

Entstehung und Erscheinungsformen bodennaher Konvergenzlinien in einem Ensemble mesoskaliger Modelle

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von

Ruben Maisenbacher

Januar 2012



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Koreferent:

Prof. Dr. Sarah Jones

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Grundlagen	5
2.1	Konvektion	5
2.2	Vertikalprofile atmosphärischer Variablen und Konvektionsindizes	8
2.3	Konvergenzlinien	12
2.4	Die Feldmesskampagne COPS	16
2.5	Intensivmesstag 8b	18
2.6	Modellvergleich	22
3	Ergebnisse	29
3.1	Position der Konvergenzlinie in den Modellen	29
3.2	Zeitreihen meteorologischer Variablen am festen Ort	36
3.2.1	Bodennahe meteorologische Variablen	36
3.2.2	Kondensationsniveaus und Konvektionsindizes	38
3.3	Lebenszyklus der Konvergenzlinie	45
3.4	Direktvergleich von Modellen mit und ohne Auslösung hochreichender Konvektion	52
3.5	Sensitivitätsstudien mit dem COSMO-Modell	56
3.5.1	Windfeld, Bewölkung und Konvektionsindizes	56
3.5.2	Vertikalschnitte der horizontalen Konvergenz	60
4	Zusammenfassung und Ausblick	63
	Literaturverzeichnis	67

1. Einleitung

Die Vorhersagequalität der numerischen Wettervorhersagemodelle hat sich in den letzten Jahrzehnten stark verbessert. Viele meteorologische Größen wie Druck, Temperatur und Wind können mit hoher Zuverlässigkeit vorhergesagt werden. Jedoch ist die quantitative Niederschlagsvorhersage in den Modellen nicht zufriedenstellend, insbesondere bei konvektiven Niederschlagsereignissen wie Schauern und Gewittern. Fehlerquellen sind unter anderem ungenaue Anfangs- und Randwerte, fehlende und/oder falsche Repräsentation der beteiligten, physikalischen Prozesse und Fehler, die aus der numerischen Lösung der dynamischen Gleichungen folgen.

Dies ist unter anderem der ungenauen Repräsentation der Orographie und Oberflächeneigenschaften in den Modellen geschuldet. Mit einer Vielzahl an Forschungsprogrammen und Messprojekten versucht man die Qualität der Niederschlagsvorhersage zu verbessern.

Im Rahmen des Forschungsprogrammes COPS (**C**onvective and **O**rographically induced **P**recipitation **S**tudy) wurde am 15. Juli 2007 die Entstehung einer einzelnen Gewitterzelle untersucht. Bei einer näheren Analyse stellte sich heraus, dass diese einzelne Gewitterzelle in einer weitgehend konvektionsfreien Umgebung von einer Konvergenzlinie ausgelöst wurde. Die Bedingungen waren großräumig ungünstig für die Entwicklung hochreichender Konvektion. Nur lokal entlang der bodennahen Konvergenzlinie waren die Bedingungen günstiger und folglich bildete sich ausschließlich über der Konvergenzlinie konvektive Bewölkung.

In einem Vergleich mesoskaliger Modelle wurden acht Modellsimulationen durchgeführt (Barthlott et al., 2011). Die Modellergebnisse unterschieden sich deutlich. Der augenfälligste Unterschied besteht darin, dass 4 Läufe zu hochreichender Konvektion führen (jedoch nur 3 am richtigen Ort) und 4 Läufe nicht. Dies wirft die Frage auf, worin die Unterschiede zwischen den Modellen bestehen und ob sie in der Lage sind, kleinskalige, lokale Windsysteme, wie sie hier für die Entwicklung der Konvergenzlinie verantwortlich waren, zu modellieren. Dazu soll in dieser Arbeit die Konvergenzlinie in ihrem gesamten Lebenszyklus untersucht werden. Zunächst werden die Prozesse und Windsysteme, die an der Entstehung der Konvergenzlinie beteiligt sind, analysiert. Desweiteren wird die Verlagerung der Konvergenzlinie und ihre Wirkung auf die meteorologischen Variablen betrachtet. Von besonderem Interesse ist dabei die unterschiedliche konvektive Entwicklung in den Modellen. Bereits geringe Unterschiede in den Modellen führen zu sehr abweichenden Entwicklungen. Bei einigen Modellen trat kaum konvektive Bewölkung auf, die sich auch rasch wieder auflöste. Andere Modelle haben zunächst eine ähnliche Entwicklung, jedoch schafften es einzelne Zellen freie Konvektion zu erreichen. Diese wuchsen dann zu einer hochreichenden konvektiven Wolke (Kumulonimbus) an. Nachfolgend fiel starker Niederschlag

aus den Gewitterzellen. Innerhalb etwa einer Stunde lösten sich diese Zellen dann wieder auf. Wegen der hohen Sensitivität bezüglich der Konvektionsauslösung lohnt sich eine genaue Untersuchung, worin sich die Konvergenzlinien zwischen den verschiedenen Modellen unterscheiden. Diese Frage soll in dieser Diplomarbeit beantwortet werden, auch im Hinblick auf ein besseres allgemeines Verständnis von Konvergenzlinien, die sehr häufig an der Bildung von Schauern und Gewittern beteiligt sind.

Einen wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse hat die Auflösung des Modells, die zwischen 1 km und 2,8 km in den acht Realisierungen variiert (Barthlott et al., 2011). Eine verbesserte Prognose der kleinskaligen Effekte ist bei einer höheren Modellauflösung allein schon aufgrund der verbesserten Repräsentation der Orographie in den Modellen zu erwarten. Desweiteren spielen die Implementierung der Dynamik, die Wahl der Iterationsschritte und die numerischen Verfahren eine Rolle. Aus diesem Grund wurden eigene COSMO-Simulationen mit erhöhter Modellauflösung gerechnet.

Die folgenden Fragen möchte diese Diplomarbeit beantworten: Welche Auswirkungen haben Änderungen in den meteorologischen Feldern auf die Konvergenzlinie und umgekehrt? Ändern sich Druck, Temperatur, Feuchte und vertikale Schichtung in der Umgebung und innerhalb der Konvergenzlinie? Wie beeinflusst dies die Auslösung hochreichender Konvektion? Welchen Einfluss hat die Modellauflösung auf die Charakteristik der Konvergenzlinie?

2. Grundlagen

2.1 Konvektion

Luftbewegungen finden in der Atmosphäre auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen statt. Unter Konvektion versteht man in der Meteorologie meist kleinräumige, nach oben gerichtete, räumlich und zeitlich stark variable Luftbewegungen, die durch Temperatur-, Druck- oder Dichteunterschiede ausgelöst werden. Ähnliche Strukturen finden sich auch bei horizontalen Bewegungen, dies wird aber nicht mit Konvektion sondern mit Advektion bezeichnet. Konvektion wird unter anderem durch die Erwärmung der Erdoberfläche aufgrund von Sonneneinstrahlung hervorgerufen. Die Erwärmung des Bodens hängt stark von den Oberflächeneigenschaften ab. Temperaturunterschiede führen zu Druck- und Dichteunterschieden, die durch die Konvektion ausgeglichen werden. Die erwärmte Luft steigt auf und an anderen Stellen sinkt als Ausgleichsbewegung Luft ab. Deswegen ist eine möglichst exakte Kenntnis der Oberflächeneigenschaften wie Vegetation, Landnutzung, Bodenfeuchte und Topographie zur korrekten Beschreibung der Auslösung von konvektiven Prozessen notwendig. Dazu ist eine Modellauflösung erforderlich, welche die kleinräumigen, konvektionsauslösenden Strukturen zu erfassen vermag. Flache Konvektion bezeichnet Prozesse wie die sommerliche Bildung von niedrigen Kumuli. Die Vertikalbewegungen erstrecken sich über die 1-1,5 km mächtige Grenzschicht, an deren Oberrand sich flache konvektiven Wolken bilden können. Unter hochreichende Konvektion fallen Prozesse wie die Bildung von Schauern und Gewittern. Sie kann sich vertikal über die gesamte Troposphäre erstrecken (10-12 km). Die trockene Konvektion beinhaltet Vertikalbewegungen ohne Kondensation von Wasserdampf. Diese Vertikalbewegungen erstrecken sich meist über wenige 100 m und führt nicht zur Wolkenbildung. Die Lebensdauer von konvektiven Wirbeln reicht von Sekunden bei sehr kleinen Wirbeln (trockene oder flache Konvektion) bis zu einigen Stunden bei großen Gewittersystemen.

Operationelle numerische Wettervorhersagemodelle haben meist eine horizontale Gitterauflösung von einigen Kilometern, Globalmodelle dagegen einen Gitterabstand von ca. 50 km. Damit können sie kleinräumige konvektive Prozesse nicht auflösen. Konvektion wird in diesen Modellen stattdessen parametrisiert. Die Vorhersage von kleinräumigen konvektiven Prozessen wie die Entwicklung von Schauern und Gewittern oder lokalen Windsystemen ist in diesen Modellen mit großen Unsicherheiten behaftet. Höher aufgelöste mesoskalige Modelle, wie sie bei diesem Modellvergleich zum Einsatz kamen, können die gröberskalige Konvektion in der Größenordnung weniger Kilometer Ausdehnung auflösen (Abschnitt 2.6), die kleinskalige Mikroturbulenz dage-

gen wird weiterhin parametrisiert.

Um die vertikale Ausdehnung der Konvektion abzuschätzen, werden das Konvektionspotential und die Auslöseprozesse quantifiziert. Das Konvektionspotential lässt sich anhand zahlreicher Konvektionsindizes abschätzen (Abschnitt 2.2). Auslöseprozesse für hochreichende Konvektion sind hauptsächlich Hebungsprozesse auf unterschiedlichen Skalen, die Luftpakete soweit anheben, bis sie aufgrund des eigenen Auftriebs weiter aufsteigen können. Die weitere Hebung ist ab dieser Höhe ohne äußere Kräfte möglich. Triggermechanismen können synoptisch-skalige Hebung oder thermisch-induzierte Windsysteme sein, die Überströmung von Gebirgen oder auch Konvergenzlinien. Ein hoher Feuchtegehalt in der Atmosphäre begünstigt hochreichende Konvektion. Sobald Sättigung erreicht ist, kondensiert die enthaltene Feuchtigkeit und es wird Wärme frei, die für zusätzlichen Auftrieb sorgt. Bei ausreichendem Feuchtegehalt ist die Wolke aktiviert und Konvektion findet ohne äußere Antriebe statt. Bei einer sehr trockenen Umgebung einer konvektiven Zelle wird diese trockene Umgebungsluft in die konvektive Wolke eingemischt (Entrainment) und verringert den Auftrieb des Luftpakets. Das größte Hindernis für Konvektion sind Inversionen, wie sie z. B. an der Oberkante der Grenzschicht vorkommen. Sie verhindern u. U. die weitere Entwicklung der Konvektion in die darüberliegende Atmosphäre. Werden alle vorhandenen Inversionen überwunden, kann sich die Konvektion in der freien Atmosphäre bis in große Höhen ausbreiten.

Um abzuschätzen, bis in welche Höhe die Troposphäre direkt vom Erdboden beeinflusst wird, definiert man eine Grenzschicht. Eine allgemeine Definition der Grenzschicht findet sich bei Stull (2009): "Die Grenzschicht ist der Teil der Troposphäre, der direkt von der Erdoberfläche beeinflusst ist und auf Oberflächenantriebe in Zeitskalen von 1 h oder weniger reagiert". Bei Oke (1993) beträgt die Zeitskala einen Tag oder weniger. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist stark variabel in Raum und Zeit und reicht von wenigen hundert Metern bis zu wenigen Kilometern (Stull, 2009). Die Grenzschicht lässt sich weiter unterteilen in eine flache Oberflächenschicht, die sehr stark vom Untergrund beeinflusst wird (Abb. 2.1). Darüber bildet sich an einem Strahlungstag eine (konvektive) (gut-) durchmischte Schicht aus. In dieser Schicht herrscht starke Turbulenz, die räumliche Unterschiede in der Luftmasse ausgleicht, so dass sich ein annähernd adiabatisches Vertikalprofil ausbildet. Oberhalb der Mischungsschicht findet sich eine schmale "Entrainmentzone", die den Übergang zur freien Atmosphäre markiert. Sie ist mehr oder minder stabil geschichtet und wirkt wie ein Deckel für die aufsteigenden Luftpakete. Die freie Atmosphäre ist in der Regel weit weniger turbulent als die Grenzschicht. Dies ändert sich, wenn aufsteigende Luftpakete die Inversion an der Oberkante der Grenzschicht durchstoßen und in die freie Atmosphäre eindringen. Dort steigen sie weiter auf, bilden je nach Stabilität größere oder kleinere konvektive Wolken aus. Im Falle hochreichender Konvektion erfasst die Konvektion die gesamte Troposphäre.

Nach Sonnenuntergang schwächen sich aufgrund der fehlenden Erwärmung des Bodens die konvektiven Wirbel in der Grenzschicht ab. Sie wandelt sich in die Restschicht "residual layer" mit nur noch geringer Turbulenz um. Bodennah bildet sich eine kühle, stabile, nächtliche Grenzschicht aus. Im Laufe der Nacht wächst sie immer mehr an und verdrängt die Restschicht. Nach dem Sonnenaufgang erwärmt sich der Erdboden und die nächtliche Grenzschicht wird wieder abgebaut. Es bildet sich eine neue konvektive Grenzschicht, die sich mit der Restschicht des Vortages

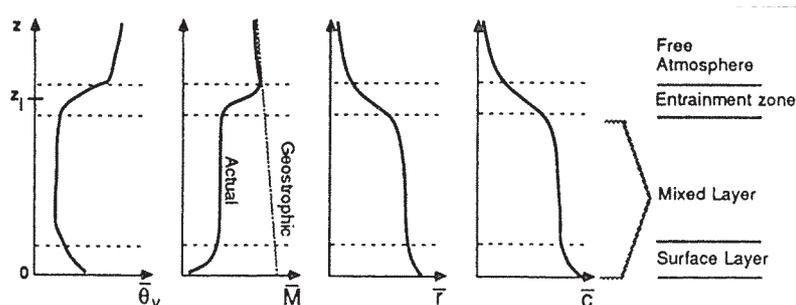


Abbildung 2.1: Typische Vertikalprofile der virtuellen potentiellen Temperatur $\bar{\theta}_v$, der Windgeschwindigkeit \bar{M} , des Wasserdampfmischungsverhältnisses \bar{r} und der Konzentration von Aerosolen \bar{c} an einem Strahlungstag, (Stull, 2009).

vermischt (Abb. 2.1).

Die Höhe der Grenzschicht ist nicht immer eindeutig bestimmbar. In der Regel wird die Grenzschicht über die Höhe der untersten Inversionsschicht definiert. Sie kann z. B. anhand eines starken Rückgangs der Feuchte mit der Höhe oder einer starken Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe bestimmt werden. Bilden sich am Oberrand der konvektiven Grenzschicht Kumuli, befinden sich die höchsten Vertikalgradienten meist an den Rändern der Wolke. Im ungünstigen Fall sind dann mehrere definierte Höhen möglich (Grimsdell und Angevine, 1998). Häufig finden sich in den Vertikalprofilen mehrere Inversionsschichten. Diese können auf der synoptischen Skala entstanden oder Überreste der Restschicht, also der Grenzschicht des vorherigen Tages sein.

Je nach Situation wird von der atmosphärischen, planetaren Grenzschicht oder der konvektiven Grenzschicht gesprochen. Die atmosphärische oder planetare Grenzschicht bezeichnet die gesamte, vom Boden innerhalb eines Tages beeinflusste Schicht. Tagsüber wird an Strahlungstagen von der konvektiven Grenzschicht gesprochen, die sich über die vertikale Ausdehnung der bodennahen Wirbel erstreckt, also den stark turbulenten Teil der Troposphäre.

2.2 Vertikalprofile atmosphärischer Variablen und Konvektionsindizes

Ein Vertikalprofil der Temperatur und Feuchte lässt Aussagen über die Stabilität der Schichtung zu (Abb. 2.2). Daraus lassen sich Kondensationsniveaus und Konvektionsindizes berechnen.

Tabelle 2.1: Abkürzungen für Höhenlevel, die sich aus einem Vertikalprofil berechnen lassen.

GGN	Gleichgewichtsniveau	≈	EL	equilibrium level
HKN	Hebungskondensationsniveau	≈	LCL	lifting condensation level
KKN	Kumuluskondensationsniveau	≈	CCL	cumulus condensation level
NFK	Niveau der freien Konvektion	≈	LFC	level of free convection

Das HKN ist das Niveau, bei dem ein vom Boden trocken-adiabatisch gehobenes Luftpaket Sättigung erreicht (100% relative Luftfeuchtigkeit). Es lässt sich bestimmen als Schnittpunkt der zum Bodentaupunkt gehörigen Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses mit der zur Bodentemperatur gehörigen Trockenadiabate (Abb. 2.2).

Das KKN ist der Schnittpunkt der zum Bodentaupunkt gehörigen Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses mit der aktuellen Temperaturkurve. Verfolgt man die Trockenadiabate durch diesen Schnittpunkt zurück bis zum Bodenniveau, so erhält man die Auslösetemperatur T_{trig} .

Während also das HKN das Kondensationsniveau zum aktuellen Zeitpunkt bei Hebung ist, bezeichnet das KKN die Höhe, bei der bei Erhöhung der Bodentemperatur auf die Auslösetemperatur Kondensation einsetzt. Wenn diese erreicht wird, tritt freie Konvektion auf.

Das GGN bezeichnet das Gleichgewichtsniveau, bei dem der positive Auftrieb in negativen übergeht (also der Auftrieb gerade null ist). Es lässt sich ausgehend vom NFK als 2. Schnittpunkt der Feuchtadiabate mit der Temperaturkurve berechnen. Im Stueve-Diagramm befindet sich die Feuchtadiabate oberhalb des GGN links der Temperaturkurve (Abb. 2.2). Ein aufsteigendes Luftpaket hat bis zum GGN positiven Auftrieb und wird bis dorthin beschleunigt. Oberhalb des GGN steigt die konvektive Zelle aufgrund des Aufwärtsimpulses über das GGN weiter auf, wird dort aber durch den einsetzenden Abwärtsimpuls abgebremst. Dadurch können Gewitterwolken über das GGN ca. 1-2 km hinauswachsen (overshooting top).

Das NFK bezeichnet die Höhe, ab der ein aufsteigendes Luftpaket aus eigenem Auftrieb ohne äußere Hebungsvorgänge aufsteigen kann. Es lässt sich ausgehend vom HKN als ersten Schnittpunkt der Feuchtadiabaten mit der Temperaturkurve berechnen. Bei stabilen Wetterlagen schneiden sich die Kurven nicht, und das NFK ist nicht definiert.

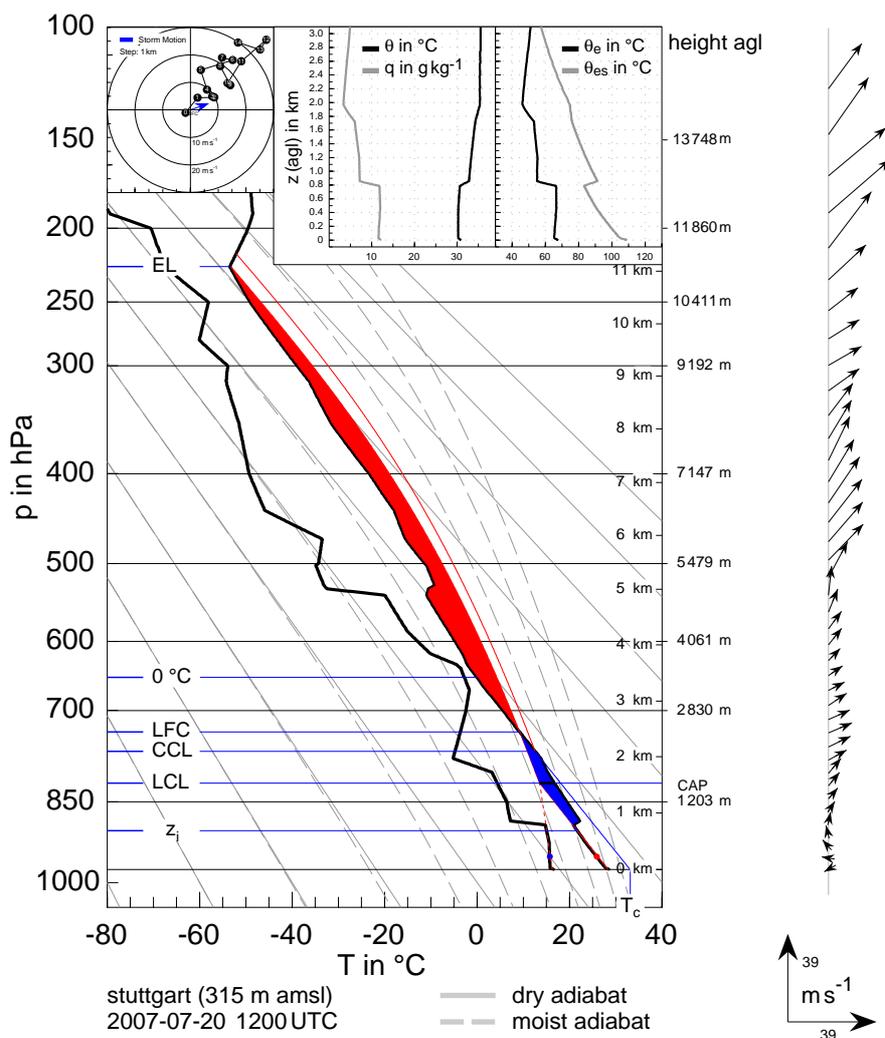


Abbildung 2.2: Beispiel für ein Stuevediagramm eines Radiosondenaufstiegs. Links ist die Taupunktkurve und rechts die Temperaturkurve. Der Flächeninhalt der blauen Fläche entspricht der konvektiven Unterdrückung (CIN), die rote Fläche der konvektiv verfügbaren Energie (CAPE).

Die genaue konvektive Entwicklung eines Tages lässt sich mit Modellen meist nicht vorhersagen. Die Bildung und Weiterentwicklung einzelner konvektiver Zellen lassen sich nur im “Nowcasting” (Wilson et al., 1998) unmittelbar vor und während der Entwicklung der konvektiven Zellen für die nächsten 0-2 Stunden ungefähr abschätzen. Um dennoch auch schon Tage vorher eine Aussage über die wahrscheinliche Konvektionsentwicklung machen zu können, werden Konvektionsindizes zur Abschätzung der konvektiven Entwicklung verwendet. Diese Parameter werden bestimmt durch Eigenschaften der Atmosphäre wie die thermische Schichtung, das Windprofil und der Feuchtegehalt. Der vertikale Temperaturgradient in Kombination mit der Feuchteverteilung ist ein entscheidender Faktor, der für die meisten Konvektionsindizes zur Abschätzung des Konvektionspotentials herangezogen wird (Tabelle 2.2). Je größer der vertikale Temperaturgradient und je feuchter die Troposphäre, desto höher ist das Konvektionspotential. Mit steigendem Konvektionspotential nimmt die Gewitterwahrscheinlichkeit und -intensität zu.

Tabelle 2.2: Konvektionsindizes und ihre Definition: Die Integralgrenzen von CAPE und CIN können auch über das HKN oder KKN definiert werden. Ab dem HKN bzw. KKN wird ein feucht-adiabatischer Aufstieg angenommen.

Index	Gleichung	Einheit	Erläuterungen
CAPE	$CAPE = R_d \int_{NFK}^{GGN} (T'_v - T_v) d \ln p$	$[J \text{ kg}^{-1}]$	T'_v ist die virtuelle Temperatur eines Luftpakets, das vom Boden zum NFK und weiter bis zum GGN gehoben wird, T_v ist die virtuelle Umgebungstemperatur.
CIN	$CIN = -R_d \int_{z_i}^{NFK} (T'_v - T_v) d \ln p$	$[J \text{ kg}^{-1}]$	CIN ist die Energiemenge, die zur Konvektionsauslösung aufgebracht werden muss.
LI	$LI = T_{500} - T'_{i \rightarrow 500}$	$[K]$	Lifted Index: Temperaturdifferenz zwischen Luftpaket in 500 hPa und auf 500 hPa gehobenem Luftpaket.
KO	$KO = \frac{1}{2}(\Theta_{e,500} + \Theta_{e,700}) - \frac{1}{2}(\Theta_{e,850} + \Theta_{e,1000})$	$[K]$	KO: Temperaturdifferenz zwischen der unteren (850-1000 hPa) und der mittleren (500-700 hPa) Troposphäre; Θ_e ist die pseudo-potentielle Temperatur.

CAPE ist die Abkürzung für “convective available potential energy” und ist die Energiemenge, die einem pseudoadiabatisch gehobenen Luftpaket zur Verfügung steht, sobald es auf das Niveau der freien Konvektion gehoben wurde. Aus ihr lässt sich auch die maximal zu erwartende Aufwindgeschwindigkeit in der Gewitterwolke abschätzen.

CIN ist die negative Auftriebskraft, die der Aufwärtsbeschleunigung entgegenwirkt. Anders ausgedrückt ist es die potentielle Energie, die aufgebracht werden muss, um das NFK zu erreichen.

Tabelle 2.3: Stabilitätsgrenzen der Konvektionsindizes

CAPE [J kg ⁻¹]	Schichtung
< 0	stabil
0-1000	schwach instabil
1000-2500	moderat instabil
2500-4000	stark instabil
> 4000	extrem instabil
Lifted Index [K]	Schichtung
0 bis -2	schwach instabil
-2 bis -5	moderat instabil
-5 bis -9	stark instabil
< -9	extrem instabil
KO Index [K]	Schichtung
> 10	potentiell sehr stabil
10 - 6	potentiell stabil
6-2	potentiell indifferent
< 2	potentiell labil

Es ist das Gegenstück zur CAPE. Je kleiner die CIN ist, desto weniger erzwungene Hebung ist notwendig, um das NFK zu erreichen. Bei hohen CIN-Werten von über 100 J kg⁻¹ wird jegliche Konvektion unterdrückt.

Der Lifted Index ist die Temperaturdifferenz zwischen einem gehobenen Luftpaket und der Umgebung. Je kleiner der LI ist, desto labiler ist die Schichtung. Es werden entweder die Bodenwerte oder die Mittelung über die untersten 50 hPa über Grund als Startwerte verwendet.

Der KO-Index ist ein relativ neuer Gewitterindex und wird unter anderem vom Deutschen Wetterdienst (DWD) verwendet. Er berechnet sich aus der Temperaturdifferenz aus der unteren (850-1000 hPa) und der mittleren (500-700 hPa) Troposphäre.

Die hier verwendeten Indices CAPE und LI erzielen in einem Vergleich verschiedener Konvektionsindizes eine hohe Vorhersagbarkeit bei der Vorhersage von Gewittern. Der KO-Index erreicht nur eine mäßige Trefferquote (Kunz, 2007).

2.3 Konvergenzlinien

Eine Konvergenzlinie wird charakterisiert durch ein konvergentes horizontales Windfeld. Mathematisch ausgedrückt ist Konvergenz als Gegenteil der Divergenz definiert durch:

$$-\nabla_h \cdot \vec{v}_h > 0 \quad (2.1)$$

mit dem Horizontalwind \vec{v}_h .

Die Konvergenz lässt sich in zwei Anteile aufspalten (Abb. 2.3). Die Richtungskonvergenz tritt bei horizontalen Änderungen der Windrichtung auf. Bei Richtungskonvergenz existieren entgegengesetzt gerichtete Windkomponenten. Die Geschwindigkeitskonvergenz zeichnet sich durch eine horizontale Geschwindigkeitsabnahme in Strömungsrichtung aus.

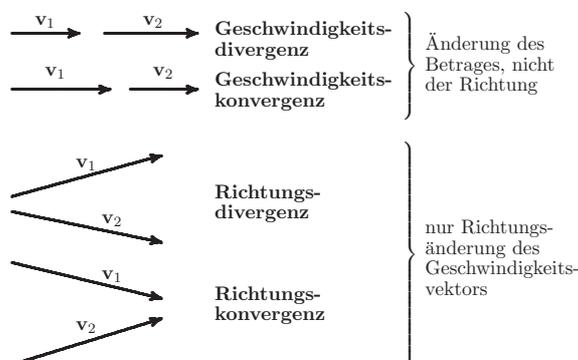


Abbildung 2.3: Richtungs- und Geschwindigkeitsdivergenz/-konvergenz (Etling, 1996).

Bei Konvergenz wird der konvergenten Zone Masse zugeführt, die horizontale Massenbilanz ist positiv. In der Atmosphäre führt dieser Massenzuwachs zu einer Ausgleichsbewegung (Abb. 2.4). Im dreidimensionalen Raum wird die Massenbilanz ausgeglichen durch eine vertikale Massendivergenz. Da die Luft am Erdboden von zwei Seiten heranströmt und nicht in den Boden hinein ausweichen kann, resultiert aus einer Konvergenzlinie eine erzwungene Aufwärtsbewegung (Hebung). Konvergenzlinien können flache oder bei hohem Konvektionspotential und ausreichender Hebung auch hochreichende Konvektion auslösen. Sie sind damit wichtig für die Gewitterentstehung. Insbesondere bei schwachem synoptischem Antrieb sind sie wichtige Entstehungsgebiete von Gewitterzellen. Somit fördert das Verständnis von Konvergenzlinien auch das Verständnis von Konvektionsauslösung.

Konvergenzlinien sind in der Regel räumlich eng begrenzte, typischerweise 1-2 km breite Zonen. Sie können sowohl durch synoptische Einflüsse als auch durch lokale Windsysteme entstehen, beide Effekte überlagern sich im Allgemeinen (Wilson, 1992).

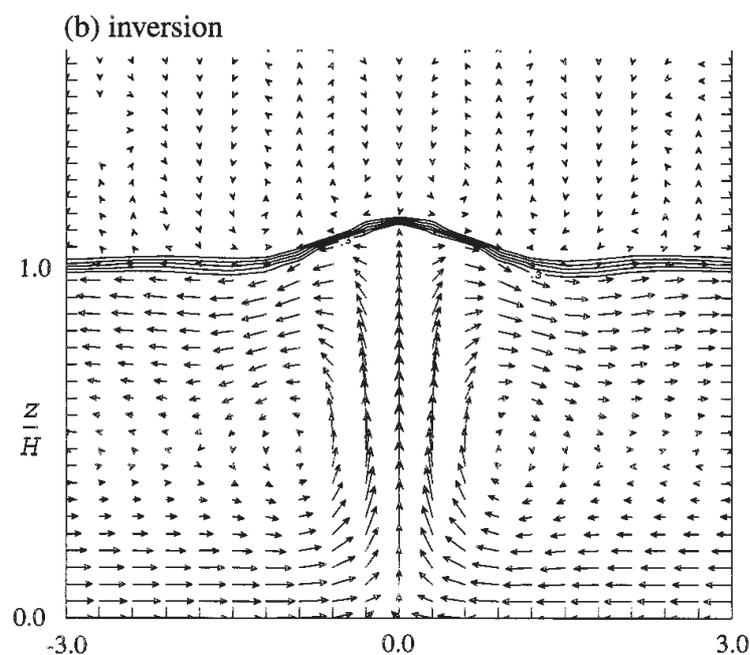


Abbildung 2.4: Querschnitt durch eine idealisierte Konvergenzlinie unter einer Inversion in einem x-z-Koordinatensystem; die Windstärke wird durch die Länge der Windpfeile charakterisiert, die Inversion ist die Linie in Höhe H ($\frac{z}{H} = 1$); die vertikale Achse und die Vertikalwinde sind um den Faktor 3 gestreckt (Crook und Klemp, 2000).

Eigenschaften von Konvergenzlinien sind:

- Windsprung an der Konvergenzlinie, zwei Strömungen mit entgegengesetzten Windkomponenten treffen aufeinander;
- horizontale Konvergenz und vertikale Divergenz am Boden verbunden mit horizontaler Divergenz und vertikaler Konvergenz am Oberrand der Konvergenzlinie (Abb. 2.4);
- mit der Höhe zunehmender Vertikalwind;
- häufig Grenze unterschiedlicher Luftmassen;
- häufig sprunghafte Änderung der Feuchte, z. B. des Mischungsverhältnisses an der Konvergenzlinie, z. T. mit erhöhter Feuchte an einer Seite der Konvergenzlinie;
- bei stark unterschiedlichen Luftmassen, sprunghafte Änderung der CAPE, bzw. erhöhtes Konvektionspotential innerhalb der Konvergenzlinie;
- starker Vertikaltransport bei symmetrischen Bedingungen und damit senkrechten Aufwinden (zeigt sich in gleicher Windscherung $\frac{\partial u}{\partial z}$ beiderseits der Konvergenzlinie);
- bei stabiler Schichtung geringe vertikale Ausdehnung der Konvergenzlinie mit trockener Konvektion oder geringer Cumulusbewölkung über Konvergenzlinie;

- bei instabiler oder potentiell instabiler Schichtung große vertikale Ausdehnung. Bei Überschreiten des NFKs hochreichende Konvektion in Form von Schauerlinien oder Gewitterfronten;
- an Konvergenzlinien bilden sich häufig konvektive Rollen, d. h. in sich geschlossene Luftwirbel, sogenannte Misozyklonen (Wilson, 1992);

Maßgeblich werden Konvergenzlinien von kleinskaligen lokalen Windfeldern, aber auch der großskaligen synoptischen Strömung verursacht.

Die wichtigsten Einflussfaktoren sind:

- synoptisch-skaliges Windfeld: Das großskalige Druckfeld kann zu bodennah konvergenten Windfeldern führen, z. B. entlang einer Frontalzone oder einer Frontalzone vorgelagert. Je kleiner der synoptische Antrieb ist, desto größer ist die Bedeutung der lokalen Effekte.
- Hangaufwinde aufgrund stärkerer Erwärmung der Bergflanken mit Konvergenzonen über den Bergrücken.
- Talwinde (talaufwärts): verursacht durch stärkere Erwärmung der Luft über den Hängen/Bergen im Vergleich zur Luft über dem Tal in gleicher Höhe (Abb. 2.5).
- Räumliche Unterschiede in der Bodenfeuchte: hohe Bodenfeuchte führt über Verdunstung zu einem hohen Anteil latenter Wärme und entsprechend niedrigem Anteil fühlbarer Wärme. Die bodennahe Luft wird bei geringer Bodenfeuchte stärker erwärmt als bei hoher Feuchte.
- Vegetationsgrenzen: über warmen Oberflächen werden thermisch induzierte mesoskalige Zirkulationen ausgelöst. Über warmen Oberflächen wie Weinbergen, Asphaltflächen, Getreidefeldern etc. ist die Konvektion gegenüber der kühleren Umgebung verstärkt.

Alle nicht-synoptischen Einflussfaktoren wirken über ihren Einfluss auf das Temperaturfeld. Besonders bei schwachem synoptischem Antrieb haben die thermischen Antriebe einen großen Einfluss auf das Windfeld und damit auch auf die Bildung von Konvergenzlinien. Die sehr kleinräumigen Temperaturunterschiede führen zu thermisch-induzierten Winden, in denen sich Konvergenzlinien bilden können.

Das lokale Temperaturfeld hat großen Einfluss auf die lokalen Windsysteme, die auch die bodennahen Konvergenzlinien formieren. Es wird stark geprägt durch die Sonneneinstrahlung, die durch topographische Effekte wie Hangneigung und Abschattung stark beeinflusst wird. Aus diesem Grund müssen die Modelle die Topographie mindestens grob erfassen können. Betrachtet man die Modelltopographie eines operationellen Modells, fällt auf, dass z. B. im Schwarzwald wichtige Täler wie das Murgtal, das Renchtal oder das Enztal bei einer räumlichen Auflösung von 7 km nicht erfasst werden. Die Höhenunterschiede zwischen Modell und Wirklichkeit können für dieses Mittelgebirge bis über 500 m betragen. Der höchste Berg des Nordschwarzwaldes, die Hornisgrinde, ist im Modell nicht der höchste Punkt. All diese Diskrepanzen zwischen Modell und Wirklichkeit sind bei einer Modellauflösung von 2,8 km wesentlich geringer. Die Positionen

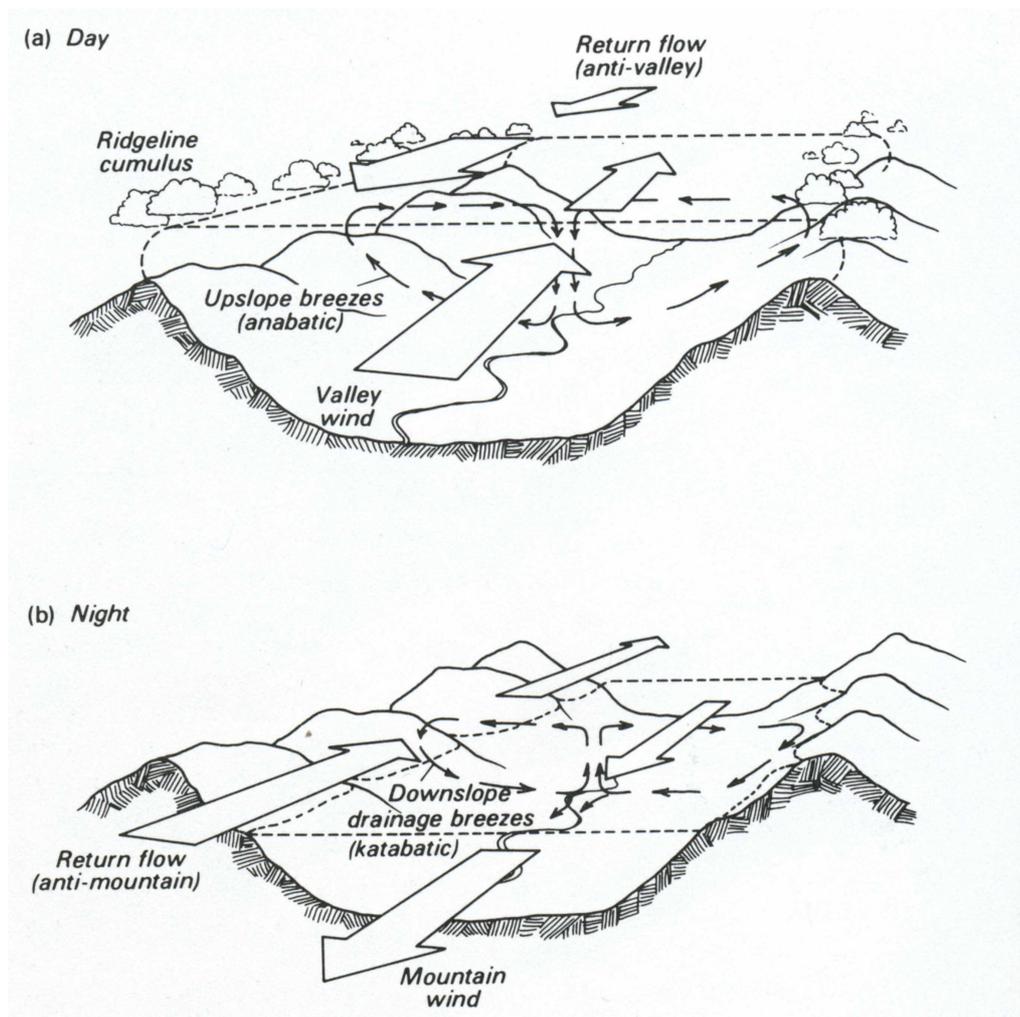


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung eines Berg-Talwindsystems (Oke, 1993)

der wichtigsten Berge und Täler werden dann richtig erfasst und die Höhenlagen liegen deutlich näher an der realen Topographie (Barthlott et al., 2006).

2.4 Die Feldmesskampagne COPS

Die Prognose des Niederschlags, insbesondere dessen Quantität ist eines der größten aktuellen Probleme der Wettervorhersage. Für die Niederschlagsvorhersage in numerischen Wettervorhersagemodellen müssen zunächst einige nicht-verifizierbare Annahmen für die Niederschlagsentstehung gemacht werden. So wird eine maximale Sättigung von 100% relativer Feuchte angenommen und außerdem, dass der Niederschlag unverzüglich aus der Wolke ausfällt. Beide Annahmen sind vermutlich nicht ganz zutreffend. Die Modelle besitzen große Unsicherheit bezüglich der Niederschlagsvorhersage. Dies ist besonders bei Hochwassersituationen und Extremniederschlägen ungünstig, da aufgrund der unsicheren Prognose nur schlecht entsprechende Sicherheitsmaßnahmen gegen bevorstehende Unwetterereignisse (Überschwemmungen) getroffen werden können. Die schlechteste Vorhersagequalität betrifft konvektive Niederschläge bei Schauern und Gewittern. Die Vorhersagen für Schauer und Gewitter sind nicht nur unbefriedigend bezüglich Raum und Zeit. Selbst die triviale Aussage, ob konvektiver Niederschlag auftritt oder nicht, und wenn ja in welcher Intensität, kann nur mit großer Unsicherheit getroffen werden. Dieser Schwäche in den Vorhersagemodellen versuchte man in einer großangelegten Kampagne, dem Schwerpunktprogramm 1167 der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) "Quantitative Niederschlagsvorhersage PQP (Praecipitationis Quantitativae Predictio)" zu begegnen. COPS (Convective and Orographically induced Precipitation Study) ist eine internationales Forschungsprojekt, das im Rahmen dieses Programms eine genaue Untersuchung von konvektivem Niederschlag im Mittelgebirgsraum zum Ziel hatte (Kottmeier et al., 2008). Der topographisch stark gegliederte Untergrund wirkt sowohl als direkter Antrieb für Konvektion, beeinflusst aber auch indirekt bereits bestehende konvektive Zellen, die sich aus einer Ebene in bergiges Gelände oder umgekehrt verlagern. Die Feldmesskampagne zu COPS fand zwischen Juni und August 2007 in Südwestdeutschland und Nordostfrankreich statt (Abb. 2.6).

Während der Kampagne wurden umfangreiche Messungen vorgenommen, um den vollständigen Lebenszyklus der Konvektion, konvektiver Zellen und kleinskaliger Strukturen so detailliert wie möglich erfassen zu können. Besonderes Augenmerk lag auf dem Landoberflächen austausch und Grenzschichtprozessen.

An der Erdoberfläche finden eine Vielzahl von Austauschprozessen statt. Mit Energiebilanzstationen erfasste man während COPS die Gesamtheit der Energieflüsse zwischen Erdboden und Atmosphäre mit all ihren Komponenten. Neben den stark vom Untergrund abhängigen Wärme flüssen werden auch die einzelnen Komponenten der Strahlung gemessen. Das schon existierende Beobachtungsnetz wurde erweitert und verdichtet, z. B. durch Einrichtung eines Netzes von Bodenfeuchtesensoren. Radiosonden lieferten Vertikalprofile durch die Atmosphäre. Anhand der Vertikalprofile von Temperatur und Feuchte ließ sich das Konvektionspotential und damit die Bedingungen für Konvektion quantifizieren.

Hauptmessplätze ("Supersites") entlang eines West-Ost-Schnitts durch das COPS-Gebiet wurden u.a. mit Energiebilanzstationen, Radiosonden und Wetterstationen ausgerüstet. Außerdem wurden satellitengestützte und bodengebundene Fernerkundungssysteme wie z. B. Lidare eingesetzt. Vervollständigt wurde das Beobachtungsnetz durch Flugzeuge, die mit Fernerkundungssystemen,

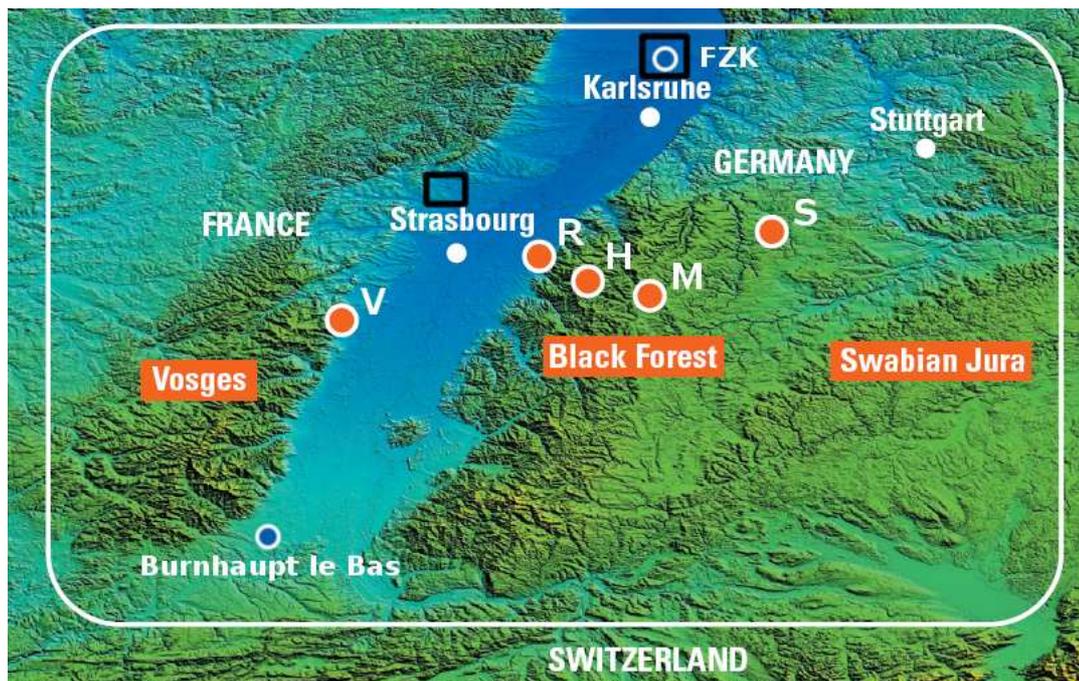


Abbildung 2.6: Das COPS-Gebiet mit seinen 5 Hauptmessplätzen (Vogesen (V), Achern (R), Hornisgrinde (H), Heselbach im Murgtal (M), und Deckenpfronn bei Stuttgart (S)).

Sonden, Aerosolmessgeräten etc. ausgerüstet waren.

Der Umfang der Messtätigkeit wurde stark von der zu erwartenden Konvektionsaktivität abhängig gemacht. An Tagen mit besonders günstigen Bedingungen wurden sogenannte “Intensive Observation Periods” (IOPs) mit verstärkter Messtätigkeit durchgeführt. Solch ein intensiver Messtag war auch der 15. Juli 2007 (IOP8b). Während an den übrigen Tagen hauptsächlich die automatischen Messsysteme im Einsatz waren, wurden an den IOPs auch die personalintensiven Messungen mit Flugzeugen, Radiosonden und Dropup-Sonden durchgeführt.

Die wichtigsten Beobachtungsdaten für diese Arbeit sind insbesondere das bodennahe Windfeld, die Feuchteverteilung, Satellitenbilder der konvektiven Wolken und Niederschlagsradaraten. Mit dem DWD Doppler Radar auf dem Feldberg lässt sich die Position von Konvergenzlinien im Windfeld gut nachweisen, zu erkennen als grüner Streifen im 1. Quadranten (Abb. 2.11).

2.5 Intensivmesstag 8b

Der COPS Intensivmesstag (IOP8b) vom 15.7.2007 zeichnete sich durch isolierte Konvektion über einer Konvergenzlinie in wolkenloser Umgebung aus. Die großräumige synoptische Situation war geprägt durch einen Rücken, der sich vom Mittelmeer bis nach Polen erstreckte und einen über dem Ostatlantik befindlichen Trog mit großer Amplitude (Abb. 2.7).

Das COPS-Gebiet befand sich im Übergangsbereich dieser zwei Systeme, im Einflussbereich einer Südwestströmung. Östlich des Schwarzwaldes herrschte bodennah Südostwind vor. Die Global Forecast System (GFS) Analysen zeigen nur schwache positive Vorticityadvektion in der oberen Troposphäre und warme Luft in der unteren Troposphäre während des ganzen Tages. Der großskalige synoptische Antrieb war an diesem Tag also nur schwach ausgeprägt. Ein nahezu wolkenloser Himmel ermöglichte maximale Einstrahlung, was zu Temperaturen bis zu 33 °C im Rheintal bzw. 28 °C im Schwarzwald führte (Kottmeier et al., 2008).

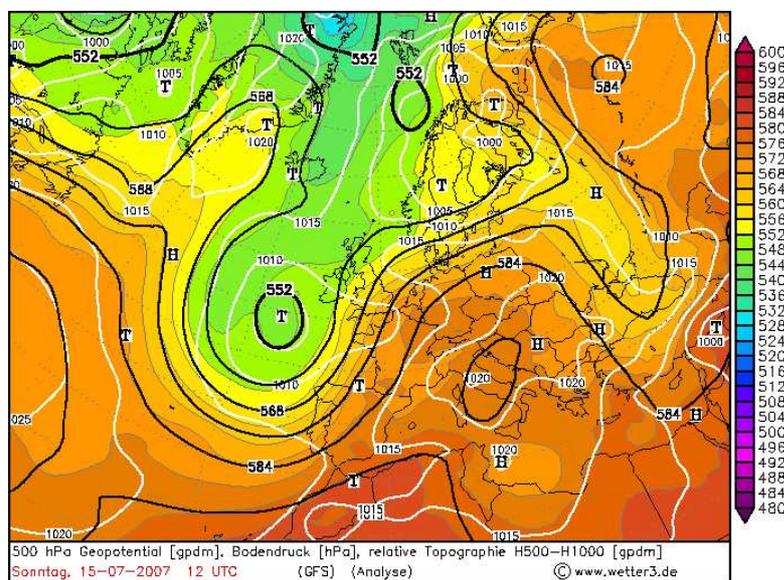


Abbildung 2.7: 500 hPa GFS-Analyse vom 15. Juli 2007: Bodendruck in [hPa] (weiße Isolinien), 500 hPa-Niveau in gpdm (schwarze Isolinien) und relative Topographie (Farbskala).

Dies alles begünstigte die Entwicklung von lokalen Windsystemen, verstärkt in den bergigen Regionen. Im Rheintal und östlich des Nordschwarzwaldes befand sich eine warme und trockene Luftmasse mit einer Grenzschichtinversion und einer schwachen Inversion in 2200 m über Grund (Abb. 2.8a). Die Radiosondenaufstiege zeigten durchweg positive CIN, die CAPE war mäßig hoch (Achern um 13:53 UTC: 183 J kg⁻¹ CIN und 1123 J kg⁻¹ CAPE). Das KKN lag hoch, meist über der schwachen Inversionsschicht in 2200 m Höhe. Die Auslösetemperatur am Boden wurde an den Hauptmessplätzen nicht erreicht. Unter den gemessenen Bedingungen war hochreichende Konvektion somit nicht zu erwarten (Kalthoff et al., 2009).

Trotzdem wurden in den Satellitenbildern die Bildung von Cumulusbewölkung entlang einer Linie parallel zum Gebirgskamm des Schwarzwaldes beobachtet. Um 12:00 UTC formierten sich die ersten konvektiven Wolken nördlich und südlich von Freudenstadt. Bis um 14:30 UTC hat-

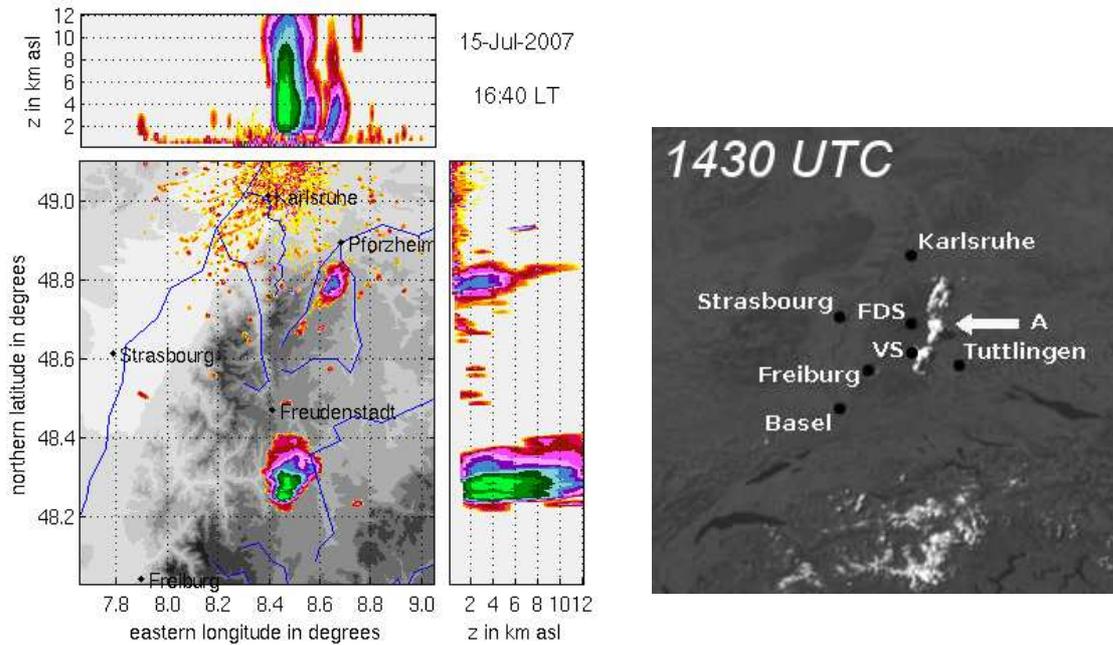


Abbildung 2.9: links: Radarreflektivität der Zelle um 14:40 UTC ; grün gefärbt ist der Zellkern maximaler Reflektivität; rechts: Satellitenbild vom 15. Juli 2007 um 14:30 UTC , die Zelle A produzierte kräftigen Niederschlag.

mationen diese auf ein äquidistantes Gitter interpoliert. Diese kontinuierlichen Datensätze lassen sich weit besser mit den regelmäßig verteilten Modellergebnissen vergleichen, als die unregelmäßig verteilten Beobachtungsdaten.

Auch für den 15. Juli 2007 wurde solch eine Analyse mit den Messwerten aus dem COPS-Experiment durchgeführt (Abb. 2.10). In der Analyse findet sich die westliche Anströmung des Schwarzwaldes vom Rheintal und die süd- südöstliche Anströmung an der Ostflanke des Schwarzwaldes wieder. In den Morgenstunden führt dies zu Konvergenz östlich von Freiburg. Um 12:00 UTC läuft die Strömung über dem Schwarzwald in einen Punkt in der Nähe von Schiltach (östliches Kinzigtal) zusammen. Um 14:00 UTC hat sich im Nordosten des Schwarzwaldes ein größeres Divergenzgebiet gebildet und Konvergenz im Raum Villingen-Schwenningen. Dieses Konvergenzgebiet existiert bis in die Nachmittagsstunden und entspricht ungefähr der Konvergenzlinie im Modellvergleich.

Mit dem DWD Doppler Radar auf dem Feldberg lässt sich die Position der Konvergenzlinie im Windfeld gut nachweisen. Sie ist zu erkennen als grüner Streifen im 1. Quadranten (Abb. 2.11).

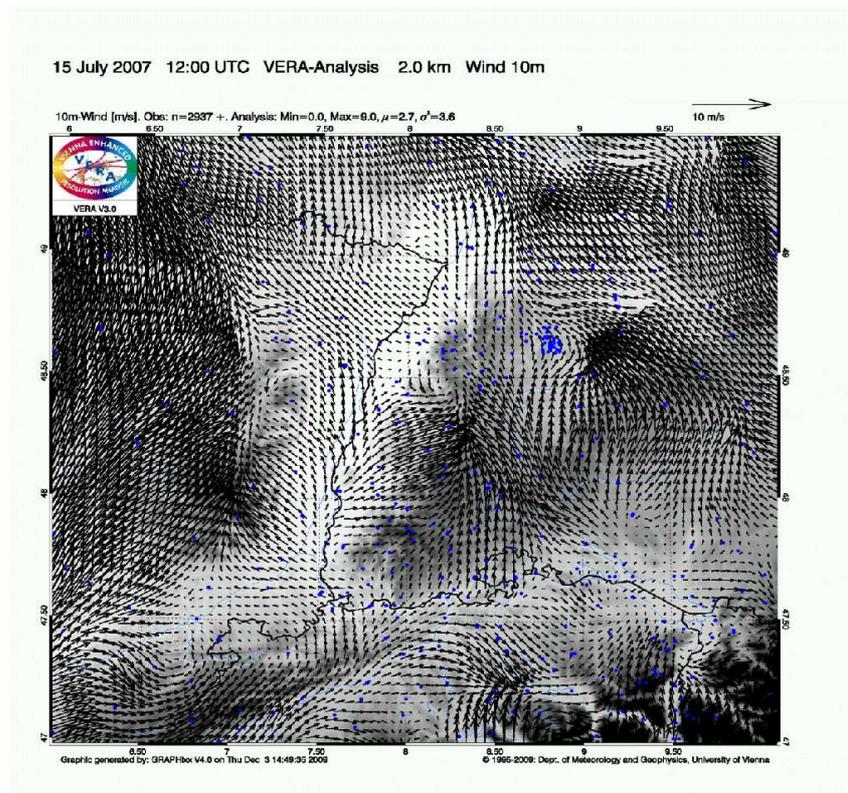


Abbildung 2.10: VERA-Analyse vom 15. Juli 2007 12:00 UTC .

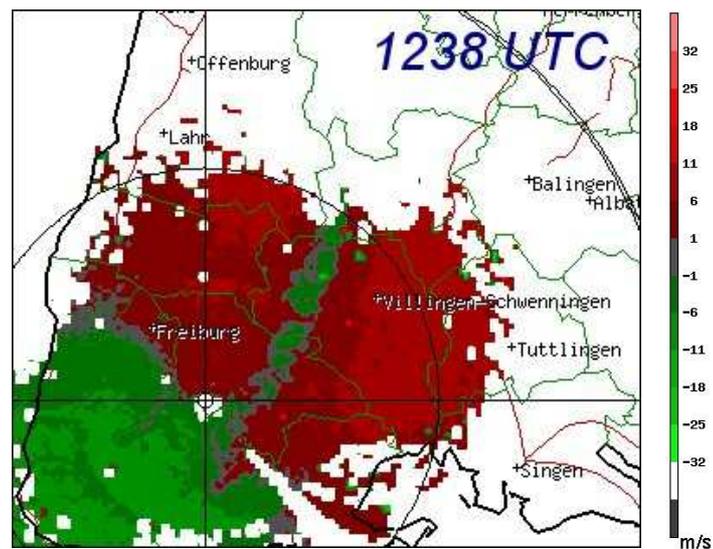


Abbildung 2.11: Radiale Windkomponenten gemessen vom Feldberg-Doppler-Radar; grün: Windkomponente auf das Radar zu; rot: Windkomponente vom Radar weg.

2.6 Modellvergleich

Barthlott et al. (2011) vergleichen die Ergebnisse acht unterschiedliche Modellläufe von fünf nicht-hydrostatischen Modellen. Die horizontale Auflösung der Modelle variiert zwischen 1 und 2,8 km und löst damit zumindest die groben Strukturen hochreichender Konvektion auf. Die verwendeten Modelleinstellungen werden in Tab. 2.4 wiedergegeben, sortiert nach ihrer horizontalen Auflösung.

Das innere Modellgebiet mit der jeweils höheren Auflösung variiert zwischen verschiedenen individuellen Modellkonfigurationen (Abb. 2.12). Die größten inneren Modellgebiete werden vom Modell mit der niedrigsten horizontalen Auflösung von 2,8 km, dem COSMO_Modell verwendet (Consortium for Small-scale Modeling, Schättler et al., 2011).

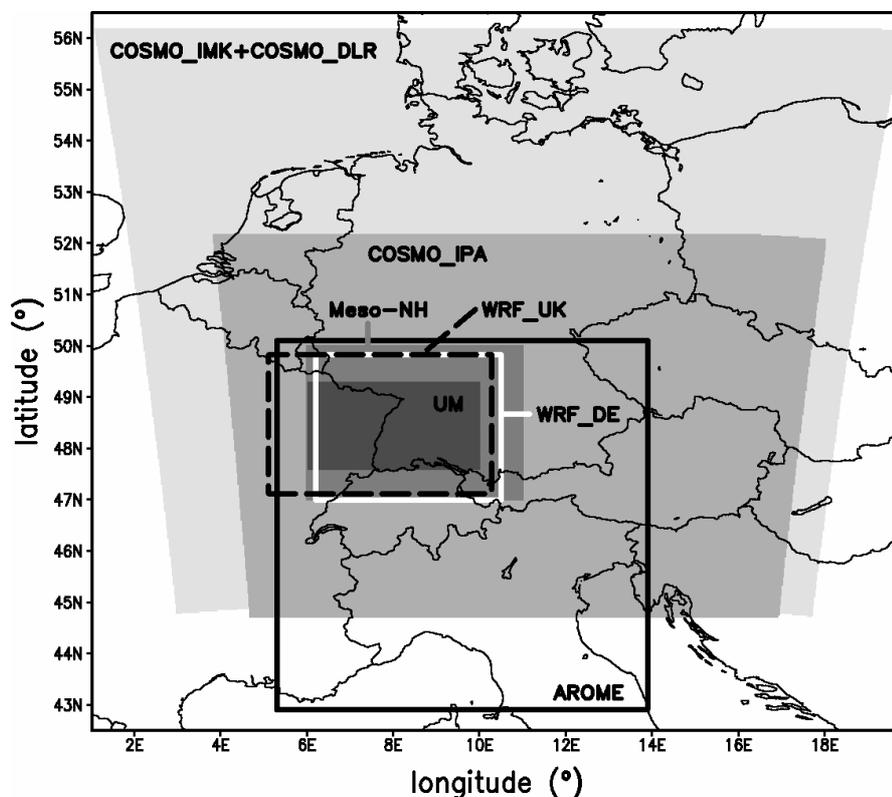


Abbildung 2.12: Inneres Modellgebiet; COSMO_IPA wird im folgenden mit COSMO_Mainz und WRF_DE mit WRF_Hoh bezeichnet.

Das Modell mit der höchsten horizontalen Auflösung (1 km), das UM Met Office Unified Model™ (Davies et al., 2005) wurde vom Department of Meteorology an der Universität Reading betrieben. Die Anfangs- und Randwerte steuerte ein 30 h Globalmodelllauf bei, der mit der Met Office globalen Reanalyse des vorigen Tages um 12:00 UTC angetrieben wurde. Damit wurden drei genestete Gebiete mit 12, 4 und 1 km Auflösung zum Initialisierungszeitpunkt 15. Juli 2007, 0:00 UTC gerechnet. Die Strahlungsflüsse und Ausstrahlung wurden mit dem Edwards-Slingo Radiation code berechnet. Als Wolkenchema kam das Mischphasen-Wolken-Schema nach Wilson und Ballard zum Einsatz, dass um die Prognosegrößen Eis, Schnee, Regen und Graupel erweitert wurde. Außerdem wurde das MOSES 2 Land-Oberflächen-Modell und ein nicht-lokales,

Tabelle 2.4: Beteiligte Gruppen und Modelle. Die Abkürzungen stehen für folgende Institute: NCAS (National Centre for Atmospheric Science), IPM (Institute of Physics and Meteorology), LA (Laboratoire d'Aérodynamique), IPA-DLR (Institut für Physik der Atmosphäre, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Mainz), IPA (Institut für Physik der Atmosphäre), IMK (Institut für Meteorologie und Klimaforschung). Die Gitterauflösung der Globalmodelle ist $0.5625^\circ \times 0.375^\circ$ für das UM, 0.225° für das ECMWF-Modell, und 0.5° für das GFS.

Modell Name	Institut	Modell Version	Initialwerte und Grenzen des äußeren Gebiets	Inneres Gebiet	Feedback	hor. Gitterpunkte	vertikale Höhenstufen	Zeitschritte inneres Gebiet
UM	Department of Meteorology, Universität Reading, UK	UM vn6.1	30 h globaler Modelllauf mit Met Office globalen Reanalysen vom 14. Juli 12Z \rightarrow 12 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC \rightarrow 4 km Lauf	1 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\rightarrow	300 \times 190	76	12 s
WRF_UK	NCAS, Leeds, UK	WRF V3.1	24 h Lauf mit 3,6 km mit GFS Analysen alle 6 h init. am 15. Juli 0 UTC	1,2 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\leftrightarrow	300 \times 240	50	6 s
WRF_Hoh	IPM, Universität Hohenheim, D	WRF V3.1	24 h Lauf mit 3,6 km und ECMWF Analysen alle 6 h init. am 15. Juli 0 UTC	1,2 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\rightarrow	250 \times 250	50	5 s
Meso-NH	LA, CNRS und Universität Toulouse, F	Méso-NH	30 h Lauf mit 32 km u.B. ECMWF Analysen+Vorhersagen init. am 15. Juli 0 UTC \rightarrow 8 km Lauf	2 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\leftrightarrow	192 \times 180	50	3,75 s
AROME	Météo-France, Toulouse, F	AROME	10 km ALADIN-France	2,5 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\leftrightarrow	400 \times 320	41	60 s
COSMO_DLR	IPA-DLR, Oberpfaffenhofen, D	COSMO v4.8	7 km COSMO-LEPS Vorhersage (genestet auf ausgewählten Mitgliedern von ECMWF EPS)	2,8 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\rightarrow	421 \times 461	50	25 s
COSMO_Mainz	IPA, Universität Mainz, D	COSMO v4.3	7 km COSMO Vorhersagen basierend auf ECMWF-Analysen am 14. Juli 18Z	2,8 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\rightarrow	351 \times 375	50	30 s
COSMO_IMK	IMK, Karlsruher Institut für Technologie, D	COSMO v4.0	7 km COSMO-EU-Analysen	2,8 km Lauf init. am 15. Juli 0 UTC	\rightarrow	421 \times 461	50	30 s

Multi-Regime-Grenzschicht-Schema erster Ordnung verwendet.

Das Weather Research and Forecasting Model (WRF, Skamarock et al., 2008) mit 1,2 km Gitterauflösung wurde sowohl vom National Centre for Atmospheric Science (NCAS) verwendet, (nachfolgend als WRF_UK bezeichnet) als auch vom Institut für Physik und Meteorologie (IPM) der Universität Hohenheim (WRF_Hoh). WRF_UK wurde mit Analysen des Global Forecast System (GFS) angetrieben. Die seitlichen Ränder wurden alle 6 h aktualisiert. Die dynamischen Gleichungen wurden unter Verwendung eines Runge-Kutta-Zeit-Integrations-Schemas gelöst. Die Landnutzung wurde aus Kategorien der MODIS Landbedeckungs-Klassifizierung des internationalen Geosphären-Biosphären-Programmes abgeleitet und an das Noah Landoberflächenmodell (20 Kategorien) angepasst. Als physikalische Schemata wurden ein Morrison 2-Momenten-Mikrophysikschema, ein Dudhia (kurzwellig) und Rapid Radiative Transfer Model Strahlungsschema (RRTM, langwellig, alle 2 min. aufgerufen), ein Noah Landoberflächenmodell (4 Bodenschichten), ein Mellor-Yamada-Janjic-TKE-Schema und ein Monin-Obukhov-Oberflächenschema (Janjic Eta) verwendet. Es wurde in beide Richtungen genestet und Kumuli nicht parametrisiert.

Sechsstündige Analysen des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) dienten als Anfangs- und Randbedingungen für WRF_Hoh. Diese Analysen mussten zuvor von den vorhandenen Modellhöhen auf Druckniveaus transformiert werden. Es wurden dieselben Mikrophysik-, Strahlungs- (hier alle 5 min.) und Landoberflächenschemata wie beim WRF_UK verwendet. Für die Grenzschicht wurde das Yonsei University Schema, eine Abwandlung des Medium-Range-Forecast-Schemas (MRF) verwendet, um die expliziten Entrainment-Flüsse von Wärme, Feuchte und Impuls, den Transport von Impuls gegen den Gradienten und verschiedene Spezifizierungen der Grenzschichthöhe miteinzubeziehen. Der Schritt in der Auflösung von einem Globalmodell zu der 3,6 km Auflösung der beiden WRF-Konfigurationen ist ziemlich groß. Jedoch hat eine aktuelle Studie von Weisman et al. (2008) sehr zufriedenstellende Ergebnisse erzielt, die auf einer WRF-Simulation von Konvektion mit einem ähnlich großen Schritt in der Auflösung beruht.

Das Laboratoire d'Aérodynamique (LA) in Toulouse trug mit Simulationen des Meso-NH Modells (Lafont et al., 1998) zur Vergleichsstudie bei. Dieses Modell wird auf drei interaktiven, wechselseitig genesteten Gebieten mit horizontalen Maschenweiten von 32, 8 und 2 km betrieben. Die Anfangsbedingungen stammen aus ECMWF-Analysen und die Grenzschichtbedingungen für das äußerste Gebiet wurden aus 6-stündigen ECMWF-Vorhersagen zeitlich interpoliert. Die Parametrisierungsschemata beinhalten ein Turbulenzschema 1,5-facher Ordnung, das ECMWF Strahlungspaket, das Interaktions-Boden-Biosphäre-Atmosphäre Oberflächenschema (ISBA) und ein Mischphasen Bulk-Mikrophysik-Schema für Wolken, Eis, Schnee, Graupel und Hagel. Hochreichende und flache Konvektionsparametrisierung wurde nur für die 32 und 8 km Modelle verwendet. Ergebnisse von weiteren Sensitivitätsstudien mit Meso-NH für diesen Tag finden sich bei Richard et al. (2011).

Einen weiteren Modelllauf steuerte Météo-France mit AROME (Application of Research to Operational at Meso-Scale) auf einem 2,5 km Gitter bei. Das dabei verwendete physikalische Paket wurde dem Meso-NH Forschungsmodell entnommen und mit der nicht-hydrostatischen Version

der ALADIN Software kombiniert. Das Modell wird alle drei Stunden mit dem operationellen ALADIN-France 10 km Modell angetrieben. AROME hat auch ein eigenes mesoskaliges Datenassimilationssystem (auf 3DVar basierend), das alle 3 h aktualisiert wird. Die physikalischen Parametrisierungen von AROME sind identisch mit denen von Meso-NH, außer dass Hagel im Mikrophysik-Schema nicht berechnet wird und der Strahlungscode alle 15 min. statt alle 30 min. aufgerufen wird.

Drei unterschiedliche Modelleinstellungen des COSMO-Modells (Schättler et al., 2011) mit 2,8 km Gitterauflösung vervollständigen die Studie. In diesem Modellsystem wurde flache Konvektion mittels des modifizierten Tiedtke-Schemas parametrisiert. Die Mikrophysik wurde mittels eines 6-Klassen-Graupel-Schemas parametrisiert, desweiteren kamen ein TKE-Schema (turbulente kinetische Energie) für Turbulenz und eine Runge-Kutta-Methode dritter Ordnung für die Dynamik zum Einsatz. Am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) wurde das COSMO-Modell Version 4.8 (im folgenden COSMO_DLR genannt) in 10 repräsentative Mitglieder des COSMO-LEPS Ensemble Vorhersage Systems (Molteni et al., 2001) genestet. Ein realistisches Mitglied wurde für den aktuellen Vergleich durch visuelle Erfassung und die Anwendung der "Displacement and Amplitude Score DAS-Methode" (Keil und Craig, 2009) auf Niederschlagsmengen ausgewählt. Die Modellsimulationen am Institut für Physik der Atmosphäre (IPA) der Universität Mainz wurden mit der Modellversion 4.3 (im Folgenden COSMO_IPA genannt) gerechnet. Das Modell wurde mit COSMO-Vorhersagen mit 7 km Auflösung angetrieben, basierend auf ECMWF-Analysen mit dem Startzeitpunkt 18:00 UTC des vorigen Tages.

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am Karlsruher Institut für Technologie verwendete die COSMO-Modellversion 4.0 (im Folgenden COSMO_IMK genannt). Die Anfangs- und Randwerte wurden COSMO-EU Analysen entnommen. Die COSMO_DLR und COSMO_IMK-Läufe wurden auf demselben Modellgebiet gerechnet, lediglich das von COSMO_Mainz verwendete Modellgebiet war etwas kleiner (Abb. 2.12). Außerdem wurden hier nur zwei Bodenschichten verwendet, während es bei COSMO_DLR und COSMO_IMK jeweils 7 aktive Bodenschichten waren. Das Strahlungsschema wurde bei COSMO_Mainz und COSMO_IMK zu allen Zeitschritten aufgerufen, die anderen Konfigurationen verwendeten Zeitabstände von 15 min. Die topographische Korrektur der Strahlung aufgrund der Hangneigung, dem Himmel-Sichtfaktor und Abschattung (Müller und Scherer, 2005; Buzzi, 2008) wurden nur im Mainzer COSMO-Lauf eingebaut. Sowohl im COSMO_DLR, als auch im COSMO_Mainz wurden die Simulationen mit neuen Tuningparametern der maximalen turbulenten Längenskala, dem kritischen Wert für die normalisierte Übersättigung und die Wolkenbedeckung bei Sättigung gerechnet. Jedoch wurden die Ergebnisse am IMK mit einer älteren Konfiguration, vergleichbar mit der von Barthlott et al. (2010) erzielt. Dort wurde u. a. der Nutzen einer höheren Gitterauflösung von 1 km im Vergleich zu 2,8 km für die Darstellung der Konvergenz in den unteren Schichten untersucht. Dazu verwendeten sie COSMO-EU Vorhersagen (operationelle 7 km COSMO-Konfiguration beim DWD) anstatt von Analysen als Anfangs- und Randwerte. Die generelle Modellgüte wurde jedoch nicht durch die Änderung der Anfangs- und Randwerte beeinflusst.

Bei Barthlott et al. (2011) wurden alle Modellläufe des jeweiligen inneren Gebietes zum gleichen Zeitpunkt (15. Juli 00:00 UTC) initialisiert. Jedoch hatten nicht alle antreibenden Model-

le den gleichen Initialisierungszeitpunkt (Tab. 2.4). Datenassimilation wurde nur bei AROME (3DVAR) betrieben. Die Modellergebnisse lagen in einer zeitlichen Auflösung von 15 min. für AROME, Meso-NH und WRF_UK vor, während eine variable zeitliche Ausgabe von 30 min. (00:00-12:00 UTC und 17:00-24:00 UTC) und 15 min. (12:00-17:00 UTC) für das UM, WRF_DE und die drei COSMO Simulationen verwendet wurde. Die Ergebnisse von AROME und Meso-NH stammen vom operationellen Lauf während der COPS Feldphase, hingegen wurden die übrigen Modellsimulationen zu einem späteren Zeitpunkt speziell zum Zweck dieses Modellvergleichs durchgeführt. Für die Referenzen zu den physikalischen Schemata und der Dynamik wird auf die jeweilige Übersichtsliteratur der oben genannten Modelle verwiesen.

Von den acht Modellläufen simulierten fünf (Abb. 2.13) konvektiven Niederschlag. Die beste Übereinstimmung mit den beobachteten Radarreflektivitäten und den daraus errechneten Niederschlagssummen findet man im AROME-Lauf, sowohl was die Regensumme angeht, als auch die Position. Auch bei Meso_NH und WRF_UK wurde konvektiver Niederschlag östlich des Schwarzwalds simuliert, allerdings zu weit südlich und in zu geringer Intensität. Die Übereinstimmung mit der Beobachtung ist aber immer noch relativ gut. Im UM und COSMO_DLR-Modelllauf wurde auch an anderen Orten (Rheintal, Vogesen, Raum Stuttgart) Niederschlag produziert, der aber nicht beobachtet wurde. Die Modelle WRF_Hoh, COSMO_Mainz und COSMO_IMK produzierten keinen konvektiven Niederschlag über 0,5 mm. Eine Frequenzanalyse zeigte, dass die Unterschiede in der Modellauflösung zwischen 1 und 2,8 km in den Modellen keinen wesentlichen Einfluss auf die Darstellung der Orographie hatte.

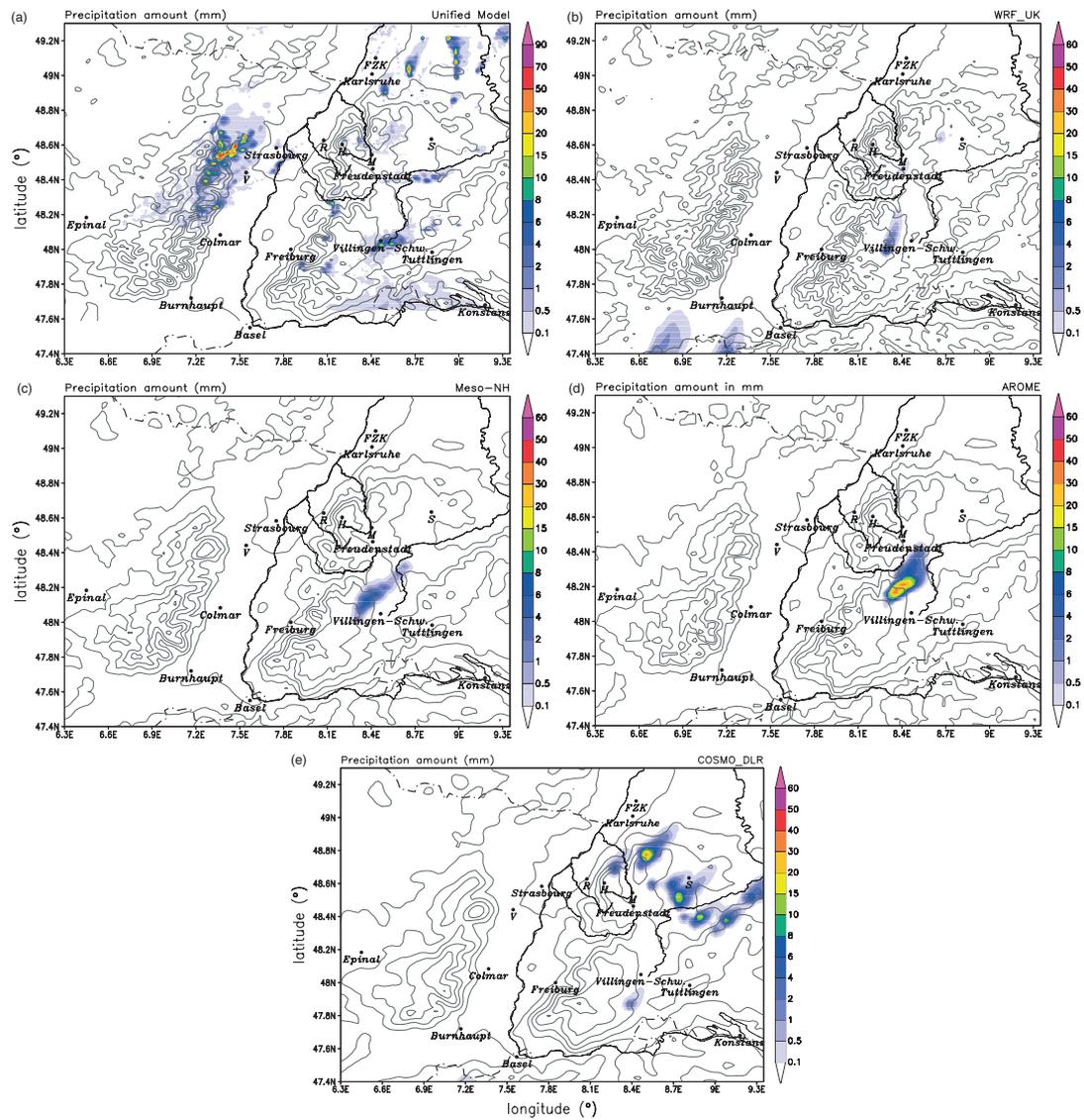


Abbildung 2.13: Akkumulierter 24 h Niederschlag des 15.Juli 2007 bei den Modellläufen mit konvektivem Niederschlag $> 0,5$ mm; (a) UM, (b) WRF_UK, (c) Meso_NH, (d) AROME, (e) COSMO_DLR

3. Ergebnisse

3.1 Position der Konvergenzlinie in den Modellen

Im ersten Schritt wurden aus den Windfeldern der Modelle die Konvergenz und Divergenz berechnet und manuell aus den Konvergenzfeldern die Position der Konvergenzlinie bestimmt. Per Augenmaß wurde über dem Südschwarzwald in der Region, wo die Konvergenzlinie zu erwarten war, nach einer linienhaften Struktur im Konvergenzfeld gesucht. War diese Struktur klar als Linie identifizierbar, wurde sie von mir als Konvergenzlinie definiert. Sobald die Konvergenzlinie ihren Liniencharakter verliert, ist die Konvergenzlinie nicht mehr definiert. Dieses Verfahren ist mit Unsicherheiten behaftet. Nicht zu jedem Zeitpunkt ist die Konvergenzlinie als deutlich erkennbare Linie zweifelsfrei zu identifizieren. Häufig lässt sich in einem konvergenten Bereich eine längliche, linienhafte Struktur zu erkennen, die in ihrer Stärke, Form und Ausdehnung schwankt. Aus diesem Grund ließ sich der Zeitpunkt des Entstehens und der Auflösung nicht immer eindeutig bestimmen. Im Groben lassen sich aber dennoch Aussagen über Größe, Position und Verlagerung treffen.

Einige Grundmuster sind bei allen Modellen gleich. Während über dem Rheintal westliche Winde vorherrschen, weht der Wind östlich des Schwarzwaldes aus Süd bis Südost. Über den Bergkämmen des Schwarzwaldes treffen diese beiden Strömungen zusammen, so dass sich dort schon früh am Tage Konvergenzzonen ausbilden.

Für jeden Modelllauf wird exemplarisch das Windfeld mit farblich gekennzeichnete Konvergenz zum 13:00 UTC Termin gezeigt (Abb. 3.1 links). Zu diesem Zeitpunkt war die Konvergenzlinie in allen Modellen gut ausgebildet. Wo sich der Westwind aus dem Rheintal mit dem vorherrschenden bodennahen Südostwind östlich des Schwarzwalds trifft, befindet sich die Konvergenzlinie. Die beiden Endpunkte der Konvergenzlinie wurden aus der Graphik bestimmt, miteinander verbunden und die Position eingezeichnet. Dies war aber nicht zu allen Zeiten der Fall. Besonders vormittags zwischen 10:00 und 12:00 UTC schwächte sich die Konvergenzlinie z. T. deutlich ab. Abgesehen von dem unterschiedlichen zeitlichen Auftreten in den Modellen war auch die linienhafte Ausprägung der Konvergenz nicht zu allen Zeiten ideal.

Innerhalb der thermisch-induzierten Konvergenz über dem Schwarzwald formiert sich im UMLauf um 10:00 UTC eine Konvergenzlinie (Abb. 3.1b). Die hohe Modellauflösung macht sich in einer feinen Strukturierung der Konvergenz-/Divergenzfelder bemerkbar. Unter Abschwächung wandert die Konvergenzlinie nach Osten, um sich um 12:30 UTC östlich des Schwarzwaldes wieder zu verstärken. Zwischen 13:00 und 13:30 UTC löst sie punktförmig hochreichende Kon-

vektion aus. In der schnell wachsenden Zelle fällt Niederschlag aus, der während des Fallens verdunstet und damit die Umgebungsluft abkühlt. Diese kältere Luft sinkt im “downdraft” ab. Am Erdboden breitet sich die kalte Luft im “outflow” radial aus und führt zu Richtungsdivergenz unterhalb der Gewitterzelle, welche die ursprüngliche Konvergenzlinie ersetzt. Innerhalb von 2 Stunden entsteht und zerfällt die konvektive Zelle wieder. Das Divergenzfeld der Zelle verdrängt die Konvergenzlinie zunächst nach Westen, bevor die Konvergenzlinie in der Umgebung der Zelle zerfällt. Die übrig gebliebenen Teile der Konvergenzlinie nördlich und südlich der Zelle bestehen noch zwei Stunden fort, bevor sich auch diese auflösen. Manchmal bildet sich aber auch am Rande des outflows eine neue Konvergenzlinie aus, wenn dort die ausfließende kalte Luft auf eine entgegengesetzte bodennahe Luftströmung trifft.

Der WRF-Lauf der University of Leeds zeigt eine Konvergenzlinie, die sich bis 8:00 UTC zurück verfolgen lässt. Von 8:00 bis 11:00 UTC befindet sich diese zunächst rein thermisch-induzierte Konvergenzlinie über dem Westrand des Südschwarzwaldes. Um 11:00 UTC beginnt sie ostwärts zu wandern und verstärkt sich in ihrem Südteil (Abb. 3.1c und d). Um 15:00 UTC findet am Ort der stärksten Konvergenz Konvektionsauslösung statt. Wie auch beim UM-Lauf löst das Divergenzfeld der Gewitterzelle die Konvergenzlinie auf.

Beim WRF_Hoh-Modelllauf formiert sich die Konvergenzlinie um 10:00 UTC über dem westlichen Schwarzwald (Abb. 3.1e und f). Unter Abschwächung wandert sie nach Osten, um sich um 12:30 UTC östlich des Schwarzwaldes wieder zu verstärken. Um 13:00 UTC ist die Konvergenzlinie sehr deutlich ausgeprägt (Abb.3.1e). Sie ändert im weiteren Verlauf ihre Achsenneigung von einer nord-südlichen auf eine nahezu west-östliche Ausrichtung und wandert nach Südosten. Erst um 17:45 UTC löst sich die Konvergenzlinie auf, ohne hochreichende Konvektion ausgelöst zu haben. Die Konvergenzlinie hat damit von allen Modellen bei WRF_Hoh die längste Lebensdauer und ist am weitesten nach Südosten gewandert.

Um 10:30 UTC bildet sich im MesoNH-Lauf eine Konvergenzlinie über dem Südschwarzwald (Abb. 3.2a und b). Unter Verstärkung wandert sie nach Osten. Ein Maximum der Konvergenz an den Koordinaten 48.1° N, 8.3° O löst um 14:30 UTC hochreichende Konvektion aus. In der Gewitterzelle bildet sich ein downdraft aus. Luft sinkt in der Gewitterwolke ab und breitet sich am Erdboden radial aus. Das dabei entstehende, sich rasch vergrößernde Divergenzfeld teilt die Konvergenzlinie in einen nördlichen und einen südlichen Teil, bevor sich die Konvergenzlinie schließlich auflöst.

Bei AROME formiert sich um etwa 10:30 UTC aus einzelnen konvergenten Zonen über dem westlichen Südschwarzwald eine nahezu Nord-Süd ausgerichtete Konvergenzlinie, die sich nach Osten verlagert (Abb. 3.2d). Wie in den anderen Modellen auch ist der Grund für die Verlagerung der auffrischende Westwind, der den Schwarzwald überquert. Ab 12:15 UTC ist die Konvergenzlinie gut ausgebildet und liegt nun wenige Kilometer westlich von Villingen-Schwenningen. Während sich die Konvergenzlinie weiter nach Osten verlagert, verstärkt sie sich deutlich. Um 14:45 UTC wird hochreichende Konvektion ausgelöst. Unterhalb der Gewitterzelle bildet sich in Verbindung mit Niederschlag ein starkes Divergenzgebiet, das sich rasch kreisförmig ausbreitet. Die Konvergenzlinie wird dadurch stark gestört und löst sich rasch auf. Dieser Modelllauf stimmt am besten mit der beobachteten Entwicklung überein.

Im COSMO-Lauf des DLR hat sich um 8:00 UTC über dem Hauptkamm des Schwarzwaldes eine Konvergenzlinie gebildet (Abb. 3.3b). Bis 10:00 UTC bleibt sie ortsfest über dem Bergrücken, um sich dann allmählich in eine Süd-südöstliche Richtung zu verlagern. Grund ist der sich verstärkende Westwind im Rheintal unter gleichzeitiger Abschwächung des Südostwindes auf der Ostseite. Zwischen 13:00 und 15:00 UTC kippt die Konvergenzlinie aus einer Süd-südwest/Nord-nordöstlichen Orientierung in eine West-südwest/Ost-nordöstliche Ausrichtung. Der Nordteil der Konvergenzlinie schwächt sich ab und sie verlagert sich nach Südosten. Um etwa 14:45 UTC zerfällt die Konvergenzlinie.

Im COSMO-Lauf des IMK existiert die Konvergenzlinie zwischen 9:30 und 13:15 UTC über dem östlichen Schwarzwald und verlagert sich wenig. Um 13:00 UTC ist sie kurzzeitig gut ausgebildet, die meiste Zeit jedoch eher schwach ausgeprägt und von geringer Ausdehnung.

Der Mainzer COSMO-Lauf produziert eine Konvergenzlinie, die sich um 9:00 UTC über dem westlichen Schwarzwald formiert. Sie wandert zügig nach Ost-Südost, schwächt sich um die Mittagszeit ab und zerfällt um 13:45 UTC. In allen drei COSMO-Läufen wird über dieser Konvergenzlinie keine hochreichende Konvektion simuliert.

Alle Modelle simulieren in den Morgenstunden eine west- oder nordwestliche Strömung im Rheintal und eine süd- bis südöstliche Strömung an der Ostseite des Schwarzwaldes. Über den Höhenrücken dazwischen befinden sich Gebiete mit thermisch-induzierter Konvergenz. Aus diesen einzelnen, unstrukturierten Konvergenzgebieten bildet sich zwischen 8:00 und 10:30 UTC eine Konvergenzzone aus (Abb. 3.4). Je nach Modell führt der auffrischende Westwind frühestens um 9:30 UTC, spätestens um 11:00 UTC zu einer Ost- bis Südostverlagerung der Konvergenzlinie. In vielen Modellen schwächt sich die Konvergenzlinie nach dem Verlassen der Position über dem Bergrücken ab, da nun der orographisch-bedingte thermische-erzeugte Teil der Konvergenz entfällt. Sie verstärkt sich weiter östlich wieder, etwa im Bereich St.Georgen/Villingen-Schwenningen. In einigen Modellen löst sie sich nahezu vollständig auf und formiert sich im Osten neu. In den COSMO-Läufen ist die Konvergenzlinie besonders kurz und schwach ausgeprägt und löst sich um die Mittagszeit ganz auf. Im Gegensatz dazu verstärken sich die Konvergenzlinien in allen anderen Modellen um die Mittagszeit, was bei UM, WRF_UK, AROME, MesoNH und COSMO_DLR zur Auslösung von hochreichender Konvektion führt (bei COSMO_DLR allerdings nicht an der untersuchten südlichen Konvergenzlinie). Die entstehende Gewitterzelle führt mit ihrem outflow und der damit verbundenen Divergenz zur raschen Auflösung der Konvergenzlinie. Beim WRF_Hoh-Lauf ist die Konvergenzlinie zwar gut ausgeprägt, führt aber nicht zu hochreichender Konvektion und existiert 3 Stunden länger als in allen anderen Läufen (Abb. 3.4). Im Vergleich mit der beobachteten Entwicklung ist anzumerken, dass 4 der 8 Modelle ähnlich der realen Entwicklung an der Konvergenzlinie eine konvektive Zelle mit hochreichender Konvektion und Niederschlag produzieren. Die Modelle sind sich auch untereinander weitgehend über die Position der Zelle einig. Jedoch liegt diese, wie auch die Konvergenzlinie ganz allgemein weit südlich gegenüber der tatsächlichen Position (Abb. 2.9).

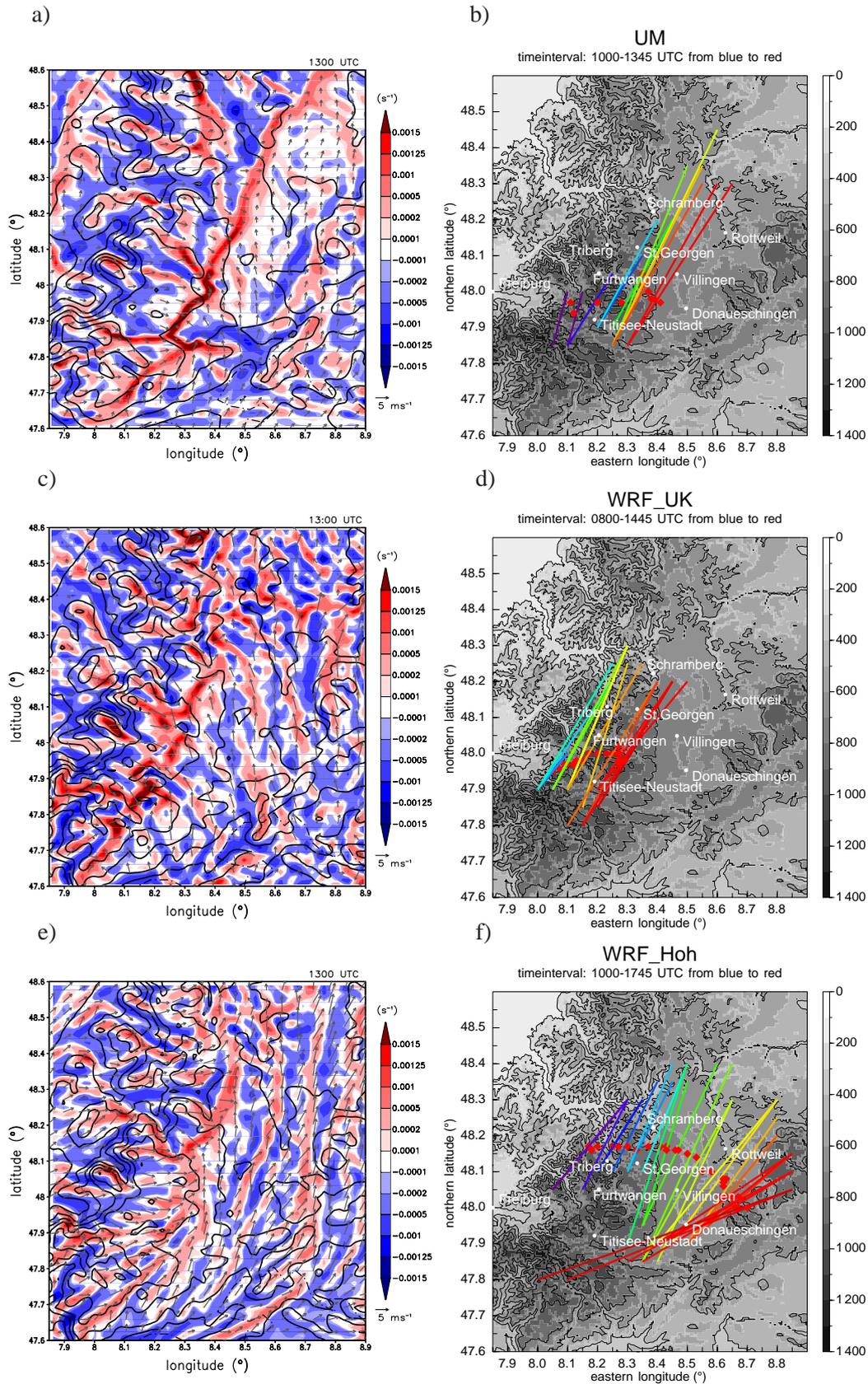


Abbildung 3.1: Windfeld um 13:00 UTC und Konvergenz (rot) bei UM (a), WRF_UK (c) und WRF_Hoh (e); Position der Konvergenzlinie (Linien) bei UM (b), WRF_UK (d) und WRF_Hoh (f); die roten Rauten entsprechen der Position des mitbewegten Koordinatensystems (Abschnitt 3.3).

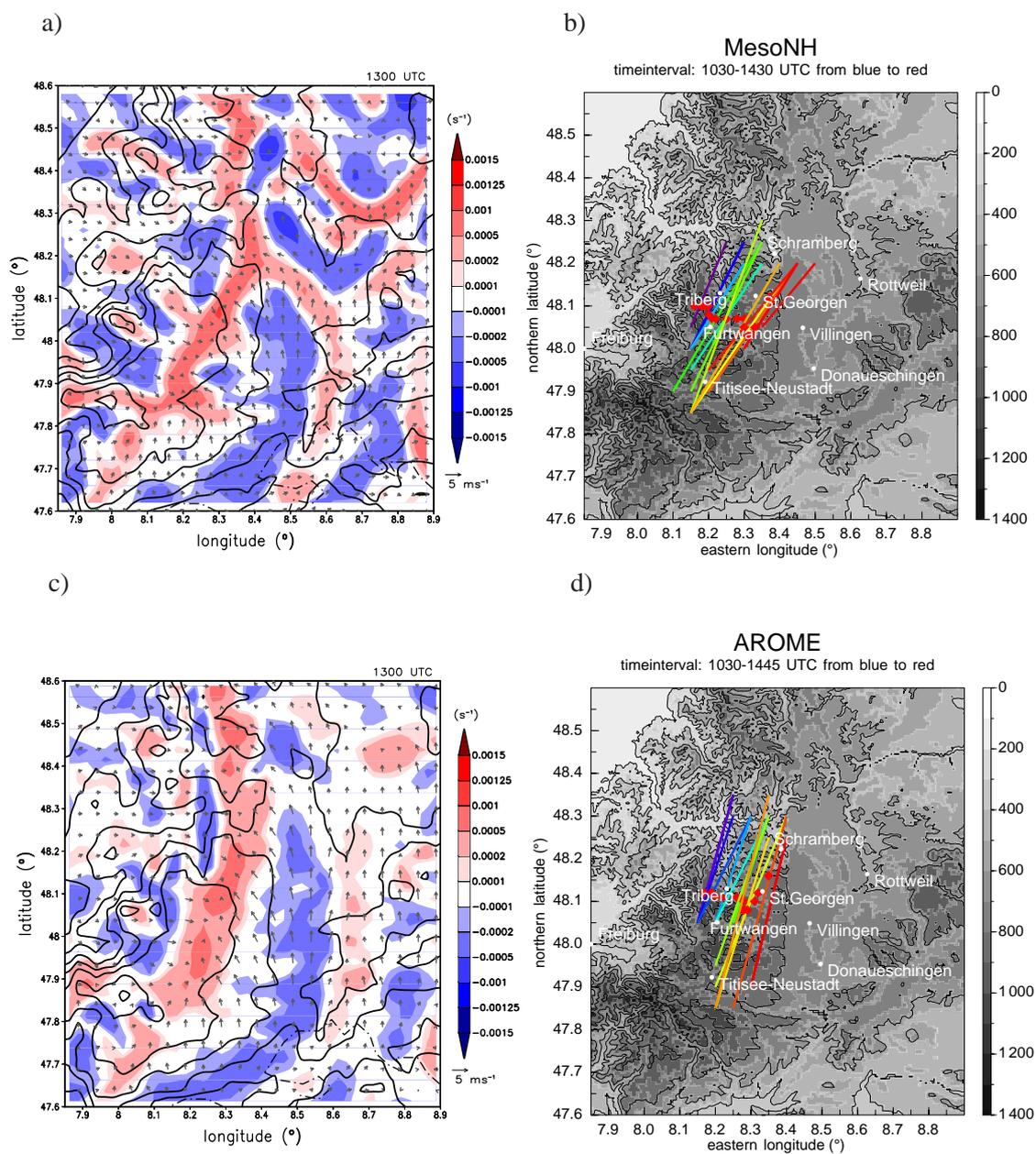


Abbildung 3.2: wie in Abb. 3.1, jedoch MesoNH oben und AROME unten.

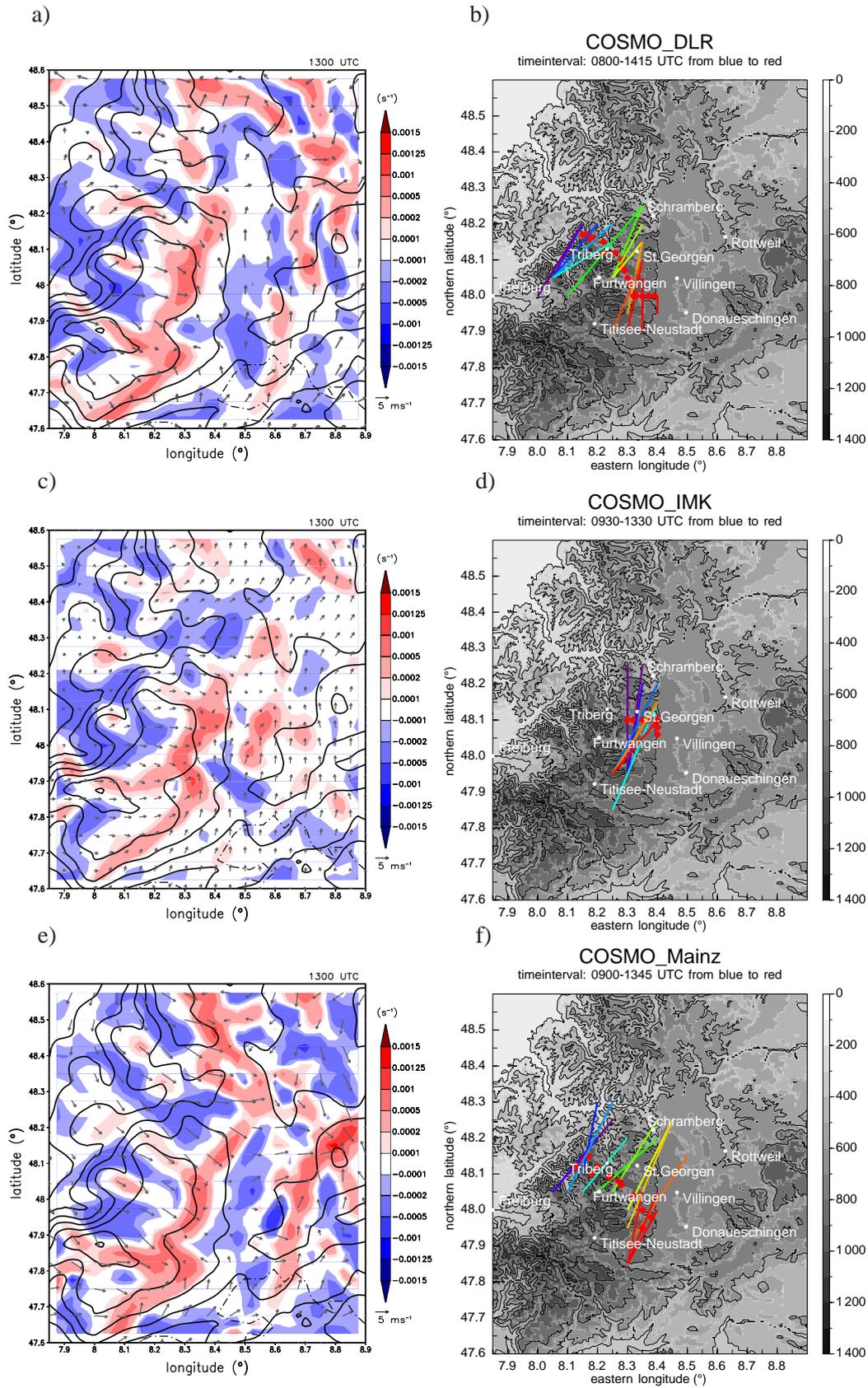


Abbildung 3.3: wie in Abb. 3.1, jedoch COSMO_DLR oben, COSMO_IMK in der Mitte und COSMO_Mainz unten.

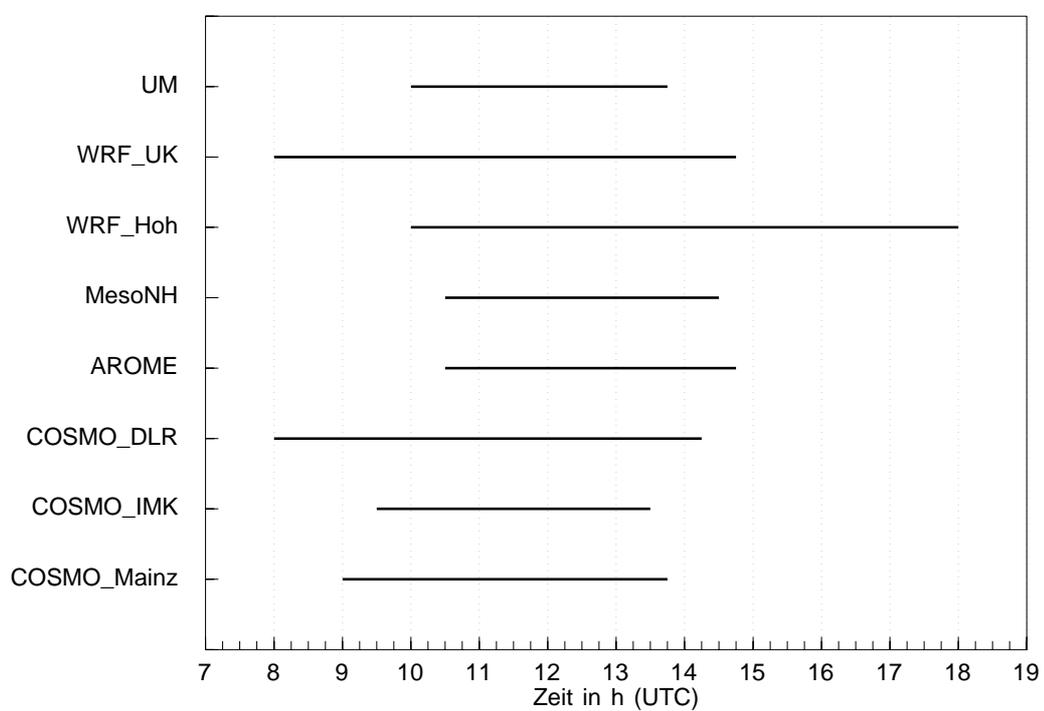


Abbildung 3.4: Lebensdauer der Konvergenzlinie in den 8 untersuchten Modellen.

3.2 Zeitreihen meteorologischer Variablen am festen Ort

Um den Einfluss der Konvergenzlinie auf die Grenzschicht und die Konvektion zu untersuchen, wurden für die acht Modellläufe verschiedene Variablen und daraus abgeleitete Größen sowohl an einem festen Ort, der im Tagesverlauf von der Konvergenzlinie überquert wird (Tabelle. 3.1), als auch in einem mitbewegten Koordinatensystem am Ort der Konvergenzlinie extrahiert (Abschnitt 3.3). Als meteorologische Variablen zur Beschreibung des Atmosphärenzustandes wurden die Temperatur (T), die spezifische Feuchte (q) und die horizontalen Windkomponenten graphisch dargestellt. Außerdem wurde, sofern Ausgabegröße des Modells, der Bedeckungsgrad der tiefen, mittelhohen und hohen Wolken ausgegeben. Für die Abschätzung der Konvektionsauslösung und -intensität wurden sowohl die Konvektionsindizes CAPE, CIN, LI, KO-Index als auch das NFK, das KKN, das HKN und das GGN berechnet. Da sich die Luftpakete beim Aufsteigen mit der Umgebungsluft vermischen, wurde für den Ausgangswert über die untersten 50 hPa gemittelt (Mean-Layer-Berechnung) und davon ausgehend die Konvektionsindizes und die Kondensationsniveaus berechnet. Im Folgenden wird, mit Ausnahme des KO-Index, immer die Mean-Layer-Berechnung verwendet. Alle Ausfallwerte, bei denen die Kondensationsniveaus oder die Konvektionsparameter nicht definiert sind, werden aus der Zeitreihe entfernt. Desweiteren wurde die Differenz T_{diff} aus der Auslösetemperatur T_{trig} und der 2 m-Temperatur bestimmt. Negative Werte bedeuten, die Auslösetemperatur ist nicht erreicht, bei positiven Werten ist die Auslösetemperatur überschritten.

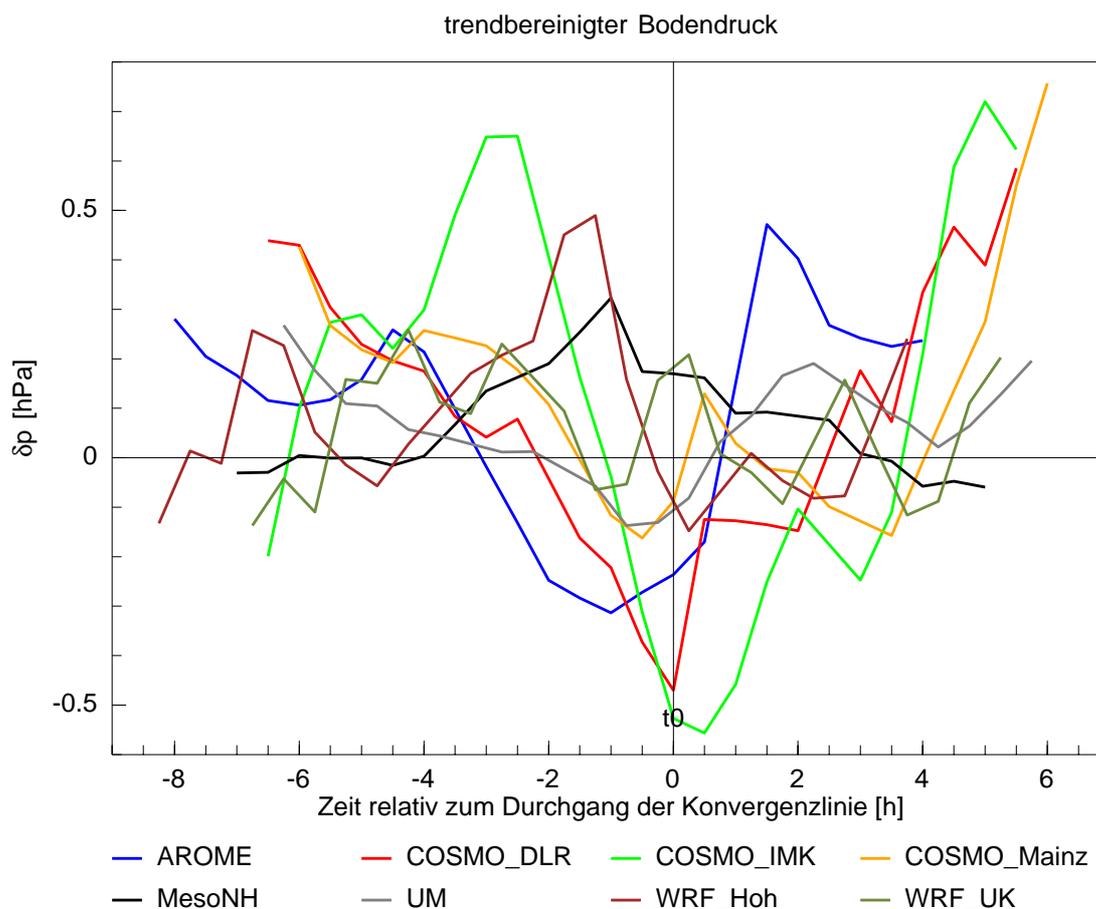
Tabelle 3.1: Lebensdauer der Konvergenzlinien; zum Zeitpunkt t_0 passiert die Konvergenzlinie den festen Ort

Modell	t_0	existiert von - bis
AROME	14:00 UTC	10:15 - 15:00 UTC
COSMO_DLR	12:30 UTC	8:00 - 14:45 UTC
COSMO_IMK	12:30 UTC	9:30 - 13:30 UTC
COSMO_Mainz	12:00 UTC	9:00 - 13:45 UTC
MesoNH	13:00 UTC	10:30 - 14:30 UTC
UM	12:15 UTC	10:00 - 13:45 UTC
WRF_Hoh	14:15 UTC	10:00 - 17:45 UTC
WRF_UK	12:45 UTC	8:00 - 14:45 UTC

In diesem Abschnitt werden zunächst die Zeitreihen am festen Ort diskutiert. Die Position für die Zeitreihen am festen Ort wurde so gewählt, dass der Standort zunächst vor der Konvergenzlinie liegt, von dieser überquert wird und sich danach hinter der Konvergenzlinie befindet. Damit müsste sich neben dem Tagesgang und synoptischen Einflüssen auch die Konvergenzlinie in den Zeitreihen bemerkbar machen, sofern sie die Variablen beeinflusst.

3.2.1 Bodennahe meteorologische Variablen

In allen Modellen ist im betrachteten Zeitintervall ein synoptisch-bedingter Druckabfall von 2-3 hPa zu verzeichnen. Um synoptische Effekte herauszurechnen, wurde der Trend entfernt und

Abbildung 3.5: Trendbereinigter Druck δp am festen Ort.

lediglich die internen Schwankungen betrachtet (Abb. 3.5). Mit Ausnahme von MesoNH und WRF_UK zeigen die Modelle ein Druckminimum zum Zeitpunkt der Passage der Konvergenzlinie (t_0). Die Schwankung ist mit ± 0.5 hPa in der Größenordnung des von einer typischen Konvergenzlinie verursachten Druckabfalls (Crook und Klemp, 2000).

Kurz vor der Passage der Konvergenzlinie ist ein Minimum in der Windgeschwindigkeit zu beobachten (Abb. 3.6). Die maximale Windgeschwindigkeit wird direkt nach dem Durchgang der Konvergenzlinie erreicht. Außerdem findet von 2 h vor der Passage bis 1 h nach der Passage eine Winddrehung von Südost auf Nordwest statt. Das Minimum der Windgeschwindigkeit wäre zum Zeitpunkt der Konvergenzlinienpassage zu erwarten. Eventuell wurde der Ort der Konvergenzlinie etwas zu weit westlich analysiert, wodurch sich die Passage um ca. 1 h verzögert hat. Dagegen ist die rasche Zunahme der Windgeschwindigkeit nach der Passage im Einklang mit der Theorie und der großräumigen synoptischen Beobachtung. Ebenso zeigt die Winddrehung klar die Passage der Konvergenzlinie an.

Mit Ausnahme von AROME zeigen alle Modelle den üblichen Tagesgang der Temperatur eines sonnigen Sommertages (Abb. 3.7). Die 2 m-Temperatur fällt beim AROME-Lauf direkt nach der Passage der Konvergenzlinie um 7 K ab. Grund hierfür ist weniger die Konvergenzlinie selbst, als der von ihr ausgelöste konvektive Niederschlag. Die spezifische Feuchte zeigt auch einen Tages-

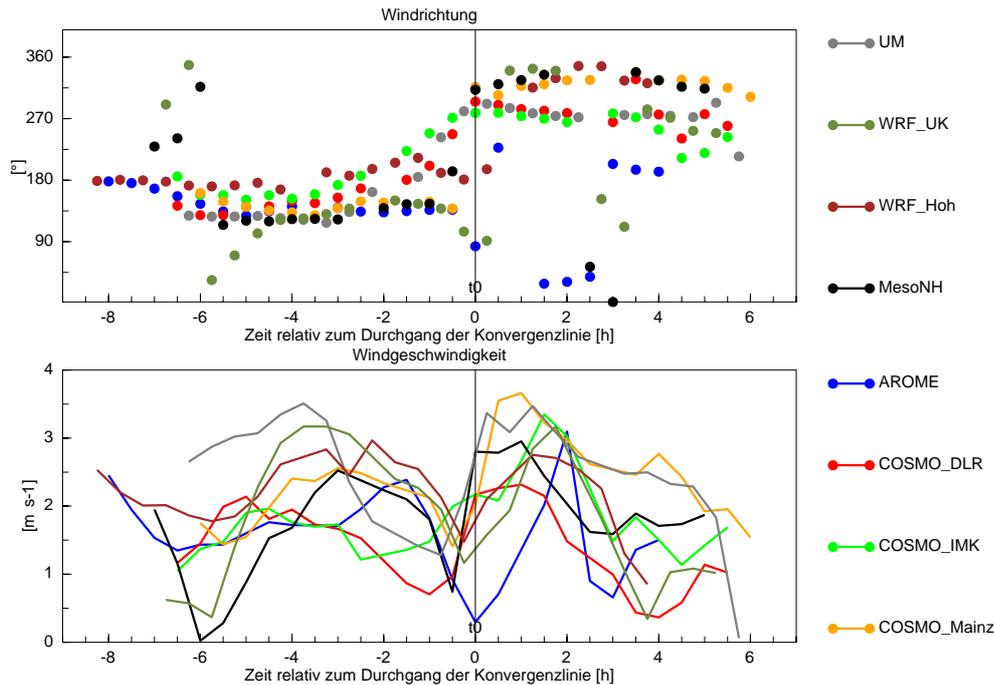


Abbildung 3.6: Windrichtung und Windgeschwindigkeit am festen Ort.

gang mit den höchsten Werten zur Mittagszeit. Mit Ausnahme des COSMO_DLR-Laufs nimmt die spezifische Feuchte während der Passage der Konvergenzlinie z. T. deutlich zu. Etwa 2 h danach nimmt sie allerdings in den Läufen COSMO_IMK, UM und AROME stark ab, während sie in den anderen Läufen konstant bleibt.

Während beim Mainzer COSMO-Lauf mit der Passage der Konvergenzlinie Θ_e stark ansteigt, fällt sie beim AROME-Lauf und dem COSMO-Lauf des IMK kurz nach der Passage deutlich ab. Die pseudo-potentielle Temperatur schwankt um bis zu 30 K. Das Maximum wird im Zeitintervall $t_0 \pm 1 h$ erreicht. Während beim Mainzer COSMO-Lauf mit der Passage der Konvergenzlinie Θ_e stark ansteigt, fällt sie beim AROME-Lauf und dem COSMO-Lauf des IMK kurz nach der Passage deutlich ab. In den Modellen AROME, MesoNH und COSMO-IMK geht Θ_e mit dem Zerfall der Konvergenzlinie um bis zu 15 K zurück (Abb. 3.8).

3.2.2 Kondensationsniveaus und Konvektionsindizes

Die CAPE beträgt morgens Werte wenig über Null (Abb. 3.9). Zum Zeitpunkt der Passage der Konvergenzlinie oder kurz danach wird die maximale CAPE erreicht. Diese beträgt meist zwischen 500 und 1500 J kg^{-1} , bei AROME und MesoNH werden 2000 J kg^{-1} erreicht, bei UM gerade mal 300 J kg^{-1} . Im AROME-Lauf reduziert sich die CAPE in den 2 h nach dem Durchgang der Konvergenzlinie (zwischen 14:00 und 16:00 UTC) von 2000 auf 0 J kg^{-1} , um danach wieder etwas anzusteigen. Zeitgleich setzt konvektiver Niederschlag ein. Die damit verbundene Abkühlung und der abnehmende absolute Feuchte führen zur Abnahme der CAPE. Bei allen anderen Modellen ist ein allmählicher Rückgang über die 4-6 h nach der Passage zu beobachten. Die CIN ist außerhalb der Konvergenzlinie mit 100 bis 300 J kg^{-1} vor allem in den Morgenstunden

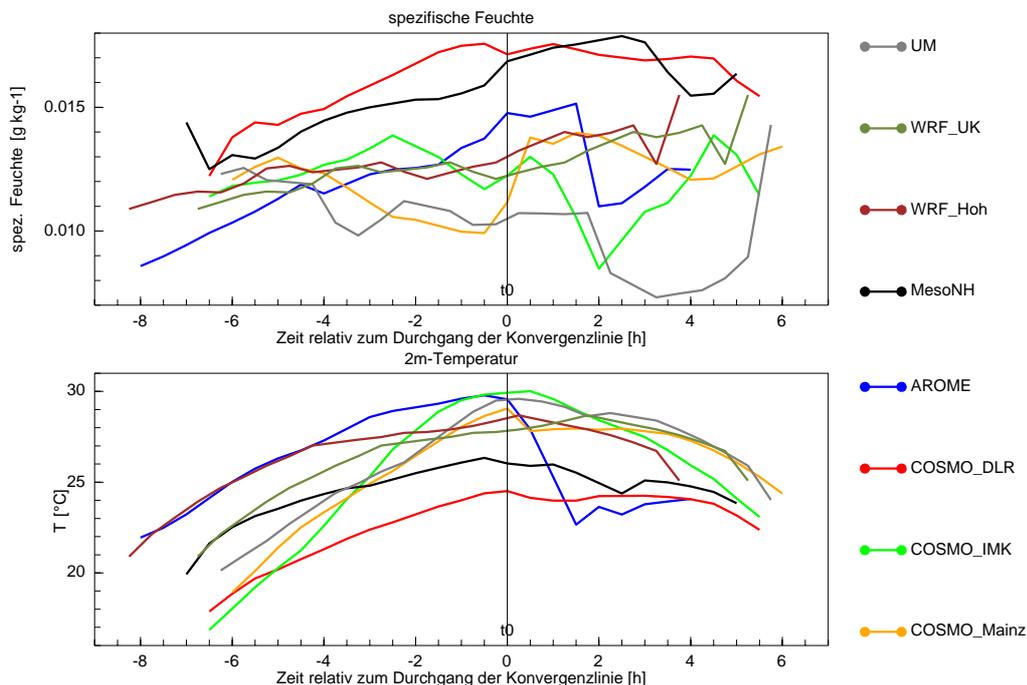


Abbildung 3.7: 2 m Temperatur und spezifische Feuchte am festen Ort.

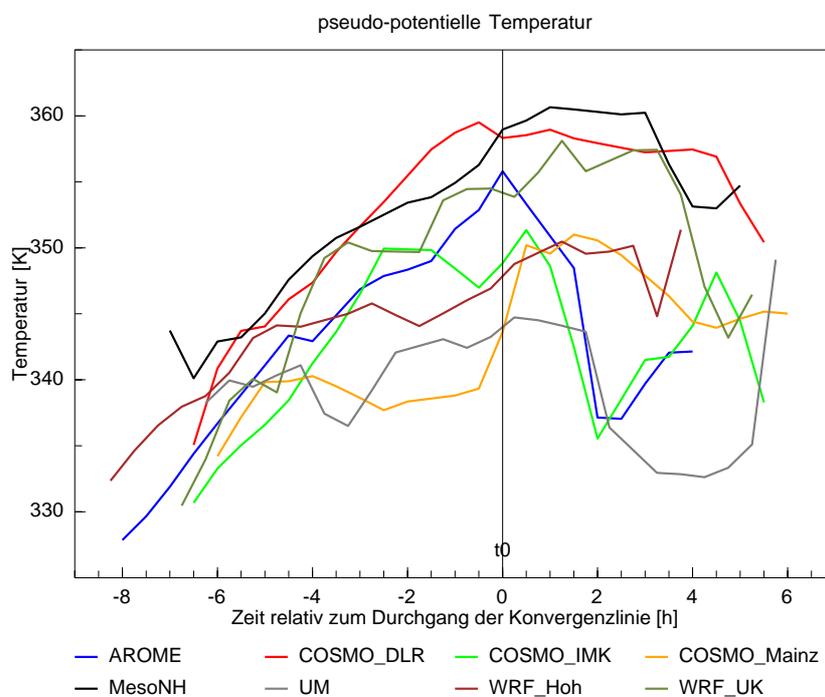


Abbildung 3.8: Die pseudopotentielle Temperatur Θ_e am festen Ort.

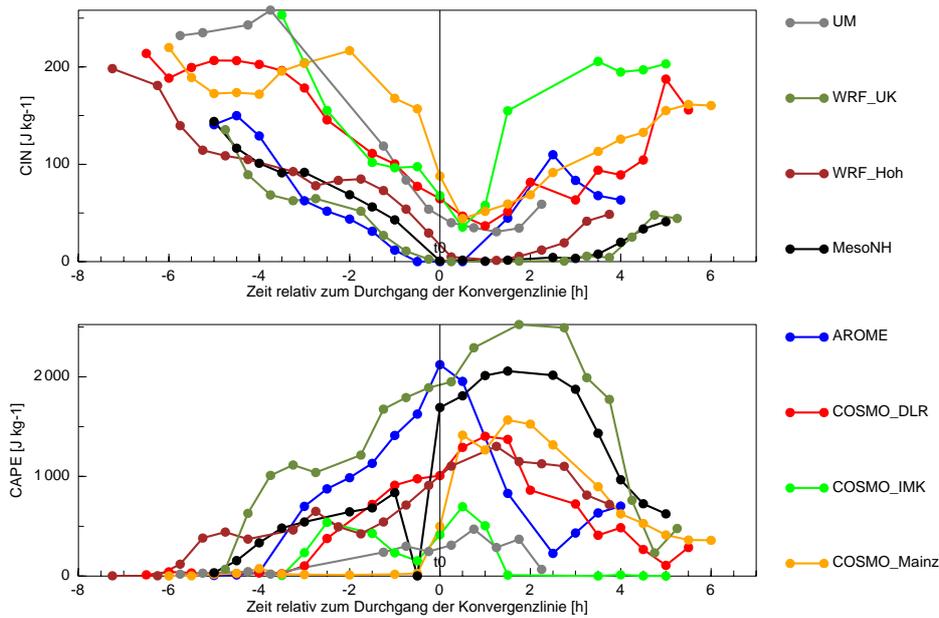


Abbildung 3.9: zeitlicher Verlauf der CAPE und CIN am festen Ort.

sehr hoch. Während und nach dem Durchgang der Konvergenzlinie sinkt die CIN vorübergehend auf 0 bis 100 J kg^{-1} ab. Ausfallwerte wurden aus den Daten entfernt, sodass diese nicht irrtümlich als CIN-Werte von 0 J kg^{-1} missdeutet werden. Etwa 3 h nach der Passage steigt die CIN in allen Modellen außer MesoNH wieder deutlich an.

Der KO-Index ist der einzige Konvektionsindex, der nicht aus der Mean-Layer berechnet wurde, da sein Definition dies ausschließt. Er ist über die Temperaturdifferenz zwischen mittlerer (500-700 hPa) und unterer (850-1000 hPa) Troposphäre definiert. Falls das Gelände oberhalb von 1000 hPa liegt, wird dieser Wert durch den Mittelwert der untersten 15 hPa über Grund ersetzt. Die Passage der Konvergenzlinie am festen Ort führt zu hohem Konvektionspotential in den 2 h nach der Passage (Abb. 3.10). Der LI sinkt dann von anfangs positiven Werten auf -3 bei COSMO_IMK und -7 K bei AROME ab, der KO-Index auf -12 bis -25 K . Während LI und KO-Index bei AROME, COSMO_IMK und UM 2 bzw. 3h nach Passage ein Maximum erreicht und die Werte danach wieder abfallen, steigen sie bei den übrigen Läufen ab 2 h nach der Passage kontinuierlich an. Eine weitere Ausnahme bildet dabei der KO-Index bei MesoNH, der 3 h nach Passage ein zweites, starkes Minimum zeigt. Die beiden Konvektionsindizes zeigen für fast alle Modelle einen proportionalen Verlauf, die einzige Ausnahme ist das zweite Minimum bei MesoNH.

Alle Modelle zeigen ein Ansteigen der pseudo-potentiellen Temperatur und ein Absinken des KO-Indexes mit den Maximalwerten zum Zeitpunkt der Konvergenzlinienpassage $\pm 2 \text{ h}$. Da sich der KO-Index aus dem vertikalen Gradienten von Θ_e zwischen mittlerer und unterer Atmosphäre berechnet, muss Θ_e in der mittleren Troposphäre weniger stark ansteigen als in Bodennähe, damit sich der Gradient, wie in den Modellergebnissen, erhöht.

Der LI berechnet sich aus dem Gradienten zwischen der Temperatur in 500 hPa und der Temperatur eines auf 500hPa gehobenen Luftpaketes. Zum Zeitpunkt der Passage der Konvergenzlinie

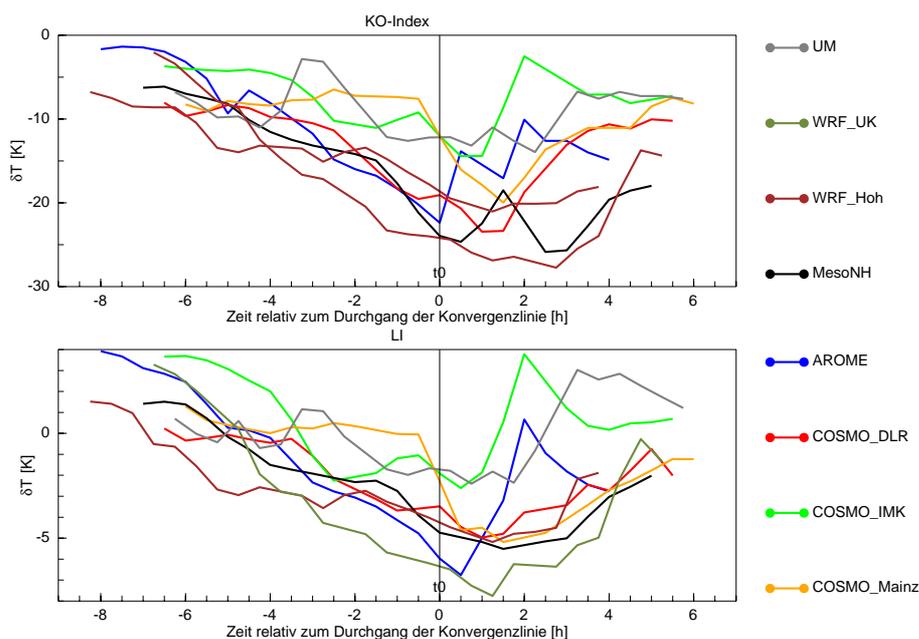


Abbildung 3.10: LI und KO am festen Ort.

sind zumeist 2m-Temperatur als auch die spezifische Feuchte am höchsten und der LI am niedrigsten. Der Unterschied zwischen gehobenem Luftpaket und Umgebungsluft ist besonders groß bei hoher Feuchte und starkem vertikalen Temperaturgradienten in der unteren Atmosphäre, so wie es sich auch in den Modellergebnissen präsentiert.

Das NFK liegt in den Modellen zunächst auf 3-4 km Höhe (Abb. 3.11). In den nächsten Stunden sinkt es ab, besonders deutlich während der Konvergenzlinienpassage. Etwa 1 h nach der Passage der Konvergenzlinie ist das Minimum erreicht mit 1 km Höhe bei MesoNH und WRF_UK, 1,5 km Höhe bei AROME und 2-3 km Höhe bei allen anderen Modellen. 2 h nach der Passage beginnt das NFK wieder anzusteigen, beim COSMO_IMK noch früher und bis auf 6 km Höhe. Bei MesoNH allerdings steigt es zeitlich verzögert wieder auf 2 km Höhe über Grund an.

Das GGN liegt zunächst in 5 km Höhe und steigt in den verschiedenen Modellläufen zu unterschiedlichen Zeitpunkten, spätestens jedoch zur Passage der Konvergenzlinie auf 10-12 km Höhe an. 2 h nach dem Durchgang der Konvergenzlinie sinkt das GGN wieder stark ab.

Anstatt der Auslösetemperatur, wurde deren Differenz zur 2m-Temperatur betrachtet. Diese Größe ist positiv, wenn die Auslösetemperatur überschritten wird und negativ, falls dies nicht der Fall ist. Die Temperaturdifferenz zwischen Auslöse- und 2 m-Temperatur verläuft in allen Modellen nahezu parallel (Abb. 3.12). Morgens beträgt der Unterschied noch -10 bis -15 K. Während der Passage der Konvergenzlinie wird die Auslösetemperatur bis zu 5 Stunden erreicht oder leicht überschritten. In dieser Zeit ist die Auslösung hochreichender Konvektion wahrscheinlich. Aufsteigende Luftpakete können nun rasch das NFK erreichen und danach schnell weiter aufsteigen, sofern sie nicht durch Einmischung trockener und/oder kühlerer Umgebungsluft ihren Auftrieb verlieren. Dies ist vermutlich bei Modellen wie COSMO_DLR der Fall. Dort wird die Auslösetemperatur 3,5 h lang überschritten, jedoch keine hochreichende Konvektion ausgelöst. Nach der

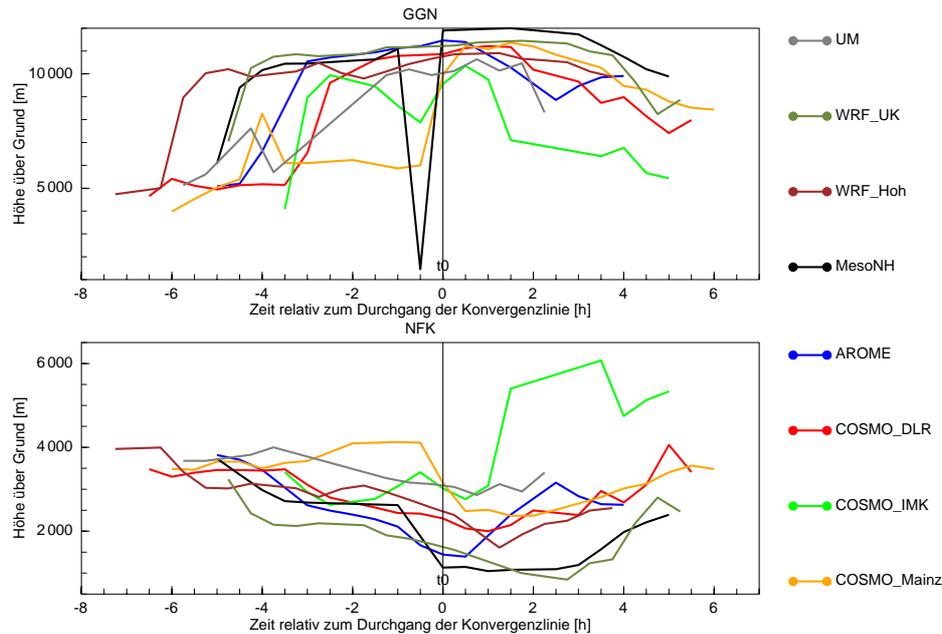


Abbildung 3.11: Konvektionsindizes GGN und NFK im zeitlichen Verlauf relativ zum Durchgang der Konvergenzlinie.

Passage der Konvergenzlinie fällt die 2m-Temperatur gegenüber der Auslösetemperatur in allen Modellen (unterschiedlich) schnell wieder ab.

Der Durchgang der Konvergenzlinie ist mit einem deutlichen Absinken des KKNs und einem leichten Absinken des HKNs verbunden (Abb. 3.13). Das KKN liegt zunächst zwischen 2000 und 3000 m Höhe über Grund und sinkt bei der Passage auf 1000-2000 m ab. Bereits 1 h nach der Passage steigen KKN und HKN in einigen Modellen (COSMO_IMK, AROME, UM) wieder stark an, bei den restlichen Modellen nur wenig.

In den Modellen UM und MesoNH fällt ab 14:00 UTC konvektiver Niederschlag (Abb. 3.14). Bei AROME und WRF_UK fällt der konvektive Niederschlag erst um 14:30 bzw. 14:45 UTC. Die Konvergenzlinie war in diesen Modellen stärker ausgeprägt. Die vertikale Ausdehnung betrug 1,5-5 km in den Läufen mit konvektivem Niederschlag und max. 1 km in den Läufen ohne konvektivem Niederschlag. Auch die vertikalen Windgeschwindigkeiten waren mit $2-10 \text{ m s}^{-1}$ deutlich höher. Die Auslösung des konvektiven Niederschlags fällt jeweils mit der maximalen Ausdehnung der Konvergenzlinie zusammen.

Die Passage der Konvergenzlinie wirkt sich sehr unterschiedlich auf die verschiedenen meteorologischen Variablen aus. Im Druckfeld ist die Konvergenzlinie als lokales Minimum bemerkbar. Die Passage der Konvergenzlinie spiegelt sich an der damit verbundenen Winddrehung und Windabnahme sehr gut wieder. Im Temperatur- und Feuchtefeld lässt sich kein Einfluss der Konvergenzlinie feststellen, dasselbe gilt für die pseudo-potentielle Temperatur. Dagegen ist in diesen Feldern die hochreichende Konvektion und der damit verbundene Niederschlag gut erkennbar. Die Kondensationsniveaus KKN und HKN erreichen ihr Minimum während der Passage. Besonders deutlich zeigt sich die Konvergenzlinie in der Auslösetemperatur. Während diese innerhalb der Konvergenzlinie überschritten wird, liegt außerhalb der Konvergenzlinie die Bodentemperatur

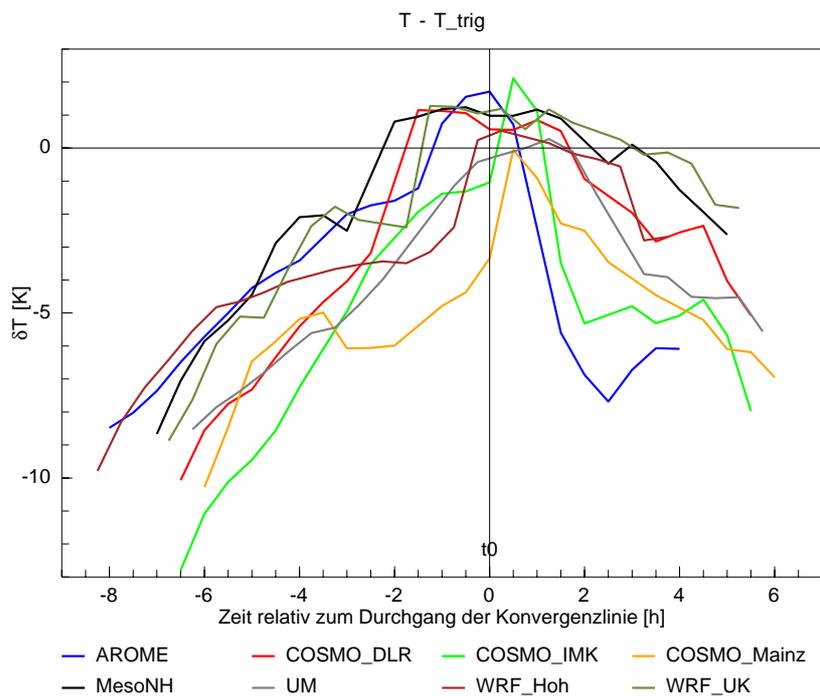


Abbildung 3.12: Temperaturdifferenz zwischen 2 m- und Auslösetemperatur am festen Ort.

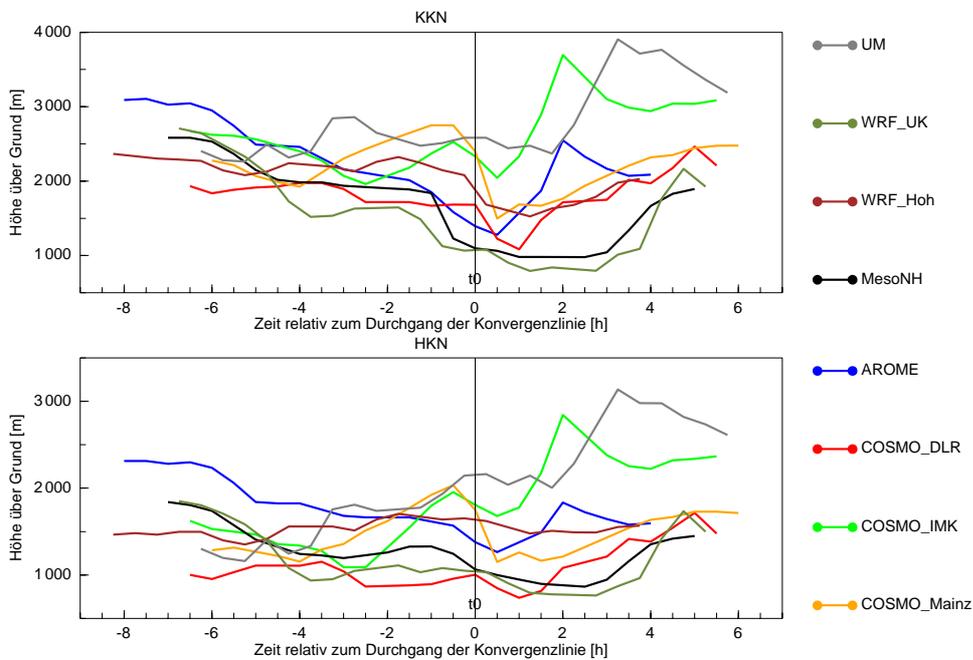


Abbildung 3.13: Die Kondensationsniveaus KKN und HKN am festen Ort.

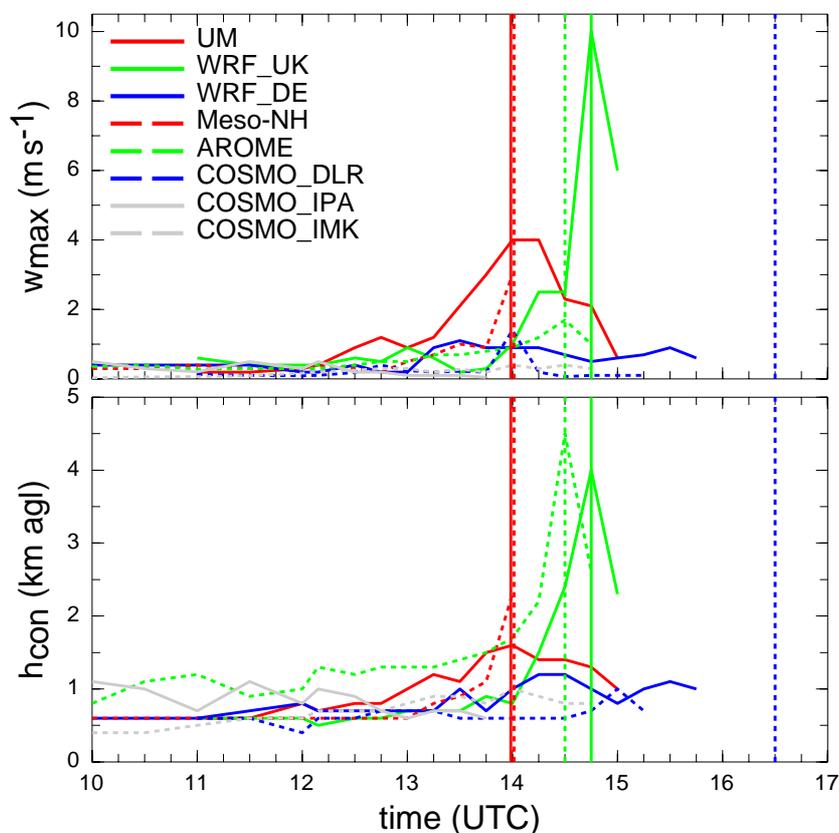


Abbildung 3.14: (a) Maximale Vertikalgeschwindigkeit w_{max} und (b) dazugehörige Höhe der bodennahen Konvergenz h_{con} über Grund. Vertikale Linien kennzeichnen die Zeitpunkte des ersten Niederschlags.

deutlich unter der Auslösetemperatur. Einsetzende hochreichende Konvektion führt zur raschen Abnahme der Konvektionsindizes (bzw. Zunahme von CIN, LI und KO-Index). Die Modelle mit hochreichender Konvektion weisen eine deutlich stärker ausgebildete Konvergenzlinie auf als die Modelle ohne hochreichende Konvektion.

3.3 Lebenszyklus der Konvergenzlinie

Um die Änderung der Konvergenzlinie während ihres Lebenszyklusses zu analysieren, wurde die Änderung derselben Größen wie auch am festen Ort in einem der Konvergenzlinie folgenden, mitbewegten Koordinatensystem betrachtet. Dazu wurde die Konvergenzlinie bei ihrer Verlagerung breitengradparallel, sofern möglich, mitverfolgt, oft wurde auch ein Konvergenzmaximum innerhalb der Konvergenzlinie verfolgt (Abb. 3.1-3.3).

Die Druckänderungen des Bodendrucks hängen stark von der Höhenlage ab. In dem bergigen Gebiet, in dem sich die Konvergenzlinie befand, war dies der dominierende Effekt, somit lässt sich aus den Druckwerten allenfalls die Änderung der Höhenlage ablesen. Da der auf Meeresniveau reduzierte Druck nicht in allen Modellen verfügbar war, wird hier auf die Darstellung des Druckes verzichtet.

Großräumig trennt die Konvergenzlinie einen Bereich mit südöstlicher Anströmung im Osten und einer westlichen Anströmung im Westen. Am Ort einer Konvergenzlinie ist es typischerweise schwachwindig (Wilson, 1992). Innerhalb der Konvergenzlinie ist die Strömung stark variabel. Der Wind schwankt in den Modellen zwischen 0 und 4 m s^{-1} , es dominieren westliche bis nördliche Richtungen (Abb. 3.15). Die große Variabilität ist aufgrund des Verfahrens der Ortsbestimmung zu erwarten. Der Ort der Konvergenzlinie wurde manuell aus den Abbildungen der Konvergenzfelder anhand eines Gitters mit 0.05° Auflösung abgelesen. Dieses Verfahren hat eine maximale Abweichung von 0.02° geographischer Breite und Länge. Der manuell bestimmte Ort der Konvergenzlinie kann somit 1-2 Kilometer neben der tatsächlichen Konvergenzlinie liegen. Die horizontale Windscherung ist jedoch im Umfeld der Konvergenzlinie sehr groß, woraus sich auch große Unterschiede des Bodenwindes bei geringer räumlicher Abweichung ergeben.

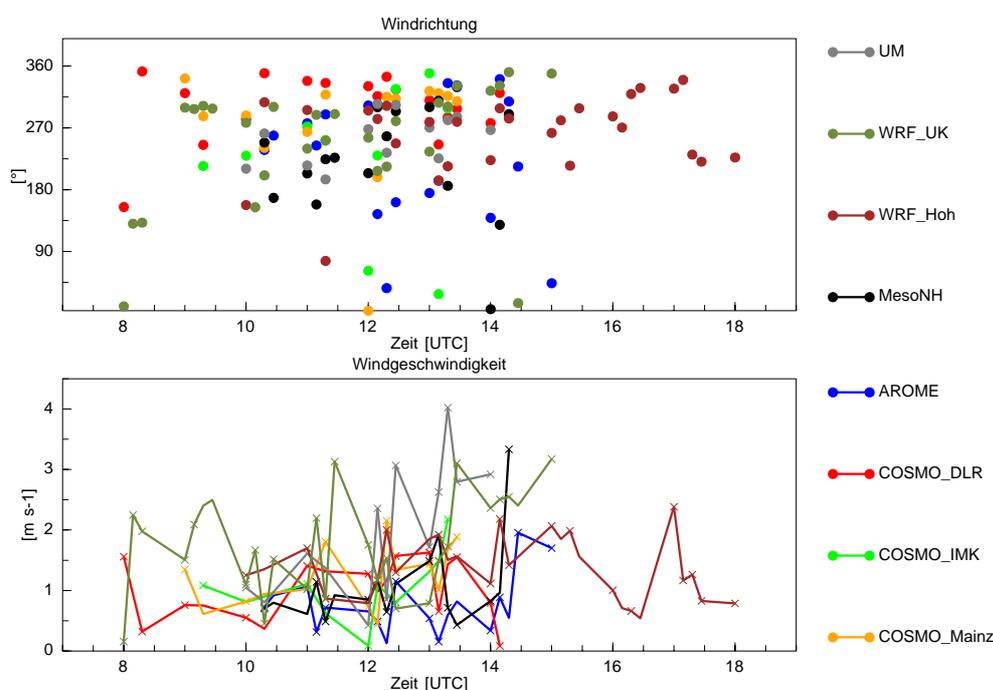


Abbildung 3.15: Windrichtung und Windgeschwindigkeit am Ort der Konvergenzlinie.

Bei der 2m-Temperatur ist der Tagesgang durch kleinere Schwankungen überlagert (Abb. 3.16). Ein Grund für diese Schwankungen sind mit Sicherheit die unterschiedlichen Landoberflächen und Höhenlagen, die im Lebenszyklus der Konvergenzlinie überquert werden. Bei AROME ist zwischen 14:00 und 15:00 UTC ein Temperatursturz um 8 K zu beobachten. Der Temperaturrückgang wird durch einsetzenden konvektiven Niederschlag ausgelöst. Die spezifische Feuchte zeigt ebenfalls einen von schwachen Schwankungen überlagerten Tagesgang. Bei AROME ist zeitgleich mit dem Temperaturrückgang ein Ansteigen der spezifischen Feuchte verbunden. Die Modellläufe UM und COSMO-Mainz sind trockener ($10\text{--}12\text{ g kg}^{-1}$) und wärmer (bis $30\text{ }^{\circ}\text{C}$), MesoNH und COSMO-DLR kühler (um $25\text{ }^{\circ}\text{C}$) und feuchter ($16\text{--}18\text{ g kg}^{-1}$). Die anderen Modelle befinden sich dazwischen.

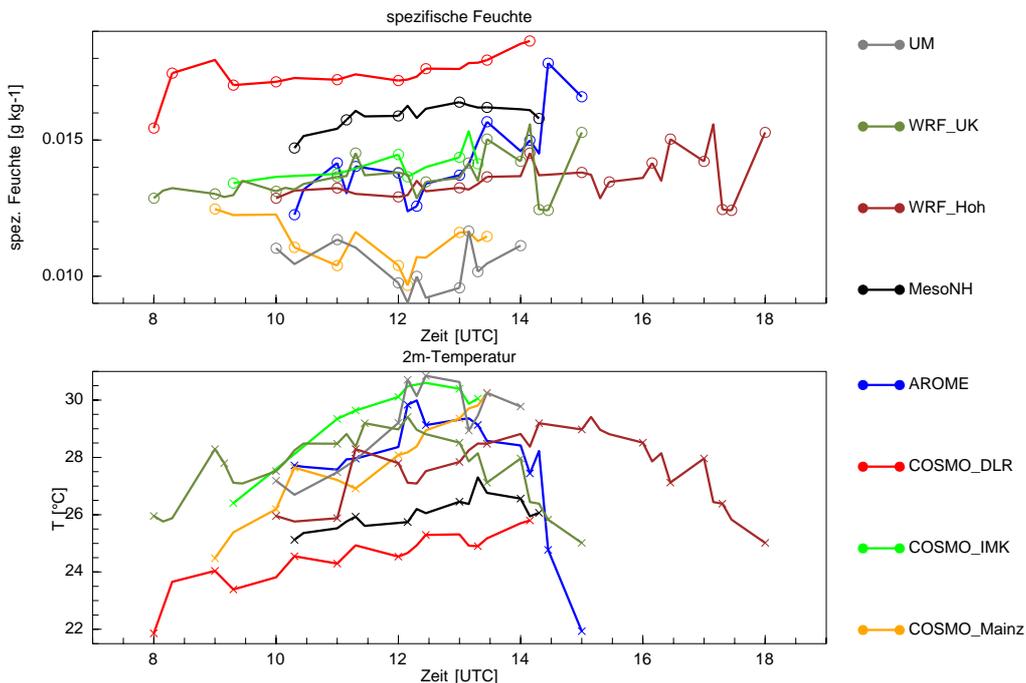


Abbildung 3.16: 2 m Temperatur und Feuchte am Ort der Konvergenzlinie.

Die pseudo-potentielle Temperatur (Θ_e) zeigt einen Tagesgang mit einem Maximum zwischen 12:00 und 14:00 UTC (Abb. 3.17). In einigen Modellen sinkt sie ab, während die Konvergenzlinie zerfällt (AROME, MesoNH, COSMO-IMK). UM und COSMO-Mainz haben eine niedrige, COSMO-DLR eine sehr hohe pseudo-potentielle Temperatur. Den größten Tagesgang hat Θ_e bei WRF-UK.

Mit Ausnahme des UM-Laufs steigt in allen Modellen im Tagesverlauf die CAPE an und erreicht zwischen 13:00 und 14:00 UTC ihr Maximum (Abb. 3.18). Während bei den COSMO-Läufen nur $800\text{--}1500\text{ J kg}^{-1}$ erreicht werden, übersteigt die CAPE bei MesoNH 2000 und bei AROME gar 2500 J kg^{-1} . Bei AROME fällt die CAPE von 14:00-15:00 UTC deutlich ab. Der WRF_Hoh-Lauf zeigt in den Nachmittagsstunden nur eine langsame Abnahme der CAPE. Die CIN ist in den Morgenstunden bei den COSMO-Läufen mit über 100 J kg^{-1} stark ausgeprägt und sinkt auch im Tagesverlauf nie ganz auf Null ab. Dagegen ist die CIN in den anderen Läufen schon morgens niedriger und erreicht zwischen 11:00 und 12:30 UTC dann den Wert Null. Bis 14:00 UTC bleibt

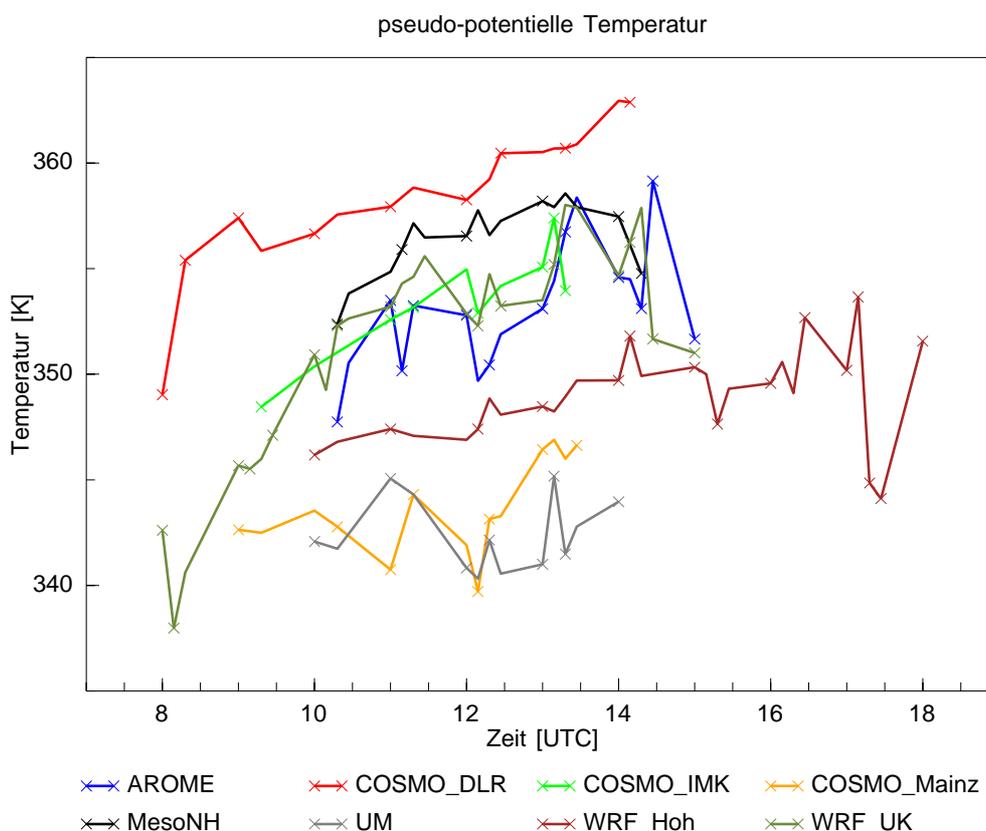


Abbildung 3.17: Die pseudo-potentielle Temperatur Θ_e am Ort der Konvergenzlinie.

die CIN auch konstant bei Null. Bei AROME steigt sie danach wieder an, bei WRF_Hoh werden erst in den Abendstunden wieder Werte über Null erreicht.

Die Konvektionsindizes LI und KO zeigen ein deutliches Minimum zwischen 12:00 und 14:00 UTC (negative Werte sind mit hohem Konvektionspotential verbunden) (Abb. 3.19). Der LI sinkt auf -3 bis -7 K ab, je nach Modell. Der KO-Index erreicht -15 bis -25 K. Beim UM-Lauf sind die Indizes nur schwach negativ bis positiv, sie steigen vormittags sogar an, im Gegensatz zu allen anderen Modellen. Die niedrigsten Werte des LI werden bei AROME und MesoNH erreicht, beim KO-Index sind es dagegen COSMO_DLR und MesoNH. Um 14:00 UTC steigt bei AROME der LI stark an, dasselbe zeigt sich für KO bei AROME und MesoNH.

Die Höhenlevel NFK und GGN können aufgrund ihrer Definition nicht zu allen Zeitpunkten berechnet werden. Dies erschwert die Interpretation dieser Größen. Das NFK liegt vormittags zwischen 2.5 und 4 km Höhe über Grund. Während es bei den COSMO-Läufen nur wenig absinkt, fällt es bei AROME, MesoNH und UM auf ca. 1-2 km Höhe ab (Abb. 3.20). Die CIN berechnet sich aus der Schicht unterhalb des NFK. Wenn sich dieses dem Erdboden nähert, wie hier der Fall, bedeutet dies allgemein auch ein Abnehmen der CIN. Der genaue Zeitpunkt und Wert der Minima kann aufgrund der nicht definierten Werte nur grob abgeschätzt werden. Das GGN liegt meist zwischen 9 und 12 km Höhe, also nahe der Tropopause. Bei COSMO_Mainz liegt es morgens allerdings noch in 5 km Höhe und steigt erst gegen 12:00 auf 9-10 km Höhe an. Bei MesoNH

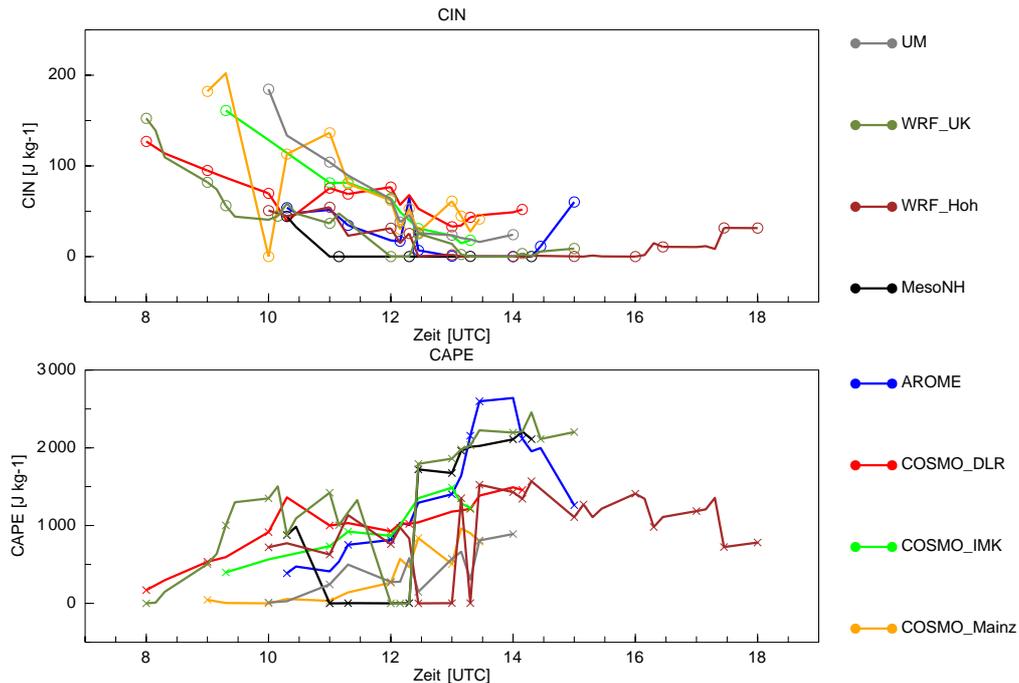


Abbildung 3.18: CIN und CAPE im Lebenszyklus am Ort der Konvergenzlinie.

und WRF_Hoh springt das GGN zwischen 10-11 und 1-2 km Höhe hin und her (nicht gezeigt). Beim unteren Niveau sorgt eine schwache Inversion in den Modellen MesoNH, COSMO_IMK und WRF_Hoh zeitweise dafür, dass das GGN nur wenig über dem NFK liegt. Meist ist diese Inversion jedoch zu schwach ausgeprägt und der Aufstieg kann in die labilere freie Atmosphäre bis an den Rand der Troposphäre erfolgen.

Die Temperaturdifferenz T_{diff} zwischen Auslösetemperatur und 2m-Temperatur ist innerhalb der Konvergenzlinie mit maximal ± 5 K immer relativ gering (Abb. 3.21). Morgens ist sie durchweg negativ und erreicht zwischen 10:00 und 12:00 UTC den positiven Bereich. Zwischen 10:00 bzw. 12:00 und 14:00 UTC ist sie in den meisten Modellen dann leicht positiv, der Mainzer COSMO-Lauf erreicht nur kurzzeitig um 12:00-12:30 UTC die Auslösetemperatur. Sehr auffällig ist der Verlauf bei AROME, wo um 12:15 UTC die Temperaturdifferenz kurzzeitig +5 K erreicht. Um 14:00 UTC fällt dann die Temperaturdifferenz von +1 K auf -5 K ab. In den übrigen Läufen bleibt sie auch im weiteren Verlauf meist positiv oder nur schwach negativ. Insgesamt wird die Auslösetemperatur von vielen Modellen über längere Zeit überschritten. Im allgemeinen ist dann an dieser Stelle mit der Auslösung von hochreichender Konvektion zu rechnen, was in den Modellen allerdings nur teilweise geschehen ist.

Innerhalb der Konvergenzlinie zeigen die beiden Kondensationsniveaus KKN und HKN keinen deutlichen Trend (Abb. 3.22). Neben einigen Schwankungen um den Mittelwert ist allenfalls beim KKN ein leichtes Absinken um 13:00-14:00 UTC zu beobachten. Bei AROME fällt das HKN zwischen 14:00 und 15:00 UTC auf unter 1000 m über Grund ab. Der UM-Lauf weicht stark von den übrigen ab. Hier steigen KKN und HKN von 10:00 auf 11:00 UTC stark an und liegen dann ca. 2 km über den Kondensationsniveaus der anderen Modelle. Insgesamt sind die Abweichungen zwischen den Modellen als die Schwankungen in den Zeitreihen.

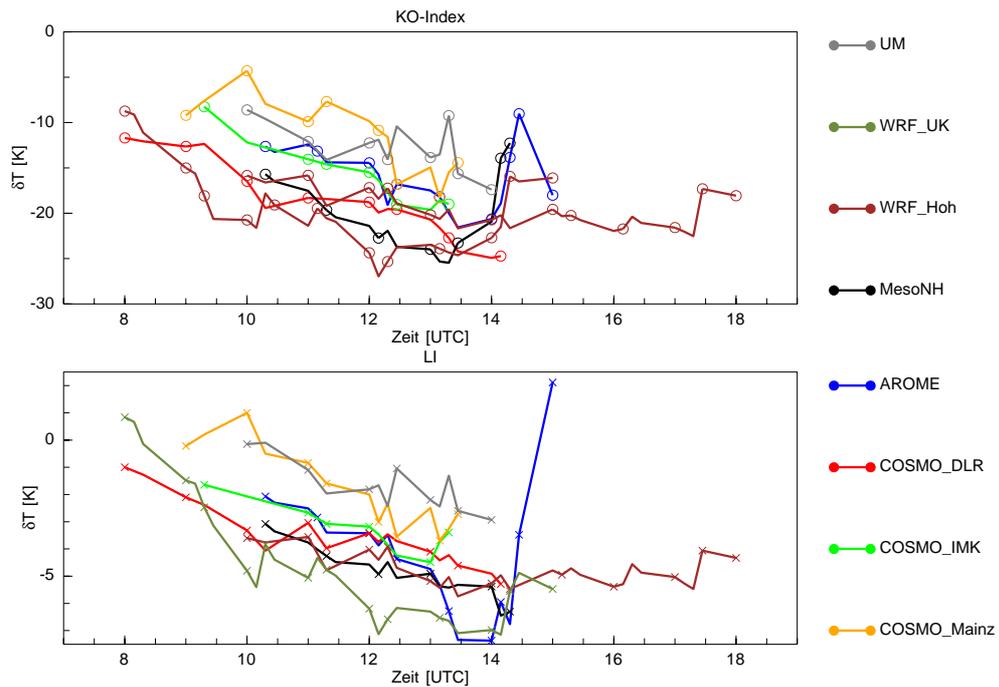


Abbildung 3.19: Entwicklung der Konvektionsindizes KO und LI im Lebenszyklus der Konvergenzlinie

Im mitbewegten Koordinatensystem ist der Tagesgang der Variablen aufgrund der Erwärmung des Erdbodens deutlich zu erkennen. Zwischen etwa 12:00 und 14:00 UTC zeigen alle Parameter in allen Modellen ein hohes Konvektionspotential an. Dies nimmt sehr rasch bei einsetzendem Niederschlag ab. Im Vergleich zur Umgebung der Konvergenzlinie ist das Konvektionspotential den gesamten Lebenszyklus der Konvergenzlinie in allen Modellen erhöht.

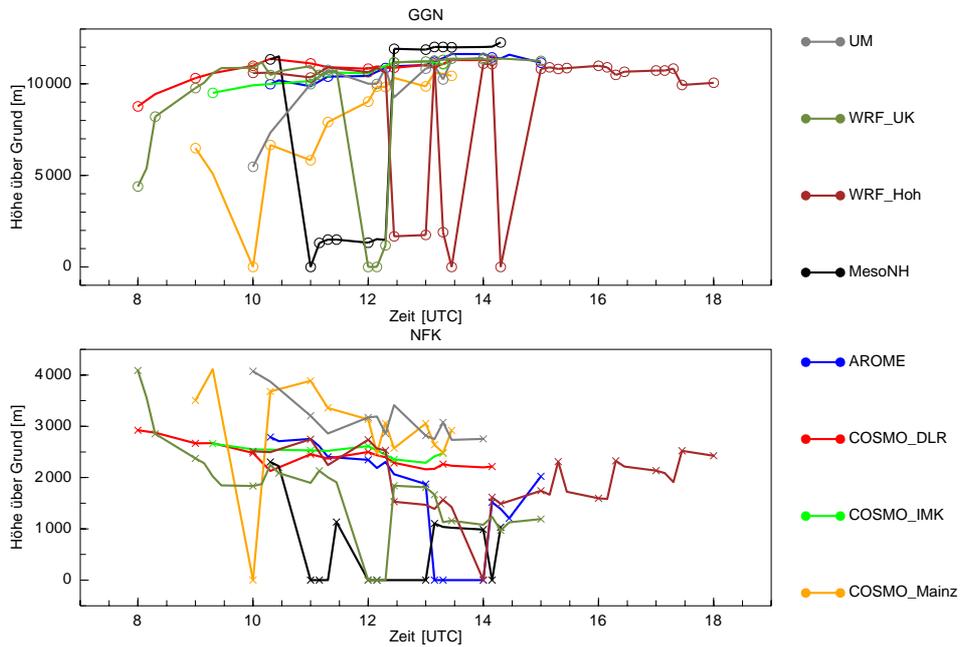


Abbildung 3.20: Höhe des GGN und NFK über Grund am Ort der Konvergenzlinie.

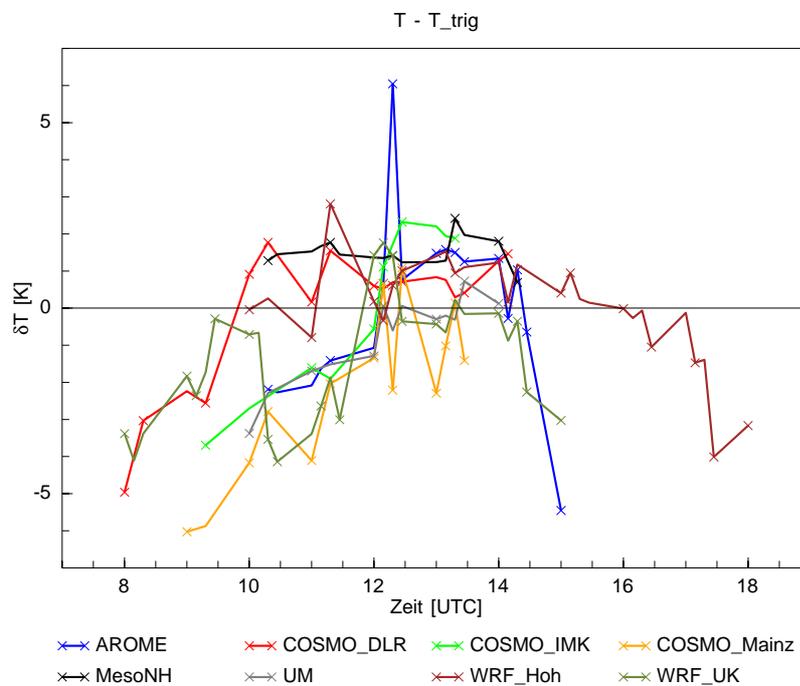


Abbildung 3.21: Temperaturdifferenz zwischen 2 m-Temperatur und Auslösetemperatur am Ort der Konvergenzlinie.

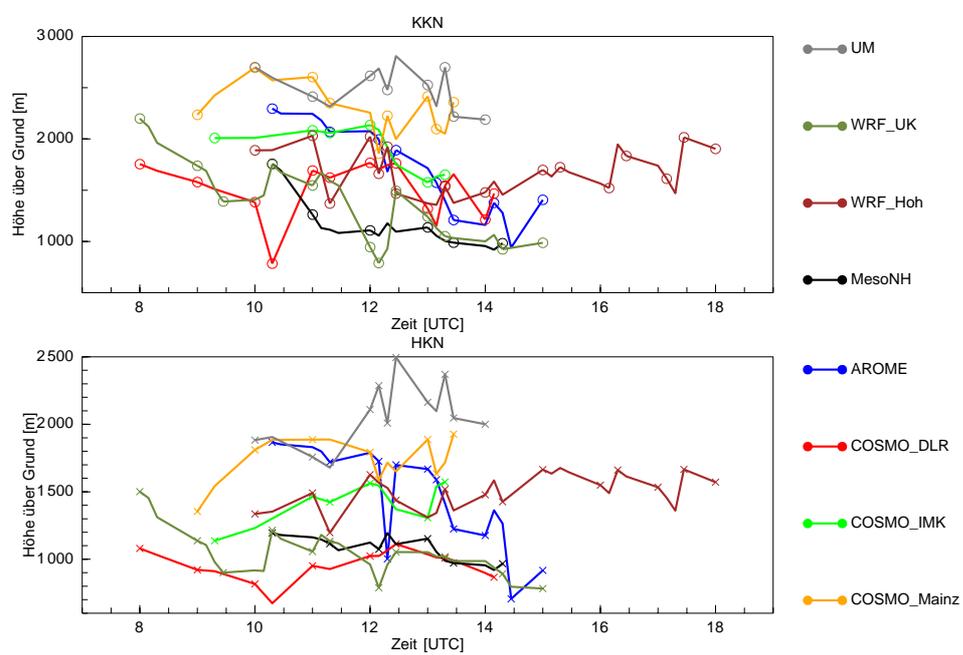


Abbildung 3.22: Höhe der Kondensationsniveaus KKN und HKN über Grund im Lebenszyklus der Konvergenzlinie.

3.4 Direktvergleich von Modellen mit und ohne Auslösung hochreichender Konvektion

Um einen direkteren Einblick in die Unterschiede zwischen den Modellen mit Konvektionsauslösung (erfolgreich) und den Modellen ohne Konvektionsauslösung (nicht erfolgreich) zu bekommen, wurden diesmal nicht alle Modelle betrachtet, sondern nur Vertreter der zwei Kategorien. In diesem Abschnitt wird nun der COSMO-Lauf als Vertreter der nicht erfolgreichen Modelle mit zwei Vertretern der erfolgreichen Modelle (MesoNH, WRF_UK) verglichen. Außerdem wurden meteorologische Variablen zwischen Konvergenzlinie und deren Umgebung verglichen. Es wurde jeweils ein Zeitpunkt gewählt, an dem die Konvergenzlinie stark ausgeprägt war, aber noch keine hochreichende Konvektion ausgelöst wurde.

Im Vertikalschnitt durch die Konvergenzlinie aus dem COSMO-Lauf des IMK ist die typische Struktur gut zu erkennen (Abb. 3.23). Während oberhalb von 2000 Metern eine westliche Grundströmung vorherrscht, ist der Wind östlich der Konvergenzlinie schwach rückläufig. An der Ostflanke des Schwarzwaldes zwischen 8.3 und 8.4° östlicher Länge befindet sich unterhalb 1500 m die Konvergenzlinie. Direkt darüber in etwa 2 km Höhe befindet sich ein starkes Divergenzgebiet. Die Konvergenzlinie ist insgesamt feuchter als die Umgebung. Diese feuchtere Luft wird innerhalb der Konvergenzlinie emporgehoben, so dass bis in etwa 2 km Höhe die spezifische Feuchte deutlich erhöht ist. Entsprechend erniedrigt ist die CIN und stark erhöht ist die CAPE gegenüber der Umgebung. Trotz dieses CAPE-Maximums und CIN-Minimums innerhalb der Konvergenzlinie wurde im COSMO_IMK-Lauf keine Konvektion ausgelöst.

Beim MesoNH-Lauf zeigt sich eine komplexe Struktur von Konvergenz/Divergenzgebieten mit den stärksten Gradienten nahe des Erdbodens (Abb. 3.24a). Die Konvergenzlinie befindet sich direkt über dem Erdboden zwischen 8,3 und 8,4° östlicher Länge und ist etwas schmaler als beim COSMO_IMK-Lauf. Sie wird nach oben begrenzt von einer starken Divergenzzone. Innerhalb der Konvergenzlinie wird aufgrund des Auftriebs die Feuchte innerhalb und oberhalb der Konvergenzlinie in einem schmalen Streifen erhöht und die potentielle Temperatur erniedrigt (Abb. 3.24b). Am Erdboden selbst ist die Konvergenzlinie im Feld der Feuchte und pseudo-potentiellen Temperatur nicht zu erkennen. Hier haben vermutlich andere Variablen wie Vegetation, Hangneigung, Bodenfeuchte, Geländehöhe einen größeren Einfluss (Abb. 3.24c).

Gegenüber dem COSMO-Lauf unterscheidet sich die Struktur der Konvergenzlinie durch höhere Gradienten im Divergenzfeld und einen schmalen, aber höherreichenden Feuchteanstieg oberhalb der Konvergenzlinie. Während im COSMO-Lauf die Feuchte nur bis in 2-3 km erhöht ist, lässt sich bei MesoNH noch in über 4 km Höhe eine erhöhte Feuchte nachweisen. Möglicherweise ist dieser Feuchtetransport in größere Höhen schließlich für die Konvektionsauslösung verantwortlich gewesen.

Im WRF_UK-Lauf sind etwa eine halbe Stunde vor Konvektionsauslösung eine ganze Reihe von Konvergenzlinien zu sehen (Abb. 3.25a). Die den anderen Modellen entsprechende ist aber die Konvergenzlinie bei 8.4° Länge. Die bis in 2,5 km Höhe reichende zugehörige Divergenzzone ist sehr gut erkennbar. Auch hier wird feuchte Luft in der Konvergenzlinie nach oben transportiert

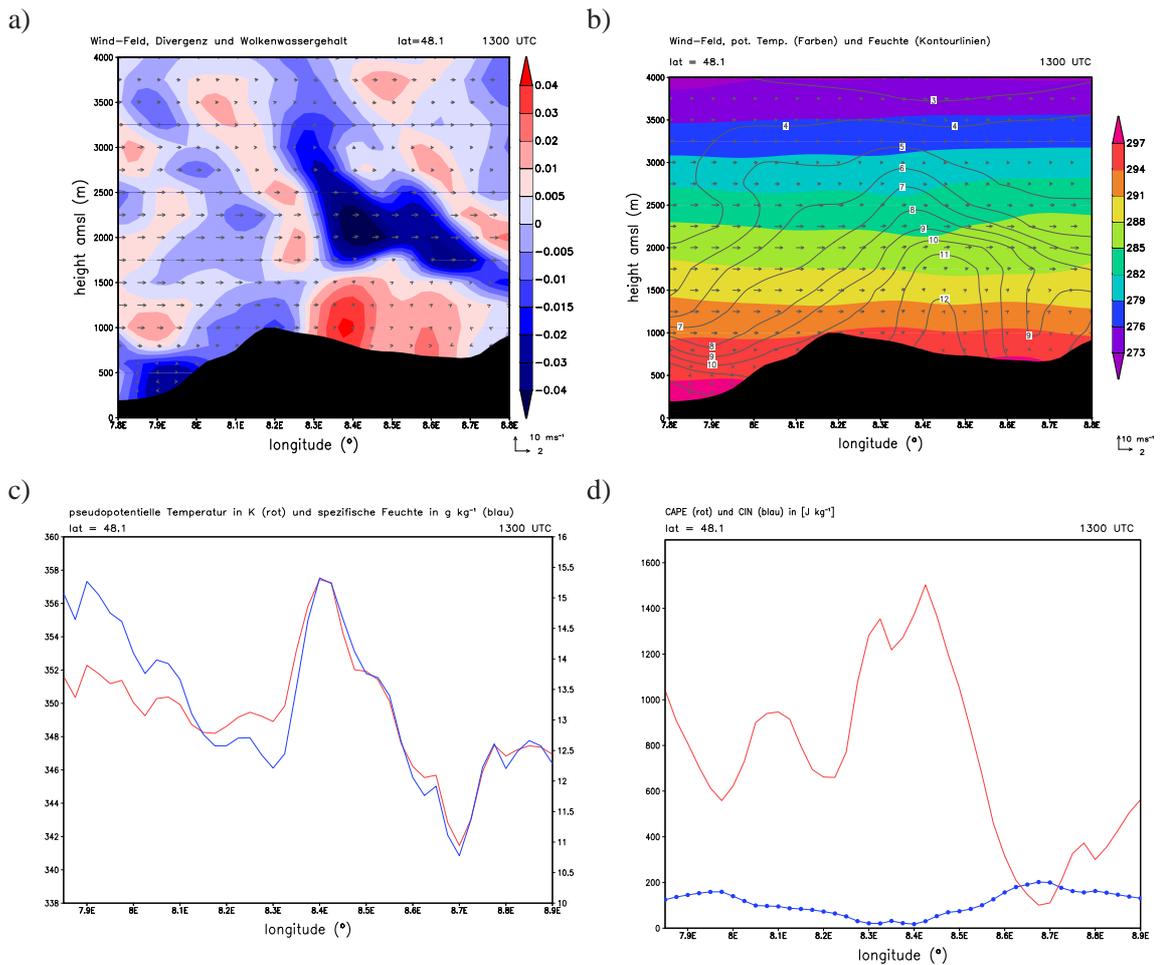


Abbildung 3.23: Schnitt durch die Konvergenzlinie entlang 48,1°N bei COSMO_IMK: a) Vertikalschnitt mit Divergenzfeld (Farbskala); b) pot. Temperatur in K (Farbskala) und spezifische Feuchte in g kg^{-1} (Konturlinien); c) pseudopotentielle Temperatur in K (rot) und spezifische Feuchte in g kg^{-1} (blau) am Erdboden; d) CAPE (rot) und CIN (blau) in J kg^{-1} .

(Abb. 3.25b). Im Gegensatz zum MesoNH-Lauf ist die potentielle Temperatur oberhalb 2000 m gegenüber der Umgebung leicht erhöht. Wie bei MesoNH ist auch bei WRF_UK im Bodengebiet von pseudo-potentieller Temperatur- und Feuchte der Einfluss der Konvergenzlinie nicht zu identifizieren. Der größte Unterschied zu COSMO_IMK ist wie auch bei MesoNH eine schmalere, höherreichende Zone erhöhter Feuchte, die bei WRF_UK bis in 3,5 km Höhe reicht und eventuell die hochreichende Konvektion ausgelöst hat.

In allen drei Modellen liegt die Konvergenzlinie direkt auf dem Boden auf und ist begleitet von einer dazugehörigen Divergenzzone direkt über der Konvergenzlinie (eigentlich gehört dieser Bereich noch zu derselben Struktur). Klar identifizierbar ist in allen Modellen die mit dem Aufsteigen der Luft in der Konvergenzlinie verbundene Erhöhung der Feuchte. Während aber bei MesoNH die aufsteigende Luft zu einer Erniedrigung der potentiellen Temperatur gegenüber der Umgebung führt, ist bei COSMO_IMK keine Änderung und bei WRF_UK sogar ein leichter Anstieg der potentiellen Temperatur zu erkennen. In den erfolgreichen Läufen MesoNH und

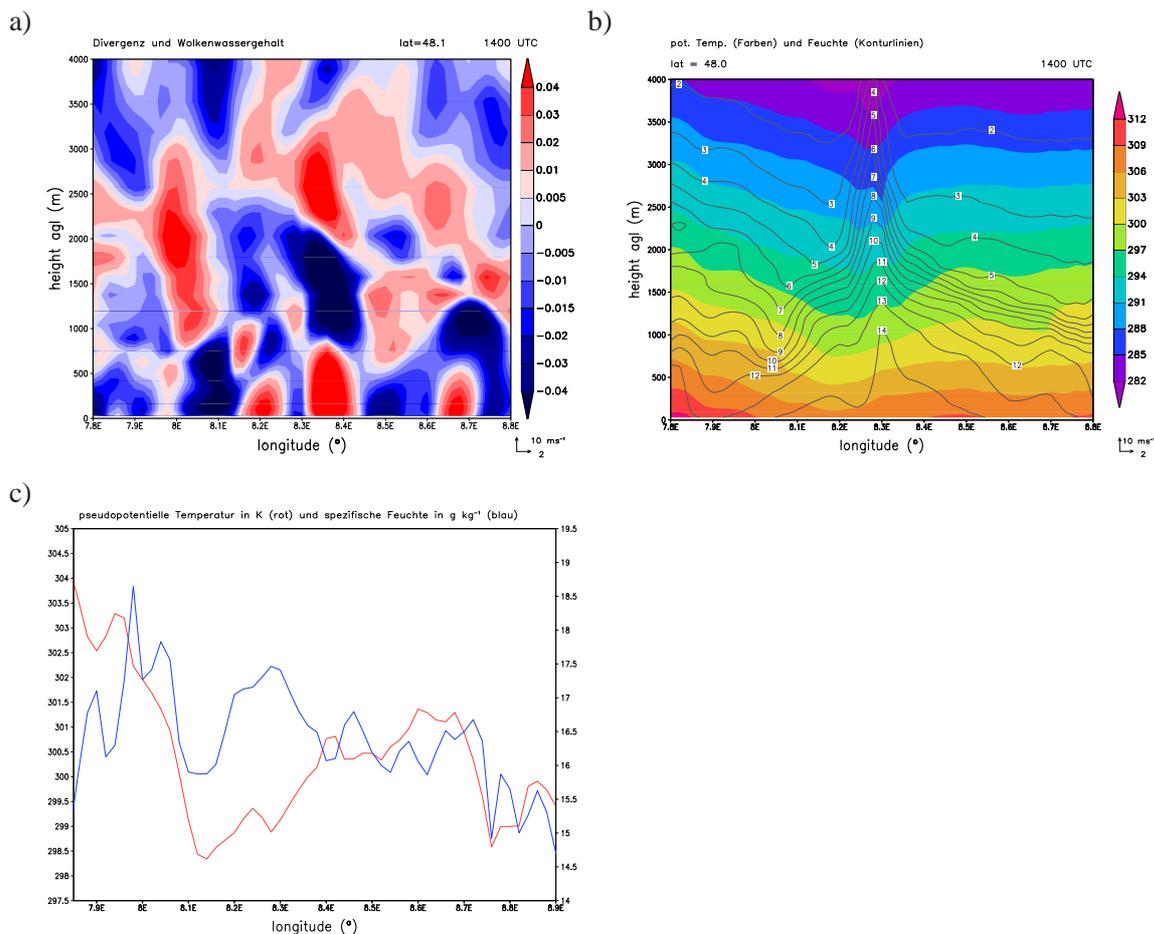


Abbildung 3.24: wie Abb. 3.23 jedoch MesoNH; bei a) und b) Höhe über Grund; CAPE und CIN waren keine Ausgabegrößen.

WRF_UK gelangte die Feuchte vom Boden in größere Höhen als im erfolglosen COSMO_IMK-Lauf und begünstigte damit die Auslösung hochreichender Konvektion zusätzlich. Im Bodenfeld der pseudopotentiellen Temperatur und spezifischen Feuchte ließ sich im COSMO_IMK-Lauf eine Erhöhung der beiden Größen in der Konvergenzlinie feststellen. In den beiden erfolgreichen Modellen zeigte die Konvergenzlinie keinen nachweisbaren Einfluss auf die beiden Größen. Im COSMO_IMK-Lauf war innerhalb der Konvergenzlinie die CAPE erhöht und die CIN erniedrigt. Im MesoNH-, und WRF-Modell sind CAPE und CIN keine Ausgabegrößen. Deswegen konnten diese Konvektionsindizes nicht dargestellt und mit dem COSMO_IMK-Lauf verglichen werden.

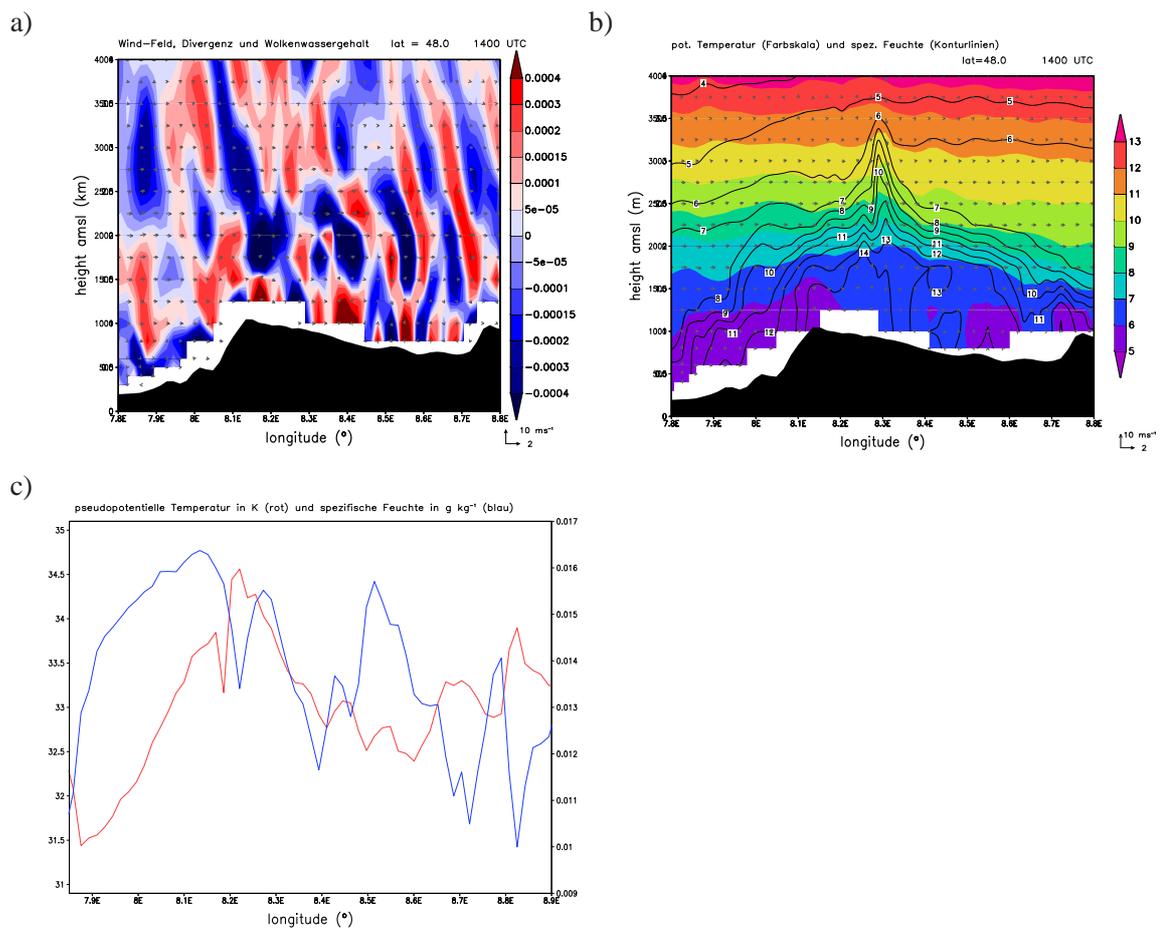


Abbildung 3.25: wie Abb. 3.23 jedoch WRF_UK; CAPE und CIN waren keine Ausgabegrößen.

3.5 Sensitivitätsstudien mit dem COSMO-Modell

Der im Modellvergleich getestete COSMO-Lauf des IMK erzielte nicht das gewünschte Resultat. Im Gegensatz zur Beobachtung war die Hebung an der Konvergenzlinie im Modelllauf nicht ausreichend für die Auslösung hochreichender Konvektion. Die Unterschiede zur realen Entwicklung waren groß genug, um eine grundsätzlich andere Wetterentwicklung zur Folge zu haben. Da der Zustand und die Dynamik in der Atmosphäre im Modell durch ein Modellgitter repräsentiert wird, können subskalige Effekte vom Modell nicht aufgelöst werden. Um diese Fehlerquelle zu minimieren, wurde die Modellauflösung in mehreren Schritten erhöht. In einem Satz von 5 Modellläufen wurde sowohl die horizontale Modellauflösung als auch die Anzahl der vertikalen Schichten in der Grenzschicht erhöht. Trotz dieser erhöhten räumlichen Informationen änderten sich die Modellvorhersagen nur wenig. Keine der Änderungen bewirkte die Auslösung hochreichender Konvektion im Modell.

Der erste Lauf C1 war als Referenzlauf gedacht und wurde unter Verwendung der aktuellen Modellversion (COSMO 4.18) mit den gleichen Einstellungen gestartet wie der Lauf aus dem Modellvergleich (Tab. 3.2). Der zweite Lauf wurde nun mit 1 km statt bisher 2,8 km Auflösung gerechnet. Der dritte Lauf C3 diente lediglich als Antriebsdaten für die weiteren Läufe mit 1 km Auflösung. Für den vierten (1 km) Lauf C4 wurde ein Referenzlauf mit 2,8 km Auflösung als Antriebsdaten verwendet. Der fünfte Lauf C5 wurde wieder mit 2,8 km Auflösung und 10 zusätzlichen vertikalen Schichten in der Grenzschicht gerechnet, der Zeitschritt wurde von 25 auf 20 s erhöht. Der letzte Lauf C6 wurde mit einem 2,8 km-Lauf angetrieben und mit 1 km Auflösung und 5 zusätzlichen vertikalen Schichten in den untersten 1450 m gerechnet.

Tabelle 3.2: Übersicht über die Auflösung und Parameter der COSMO-Läufe

Lauf	Auflösung [km]	Antriebsdaten	Anmerkungen
C1	2,8 km	7 km, stündlich	Referenzlauf
C2	1,0 km	7 km, stündlich	
C3	2,8 km	7 km, stündlich	nicht ausgewertet, nur Antriebsdaten für weitere 1 km Läufe
C4	1,0 km	Lauf 3	
C5	2,8 km	Referenzlauf	10 zusätzliche Schichten zwischen 0 und 1450 m ü.NN.
C6	1,0 km	Lauf 3	5 zusätzliche Schichten zwischen 0 und 1450 m ü.NN.

3.5.1 Windfeld, Bewölkung und Konvektionsindizes

Die Konvergenzlinie war in den Modellläufen zur Mittagszeit (12:00-14:00 UTC) am besten entwickelt (Abb. 3.26 bis 3.28). Sehr deutlich sieht man die unterschiedliche Auflösung, die sich auch in einer höheren räumlichen Variabilität der Variablen in den 1 km-Läufen (Lauf C2, C4 und C6) gegenüber den 2,8 km-Läufen (C1 und C3) widerspiegelt (Abb. 3.26). In den 1 km-Läufen sind die Konvergenzlinien und die damit verbundenen CAPE-Maxima/CIN-Minima wesentlich schmaler

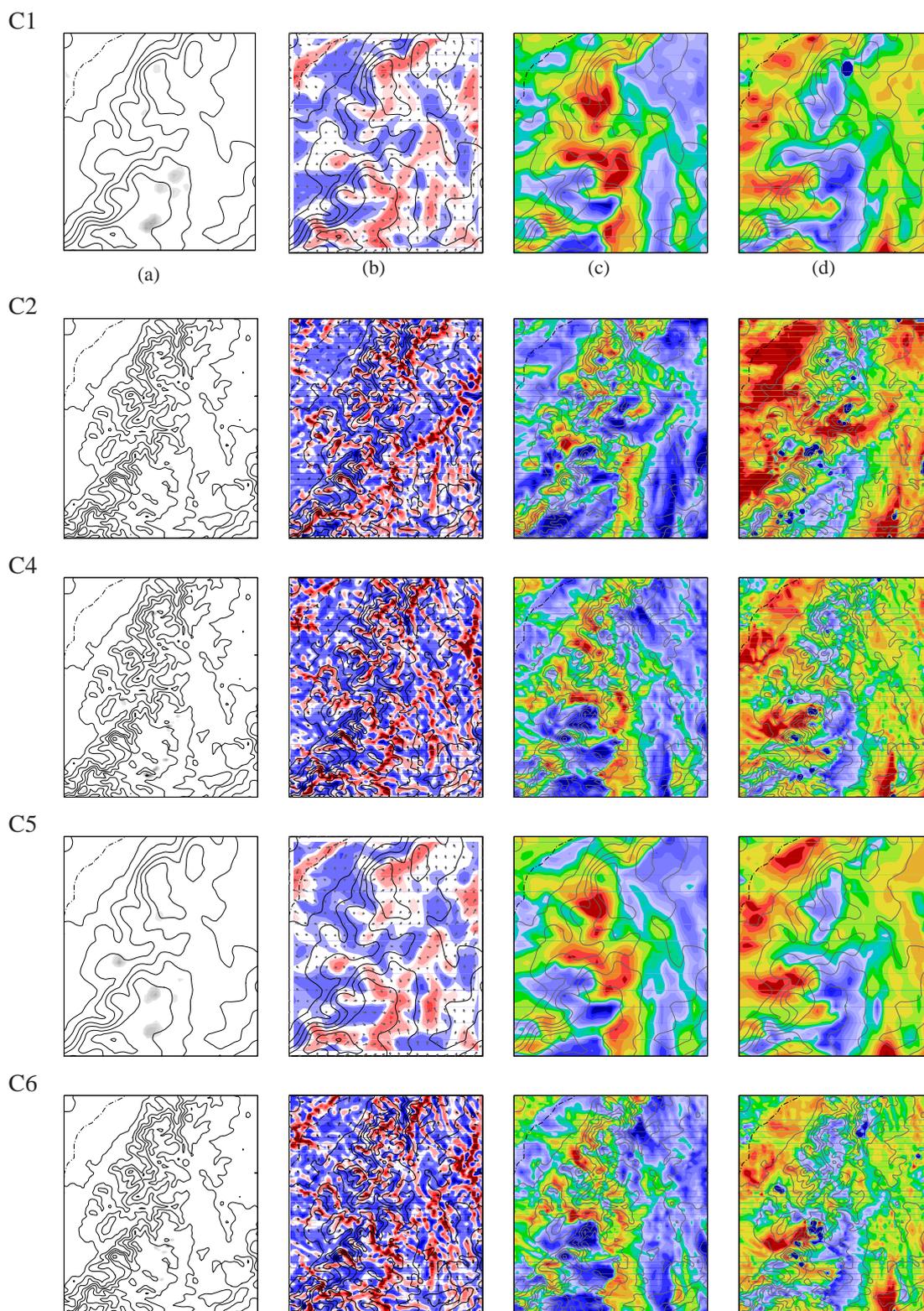


Abbildung 3.26: Vergleich der COSMO-Läufe C1, C2, C4, C5 und C6 um 12:00 UTC ; a) tiefe Wolken; b) 10m-Windfeld und Konvergenz/Divergenz (rot/blau), c) CAPE in J kg^{-1} , d) CIN in J kg^{-1} .

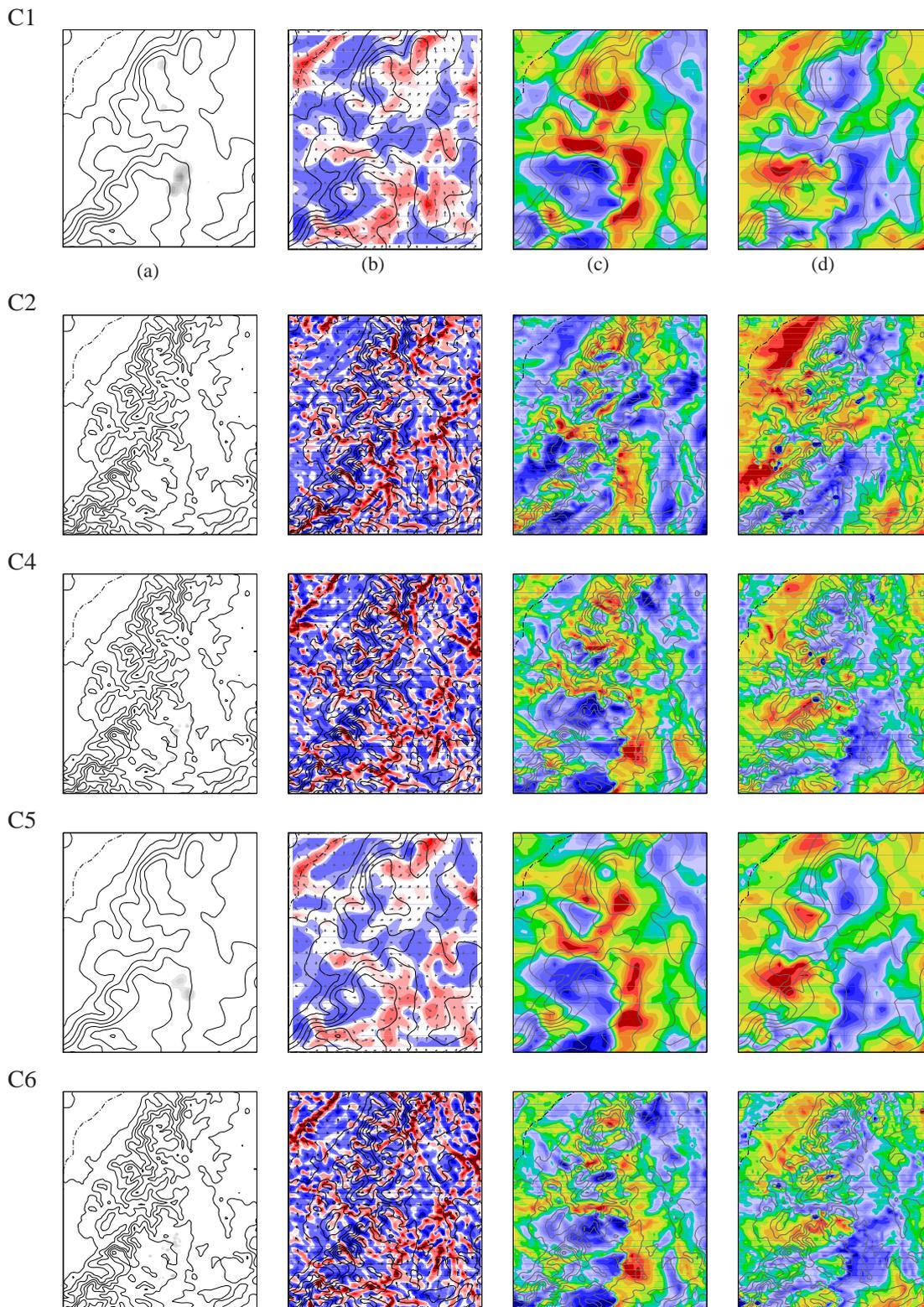


Abbildung 3.27: wie Abb.3.26 für 13:00 UTC .

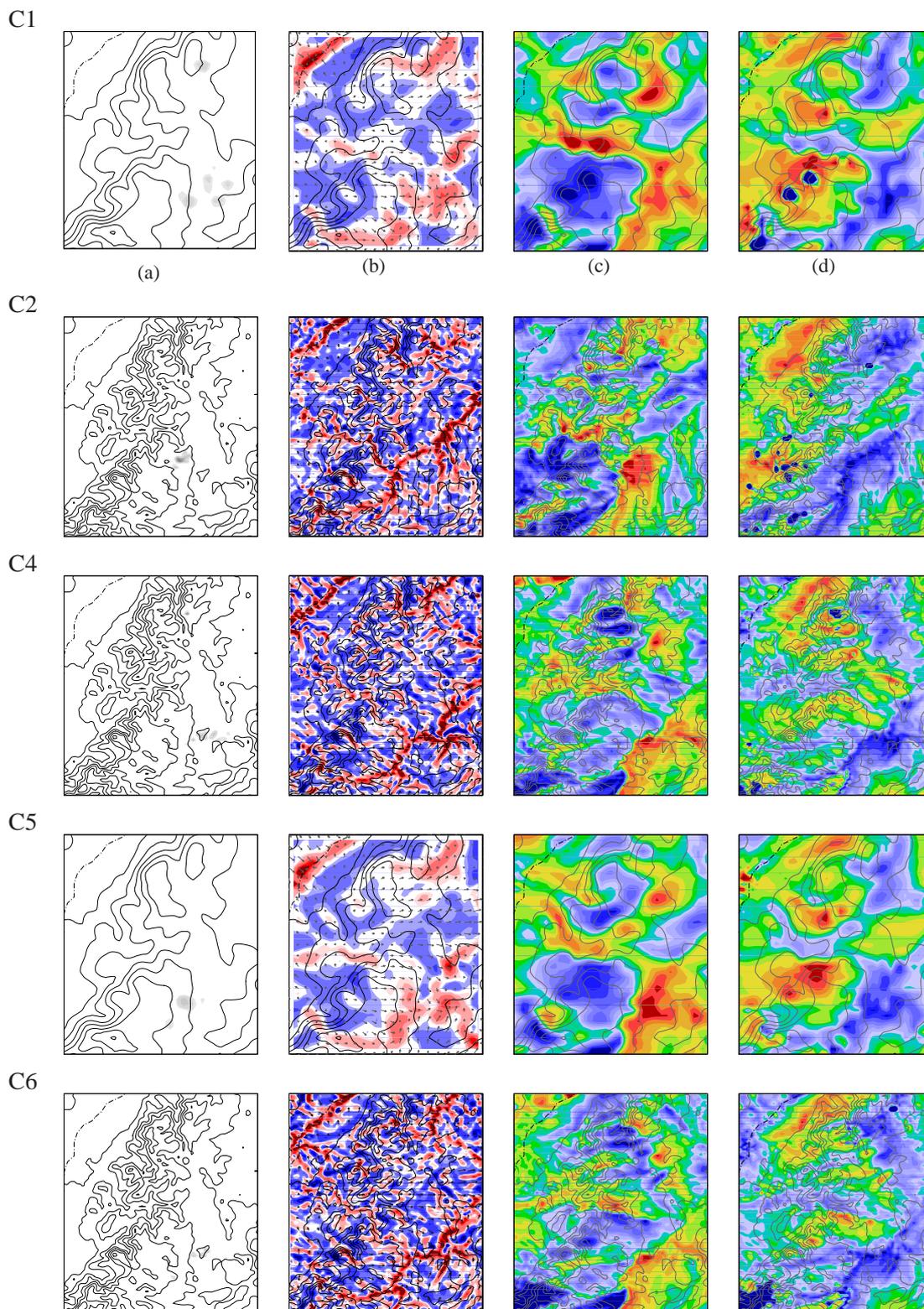


Abbildung 3.28: wie Abb.3.26 für 14:00 UTC .

als bei den 2,8 km Läufen. Während die Konvergenz gleichzeitig auch stärker ausgeprägt ist, sind die CAPE-Maxima bzw. CIN-Minima weniger extrem. Die höher aufgelösten Modellläufe haben also einerseits einen stärkeren Antrieb durch Konvergenz, gleichzeitig aber weniger Labilität und verfügbare potentielle Energie für die Konvektionsentwicklung. Die höhere Auflösung der Modelle ermöglicht kleinskaligere Turbulenz und führt damit möglicherweise zu einem erhöhten Austausch. Dies würde unter anderem auch Extreme im Temperatur- und Feuchtefeld nivellieren und damit zu geringeren CAPE-Werten führen.

Um 12:00 UTC haben sich in den Modellläufen C1, C4 und C5 einige konvektive Wolken an ähnlicher Position über der Konvergenzlinie gebildet (Abb. 3.26 a und b). In Lauf C2 und C6 ist das CAPE-Maximum im Bereich der Konvergenzlinie kleiner und schwächer ausgeprägt als bei den anderen Läufen, in Lauf C2 wird die CIN nur sehr lokal begrenzt vollständig abgebaut. In allen anderen Läufen sind CIN/CAPE in der Konvergenzlinie oder der Konvergenzlinie etwas vorgelagert am niedrigsten/höchsten. Der Lauf C2 unterscheidet sich von den anderen Läufen auch durch eine Nordost-Südwest Ausrichtung (gegenüber den eher süd-nördlich ausgerichteten Varianten) und einer weiter westlichen Position der Konvergenzlinie.

Um 13:00 UTC sind von den Kumuli hauptsächlich die größten Wolken in den 2,8 km Läufen übrig geblieben. Die Konvergenzlinie ist in allen Läufen ähnlich positioniert, in den 2,8 km Läufen haben sie aber nur wenig linienhaften Charakter. Im Lauf C2 ist eine zusätzliche östliche Abzweigung der Konvergenzlinie entstanden. Das CAPE-Maximum ist in den hoch-aufgelösten Modellen, im besonderen im Lauf C2 geringer als in den 2,8 km Läufen.

Um 14:00 UTC sind in allen Modellen einige flache Kumuli vorhanden. In den 2,8 km-Läufen C1 und C5 sind die Konvergenzlinien unterbrochen und insgesamt eher verstreute Konvergenzzonen als Linien. Im Gegensatz dazu sind in den 1 km-Läufen die Konvergenzlinien schmal, scharf abgegrenzt und linienhaft. In Lauf C1 und C6 sind nur wenige hohe CAPE-Werte im Bereich der Konvergenzlinie, in den anderen Läufen schon, gleichzeitig ist im Lauf C6 die CIN besonders großräumig abgebaut.

Die Erhöhung der Auflösung führt allgemein zu einer feineren räumlichen Gliederung aller meteorologischer Variablen, die Grobstruktur bleibt aber erhalten. Die Konvergenz- und Divergenzfelder sind ausgeprägter, räumlich schärfer begrenzt und gleichzeitig kleiner. Zusätzliche vertikale Schichten in der Grenzschicht haben nur einen geringen Effekt auf das Windfeld und das Konvektionspotential. Die Läufe mit gleicher horizontaler Auflösung, aber unterschiedlicher Anzahl der vertikalen Schichten unterscheiden sich kaum.

3.5.2 Vertikalschnitte der horizontalen Konvergenz

In einem West-Ost-Vertikalschnitt durch das Modellgebiet lässt sich ein Querschnitt durch die Konvergenzlinie ziehen (Abb. 3.29). Die typische Vertikalstruktur einer Konvergenzlinie lässt sich hierin gut erkennen. Bodennah herrscht die stärkste Konvergenz, oberhalb der Konvergenz befindet sich eine Divergenzzone. Genau am Übergang zwischen diesen beiden Gebieten sind die

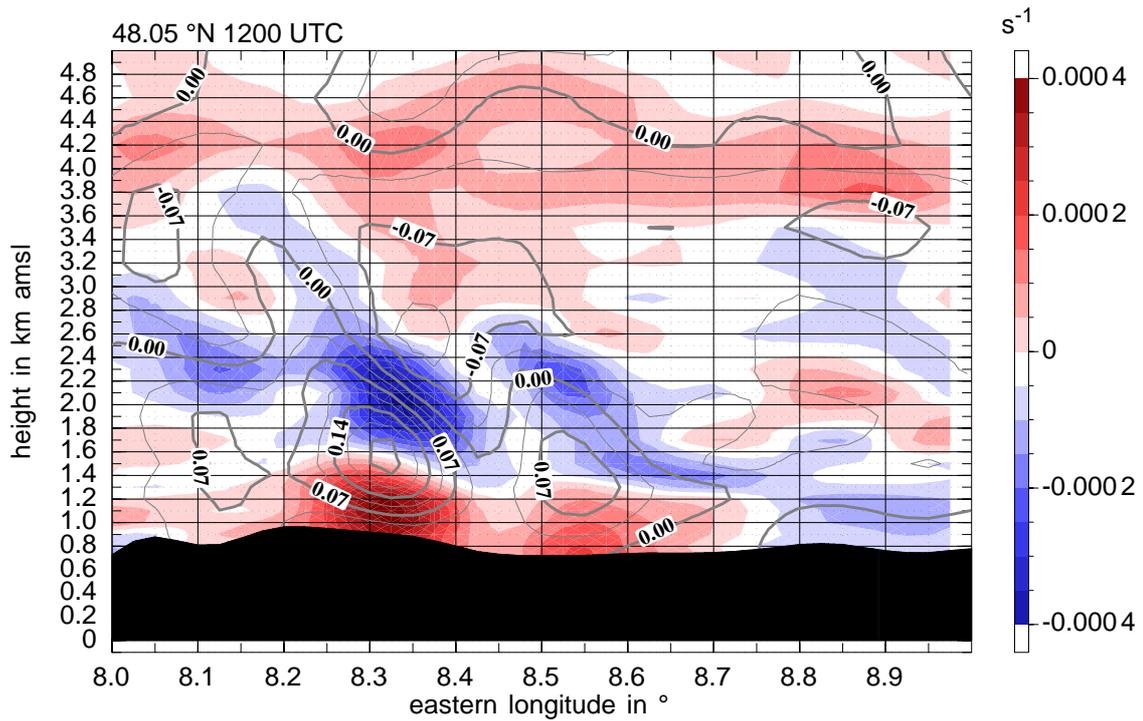


Abbildung 3.29: Vertikalschnitt durch die Konvergenzlinie in West-Ost-Richtung im Referenzlauf C1; Farbskala: Konvergenz (rot) und Divergenz (blau); graue Konturlinien: vertikale Windgeschwindigkeit in $m s^{-1}$.

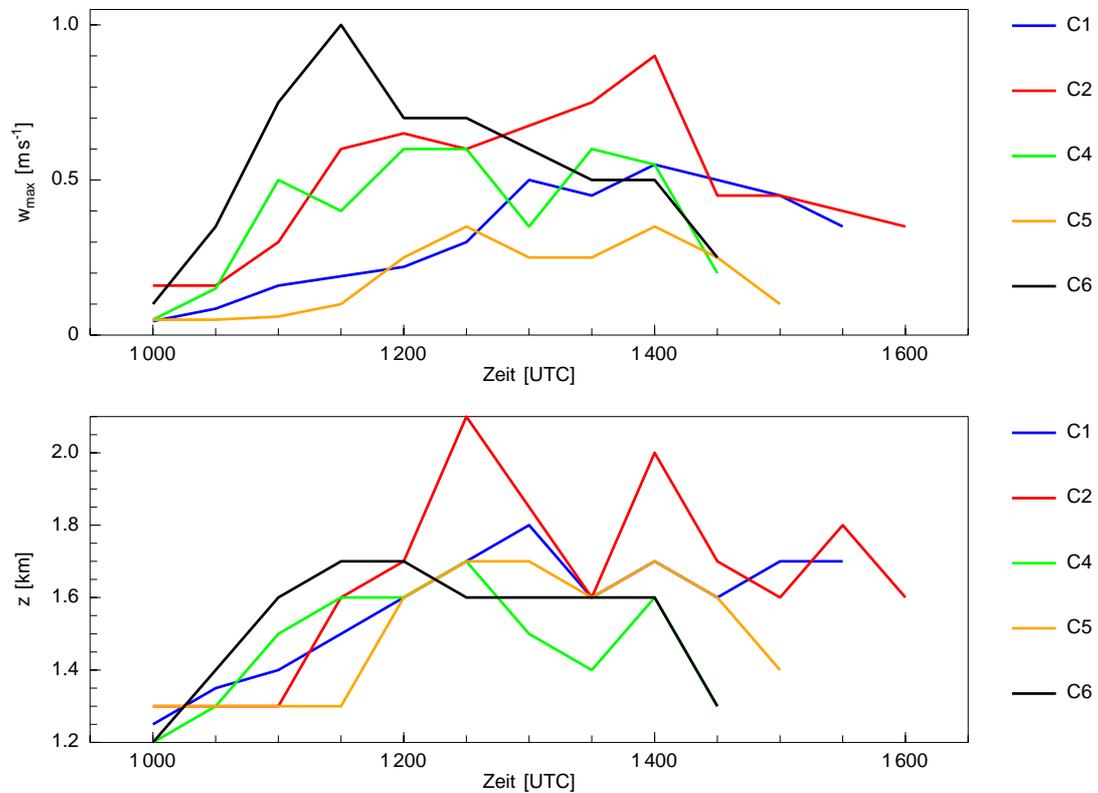


Abbildung 3.30: maximale Vertikalgeschwindigkeit w_{max} und Höhe z der Obergrenze der Konvergenz im Vergleich der 5 COSMO-Läufe.

Aufwinde am stärksten. Dynamisch erklärt sich das dadurch, dass die Vertikalgeschwindigkeit sich erhöht, je mächtiger und stärker die darunterliegende Konvergenz ist. Die Divergenz führt zu einem Absinkimpuls, der der Hebung entgegenwirkt, sodass in einiger Höhe über der Konvergenzlinie die Aufwärtsbewegung zum Stillstand kommt.

Aus dem Vertikalschnitt wurde nun im zeitlichen Verlauf die aktuelle Oberkante der Konvergenzlinie, und die maximale Vertikalgeschwindigkeit (die sich in dieser Höhe befindet) extrahiert und graphisch dargestellt (Abb. 3.30).

Von 10:00 bis 12:00 UTC intensiviert sich die Konvergenzlinie in allen Läufen deutlich. Sie wächst von C1, C2 auf etwa 1,6 km Höhe und die Vertikalgeschwindigkeit steigt deutlich an. Da die Topographie in diesem Gebiet auf etwa 800-900 m liegt, ist die Konvergenzlinie also zwischen 400 und 800 m hoch.

In den Läufen C1 und C5 steigt die Luft lediglich mit 0,2 bis 0,3 m s^{-1} an, bei C4 mit etwa 0,5 m s^{-1} und bei C2 und C6 erreicht die Vertikalgeschwindigkeit zeitweise 1 m s^{-1} . Ab 14:00 UTC nimmt die Vertikalgeschwindigkeit deutlich ab. Zwischen 12:00 und 15:00 UTC reicht die Konvergenzlinie bis in 1,7 km Höhe. Im C2-Lauf wächst die Konvergenzlinie auf 2,1 km Höhe um 12:30 UTC und noch einmal auf 2 km Höhe um 14:00 UTC an. Zwischen 14:30 und 16:00 UTC löst sich die Konvergenzlinie wieder auf.

In den höheraufgelösten Läufen C2, C4 und C6 sind zumindest zeitweise die vertikale Ausdehnung und maximale Vertikalgeschwindigkeit gegenüber den 2,8 km-Läufen erhöht, temporär ist die Konvergenzlinie in den 1 km-Läufen also stärker ausgeprägt. Der Vertikalimpuls wird verursacht von der vertikal-integrierten Konvergenz unterhalb der aktuellen Höhe. Damit sollte die maximale Vertikalgeschwindigkeit zur Stärke und zur Höhe der Konvergenzlinie proportional sein. Trotzdem finden sich in Lauf C2 und C6 Maxima der Vertikalgeschwindigkeit, die nur schwach mit der vertikalen Ausdehnung der Konvergenzlinie korreliert sind und umgekehrt. Zum Einen könnte dies daran liegen, dass der Vertikalimpuls mit zeitlicher Verzögerung ausgelöst wird. Zum Anderen können auch andere Effekte die beiden Größen zusätzlich beeinflussen.

4. Zusammenfassung und Ausblick

Bei Messungen während der Feldmesskampagne COPS wurde am 15.07.2007 anhand von Radar- und Satellitenbeobachtungen eine Konvergenzlinie am Ostrand des Schwarzwaldes identifiziert. Eine der sich daraus entwickelnden konvektiven Zellen intensivierte sich zu einer Hagelzelle mit einer Lebenszeit von ca. 1,5 h. Dieser Tag wurde in einem Ensemble von acht mesoskaligen Modellen untersucht. Große Unterschiede zwischen den Modellen gab es bezüglich der Auslösung hochreichender Konvektion. In drei Modellen wurde wie beobachtet hochreichende Konvektion ausgelöst, in fünf Modellen nicht. Es zeigte sich, dass nur die Modelle die Gewitterzelle erfolgreich simuliert haben, die auch eine gut ausgeprägte bodennahe Konvergenzlinie mit entsprechenden Hebungsprozessen simuliert haben. Diese Arbeit untersuchte die unterschiedliche Entwicklung der Konvergenzlinie zwischen den Modellen und deren Wirkung auf die Auslösung hochreichender Konvektion.

In allen acht Modellen wird die Ausgangssituation in den Morgenstunden ähnlich prognostiziert. Die Kammlagen des Schwarzwalds werden aus dem Rheintal aus einer west- nordwestlichen Richtung angeströmt. Dieses Strömungsregime trifft in den Schwarzwaldhöhen auf eine süd- bis südöstliche Strömung, die an der Ostflanke des Schwarzwalds vorherrscht. Über den Bergrücken treffen die beiden Strömungsregime und resultieren in einer mehr oder minder scharfen Konvergenzzone. Zwischen 9:30 und 11:00 UTC beginnt die Konvergenzlinie wegen des auffrischenden Westwinds über dem Rheintal südostwärts zu wandern. Sie schwächt sich vorübergehend ab und formiert sich in etwa im Raum St. Georgen/Villingen-Schwenningen neu. In den Modellen UM, WRF_UK, AROME, MesoNH und COSMO_DLR löst die Konvergenz hochreichende Konvektion aus. Die Abwinde in dem konvektiven Niederschlag führen zu einem starker Divergenzgebiet, dass sich radial ausbreitet und damit die Konvergenz verdrängt oder auflöst. In den anderen Modellen wird keine hochreichende Konvektion ausgelöst und die Konvergenzlinie löst sich nachmittags wieder auf. Interessanterweise liegt die von den Modellen prognostizierte Gewitterzelle etwa am selben Ort, jedoch etwas südlich der realen Position.

Die Konvergenzlinie wirkt sich unterschiedlich stark auf die untersuchten meteorologischen Variablen aus. Im Druckfeld ist die Konvergenzlinie als lokales Druckminimum erkennbar. Im Windfeld lässt sich die Konvergenzlinie anhand einer starken Winddrehung sehr präzise bestimmen. Die Temperatur und Feuchte ändert sich dagegen in der Konvergenzlinie sehr uneinheitlich. Möglicherweise hat die Konvergenzlinie einen Einfluss, dieser kann aber in unterschiedliche Richtungen zeigen und wird stark von anderen Effekten überlagert. In erster Linie ist dies der Einfluss des Niederschlags, der zu starker Temperaturab- und Feuchtezunahme führt. Die Kondensationsnive-

aus KKN und HKN liegen in der Konvergenzlinie niedriger als in der Umgebung. Die Konvektionsindizes zeigen für die Konvergenzlinie über alle Modelle hinweg ein erhöhtes Konvektionspotential. Die Konvergenzlinie war bei den Modellen, die hochreichende Konvektion simulierten, deutlich stärker ausgeprägt als in den Modellen ohne hochreichende Konvektion. Dies zeigte sich in einer höheren vertikalen Ausdehnung der Konvergenzlinie und damit verbundenen stärkeren Aufwinden. Als Resultat der stärkeren Aufwinde wurde die bodennahe, feuchte Luftmasse in größere Höhen transportiert. Da sich die Modelle hinsichtlich Gitterauflösung, Parametrisierungen subskaliger Prozesse, Antriebsdaten und numerischer Methoden unterscheiden, lassen sich die Gründe für die unterschiedliche Repräsentation der Konvergenzlinie nur schwer bestimmen. Keine der 3 COSMO-Realisierungen für diesen Tag simulierte die konvektive Entwicklung an diesem Tag zufriedenstellend. Deshalb wurde in einer weiteren Reihe von Modellläufen mit der neuesten COSMO-Version 4.18 die horizontale und vertikale Auflösung schrittweise erhöht, um die Wirkung auf die Vorhersage zu untersuchen. Mit der neuesten COSMO-Version 4.18 wurde die horizontale und vertikale Auflösung schrittweise erhöht. Keine der Maßnahmen änderte etwas an der Tatsache, dass im COSMO-Modell keine hochreichende Konvektion durch die Konvergenzlinie ausgelöst wurde. Die Modellvariablen besitzen in den höher-aufgelösten Modellen eine stärkere räumliche Varianz. Die Konvergenzlinie ist in den höher-aufgelösten Modellen schmaler, aber nicht intensiver und von Divergenzzonen flankiert. Da in der bodennahen Schicht vertikale Windscherung herrscht, entfernen sich die entstehenden konvektiven Zellen mit der Zeit von ihrem Antrieb, der Konvergenzlinie. Dies geschieht in den höher-aufgelösten Modellen mit schmaleren Konvergenzlinien schneller als in den gröberen Modellen mit entsprechend breiteren Konvergenzlinien. Einerseits entfernen sich in den hoch-aufgelösten Modellen die konvergenten Zellen somit rascher von der Konvergenzlinie, andererseits ist auch die Konvergenzlinie selbst stärkeren Schwankungen unterworfen.

Beides bewirkt eine Abnahme des Hebungsantriebs, was ein weiteres Anwachsen der Zellen verhindert.

Zwar konnten bei der Analyse die Unterschiede in den meteorologischen Variablen zwischen den Modellläufen herausgearbeitet werden. Eine eindeutige Zuordnung, welche Unterschiede im Einzelnen schließlich für die unterschiedliche konvektive Entwicklung verantwortlich waren, ließ sich jedoch nicht bewerkstelligen. Aufgrund der Vielzahl an Unterschieden in den Modellen (Auflösung, Antrieb, Parametrisierung) lassen sich abweichende Ergebnisse nicht auf einzelne Faktoren zurückführen. Trotz der gleichen synoptischen Randbedingungen, ähnlicher Modellauflösung -und gebiete führten die übrigen Unterschiede in den Modellen zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen. Dies zeigt die hohe Sensitivität in der Modellierung dieser Wetterlage bezüglich der Modelleinstellungen. Der Versuch, durch verbesserte Modellinformationen und höhere Auflösung des COSMO-Modells zu einer besseren Repräsentation der hochreichenden Konvektion zu gelangen, schlug fehl.

Die Ergebnisse lassen sich mit einiger Vorsicht auf ähnliche Situationen übertragen. Diese Fallstudie ist charakteristisch für das Auftreten einer Konvergenzlinie an sommerlichen stabilen Hochdruckwetterlagen im Mittelgebirgsraum in Mitteleuropa über stark bewaldetem Gebiet. In einer Fallstudie wie dieser sind wichtige Randbedingungen für jedes der Ensemblemitglieder wie syn-

optische Lage, Topographie und Jahreszeit immer gleich. Damit lässt sich keine Aussage darüber machen, wie sich Konvergenzlinien in den Modellen bei anderen Randbedingungen verhalten. Dazu wäre eine statistische Analyse vieler Konvergenzlinien im Modellvergleich vonnöten, um prinzipielle Unterschiede von Konvergenzlinien zwischen den mesoskaligen Modellen zu erhalten. Bei weiteren Untersuchungen lassen sich wichtige Unterschiede zwischen den Modellen eventuell anhand zusätzlicher Variablen (z. B. Vorticity, andere Konvektionsindizes, Grenzschicht-Eigenschaften wie Grenzschicht-Höhe, Informationen über die Oberflächeneigenschaften etc.) feststellen.

Die Ergebnisse des Modellvergleichs unterstreichen die Wichtigkeit von bodennahen Konvergenzlinien für die Auslösung hochreichender Konvektion, vor allem an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb. Für die Verbesserung der quantitativen Niederschlagsvorhersage müssen sie nicht nur von den Modellen aufgelöst werden, sondern auch ihre Stärke (vertikale Erstreckung und induzierte Aufwinde) muss in den Modellen adäquat repräsentiert sein.

Literaturverzeichnis

- Barthlott, C., U. Corsmeier, C. Meißner, F. Braun, und C. Kottmeier, 2006: The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.*, **81**, 150–175.
- Barthlott, C., J. W. Schipper, N. Kalthoff, B. Adler, C. Kottmeier, A. Blyth, und S. Mobbs, 2010: Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **95**, 172–185.
- Barthlott, C., et al., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: a case-study from COPS. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137 (S1)**, 118–136.
- Behrendt, A., et al., 2011: Observation of convection initiation processes with a suite of state-of-the-art research instruments during COPS IOP8b. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137 (S1)**, 81–100.
- Buzzi, M., 2008: *Challenges in operational numerical weather prediction at high resolution in complex terrain*. Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 187 pp.
- Crook, N. und J. Klemp, 2000: Lifting by convergence lines. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 873–890.
- Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, und N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office’s global and regional modelling of the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1759–1782.
- Etling, D., 1996: *Theoretische Meteorologie : eine Einführung*. 3. ed., Springer, Heidelberg, 318 S.
- Grimsdell, A. und W. M. Angevine, 1998: Convective boundary layer height measurement with wind profilers and comparison to cloud base. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, **15**, 1331–1338.
- Kalthoff, N., et al., 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **93**, 680–694.
- Keil, C. und G. C. Craig, 2009: A displacement and amplitude score employing an optimal flow technique. *Wea. Forecasting*, **24**, 1297–1308.
- Kottmeier, C., et al., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteorol. Z.*, **17**, 931–948.

- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Haz. Earth Sc. Sys.*, **7**, 327–342.
- Lafore, J., et al., 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Molteni, F., R. Buzzi, C. Marsigli, A. Montani, F. Nerozzi, and T. Paccagnella, 2001: A strategy for high-resolution ensemble prediction. Part I: Definition of representative members and global-model experiments. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 2069–2094.
- Müller, M. D. und D. Scherer, 2005: A grid- and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1431–1442.
- Oke, T. R., 1993: *Boundary layer climates*. Methuen, London, 435 S.
- Richard, E., et al., 2011: Forecasting summer convection over the Black Forest: a case study from the COPS experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137** (S1), 101–117.
- Schättler, U., G. Doms, und C. Schraff, 2011: *A description of the nonhydrostatic regional COSMO-Model, Part VII: User's Guide*. Available at <http://www.cosmo-model.org>.
- Skamarock, W. C., et al., 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. Tech. rep., NCAR Tech. Note TN-475+STR.
- Steinacker, R., C. Häberli, und W. Pöttschacher, 2000: A transparent method for the analysis and quality evaluation of irregularly distributed and noisy observational data. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2303–2316.
- Stull, R. B., 2009: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academics Publishers, 670 S.
- Weisman, M. L., C. Davis, W. Wang, K. W. Manning, und J. B. Klemp, 2008: Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Weather and Forecasting*, **23**, 407–437.
- Wilson, J., 1992: The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: a case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1785–1815.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun, und M. Dixon, 1998: Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2079–2099.

Danksagungen

Ich möchte mich bei Prof. Dr. Christoph Kottmeier und Prof. Dr. Sarah Jones für die Übernahme des Referendariats meiner Diplomarbeit bedanken. Vielen Dank an Manfred Dorninger und Theresa Gorgas vom Institut für Meteorologie und Geophysik (Universität Wien) für die Bereitstellung der VERA-Analysen. Ein herzlicher Dank geht an meine Betreuer Christian Barthlott und Ulrich Corsmeier für die intensive und ausgezeichnete Betreuung. Christian Barthlott war für mich jederzeit mit Rat und Tat zur Stelle und trug mit seiner fachlich kompetenten und unkomplizierten Hilfestellung zum guten Vorankommen der Arbeit bei.

Karlsruhe, im Januar 2011

Ruben Maisenbacher

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 16. Januar 2012

Ruben Maisenbacher