

**Analyse von Konvergenzbereichen bei
Hagelereignissen stromab von Mittelgebirgen
anhand von COSMO-Modellsimulationen**

-

**Analysis of Convergence Areas during
Orographically Induced Hailstorms
with the COSMO Model**

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Daniel Nicolas Köbele

Juni 2014



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

PD Dr. Michael Kunz

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Meteorologische Grundlagen	9
2.1	Entstehung und Auslösung hochreichender Konvektion	9
2.2	Stabilitätsbetrachtungen	13
2.2.1	Vertikaler Temperaturgradient	13
2.2.2	Potentielle Temperatur, Stabilitätsbereiche	14
2.2.3	Brunt-Väisälä-Frequenz	16
2.3	Konvektionsrelevante Parameter und Bedingungen	17
2.3.1	CAPE und CIN	17
2.3.2	Lifted Index (LI)	19
2.3.3	Elevated Mixed Layer (EML)	20
2.4	Strömung über komplexem Terrain	22
2.4.1	Geländeinduzierte Strömungen	22
2.4.2	Schwerewellen	24
2.4.3	Thermische Windsysteme	26
3	Daten und Methoden	29
3.1	Das COSMO-Modell	29
3.1.1	Grundgleichungen	29
3.1.2	Modellkonfiguration	31
3.1.3	Modellgebiete und topografische Einordnung	32
3.2	Auswahlverfahren für die Gewitterzugbahnen	34
3.3	Vorkonvektive Bedingungen und Vertikalprofile	36

4 Ergebnisse	41
4.1 Vorkonvektive Bedingungen	41
4.1.1 Froude-Zahl	41
4.1.2 Synoptische Situation	42
4.1.3 Vertikale Schichtung der Atmosphäre	47
4.2 COSMO-Modellsimulationen	54
4.2.1 Schwarzwald/Schwäbische Alb	54
Strömungsverhältnisse und markante Strukturen	54
Vertikalschnitte und Wellenbewegungen	62
Vertikale Schichtung	65
Gesamtniederschlag und Synopsi	69
4.2.2 Harz	72
Strömungsverhältnisse	72
Vertikalschnitte und Wellenbewegungen	74
Vertikale Schichtung	76
5 Zusammenfassung und Ausblick	79
Literaturverzeichnis	85

1. Einleitung

Über die Sommermonate hinweg entladen sich über Mitteleuropa und Deutschland alljährlich heftige Gewitter, die mit unwetterartigen Begleiterscheinungen wie Starkregen, Hagel, schweren Fallwindböen oder Tornados verbunden sein können. Ein Großteil der durch hochreichende Konvektion verursachten Schäden entsteht trotz seiner nur lokal-skaligen Ausdehnung durch großen Hagel, der zumeist von multi- oder superzellulären Gewittersystemen ausgeht. In der Schweiz und in Österreich ist der größte Anteil der Naturgefahren durch schwere Hagelstürme bedingt, in Baden-Württemberg verursacht Hagel 40 % aller meteorologisch bedingten versicherten Gebäudeschäden (Kunz und Puskeiler, 2010). Obwohl die räumliche Verteilung des Gewitterpotentials über Europa und Deutschland einen klimatisch bedingten Nord-Süd-Gradienten aufweist (Mohr und Kunz, 2013), werden sowohl in der Nord- als auch in der Südhälfte Deutschlands immer wieder schadenträchtige Hagelgewitter beobachtet. In der Mitte und im Süden der Republik fällt die Anzahl der Hageltage in prädestinierten Regionen stromab der Mittelgebirge deutlich höher aus als nördlich der Mittelgebirgsschwelle (Puskeiler, 2013).

Allein im Juli und August 2013 verursachten Hagelunwetter über Deutschland Schäden in Milliardenhöhe. Maßgeblich dafür verantwortlich waren zwei superzelluläre Gewittersysteme mit großem Hagel, eine am 27. Juli über Norddeutschland, die mit bis zu 12 cm großem Hagel von Nordrhein-Westfalen über Südniedersachsen bis nach Sachsen-Anhalt zog, und eine am 28. Juli, die im Süden Deutschlands als „Reutlinger Hagelunwetter“ entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb schwere Hagelschäden hinterließ. Am 6. August 2013 entstand über Baden-Württemberg während ähnlicher synoptischer Bedingungen eine weitere Superzelle, die auf der Schwäbischen Alb bei der Gemeinde Sonnenbühl Hagelkörner mit einem Durchmesser von bis zu 14.1 cm und einem Gewicht von 360 g produzierte. Laut Archiven und Hagelmeldungen in der European Severe Weather Database (ESWD) des European Severe Storms Laboratory (ESSL) (Dotzek et al., 2009) dokumentiert dieses Ereignis das größte Hagelkorn, das bis heute in Deutschland beobachtet werden konnte. Frühere schadenintensive Hagelunwetter datieren vom 12. Juli 1984, als am Spätnachmittag und Abend über Südbayern eine Superzelle hinwegzog (Höllner und Reinhardt, 1986), die einen der teuersten

Hagelstürme Deutschlands hervorbrachte und als „Münchner Hagelunwetter“ mit bis zu 9.5 cm großen Hagelsteinen in die Geschichte einging (Heimann und Kurz, 1985). In der jüngeren Vergangenheit traf am 28. Juni 2006 ein schweres Hagelgewitter die Region Villingen-Schwenningen und Trossingen in Baden-Württemberg. Bis zu 10 cm großer Hagel verursachte damals einen Versicherungsschaden von etwa 250 Millionen Euro (Munich Re, 2008).

Angesichts der hohen Schadensummen und aufgrund des hohen Schadenpotentials sind Großhagel produzierende Gewittersysteme heute mehr denn je im Fokus aktueller meteorologischer Forschung. Für die Zukunft ergab beispielsweise ein Ensemble aus regionalen Klimamodellen unter Berücksichtigung eines bayesischen Modellansatzes eine leichte Zunahme von Hageltagen in Deutschland bis zum Jahr 2050 (Kapsch et al., 2012). Mohr (2013) zeigte mit Hilfe eines logistischen Hagelmodells, dass in Deutschland im Zeitraum 2021 bis 2050 mit einer um 25 - 30 % steigenden Anzahl von Tagen mit erhöhtem Hagelpotential zu rechnen ist. Dieser prognostizierten Zunahme potentieller Hageltagen und dem damit steigenden Schadenpotential steht ein nur unzureichendes Wissen über die komplexe Genese schwerer Hagelstürme gegenüber. Zwar sind die makroskaligen atmosphärischen Voraussetzungen sowie die komplizierten und vielschichtigen Skalenwechselwirkungen bei der Entstehung und Organisation hochreichender Konvektion bekannt (z. B. Doswell III, 1987), allerdings werden verschiedene Vorgänge, vor allem die konvektionsauslösenden Prozesse auf der Mesoskala, immer noch nicht vollständig verstanden. Dementsprechend schwer gestaltet sich die genaue räumliche und zeitliche Prognose von Gewittern und Hagelstürmen, da selbst in hochaufgelösten numerischen Wettervorhersagemodellen solche kleinskaligen meteorologischen Phänomene sowie die Prozesse bei der Gewitterentstehung nur unvollständig simuliert werden können. Über komplexem Gelände wie der deutschen Mittelgebirgslandschaft weisen Gewitter und Hagel eine große räumliche Variabilität auf (Puskeiler, 2013). Aus Radardaten identifizierte Puskeiler (2009) in Baden-Württemberg die größte Hagelgefährdung im Gebiet zwischen Stuttgart und dem Nordrand der Schwäbischen Alb. Damian (2011) beispielsweise untersuchte die Blitzdichte über Deutschland und fand regionale Maxima über dem Hunsrück, Westerwald, Harz, Erzgebirge, Nordschwarzwald, in Oberbayern sowie in der Region südlich von Stuttgart bis zur Schwäbischen Alb. Mögliche Ursachen der regional unterschiedlichen ausfallenden Gewitter- und Hagelwahrscheinlichkeiten wurden von Dotzek (2001) oder Hagen et al. (2011) beschrieben. Demnach entstehen vor der Auslösung hochreichender Konvektion bevorzugt stromab von Mittelgebirgen verstärkte Konvergenzbereiche im bodennahen Windfeld. Kleine Froude-Zahlen deuten auf ein vorkonvektives Strömungsregime hin, bei dem Hindernisse wie Bergrücken bevorzugt um- anstatt überströmt werden. Brombach (2012) konnte die Konvergenzbereiche im Lee des Schwarzwaldes und entlang

des Nordrandes der Schwäbischen Alb mit Hilfe von semi-idealisierten COSMO-DE Modellsimulationen bestätigen. Bis heute ungeklärt ist allerdings der Zusammenhang zwischen Konvergenzzonen, annähernd realen atmosphärischen Bedingungen und der Entstehung hochreichender Konvektion.

Ziel dieser Arbeit ist es, die möglichen strömungsdynamischen und meteorologischen Vorgänge bei der Entstehung schadenträchtiger Hagelstürme näher zu untersuchen. Insbesondere soll ein Zusammenhang zwischen bodennahen Strömungskonvergenzen und der Auslösung hochreichender Konvektion hergestellt werden. Des Weiteren soll beantwortet werden, inwieweit sich Schwerewellen, thermische Windsysteme oder vertikale Schichtung auf die Entwicklung hochreichender Konvektion auswirken. Dazu werden idealisierte Strömungssimulationen mit COSMO durchgeführt, die so nahe wie möglich an die mittleren realen Atmosphärenbedingungen im Umfeld von Hagelunwettern herankommen. Nachdem in Kapitel 2 die meteorologischen Grundlagen gelegt werden, folgt in Kapitel 3 die Beschreibung der verwendeten Methoden und Daten. Auf Grundlage des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D von Handwerker (2002) werden aus einem Datensatz von Puskeiler (2013) alle Hagelgewitterzugbahnen im Zeitraum 2005 bis 2011 ermittelt, die das erste Mal im Lee deutscher Mittelgebirge detektiert wurden. Reanalysen aus den Jahren 2005 bis 2010 sind Grundlage der ermittelten vorkonvektiven atmosphärischen Bedingungen und der daraus abgeleiteten Vertikalprofile. Dabei wird der Fokus auf die zwei Mittelgebirgsregionen Harz und Schwarzwald/Schwäbische Alb gelegt. Kapitel 4 hält Ergebnisse über die vorkonvektiven Bedingungen und COSMO-Modellsimulationen bereit, bevor abschließend die wichtigsten Ergebnisse und Erkenntnisse mit einem Ausblick zusammengefasst werden.

2. Meteorologische Grundlagen

2.1 Entstehung und Auslösung hochreichender Konvektion

In der Meteorologie wird eine kleinskalige vertikale Luftbewegung und der damit einhergehende vertikale Transport einer physikalischen Größe wie Impuls, Wasserdampf, mechanische oder thermische Energie als Konvektion (von *convectum* [lat.] = mitgetragen) bezeichnet. Dabei unterscheidet man grundsätzlich zwischen freier Konvektion und erzwungener Konvektion. Freie Konvektion entsteht durch Temperaturunterschiede und einem damit verbundenen Dichtegradienten, wenn die Sonneneinstrahlung die Erdoberfläche stark erwärmt. Die wärmere Luft steigt dabei aufgrund ihrer geringeren Dichte entgegen der Schwerkraft der Erde von selbst auf, im Umfeld sinkt die spezifisch schwerere kühlere Luft ab. Bei erzwungener Konvektion wirken dagegen äußere Kräfte, die beispielsweise als Druckstörungskräfte bei Windscherung (Markowski und Richardson, 2011) oder als Druckgradientkräfte bei der Um- oder Überströmung von Gebirgen vorkommen. Erreicht und übersteigt die aufsteigende wärmere Luft das Kondensationsniveau, wird Konvektion in Form von Quellwolken sichtbar. Verbleibt die Luft unterhalb des Kondensationsniveaus, spricht man von wolkenfreier Konvektion oder Blauthermik. Das Spektrum konvektiver Erscheinungsformen in der Troposphäre reicht von regionalen Zirkulationssystemen mit flachen Cumuluswolken (Schönwettercumuli) bis hin zu Superzellen und mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) oder Komplexen (MCC). Unterschieden wird dabei zwischen flacher Konvektion mit größerer Erstreckung in der Horizontalen gegenüber der Vertikalen und hochreichender Konvektion, bei der die horizontale und vertikale Ausdehnung in etwa gleich groß ausfällt.

In dieser Arbeit liegt der Fokus auf hochreichender Konvektion und den daraus resultierenden potentiell unwetterartigen Gewittern. Für Regionen der mittleren Breiten sind die nötigen atmosphärischen Umgebungsbedingungen für die Entstehung von hochreichender Konvektion gut dokumentiert, z. B. bei Doswell III (1987) oder Houze (1993). Dabei müssen die folgenden drei Voraussetzungen erfüllt sein:

1. Die Atmosphäre ist latent, bedingt oder potentiell labil geschichtet;
2. In der Grenzschicht befinden sich ausreichend feuchte Luftmassen;
3. Ein Hebungsmechanismus löst hochreichende Konvektion aus.

Eine labile Schichtung ermöglicht den bodennahen Luftpaketen ein rasches Aufsteigen bis in große Höhen. Genügend Feuchte in der Grenzschicht ist notwendig, damit in der adiabatisch abkühlenden, aufsteigenden Luft Kondensation stattfindet. Durch die Freisetzung latenter Wärme kühlt das Luftpaket ab Erreichen des Kondensationsniveaus feuchtadiabatisch ab und der Auftrieb verstärkt sich, woraus hohe vertikale Windgeschwindigkeiten resultieren können. Als Hebungsmechanismen kommen mehrere Vorgänge auf der Makro- oder Mesoskala (Orlanski, 1975) in Frage, beispielsweise (Kunz, 2012):

- Thermischer Auftrieb durch Erwärmung und Labilisierung der bodennahen Luftschichten;
- Thermisch direkte Zirkulation, die durch unterschiedliche Erwärmung des Erdbodens entsteht;
- Erzwungene Hebung an Gebirgen;
- Bodennahe Konvergenzgebiete, Konvergenz im Bereich eines Bodentiefs;
- Quersirkulation an Fronten;
- Großräumige Hebung auf der Vorderseite eines Höhentrog.

Letztgenannter Prozess hat die Größenordnung von etwa 1000 km und wirkt auf der synoptischen Skala. Die resultierenden großräumigen Vertikalbewegungen können mit der Omega-Gleichung quantifiziert werden. Sie resultiert aus der Verknüpfung des 1. Hauptsatzes der Thermodynamik (siehe Kapitel 2.2.1) mit der Vorticitygleichung unter quasigeostrophischen Bedingungen und stellt eine diagnostische Gleichung für die Vertikalgeschwindigkeit ω im p-System dar (Kurz, 1990):

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) + \frac{R_d}{p} \nabla^2 (\vec{v}_g \cdot \nabla_p T) - \frac{R_d}{c_p p} \nabla^2 H \quad [2.1]$$

In der Gleichung ist ω die Vertikalgeschwindigkeit im p-System, σ ein Stabilitätsparameter, f der Coriolisparameter, f_0 der Coriolisparameter auf der f-Ebene, p der Druck, \vec{v}_g der geostrophische Wind, ζ_g die Vorticity des geostrophischen Windes, R_d die Gaskonstante für trockene Luft, T die Temperatur, c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft für isobare Prozesse und H die Summe der diabatischen Wärmeübergänge. Daraus folgt, dass ω von den drei Antriebstermen auf der rechten Seite gesteuert

wird, von der vertikal differentiellen Vorticityadvektion, vom Laplace der Temperaturadvektion und vom Laplace der diabatischen Wärmeübergänge. Großräumige Hebung resultiert bei aufwärts zunehmender positiver bzw. aufwärts abnehmender negativer Vorticityadvektion, bei der stärksten Warmluft- bzw. schwächsten Kaltluftadvektion und bei der größten diabatischen Wärmezufuhr bzw. des schwächsten Wärmeentzugs.

Diese synoptischskaligen Bedingungen finden sich in mittleren Breiten häufig auf der Vorderseite von Höhentroggen (siehe Abb. 2.1). Juckes und Smith (2000) fanden heraus, dass trogvorderseitig die Schichtung der Troposphäre durch großräumige Hebungsprozesse labilisiert wird (Abb. 2.1, Nr. 5), am kräftigsten direkt an der Trogachse. Die Entwicklung eines Bodentiefs in der unteren Troposphäre mit den dazugehörigen Frontensystemen (Abb. 2.1) verursacht mesoskalige bodennahe Konvergenzbereiche, beispielsweise im Bereich von Leetiefs und flachen Tiefdruckrinnen (van Delden, 2001) oder unter der Wirkung frontogenetischer Querzirkulationen (Prenosil et al., 1995). Während im Bereich der Achse des Höhenrückens thermisch bedingte Hebungsprozesse noch größeren Einfluss auf die Initiierung hochreichender Konvektion haben (Abb. 2.1, Nr. 2 und 3), sinkt deren Bedeutung weiter stromauf durch zunehmende Zyklonalität, Bewölkung und synoptische Hintergrundströmung (Abb. 2.1, Nr. 4 und 5).

Schadenträchtiger Hagel mit einem Durchmesser von über 2 cm kann in den mittleren Breiten erst dann entstehen, wenn Gewitter über den Status der Einzelzelle hinauswachsen und sich zu Multizellen oder mesoskaligen konvektiven Systemen organisieren. Einzelzellen entstehen bei geringer vertikaler Windscherung sowie bei schwachem synoptischen Antrieb und bestehen aus einem lokalen, isolierten und vertikal hochreichenden Aufwindbereich. Die Lebensdauer von Einzelzellen ist auf etwa 30 bis 60 Minuten beschränkt, da der Aufwindbereich und der durch Niederschlag induzierte Abwindbereich nahezu senkrecht übereinander liegen. Die Gewitterzelle durchläuft dabei einen typischen Lebenszyklus vom Cumulusstadium über das Reifestadium bis zum Dissipationsstadium. Für die Organisation hochreichender Konvektion zu Gewitterclustern unterschiedlichster Art ist vertikale Windscherung notwendig. Eine vertikal zunehmende Windgeschwindigkeit von schwachen Bodenwinden zu starken Höhenwinden sorgt in Gewittern für die Trennung von Auf- und Abwindbereich und somit für eine längere Lebensdauer der konvektiven Systeme. Unter diesen Bedingungen können Multizellen entstehen, die einen dynamischen Verbund mehrerer Einzelzellen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien darstellen. Im Randbereich von Multizellen kommt es an der Böenfront immer wieder zur Neubildung von Zellen, wodurch die Gewittersysteme sich räumlich ausdehnen und mehrere Stunden lang existieren können. Wirkt in einem Gebiet mit vertikaler Windscherung ein synoptischskaliger Hebungsantrieb, so kann sich hochreichende Konvektion zu mesoskaligen konvektiven Systemen organisieren, die ein Niederschlagsgebiet mit einer horizontalen

Ausdehnung von mindestens 100 km in eine Richtung aufweisen (Houze, 1993) und eine Lebensdauer von bis zu einem Tag erreichen. Sehr großen Hagel mit einem Durchmesser zwischen 5 und 10 cm oder mehr produzieren ausschließlich Superzellen, die als Ganzes rotieren und daher auch als Mesozyklogen bezeichnet werden. Sie besitzen einen Aufwindbereich, der über lange Zeit von der beständigen Zufuhr feuchtwarmer Luftmassen gestützt und von zwei Abwindbereichen flankiert wird. Durch Druckstörungen entwickeln Superzellen ihr eigenes dynamisches Umfeld (Markowski und Richardson, 2011) und haben aufgrund ihrer Langlebigkeit und Struktur das größte Potential für die Ausbildung von sehr großem Hagel. Superzellen entstehen, wenn die Geschwindigkeitsscherung des Windes zwischen 0 und 6 km Höhe (deep layer shear) etwa 20 m s^{-1} übersteigt (Markowski und Richardson, 2011). Der Schwellenwert für Multizellen liegt bei rund 10 m s^{-1} . Voraussetzung für die Genese von Superzellen

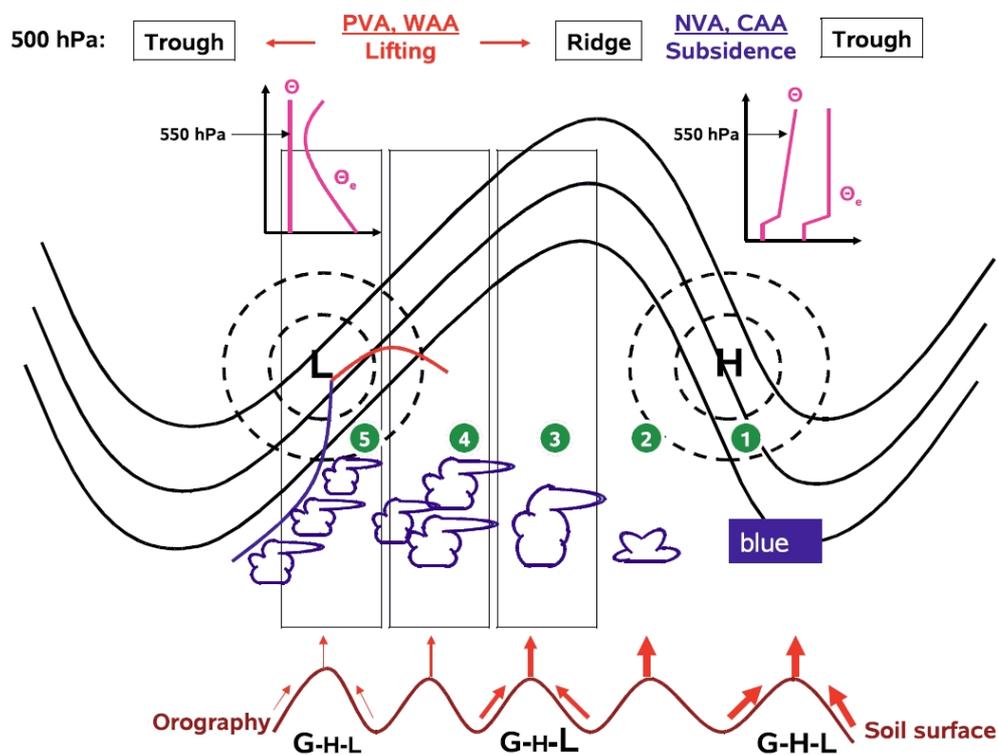


Abbildung 2.1: Konzeptionelles Modell zur Auslösung hochreichender Konvektion mit typischer synoptischer Situation und mesoskaligen Prozessen. Dargestellt sind 500 hPa-Höhenströmung (schwarze Linien), Bodendrucksysteme (schwarz strichliert), Warmfront (rot), Kaltfront (blau), positive und negative differentielle Vorticityadvektion (PVA, NVA), Warmluft- und Kaltluftadvektion (WAA, CAA), typische Vertikalprofile der äquivalentpotentiellen Temperatur (magenta), Strahlungsbilanz (G), Fluss sensibler (H) und latenter (F) Wärme sowie typische Wolkenbedeckung von wolkenarm (1) über Einzelzellen (3) bis zu organisierter hochreichender Konvektion (4 und 5); leicht verändert aus Kottmeier et al. (2008).

ist zusätzlich eine vertikale Richtungsscherung des Windes, wie sie im Warmsektor eines Bodentiefs durch Warmluftadvektion (Abb. 2.1, Nr. 4 und 5) oder bei orografisch modifizierten mesoskaligen Strömungen vorkommen kann.

Abgesehen von einigen Hagelereignissen während Ostlagen treten in Mitteleuropa und in Deutschland günstige atmosphärische Bedingungen für die Entstehung von Hagelgewittern bei einer trogvorderseitigen präfrontalen Südwestströmung mit Advektion feuchtwarmer und instabiler Luftmassen auf. Tiefdruckeinfluss und ein herannahender Jetstream stellen ausreichend große Windscherung für die Organisation von Gewittersystemen bereit (Abb. 2.1, Nr. 4 und 5). Untersuchungen von Graf et al. (2011) zeigen, dass über Mitteleuropa starke (tornadische) Gewitter überwiegend in der Nähe von Jetstreammaxima, Kurzwellentrögen und Fronten auftreten. Kunz et al. (2009) identifizierten für etliche Hageltage in Südwestdeutschland eine südwestliche Großwetterlage. Ehmann (2010) führt 35 % aller Hagelereignisse in Baden-Württemberg auf den Großwetterlagentyp „Südwest zyklonal“ zurück, bei 16 % erstreckt sich eine Hochdruckbrücke über Mitteleuropa.

2.2 Stabilitätsbetrachtungen

2.2.1 Vertikaler Temperaturgradient

Für die Entstehung von Gewittern ist die vertikale Schichtung der Atmosphäre entscheidend. Diese kann je nach Stärke des vertikalen Temperaturgradienten labil, neutral (indifferent) oder stabil sein. Zur Quantifizierung der statischen Stabilität wird nach Rossby (1932) üblicherweise die Paketmethode angewendet, bei der ein abgeschlossenes Luftvolumen unter quasistatischer Annahme adiabatischen Prozessen unterliegt. Steigt ein Luftpaket in höhere Luftschichten auf, so kühlt es sich aufgrund der zu verrichtenden Volumenarbeit ab. Nach dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik erfolgt eine Änderung der inneren Energie du in einem homogenen System ohne irreversible Prozesse durch Zufuhr oder Abfuhr von Wärme δq und durch die Volumenarbeit δa :

$$du = \delta q + \delta a. \quad [2.2]$$

Unter Verwendung der Zustandsgleichung für ein ideales Gas

$$p = \varrho R_d T \quad [2.3]$$

mit der Dichte ϱ , sowie mit $du = c_v dT$ und $\delta a = -pd\alpha$ kann Gleichung (2.2) unter Hinzunahme der Enthalpie $h = u + pv$ und der Enthalpieänderung $dh = c_p dT$ umgeformt

werden zu

$$\delta q = du + pd\alpha = c_v dT + pd\alpha = dh - \alpha dp = c_p dT - \alpha dp. \quad [2.4]$$

Darin ist $\alpha = \rho^{-1}$ das spezifische Volumen, c_v die spezifische Wärmekapazität bei isochoren Prozessen und c_p die spezifische Wärmekapazität bei isobaren Prozessen. Betrachtet man nun adiabatische Zustandsänderungen ($\delta q = 0$), so folgt aus Gleichung (2.4)

$$0 = c_p dT - \alpha dp. \quad [2.5]$$

Unter Hinzunahme der hydrostatischen Approximation

$$dp = -\rho g dz \quad [2.6]$$

mit g als Schwerebeschleunigung kann mit Gleichung (2.5) der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ_d bestimmt werden:

$$\Gamma_d = \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \approx -0.0098 \text{ K m}^{-1} \quad [2.7]$$

Ist das Luftvolumen gesättigt, werden im 1. Hauptsatz der Thermodynamik zusätzlich die diabatischen Wärmeübergänge berücksichtigt. Daraus folgt für die Enthalpieänderung

$$dh = c_p dT + l_c dr_s \quad [2.8]$$

mit der spezifischen Verdampfungswärme l_c und dem Sättigungsmischungsverhältnis r_s . Bei Kondensation wird dem Luftpaket latente Wärme zugeführt. Daher ist der Betrag des vertikalen Temperaturgradienten bei feuchtadiabatischen Prozessen kleiner als im trockenadiabatischen Fall. Holton (2004) führt beobachtete Werte für den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten von -0.0040 K m^{-1} bei feuchten Warmluftmassen bis -0.0070 K m^{-1} in der mittleren Troposphäre auf. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient ist abhängig vom Feuchtegehalt der Luft und über die Clausius-Clapeyron-Gleichung abhängig von der Lufttemperatur und vom Luftdruck. Da bei Temperaturrückgang das Sättigungsmischungsverhältnis r_s abnimmt, nähert sich bei tiefen Temperaturen der feuchtadiabatische Temperaturgradient dem trockenadiabatischen an.

2.2.2 Potentielle Temperatur, Stabilitätsbereiche

Findet in der Atmosphäre eine trockenadiabatische Vertikalbewegung statt, so ist die potentielle Temperatur

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad [2.9]$$

mit $\kappa = R_d/c_p$ und $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ höhenkonstant und die Schichtung *trockenneutral*. Ist der vertikale Temperaturgradient in der Atmosphäre kleiner als der trockenadiabatische,

so nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe ab. Die Schichtung ist *trockenlabil*. Ist der vertikale Temperaturgradient größer als der trockenadiabatische, so nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe zu. Die Schichtung ist *trockenstabil*. Bei Sättigung und feuchtadiabatischer Vertikalbewegung bleibt die äquivalentpotentielle Temperatur

$$\theta_e \approx \theta \cdot \exp\left(\frac{l_c r_s}{c_p T}\right) \quad [2.10]$$

näherungsweise höhenkonstant, da ein pseudoadiabatischer Prozess angenommen wird, bei dem das Kondensat beim Aufstieg instantan ausfällt und beim Absinken keine Verdunstung stattfindet. Nach Bolton (1980) kann die äquivalentpotentielle Temperatur berechnet werden zu

$$\theta_e = \theta \cdot \exp\left[\left(\frac{3.376}{T_{HKN}} - 0.00254\right) \cdot r (1 + 0.81 \cdot 10^{-3} r)\right]. \quad [2.11]$$

Darin sind

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{0.2854 \cdot (1 - 0.28 \cdot 10^{-3} r)} \quad [2.12]$$

mit dem Mischungsverhältnis r in g kg^{-1} und

$$T_{HKN} = \frac{2840}{3.5 \ln T - \ln e - 4.805} + 55 \quad [2.13]$$

mit dem Dampfdruck e in hPa und der Temperatur im Hebungskondensationsniveau T_{HKN} in Kelvin. Gleichung (2.11) gilt für ein zunächst ungesättigtes Luftpaket und wird in dieser Arbeit verwendet.

Bei höhenkonstanter äquivalentpotentieller Temperatur ist die Schichtung *feuchtneutral*. Ist der vertikale Temperaturgradient in der Atmosphäre kleiner als der feuchtadiabatische, so nimmt die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe ab. Die Schichtung ist *feuchtlabil*. Ist dagegen der vertikale Temperaturgradient größer als der feuchtadiabatische, so nimmt die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe zu. Die Schichtung ist *feuchtstabil*. Da die äquivalentpotentielle Temperatur zusätzlich den Feuchtegehalt der Luft berücksichtigt, dient sie als Maß für den gesamten Energiegehalt einer Luftmasse.

Die stabilste Schichtung in der Atmosphäre ist eine *feuchtstabile* Schichtung. Umgekehrt finden sich bei *trockenlabiler* Schichtung die labilsten Umgebungsbedingungen. Liegt die vertikale Temperaturabnahme genau zwischen dem feuchtadiabatischen und trockenadiabatischen Temperaturgradienten, so handelt es sich um eine *bedingt labile* Schichtung, die zwar *trockenstabil* ist, bei einsetzender Kondensation aber *feuchtlabil* wird (Abb. 2.2, links). *Latente Labilität* (Normand, 1938) tritt dann auf, wenn in einer bedingt

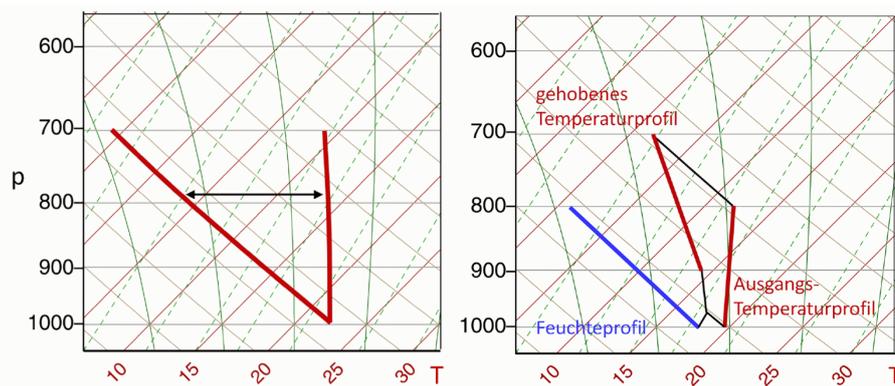


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung einer bedingt labilen Schichtung im Skew T - $\log p$ Diagramm. Der vertikale Temperaturgradient der Umgebungsluft liegt zwischen dem trocken- und pseudoadiabatischen Temperaturgradienten (links). Liegt feuchte Luft unterhalb trockener Luft, kann bei Hebung der gesamten Luftsäule eine Labilisierung erfolgen. Die Schichtung ist potentiell instabil geschichtet (rechts); aus Kunz (2012).

labil geschichteten Atmosphäre nur ausreichend feuchte Luftpakete, beispielsweise nach erzwungener Hebung aus bodennahen Luftschichten, einen freien Auftrieb erfahren. *Potentielle Instabilität* wird ausgelöst, wenn feuchte Luft unterhalb von trockener Luft lagert. Unter diesen Bedingungen nimmt die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe ab. Erfährt die Luftsäule eine großräumige oder mesoskalige Hebung, so setzt in den unteren Luftschichten schneller Kondensation ein als in der mittleren und oberen Troposphäre, womit sich der vertikale Temperaturgradient verschärft und eine Destabilisierung erfolgt (Abb. 2.2, rechts). Groenemeijer (2009) hält die latente Labilität für die wichtigste Voraussetzung bei der Entwicklung hochreichender Konvektion. Corsmeier et al. (2011) sehen die potentielle Instabilität als klaren Indikator für die Möglichkeit schwerer Gewitter.

2.2.3 Brunt-Väisälä-Frequenz

Betrachtet wird nochmals ein ungesättigtes, individuelles Luftvolumen in einer beliebigen Umgebung. Bei einer vertikalen virtuellen Verrückung kann dessen Verhalten mit Hilfe der vertikalen Komponente der Eulerschen Bewegungsgleichung unter der Annahme von Inkompressibilität und Hydrostasie untersucht werden. Es folgt die gewöhnliche Differentialgleichung

$$\frac{d^2 w}{dt^2} + N^2 w = 0 \quad [2.14]$$

mit der Vertikalgeschwindigkeit w , der Zeit t und der Brunt-Väisälä-Frequenz im ungesättigten Fall

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}. \quad [2.15]$$

Darin ist θ_v die virtuelle potentielle Temperatur, die aus Gleichung (2.9) unter Berücksichtigung der virtuellen Temperatur $T_v = T \cdot (1 + 0,61q)$ mit der spezifischen Feuchte q hervorgeht. Die Brunt-Väisälä-Frequenz ist ein Maß für die statische Stabilität der Atmosphäre. Löst man Gleichung (2.14) mit den Anfangsbedingungen $w(t_0 = 0) = w_0$ und $dw/dt(t = 0) = 0$, so folgt nach einer Fallunterscheidung

$$w(t) = \begin{cases} w_0 \cosh(|N|t) & \text{für } N^2 < 0 \\ w_0 & \text{für } N^2 = 0 \\ w_0 \cos(Nt) & \text{für } N^2 > 0 \end{cases} \quad [2.16]$$

Für $N^2 > 0$ stellt sich eine harmonische Oszillation um das Ausgangsniveau ein. Die Atmosphäre ist in diesem Fall *stabil* geschichtet. Eine *indifferente* Schichtung liegt bei $N^2 = 0$ vor. Hier erfährt das Luftvolumen keine Beschleunigung und verbleibt in der Ausgangslage. *Labil* geschichtet ist die Atmosphäre bei $N^2 < 0$. Das Luftpaket entfernt sich irreversibel und mit immer größer werdender Vertikalgeschwindigkeit von seinem ursprünglichen Niveau.

2.3 Konvektionsrelevante Parameter und Bedingungen

2.3.1 CAPE und CIN

Eine Fülle von Konvektionsparametern und -indices werden in der Meteorologie zur Einschätzung des Potentials für hochreichende Konvektion benutzt. Einer der wichtigsten Konvektionsparameter ist die CAPE (engl. convective available potential energy), aus der man die Stärke hochreichender Konvektion ableiten kann. Steigt ein Luftpaket trockenadiabatisch aktiv bis zum Cumuluscondensationsniveau auf oder wird passiv bis zum Hebungskondensationsniveau (HKN, engl. LCL) gehoben, so erfolgt darüber der weitere Aufstieg feuchtadiabatisch. Vor allem bei passiver Hebung kommt es vor, dass dem Luftpaket bis zum Erreichen des freien Auftriebs eine bestimmte Energiemenge zugeführt werden muss, wenn das Luftpaket kälter als die Umgebung ist. Diese konvektionshemmende Energie wird als CIN (engl. convective inhibition) bezeichnet. Sie stellt unter Vernachlässigung der vertikalen Druckstörungen den integrierten negativen Auftrieb

$$B \approx g \cdot \frac{T_{v,p} - T_{v,u}}{T_{v,u}} \quad [2.17]$$

für ein Luftpaket auf einer beliebigen Höhe z dar, der bis zum Erreichen des Niveaus der freien Konvektion z_{NFK} (NFK, engl. LFC) überwunden werden muss:

$$\text{CIN} = -g \cdot \int_z^{z_{NFK}} \frac{T_{v,p} - T_{v,u}}{T_{v,u}} dz \quad [2.18]$$

Darin ist $T_{v,p}$ die virtuelle Temperatur des Luftpakets und $T_{v,u}$ die der Umgebung. Oberhalb des NFK ist das Luftpaket wärmer als seine Umgebung und erfährt bis zum Gleichgewichtsniveau bzw. bis zur Wolkenobergrenze z_{WO} (WO, engl. LNB) einen positiven Auftrieb. Der integrierte Auftrieb, der durch Freisetzung latenter Wärme zur Verfügung steht, ist die konvektive verfügbare potentielle Energie:

$$\text{CAPE} = g \cdot \int_{z_{\text{NFK}}}^{z_{\text{WO}}} \frac{T_{v,p} - T_{v,u}}{T_{v,u}} dz \quad [2.19]$$

Typische CAPE-Werte für schwere Gewitter in Mitteleuropa reichen von etwa 1000 bis 2500 J kg^{-1} . Hagen et al. (1999) fanden für Gewitterereignisse über Süddeutschland durchschnittliche CAPE-Werte zwischen 700 und 900 J kg^{-1} . Ergebnisse für Südwestdeutschland von Kunz (2007) lassen bei Werten über 1500 J kg^{-1} starke Gewitter mit Hagel erwarten. In Extremfällen können in Deutschland bei Einzelereignissen auch Werte um 3000 J kg^{-1} analysiert werden, z. B. 2800 J kg^{-1} bei Haase-Straub et al. (1997). Bei Vorhandensein genügend großer CAPE ist für die Auslösung hochreichender Konvektion die Überwindung oder der Abbau der CIN entscheidend. Am Oberrand der Grenz-

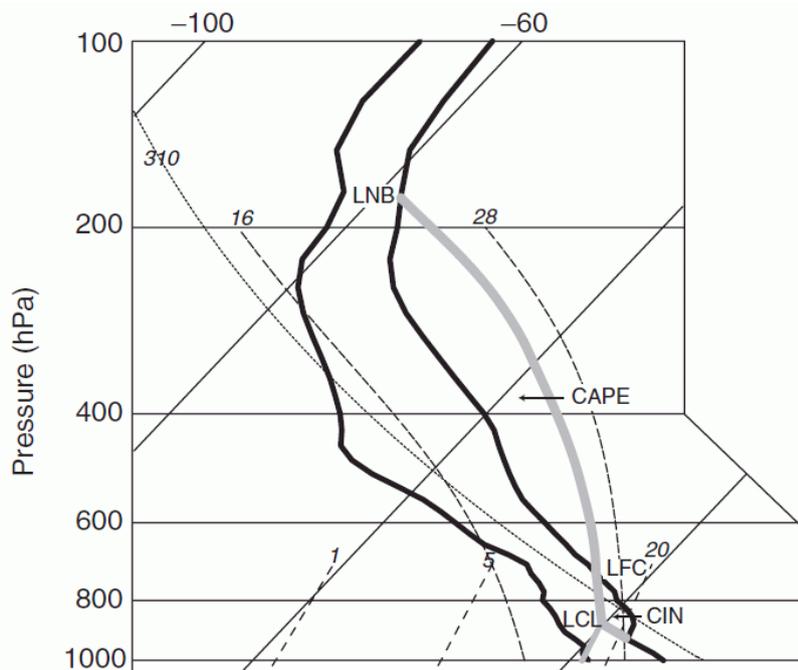


Abbildung 2.3: Skew T -log p Diagramm eines typischen bedingt labilen Radiosondenaufstieges im Sommerhalbjahr in den kontinentalen mittleren Breiten. Konvektive Hemmung (CIN), konvektive verfügbare potentielle Energie (CAPE), Hebungskondensationsniveau (LCL), Niveau der freien Konvektion (LFC) und Gleichgewichtsniveau (LNB); aus Trier (2003).

schicht bildet sich im Tagesverlauf im Bereich der Entrainmentzone eine Temperaturinversion aus (Stull, 1988). Diese abgehobene Inversion oder Absinkinversionen in der mittleren Troposphäre generieren CIN, die vor der Entstehung hochreichender Konvektion durch verschiedene Prozesse wie großräumige Hebung, Feuchte- und Temperaturadvektion oder bodennahe Konvergenzlinien überwunden oder abgebaut werden muss (Kalthoff et al., 2009; Barthlott et al., 2011). Vor allem bei Vorhandensein einer potentiellen Instabilität erfolgt bei Hebung der Luftsäule eine rasche Labilisierung und Reduktion der CIN, die zur explosionsartigen Entwicklung unwetterartiger Gewitter führen kann (loaded gun-Wetterlage).

2.3.2 Lifted Index (LI)

Ein weiterer und häufig verwendeter Konvektionsparameter ist der Lifted Index (LI). Dieser gibt die Differenz zwischen der Umgebungstemperatur und der Temperatur eines vom Boden entlang der Hebungskurve aufsteigenden Luftpakets auf der 500 hPa-Fläche an. Je nach Betrachtung wird für das Luftpaket die 2 m-Temperatur und 2 m-Feuchte verwendet (Surface-based, SB) oder die Temperatur, das Mischungsverhältnis und der Druck über eine definierte Schichtdicke gemittelt, meist über die bodennahen 30, 50 oder 100 hPa (Mixed Layer, ML). Die gleiche Praxis kann beispielsweise auch bei der CAPE oder der CIN angewendet werden. Der Lifted Index ist definiert als

$$LI = T_{500 \text{ hPa}} - T_{\text{Boden} \rightarrow 500 \text{ hPa}} \quad [2.20]$$

und liefert Werte in Kelvin [K], die nach Tabelle 2.1 einzuordnen sind. Obwohl der Lifted Index einer der einfachsten Konvektionsindices ist, gilt er nach Kunz (2007) bei Gewittertagen als guter und zuverlässiger Vorhersageparameter. Nach dem Autor tritt in Südwestdeutschland bei einem $LI \leq -1.7$ mit 80-prozentiger Wahrscheinlichkeit ein Gewittertag auf. Für die Vorhersage von unwetterartigen Gewittern schneidet der LI vor der Mixed Layer CAPE (MLCAPE) am besten ab.

Tabelle 2.1: Werte des Lifted Index und Abschätzung der Gewitterwahrscheinlichkeit nach NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), (2014).

LI in K	Gewitterwahrscheinlichkeit
$LI > 2$	keine signifikante Gewitteraktivität
$0 < LI < 2$	Schauer/Gewitter möglich mit externem Hebungsantrieb
$-2 < LI < 0$	Gewitter möglich
$-4 < LI < -2$	Gewitter wahrscheinlicher, aber selten unwetterartig
$LI < -4$	unwetterartige Gewitter möglich

2.3.3 Elevated Mixed Layer (EML)

Nach Morris (1986) hat die so genannte „Spanish plume“ große Bedeutung bei der Entstehung von konvektiven Unwettern in Mitteleuropa. Darunter versteht man die nordwärts ausgreifende Advektion subtropischer Kontinentalluft aus Nordwestafrika und aus dem Hochland der Iberischen Halbinsel, wie sie im Sommerhalbjahr auf der Vorderseite eines Höhentrogges im Warmsektor eines Bodentiefs vorkommen kann. In der unteren Troposphäre ist diese Luft sehr warm und trocken. Kommt es zu Hebungsprozessen, synoptischskalig auf der Trogvorderseite oder orografisch im Spanischen Hochland, an den Pyrenäen oder am Atlasgebirge, so wird die einst bodennahe konvektive Grenzschicht gehoben und Richtung Mitteleuropa geführt. Diese Schicht wird als entkoppelte durchmischte Schicht (engl. elevated mixed layer, EML) bezeichnet (Carlson et al., 1983).

Eine EML ist in den Vertikalprofilen von Radiosondenaufstiegen als gut durchmischte Luftschicht mit annähernd höhenkonstantem Sättigungsmischungsverhältnis in der mittleren Troposphäre oberhalb der Grenzschicht zu erkennen. Sie generiert CIN und wirkt als Sperrschicht, die hochreichende Konvektion zunächst hemmt. Unterhalb der deckelnden trockenwarmen Luftschicht sammeln sich durch Temperatur- und Feuchteadvektion, Einstrahlung und Evaporation feuchtwarme bis feuchtheiße Luftmassen. Daraus resultiert eine hohe potentielle Instabilität. Da die EML annähernd trockenadiabatisch durchmischt ist, fällt die starke vertikale Temperaturabnahme in der mittleren Troposphäre und damit auch die CAPE entsprechend hoch aus, die im Falle einer Auslösung von hochreichender Konvektion zur Verfügung steht. Wird die potentielle Labilität freigesetzt, herrschen in einer bestenfalls stark gescherten Umgebung optimale Bedingungen für die Entwicklung unweatherartiger Gewittersysteme. Auch im Lee größerer Gebirgsketten kann sich regional eine EML ausbilden, wenn trockenere Föhnluft die feuchtwarme Grenzschichtluft überlagert. In Süddeutschland kommt es unter anderem im Vorland der Bayerischen Alpen zu einer Häufung von Hagelgewittern (Puskeiler, 2013). Dort kann der Einfluss einer EML nicht ausgeschlossen werden, die aus der föhnigen Süd- oder Südwestströmung über den Alpen resultiert.

Lanucci und Warner (1991) zeigten, dass eine EML die Entwicklung von Hagelgewittern begünstigt. In Deutschland und Mitteleuropa gingen bereits etliche markante Hagelereignisse mit einer EML einher. So konnte im Vorfeld schwerer Hagelunwetter beispielsweise am 16.06.2006 in Leipzig, am 28.06.2006 in Villingen-Schwenningen, am 11.09.2011 in Ostdeutschland, am 27.07.2013 in Norddeutschland und am 28.07.2013 in Reutlingen immer eine EML beobachtet werden. Das „Münchner Hagelunwetter“ am 12.07.1984 wies ebenfalls eine EML auf. Kaspar et al. (2009) zeigten, dass während der damaligen Wetterlage verschiedene meteorologische Parameter, wie beispielsweise

die bodennahe Feuchte, ungewöhnlich hohe Werte erreichten. Auch am 06.08.2013, am Tag des extremen Hagels mit 14.1 cm Durchmesser in Baden-Württemberg, zeigte der Radiosondenaufstieg von Stuttgart eine gut ausgeprägte EML (Abb. 2.4).

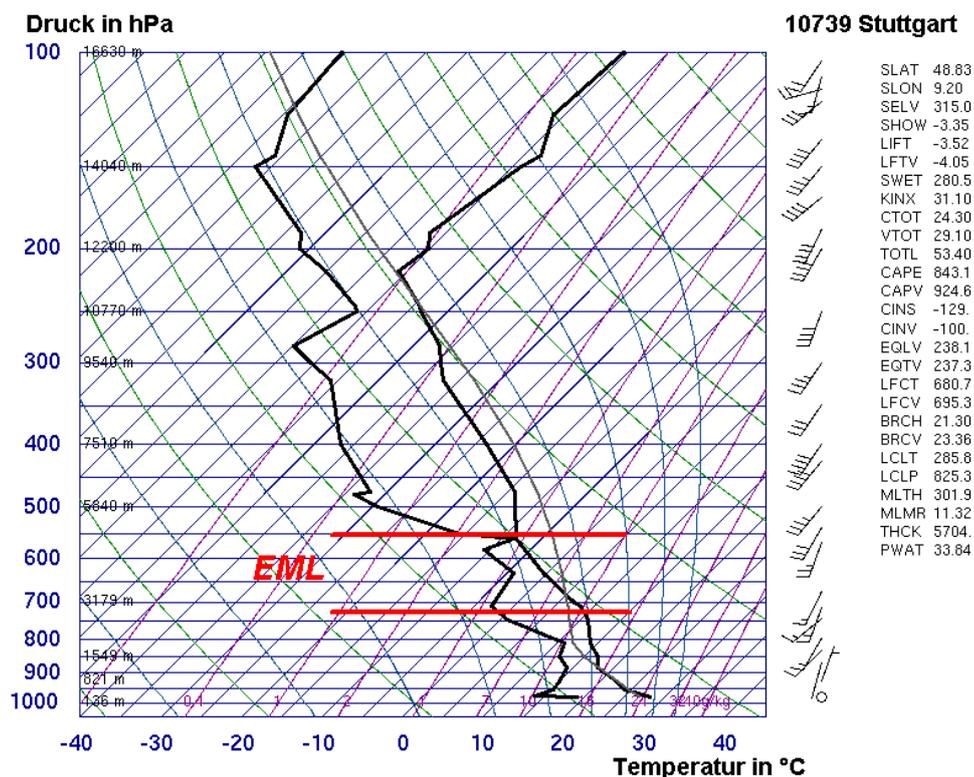


Abbildung 2.4: Skew T -log p Diagramm des Radiosondenaufstieges an der Station Stuttgart am 6. August 2013 12 UTC, am Tag des Riesenhagels mit 14.1 cm Durchmesser (ESWD-Datenbank) bei Sonnenbühl (Baden-Württemberg). Oberhalb der feuchten Grenzschicht ist die entkoppelte durchmischte Schicht deutlich erkennbar (elevated mixed layer, EML, rot markiert). In Kombination mit trockeneren Luftmassen in der höheren Troposphäre ist die Schichtung potentiell instabil; bearbeitet aus University of Wyoming (2013).

2.4 Strömung über komplexem Terrain

2.4.1 Geländeinduzierte Strömungen

Neben der Oberflächenreibung in der Grenzschicht (Stull, 1988), modifiziert vor allem die Orografie in gegliedertem Gelände das bodennahe Windfeld. Im Bereich von Gebirgen kann es nach Smith (1989) grundsätzlich zu einer Überströmung oder einer vollständigen Umströmung des Hindernisses kommen. Eine weitere Möglichkeit ist die bodennahe Stagnation der Strömung im Luv des Berges. In höheren Luftschichten erfolgt in diesem Fall eine Überströmung des Hindernisses. Je nach atmosphärischen Bedingungen stellen sich bevorzugte Strömungsregime ein, die mit Hilfe der Froude-Zahl unterschieden werden können. Sie ist ein Maß für das Verhältnis von Trägheits- zu Auftriebskräften und definiert sich in der Meteorologie als

$$Fr = \frac{U}{N \cdot H} \quad [2.21]$$

mit der ungestörten Anströmgeschwindigkeit senkrecht zum Hindernis U , der charakteristischen Höhe H des Strömungshindernisses und der ungestörten Brunt-Väisälä-Frequenz N (siehe Gl. 2.15). Damit ist die von der Orografie beeinflusste Strömung abhängig von der statischen Stabilität der Luftmasse, der Höhe des Bergrückens und der Windgeschwindigkeit in den unteren Luftschichten.

Generell findet bei kleinen Froude-Zahlen ($Fr < 1$) bevorzugt eine Umströmung, bei großen Froude-Zahlen ($Fr \gg 1$) eine Überströmung des Hindernisses statt. Je höher die Orografie, je höher die statische Stabilität und je kleiner die Anströmgeschwindigkeit sind, desto kleinere Froude-Zahlen werden erzielt, was auf eine Umströmung hindeutet. Höhere Windgeschwindigkeiten, niedrigere Hindernisse und eine labilere Luftschichtung bewirken größere Froude-Zahlen und eine bevorzugte Überströmung. Besonders beim Umströmen von Hindernissen bilden sich im Lee der Gebirge strömungsinduzierte Konvergenzgebiete aus, die aus Kontinuitätsgründen Aufwindbereiche (Whiteman, 2000) und hochreichende Konvektion verursachen können. Wang und Chen (2003) beobachteten stromab von Gebirgen sowohl für Fälle mit Froude-Zahlen kleiner 0.2 als auch für Fälle mit Froude-Zahlen größer 0.5 die Entwicklung eines Leetiefs, in dessen Bereich bodennahe Konvergenz auftritt. Strömungssimulationen von Smolarkiewicz und Rotunno (1989) zeigen bei kleinen Froude-Zahlen eine Bergumströmung mit der Ausbildung entgegengesetzt rotierender Wirbel mit horizontaler Achse im Lee des Gebirges.

Eine labile Schichtung und orografisch gegliedertes Gelände vorausgesetzt, findet die Auslösung hochreichender Konvektion je nach Strömungsregime in bevorzugten

Regionen relativ zum Gebirge statt. Bei kleiner Froude-Zahl ($Fr < 0.5$) kann es aufgrund der Stagnation der Strömung zur Auslösung von hochreichender Konvektion am Luvhang kommen (Abb. 2.5 a). Schwerewellen stromauf des Hindernisses können zu Hebungsprozessen und zu konvektiven Zellen im Luv führen (Abb. 2.5 b). Etwas größere Froude-Zahlen ($Fr < 1$) bewirken eine Umströmung des Hindernisses und eine leeseitige Strömungskonvergenz, die hochreichende Konvektion auslösen kann (Abb. 2.5 c). Folgt bei noch etwas größeren Froude-Zahlen mindestens teilweise eine Überströmung des Gebirges, können Schwerewellen und eine bodennahe Strömungskonvergenz im Lee gleichzeitig als Auslöser von hochreichender Konvektion vorkommen (Abb. 2.5 d). Direkte thermische Zirkulationen an geneigten Hangflächen generieren die Situation in Abbildung 2.5 e) mit einer Strömungskonvergenz direkt über dem Bergrücken. Fall c) und d) sind in dieser Arbeit von besonderem Interesse, da stromab der deutschen Mittelgebirge eine Häufung von Hagelgewittern beobachtet

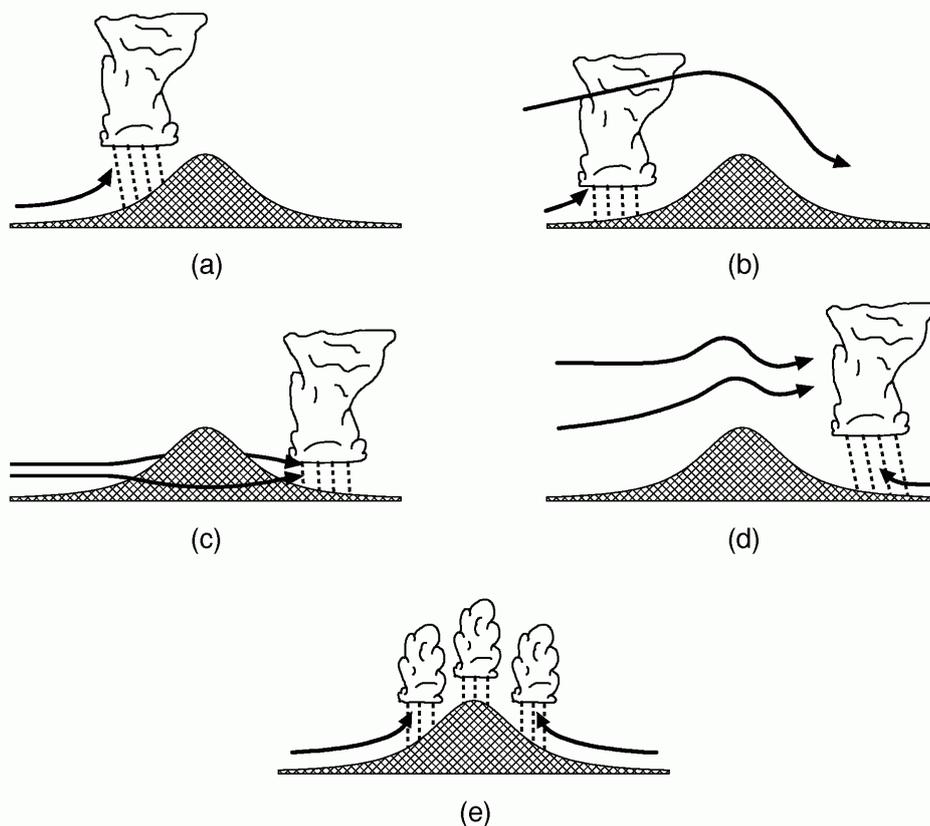


Abbildung 2.5: Unterschiedliche Strömungsregime und Mechanismen für die orografisch bedingte Auslösung hochreichender Konvektion: (a) Auslösung durch Hebung am Luvhang, (b) hebungsbedingte Destabilisierung stromauf, (c) Auslösung durch Konvergenz im Lee des Gebirges, (d) Auslösung im Lee durch Schwerewellen, (e) Auslösung durch thermisch induzierte Hangaufwinde; aus Kunz (2003), modifiziert nach Houze (1993).

wird (Puskeiler, 2013). Bei Fall d) können im Lee ausreichend hoher Gebirge feucht-warme Luftmassen von trockenerer Luft überlagert werden (eine Art EML). Dieser Vorgang erzeugt eine hohe potentielle Instabilität, die bei Konvektionsauslösung durch bodennahe Strömungskonvergenzen freigesetzt werden kann. Nach Überströmen von Hindernissen tritt im Lee von Gebirgen durch vertikale Streckung der Luftsäule oft eine Labilisierung ein (Peristeri et al., 2000), die ein günstiges Umfeld für die Entwicklung hochreichender Konvektion schafft.

Idealisierte Modellstudien von Chen und Lin (2005) unter bedingt labilen Bedingungen bestätigen, dass konvektive Systeme bei sehr kleinen Froude-Zahlen bevorzugt im Luv, bei etwas größeren Froude-Zahlen eher über dem Hindernis oder im Lee entstehen. Kunz und Puskeiler (2010) und Hagen et al. (2011) fanden heraus, dass sich westlich und östlich des Oberrheingebiets hochreichende Konvektion häufig stromab des Schwarzwaldes und der Vogesen entwickelt. Im Bayerischen Alpenvorland identifizierten Finke und Hauf (1996) den Nordrand der Allgäuer Alpen als prädestinierte Region für die Entwicklung hochreichender Konvektion. Eine systematische orografische Beeinflussung bei der Initiierung von Gewittersystemen kann auch in den USA stromab der Rocky Mountains beobachtet werden (z. B. Banta und Schaaf, 1987).

Jedes horizontale Strömungsfeld in der Atmosphäre kann neben der relativen Vorticity $\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{v}$ durch die Divergenz $\delta = \nabla \cdot \vec{v}$ charakterisiert werden. Für die Horizontaldivergenz ergibt sich

$$\delta_H = \nabla \cdot \vec{v}_H = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial |\vec{v}|}{\partial s} + \frac{|\vec{v}|}{R_n} \quad [2.22]$$

in kartesischen Koordinaten x und y sowie in natürlichen Koordinaten mit der Distanz längs der Trajektorie s und dem Krümmungsradius der Normalen R_n . Die Betrachtung in natürlichen Koordinaten zeigt, dass sich die Divergenz zusammensetzt aus Geschwindigkeitsdivergenz ($\partial |\vec{v}| / \partial s$) und Richtungsdivergenz ($|\vec{v}| / R_n$). Geschwindigkeitsdivergenz tritt bei einer Beschleunigung des Windes in Stromrichtung auf, bei Richtungsdivergenz folgt ein Auseinanderströmen. Eine negative Divergenz wird als Konvergenz bezeichnet. Somit bildet sich eine Geschwindigkeitskonvergenz bei einem Abbremsen des Windes in Stromrichtung aus, bei Richtungskonvergenz erfolgt ein Zusammenströmen.

2.4.2 Schwerewellen

Wird in orografisch gegliedertem Gelände ein Hindernis überströmt, können die Luftpakete in einer stabil geschichteten Atmosphäre in periodische Schwingungen um die Gleichgewichtslage versetzt werden. Die orografisch angeregten, stationären Wellenbe-

wegungen sind ein Typ von Schwerewellen in der Atmosphäre, bei denen als rückstellende Kraft die Schwerkraft wirkt. Zur theoretischen Beschreibung wird eine zweidimensionale, in der x - z -Ebene verlaufende Strömung in einer inkompressiblen Atmosphäre angenommen. Unter Vernachlässigung der Corioliskraft werden die Bewegungs- und Adiabatengleichung linearisiert. Nach Holton (2004) ergibt sich für die Störung der Vertikalgeschwindigkeit w'

$$\left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + \frac{N^2}{U^2} w' = 0. \quad [2.23]$$

Nach der Dispersionsrelation für die vertikale Wellenzahl m

$$m^2 = \frac{N^2}{U^2 - k^2} \quad [2.24]$$

folgen für $m^2 \neq 0$ die zwei Wellenlösungen

$$w' = \begin{cases} \hat{w} \exp [i(kx + mz)] & \text{für } m^2 > 0 \\ \hat{w} \exp (ikx) \exp (-m_i z) & \text{für } m^2 < 0 \end{cases} \quad [2.25]$$

mit der Amplitude \hat{w} , der Wellenzahl der x -Ebene k und der (imaginären) vertikalen Wellenzahl $m_{(i)}$. Bei $m^2 > 0$ erfolgt eine ungedämpfte Wellenausbreitung sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen (freie Wellen). Bei $m^2 < 0$ erfolgt für $|Uk| < N$ neben der horizontalen Ausbreitung eine Dämpfung der Welle mit der Höhe (Holton, 2004). In beiden Fällen hat der Vektor der Phasengeschwindigkeit eine Komponente zur Erdoberfläche hin. Der orthogonal dazu stehende Vektor der Gruppengeschwindigkeit, in dessen Richtung Energie transportiert wird, hat eine vertikal aufwärts gerichtete Komponente. Energiequelle der topografisch angeregten Schwerewellen ist somit die Erdoberfläche.

Etling (2008) gibt die horizontale Wellenlänge L orografisch induzierter, stationärer Schwerewellen mit

$$L = \frac{2\pi \cdot U}{N} \quad [2.26]$$

an. Sichtbar werden diese Leewellen beispielsweise als Wolken der Gattung Altocumulus lenticularis (Ac len), wenn jeweils im aufsteigenden Ast der Wellenbewegung der Wasserdampf in der Luft durch adiabatische Abkühlung auskondensiert. Nach Trier (2003) können Schwerewellen hochreichende Konvektion auslösen, sobald bei ausreichender Hebung die Luftpakete das Niveau der freien Konvektion erreichen. Straub (2007) erkannte in idealisierten Modellsimulationen, dass in orografisch gegliedertem Gelände im Tal stromab eines Berges in der unteren Troposphäre eine Labilisierung durch Schwerewellen stattfindet. Des Weiteren treten in den Simulationen welleninduzierte Störungen bei der CAPE und CIN auf, woraus sich je nach relativer Lage zur

Topografie Minima und Maxima ausbilden. Asymmetrische Hügel mit flach auslaufendem Leehang begünstigen nach Straub (2007) die Entwicklung hochreichender Konvektion, da die leeseitigen Absinkbewegungen und die damit einhergehende Stabilisierung schwächer ausfallen.

2.4.3 Thermische Windsysteme

Jede Luftströmung auf der Erde ist eine Folge horizontaler Temperaturgegensätze. Erwärmt sich ein Gebiet inhomogen, bilden sich horizontale Temperatur- und damit verbundene Druckgradienten aus. Daraus resultieren Ausgleichsströmungen, welche auf der Mesoskala in Regionen heterogener Temperaturverteilung wie an Meeresküsten, größeren Binnengewässern oder in Gebirgen vorkommen. Bevorzugt während wolkenarmer Wetterlagen, wenn sich strahlungsbedingt die Land- und Wasseroberflächen sowie die Gebirgsregionen unterschiedlich stark erwärmen und abkühlen, bilden sich thermisch induzierte Land-Seewind-Zirkulationen und Berg-Talwind-Zirkulationen aus. In dieser Arbeit stehen Berg- und Talwind-Systeme in den deutschen Mittelgebirgsregionen im Fokus. Deren Stärke und Ausprägung werden maßgeblich von der Topografie und von der räumlich unterschiedlichen Energieumsetzung an der Erdoberfläche beeinflusst. Letztere ist unter anderem abhängig von der Bodenart, der Bodenfeuchte, der Vegetation oder der Landnutzung.

Nach Holton (2004) kann die zeitliche Änderung der Zirkulation C von thermisch induzierten Windsystemen in einer baroklinen Atmosphäre ausgedrückt werden durch das Bjerknessche Zirkulationstheorem

$$\frac{dC}{dt} = - \oint \frac{dp}{\varrho} - 2\Omega \frac{dA_e}{dt} \quad [2.27]$$

mit A_e als Projektion der von der Zirkulation eingeschlossenen Fläche auf die Äquatorbene und Ω als Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation. Bei Vernachlässigen der Corioliskraft und unter Berücksichtigung der Zustandsgleichung eines idealen Gases (Gl. 2.3) ergibt sich

$$\frac{dC}{dt} = - \oint \frac{dp}{\varrho} = - \oint R_d T d \ln p = R_d \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right) (\bar{T}_2 - \bar{T}_1). \quad [2.28]$$

Die zeitliche Änderung der Zirkulation C ist damit proportional zum Temperaturunterschied zwischen zwei unterschiedlich stark erwärmten Regionen (Differenz der mittleren Temperatur \bar{T}_1 und \bar{T}_2).

Zu Tagesbeginn erwärmen sich in orografisch gegliedertem Gelände die geneigten Hänge und Gebirgsrücken durch den flachen Sonnenstand stärker als die Niederungen und die Luft über der Talmitte. Es entsteht ein horizontaler Temperaturgradient, der den anabatischen Hangaufwind antreibt. Seine Windgeschwindigkeiten übersteigen kaum 2 bis 4 m s^{-1} (Häckel, 1999). Im Tagesverlauf erwärmt sich das kleinere Luftvolumen innerhalb eines Tals schneller als in der Ebene. Subsidenz durch Absinkbewegungen über der Talmitte, die Teil der Hangwindzirkulation ist, bewirkt eine zusätzliche Erwärmung im Tal (Rampanelli et al., 2004). Durch den sich ausbildenden horizontalen Druckgradienten zwischen Ebene und Bergland setzt mehrere Stunden nach Sonnenaufgang der Talaufwind ein (Atkinson, 1981). Am Abend und in der Nacht kühlt die Luft direkt über den Hängen und über den Hochlagen aufgrund der negativen Strahlungsbilanz schneller ab als die Luft über der Talmitte und über der Ebene. Es entsteht eine gegenläufige Zirkulation mit katabatischen Hangabwinden und mit dem Bergwind, der längs des Talquerschnitts als Talabwind vom Bergland Richtung Ebene weht.

Je schwächer die großskalige Hintergrundströmung ist, desto besser können sich thermisch induzierte mesoskalige Zirkulationssysteme entwickeln (Hasel, 2006). In Mittelgebirgsregionen modifizieren Berg- und Talwindssysteme erheblich das Strömungsfeld in der unteren Troposphäre. So können entstehende Strömungs- oder Feuchteflusskonvergenzen zusätzliche Mechanismen für die Auslösung von hochreichender Konvektion sein (z. B. Kottmeier et al., 2008). Neben der Situation in Abbildung 2.5 e) führt Banta (1990) weitere meteorologische Vorgänge auf, die mit Hilfe von thermischen Windsyste-

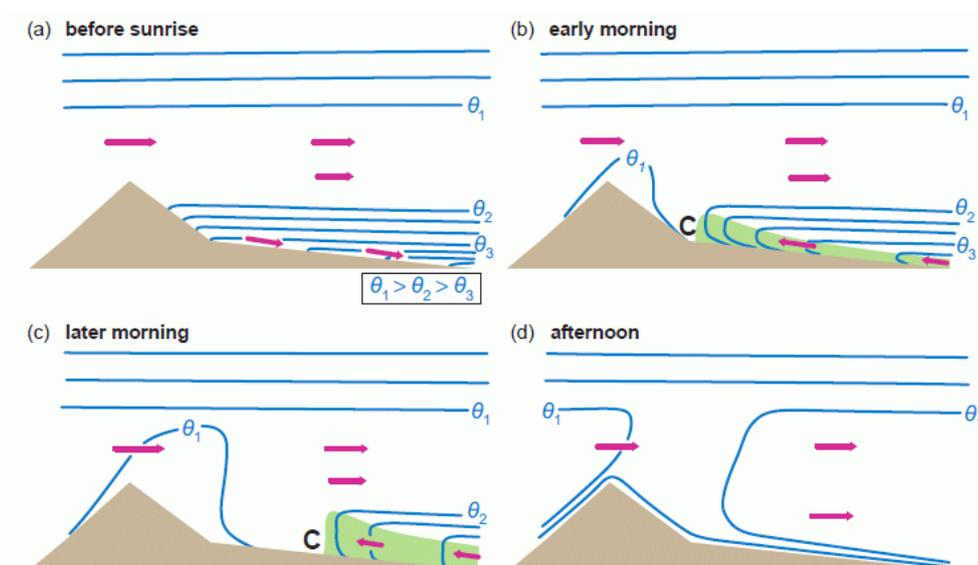


Abbildung 2.6: Entwicklung einer Konvergenz stromab eines Bergrückens durch Interaktion thermischer Windsysteme mit der tageszeitlichen vertikalen Durchmischung in der Grenzschicht; aus Markowski und Richardson (2011), nach Banta (1990).

men zur Entwicklung von hochreichender Konvektion führen können (Abb. 2.6). Setzen im Tagesverlauf Talaufwinde ein, die gegen die großräumige Strömung gerichtet sind, kann es im Lee eines Gebirges zu bodennahen Strömungskonvergenzen und zur Initiierung konvektiver Systeme kommen, sobald die Grundströmung durch die tageszeitliche Durchmischung in der Grenzschicht oder durch orografisch induzierte Leeeffekte bis zur Erdoberfläche vorstößt (Abb. 2.6).

3. Daten und Methoden

3.1 Das COSMO-Modell

Für die Untersuchungen der in dieser Arbeit relevanten strömungsdynamischen und meteorologischen Vorgänge wird das Wettervorhersagemodell COSMO (CONsortium for Small-scale MOdelling) verwendet. COSMO ist ein nicht-hydrostatisches atmosphärisches Modell, das auf den primitiven thermodynamischen und hydrodynamischen Gleichungen basiert. Das gekoppelte System nicht-linearer, partieller Differentialgleichungen beschreibt die kompressible Strömung in einer feuchten Atmosphäre. Subskalige Prozesse, die nicht vom Modell aufgelöst werden können, werden im Modell durch verschiedene Parametrisierungen berücksichtigt.

3.1.1 Grundgleichungen

Zur Verringerung numerischer Fehler werden die meteorologischen Variablen Druck p , Temperatur T und Dichte ϱ als Summe aus einem zeitunabhängigen Referenzzustand (ψ_0) und einer zeit- sowie ortsabhängigen Störung (ψ') definiert. Dabei beschreibt der Referenzzustand eine horizontal homogene, ruhende, zeitlich konstante und trockene Atmosphäre, die sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Es folgt:

$$T(x, y, z, t) = T_0(z) + T'(x, y, z, t) \quad [3.1]$$

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t) \quad [3.2]$$

$$\varrho(x, y, z, t) = \varrho_0(z) + \varrho'(x, y, z, t) \quad [3.3]$$

Die hydrostatische Approximation und die Zustandsgleichung idealer Gase (Gl. 2.3) verknüpfen dabei $T_0(z)$, $p_0(z)$ und $\varrho_0(z)$:

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\varrho_0 = -\frac{gp_0}{R_d T_0} \quad [3.4]$$

Aufgrund der Kugelgestalt der Erde wird für die Modellgleichungen ein sphärisches geländefolgendes Koordinatensystem verwendet. Die Transformation in Kugelkoordinaten

naten ist an den Polen allerdings nicht definiert, da durch die Konvergenz der Meridiane ein singulärer Punkt entsteht. Zur Vermeidung dieses Problems wird das Koordinatensystem so rotiert, dass sich Äquator und Null-Meridian in der Mitte des Modellgebiets befinden. Damit treten im Modellgebiet keine Singularitäten mehr auf und das numerische Gitter ist nahezu isotrop. Für die Transformation der Gleichungen aus dem (λ, φ, z) -System mit der geographischen Länge λ und der geographischen Breite φ in das $(\lambda, \varphi, \zeta)$ -System mit der generalisierten geländefolgenden Vertikalkoordinate ζ werden die drei Elemente der inversen Jacobi-Matrix J^z verwendet:

$$J_\lambda \equiv J_{13}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \lambda} \right)_\zeta, \quad J_\varphi \equiv J_{23}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \varphi} \right)_\zeta, \quad J_\zeta \equiv J_{33}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \zeta} \right) = -\sqrt{G} \quad [3.5]$$

Unter Hinzunahme des Referenzzustandes werden mit der Transformation die prognostischen Gleichungen für den Geschwindigkeitsvektor $\vec{v} = (u, v, w)$, für die Druckstörung p' , für die Temperatur T sowie für den spezifischen Gehalt der Luft an Wasserdampf q^v , an Flüssigwasser q^l und an Eis q^f formuliert:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - \frac{uv}{a} \tan \varphi - fv = -\frac{1}{\rho a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p'}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_u \quad [3.6]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v - \frac{u^2}{a} \tan \varphi + fu = -\frac{1}{\rho a} \left(\frac{\partial p'}{\partial \varphi} + \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_v \quad [3.7]$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla w = \frac{1}{\rho \sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} + B + M_w \quad [3.8]$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p' - g \rho_0 w = -\frac{c_{pd}}{c_{vd}} p D \quad [3.9]$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T = -\frac{1}{\rho c_{vd}} p D + Q_T \quad [3.10]$$

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^v = -\left(S^l + S^f \right) + M_{q^v} \quad [3.11]$$

$$\frac{\partial q^{l,f}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^{l,f} = -\frac{1}{\rho \sqrt{G}} \frac{\partial P_{l,f}}{\partial \zeta} + S^{l,f} + M_{q^{l,f}} \quad [3.12]$$

Dabei sind a der Radius der Erde, f der Coriolisparameter, c_{pd} die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei isobaren Prozessen, c_{vd} die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei isochoren Prozessen, Q_T die diabatische Wärmerate, M_x die Quellterme für die subskalige Turbulenz und Konvektion, S^l und S^f die Quellen und Senken mikrophysikalischer Prozesse, P_l und P_f die Niederschlagsflussdichten von Flüssigwasser und Eis, D die Divergenz des dreidimensionalen Windfeldes und B der Auftriebsterm.

Die Dichte feuchter Luft folgt aus der diagnostischen Zustandsgleichung

$$\varrho = p \left[R_d T \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q^v - q^l - q^f \right) \right]^{-1}. \quad [3.13]$$

Darin ist R_v die Gaskonstante feuchter Luft. Des Weiteren definiert sich B als Auftriebsterm zu

$$B = g \frac{\varrho_0}{\varrho} \left[\frac{T - T_0}{T} - \frac{p' T_0}{p_0 T} + \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q^v - q^l - q^f \right]. \quad [3.14]$$

Die Divergenz des dreidimensionalen Windfeldes D wird berechnet aus

$$D = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial u}{\partial \zeta} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \cos \varphi \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right) - \frac{1}{\sqrt{G}} \frac{\partial w}{\partial \zeta}. \quad [3.15]$$

Der skalare Advektionsoperator lautet in geländefolgenden Koordinaten

$$\vec{v} \cdot \nabla = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(u \frac{\partial}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) + \zeta \frac{\partial}{\partial \zeta} \quad [3.16]$$

mit der kontravarianten Vertikalgeschwindigkeit im ζ -System

$$\zeta = \frac{1}{\sqrt{G}} \left(\frac{J_\lambda}{a \cos \varphi} u + \frac{J_\varphi}{a} v - w \right). \quad [3.17]$$

Das Gleichungssystem (Gl. 3.6 bis Gl. 3.12) wird numerisch mit der Finite-Differenzen-Methode gelöst, dabei diskretisiert und mit konstanten Zeitschritten Δt unter Beachtung des Courant-Friedrichs-Lewy Kriteriums integriert.

3.1.2 Modellkonfiguration

In dieser Arbeit wird das Modell COSMO-DE (Version 5.0) mit einer horizontalen Auflösung von 0.025° (≈ 2.8 km) verwendet. In der Vertikalen ist das Modell in 50 Schichten unterteilt, die Vorwärtsintegration erfolgt mit dem konstanten Zeitschritt $\Delta t = 25$ s. Die idealisierten Modellsimulationen werden mit dem von Blahak (2011) entwickelten Modul „ARTIFCTL“ durchgeführt, wobei unrotierte Koordinaten verwendet werden, um laterale Verschiebungen der extern eingelesenen Variablen zu vermeiden (Metzger, 2013). Im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb wird in einem Zeitraum von 12 Stunden, im Gebiet Harz 6 Stunden lang simuliert, ehe unerwünschte Randeffekte oder Reflektionen in den Untersuchungsgebieten auftreten und eine sinnvolle Analyse verhindern.

Für die Initialisierung des Modells und als konstante seitliche Randbedingungen wird für jeden Gitterpunkt ein einziges Radiosondenprofil (Kapitel 3.3) verwendet, das im jeweiligen Untersuchungsgebiet die mittleren vorkonvektiven Bedingungen vor dem

Auftreten der Hagelereignisse repräsentiert. Als externe Datensätze werden dem Modell zusätzliche untere Randbedingungen übergeben: Bodentemperatur, Wassersättigung des Bodens, Wasseranteil des Interzeptionsspeichers, Rauigkeitslänge, Flächenanteil von Land, Pflanzenbedeckungsgrad, Flächenanteil von Nadelwald, Flächenanteil von Laubwald, Blattfläche pro Bodenoberfläche, Wurzeltiefe und Bodenart. Davon zeitlich variable Datensätze wie die Bodentemperatur oder die Wassersättigung des Bodens werden aus einem Kontrolllauf vom 02.09.2005 gewonnen, der unter COSMO-Standard Einstellungen mit COSMO-EU-Analysedaten (7 km horizontale Auflösung) angetrieben und mit einer horizontalen Auflösung von 2.8 km durchgeführt wurde. Die Daten wurden um 08:30 UTC abgegriffen, zu dem Zeitpunkt, an dem die meteorologischen Bodendaten am besten mit den Werten des bodennahen Radiosondenprofils übereinstimmen.

Hochreichende Konvektion kann bei einer horizontalen Gitterpunktweite von 0.025° direkt aufgelöst werden, die Parametrisierung flacher Konvektion erfolgt mit Hilfe eines modifizierten Tiedke-Schemas. Die Kopplung zwischen Boden und Atmosphäre findet mit dem Bodenmodell TERRA-ML statt (Doms et al., 2011). Abseits der konstanten seitlichen Randbedingungen werden im Modell die zeitlichen Entwicklungen aller dynamischen, thermodynamischen und physikalischen Prozesse durch die jeweiligen COSMO-Module abgebildet.

3.1.3 Modellgebiete und topografische Einordnung

Das erste Untersuchungsgebiet liegt im Südwesten Deutschlands im Bereich der Mittelgebirge Schwarzwald und Schwäbische Alb. Um die für die Dynamik wichtigen umliegenden Gebirge zu berücksichtigen, werden die Simulationen für ein großes Gebiet zwischen 5°O und 11°O sowie zwischen 46.5°N und 50.5°N durchgeführt. Darin enthalten sind die Vogesen in Frankreich und der Jura in Frankreich und in der Schweiz. Die Gebietsgröße entspricht 241×161 Gitterpunkten. Die Untersuchungen der meteorologischen Vorgänge selbst erfolgen in einem Gebiet zwischen 7.2°O und 10.0°O sowie zwischen 47.5°N und 49.1°N . Die Region ist insgesamt stark orografisch gegliedert (Abb. 3.1, oben). Westlich des Oberrheingrabens erheben sich die Vogesen, die im COSMO-Modell mit Höhen zwischen 400 m und 1100 m ü. NN abgebildet werden. Nördlich der Vogesen schließt sich die Zaberner Senke an, ein hügeliges, aber niedrigeres Verbindungsstück zwischen Vogesen und Pfälzer Wald. Östlich des Oberrheingrabens befindet sich der Schwarzwald, der gegliedert ist in Nordschwarzwald, Mittleren Schwarzwald und Südschwarzwald. Die höchsten Erhebungen weist im Modell der Südschwarzwald auf mit bis zu 1250 m ü. NN (real: Feldberg mit 1493 m ü. NN). Etwas niedriger fallen der Nordschwarzwald und vor allem der Mittlere Schwarzwald aus, der

zudem vom breiten Kinzigtal eingeschnitten wird. Östlich des Schwarzwaldes schließen sich das Korngäu und weiter südlich die Baar an, eine Hochebene, die den Südschwarzwald mit der Schwäbischen Alb verbindet. Nördlich der Baar gräbt sich das Neckartal entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb ein und verläuft weiter Richtung Stuttgarter Becken. Im nördlichen Vorland der Ostalb befindet sich das Filstal, südlich der Schwäbischen Alb liegt das Obere Donautal, an das sich südwärts Oberschwaben und der Bodensee anschließen. Das markanteste Relief im Untersuchungsgebiet bildet der Schwarzwald zusammen mit der Schwäbischen Alb, die auf der Westalb eine Modellhöhe um 900 m ü. NN erreicht (real: Lemberg mit 1015 m ü. NN).

Das zweite Untersuchungsgebiet liegt im Norden Deutschlands an der Mittelgebirgsschwelle. Als nördlichstes deutsches Mittelgebirge wird die Region Harz herangezogen, wo die Modellsimulationen zwischen 9.2 °O und 12.2 °O sowie zwischen 50.3 °N und 52.8 °N durchgeführt werden. Das entspricht einer Gebietsgröße von 121 x 101 Gitterpunkten. Die meteorologischen Vorgänge werden im Untersuchungsgebiet zwischen 9.8 °O und 11.7 °O sowie zwischen 51.2 °N und 52.3 °N (Abb. 3.1, unten) betrachtet. Der Harz kommt nahe heran an die Form eines idealen glockenförmigen Strömungs-

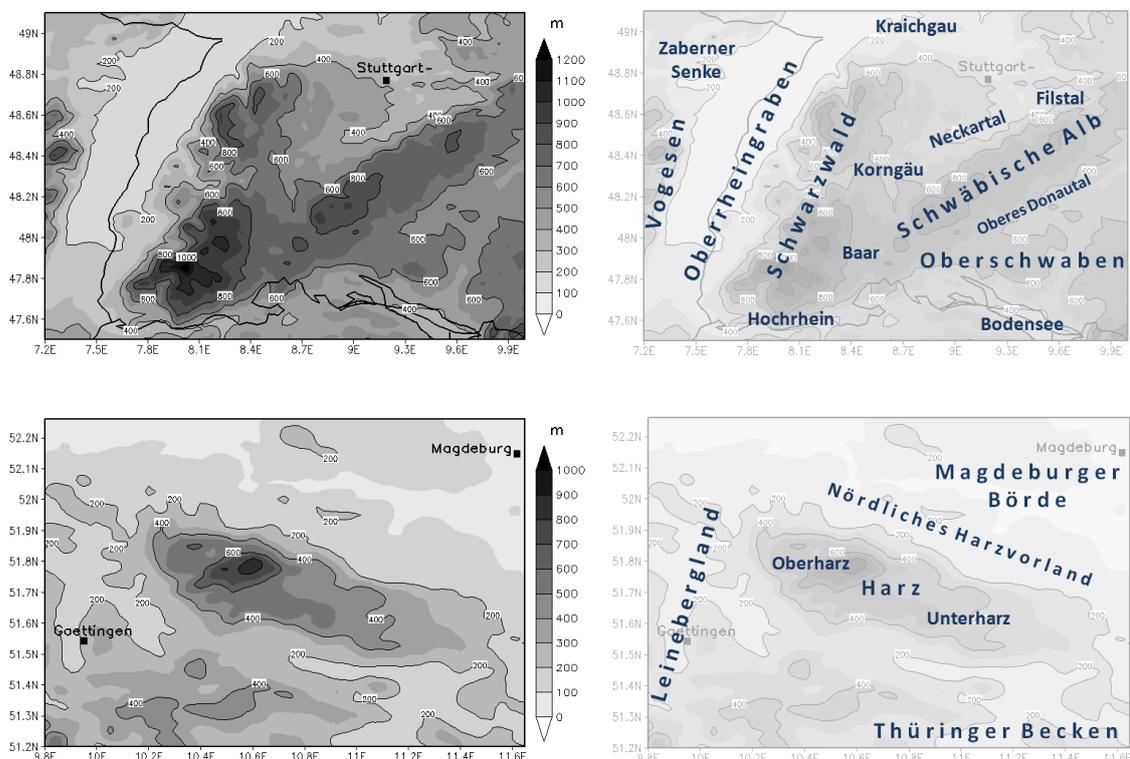


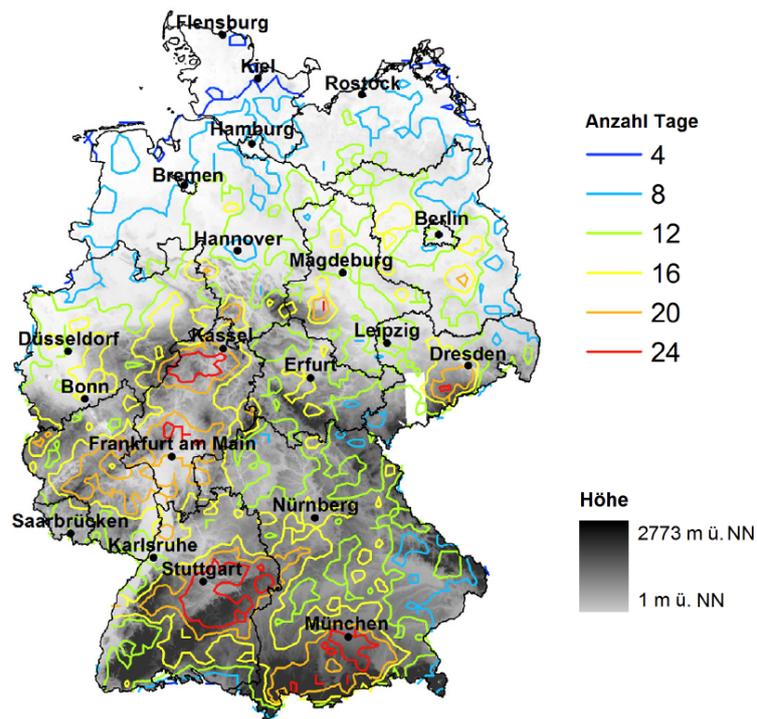
Abbildung 3.1: COSMO-Modellgebiet mit Orografie (links) und Naturräume (rechts) für die zwei Untersuchungsgebiete Schwarzwald und Schwäbische Alb (oben) sowie Harz (unten).

hindernisses, von dem in der Theorie bei der Anwendung der Froude-Zahl idealerweise ausgegangen wird (z. B. Smith, 1979). Der im Westen des Gebirges befindliche Oberharz weist eine maximale Modellhöhe von rund 850 m ü. NN auf (real: Brocken mit 1141 m ü. NN), der Unterharz läuft Richtung Osten flacher aus. Südlich und westlich des Mittelgebirges schließen sich das Thüringer Becken und das Leinebergland an. Letzteres beschreibt ein sanft hügeliges Terrain ohne große Erhebungen. Nördlich des Harzes folgt der Übergang in die Magdeburger Börde und in die Norddeutsche Tiefebene über das Nördliche Harzvorland.

3.2 Auswahlverfahren für die Gewitterzugbahnen

Grundlage der Analysen und Modellsimulationen in dieser Arbeit sind Zugbahnen von Hagelgewittern, die eine dreidimensionale Radarreflektivität von mindestens 55 dBZ aufweisen. Da ab diesem Schwellenwert Hagel am Boden zwar wahrscheinlich (z. B. Puskeiler, 2013), aber nicht sicher ist, werden diese Zugbahnen im Folgenden als potentielle Hagelzugbahnen bezeichnet. Mit Hilfe des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002) detektierte Puskeiler (2013) Zugbahnen wahrscheinlicher Hagelereignisse über Deutschland für die Monate Mai bis einschließlich September zwischen 2005 und 2011. Die Analysen zeigen vor allem stromab der deutschen Mittelgebirge eine markante Häufung von Hagelereignissen (Abb. 3.2, oben). Auf Basis dieser Erkenntnisse und mit der Annahme, dass bei der Entstehung hagelträchtiger Gewitter über Mitteleuropa häufig eine südwestliche Grundströmung vorherrscht (van Delden, 2001 und Kunz et al., 2009), werden für diese Arbeit Polygone über und stromab ausgewählter Mittelgebirgsregionen definiert sowie alle Hagelgewitter betrachtet, die innerhalb der festgelegten Gebiete ihren Anfang nehmen (Abb. 3.2, unten). Für einen Überblick werden hier zunächst mehrere Regionen betrachtet, darunter von Nord nach Süd der Harz, der Westerwald und das Rothaargebirge, das Erzgebirge, der Hunsrück, der Schwarzwald und die Schwäbische Alb sowie das Bayerische Alpenvorland.

Alle ausgewählten Regionen zeigen bei der Entstehung von Hagelgewittern ähnliche Verläufe des Tagesgangs. Am seltensten werden Gewitter in den frühen Morgenstunden und am Vormittag initiiert (Abb. 3.3). Zum späten Vormittag und frühen Nachmittag steigt die Gewitteraktivität aufgrund der solaren Einstrahlung überall an, das Maximum wird in den Mittelgebirgsregionen zwischen etwa 12 und 17 UTC beobachtet. Nur in der Alpenregion tritt der Höhepunkt während den frühen Abendstunden auf, was unter anderem auf das Alpine Pumpen zurückgeführt werden kann (Winkler et al., 2006).



Zugbahnen (>55 dBZ) von 2005–2011 nach Entstehungsgebiet

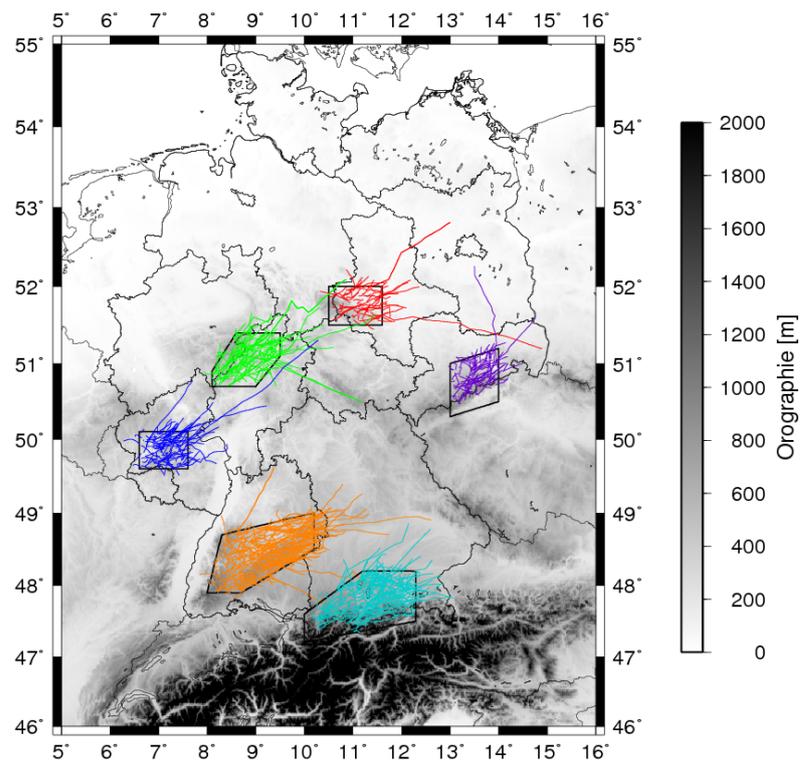


Abbildung 3.2: Oben: Anzahl der jährlichen Hageltage in Deutschland mit einem Hagelkriterium nach Waldvogel et al. (1979) $HK > 3.5$ km aus Puskeiler (2013). Unten: Daraus abgeleitete Polygone stromab der Gebirgszüge mit allen potentiellen Hagelzugbahnen über 55 dBZ, die innerhalb der definierten Gebiete starten.

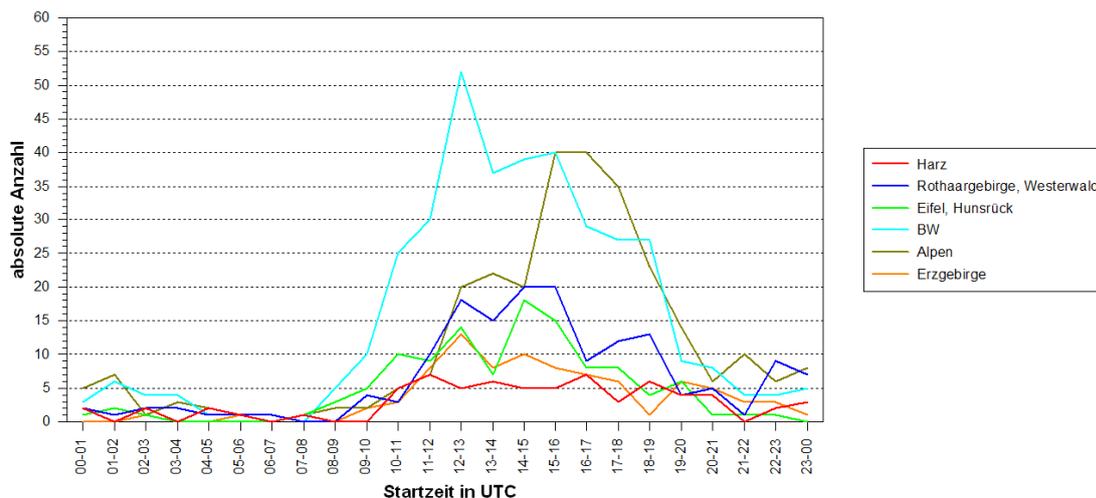


Abbildung 3.3: Tageszeitliche Verteilung (UTC) der Anzahl der Gewitterzugbahnen über 55 dBZ, die stromab der Gebirge zur jeweiligen Uhrzeit erstmals detektiert wurden (BW entspricht Baden-Württemberg, Schwarzwald, Schwäbische Alb).

3.3 Vorkonvektive Bedingungen und Vertikalprofile

Mit Hilfe der aus Radardaten ermittelten Zugbahnen potentieller Hagelstürme in Kapitel 3.2 werden die vorkonvektiven Bedingungen und die Vertikalprofile für die nähere Untersuchung der atmosphärischen Verhältnisse und für die Modellinitialisierung von COSMO bestimmt. Datengrundlage für die Analyse der Umgebungsbedingungen sind CFS-Reanalysen (CFSR) der NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), die für den Zeitraum 1979 - 2010 zur Verfügung stehen (Saha et al., 2010). Die Reanalysen liegen 6-stündig um 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC und 18 UTC mit der Auflösung T382L64 vor. Das entspricht einem horizontalen Gitterpunktabstand von etwa 38 km; in der Vertikalen liegen die Reanalysen auf 64 Levels vor.

Für die Bestimmung der mittleren vorkonvektiven Bedingungen werden an jedem Tag eines Ereignisses die Entstehungszeiten der Hagelgewitter den Terminen der Reanalysen zugeteilt. Dabei wird den Gewittern eine Entwicklungsdauer von einer Stunde gewährt, so dass sich folgende Einteilung ergibt:

- 00 UTC-Reanalyse für alle Hagelgewitter mit der Startzeit $01 \text{ UTC} \leq t < 07 \text{ UTC}$
- 06 UTC-Reanalyse für alle Hagelgewitter mit der Startzeit $07 \text{ UTC} \leq t < 13 \text{ UTC}$
- 12 UTC-Reanalyse für alle Hagelgewitter mit der Startzeit $13 \text{ UTC} \leq t < 19 \text{ UTC}$
- 18 UTC-Reanalyse für alle Hagelgewitter mit der Startzeit $19 \text{ UTC} \leq t < 01 \text{ UTC}$

Unter diesen Voraussetzungen wird für die zwei Untersuchungsgebiete Schwarzwald/Schwäbische Alb und Harz das Mittel der vorkonvektiven atmosphärischen Bedingungen gebildet. Hierzu gehen alle identifizierten potentiellen Hagelereignisse der Jahre 2005 bis 2010 ein, für die CFS-Reanalysen vorliegen. Damit stehen zur Ermittlung der jeweiligen vorkonvektiven Bedingungen und Vertikalprofile in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb 322, in der Region Harz 61 Ereignisse zur Verfügung. Da durch die tageszeitliche Verteilung der Hagelfrequenz (Abb. 3.3) die 12 UTC-Reanalysen deutlich überwiegen, werden die COSMO-Modellsimulationen jeweils um 11 UTC mit dem Mittel der vorkonvektiven Bedingungen initialisiert. Nach einer kurzen Einschwingzeit von einer Stunde liefern somit die Modellsimulationen um 12 UTC das bestmögliche Abbild der mittleren realen atmosphärischen Bedingungen, die vor der Entstehung der Hagelgewitter im jeweiligen Untersuchungsgebiet vorherrschend waren. Eine nähere Betrachtung der mittleren vorkonvektiven Bedingungen folgt in Kapitel 4.1.

Abbildung 3.4 zeigt die Vertikalprofile von Temperatur, Feuchte und Wind für die Region Schwarzwald und Schwäbische Alb (oben) sowie Harz (unten), die für die Modellinitialisierung verwendet werden und als konstante seitliche Randbedingung fungieren. Beide Profile geben einen vertikalen Aufriss der repräsentativen vorkonvektiven Bedingungen, die stromab des Schwarzwaldes bzw. stromab des Harzes vorherrschen. Das Vertikalprofil wurde für die Region Schwarzwald und Schwäbische Alb an der Koordinate 48.5 °N, 9.5 °O im Lee des Schwarzwaldes, für die Region Harz an der Koordinate 51.5 °N, 10.5 °O im Lee des Harzes abgegriffen. Die zusätzlich benötigten Anfangsbedingungen aus den untersten Luftschichten bis zum Meeresspiegelniveau werden durch Extrapolation der meteorologischen Daten gewonnen. Beim Luftdruck erfolgt die Extrapolation mit der barometrischen Höhenformel. Bei der Temperatur wird der vorgegebene Temperaturverlauf ab 900 hPa linear bis auf Meeresspiegelniveau fortgesetzt, das Sättigungsmischungsverhältnis bleibt dabei konstant. Die bodennächsten Daten der Windgeschwindigkeit und -richtung werden höhenkonstant bis auf Meeresspiegelniveau extrapoliert. Fehlende Anfangsbedingungen oberhalb der Tropopause jenseits einer Höhe von 13.000 m werden in Anlehnung an die ICAO-Standardatmosphäre ergänzt. Der Gradient der Taupunkttemperatur bleibt konstant, die Temperatur und der Wind verhalten sich höhenkonstant.

Beide Vertikalprofile zeigen einen ähnlichen Aufbau (Abb. 3.4, siehe auch Kapitel 4.1). Sowohl die bodennahen schwachen Winde um 2 bis 3 m s⁻¹ als auch die Höhenwinde kommen unter vertikaler Geschwindigkeitszunahme überwiegend aus Südwest. Die bodennahe Temperatur des untersten Drucklevels liegt in der Region Harz bei 23.8 °C in 1000 hPa und in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb bei 22.9 °C in 975 hPa. In letzterem Gebiet ist die Luft in der Grenzschicht etwas feuchter. Dies ist mit ein Grund

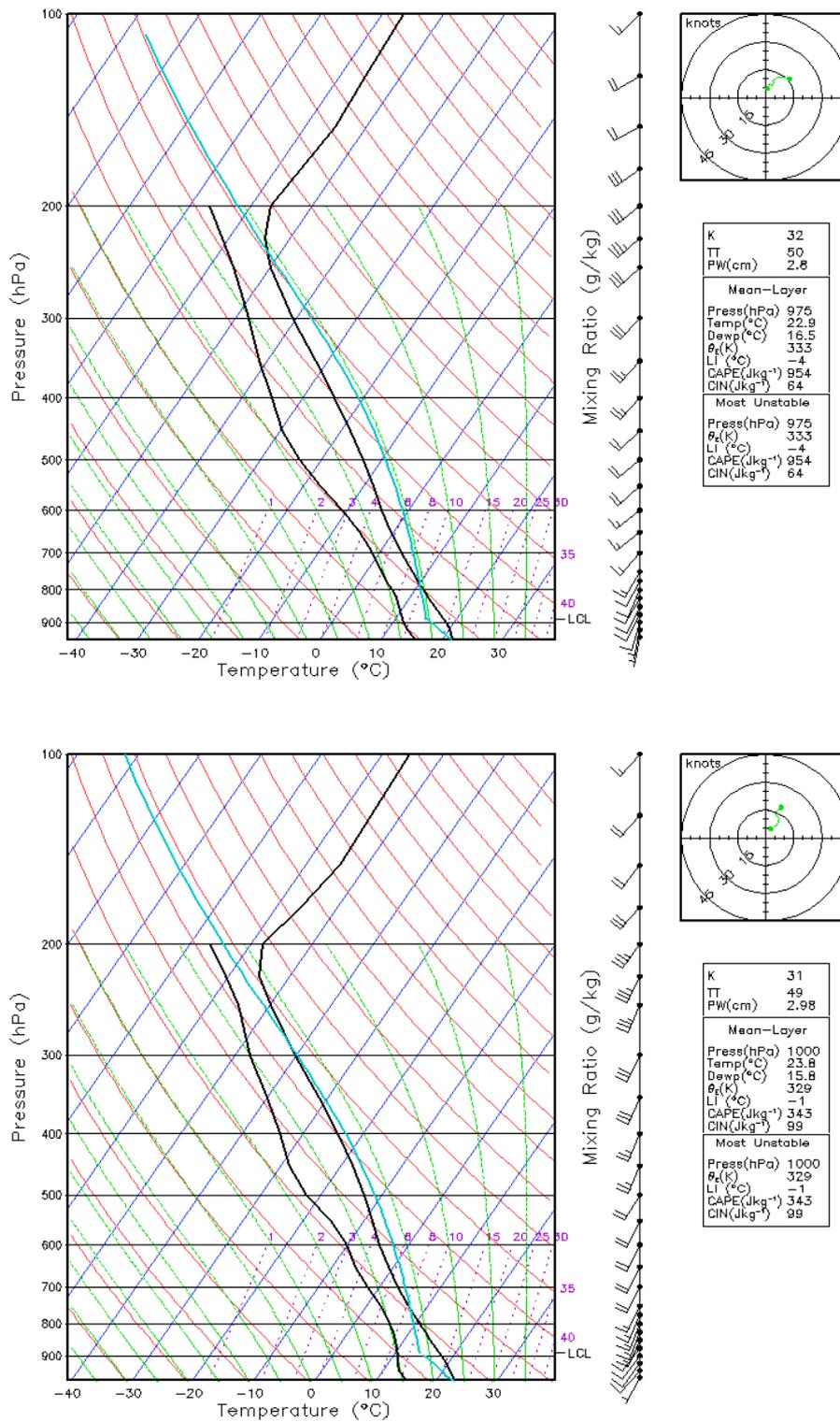


Abbildung 3.4: Vertikalprofile für die Modellinitialisierung der mittleren vorkonvektiven Bedingungen von einem repräsentativen Gitterpunkt stromab des Schwarzwaldes, 48.5°N, 9.5°O (oben) und stromab des Harzes, 51.5°N, 10.5°O (unten).

für eine MLCAPE (unterste 30 hPa) von 954 J kg^{-1} , während in der Region Harz die Atmosphäre mit einer MLCAPE von 343 J kg^{-1} weniger labil geschichtet ist. In beiden Vertikalprofilen erfolgt der stärkste vertikale Temperaturrückgang zwischen etwa 850 und 650 hPa.

4. Ergebnisse

4.1 Vorkonvektive Bedingungen

Zunächst erfolgt ein Blick auf die mittleren atmosphärischen Bedingungen, die vor Eintritt der identifizierten potentiellen Hagelereignisse vorherrschen. Für die Region Harz stehen 61, für die Region Schwarzwald und Schwäbische Alb 322 Hagelereignisse zur Verfügung (siehe Kapitel 3). Die in Kapitel 3.3 gezeigten mittleren Vertikalprofile an zwei repräsentativen Gitterpunkten in den betrachteten Hagelregionen bieten einen vertikalen Aufriss der vorkonvektiven Bedingungen.

4.1.1 Froude-Zahl

Um das Strömungsregime im Vorfeld der Hagelereignisse abschätzen zu können, wird aus den mittleren vorkonvektiven Bedingungen die Froude-Zahl an ausgewählten Gitterpunkten stromauf des Schwarzwaldes und stromauf des Harzes bestimmt, wo die bodennahen Windfelder und die vertikale Schichtung noch nicht vom Strömungshindernis beeinflusst sind. Die mittlere statische Stabilität wird für die Luftschicht zwischen 975 und 900 hPa berechnet. Die Anströmgeschwindigkeit entspricht der mittleren Windgeschwindigkeit in 975 hPa. In der Region Harz wird die Froude-Zahl an vier Gitterpunkten südlich, südwestlich und westlich des Mittelgebirges ermittelt (Tab. 4.1), wobei die 900 hPa-Druckfläche in einer Höhe von etwa 1020 m verläuft und in guter Näherung die charakteristische Höhe des Mittelgebirges abbildet. Die Höhe der 975 hPa-Druckfläche von rund 330 m deckt sich mit der Topografie des Harzer Umlandes. An allen Gitterpunkten werden Froude-Zahlen von $Fr < 1$ oder $Fr \approx 1$ erzielt mit einem Minimum von $Fr_{min} = 0.45$ und einem Maximum von $Fr_{max} = 1.14$. Der Theorie nach (Kapitel 2.4.1) kommt es bei den ermittelten Froude-Zahlen bevorzugt zu einer Umströmung oder einer partiellen Überströmung des Harzes.

Für die Region Schwarzwald und Schwäbische Alb wird ähnlich vorgegangen. An Gitterpunkten im mittleren und südlichen Oberrheingraben wird die statische Stabilität zunächst für die Luftschicht zwischen 975 und 900 hPa bestimmt. Dabei liegen die

Tabelle 4.1: Mittlere Froude-Zahl Fr zwischen den mittleren Höhen der Druckflächen 975 (z_1) und 900 bzw. 875 hPa (z_2) an Gitterpunkten stromauf von Schwarzwald und Harz zur Bestimmung des vorkonvektiven Strömungsregimes.

Harz (975 hPa - 900 hPa)			
Gitterpunkt	z_1 [m]	z_2 [m]	Fr
51.5 °N / 9.5 °O	336	1025	0.73
51.5 °N/10.0 °O	334	1023	0.45
51.5 °N/10.5 °O	329	1018	0.88
52.0 °N/10.0 °O	331	1020	1.14

Schwarzwald (975 hPa - 900 hPa / 875 hPa)					
Gitterpunkt	z_1 [m]	z_2 [m] (900 hPa)	$Fr_{900\text{ hPa}}$	z_2 [m] (875 hPa)	$Fr_{875\text{ hPa}}$
48.0 °N/7.5 °O	351	1041	0.57	1282	0.37
48.5 °N/7.5 °O	352	1042	0.69	1281	0.52
48.5 °N/8.0 °O	348	1039	0.76	1281	0.49
49.0 °N/8.0 °O	331	1020	0.96	1281	0.61

geometrischen Höhen der Druckflächen mit etwa 340 bzw. 1030 m geringfügig höher als in der Region Harz. Für alle Gitterpunkte gilt $Fr_{900\text{ hPa}} < 1$ (Tab. 4.1), womit es zu einem bevorzugten Umströmen des Mittelgebirges kommt. Nimmt man eine größere charakteristische Höhe des Schwarzwaldes von etwa 1280 m an, so kann die statische Stabilität zwischen den Druckflächen 975 und 875 hPa ermittelt werden. Auch hier gilt für alle Gitterpunkte $Fr_{875\text{ hPa}} < 1$, wobei im Vergleich die Werte an den jeweiligen Gitterpunkten kleiner ausfallen, da bei gleicher Anströmgeschwindigkeit eine größere charakteristische Höhe angenommen wird oder die statische Stabilität größer ist.

Nach der Theorie kann davon ausgegangen werden, dass die Mittelgebirge sowohl in der Region Harz als auch in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb bevorzugt umströmt werden. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von Kunz und Puskeiler (2010). Im Vergleich treten die kleineren Froude-Zahlen im Schwarzwaldgebiet auf, besonders bei der Annahme einer größeren charakteristischen Höhe.

4.1.2 Synoptische Situation

Großwetterlage

Sowohl bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes als auch bei Hagelereignissen stromab des Harzes finden sich über Mitteleuropa ähnliche synoptischskalige Bedingungen. Deutschland liegt bei der Mehrzahl der Ereignisse im Übergangsbereich zwischen einem antizyklonalen Höhenrücken mit der Achse über dem östlichen Mitteleuropa und einem zyklonalen Höhentrog mit der Trogachse über Westeuropa oder über

dem Ostatlantik. Abbildung 4.1 zeigt die mittlere Geopotentialverteilung in der mittleren Troposphäre auf der 500 hPa-Druckfläche. Windvektoren geben die bodennahen Windverhältnisse und die Höhenwinde an. Im Bereich des Höhenrückens herrschen in allen Luftschichten nur schwache bis mäßige Winde vor. Auf der Trogvorderseite verschärft sich der Geopotentialgradient, die Höhenwinde nehmen zu und erreichen in 500 hPa Geschwindigkeiten über 10 m s^{-1} . Auch im 850 hPa-Niveau erfolgt eine Zunahme des Windes, während die 10 m-Winde im Mittel schwach bleiben.

Nimmt man in den mittleren Breiten eine Ostwärtsverlagerung des Trog-Rücken-Musters an, nähert sich bei Hagelereignissen von Westen her ein Höhentrog. Damit gelangen die beiden Untersuchungsgebiete zunehmend auf die Trogvorderseite und unter den Einfluss großräumiger Hebungsantriebe wie differentielle positive Vorticityadvektion oder maximierte Warmluftadvektion (Kapitel 2.1). In einer ausgedehnten Südwestströmung wird warme bis heiße Luft nach Mitteleuropa geführt, die vor allem in der unteren Troposphäre nach längerem Überqueren von offenem Gewässer (Ostatlantik, westliches Mittelmeer) oder durch Evaporation stark angefeuchtet sein kann. Bei Hagelereignissen stromab des Harzes weist das großräumige Strömungsmuster in der mittleren Troposphäre eine etwas größere Amplitude auf (Abb. 4.1, rechts). Der Jetstream auf der Trogvorderseite verläuft gemäß der Geopotentialverteilung meridionaler und fällt etwas kräftiger aus.

Eine höhere vertikale Geschwindigkeitsscherung des Windes tritt für beide Gebiete Richtung Westeuropa auf (Abb. 4.2). Nach Osten und Südosten hin verbleibt die

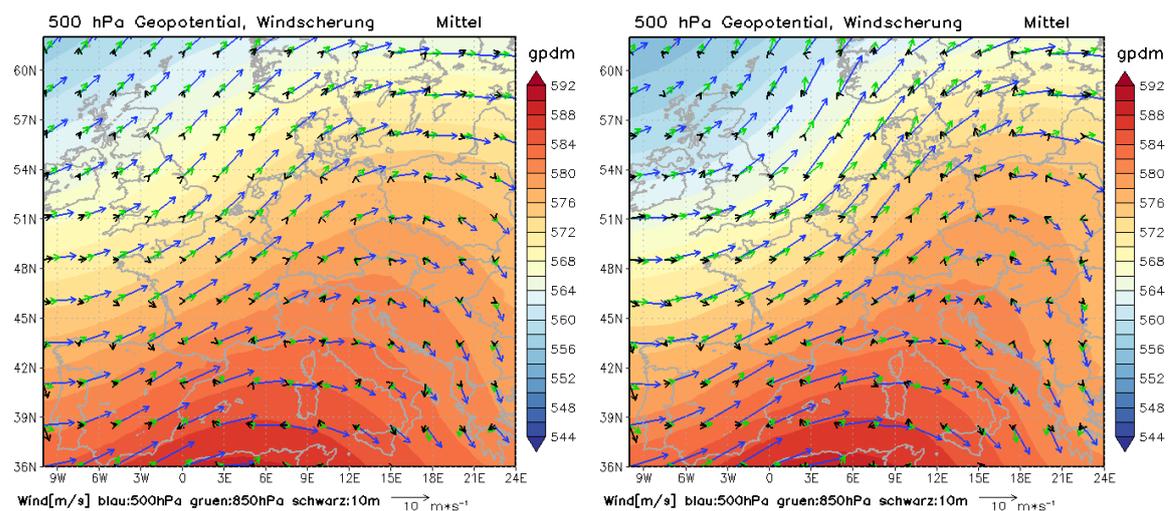


Abbildung 4.1: Mittlere synoptische Situation über Europa bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes (links) und stromab des Harzes (rechts). Geopotential [gpdm] in 500 hPa (schattiert) und Wind [m s^{-1}] in 10 m (schwarz), 850 hPa (grün) und 500 hPa (blau).

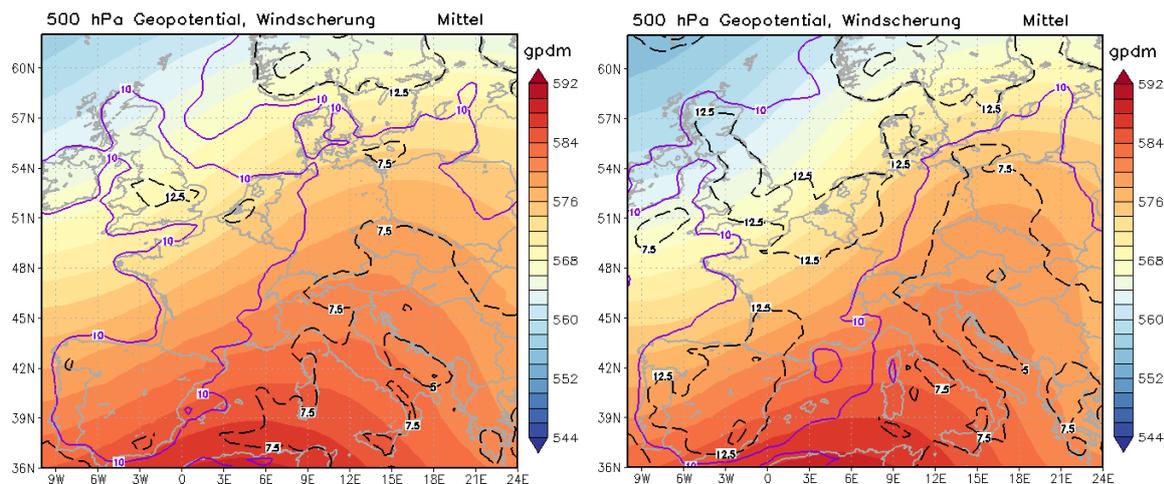


Abbildung 4.2: Mittel der Geschwindigkeitsscherung des Windes [m s^{-1}] über Europa bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes (links) und stromab des Harzes (rechts). Geopotential [gpdm] in 500 hPa (schattiert) und Geschwindigkeitsscherung des Windes [m s^{-1}] zwischen 0 und 6 Kilometer Höhe (deep layer shear) (liniert).

Windscherung zwischen 0 und 6 Kilometer Höhe (deep layer shear) bei Werten unter 10 m s^{-1} . Mindestens 10 m s^{-1} oder mehr erreicht die mittlere Geschwindigkeitsscherung über West- und Mitteleuropa. Danach kann mit organisierter hochreichender Konvektion in der Form von Multizellen oder mesoskaligen konvektiven Systemen gerechnet werden (Kapitel 2.1). Im Vorfeld der Hagelereignisse stromab des Harzes fällt die Geschwindigkeitsscherung im westlichen Mitteleuropa etwas größer aus gegenüber dem Schwarzwald.

Bodennah und in 500 hPa herrschen in den betrachteten Hagelgebieten südwestliche Winde vor. Eine ebenso dominierende Südwestströmung zeigt van Delden (2001) bei schweren Gewittern über Westeuropa und Kunz et al. (2009) bei Hagelereignissen in Baden-Württemberg. Insgesamt schwach ausgeprägt ist die vertikale Richtungsscherung des Windes. Im Mittel sind die auf Südost oder Ost rücdrehende Bodenwinde, wie sie des Öfteren östlich von präfrontalen Konvergenzlinien oder im Bereich eines Bodentiefs vorkommen, nicht zu erkennen (Abb. 4.1). Erst weiter stromab zeigen die Analysen bodennahe Südostwinde, die unter dem antizyklonalen Höhenrücken von einem korrespondierenden Bodenhoch generiert werden.

Äquivalentpotentielle Temperatur und Luftmassen

Um den Charakter der vorherrschenden Luftmassen bei Hagelereignissen stromab von Schwarzwald und Harz zu bestimmen, wird nach Gleichung (2.11) die äquivalentpotentielle Temperatur berechnet. Abbildung 4.3 zeigt das Mittel der äquivalentpotentiellen Temperatur (Θ_E) über Europa und Deutschland bei Hagelereignissen stromab

des Schwarzwaldes. Um Einflüsse der Grenzschicht gering zu halten und um die Temperatur- und Feuchteadvektion in der unteren Troposphäre gut abzubilden, wird die äquivalentpotentielle Temperatur üblicherweise im 850 hPa-Niveau betrachtet. Tiefe Werte in Nordwest- und Nordeuropa deuten eine trocken-kühle Luftmasse an, hohe Werte in der Mitte und im Süden Europas lassen auf feucht-warme bis feuchtheiße Luft schließen. Maxima sind orografisch bedingt entlang des Alpenhauptkamms auszumachen. Ein zungenartiges Maximum verläuft auch vom Rhonetal bis nach Südwestdeutschland. Hier erreicht die äquivalentpotentielle Temperatur einen Mittelwert von über 55 °C. Das 90. Perzentil zeigt über dem südlichen Baden-Württemberg ThetaE-Werte bis zu 65 °C.

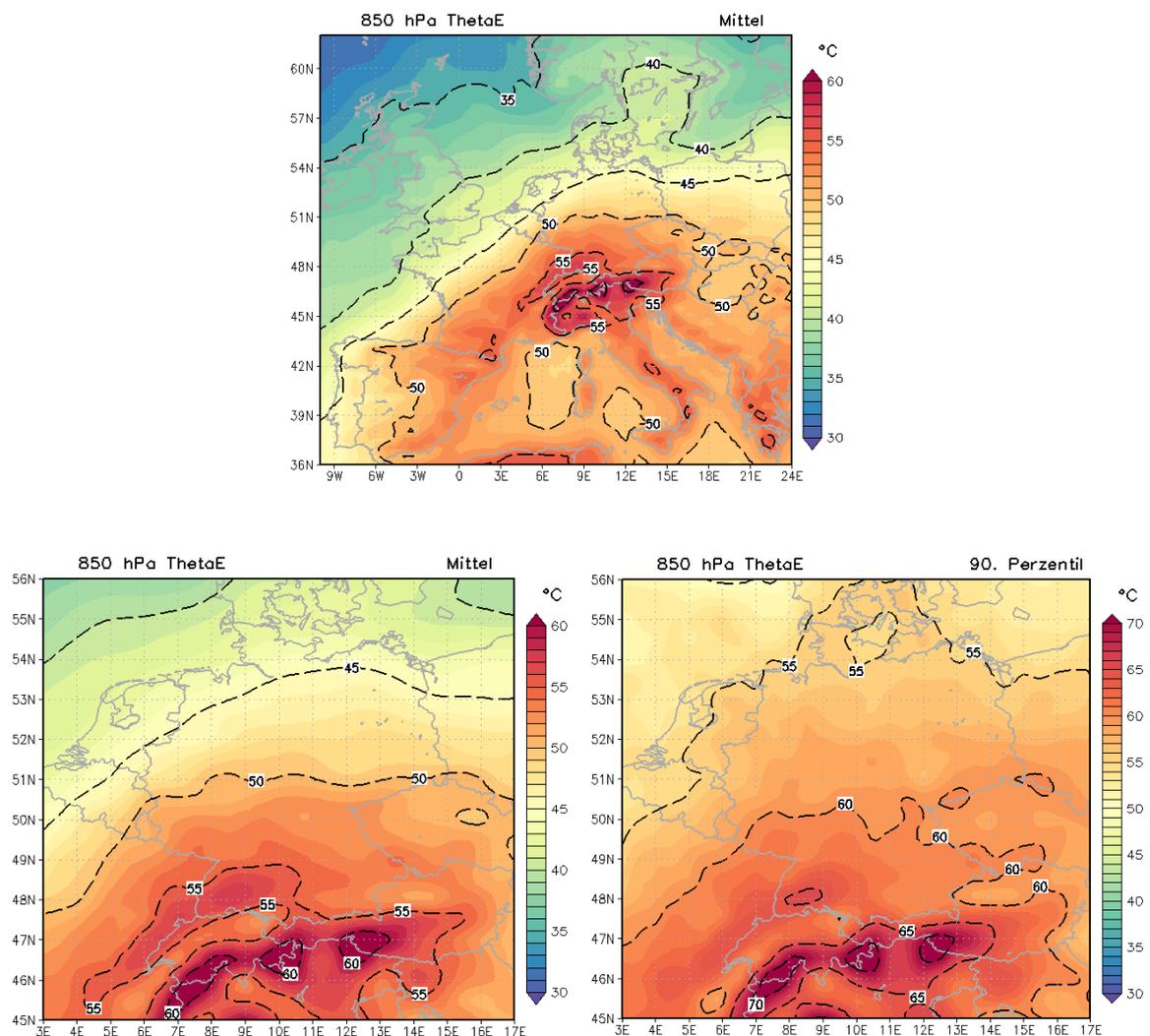


Abbildung 4.3: Mittel der äquivalentpotentiellen Temperatur [°C] in 850 hPa bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes über Europa (oben), über Deutschland (links unten) sowie das 90. Perzentil (rechts unten).

Die Verteilung und die Werte der äquivalentpotentiellen Temperatur zeugen von feuchtwarmen bis feuchtheißen, energiereichen Luftmassen über dem süddeutschen Raum, die auf der Trogvorderseite mit einer großräumigen südwestlichen Strömung nord- bis nordostwärts advehiert werden. Das Maximum über Südwestdeutschland und über dem angrenzenden Ostfrankreich kommt durch Warmluftadvektion und durch Feuchteadvektion zustande. Letztere kann topografisch bedingt durch das Rhonetal und durch den westlichen Alpenbogen verstärkt werden, wenn präfrontal ein Windmaximum in der unteren Troposphäre (Low Level Jet) die Feuchtezufuhr aus Westeuropa und aus dem westlichen Mittelmeerraum verstärkt.

Da die äquivalentpotentielle Temperatur sowohl die Temperatur als auch die Feuchte einer Luftmasse berücksichtigt, kann sie zur Identifikation von Frontensystemen herangezogen werden. Große horizontale Gradienten der äquivalentpotentiellen Temperatur zeugen von Warm- und Kaltfronten, die trocken-kühle Luftmassen von feuchtwarmer Luft trennen. Eine Front befindet sich dabei stets auf der warmen Seite des stärksten Gradienten. Bei Hagelereignissen im Gebiet von Schwarzwald und Schwäbischer Alb verläuft im Mittel die stärkste Drängung der Isothermen und damit die Kaltfront von Lothringen in Nordostfrankreich bis an die Küste Nordspaniens (Abb. 4.3). Demnach entsteht ein Großteil der Hagelunwetter stromab des Schwarzwaldes in feuchtheißen Luftmassen im Vorfeld einer im Westen liegenden oder einer von Westen herannahenden Kaltfront.

Für Hagelereignisse stromab des Harzes zeigt sich ein ähnliches Bild, allerdings fallen die Werte der äquivalentpotentiellen Temperatur etwas niedriger aus. Im Mittel werden rund um den Harz ThetaE-Werte von knapp 50 °C erreicht, das 90. Perzentil zeigt Temperaturen nahe 60 °C (Abb. 4.4). Die meridionaler verlaufende großräumige Strömung (Abb. 4.1) zeichnet sich auch in der räumlichen Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur ab. Mit einer südwestlichen bis südsüdwestlichen Strömung gelangen feuchtwarme, energiereiche Luftmassen bis in den Norden Deutschlands, wobei die Advektion der subtropischen Luft meridionaler vonstatten geht. Der stärkste Gradient der äquivalentpotentiellen Temperatur verläuft steiler auf einer Linie vom Emsland in Nordwestdeutschland bis nach Südwestfrankreich. Ähnlich zu den Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes kommt es demnach auch stromab des Harzes bevorzugt im präfrontalen Warmsektor zu Hagelgewittern, sobald eine südwestliche Strömung energiereiche Luftmassen genügend weit nordwärts transportiert. Busch (2013) liefert bei der Untersuchung von europäischen Hagelereignissen leicht abweichende Ergebnisse, nach denen die Mehrzahl der Hagelgewitter nicht wie oben gezeigt im östlichen Vorfeld, sondern direkt am stärksten Gradienten der äquivalentpotentiellen Temperatur entstehen.

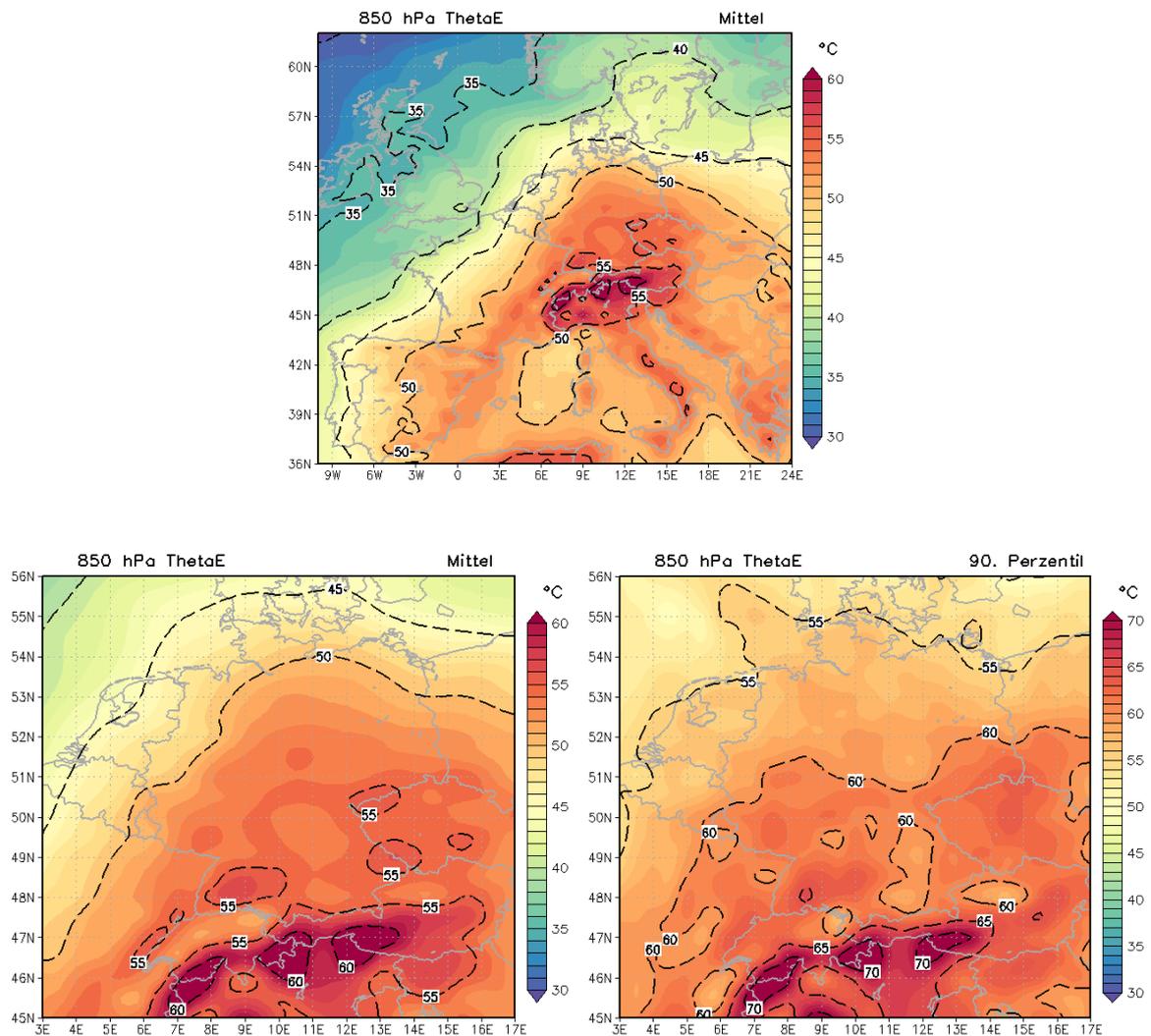


Abbildung 4.4: Mittel der äquivalentpotentiellen Temperatur [°C] in 850 hPa bei Hagelereignissen stromab des Harzes über Europa (oben), über Deutschland (links unten) sowie das 90. Perzentil (rechts unten).

4.1.3 Vertikale Schichtung der Atmosphäre

CAPE und LI

Die Verteilung der MLCAPE (Mixed Layer, unterste 30 hPa) zeigt, dass Hagelgewittern stromab des Schwarzwaldes im Mittel über 700 J kg^{-1} an potentiell verfügbarer Konvektionsenergie zur Verfügung stehen (Abb. 4.5). Betrachtet man das 90. Perzentil, so steigt die MLCAPE über dem Süden Baden-Württembergs auf ein Maximum von 1500 J kg^{-1} . Die CAPE-Werte stimmen gut mit früheren Untersuchungen von Hagen et al. (1999) oder Kunz (2007) überein. Auch über Norditalien und über dem Süden Frankreichs sind höhere CAPE-Werte auszumachen, die eine stärkere Gewitteraktivität erwarten lassen. Beobachtungen zeigen, dass sich bei Wetterlagen, die Hagelgewitter

stromab des Schwarzwaldes ermöglichen, nicht selten auch über dem Piemont, der Lombardei und über Venetien kräftige Gewitter entladen. Die räumliche Verteilung der CAPE über Mitteleuropa stimmt gut mit den Strukturen der äquivalentpotentiellen Temperatur überein (Abb. 4.3, Abb. 4.5). In Südwestdeutschland weisen die vorkonvektiven Bedingungen sowohl eine hohe Labilität als auch feuchtwarme, energiereiche Luftmassen in der unteren Troposphäre auf. Der Lifted Index (Mixed Layer, unterste 30 hPa) komplettiert das Bild einer instabilen Atmosphäre im Gebiet von Schwarzwald und Schwäbischer Alb. Er zeigt im Mittel ein Minimum von -2 K, das 90. Perzentil sieht einen Extremwert von -5 K. Nach Tabelle 2.1 und nach Untersuchungen von Kunz (2007) in dieser Region sind bei diesen Werten unwetterartige Gewitter möglich.

Bei Hagelgewittern stromab des Harzes weist die mittlere MLCAPE ebenso ein Maximum über Südwestdeutschland auf (Abb. 4.6). Auch über Europa ergibt sich zu Abbildung 4.5 eine ähnliche Verteilung. Die instabil geschichteten Luftmassen erstrecken sich im Vergleich aber weiter in den Norden und erreichen in Teilen Norddeutschlands rund um den Harz mittlere MLCAPE-Werte um 300 J kg^{-1} . Das 90. Perzentil zeigt eine MLCAPE von etwa 700 J kg^{-1} . Nach den mittleren Werten der CAPE und des LI ist die Atmosphäre bei Hagelereignissen im Gebiet Harz mäßig instabil, kommt aber nicht an die Labilität bei Hagelereignissen im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb heran. Dies deckt sich mit Analysen von Mohr und Kunz (2013), nach denen das durchschnittliche Gewitterpotential über Europa und Deutschland einen klimatisch bedingten Nord-Süd-Gradienten aufweist.

Potentielle Instabilität

Zur Identifikation einer potentiell instabilen Atmosphäre wird die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen dem 850 und dem 500 hPa-Niveau bestimmt. Nimmt die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe ab, ist die vertikale Schichtung der Atmosphäre potentiell instabil (Kapitel 2.2.2). Ähnlich zur Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur im 850 hPa-Niveau sind hier die größten vertikalen Gradienten im Bereich der höchsten äquivalentpotentiellen Temperatur über dem Alpenraum und über dem südlichen Mitteleuropa zu finden. Für die Region Schwarzwald und Schwäbische Alb ergibt sich eine vertikale Temperaturdifferenz von -8 K und darunter (Abb. 4.7, unten), für die Region Harz sind es etwa -4 K (Abb. 4.8, unten). Die identifizierten Hagelgewitter entstanden somit in beiden Gebieten in einer potentiell instabilen Umgebung. Besonders bei Wirken großräumiger oder mesoskaliger Hebungsprozesse vorderseitig von Höhenträgen oder an Frontensystemen kann die potentielle Instabilität freigesetzt werden. Nach den Abbildungen 4.1, 4.3 und 4.4 sind diese Voraussetzungen bei Hagelereignissen in beiden Gebieten erfüllt.

Verbunden mit dem Auftreten von Hagelunwettern und von potentieller Instabilität wird des Weiteren untersucht, ob bei den vorkonvektiven Bedingungen eine EML (Kapitel 2.3.3) identifiziert werden kann. Dazu wird der vertikale Temperaturgradient in der mittleren Troposphäre zwischen dem 800 und dem 650 hPa-Niveau ermittelt. Dies entspricht einer Höhe von etwa 2000 bis 4000 m ü. NN, in der eine EML über Mitteleuropa typischerweise auftritt. Je näher die mittlere vertikale Temperaturabnahme an den trockenadiabatischen Temperaturgradienten heranreicht, desto eher kann von einer EML ausgegangen werden. Craven et al. (2004) geben nach einer Klimatologie an, dass für signifikante konvektive Hagel- und Windereignisse der vertikale Temperaturgradient in der mittleren Troposphäre den Wert von $-0.65 \text{ °C (100 m)}^{-1}$ unterschreitet. Dieses Kriterium ist für Hagelereignisse sowohl stromab des Harzes als auch stromab des Schwarzwaldes erfüllt (Abb. 4.7, Abb. 4.8). In beiden Regionen herrscht eine aus Südwesten advehierte Luftmasse, in der zwischen 800 und 650 hPa eine mittlere vertikale Temperaturabnahme zwischen -0.65 und $-0.70 \text{ °C (100 m)}^{-1}$ zu beobachten ist. Das 90. Perzentil zeigt jeweils Werte unter $-0.75 \text{ °C (100 m)}^{-1}$. Ursprungsgebiete dieser Luftmasse sind den Grafiken zufolge Nordwestafrika und die östliche Iberische Halbinsel. Somit kann während den betrachteten Hagelereignissen eine EML über Mitteleuropa identifiziert werden, die hohe potentielle Instabilität erzeugt und Hagelunwetter begünstigt.

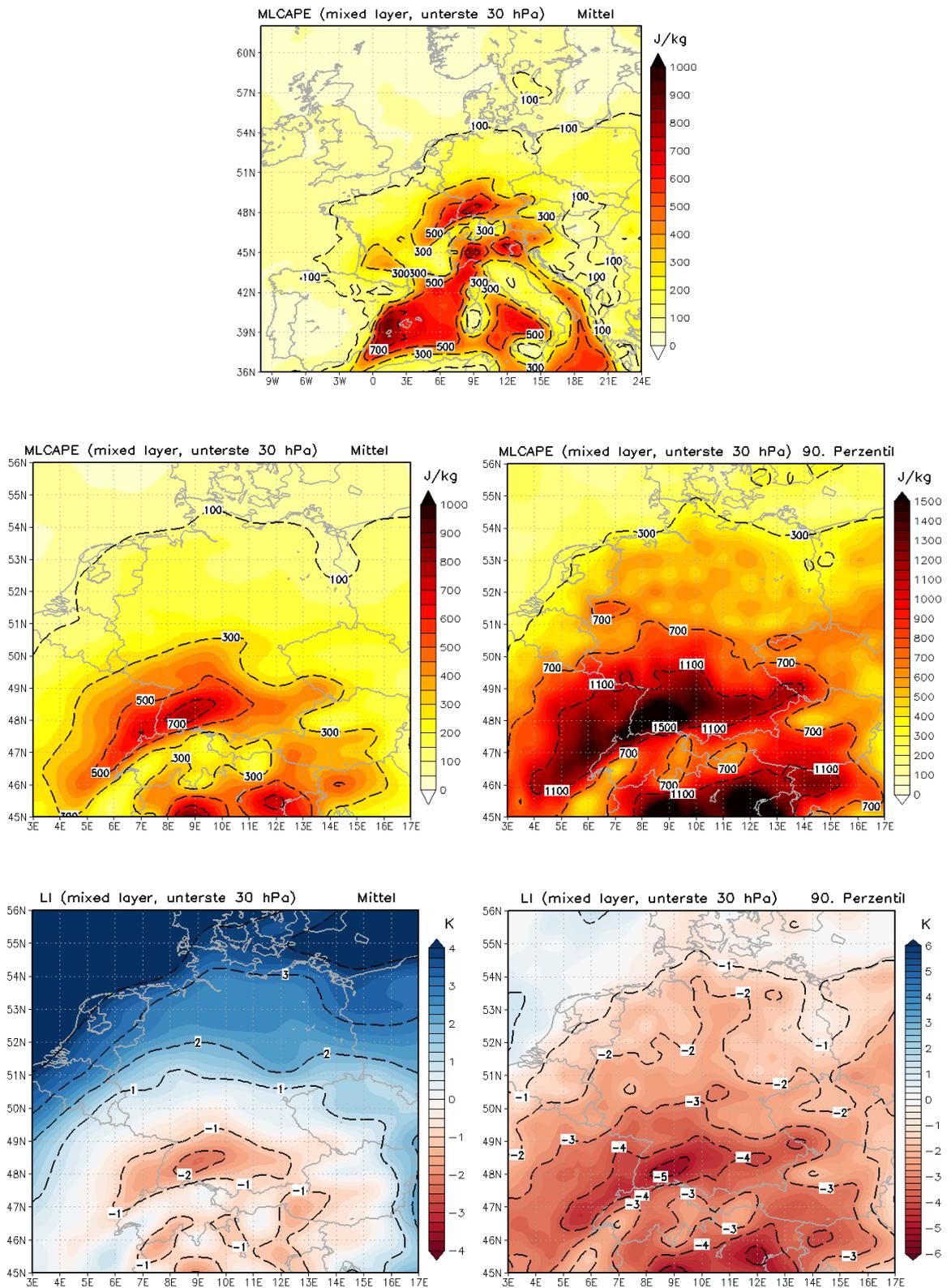


Abbildung 4.5: Mittel der MLCAPE [J kg^{-1}] bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes über Europa (oben), über Deutschland (Mitte links) sowie das 90. Perzentil (Mitte rechts). Mittel des LI (Mixed Layer) [K] (links unten) sowie das 90. Perzentil (rechts unten).

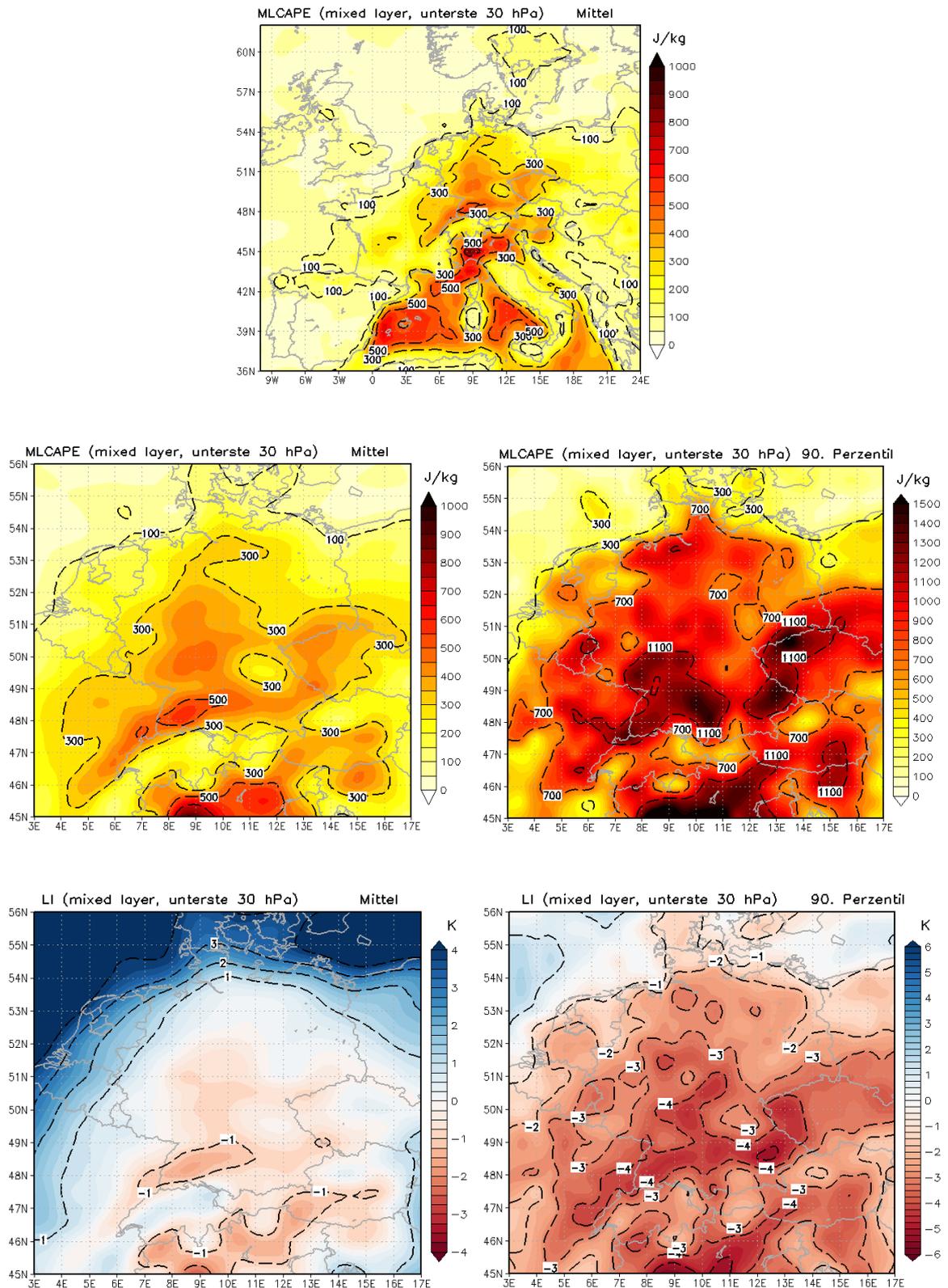


Abbildung 4.6: Mittel der MLCAPE [J kg^{-1}] bei Hagelereignissen stromab des Harzes über Europa (oben), über Deutschland (Mitte links) sowie das 90. Perzentil (Mitte rechts). Mittel des LI (Mixed Layer) [K] (links unten) sowie das 90. Perzentil (rechts unten).

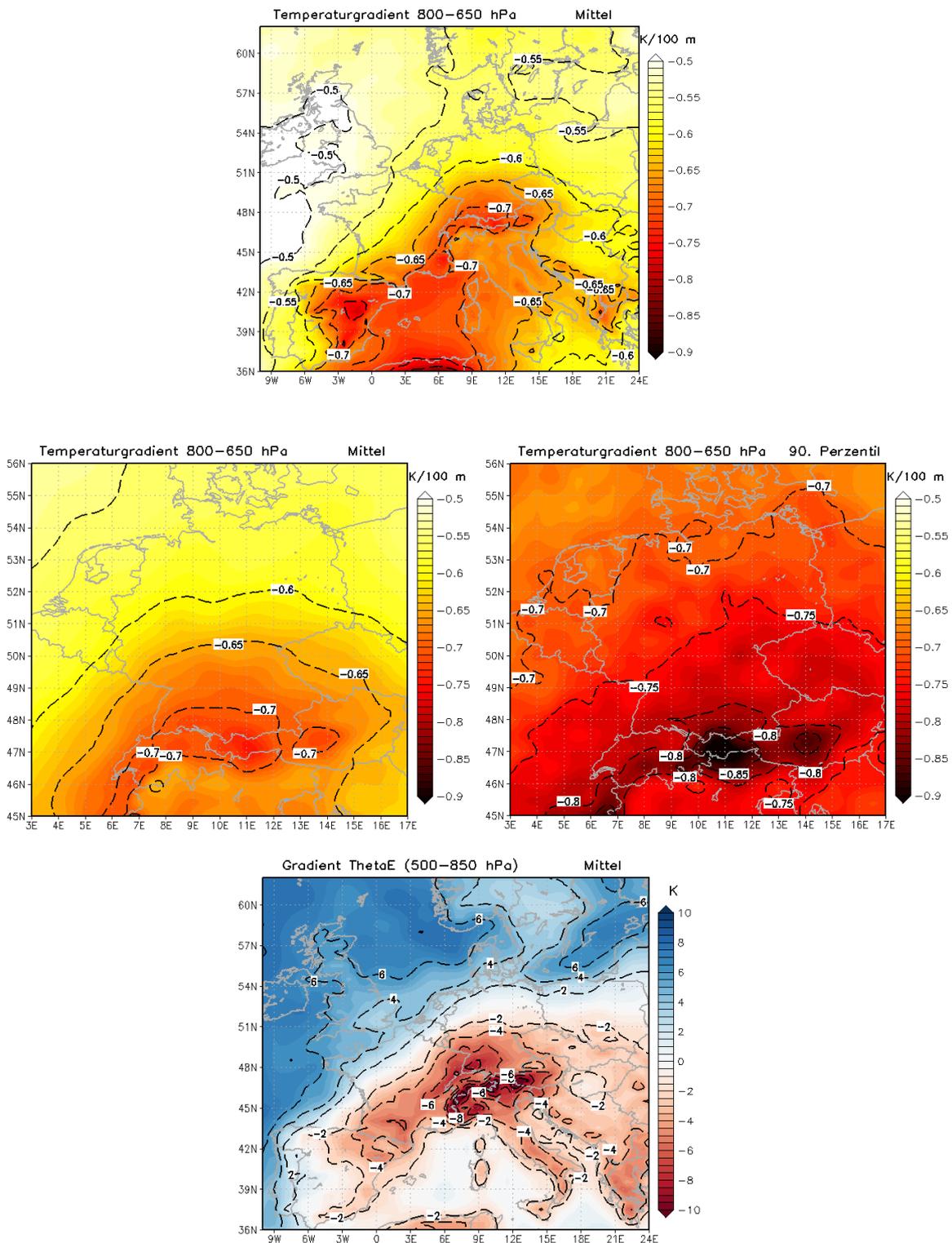


Abbildung 4.7: Mittel des vertikalen Temperaturgradienten $[K (100\text{ m})^{-1}]$ zwischen 800 und 650 hPa bei Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes über Europa (oben), über Deutschland (Mitte links) sowie das 90. Perzentil (Mitte rechts). Mittel der Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur $[K]$ zwischen 850 und 500 hPa (unten).

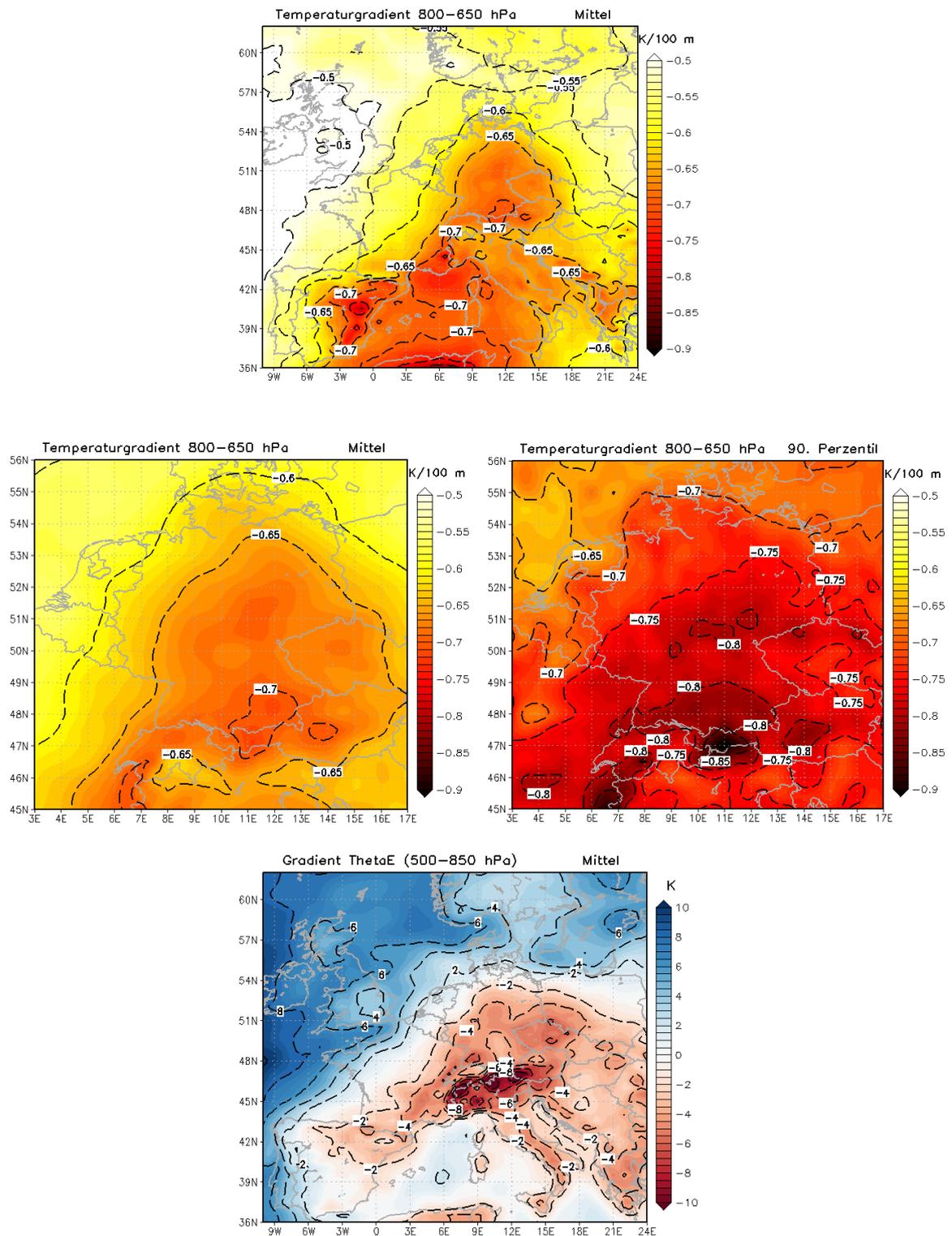


Abbildung 4.8: Mittel des vertikalen Temperaturgradienten $[K (100 \text{ m})^{-1}]$ zwischen 800 und 650 hPa bei Hagelereignissen stromab des Harzes über Europa (oben), über Deutschland (Mitte links) sowie das 90. Perzentil (Mitte rechts). Mittel der Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur $[K]$ zwischen 850 und 500 hPa (unten).

4.2 COSMO-Modellsimulationen

Die Ergebnisse in Kapitel 4.1 zeigen günstige synoptischskalige vorkonvektive Bedingungen für die Entstehung von Hagelunwettern in den Untersuchungsgebieten. Ein besseres Verständnis für die leeseitige Auslösung unwetterartiger hochreichender Konvektion und für die daran beteiligten atmosphärischen Vorgänge soll im Folgenden mit Hilfe von COSMO-Modellsimulationen gewonnen werden. Für die zwei Mittelgebirgsregionen Schwarzwald/Schwäbische Alb und Harz werden jeweils Modellläufe durchgeführt, die nach Erkenntnissen aus Kapitel 3.3 um 11 UTC mit den mittleren vorkonvektiven Bedingungen gestartet werden. Im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb werden die Modellsimulationen im Zeitraum von 12 Stunden, im Gebiet Harz im Zeitraum von 6 Stunden betrachtet. Danach breiten sich störende Randeffekte im Untersuchungsgebiet aus, so dass sinnvolle Analysen nicht mehr möglich sind. Zur besseren Orientierung des zeitlichen Ablaufs der Simulation wird die jeweilige Uhrzeit in den Grafiken mit angegeben.

4.2.1 Schwarzwald/Schwäbische Alb

Strömungsverhältnisse und markante Strukturen

Aufschluss über die Entstehung von hochreichender Konvektion stromab des Schwarzwaldes soll im Folgenden die Beschreibung der Strömungsverhältnisse geben. Der Fokus liegt dabei auf bodennahen Konvergenzgebieten, die Aufwinde generieren und hochreichende Konvektion auslösen können. Außerdem werden markante Strukturen identifiziert, die mit dem Strömungsfeld in Verbindung gebracht werden können.

13 UTC

Um 13 UTC, 2 Stunden nach der Modellinitialisierung, findet bereits eine deutliche Modifikation des bodennahen Strömungsfeldes durch die Orografie statt. Die bodennahen Windgeschwindigkeiten fallen gemäß den vorkonvektiven Bedingungen mit etwa 1 bis 3 m s⁻¹ in 10 m Höhe und 2 bis 4 m s⁻¹ in 925 hPa schwach aus (Abb. 4.9). Kleine Froude-Zahlen (Kapitel 4.1.1) deuten auf ein Strömungsregime hin, bei dem orografische Hindernisse bevorzugt umströmt werden. Dies zeigt sich deutlich über dem Südschwarzwald (Abb. 4.9). Nördlich davon verläuft die Strömung im Mittleren Schwarzwald durch breite Täler wie das Kinzigtal und dreht auf westliche Richtungen. Südlich von den höchsten Erhebungen weht der Wind über den Hochrhein und über das Klettgau nordostwärts weiter zur Baar. Im Lee des Südschwarzwaldes treffen beide Äste der Strömung zusammen und es bildet sich eine Strömungskonvergenz vom Ostrand des Südschwarzwaldes bis zur Baar und zum Oberen Neckar aus.

Eine ähnliche Situation stellt sich über dem Nordschwarzwald ein. Dieser wird südlich im Bereich des niedrigeren Mittleren Schwarzwaldes mit westsüdwestlichen Winden umströmt. Eine markante Beeinflussung erfährt das bodennahe Windfeld nördlich des Nordschwarzwaldes, wo sich durch eine Umströmung des Gebirges im Kraichgau und Pfinzgau ein West- bis Nordwestwind einstellt. Stromab des Nordschwarzwaldes bildet sich bei der Zusammenkunft der geteilten Strömung eine Konvergenz aus (Abb. 4.9).

An den Nordvogesen dreht die vorherrschende südliche bis südwestliche Grundströmung im Oberrheingraben auf südöstliche oder östliche Winde ein. Tageszeitlich bedingt kann dort von starker Einstrahlung ausgegangen werden, wodurch thermische Windsysteme in Form von Hangauf- und Talaufwinden entstehen. Linder et al. (1999) zeigten übereinstimmend, dass auch in anderen Regionen wie beispielsweise im Schweizer Mittelland thermisch induzierte Windsysteme am frühen Nachmittag gut ausgeprägt sind. Wird die großräumige Strömung von mesoskalig modifizierten Winden überlagert, so können sich über den Gebirgen Konvergenzbereiche ausbilden (z. B. Kottmeier et al., 2008). Nicht nur an den Nordvogesen ist dies der Fall, auch über dem Nordschwarzwald und in dessen Lee liegt die Vermutung nahe, dass thermische Windsysteme einen Beitrag zu der starken Konvergenz leisten. Bennett et al. (2011) zeigten, dass im Nordschwarzwald vor allem die Täler von Murg, Nagold und Enz thermische Windsysteme generieren, die zu Strömungskonvergenzen über dem Gebirge führen. Am Nordrand der Schwäbischen Alb bilden sich am Albtrauf Talaufwinde aus, die im Modell als West- bis Nordwestwinde zu erkennen sind. Auf den Höhen der Schwäbischen Alb und weiter südöstlich in Oberschwaben bleibt es bei einer südwestlichen Strömung, die am Nordrand der Alb mit den thermisch induzierten

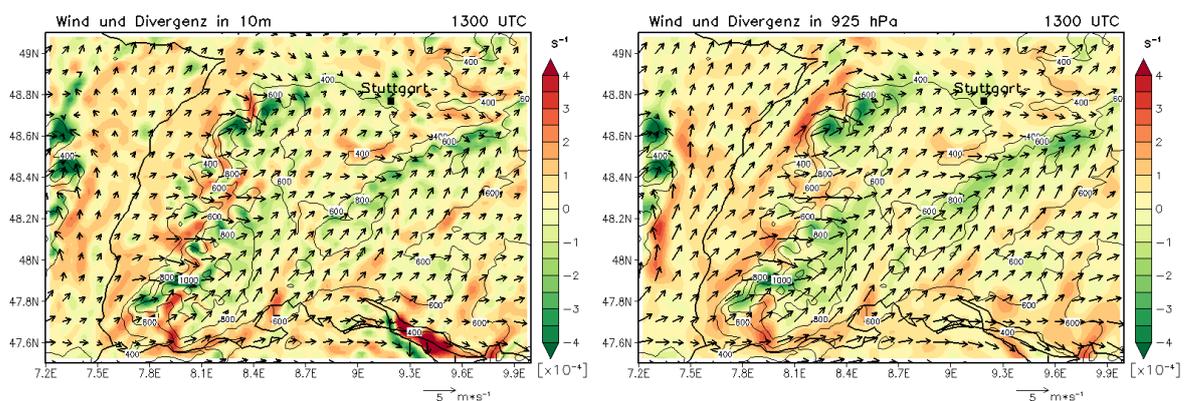


Abbildung 4.9: Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m Höhe (links) und in 925 hPa (rechts) nach 2 h Simulationszeit.

Windsystemen zusammentrifft. Es entsteht eine linienartige Konvergenzzone, die von der Baar bis in das Filstal reicht (Abb. 4.9).

Divergenzgebiete sind in der bodennahen Strömung im Hegau, entlang der Oberen Donau, im Mittleren Neckarraum und im Oberrheingraben auszumachen. Stärkere Konvergenzgebiete entstehen am Ostrand von Nordvogesen, Nordschwarzwald und Südschwarzwald sowie entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb. Diese mesoskaligen Strukturen stimmen mit Ergebnissen früherer Untersuchungen von Brombach (2012) überein. Zwar initiieren die bodennahen Strömungskonvergenzen Aufwinde und die Entwicklung von Quellwolken (Abb. 4.16), hochreichende Konvektion mit Niederschlagsbildung wird um 13 UTC aber noch nicht beobachtet.

Im 925 hPa-Niveau (etwa 800 m ü. NN) ergibt sich ein ähnliches, von der Orografie beeinflusstes Strömungsmuster. Die synoptischskalige südwestliche Grundströmung wird um den Süd- und um den Nordschwarzwald geführt, bevor in deren Lee Konvergenzen auftreten. Die Konvergenz entlang der nördlichen Schwäbischen Alb tritt ebenso auf wie die Konvergenz am Ostrand der Nordvogesen. Richtungsdivergenzen entstehen im Oberrheingraben an den Rändern der Mittelgebirge, besonders ausgeprägt an den Vogesen und in Nordbaden. Auch entlang des Hochrheins gibt es einen Divergenzbereich, der durch die Umströmung des Südschwarzwaldes zustande kommt. Im 850 hPa-Niveau (etwa 1500 m ü. NN) lässt der Einfluss der Orografie auf die Strömung in der unteren Troposphäre deutlich nach. In dieser Höhe wird die Südwestströmung nur leicht modifiziert (nicht gezeigt).

16 UTC

Um 16 UTC, 5 Stunden nach Simulationsbeginn, zeigen sich die bodennahen Konvergenzfelder in 10 m Höhe deutlich variabler. Die Konvergenz im Lee des Südschwarzwaldes von 13 UTC tritt in dieser markanten Form nicht mehr auf. Dafür kommt es zur Ausbildung einer Konvergenz weiter stromab über der östlichen Baar und über der westlichen Alb (Abb. 4.10). Ähnlich zum Südschwarzwald lässt die Strömungskonvergenz auch im Lee des Nordschwarzwaldes nach. Am Nordrand der Schwäbischen Alb löst sich die linienförmige Konvergenz von 13 UTC auf und hinterlässt ein unstrukturiertes Bild mit sich abwechselnden Konvergenz- und Divergenzbereichen. Südlich von Stuttgart ist am Alb nordrand ein stärkeres Divergenzgebiet zu erkennen, sowohl in 10 m Höhe, als auch in 925 hPa (Abb. 4.10). Auch nördlich von Stuttgart überwiegen Divergenzbereiche. Häufigere Konvergenzen können allerdings südwestlich von Stuttgart über das Korngäu bis zum Ostrand des Nördlichen und Mittleren Schwarzwaldes beobachtet werden, dies vor allem im 925 hPa-Niveau (Abb. 4.10, rechts). Die Strömung um den Nordschwarzwald intensiviert sich und breitet sich mit Nordwestwinden

südostwärts aus. In Kombination mit der westlichen Strömung über dem Mittleren Schwarzwald bildet sich dort eine Richtungskonvergenz aus.

Nordöstlich von Stuttgart herrscht weiterhin Südwest- oder Westwind. Über dem Osten und Südosten Baden-Württembergs dreht der Wind auf nordwestliche Richtungen. Hier macht sich im Modell in 10 m Höhe und in 925 hPa das Alpine Pumpen bemerkbar, das entlang des nördlichen Alpenvorlandes bei gradientschwachen Strahlungswetterlagen tagsüber ein bodennahes Einströmen der Luft zu den Alpen hin verursacht (Winkler et al., 2006). Der einsetzende Nordwestwind auf der Schwäbischen Alb ist mit ein Grund für die Auflösung der Konvergenzlinie entlang der Nordalb. Unverändert divergent verläuft die Strömung in der östlichen Hälfte des Oberrheingrabens und rund um den Hochrhein.

Eine markante Struktur zeigt sich um 16 UTC bei 48.4 °N und 7.4 °O am Ostrand der Vogesen. Zum ersten Mal im Beobachtungsgebiet entsteht dort hochreichende Konvektion mit Niederschlag. Die Schauer- oder Gewitterzelle produziert in ihrem Zentrum Abwinde, die eine bodennahe Divergenz hervorrufen. An der Böenfront kommt es zu einer starken Strömungskonvergenz, die als dunkelgrüne Einfärbung in der Grafik zu sehen ist (Abb. 4.10, links). Am unteren linken Bildrand entsteht auch in der Burgundischen Pforte eine Schauer- oder Gewitterzelle, die ein ähnliches Signal auf den Strömungskarten hinterlässt.

Bereits um 13 UTC treten im Bereich der nördlichen Zelle starke Strömungskonvergenzen auf, die durch thermische Windsysteme verursacht werden. Kurz vor Initialisierung der Zelle sind weiterhin bodennahe Südost- bis Ostwinde als Talaufwinde aktiv. Zudem

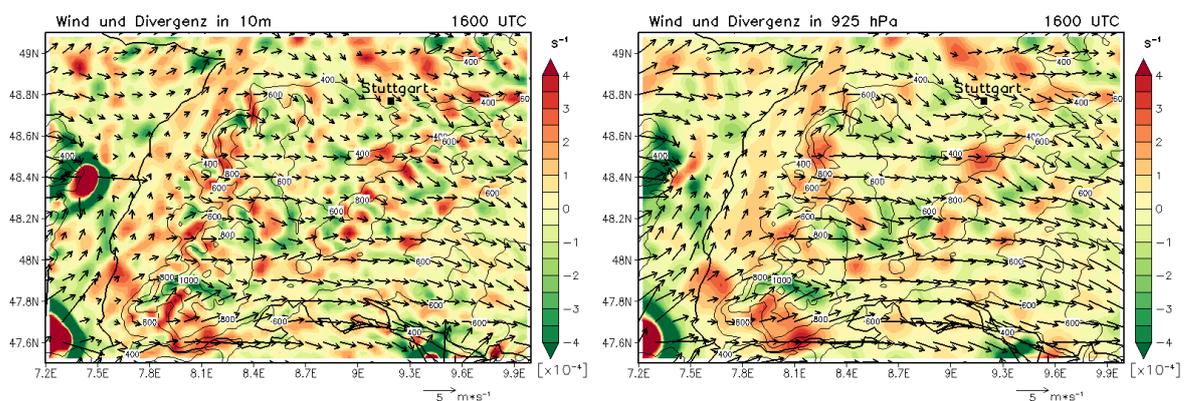


Abbildung 4.10: Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m Höhe (links) und in 925 hPa (rechts) nach 5 h Simulationszeit.

intensiviert sich zum 16 UTC-Termin eine bodennahe westliche Strömung in der Zaber-ner Senke, die in 10 m Höhe und im 925 hPa-Niveau gleichermaßen gut auszumachen ist. Ähnlich zum Nordschwarzwald wird auch im Lee der Nordvogesen ein Teil der Strömung zu einem Nordwestwind umgelenkt. Am Ostrand der Vogesen konvergieren schließlich die westlichen bis nordwestlichen Winde mit der kanalisiertem Südwest- bis Südströmung im Oberrheingraben. Im Bereich bodennaher Strömungskonvergenzen wird dort ein günstiges Umfeld für die Auslösung von hochreichender Konvektion geschaffen. Diesen orografisch modifizierten Strömungseffekt führt auch Kuttig (2012) an. Auswertungen von mehrjährigen Radardaten zeigen ein regionales Maximum der Gewitteraktivität von den Nordvogesen bis in den Raum Straßburg am Mittleren Oberrhein.

18 UTC

Nach 7 Stunden Simulationszeit befinden sich über dem Oberrheingraben mehrere Schauer- oder Gewitterzellen in Form von multizellulären Systemen (Abb. 4.11), die sich ausgehend von den zwei konvektiven Zellen in Abbildung 4.10 entwickelt haben. Die Abwinde der konvektiven Systeme erzeugen mehrere linienartige oder gebogene Böenfronten, an deren Vorderseite starke Strömungskonvergenzen auftreten. Die synoptische Situation um 18 UTC ist vergleichbar mit einer Kaltfront, die sich von Westen her dem Beobachtungsgebiet nähert und über den Vogesen sowie über dem Oberrheingebiet bereits hochreichende Konvektion ausgelöst hat. Lagen die Temperaturen entlang des Oberrheins vor der Auslösung hochreichender Konvektion noch bei 30 bis 33 °C, sinken die Temperaturen mit Ankunft der konvektiven Systeme auf Werte zwischen 20 und 22 °C (nicht gezeigt). Zur selben Zeit erreichen Regionen am Mittleren Neckar und rund um Stuttgart bei weniger Bewölkung Höchsttemperaturen um 30 °C. Der horizontale

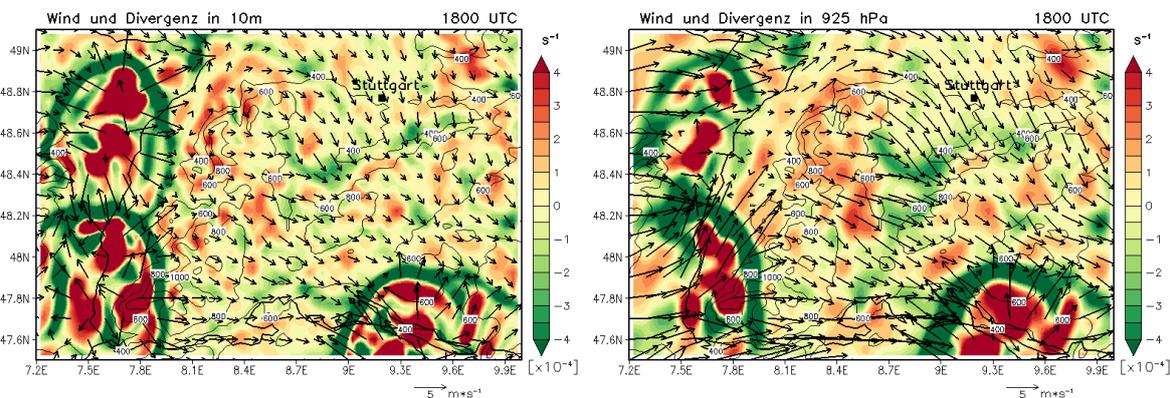


Abbildung 4.11: Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m Höhe (links) und in 925 hPa (rechts) nach 7 h Simulationszeit.

Temperaturgradient generiert der Theorie entsprechend eine Sekundärzirkulation (Kapitel 2.1), die mit der Querkirkulation entlang von Fronten vergleichbar ist. Demnach wird die Warmluft östlich des Schwarzwaldes synoptisch gehoben, was die Auslösung von hochreichender Konvektion begünstigt (Corsmeier et al., 2011). Ursprünglich orografisch im Schweizer Alpenvorland induziert, ist über der Bodenseeregion ein weiteres Multizellencluster wirksam, dessen Böenfront Oberschwaben nordwärts überquert.

Eine markante Entwicklung vollzieht sich im Gebiet zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb. Sowohl bodennah in 10 m Höhe als auch im 925 hPa-Niveau etabliert sich eine nordwestliche Strömung, die vom Oberrheingebiet um den Nordschwarzwald geführt wird und bis zur Schwäbischen Alb reicht. Im Vergleich zum 16 UTC-Termin erfährt die Strömung vor allem zwischen dem Kraichgau, dem Stuttgarter Raum, dem Nordrand der Schwäbischen Alb und dem Ostrand des Schwarzwaldes eine Beschleunigung. Die mittleren Windgeschwindigkeiten steigen in diesem Gebiet stellenweise auf 4 m s^{-1} in 10 m Höhe und auf über 5 m s^{-1} im 925 hPa-Niveau (Abb. 4.11). Weiter südlich sind auf den Höhen der Schwäbischen Alb geringere Windgeschwindigkeiten zu beobachten, die nordwestliche Windrichtung bleibt dabei erhalten. Über dem Mittleren Schwarzwald herrschen weiterhin Westwinde, die zunehmend eine leicht nördliche Komponente einnehmen.

Weite Teile des Nordschwarzwaldes werden um 18 UTC umströmt und von einer ausgedehnten Divergenz erfasst. Im Lee treffen die Strömungsäste der West- und Nordwestwinde aufeinander und erzeugen ein weitreichendes Gebiet mit zum Teil starker Konvergenz. Vom Filstal entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb bis zur östlichen Baar tritt durch eine Verzögerung der Strömung vor allem Geschwindigkeitskonvergenz auf. Im Lee des Mittleren Schwarzwaldes trägt rund um das Korngäu eine zusätzliche Richtungskonvergenz zur gesamten Konvergenz bei, die besonders stark im 925 hPa-Niveau ausfällt (Abb. 4.11, rechts). Im Bereich der starken bodennahen Strömungskonvergenzen östlich des Schwarzwaldes entwickelt sich ab 18 UTC höherreichende Feuchtkonvektion (Abb. 4.15, links). Zur Ausbildung von Schauern oder Gewittern kommt es aber vorerst noch nicht.

19 UTC und 19:30 UTC

Unverändert starke konvektive Aktivität kann um 19 UTC, 8 Stunden nach der Modellinitialisierung, über dem Oberrheingraben beobachtet werden. Der bereits um 18 UTC erscheinende Multizellencluster über dem Bodenseegebiet löst eine Stunde später an seiner Böenfront weitere Schauer und Gewitter aus, die als kreisrunde Divergenzgebiete über Oberschwaben zu erkennen sind (Abb. 4.12). Die Böenfront reicht mit ihrer Vorderseite bis an den Südrand der Schwäbischen Alb und zieht weiter nordwärts.

Auch am Mittleren und Nördlichen Schwarzwald kommen Böenfronten von den konvektiven Systemen über dem Oberrheingebiet an. In deren Vorfeld dreht die Strömung über dem Schwarzwald auf nordwestliche Richtungen. Zunächst unbeeinflusst von hochreichender Konvektion ist noch die Region von Stuttgart und Schwäbischer Alb bis zum Ostrand des Schwarzwaldes. Dort kann sowohl am Boden als auch in 925 hPa weiterhin eine zügige Nordwestströmung beobachtet werden, die zuvor um den Nordschwarzwald läuft und Gebiete des Kraichgaus einnimmt (Abb. 4.12). Entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb bildet sich ähnlich zum 18 UTC-Termin eine starke Geschwindigkeitskonvergenz aus.

Eine halbe Stunde später entwickelt sich um 19:30 UTC zwischen Stuttgart und Schwäbischer Alb zum ersten Mal stromab des Schwarzwaldes hochreichende Konvektion mit Niederschlag. Die divergenten Abwindgebiete der Zellen können als rote kreisförmige

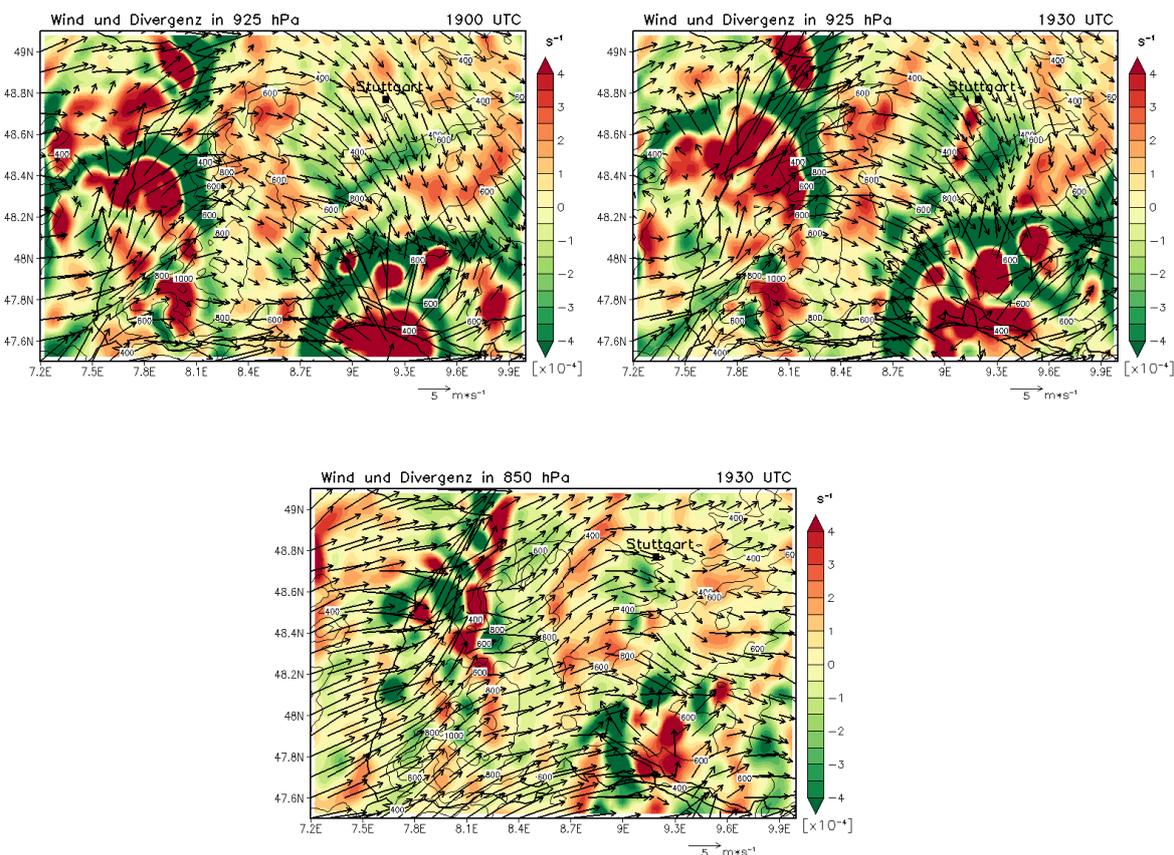


Abbildung 4.12: Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 925 hPa nach 8 h (oben links) und 8 h 30 min (oben rechts) Simulationszeit. Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 850 hPa nach 8 h 30 min Simulationszeit (unten).

Gebiete identifiziert werden (Abb. 4.12). Südlich von Stuttgart am Nordrand der Schwäbischen Alb deutet die Strömung in 925 hPa zurückdrehende Winde auf nordöstliche Richtungen an. Neben der ohnehin vorhandenen Geschwindigkeitskonvergenz entlang des Albnordrandes tritt in diesem Gebiet zusätzliche Richtungskonvergenz auf. Damit bildet sich am Nordrand der Schwäbischen Alb zum zweiten Mal in dieser Modellsimulation eine linienartige Konvergenz aus. Um 13 UTC generieren vor allem thermische Windsysteme eine Konvergenzlinie (Abb. 4.9). Um 19:30 UTC, nach 8 h 30 min Simulationszeit, sind es von der Orografie modifizierte Nordwest- bis Nordostwinde, die nach Umströmen des Schwarzwaldes entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb eine dynamisch hervorgerufene starke Konvergenz verursachen.

Im 850 hPa-Niveau bleibt der Einfluss der Orografie geringer, auch die sich eher bodennah ausbreitenden Böenfronten sind nicht so deutlich zu erkennen wie in tieferen Luftschichten (Abb. 4.12, unten). Im Lee des Schwarzwaldes weht ein Südwestwind, der weiter östlich über der Schwäbischen Alb auf Nordwest dreht. Über der Westalb, dem Oberen Neckargebiet und im Lee des Nordschwarzwaldes tritt Divergenz, südlich von Stuttgart leichte Konvergenz auf. Die starke Konvergenz entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb bildet sich in dieser Höhe nicht aus. Eine Modifikation der Strömung durch die Orografie findet hier nicht statt.

Nochmals etwa zwei Stunden später kommt es gegen 21:00 UTC zur Auslösung hochreichender Konvektion direkt am Nordrand der Schwäbischen Alb. Zu diesem Zeitpunkt konvergieren die bodennahen Nordwest- bis Nordostwinde im Albvorland mit den südlichen bis südöstlichen Winden der nordwärts voranschreitenden Böenfront. Diese Entwicklungen können nicht mehr alleine auf die orografisch modifizierte Strömungsdynamik östlich des Schwarzwaldes zurückgeführt werden. Sie geben aber einen Hinweis darauf, dass bodennahe Südostwinde über Oberschwaben und über der Hochfläche der Schwäbischen Alb die Strömungskonvergenz entlang des Albnordrandes verstärken und somit zur Entstehung von Schauern und Gewittern beitragen können.

Feuchteflusskonvergenzen

Mit der Hilfe von bodennahen Feuchteflusskonvergenzen kann abgeschätzt werden, wo und wann es zur Auslösung von hochreichender Konvektion kommt. Van Zomeren und van Delden (2007) schreiben der Verteilung der vertikal integrierten horizontalen Feuchteflusskonvergenz eine relativ hohe Zuverlässigkeit bei der zeitlichen und räumlichen Vorhersage von Gewittern über dem nordwestlichen Europa zu. Bei der Betrachtung der Feuchteflusskonvergenz im Beobachtungsgebiet gibt es eine gute Übereinstimmung mit den Strukturen der oben diskutierten Strömungskonvergenzen. Zwei Stunden nach der Modellinitialisierung treten um 13 UTC starke Feuchteflusskonvergenzen

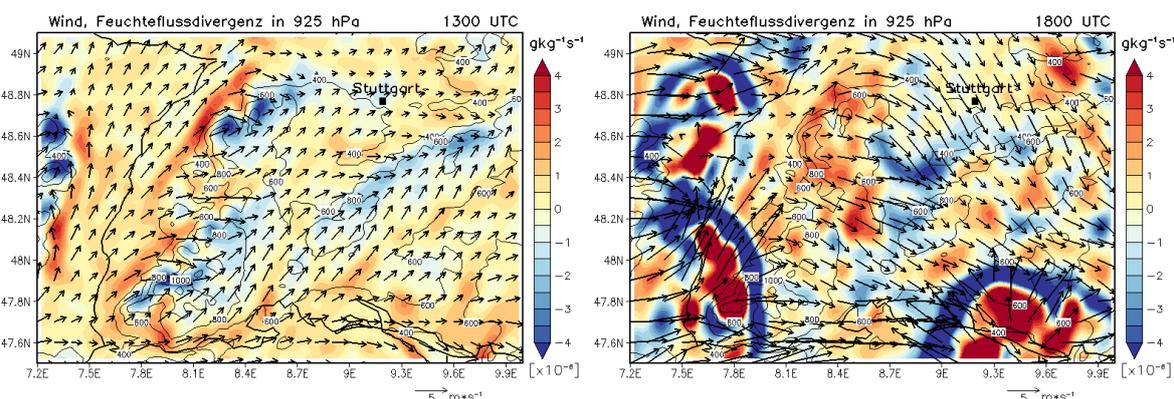


Abbildung 4.13: Feuchteflussdivergenz [$10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 925 hPa nach 2 (links) und 7 h (rechts) Simulationszeit.

am Ostrand der Nordvogesen, über dem Nordschwarzwald sowie abgeschwächt entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb und stromab des Südschwarzwaldes auf (Abb. 4.13, links). Drei Stunden später entwickelt sich im Bereich der Nordvogesen hochreichende Konvektion und eine Schauer- bzw. Gewitterzelle (Abb. 4.10). Hier wird die Zuverlässigkeit von Feuchteflusskonvergenzen bei der Vorhersage von Gewittern bestätigt. Über dem Nordschwarzwald bleibt es dagegen bis zum Ende der Simulation trocken.

Um 18 UTC tritt in der unteren Troposphäre eine starke Feuchteflusskonvergenz zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb rund um das Korn Gäu auf (Abb. 4.13, rechts). Zu diesem Zeitpunkt entwickelt sich in dieser Region höher reichende Konvektion, die später gegen 21:00 UTC schauer- und gewitterträchtig wird (Abb. 4.15). Mit der Auslösung von hochreichender Konvektion kann auch entlang starker Feuchteflusskonvergenzen an den Böenfronten gerechnet werden, wie es über Oberschwaben um 19 UTC der Fall ist (Abb. 4.12).

Vertikalschnitte und Wellenbewegungen

Zwei zonale Vertikalschnitte sollen einen Überblick über den zeitlichen Verlauf der Strömungsverhältnisse in höheren Atmosphärenschichten geben. Abbildung 4.14 führt entlang des Breitengrades 48.4°N und zeigt als Orografie von West nach Ost die Vogesen, den Oberrheingraben, den Schwarzwald, das Obere Neckartal und die Schwäbische Alb. Abbildung 4.15 verläuft wenig weiter nördlich auf dem Breitengrad 48.5°N .

Vor der Auslösung von hochreichender Konvektion zeigen sich um 14 UTC auf dem Breitengrad 48.4 °N orografisch induzierte Schwerewellen, am deutlichsten über den Vogesen (Abb. 4.14, links). Sie weisen eine Neigung stromabwärts auf und breiten sich vor allem vertikal bis in die obere Troposphäre aus. Die Wellenbewegungen generieren in ihrem aufsteigenden Ast nur geringe Vertikalgeschwindigkeiten zwischen 0.1 und 0.2 m s^{-1} . Auch über dem Schwarzwald bilden sich Schwerewellen aus, die im Vergleich zu den Vogesen etwas schwächer ausgeprägt sind.

Am Oberrand der konvektiven Grenzschicht entsteht überwiegend flache Cumulusbewölkung mit einer vertikalen Ausdehnung von etwa 1000 m. Über dem Oberrheingraben sowie über dem Westlichen Schwarzwald ist es überwiegend wolkenfrei. Hochreichende Konvektion tritt entlang des Vertikalschnittes zu diesem Zeitpunkt nicht auf. Nur über den Vogesen erreichen die Quellwolken eine Höhe von etwa 4000 m. Dort wirkt eine bodennahe Konvergenz, die maßgeblich durch thermische Windsysteme hervorgerufen wird (Abb. 4.9). Auffällig ist, dass die höchste Wolkenobergrenze im Bereich eines aufsteigenden Astes einer Schwerewelle liegt. Vermutlich kann die Bildung höherreichender Quellwolken von Schwerewellen unterstützt werden.

Die Situation kurz nach der Entwicklung einer Schauer- oder Gewitterzelle am Ostrand der Nordvogesen zeigt der Vertikalschnitt um 16 UTC (Abb. 4.14, rechts). Im Bereich des konvektiven Systems stoßen kräftige Aufwinde bis in die obere Troposphäre vor. Die nach wie vor vorhandene bodennahe Konvergenz über den Vogesen stützt den Aufwindbereich des konvektiven Systems. Einsetzender Niederschlag generiert unter

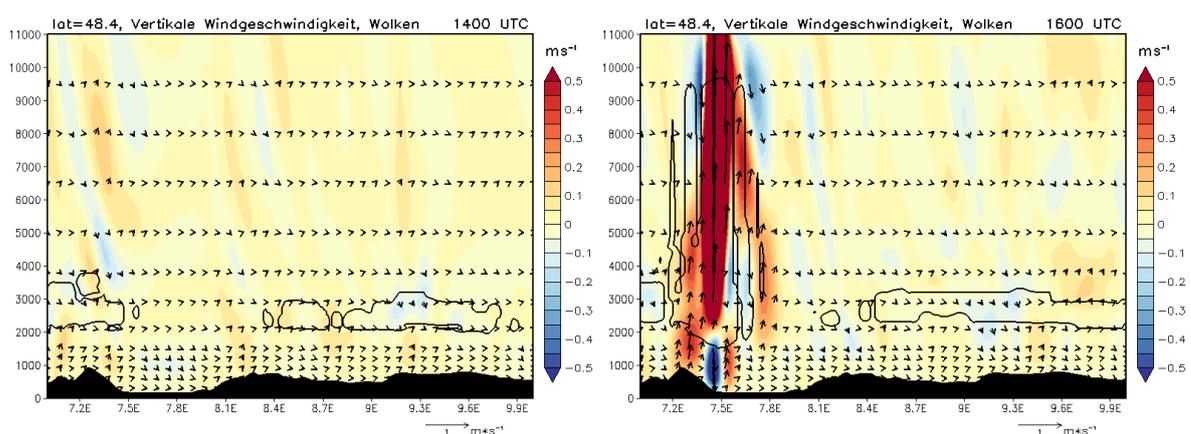


Abbildung 4.14: Zonaler Vertikalschnitt entlang von 48.4 °N mit Orografie und mit der geometrischen Höhe z als Ordinate. Dargestellt sind Vertikalwind w [m s^{-1}] (schattiert), projizierte Windvektoren [m s^{-1}] und Wolken (schwarz liniert) nach 3 (links) und 5 h (rechts) Simulationszeit.

dem Zentrum der Zelle einen schmalen Abwindbereich mit negativen Vertikalgeschwindigkeiten. Östlich der hochreichenden Konvektion sind über dem Schwarzwald vertikal sich ausbreitende Schwerewellen zu erkennen, vor allem in der oberen Troposphäre.

Unbeeinflusst von den Entwicklungen im Westen zeigt sich die Region stromab des Schwarzwaldes. COSMO simuliert dort weiterhin nur flache Cumulusbewölkung im Umfeld von nur schwachen Vertikalbewegungen. Oberhalb der Nordkante der Schwäbischen Alb in etwa 2000 m Höhe tritt um 16 UTC ein Gebiet mit leichtem Absinken auf, das mit einem stärkeren Divergenzgebiet im bodennahen Strömungsfeld korrespondiert (Abb. 4.10). Darüber sind leichte positive Vertikalwinde auszumachen, die zuvor schon um 14 UTC zu beobachten sind. Dies deutet auf eine in der Vertikalen kaum geneigte und stationäre Schwerewelle hin, die von der Schwäbischen Alb ange-regt wird. Ohne starke Strömungskonvergenz in den unteren Luftschichten und ohne daraus resultierenden Aufwindgebieten kann sich östlich des Schwarzwaldes noch keine hochreichende Konvektion ausbilden.

Gegen 18 und 19 UTC setzt stromab des Schwarzwaldes die Entwicklung von hochreichender Konvektion ein. Exemplarisch zeigt dies ein geringfügig weiter nördlich verlaufender, zonaler Vertikalschnitt entlang des Breitengrades 48.5 °N zum Zeitpunkt 19 UTC (Abb. 4.15, links). Über dem Oberrheingraben bilden sich im Bereich des Multizellenverbandes starke Aufwinde aus, die bis zum Westrand des Schwarzwaldes reichen. Die hochreichende Konvektion regt in der oberen Troposphäre eine Wellenbewegung mit alternierenden Auf- und Abwindbereichen an, deren Stärke östlich des

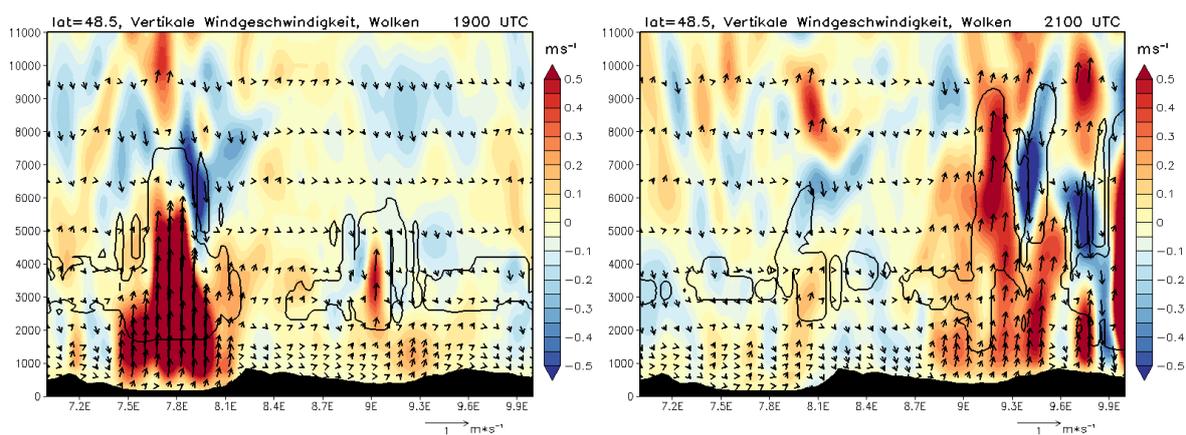


Abbildung 4.15: Zonaler Vertikalschnitt entlang von 48.5 °N mit Orografie und mit der geometrischen Höhe z als Ordinate. Dargestellt sind Vertikalwind w [m s^{-1}] (schattiert), projizierte Windvektoren [m s^{-1}] und Wolken (schwarz liniert) nach 8 (links) und 10 h (rechts) Simulationszeit.

Schwarzwaldes abnimmt. Über dem Schwarzwald herrscht in großen Höhen eher leichtes Aufsteigen, über dem Neckartal und über der Schwäbischen Alb eher Absinken vor.

In den unteren Luftschichten und in der Grenzschicht kann vom Schwarzwald bis zur Schwäbischen Alb kein eindeutiges Wellenmuster identifiziert werden. Deutlich in Erscheinung tritt aber ein breiteres Gebiet mit positiven Vertikalgeschwindigkeiten, die rund um $9.2 \text{ }^\circ\text{O}$ im nördlichen Albvorland auch größer ausfallen (Abb. 4.15). Dort wirkt eine bodennahe Konvergenzzone, die in einer nordwestlichen Strömung maßgeblich von der Schwäbischen Alb hervorgerufen wird (Abb. 4.12). Im Bereich der Konvergenz ist die Hebung stark genug, um höher reichende Konvektion bei etwa $9.0 \text{ }^\circ\text{O}$ über dem Neckartal auszulösen. Die Wolkenobergrenze liegt in der mittleren Troposphäre in etwa 6000 m. Innerhalb der Wolke werden kräftige Aufwinde mit bis zu 7 m s^{-1} simuliert. Eventuell wird das Wolkenwachstum bis in die obere Troposphäre durch das dort vorherrschende Absinken zunächst gedämpft. Eine halbe Stunde später um 19:30 UTC treten in diesem Bereich aber bereits die ersten Schauer- oder Gewitterzellen mit Niederschlag auf (Abb. 4.12).

Um 21 UTC wird direkt am Nordrand der Schwäbischen Alb hochreichende Konvektion mit Schauern und Gewittern ausgelöst. In den unteren Luftschichten trifft dort die nordwestliche Strömung, die zuvor um den Nordschwarzwald geführt wird, auf die von Süden herannahende Böenfront eines Multizellenverbandes (Abb. 4.12, rechts). Die Folge ist eine starke bodennahe Konvergenz und Hebung, die zur Entwicklung von hochreichender Konvektion führt. Durch die Niederschlagsbildung werden innerhalb der konvektiven Systeme kräftige Abwinde generiert. Insgesamt treten über der Schwäbischen Alb und im nördlichen Albvorland starke Vertikalbewegungen in der gesamten Troposphäre auf. Über dem Oberrheingraben finden sich noch Reste ehemaliger Gewittersysteme, die im Abwindbereich eine Divergenz und Absinkprozesse über dem Schwarzwald unterstützen. Nicht hochreichend konvektiv erscheint die Region bei den Vogesen, wo sich besonders in der oberen Troposphäre erneut Wellen ausbilden.

Vertikale Schichtung

Laut den mittleren vorkonvektiven Bedingungen (Kapitel 3.3) weist das Vertikalprofil zur Initialisierung des Modelllaufes in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb eine CIN von 64 J kg^{-1} und eine MLCAPE von 954 J kg^{-1} auf. Die Atmosphäre ist bedingt labil geschichtet (Abb. 3.4) und potentiell instabil (Abb. 4.7). Durch die inhomogene Erwärmung des orografisch gegliederten Geländes bilden sich bereits 2 Stunden nach der Modellinitialisierung thermische Windsysteme und damit verbundene Strömungs-

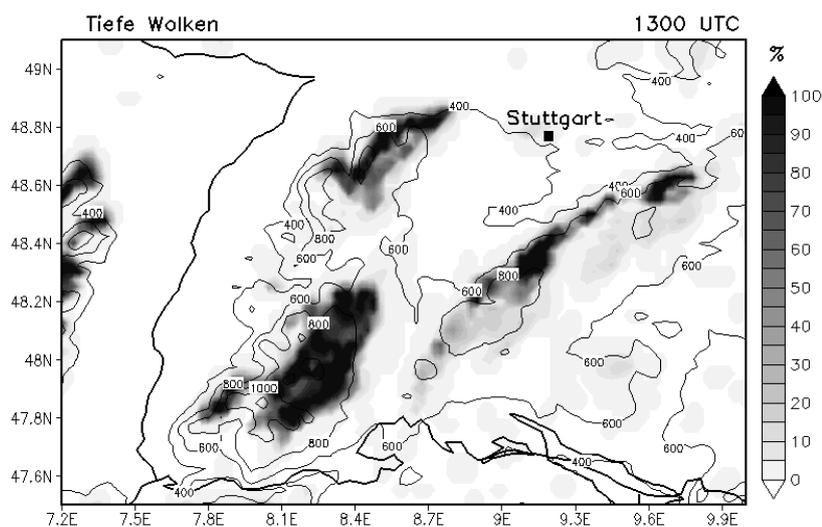


Abbildung 4.16: Bedeckungsgrad [%] der tiefen Wolken nach 2 h Simulationszeit.

konvergenzen über den Bergen aus. Bodennahe, feuchte Luft aus der Grenzschicht wird mit den Talaufwinden in höhere Luftschichten transportiert (Barthlott et al., 2006) und kann in den Konvergenzzonen am ehesten die CIN überwinden und über das Kondensationsniveau gelangen. Damit bildet sich zuerst im Bereich der Strömungskonvergenzen über den Mittelgebirgen flache Cumulusbewölkung (Abb. 4.16), die bei entsprechenden Wetterlagen oft beobachtet werden kann und auf Satellitenbildern in Erscheinung tritt. Übereinstimmend dazu zeigen beispielsweise Modellsimulationen von Kirshbaum (2011), dass sich bei Einstrahlung über einem Berg zunächst flache Quellwolken ausbilden, die die trockeneren Luftschichten in der mittleren Troposphäre anfeuchten und eine spätere Entwicklung von hochreichender Konvektion begünstigen.

Besonders an den Nordosträndern von Schwarzwald und Vogesen wird am Nachmittag und Abend eine hohe CAPE generiert. Um 16 UTC erreichen die Spitzenwerte der MLCAPE 1700 J kg^{-1} (Abb. 4.17, links oben). Im Bereich des hohen Gewitterpotentials entsteht an den Ostvogesen um 16 UTC eine Gewitterzelle, am Ostrand des Nordschwarzwaldes bleibt die Entwicklung hochreichender Konvektion aus. Nach den Modellsimulationen steigen die CAPE-Werte in Regionen mit vorausgehender starker bodennaher Strömungs- oder Feuchtflusskonvergenz am stärksten an (Abb. 4.9, Abb. 4.13, links). Während rund um den Mittleren Schwarzwald die MLCAPE Werte zwischen 800 und 1200 J kg^{-1} zeigt, befindet sich zwischen Stuttgart und Schwäbischer Alb sowie entlang des Oberen und Mittleren Neckars noch trockenere Luft mit MLCAPE-Werten zwischen 500 und knapp 1000 J kg^{-1} . Dort treten in 2 m Höhe spezifi-

sche Feuchten um 12 g kg^{-1} auf, während entlang des Oberrheins und im Kraichgau die Luft bei ähnlichen Temperaturen deutlich feuchter ist (Abb. 4.17, links unten).

Um 19 UTC dehnen sich die Abwinde der Gewittersysteme nahezu über den gesamten Oberrheingraben sowie die Bodenseeregion mit stabiler Kaltluft aus (Abb. 4.17, oben rechts). Zwischen Stuttgart, der Schwäbischen Alb und dem Nordschwarzwald wird die Luftmasse mit der Nordwestströmung zunehmend angefeuchtet (Abb. 4.17, unten rechts). Durch die Feuchteadvektion aus dem Kraichgau und aus dem Oberrheingebiet steigt die MLCAPE hier stark an und erreicht Werte von 1400 bis 1800 J kg^{-1} . Damit gelangt die gewitterträchtigste Luft in Regionen mit starken bodennahen Strömungskonvergenzen, die um 19 UTC besonders entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb (Abb. 4.12, links) auftreten. Wird hochreichende Konvektion in dieser labilen Umgebung ausgelöst, so steht den Gewittersystemen viel CAPE zur Verfügung, die die Entwicklung von Hagelunwettern fördert.

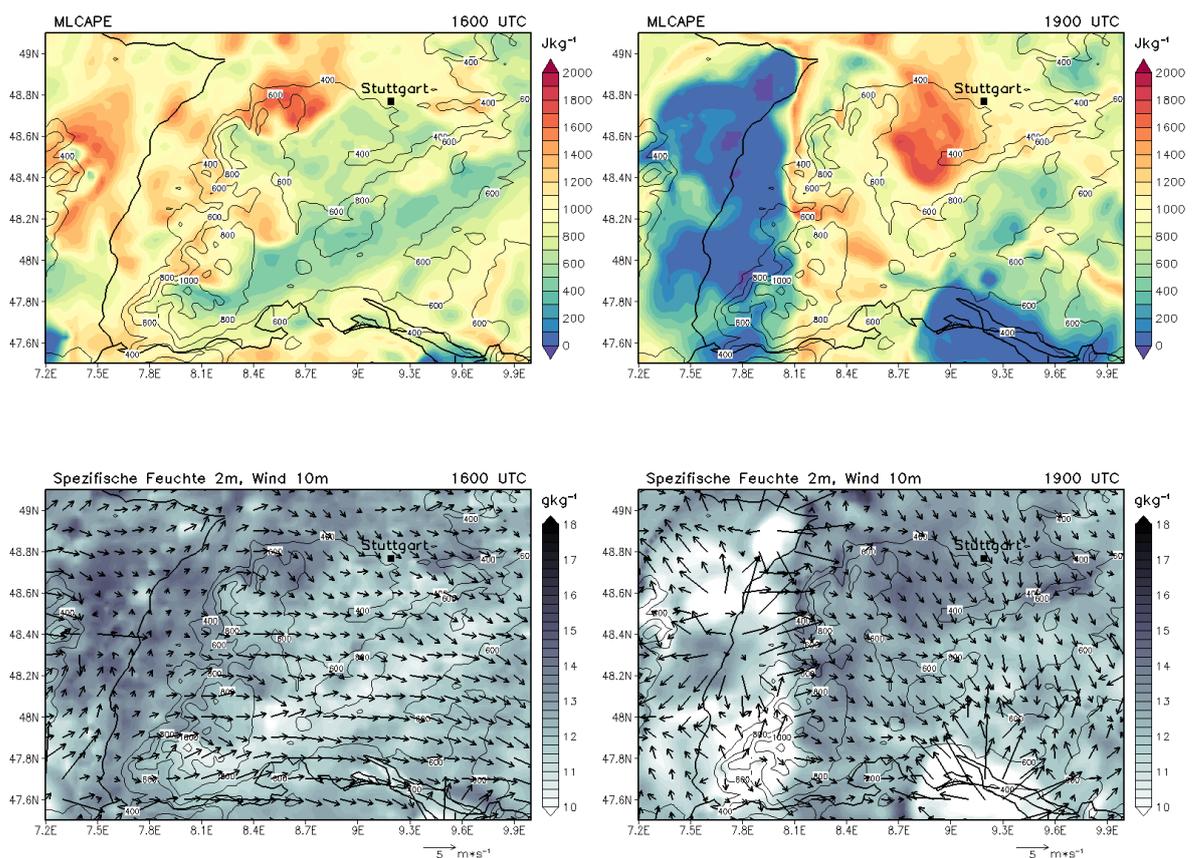


Abbildung 4.17: MLCAPE [J kg^{-1}] (oben) und spezifische Feuchte q [g kg^{-1}] (schattiert) sowie Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m Höhe (unten) jeweils nach 5 (links) und 8 h (rechts) Simulationszeit.

Vertikalschnitte der äquivalentpotentiellen Temperatur entlang des Breitengrades 48.5 °N zeigen mit der Höhe abnehmende θ_e -Werte. Die Atmosphäre ist, wie nach den vorkonvektiven Bedingungen zu erwarten, potentiell instabil geschichtet. Um 16 UTC befindet sich die energiereichste Luft über den Vogesen und im Oberrheingraben (Abb. 4.18, links). Hohe äquivalentpotentielle Temperaturen um 65 °C deuten auf eine feuchtheiße Luftmasse hin. Besonders über den Vogesen, über dem Oberrheingraben und über dem Schwarzwald bildet sich die Orografie in der vertikalen Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur bis etwa 800 hPa ab. Dieses Verhalten ist typisch für eine geländefolgende konvektive Grenzschicht, die im Schwarzwaldgebiet bereits Kossman et al. (1998) identifizieren konnten. In der energiereichen Luft wird über den Vogesen hochreichende Konvektion ausgelöst, die in der mittleren Troposphäre eine Wärmeanomalie in der Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur hervorruft.

Um 19 UTC wird über dem Oberrhein von einem konvektiven System bereits potentielle Instabilität abgebaut. Hier erfolgt eine Stabilisierung, die vertikale Abnahme der äquivalentpotentiellen Temperatur nimmt ab oder kehrt sich sogar um in eine Zunahme (Abb. 4.18, rechts). Eine markante Entwicklung vollzieht sich weiter östlich zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb. Mit der bodennahen Feuchteadvektion aus Nordwesten steigt in den unteren Luftschichten die äquivalentpotentielle Temperatur auf Werte bis nahe 70 °C an. Damit verstärkt sich im Lee des Schwarzwaldes die potentielle Instabilität, die bereits zuvor durch die mittleren vorkonvektiven Bedingungen oder durch eine EML vorhanden war. Sobald an bodennahen Konvergenzonen hochreichende Konvektion ausgelöst wird, können die Gewittersysteme auf sehr feuchte, warme und energiereiche Luftmassen aus der Grenzschicht zurückgreifen.

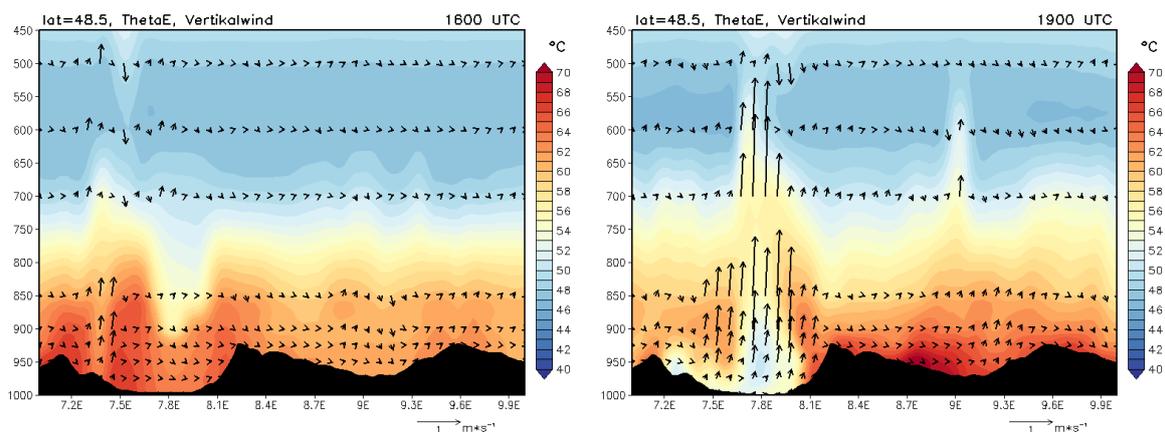


Abbildung 4.18: Zonaler Vertikalschnitt entlang von 48.5 °N mit Orografie und Druck p als Ordinate. Äquivalentpotentielle Temperatur θ_e [°C] (schattiert) und projizierte Windvektoren [m s^{-1}] nach 5 (links) und 8 h (rechts) Simulationszeit.

Gesamtniederschlag und Synopsis

Die 12-stündige Modellsimulation im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb gibt einen plausiblen Einblick in die relevanten meteorologischen Vorgänge, wie sie an Tagen mit Hagelunwettern stromab des Schwarzwaldes vorkommen können. Hochreichende Konvektion wird über den Vogesen erst recht spät um 16 UTC, im Bereich der Schwäbischen Alb ab 18 UTC ausgelöst. Ein Grund dafür sollte die Initialisierungszeit von 11 UTC sein, womit COSMO erst zur Mittagszeit mit der Simulation beginnt.

Erste Schauer- und Gewitterzellen werden um 16 UTC durch thermische Windsysteme und durch Strömungs- und Feuchteflusskonvergenzen an den Vogesen induziert (Abb. 4.10, Abb. 4.13). Weitere Gewitter folgen in den kommenden Stunden über dem Oberrheingraben, wo sich in den Abwindbereichen die bodennahe Luft abkühlt (cold pool-Entwicklung, Abb. 4.11). Im Lee des Schwarzwaldes stellt sich aufgrund einer Umströmung des Nordschwarzwaldes eine nordwestliche Strömung ein. Über dem Mittleren Schwarzwald herrschen Westwinde vor, die stromab des Gebirges mit dem Nordwestwind konvergieren. Dabei entstehen dynamisch induzierte Strömungs- und Feuchteflusskonvergenzen im Korngäu, am Nordrand der Schwäbischen Alb und im nördlichen Albvorland (Abb. 4.12, Abb. 4.13), die zwischen 18 und 19 UTC hochreichende Konvektion auslösen (Abb. 4.15). Modellsimulationen zeigen in den unteren Luftschichten ein Rückdrehen des Windes auf nordöstliche Richtungen im Bereich der Albkante. Im 850 hPa-Niveau bleibt die Westkomponente der Grundströmung erhalten. Über den Mittelgebirgen treten Schwerewellen auf, die allerdings den Simulationen zufolge für die Initiierung von hochreichender Konvektion stromab des Schwarzwaldes nicht relevant sind (Abb. 4.15). Mit der bodennahen Nordwestströmung werden feuchtwarme, energiereiche Luftmassen mit einer hohen äquivalentpotentiellen Temperatur Richtung Korngäu, Neckartal und Schwäbische Alb advehiert. Dies führt zusammen mit einer hohen CAPE (Abb. 4.17) und mit hoher potentieller Instabilität (Abb. 4.18) zu günstigen Umgebungsbedingungen für die Entwicklung von Hagelgewittern. Um 21 UTC erreicht eine Böenfront von einem oberschwäbischen Multizellenverband mit Südostwinden den Nordrand der Schwäbischen Alb, verstärkt dort die bodennahe Strömungskonvergenz und unterstützt die Entwicklung von hochreichender Konvektion (Abb. 4.15).

Nach 12 Stunden Simulationszeit ergibt sich aufgrund der beschriebenen meteorologischen Vorgänge die Verteilung des Gesamtniederschlages in Abbildung 4.19. Die kräftigsten Schauer- und Gewitterniederschläge simuliert COSMO im Lee der Nordvogesen, am Nordrand der Schwäbischen Alb und in Teilen Oberschwabens. Im Zentrum der konvektiven Systeme erreichen die 12-stündigen Niederschlagssummen 70 mm und mehr. Trocken bleibt es unmittelbar im Lee des Schwarzwaldes. Dort

bilden sich im Tagesverlauf Strömungskonvergenzen aus, die allerdings nur flache Cumulusbewölkung ohne Niederschlag generieren. Im weiteren Verlauf überwiegen Divergenzgebiete, die leichtes Absinken hervorrufen.

Die Ergebnisse der Modellsimulation stimmen insgesamt gut mit dem Wettercharakter überein, der an Tagen mit Hagelunwettern stromab des Schwarzwaldes häufiger beobachtet werden kann. Vor der Auslösung hochreichender Konvektion in den betroffenen Hagelgebieten zeigen SYNOP-Meldungen an verschiedenen Wetterstationen des DWD ähnliche Windrichtungen, zumindest bei markanten Fallbeispielen wie am 02.09.2011, 28.07.2013 oder 06.08.2013. An der Station Mühlacker im südlichen Kraichgau beispielsweise dreht der Wind im Tagesverlauf auf West bis Nordwest, an der Station Stuttgart-Schnarrenberg werden vor der Entstehung der Hagelgewitter Nordwest- bis Nordwinde beobachtet. Freudenstadt (797 m ü. NN) am Ostrand des Nordschwarzwaldes zeigt westliche oder nordwestliche Winde, auf dem Klippeneck (973 m ü. NN) auf der Südwestalb frischt der westliche bis südwestliche Wind vor der Auslösung von Schauern und Gewittern böig auf. Auch die im Modell angedeutete bodennahe Winddrehung auf nordöstliche Richtungen entlang der Nordkante der Schwäbischen Alb wird in der Realität häufig von der Wetterstation Stötten (734 m ü. NN) auf der Ostalb abgebildet. Es bedürfte allerdings weiterer Untersuchungen, ob die modellierten Strömungsverhältnisse mit der Realität nur in ausgewählten Fällen übereinstimmen oder im Mittel statistisch belegt werden können.

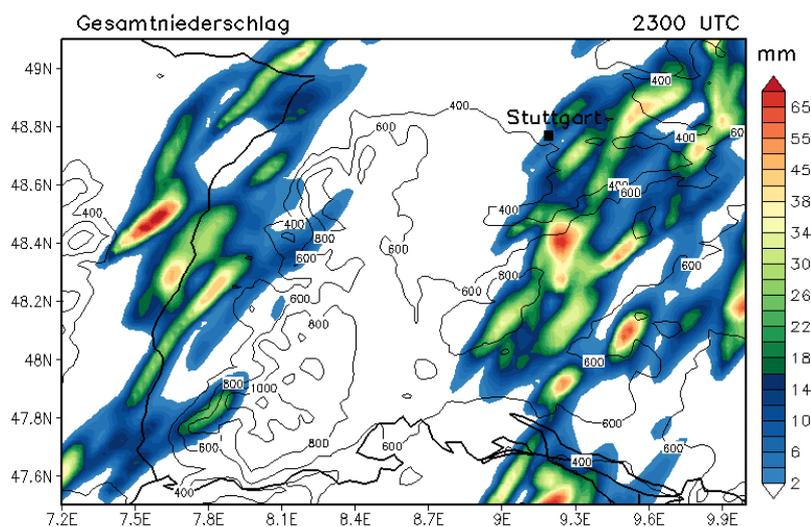


Abbildung 4.19: Gesamtniederschlag [mm] im Modellgebiet nach 12 h Simulationszeit.

Aufgrund der mittleren vorkonvektiven Bedingungen (Kapitel 4.1) sind bodennahe Ost- bis Südostwinde in den Simulationsergebnissen nicht berücksichtigt. Diese können aber durchaus über Mitteleuropa während Schwergewitterlagen im Bereich von flachen Gewittertiefs oder Leetiefs nördlich der Alpen beobachtet werden (van Delden, 2001). Sie begünstigen und verstärken vorhandene bodennahe Konvergenzzonen und fördern bei südwestlicher Höhenströmung eine Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe (Veering). Befindet sich östlich des Schwarzwaldes eine flache Tiefdruckzone, so nehmen bodennahe östliche Winde weite Teile des Untersuchungsgebietes ein. Frischt im Folgenden von Westen her die präfrontale Südwestströmung auf, stellt sich die in der Simulation gezeigte Umströmung des Schwarzwaldes ein. Beobachtungen an Hageltagen zeigen, dass in solch einer Situation die Nordwest- bis Nordostwinde stromab des Schwarzwaldes im Bereich des nördlichen Albvorlandes und entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb auf die bodennahe östliche bis südöstliche Strömung treffen. Die ohnehin vorhandene bodennahe Strömungskonvergenz würde sich damit weiter verstärken. Untersuchungen entsprechender Fallbeispiele könnten hier weitere Erkenntnisse über die genauen meteorologischen Vorgänge während solcher Wetterlagen bringen.

Ein interessanter Aspekt ergibt sich bei Betrachtung der vertikalen Windscherung, sobald gegen 19 UTC der bodennahe Wind am Nordrand der Schwäbischen Alb auf Nordost zurückdreht. Im Modell bleibt die südwestliche Höhenströmung in 500 hPa über den gesamten Simulationszeitraum weitgehend erhalten, auch der Wind im 850 hPa-Niveau zeigt um 19 UTC westliche bis südwestliche Winde. In 10 m Höhe und im 925 hPa-Niveau sorgt die gegenläufige Strömung für eine Zunahme der Geschwindigkeitsscherung zwischen 0 und 6 Kilometer Höhe (deep layer shear) und für eine Zunahme der Richtungsscherung in der unteren Troposphäre. Ein regionales Maximum der Geschwindigkeitsscherung zwischen 13 und 14 m s^{-1} wird entlang der Albkante besonders nach Osten hin simuliert (Abb. 4.20). In dieser Umgebung ist nach der Theorie eine Organisation hochreichender Konvektion zu Multizellen wahrscheinlich. Die zur Ausbildung von Superzellen benötigten 20 m s^{-1} werden zwar nicht erreicht, Csirmaz et al. (2013) geben aber an, dass rotierende Gewittersysteme auch in einer nur mäßig stark oder sogar schwach gescherten Umgebung vorkommen können. Die Modellsimulation bestätigt eine häufig angeführte Vermutung und Beobachtung, dass in Mitteleuropa und Deutschland, im Gegensatz etwa zu den Great Plains der USA, orografisch modifizierte mesoskalige Strömungen die vertikale Geschwindigkeitsscherung und Richtungsscherung des Windes erhöhen und damit die Organisation von Gewittersystemen regional verbessern können.

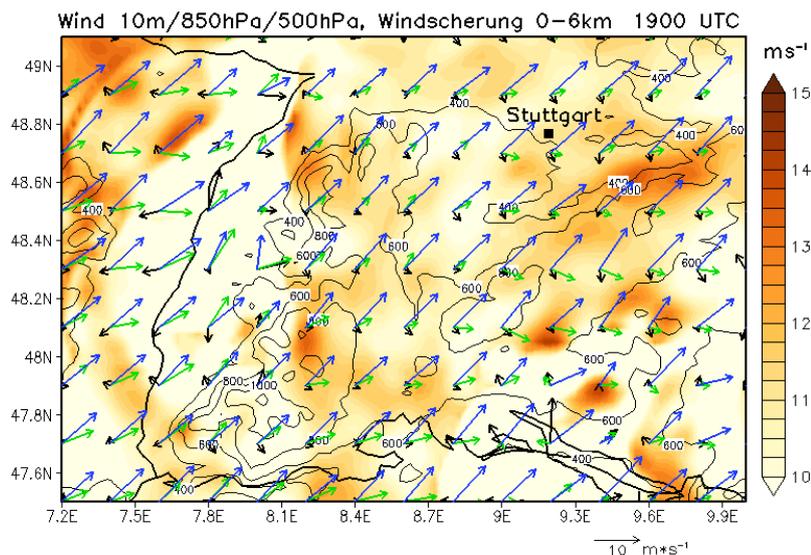


Abbildung 4.20: Geschwindigkeitsscherung des horizontalen Windes [m s^{-1}] zwischen 0 und 6 Kilometern Höhe (schattiert) sowie Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m (schwarz), 850 hPa (grün) und 500 hPa (blau) nach 8 h Simulationszeit.

4.2.2 Harz

Als zweite Mittelgebirgsregion wird der Harz im Norden Deutschlands herangezogen, insbesondere für die Beantwortung der Fragestellung, ob die Strömungsverhältnisse und die meteorologischen Vorgänge bei ähnlichen vorkonvektiven Bedingungen vergleichbar sind zu denen der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb.

Strömungsverhältnisse

Um 13 UTC, 2 Stunden nach der Modellinitialisierung, kann im bodennahen Strömungsfeld in 10 m Höhe ein deutlicher Einfluss der Orografie festgestellt werden. Über dem Harz und an dessen Luvseite stellt sich eine ausgedehnte Divergenz ein, die durch eine Geschwindigkeitsdivergenz verursacht wird. In den Hochlagen des Harzes weht ein Bodenwind mit bis zu 4 m s^{-1} (Abb. 4.21, links). In tieferen Lagen fällt die Windgeschwindigkeit mit etwa $1 \text{ bis } 3 \text{ m s}^{-1}$ geringer aus, vor allem stromab des Harzes Richtung Magdeburger Börde. Der höhere Oberharz wird in dem vorherrschenden Strömungsregime (Kapitel 4.1.1) zumindest teilweise umströmt. Dadurch bildet sich stromauf des Oberharzes zusätzlich eine Richtungsdivergenz aus, die bei 51.7°N , 10.3°O ein Divergenzmaximum hervorruft.

Stark fällt die Konvergenz im Lee des Gebirges aus. Neben einer Geschwindigkeitskonvergenz trägt stromab des Oberharzes eine Richtungskonvergenz zu einem kräftigen Zusammenströmen bei. Besonders der Oberharz, der die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet aufweist, beeinflusst das bodennahe Strömungsfeld markant. Sowohl in 10 m Höhe als auch im 925 hPa-Niveau erfährt der westliche Strömungsast stromab des Gebirges eine deutliche Richtungsänderung und dreht auf nordwestliche Richtungen, womit sich mit dem vorherrschenden großräumigen Südwestwind eine Strömungskonvergenz ausbildet. Im Nördlichen Harzvorland kann dieser Effekt durch thermische Windsysteme verstärkt sein, wenn Talaufwinde gegen die synoptische Hintergrundströmung gerichtet sind (Banta, 1990). Ähnlich zu den Vogesen und zum Schwarzwald bilden sich um 13 UTC auch in der Region Harz die stärksten Strömungskonvergenzen stromab des Gebirges aus. Hochreichende Konvektion wird zu diesem Zeitpunkt wie in der südlicheren Vergleichsregion noch nicht ausgelöst.

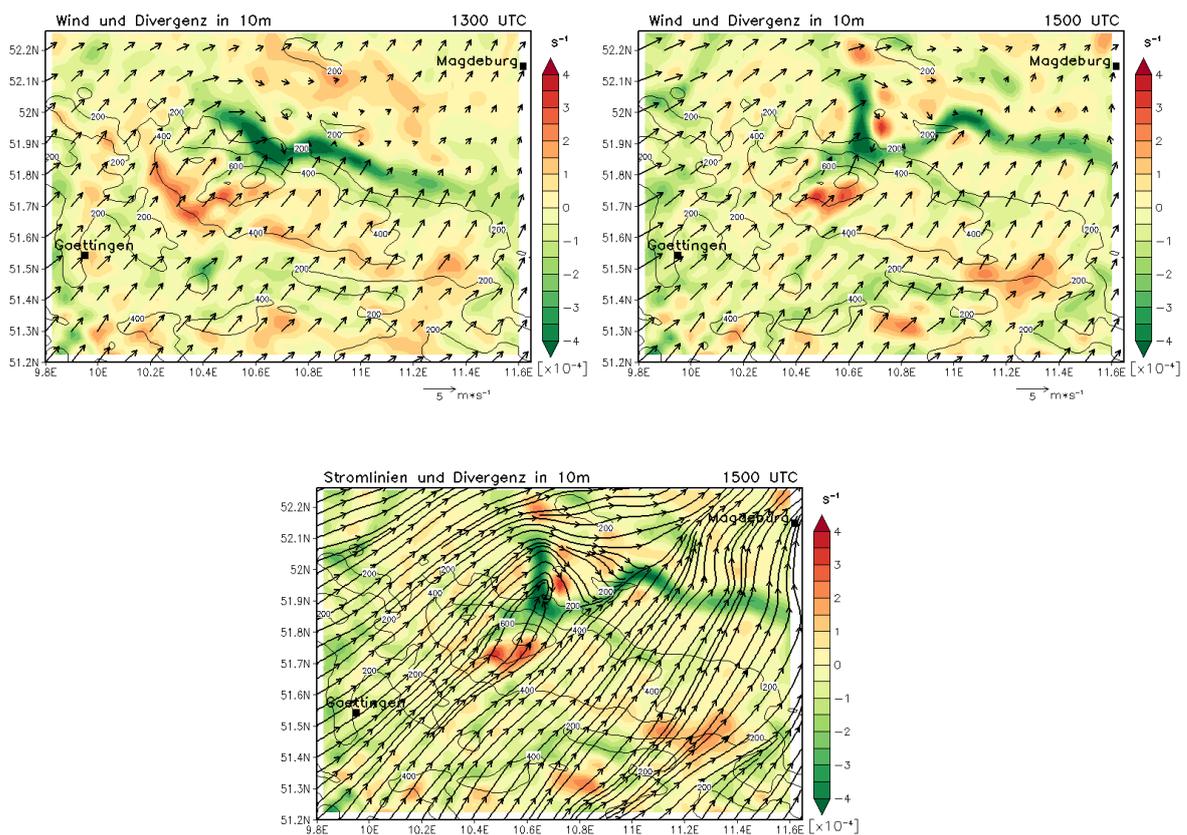


Abbildung 4.21: Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Windvektoren [m s^{-1}] in 10 m Höhe nach 2 (oben links) und 4 h (oben rechts) Simulationszeit. Divergenz [10^{-4} s^{-1}] (schattiert) und Stromlinien in 10 m Höhe nach 4 h Simulationszeit (unten).

Um 15 UTC verstärkt sich das Eindrehen des Windes im Lee des Harzes. Weiterhin wird der westliche Strömungsast nach Passieren des Gebirgsrandes zu einem Nordwest- bis Nordwind umgelenkt. Stromlinien des Windes in 10 m Höhe deuten sogar einen Strömungswirbel nördlich des Oberharzes an, in dessen Bereich die Strömung retardiert und Richtung Gebirge zurückdreht (Abb. 4.21, unten). Die Folge ist eine starke Strömungskonvergenz. Ähnliche Wirbelstrukturen beobachteten bereits Smolarkiewicz und Rotunno (1989), die bei kleinen Froude-Zahlen Strömungssimulationen im Bereich dreidimensionaler Strömungshindernisse durchführten. Stromab des Unterharzes bleibt die südwestliche Strömung weitgehend erhalten, allerdings nimmt die Windgeschwindigkeit im Nördlichen Harzvorland im Vergleich zum 13 UTC-Termin zu, so dass sich die Geschwindigkeitskonvergenz vom Gebirgsrand aus nordwärts Richtung Magdeburger Börde verlagert. Schwachwindig ist es nach wie vor im tiefgelegenen nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes, wo die Windgeschwindigkeiten kaum 1 m s^{-1} überschreiten. Über der Magdeburger Börde dreht der Wind auf südliche bis südöstliche Richtungen. Diese Strömung trifft westlich von Magdeburg bei 52.1°N , 11.2°O auf den Strömungsast, der zuvor um den Oberharz geführt wird (Abb. 4.21). Allerdings kommt es dort nur zu einer schwachen Konvergenz, da die Windgeschwindigkeiten in diesem Gebiet gering ausfallen.

In höheren Luftschichten, beispielsweise im 925 hPa-Niveau, zeigen sich im Vergleich zum Bodenwind sowohl um 13 als auch um 15 UTC nahezu gleiche Strukturen. Windrichtung und Windgeschwindigkeit fallen ähnlich aus und auch in dieser Höhe bildet sich nördlich des Oberharzes ein Strömungswirbel aus. Wie in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb nimmt auch im Gebiet Harz der Einfluss der Orografie im 850 hPa-Niveau stark ab. Die Strömung über dem Unterharz bleibt unverändert, nur der Oberharz wird im Strömungsfeld mit einer leichten Umströmung angedeutet, indem sich in dessen Luv eine schwache Divergenz und im Lee eine schwache Konvergenz ausbildet (nicht gezeigt). Auf die Entwicklung hochreichender Konvektion hat die Modifikation der Strömung in dieser Höhe keinen Einfluss. Selbst im Bereich der starken Konvergenzen in 10 m Höhe und in 925 hPa simuliert das Modell bis 15 UTC nur die Bildung flacher Cumuluswolken (Abb. 4.22).

Vertikalschnitte und Wellenbewegungen

Drei Vertikalschnitte sollen einen Querschnitt der atmosphärischen Verhältnisse im zeitlichen Verlauf zeigen. Drei bis vier Stunden nach Simulationsbeginn können über dem Harz orografisch angeregte Schwerewellen ausgemacht werden, sowohl im zonalen als auch im meridionalen Aufriss (Abb. 4.22, oben). Besonders entlang des Längengrades 10.6°O bilden sich stromab geneigte und vertikal sich ausbreitende Wellenbewegungen

aus, die zweifellos als topografische Schwerewellen (Leewellen) einzuordnen sind. In Hebungsbereichen findet jeweils Hebung mit einer Vertikalgeschwindigkeit zwischen 0.1 und 0.2 m s^{-1} statt. Ähnlich zu den Vogesen (Abb. 4.14) scheint sich ein aufsteigender Ast der Schwerewelle unterstützend auf die Wolkenbildung auszuwirken. Zusammen mit der bodennahen Strömungskonvergenz im Lee des Harzes sind die positiven Vertikalgeschwindigkeiten ausreichend für die Ausbildung von flachen Cumuluswolken, die im Zonalschnitt von 15 UTC entlang 51.9°N und im Meridionalschnitt von 14 UTC entlang 10.6°O auftreten. Besonders im Bereich und oberhalb wirkender bodennaher Strömungskonvergenzen fällt die Hebung am stärksten aus (Abb. 4.21, Abb. 4.22). Hochreichende Konvektion wird zu diesem Zeitpunkt von den auftretenden Hebungsmechanismen aber nicht ausgelöst.

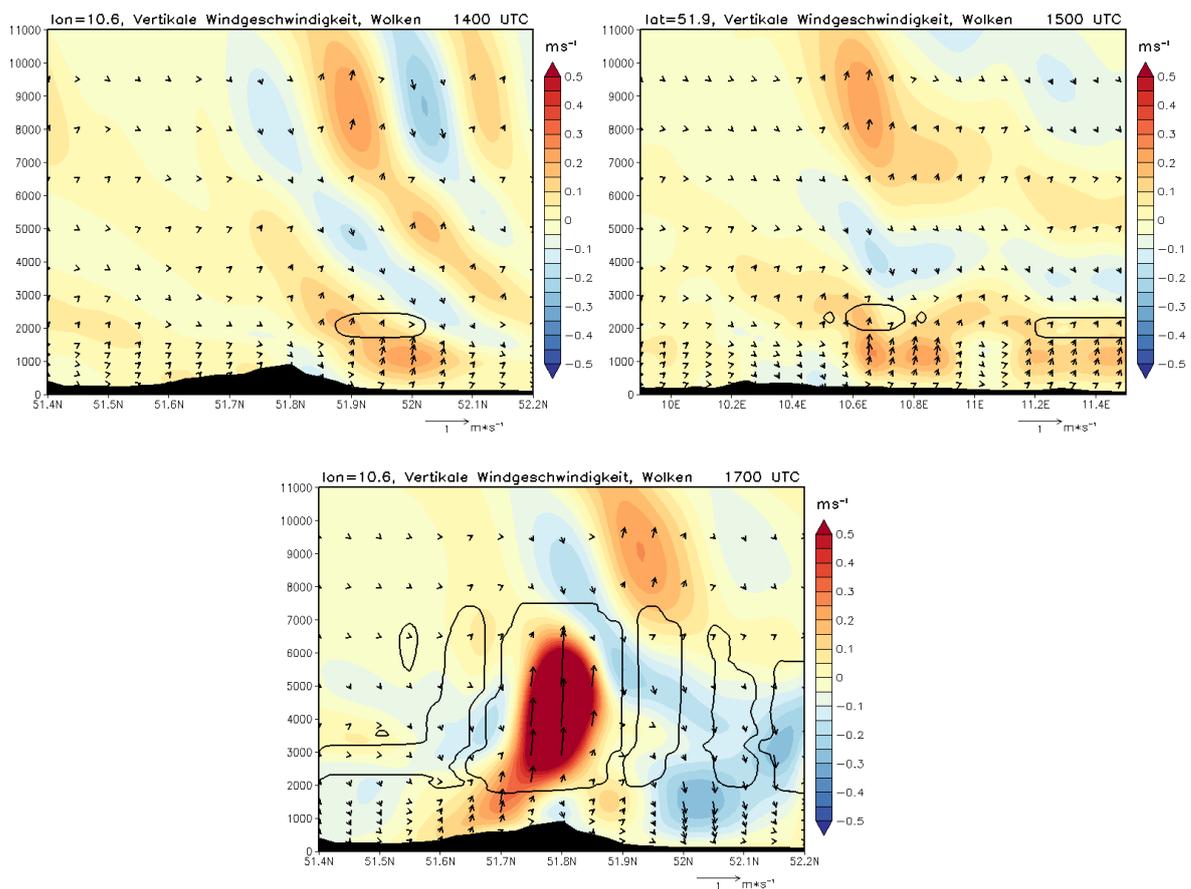


Abbildung 4.22: Meridionaler Vertikalschnitt entlang von 10.6°O nach 3 h (oben links), zonaler Vertikalschnitt entlang von 51.9°N nach 4 h (oben rechts) und meridionaler Vertikalschnitt entlang von 10.6°O nach 6 h (unten) Simulationszeit mit Orografie und mit der geometrischen Höhe z als Ordinate. Dargestellt sind Vertikalwind w [m s^{-1}] (schattiert), projizierte Windvektoren [m s^{-1}] und Wolken (schwarz liniert).

Sechs Stunden nach der Modellinitialisierung wird um 17 UTC das erste Mal im Untersuchungsgebiet hochreichende Konvektion simuliert. Direkt über dem Gebirge oder etwas nördlich der höchsten Erhebungen entstehen vier schwache Schauer- oder Gewitterzellen. Diese Situation zeigt exemplarisch der Meridionalschnitt um 17 UTC entlang 10.6 °O. Vom Luvhang des Harzes bis zur Norddeutschen Tiefebene berechnet das Modell vertikal hochreichende Wolken (Abb. 4.22, unten). Niederschlag fällt allerdings nur im Bereich der Schauer- oder Gewitterzelle über dem Harz, in der auch die stärksten Vertikalbewegungen auftreten. Im nördlichen Harzvorland herrscht innerhalb der Grenzschicht leichtes Absinken, das von einer Strömungsdivergenz verursacht wird. In diesem Gebiet erfahren die Quellwolken keine Unterstützung durch aufsteigende feuchtwarmer Luft aus der Grenzschicht. Die Entwicklung von Schauern und Gewittern ist daher in dieser Region unwahrscheinlich. Nur eine der vier Niederschlag produzierenden Zellen entsteht in einer Region mit starker bodennaher Strömungskonvergenz im Lee des Harzes. Bei den anderen Zellen wirkt über dem Harz hauptsächlich orografisch erzwungene Hebung, mit der die Luftpakete die CIN überwinden können und freie Konvektion möglich wird. Sechsstündige Niederschlagssummen von höchstens 5 mm sprechen für nicht allzu starke konvektive Systeme und bestätigen die weniger labilen vorkonvektiven Bedingungen (Abb. 3.4 und Kapitel 4.1), unter denen solch starke Entwicklungen wie in der Region Schwarzwald und Schwäbische Alb nicht möglich sind.

Vertikale Schichtung

Die mittleren vorkonvektiven Bedingungen zeigen in der Region Harz eine CIN von 99 J kg^{-1} und eine MLCAPE von 343 J kg^{-1} . Damit liegt die CIN im Vergleich zur Region Schwarzwald und Schwäbische Alb etwas höher und die MLCAPE deutlich niedriger (Abb. 3.4 und Kapitel 4.1). Während im Tagesverlauf stromab des Schwarzwaldes die MLCAPE auf bis zu 1800 J kg^{-1} ansteigt, werden im Lee des Harzes MLCAPE-Werte bis zu 1200 J kg^{-1} generiert (Abb. 4.23). Auffällig ist, dass in beiden Untersuchungsgebieten die höchsten CAPE-Werte jeweils im Lee der Gebirge im Bereich von Strömungs- und Feuchteflusskonvergenzen simuliert werden. Ein ähnliches Bild zeigt sich auch bei der äquivalentpotentiellen Temperatur im Vertikalschnitt entlang des Längengrades 10.6 °O. Die energiereichste Luftmasse für die Entwicklung hochreichender Konvektion steht stromab des Gebirges im Nördlichen Harzvorland zur Verfügung. Dort ist der vertikale Gradient der äquivalentpotentiellen Temperatur maximiert und die potentielle Instabilität am größten (Abb. 4.23). Allerdings wird nicht in dieser Region, sondern weiter stromauf über dem Gebirge hochreichende Konvektion mit Niederschlag ausgelöst.

Im Untersuchungsgebiet Harz entstehen Schauer und Gewitter direkt über dem Gebirge und nicht stromab wie im Fall der Vogesen oder des Schwarzwaldes. Mögli-

cherweise verläuft im Harz ein größerer Anteil der Strömung über das Gebirge, worauf die etwas größeren Froude-Zahlen hinweisen (Kapitel 4.1.1). Ob nach Simulationsende die über dem Harz entstandenen Zellen der Höhenströmung folgend nordostwärts ziehen und unter günstigen atmosphärischen Bedingungen weitere konvektive Systeme initiieren, bleibt unbeantwortet. Obwohl das Modell keine Auslösung hochreichender Konvektion im Bereich der leeseitigen bodennahen Strömungskonvergenzen zeigt, ist die Wahrscheinlichkeit in diesen Bereichen dennoch am größten, dass es im weiteren Verlauf nach Überwinden der CIN zur Ausbildung von Schauern und Gewittern kommen könnte. Wie auch im ersten Untersuchungsgebiet Schwarzwald/Schwäbische Alb sind bodennahe Ost- oder Südostwinde bei den vorkonvektiven Bedingungen für das Gebiet Harz nicht berücksichtigt. Würde sich im Bereich eines Bodentiefs eine östliche Strömung einstellen, so könnte eine verstärkte Strömungskonvergenz im Lee des Harzes die Auslösung hochreichender Konvektion begünstigen.

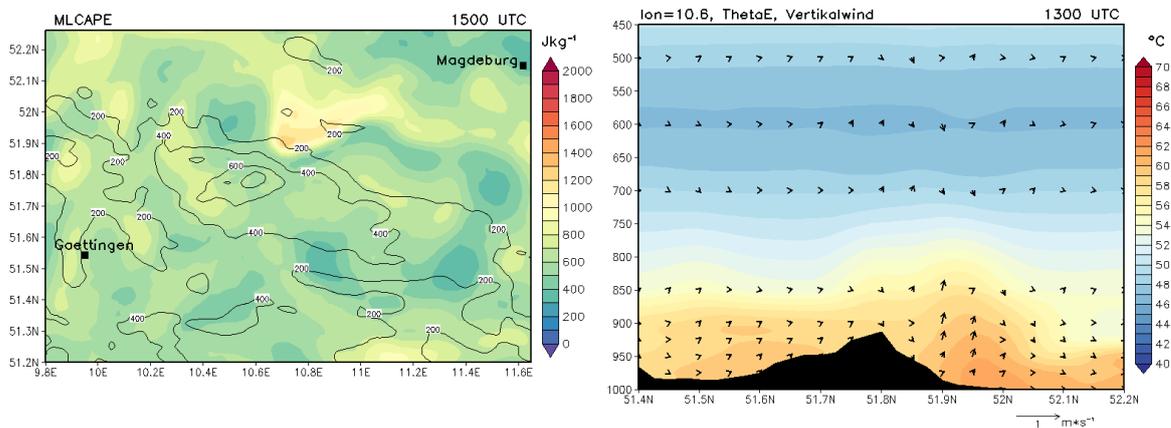


Abbildung 4.23: MLCAPE [J kg^{-1}] nach 4 h Simulationszeit (links). Meridionaler Vertikalschnitt entlang 10.6°O mit Orografie und Druck p als Ordinate (rechts). Äquivalentpotentielle Temperatur θ_e [$^\circ\text{C}$] (schattiert) und projizierte Windvektoren [m s^{-1}] nach 2 h Simulationszeit.

5. Zusammenfassung und Ausblick

In den Sommermonaten verursachen konvektive Systeme über Deutschland häufig Schäden durch Hagelschlag. Besonders stromab der Mittelgebirge wird eine markante Häufung von Hagelereignissen beobachtet (Puskeiler, 2013). Mögliche Ursachen der regional unterschiedlichen ausfallenden Gewitter- und Hagelwahrscheinlichkeiten wurden bereits unter anderem von Hagen et al. (2011) beschrieben. Bis heute ungeklärt ist allerdings der Zusammenhang zwischen bodennahen Konvergenzzonen, annähernd realen atmosphärischen Bedingungen und der Entstehung hochreichender Konvektion. Ziel dieser Arbeit war daher die Untersuchung der atmosphärischen Bedingungen und Strömungsverhältnisse, die während Hagelereignissen stromab deutscher Mittelgebirgsregionen die Auslösung oder Verstärkung hochreichender Konvektion begünstigen. Im Fokus der Analysen standen dabei die Mittelgebirge von Schwarzwald und Schwäbische Alb in Süddeutschland und der Harz in Norddeutschland. Vor allem das Verständnis der komplexen meteorologischen Prozesse vor und während der Entstehung schadenträchtiger Hagelgewitter sollte durch diese Untersuchungen weiter verbessert werden. Dazu wurden zum einen die mittleren vorkonvektiven Bedingungen an einer großen Stichprobe vergangener Hagelereignisse durch CFS-Reanalysen bestimmt und analysiert. Zum anderen wurden Modellsimulationen mit dem hochaufgelösten nicht-hydrostatischen Wettervorhersagemodell COSMO-DE durchgeführt. Um hier möglichst allgemeingültige Aussagen ableiten zu können, wurde COSMO in einer semi-idealisierten Konfiguration mit einem mittleren Vertikalprofil, das die meteorologischen Bedingungen an den ausgewählten Hageltagen repräsentiert, betrieben. Dieses Vertikalprofil, das für die Initialisierung und als seitliche Randbedingungen verwendet wurde, bleibt zeitlich konstant. Dagegen wurden die zeitlichen Entwicklungen aller dynamischen, thermodynamischen und physikalischen Prozesse, so auch die solare Einstrahlung, durch die jeweiligen COSMO-Module abgebildet. Im Untersuchungsgebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb betrug die Simulationszeit 12 Stunden, im Gebiet Harz 6 Stunden.

Grundlage der Bestimmung der vorkonvektiven Bedingungen waren anhand von Radardaten detektierte Hagelzugbahnen (Puskeiler, 2013) zwischen 2005 und 2010,

die im Lee der Mittelgebirge entstanden sind. Die Analyse der großräumigen vorkonvektiven Bedingungen ergab für beide Untersuchungsgebiete ähnliche synoptische Ausgangssituationen. Die ermittelten Froude-Zahlen von größtenteils $Fr < 1$ sprechen für ein Strömungsregime, bei dem Strömungshindernisse bevorzugt umströmt und weniger direkt überströmt werden. Dabei fallen die Froude-Zahlen stromauf des Harzes geringfügig höher aus gegenüber denen im Gebiet stromauf des Schwarzwaldes. Bei beiden Regionen kann aufgrund der Strömungskennzahlen davon ausgegangen werden, dass über den Mittelgebirgen eine Umströmung stattfindet und das Strömungsfeld in der unteren Troposphäre von der Orografie dementsprechend modifiziert wird.

Die mittleren vorkonvektiven Bedingungen sind für das Gebiet Harz und für das Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb geprägt von einer ähnlichen Großwetterlage mit südwestlicher Anströmrichtung. Zwischen einem Höhenrücken über Osteuropa und einem Höhentrog über dem Ostatlantik stellt sich bei den meisten Ereignissen über Mitteleuropa auf der Trogvorderseite eine südwestliche Strömung sowohl in der mittleren als auch in der unteren Troposphäre ein. Bodennahe südöstliche oder östliche Winde, die im Bereich von flachen Gewittertiefs oder Tiefdruckrinnen häufiger beobachtet werden, sind in den Untersuchungsgebieten bei den mittleren vorkonvektiven Bedingungen nicht zu erkennen. Mit der Südwestströmung gelangen energiereiche und instabil geschichtete Luftmassen nach Mitteleuropa. Rund um den Schwarzwald und um die Schwäbische Alb beträgt die mittlere MLCAPE über 700 J kg^{-1} , der mittlere Lifted Index liegt bei -2 K . Die äquivalentpotentielle Temperatur erreicht einen Mittelwert von über 55 °C . Im Gebiet Harz fällt die mittlere äquivalentpotentielle Temperatur mit knapp 50 °C niedriger aus. Die mittlere MLCAPE um 300 J kg^{-1} und der mittlere Lifted Index von -1 K deuten im Vergleich zum südlicheren Untersuchungsgebiet auf eine nicht ganz so labil geschichtete Atmosphäre hin. In beiden Regionen tritt während den betrachteten Hagelereignissen eine abgehobene Mischungsschicht (elevated mixed layer, EML) auf, die vor allem in Süddeutschland hohe potentielle Instabilität verursacht und so die Entstehung von Hagelunwettern begünstigt. Zwischen 800 und 650 hPa kann eine mittlere vertikale Temperaturabnahme zwischen -0.65 und $-0.70 \text{ °C (100 m)}^{-1}$ beobachtet werden. Die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen dem 850 und dem 500 hPa -Niveau beträgt im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb -8 K , im Gebiet Harz -4 K .

Die COSMO-Modellsimulationen zeigen im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb eine markante bodennahe Modifikation der vorherrschenden südwestlichen Strömung durch die Orografie. Besonders die Erhebungen von Süd- und Nordschwarzwald werden verstärkt umströmt und es bilden sich im Lee des Gebirges Strömungs- und Feuchteflusskonvergenzen im bodennahen Windfeld aus. Durch die inhomogene

Erwärmung des stark gegliederten Geländes treten thermische Windsysteme auf, die vor allem im Lee der Nordvogesen und des Nordschwarzwaldes vorhandene Konvergenzen verstärken und entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb einen größeren Bereich bodennaher Konvergenz erzeugen. Diese mesoskaligen Strukturen stimmen mit Ergebnissen früherer Untersuchungen von Brombach (2012) überein. Im weiteren Verlauf etabliert sich im Lee des Nordschwarzwaldes nach dessen Umströmung eine nordwestliche bis nordöstliche Strömung, die bis zur Schwäbischen Alb reicht. Entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb kommt es den Modellsimulationen zufolge zu einer dynamisch induzierten linienförmigen Geschwindigkeits- und Richtungskonvergenz. Über den Mittelgebirgen treten Schwerewellen auf, die allerdings bei der Entwicklung von hochreichender Konvektion stromab des Schwarzwaldes nach den Simulationen keine Schlüsselrolle übernehmen.

Hochreichende Konvektion mit Schauern und Gewittern wird im Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb zuerst am Nordostrand der Vogesen im Bereich starker bodennaher Strömungs- und Feuchteflusskonvergenzen ausgelöst. Ähnliche Umgebungsbedingungen finden sich auch am Nordostrand des Nordschwarzwaldes, wo das Modell allerdings nur flache Cumulusbewölkung simuliert. Ausgehend von einzelnen Zellen im Bereich der Vogesen, entstehen im weiteren Verlauf mehrere konvektive Systeme über dem Oberrheingraben. Auch in der Bodenseeregion und über Oberschwaben breiten sich in den Modellsimulationen Multizellen nordwärts aus. Im Gegensatz zu den Modellsimulationen von Brombach (2012), in denen im Verlauf im Lee des Südschwarzwaldes eine Schauerzelle simuliert wird, entwickelt sich in den hier durchgeführten COSMO-Simulationen direkt im Lee des Schwarzwaldes trotz auftretender Strömungskonvergenzen keine hochreichende Konvektion. Weiter stromab kommt es aber unter der Wirkung kräftiger bodennaher Strömungskonvergenzen in der Region zwischen Stuttgart und der Schwäbischen Alb zur Auslösung von Schauern und Gewittern, die im Modell lokale 12-stündige Niederschlagssummen von über 70 mm verursachen.

Vor allem am Nordostrand von Nordvogesen und Nordschwarzwald wird eine hohe CAPE aufgebaut. Stromab des Schwarzwaldes advehiert die Nordwestströmung im Verlauf der Modellsimulation feuchtwarme, energiereiche Luftmassen mit einer hohen äquivalentpotentiellen Temperatur nahe 70 °C und mit MLCAPE-Werten bis zu 1800 J kg⁻¹ Richtung Schwäbische Alb. Damit erhöht sich in diesen Gebieten die potentielle Instabilität. Durch die bodennahen Nord- bis Nordostwinde entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb tritt ein regionales Maximum der vertikalen Geschwindigkeitsscherung des Windes zwischen 13 und 14 m s⁻¹ auf (0 - 6 km, deep layer shear). Wird entlang des Nordrandes der Schwäbischen Alb sowie im nördli-

chen Alvorland hochreichende Konvektion ausgelöst oder gelangt zunächst flache Cumulusbewölkung vom Schwarzwald als Keimzelle für Schauer und Gewitter in diese Region, so finden sich dort günstige atmosphärische Bedingungen für die Entstehung von Multizellen oder sogar Superzellen. Die Systeme verlagern sich mit der Höhenströmung nordostwärts und können sich entlang den orografisch induzierten bodennahen Konvergenzbereichen gut entwickeln und verstärken. Dies ist ein Erklärungsversuch für die Häufung von Hagelgewittern stromab des Schwarzwaldes, der plausibel aus den Ergebnissen der Modellsimulation abgeleitet werden kann.

Im Gebiet Harz erfährt die bodennahe Strömung den COSMO-Simulationen zufolge ebenso eine Modifikation durch die Orografie. Ähnlich zum Gebiet Schwarzwald und Schwäbische Alb treten bodennahe Konvergenzbereiche stromab des Gebirges auf. Zu einer Geschwindigkeitskonvergenz kommt im Lee des Oberharzes eine Richtungskonvergenz hinzu. Dort bildet sich durch die Umströmung des Gebirges ein Strömungswirbel aus, in dessen Bereich nordwestliche bis nördliche Winde mit der großräumigen Südwestströmung konvergieren. Thermische Windsysteme generieren im Gebirgsvorland Talaufwinde, die gegen die synoptischskalige Strömung gerichtet sind und vorhandene Konvergenzen verstärken. Im Verlauf verlagert sich die leeseitige Geschwindigkeitskonvergenz vor allem stromab des Unterharzes vom Gebirgsrand aus nordwärts Richtung Magdeburger Börde. Orografisch angeregte Schwerewellen unterstützen in ihrem aufsteigenden Ast die bodennahe Hebung, die im Bereich der Strömungskonvergenzen stromab des Harzes wirkt. Hochreichende Konvektion wird in diesen Gebieten aber nicht ausgelöst. Die energiereichste und potentiell instabilste Luft mit hohen bodennahen äquivalentpotentiellen Temperaturen und MLCAPE-Werten bis 1200 J kg^{-1} findet sich vergleichbar zu den Vogesen und zum Schwarzwald stromab des Gebirges nordöstlich des Harzes. Im Gegensatz zur Region Schwarzwald und Schwäbische Alb entstehen die ersten Schauer und Gewitter aber nicht im Lee des Harzes im Bereich starker bodennaher Konvergenzen und hoher CAPE, sondern treten infolge erzwungener orografischer Hebung direkt oder etwas nördlich der höchsten Erhebungen auf. Etwas größere Froude-Zahlen in diesem Untersuchungsgebiet weisen darauf hin, dass möglicherweise die Strömung mehr direkt über das Gebirge verläuft im Gegensatz zum südlichen Untersuchungsgebiet.

Viele der in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse über die atmosphärischen Prozesse vor und während Hagelereignissen stromab des Schwarzwaldes und stromab des Harzes beruhen auf COSMO-Modellsimulationen, die mit den mittleren vorkonvektiven Bedingungen gestartet wurden. Das Modell liefert plausible Ergebnisse, allerdings zeigt es nur eine mögliche Lösung der atmosphärischen Vorgänge, die an den ausgewählten Hageltagen im Mittel vorherrschen. Einzelfälle können davon durchaus

abweichen. Weitere Modellläufe oder Ensemblesimulationen würden helfen, die Ergebnisse zu verifizieren oder robuster erscheinen zu lassen. Zusätzliche Sensitivitätsstudien würden eine nähere Untersuchung einzelner meteorologischer Parameter erlauben, die möglicherweise die Entwicklung starker Hagelgewitter beeinflussen können. Auch Fallstudien zu ausgewählten markanten Hagelereignissen könnten das Verständnis für die komplexe Genese von Hagelstürmen weiter verbessern. Des Weiteren erscheint eine Betrachtung anderer Mittelgebirge interessant, in deren Lee ein gehäuftes Auftreten von Hagelereignissen festgestellt wird. Für eine nähere Analyse anbieten würden sich nach Puskeiler (2013) beispielsweise die Regionen Westerwald, Hunsrück, Erzgebirge oder das Bayerische Alpenvorland, insbesondere vor dem Hintergrund, ob dort ähnliche atmosphärische Prozesse und Strömungsverhältnisse zur Auslösung hochreichender Konvektion und zur Entwicklung von Hagelunwettern führen.

Literaturverzeichnis

- Atkinson, B., 1981: *Mesoscale Atmospheric Circulations*. Academic Press London.
- Banta, R., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric processes over complex terrain, Meteor. Monogr.*, **23 (45)**, 229–282.
- Banta, R. M. und C. B. Schaaf, 1987: Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.*, **115 (2)**, 463–476.
- 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 (2)**, 150–175.
- Barthlott, C., et al., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: a case-study from COPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (S1)**, 118–136.
- Bennett, L. J., et al., 2011: Initiation of convection over the Black Forest mountains during COPS IOP15a. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (S1)**, 176–189.
- Blahak, U., 2011: New implementation of idealized cases in the COSMO model version 4.16. Technische Dokumentation, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108 (7)**, 1046–1053.
- Brombach, J., 2012: Modifikation der Strömung über Mittelgebirgen und die Auswirkung auf das Auftreten hochreichender Konvektion. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Busch, M., 2013: Untersuchung der Luftmasseneigenschaften und ihrer Transformation bei schweren Hagelereignissen über Europa. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

- Carlson, T., S. Benjamin, G. Forbes, und Y. Li, 1983: Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. *Mon. Wea. Rev.*, **111** (7), 1453–1474.
- Chen, S.-H. und Y.-L. Lin, 2005: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62** (2), 331–350.
- Corsmeier, U., et al., 2011: Processes driving deep convection over complex terrain: a multi-scale analysis of observations from COPS IOP 9c. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (S1), 137–155.
- Craven, J. P., H. E. Brooks, und J. A. Hart, 2004: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Nat. Wea. Dig.*, **28** (1), 13–24.
- Csirmaz, K., A. Simon, G. Pistotnik, Z. Polyánszky, M. Neštiak, Z. Nagykovácsi, und A. Sokol, 2013: A study of rotation in thunderstorms in a weakly- or moderately-sheared environment. *Atmos. Res.*, **123**, 93–116.
- Damian, T., 2011: Blitzdichte im Zusammenhang mit Hagelereignissen in Deutschland und Baden-Württemberg. Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Doms, G., et al., 2011: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II: Physical parameterization. Technische Dokumentation, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Doswell III, C. A., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2** (1), 3–16.
- Dotzek, N., 2001: Tornadoes in Germany. *Atmos. Res.*, **56** (1), 233–251.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, und A. M. Holzer, 2009: Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ES-WD. *Atmos. Res.*, **93** (1), 575–586.
- Ehmann, C., 2010: Hagelereignisse über Baden-Württemberg: Ursachen, Vorhersage, Auswirkungen. Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Etling, D., 2008: *Theoretische Meteorologie - Eine Einführung*. Springer-Verlag.
- Finke, U. und T. Hauf, 1996: The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Contrib. Atmos. Phys.*, **69** (3), 361–374.
- Graf, M. A., M. Sprenger, und R. W. Moore, 2011: Central European tornado environments as viewed from a potential vorticity and Lagrangian perspective. *Atmos. Res.*, **101** (1), 31–45.

- Groenemeijer, P., 2009: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Haase-Straub, S., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, M. Peristeri, und R. Smith, 1997: The squall line of 21 July 1992 in Southern Germany: An observational case study. *Beitr. Phys. Atmos.*, **70 (2)**, 147–166.
- Häckel, H., 1999: *Meteorologie*. UTB.
- Hagen, M., B. Bartenschlager, und U. Finke, 1999: Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany. *Meteor. Appl.*, **6 (3)**, 227–239.
- Hagen, M., J. Van Baelen, und E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (S1)**, 224–235.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D - A new algorithm. *Atmos. Res.*, **61 (1)**, 15–34.
- Hasel, M., 2006: Strukturmerkmale und Modelldarstellung der Konvektion über Mittelgebirgen. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Heimann, D. und M. Kurz, 1985: The Munich Hailstorm of July 12, 1984: A Discussion of the Synoptic Situation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**, 528–544.
- Höllner, H. und M. Reinhardt, 1986: The Munich hailstorm of July 12, 1984 - Convective development and preliminary hailstone analysis. *Beitr. Phys. Atmos.*, **59 (1)**, 1–12.
- Holton, J., 2004: *Dynamic Meteorology*. Elsevier Amsterdam.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego.
- Juckes, M. und R. K. Smith, 2000: Convective destabilization by upper-level troughs. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126 (562)**, 111–123.
- Kalthoff, N., et al., 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **93 (4)**, 680–694.
- Kapsch, M.-L., M. Kunz, R. Vitolo, und T. Economou, 2012: Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res.: Atmospheres (1984–2012)*, **117 (D15)**.
- Kaspar, M., M. Müller, V. Kakos, D. Rezacova, und Z. Sokol, 2009: Severe storm in Bavaria, the Czech Republic and Poland on 12 - 13 July 1984: A statistic-and model-based analysis. *Atmos. Res.*, **93 (1)**, 99–110.

- Kirshbaum, D. J., 2011: Cloud-Resolving Simulations of Deep Convection over a Heated Mountain. *J. Atmos. Sci.*, **68** (2), 361–378.
- Kossmann, M., R. Vögtlin, U. Corsmeier, B. Vogel, F. Fiedler, H.-J. Binder, N. Kalthoff, und F. Beyrich, 1998: Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. *Atmos. Environ.*, **32** (7), 1323–1348.
- Kottmeier, C., et al., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteor. Z.*, **17** (6), 931–948.
- Kunz, M., 2003: Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. Dissertation, Universität Karlsruhe, Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung.
- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7** (2), 327–342.
- Kunz, M., 2012: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SoSe 2012, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor. Z.*, **19** (5), 427–439.
- Kunz, M., J. Sander, und C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hail-storm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *Int. J. Climatol.*, **29** (15), 2283–2297.
- Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie*. Deutscher Wetterdienst.
- Kuttig, M., 2012: Untersuchung von Gewitterzugbahnen im südwestdeutschen Raum anhand von Radardaten. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Lan Ricci, J. M. und T. T. Warner, 1991: A Synoptic Climatology of the Elevated Mixed Layer Inversion over the Southern Great Plains in Spring. Part I: Structure, Dynamics, and Seasonal Evolution. *Wea. Forecasting*, **6** (2), 181–197.
- Linder, W., W. Schmid, und H.-H. Schiesser, 1999: Surface Winds and Development of Thunderstorms along Southwest-Northeast Oriented Mountain Chains. *Wea. Forecasting*, **14** (5), 758–770.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Metzger, J., 2013: Sensitivität des konvektiven Niederschlags über Korsika in Abhängigkeit von Schichtungs- und Anströmbedingungen. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

- Mohr, S., 2013: Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Mohr, S. und M. Kunz, 2013: Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos. Res.*, **123**, 211–228.
- Morris, R., 1986: The Spanish plume - testing the forecasters nerve. *Meteorol. Mag.*, **115 (1372)**, 349–357.
- Munich Re, 2008: Highs and Lows. Weather Risks in Central Europe. Knowledge Series, Munich Re, Munich, Germany.
- NOAA, 2014: NOAA, Definitions of Atmospheric Variables. <http://www.srh.noaa.gov/ffc/?n=gloss2>.
- Normand, C., 1938: On instability from water vapour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64 (273)**, 47–70.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.
- Peristeri, M., W. Ulrich, und R. K. Smith, 2000: Genesis conditions for thunderstorm growth and the development of a squall line in the northern alpine foreland. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72 (2-4)**, 251–260.
- Prenosil, T., D. Thiel, und H. Kraus, 1995: Frontogenesis and cross frontal circulation in a strong summertime cold front. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56 (3-4)**, 181–196.
- Puskeiler, M., 2009: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Süwestdeutschland. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Rampanelli, G., D. Zardi, und R. Rotunno, 2004: Mechanisms of Up-Valley Winds. *J. Atmos. Sci.*, **61 (24)**, 3097–3111.
- Rosby, C.-G., 1932: Thermodynamics applied to air mass analysis. *Meteorological Papers, Massachusetts Institute of Technology (MIT), Cambridge, USA*, **1**, 31–48.
- Saha, S., et al., 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015–1057.

- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87–230.
- Smith, R. B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.*, **31**, 1–41.
- Smolarkiewicz, P. K. und R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46** (8), 1154–1164.
- Straub, W., 2007: Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer-Verlag.
- Trier, S. B., 2003: Convective Initiation, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA.
- UW, 2013: University of Wyoming, upperair Europe, Sounding Map. <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>.
- van Delden, A., 2001: The synoptic setting of thunderstorms in western Europe. *Atmos. Res.*, **56** (1), 89–110.
- van Zomeren, J. und A. van Delden, 2007: Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. *Atmos. Res.*, **83** (2), 435–445.
- Waldvogel, A., B. Federer, und P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, **18** (12), 1521–1525.
- Wang, C.-C. und G. T.-J. Chen, 2003: On the formation of leeside mesolows under different Froude number flow regime in TAMEX. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81** (2), 339–365.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press New York.
- Winkler, P., M. Lugauer, und O. Reitebuch, 2006: Alpines Pumpen. *Atmosphäre und Gebirge, Promet Meteorologische Fortbildung, Deutscher Wetterdienst*, **59**, 34–42.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht zunächst an Herrn PD Dr. Michael Kunz für die Übernahme des Referats und für die Möglichkeit in der Arbeitsgruppe „Atmosphärische Risiken“ diese Masterarbeit anfertigen zu können. Sehr dankbar war ich für seine ausführlichen Korrekturen und für den Freiraum, den er mir während der Erstellung der Arbeit zukommen ließ. Danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats.

Des Weiteren möchte ich mich bei vielen Kollegen und Kolleginnen für die ganzen Hilfen und Anregungen bei technischen Fragen, bei Programmierproblemen, bei Fragen zu Visualisierungen und bei der Einrichtung von COSMO bedanken, besonders bei Christian Barthlott, Martin Busch, Florian Ehmele, Holger Mahlke, Marlon Maranan, Jutta Metzger, Susanna Mohr, Julian Quinting, Hans Schipper, Manuel Schmidberger, und Tobias Reinartz. Marc Puskeiler und Manuel Schmidberger danke ich für den Datensatz der potentiellen Hagelzugbahnen.

Meinen Studienkollegen Marlon Maranan, Peter Brugger, Lisa-Ann Quandt, Sarah Jäger und Kai-Uwe Nerding möchte ich ein herzliches Dankeschön für die schöne Zeit sagen. Ich hätte die Zeit mit euch während und abseits des Studiums keineswegs missen wollen. Ein Dankeschön gebührt der gesamten Arbeitsgruppe „Atmosphärische Risiken“ für das nette und unkomplizierte Arbeitsklima. Bernhard Mühr danke ich besonders für die zahlreichen synoptischen Diskussionen und Fachsimpelien. Den hilfsbereiten Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen am IMK sowie den lieben Kollegen im Diplomanden- und Masterraum möchte ich ebenso danken für eine angenehme Studiumszeit.

Zum Schluss geht ein großes Dankeschön von ganzem Herzen an meine Freundin Alexandra für ihre jederzeit aufmunternden, motivierenden und lieben Worte sowie für das akribische Korrekturlesen der Arbeit. Und ein ebenso großer Dank gebührt meinen Eltern und meiner Familie für die uneingeschränkte Unterstützung während meines gesamten Studiums.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, wörtlich oder inhaltlich übernommene Stellen als solche kenntlich gemacht und die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der gültigen Fassung (Amtliche Bekanntmachungen, Nr. 36, 2010) beachtet habe.

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

Karlsruhe, den 10. Juni 2014

Daniel Köbele