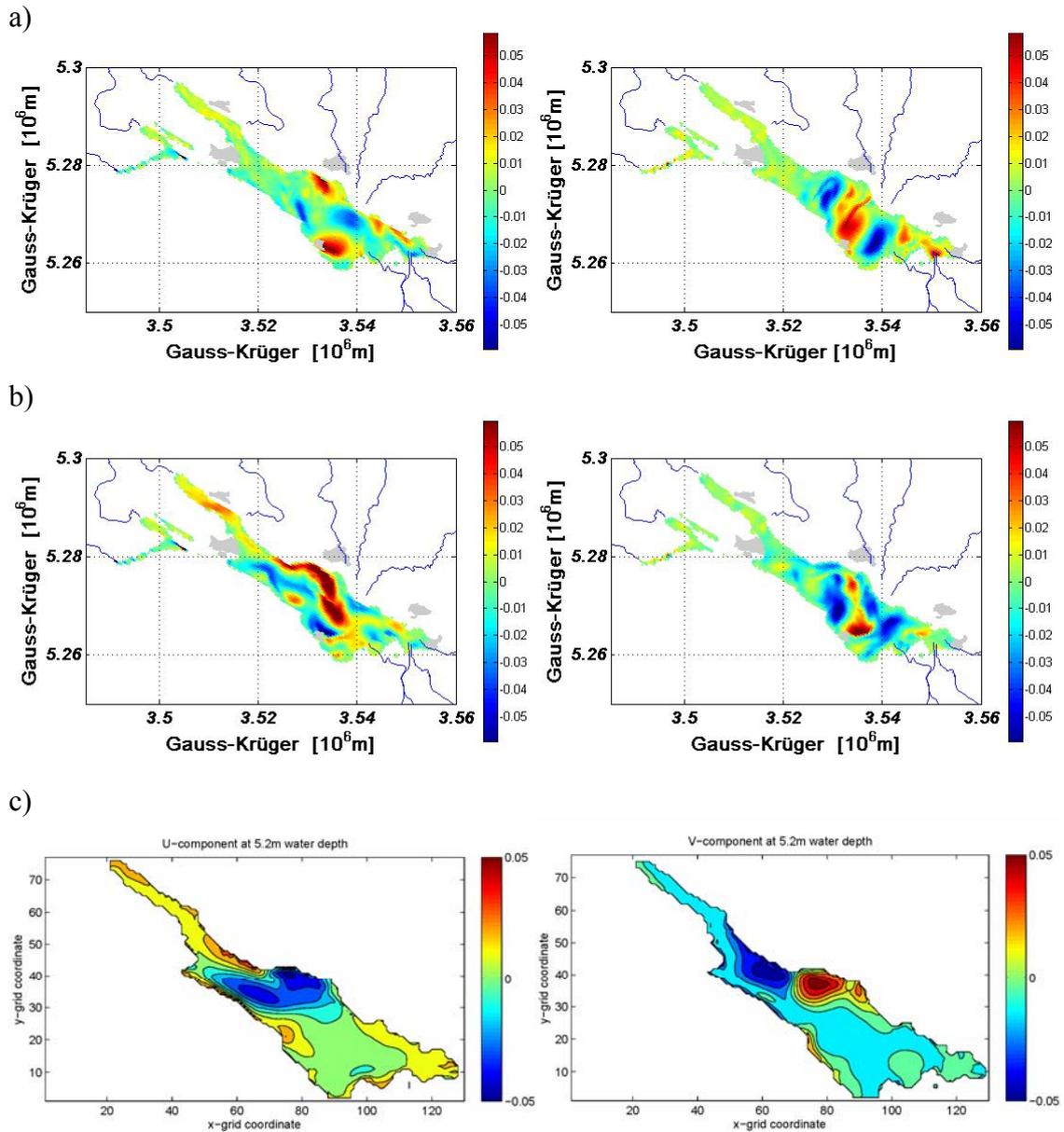


Abbildung 42: Simulationsergebnisse für die Horizontalströmungen in 5m Wassertiefe am 06.11.08 (18.00 Uhr) mit unterschiedlichen Modellen: ELCOM und LIN-Windfeld (obere Panels) ELCOM und MCF-Windfeld (mittlere Panels), FLOW3D und MCF-Windfeld (untere Panels). Linke Panels zeigen Strömungen nach Ost (nach Westen negativ), rechte Panels zeigen Strömungen nach Süd (Strömungen nach Nord negativ). (Abbildungen zu den ELCOM Simulationen J. Bartsch)

9 Experimente mit Drifterclustern zur Bestimmung von Dispersion und Diffusion

9.1. Einleitung

Der in den vorherigen Abschnitten ausführlich diskutierte advective Transport bestimmt die Bewegung des Schwerpunkts von Konzentrationsverteilungen und ist entscheidend für den Stofftransport über große Distanzen. Der Zeitpunkt des ersten Eintreffens einer gelösten Substanz an einer Stelle im See, z.B. eines Schadstoffs an einer Trinkwasserfassung, ist aber nicht nur durch die Schwerpunktsbewegung, sondern auch durch die räumliche Ausdehnung der Schadstoffverteilung relativ zum Schwerpunkt bestimmt. Außerdem spielt für die Beurteilung einer Gefährdung durch Schadstoffeinträge auch die maximale Konzentration des Schadstoffs eine wichtige Rolle. Horizontale Ausdehnung und Verdünnung von gelösten Substanzen entstehen durch turbulente Vermischung, die in Analogie zur molekularen Diffusion als turbulente Diffusion beschrieben wird. Das Wechselspiel zwischen großskaligem Strömungsfeld und turbulenter Diffusion verstärkt die Ausbreitung und Verdünnung von gelösten Substanzen und wird als Dispersion bezeichnet, die ebenfalls wie ein diffusiver Prozess mit Hilfe eines Dispersionskoeffizienten beschrieben wird.

Obwohl turbulente Diffusion und Dispersion eine ausgesprochen wichtige Rolle für die Ausbreitung gelöster Substanzen spielen und ein wichtiger Bestandteil der Stofftransportmodellierung sind, gibt es für Seen nur wenige Feldstudien, in denen horizontale Dispersionskoeffizienten oder gar horizontale turbulente Diffusionskoeffizienten bestimmt wurden. In der bisher ausführlichsten und detailliertesten Studie wurde, basierend auf Tracerausbeutungsexperimenten in mehreren Schweizer Seen, horizontale Dispersion und turbulente Diffusion in der unteren Thermokline abgeschätzt (Peeters et al. 1996). Horizontale Dispersion im Oberflächenwasser von Seen wurde am See Genevareth untersucht (Stocker und Imberger, 2003). Diese Arbeit stützte sich auf die Analyse der Ausbreitung von Drifter-Ensembles. Allerdings bestanden die Drifter-Ensembles nur aus 4 Driftern, sodass die berechneten Dispersionskoeffizienten als unzuverlässig angesehen werden müssen. In zwei kürzlich erschienen Publikationen wurde versucht, horizontale Dispersion mit Hilfe numerischer Drifterexperimente mit ELCOM zu bestimmen (Okely et al. 2010a,b). Beide Studien enthalten allerdings eine fundamentale Fehlinterpretation der Dispersion und außerdem konnte in keiner der beiden Studien gezeigt werden, dass die mit ELCOM simulierten Drifterpfade tatsächlich realen advektiven Bewegungen entsprechen (Peeters et al. akzeptiert, Appendix 4). Ganz im Gegenteil scheinen die simulierten Drifterpfade schlechter mit den Daten überein zu stimmen als in unseren Simulationen. Die hochrangige Publikation der Arbeiten von Okely et al. (2010,a,b) macht aber deutlich, dass ein dringender Bedarf nach einer Quantifizierung der horizontalen Dispersion, und wichtiger noch, der horizontalen turbulenten Diffusion, besteht.

Im Folgenden werden die in diesem Projekt durchgeführten Experimente mit Drifter-Ensembles vorgestellt und im Hinblick auf Dispersion und turbulente Diffusion interpretiert. Zunächst werden die wichtigsten Definitionen und das methodische Vorgehen erläutert, anschließend die Daten im Hinblick auf Dispersion analysiert und mit Modellsimulationen verglichen, um die horizontalen turbulenten Disffusionskoeffizienten zu bestimmen.

9.2. Definitionen: Schwerpunkt, Varianz in Richtung der großen und kleinen Hauptachse, Wolkengröße der Drifterverteilung und Dispersionskoeffizient

Der Schwerpunkt, x_s, y_s , eines Ensembles von Driftern lässt sich durch Summierung der Koordinaten x_i und y_i der zum Ensemble gehörenden Einzeldrifter berechnen:

$$x_s \equiv \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad ; \quad y_s \equiv \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (1)$$

Die Varianzen bezüglich des Ensemble-Schwerpunkts in den Richtungen x und y und die entsprechende Kovarianz σ_{xy} sind gegeben durch:

$$\sigma_x^2 \equiv \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (x_s - x_i)^2 \quad ; \quad \sigma_y^2 \equiv \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (y_s - y_i)^2 \quad ; \quad \sigma_{xy} \equiv \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (x_s - x_i) \cdot (y_s - y_i) \quad (2)$$

Die Hauptachsenrichtungen der Verteilung des Ensembles sind definiert durch die Richtungen der Achsen desjenigen Koordinatensystems, in dem die Kovarianz verschwindet. Die Varianz in Richtung der großen bzw. kleinen Hauptachse, σ_g bzw. σ_k , erhält man aus:

$$\begin{aligned} \sigma_g^2 &= \frac{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}{2} + \sqrt{\frac{(\sigma_x^2 + \sigma_y^2)^2}{4} - \sigma_x^2 \sigma_y^2 + \sigma_{xy} \sigma_{xy}} \quad ; \\ \sigma_k^2 &= \frac{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}{2} - \sqrt{\frac{(\sigma_x^2 + \sigma_y^2)^2}{4} - \sigma_x^2 \sigma_y^2 + \sigma_{xy} \sigma_{xy}} \quad . \end{aligned} \quad (3)$$

Mit Hilfe der Standardabweichungen σ_g bzw. σ_k in den Hauptachsenrichtungen lässt sich eine Ellipse um den Schwerpunkt des Drifter-Ensembles definieren, die die statistischen Eigenschaften der räumlichen Verteilung des Drifter-Ensembles charakterisiert. Sind die Drifterkoordinaten um den Schwerpunkt des Drifter-Ensembles normalverteilt und ist die Anzahl der Drifter groß, befinden sich innerhalb einer Ellipse mit Hauptachsenlängen $\sqrt{2} \cdot \sigma_g$ und $\sqrt{2} \cdot \sigma_k$ 63% der Drifter des Ensembles. Die Fläche dieser Ellipse ist $2\pi \sigma_g \sigma_k$. Als Maß für die horizontale Ausdehnung des Drifter-Ensembles wird, wie sonst für die horizontale Ausdehnung einer Tracerverteilung üblich, die Wolkengröße $\sigma^2 \equiv 2 \sigma_g \sigma_k$ definiert. Der horizontale Dispersionskoeffizient für das Drifter-Ensemble ist gegeben durch die zeitliche Änderung der Wolkegröße:

$$K_{disp} = \frac{1}{4} \frac{\partial \sigma^2}{\partial t} \quad (4)$$

9.3. Messergebnisse der Experimente mit Drifter-Ensembles

Im Folgenden werden die Messergebnisse aus den Experimenten Dobex II-V vorgestellt. Diese Experimente wurden zwischen Februar und März 2009 durchgeführt. Die Wassersäule war ungeschichtet. In den Experimenten wurden 14, 17, 14 und 15 Drifter (Dobex II, III, IV und V) gleichzeitig nah beieinander im offenen Wasser fern der Seeränder in 3 m Wassertiefe eingesetzt. Die Dispersion dieser Drifter-Ensembles wurde in jedem der Experimente über etwa drei Tage beobachtet. Eine Übersicht über die vier Experimente gibt Abb. 43. Eine detaillierte Darstellung der Dispersion des Drifter-Ensembles während des Experiments Dobex II (Abb. 44) demonstriert die Bedeutung der Ellipsen als Maß für die Ausdehnung der Drifter-Ensembles. In Dobex II legt der Schwerpunkt des Drifter-Ensembles innerhalb eines Tages etwas mehr als 1 km zurück. Gleichzeitig breitet sich die Verteilung der Drifter relativ zum Schwerpunkt immer mehr aus. Die Richtung der Hauptachsen ändert sich im Laufe der Zeit, was auf einen Einfluss von Scherströmungen auf die Verteilung der Drifter im Ensemble hindeutet.

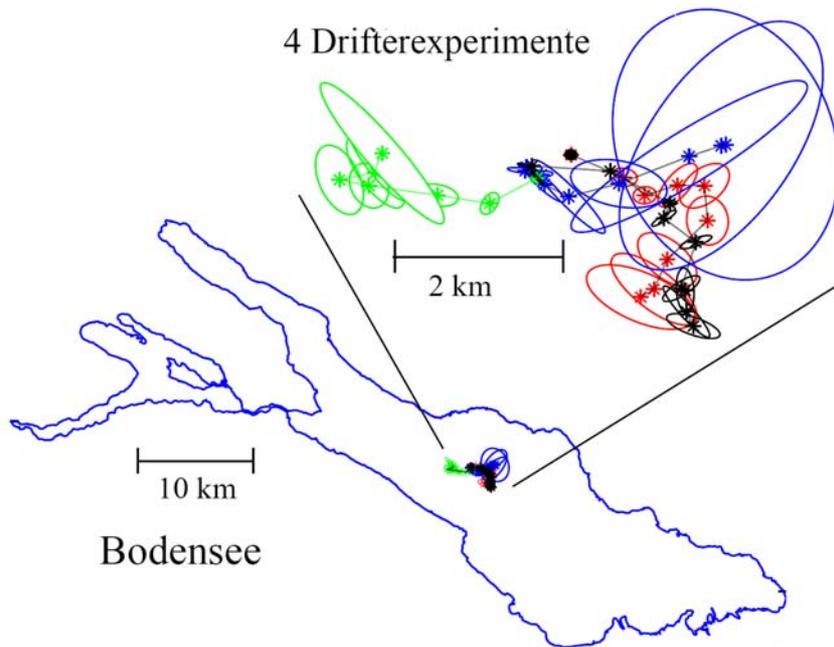


Abbildung 43: Übersicht über die Drifterexperimente Dobex II-V zur Bestimmung der Dispersion von Drifter-Ensemble und horizontaler turbulenter Diffusion. Die Experimente (jeweils eine Farbe) wurden fern der Beckenränder durchgeführt. Die dargestellten Ellipsen geben die Lage und Größe der Drifterverteilung wieder: der Mittelpunkt der Ellipse (Stern) gibt die Position des Schwerpunkts und die Lage der Hauptachsen der Ellipsen die Lage der Hauptachsenrichtungen der Drifterverteilung zum jeweiligen Zeitpunkt wieder. Die Ellipsenachsen sind doppelt so lang wie die Standardabweichung σ_g und σ_k der Drifterverteilung. Nimmt man an, dass die Koordinaten der Drifterpositionen normalverteilt sind, liegen 86% der Drifter innerhalb der Ellipse. Für jedes Experiment wird die Entwicklung der Verteilung des Drifter-Ensembles alle 6 Stunden über zwei Tage gezeigt.

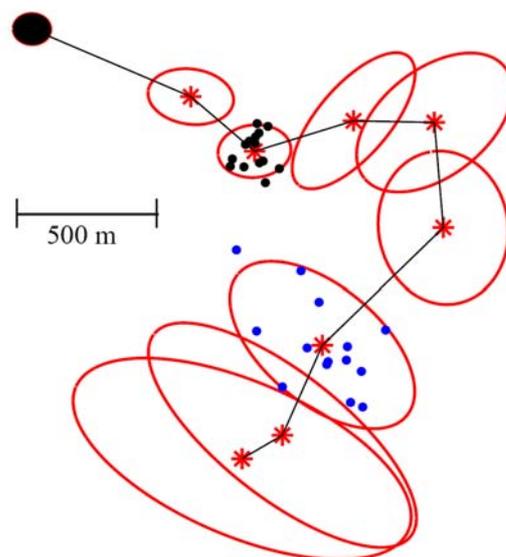


Abbildung 44: Detaildarstellung der Dispersion des Drifter-Ensembles im Experiment Dobex II. Der Mittelpunkt der Ellipsen (roter Stern) gibt die Position des Schwerpunkts, die Lage der Hauptachsen der Ellipsen die Lage der Hauptachsenrichtungen der Drifterverteilung zum jeweiligen Zeitpunkt wieder. Die Ellipsenachsen sind doppelt so lang wie die Standardabweichung σ_g und σ_k der Drifterverteilung. Das schwarze Gebiet ist die Anfangsverteilung nach dem Einsetzen der Drifter, die roten Ellipsen zeigen die Verteilung des Drifter-Ensembles alle 6 Stunden über zwei Tage. Nimmt man an, dass die Koordinaten der Drifterpositionen normalverteilt um den Schwerpunkt sind, sollten 86% der Drifter innerhalb der Ellipse liegen. Die tatsächlichen Positionen der Drifter (schwarze Punkte 12 Stunden bzw. blaue Punkte 36 Stunden nach Beginn des Drifterexperimentes) fallen zum großen Teil in das von den Ellipsen umschlossene Gebiet.

In allen Experimenten nimmt die Wolkengröße mit der Zeit nach dem Ausbringen der Drifter zu (Abb. 45). Bei einem reinen Diffusionsprozess aus einer punktförmigen Startverteilung ohne Einfluss von Rändern müsste die Wolkegröße linear mit der Zeit zunehmen, was in der logarithmischen Darstellung in Abb. 45 einer linearen Zunahme mit Steigung 1 entspricht. In einem Strömungsfeld mit zeitlich und räumlich konstanter Scherung und konstanter turbulenter Diffusion würde die Dispersion durch Scherdiffusion im Laufe der Zeit zu einer Zunahme der Steigung bis maximal Steigung 2 für sehr lange Ausbreitungszeiten führen. Allerdings ergibt sich auch auf Grund der Ausdehnung der Anfangsverteilung eine nichtlineare Kurve in der logarithmischen Darstellung der Wolkengröße als Funktion der Zeit. Die Varianzen in großer und kleiner Hauptachsenrichtung sollten bei konstantem Scherfeld und konstanter Diffusion unterschiedlich schnell wachsen und für lange Zeiten in ein kubisches bzw. lineares Wachstum übergehen. Auf Grund der Anfangsausdehnung der Drifter-Ensembles und der begrenzten Dauer der Experimente ist es allerdings nicht möglich, allein mit Hilfe der zeitlichen Ausdehnung der Wolkengröße und der Varianzen der Hauptachsen die für die Dispersion relevanten Prozessen zu identifizieren.

Die Flächen der Hüllkurven um alle Drifter sind in den Experimenten Dobex II-V um einen konstanten Faktor größer als die Wolkengröße. Im Mittel ist dieser Faktor etwa 3.5 und entspricht damit ungefähr dem Faktor, den man bei 14-17 normalverteilten Zufallsvariablen für den Zusammenhang zwischen Hüllfläche und Varianz erwarten würde. Dies deutet darauf hin, dass die Anlehnung an zweidimensionale Normalverteilungen in der Interpretation der räumlichen Verteilung der Drifter angemessen ist.

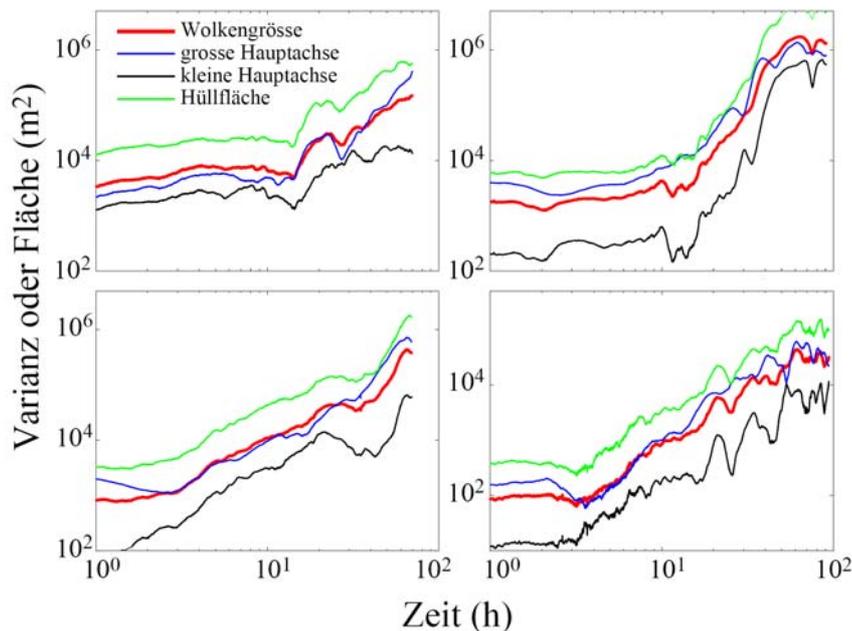


Abbildung 45: Entwicklung der Wolkengröße, der Varianz in Richtung der großen und kleinen Hauptachse und der von der Hüllkurve um die Drifter eingeschlossenen Fläche als Funktion der Zeit. Die 4 Panels zeigen die Ergebnisse für jeweils eines der Experimente Dobex II-V.

Aus der zeitlichen Änderung der Wolkengröße über 2 Stunden wurde der horizontale Dispersionskoeffizient bestimmt. Diese Dispersionskoeffizienten wurden wie in Obubo (1971) als Funktion der für die Dispersion relevanten Längenskala $L = 3 \cdot \sigma$ der Driftverteilung aufgetragen (Abb. 46a). Die Dispersionskoeffizienten aus den verschiedenen Experimenten erstrecken sich über einen Wertebereich von 0.01 bis $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und zeigen eine deutliche Zunahme mit der Längenskala. Dies bedeutet, dass die Dispersion von

Stoffverteilungen größer wird, je größer die Verteilung bereits ist. Eine Zunahme des Dispersionskoeffizienten mit der Längenskala ergibt sich auch für das Scherdiffusionsmodell, da bei ausgedehnten Verteilungen die Unterschiede zwischen den Strömungen an gegenüberliegenden Randzonen der Verteilung in einem konstanten Scherfeld immer größer werden, je größer die Verteilung ist. Allerdings sollte bei konstanter Scherströmung der Dispersionskoeffizient nur linear mit der Längenskala zunehmen. Man muss bei der Interpretation von Abb. 46 allerdings beachten, dass K_{disp} und L keine unabhängigen Größen sind, und daher die Anpassung der Regressionsgeraden zu Inkonsistenzen führen kann (siehe auch Peeters 1994).

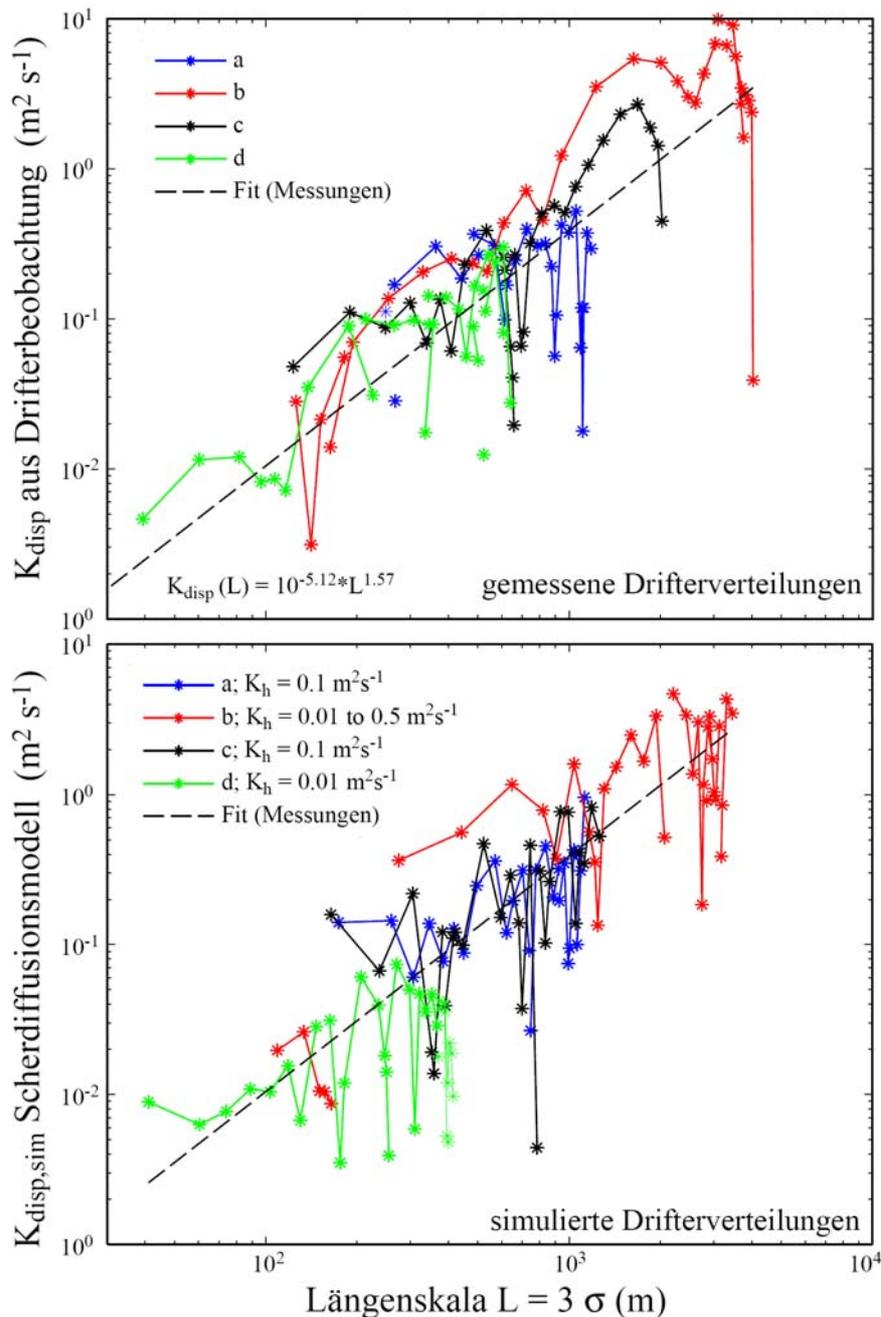


Abbildung 46: Horizontaler Dispersionskoeffizient als Funktion der für das Drifter-Ensemble charakteristischen Längenskala. Der Dispersionskoeffizient wurde (A) aus den beobachteten und (B) aus den simulierten Driftverteilungen berechnet. Die Ergebnisse der Experimente Dobex II-V (a,b,c,d) sind in unterschiedlichen Farben dargestellt. Die Simulationen wurden mit dem datenbasierten Strömungsfeld und vorgegebenem horizontalen Diffusionskoeffizient berechnet. Die gestrichelte Linie zeigt den Fit für die aus den Daten bestimmten K_{disp} als Funktion von L .

9.4. Simulation der Dispersion der Drifter-Ensembles zur Bestimmung der turbulenten horizontalen Diffusion

Mit Hilfe der oben berechneten Dispersionskoeffizienten zwischen 0.01 bis $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ lässt sich die typische Ausbreitung von Stoffverteilungen in Abhängigkeit von der Längenskala der Verteilung abschätzen. Diese Abschätzung beinhaltet den Gesamteffekt von Strömungsfeld und turbulenter Diffusion auf die Ausbreitung der Verteilung. Allerdings sind diese Dispersionskoeffizienten nicht die richtigen Größen zur Beschreibung der Ausbreitung von Stoffverteilungen in Hydrodynamik getriebenen Modellen, da diese Modelle das Strömungsfeld, und damit auch die Auswirkung von Strömungsscherungen, explizit simulieren. Die für Stofftransportmodelle entscheidende Größe ist die horizontale turbulente Diffusion, die sich nicht unmittelbar aus den Daten quantifizieren lässt. Um die horizontale turbulente Diffusion zu bestimmen, wurden daher numerische Simulationen der Drifterexperimente mit unterschiedlichen horizontalen turbulenten Diffusionskoeffizienten durchgeführt. Aus dem Vergleich der simulierten und gemessenen zeitlichen Entwicklung der Ausdehnung der Drifter-Ensembles lässt sich dann die horizontale turbulente Diffusion abschätzen.

Da das Strömungsfeld für die Zeitperiode der Dobex-Drifterexperimente mit ELCOM nicht adäquat simuliert werden konnte (siehe Abschnitt 9.4.3), haben wir ein eigenes datenbasiertes Strömungsfeld generiert und dann zur Bestimmung der horizontalen Diffusivitäten die Drifterbewegungen in diesem Strömungsfeld simuliert

9.4.1. Simulationsmodell für Drifterbewegungen in einem Strömungsfeld mit Turbulenz und Konstruktion eines datengestützten Strömungsfeldes.

Die im Modell ELCOM implementierte Routine zur Berechnung von Drifterbewegungen ist auf den advektiven Transport des Drifters im langfristigen großskaligen Strömungsfeld ausgerichtet und berücksichtigt keine Zufallsbewegungen auf Grund von kleinskaliger Turbulenz. Daher haben wir zunächst eine allgemeine Routine für die Simulation von Driftern in einem Strömungsfeld mit turbulenter Komponente entwickelt. Die Simulation der advektiven Komponente der Drifterbewegung auf Grund des langfristigen großskaligen Strömungsfeldes wird mit Hilfe eines Runge-Kutta Algorithmus in 1 Minuten Zeitschritten berechnet. Dabei wird das Strömungsfeld falls nötig zeitlich und räumlich linear interpoliert. Die zufälligen Bewegungen durch die horizontale Turbulenz, welche durch einen horizontalen turbulenten Diffusionskoeffizienten K_h charakterisiert ist, wird in Analogie zur Brown'schen Bewegung als Wiener-Prozess mit einer normalverteilten Zufallsschrittweite in x und einer unabhängigen normalverteilten Zufallsschrittweite in y Richtung beschrieben und zum advektiven Bewegungsschritt addiert. Die Normalverteilung, aus der die Schrittweiten im Wiener-Prozesses gezogen werden, hat eine durch K_h und durch das Zeitintervall für die Schritte Δt gegebene Varianz: $\sigma_w^2 = 2 \cdot K_h \Delta t$. Falls die Strömungsgeschwindigkeiten null sind liefert die Routine für eine große Zahl Drifter die an der gleichen Stelle eingesetzt wurden eine sich mit der Diffusivität K_h ausbreitende Normalverteilung.

Für die Simulation der Drifterbewegungen in Dobex II- V wird zusätzlich zur horizontalen Diffusivität das großskalige horizontale Strömungsfeld benötigt. Simulationen des Strömungsfeldes mit ELCOM lieferten keine befriedigende Übereinstimmung mit der gemessenen mittleren Bewegung der Drifter-Ensembles (siehe Abschnitt 9.4.3, Abb. 51). Daher haben wir das mittlere Strömungsfeld aus den beobachteten Drifterbewegungen selber konstruiert.

Die mit 5s Auflösung gemessenen Drifterkoordinaten wurden mit einem Tiefpassfilter gefiltert, um hochfrequente Fluktuationen durch die GPS Messung zu eliminieren.

Anschließend wurden die Strömungsgeschwindigkeiten für alle Drifter in 1 Minutenintervallen berechnet. Für jedes 1 Minutenintervall liegen je nach Experiment simultane Geschwindigkeitsmessungen an 14-17 Drifterpositionen vor. Es wurde angenommen, dass das Strömungsfeld mit Komponenten u in x und v in y Richtung vereinfacht als Kombination einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit u_s und v_s und einer linearen Scherung in x und y Richtung beschrieben werden kann:

$$\begin{aligned} u(x,y) &= u_s + a_{u,y} (y - y_s) \\ v(x,y) &= v_s + a_{v,x} (x - x_s) \end{aligned} \quad (5)$$

wobei mit $a_{u,y}$ und $a_{v,x}$ und die Strömungsscherung der entsprechenden Strömungskomponente in x bzw. y Richtung beschrieben wird. Mit Hilfe des in jedem Minutenintervall durch das Drifter-Ensemble charakterisierten Strömungsfeldes wurden die Parameter u_s und v_s durch Mittelung, und die Parameter $a_{u,y}$ und $a_{v,x}$ durch lineare Regression der Komponenten der gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten bestimmt. Der Betrag der Strömungsscherungen ist in jedem der vier Experimente zu Beginn deutlich größer als im weiteren Verlauf der Experimente (Abb. 47). Dies liegt daran, dass sich die Drifter zunächst dicht beieinander befinden und die Unterschiede der Strömungen auf kleinem Raum gemessen wurden. Betrachtet man die Anfangsphase der Dispersionsexperimente von einer größeren Raumskala, ist ein Anteil der zu Beginn der Experimente gemessenen Strömungsscherung Bestandteil des turbulenten Anteils des Strömungsfeldes und repräsentiert daher nicht die Scherung der mittleren Strömung auf großer Raumskala.

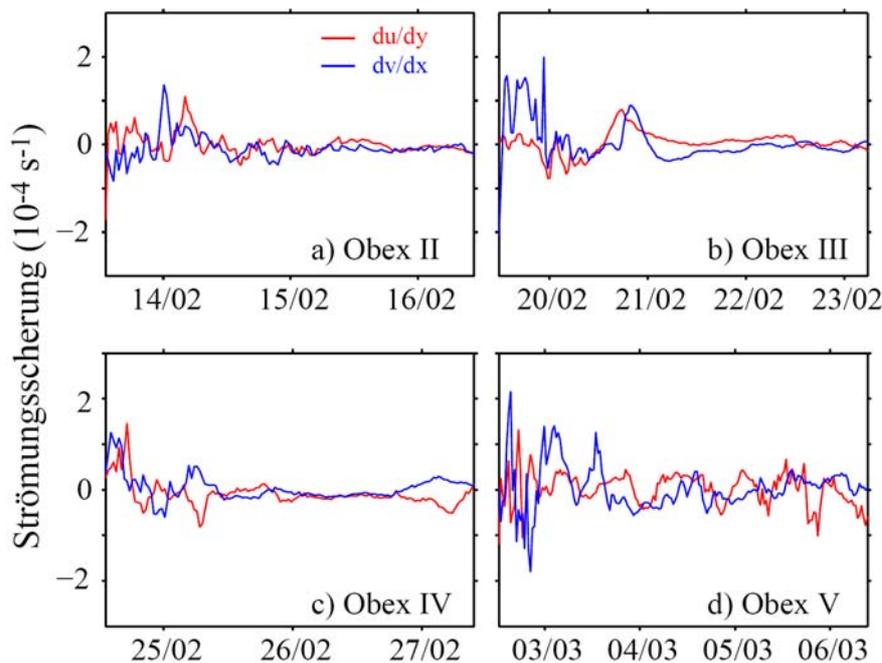


Abbildung 47: Strömungsscherung der mit den Drifter-Ensembles gemessenen Strömungsfelder.

Das aus den gemessenen Driftergeschwindigkeiten konstruierte Strömungsfeld (Gleichung 5) wurde in der Routine zur numerischen Berechnung der Drifterpfade genutzt, um die advective Bewegung der Drifter zu simulieren. In den numerischen Drifterexperimenten wurden die Drifter an den Stellen eingesetzt, an denen auch die tatsächlichen Drifter in den Feldexperimenten ausgebracht wurden. Anschließend wurden die Bewegung der numerischen Drifter mit unterschiedlichen horizontalen Diffusionskoeffizienten K_h simuliert und die Ausbreitung der numerischen Drifter-Ensembles genauso ausgewertet wie die gemessenen

Drifter Ensembles. Zum Vergleich mit den Ergebnissen aus den Driftersimulationen für die datengestützten Strömungsfelder wurde die gesamte Prozedur auch mit den mit ELCOM simulierten Strömungsfeldern durchgeführt.

9.4.2. Ergebnisse der Driftersimulationen mit dem datengestützten Strömungsfeld

Werden die Drifterbewegungen mit dem datengestützten Strömungsfeld und ohne horizontale turbulente Diffusion simuliert, stimmt die Schwerpunktsbewegung der simulierten Drifter-Ensembles mit der beobachteten Schwerpunktsbewegung genau überein (Abb. 48). Dies demonstriert, dass der Algorithmus zur Berechnung der Advektion der Drifter korrekt implementiert ist und das auch die Konstruktion des datengestützten Strömungsfeldes korrekt ist. Ohne horizontale turbulente Diffusion nimmt wie erwartet die Ausdehnung der Drifterverteilungen nicht zu. Hierbei gilt zu beachten, dass das konstruierte großskalige Strömungsfeld keine divergente Komponente, sondern ausschließlich Strömungsscherung und eine mittlere Strömungsgeschwindigkeit berücksichtigt.

Je größer K_h , desto größer wird die Ausdehnung der Drifterverteilungen. Eine gute Übereinstimmung zwischen der simulierten und der gemessenen Entwicklung der Ausdehnung und Lage der Drifterverteilungen ergeben sich für K_h zwischen 0.01 und $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Abb. 48). Horizontale turbulente Diffusivitäten von $K_h > 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ führen in allen Fällen zu einer zu starken Ausbreitung der Drifterverteilungen.

In den Simulationen mit horizontaler Turbulenz kann die simulierte Bewegung des Schwerpunkts der Drifter-Ensembles etwas von der tatsächlichen Schwerpunktsbewegung abweichen (z.B. Abb. 48q). Die Zufallsbewegung auf Grund der turbulenten Komponente kann bei einer einzigen Realisation der Bewegung von insgesamt 14-17 Driftern zu einer Abweichung der mittleren Position des Drifter-Ensembles führen. Wiederholt man die Simulationen mit 100 Driftern an jeder Einsetzposition, also mit Ensembles von 1400-1700 Driftern, weichen simulierte und gemessene Position des Schwerpunkts der Drifterverteilung kaum voneinander ab (siehe Abb. 50). Die künstliche Vergrößerung der Anzahl Drifter pro Ensemble hat nur einen kleinen Einfluss auf die Form der Ellipsen und die Wolkengrößen der Drifterverteilungen.

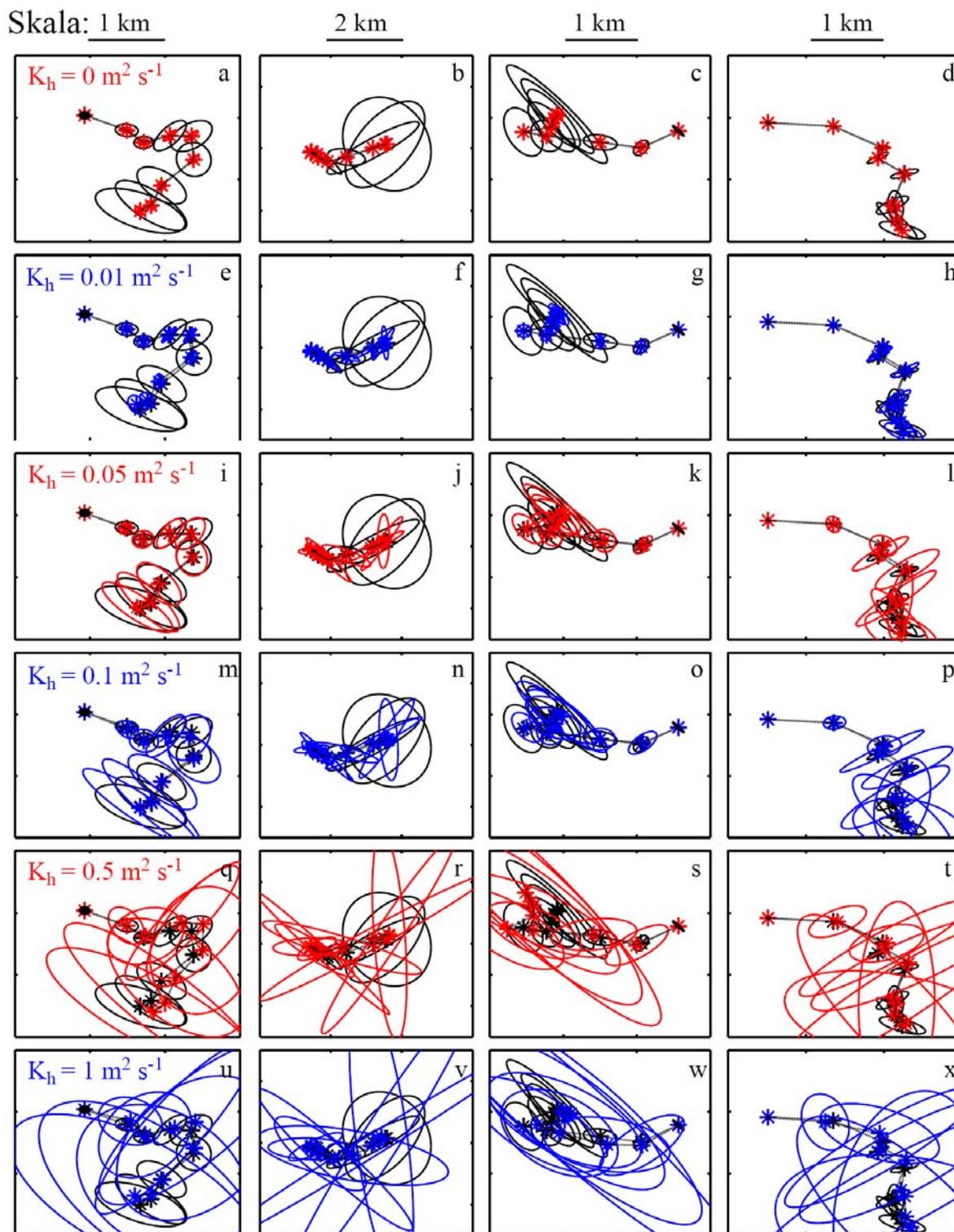


Abbildung 48: Vergleich der gemessenen Ausdehnung der Drifter-Ensembles in Dobex II-V mit den Simulationsergebnissen des Scherdiffusionsmodells für unterschiedlich große horizontale turbulente Diffusionskoeffizienten. Die gemessene Entwicklung der Ausdehnung der Drifter-Ensembles (schwarz) lässt sich im Fall von Dobex II, IV und V gut mit dem Scherdiffusionsmodell und zeitlich konstanten Diffusionskoeffizienten simulieren (farbig). Der graphische Vergleich deutet darauf hin, dass die optimalen horizontalen Diffusionskoeffizienten bei $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für Dobex V (h) und zwischen $0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für Dobex II (i, m) und IV (h, o) liegen. Auch für Dobex III liegt der turbulente Diffusionskoeffizient nicht über $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (r). Für die Definition der Ellipsen siehe Abb. 43.

Zur besseren Quantifizierung der Auswirkung unterschiedlicher horizontaler Diffusivitäten auf die Ausbreitung der Drifterverteilungen ist in Abb. 49 die simulierte Wolkengröße als Funktion der Zeit in Abhängigkeit der horizontalen Diffusivität für die Experimente Dobex II-V dargestellt. Der Vergleich mit den gemessenen Wolkengrößenentwicklungen in den verschiedenen Experimente zeigt, dass K_h typischerweise kleiner als $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ sein muss. Die beste Übereinstimmung der simulierten und gemessenen zeitlichen Entwicklung der Wolkengröße ergibt sich für $K_h = 0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ im Fall von Dobex V, $K_h = 0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ im Fall von Dobex II und IV und liegt zwischen $K_h = 0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für Dobex III. Im Experiment Dobex III lässt sich die Übereinstimmung von Simulation und Daten verbessern, wenn man statt einer konstanten Diffusivität annimmt, dass während des Experiments die Diffusivität von zunächst $K_h = 0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ auf $K_h = 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ zunimmt. Die räumliche Entwicklung der Drifterverteilungen bei den geschätzten optimalen K_h sind für Experimente mit 100 Driftern pro Einsetzstelle in Abb. 50 dargestellt. Im Fall von Dobex III wird die Ausbreitung des Drifterensembles bei konstante K_h mit dem Ergebnis des Mischungsszenarios mit der Zunahme von $K_h = 0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ auf $K_h = 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ verglichen (Abb. 50).

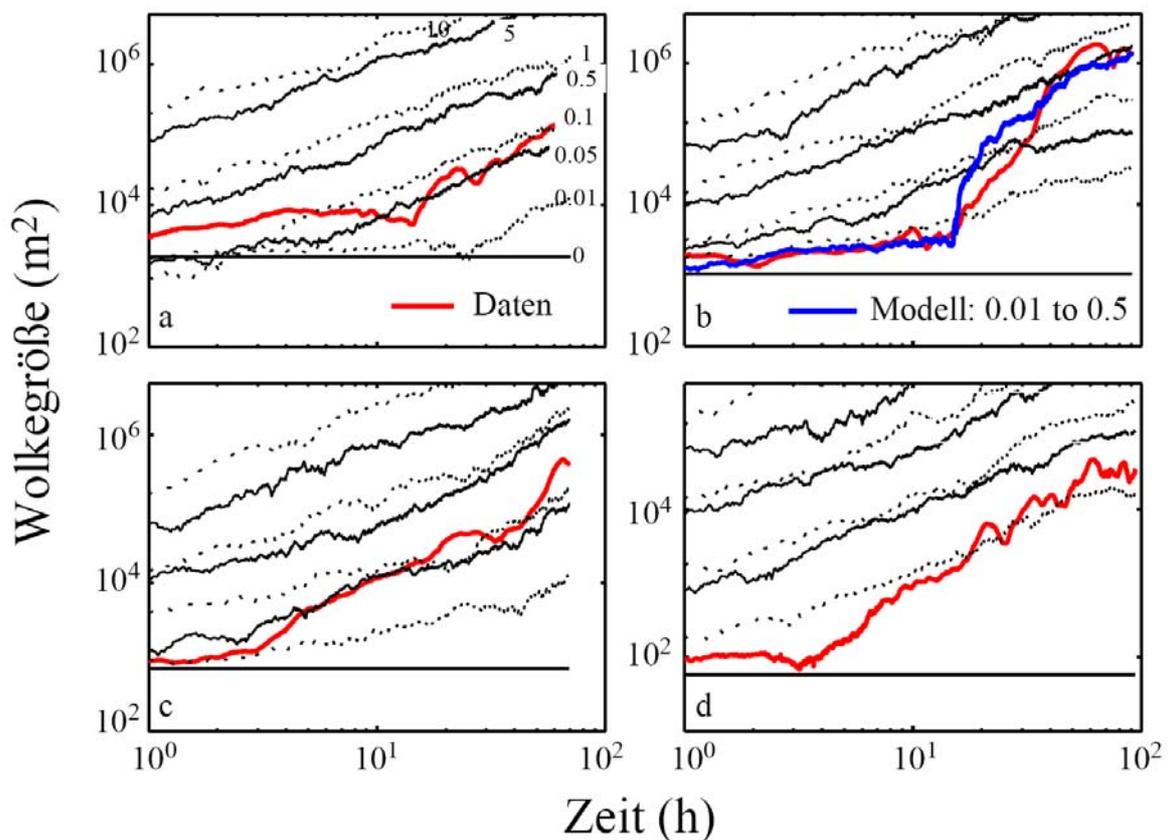


Abbildung 49: Gemessene und simulierte Wolkengröße als Funktion der Zeit. Drifter-Ensembles in Dobex II-V mit den Simulationsergebnissen des Scherdiffusionsmodells für unterschiedlich große horizontale turbulente Diffusionskoeffizienten. Die gemessene Entwicklung der Ausdehnung der Drifter-Ensembles (schwarz) lässt sich im Fall von Dobex II, IV und V relativ gut mit dem Scherdiffusionsmodell und zeitlich konstanten Diffusionskoeffizienten simulieren (farbig). Die Zahlen an den schwarzen Linien in (a) geben angenommene K_h in $[\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$ an. In den Simulationen (b)-(d) repräsentieren die schwarzen Linien die gleichen K_h wie in (a). Der graphische Vergleich deutet darauf hin, dass die optimalen horizontalen Diffusionskoeffizienten bei $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für Dobex V (d) und zwischen $0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für Dobex II (a) und IV (c) liegen. Auch für Dobex III liegt der turbulente Diffusionskoeffizient nicht über $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (b). In blau ist die simulierte Wolkengröße dargestellt, die sich ergibt, wenn K_h nach 15 Stunden von 0.01 auf $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ zunimmt.

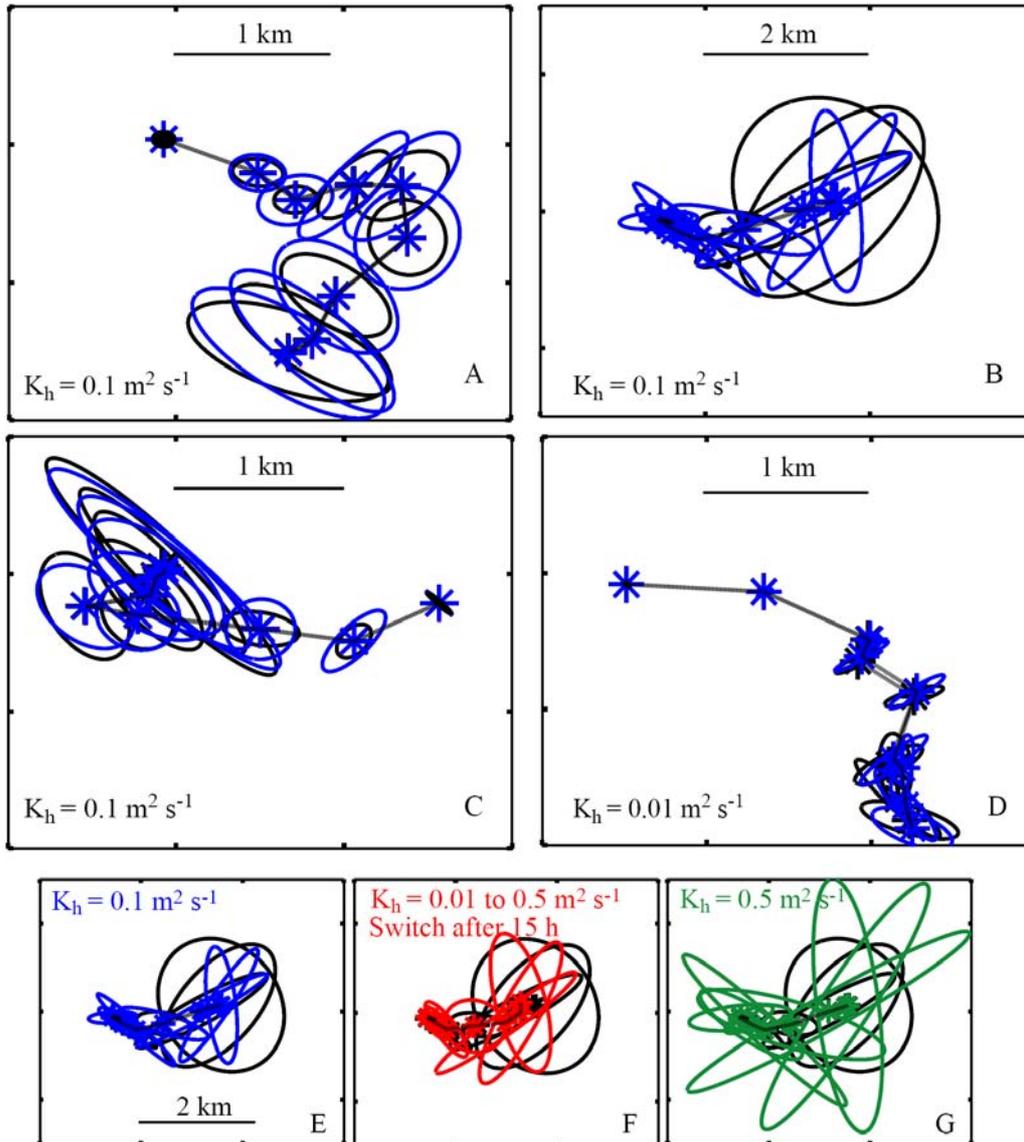


Abbildung 50: Vergleich der gemessenen Ausdehnung der Drifter-Ensembles in Dobex II-V mit den Simulationsergebnissen des Scherdiffusionsmodells für geeignete horizontale turbulente Diffusionskoeffizienten. In den Simulationen wurden an jeder Einsetzstelle eines Drifters 100 numerische Drifter eingesetzt, sodass 1400 bis 1700 Drifter die Eigenschaften der Drifterverteilungen bestimmen. Im Fall von Obex III wurden nicht nur zeitlich konstante horizontale Diffusivitäten berücksichtigt, sondern auch eine Simulation durchgeführt bei der den ersten 15 Stunden $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und anschließend $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ angenommen wurde. Für die Definition der Ellipsen siehe Abb. 43.

Aus der zeitlichen Veränderung der simulierten Wolkengrößen lassen sich Dispersionskoeffizienten $K_{\text{disp,sim}}$ als Funktion der Längenskala berechnen (Abb. 46b). Nicht nur die Größenordnung, sondern auch die Zunahme der simulierten Dispersionskoeffizienten mit der Längenskala stimmt sehr gut mit den entsprechenden empirischen Ergebnissen für die Dispersionskoeffizienten überein. Die Dispersionskoeffizienten sind mehr als eine Größenordnung größer als die horizontalen turbulenten Diffusivitäten. Da Turbulenz als räumlich isotrop und konstant angenommen wurde und das Strömungsfeld als einzige räumliche Komponente lineare Scherung berücksichtigt, kann der große Unterschied in Dispersions- und Diffusionskoeffizient nur durch den kombinierten Effekt von Scherung im Strömungsfeld mit Querdiffusion durch turbulente horizontale Diffusion erklärt werden. Dies legt nahe, dass Scherdiffusion der dominierende Prozess für die gemessene Ausbreitung der

Drifter-Ensembles ist. Der Exponent von 1.5 bei der Zunahme des Dispersionskoeffizienten mit der Längenskala ist allerdings im Widerspruch zum Scherdiffusionsmodell, welches maximal einen Exponenten von 1 zulässt. Im Einzelexperiment Dobex II liegt der Exponent zwar unter 1, aber in den anderen Exponenten darüber. Die Kombination von Einzelexperimenten, die bei unterschiedlichen turbulenten Diffusivitäten durchgeführt wurden, kann zu einer Überschätzung des tatsächlichen Exponenten führen. Auch der weithin akzeptierte Exponent von $4/3$ aus der Zusammenstellung von Experimenten zur horizontalen Mischung im Ozean (Okubo, 1971) ist ein Folge der Kombination verschiedener Experimente, die individuell zum Teil einen deutlich kleineren Exponenten haben (Peeters et al. 1996). Ein weiteres Problem bei der Interpretation der Exponenten ist, dass K_{disp} und die Längenskala in der Regression als unabhängige Größen betrachtet werden, dies in Wirklichkeit aber nicht sind. Falls die turbulente Diffusivität K_h und die Strömungsscherung während eines Experiments zeitlich nicht konstant sind, wie z.B. in der Interpretation des Experiments Dobex III, liegen die Exponenten auch im Scherdiffusionsmodell über 1. Die gute Übereinstimmung in der Entwicklung der räumlichen Verteilung der gemessenen und simulierten Drifter-Ensembles (Abb. 50) bestätigt die Anwendbarkeit des Scherdiffusionsmodells unter der Voraussetzung, dass die zeitlichen Veränderungen in der Strömungsscherung und Diffusivität berücksichtigt werden.

9.4.3. Driftersimulationen mit den mit ELCOM generierten Strömungsfeldern

Für die Simulation des Strömungsfeldes mit ELCOM wurde für die Dobex Experimente das horizontale Gitter im Bereich des zentralen Obersee, in dem die Drifterexperimente durchgeführt wurden, auf 100 m Gitterauflösung in der Horizontalen verfeinert. Die vertikale Gitterauflösung war in den obersten 30 m 1 m. Mit 10 Tagen Vorlaufzeit (Simulationsstart am 1 Februar 2009) wurde das Strömungsfeld in 3 m Wassertiefe in 1 Minutenzeitintervallen simuliert. In dieses Strömungsfeld wurden dann wie in 9.4.2 numerische Drifter eingesetzt.

Im Gegensatz zu den Simulationen mit den datengestützten Strömungsfeld stimmt bei den Driftersimulationen mit dem ELCOM-Strömungsfeld die Schwerpunktsbewegung der simulierten Drifter-Ensembles nicht mit der beobachteten Schwerpunktsbewegung überein (Abb. 51). Wenn die Elcom-Strömungsfelder mit dem MCF-Windfeld simuliert wurden, zeigen die Driftersimulationen eine noch schlechtere Übereinstimmung mit den Daten als bei Verwendung von ELCOM-Strömungsfeldern, die mit dem LIN-Windfeld simuliert wurden. Selbst wenn $K_h = 0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ breiten sich die Drifterverteilungen im Laufe der Zeit aus (Abb. 51). Ohne einen diffusiven Prozess repräsentiert die simulierte Ausbreitung der Drifter-Ensembles keine Dispersion, sondern muss eine Folge von horizontaler Divergenz des Strömungsfeldes sein (siehe Peeters et al., eingereicht, Appendix 4). Wegen Massenerhaltung und Inkompressibilität erfordert eine horizontale Divergenz des mittleren Strömungsfeldes eine mittlere vertikale Strömung, und es ist unklar, wie bei ungeschichteten Verhältnissen in einem See solche längerfristigen Vertikalströmungen entstehen können.

Mit zunehmendem Wert für den horizontalen Diffusionskoeffizienten nimmt die räumliche Ausdehnung der simulierten Drifter-Ensembles zu. Bei gleichem K_h sind bei Driftersimulationen mit dem Elcom-Strömungsfeld die von den Driftern eingenommenen Gebiete größer als bei Simulationen mit dem datengestützten Strömungsfeld. Für $K_h = 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ nehmen die simulierten Drifterverteilungen deutlich größere Gebiete ein als die gemessenen Drifterverteilungen.

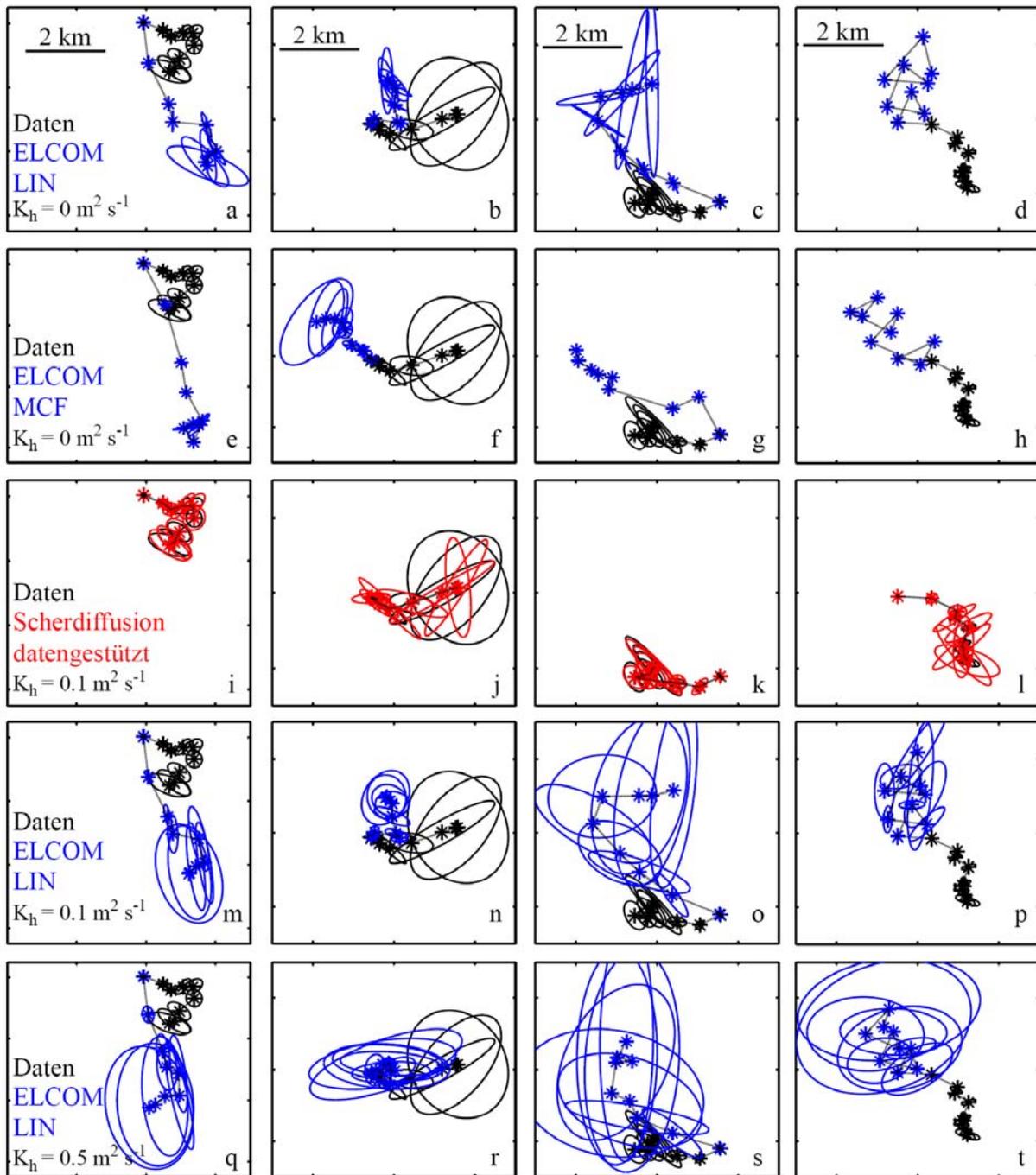


Abbildung 51: Simulationsergebnisse mit Elcom (blau) (für die Entwicklung der Ausdehnung der Drifter-Ensembles im Vergleich mit den Beobachtungen (schwarz)). In den Modellläufen a-h wurde angenommen, dass keine turbulente Diffusion wirkt, sodass die Ausdehnung der Drifter-Ensembles mit der Zeit nur auf die Divergenz des simulierten horizontalen Strömungsfeldes zurückzuführen ist. ELCOM-Simulationen mit dem LIN-Windfeld können die Schwerpunktbewegung des Drifter-Ensembles etwas besser abbilden als Simulationen mit dem MCF-Windfeld, obwohl die Übereinstimmung mit den Daten generell sehr schlecht ist. Für die Definition der Ellipsen siehe Abb. 43. Die Auswirkung der horizontalen turbulenten Diffusivität auf die zeitliche Entwicklung der mit ELCOM und dem LIN-Windfeld simulierten Wolkengrößen ist in m-t dargestellt. Das datengestützte Scherdiffusionsmodell (rot, i-l) liefert eine deutlich bessere Übereinstimmung mit den Daten als die Simulationen, die sich auf das mit ELCOM simulierte Strömungsfeld stützen. In den Simulationen mit ELCOM nimmt die Fläche der Ellipsen mit der Zeit stärker zu als im datengestützten Scherdiffusionsmodell, und damit ist die Dispersion des Drifter-Ensembles stärker. Die auf dem ELCOM-Strömungsfeld basierenden Simulationen bestätigen, dass die horizontalen turbulenten Diffusivitäten kleiner als $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ sind.

9.4.4 Schlussfolgerungen aus den Dispersionsexperimenten Dobex II-V

Zusammenfassend kann man aus den numerischen Experimenten mit dem datengestützten Strömungsfeld schließen, dass die Dispersion der Drifter-Ensembles im Oberflächenwasser bei ungeschichteten Bedingungen durch ein Scherdiffusionsmodell beschrieben werden kann. Die horizontalen turbulenten Diffusivitäten liegen zwischen $K_h = 0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und sind damit in der gleichen Größenordnung wie die aus Tracerstudien für die Thermokline von Seen bestimmten Diffusivitäten (siehe Peeters et al. 1996).

Mit ELCOM lässt sich das Strömungsfeld nur unzureichend simulieren, sodass auch die mittlere Ausbreitung eines Ensembles von Driftern nicht adäquat wiedergegeben werden kann. Das mit ELCOM simulierte Strömungsfeld zeigt in 3 m Wassertiefe ein in der Horizontalen divergentes Strömungsfeld. Dies führt auch ohne horizontale turbulente Mischung zu einer Ausbreitung des Drifter-Ensemble und damit zu einer scheinbaren Dispersion. Die Simulationen mit ELCOM legen nahe, dass der horizontale turbulente Diffusionskoeffizient $K_h < 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Dieser Werte sind allerdings deutlich kleiner als der in BodenseeOnline typischerweise verwendete Wert von $K_h = 2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

10 Zusammenfassung/Summary

Zusammenfassung:

Im Rahmen des Projektes wurde einer der umfassendsten Datensätze zur Zirkulation in Seen erhoben. Zur Bestimmung der advektiven großskaligen Strömungen im Bodensee wurden insgesamt 15 mehrtägige Feldexperimente mit jeweils einer Vielzahl von Driftern bei unterschiedlichen Schichtungsbedingungen durchgeführt. In weiteren 7 Experimenten wurden Gruppen von Driftern eingesetzt, und aus der horizontalen Ausbreitung der Driftergruppe horizontale Dispersion und Diffusion abgeschätzt. Zusätzlich zu den Drifterexperimenten wurden Strömungs- und Temperaturprofile an fixen Punkten mit verankerten Messinstrumenten kontinuierlich mit hoher Zeitauflösung aufgezeichnet.

Verschiedenste Messungen aus diesem umfangreichen Datensatz wurden mit Simulationsergebnissen von zwei unterschiedlichen hydrodynamischen Modellen verglichen. Rechnungen wurden mit ELCOM: Estuary, Lake and Coastal Ocean Model des Centre for Water Research der University of Western Australia (CWR) und mit FLOW3D (DELTA RES, Niederlande) durchgeführt. ELCOM ist Bestandteil des in BodenseeOnline verwendeten Modellpakets, FLOW3D wird am Institut für Seenforschung der LUBW eingesetzt. Als Randbedingungen für die Modelle wurden die von BodenseeOnline bereitgestellten Windfelder (linear interpoliertes Windfeld, LIN, und Mass Consistent Flow, MCF), Meteorologie und Hydrologie verwendet. Da die für die Berechnung dieser Windfelder vorhandenen Daten unzureichend waren, haben wir im Rahmen des Projektes Daten zusätzlicher meteorologischer Stationen verwendet, die von unserem Kooperationspartner KuP (Kobus und Partner) in BodenseeOnline zur Erstellung der Windfelder integriert wurden. Zusätzlich zu den in BodenseeOnline bereitgestellten Windfeldern LIN und MCF haben wir das COSMO-2-Windfeld von MeteoSwiss eingesetzt, welches uns im Rahmen einer Kooperation mit Michael Sprenger (ETH-Zürich), zur Verfügung stand.

Die zentralen Schlussfolgerungen aus unserem Projekt sind:

1. Die Datenplattform BodenseeOnline ist eine hervorragende Basis für Modellanwendungen im Bodensee, ohne die eine Datenzusammenstellung zum Antrieb von Modellen zur Simulation beckenweiter Strömungen praktisch unmöglich ist.
2. Mit dem in BodenseeOnline integrierten Modellsystem (ELCOM mit LIN- oder MCF-Windfeld) lässt sich die grundsätzliche Struktur, Periode und Amplitude beckenweiter interner Wellen gut beschreiben. Bei detaillierter Betrachtung weichen Phasenbeziehung, Strömungsgeschwindigkeiten und Strömungsrichtung von den tatsächlichen Strömungen allerdings ab.
3. Die Trajektorien der einzelnen Drifter können mit dem Modellsystem nicht zuverlässig beschrieben werden. Selbst kurzfristige Prognosen des advektiven Transports von Driftern innerhalb von 6 Stunden stimmen sowohl in Ausbreitungsrichtung und Ausbreitungsgeschwindigkeit nicht sehr gut mit den Daten überein. Daher ist eine zuverlässige Prognose des advektiven Transports von Schadstoffen mit dem in BodenseeOnline integrierten Modellsystem noch nicht möglich.
4. Allerdings kann mit Hilfe der Simulationen das Gebiet, in dem sich eine Schadstoffverteilung nach einigen Stunden aufhalten kann, eingeschränkt werden. Besonders bei großen Strömungsgeschwindigkeiten liefern die Simulationsergebnisse eine deutlich stärkere Eingrenzung des Gebiets, als dies mit einer Abschätzung die nur den Betrag der Geschwindigkeiten berücksichtigt, möglich wäre.
5. Im zentralen Obersee erhält man mit dem COSMO-2-Windfeld die beste Übereinstimmung von Simulationsergebnissen mit den Daten, d.h. die kleinsten Vorhersagegebiete bei advektivem Transport. Für die interne Wellenbewegung im

Überlingersees liefern Simulationen mit dem LIN- und dem MCF-Windfeld bessere Ergebnisse als Simulationen mit COSMO-2.

6. Die Dispersion von Drifterclustern kann gut mit Scherdiffusion beschrieben werden, wobei unter ungeschichteten Bedingungen der horizontale turbulente Diffusionskoeffizient in der Größenordnung zwischen $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ liegt und damit deutlich kleiner ist, als der in der Standardsimulation von BodenseeOnline angenommene Wert von $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Außerdem scheint die numerische Diffusion in Elcom deutlich über einer Diffusivität von $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ zu liegen, sodass die horizontale Dispersion, und damit auch die Verdünnung von Schadstoffkonzentrationen, in ELCOM-Simulationen überschätzt wird.
7. Modellergebnisse von FLOW3D für die Strömungsfelder unterscheiden sich zum Teil deutlich von den Modellergebnissen mit ELCOM, selbst wenn beide Modelle mit dem gleichen Windfeld angetrieben werden. Dies deutet darauf hin, dass nicht nur die Ungenauigkeit der Windfelder für die unzureichende Übereinstimmung der simulierten mit den gemessenen Drifterpfaden verantwortlich sind, sondern dass auch bei den hydrodynamischen Modellen erhebliche Unterschiede in der Auswirkung des Antriebs auf die simulierte Advektion besteht.
8. Das Strömungsfeld in den obersten 5 m ist sehr variabel und Wind- und Schichtungsabhängig. Das von Wasmund (1928) publizierte typische Zirkulationsmuster im Obersee tritt vor allem im Herbst bei dicker durchmischter Oberflächenschicht und NNW-Winden auf. Unter ungeschichteten Verhältnissen im Winter, bei dünner Oberflächenschicht im Sommer und je nach Windrichtung, können die Strömungsmuster aber auch deutlich anders aussehen, sodass bei der Prognose von Schadstoffausbreitungen nicht zuverlässig auf typische Zirkulationsmuster zurückgegriffen werden kann.

Fazit: Eine detaillierte Prognose des advektiven Schadstofftransports nach Unfällen ist zur Zeit nicht zuverlässig möglich, da a) das Strömungsfeld zu variabel ist, um von typischen Zirkulationsmustern ausgehen zu können und b) die zur Verfügung stehenden Modellsysteme noch nicht in der Lage sind, die Strömungen ausreichend gut im Detail zu simulieren. Allerdings lässt sich das Vorhersagegebiet für Schadstoffe mit den Modellen deutlich besser einschränken als durch eine reine Schätzung aus den typischen Strömungsgeschwindigkeiten. Die Modelle können außerdem großskalige Phänomene wie die internen Wellen recht gut abbilden, sodass Aussagen zur Amplitude und Phase der beckenweiten Seiche (Kelvinwelle) gemacht werden können. Letzteres kann vor allem im Überlingersee eine Abschätzung der durch die Kelvinwelle verursachten advektiven Transporte über zwei Tage unterstützen.

Die besten Ergebnisse für die Vorhersagegebiete haben wir mit dem COSMO-2 Windfeld erhalten, obwohl dessen zugrundeliegende Auflösung nur 2 km betrug. Da die COSMO-Windfelder weiter entwickelt werden und auch zur Prognose von Windfeldern zur Verfügung stehen, wäre daher eine Einbindung von COSMO-Windfeldern in das BodenseeOnline Modellsystems wünschenswert. Außerdem könnte durch Einbindung weiterer vorhandener Windstationen in das BodenseeOnline Datensystem eine modifizierte Interpolation und eine bessere Implementierung der Stationskoordinaten das LIN-Windfeld verbessert werden.

Die Ergebnisse unserer Studien legen nahe, dass Krisenmanagement nach Unfällen mit Schadstoffen im Bodensee durch Simulationen mit dem in BodenseeOnline integrierten Modellsystem zu unterstützen und gleichzeitig die aktuelle Ausbreitungssituation des Schadstoffes durch Einsatz von Driftern im Bereich der Schadstofffahne zu überwachen. Die Information aus den Driftermessungen kann genutzt werden, um das Modell regelmäßig mit der aktuellen Position des Schadstoffs zu reinitialisieren (Assimilation der Schadstoffposition für die Drifterpfadberechnung). Auf diese Weise könnten die für die Prognose erforderlichen Simulationen auf kurze Zeitintervalle beschränkt werden und das Vorhersagegebiet für die Schadstoffposition am Ende des Prognosezeitintervalls klein gehalten werden.

Summary

Within this project we collected one of the most detailed data sets on circulation patterns in lakes. For the investigation of advective transport under different stratification, numerous drifters were deployed in 15 separate field experiments each lasting several days. In 7 additional experiments clusters of drifter were deployed to estimate horizontal dispersion and horizontal turbulent diffusion coefficients from the spread of the drifter clusters with time. In addition to the drifter deployments, time series of current and temperature profiles were measured at different locations in the lake using moored ADCPs (Acoustic Doppler Current Profiler) and thermistor chains.

The observations compiled in this comprehensive data set were compared with results from numerical simulations with two different 3-D hydrodynamic models: ELCOM: Estuary, Lake and Coastal Ocean Model des Centre for Water Research der University of Western Australia (CWR) and FLOW3D (DELTARES, Netherlands). ELCOM, which is part of the suite of models incorporated into BodenseeOnline, was employed at the Limnological Institute in Konstanz, whereas FLOW3D was operated at the Institut für Seenforschung in Langenargen. The models were forced with the boundary conditions provided by BodenseeOnline, i.e. meteorology, hydrology and two different wind fields (a wind field constructed by linear interpolation of wind observations at several shore stations, LIN, and a mass consistent flow wind field, MCF). Because at the start of the project the data base for the generation of the wind fields turned out to be rather limited, we have used additional meteorological stations in this project for the generation of the wind field that have now been included into BodenseeOnline by our cooperation partner KuP (Kobus and Partner). In addition to the wind fields LIN and MCF we have also employed the COSMO-2 wind field of MeteoSwiss, which was made available to us by Michael Sprenger (ETH-Zürich).

The main conclusions from our investigations can be summarized as follows:

1. The data platform BodenseeOnline provides an excellent basis for model applications in Lake Constance. Without this easily accessible compilation of background and forcing data, modelling of basin scale processes in Lake Constance would be a very time-consuming task.
2. The model system integrated into BodenseeOnline (ELCOM with LIN and MCF wind fields) enables simulations that reasonably well describe the general structure, period and amplitude of basin scale internal waves. The details of the phase relationship, current speed and current direction however deviate substantially between simulations and observations.
3. The trajectories of the individual drifters simulated with the model system of BodenseeOnline deviated substantially from the observed drifter tracks. Even in short-term simulations over 6 hour time periods, direction and speed of propagation of the drifters did not agree well with the data. Hence, a reliable prediction of the advective transport of contaminants is currently not possible with the model system integrated in BodenseeOnline.
4. Nevertheless, the simulations can provide a restriction of the prediction region in which a drifter or a contaminant is expected to be within a few hours. Especially if the current speeds are large the area of this region is significantly smaller than the area estimated from the current speed alone.
5. In central Obersee, the agreement between ELCOM simulations and data was better with the COSMO-2 wind field than with the LIN and MCF wind fields, as is indicated by the good agreement between simulated and measured internal wave field and the fact that the

areas of the prediction regions were smallest in simulations driven with the COSMO-2 wind field. ELCOM simulations with the LIN and MCF wind fields however provided a better description of the internal wave motions in Lake Überlingen than simulations with the COSMO-2 wind field.

6. Dispersion of drifter clusters could be well described by a shear-diffusion model. Under unstratified conditions horizontal turbulent diffusion coefficients range between $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and thus are significantly smaller than $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, the value typically assumed in BodenseeOnline. Further, numerical diffusion in ELCOM seems to be as large as turbulent diffusion with a diffusivity of $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Hence, horizontal dispersion and thus dilution of dissolved contaminants is most likely overestimated in standard BodenseeOnline simulations with ELCOM.
7. Modelled flow fields with FLOW3D deviate substantially from the flow fields simulated with ELCOM, even if both models are driven by the same wind field. This suggests that not only the imprecise wind fields are responsible for the poor agreement between simulated and measured drifter tracks but also limitations of the hydrodynamic models, that show substantial differences in their response to forcing.
8. The flow field in the top 5 m is very variable and highly sensitive to wind forcing and stratification. The typical gyre system in Obersee published by Wasmund (1928) may occur in fall when the surface mixed layer is thick and winds come from NNW. However, at different wind directions in fall, at unstratified conditions in winter and during summer when the surface mixed layer is thin, the flow pattern may differ substantially from the typical flow field of Wasmund (1928). Hence, the prediction of transport of dissolved contaminants cannot be reliably based on typical circulation patterns in Lake Constance but must consider the actual wind fields and stratification.

Conclusion: A reliable and detailed prognosis of advective transport after accidents with contaminants is currently not possible in Lake Constance because a) the flow field is too variable to allow utilization of empirically measured typical flow field patterns and b) the model systems available are not yet able to adequately predict the flow field with sufficient detail. However, the model system allows a more restrictive limitation of the prediction region in which a contaminant is expected to occur than a simple estimate based on the current speed alone. Further, the models reasonably well describe large scale phenomena such as basin scale internal wave motions and allow an adequate prediction of amplitude and period of the basin scale seiche (Kelvin wave). Especially in Lake Überlingen the latter enables estimation of the large-scale transport over about two days induced by the Kelvin wave.

Best results for the limitation of the prediction areas were obtained with the COSMO-2 wind field although the resolution of the underlying wind model was only 2 km. Since the COSMO wind fields are developed further and also include the option of prognoses of future winds, we recommend to include the COSMO wind fields in BodenseeOnline. Incorporation of additional wind stations in BodenseeOnline, a modified interpolation scheme and a correct implementation of the coordinates of the wind stations may substantially improve the LIN wind field.

The results of our investigations suggest that the crisis management after accidents with dissolved contaminants can profit from numerical simulations with the model system included in BodenseeOnline if the location of the contaminant is simultaneously monitored by drifters deployed in the vicinity of the contaminant. The information provided by the drifters could be utilized to update the model by the correct position of the contaminant (data assimilation technique). The prognosis of the propagation of the contaminant would then only require simulations over comparatively short time intervals for which the area of the prediction interval at the end of the simulation period is comparatively small.

11 Literatur

DELTARES (2010) – Delft3D-FLOW Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, *User Manual, Version 3.14, DELTA*RES

Hodges, B. and C. Dallimore (2006) – Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM. *Science Manual, v2.2, CWR Technical Report.*

Hutter, K., Y. Wang and I. Chubarenko (2010) – Physics of Lakes, Volume 1: Foundation of the Mathematical and Physical Background. Springer Berlin, Heidelberg New York, ISBN: 978-3-642-15177-4 434 p.

Hutter, K., Y. Wang and I. Chubarenko (2011) – Physics of Lakes, Volume 2: Lakes as Oscillators. Springer Berlin Heidelberg New York, ISBN: 978-3-642-19111-4, 650 p.

Imboden, D.M., and A. Wüest (1995) – Mixing Mechanisms in Lakes, *in* Physics and Chemistry of Lakes, D.M. Imboden, A. Lerman, and J.R. Gat, Editors, Springer-Verlag, Berlin.

Miller, R.N. (2007) - Numerical Modeling of Ocean Circulation, Cambridge University Press, ISBN: 0-521-78182-5

Okely, P., J. Imberger, and K. Shimizu. (2010a) – Particle dispersal due to interplay of motions in the surface layer of a small reservoir. *Limnol. Oceanogr.* 55: 589-603.

Okely, P., J. Imberger, and J. P. Antenucci. (2010b) – Processes affecting horizontal mixing and dispersion in Winam Gulf, Lake Victoria. *Limnol. Oceanogr.* 55: 1865-1880, doi:10.4319/lo.2010.55.5.1865.

Okubo, A. (1971) – Oceanic diffusion diagrams. *Deep-Sea Res.*, 18, 789-802.

Peeters, F. (1994) – Horizontale Mischung in Seen. Ph.D. dissertation, 147 pp., Eidgenössische Tech. Hochsch., Zürich.

Peeters, F., H. Hofmann and M. Junk. (Submitted to Limnol. Oceanogr.) – Comment to: “Particle dispersal due to interplay of motions in the surface layer of a small reservoir” by Okely, P., J. Imberger, and K. Shimizu (*Limnol. Oceanogr.* 55: 589–603, 2010) and to “Processes affecting horizontal mixing and dispersion in Winam Gulf, Lake Victoria” by Okely, P., J. Imberger, and J. P. Antenucci (*Limnol. Oceanogr.* 55: 1865–1880, 2010).

Peeters, F., A. Wüest, G. Piepke, and D. M. Imboden (1996) – Horizontal mixing in lakes. *J. Geophys. Res.* 101: 18361-18375.

Scheuermann, W., Schmidt, F. und C. Krass (2008) – Modellierung des Windfeldes als Antriebskraft für die interne Strömung im Bodensee. *WasserWirtschaft, 10-2008, pp. 22 – 25.*

Stocker, R. and J. Imberger (2003) – Horizontal transport and dispersion in the surface layer of a medium-sized lake *Limnol. Oceanogr.*, 48: 971–982.

Vallis, G.K. (2006) - "Atmospheric and Ocean Fluid Dynamics", Cambridge University Press, ISBN : 978-0521-84969-2

Wasmund, E. (1928) – Die Strömungen im Bodensee verglichen mit bisher in Binnenseen bekannten Strömungen. *Int. Revue ges. Hydrobiol. Hydrogr.* 19, pp. 21 – 155.

Zenger, A., W. Anker, J. Imberger, and K. O. Münnich (1990) - Die Untersuchung der Windverhältnisse im westlichen Teil des Bodensees und die Umrechnung von Landwinden auf Seebedingungen. *Meteorol. Rdsch.* 42: 42-51.

12 Dank

Wir möchten uns für die Unterstützung des Projekts durch zahlreiche Personen bedanken: Bei Joachim Bartsch für die Durchführung der Feldexperimente und die Simulationen mit Elcom von Obex III, bei Joseph Halder und Beatrix Rosenberg für den Einsatz bei den Feldexperimenten, bei Martina Preusse für die Daten aus den Verankerungen, bei Christian Seibt für die Interpolation des COSMO-2 Windfelds auf das Modellgitter, bei Hilmar Hofmann und Georg Heine für die Unterstützung bei der Weiterentwicklung der Drifter, bei Magdalena Eder für die Erstellung des numerischen Gitters mit den dazugehörigen Windfeldern in den DOBEX Simulationen, bei Ulrich Lang und Stefan Mirbach für die Unterstützung bei der Implementierung von ELCOM und die Beiträge zur Datenanalyse, zur Sensitivitätsanalyse und zum Modell-Datenvergleich, bei Michael Sprenger (Institut für Atmosphäre und Klima, ETH-Zürich) und MeteoSwiss für die Bereitstellung von COSMO-2, bei Bernd Wahl für die Unterstützung bei der Auswertung von FLOW3D-Modellläufen und die Entwicklung von MATLAB-Auswerteroutinen und bei den Besatzungen und technischen Mitarbeitern der „Bornhöft“ und der „Komoran“ für die Unterstützung bei den Drifterexperimenten und die seemännische Betreuung der Ausfahrten.

APPENDIX 1

Validierung des LIN-Windfelds

Bericht von S Mirbach und U. Lang



INGENIEURGESELLSCHAFT PROF. KOBUS UND PARTNER GMBH

Wilhelmstr. 11
70182 Stuttgart
Germany
Telefon +49 (0)711 / 237 1936-00
Telefax +49 (0)711 / 237 1936-01

17.06.2010

BodenseeOnline:

Untersuchung der linear interpolierten Windverteilung auf dem Bodensee

Bearbeitung: Stefan Mirbach
Ulrich Lang

Inhaltsverzeichnis

1.)	Einleitung.....	6
2.)	Vergleich der gemessenen und berechneten Winddaten	7
3.)	Berechnung des Windfelds mit variablen Multiplikationsfaktoren	11
3.1.)	Gesamtdaten.....	12
3.2.)	Stationsdaten	14
4.)	Zusammenfassung und Diskussion.....	31

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1. Seemessstationen der Messkampagne im Herbst 2001	7
Abbildung 2.2. Windmessstationen an Land	8
Abbildung 2.3. Unterschied zwischen den berechneten Windgeschwindigkeiten bei zwei verschiedenen, statischen Multiplikationsfaktoren; tvMF bezeichnet den theoretischen variablen Multiplikationsfaktor, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	10
Abbildung 3.1. Beispiel eines vMF mit einer unteren Windgeschwindigkeit von 4 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1 und einer oberen Windgeschwindigkeit von 12 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1.4.....	11
Abbildung 3.2. vMF mit einer unteren Windgeschwindigkeit von 0 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,079 und einer oberen Windgeschwindigkeit von 4,3 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,342.	12
Abbildung 3.3. Unterschied zwischen den mit einem statischen Multiplikationsfaktor von 1,3 und einem vMF mit Parameter laut Tabelle 3.1 berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	13
Abbildung 3.4. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.2) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.....	14
Abbildung 3.5. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S1 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	15
Abbildung 3.6. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.3) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S1; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.....	16
Abbildung 3.7. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S2 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	17
Abbildung 3.8. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.4) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S2; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.....	18
Abbildung 3.9. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S3 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	19
Abbildung 3.10. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.5) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S3; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die	

berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	20
Abbildung 3.11. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S5 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	21
Abbildung 3.12. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.6) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S5; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	22
Abbildung 3.13. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S6 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	23
Abbildung 3.14. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.7) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S6; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	24
Abbildung 3.15. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S7 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	25
Abbildung 3.16. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.8) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S7; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	26
Abbildung 3.17. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S9 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	27
Abbildung 3.18. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.9) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S9; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	28
Abbildung 3.19. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S10 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.	29
Abbildung 3.20. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.10) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S10; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	30

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.2. Aufteilung der gemessenen Winddaten aller Seestationen in Klassen. Die Klassenbreite ist in der zweiten Spalte angegeben, die dritte Spalte enthält die Anzahl der Messwerte pro Klasse. Die vierte und fünfte Spalte geben den Mittelwert der gemessenen Windgeschwindigkeiten dieser Klasse bzw. den Mittelwert der zeitlich dazugehörigen, mit einem Multiplikationsfaktor von 1 berechneten Daten an. In der sechsten Zeile ist der prozentuale Anteil der Standardabweichung der berechneten Werte vom Mittelwert der berechneten Werten angegeben. Die letzte Zeile gibt den theoretischen variablen Multiplikationsfaktor (tvMF) an, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.	9
Tabelle 3.1. Parameter für die Verteilung eines vMF; in der ersten Spalte steht die untere bzw. obere Windgeschwindigkeit mit dem dazugehörigen Multiplikationsfaktor in derselben Zeile.	12
Tabelle 3.2. Parameter für verschiedene vMF, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	13
Tabelle 3.3. Parameter für verschiedene vMF für Station S1, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	16
Tabelle 3.4. Parameter für verschiedene vMF an Station S2, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	17
Tabelle 3.5. Parameter für verschiedene vMF an Station S3, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	19
Tabelle 3.6. Parameter für verschiedene vMF an Station S5, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	21
Tabelle 3.7. Parameter für verschiedene vMF an Station S6, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	23
Tabelle 3.8. Parameter für verschiedene vMF an Station S7, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	25
Tabelle 3.9. Parameter für verschiedene vMF an Station S9, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	27
Tabelle 3.10. Parameter für verschiedene vMF an Station S10, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.	29

1.) Einleitung

Als eine der Hauptantriebskräfte für seeweite, hydrodynamische Prozesse im Bodensee gilt der Wind. Zur Modellierung der Hydrodynamik, der Wasserqualität und des Transports von Schadstoffen im und auf dem See ist eine exakte Erfassung des heterogenen Windfelds auf dem See ausschlaggebend. Da allerdings Winddaten nur von Messstationen an Land und nicht auf dem See vorliegen, muss durch eine Interpolation das Windfeld auf dem See erzeugt werden. Im einfachsten Fall erfolgt eine lineare Interpolation des Windfelds auf dem See anhand der Messdaten der Landstationen. Dabei kann momentan bei der Erstellung des Windfelds ein statischer Faktor angegeben werden, mit dem die Messdaten multipliziert werden und der es innerhalb gewisser Grenzen erlaubt, auf das Ergebnis Einfluss zu nehmen. Dieses Windfeld dient als Input für die Modellierung der Hydrodynamik im See mit dem numerischen Modell ELCOM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model*, entwickelt von der *University of Western Australia*).

Im Jahre 2001 wurde auf dem See eine Messkampagne durchgeführt, dabei wurden auf acht auf dem See verteilten Messstationen unter anderem die Windgeschwindigkeiten und -richtungen gemessen. Diese Messdaten ermöglichen einen Vergleich mit den durch lineare Interpolation der Landstationen berechneten Winddaten und somit eine Verifizierung und Kalibrierung des Windmodells.

Im Folgenden werden zunächst gemessene und mit verschiedenen Multiplikationsfaktoren berechnete Windfelder verglichen. Es wird untersucht, ob durch einen je nach Windgeschwindigkeit variablen Multiplikationsfaktor bessere Ergebnisse und eine genauere Kalibrierung des Modells erzielt werden kann. Dabei werden neben den Gesamtdaten aller Stationen auch die Ergebnisse an den einzelnen Stationen untersucht, was Rückschlüsse auf räumliche Heterogenitäten liefert. Dieser Bericht beinhaltet Vorschläge auf Basis des durchgeführten Vergleichs zu Multiplikationsfaktoren, die zum Erstellen des Windfelds mittels linearer Interpolation der Winddaten der Landstationen herangezogen werden können.

2.) Vergleich der gemessenen und berechneten Winddaten

Im Rahmen der Messkampagne im Herbst 2001 wurden an acht Stellen im Bodensee-Obersee Messstationen verankert, die zwischen dem 11. Oktober 2001 und dem 17. November 2001 betrieben wurden (Abbildung 2.1). Die an diesen Stellen gemessenen Winddaten werden mit den durch lineare Interpolation berechneten Winddaten verglichen. Zu beachten ist, dass die Winddaten auf dem See in 2,4 m Höhe gemessen wurden, die Landstationen aber auf 10 m Höhe messen. Deswegen wurden die gemessenen Daten zuerst umgerechnet mit (Appt, 2003)

$$U_{w10} = \frac{\ln\left(\frac{10m}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{2,4m}{z_0}\right)} U_{w2,4}$$

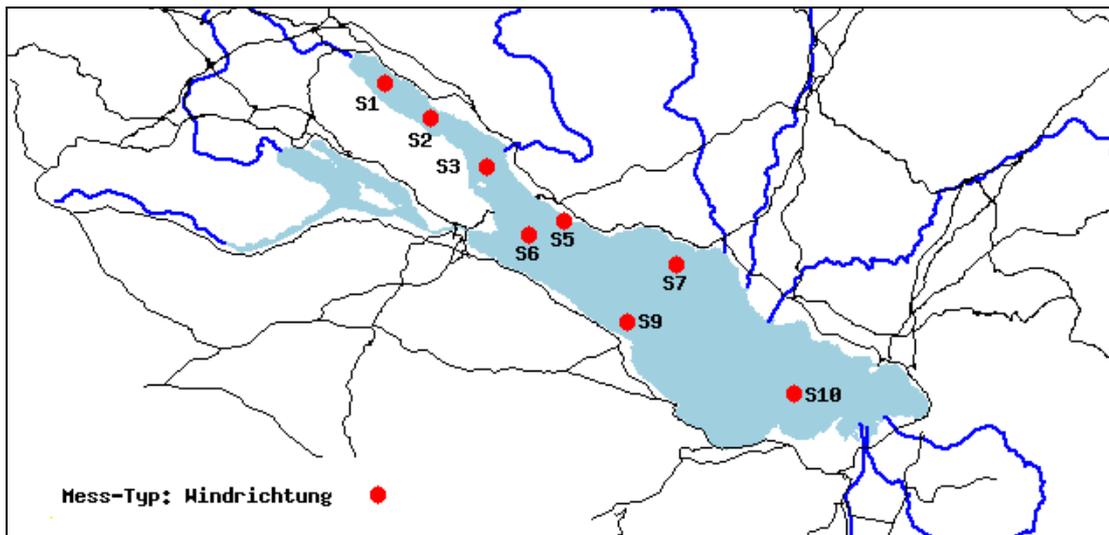


Abbildung 2.1. Seemesstationen der Messkampagne im Herbst 2001

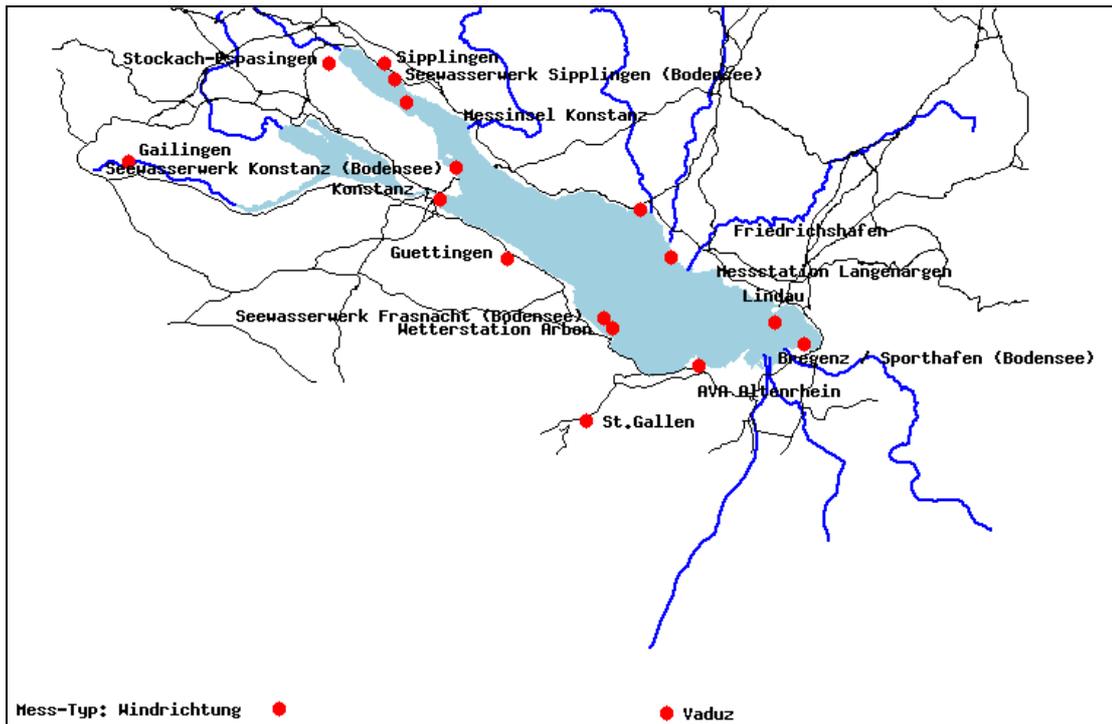


Abbildung 2.2. Windmessstationen an Land

Als Berechnungsgrundlage für die Interpolation des Windfelds dienen die Windmessungen an den Landstationen rund um den See (Abbildung 2.2). Als Multiplikationsfaktor wurde 1 gewählt. Um die Daten vergleichbar zu machen, wurden die gemessenen Windgeschwindigkeiten in Klassen aufgeteilt, von 0 – 10 m/s beträgt die Klassenbreite 0,5 m/s, ab 10 m/s beträgt die Klassenbreite 1 m/s. Dabei wurden die Messdaten aller Seestationen berücksichtigt. In Tabelle 2.2 sind die Klassen dargestellt. Jedem gemessenen Wert ist der zum selben Zeitpunkt berechnete Wert zugeordnet, der somit zur selben Klasse gehört. Die Mittelwerte sind in der Tabelle dargestellt. Es wird ein Faktor berechnet, mit dem der berechnete Mittelwert einer Klasse multipliziert werden muss, um auf den gemessenen Mittelwert dieser Klasse zu gelangen. Dieser Faktor wird im Weiteren theoretischer variabler Multiplikationsfaktor (tvMF) genannt. In Abbildung 2.3 ist der Verlauf des tvMF über die Mittelwerte aus den gemessenen Winddaten bei einem verwendeten statischen Multiplikationsfaktor von 1 und 1,3 aufgetragen. Es zeigt sich, dass die berechneten Winddaten im ersten Fall den Wind stark unterschätzen. Standardmäßig wird dieser Faktor bei der Interpolation des Windfelds Tabelle 2.1 mit 1,3 angesetzt. So wird ein deutlich besseres Ergebnis erzielt. In beiden Fällen ist eine starke Überschätzung des Windes bei geringen Windgeschwindigkeiten zu beobachten. Ein Grund hierfür sind Messungenauigkeiten. Sehr niedrige Windgeschwindigkeiten lassen sich mit den auf den Seestationen verwendeten Messflügeln nur schlecht detektieren und die Windgeschwindigkeiten wurden mit einer Genauigkeit von nur 0,7 m/s aufgezeichnet. Somit sind alle Werte unter 1 m/s als sehr unsicher einzuschätzen (Beck, 2005).

Tabelle 2.2. Aufteilung der gemessenen Winddaten aller Seestationen in Klassen. Die Klassenbreite ist in der zweiten Spalte angegeben, die dritte Spalte enthält die Anzahl der Messwerte pro Klasse. Die vierte und fünfte Spalte geben den Mittelwert der gemessenen Windgeschwindigkeiten dieser Klasse bzw. den Mittelwert der zeitlich dazugehörigen, mit einem Multiplikationsfaktor von 1 berechneten Daten an. In der sechsten Zeile ist der prozentuale Anteil der Standardabweichung der berechneten Werte vom Mittelwert der berechneten Werten angegeben. Die letzte Zeile gibt den theoretischen variablen Multiplikationsfaktor (tvMF) an, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Klasse	Intervall [m/s]	N	Mittelwert gemessen	Mittelwert berechnet	Norm. St.-Abw. [%]	tvMF
1	0,0-0,5	457	0,31	0,83	72,0	0,37
2	0,5-1,0	952	0,76	0,97	69,6	0,78
3	1,0-1,5	993	1,24	1,15	68,0	1,08
4	1,5-2,0	828	1,73	1,40	10,2	1,24
5	2,0-2,5	633	2,24	1,67	64,9	1,34
6	2,5-3,0	485	2,72	2,14	56,8	1,27
7	3,0-3,5	334	3,23	2,68	48,1	1,20
8	3,5-4,0	312	3,74	2,96	41,0	1,26
9	4,0-4,5	264	4,24	3,60	38,3	1,18
10	4,5-5,0	214	4,74	3,83	38,3	1,24
11	5,0-5,5	183	5,25	4,08	31,0	1,29
12	5,5-6,0	192	5,74	4,37	29,4	1,31
13	6,0-6,5	150	6,24	4,53	27,5	1,38
14	6,5-7,0	98	6,73	4,87	29,2	1,38
15	7,0-7,5	88	7,23	4,88	29,5	1,48
16	7,5-8,0	68	7,75	5,56	28,1	1,39
17	8,0-8,5	44	8,21	5,62	28,0	1,46
18	8,5-9,0	48	8,77	6,45	25,5	1,36
19	9,0-9,5	20	9,25	6,96	26,8	1,33
20	9,5-10,0	22	9,77	8,01	23,3	1,22
21	10,0-11,0	35	10,44	8,06	20,1	1,30
22	11,0-12,0	35	11,41	9,33	21,9	1,22
23	12,0-13,0	26	12,46	9,90	18,3	1,26
24	13,0-14,0	11	13,34	9,51	17,2	1,40

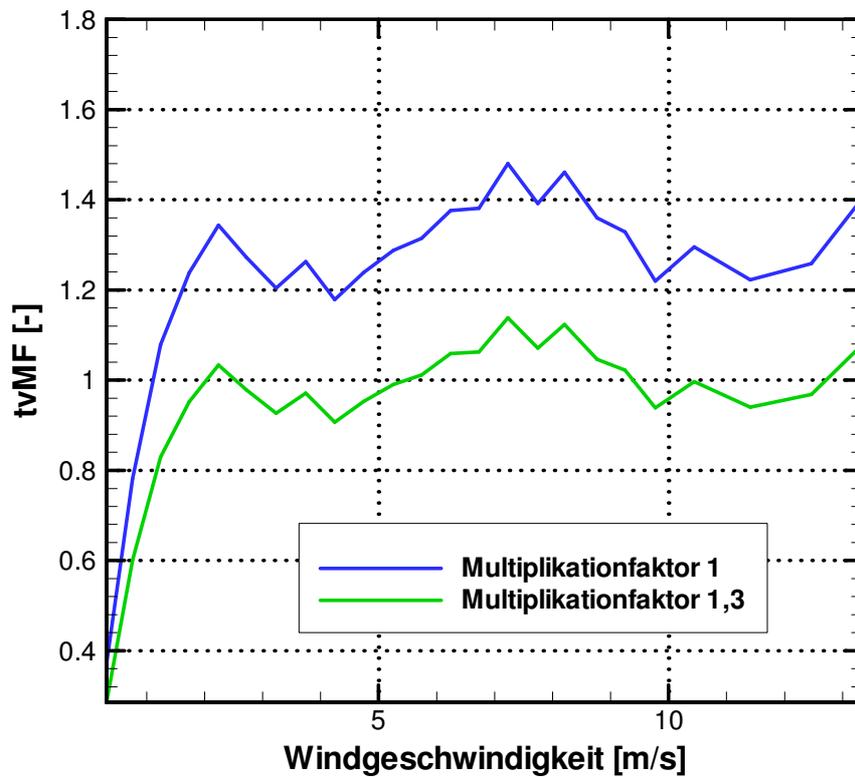


Abbildung 2.3. Unterschied zwischen den berechneten Windgeschwindigkeiten bei zwei verschiedenen, statischen Multiplikationsfaktoren; tvMF bezeichnet den theoretischen variablen Multiplikationsfaktor, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

3.) Berechnung des Windfelds mit variablen Multiplikationsfaktoren

In einem alternativen Ansatz wurde untersucht, ob mit einem variablen Multiplikationsfaktor, im Weiteren mit vMF abgekürzt, genauere Ergebnisse erzielt werden können. Der vMF ist durch vier Werte, die vom Benutzer vorgegeben werden, definiert: ein unterer Multiplikationsfaktor mit einer unteren Windgeschwindigkeit und ein oberer Multiplikationsfaktor mit einer oberen Windgeschwindigkeit. Alle Werte, die geringer sind als die angegebene untere Grenze werden mit dem unteren Faktor multipliziert, alle Werte, die größer sind als die angegebene obere Grenze werden mit dem oberen Faktor multipliziert. Bei Werten zwischen der oberen und der unteren Grenze erfolgt eine lineare Interpolation zwischen dem oberen und dem unteren Faktor. In Abbildung 3.1 ist ein Beispiel zu sehen, die untere Windgeschwindigkeit beträgt 4 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1, die obere Windgeschwindigkeit beträgt 12 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,4.

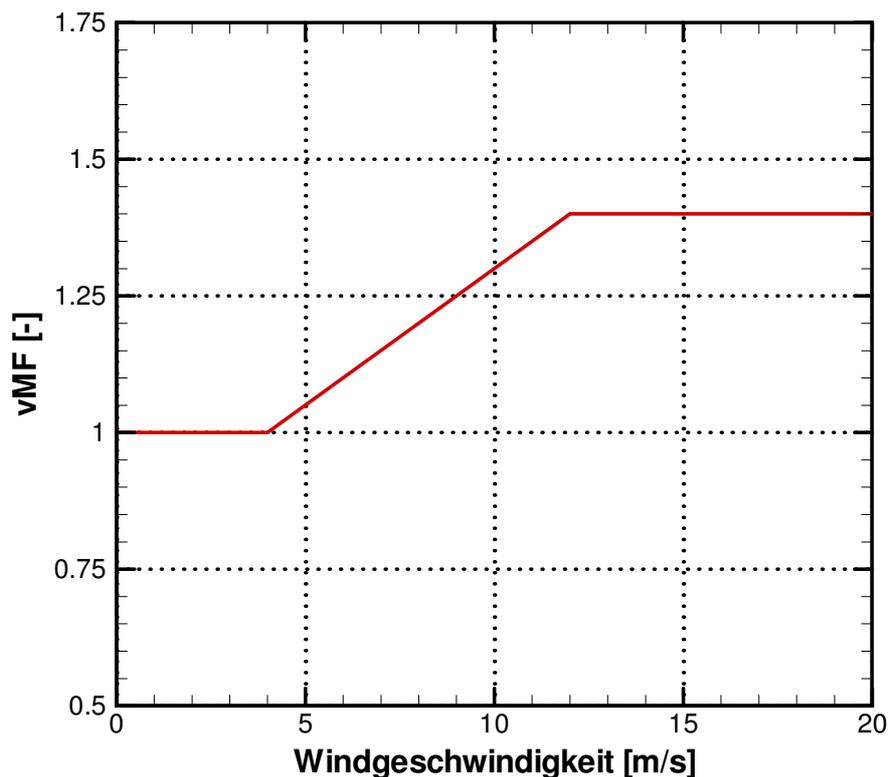


Abbildung 3.1. Beispiel eines vMF mit einer unteren Windgeschwindigkeit von 4 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1 und einer oberen Windgeschwindigkeit von 12 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,4.

Die Anpassung der Parameter wurde nach der Methode der Minimierung der Fehlerquadrate durchgeführt. Dazu wurden die Abweichungen der berechneten Multiplikationsfaktoren von 1 für jede Klasse bestimmt und quadriert. Die Parameter wurden so angepasst, dass die Summe der Fehlerquadrate minimal wird. Berücksichtigt wurden dabei allerdings nur Windgeschwindigkeiten über 1 m/s, da

wie bereits angesprochen die Unsicherheiten und Streuung bei kleineren Windgeschwindigkeiten sehr groß sind.

3.1.) Gesamtdaten

Eine Auswertung und Anpassung an die Winddaten aller Stationen zusammen ergibt Parameter, wie sie in Tabelle 3.1 und Abbildung 3.2 zu sehen sind. Ein Vergleich zwischen den auf Grundlage dieser Parameter berechneten Winddaten und den mit einem statischen Multiplikationsfaktor von 1,3 berechneten Winddaten zeigt Unterschiede im tvMF, die allerdings nicht sehr groß sind (Abbildung 3.3).

Tabelle 3.1. Parameter für die Verteilung eines vMF; in der ersten Spalte steht die untere bzw. obere Windgeschwindigkeit mit dem dazugehörigen Multiplikationsfaktor in derselben Zeile.

Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
0	1,079
4,3	1,342

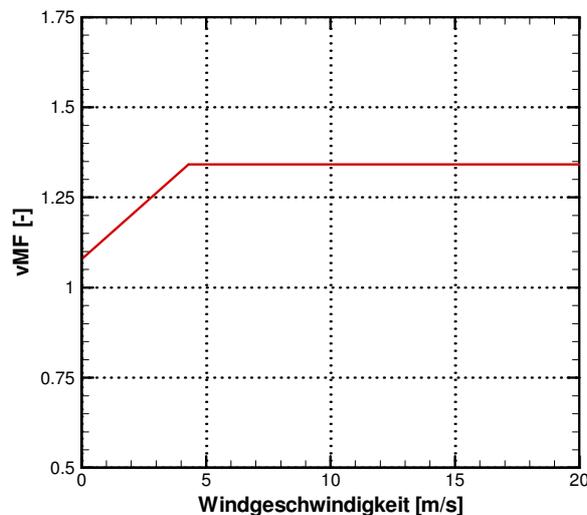


Abbildung 3.2. vMF mit einer unteren Windgeschwindigkeit von 0 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,079 und einer oberen Windgeschwindigkeit von 4,3 m/s mit einem Multiplikationsfaktor von 1,342.

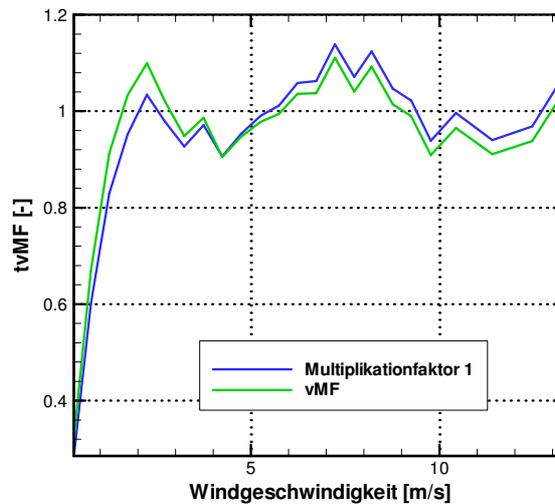


Abbildung 3.3. Unterschied zwischen den mit einem statischen Multiplikationsfaktor von 1,3 und einem vMF mit Parameter laut Tabelle 3.1 berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Aufgrund des nicht-linearen Verlaufs des tvMF ist eine Anpassung der Windgeschwindigkeit über den gesamten Bereich nur grob möglich. Es kann allerdings vorkommen, dass im Zeitintervall, in dem ein Windfeld berechnet werden soll, hohe Windgeschwindigkeiten nicht vorkommen. In diesem Fall können die höheren Windgeschwindigkeiten bei der Ermittlung der Parameter vernachlässigt werden und so genauere Ergebnisse erzielt werden. In Tabelle 3.2 ist eine Übersicht mit verschiedenen vMF für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s aufgelistet. In Abbildung 3.4 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt.

Tabelle 3.2. Parameter für verschiedene vMF, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
5	-	1,231
	-	1,231
7,5	4,00	1,207
	8,53	1,812
10	0,00	1,083
	4,94	1,368

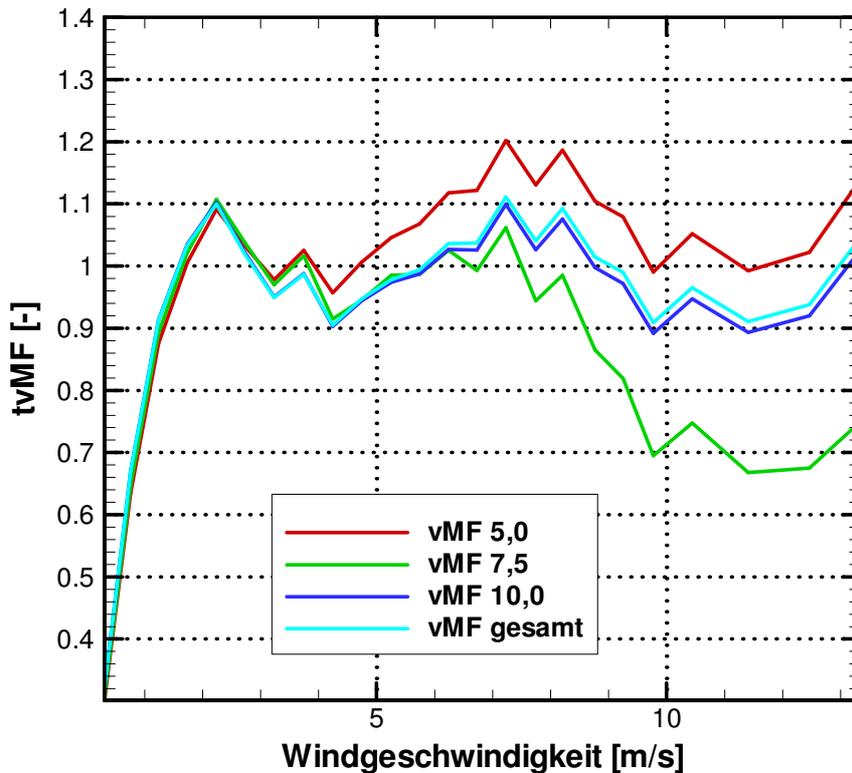


Abbildung 3.4. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.2) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

3.2.) Stationsdaten

Nachfolgend werden die gemessenen Winddaten der einzelnen Stationen mit den berechneten Winddaten verglichen. Die Berechnung der Winddaten erfolgt dabei auf Basis des in Kap. 3.1.) ermittelten vMF, im Folgenden Gesamt-vMF genannt. Ziel ist es, mögliche räumliche Heterogenitäten festzustellen und eine Anpassung der Parameter eines vMF für jede Station vorzunehmen. Dies ermöglicht es, die Berechnung von Windfeldern, die nur lokal von Interesse sind, an den Ort anzupassen. Die Lage der Seemesstationen ist in Abbildung 2.1 dargestellt.

Station S1

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.5 zu sehen. Auffällig ist die deutliche Überschätzung der Windgeschwindigkeit beim Westwindereignis vom Tag 311 bis Tag 313. Ein Grund hierfür könnten Abschattungseffekte durch die Topographie am Südwestufer des Überlinger Sees sein. Aber auch die beiden Nordostwindereignisse um den Tag 315 und um den Tag 319 werden überschätzt.

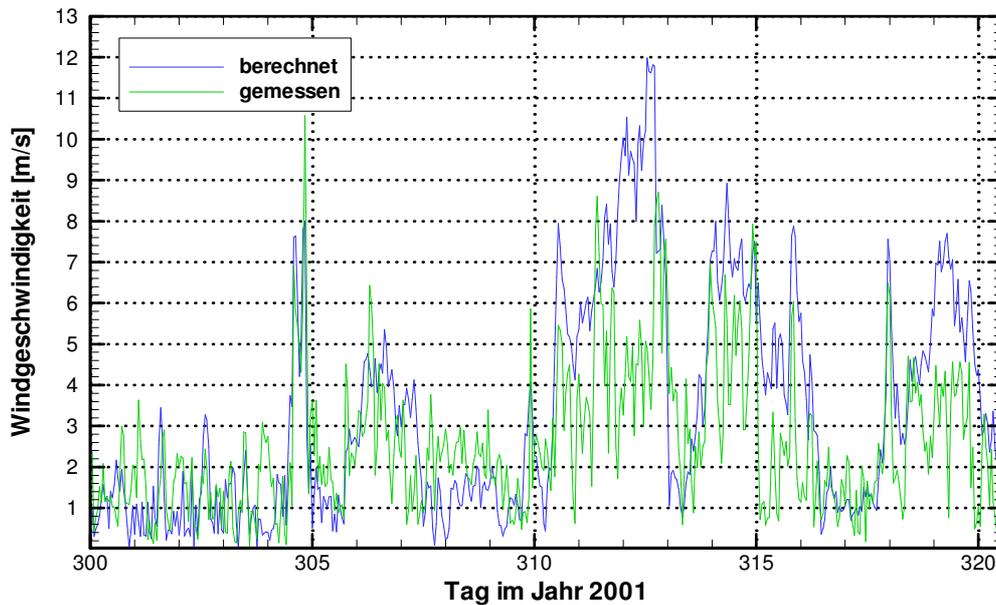


Abbildung 3.5. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S1 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

In Tabelle 3.3 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S1 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s aufgelistet. In Abbildung 3.4 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Bei dieser Station ist ein deutlich nicht-linearer Verlauf des tvMF über die Windgeschwindigkeit zu erkennen, was eine Verbesserung der Berechnung des Windfelds über den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich mit einem vMF mit linearem Ansatz stark erschwert.

Tabelle 3.3. Parameter für verschiedene vMF für Station S1, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,111
	5,38	1,466
5	0,00	1,562
	9,03	0,698
7,5	-	1,325
	-	1,325
10	0,00	1,111
	5,38	1,466

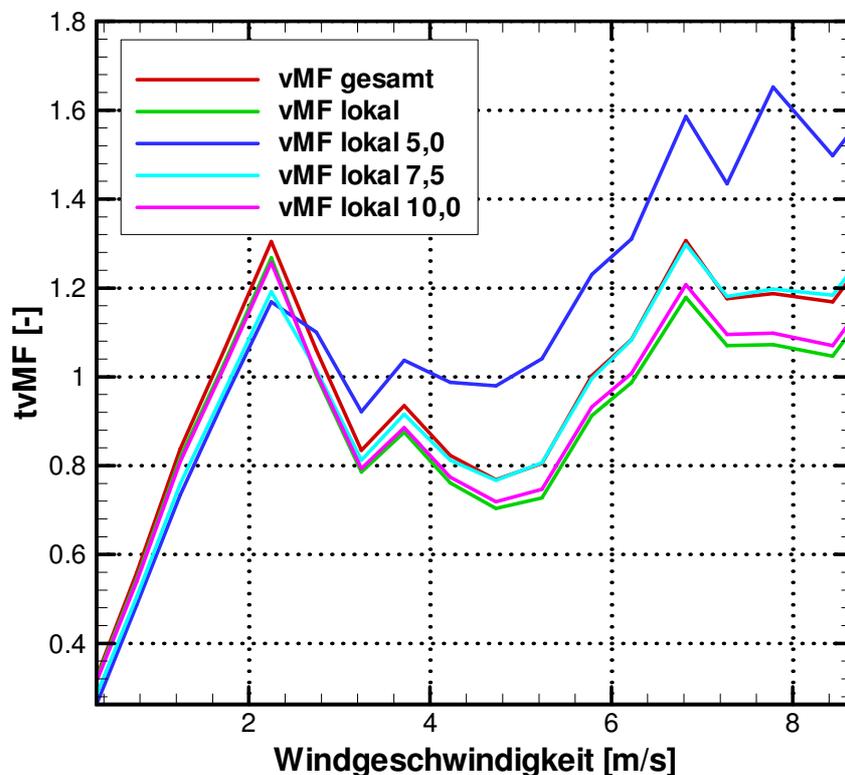


Abbildung 3.6. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.3) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S1; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S2

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.7 zu sehen. Auch hier wird das Westwindereignis vom Tag 311 bis zum Tag 313 unterschätzt, was wiederum an den Abschattungseffekte durch die Topographie am Südwestufer des Überlinger Sees liegen könnte.

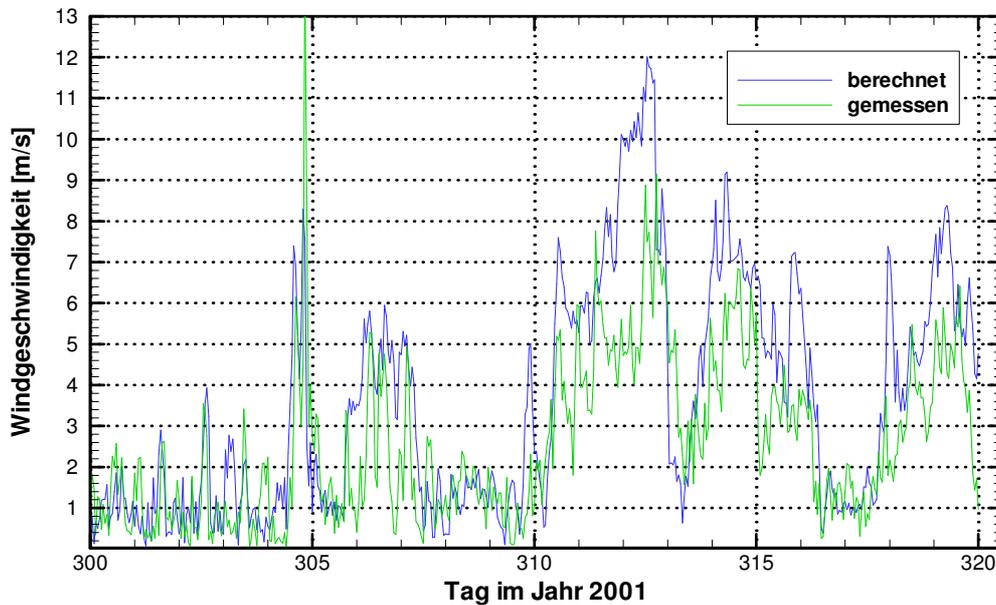


Abbildung 3.7. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S2 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

In Tabelle 3.4 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S2 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s und 7,5 m/s. In Abbildung 3.8 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Man sieht einen „Ausreißer“ bei einer Windgeschwindigkeit von ca. 8 m/s, bei der Anpassung der Parameter wurde dieser Wert, genau wie Windgeschwindigkeiten über 10 m/s, die nur spärlich vorhanden sind, nicht berücksichtigt. Somit entfällt eine Anpassung der Parameter für Windgeschwindigkeiten bis 10 m/s. Der Gesamt-vMF überschätzt die geringeren Windgeschwindigkeiten.

Tabelle 3.4. Parameter für verschiedene vMF an Station S2, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	-	1,151
	-	1,151
5	0,00	1,260
	5,09	0,984
7,5	0,00	1,140
	4,20	1,094

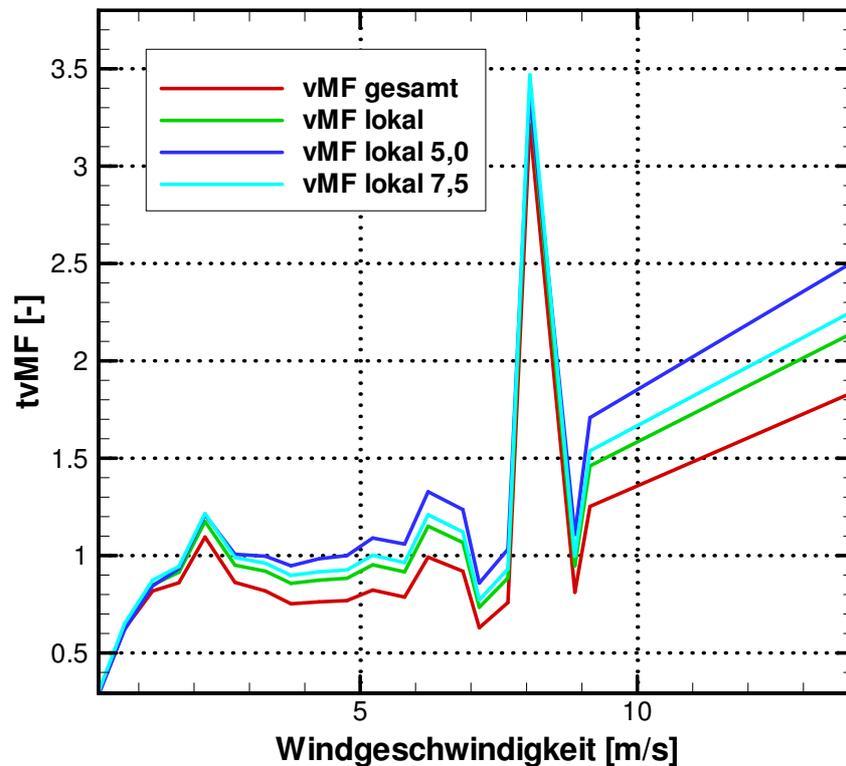


Abbildung 3.8. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.4) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S2; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S3

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.9 zu sehen. Die berechneten Starkwindereignisse liegen näher an den gemessenen Werten als bei Station S1 und S2.

In Tabelle 3.5 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S3 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.10 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Man sieht, dass die Kurve zwar sehr „zackig“ ist, die Abweichungen von 1 sind aber eher gering und relativ gleichmäßig. Dadurch ergeben sich auch für die verschiedenen vMF keine großen Unterschiede. Der Gesamt-vMF überschätzt geringe Windgeschwindigkeiten.

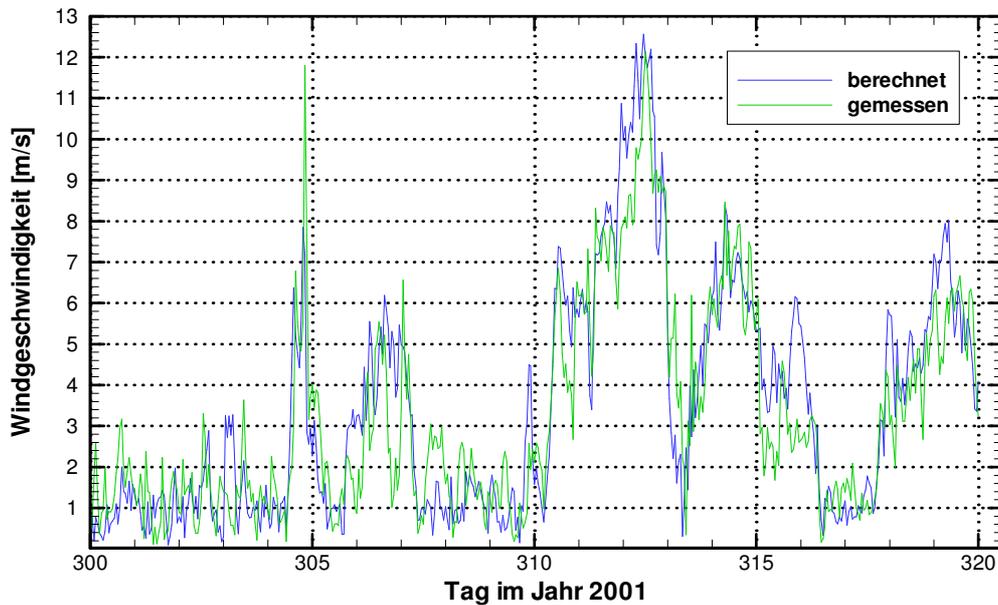


Abbildung 3.9. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S3 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.5. Parameter für verschiedene vMF an Station S3, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,230
	3,94	1,322
5	0,00	1,319
	3,80	1,301
7,5	0,00	1,238
	5,50	1,402
10	0,00	1,375
	9,46	1,257

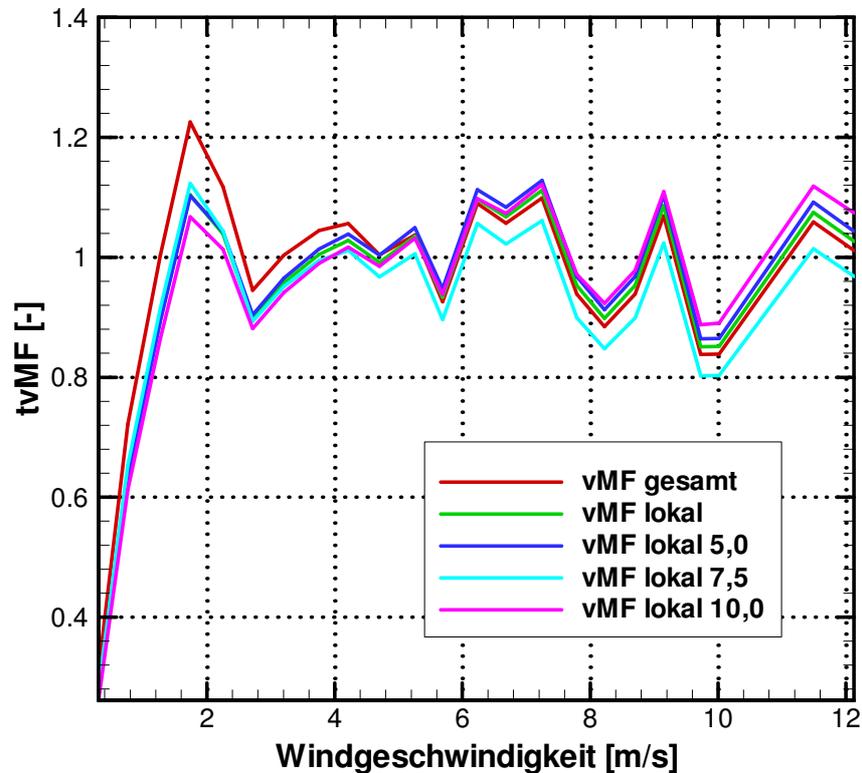


Abbildung 3.10. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.5) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S3; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S5

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.11 zu sehen. Generell existiert eine sehr gute Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Werten. Nur die Nordostwindereignisse um den Tag 315 und den Tag 319 werden überschätzt.

In Tabelle 3.6 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S5 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.12 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Es ist erkennbar, dass durch den Gesamt-vMF vor allem geringe Windgeschwindigkeiten überschätzt werden. Hier kann lokal durch eine Anpassung der vMF ein besseres Ergebnis erzielt werden.

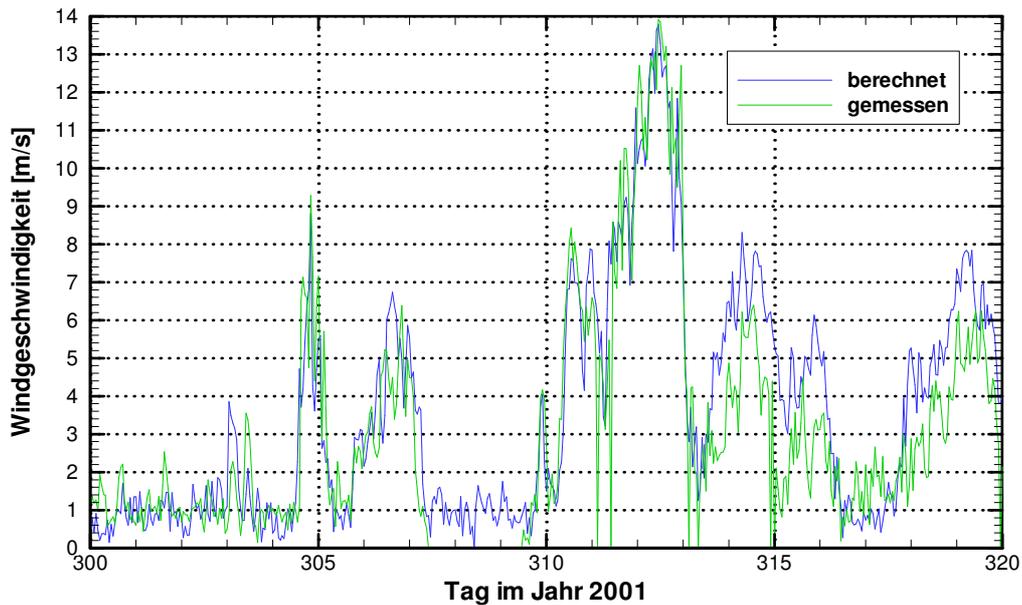


Abbildung 3.11. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S5 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.6. Parameter für verschiedene vMF an Station S5, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	0,859
	5,41	1,409
5	0,00	1,003
	5,90	1,264
7,5	0,00	0,911
	6,42	1,428
10	0,00	0,863
	5,21	1,388

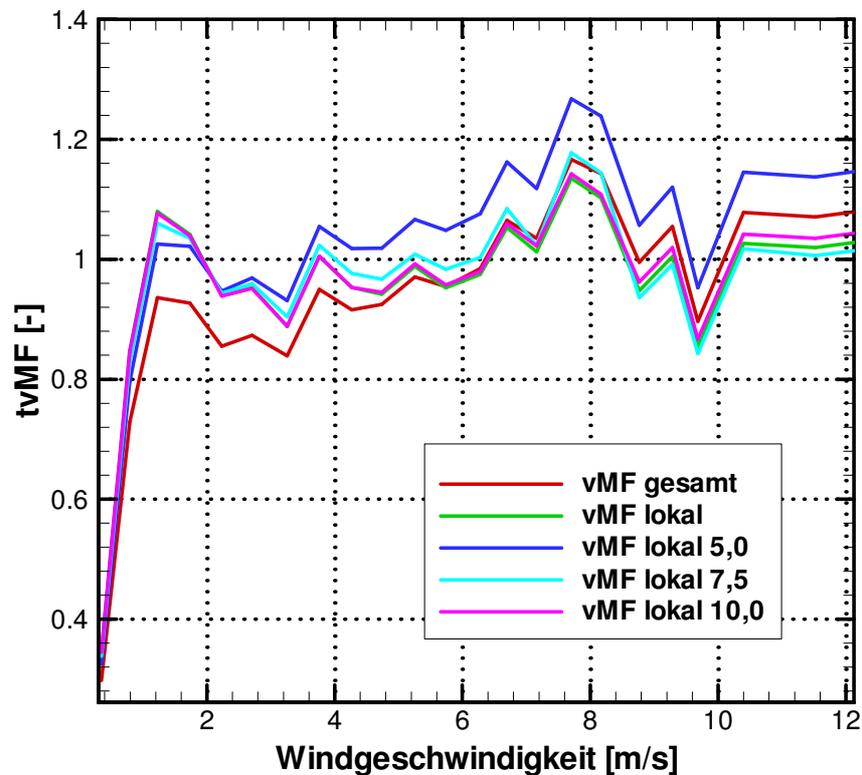


Abbildung 3.12. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.6) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S5; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S6

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.13 zu sehen. Bis auf eine Unterschätzung der Nordostwindereignisse um die Tage 305, 314 und 319 existiert eine sehr gute Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Werten.

In Tabelle 3.7 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S6 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.14 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Es ist erkennbar, dass durch den Gesamt-vMF Windgeschwindigkeiten im ganzen Bereich teilweise stark unterschätzt werden. Hier kann lokal durch eine Anpassung der vMF ein deutlich besseres Ergebnis erzielt werden.

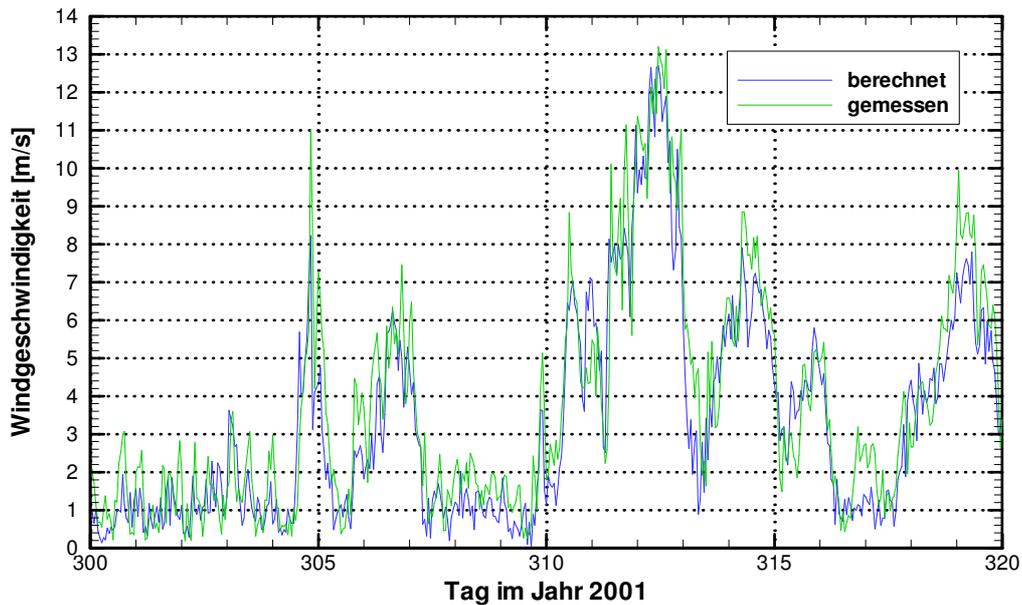


Abbildung 3.13. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S6 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.7. Parameter für verschiedene vMF an Station S6, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,586
	2,81	1,518
5	0,00	1,708
	6,09	1,182
7,5	0,00	1,561
	6,06	1,470
10	0,00	1,508
	5,46	1,551

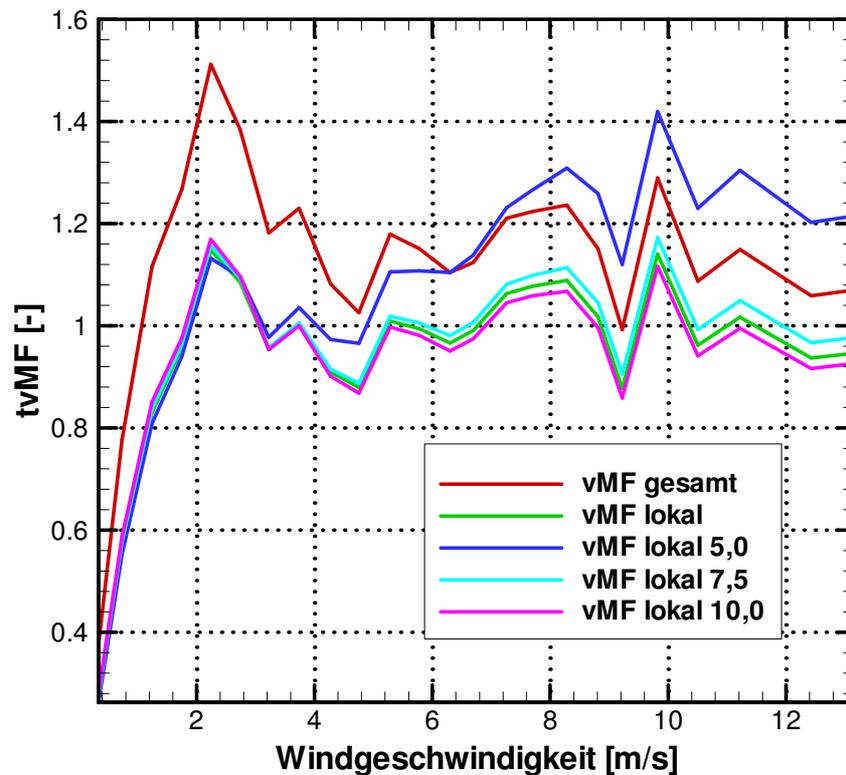


Abbildung 3.14. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.7) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S6; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S7

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.15 zu sehen. Generell ist hier eine Überschätzung der Windgeschwindigkeiten zu erkennen.

In Tabelle 3.8 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S7 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.16 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Hier wird noch deutlicher, dass die Windgeschwindigkeiten mit dem Gesamt-vFM deutlich überschätzt werden und dass mit neu angepasstem vFM lokal bessere Ergebnisse erzielt werden können.

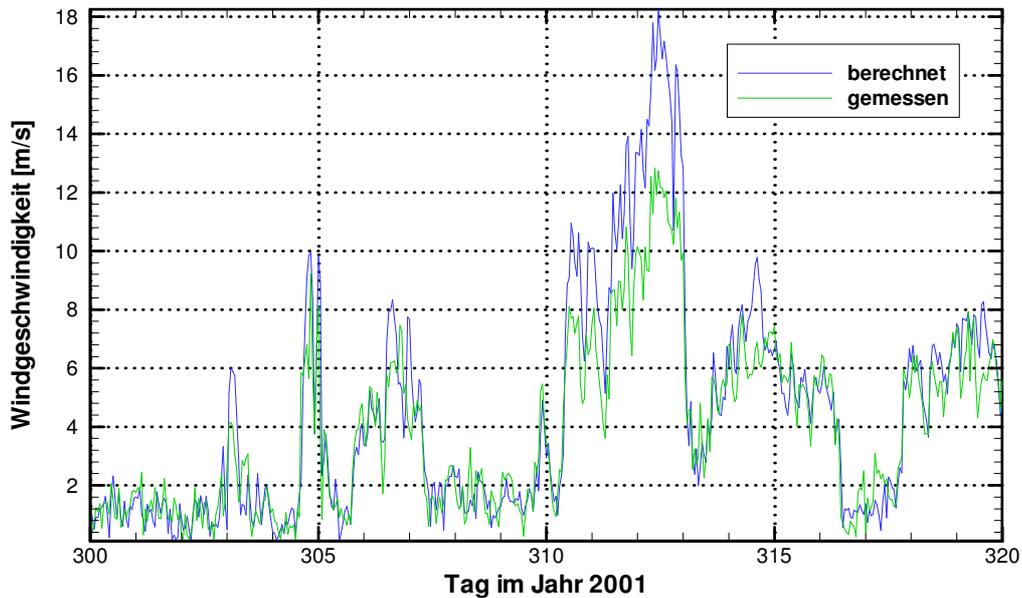


Abbildung 3.15. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S7 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.8. Parameter für verschiedene vMF an Station S7, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,269
	22,25	0,750
5	0,00	1,132
	22,26	1,351
7,5	0,00	1,097
	22,26	1,644
10	0,00	1,262
	22,28	0,778

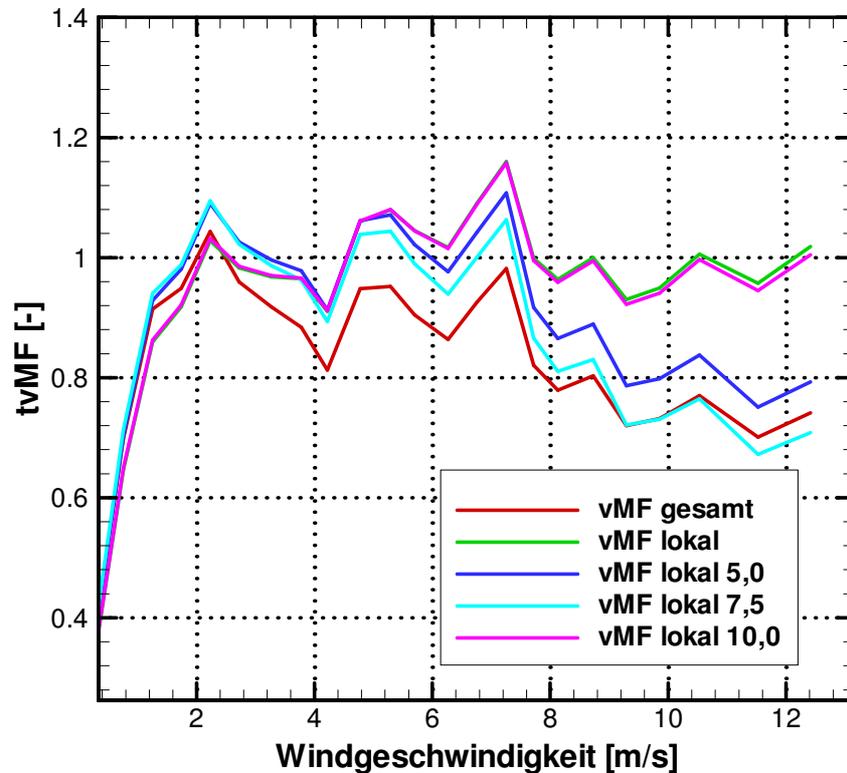


Abbildung 3.16. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.8) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S7; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S9

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.17 zu sehen. Beim Südwestwindereignis um den Tag 312 ist eine Überschätzung der Windgeschwindigkeiten zu erkennen, die Nordwindereignisse werden generell leicht unterschätzt.

In Tabelle 3.9 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S9 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.18 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Bei dieser Station führt der Gesamt-vMF zu einer Unterschätzung vor allem im Bereich geringer bis mittlerer Windgeschwindigkeiten. Lokal bessere Ergebnisse können mit den für diese Station bestimmten vMF erzielt werden.

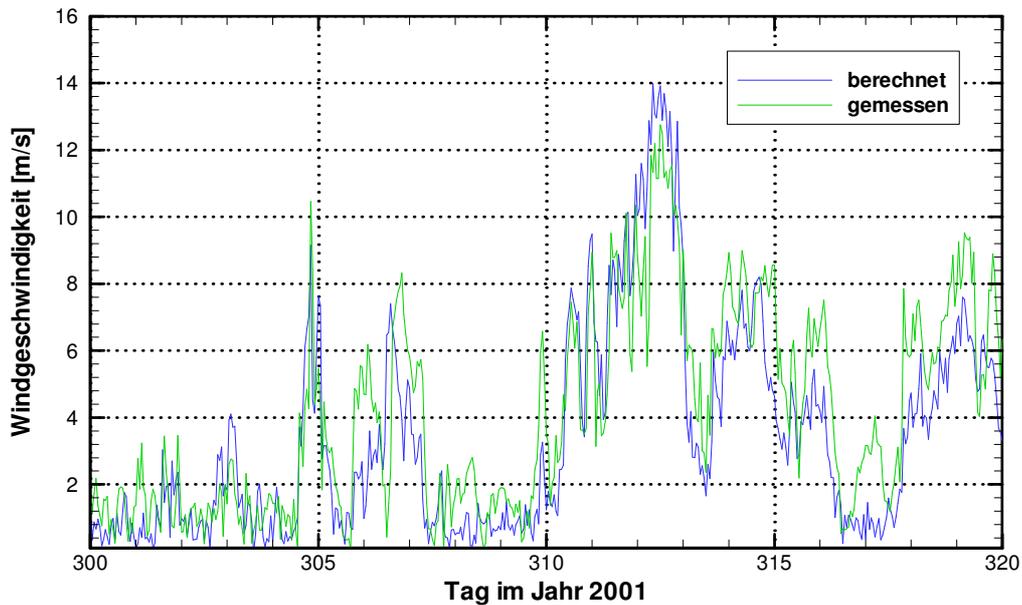


Abbildung 3.17. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S9 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.9. Parameter für verschiedene vMF an Station S9, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,724
	10,43	1,297
5	0,00	1,359
	10,47	2,155
7,5	0,00	1,438
	10,49	1,879
10	0,00	1,551
	10,50	1,609

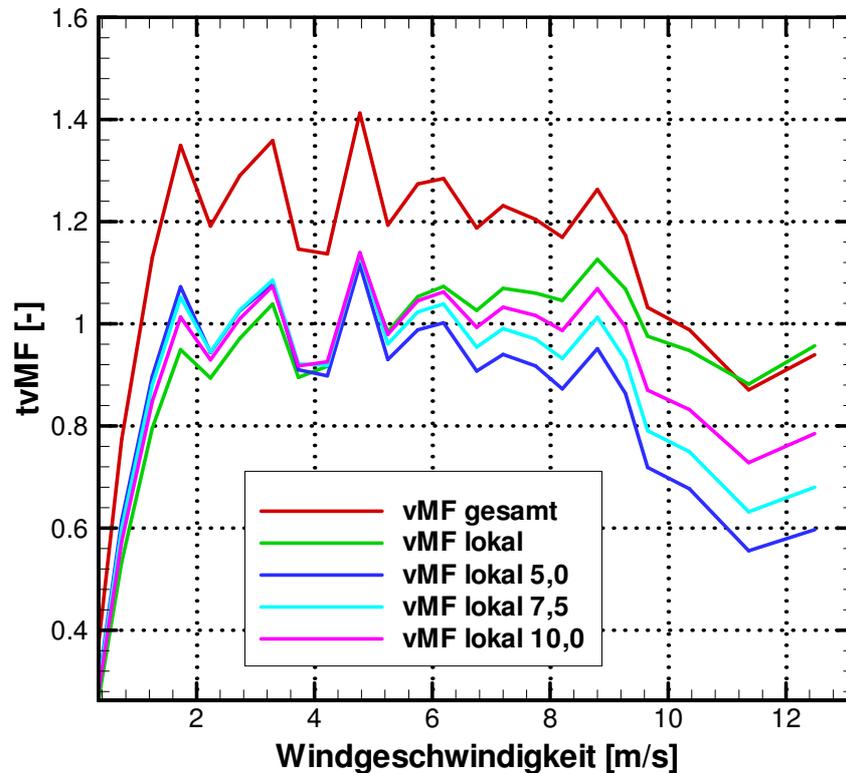


Abbildung 3.18. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.9) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S9; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

Station S10

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abbildung 3.19 zu sehen. Beim Südwestwindereignis um den Tag 312 ist eine Überschätzung der tatsächlichen Windgeschwindigkeiten zu erkennen, die berechneten Windgeschwindigkeiten der Nordwindereignisse dagegen scheinen sehr nahe an den gemessenen zu liegen.

In Tabelle 3.10 ist eine Übersicht mit verschiedenen, an Station S10 angepassten vMF für den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich und für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s, 7,5 m/s und 10 m/s. In Abbildung 3.20 ist die Abweichung der berechneten von den gemessenen Winddaten mittels des tvMF dargestellt. Die Kurven zeigen einen nicht-linearen, „zackigen“ Verlauf, was eine Optimierung über den gesamten Windgeschwindigkeitsbereich erschwert. Mit dem Gesamt-vMF können an dieser Station keine signifikant schlechteren Ergebnisse erzielt werden als mit an diese Station angepassten vMF.

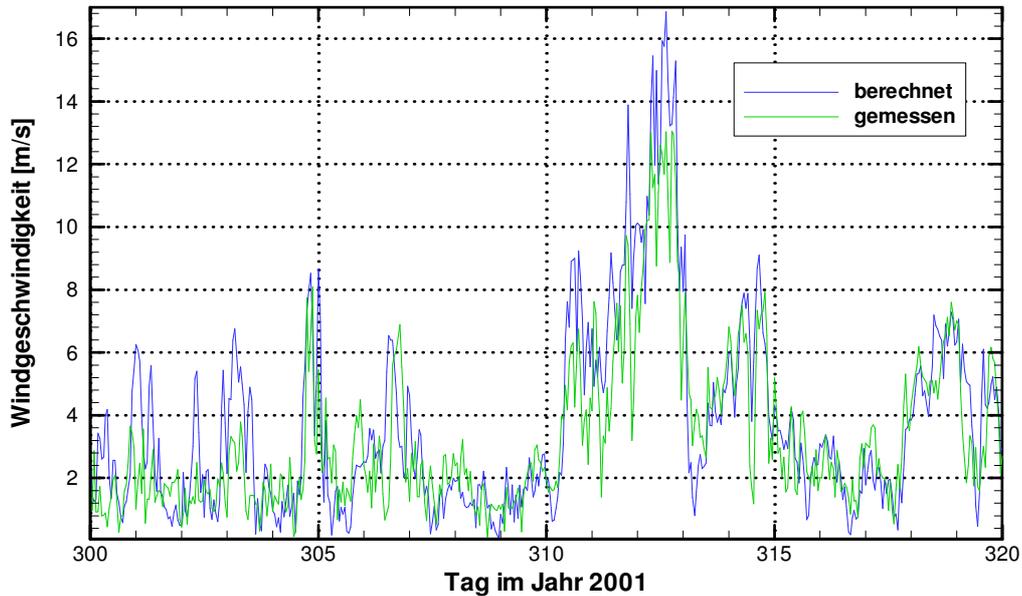


Abbildung 3.19. Vergleich der berechneten und der gemessenen Windganglinie an Station S10 vom Tag 300 bis zum Tag 320 des Jahres 2001.

Tabelle 3.10. Parameter für verschiedene vMF an Station S10, abhängig von der erwarteten, maximal vorkommenden Windgeschwindigkeit.

Max. Windgeschw. [m/s]	Parameter	
	Windgeschw. [m/s]	Multiplikationsfaktor
alle	0,00	1,327
	11,51	1,158
5	0,00	1,085
	11,51	1,482
7,5	0,00	0,988
	11,50	1,781
10	0,00	1,307
	11,56	1,190

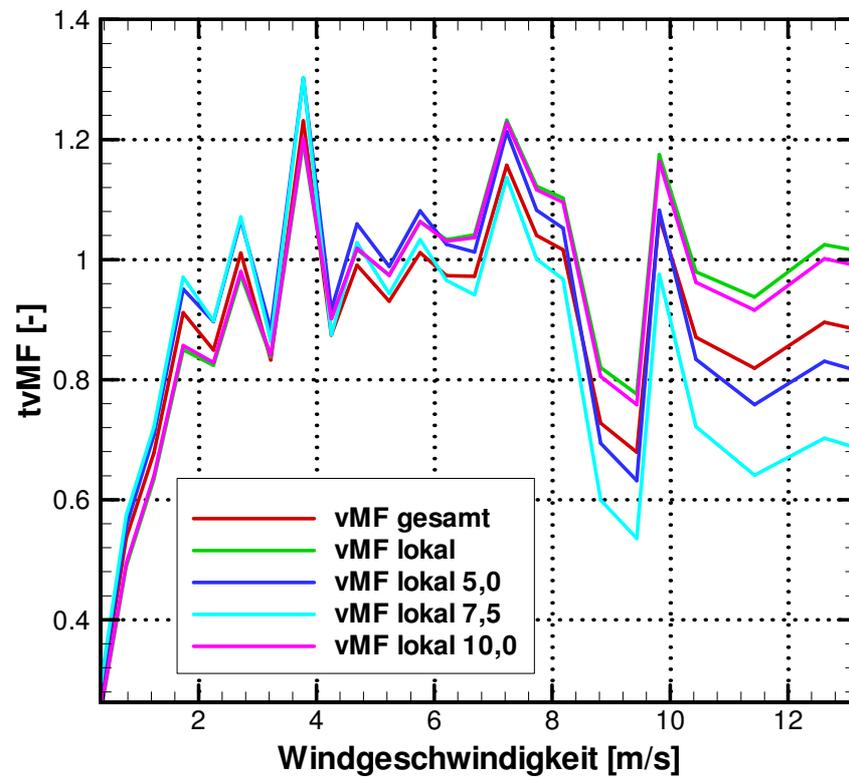


Abbildung 3.20. Darstellung der Unterschiede zwischen den mit verschiedenen vMF (Tabelle 3.10) berechneten und gemessenen Winddaten mittels des tvMF an Station S10; tvMF bezeichnet den theoretischen vMF, mit dem die berechneten Winddaten einer Klasse multipliziert werden müssten, um auf den gemessenen Mittelwert zu gelangen.

4.) Zusammenfassung und Diskussion

Eine genaue Modellierung des heterogenen Windfelds auf dem Bodensee ist von großem Interesse für die Modellierung der Hydrodynamik im See. Da allerdings keine Windmessstationen auf dem See vorhanden sind, muss das Windfeld auf dem See mittels Winddaten von um den See liegenden Landstationen erstellt werden. Die einfachste Möglichkeit besteht darin, das Windfeld durch lineare Interpolation der Messdaten der Landstationen zu berechnen. Dabei kann ein fester Multiplikationsfaktor angegeben werden, mit dem die Werte der Landstationen multipliziert werden und der es in begrenztem Ausmaß erlaubt, eine Anpassung vorzunehmen.

Im Herbst des Jahres 2001 wurde auf dem See eine Messkampagne durchgeführt. Dabei wurden acht Messstationen auf dem See installiert, die ungefähr einen Monat lang unter anderem die Windstärke und -richtung gemessen haben. Diese Messdaten ermöglichen es, einen Vergleich zwischen den gemessenen und berechneten Winddaten herzustellen und erlauben somit eine Kalibrierung des berechneten Windfelds.

Um die Messdaten der Seestationen mit den berechneten Werten zu vergleichen, wurde ein linear interpoliertes Windfeld anhand der Winddaten der Landstationen erstellt und die berechneten Werte an den acht Positionen der Seestationen extrahiert. Ein Vergleich der Messwerte mit den berechneten Werten mit einem Multiplikationsfaktor von 1 zeigt eine deutliche Unterschätzung der Windgeschwindigkeiten. Ein Grund dafür ist die im Vergleich zum Land verminderte Rauigkeit auf dem See. Standardmäßig wird ein Windfaktor von 1,3 verwendet, was deutlich bessere Ergebnisse liefert.

In beiden Fällen ist eine im Schnitt deutliche Überschätzung geringer Windgeschwindigkeiten zu beobachten. Dies hat mehrere Gründe. Sehr niedrige Windgeschwindigkeiten lassen sich mit den auf den Seestationen verwendeten Messflügeln nur schlecht detektieren und die Windgeschwindigkeiten wurden mit einer Genauigkeit von nur 0,7 m/s aufgezeichnet. Somit sind alle Werte unter 1 m/s als sehr unsicher einzuschätzen (Beck, 2005). Gleichzeitig besitzen die berechneten Werte geringer Windgeschwindigkeiten eine hohe Standardabweichung. Da keine negativen Windgeschwindigkeiten möglich sind, streuen die berechneten Werte hin zu größeren Windgeschwindigkeiten. Außerdem können zwischen den typischen Windereignissen am Bodensee mit relativ hohen Windgeschwindigkeiten, wie z. B. der Westwind oder der Nordostwind, lokale Effekte wie Land- und Seewinde oder Hangauf- und Hangabwinde dominieren, was eine exakte Erfassung des Windfelds auf dem See durch lineare Interpolation der Messdaten der Landstationen unmöglich macht. Das gilt sowohl für die Windgeschwindigkeiten als auch für die Windrichtungen. Aus diesem Grund wird hier auf die Genauigkeit der Berechnungen bei geringen Windgeschwindigkeiten verzichtet.

Ein fester Multiplikationsfaktor bietet nur beschränkte Einflussmöglichkeiten, deswegen wurde ein flexiblerer Ansatz entwickelt, mit dem ein variabler Multiplikationsfaktor (vmF) möglich ist. Dazu müssen vier Parameter angegeben werden: ein unterer Multiplikationsfaktor mit einer unteren Grenze und ein oberer

Multiplikationsfaktor mit einer oberen Grenze. Alle Werte, die geringer sind als die angegebene untere Grenze werden mit dem unteren Faktor multipliziert, alle Werte, die größer sind als die angegebene obere Grenze werden mit dem oberen Faktor multipliziert. Bei Werten zwischen der oberen und der unteren Grenze erfolgt eine lineare Interpolation zwischen dem oberen und dem unteren Faktor. Die Parameter wurden so angepasst, dass die Abweichungen der berechneten Geschwindigkeiten von den gemessenen im Schnitt minimal werden. Berücksichtigt wurden nur Geschwindigkeiten über 1 m/s.

Ein Vergleich des mit einem an alle Stationen angepassten v_{MF} berechneten Geschwindigkeitsfelds und des mit einem festen Multiplikationsfaktor von 1,3 berechneten Geschwindigkeitsfelds liefert nur eine geringe Verbesserung. Das liegt daran, dass die Abweichungen der berechneten Geschwindigkeiten von den gemessenen Geschwindigkeiten über 1 m/s einen nicht-linearen Verlauf zeigen. Prinzipiell sind variable Multiplikationsfaktoren, ausgedrückt durch Funktionen höherer Ordnung, möglich, allerdings ist fragwürdig, in welchem Umfang die im Jahre 2001 gemessenen Winddaten für die dauerhaften Windverhältnisse auf dem Bodensee repräsentativ sind und eine Kalibrierung erlauben. Eine deutliche Verbesserung kann erzielt werden, wenn im betrachteten Zeitraum keine hohen Windgeschwindigkeiten vorkommen. Diese können dann bei der Anpassung des v_{MF} vernachlässigt werden, wodurch im interessierenden Windgeschwindigkeitsbereich genauere Resultate erreicht werden.

Das mit dem beschriebenen v_{MF} berechnete Windfeld ist eine Anpassung an die Messdaten aller Seestationen und somit für das gesamte Windfeld. Bei Betrachtung der berechneten Windgeschwindigkeiten an den einzelnen Stationen wird deutlich, dass lokal Abweichungen vorhanden sein können. Durch eine Anpassung des v_{MF} an die einzelnen Stationen können lokal bessere Ergebnisse erzielt werden, allerdings ist zu beachten, dass mit steigendem Abstand von einer Station die Ergebnisse mit dem an diese Station angepassten v_{MF} ungenauer werden können.

Vorraussetzung für die Benutzung der hier vorgegebenen Parameter ist die Annahme, dass die Verhältnisse im Messzeitraum 2001 repräsentativ sind für die ganzjährigen Windbedingungen. Grundsätzlich sind auch variable Multiplikationsfaktoren ausgedrückt durch Funktionen höherer Ordnung möglich, allerdings ist fraglich, ob eine Kalibrierung am Messzeitraum 2001 repräsentativ für andere Zeiträume ist.

Mit der Erstellung eines variablen Windfelds auf dem Bodensee beschäftigte sich auch die Arbeit von Beck (2005). Dabei wurde eine Methode auf statistischer Basis entwickelt, um Winddaten auf dem See aus den Messdaten der Landstationen sowie des synoptischen Höhenwindes zu erstellen. Neben der durch eine Eichung an den Messdaten der Seestationen gewonnenen Funktion, die den Wind an bestimmten Stellen auf dem See als Funktion der umliegenden Landstationen ausdrückt, fließt eine Autokorrelations- und Kovarianzfunktion in die Erstellung der Winddaten ein. Das bedeutet, dass zur Berechnung des Windes auf einer bestimmten Stelle auf dem See sowohl die berechneten Winddaten eines früheren Zeitschritts als auch die berechneten Winddaten umliegender Orte einfließen. Es besteht also ein „Gedächtnis“. Bemerkenswert dabei ist, dass für jedes Windereignis die Parameter neu berechnet werden müssen. Das durch ein Westwindereignis hervorgerufene,

variable Windfeld auf dem See kann also nicht mit denselben Parametern berechnet werden wie das Windfeld, das durch ein Nordostwindereignis hervorgerufen wurde. Folglich ist eine automatisierte Berechnung des Geschwindigkeitsfelds nicht ohne weiteres möglich.

Es wird also klar, dass sich durch lineare Interpolation bestenfalls eine grobe Annäherung an das reale Windfeld auf dem See erreichen lässt. Fehler sind dabei nicht zu vermeiden. Ein je nach Windgeschwindigkeit variabler Multiplikationsfaktor kann aufgrund von räumlichen (z. B. verringerte Windgeschwindigkeiten auf dem Überlinger See durch Abschattungseffekte bei Westwind) und zeitlichen (veränderte Bedingungen bei verschiedenen Windereignissen) Heterogenitäten keine exakten Ergebnisse liefern. Verlässlichere Ergebnisse können bei nur lokaler Betrachtung des Windfelds erreicht werden. Falls hohe Windgeschwindigkeiten keine Rolle spielen, können die Parameter daran angepasst werden was zu einer weiteren Verbesserung des Resultats führt. Die Parameter für die vMF bei verschiedenen Situationen sind in diesem Bericht angegeben.

Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, dass verschiedene Interpolationsmethoden verschiedene Ergebnisse liefern. Eine weitere Möglichkeit zur Erstellung des Windfelds auf dem Bodensee stellt das massenkonsistente Windmodell MCF (*Mass Consistent Flowmodel*) dar. Inwieweit dieses Modell das Windfeld auf dem See erfasst, bleibt Gegenstand zukünftiger Untersuchungen.

Literatur:

Appt, Jochen. 2003. *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart. H. 123.

Beck, Ferdinand. 2005. *Statistische Untersuchung des variablen Windfeldes auf dem Bodensee*. Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart. In Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst DWD.

APPENDIX 2

Validierung des MCF-Windfelds

Bericht von S Mirbach und U. Lang



INGENIEURGESELLSCHAFT PROF. KOBUS UND PARTNER GMBH

Wilhelmstr. 11
70182 Stuttgart
Germany
Telefon +49 (0)711 / 237 1936-00
Telefax +49 (0)711 / 237 1936-01

12.08.2010

BodenseeOnline:

Untersuchung des MCF-Windfelds auf dem Bodensee

Bearbeitung: Stefan Mirbach
Ulrich Lang

Inhaltsverzeichnis

1.)	Einleitung	7
2.)	Das Windfeldmodell MCF.....	9
3.)	Vergleich der gemessenen und berechneten Winddaten	10
3.1.)	Die Messkampagne im Herbst 2001	11
3.2.)	Vergleich an den Stationen	12
3.3.)	Vergleich über alle Stationen	32
3.4.)	Vergleich der 4 Minuten- und 1 h-Messwerte.....	34
4.)	Auswertung.....	36
4.1.)	Bedeutung der Ergebnisse für die Modellierung der Hydrodynamik	36
4.2.)	Räumliche Heterogenitäten.....	36
4.3.)	Zeitliche Heterogenitäten	38
4.4.)	Einsatz eines Windfaktors.....	39
4.5.)	Vergleich mit der Auswertung des durch lineare Interpolation erstellten Windfelds	39
5.)	Zusammenfassung.....	40

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Windmessstationen an Land.....	7
Abb. 3.1: Seemessstationen der Messkampagne im Herbst 2001	11
Abb. 3.2: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S1 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	13
Abb. 3.3: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S1; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	14
Abb. 3.4: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S1; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	14
Abb. 3.5: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S2 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	15
Abb. 3.6: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S2; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	16
Abb. 3.7: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S2; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	17
Abb. 3.8: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S3 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	18
Abb. 3.9: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S3; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	19
Abb. 3.10: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S3; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	19
Abb. 3.11: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S5 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	20

Abb. 3.12: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S5; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	21
Abb. 3.13: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S5; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	22
Abb. 3.14: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S6 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	23
Abb. 3.15: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S6; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	24
Abb. 3.16: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S6; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	24
Abb. 3.17: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S7 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	25
Abb. 3.18: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S7; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	26
Abb. 3.19: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S7; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	27
Abb. 3.20: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S9 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	28
Abb. 3.21: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S9; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	29
Abb. 3.22: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S9; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	29

Abb. 3.23: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S10 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis.....	30
Abb. 3.24: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S10; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen.....	31
Abb. 3.25: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S10; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis	32
Abb. 3.26: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte aller Stationen; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen	33
Abb. 3.27: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten gemittelt über alle Stationen; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis	34
Abb. 3.28: Über vier Minuten und eine Stunde gemittelte Messwerte vom 6. November bis zum 13. November 2001	35
Abb. 4.1: Prozentuale Abweichung der vom MCF bestimmten von den gemessenen Windgeschwindigkeiten für die einzelnen Windereignisse; auf der x-Achse sind von links nach rechts in zeitlicher Abfolge die Ereignisse nach Tab. 3.1 aufgetragen; blau für die Südwestwindereignisse, grün für die Nordostwindereignisse	37
Abb. 4.2: Prozentuale Abweichung der vom MCF bestimmten von den gemessenen Windgeschwindigkeiten zwischen den einzelnen Windereignissen; auf der x-Achse sind von links nach rechts in zeitlicher Abfolge die einzelnen Zeiträume zwischen den Ereignissen nach Tab. 3.1 aufgetragen	38

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1. Windereignisse während der Messkampagne im Herbst 2001	12
Tab. 3.2: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S1; die erste Spalte gibt den gemessenen Mittelwert der Windgeschwindigkeit an, die zweite den berechneten (jeweils in m/s); in der dritten und vierten Spalte stehen die Korrelationskoeffizienten für die berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen; Spalte fünf gibt die mittlere Abweichung zwischen berechneter und gemessener Windrichtung an (in Grad); in Spalte sechs und sieben sind die Mittelwerte der quadrierten Windschubspannungen für die gemessenen (m) und die berechneten (r) Windgeschwindigkeiten eingetragen (in m^2s^{-2}).....	13
Tab. 3.3: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S2; Erklärung siehe Tab. 3.2	16
Tab. 3.4 Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S3; Erklärung siehe Tab. 3.2	18
Tab. 3.5: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S5; Erklärung siehe Tab. 3.2	21
Tab. 3.6: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S6; Erklärung siehe Tab. 3.2	23
Tab. 3.7: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S7; Erklärung siehe Tab. 3.2	26
Tab. 3.8: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S9; Erklärung siehe Tab. 3.2	28
Tab. 3.9 Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S10; Erklärung siehe Tab. 3.2	31
Tab. 3.10: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten aller Stationen; Erklärung siehe Tab. 3.2.....	33
Tab. 3.11: Mittelwert, Varianz und Windenergieeintrag der über vier Minuten und über eine Stunde gemittelten Windmessdaten vom 18. Oktober bis zum 16. November 2001	35

1.) Einleitung

Als eine der Hauptantriebskräfte für seeweite, hydrodynamische Prozesse im Bodensee gilt der Wind. Zur Modellierung der Hydrodynamik, der Wasserqualität und des Transports von Schadstoffen im und auf dem See ist eine exakte Erfassung des heterogenen Windfelds auf dem See ausschlaggebend. Da jedoch keine Messdaten vom Wind auf dem See zur Verfügung stehen, muss das Windfeld berechnet werden. Grundlage hierfür bilden die Winddaten von Messstationen rund um den See (Abb. 1.1).

Im Rahmen von BodenseeOnline werden die Windfelder auf dem See, die als Randbedingung für die Simulation der hydrodynamischen Verhältnisse verwendet werden, mit dem massenkonsistenten, divergenzfreien diagnostischen Strömungsmodell MCF (*Mass Consistent Flowmodel*) berechnet. Im Folgenden soll untersucht werden, inwieweit dieses Modell in der Lage ist, das heterogene Windfeld auf dem See zu erfassen.

Im Jahre 2001 wurde auf dem See eine Messkampagne durchgeführt, dabei wurden an acht auf dem See verteilten Messstationen unter anderem die Windgeschwindigkeiten und -richtungen gemessen. Diese Messdaten ermöglichen einen Vergleich mit den durch das MCF berechneten Windfeldern und somit eine Verifizierung und Kalibrierung des Windmodells.

Bei der Berechnung der Windfelder durch das MCF kann ein konstanter Faktor angegeben werden, mit dem die einfließenden Messdaten multipliziert werden. Dieser Faktor erlaubt in gewissem Maße eine Einflussnahme auf das Ergebnis. Durch den Vergleich der gemessenen mit den berechneten Winddaten kann – wenn nötig – eine Anpassung dieses Faktors vorgenommen werden.

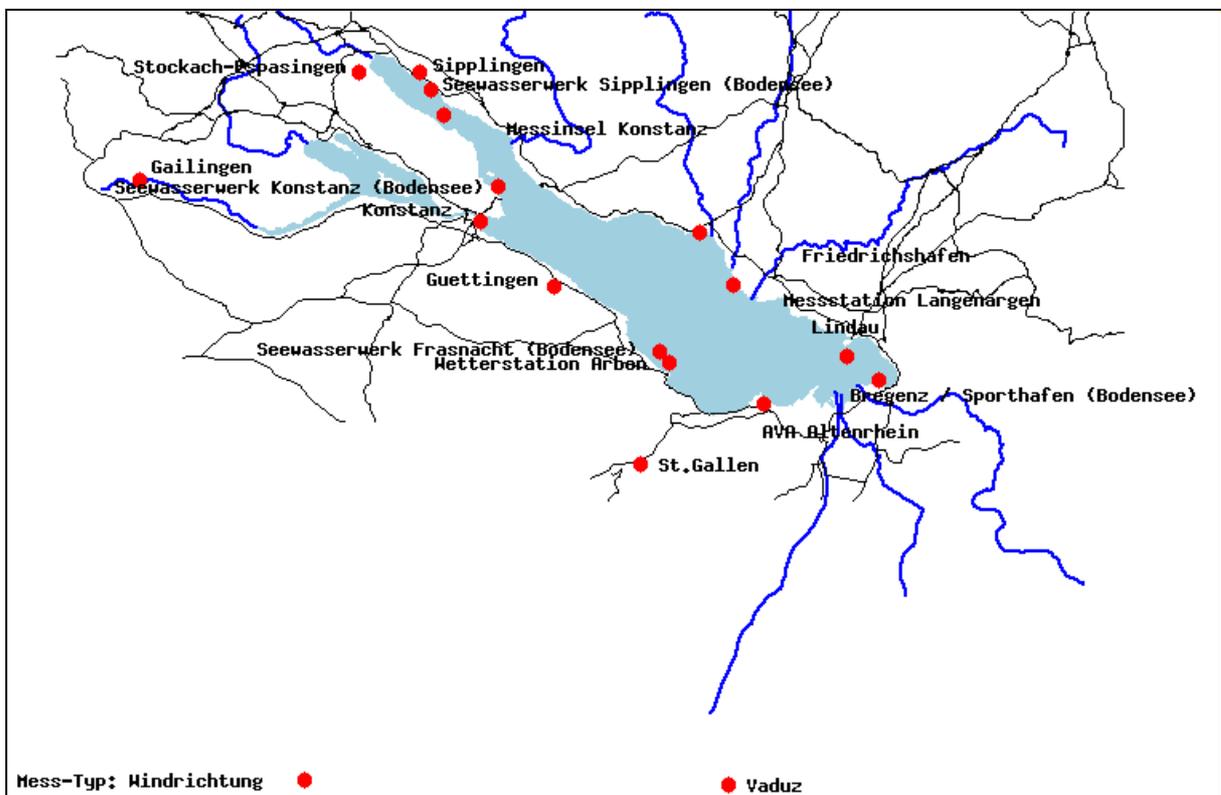


Abb. 1.1: Windmessstationen an Land

Im Folgenden wird das Windfeldmodell MCF kurz erläutert. Anschließend werden die gemessenen und berechneten Windgeschwindigkeiten und -richtungen, sowie die daraus berechneten, für die Modellierung der Hydrodynamik relevanten Parameter Windschubspannung und Windenergieeintrag an der Wasseroberfläche miteinander verglichen. Dies geschieht sowohl an jeder Station als auch über alle Stationen gemittelt. Zum Schluss werden die an den Seestationen vorhandenen Windmessdaten im 4-Minuten-Intervall mit denen im 1 h-Intervall verglichen.

2.) Das Windfeldmodell MCF

Das MCF diagnostiziert ein stationäres Windfeld über der vorgegebenen Topographie aus den Messwerten der Landstationen. Dabei wird ein Initialwindfeld unter Berücksichtigung der Kontinuitätsgleichung so lange iterativ modifiziert, bis es weitgehend divergenzfrei ist.

MCF berücksichtigt nicht, im Gegensatz zu prognostischen Modellen, die physikalischen Prozesse, die zu Luftbewegungen führen. Es fließen also keine Navier-Stokes-Gleichungen oder thermodynamische Grundgesetze in die Berechnung ein. Thermisch induzierte Strömungen wie Berg-Talwind und Land-Seewind-Zirkulationen können nicht simuliert werden und fließen nur in das Windfeld ein, falls diese Prozesse durch Windmessdaten berücksichtigt werden.

3.) Vergleich der gemessenen und berechneten Winddaten

Aus den mit dem MCF berechneten Windfeldern werden die Winddaten an den Positionen der acht Messstationen, an denen die Messwerte vorliegen, extrahiert. So können berechnete Daten direkt mit den gemessenen verglichen werden. Ein Vergleich der Daten erfolgt sowohl für jede Station einzeln als auch gemittelt über alle Stationen.

Neben den Windstärken und -richtungen werden die Windschubspannungen auf der Wasseroberfläche und der Energieeintrag in die Wassersäule berechnet und ausgewertet. Diese Größen werden im hydrodynamischen Modell für den Windimpuls- bzw. Windenergieeintrag verwendet. Die Windschubspannungsgeschwindigkeit u_* berechnet sich aus

$$u_* = \sqrt{\frac{C_D^{Wind} \rho_{air} U_{Wind}}{\rho_0}}$$

ρ_0 und ρ_{air} sind dabei die Dichten von Wasser und Luft, C_D^{Wind} bezeichnet den Widerstandsbeiwert und ist in ELCOM bei Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe auf 0,0013 gesetzt. Zur Berechnung des Impulseintrags durch den Wind fließt u_* und somit auch die Windgeschwindigkeit zum Quadrat ein. Der Windenergieeintrag wird in ELCOM mit

$$E_{Wind} = \frac{1}{2} C_n^3 dt u_*^3$$

berechnet. Der Mischungskoeffizient C_n ist auf 1,33 gesetzt. E_{Wind} wird in ELCOM im Mischungsschichtmodell direkt zur verfügbaren turbulente kinetische Energie an der Wasseroberfläche addiert und nimmt so Einfluss auf die Durchmischung der Schichten. Der Windeintrag ist proportional zur dritten Potenz der Windgeschwindigkeit.

Die Auswertung der berechneten Daten erfolgt ereignisorientiert, d. h. es werden jeweils nur die berechneten und gemessenen Daten während bzw. zwischen Windereignissen miteinander verglichen. Dadurch soll eine klare Trennung zwischen geringen und hohen Windgeschwindigkeiten erreicht und so mögliche Tendenzen besser erkennbar werden.

Die Messdaten der Messkampagne von 2001 stehen sowohl als 1 h-Mittel als auch als 4-Minuten-Mittel zur Verfügung. Im MCF werden die 1 h-Mittelwerte verwendet. Ein Vergleich der beiden Datensätze soll Aufschluss darüber bringen, wie sich eine solche Mittelung auf den Datensatz und schlussendlich auf die Modellierung der Hydrodynamik im See auswirkt.

Da das MCF in seltenen Fällen keine Lösung finden kann, liegen die Windgeschwindigkeiten nicht über den gesamten untersuchten Zeitraum vor, sondern es bestehen Lücken.

3.1.) Die Messkampagne im Herbst 2001

Vom Zeitraum zwischen dem 11. Oktober 2001 und dem 17. November 2001 wurden auf dem See acht Messstationen betrieben (Abb. 3.1). Dabei wurden neben weiteren Messdaten die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung an den einzelnen Stationen aufgenommen. Um eine ereignisorientierte Auswertung zu ermöglichen, müssen die Windereignisse im Messzeitraum identifiziert werden. Die Definition für ein Windereignis wird der Arbeit von Beck entnommen, in der die Ereignisse der Messkampagne von 2001 bereits identifiziert wurden (Beck 2005). Dabei findet ein Windereignis statt, wenn die Windgeschwindigkeiten an der Mehrzahl der Stationen über 4 m/s lagen und sich gleichzeitig die Windrichtungen auf eine Hauptwindrichtung einpendelten. Sieben Ereignisse konnten identifiziert werden (Tab. 3.1).

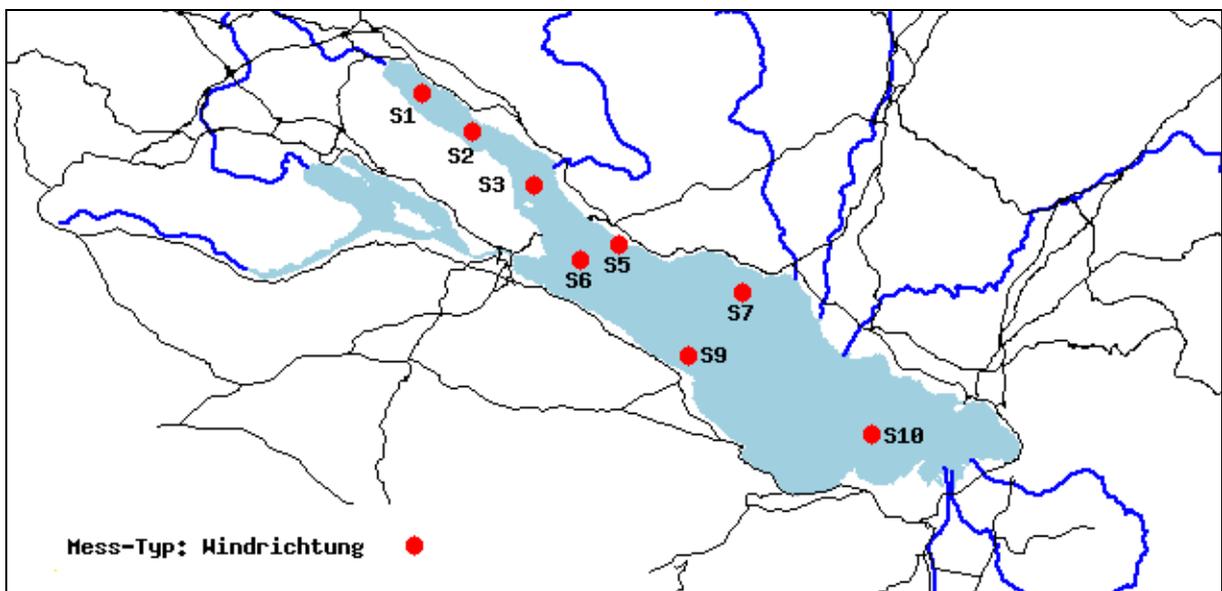


Abb. 3.1: Seemessstationen der Messkampagne im Herbst 2001

Tab. 3.1. Windereignisse während der Messkampagne im Herbst 2001

Index	Zeitraum	Hauptwindrichtung
1	20.10. 13:00 Uhr - 22.10. 15:00 Uhr	Südwestereignis
2	23.10. 23:00 Uhr - 25.10. 20:00 Uhr	Südwestereignis
3	31.10. 11:00 Uhr - 01.11. 00:00 Uhr	Südwestereignis
4	01.11. 16:00 Uhr - 03.11. 07:00 Uhr	Nordostereignis
5	06.11. 08:00 Uhr - 09.11. 05:00 Uhr	Südwestereignis
6	09.11. 11:00 Uhr - 12.11. 06:00 Uhr	Nordostereignis
7	13.11. 19:00 Uhr - 16.11. 05:00 Uhr	Nordostereignis

Die an den Seestationen gemessenen Winddaten wurden in 2,4 m Höhe gemessen. Die Messdaten der Landstationen wurden allerdings auf 10 m Höhe berechnet. Um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wurden die Daten der Seestationen umgerechnet mit (Appt 2003)

$$U_{w10} = \frac{\ln\left(\frac{10m}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{2,4m}{z_0}\right)} U_{w2,4}$$

3.2.) Vergleich an den Stationen

Nachfolgend werden die mit dem MCF berechneten Winddaten mit den Messdaten verglichen. Dabei wird jede Station einzeln betrachtet. So können räumliche Heterogenitäten festgestellt werden. Die Lage der Seemesstationen ist in Abb. 3.1 zu sehen.

Station S1

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.2, Abb. 3.3, Abb. 3.4 sowie in Tab. 3.2 zu sehen.

Auffällig ist die starke Überschätzung der Windgeschwindigkeit der letzten vier Windereignisse. Dies drückt sich auch im Mittelwert aus, der bei den berechneten Winddaten deutlich höher liegt. Die berechneten Windgeschwindigkeiten zwischen den Ereignissen liegen dagegen leicht unter den gemessenen. Eine Korrelation zwischen den berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten ist zwischen den Ereignissen nicht erkennbar.

Die mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Windrichtungen liegt zwischen den Ereignissen deutlich höher als während den Ereignissen, die Korrelation dagegen ist zwischen den Ereignissen stärker.

Durch die Überschätzung der Windgeschwindigkeit während den Ereignissen liegt die quadrierte Windschubspannung im Mittel doppelt so hoch wie bei den gemessenen Windgeschwindigkeiten. Zwischen den Ereignissen dagegen liegen die Werte für die berechneten Windgeschwindigkeiten im Mittel leicht unter denen der berechneten Windgeschwindigkeiten.

Dies wird auch in Abb. 3.4 deutlich: Der Windenergieeintrag ist zunächst bei gemessenen Windgeschwindigkeiten größer, durch die Überschätzung der Windgeschwindigkeiten der letzten Ereignisse im Zeitraum allerdings steigt der Windenergieeintrag bei berechneten Windgeschwindigkeiten stark an und übertrifft den Windenergieeintrag bei gemessenen Windgeschwindigkeiten deutlich.

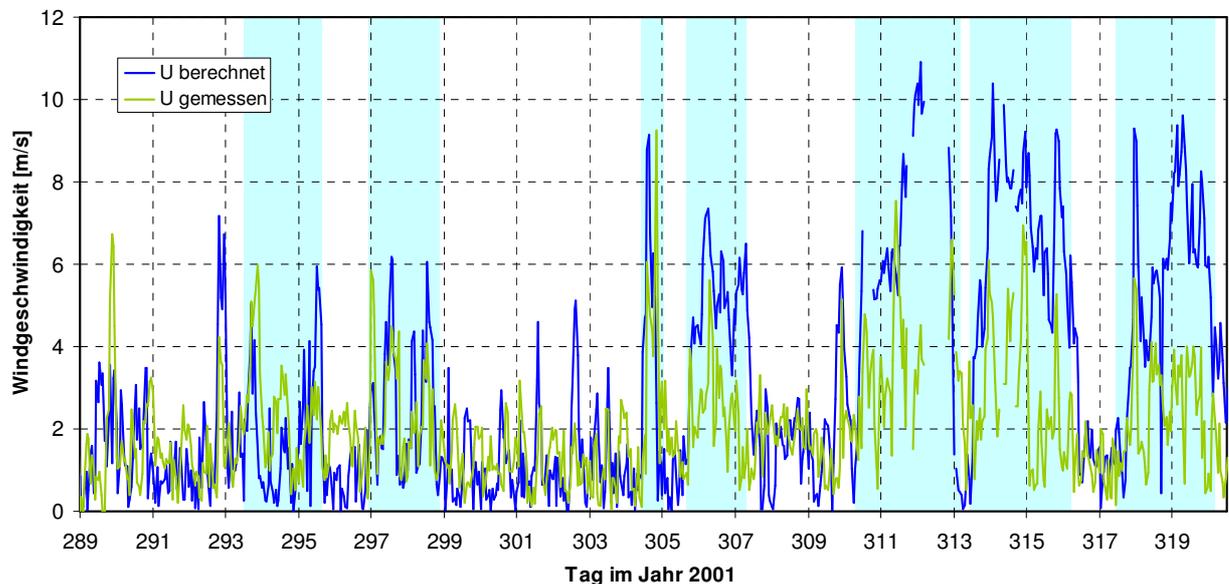


Abb. 3.2: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S1 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.2: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S1; die erste Spalte gibt den gemessenen Mittelwert der Windgeschwindigkeit an, die zweite den berechneten (jeweils in m/s); in der dritten und vierten Spalte stehen die Korrelationskoeffizienten für die berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen; Spalte fünf gibt die mittlere Abweichung zwischen berechneter und gemessener Windrichtung an (in Grad); in Spalte sechs und sieben sind die Mittelwerte der quadrierten Windschubspannungen für die gemessenen (m) und die berechneten (r) Windgeschwindigkeiten eingetragen (in m^2s^{-2}).

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	3.27	4.62	0.34	0.25	60.06	2.37E-05	4.80E-05
o. E.	1.66	1.44	-0.01	0.33	88.08	6.08E-06	5.95E-06

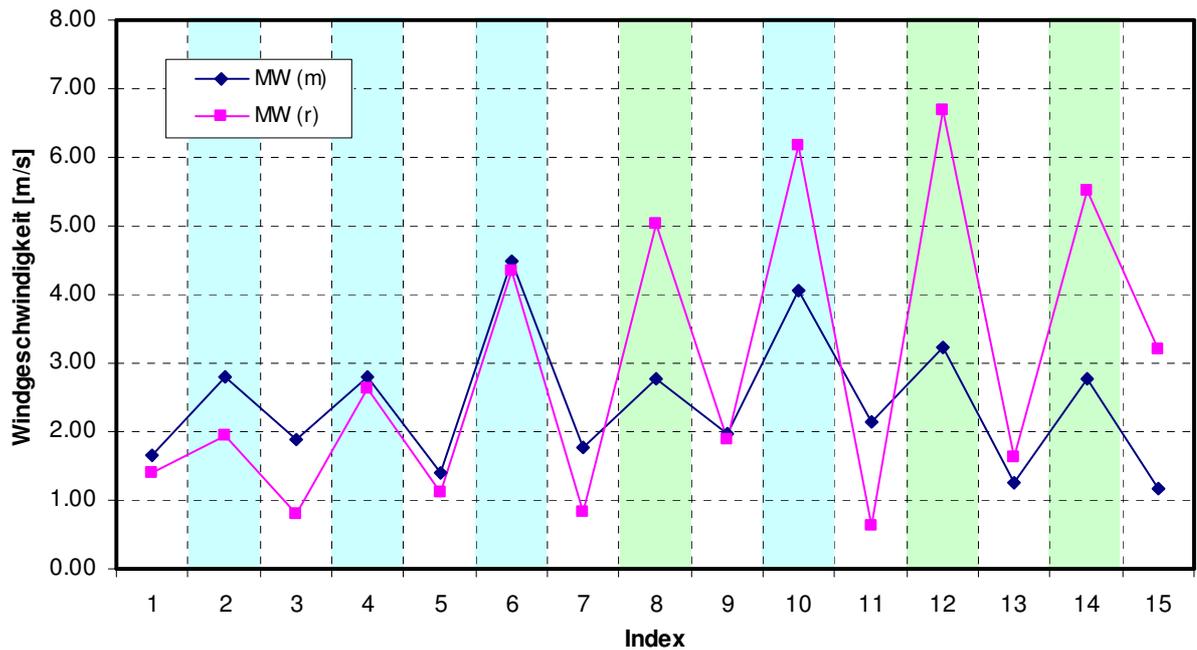


Abb. 3.3: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S1; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

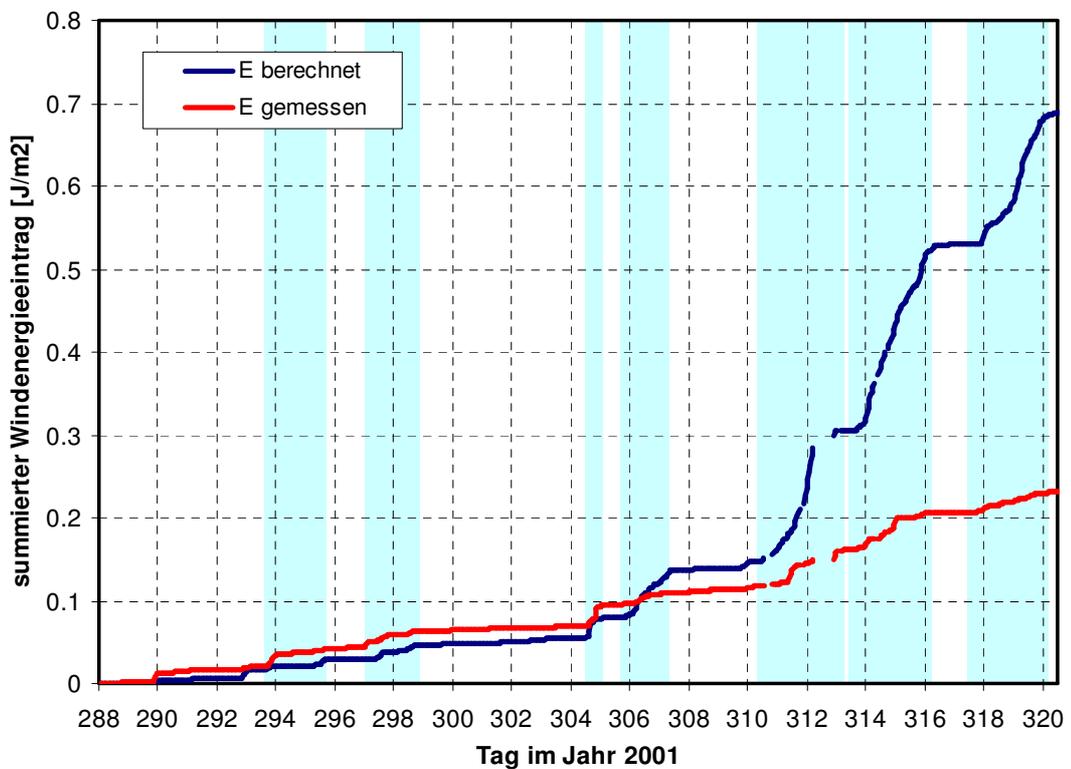


Abb. 3.4: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S1; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S2

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.5, Abb. 3.6, Abb. 3.7 und in Tab. 3.3 zu sehen. Es sind deutliche Parallelen zur Auswertung der Daten an Station S1 zu erkennen.

Wiederum werden die Windgeschwindigkeiten der letzten vier Windereignisse stark überschätzt, während die berechneten Windgeschwindigkeiten zwischen den Ereignissen im Mittel geringer sind als die gemessenen. Eine Korrelation der Geschwindigkeiten zwischen den Ereignissen ist nicht erkennbar.

Auch die Abweichungen der Windrichtungen sind, genau wie an Station S1, zwischen den Ereignissen deutlich höher als während den Ereignissen. Die Korrelationen sind identisch.

Die quadrierte Windschubspannung aus den berechneten Winddaten ist im Mittel fast doppelt so hoch wie die quadrierten Windschubspannungen der gemessenen Winddaten. Obwohl die berechneten Windgeschwindigkeiten zwischen den Ereignissen im Mittel unter den gemessenen liegen, sind die Windschubspannungen aus den berechneten Geschwindigkeiten leicht höher als die Werte der gemessenen. Dies liegt an der Tatsache, dass die Windgeschwindigkeiten im Quadrat einfließen.

Im Verlauf des seit Beginn des untersuchten Zeitraums summierten Windenergieeintrags (Abb. 3.7) zeigen die beiden Kurven zunächst einen sehr ähnlichen Verlauf, nach Eintritt der Starkwindereignisse in der zweiten Hälfte des untersuchten Zeitraums dagegen steigt der Windenergieeintrag aus den berechneten Windgeschwindigkeiten deutlich stärker an.

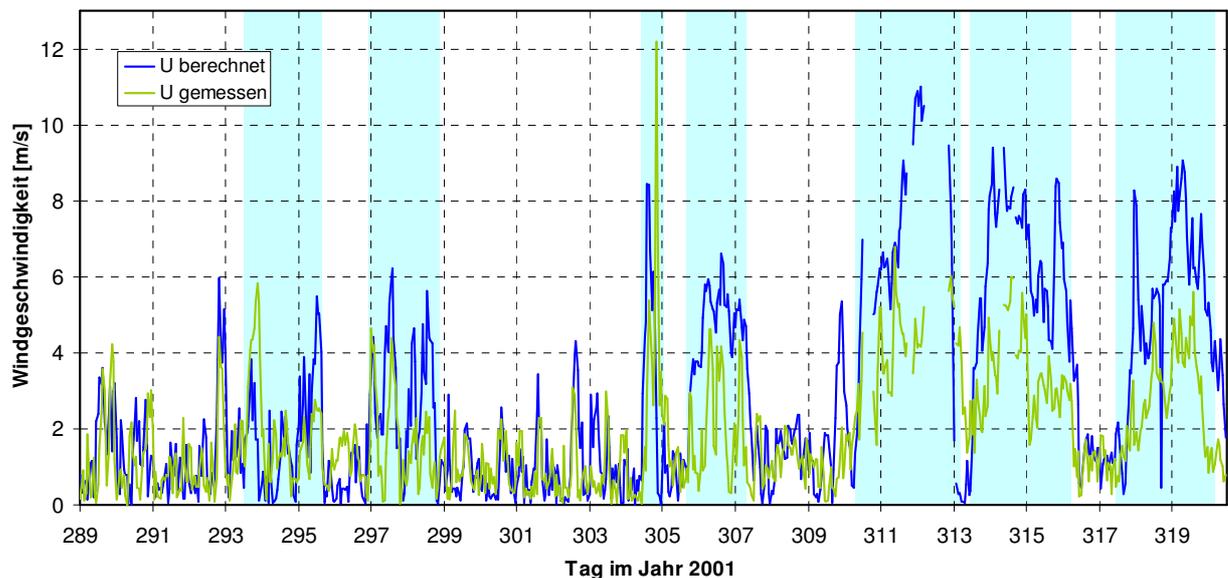


Abb. 3.5: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S2 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.3: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S2; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	3.25	4.50	0.38	0.48	39.40	2.48E-05	4.57E-05
o. E.	1.39	1.29	0.05	0.48	63.77	4.31E-06	4.94E-06

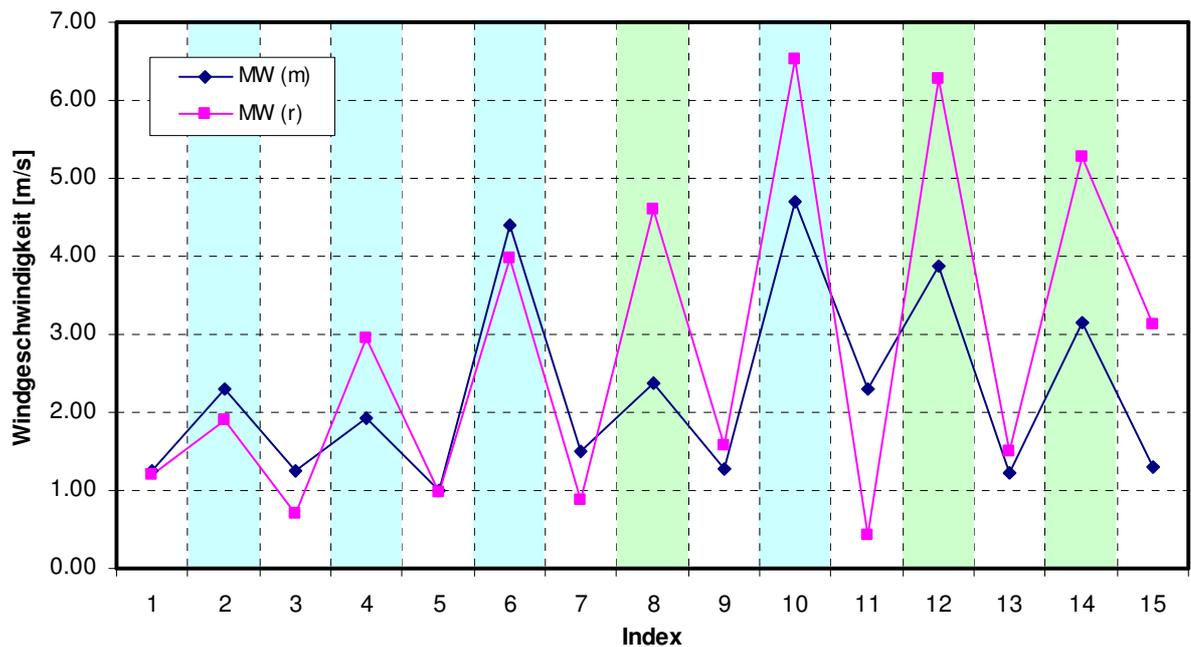


Abb. 3.6: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S2; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

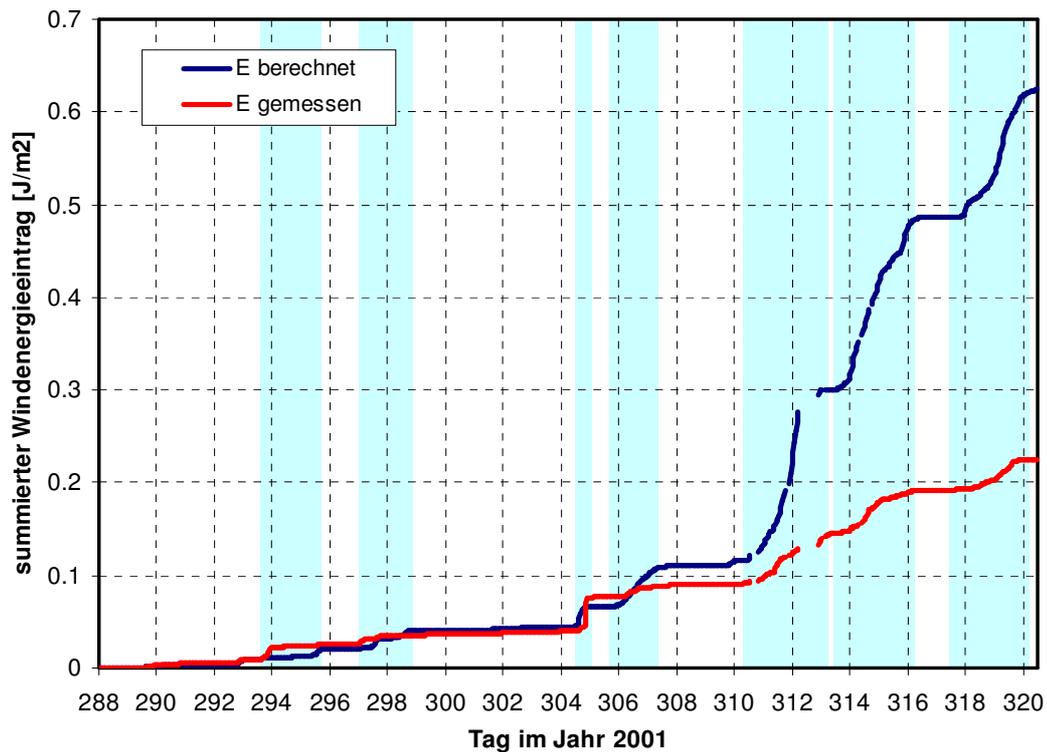


Abb. 3.7: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S2; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S3

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.8, Abb. 3.9, Abb. 3.10 und Tab. 3.4 zu sehen. Es sind deutliche Parallelen zur Auswertung der Daten an den Stationen S1 und S2 zu erkennen.

Die Windgeschwindigkeiten der letzten vier Windereignisse werden stark überschätzt, die berechneten Windgeschwindigkeiten zwischen den Ereignissen dagegen sind im Mittel um einiges geringer als die gemessenen. Eine Korrelation der Geschwindigkeiten zwischen den Ereignissen ist nicht erkennbar.

Auch die Abweichungen der Windrichtungen sind, genau wie an den Stationen S1 und S2, zwischen den Ereignissen deutlich höher als während den Ereignissen. Während der Ereignisse besteht eine Korrelation zwischen den gemessenen und den berechneten Windrichtungen, zwischen den Ereignissen dagegen ist keine Korrelation erkennbar.

Die quadrierte Windschubspannung aus den berechneten Winddaten liegt im Mittel deutlich über der mittleren quadrierten Windschubspannung der gemessenen Winddaten. Umgekehrt verhält es sich zwischen den Ereignissen. Dort sind die Windschubspannungen aus den berechneten Geschwindigkeiten kleiner als die Werte der gemessenen. Für die Modellierung der Hydrodynamik würde das bedeuten, dass die durch den Wind angetriebenen Wasserbewegungen an der Oberfläche bei geringen Windgeschwindigkeiten ohne einwirkendes Windereignis als zu klein, während eines Windereignis dagegen als zu groß angenommen werden.

Für den Verlauf des summierten Windenergieeintrags (Abb. 3.10) gilt wiederum dasselbe wie für Station S1 und Station S2. Nach Eintritt der Starkwindereignisse in der zweiten Hälfte des untersuchten Zeitraums steigt der Windenergieeintrag aus

den berechneten Windgeschwindigkeiten gegenüber dem Windenergieeintrag aus den gemessenen Windgeschwindigkeiten stärker an.

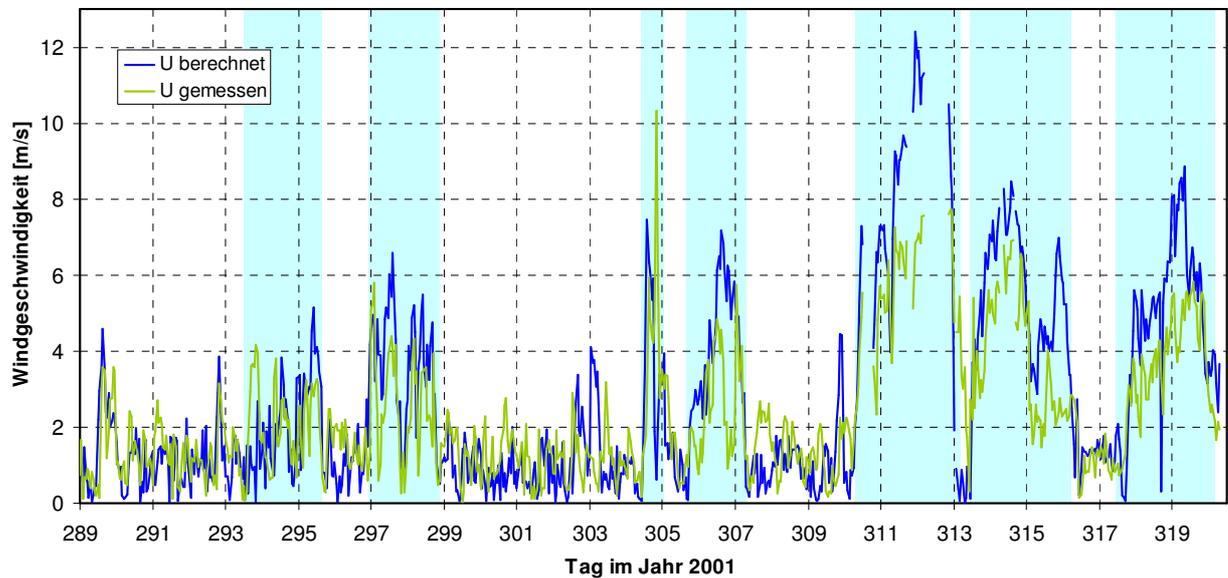


Abb. 3.8: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S3 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.4 Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S3; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	3.97	4.46	0.47	0.42	40.16	3.44E-05	4.43E-05
o. E.	1.74	1.29	-0.01	-0.07	81.79	6.60E-06	4.41E-06

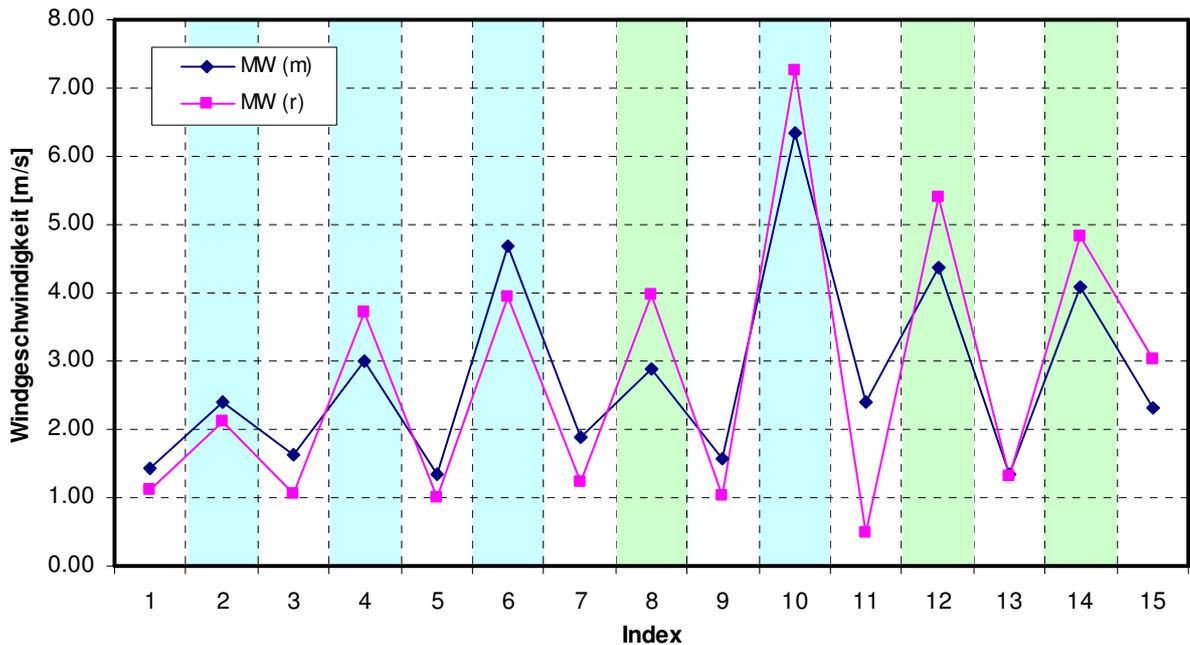


Abb. 3.9: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S3; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

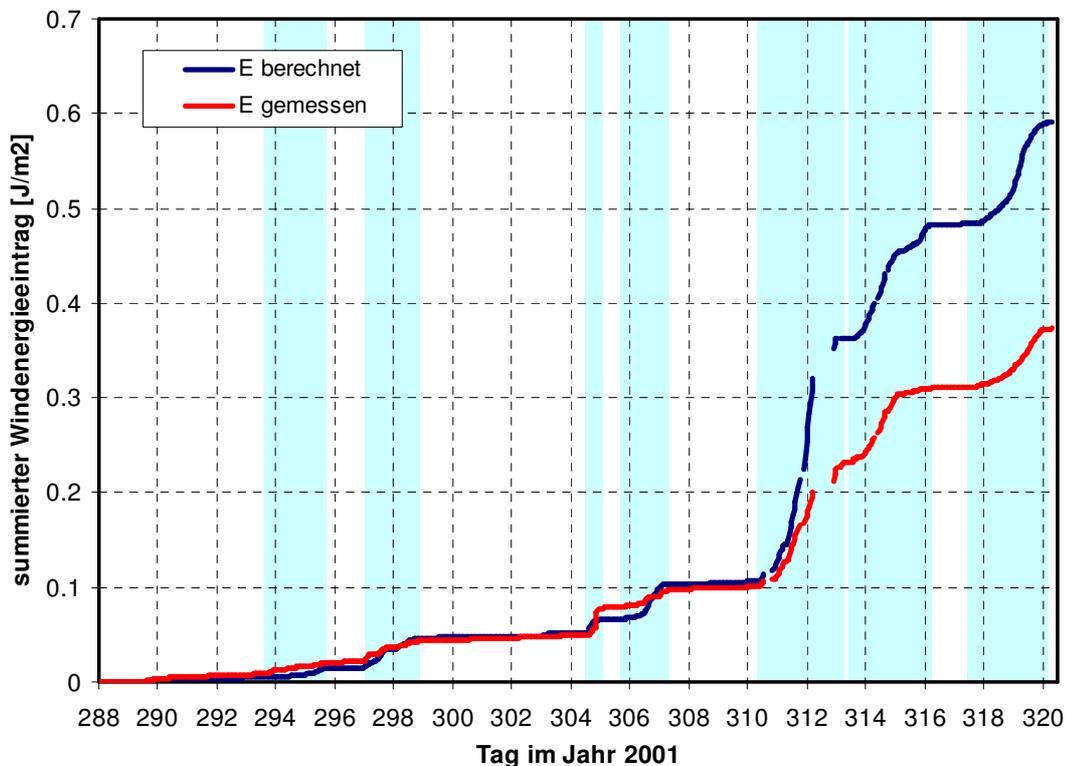


Abb. 3.10: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S3; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S5

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.11, Abb. 3.12, Abb. 3.13 und Tab. 3.5 zu sehen. Auch hier sind Ähnlichkeiten zur Auswertung der vorhergehenden Stationen zu erkennen.

Die Windgeschwindigkeiten während den Ereignissen werden im Mittel wiederum überschätzt, wenn auch nicht mehr in dem Maße wie an den Station S1-S3. Die Nordostwindereignisse werden dabei stärker überschätzt als die Südwestwindereignisse. Zwischen den Ereignissen liegen die berechneten Windgeschwindigkeiten im Mittel leicht unter den gemessenen. Eine Korrelation zwischen gemessenen und berechneten Windgeschwindigkeiten ist sowohl zwischen als auch während den Windereignissen zu erkennen.

Die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Windrichtungen sind während den Ereignissen kleiner als bei den bisher untersuchten Stationen, zwischen den Ereignissen allerdings sind die Abweichungen an dieser Station am größten. Auch die Korrelation ist zwischen den Ereignissen nicht in dem Maße ausgeprägt wie während den Ereignissen.

Wie bei den vorherigen Stationen liegt während den Ereignissen die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten bestimmte quadrierte Windschubspannung über der aus den gemessenen Geschwindigkeiten bestimmten quadrierten Windschubspannung. Zwischen den Ereignissen ist es wiederum umgekehrt.

Der Verlauf des summierten Windenergieeintrags ist bei gemessenen und berechneten Windgeschwindigkeiten fast identisch, durch die Überschätzung der letzten beiden Windereignisse steigt gegen Ende des Zeitraums allerdings der aus den berechneten Geschwindigkeiten bestimmte Wert des summierten Windenergieeintrags stärker an.

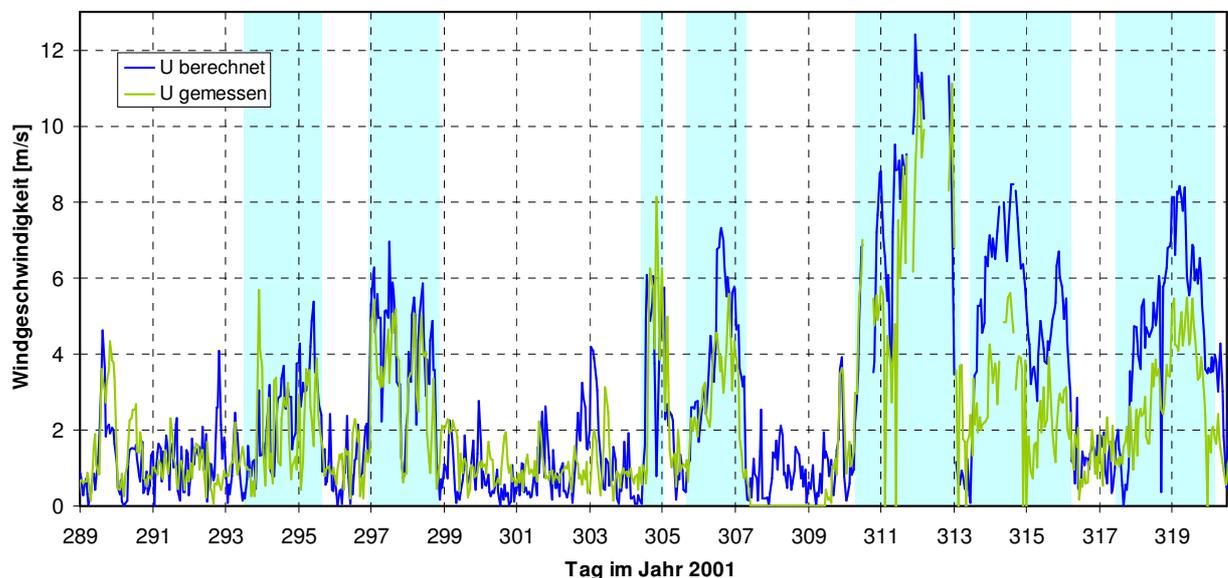


Abb. 3.11: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S5 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.5: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S5; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	3.98	4.53	0.56	0.48	28.45	3.71E-05	4.46E-05
o. E.	1.38	1.23	0.37	0.17	128.60	4.88E-06	4.34E-06

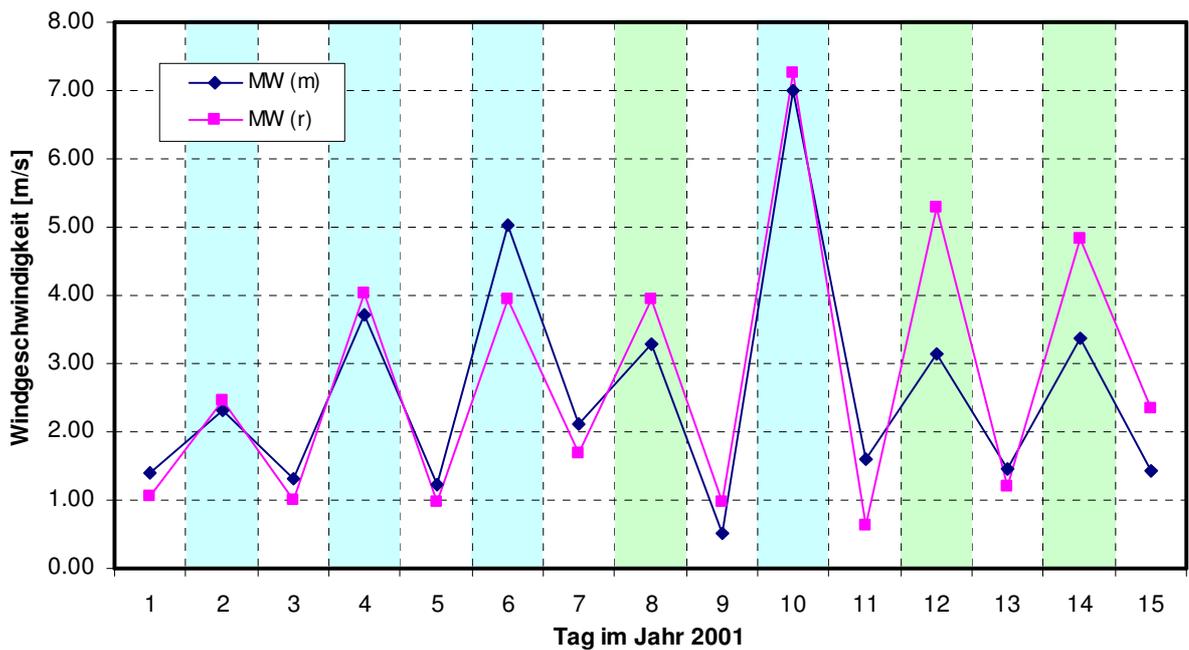


Abb. 3.12: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S5; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

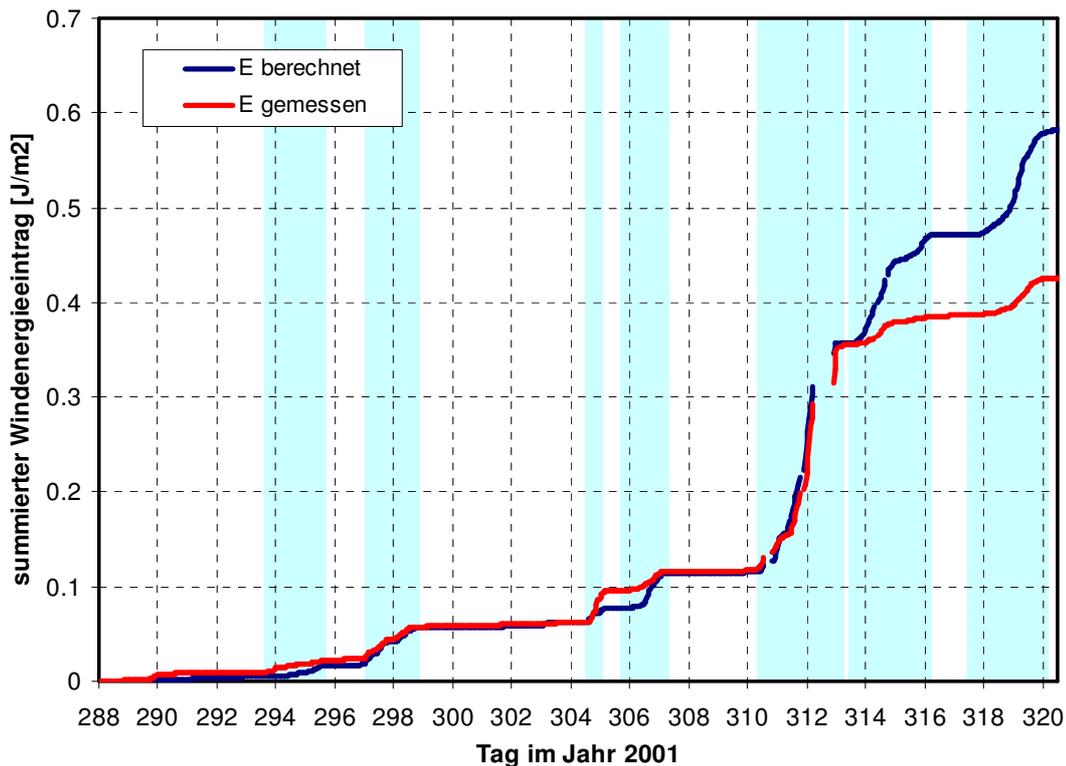


Abb. 3.13: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S5; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S6

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.14, Abb. 3.15, Abb. 3.16 und Tab. 3.6 zu sehen. Im Vergleich zu den Auswertungen der Stationen S1-S5 sind an Station S6 einige Unterschiede zu erkennen.

Die berechneten Windgeschwindigkeiten während den Ereignissen sind im Mittel identisch mit den gemessenen, trotzdem gibt es unter den Ereignissen Abweichungen (Abb. 3.15). Die Windgeschwindigkeiten zwischen den Ereignissen werden im Mittel deutlich unterschätzt. Dies trifft auch bis auf eine Ausnahme auf jeden einzelnen Zeitraum zwischen den Ereignissen zu. Sowohl während als auch zwischen den Ereignissen ist eine Korrelation zwischen gemessenen und berechneten Geschwindigkeiten erkennbar, wobei die Korrelation während den Ereignissen stärker ist.

Die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Windrichtungen sind während den Ereignissen sehr klein, zwischen den Ereignissen dagegen um ein Vielfaches größer. Die Korrelation ist zwischen den Ereignissen nur geringfügig geringer als während den Ereignissen.

Wie bei den vorherigen Stationen liegt während den Ereignissen die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten bestimmte quadrierte Windschubspannung über der aus den gemessenen Geschwindigkeiten bestimmten. Zwischen den Ereignissen ist es wiederum umgekehrt. Dabei sind die Schubspannungswerte für die gemessenen Geschwindigkeiten mehr als doppelt so groß wie für die berechneten.

Der Verlauf der beiden Kurven des summierten Windenergieeintrags bei gemessenen und berechneten Windgeschwindigkeiten ist sich sehr ähnlich, gegen Ende des beobachteten Zeitraums steigt der aus den berechneten Geschwindigkeiten bestimmte Windenergieeintrag allerdings stärker an.

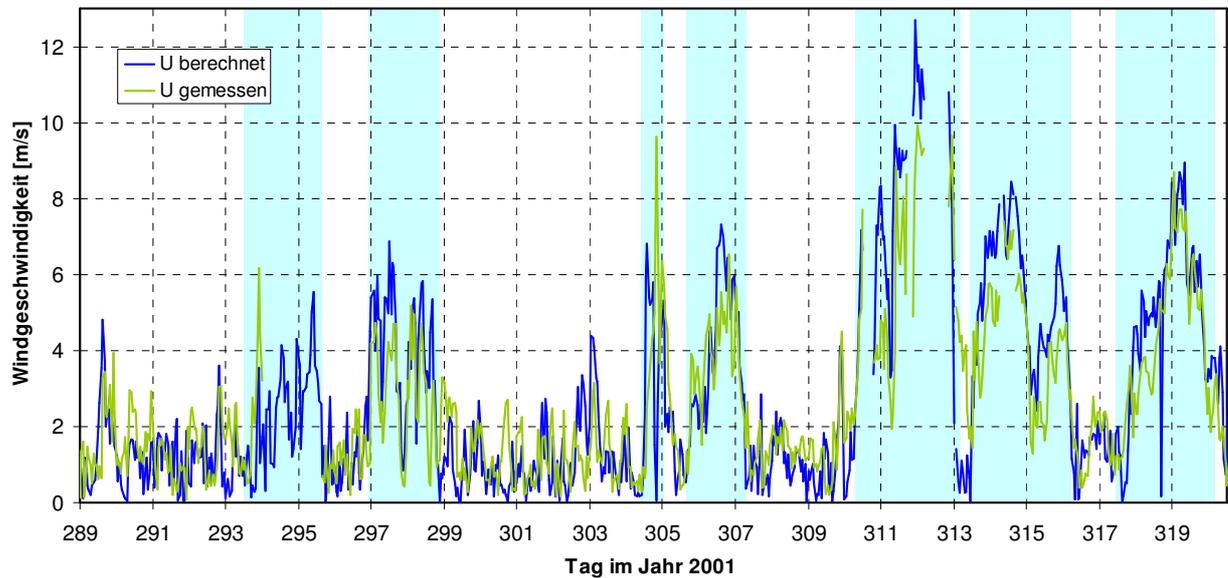


Abb. 3.14: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S6 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.6: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S6; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	4.52	4.53	0.59	0.57	18.93	4.21E-05	4.51E-05
o. E.	1.95	1.28	0.28	0.51	53.44	9.01E-06	4.42E-06

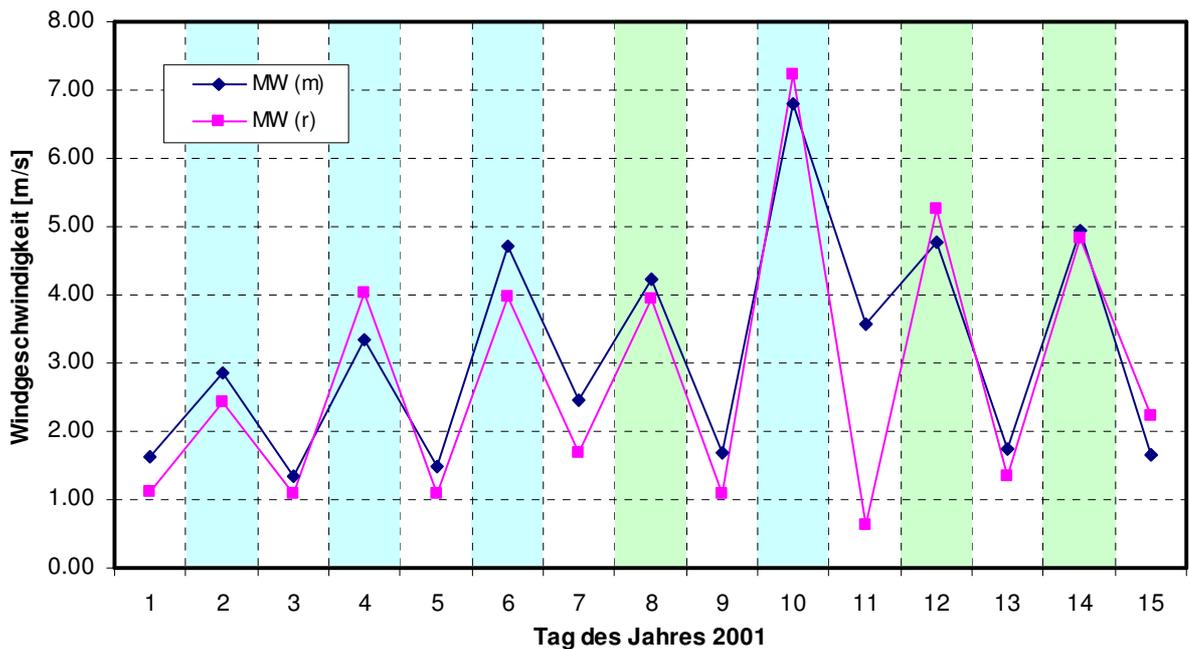


Abb. 3.15: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S6; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

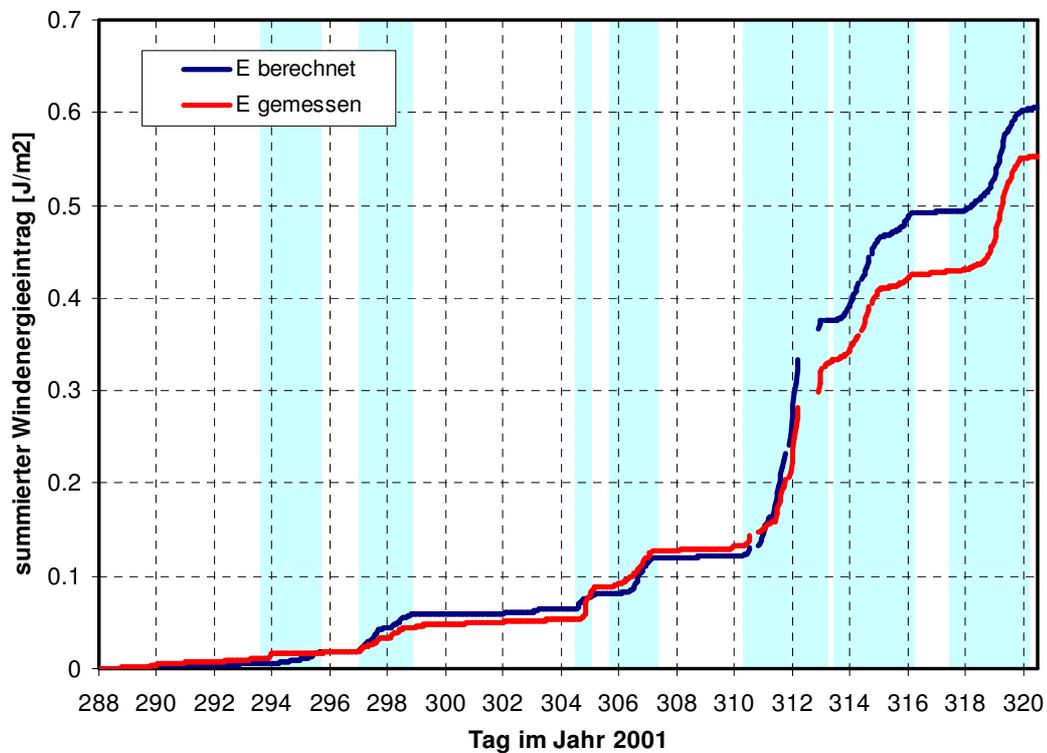


Abb. 3.16: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S6; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S7

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.17, Abb. 3.18, Abb. 3.19 und Tab. 3.7 zu sehen. Die Daten an Station S7 weisen im Vergleich zu den Auswertungen der vorherigen Stationen Unterschiede auf.

Die Windgeschwindigkeiten werden vom MCF im Mittel deutlich überschätzt, sowohl während als auch zwischen den Ereignissen. Eine Ausnahme bildet der Zeitraum zwischen den Ereignissen um den Tag 311 und den Tag 315. Dieser Zeitraum ist allerdings mit einer Dauer von nur wenigen Stunden sehr kurz. Die Korrelation zwischen berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten dagegen ist für den gesamten beobachteten Zeitraum relativ hoch.

Dies gilt auch für die Windrichtungen. Die mittleren Abweichungen von den gemessenen Windrichtungen sind allerdings zwischen den Ereignissen doppelt so hoch wie während den Ereignissen.

Die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten ermittelte quadrierte Windschubspannung liegt wie zu erwarten im Mittel deutlich über den aus gemessenen Winddaten bestimmten Werten.

Dies zeigt sich auch im Verlauf der Kurven des summierten Windenergieeintrags. Die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten bestimmte Kurve zeigt einen steileren Verlauf. Über den gesamten Zeitraum ist der summierte Windenergieeintrag mit den berechneten ca. dreimal so hoch als mit den gemessenen Windgeschwindigkeiten.

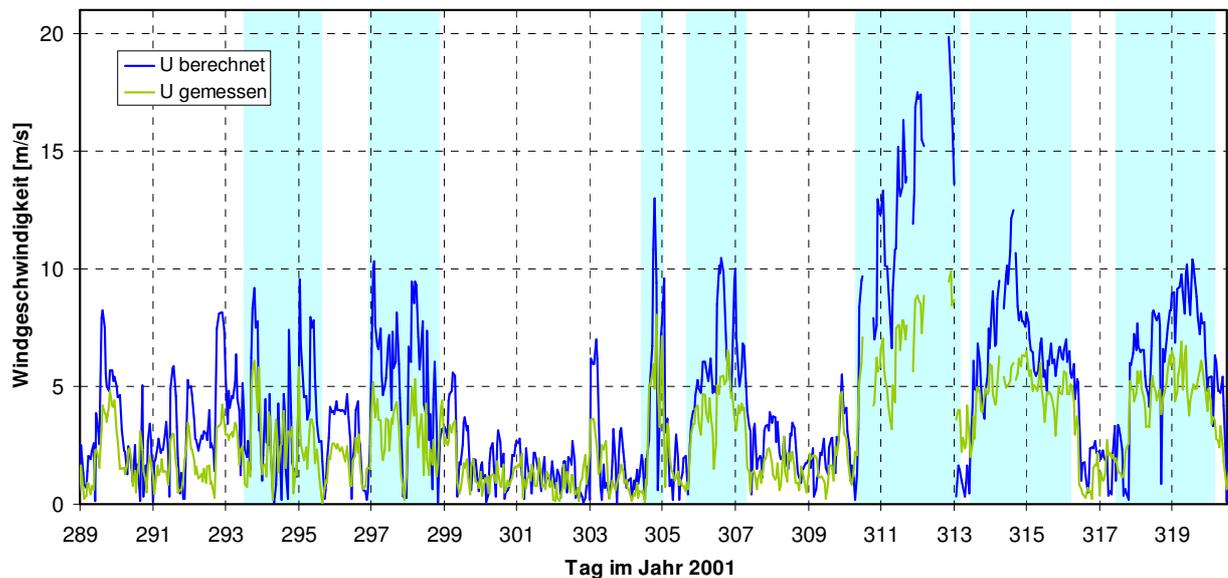


Abb. 3.17: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S7 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.7: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S7; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	4.79	6.43	0.71	0.84	24.19	4.71E-05	9.37E-05
o. E.	2.07	2.34	0.70	0.59	49.48	9.48E-06	1.44E-05

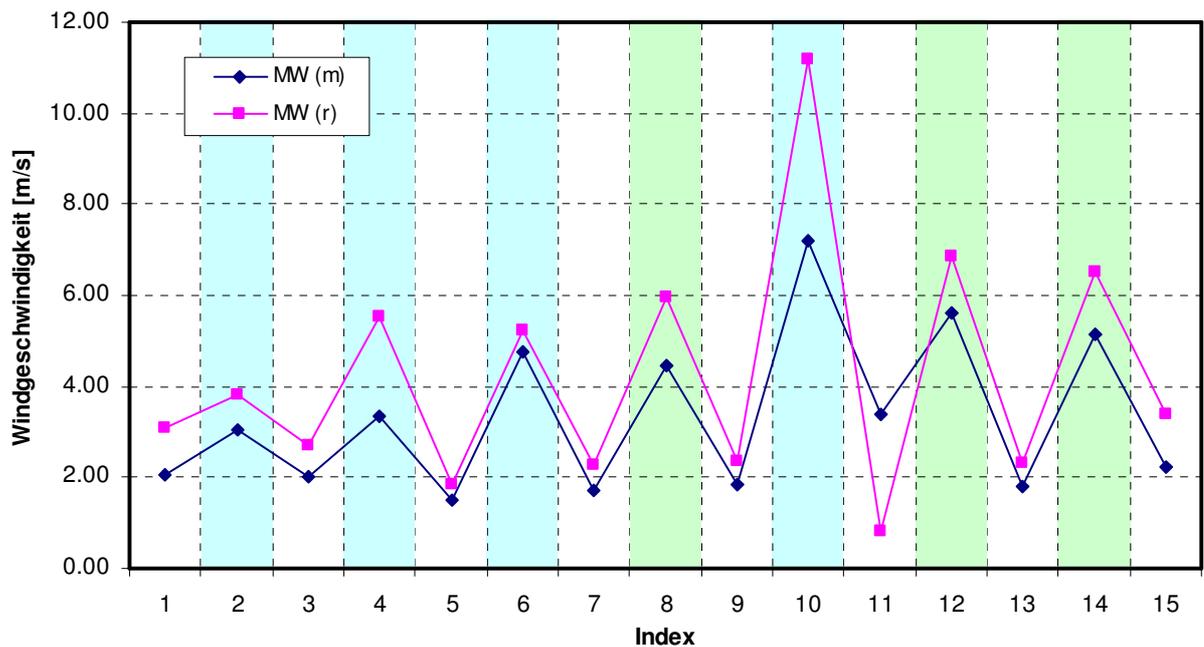


Abb. 3.18: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S7; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

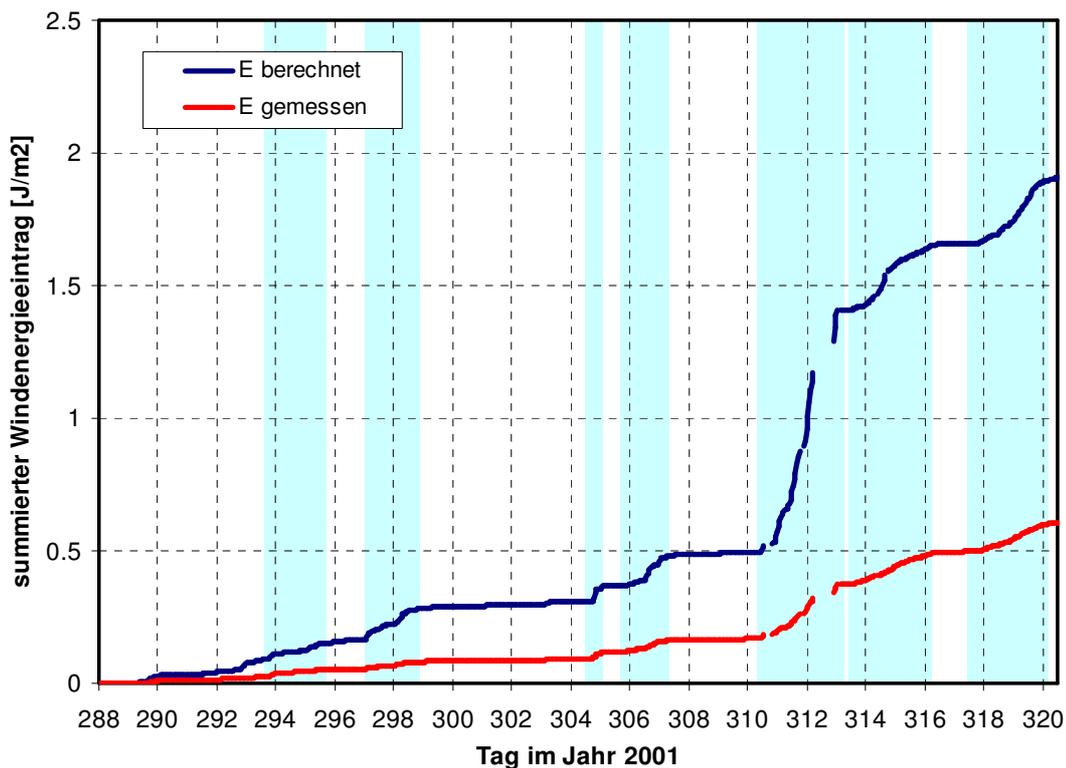


Abb. 3.19: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S7; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S9

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.20, Abb. 3.21, Abb. 3.22 und Tab. 3.8 zu sehen. Station S9 weist im Vergleich zu den anderen Stationen eine ähnliche Charakteristik auf.

Die mit dem MCF bestimmten Windgeschwindigkeiten während den Ereignissen liegen im Mittel über den gemessenen. Abb. 3.21 verrät allerdings, dass dies nicht auf alle Ereignisse zutrifft. Die Ereignisse mit Nordostwind werden alle unterschätzt. Zwischen den Ereignissen werden die Windgeschwindigkeiten bis auf eine Ausnahme unterschätzt.

Die Korrelation zwischen gemessenen und berechneten Windrichtungen ist während den Ereignissen höher, die mittleren Abweichungen der Windrichtungen sind zwischen den Ereignissen doppelt so hoch wie während den Ereignissen.

Die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten ermittelte quadrierte Windschubspannung liegt während den Ereignissen im Mittel leicht über den aus gemessenen Windgeschwindigkeiten bestimmten Werte, zwischen den Ereignissen aber darunter.

Im Verlauf der Kurven des summierten Windenergieeintrags zeigt sich, dass die aus den berechneten Werten bestimmte Kurve fast immer über der aus gemessenen Werten bestimmten Kurve liegt. Ursache dafür sind das zweite und das fünfte Windereignis, die stark überschätzt werden. Da die Windgeschwindigkeit mit der dritten Potenz proportional zum Windenergieeintrag ist, üben diese Ereignisse einen starken Einfluss auf die Kurve aus.

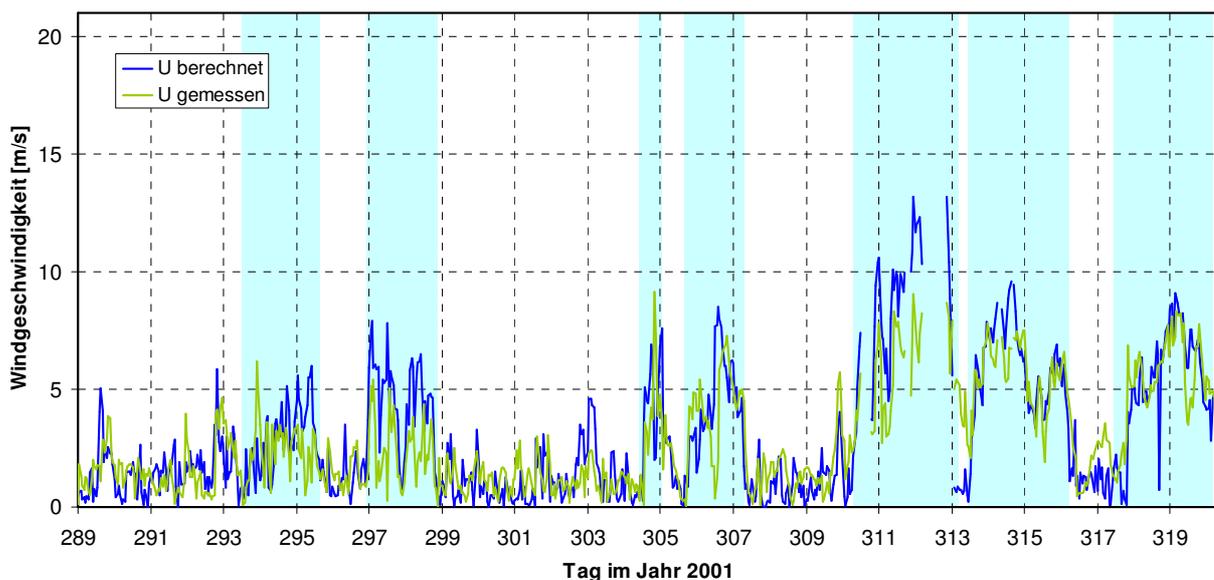


Abb. 3.20: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S9 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Tab. 3.8: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S9; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	4.80	5.00	0.47	0.39	30.64	4.89E-05	5.39E-05
o. E.	2.16	1.45	0.51	0.22	59.99	1.09E-05	6.22E-06

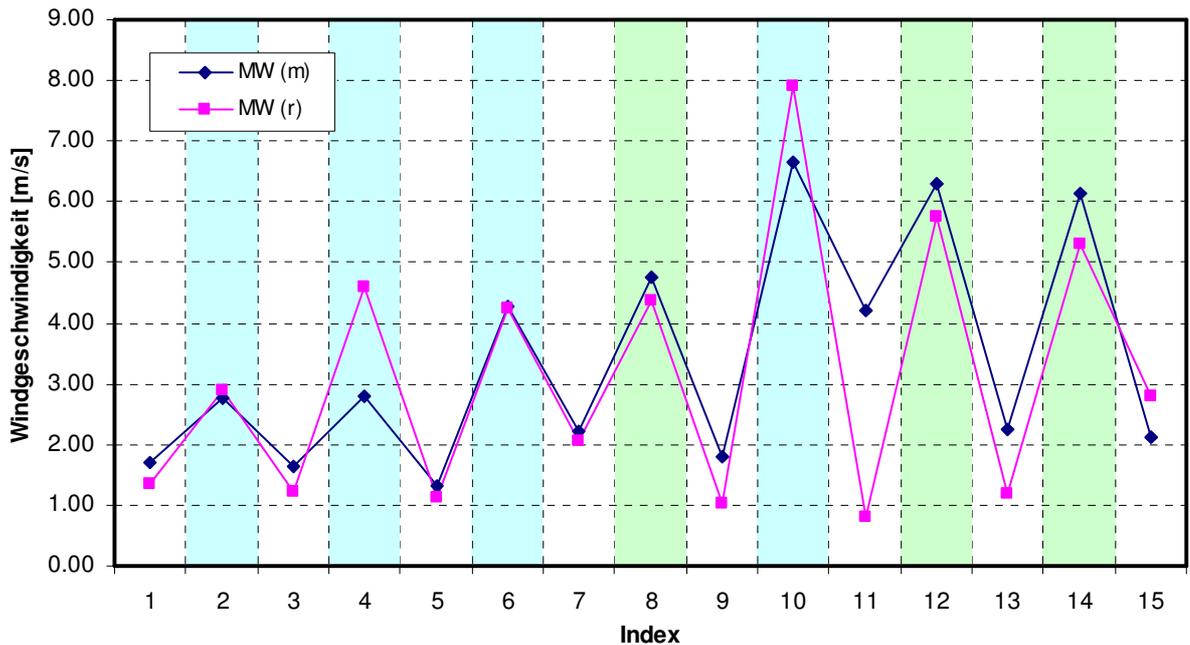


Abb. 3.21: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S9; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

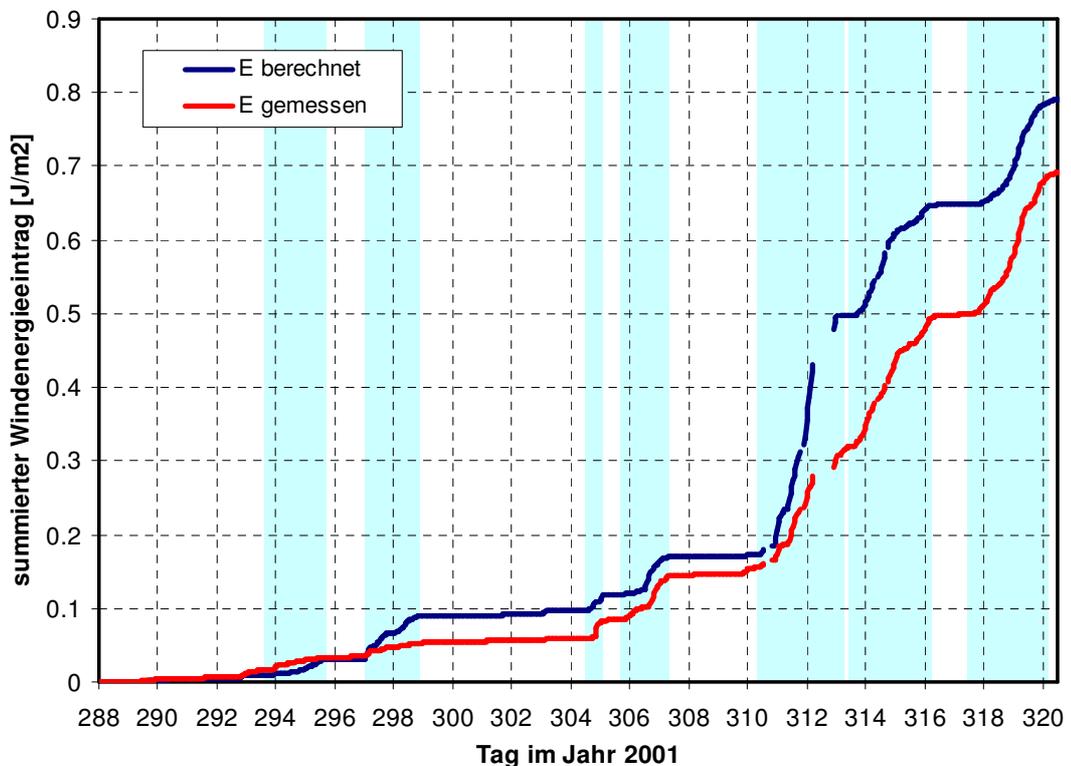


Abb. 3.22: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S9; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

Station S10

Ein Vergleich der berechneten und der gemessenen Winddaten an dieser Station ist in Abb. 3.23, Abb. 3.24, Abb. 3.25 und Tab. 3.9 zu sehen. Die Ergebnisse an Station S10 ähneln denen der anderen Stationen.

Die Windgeschwindigkeiten der Ereignisse werden bei allen Ereignissen im Mittel überschätzt (Abb. 3.24). Zwischen den Ereignissen dagegen liegen die berechneten Windgeschwindigkeiten bei fast allen Zeiträumen im Mittel unter den gemessenen. Die Korrelation zwischen den Ereignissen ist nur halb so groß wie während den Ereignissen.

Dasselbe gilt für die Korrelation der Windrichtungen. Die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Windrichtungen ist zwischen den Ereignissen mehr als doppelt so groß wie während den Ereignissen.

Wie zu erwarten liegt die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten ermittelte quadrierte Windschubspannung im Mittel während den Ereignissen deutlich über den aus den gemessenen Geschwindigkeiten bestimmten Werten, zwischen den Ereignissen dagegen leicht darunter.

Die Überschätzung der Windgeschwindigkeiten der Ereignisse macht sich in der Kurve des summierten Windenergieeintrags bemerkbar. Die aus den berechneten Windgeschwindigkeiten ermittelte Kurve steigt vor allem während den Ereignissen stärker an als die aus den gemessenen Geschwindigkeiten bestimmte Kurve. Über den gesamten Zeitraum ist die summierte Windenergie bei berechneten Geschwindigkeiten doppelt so hoch wie bei gemessenen.

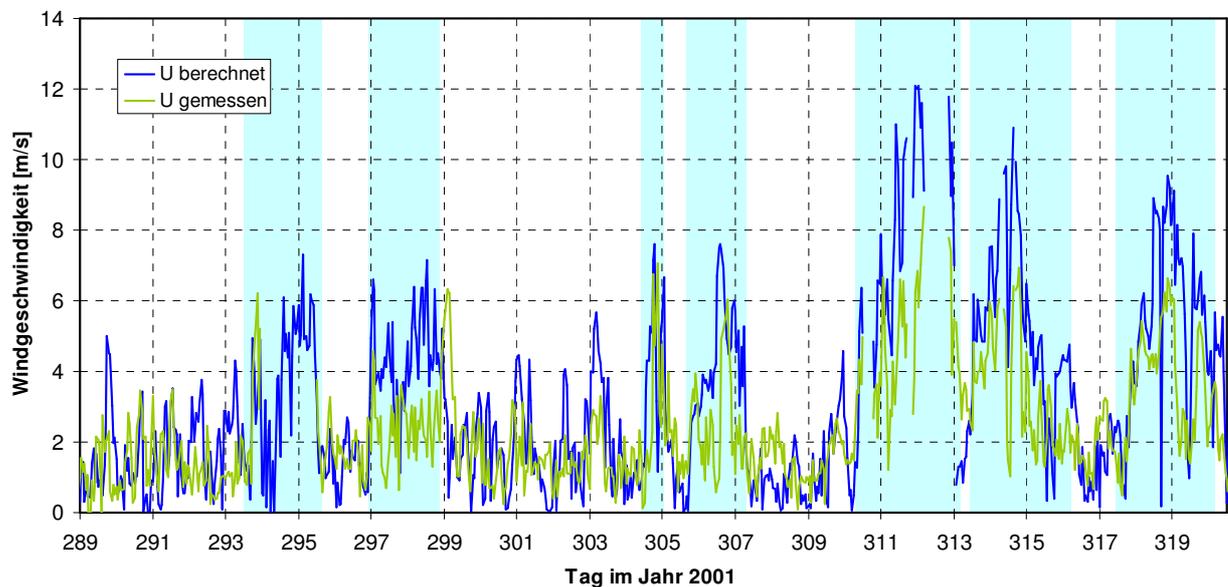


Abb. 3.23: Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S10 vom Tag 289 bis zum Tag 320 des Jahres 2001; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

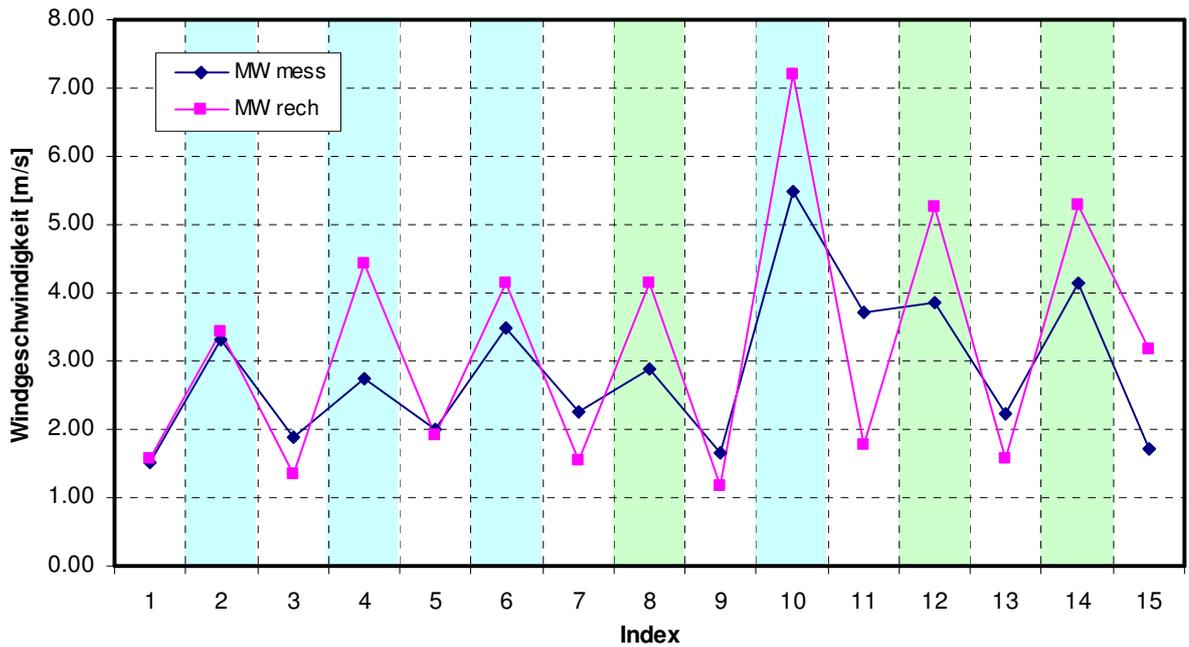


Abb. 3.24: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte an Station S10; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

Tab. 3.9 Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten an Station S10; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	3.70	4.84	0.46	0.52	40.39	2.77E-05	4.97E-05
o. E.	2.12	1.76	0.21	0.25	97.08	9.39E-06	8.27E-06

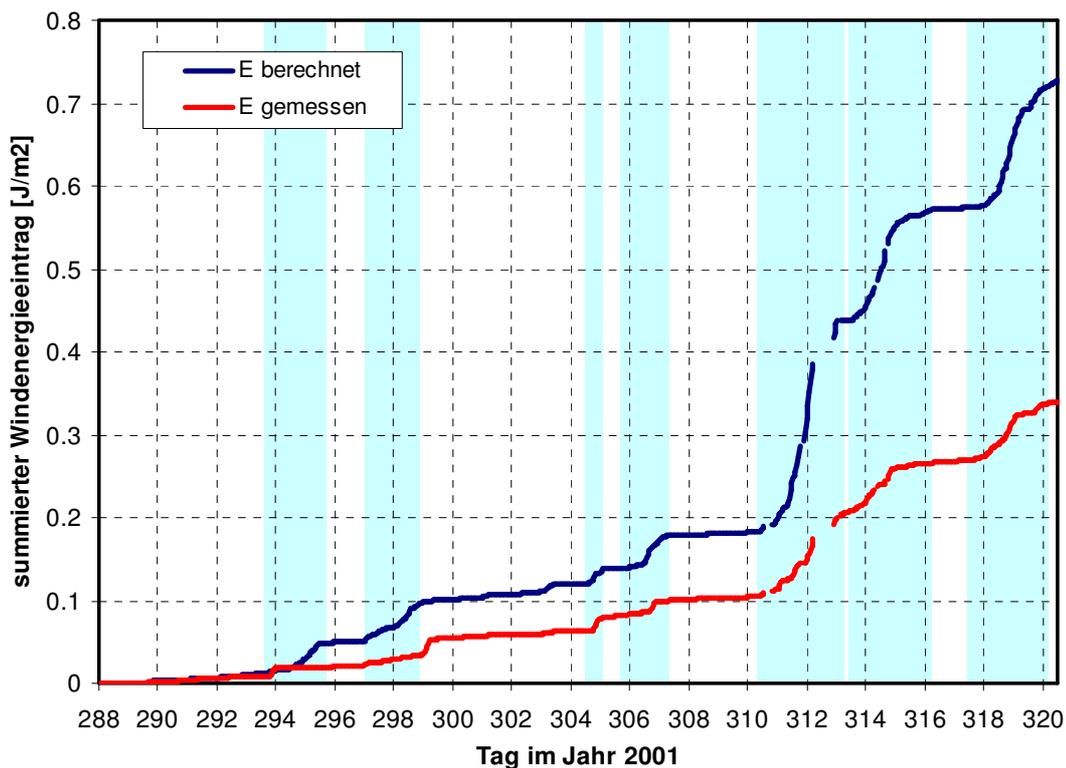


Abb. 3.25: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten an Station S10; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

3.3.) Vergleich über alle Stationen

Im Folgenden werden die Winddaten über alle Stationen gemittelt betrachtet und verglichen.

Die mit dem MCF bestimmten Windgeschwindigkeiten der Ereignisse werden bis auf zwei Ereignisse deutlich überschätzt. Zwischen den Ereignissen dagegen werden die Windgeschwindigkeiten grundsätzlich unterschätzt. Einen Unterschied zwischen Nordost- und Südwestwindereignis ist nicht zu erkennen. Die Korrelation zwischen berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten ist während den Ereignissen fast doppelt so hoch wie zwischen den Ereignissen.

Auch bei den Windrichtungen ist die Korrelation während den Ereignissen höher. Die Abweichungen sind während den Ereignissen um mehr als die Hälfte geringer als zwischen den Ereignissen.

Die quadrierten Windschubspannungen sind mit den berechneten Geschwindigkeiten während den Ereignissen höher, zwischen den Ereignissen aber geringer.

Dies macht sich auch in den Kurven des summierten Windenergieeintrags bemerkbar. Da die hohen Geschwindigkeiten während den Ereignissen durch die Proportionalität mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit besonders großen Einfluss auf den Windenergieeintrag besitzen und die hohen Geschwindigkeiten vom MCF überschätzt werden, ist die Summe des Windenergieeintrags über den beobachteten Zeitraum aus berechneten Werten ca. doppelt so hoch wie aus gemessenen Werten.

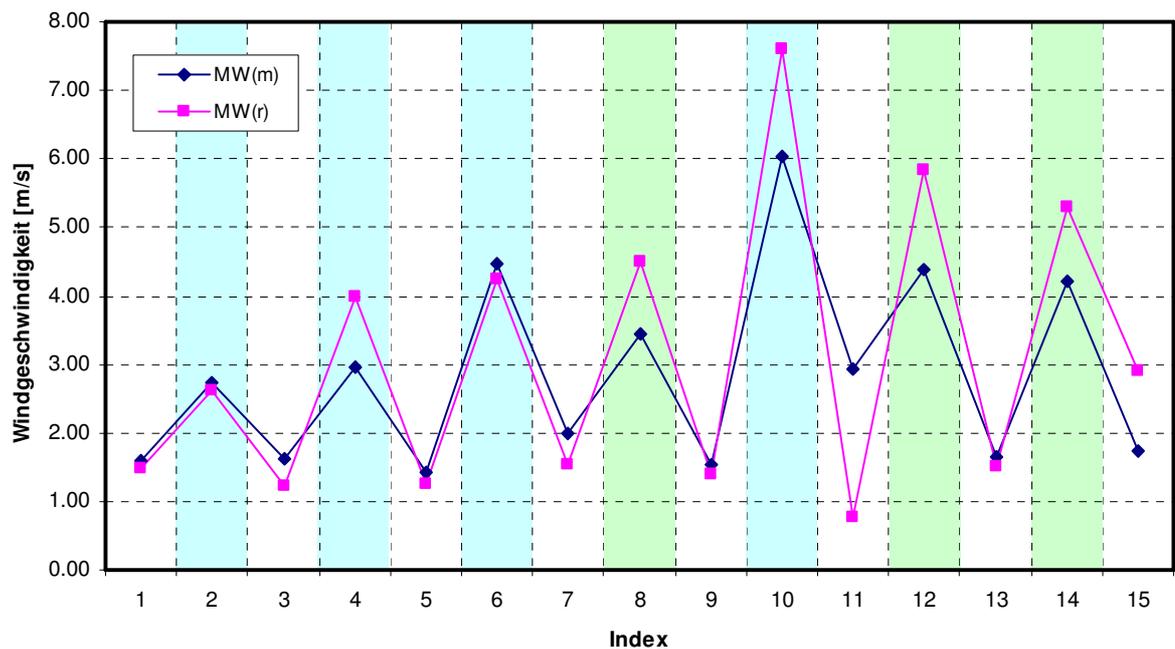


Abb. 3.26: Verlauf der berechneten und gemessenen Mittelwerte aller Stationen; jeder Mittelwert wird dabei aus einem Ereignis bzw. aus dem Zeitraum zwischen den Ereignissen berechnet, beginnend mit einem Zeitraum ohne Ereignis (Index 1); blau markierte Bereiche stehen für Südwestwindereignisse, grün markierte für Nordostwindereignisse, nicht markierte Bereiche sind Zeiträume zwischen Ereignissen

Tab. 3.10: Ereignisorientierte statistische Auswertung der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten aller Stationen; Erklärung siehe Tab. 3.2

	MW (m)	MW (r)	U Korrel.	R Korrel.	R Abw. MW	u^{*2} (m)	u^{*2} (r)
m. E.	4.04	4.87	0.50	0.49	35.28	3.58E-05	5.31E-05
o. E.	1.81	1.51	0.27	0.31	77.78	7.57E-06	6.62E-06

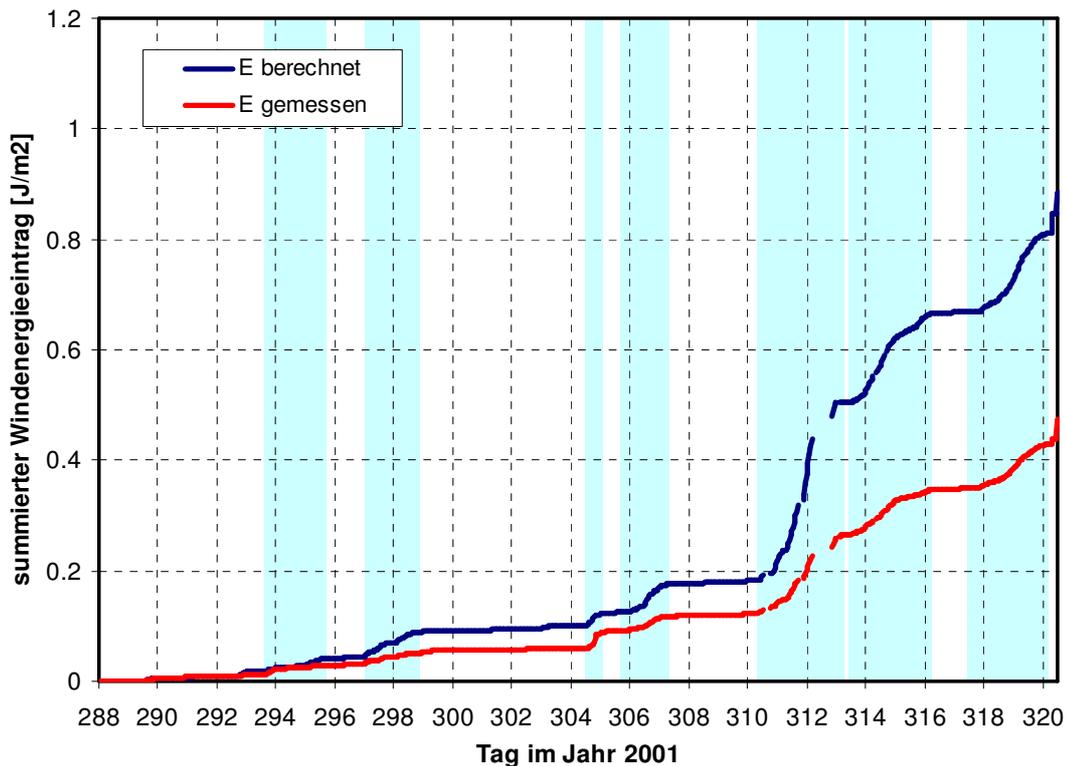


Abb. 3.27: Absolute Summenhäufigkeit der in die Wassersäule eingetragenen Windenergie für berechnete und gemessene Windgeschwindigkeiten gemittelt über alle Stationen; farblich hinterlegt sind die Zeiträume mit Windereignis

3.4.) Vergleich der 4 Minuten- und 1 h-Messwerte

Im Rahmen der Messkampagne im Herbst 2001 wurden Windgeschwindigkeit und -richtung sowohl über vier Minuten gemittelt als auch über eine Stunde gemittelt aufgezeichnet. Ein Vergleich dieser beiden Datenreihen soll Aufschluss darüber bringen, ob durch die Mittelung die Charakteristik der Ganglinie verändert wird. Exemplarisch werden hierzu die Werte an Station S1 ausgewertet. Alle anderen Stationen besitzen eine ähnliche Charakteristik.

In Abb. 3.28 ist ein Ausschnitt des Messzeitraums zu sehen. Dabei sind sowohl die über vier Minuten gemittelten als auch über eine Stunde gemittelten Windgeschwindigkeiten aufgetragen. Auf den ersten Blick ist die geringere Varianz bei den 1 h-Werten zu erkennen. Ein Blick in Tab. 3.11 bestätigt dies. Dort ist auch erkennbar, dass die Stundenwerte einen geringeren Mittelwert besitzen als die 4-Minuten-Werte. Diese Unterschiede zwischen den beiden Zeitreihen machen sich auch im über den gesamten Messzeitraum summierten Windenergieeintrag bemerkbar. Der mit den 4-Minuten-Werten berechnete Windenergieeintrag ist um knapp 20 % höher als der aus den Stundenwerten berechnete.

Es zeigt sich also, dass durch die Mittelung die ursprüngliche Charakteristik der Zeitreihe zu einem gewissen Teil verloren geht, was die Modellierung der Hydrodynamik beeinflussen kann.

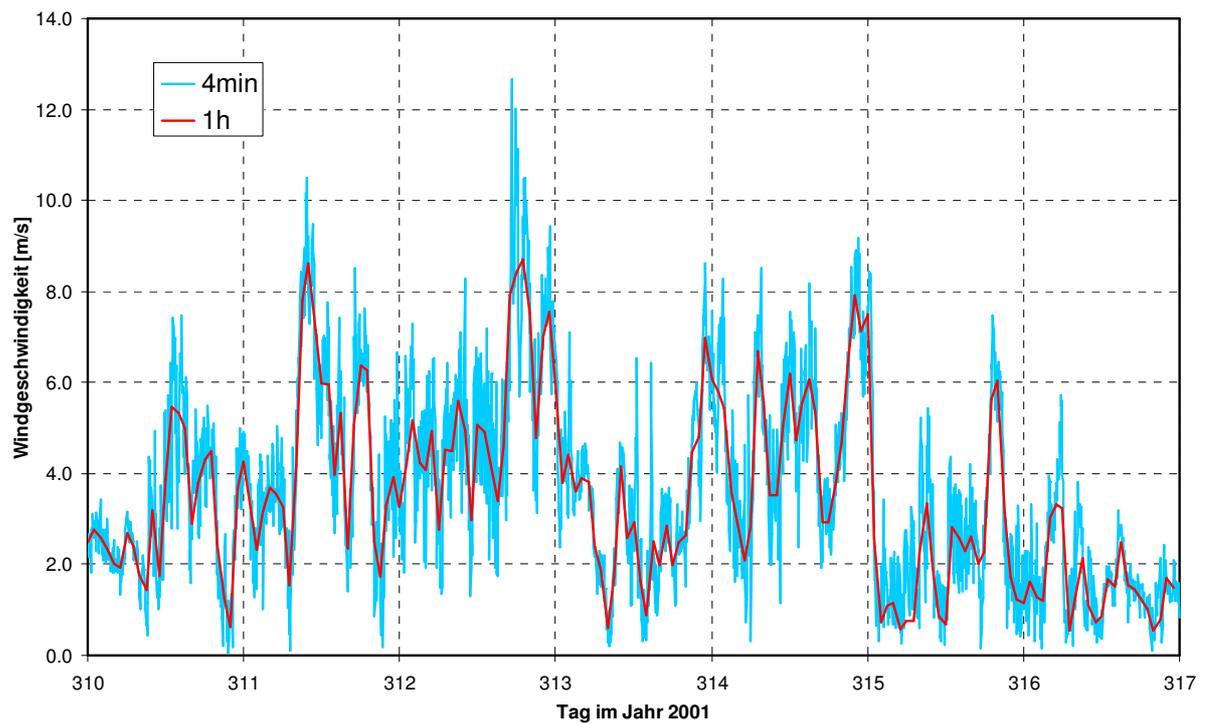


Abb. 3.28: Über vier Minuten und eine Stunde gemittelte Messwerte vom 6. November bis zum 13. November 2001

Tab. 3.11: Mittelwert, Varianz und Windenergieeintrag der über vier Minuten und über eine Stunde gemittelten Windmessdaten vom 18. Oktober bis zum 16. November 2001

	4 min	1 h
Mittelwert	2.60	2.46
Varianz	3.04	2.71
Energieeintrag	0.209	0.176

4.) Auswertung

Auf Grundlage des Vergleichs der Daten an den einzelnen Stationen sowie über alle Stationen gemittelt sollen nun die Erkenntnisse des Vergleichs ausgewertet und deren Bedeutung analysiert werden. Dies ist besonders im Hinblick auf die Modellierung der Hydrodynamik von Interesse.

4.1.) *Bedeutung der Ergebnisse für die Modellierung der Hydrodynamik*

Der Wind ist eine der Hauptantriebsgrößen für die seeweiten Strömungen. Der Impulseintrag durch den Wind ist proportional zur Windgeschwindigkeit im Quadrat, der Windenergieeintrag proportional zur dritten Potenz der Windgeschwindigkeit. Abweichungen der berechneten von den realen Windfeldern können sich deshalb im Modell stark bemerkbar machen. Dies trifft nicht nur auf Abweichungen von der mittleren Windgeschwindigkeit, sondern auch auf Abweichungen von der Varianz der Windgeschwindigkeit zu.

Der Vergleich der gemessenen und vom MCF bestimmten Windgeschwindigkeiten hat gezeigt, dass geringe Windgeschwindigkeiten, die keinem definierten Windereignis zugeordnet werden können, vom MCF tendenziell unterschätzt werden. Im Vergleich zu hohen Windgeschwindigkeiten sind die Korrelationen mit den gemessenen Daten der Windgeschwindigkeiten und -richtungen geringer, die mittleren Abweichungen von den gemessenen Windrichtungen sind um einiges größer. Die Folgen im hydrodynamischen Modell sind zu geringe Wassergeschwindigkeiten mit nicht verlässlichen Strömungsrichtungen und eine Unterschätzung der turbulenten kinetischen Energie.

Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten gewinnen lokale Phänomene wie Land-Seewinde und Berg-Talwinde an Bedeutung. Diese Prozesse werden vom MCF nicht berücksichtigt und finden so keine Entsprechung im modellierten Windfeld.

Bei Windereignissen wie Nordost- oder Südwestwind führt die Überschätzung der Windgeschwindigkeiten im hydrodynamischen Modell zu einer Überschätzung der Wassergeschwindigkeiten sowie zu einer überhöhten turbulenten kinetischen Energie. Durch die gute Übereinstimmung der berechneten und gemessenen Windrichtungen dürften die Strömungsrichtungen weitgehend korrekt dargestellt werden.

Für die Erstellung des MCF-Windfelds werden 1 h-Werte herangezogen. Durch den verringerten Mittelwert bzw. der verringerten Varianz im Vergleich zum realen Windfeld führt dies zu einer Unterschätzung des Impuls- bzw. Energieeintrags und somit zu einer Unterschätzung der Wassergeschwindigkeiten. Dies puffert bei Windereignissen die Überschätzung hoher Windgeschwindigkeiten ab, niedrige Windgeschwindigkeiten dagegen werden noch stärker unterschätzt.

4.2.) *Räumliche Heterogenitäten*

Für den ganzen See geltende Muster für die Abweichungen der vom MCF bestimmten Daten und den gemessenen Daten haben sich herauskristallisiert. Ob und inwieweit die Abweichungen von der räumlichen Position auf dem See abhängen, soll nun geklärt werden.

Dazu sind in Abb. 4.1 die Abweichungen der Windgeschwindigkeiten der Windereignisse für jede Station zu sehen. Auffällig sind großen Abweichungen an Station S1 und S2. Beide Stationen liegen im Überlingersee. Vor allem die Nordostwindereignisse sind davon betroffen. Die weiter westlich gelegene Station S3 zeigt schon geringere Abweichungen und die südwestlich von der Station S3 gelegene Station S6 zeigt die geringsten Abweichungen aller Stationen. An Station S5, die relativ nahe an der Station S6 liegt, sind Abweichungen an Nordostwindereignissen wieder höher. Die Stationen S7 und S10 zeigen eine sehr ähnliche Charakteristik, beider überschätzen alle Windereignisse im Zeitraum.

In Abb. 4.2 sind die Abweichungen der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten in den Zeiträumen zwischen den Windereignissen zu sehen. Hier zeigen wiederum die beiden Stationen S1 und S2 im Überlingersee Ähnlichkeiten in den Abweichungen. Die übrigen Stationen, bis auf Station S7, die mit Überschätzungen der Windgeschwindigkeiten aus der Reihe springt, zeigen einen relativ einheitlichen Verlauf der Abweichungen.

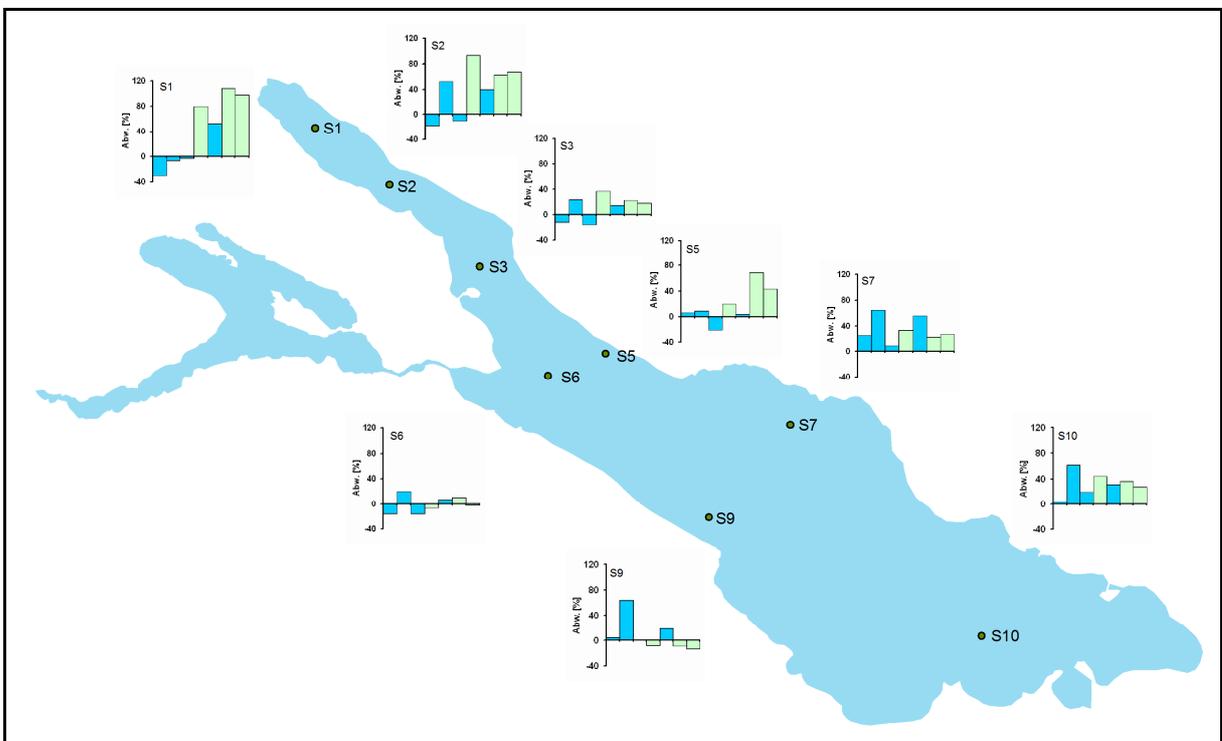


Abb. 4.1: Prozentuale Abweichung der vom MCF bestimmten von den gemessenen Windgeschwindigkeiten für die einzelnen Windereignisse; auf der x-Achse sind von links nach rechts in zeitlicher Abfolge die Ereignisse nach Tab. 3.1 aufgetragen; blau für die Südwestwindereignisse, grün für die Nordostwindereignisse

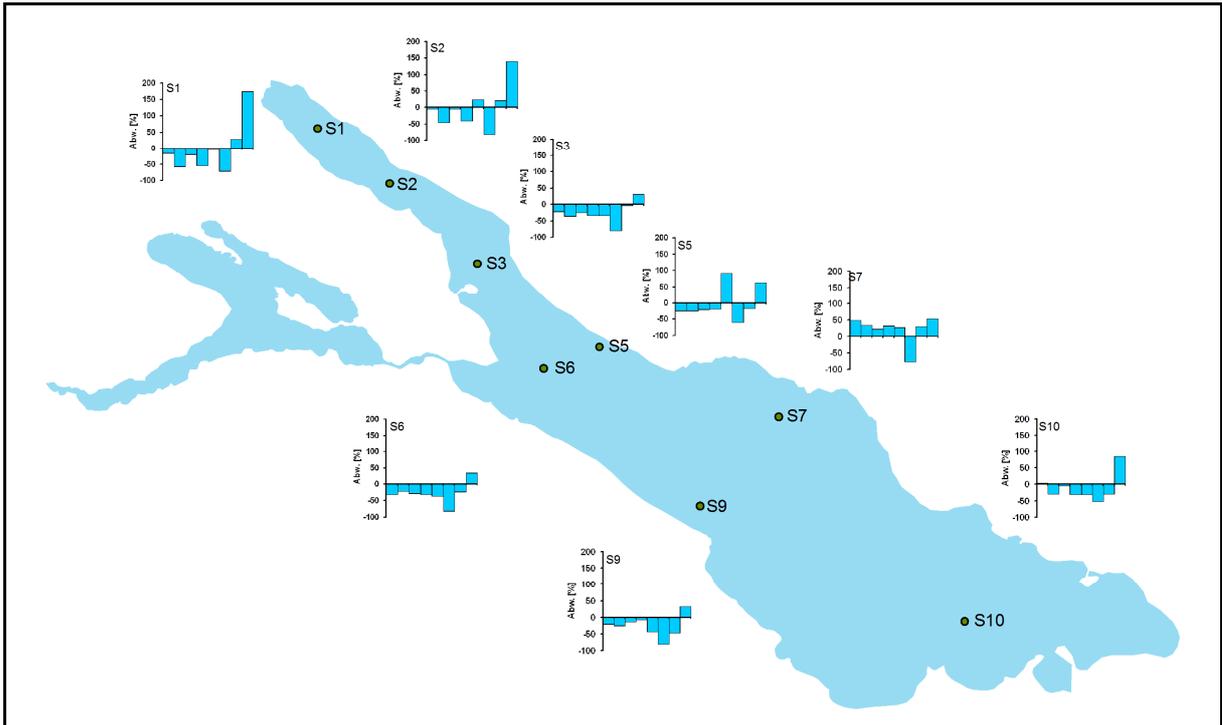


Abb. 4.2: Prozentuale Abweichung der vom MCF bestimmten von den gemessenen Windgeschwindigkeiten zwischen den einzelnen Windereignissen; auf der x-Achse sind von links nach rechts in zeitlicher Abfolge die einzelnen Zeiträume zwischen den Ereignissen nach Tab. 3.1 aufgetragen

Es lassen sich also räumliche Heterogenitäten in den Abweichungen erkennen. Dabei ist in erster Linie der Überlingersee zu nennen. Hier sind die Abweichungen der Windgeschwindigkeiten während Windereignissen besonders hoch. Auch zwischen den Ereignissen sind die Abweichungen höher als bei den anderen Stationen. Für den Obersee fällt es schwer, aus den Ergebnissen klare Trends herauszulesen. Auffällig ist die Station S7 vor Friedrichshafen, die die Windgeschwindigkeiten generell überschätzt. Möglicherweise spielt hier der Einfluss der Topographie des Schussentals eine Rolle.

4.3.) Zeitliche Heterogenitäten

Neben räumlichen treten auch zeitliche Heterogenitäten auf. So sind die Abweichungen nicht bei jedem Windereignis gleich, sondern schwanken erheblich von Ereignis zu Ereignis. Abb. 4.1 verdeutlicht dies. Inwieweit dabei die Windrichtung des Ereignisses eine Rolle spielt soll nun näher betrachtet werden.

Die Stationen S1 und S2 im Überlingersee fallen besonders durch die hohen Abweichungen der Nordostwindereignisse auf, die alle ungefähr in der gleichen Größenordnung liegen. Die Abweichungen während der Südwestwindereignisse dagegen zeigen große Unterschiede. Auch für alle anderen Stationen gilt, dass die Abweichungen während den Nordostwindereignissen an einer Station ungefähr alle in derselben Größenordnung liegen, die Südwestwindereignisse aber eine größere Streuung aufweisen.

Auch zwischen den Ereignissen lassen sich zeitliche Heterogenitäten in den Abweichungen erkennen. Allerdings gibt es zu viele Einflussfaktoren, wie z. B. die

Länge des Zeitraums, aus welchen Richtungen die Ereignisse vor und nach dem Zeitraum kommen und die allgemeine Wetterlage, die lokale Windphänomene beeinflussen kann, um eine Gesetzmäßigkeit aufzustellen.

4.4.) Einsatz eines Windfaktors

Für die Berechnung des MCF-Windfelds kann momentan ein statischer Faktor angegeben werden, mit dem die gemessenen Geschwindigkeiten der Landstationen, die die Grundlage zur Berechnung des Windfelds mit dem MCF bilden, multipliziert werden. So kann in gewissem Maße Einfluss auf das Ergebnis genommen werden. Momentan beträgt der Wert des Faktors 1,0. Die Auswertung lässt erahnen, dass eine Veränderung dieses Wertes keine Verbesserung bringt, da so nur eine Verbesserung in einem bestimmten Windgeschwindigkeitsintervall auf Kosten der anderen Intervalle erreicht werden kann.

Eine weitere Möglichkeit der Anpassung ist die Anwendung eines variablen Multiplikationsfaktors, dessen Größe vom Betrag der Windgeschwindigkeit abhängt. Da seeweite Tendenzen in den Abweichungen erkennbar sind, könnte dies Verbesserungen bringen. Aufgrund der auftretenden räumlichen und zeitlichen Heterogenitäten ist dies allerdings keine zufrieden stellende Lösung.

4.5.) Vergleich mit der Auswertung des durch lineare Interpolation erstellten Windfelds

Eine Auswertung des durch lineare Interpolation der Messdaten der Landstationen berechneten Windfelds ist bereits vorgenommen worden. Ein direkter Vergleich mit der hier vorgenommenen Auswertung kann nicht durchgeführt werden, da die Auswertungsmethode eine andere ist. Dabei wurden die Windgeschwindigkeiten in Klassen eingeteilt. Trotzdem lassen sich Tendenzen erkennen. So wurden die Windgeschwindigkeiten der Windereignisse am Überlingersee auch vom linear interpolierten Windfeld stark überschätzt. Geringe Windgeschwindigkeiten wurden im Gegensatz zu den hier ermittelten Ergebnissen ebenfalls überschätzt. Da nicht mit Sicherheit gesagt werden kann, ob dies an der verwendeten statistischen Methode oder am berechneten Windfeld liegt, würde eine Auswertung des durch lineare Interpolation erstellten Windfelds analog zur hier durchgeführten Sinn machen.

5.) Zusammenfassung

Aufgrund der Bedeutung der exakten Beschreibung des heterogenen Windfelds auf dem Bodensee im Hinblick auf die Modellierung der Hydrodynamik ist eine genaue Analyse des verwendeten Windfelds notwendig. Im Rahmen von BodenseeOnline wird zur Erstellung dieses Windfelds das massenkonsistente, divergenzfreie diagnostische Strömungsmodell MCF (*Mass Consistent Flowmodel*) benutzt. Die mit diesem Modell erstellten Windfelder auf dem See wurden im Rahmen dieses Berichts mit Messdaten verglichen und analysiert.

Im Herbst 2001 wurde eine seeweite Messkampagne mit acht auf dem See verteilten, fest verankerten Messstationen durchgeführt. Dabei wurden unter anderem die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung aufgezeichnet. Diese Daten erlauben einen Vergleich mit dem mittels des MCF auf Grundlage der Messdaten der Landstationen berechneten Windfelds.

Der Vergleich und die Auswertung erfolgen ereignisorientiert. Das bedeutet, dass für die vorhandenen Messdaten nach festgelegten Kriterien Windereignisse definiert und deren Zeiträume bestimmt werden und die Winddaten während und zwischen den Ereignissen getrennt verglichen werden. So erfolgt eine Trennung von geringen und hohen Windgeschwindigkeiten, außerdem können die einzelnen Ereignisse getrennt ausgewertet werden und so etwaige Abhängigkeiten der Ergebnisse von Windrichtungen erkannt werden.

Neben der Auswertung der Windgeschwindigkeiten und -richtungen werden aus den berechneten und gemessenen Winddaten die Windschubspannung auf der Wasseroberfläche und der Windenergieeintrag in den Wasserkörper berechnet und verglichen. Dies ist vor allem im Hinblick auf die hydrodynamische Modellierung interessant, da im Modell der Windeinfluss durch diese Größen ausgedrückt wird.

Die Auswertungen nach den obigen Kriterien für die einzelnen Stationen sowie über alle Stationen gemittelt lassen einige Tendenzen erkennen. So werden geringe Windgeschwindigkeiten, die keinem definierten Windereignis zugeordnet werden können, vom MCF tendenziell unterschätzt. Hohe Windgeschwindigkeiten während definierten Windereignissen dagegen werden überschätzt. Dabei sind räumliche Heterogenitäten zu erkennen: Die größten Abweichungen von den gemessenen Werten sind am Überlingersee festzustellen. Die Abweichungen sind vor allem bei Nordostwindereignissen an den einzelnen Stationen ähnlich. Südwestwindereignisse zeigen dagegen eine größere Streuung.

Die Windrichtungen während Windereignissen werden vom MCF relativ gut erfasst. In den Zeiträumen zwischen den Windereignissen dagegen besteht nur eine geringe oder gar keine Korrelation mit den gemessenen Werten und die Abweichungen sind ziemlich hoch.

Für diese Zeiträume sind also die berechneten Windfelder unzuverlässig, sowohl was die Windgeschwindigkeit als auch die Windrichtung betrifft. Weitere Abweichungen fließen durch die Verwendung von 1 h-Mittelwerten ein, bei denen eine Abweichung vom ursprünglichen Mittelwert besteht sowie die ursprüngliche Varianz verloren geht. Dies führt tendenziell zu einer Unterschätzung der Windgeschwindigkeiten.

Das hat Auswirkung auf die Windschubspannung an der Wasseroberfläche sowie auf den Windenergieeintrag. Im hydrodynamischen Modell wird bei geringen gemessenen Windgeschwindigkeiten durch die Unterschätzung der Windgeschwindigkeiten ein zu geringer Impuls- und Energieeintrag berechnet, was zu geringe Wassergeschwindigkeiten und turbulente kinetische Energie, die für die Durchmischung der Wasserschichten verantwortlich ist, zur Folge hat. Umgekehrt verhält es sich bei hohen Windgeschwindigkeiten, wobei die Verwendung von 1 h-Mittelwerten diesem Effekt entgegen wirkt.

Es bleibt die Frage, inwieweit sich die hier gefundenen Ergebnisse auf die ganzjährigen Verhältnisse übertragen lassen. Um dies zu überprüfen, wäre eine ähnliche Auswertung mit weiteren Messkampagnen notwendig. So könnten zum Beispiel die Messdaten aus der Messkampagne im Herbst 2003 für eine Auswertung herangezogen werden.

Durch die hier durchgeführte Analyse des MCF-Windfelds ist das Verhalten des Modells klarer geworden. Doch wie kann eine Lösung zu verbesserten Ergebnissen gefunden werden? Mittels eines statischen Multiplikationsfaktors, der die Messdaten der Landstationen, die als Randbedingungen für die Berechnung des Windfelds dienen, verändert, ist wahrscheinlich keine bessere Lösung möglich, da eine Veränderung des Faktors die Windgeschwindigkeit in einem bestimmten Intervall nur auf Kosten eines anderen Intervalls besser darstellen kann. Ähnliches gilt für einen von der Windgeschwindigkeit abhängenden, variablen Multiplikationsfaktor aufgrund der räumlichen und zeitlichen Heterogenitäten. Nützlich könnte ein variabler Multiplikationsfaktor sein, falls das Windfeld nur lokal von Interesse ist und möglicherweise nur in einem bestimmten Windgeschwindigkeitsbereich. Dem MCF sind durch die nicht berücksichtigten physikalischen Zusammenhänge Grenzen gesetzt. So ist wahrscheinlich eine exakte Modellierung, besonders bei geringen Windgeschwindigkeiten, nur näherungsweise möglich.

APPENDIX 3

Simulationen mit ELCOM und Vergleich mit Driftermessungen

Bericht von S Mirbach und U. Lang

Literatur:

Appt, Jochen. 2003. *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart. H. 123.

Beck, Ferdinand. 2005. *Statistische Untersuchung des variablen Windfeldes auf dem Bodensee*. Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart. In Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst DWD.



INGENIEURGESELLSCHAFT PROF. KOBUS UND PARTNER GMBH

Wilhelmstr. 11
70182 Stuttgart
Germany
Telefon +49 (0)711 / 237 1936-00
Telefax +49 (0)711 / 237 1936-01

27.10.2010

BodenseeOnline:

Verifizierung des Strömungsfelds anhand von Drifterexperimenten

Bearbeitung: Ulrich Lang
Stefan Mirbach

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	7
2	AUSWERTUNG DER DRIFTEREXPERIMENTE	7
2.1	Abhängigkeit der Driftergeschwindigkeit von der Wassertiefe.....	7
2.2	Strömungsrichtungen	11
3	DRIFTEREXPERIMENT IM AUGUST 2009	15
4	METEOROLOGISCHE VERHÄLTNISSE VOM 14.08. - 28.08.2009	16
5	TEMPERATUR- UND GESCHWINDIGKEITSFELDUNTERSUCHUNGEN.....	18
5.1	Rechenläufe	18
5.2	Auswertungen der Temperaturverhältnisse.....	19
5.3	Auswertungen der räumlichen Geschwindigkeiten.....	22
5.4	Auswertungen der zeitlichen Geschwindigkeiten	30
6	TRANSPORTUNTERSUCHUNGEN	35
7	OPTIMIERUNG DES WINDFELDS	41
8	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	43

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 3 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	8
Abbildung 2.2: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 5 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	9
Abbildung 2.3: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 6 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	9
Abbildung 2.4: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 9 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	10
Abbildung 2.5: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 19 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	10
Abbildung 2.6: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 49 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m).....	11
Abbildung 2.7: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente.....	12
Abbildung 2.8: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im ersten Quartal eines Jahres	13
Abbildung 2.9: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im zweiten Quartal eines Jahres	13
Abbildung 2.10: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im dritten Quartal eines Jahres	14
Abbildung 2.11: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im vierten Quartal eines Jahres	14
Abbildung 3.1: Startpunkte der vom 14.08 – 28.08.2009 im See befindlichen Drifter	15
Abbildung 3.2: Bahnlinien der Drifter vom 14.08 – 28.08.2009	16
Abbildung 4.1: Lufttemperaturen vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen.....	17
Abbildung 4.2: Windgeschwindigkeit vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen.....	17
Abbildung 4.3: Windrichtung vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen	18
Abbildung 5.1: Temperaturganglinie in 2 m Wassertiefe (EU-Boje)	20
Abbildung 5.2: Temperaturganglinie in 5 m Wassertiefe (EU-Boje)	20
Abbildung 5.3: Temperaturganglinie in 10 m Wassertiefe (EU-Boje)	21
Abbildung 5.4: Temperaturganglinie in 20 m Wassertiefe (EU-Boje)	21

Abbildung 5.5: Temperaturganglinie in 30 m Wassertiefe (EU-Boje)	22
Abbildung 5.6: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeit von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)	23
Abbildung 5.7: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in x-Richtung von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)	24
Abbildung 5.8: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in y-Richtung von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)	24
Abbildung 5.9: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeit von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)	25
Abbildung 5.10: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in x-Richtung von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)	25
Abbildung 5.11: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in y-Richtung von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)	26
Abbildung 5.12: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 1	27
Abbildung 5.13: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 2	28
Abbildung 5.14: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 3	28
Abbildung 5.15: Typische Strömungsverhältnisse im Modell in der ersten Hälfte des betrachteten Zeitraums (17.08., Lauf 1)	29
Abbildung 5.16: Typische Strömungsverhältnisse im Modell in der zweiten Hälfte des betrachteten Zeitraums (25.08., Lauf 1)	30
Abbildung 5.17: Zeitlicher Verlauf der Richtungsabweichungen von Lauf 1, Lauf 2 und Lauf 3 (Mittelwerte über 6 h).....	31
Abbildung 5.18: Windgeschwindigkeiten an der Messstation Friedrichhafen und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter	32
Abbildung 5.19: Windrichtungen an der Messstation Friedrichhafen und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter	33
Abbildung 5.20: Windgeschwindigkeiten an der Messstation des Seewasserwerks Arbon und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter	33
Abbildung 5.21: Windrichtungen an der Messstation des Seewasserwerks Arbon ...	34
Abbildung 5.22: Windgeschwindigkeiten an der Messstation Konstanz	34
Abbildung 5.23: Windrichtungen an der Messstation Konstanz.....	35
Abbildung 6.1: Querschnittkonzentrationen aller Tracer nach 12 h (vertikal integriert)	37
Abbildung 6.2: Längsschnittkonzentrationen aller Tracer nach 12 h (vertikal integriert)	37

Abbildung 6.3: Tracerverteilung kurz nach dem Startzeitpunkt mit berechnetem Geschwindigkeitsfeld und Drifterbahnlinie (rote Punkte markieren 12 h Abstände) ..	38
Abbildung 6.4: Tracerverteilung Tracer 1 nach 12 h.....	38
Abbildung 6.5: Tracerverteilung Tracer 8 nach 60 h.....	39
Abbildung 6.6: Simulierte Verteilung des Markierungsstoffs im 6 h-Intervall und die Drifterbahnlinie	40
Abbildung 7.1: Lage der Windmessstationen, deren Messdaten für die Erstellung des Windfelds optimiert werden	42
Abbildung 7.2: Entwicklung der Richtungsabweichungen bei Optimierung der Windgeschwindigkeiten nach dem zweiten Ansatz	42

Tabellenverzeichnis

Tabelle 5.1: Übersicht der verschiedenen Rechenläufe	18
Tabelle 6.1: Übersicht über die Markierungsstoffe und deren Diffusionskoeffizienten	35

1 Einleitung

Im Rahmen des Forschungsprojektes BodenseeOnline kam das vom Center of Water Research der University of Western Australia (CWR) entwickelten Seenmodell ELCOM zum Einsatz, um die hydrodynamischen Verhältnisse Bodensee nachzubilden. Das numerische Modell wurde anhand einer Messkampagne im Herbst 2001 zur Nachbildung der internen Schwingungen und der Temperaturverhältnisse im Bodensee validiert. Außerdem wurde der Transport von Schwebstoffen aus dem Alpenrhein für das Starkregenereignis im August 2005 mit Hilfe des Modells nachgebildet. Hier konnten ebenfalls gute Übereinstimmung zwischen den Beobachtungen und den Berechnungen gefunden werden. Darüber hinaus zeigt der mehrjährige Vergleich von Messdaten insbesondere an den Entnahmestellen der Seewasserwerke mit berechneten Informationen, dass die gemessenen Reaktionen (z.B. Temperatur oder Leitfähigkeit) insbesondere nach Starkwindereignissen gut nachgebildet werden können. Messungen zum großräumigen Strömungsfeld insbesondere bei Schwachwindlagen waren im Rahmen des Forschungsprojektes nicht verfügbar.

Um auch beurteilen zu können, inwieweit die vorhandenen Strömungsverhältnisse im See mit den vom Modell berechneten übereinstimmen ist eine Verifizierung des Modells anhand von Strömungsmessungen notwendig. Dies ist mit Hilfe von Driftkörpermessungen möglich, wie sie vom limnologischen Institut der Universität Konstanz (LIK) im Rahmen des Projektes „Messung großskaliger Transportpfade im Bodensee als Basis für ein Modellsystem zur Schadstoffausbreitung: Drifterexperimente und Modellvergleich“ durchgeführt wurden. Dabei werden Driftkörper im See ausgesetzt und deren Driftverhalten aufgezeichnet. Dadurch stehen zumindest punktuell Informationen über Strömungsverhältnisse im See zur Verfügung.

Ein Vergleich der gemessenen mit den von ELCOM berechneten Strömungsdaten ist in diesem Bericht dokumentiert. Dabei wurden verschiedene Eingangsparametern des Modells variiert, wie z. B. die Auflösung des Modellnetzes und verwendete Windfelder, und die entstandenen Strömungsfelder untereinander und mit den gemessenen Daten verglichen.

2 Auswertung der Drifterexperimente

Es liegen die Messdaten mehrerer Drifterexperimente aus den Jahren 2008 und 2009 vor. Im Folgenden werden diese Dateien nach bestimmten Kriterien ausgewertet, um Hinweise auf Strömungsverhältnisse, insbesondere auf Zirkulationswalzen, zu bekommen.

2.1 *Abhängigkeit der Driftergeschwindigkeit von der Wassertiefe*

Um zu untersuchen, ob eine Abhängigkeit zwischen der Wassertiefe und der Driftergeschwindigkeit besteht, wurden zunächst die Wassertiefen, in denen sich die Drifter zu den diskreten Messzeitpunkten befinden, bestimmt. Eine Einteilung der Wassertiefen in Klassen ordnet jedem Messpunkt eine Klasse zu. Die Klassenbreite beträgt 10 m, bei einer maximalen Wassertiefe von ca. 250 m gibt es also 25 Klassen. In Abbildung 2.1 - Abbildung 2.6 sind die für jede Klasse gemittelten

Driftergeschwindigkeiten in verschiedenen Wassertiefen, in denen sich der Driftkörper befindet, aufgetragen. Dabei ist in geringen Driftkörpertiefen (3 m, 5 m und 6 m) eine lineare Zunahme der Driftergeschwindigkeiten mit der Wassertiefe zu erkennen. Bei tieferen Driftkörpern (9 m, 19 m und 49 m) ist dagegen kein linearer Zusammenhang zu erkennen. Bei 49 m Driftkörpertiefe liegen zu wenige Daten vor, um eine sinnvolle Auswertung vorzunehmen.

Eine Abnahme der Geschwindigkeit mit der Driftkörpertiefe ist zu erkennen: Bei den Driftkörpern in 3 m Tiefe liegen die Geschwindigkeiten ca. zwischen 0,02 und 0,12 m/s, in 19 m Tiefe ca. zwischen 0,015 und 0,045 m/s.

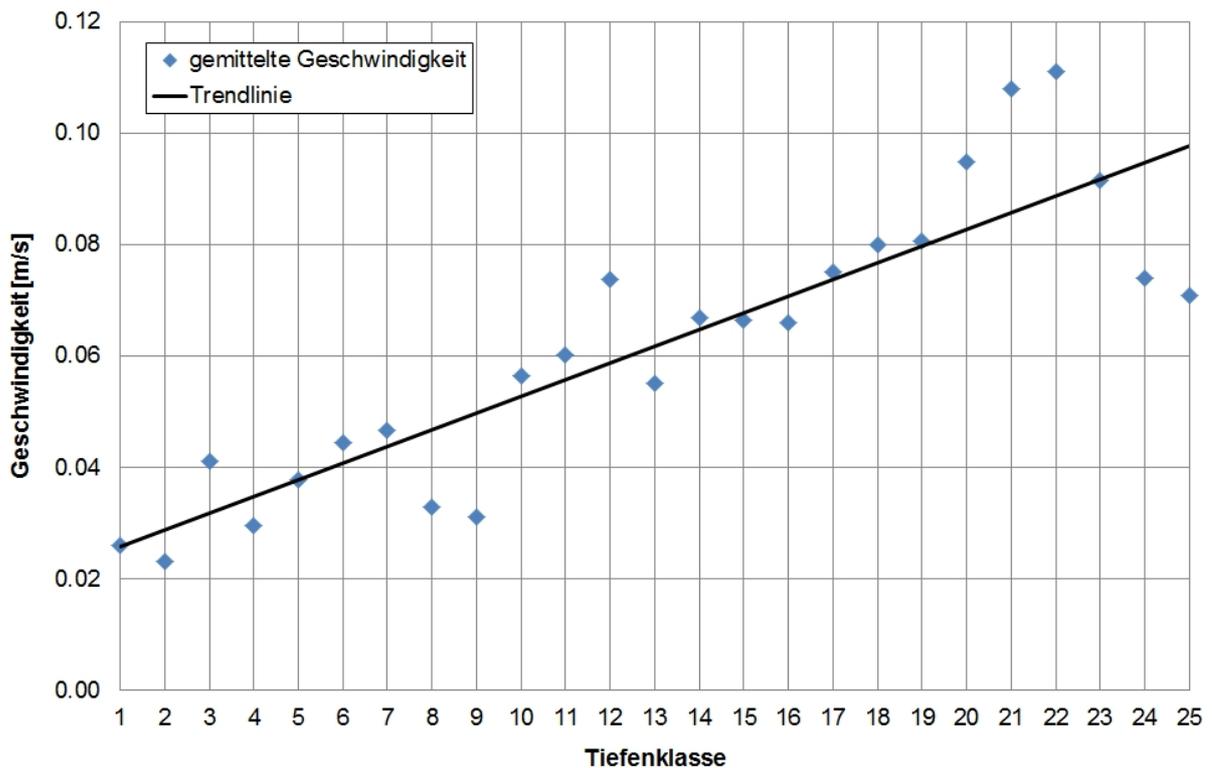


Abbildung 2.1: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 3 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

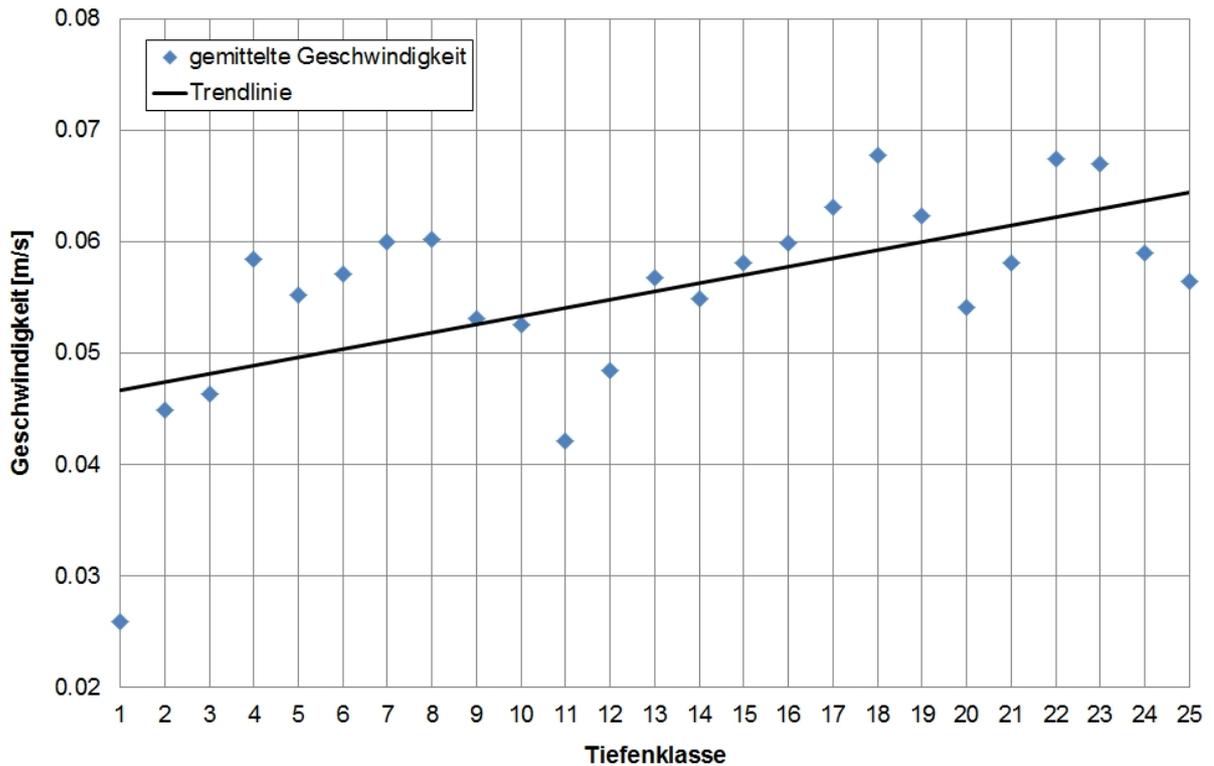


Abbildung 2.2: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 5 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

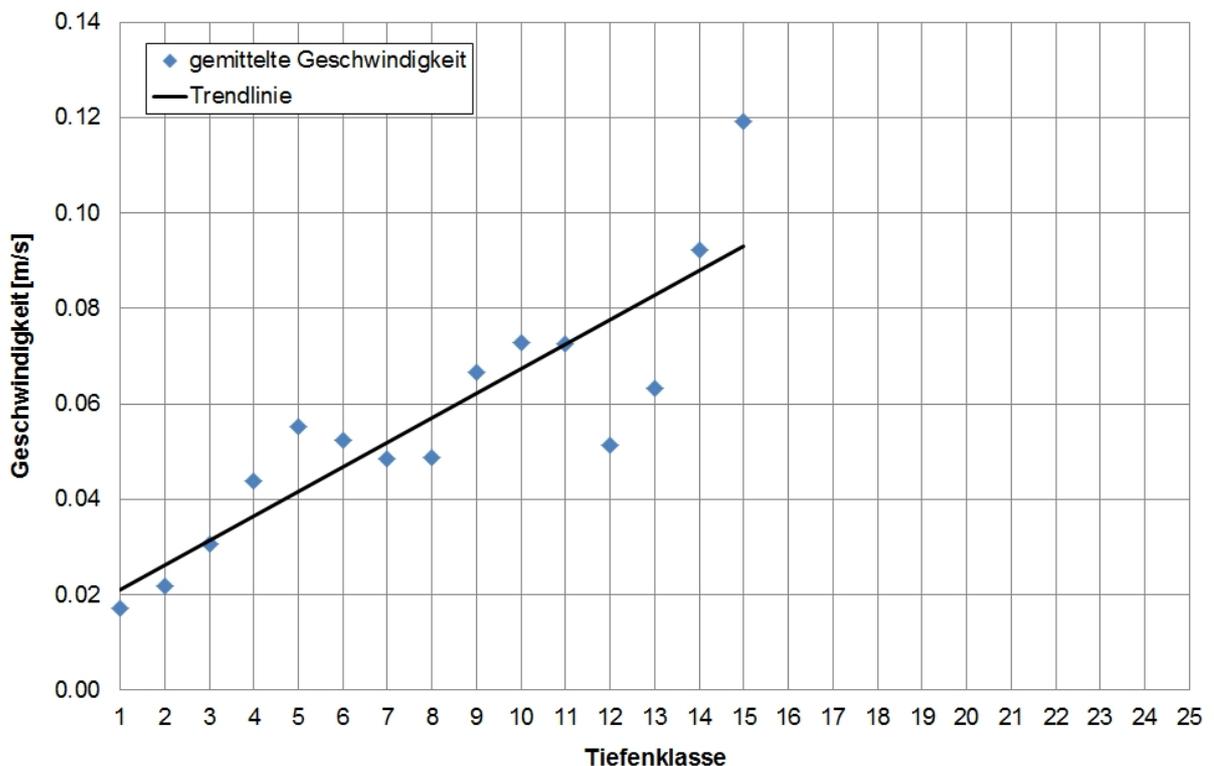


Abbildung 2.3: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 6 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

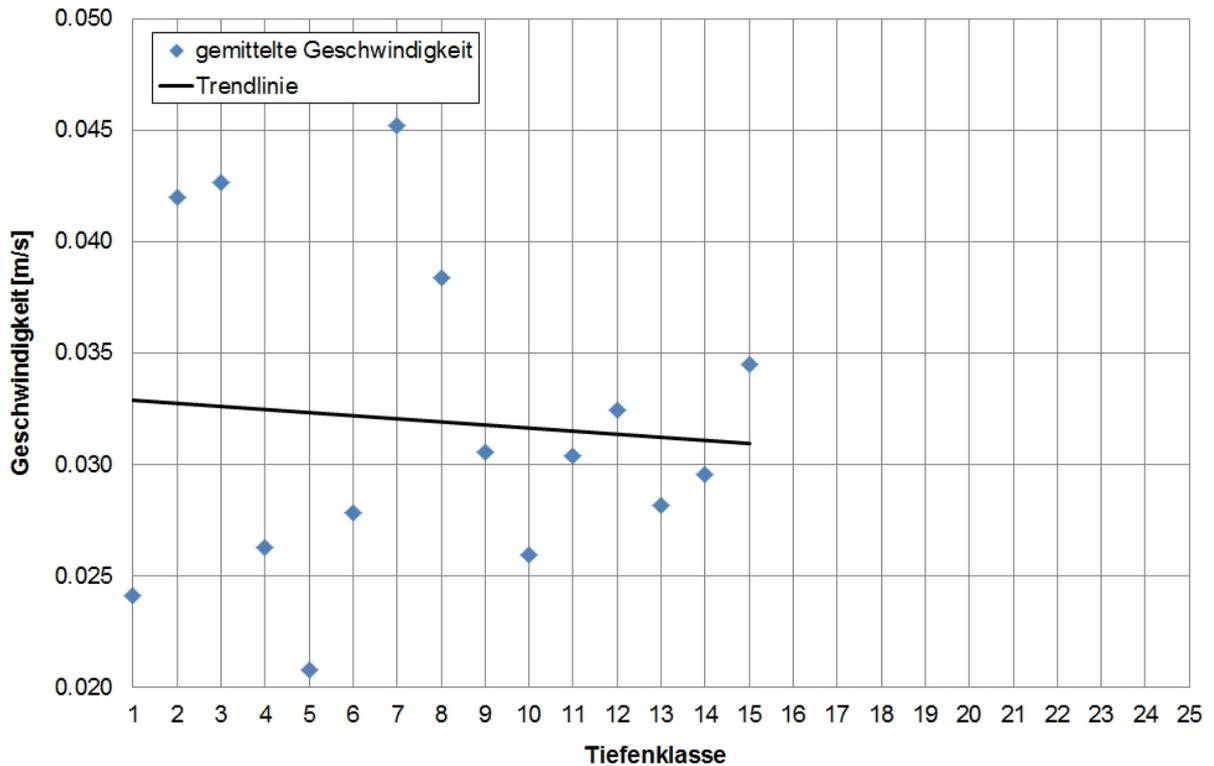


Abbildung 2.4: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 9 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

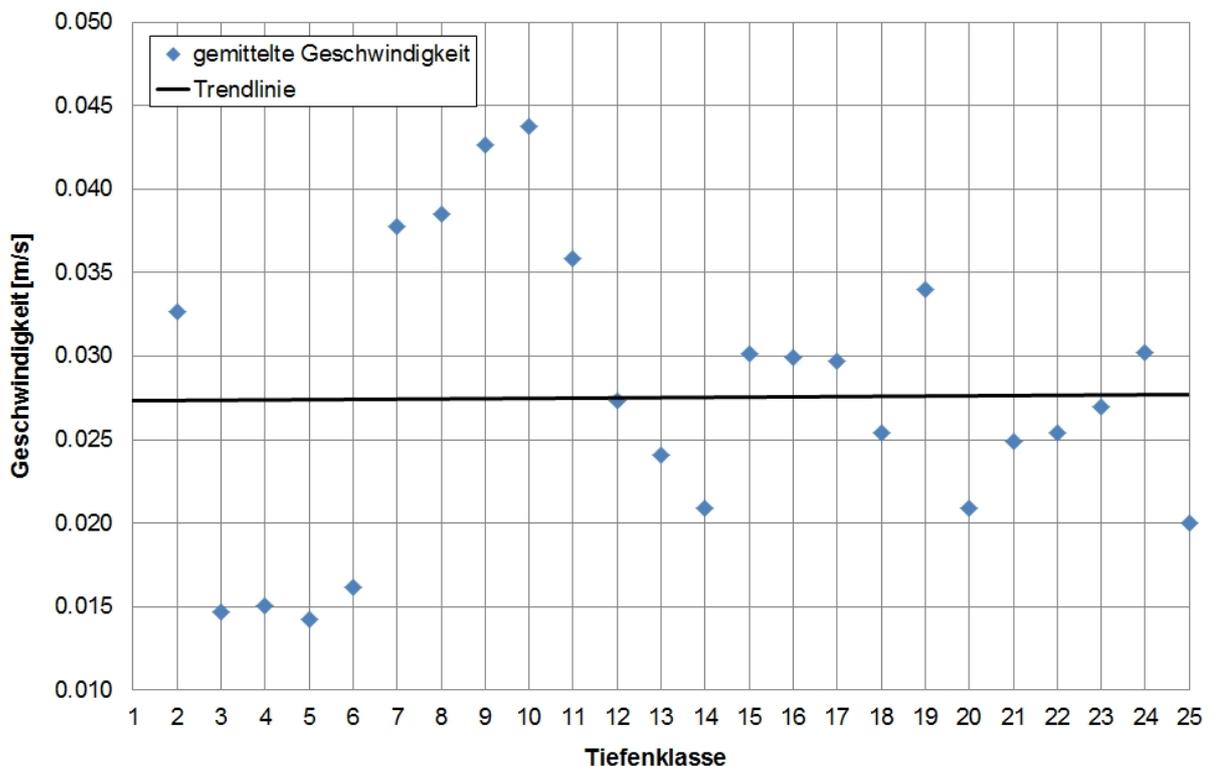


Abbildung 2.5: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 19 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

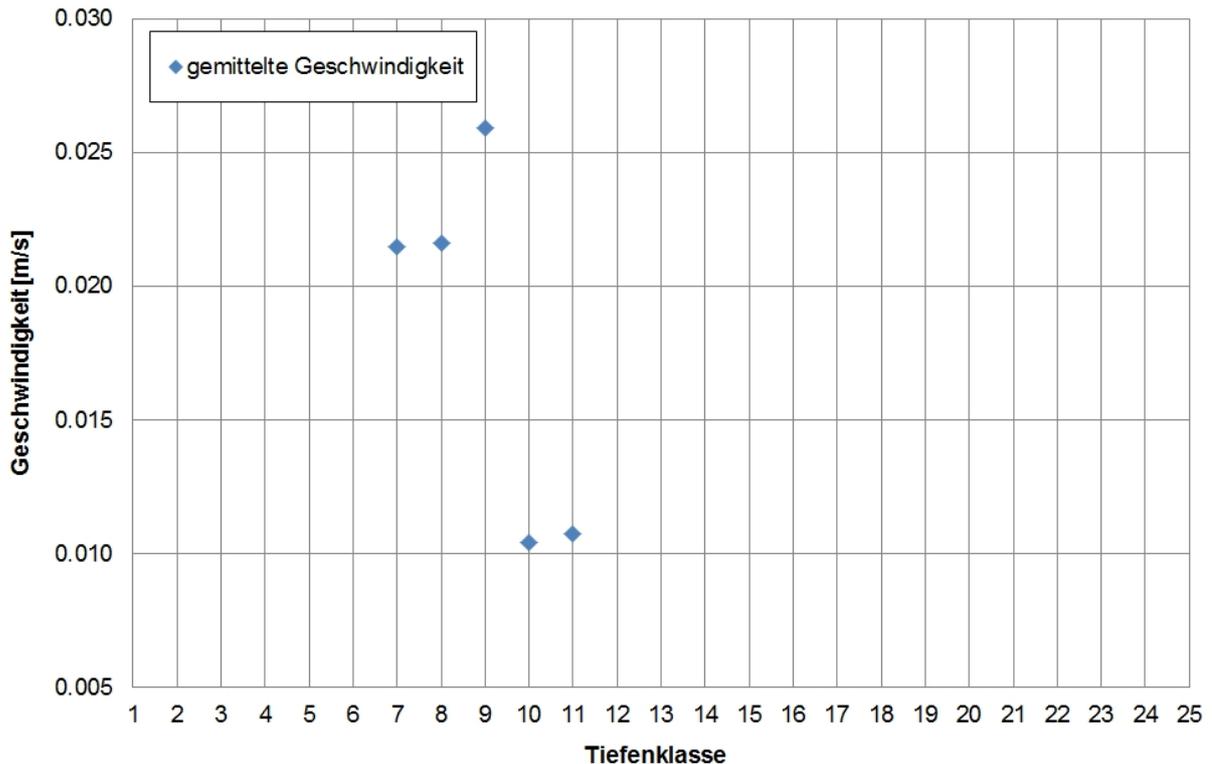


Abbildung 2.6: Mittlere Driftergeschwindigkeiten in 49 m Tiefe der einzelnen Tiefenklassen (Klasse multipliziert mit 10 ergibt die max. Wassertiefe der Klasse bei einer Klassenbreite von 10 m)

2.2 Strömungsrichtungen

Um Hinweise auf beständige Zirkulationswalzen im See zu bekommen, werden die Strömungsrichtungen der Driftkörper ausgewertet. Interessant ist hierbei die räumliche Verteilung vorherrschender Bewegungsrichtungen der Drifter. In Abbildung 2.7 sind die gemittelten Richtungen aller vorliegender Drifterexperimente im Obersee zu sehen. Während im westlichen Teil des Obersees keine eindeutigen Strömungsmuster zu erkennen sind, ist vom zentralen bis in den östlichen Teil eine Zirkulationswalze mit Strömungsrichtungen gegen den Uhrzeigersinn zu erkennen. Dieselbe Auswertung mit Driftern in ausschließlich 5 m Tiefe ergibt keine signifikanten Unterschiede.

Da sich im Verlauf eines Jahres die typischen Strömungsmuster ändern, macht eine Auswertung der mittleren Strömungsrichtungen der Drifter für alle Quartale eines Jahres Sinn. In Abbildung 2.8 - Abbildung 2.11 sind die gemittelten Driftergeschwindigkeiten der vier Quartale zu sehen. Im ersten Quartal liegen nur wenige Daten vor, sodass eine Interpretation schwer fällt. Eine Zirkulationswalze, wie sie in Abbildung 2.7 dargestellt ist, ist nicht zu identifizieren. Im zweiten Quartal dagegen liegen mehr Daten vor. Hier herrschen im nördlichen Teil des Sees Drifterbewegungen in Richtung Nordwesten, im südlichen Teil in Richtung Südosten vor. Eine deutliche Zirkulationswalze ist nicht zu erkennen. Im dritten Quartal dagegen schon, es ist eine Zirkulationswalze ähnlich wie in Abbildung 2.7 zu erkennen, die sich vom zentralen bis in den östlichen Bereich des Obersees

erstreckt. Im vierten Quartal herrschen wiederum andere Strömungsverhältnisse. Hier sind eine kleinere Zirkulationswalze im Uhrzeigersinn im östlichen Bereich und eine größere, gegenläufige Zirkulationswalze im westlichen Bereich zu erkennen.

Man sieht also, dass sich klar erkennbare, beständige Strömungsmuster einstellen, die allerdings ihre Charakteristik im Verlauf eines Jahres ändern. So stellen sich vor allem im zweiten Teil eines Jahres Zirkulationswalzen ein, die sich in Anzahl und Ausmaßen mit der Zeit ändern können. Dabei könnten Schichtungsverhältnisse eine Rolle spielen, da im dritten und teilweise im vierten Quartal eines Jahres stabile Temperaturschichtungen vorliegen.

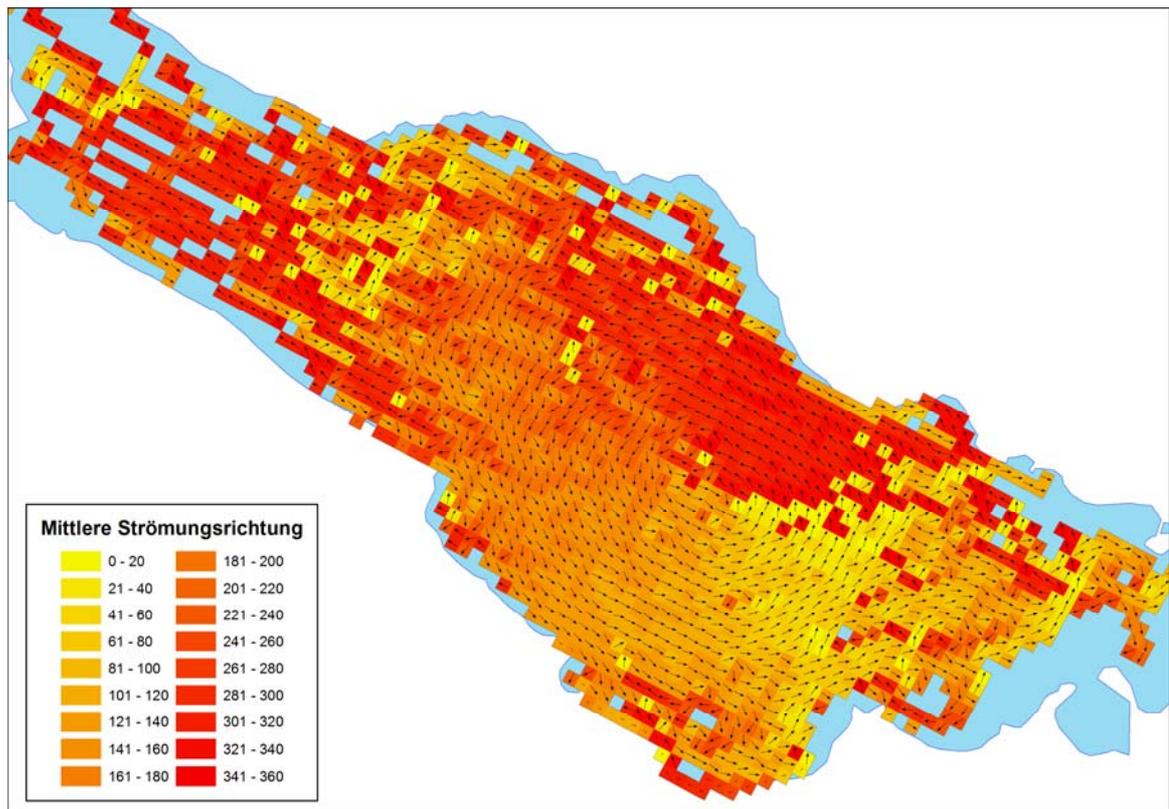


Abbildung 2.7: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente

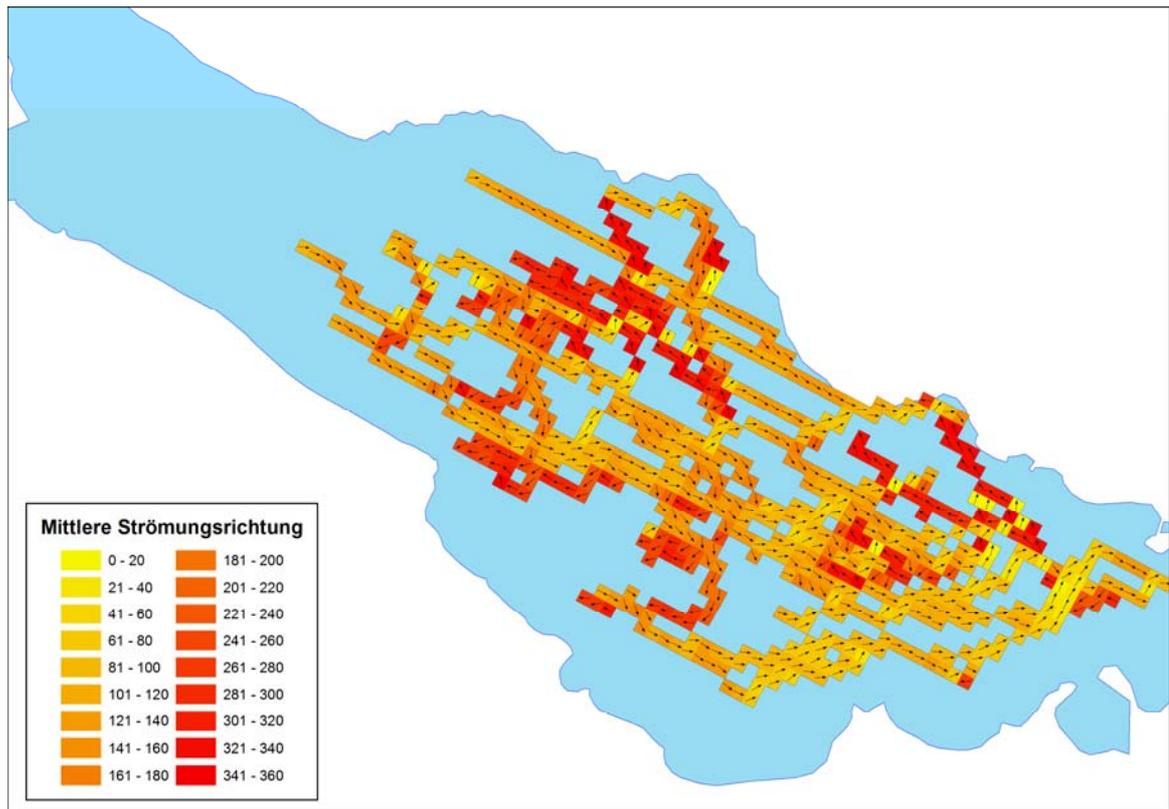


Abbildung 2.8: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im ersten Quartal eines Jahres

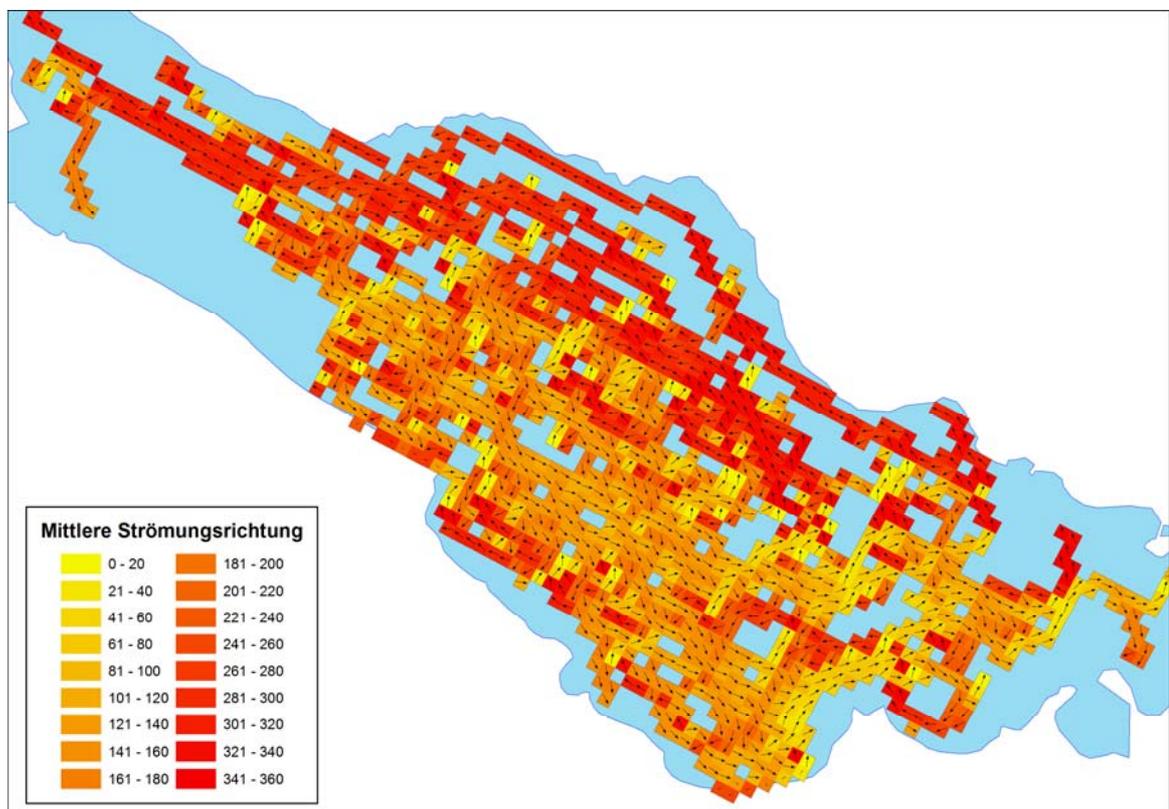


Abbildung 2.9: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im zweiten Quartal eines Jahres

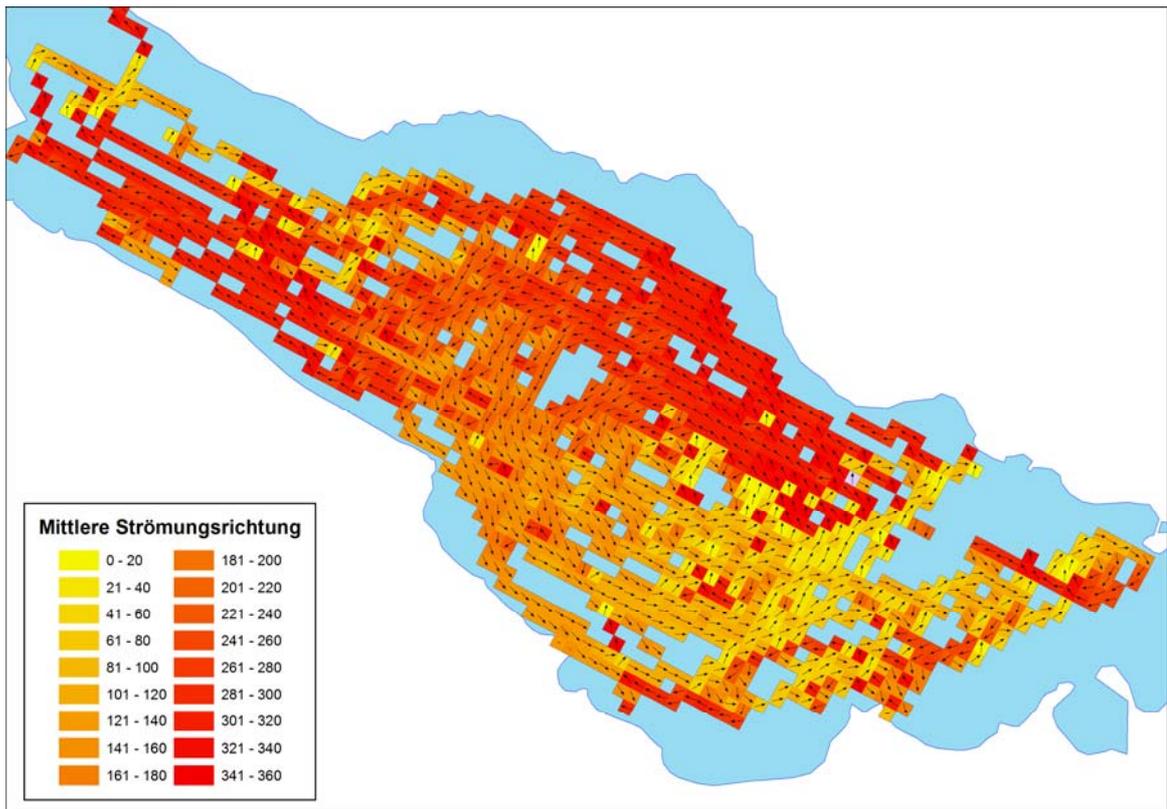


Abbildung 2.10: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im dritten Quartal eines Jahres

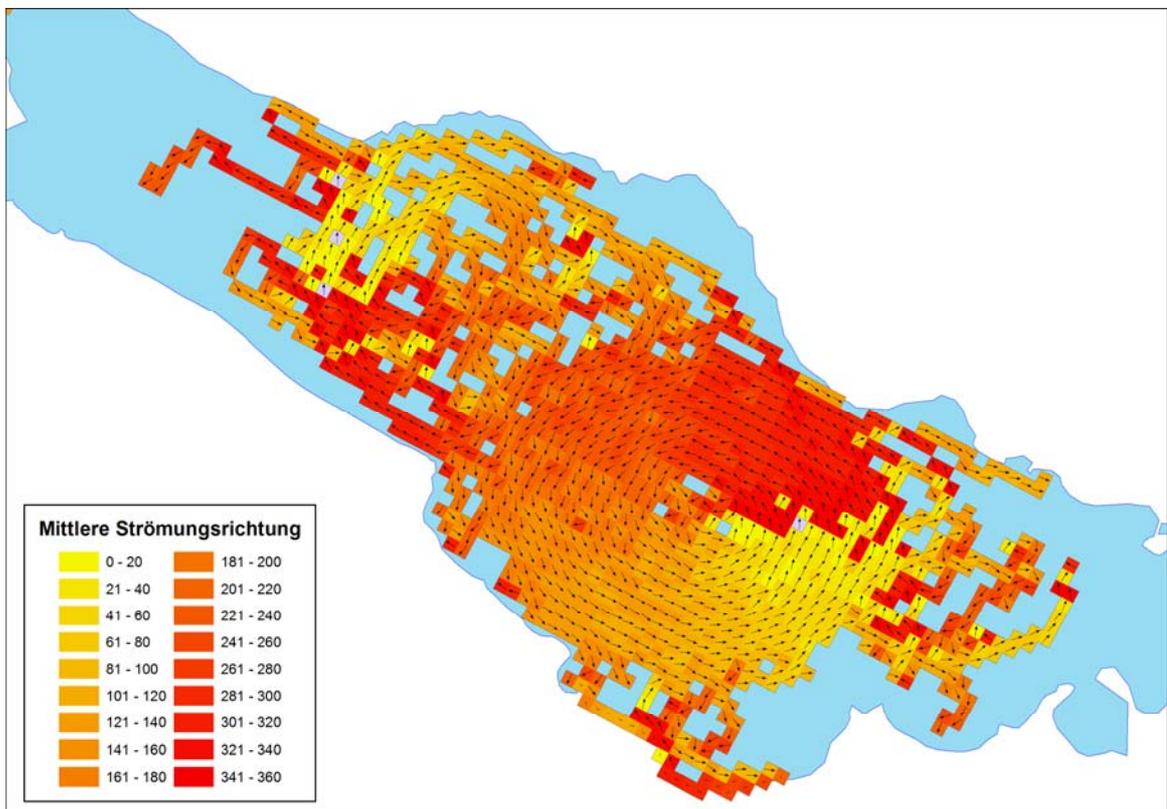


Abbildung 2.11: Räumliche Verteilung der mittleren Strömungsrichtungen aller Drifterexperimente im vierten Quartal eines Jahres

3 Drifterexperiment im August 2009

Grundlage für den Vergleich von mit dem hydrodynamischen Modell ELCOM berechneter und gemessener Daten stellt das Drifterexperiment im August 2009 dar, das vom LIK durchgeführt wurden. Es liegen die Daten von insgesamt 15 im Obersee ausgesetzten Drifter im Zeitraum vom 14.08 – 28.08.2009 vor. Die im Datensatz vorliegenden Startpunkte der Drifter sind in Abbildung 3.1 zu sehen.

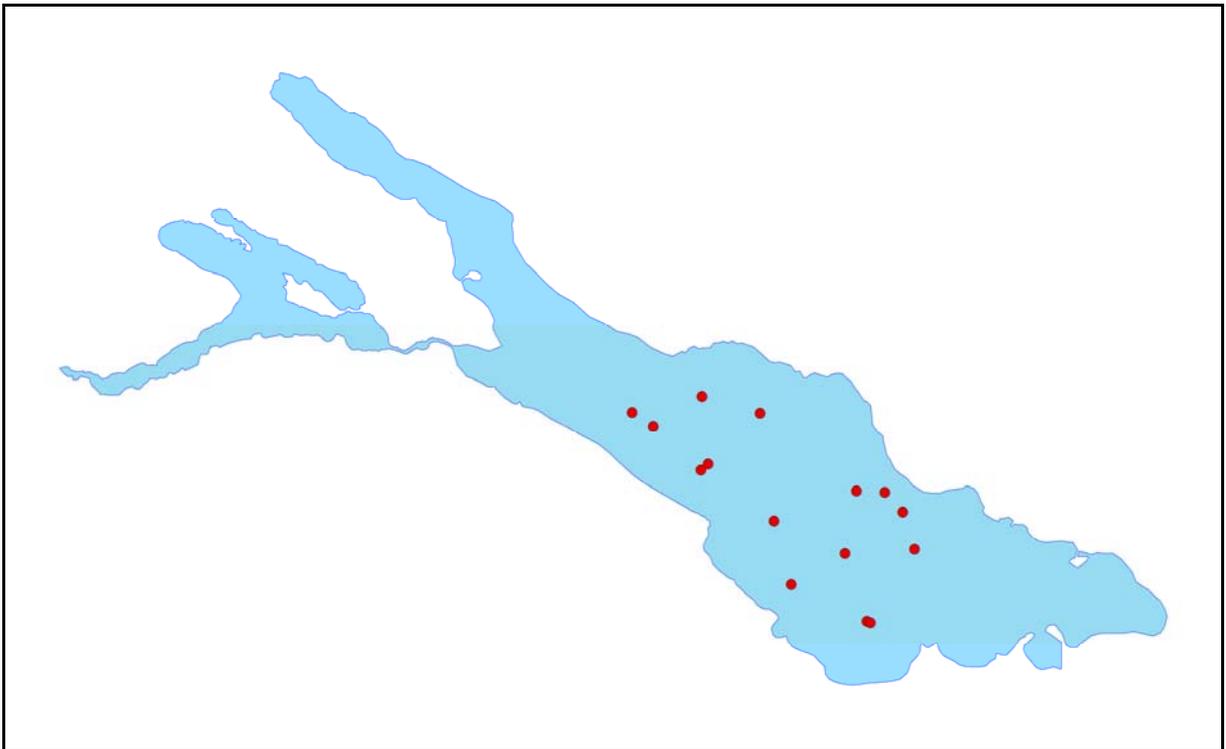


Abbildung 3.1: Startpunkte der vom 14.08 – 28.08.2009 im See befindlichen Drifter

Aus den Positionsdaten der Drifter, die halbstündig vorliegen, lassen sich die Geschwindigkeitskomponenten punktuell ermitteln. Abbildung 3.2 zeigt die gemessenen Bahnlinien der Drifter, an denen sich wie in der Abbildung dargestellt bereits ein Zirkulationsmuster erahnen lässt.

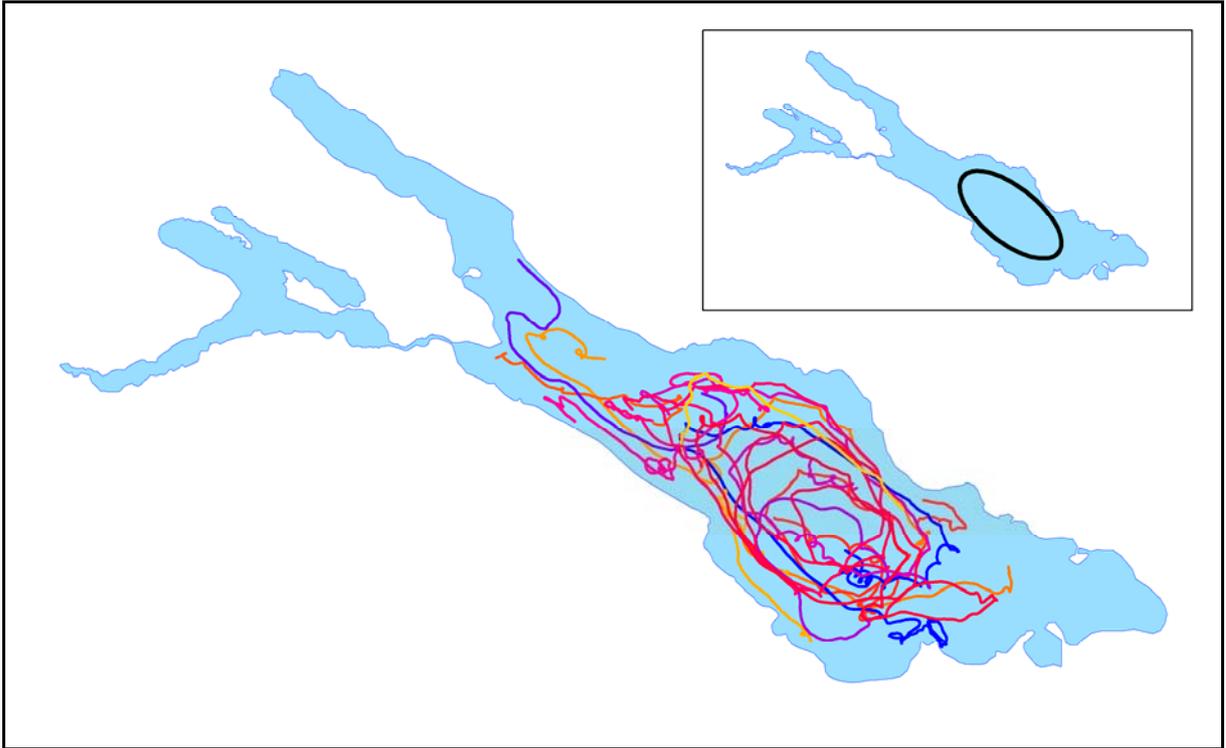
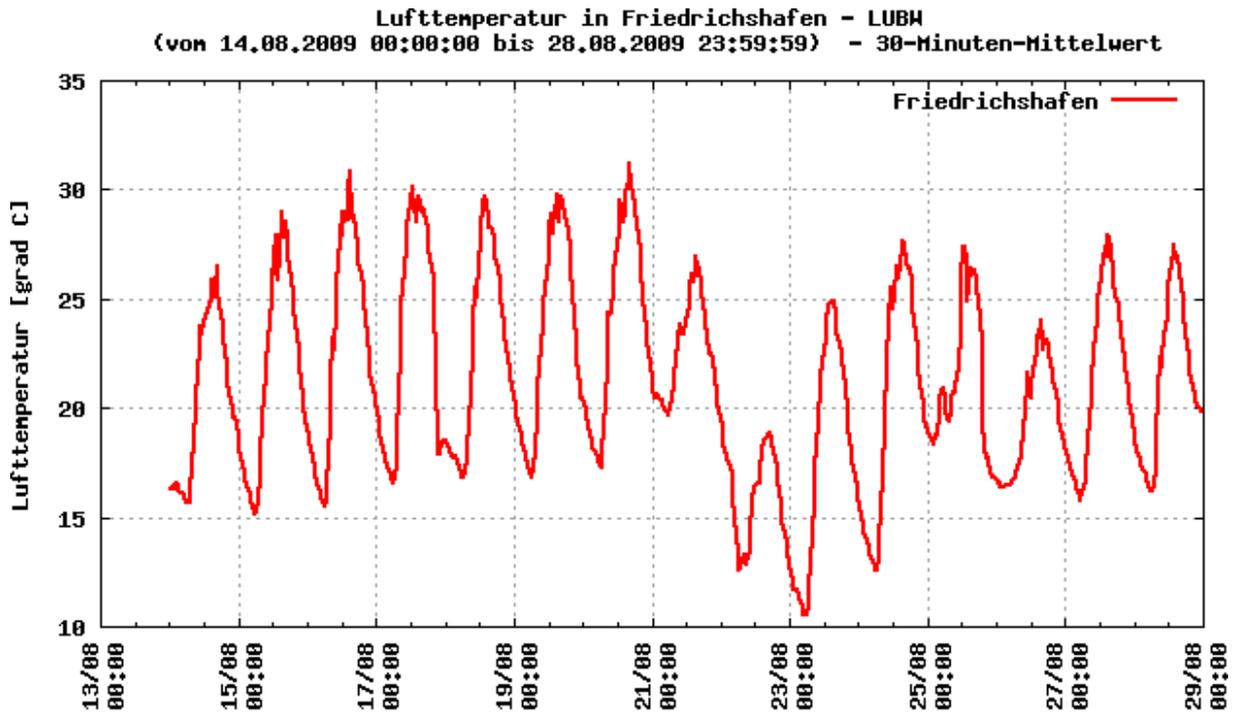


Abbildung 3.2: Bahnlinien der Drifter vom 14.08 – 28.08.2009

4 Meteorologische Verhältnisse vom 14.08. - 28.08.2009

Im ersten Teil des betrachteten Zeitraums, ca. bis zu 21.08, herrschte eine stabile Hochwetterlage mit Temperaturhöchstwerten über 30° (Abbildung 4.1). Die Windgeschwindigkeiten in diesem Zeitraum sind überwiegend gering und liegen abgesehen von zwei Ausnahmen zwischen 1 und 4 m/s. Der Verlauf der Windrichtung zeigt einen periodischen Verlauf. Nachts herrschen Nordostwinde vor, tagsüber Süd- bzw. Südwestwinde. Das lässt auf ein Land-See-Windsystem schließen. Circa ab dem 21.08 lässt sich ein Nordostwindereignis mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 6 m/s mit einer Dauer von ca. drei Tagen identifizieren. Die Temperaturen sinken dabei deutlich ab. Vom 25.08 – 27.08 waren einzelne Windböen aus wechselnden Richtungen mit Windgeschwindigkeiten bis zu 7 m/s zu verzeichnen. Im verbleibenden Zeitraum sinken die Windgeschwindigkeiten auf unter 3 m/s ab.



Daten der Landesanstalt fuer Umweltschutz Baden-Wuerttemberg

Abbildung 4.1: Lufttemperaturen vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen

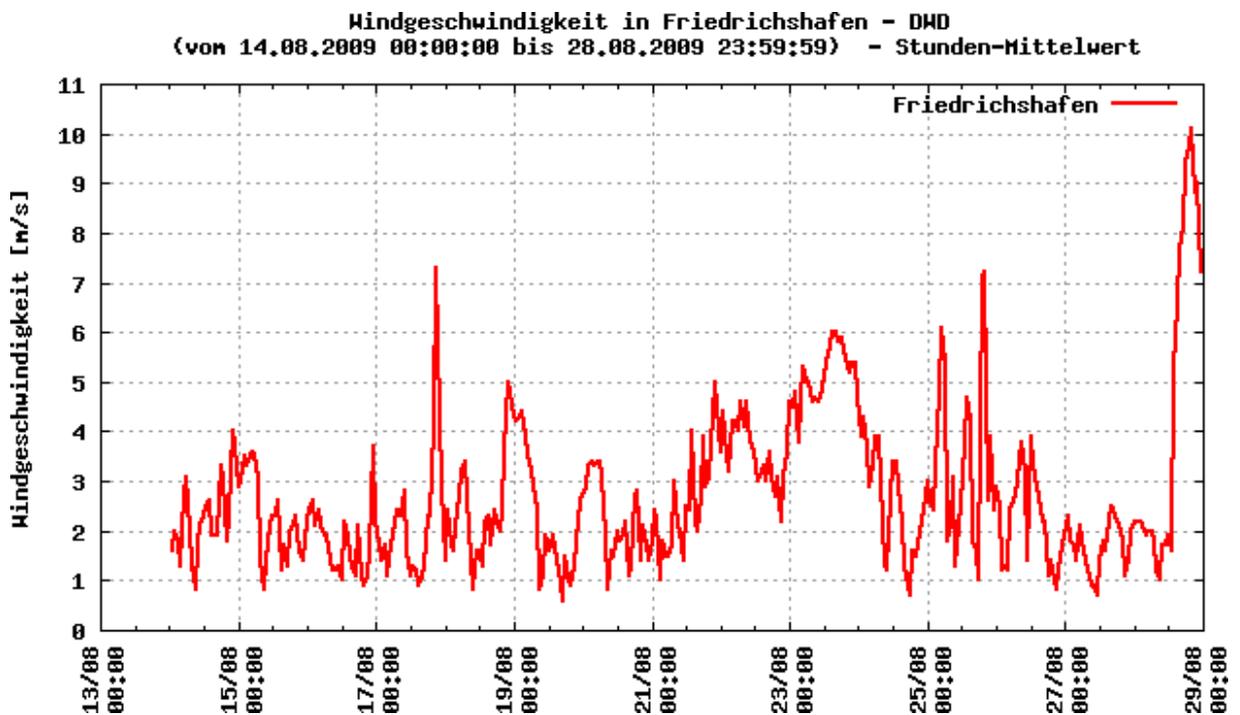
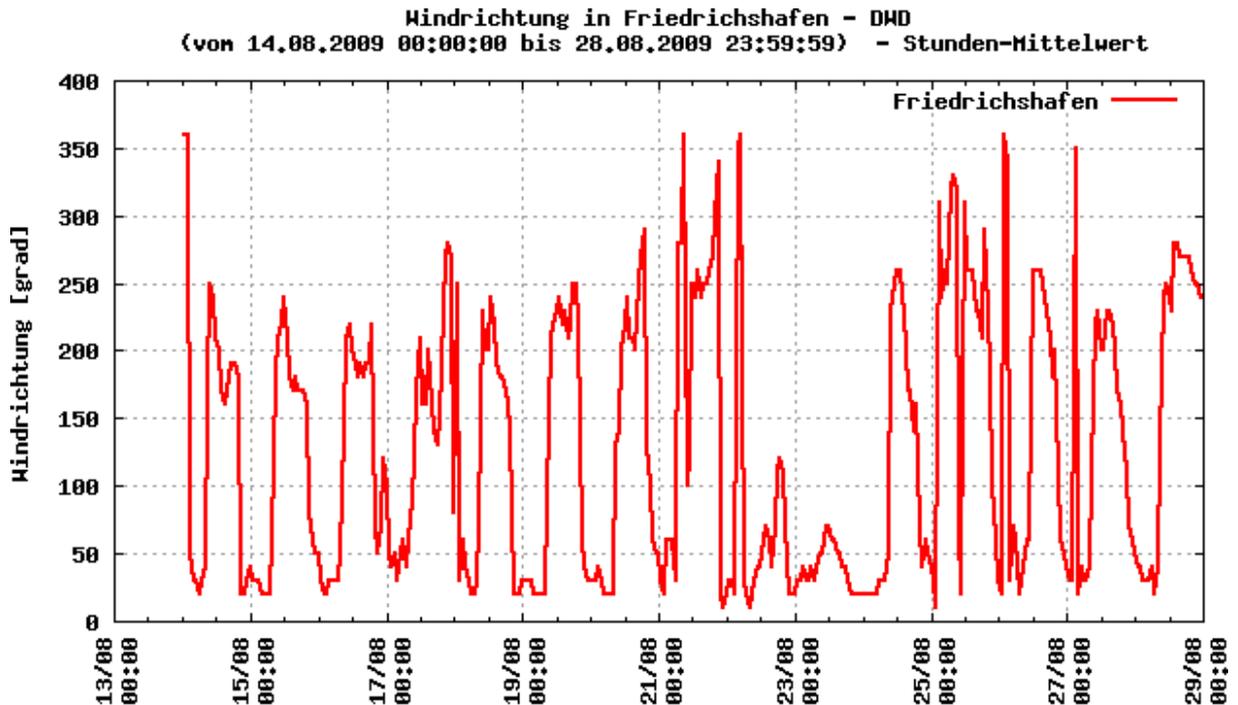


Abbildung 4.2: Windgeschwindigkeit vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen



Daten des Deutschen Wetterdienstes

Abbildung 4.3: Windrichtung vom 14.08.2009 bis zum 29.08.2009 in Friedrichshafen

5 Temperatur- und Geschwindigkeitsfelduntersuchungen

5.1 Rechenläufe

Mit dem hydrodynamischen Modell ELCOM, das vom CWR entwickelt wurde, wurden verschiedene Rechenläufe, die den Zeitraum der Drifteraufzeichnungen abdecken, durchgeführt. In Tabelle 5.1 ist eine Übersicht der verschiedenen Läufe gegeben. Um eine ausreichend lange Vorlaufzeit zu ermöglichen, decken die Rechenläufe den Zeitraum vom 20.07.2009 bis zum 01.09.2009 ab. Als Startwerte für das vertikale Temperatur- bzw. Salinitätsprofil wurden Messdaten der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) herangezogen.

Tabelle 5.1: Übersicht der verschiedenen Rechenläufe

Lauf	$\Delta x / \Delta y$	Windfeld	Zusätzl. Bemerkung
1	400 m	Linear	
2	400 m	MCF	
3	200 m	Linear	
4	400 m	Linear	Variation des C_w -Wertes für den Wind
5	400 m	Linear	Variation von Mischungsparametern

Lauf 1 und 2 unterscheiden sich im verwendeten Windmodell, das die Windverteilung auf dem See berechnet. Das „lineare“ Windfeld wird durch lineare Interpolation von um den See gemessenen Winddaten erstellt, das MCF-Windfeld erstellt aus denselben Messdaten ein massenkonsistentes Windfeld. Lauf 1 und 3 verwenden verschiedene Modellnetzauflösungen. Im Lauf 4 wurde der C_w -Werte für den Wind

von 0,0013 auf 0,0015 leicht erhöht und im Lauf 5 wurde der Dissipationskoeffizient des Mischungsmodells von 1,15 auf 1,05 verringert.

Die Nachbildung der Drifterpfade kann entweder durch Simulation mit einem Particle Tracking Verfahrens erfolgen oder durch direkten Vergleich der Geschwindigkeiten an den Drifterpositionen. Erste Auswertungen haben gezeigt, dass bei der Anwendung des Particle Tracking Verfahrens größere Unterschiede entstehen, da die Unterschiede zwischen den tatsächlichen gemessenen Strömungen und den berechneten Drifterbahnen sich im Verlauf der Bewegung addieren und damit die gemessenen und berechneten Drifterbahnen im Verlauf der Simulation immer weiter auseinander gehen können. Aus diesem Grund wurden in der weiteren Auswertung hauptsächlich die berechneten und gemessenen Geschwindigkeitskomponenten miteinander verglichen und die Übereinstimmungsgüte zwischen Messung und Rechnung anhand der summierten und mittleren Unterschiede zwischen den gemessenen und berechneten Geschwindigkeiten überprüft. Außerdem wurde die Nachbildung der internen Wellen anhand gemessener und berechneter Temperaturprofile analysiert.

5.2 Auswertungen der Temperaturverhältnisse

Es liegen die Temperaturmessdaten einer Thermistorenkette an der EU-Boje zentral im Überlingersee, etwa auf der Höhe von Überlingen, von Juli und August vor. Diese Messdaten können mit den berechneten Daten der verschiedenen Modellläufe verglichen werden und so Hinweise auf die Qualität der Modellierung.

In Abbildung 5.1 - Abbildung 5.5 sind die Verläufe der gemessenen und berechneten Temperaturen in 2 m, 5 m, 10 m, 20 m und 30 m Tiefe aufgetragen. Im Epilimnion in 2 m, 5 m und 10 m Wassertiefe ist ein Versatz von ca. 2 °C zwischen den berechneten und den gemessenen Daten zu erkennen. Dies liegt nicht am Modell sondern an den Eingangsdaten. Die Temperaturmessdaten der IGKB, die als seeweite Startwerte für das vertikale Temperaturprofil im Modell herangezogen wurden, sind auf den ersten 20 m um ca. 2 °C höher als die Messdaten an der EU-Boje. Abgesehen davon wird der tatsächliche Temperaturverlauf vom Modell gut erfasst. Temperaturschwankung durch interne Wellen im Bereich des Metalimnions (20 m und 30 m Tiefe) werden sehr genau nachgebildet.

Lauf 4 und Lauf 5 wurden nicht aufgetragen, da sie fast identische Ergebnisse wie Lauf 1 zeigen. Lauf 1 und Lauf 2 unterscheiden sich meist ebenfalls nur geringfügig, die Kurven liegen meistens aufeinander. Lauf 2 (MCF-Windfeld) dagegen weicht in allen Wassertiefen stärker von den übrigen Läufen ab.

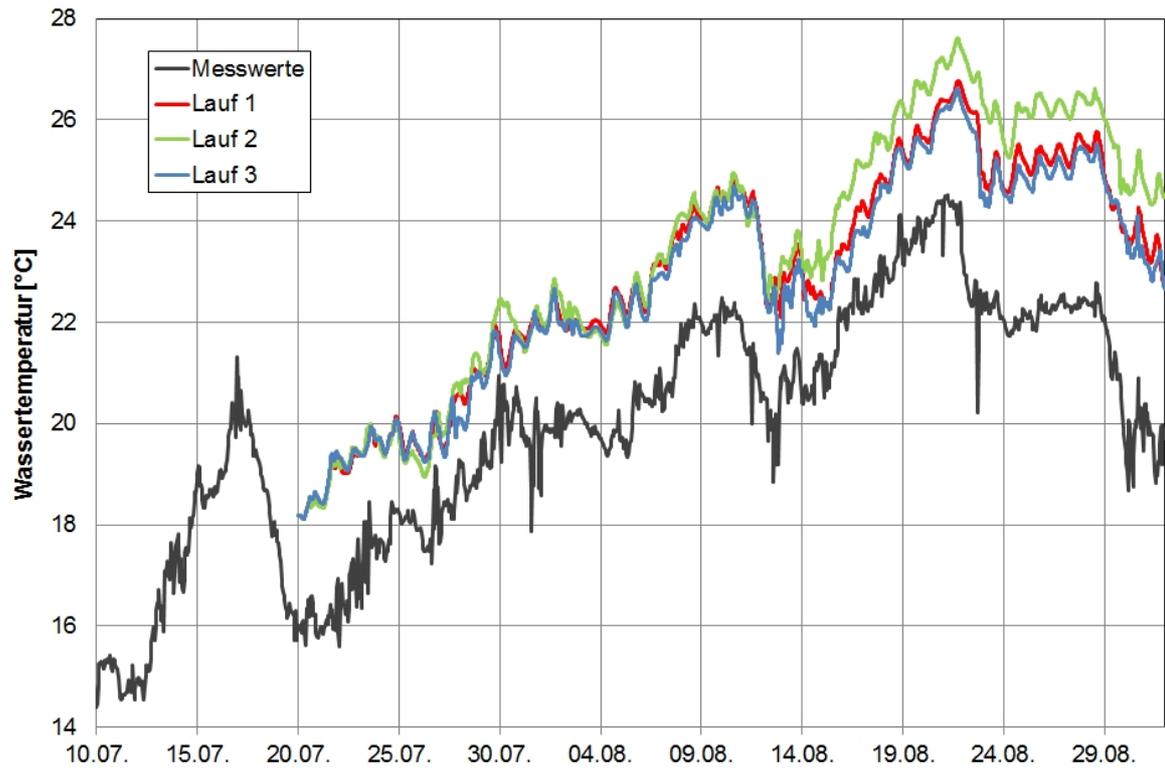


Abbildung 5.1: Temperaturganglinie in 2 m Wassertiefe (EU-Boje)

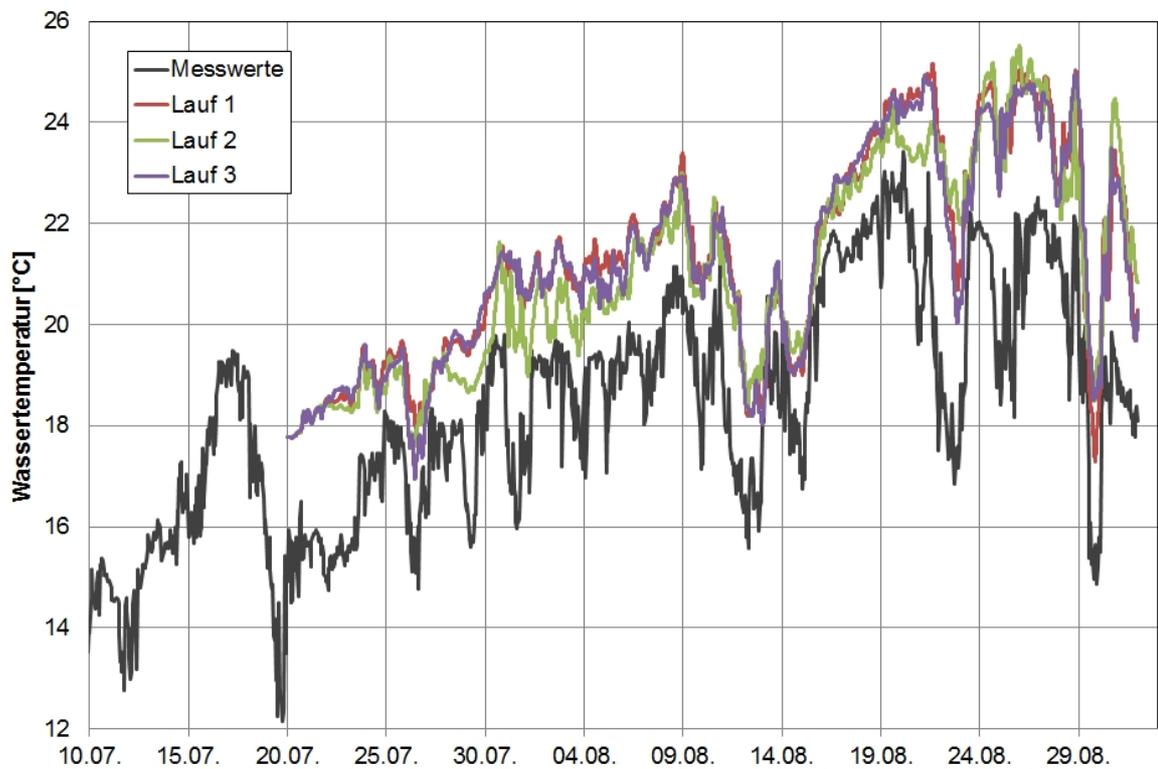


Abbildung 5.2: Temperaturganglinie in 5 m Wassertiefe (EU-Boje)

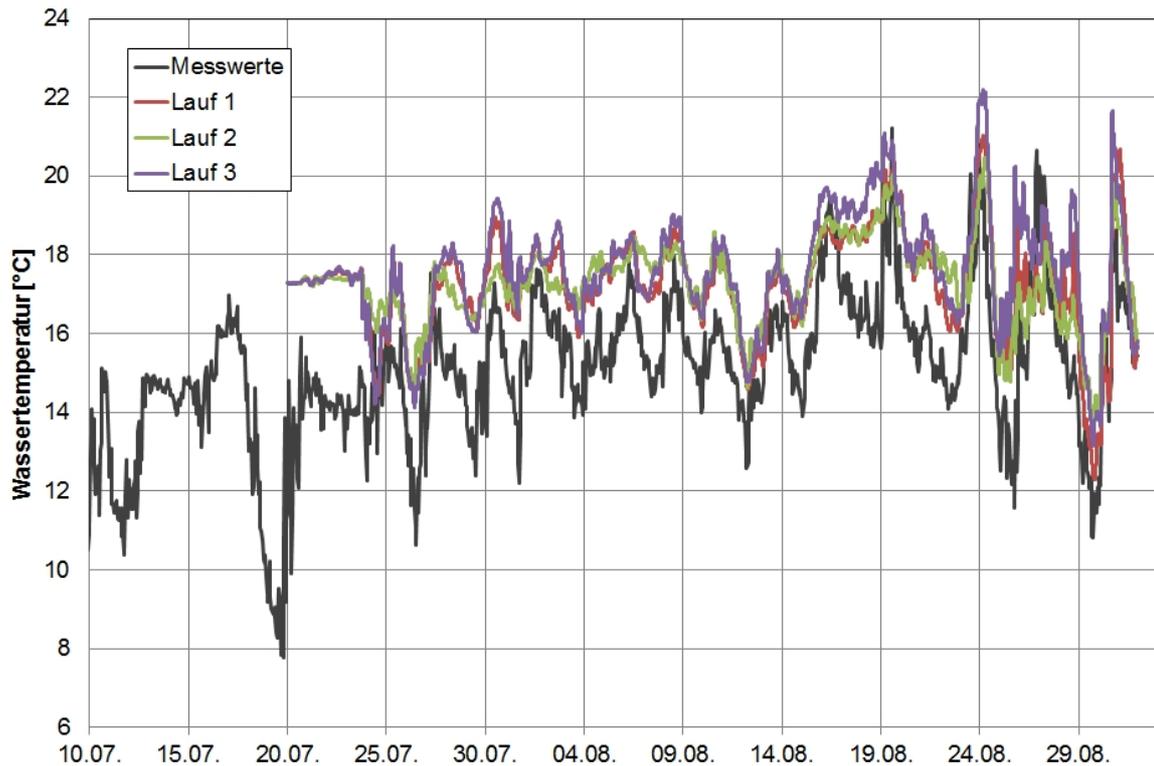


Abbildung 5.3: Temperaturganglinie in 10 m Wassertiefe (EU-Boje)

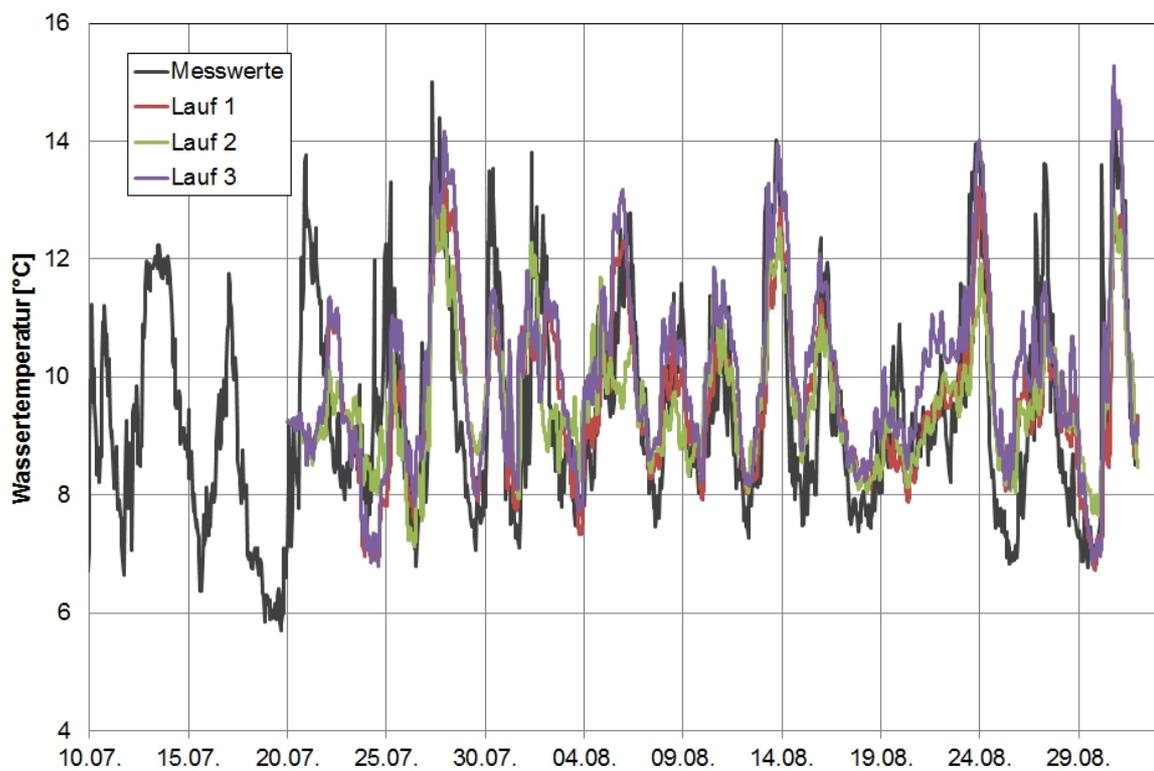


Abbildung 5.4: Temperaturganglinie in 20 m Wassertiefe (EU-Boje)

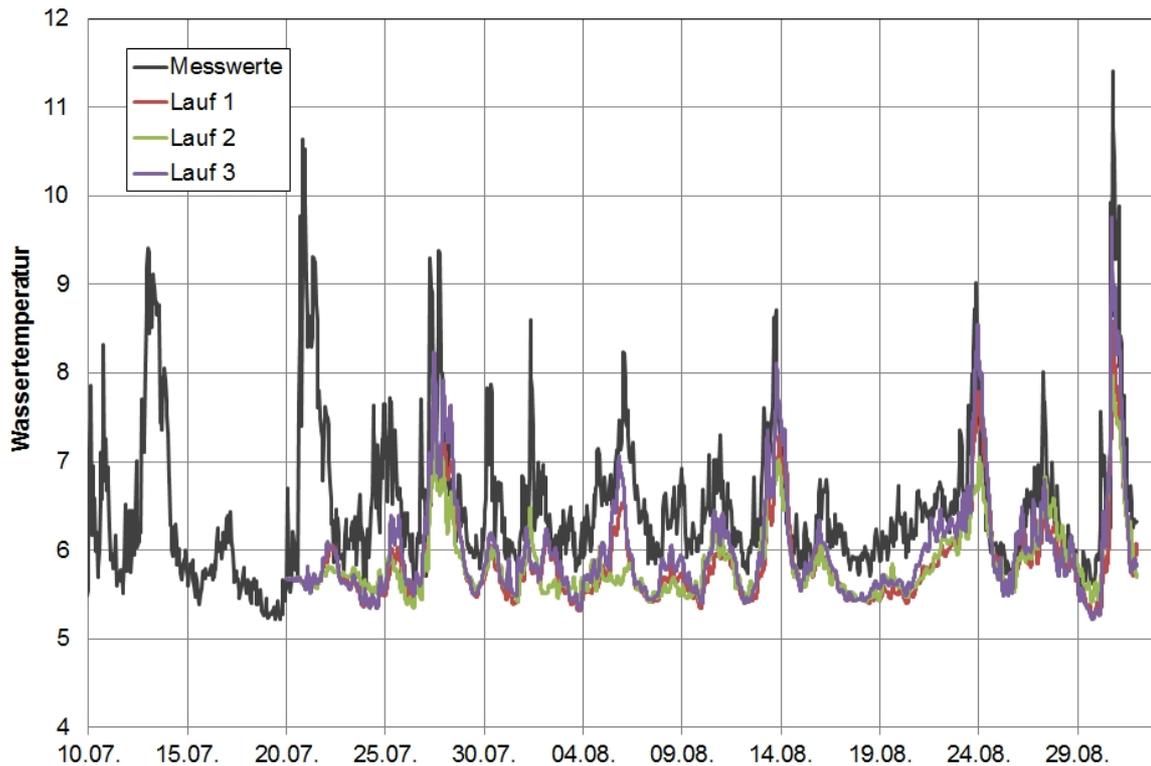


Abbildung 5.5: Temperaturganglinie in 30 m Wassertiefe (EU-Boje)

5.3 Auswertungen der räumlichen Geschwindigkeiten

Die Auswertung umfasst einen Vergleich der berechneten Strömungsdaten der verschiedenen Läufe mit den gemessenen Drifterdaten. Dabei können auch die einzelnen Läufe untereinander verglichen werden und Aussagen über die Eingangsparameter getroffen werden.

Verschiedene Methoden wurden zum Vergleich der berechneten und gemessenen Daten herangezogen. Dabei sind vor allem die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Daten interessant.

Exemplarisch ist ein Vergleich der Geschwindigkeiten sowie der Geschwindigkeitskomponenten in x- und y-Richtung für die Drifter 1 und 12 in Abbildung 5.6 - Abbildung 5.11 dargestellt. Dabei wurden die zu bestimmten Zeiten und an bestimmten Orten gemessenen Driftergeschwindigkeiten zu denselben Zeitpunkten und Orten aus dem berechneten Geschwindigkeitsfeld extrahiert.

Für alle Diagramme gilt, dass die Unterschiede zwischen Lauf 1, Lauf 4 und Lauf 5 verschwindend gering sind, die drei Kurven fallen aufeinander. Zwischen Lauf 1, Lauf 2 und Lauf 3 und den Messwerten sind allerdings deutliche Unterschiede zu erkennen.

Bei Drifter 1 sind große Abweichungen der berechneten von den gemessenen Daten zu erkennen. Zwar stimmen in der ersten Hälfte der Drifteraufzeichnung die Geschwindigkeitsbeträge relativ gut überein, allerdings verrät ein Blick auf die

Geschwindigkeitskomponenten, dass die Geschwindigkeitsrichtungen deutlich verschieden sind. Das berechnete großräumige Strömungsfeld scheint also insbesondere in der zweiten Hälfte des Betrachtungszeitraumes von dem gemessenen Strömungsfeld im Bereich des Drifters 1 abzuweichen. Lauf 1 und 3 unterscheiden sich nur leicht, der Kurvenverlauf ist sehr ähnlich. Lauf 2 allerdings zeigt größere Unterschiede zwischen Lauf 1 und 3.

Bei Drifter 12 wurden die besten Anpassung erzielt, weshalb die Ergebnisse hier angeführt sind. Die berechneten Geschwindigkeiten sind zwar in der ersten Hälfte der Aufzeichnung zu niedrig, stimmen in der zweiten Hälfte aber gut überein. Dasselbe gilt für die Geschwindigkeitskomponenten bzw. die Geschwindigkeitsrichtung. Das vorherrschende Geschwindigkeitsfeld scheint hier also durch die Modellierung gut erfasst zu werden. Nur die Ergebnisse von Lauf 2 fallen deutlich aus dem Rahmen und liefern schlechtere Ergebnisse.

Die Ergebnisse der übrigen Drifter ähneln den Ergebnissen von Drifter 1, es sind relativ große Abweichungen der berechneten von den gemessenen Geschwindigkeiten und Richtungen vorhanden. Daraus lässt sich folgern, dass das berechnete, großskalige Geschwindigkeitsfeld vom beobachteten abweicht. Auffällig ist allerdings auch bei den übrigen Driftern, dass die Ergebnisse von Lauf 2 sich von den Ergebnissen der übrigen Läufe, die sich ähneln, deutlich unterscheiden. Es scheint sich also bei Verwendung des MCF-Windfelds ein anderes großskaliges Geschwindigkeitsfeld einzustellen als bei Verwendung des linearen Windfelds. Das lässt darauf schließen, dass das verwendete Windfeld einen entscheidenden Einfluss auf die Wasserströmungen ausübt.

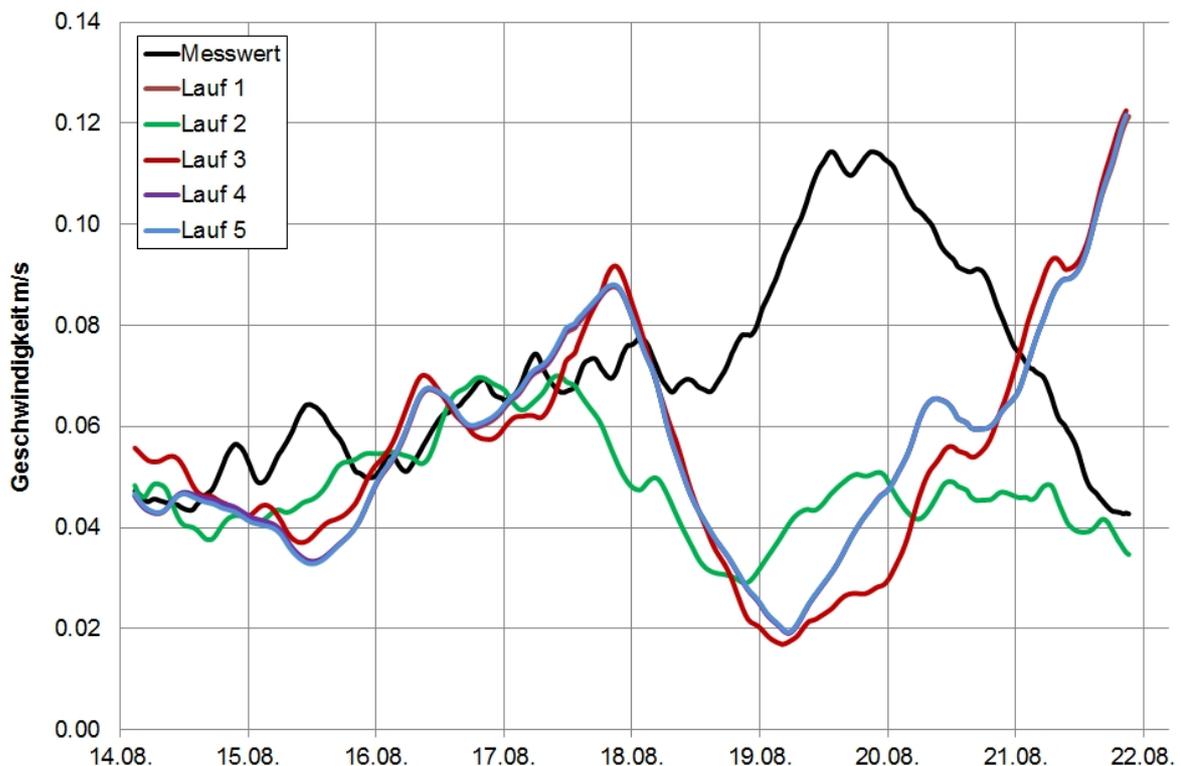


Abbildung 5.6: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeit von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)

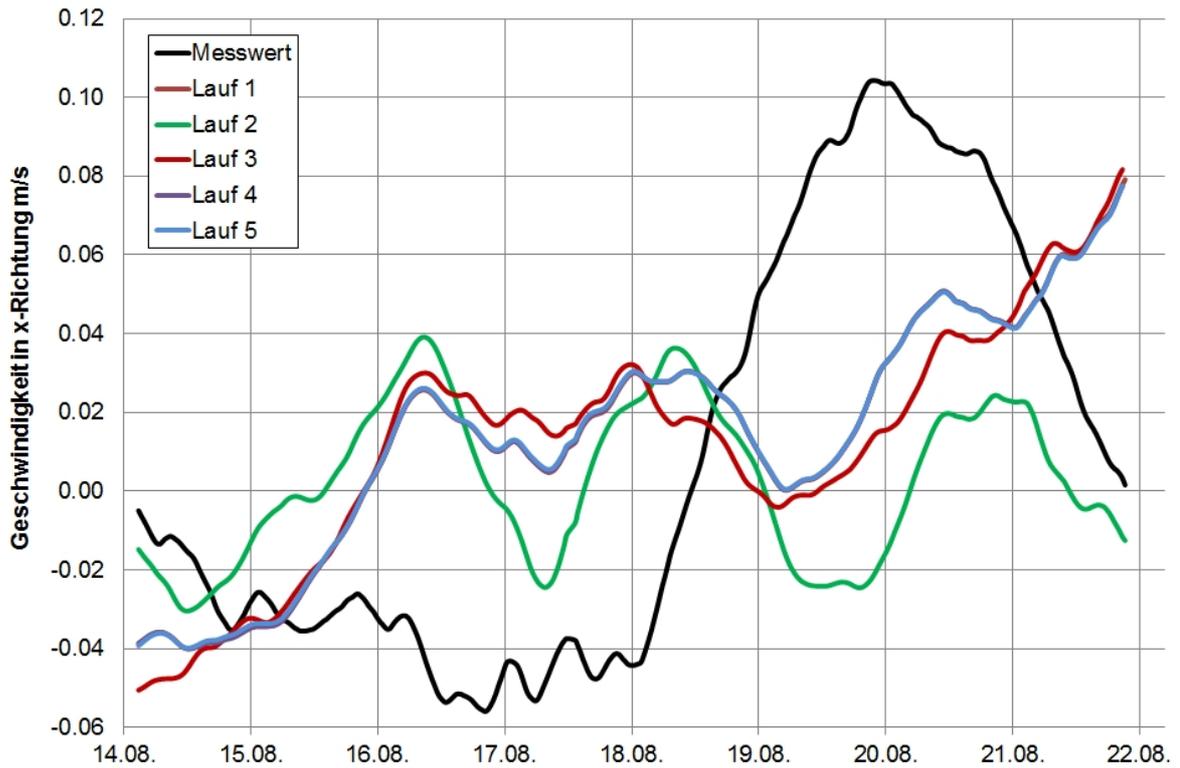


Abbildung 5.7: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in x-Richtung von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)

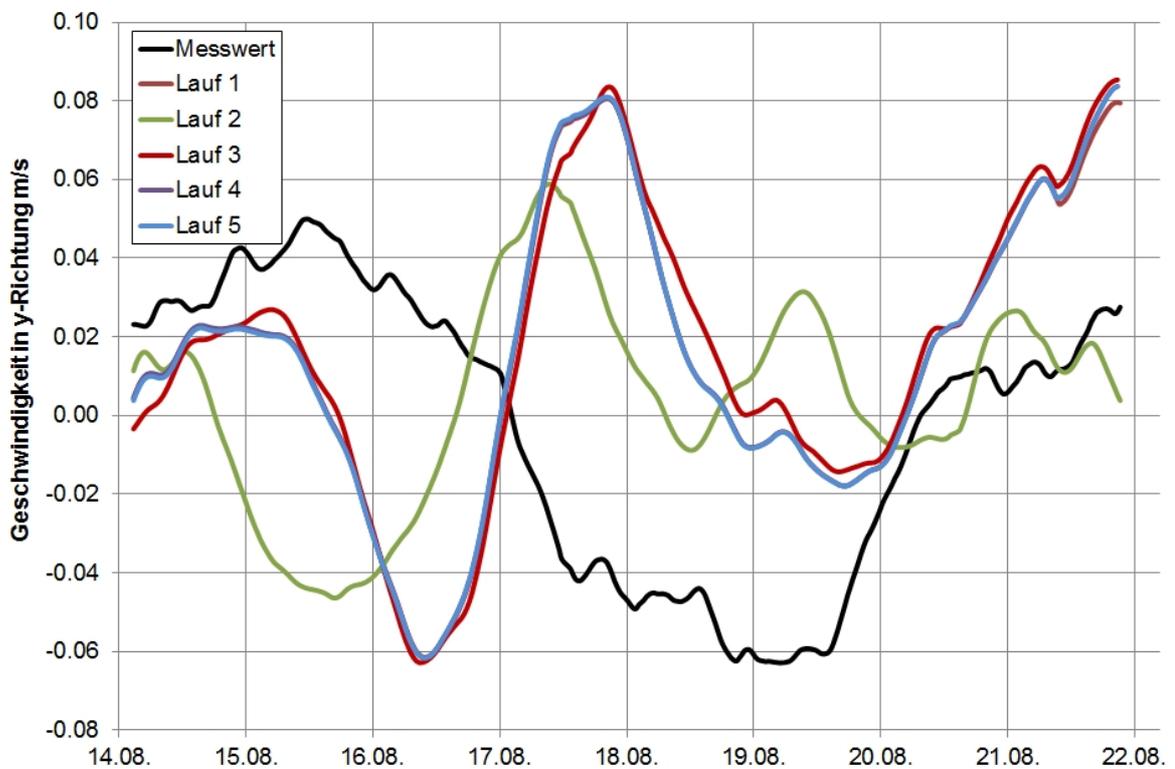


Abbildung 5.8: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in y-Richtung von Drifter 1 (gleitendes Mittel über 24 h)

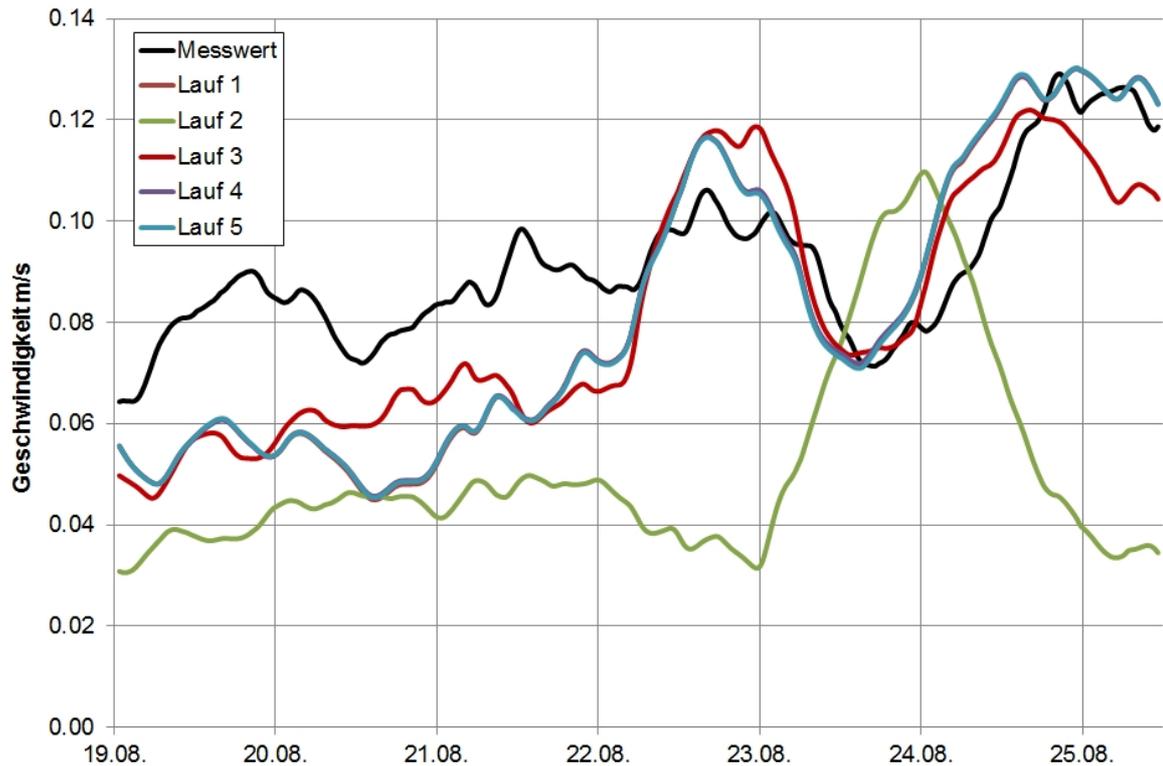


Abbildung 5.9: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeit von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)

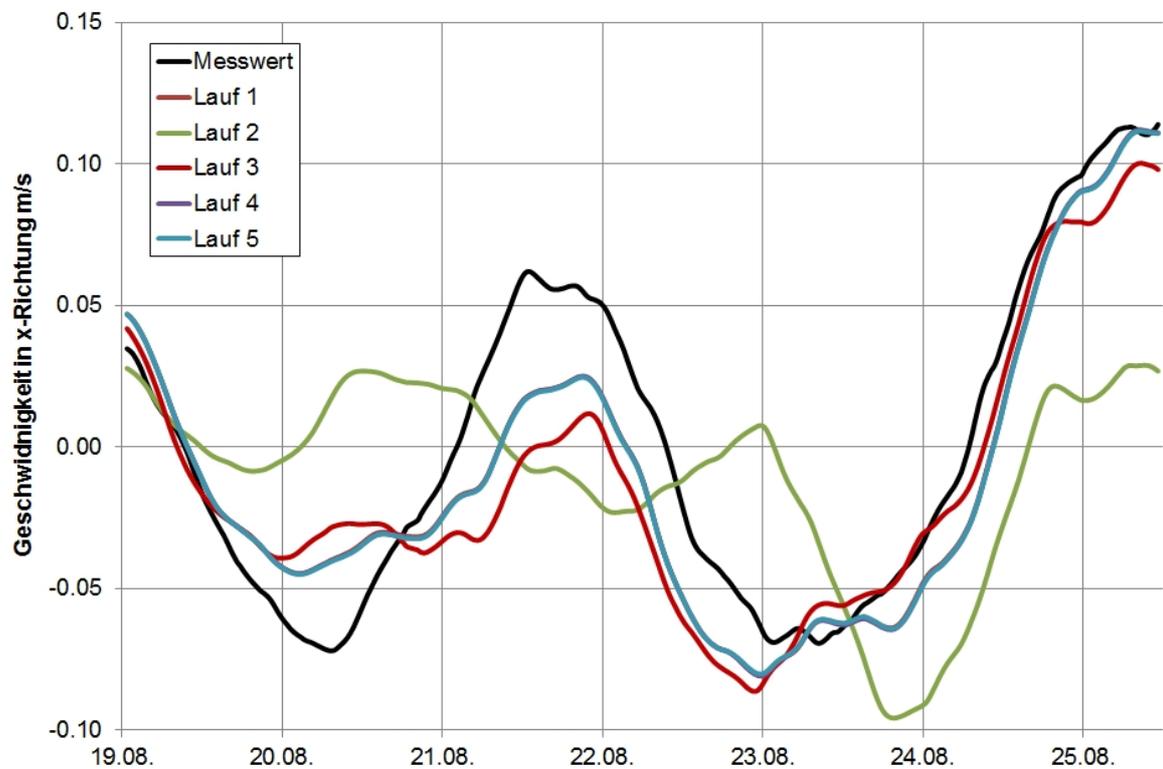


Abbildung 5.10: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in x-Richtung von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)

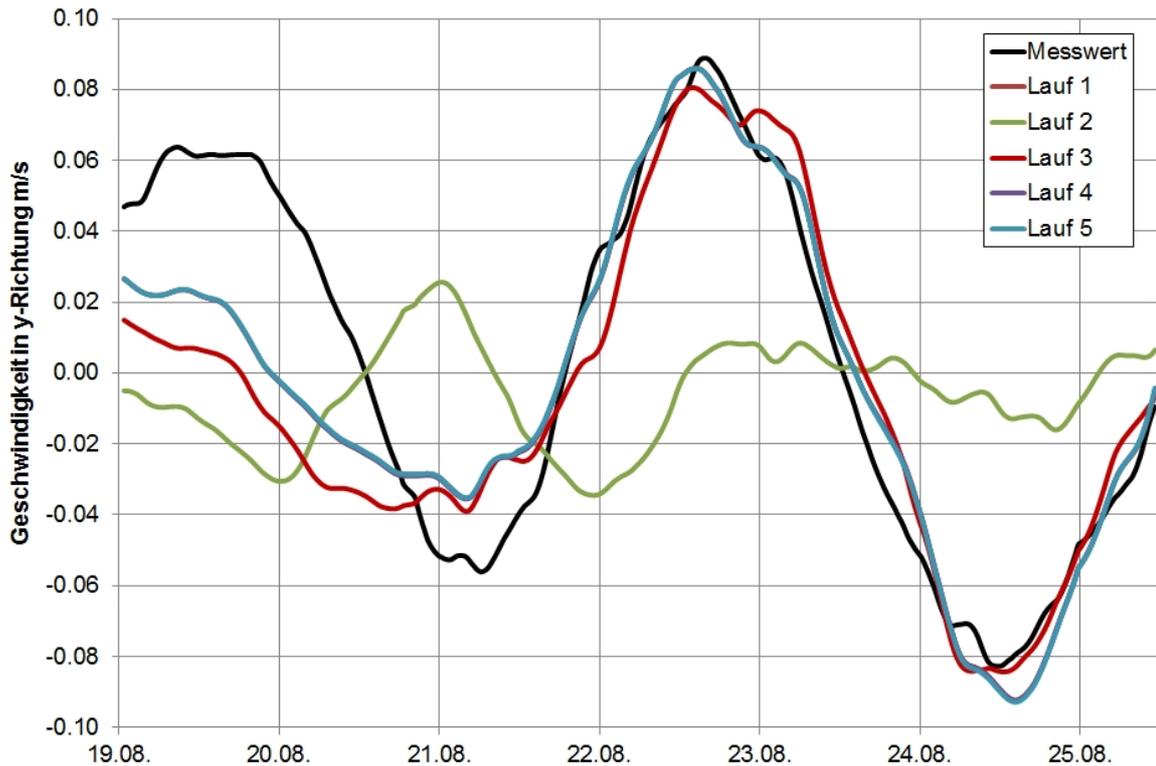


Abbildung 5.11: Vergleich der gemessenen und berechneten Geschwindigkeitskomponente in y-Richtung von Drifter 12 (gleitendes Mittel über 24 h)

Wie gezeigt wurde schneiden die Drifter bei einem Vergleich der berechneten und gemessenen Bahnlinien unterschiedlich ab. Das wirft die Frage auf, ob es räumliche oder zeitliche Unterschiede in der Güte der Ergebnisse gibt.

In Abbildung 5.12 - Abbildung 5.14 sind die Drifterbahnlinien mit farblich gekennzeichneten Unterschieden zwischen den gemessenen und berechneten Geschwindigkeitsrichtungen von Lauf 1, 2 und 3 visualisiert. Da die Ergebnisse von Lauf 1, 4 und 5 fast identisch sind, wird auf eine weitere Auswertung von Lauf 4 und Lauf 5 verzichtet. Es ist zu erkennen, dass eine heterogene Verteilung der Richtungsabweichungen vorliegt. Vor allem in der Mitte des Sees ist ein Bereich mit großen Abweichungen bei allen Läufen zu erkennen. Bei Lauf 2 sind auch weiter südöstlich größere Abweichungen als bei den anderen beiden Läufen zu erkennen. So liegen auch bei Lauf 2 nur ca. 6,21 % aller Abweichungen unter 10° , bei Lauf 1 und Lauf 2 sind es dagegen 10,71 % bzw. 10,19 %.

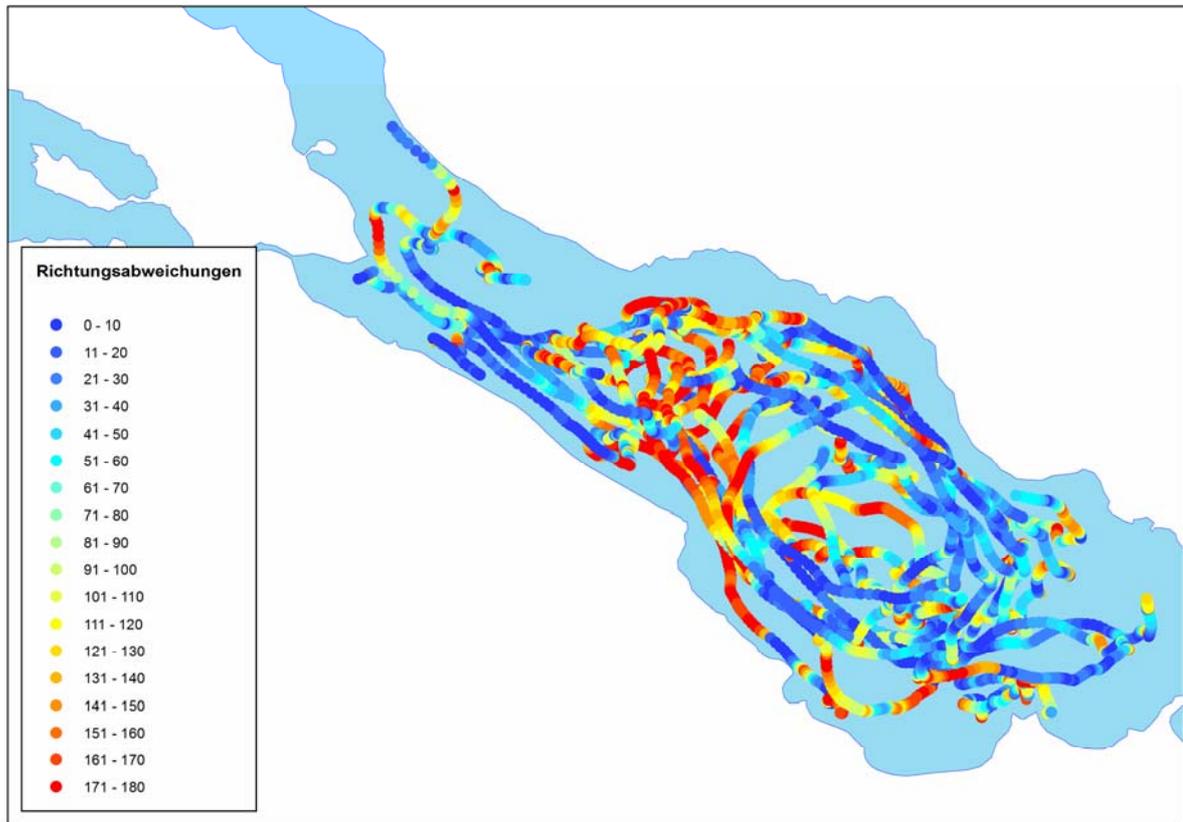


Abbildung 5.12: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 1

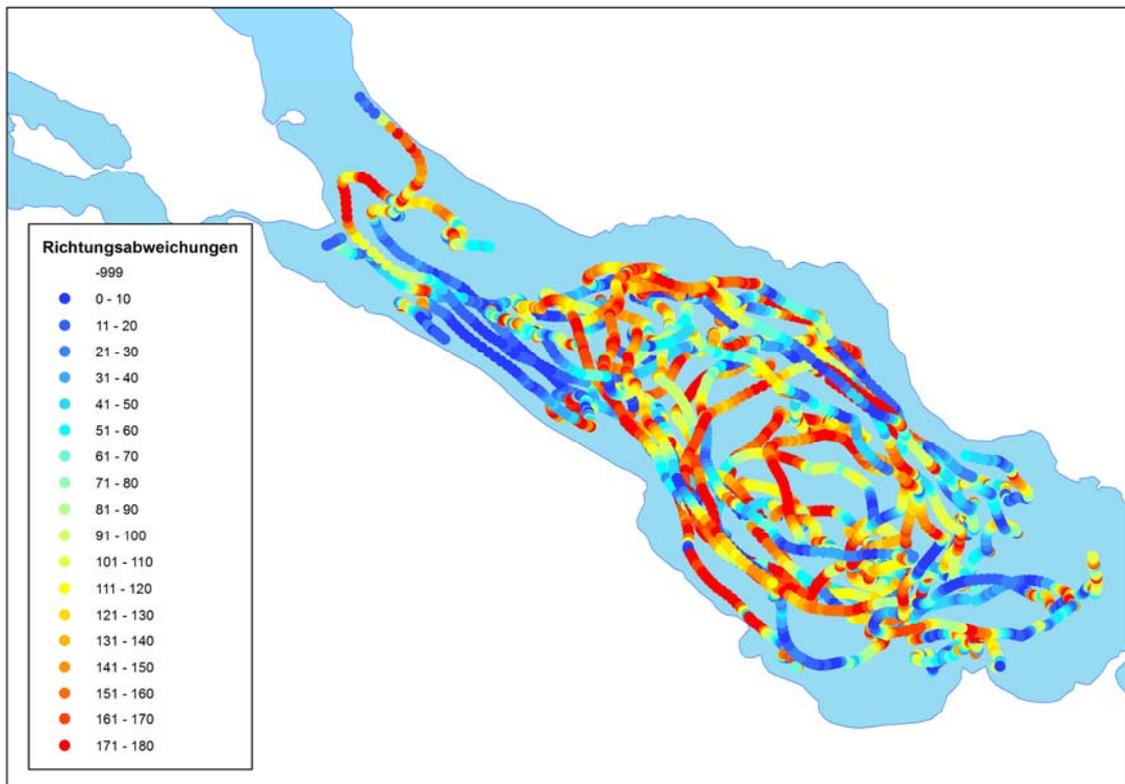


Abbildung 5.13: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 2

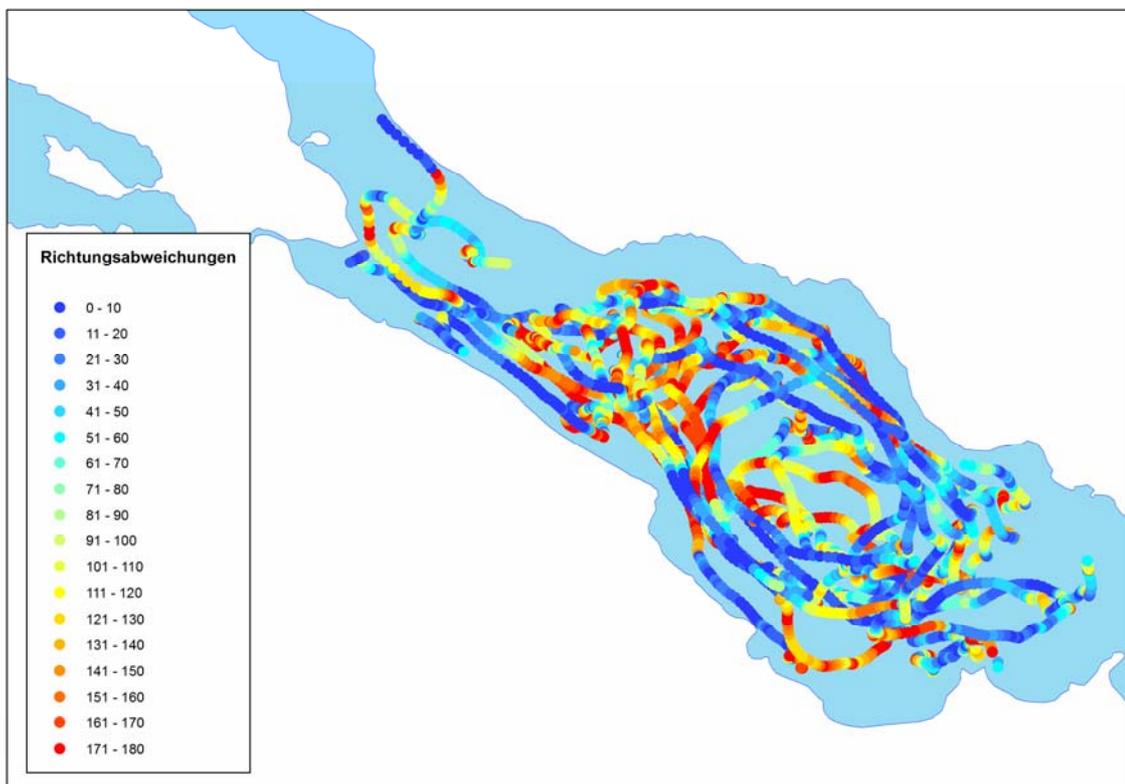


Abbildung 5.14: Abweichungen der gemessenen von den berechneten Geschwindigkeitsrichtungen der Drifter bei Lauf 3

Dass insbesondere in der Mitte des Obersees die Unterschiede zwischen gemessenen und berechneten Richtungen besonders groß sind, liegt an dem berechneten Strömungsfeld in der ersten Hälfte des Betrachtungszeitraumes. Während die Driftkörperbahnen eine große dauerhafte Strömungswalze im Obersee zeigen, weist das Strömungsmodell zwei gegenläufige Strömungswalzen auf. Im östlichen Teil des Bodensees stimmt diese Strömungswalze mit den Messwerten überein. Im westlichen Teil führt die gegenläufige Strömungswalze zu den Unterschieden zwischen Messung und Rechnung (Abbildung 5.15).

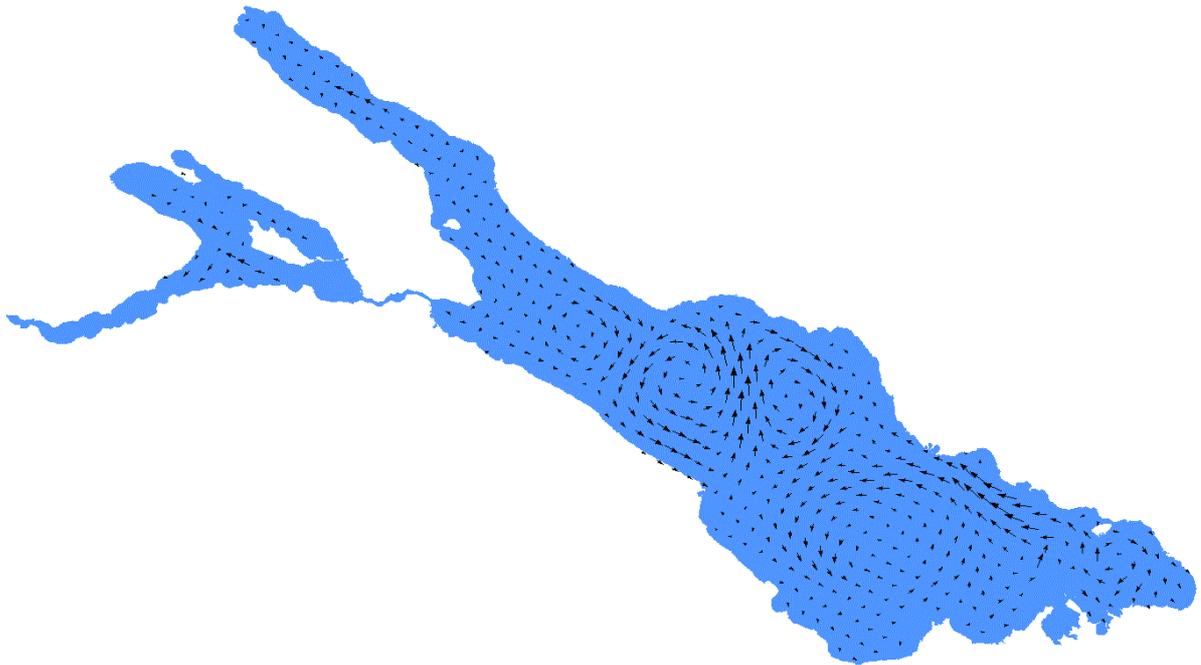


Abbildung 5.15: Typische Strömungsverhältnisse im Modell in der ersten Hälfte des betrachteten Zeitraums (17.08., Lauf 1)

In der zweiten Hälfte des Betrachtungszeitraumes führt ein Windereignis mit nordöstlichen Winden dazu, dass sich auch im numerischen Modell nur noch eine Strömungswalze ausbildet (Abbildung 5.16). Diese großräumige Strömungswalze stimmt mit den gemessenen Drifterbahnen deutlich besser überein als die Strömungssituation in der ersten Hälfte

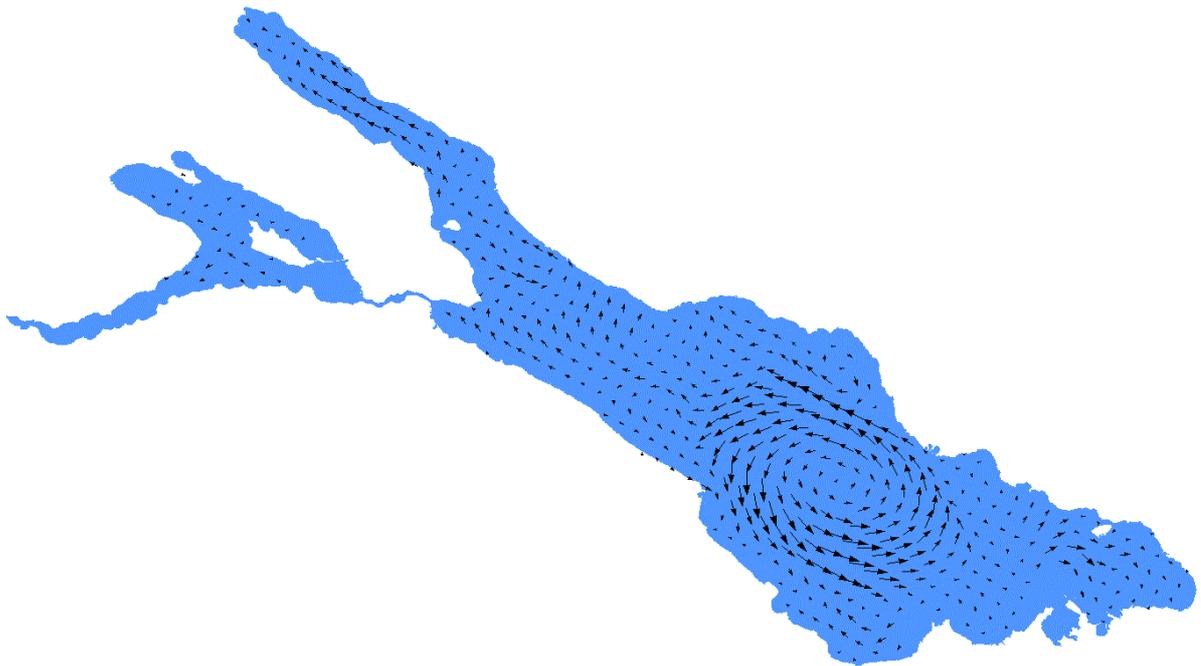


Abbildung 5.16: Typische Strömungsverhältnisse im Modell in der zweiten Hälfte des betrachteten Zeitraums (25.08., Lauf 1)

5.4 Auswertungen der zeitlichen Geschwindigkeiten

Wie die Auswertung des Strömungsfeldes an zwei exemplarischen Zeitpunkten zeigt, ist davon auszugehen, dass die räumlichen Unterschiede in der Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung sich auch im zeitlichen Verlauf der summarischen oder mittleren Unterschiede zwischen gemessenen und berechneten Strömungsrichtungen widerspiegeln. Aus diesem Grund wurde die mittlere Richtungsabweichung für die unterschiedlichen Modellläufe innerhalb des Betrachtungszeitraumes ausgewertet. In Abbildung 5.17 ist dieser zeitliche Verlauf der Richtungsabweichungen (Mittelwerte über 6 h) von Lauf 1, 2 und 3 zu sehen. Neben Bereichen mit niedrigen Abweichungen am 16.08. und vom 23.08. - 27.08. sind periodische Schwankungen im Intervall von wenigen Stunden zu erkennen. Wiederum schneidet Lauf 2 mit einer über den gesamten Zeitraum gemittelten Abweichung von $89,5^\circ$ schlechter ab als die Läufe 1 und 2 mit $73,4^\circ$ bzw. $76,0^\circ$ mittlerer Abweichung.

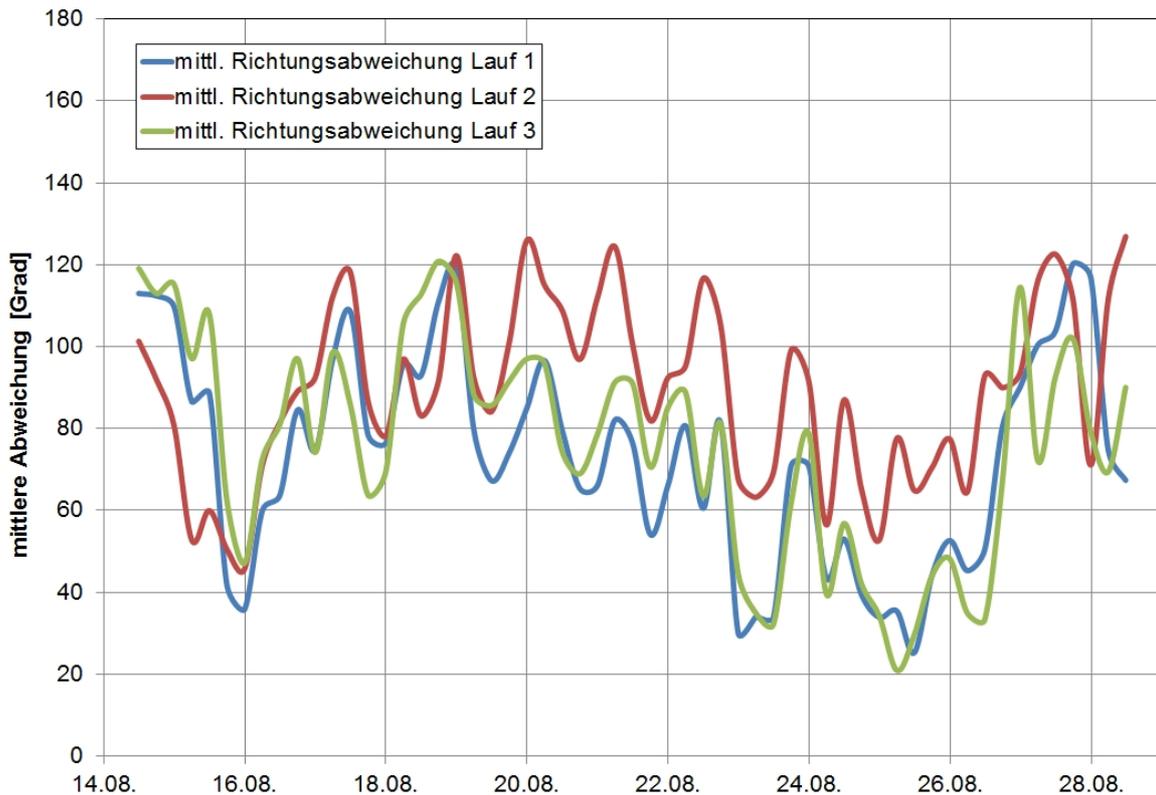


Abbildung 5.17: Zeitlicher Verlauf der Richtungsabweichungen von Lauf 1, Lauf 2 und Lauf 3 (Mittelwerte über 6 h)

Es besteht also eine deutliche räumliche und zeitliche Heterogenität zwischen den Abweichungen der gemessenen und berechneten Driftergeschwindigkeiten und -richtungen. Da das Windfeld einen entscheidenden Einfluss auf das Geschwindigkeitsfeld im See ausübt, kann eine Untersuchung der Windverhältnisse Auskunft über Ursachen liefern.

Das Windfeld auf dem Obersee im Bereich der Drifter wird im vorherrschenden Zeitraum durch die Stationen Friedrichshafen, Konstanz, Güttingen und Seewasserwerk Arbon definiert. Das Windfeld am östlichen Ende des Obersees wird von den Stationen Lindau und Bregenz/Sporthafen bestimmt, die im Bereich der Drifter eine untergeordnete Rolle spielen und deshalb im Weiteren nicht berücksichtigt werden. In Abbildung 5.18 - Abbildung 5.23 sind die Windgeschwindigkeiten und -richtungen der Stationen Friedrichshafen, Seewasserwerk Arbon und Konstanz und der Verlauf der mittleren Richtungsabweichungen der Drifter von Lauf 1 aufgetragen. Winddaten der Station Güttingen liegen nur sehr lückenhaft vor und werden deshalb außen vor gelassen. Es fällt auf, dass bei allen drei Stationen vom 22.08 – 26.08. Windereignisse mit höheren Windgeschwindigkeiten als im restlichen Zeitraum vorliegen. In diesem Zeitraum sind die mittleren Richtungsabweichungen am geringsten, was wahrscheinlich daran liegt, dass zu diesem Zeitpunkt ein klar definiertes Windfeld auf dem See vorliegt, ohne überlagernde Einflüsse von lokalen Windphänomenen, die vom Windmodell nicht erfasst werden können.

Im Vergleich zur Station Konstanz ist bei den Stationen Friedrichshafen und Arbon vor allem im ersten Teil des Zeitraums ein von der Tageszeit abhängiges, periodisches Muster im Verlauf der Windrichtungen zu erkennen. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Land-See-Winde. Dieses Phänomen könnte auch für die periodischen Schwankungen der mittleren Richtungsabweichungen verantwortlich sein. Die Periodenlänge der beiden Schwankungen ist allerdings verschieden. Ebenfalls ist nicht geklärt, ob die periodischen Richtungsänderungen, die zum beobachteten Verlauf der Abweichungen führen, von den berechneten oder gemessenen Drifterbewegungen oder einer Kombination davon stammen.

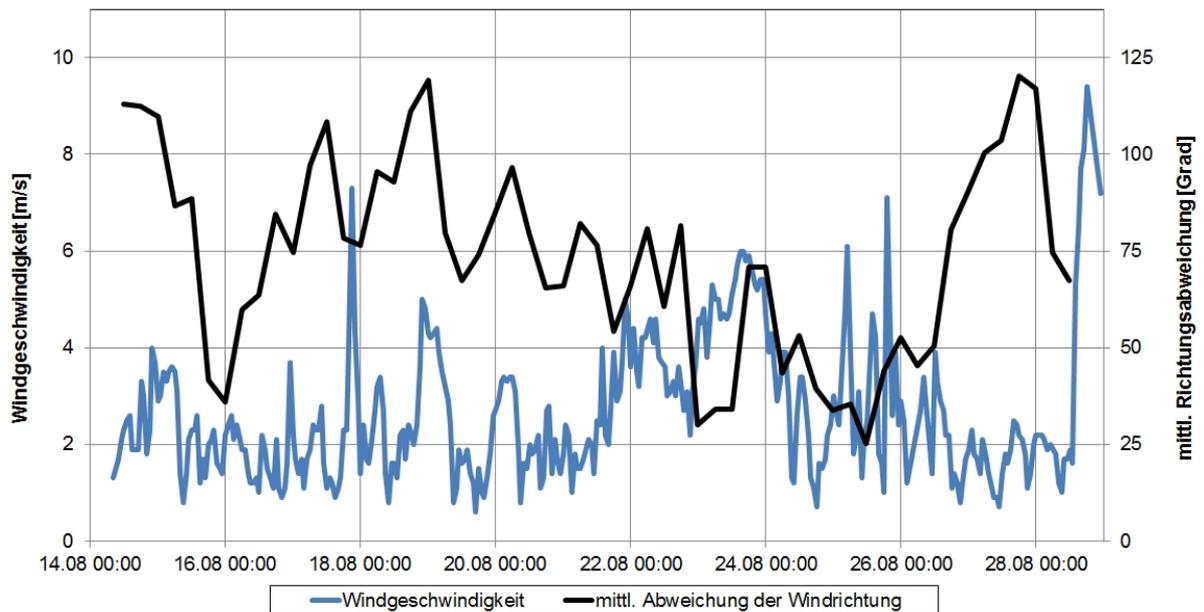


Abbildung 5.18: Windgeschwindigkeiten an der Messstation Friedrichshafen und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter

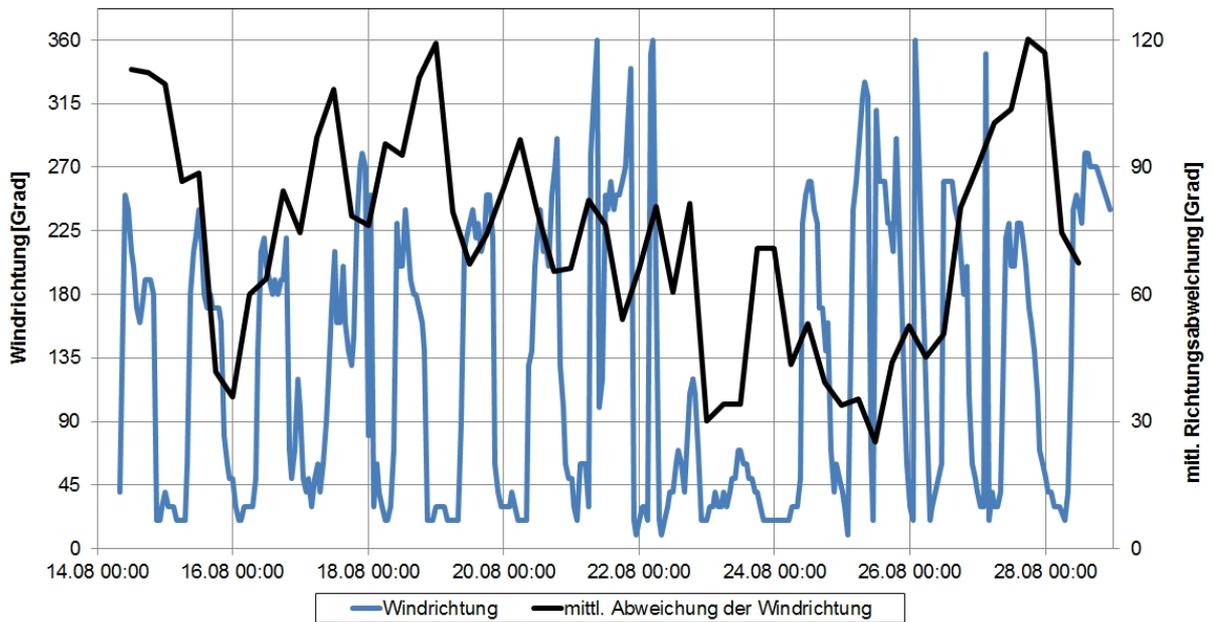


Abbildung 5.19: Windrichtungen an der Messstation Friedrichshafen und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter

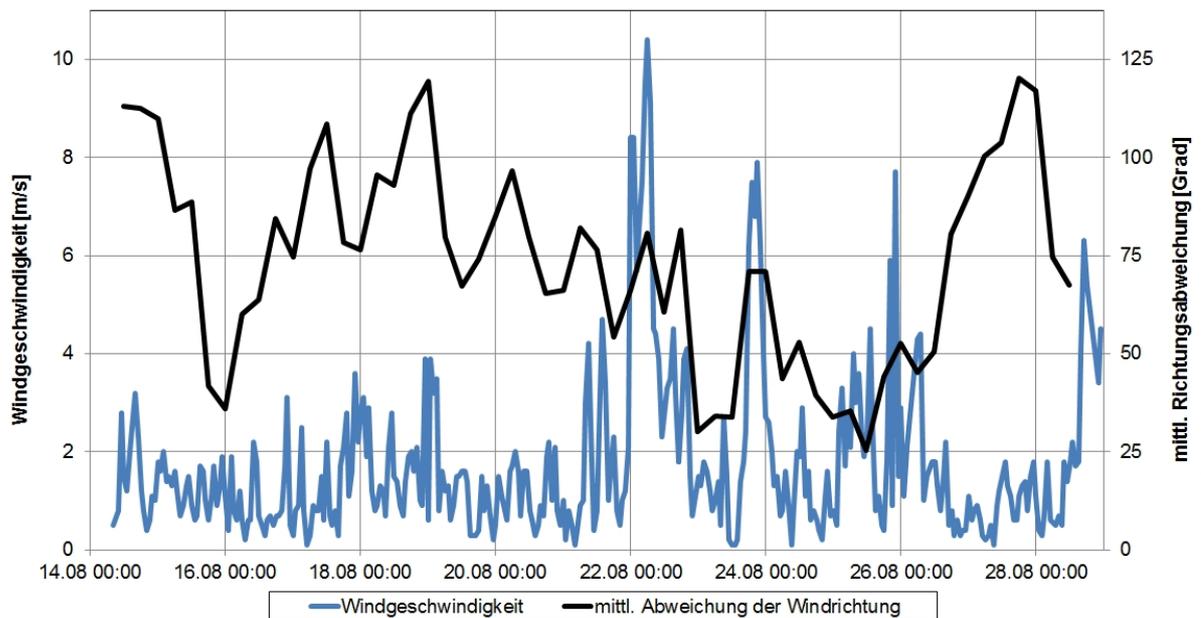


Abbildung 5.20: Windgeschwindigkeiten an der Messstation des Seewasserwerks Arbon und mittl. Richtungsabweichungen der mit Lauf 1 berechneten Drifter

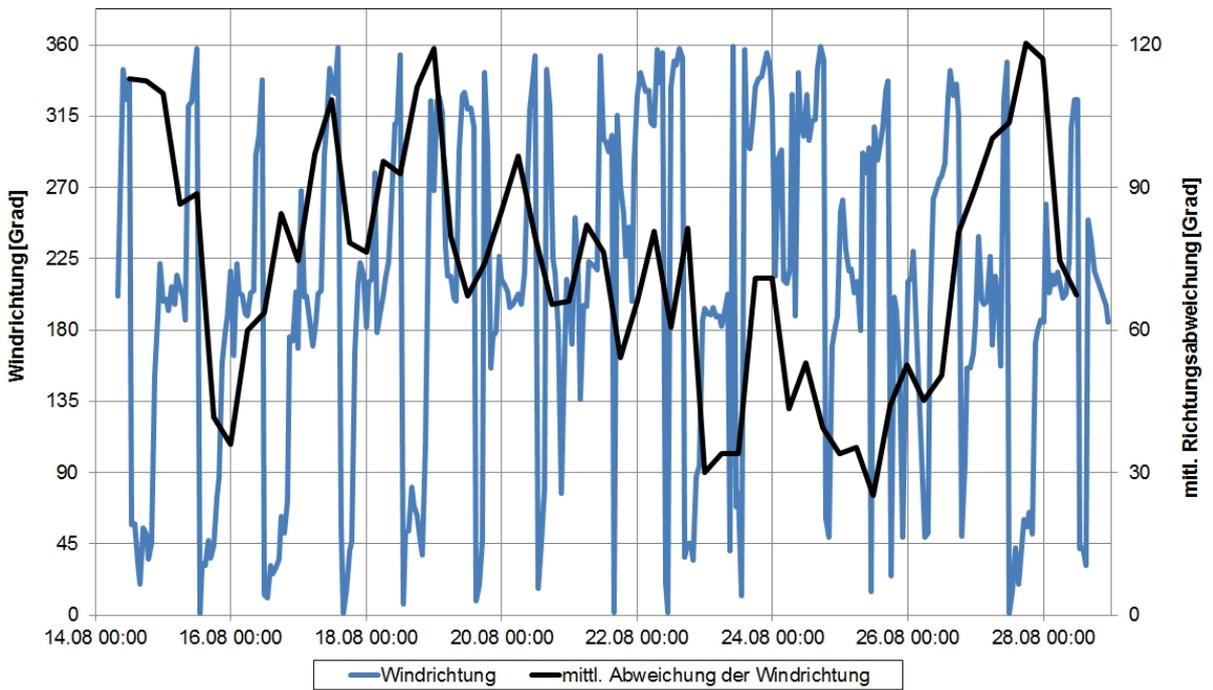


Abbildung 5.21: Windrichtungen an der Messstation des Seewasserwerks Arbon

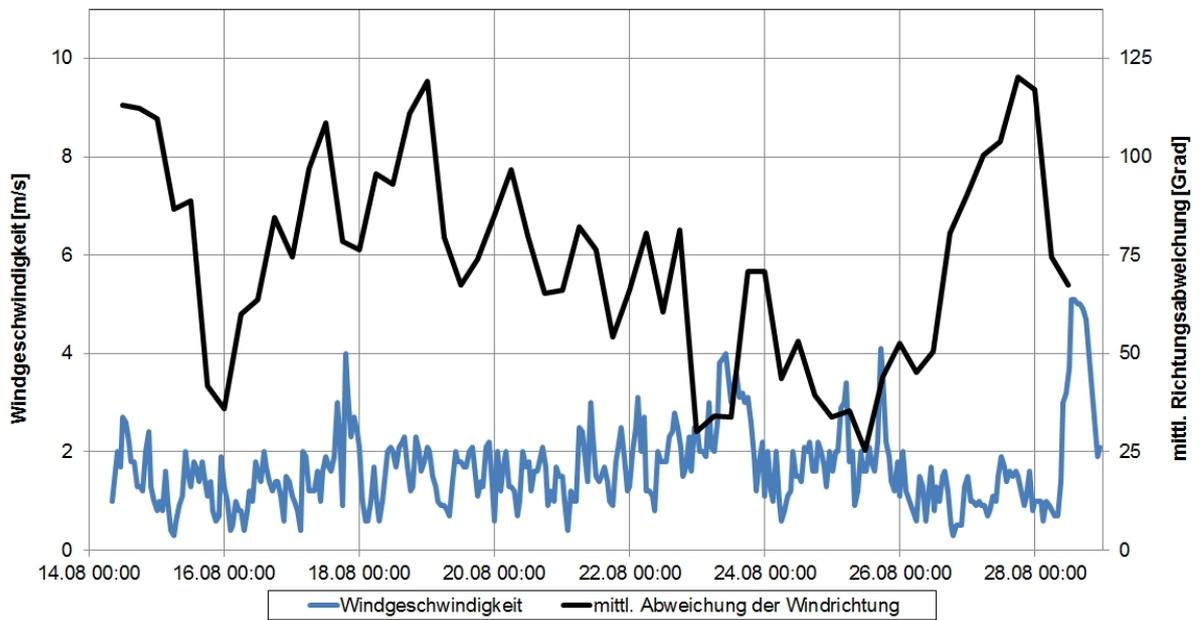


Abbildung 5.22: Windgeschwindigkeiten an der Messstation Konstanz

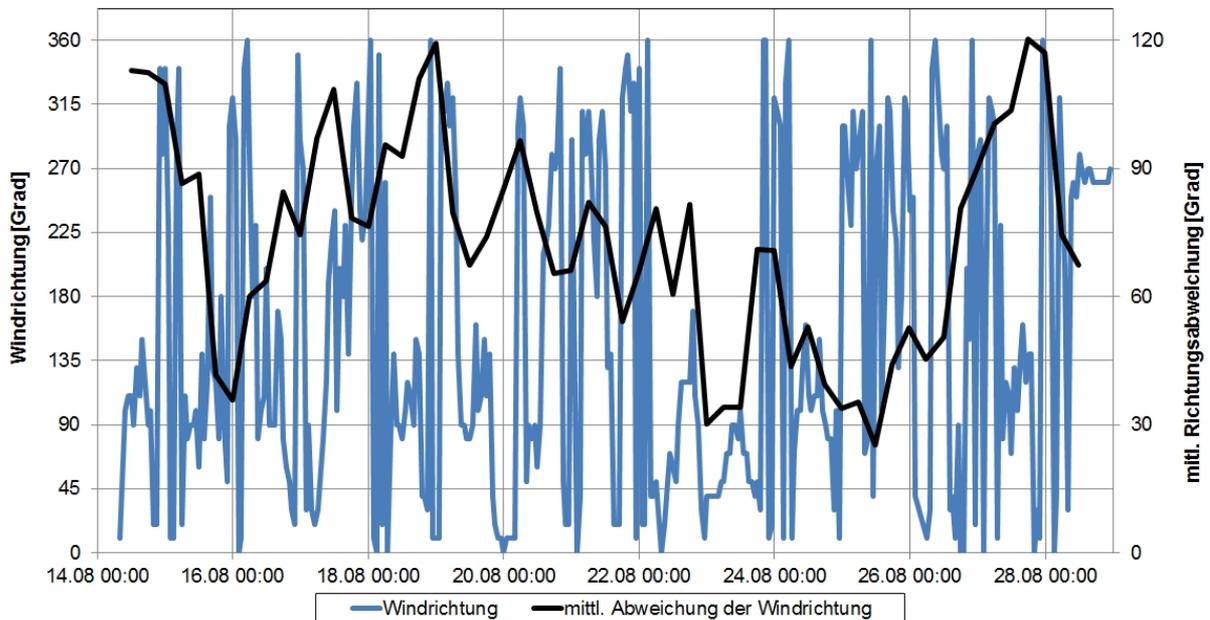


Abbildung 5.23: Windrichtungen an der Messstation Konstanz

6 Transportuntersuchungen

Mit dem hydrodynamischen Modell ELCOM ist es möglich, konservative Markierungsstoffe, die mit der Wasserströmung transportiert werden, zu simulieren. In numerischen Modellen ist die Modellierung von scharfen Konzentrationsfronten mit steilen Konzentrationsgradienten sogenannter numerischer Diffusion unterworfen, die zu einer unphysikalischen „Verschmierung“ bzw. Abflachung der Konzentrationsfront mit der Zeit führt. Um den Einfluss der numerischen Diffusion in ELCOM bewerten zu können, wurde ein Markierungsstoff im Modell mit verschiedenen Diffusionskoeffizienten belegt und das Transportverhalten untersucht. Dabei wurden 8 verschiedene Diffusionskoeffizienten benutzt (Tabelle 6.1). Solange die numerische Diffusion größer ist als die durch den Diffusionskoeffizienten berechnete Diffusion, hat der Diffusionskoeffizient keinen signifikanten Einfluss auf das Ergebnis. Durch einen Vergleich des Transportverhaltens der oben beschriebenen Markierungsstoffe kann festgestellt werden, ab welchem Diffusionskoeffizient die numerische Diffusion unbedeutend wird.

Tabelle 6.1: Übersicht über die Markierungsstoffe und deren Diffusionskoeffizienten

Markierungsstoff	Diffusionskoeffizient [m/s]
Tracer 1	0,1
Tracer 2	0,5
Tracer 3	1,0
Tracer 4	1,5
Tracer 5	2,0
Tracer 6	3,0
Tracer 7	4,0
Tracer 8	5,0

Die Lage Markierungsstoffe im See und der Startzeitpunkt wurden außerdem so gewählt, dass sie auf die Bahnlinie eines Drifters (Drifter 12, Drifterexperiment August 2009) fallen, was eine Bewertung ermöglicht, inwieweit das Modell in der Lage ist, die Bahnlinie des Drifters zu modellieren. Die Ausbreitung des Markierungsstoffs wird beginnend vom 23.08.2009 um 5:15 Uhr bis einschließlich 25.08.2009 modelliert.

Die Konzentrationen der Tracer 1 bis 8 wurden zu Beginn auf den Wert 1 mg/L in der Modellzelle des Startpunktes gesetzt. In Abbildung 6.3 ist die Tracerverteilung kurz nach dem Startzeitpunkt zu sehen. Außerdem sind die Bahnlinie des Drifters sowie das berechnete Geschwindigkeitsfeld eingezeichnet. Um den Einfluss des Diffusionskoeffizienten zu untersuchen, werden die horizontalen Tracerverteilungen der Tracer 1 bis 8 nach 12 h verglichen. In Abbildung 6.4 und Abbildung 6.5 sind die Tracerverteilungen nach 12 h Stunden von Tracer 1 und Tracer 8 zu sehen (vertikal integrierte Werte). Dabei sind Unterschiede zu erkennen. Die Fläche des inneren Bereichs mit höheren Konzentrationen ist verschieden, Tracer 8 zeigt eine größere Ausbreitung. Das bedeutet, dass die mit dem Diffusionskoeffizienten berechnete Diffusion die numerische Diffusion überwiegt. Der Bereich mit sehr geringen Konzentrationen (gelb) wird durch die numerische Diffusion verursacht.

In Abbildung 6.1 sind die Konzentrationen im Querschnitt der Tracerwolken zu sehen. Abbildung 6.2 zeigt die Konzentrationen im Längsschnitt, beides Mal handelt es sich um über die Wassersäule integrierte Werte. Obwohl Tracer 2 einen fünfmal so großen Diffusionskoeffizienten wie Tracer 1 aufweist sind keine Abflachungen der Konzentrationsspitze zu erkennen. Eine Abflachung am Rand der Stoffwolke ist allerdings schon zu erkennen. Beim Tracer 3 ($D = 1.0$) ist dagegen schon eine klare Verringerung der Konzentrationsspitze erkennbar, die physikalische Diffusion ist also klar dominanter als die numerische.

Das würde bedeuten, dass bei geringen Diffusionskoeffizienten bis ca. 0,5 die numerische Diffusion überwiegt, bei höheren allerdings von der physikalischen Diffusion überlagert wird.

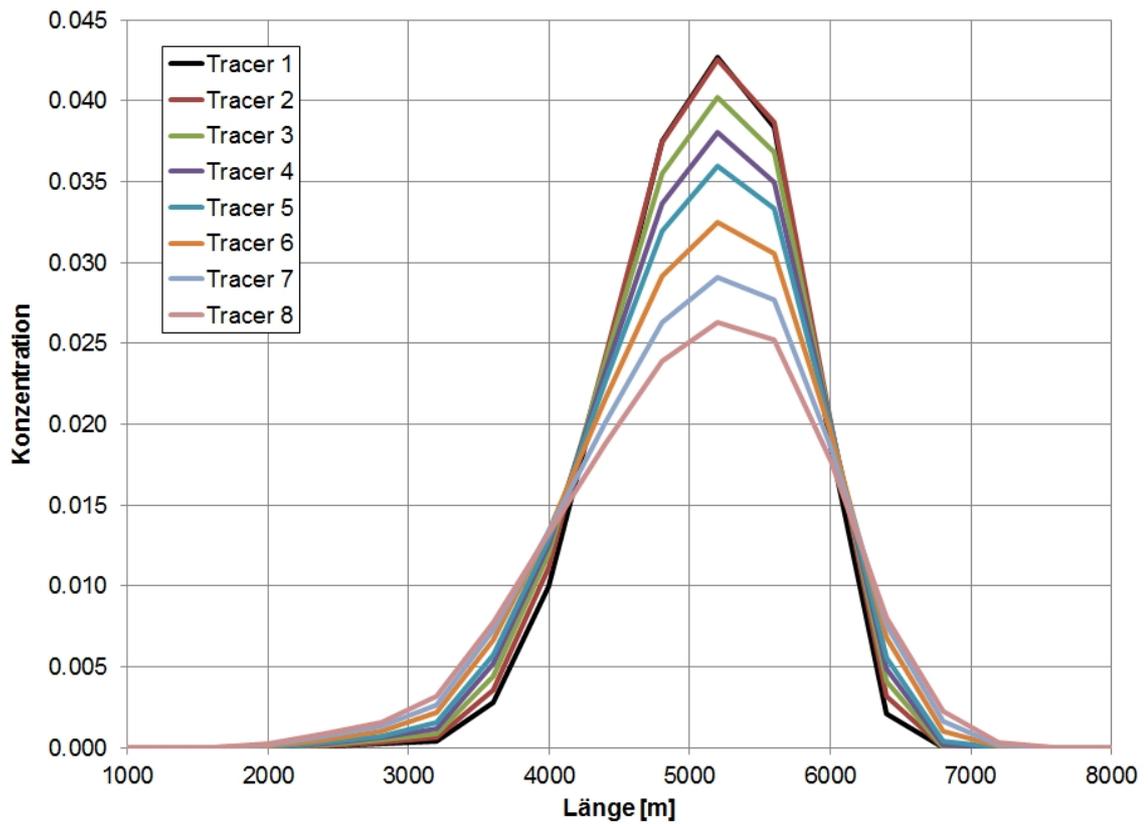


Abbildung 6.1: Querschnittkonzentrationen aller Tracer nach 12 h (vertikal integriert)

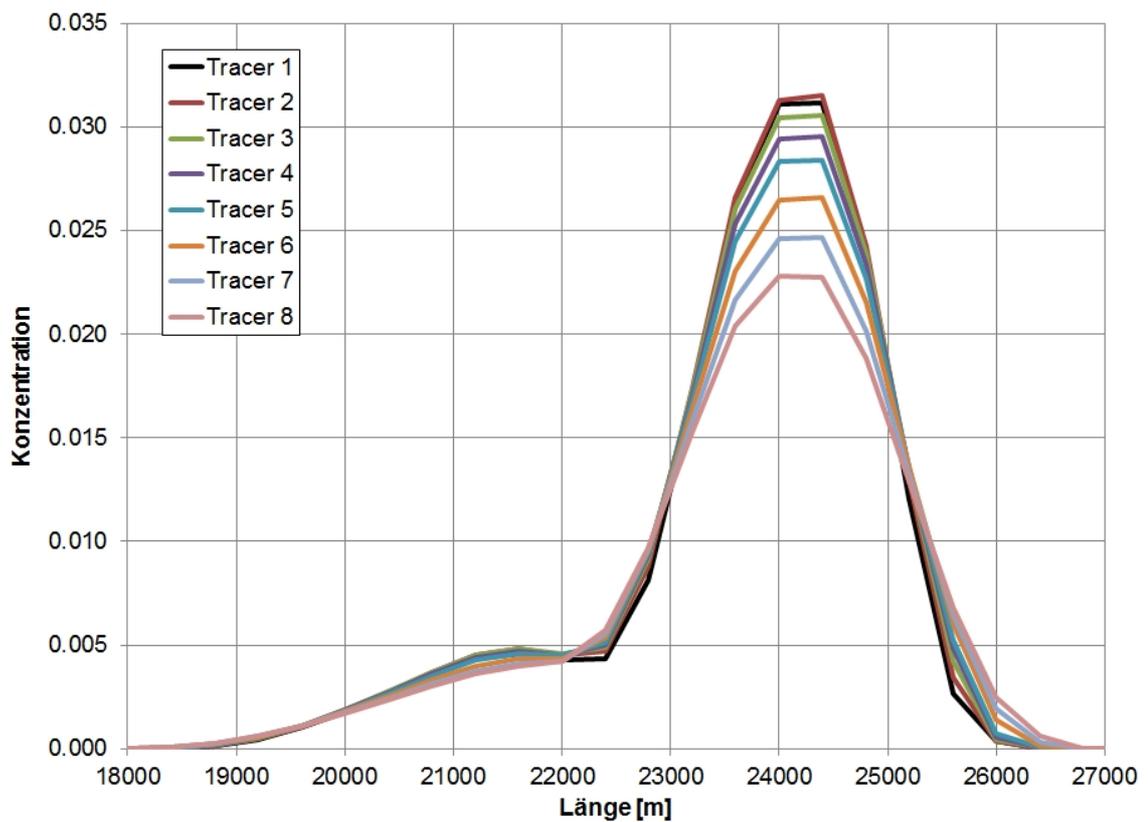


Abbildung 6.2: Längsschnittkonzentrationen aller Tracer nach 12 h (vertikal integriert)

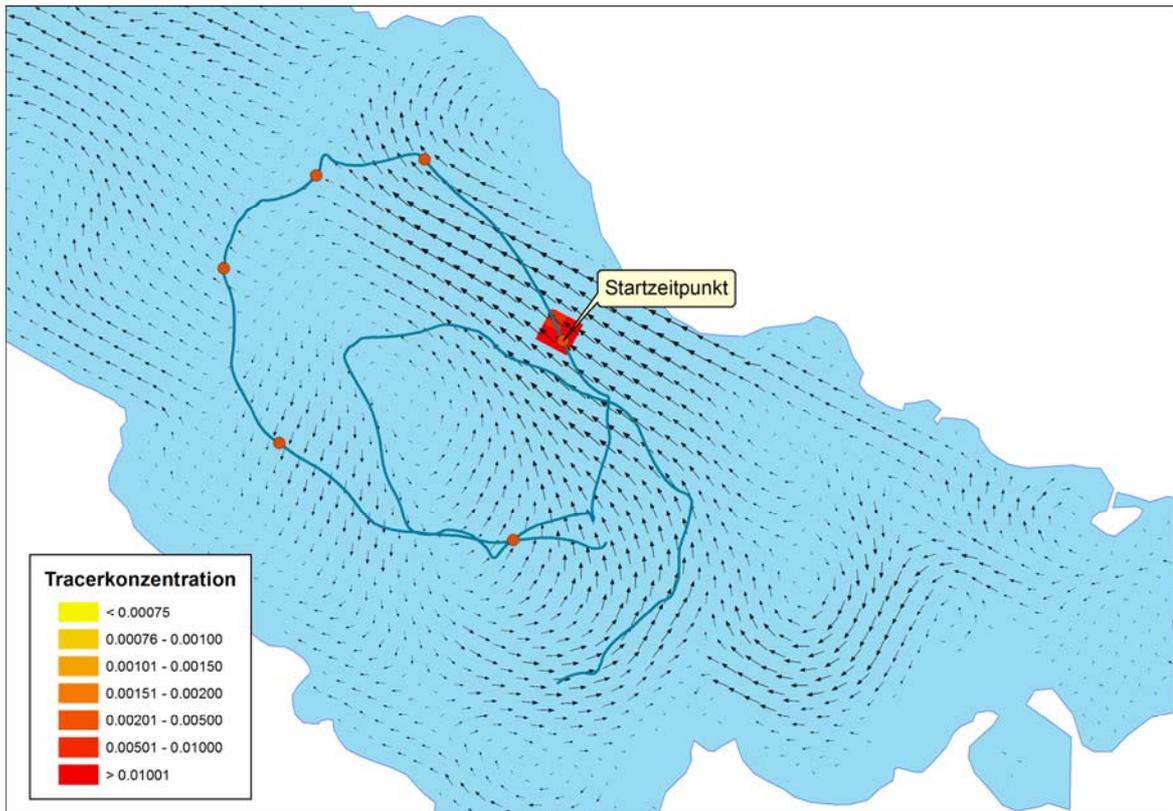


Abbildung 6.3: Tracerverteilung kurz nach dem Startzeitpunkt mit berechnetem Geschwindigkeitsfeld und Drifterbahnlinie (rote Punkte markieren 12 h Abstände)

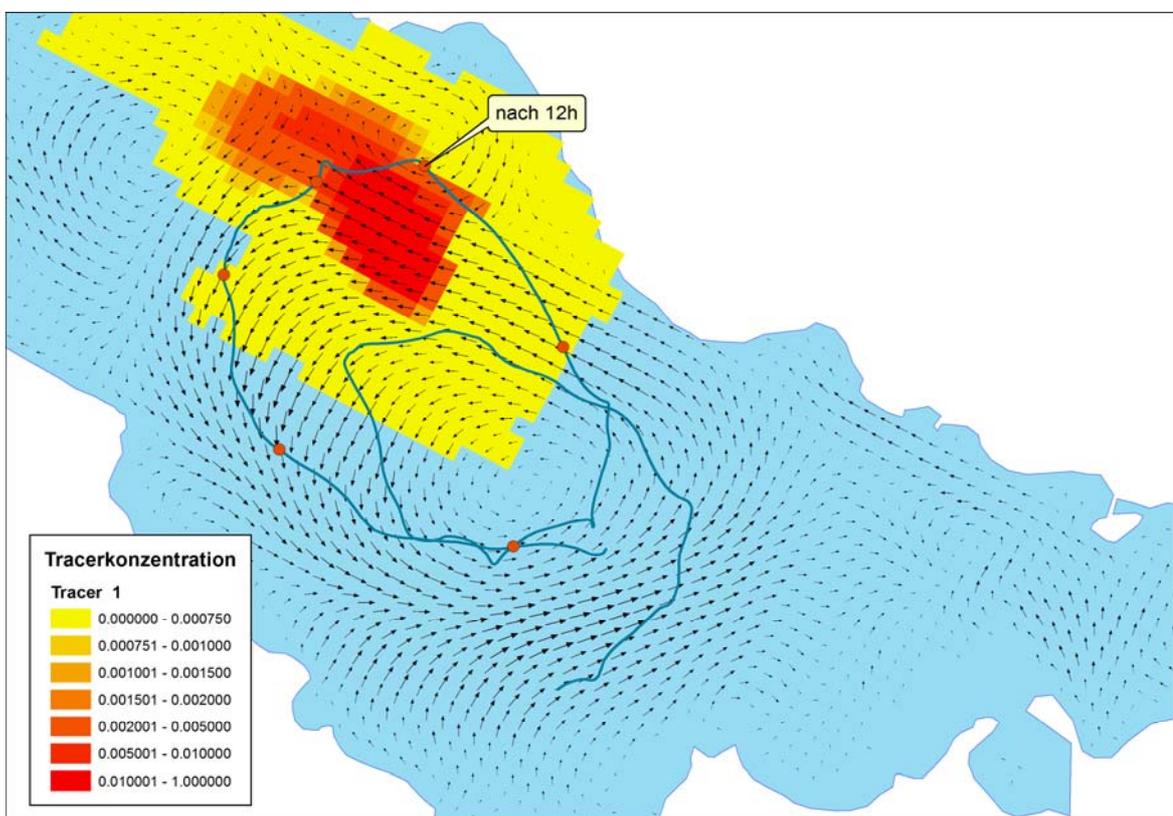


Abbildung 6.4: Tracerverteilung Tracer 1 nach 12 h

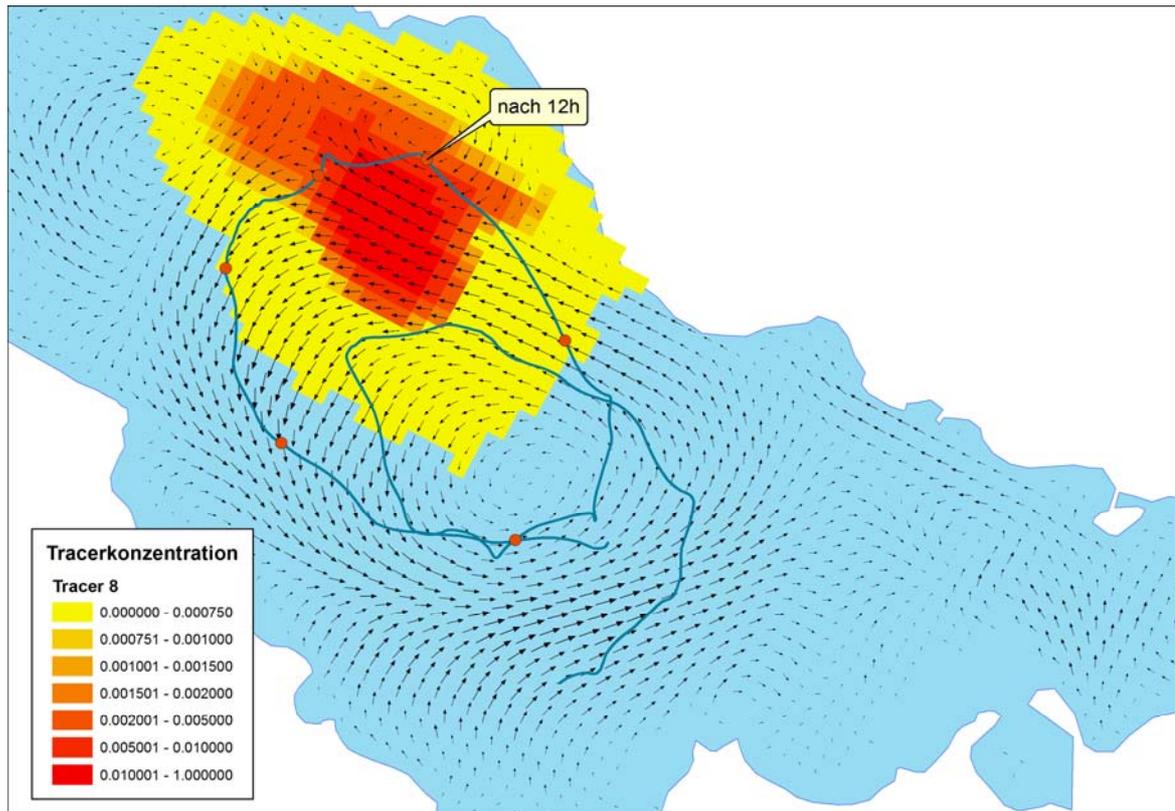


Abbildung 6.5: Tracerverteilung Tracer 8 nach 60 h

Der Verlauf des simulierten Markierungsstoffs im Vergleich zur gemessenen Drifterbahnlinie ist in Abbildung 6.6 zu sehen. Man sieht, dass der Verlauf der Wolke des Markierungsstoffs mit der Bahnlinie ziemlich genau übereinstimmt. Nach ca. 30 h besteht ein zeitlicher Versatz von ca. 6 h, um den die simulierte Stoffwolke dem Drifter voraus ist. Ungenauigkeiten können durch das hier verwendete Geschwindigkeitsfeld entstehen, das nicht exakt die Verhältnisse in 5 m wiedergibt.

Der Rechenlauf zeigt, dass im untersuchten Fall eine mögliche Schadstoffausbreitung vom Modell sehr gut nachgebildet werden kann, falls die hauptsächliche Antriebskraft über den Wind gut genug bekannt ist. Dies ist bei dem modellierten Zeitraum der Fall, da dieser mit dem Nordostwindereignis zusammen fällt, während dem das Windmodell ein genaues Windfeld liefern kann. So kann mit dem hydrodynamischen Modell die in diesem Zeitraum vorgeherrschten Strömungsverhältnisse bzw. Zirkulationswalzen vergleichsweise exakt modelliert werden.

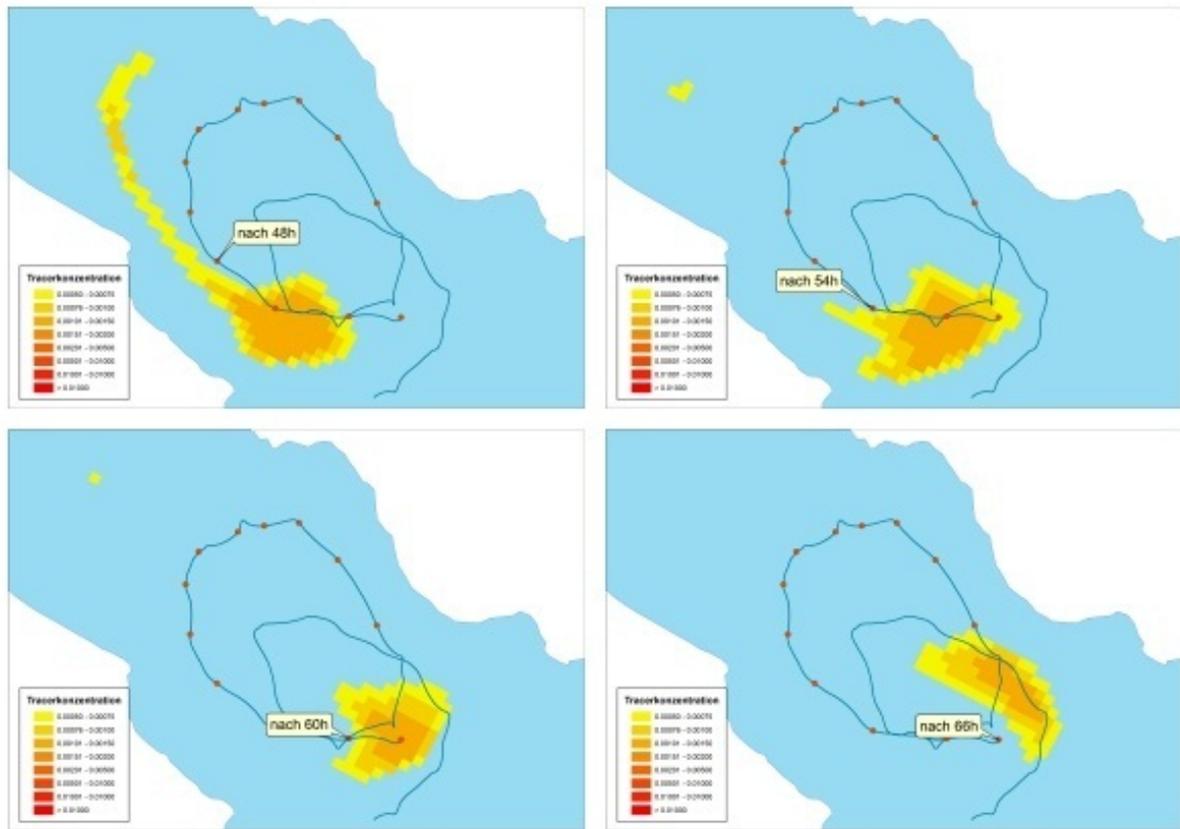


Abbildung 6.6: Simulierte Verteilung des Markierungsstoffs im 6 h-Intervall und die Drifterbahnlinie

7 Optimierung des Windfelds

Da die Qualität des modellierten Windfelds einen entscheidenden Einfluss auf die hydrodynamische Modellierung ausübt, wird versucht, die Modellierung des Windfelds zu optimieren. Dazu werden die gemessenen Windgeschwindigkeiten bestimmter Messstationen, die als Eingangsdaten für das Windmodell dienen, mit Faktoren multipliziert, deren Werte mittels der Parameterschätzungssoftware PEST optimiert werden. Zwei verschiedenen Optimierungsansätze werden verfolgt:

- Den Daten der fünf Messstationen Friedrichshafen, Konstanz, Gueetingen, Seewasserwerk Arbon und Lindau wurde jeweils ein über den Zeitraum fester Faktor zugeordnet, der optimiert wird. Die Lage der Stationen ist in Abbildung 7.1 zu sehen. Die Daten dieser Stationen sind für das berechnete Windfeld auf dem Obersee im betrachteten Zeitraum maßgeblich.
- Den Daten der zwei Messstationen Friedrichshafen und Arbon, die im ersten Teil des betrachteten Zeitraums periodische Änderungen der Windrichtungen zeigen (Land-See-Windsystem), werden jeweils zwei Faktoren zugeordnet. Dabei werden je Station ein Faktor für die Verhältnisse bei auflandigem Wind und ein Faktor für die Verhältnisse bei ablandigem Wind zugeordnet.

Die Optimierung der Parameter ist zur Zeit der Erstellung dieses Berichts noch nicht abgeschlossen. Beim aktuellen Stand der Optimierung mit dem ersten Ansatz ergibt sich ein von $77,0^\circ$ auf $73,9^\circ$ verbesserter Mittelwert aller Richtungsabweichungen. Beim zweiten Ansatz ergibt sich nach aktuellem Stand eine Verbesserung von $82,3^\circ$ auf $74,8^\circ$. Die Verbesserung durch die Optimierung ist bei dem zweiten Ansatz besser als beim ersten, da sich hier der mittlere Fehler um $7,5^\circ$ ändert im Gegensatz zu Optimierung 1, die eine Verbesserung nur um $3,1^\circ$ bewirkt.

Abbildung 7.2 gibt einen Überblick über die mit dem zweiten Ansatz bislang erzielten Verbesserungen der modellierten Geschwindigkeitsrichtungen. Der Mittelwert aller Richtungsabweichungen ist ohne Optimierung beim zweiten Ansatz höher, da hier nur der erste Teil des betrachteten Zeitraums simuliert wird, in dem die typischen Land-See-Windsysteme vorherrschen. Beim aktuellen Stand der Optimierung ergibt sich eine drastische Änderung der Windgeschwindigkeiten in Friedrichshafen. Die Windgeschwindigkeiten tagsüber bei auflandigem Wind sind um über 30 % reduziert, nachts bei ablandigem Wind um über 55 % erhöht. Die Windgeschwindigkeiten in Arbon dagegen sind in beiden Fällen nur leicht um maximal 10 % erhöht.



Abbildung 7.1: Lage der Windmessstationen, deren Messdaten für die Erstellung des Windfelds optimiert werden

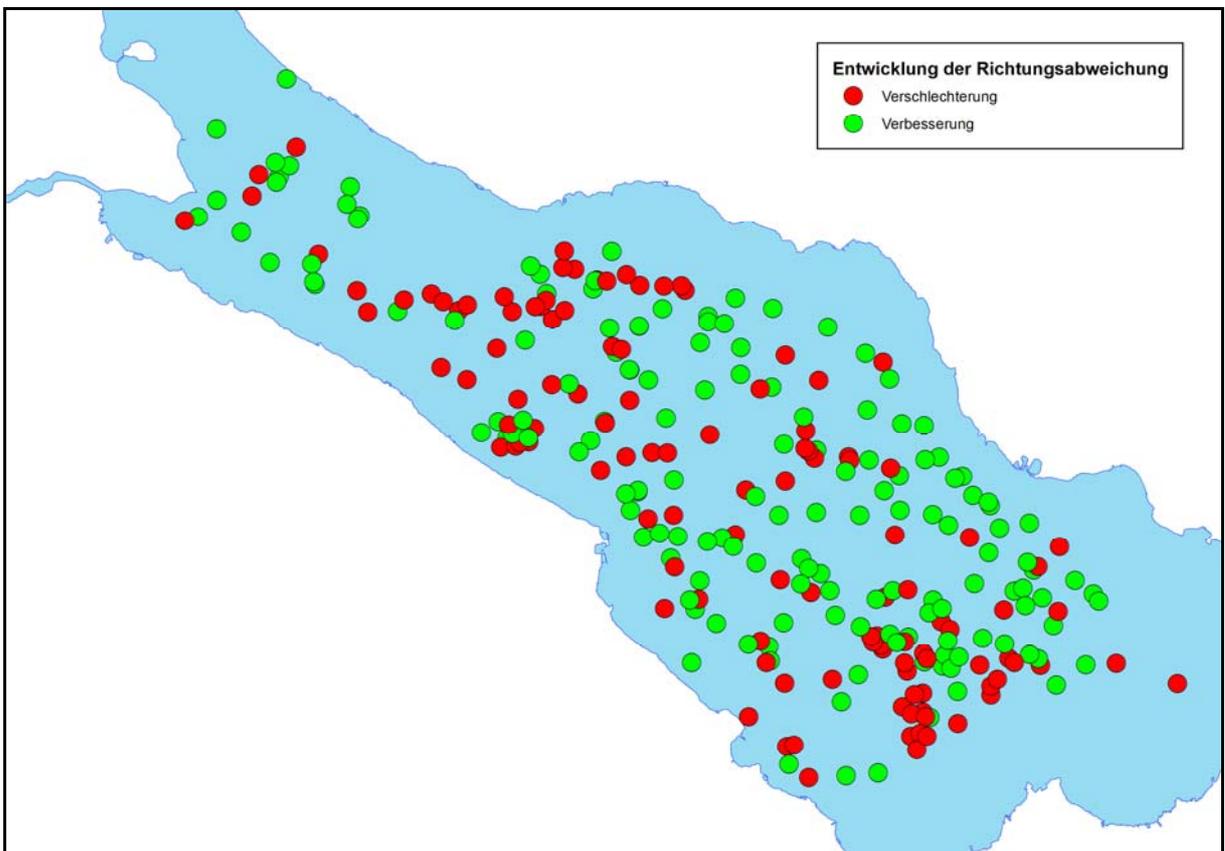


Abbildung 7.2: Entwicklung der Richtungsabweichungen bei Optimierung der Windgeschwindigkeiten nach dem zweiten Ansatz

8 Zusammenfassung und Ausblick

In den Jahren 2008 und 2009 wurden vom Limnologischen Institut der Universität Konstanz mehrere Drifterexperimente auf dem Bodensee durchgeführt. Aus diesen Experimenten steht ein umfangreicher Datensatz zu punktuellen Strömungsverhältnissen im See zur Verfügung. Dies ermöglicht einen Vergleich der durch das hydrodynamische Modell ELCOM berechneten Strömungsverhältnisse mit den gemessenen.

Eine Auswertung aller Strömungsdaten lässt eine Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit von der Wassertiefe für die oberen 5 m der Wassersäule erkennen. Ab einer Tiefe von 9 m gibt es keine lineare Abhängigkeit mehr.

Eine Untersuchung der Drifterdaten nach beständigen Strömungsmuster bzw. Zirkulationswalzen wurde für alle Daten sowie jeweils für die Daten der einzelnen Quartale im Jahr durchgeführt.

Im ersten Quartal lagen nur wenige Daten vor, was eine Interpretation der Ergebnisse erschwert. Es sind keine eindeutigen Zirkulationswalzen zu erkennen. Auch im zweiten Quartal können keine eindeutigen Zirkulationswalzen identifiziert werden, allerdings ist ein Strömungsmuster zu sehen. Im nördlichen Teil des Sees ist die Strömung tendenziell in Richtung Nordwesten, im südlichen Teil in Richtung Südosten gerichtet.

Eine deutliche Zirkulationswalze ist im dritten Quartal vorhanden. Die Walze erstreckt sich von der Seemitte nach Osten und besitzt Strömungsrichtungen im Gegenuhrzeigersinn.

Im vierten Quartal sind zwei Zirkulationswalzen zu erkennen, eine kleinere westlich der Seemitte und eine größere östlich davon.

Gründe für die Zirkulationswalzen könnten in der stabilen Temperaturschichtung liegen, die vor allem im zweiten Teil eines Jahres im See vorliegen.

Für den Vergleich der gemessenen mit berechneten Strömungsverhältnissen wurde ein Drifterexperiment in der zweiten Augusthälfte 2009 ausgewählt. In diesem Zeitraum herrschten größtenteils stabile Hochdruckverhältnisse. Im ersten Teil des betrachteten Zeitraums lagen geringe Windgeschwindigkeiten mit ausgeprägten Land-See-Windsystemen vor. Im zweiten Teil war ein Nordostwindereignis zu verzeichnen.

Es wurden fünf Rechenläufe mit verschiedenen Konfigurationen zur Simulation der Verhältnisse in diesem Zeitraum gestartet. Diese unterscheiden sich im Windmodell, das das Windfeld berechnet, in der Auflösung des Modellnetzes sowie in einzelnen Modellparametern (Widerstandsbeiwerte des Windes, Koeffizient des Mischungsmodells).

Eine Auswertung der berechneten Temperaturverhältnisse ergibt eine sehr genaue Anpassung an Messwerte in allen Tiefen. Interne Wellen werden sehr gut nachgebildet.

Die Ergebnisse der einzelnen Rechenläufe unterscheiden sich vor allem bei verschiedenen Windmodellen. Die Auflösung des Modellnetzes scheint dagegen einen geringen Einfluss zu besitzen. Eine Variation der Modellparameter führt zu keinen signifikanten Veränderungen der Modellergebnisse.

Ein Vergleich der gemessenen Drifterbahnlinien zeigt, dass eine Anpassung nicht für alle Drifter optimal ist. Eine räumliche Untersuchung der Abweichung zeigt Bereiche, in denen generell die Anpassung schlechter ist. Auch der zeitliche Verlauf der

Abweichungen ist nicht konstant, im ersten Teil des Zeitraums sind höhere Abweichungen zu beobachten.

Es gibt mehrere Anzeichen, die darauf hindeuten, dass nicht das hydrodynamische Modell für die Abweichungen verantwortlich ist, sondern das durch ein Windmodell berechnete Windfeld auf dem See. Zum einen zeigen die Rechenläufe, deren verwendetes Windfeld mit verschiedenen Windmodellen berechnet wurde, deutliche Abweichungen voneinander sowohl in den berechneten Temperatur- als auch Strömungsverhältnissen. Zum anderen sind die Abweichungen im zweiten Teil des betrachteten Zeitraums, in dem ein Nordostwindereignis vorherrschte, das durch eindeutige Windverhältnisse eine relativ genaue Modellierung des Windfelds ermöglicht, die Abweichungen von den Messwerten deutlich geringer. Das berechnete Strömungsfeld mit einer großen Zirkulationswalze scheint in diesem Zeitraum mit den realen Strömungsbedingungen gut übereinzustimmen.

Dies konnte durch die Modellierung eines Markierungsstoffes in diesem Zeitraum bewiesen werden. Ziel des Rechenlaufs war es, die Bahnlinie eines Drifters mit einem Markierungsstoff im Modell zu simulieren. Der Verlauf des Markierungsstoffs im Modell entspricht fast genau dem Verlauf der Bahnlinie des Drifters. Dies bedeutet, dass die Ausbreitung von Schadstoffen mit dem hydrodynamischen Modell ELCOM durchgeführt werden kann und bei Verwendung genauer Eingangsdaten exakte Ergebnisse liefert. Entscheidend bei den Eingangsdaten ist dabei die Güte des Windfeldes.

Da das Windfeld entscheidend für die Modellergebnisse des hydrodynamischen Modells ist, stellt sich die Frage, wie die Modellierung des Windfelds verbessert werden kann. Eine Möglichkeit zur Optimierung des Windfelds stellt die Verwendung von Faktoren für die Gewichtung der einzelnen Windmessstationen dar. Mittels der Parameterschätzungssoftware PEST kann eine Optimierung der Faktoren durchgeführt werden, mit dem Ziel, die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Drifterbahnlinien zu minimieren.

Zwei verschiedene Ansätze wurden verfolgt. Zum einen wurde den fünf Stationen, die die Eingangsdaten zur Modellierung des Windfelds auf dem Obersee liefern, jeweils ein über den Simulationszeitraum konstanter Faktor zugewiesen, dessen Wert optimiert werden sollen. Zum anderen wurde den Stationen, die im ersten Teil des beobachteten Zeitraums ausgeprägte Land-See-Winde zeigen, jeweils für auf- und ablandige Windverhältnisse ein Faktor zugewiesen, der optimiert wird.

Die Optimierung ist während der Fertigstellung des Berichts noch nicht abgeschlossen, erste Ergebnisse weisen allerdings darauf hin, dass vor allem mit dem zweiten Ansatz signifikante Verbesserungen erreicht werden können.

APPENDIX 4

Kommentar zu zwei Artikeln über Partikelausbreitung und Dispersion von
Okely et al. 2010

Zur Publikation akzeptiert im Journal „Limnology and Oceanography“ von
F. Peeters, H. Hofmann und M. Junk

Comment on

“Particle dispersal due to interplay of motions in the surface layer of a small reservoir”

by Okely, P., J. Imberger, and K. Shimizu

5 and

“Processes affecting horizontal mixing and dispersion in Winam Gulf, Lake Victoria”

by Okely, P., J. Imberger, and J. P. Antenucci

10

Frank Peeters,^{a,1,*} Hilmar Hofmann,^a and Michael Junk,^b

15

^aEnvironmental Physics, University of Konstanz, Konstanz, Germany

^bNumerical Mathematics, University of Konstanz, Konstanz, Germany

20

25 ¹Present address: Limnological Institute, University of Konstanz, Germany

*Corresponding author: frank.peeters@uni-konstanz.de

Okely et al. (2010a,b) are both concerned with horizontal dispersion and mixing in
30 lakes and employ numerical modeling to estimate horizontal dispersion coefficients. In both
papers the dispersal of 4 numerical Lagrangian particles is employed to estimate dispersion
coefficients and the authors explicitly claim that “...*this method measures horizontal
dispersion due to large-scale horizontal shear only and the influence of other processes, such
as turbulent diffusion, is not accounted for.*” (Okely et al. 2010a). However, we demonstrate
35 below that without a diffusive process, e.g. molecular or turbulent diffusion, the dispersal rate
estimated from Lagrangian particles as in Okely et al. (2010a,b) should be zero in principal
for large-scale non-divergent horizontal flow fields, independent of the horizontal shear. The
particle dispersal presented by Okely et al. (2010a,b) is not a measure of horizontal dispersion
due to horizontal shear but depends on the initial position of the particles and the divergence
40 of the simulated mean flow field and may be affected by under sampling of the flow field
since only 4 particles were considered. Whereas the study of Okely et al. (2010a) is entirely
based on this Lagrangian particle technique, Okely et al. (2010b) compare horizontal
dispersion coefficients estimated from this technique with coefficients determined from the
spread of numerically simulated tracer distributions. According to Okely et al. (2010b) their
45 horizontal dispersion coefficients agree reasonably well with an estimate based on the
assumption that the effect of vertical shear and vertical turbulent mixing (K_z) determine
horizontal dispersion (*see table 1 and eq. 11 in Okely et al. 2010b*). Okely et al. (2010b) state
that “*The vertical shear dispersion scaling was a good approximation for the magnitude and
spatial variation of the average horizontal dispersion rates*”. But the horizontal dispersion
50 coefficients obtained from eq. 11 using the observed vertical diffusivities is an order of
magnitude smaller than the values presented in table 1 of Okely et al. (2010b) and thus are
substantially smaller than the horizontal dispersion coefficients obtained from the tracer
simulations. Hence, the combined effect of vertical shear and vertical diffusion cannot explain
the large horizontal dispersion in the simulation of Okely et al. (2010b). Finally, the

55 Lagrangian particle technique and also the dispersion of the simulated tracer clouds appear to depend mainly on the horizontal divergence of the simulated flow field. Comparison of simulated and observed particle tracks and horizontal currents at a single location indicates that the quality of the simulated flow field is not sufficient to provide the divergence of the true flow field in the lakes studied. Hence, Okely et al. (2010*a,b*) may provide estimates of
60 the spread of particles and tracers in their simulated flow field but cannot contribute information on horizontal particle dispersal or horizontal dispersion and mixing under field conditions in lakes.

Lagrangian particle technique and dispersion

65 In both papers horizontal dispersion is estimated from the increase of the area enclosed by the hull of 4 Lagrangian particles propagating in a horizontal plane at a prescribed depth. The tracks of these Lagrangian particles were calculated numerically from the mean horizontal flow field obtained from the Estuary, Lake, and Coastal Ocean Model (ELCOM). Besides the limitation that the simulated particle tracks represent properties of the simulated
70 rather than the true flow field, the temporal change of the area enclosed by the hull of the 4 particles does not provide information on the dispersion coefficient due to mean horizontal shear in principle.

Dispersion arises from the combined effect of small scale random motions described as turbulent or molecular diffusion and the mean flow field. Shear flow dispersion
75 traditionally is understood as the spread of tracer distributions in shear flows and results from the interplay between the shear of the mean velocity field and random motions across the shear (Fischer et al. 1979). Without random motions the particles never ‘forget’ their initial position and the Lagrangian time scale that has to elapse before the spread of particles can be described as dispersion (Fischer et al. 1979) becomes infinite. Hence, without turbulent or
80 molecular diffusion, shear flow in a horizontal flow field does not lead to horizontal

dispersion. A simple argument confirming this statement is the following: Consider a conservative dissolved tracer deployed with constant concentration ($c(x,y,z)$) far away from boundaries. Dispersion, i.e., the spread of a dissolved substance, implies that the space occupied by the tracer increases with time. Because the tracer mass remains constant, an
85 increase in occupied space requires a decrease in the mean tracer concentration in the region occupied by the tracer. The mass balance of the tracer in incompressible flow with velocity $\vec{u} = (u,v,w)$ and diffusivity D (describing the effects of molecular diffusion, or alternatively of turbulent diffusion if \vec{u} represents the large scale mean flow field) is:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (c\vec{u}) - \vec{\nabla} \cdot (D\vec{\nabla}c) = 0 \quad \text{with } \vec{\nabla} = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (1)$$

90 or because of continuity $\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}c = \vec{\nabla} \cdot (D\vec{\nabla}c) \quad (2)$$

The left hand side of Eq. 2 describes the temporal change of the concentration in the transported water which is zero without diffusion. Hence, a diffusive process is required for dispersion to occur.

95 The numerical Lagrangian particles considered in Okely et al. (2010a,b) only propagate in a horizontal layer with the large scale mean flow and are assumed not to be influenced by turbulent or molecular diffusion. Now consider a large number of such particles that are deployed in a horizontal plane with uniform particle density ($c_P(x,y)$) in a region far away from boundaries. Because the particles are confined to the horizontal, the vertical flux
100 of the particles is zero. The mass balance of the particles becomes

$$\frac{\partial c_P}{\partial t} + \vec{\nabla}_h \cdot (c_P \vec{u}_h) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial c_P}{\partial t} + \vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_h c_P = -c_P \vec{\nabla}_h \cdot \vec{u}_h \quad (4)$$

$$\text{with } \vec{\nabla}_h = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right) \quad (5)$$

105 and $\vec{u}_h = (u, v)$ is the velocity in the horizontal directions x and y . The left hand side of Eq. 4 describes the change of the particle density in the water parcels transported by the velocities in the horizontal layer. If the divergence of the mean horizontal flow is not zero, this particle density may change with time and thus also the area occupied by the particles, although diffusive processes are neglected. Continuity requires that $\vec{\nabla}_h \cdot \vec{u}_h = -\partial w / \partial z$. Hence, the

110 temporal change in occupied area is due to the vertical gradient of the vertical velocity component w , i.e., it is due to sinks and sources of water in the horizontal layer. If the divergence of the mean flow in the horizontal is zero ($\vec{\nabla}_h \cdot \vec{u}_h = 0$), the particle density in the transported water in the horizontal layer remains constant and hence the area occupied by the particles cannot increase in time, independent of the horizontal shear $\partial u / \partial y$ and $\partial v / \partial x$. In

115 summary, the area of the hull enclosing the 4 numerical Lagrangian particles considered in Okely et al. (2010a,b) is constant in time for all flows without divergence in the horizontal although dissolved substances may experience strong horizontal shear-dispersion and may increase with time although horizontal dispersion of dissolved substances due to horizontal shear is zero or very small in flows with horizontal divergence but no horizontal shear or

120 small diffusivity. Clearly, the temporal change in area of the hull enclosing the 4 numerical Lagrangian particles does not provide a measure of horizontal dispersion due to large scale mean horizontal shear but may arise from the divergence of the mean horizontal flow, i.e., from up-welling or down-welling water.

For a simple illustration of the above statements consider an unbounded horizontal

125 flow field with constant shear $s_y = du/dy$ as depicted in Fig. 1A. In case of isotropic horizontal turbulence with diffusivity K_h , the dispersion of a tracer deployed instantaneously as point source is, for long diffusion times, proportional to K_h and s_y (Carter and Okubo 1965; Peeters

et al. 1996). If 4 Lagrangian particles are positioned as a rectangle in this flow field, they propagate to the right thereby forming a parallelogram the angle of which increases with time (Fig. 1A). Although the shear causes a change in the shape of the hull enclosing the 4 particles, the area of the hull is constant. Because the temporal change of the area of the hull is zero and thus independent of s_y and K_h , it clearly does not provide a measure of shear or dispersion.

As a second example consider a horizontal flow field with non-linear shear typical for channel flow. As above, the dispersion of a tracer distribution depends on the horizontal diffusion coefficient (K_h). In the classical case of channel flow with impermeable boundaries and constant diffusivity the dispersion coefficient is inversely proportional to the diffusion coefficient for sufficiently long dispersion times (Fischer et al. 1979). Now consider again the spread of 4 Lagrangian particles in this flow field. The shape of the hull enclosing 4 particles initially positioned in a rectangle symmetric to the line of maximum flow (Fig. 1B) does not change with time. If the 4 particles are positioned in a rectangle asymmetric to the maximum flow line (Fig. 1C) the shape of the hull enclosing the 4 particles changes as in the case of constant shear flow (Fig. 1A). In both cases the temporal change of the area of the hull (dA_H/dt) enclosing the 4 particles is zero. However, if the 4 particles are positioned in form of e.g., a trapezoid (solid circles, Fig. 1D), dA_H/dt increases with time. Thus, for the same flow field dA_H/dt depends on the initial positioning of the 4 particles. Note, however, that the increase in hull area with time suggested in the last case is an artifact of under sampling of the flow field as can be demonstrated by introducing additional particles to the original 4 particles (open and solid circles, Fig. 1E). The area of the hull enclosing this larger ensemble of particles does not change with time. This example indicates that temporal changes in the area of the hull enclosing 4 particles may reflect under sampling of the flow field rather than true dispersal by the flow field.

In contrast to the situation in non-divergent horizontal flow, horizontal particle dispersal in flow fields with horizontal divergence leads to a change in the area occupied by the particles (Fig. 1F). The change in area per unit time, however, also depends on the initial position of the particles, e.g., consider a shift of the initial particle arrangement in the y direction, a rotation by 90° or a different initial spacing between the particles. If all particles start at the same point the temporal change in hull area is zero.

According to Ridderinkhof and Zimmerman (1992) chaotic advection in vertically integrated 2-dimensional (2-D) flow may lead to transport that has a similar characteristic as dispersion. However, the flow field in Okely et al. (2010a,b) is dominated by oscillating motions due to internal seiching. Figure 2A,B illustrates the idealized flow field of the second horizontal and first vertical (H2V1) mode seiche (a mode identified to be important by Okely et al. (2010a)) in a two layer system within a narrow but long rectangular basin (i.e., Coriolis effects are neglected). Assuming in-viscid and incompressible flow, the velocity field is divergence free in three dimensions, is not chaotic and not turbulent and thus transport is entirely reversible. Hence, if molecular diffusion is neglected dissolved substances are not mixed and dispersion does not occur. However, the velocity gradients in x-direction, i.e., the divergence of the 2-D flow field in the x-y plane, causes particle spreading in the x-direction (Fig. 2A,B). Therefore, the area of the hull enclosing particles deployed in the x-y plane changes with time although there is no dispersion in the system. The change in hull area per unit time (dA_H/dt) oscillates and is highly dependent on the initial positioning of the particles (Fig. 2C). Also in the case of a H1V1-mode seiche, dA_H/dt oscillates and becomes negative during half of the seiche period. Clearly, in a flow field dominated by seiche motions dA_H/dt is not equal to the dispersion coefficient.

The examples above illustrate 1) that the temporal change in the area of the hull enclosing a Lagrangian particle distribution propagating at a fixed depth depends on the horizontal divergence of the flow field rather than being a measure of the “horizontal

dispersion due to large-scale horizontal shear” as stated by Okely et al. (2010a,b), 2) that
180 dA_H/dt is not a reliable measure of dispersion in seiche dominated flow, and 3) that the
change in hull area with time may be significantly influenced by the choice of the initial
positions and the number of particles.

Importance of vertical shear and vertical mixing for horizontal dispersion

185 According to Okely et al. (2010b) the horizontal spread of simulated tracer
distributions was insensitive to the choice of the horizontal turbulent diffusion coefficient
considering values of $K_h = 0, 0.1, \text{ and } 1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. This insensitivity to K_h , and in particular the
strong spread of the tracer clouds at $K_h = 0$, may suggest significant effects by numerical
diffusion or strong positive divergence. However, Okely et al. (2010b) state that “*the vertical*
190 *shear dispersion process was, ..., a dominant driver for horizontal dispersion in Winam*
Gulf”. But the vertical shear-diffusion process neither explains the horizontal spread of the
tracer distribution in cross-current direction (fig. 9 in Okely et al. 2010b) nor does it explain
the horizontal spread of the Lagrangian particle distributions, that, according to table 1 in
Okely et al. (2010b), agrees reasonably well with the dispersion coefficients obtained from
195 the tracer simulations. Further, using eq. 11 of Okely et al. (2010b) with the observed depth-
averaged vertical diffusivities (K_z), given by Okely et al. (2010b) in fig. 4 ($K_z > 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$),
provides horizontal dispersion coefficients that are 10 times smaller than the values presented
in table 1 of Okely et al. (2010b) and are thus typically more than one order of magnitude
smaller than the dispersion coefficients obtained from the tracer simulations. Clearly, vertical
200 shear combined with vertical turbulent diffusion cannot be the major cause of the horizontal
dispersion of the simulated tracer distributions.

Conclusions on the relevance of the findings of Okely et al. (2010a,b) for field conditions

The conclusions of Okely et al. (2010a,b) on horizontal dispersion are entirely based
205 on numerical simulations of particle dispersal and tracer spread and therefore depend not only
on the validity of the interpretation of the particle spreading as dispersion, but also on the
ability of the model to represent field conditions. We have demonstrated above that the
Lagrangian particle technique employed in Okely et al. (2010a,b) does not provide reliable
information on horizontal dispersion due to large scale mean horizontal shear but depends on
210 the combined effect of initial particle position and the divergence of the horizontal flow field.
Furthermore, simulated and observed particle tracks, that were only compared in Okely et al.
(2010a, fig. 4), had not much in common. In one of the two cases shown, the simulated
particle moved in opposite direction and at least at twice the speed of the drifter in the field.
18 hours after release, the distance of the simulated particle from the release point was 8 times
215 larger than that of the real particle. The poor agreement between simulated and measured
particle tracks indicates that the change in the area of the hull enclosing the positions of 4
simulated particles is unlikely to provide a reliable measure of the change in hull area of 4
particles drifting under field conditions.

The horizontal spread of simulated tracer distributions occurred even if $K_h = 0$ and was
220 insensitive to the value of K_h (Okely et al. 2010b) suggesting that numerical diffusion may
have contributed to tracer spreading. As explained above, the simulated horizontal tracer
spreading cannot be explained by vertical shear diffusion using eq. 11 with the observed K_z of
fig. 4 of Okely et al. (2010b). Note further, that the vertical shear of the horizontal currents
was about one order of magnitude larger in the simulations than in the data (fig. 4, Okely et
225 al. 2010b). Hence, the consequence of vertical shear dispersion for the horizontal spread of a
tracer distribution is at least about one order of magnitude larger in the simulations than in the
field.

In both studies of Okely et al. (2010*a,b*) the direction of the horizontal currents differed by more than 45° and the speed disagreed by more than 50% between simulations and data during about 50% of the time (fig. 5 and fig. 2 in Okely et al. 2010*a* and *b*, respectively). Thus, simulated shear and divergence cannot agree reasonably well with shear and divergence of the velocity field in the lakes studied.

Considering these severe limitations of the model to adequately represent particle movement and flow under field conditions, the conclusions on horizontal shear dispersion based on the simulations of particle dispersal and tracer spreading by Okely et al. (2010*a,b*) may not have much in common with horizontal shear dispersion in the field. Considering further, that the Lagrangian particle technique of Okely et al. (2010*a*) fails to be a measure of dispersion especially in the oscillating flow caused by seiching typical for the studies of Okely et al. 2010(*a,b*), the papers by Okely et al. (2010*a,b*) do not provide reliable information on horizontal dispersion in lakes.

References

- 245 CARTER, H. H., AND A. OKUBO. 1965. A study of the physical processes of the movement and dispersion in the Cape Kennedy area. Final report under the U.S. Atomic Energy Commission, Rep. NYO-2973-1. Chesapeake Bay Inst., Johns Hopkins Univ.
- FISCHER, H. B., E. J. LIST, R. C. Y. KOH, J. IMBERGER, AND N. H. BROOKS. 1979. Mixing in inland and coastal waters. Academic.
- 250 OKELY, P., J. IMBERGER, AND K. SHIMIZU. 2010*a*. Particle dispersal due to interplay of motions in the surface layer of a small reservoir. *Limnol. Oceanogr.* **55**: 589-603.
- OKELY, P., J. IMBERGER, AND J. P. ANTENUCCI. 2010*b*. Processes affecting horizontal mixing and dispersion in Winam Gulf, Lake Victoria. *Limnol. Oceanogr.* **55**: 1865-1880.
- PEETERS, F., A. WÜEST, G. PIEPKE, AND D. M. IMBODEN. 1996. Horizontal mixing in lakes. *J. Geophys. Res.* **101**: 18361-18375.
- 255 RIDDERINKHOF, H., AND J. T. F. ZIMMERMAN. 1992. Chaotic stirring in a tidal system. *Science* **258**: 1107-1111.

Figure caption

260 **Fig. 1:** Displacement of particles in horizontal flow fields with current shear. The black lines indicate the velocity vectors in the flow field, the length of the lines being proportional to the velocity. The particles are displaced by the flow field from their initial position (solid circles and open diamonds) to their final positions (open circles and asterisks). The area of the hull enclosing the initial and the displaced particle clouds, respectively, is depicted in gray.

265

Fig. 2: Idealized seiche motion and dispersal of particles. (A,B) Divergence free flow field and interface displacement in the x-z plane of a H2V1-mode seiche assuming a two layer system in a narrow but long rectangular basin (A) at time $t = 0$ and (B) at $t = T/4$. The period T is 12 h. Scaling of the velocity vectors is shown in (A). The velocity in y-direction is zero.

270 Groups of 4 particles propagating at 5 m depth were released at $t = 0$ in a rectangle with initial spacing of 200 m in x- and in y-direction at different locations along the x-axis (symbols, y-direction is perpendicular to the plane view). (C) Change per unit time of the area of the hull (dA_H/dt) enclosing the groups of 4 particles as function of time for the different initial positions along the x-axis: at 5000 m and 5200 m (P1), at 7000 m and 7200 m (P2) and 9000
275 m and 9200 m (P3). The blue line indicates the change in dA_H/dt for the fundamental horizontal mode H1V1 with a period of $T = 24$ h and particles initially positioned as at P3. Note that in all cases dA_H/dt is proportional to the initial distance of the particles in the y-direction.

280

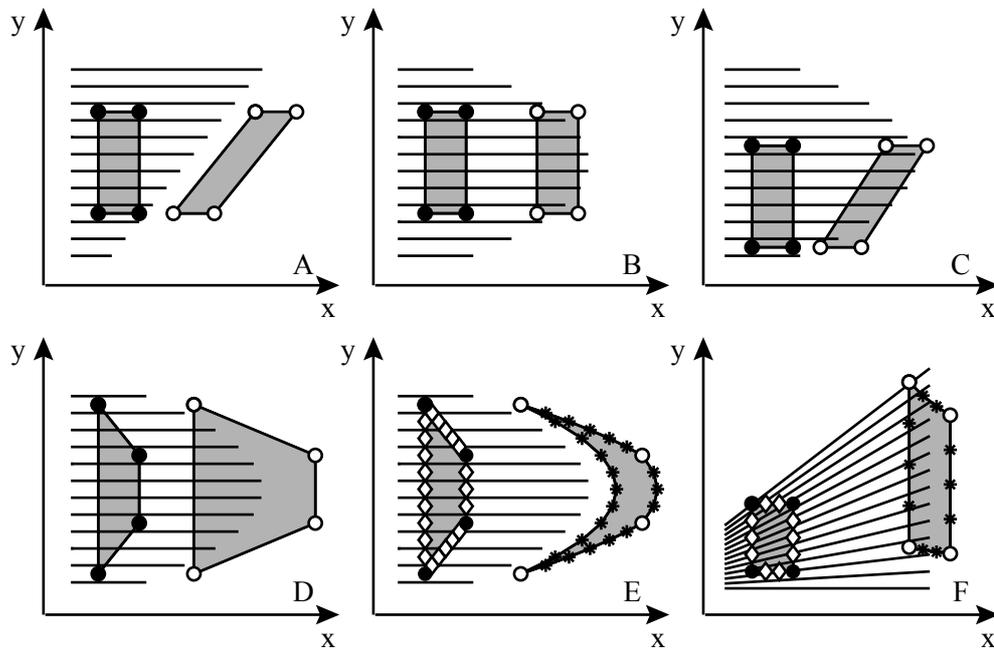


Figure 1

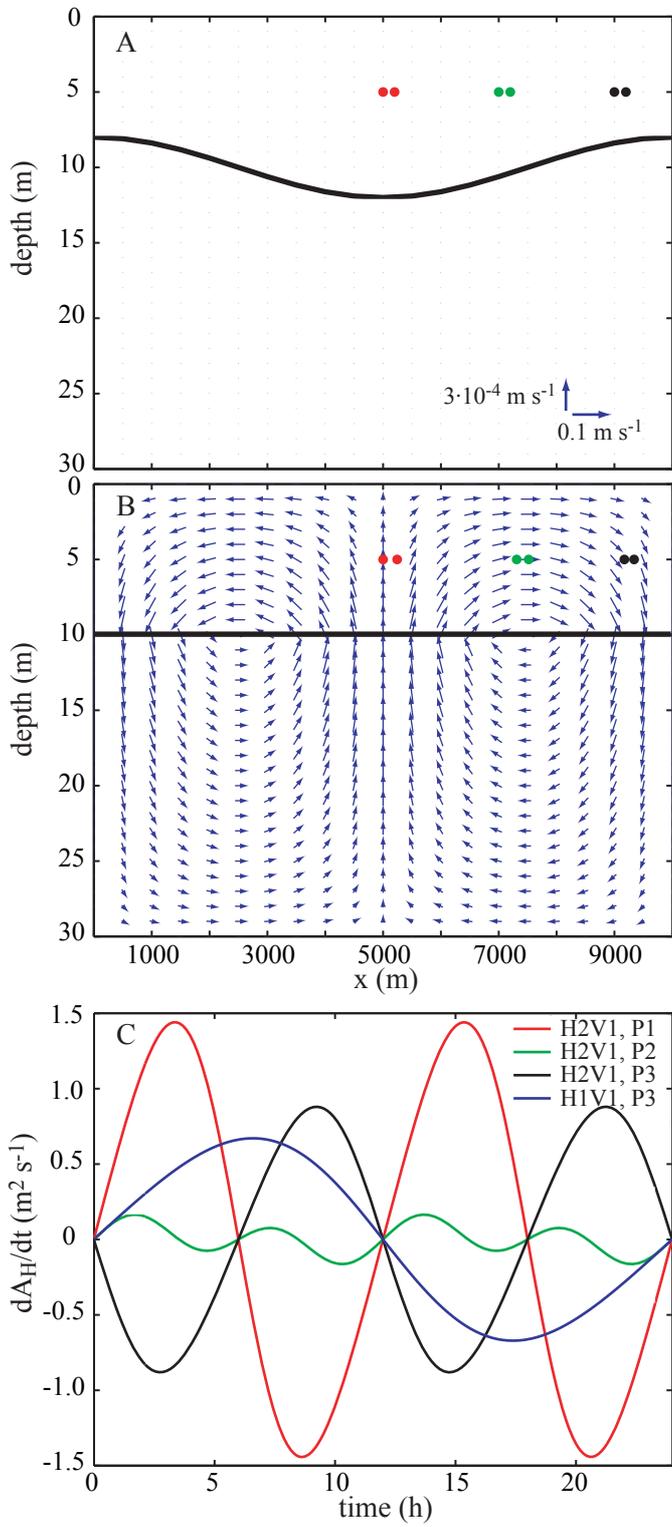


Figure 2