
Extremwetterereignisse im Klimawandel

Bewertung der derzeitigen und zukünftigen Gefährdung

Julia Sander



München 2010

Extremwetterereignisse im Klimawandel

Bewertung der derzeitigen und zukünftigen Gefährdung

Julia Sander

Dissertation
an der Fakultät für Physik
der Ludwig–Maximilians–Universität
München

vorgelegt von
Julia Sander
aus Pforzheim

München, 7. Dezember 2010

Erstgutachter: Prof. Dr. Robert Sausen
Zweitgutachter: Prof. Dr. George Craig
Tag der mündlichen Prüfung: 15.02.2011

Kurzfassung

Extremwetterereignisse wie Schwergewitter mit Hagel, Orkanböen, Starkregen und Tornados stellen eine große Gefahr für Mensch und Sachwerte dar und führen jedes Jahr zu Sachschäden, die sich allein in Deutschland (Europa) nach einer Schätzung der Munich Re auf ca. 1 bis 2 Mrd. EUR (5 bis 8 Mrd. EUR) belaufen. Unter dem Aspekt des globalen Klimawandels ist es daher von besonderem Interesse das regionalisierte Schwergewitter-Risiko abzuschätzen.

Da die Vorhersage von Gewitterstürmen nach wie vor eine der schwierigsten Aufgaben in der Meteorologie ist, wurden Konvektionsmaße aus den zeitlich und räumlich homogen vorliegenden atmosphärischen Grundgrößen Druck, Temperatur, Feuchte und Wind abgeleitet, um einen Zusammenhang zwischen atmosphärischen Umgebungsbedingungen und Konvektion abzuleiten. Hierbei wurden die bereits bekannten Maße Convective Available Potential Energy (CAPE), vertikale Windscherung zwischen Boden und 6 km über Grund (DLS) und Convective Inhibition (CIN) verwendet, wie auch ein weiterer Konvektionsparameter (TSP) entwickelt. Dieser stellt durch seine Kombination aus Thermodynamik und Dynamik ein gutes Maß zur Abschätzung des Schwergewitterpotenzials dar. Das Besondere dieser Arbeit macht hierbei der Fokus auf die zeitliche Korrelation von Schwergewitterpotenzial und Energieschwelle aus, wodurch sowohl der antreibende wie auch -hemmende Faktor zur Ausbildung von hochreichender Konvektion berücksichtigt wird. Dies ist wichtig, da die konvektive Sperrschicht bei fehlendem Hebungseffekt die Initiierung von Konvektion unterbinden kann.

Neben der Änderung des multisaisonalen Mittelwertes der spezifischen Feuchte und Temperatur in der Grenzschicht wurden die thermodynamischen und dynamischen Konvektionsmaße mittels Zeitscheibendifferenzanalyse für das Gebiet Europa untersucht. Zudem wurde die zeitliche Korrelation von Konvektionsmaßen an einzelnen Gitterpunkten durchgeführt, um durch eine genauere Untersuchung des Jahresgangs die klimatologische wie auch geographische Verteilung von Konvektion begünstigenden Umgebungen zu verstehen.

Als Hauptergebnis stellte sich in dieser Arbeit heraus, dass sich durch die Zunahme der bodennahen Temperatur, dem damit korrelierten erhöhten Feuchtevorkommen in der Grenzschicht und einer Änderung der vertikalen Windscherung die Bedingungen für hochreichende und langlebige Konvektion in der Zukunft verbessern werden. Im Vergleich zu den Vereinigten Staaten von Amerika, wo sich die Bedingungen zur Ausbildung von Schwergewitter in den Übergangsjahreszeiten als am günstigsten erweisen, bleibt das Potenzial zur Ausbildung von Schwergewittern über Europa nach wie vor in den Sommermonaten am Höchsten. Ein neuer Aspekt ist hierbei der Fakt, dass es vermehrt zu Tagen mit hohen CIN-Werten und moderatem Schwergewitterpotenzial kommen wird und insbesondere an den Tagen, an denen die CIN hohe Werte aufweist, das TSP zunehmen wird.

Somit kann auf Basis des hier verwendeten Klimaszenarios davon ausgegangen werden, dass es seltener zur Auslösung von Schwergewittern kommt, diese aber, falls Initiierung erfolgt, ein höheres Unwetterpotenzial in sich bergen.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Stand des Wissens	3
3. Konvektion	11
3.1. Instabilität	11
3.1.1. Differentielle Instabilität	11
3.1.2. Integrale Instabilität	14
3.2. Vertikale Windscherung	18
3.3. Hebung	22
4. Berechnung der Maßzahlen zum Ableiten des Schwergewitterpotenzials	23
5. Verifikation der Konvektionsmaßzahlen anhand von Unwetterbeobachtungen	29
5.1. Datengrundlage	29
5.1.1. ERA-40-Reanalysen	29
5.1.2. European Severe Weather Database (ESWD)	31
5.2. Statistische Untersuchung der Maßzahlen an Unwettertagen	32
5.3. Fallstudie zur Untersuchung der zeitlichen Entwicklung von Konvektionsmaßen	35
6. Einfluss der vertikalen Auflösung auf Konvektionsmaßzahlen	39
6.1. Vergleich der Ergebnisse aus Modelldaten und Radiosondenaufstiegen	40
6.2. Vergleich saisonaler Mittelwerte	44
6.3. Vergleich der Zeitreihen	51
7. Konvektive Extremwetterereignisse im zukünftigen Klima	57
7.1. Evaluierung der Klimamodelldaten	57
7.2. Änderung der Umgebungsbedingungen und Konvektionsmaßzahlen	62
7.3. Absolute Häufigkeitsänderung des Gewitterpotenzials	68
7.4. Bedingte Häufigkeitsänderung des Gewitterpotenzials	71
7.5. Änderung der Dichte-Verteilung für ausgewählte Klassen	74
7.6. Jahresgang der Konvektionsmaße an ausgewählten Gitterpunkten	76
7.7. Jahresgang des Schwergewitterpotenzials für ausgewählte Großstädte	84
7.8. Änderung der großräumigen Anströmungsrichtung	88
8. Zusammenfassung und Ausblick	97
8.1. Zusammenfassung	97
8.2. Ausblick	98
Anhang	101

A. Allgemeines zu Klimamodellen	101
B. Definition konvektiver Extremereignisse	105
C. Abbildungssammlung	107
C.1. Ergänzung zu Kapitel 5	107
C.2. Ergänzung zu Kapitel 6	108
C.3. Ergänzung zu Kapitel 7	110
Danksagung	123
Lebenslauf	125

1. Einleitung

Extremwetterereignisse wie Schwergewitter mit Hagel, Orkanböen, Starkregen und Tornados stellen eine große Gefahr für Mensch und Sachwerte dar (Kunz, 2003; Simmons und Sutter, 2008; Dotzek et al., 2009; Kunz et al., 2009) und führen jedes Jahr zu Sachschäden, die sich allein in Deutschland (Europa) nach einer Schätzung der Munich Re¹ auf ca. 1 bis 2 Mrd. EUR (5 bis 8 Mrd. EUR) belaufen. Unter dem Aspekt des globalen Klimawandels ist es daher von besonderem Interesse das regionalisierte Schwergewitter-Risiko abzuschätzen. Die Arbeit wurde im Rahmen des vom BMBF² im Förderschwerpunkt klimazwei geförderten Projektes RegioExAKT³ verfasst, das den Einfluss des Klimawandels auf wetterbedingte Extremereignisse untersucht, um Konzepte zur Anpassung für ausgewählte Hauptnutzer zu entwickeln.

Die Vorhersage von Gewitterstürmen ist aufgrund ihrer geringen horizontalen und zeitlichen Skala eine der schwierigsten Aufgaben in der Meteorologie (Doswell, 1980; Maddox, 1980; Wilson und Mueller, 1992; Brooks et al., 2003; Kottmeier et al., 2008). Die Entstehungsprozesse, die zu Gewittern führen, hier vor allem die Konvektion feuchter Luftmassen, können zwar ab einer gewissen Größe von den Wettervorhersagemodellen aufgelöst werden (bis 2,8 km), von Klimamodellen, deren horizontale Auflösung aufgrund notwendiger Rechenleistungen jedoch begrenzt ist, lediglich parametrisiert werden (IPCC et al., 2001). Zudem liegen Beobachtungsdaten von derartigen Extremereignissen nicht flächendeckend vor. Daher bedient man sich der auf zeitlich und räumlich homogen vorliegenden atmosphärischen Grundgrößen wie Druck, Temperatur, Feuchte und Wind, um anhand thermodynamischer und dynamischer Maßzahlen einen Zusammenhang zwischen atmosphärischen Umgebungsbedingungen und Konvektion abzuleiten (Doswell, 1987; Houze, 1993; Doswell und Brooks, 1996; Brooks et al., 2003; Kunz et al., 2009).

Um eine Abschätzung liefern zu können, ob ein sich änderndes Klima Einfluss auf die Ausbildung von hochreichender Konvektion über dem europäischen Kontinent haben wird, wurde in dieser Arbeit eine Methode entwickelt, die es ermöglicht, sowohl für punktuelle (Radiosonden) als auch flächendeckende Datensätze (Modelldaten) einheitlich Konvektionsmaße zu berechnen, welche anschließend für Gegenwart und Zukunft verglichen werden können. Somit können die Berechnungen für jeden beliebigen Datensatz durchgeführt werden, der Temperatur, Feuchte und Wind in verschiedenen Höhen der Atmosphäre bereitstellt. Für die Verifizierung der Methode sowie den statistischen Abgleich von Klimamodell zu Beobachtungen werden ERA-40-Reanalysen verwendet. Anhand dieser wird zudem für den Zeitraum 1979-2001 auf 60 Modell- und 13 Hauptdruckflächen geprüft, inwiefern sich die Konvektionsmaße verändern, wenn sich bei gleicher horizontaler Auflösung und Datengrundlage lediglich

¹Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft

²Bundesministerium für Bildung und Forschung

³**R**egionales Risiko konvektiver **E**xtremwetterereignisse: **A**nwenderorientierte **K**onzepte zur **T**rendbewertung und -anpassung (www.regioexakt.de)

die Anzahl der vertikalen Schichten ändert. Je höher die vertikale Auflösung eines Datensatzes ist, umso besser können vertikale Gradienten der Temperatur oder Feuchte aufgelöst werden. Da insbesondere bei der Ausbildung von schweren Gewitterstürmen die Stabilität der Atmosphäre eine wichtige Rolle spielt, ist eine Abschätzung des Einflusses der vertikalen Auflösung auf Konvektionsmaße wichtig, da der in dieser Arbeit verwendete Klimadatensatz die notwendigen Parameter lediglich auf sechs Hauptdruckniveaus bereitstellt.

Zur Ableitung des Schwergewitterpotenzials in der Zukunft werden regionale Klimäläufe des CCLM⁴ für die Gegenwart (1979-2000) und eine Realisierung des A1B-Szenarios⁵ für die Zeitperiode 2079-2100 herangezogen. Ändern sich die atmosphärischen Gegebenheiten, so kann mittels verwendeter Konvektionsmaße eine Aussage über die Änderung der konvektionsbegünstigenden Bedingungen gemacht werden. Anhand der Wetterlagenklassifikation CWT⁶ nach Lamb und Weiss (1972) wird zudem ein möglicher Zusammenhang zwischen Schwergewitterpotenzial und Änderung des großräumigen Luftmassentransports untersucht, um die Quelle für eine mögliche Änderung im konvektiven Antrieb ausmachen zu können.

Die Arbeit ist wie folgt aufgebaut: Es erfolgt in Kapitel 2 zunächst ein Überblick zum Stand des Wissens in den Themengebieten Schwergewitter, Konvektionsmaße, Konvektion und Klimawandel. Kapitel 3 diskutiert die Grundlagen der Konvektion und Annahmen, die bei der Entwicklung der Methode zur Vereinfachung getroffen werden mussten. Kapitel 4 stellt auf Basis der in Kapitel 3 abgeleiteten Bedingungen zur Entwicklung von hochreichender Konvektion die Konvektionsmaße vor, die im Folgenden anhand der unterschiedlichen Datensätze berechnet und ausgewertet werden. In Kapitel 5 werden zwei unterschiedliche Möglichkeiten zur Verifikation der Methode anhand von ERA-40-Reanalysen und Beobachtungsdaten vorgestellt. Hierbei werden anhand von Unwettermeldungen der europäischen Unwetter-Datenbank ESWD⁷ die ERA-40-Reanalysen ausgewertet und auf die Frage hin untersucht, ob derartig kleinräumige und auf zeitlicher Skala kurzlebige Ereignisse in den grob aufgelösten Reanalysen mittels der hier angewandten Methode erkannt werden können. In Kapitel 6 erfolgt ein Vergleich der Konvektionsmaße, bei deren Berechnung sich die Datengrundlage lediglich in der Anzahl der verwendeten vertikalen Niveaus unterscheidet. Hierbei soll der Einfluss der vertikalen Auflösung auf die berechneten Konvektionsmaße untersucht werden, da die in Kapitel 7 verwendeten Klimamodelldaten lediglich mit einer Auflösung von sechs Druckschichten zur Verfügung stehen. Kapitel 7 beschäftigt sich mit der Kernfrage dieser Arbeit, inwiefern die Auswirkung des Klimawandels zukünftig zu vermehrtem oder herabgesetztem Schwergewitterpotenzial führen wird. Hierzu werden großskalig wie auch anhand einzelner Gitterpunkte die thermodynamischen wie auch dynamischen Gegebenheiten untersucht, um eine Aussage in Bezug auf „Schwergewitterpotenzial im Klimawandel“ zu treffen. Abschließend erfolgt eine Zusammenfassung der erhaltenen Ergebnisse mit einem Ausblick auf weiterführende Arbeiten.

⁴COSMO Modell im Klimamodus

⁵siehe Anhang

⁶Circulation Weather Types

⁷European Severe Weather Database, www.essl.org/ESWD/

2. Stand des Wissens

In den vergangenen Jahrzehnten wuchs die Sorge, dass menschliche Aktivität einen negativen Einfluss auf das Klima der Erde ausüben könnte. Neben den Auswertungen unterschiedlicher Treibhausgas-Emissions-Szenarien für die Zukunft wurden auch Daten vergangener Jahrzehnte auf Signale des Klimawandels untersucht. Bengtsson et al. (2004) leiteten hierfür globale Größen wie Temperatur, den integrierten Wasserdampf IWV¹ (siehe auch Abkürzungsverzeichnis im Anhang) und die kinetische Energie aus ERA-40-Reanalysen für den Zeitraum 1958-2001 ab und untersuchten deren Trends. Die globale Mitteltemperatur der unteren Troposphäre nahm hierbei zwischen 1979-2001 um 0,11 K pro Dekade zu, was einem leicht höheren Anstieg entspricht als es die MSU² Emissions Messungen ergaben. Für 1958-2001 belief sich die Erwärmung auf 0,14 K pro Dekade, wobei dieser Anstieg als Artefakt auf die Änderungen im Beobachtungssystem zurückgeführt wurde. Nach Korrektur des durch die Inhomogenitäten im Beobachtungssystem entstandenen Fehlers belief sich der Trend auf 0,10 K pro Dekade. Neben der Abschätzung des vergangenen Klimawandels ist es somit gerade bei der Verwendung von Datensätzen wie Reanalysen unumgänglich, auf Inhomogenitäten zu achten, welche beispielsweise durch Änderungen im Beobachtungssystem zustande kommen, und diese bei Trendstudien zu berücksichtigen. Da ERA-40-Reanalysen beim Vergleich der Klimastatistik herangezogen werden, wurde in dieser Arbeit der Untersuchungszeitraum auf die Jahre 1979-2001 festgelegt, um den durch Änderungen im Beobachtungssystem erhaltenen Bias gering zu halten.

Neben dem Interesse, wie sich das Klima der letzte Jahrzehne verändert hat, verstärkte sich in den letzten Jahren das Bestreben, eine Abschätzung zu geben, wie es sich in den nächsten Jahrzehnten ändern wird. Im Jahr 2000 wurden für den vierten Sachstandbericht³ des IPCC (2007)⁴ mehrere Emissions-Szenarien erstellt, die auf unterschiedlichen Annahmen des Wirtschafts- und Bevölkerungswachstums, der Umsetzung von energieeffizienten Technologien und der Konvergenz eines Wirtschaftsniveaus basieren (Tabelle 2.1). 2003 wurden Klimamodellierer dazu aufgefordert, drei Zukunftsszenarien zu rechnen, um mögliche zukünftige Klimaentwicklungen aufgrund der Annahme unterschiedlichen CO₂-Ausstoßes und anderer Treibhausgase ableiten zu können. Die Randbedingungen stammten aus den Modellsimulationen des Gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells ECHAM5/MPI-OM. Die Simulationen wurden für den Zeitraum 1960-2100 für das Gebiet Europa gerechnet, wobei das regionale Simulationsensemble aus insgesamt drei Realisierungen für den vergangenen Zeitraum (1960-2000) und vier Modellrechnungen für das 21. Jahrhundert (2001-2100) besteht. Unterschiede zwischen den einzelnen Realisierungen ergeben sich aus Abweichungen der Anfangsbedingungen der globalen Klimasimulationen. Dadurch entstehen unterschiedliche Abfolgen in den simulierten Wetterabläufen, welche durch interne Variabilitäten des Klimamodells zustande

¹integrated water vapor

²Microwave Sounding Unit

³engl.: Assessment Report, AR4

⁴Intergovernmental Panel on Climate Change

Tabelle 2.1: Übersicht der unterschiedlichen Emissionsszenarien.

Emissions-szenario	getroffenen sozioökonomische Annahmen
A2	<ul style="list-style-type: none"> • kontinuierliches Weltbevölkerungswachstum • wirtschaftliches Wachstum ist regional orientiert • wirtschaftliches Pro-Kopf-Wachstum und technologischer Wandel verändern sich langsamer als in A1B und B1
A1B	<ul style="list-style-type: none"> • kontinuierliches Weltbevölkerungswachstum bis Mitte des 21. Jahrhunderts, danach schnelle Abnahme • schnelles Wirtschaftswachstum • schnelle Einführung von neuen und Energie effizienten Technologien • Ausgleich in Nutzung von fossilen und nicht-fossilen Energiequellen
B1	<ul style="list-style-type: none"> • kontinuierliches Weltbevölkerungswachstum bis Mitte des 21. Jahrhunderts, danach Abnahme • Einführung von emissionsarmen und ressourcenschonenden Technologien • globale Lösung in Bezug auf wirtschaftliche, soziale und ökologische Nachhaltigkeit

kommen. Aufgrund der zehnfach höheren räumlichen Auflösung im Vergleich zu den globalen Klimasimulationen lassen Klimaensemble-Simulationen mit COSMO-CLM (CCLM) wesentlich detailliertere Analysen zu. Allerdings erfolgte bei den Berechnungen keine Rückgabe der Parameter von der globalen auf die regionale Skala. Des Weiteren wird darauf hingewiesen, dass diese sogenannten „Downscaling“-Verfahren systematische Fehler in den globalen Antriebsdaten nicht abschwächen, die Nachbildung von Strukturen aufgrund der höheren Auflösung jedoch verbessern können. In dieser Arbeit wird sowohl eine Realisierung des CLM-C20-Kontrolllaufs als auch ein Ensemble des Emissionsszenarios CLM-A1B verwendet (siehe Kapitel 7), um anhand der Änderung großräumiger atmosphärischer Bedingungen eine Abschätzung für das Schwergewitterbedingungen in der Zukunft zu geben.

Auch wenn die Auslösung von Gewittern stark von lokalen Gegebenheiten abhängt und somit die Vorhersagbarkeit dieser Ereignisse erschwert, so sind die allgemeinen Bedingungen für die Entwicklung von Gewittern und Schwergewittern bekannt: ein hoher Feuchtegehalt in bodennahen Schichten, eine instabile Schichtung in Bezug auf Vertikalbewegungen und ein Auslösemechanismus, der zur Hebung dient (Doswell, 1987; Houze, 1993; Doswell und Brooks, 1996; Brooks et al., 2003; Kunz et al., 2009; Markowski und Richardson, 2010).

Zudem kann die vertikale Scherung des Horizontalwindes⁵ (DLS) zur Organisation des Gewittersturmes beitragen (Weisman und Klemp 1984; Klemp 1987, siehe Kapitel 3).

Im Laufe der Zeit wurden auf Basis dieser notwendigen Bedingungen eine Vielzahl an Konvektionsmaße entwickelt. Hierzu gehören u. a. der Showalter-Index (Showalter, 1953), Lifted-Index (Galway, 1956), K-Index (George, 1960), Jefferson Index (Jefferson, 1963), Severe Weather Threat Index, Totals Total Index und Vertical Totals (Miller, 1972), der Modified K-Index (Charba, 1977), KO-Index (Andersson et al., 1989), Delta Theta-E (Atkins und Wakimoto, 1991), Deep Convective Index (Barlow, 1993) und der Potential Instability Index (van Delden, 2001).

Den Vorteil bei der Verwendung von integrierten Größen wie z.B. der Convective Available Potential Energy (CAPE, Moncrieff und Miller 1976) gegenüber Standardindizes (z.B. LI) zum Ableiten des konvektiven Potenzials zeigte Blanchard (1998), da bei der Berechnung des LI die Werte auf zwei fest vorgegebenen Niveaus eingehen, die CAPE (genaue Erläuterung in Kapitel 3) hingegen eine integrierte Größe zwischen zwei Niveaus darstellt, wodurch Gradientänderungen von Temperatur und Feuchte berücksichtigt werden können. Welche Bedeutung die vertikale Auflösung von Datensätzen und somit die Genauigkeit des Temperatur- und Feuchteprofils bei Konvektionsmaßen spielt, wird in Kapitel 6 erläutert werden. In der Literatur finden sich zu diesem Themengebiet nur wenige Studien, wie beispielsweise die von Manzato (2008), welche abgeleitete Konvektionsmaße aus Radiosondenaufstiegen in reduzierter zu denen mit hoher vertikaler Auflösung verglich. Insbesondere bei Konvektionsmaßen, welche stark vom bodennahen Profil abhängen, zeigte sich im Resultat ein erheblicher Unterschied. Nach dessen Studie gilt dies auch für die Scherung des Horizontalwindes, welche, wie anhand eines Hodogramm veranschaulicht werden kann, äußerst sensibel auf die Anzahl der vertikalen Schichten reagiert (Weisman und Rotunno, 2000; Markowski und Richardson, 2010).

Es reicht jedoch nicht aus, CAPE (Moncrieff und Miller, 1976; Williams und Renno, 1993) allein für sich zu betrachten um eine Aussage für das Schwergewitterpotenzial in Gegenwart und Zukunft abzuleiten, da hochreichende Konvektion oftmals in Verbindung mit der Convective Inhibition (CIN) und Mischungsprozessen auftritt, welche der Instabilität entgegenwirken (Williams und Renno, 1993). Colby (1984) beobachtete beispielsweise, dass konvektive Regionen sich durch hohe konvektive potentielle Energie und niedrige CIN-Werte oberhalb der Grenzschicht von der Umgebung abheben, Konvektion jedoch erst ausgelöst wird, wenn die CIN-Werte einen minimalen Wert annahmen, nicht aber, wenn die CAPE maximale Werte erreicht. Daher wurde in dieser Arbeit neben der thermodynamischen Labilität (CAPE) auch der Effekt beachtet, der der Auslösung von Konvektion entgegenwirkt, die CIN.

Es hat sich bereits eine beachtliche Anzahl an Studien mit der Untersuchung der atmosphärischen Bedingungen in Zusammenhang mit Gewitterstürmen beschäftigt. So zeigten beispielsweise Romero et al. (2007) anhand synthetischer Klimatologien von ERA-40-Reanalysen, dass CAPE, Feuchte und DLS gute Indikatoren für die atmosphärischen Umgebungen von Tornados sind (Brooks et al., 1994; Blanchard, 1998; Brooks et al., 2003; Groenemeijer und van Delden, 2007; Brooks et al., 2007; Manzato, 2008; Davies und Fischer, 2009). Kirkpatrick et al. (2007) demonstrierten, dass die Bewegung eines simulierten

⁵deep-layer wind shear

Gewittersturms sowohl von den kinematischen wie auch thermodynamischen Parametern der Umgebung beeinflusst wird und zusätzlich zum mittleren Wind und der vertikalen Windscherung die vertikale Verteilung der Instabilität (NCAPE), die Höhe des Hebungscondensationsniveaus (LCL⁶) und das Niveau der freien Konvektion (LFC⁷), sowie die Temperatur der Wolkenbasis bei der Bewegung eines isolierten Gewittersturms eine Rolle spielen. Hierbei kamen die größten Unterschiede durch Konfiguration des LCL oder LFC beziehungsweise der Temperatur der Wolkenbasis zustande (Davies, 2004, 2006; Kellenbenz et al., 2007). Auch Rasmussen und Blanchard (1998) bestätigten in ihrer Studie, dass die Höhe des Condensationsniveaus einen großen Einfluss auf Superzellen mit Tornadobildung hat, da das LCL in diesen Fällen niedriger liege als für Gewitter ohne Tornadobildung (Craven und Brooks, 2004; Bissolli et al., 2007). Diese Studien wurden als Anlass genommen, nicht nur CAPE und CIN zu betrachten, sondern auch die Lage des LCL und LNB⁸ hinzuziehen, um den Ursachen einer möglichen Änderung im Gewitterpotenzial näher zu kommen.

Studien zur Untersuchung des Schwergewitterpotenzials für Europa sind im Vergleich zu den wissenschaftlichen Untersuchungen für den amerikanischen Kontinent noch im Anfangsstadium, was die Wichtigkeit der vorliegenden Arbeit in den Vordergrund rückt. Allerdings wurden die bereits durchgeführten Studien herangezogen, um erhaltene Ergebnisse zu überprüfen und Methoden weiterzuentwickeln. Insbesondere die Studie von Brooks et al. (2003) wird in Kapitel 4 näher vorgestellt, um die Ergebnisse dieser Arbeit zu verifizieren. Brooks et al. (2003) leiteten mittels NCEP⁹/NCAR¹⁰ Reanalysen die Umgebungsbedingungen für signifikante Gewitter (Windböen \geq F1, Tornados \geq F2, Hagel \geq 5 cm) ab, um diese auf Unterschiede zwischen signifikanten Tornado- und Gewitterstürmen ohne Tornadobildung in den USA für die Zeitspanne 1997-1999 zu untersuchen. Diese Studie wird in Kapitel 4 zum Vergleich herangezogen werden, um anhand der selben Vorgehensweise zu testen, inwiefern ERA-40-Reanalysen erhöhtes Gewitterpotenzial trotz ihrer horizontal groben Auflösung von 1.125° über Europa widerzugeben im Stande sind. Es werden demnach Konvektionsmaße auf ihre Güte, ihren Scillscore, getestet, um abzuschätzen zu können, wie gut diese, abgeleitet aus Modellsimulationen als Vorhersageparameter für konvektive Extremereignisse verwendet werden können (Lee und Passner, 1993; Fuelberg und Biggar, 1994; Huntrieser et al., 1997; Rasmussen und Blanchard, 1998; Haklander und van Delden, 2003; Kunz, 2007; Brooks, 2009).

Eines der unerforschten Themengebiete ist in diesem Zusammenhang die Frage, wie und ob sich die Bedingungen für hochreichende Konvektion in Zusammenhang mit schweren Gewitterstürmen verändern werden. Dieser Fragestellung soll im Folgenden nachgegangen werden, wobei auf bereits durchgeführte Studien Bezug genommen und mit dem Hinzuziehen des Schwergewitterpotenzials TSP und der CIN ein innovativer Ansatz gewählt wird, der in der Literatur allgemein und für den Klimawandel speziell noch nicht diskutiert wurde.

Um zudem die großskaligen Prozesse und Mechanismen besser zu verstehen, die durch mögliche Änderungen aufgrund des Klimawandels zustande kommen, wurden die Jahresgänge verschiedener Konvektionsmaße abgeleitet (Brooks et al., 2007). Hierbei zeigte

⁶lifting condensation level

⁷level of free convection

⁸level of neutral buoyancy

⁹National Centers for Environmental Prediction

¹⁰The National Center for Atmospheric Research

sich, dass der Südosten der USA einen deutlich unausgeprägteren saisonalen Jahresgang in der Wahrscheinlichkeit von Tornados hat als der zentrale Teil des Landes, die Auftrittswahrscheinlichkeit somit eine geographische Abhängigkeit aufweist. Die mittlere CAPE nimmt hierbei von der kalten zur warmen Jahreszeit stärker zu als die DLS abnimmt, was dazu führt, dass die für Unwetter wichtigen Bedingungen CAPE und DLS im Mittel zur warmen Jahreszeit hin zunehmen. Bestimmte Regionen im zentralen Teil der USA weisen dabei eine stärkere Saisonalität in der Kombination der Konvektionsmaße auf als es im Rest Nordamerikas oder Europa zu finden ist. Marsh et al. (2007) untersuchten ebenfalls die jährlichen und saisonalen Zyklen in Nordamerika und verwendeten hierzu ein Modell der globalen Zirkulation. Die Ergebnisse für die regionale und zeitliche Verteilung stimmten mit den Beobachtungen aus NCEP/NCAR Reanalysen überein, auch wenn das Modell die Häufigkeit von günstigen Umgebungen zur Ausbildung von schweren Gewitterstürmen unterschätzte. Wie bereits anhand von Reanalysen von Brooks et al. (2007) und Marsh et al. (2007) für das gegenwärtige Klima durchgeführt betrachtete Marsh (2009) die saisonalen Zyklen von Konvektionsmaßen anhand eines Klimamodells für das 20. und 21. Jahrhundert. Verifiziert wurden die Ergebnisse mit NCEP/NCAR-Reanalysen gleicher Auflösung. Für das 20. Jahrhundert zeigten sowohl die mittlere CAPE als auch weitere Konvektionsmaße eine saisonale und geographische Verteilung, die mit den Ergebnissen der Reanalysen übereinstimmen. Ein ähnliches Vorgehen wird in Kapitel 7 gezeigt werden, wo anhand unterschiedlicher Gitterpunkte innerhalb Europas zunächst der gegenwärtige wie auch der zukünftige Jahreszyklus der Schwergewitterbedingungen untersucht und anschließend für auserwählte europäische Großstädte die Änderung des Schwergewitterpotenzials in der Zukunft gezeigt wird.

Da eine mögliche Änderung konvektionsbegünstigender Bedingungen auch auf großskalige Änderungen des Luftmassentransportes zurückgeführt werden kann, werden im letzten Schritt Großwetterlagen in Zusammenhang mit Schwergewitterpotenzial untersucht. In einer Studie von Kunz et al. (2009) wurde für Südwestdeutschland gezeigt, dass Hagel oft in Zusammenhang mit drei speziellen Großwetterlagen auftritt, von denen zwei eine statistisch signifikante Zunahme bei der Auswertung des klimatologischen Trends aufweisen. Beniston et al. (2007) zeigten bei seinem Überblick über die Änderungen der Extremereignisse, die am wahrscheinlichsten Europa in den kommenden Jahrzehnten in Mitleidenchaft ziehen werden, dass die großräumige Anströmung, also der Transport von Luftmassen, aus Nordwesten zunehmen wird. Dies sei durch die großräumige Druckverteilung zu erklären, wodurch sich mehr Stürme über der Nordsee bilden und es dadurch vor allem in den Küstengebieten Holland, Deutschlands und Dänemarks vermehrt zu Sturmfluten kommen würde. Bezüglich hochreichender konvektiver Extremereignisse gibt die Studie von Kunz et al. (2009) eine erste Einschätzung, in der eingetretene Extremereignisse in Südwestdeutschland häufig mit Großwetterlagen in Verbindung gebracht werden konnten, deren Luftmassen aus südwestlicher Richtung advehiert wurden (Kaltenböck et al., 2009). Somit wird in Kapitel 7 neben der (möglichen) Änderung der Bedingungen für die Entwicklung von Schwergewitterpotenzial auch die zugehörigen Wetterlagen untersucht, da eine Häufigkeitsänderung in der großräumigen Luftmassenadvektion bereits Rückschlüsse auf das zukünftige Eintreten von Gewitterereignissen geben könnte.

Am Ende dieser Arbeit soll eine Aussage getroffen werden, ob in Europa vermehrt mit Schwergewittern aufgrund des sich ändernden Klimas zu rechnen ist. In den Studien von Brinkop (2002); Alpert et al. (2002); Del Genio et al. (2007); Aumann et al. (2008); Grewe (2009) zeigt sich eine Zunahme in der Häufigkeit starker konvektiver Niederschläge, flacher

konvektiver Ereignisse und im totalen Niederschlag (Meehl et al., 2005) und nach Trapp et al. (2007) ergibt sich eine Zunahme für das 21. Jahrhundert in der Anzahl der Tage mit günstigen Bedingungen für die Bildung hochreichender Konvektion, was auf den erhöhten Wasserdampfgehalt in der planetaren Grenzschicht zurückgeführt wird. Demnach ist die größte Zunahme während der Sommersaison in den Regionen nahe des Golfs von Mexiko oder des Atlantiks zu erkennen (Chen und Del Genio, 2009) und variiert mit der geographischen Lage und der damit vorhandenen beziehungsweise advehierten Feuchte in den bodennahen Schichten sowie der Anzahl der synoptisch-skaligen Zyklonen während der Sommersaison. Allerdings würden durch die Änderung von Niederschlagsstrukturen und einer Erhöhung der Evapotranspiration Teile der tropischen Landmassen trockener werden, woraufhin man erwarte, dass die Bedingungen eines trockeneren Klimas seltener zu Gewittern führe und somit die Blitzaktivität zurückgehe. Jedoch haben Simulationen gezeigt, dass im Bereich der Tropen eine Abnahme der Feuchte zu einer höheren Blitzaktivität führt. Nach Del Genio et al. (2007) und Price (2009) nehmen in einem trockeneren Klima zwar die Anzahl der Gewitterstürme ab, die Gewitter, die sich ausbilden, fallen jedoch stärker aus. Nach den Studien von Price (2000) und Price und Federmesser (2006) erfolgt aufgrund konvektiver Effekte eine Zunahme der Feuchte in der oberen Troposphäre, da eine wärmere Atmosphäre eine größere Kapazität zur Aufnahme von Feuchte besitzt und es somit bei starken konvektiven Aufwinden zu vermehrtem Wasserdampftransport in die obere Atmosphäre kommen kann. Da die hochgelegenen Schichten im Normalfall sehr trocken sind, würden demnach die oberen Schichten der Atmosphäre im Verhältnis feuchter werden, was auch die meisten Klimamodelle darstellen, die eine Erwärmung aufgrund erhöhter CO₂-Konzentration simulieren.

Die in dieser Arbeit gewählte Methode, Konvektion mittels Konvektionsparameter zu untersuchen und nicht die zur Verfügung stehenden Konvektionsparameter des Modells wie beispielsweise den konvektiven Niederschlag oder den Massenfluss zu verwenden, basiert auf der Entscheidung, eines von Konvektionsparametrisierungsschemen unabhängiges Verfahren heranziehen zu wollen, welches einheitlich auf alle Datensätze angewendet werden kann, die Temperatur-, Feuchte-, Druck- und Windverteilung in ihrer vertikalen Verteilung bereitstellen. Der Vorteil dieser Methode ist, dass die Konvektionsparametrisierung in Klimamodellen aufgrund der begrenzten Rechenleistungen und der damit einhergehenden limitierten Reduzierung der horizontalen Auflösung noch Schwächen aufzeigt (IPCC, 2007) und daher auf die Verwendung homogener atmosphärischer Parameter wie der Temperatur, der Feuchte, des Drucks und des Windfeldes zurückgegriffen wird. Dass bei Verwendung von aus Modelldaten abgeleiteten Vertikalprofile jedoch berücksichtigt werden muss, dass sich vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung durch eine implementierte Konvektionsparametrisierung verändern können, ist bekannt. Neben dem gängigen Gewitterparameter CAPE wurde zudem ein neuer Schwergewitterparameter entwickelt, welcher neben der thermodynamischen Labilität auch die Scherung des Horizontalwindes berücksichtigt, da insbesondere bei konvektiven Extremereignissen die Organisation, Entwicklung und Langlebigkeit eine wichtige Rolle spielt. Im Vergleich zu den bereits durchgeführten Studien wird des Weiteren die CIN berücksichtigt, da hohes Gewitterpotenzial nicht notwendigerweise zur Auslösung hochreichender Konvektion führt, wenn eine hinreichend große Sperrschicht die Auslösung unterbindet und der notwendige Hebungsmechanismus fehlt. Abschließend wird die zukünftige großräumige Luftmassenadvektion in Zusammenhang mit Schwergewitterpotenzial untersucht, was ebenfalls eine Neuheit dieser Arbeit ist, da dies für zukünftige Klimaszenarien

noch nicht untersucht wurde. Obwohl es mittlerweile eine beachtliche Anzahl an Studien gibt, die sich mit Konvektion oder Klimawandel beschäftigt haben, so ist das Thema, wie sich hochreichende Konvektion in einem sich wandelnden Klima ändern könnte, noch weitestgehend unerforscht. Zudem wurde als Untersuchungsgebiet Europa gewählt, und nicht, wie in den meisten Studien, der nordamerikanischen Kontinent.

Diese Arbeit gibt somit mittels Symbiose aus bereits getesteten und weiterentwickelten Konvektionsmaßen eine erste Abschätzung bezüglich der **zukünftigen klimawandelbedingten Änderung des Schwergewitterpotenzials über Europa**.

3. Konvektion

Die Auslösung und Entwicklung von Konvektion wird durch die großskalige Verteilung von Druck, Temperatur, Wind und Feuchte beeinflusst. Es bedarf dazu einer bedingt labilen Schichtung der Atmosphäre, eines hohen Feuchtegehaltes in den bodennahen Schichten sowie eines Auslösemechanismus, durch den die Luftpakete bis zum Niveau der freien Konvektion¹ (LFC) transportiert werden können. Ein hoher Feuchtegehalt ermöglicht das Freisetzen latenter Wärme, welche anschließend in kinetische Auftriebsenergie umgesetzt wird. Ist die Atmosphäre bedingt instabil geschichtet, so muss ein fiktives Luftpaket erst auf das LFC angehoben werden, um anschließend selbst aufsteigen zu können. Hierzu bedarf es Hebungsmechanismen wie beispielsweise Konvergenzeffekten oder Fronten. Die Gleichungen, die im Folgenden vorgestellt werden, sind aus Emanuel (1994), Zdunkowski und Bott (2004) und Williams und Renno (1993).

3.1. Instabilität

3.1.1. Differentielle Instabilität

Ein System ist instabil, wenn bereits eine kleine Auslenkung aus dem Gleichgewichtszustand dazu führt, dass sich die Störung weiter verstärkt und der Körper sich vom Gleichgewichtszustand entfernt. In der Atmosphäre gibt es unterschiedliche Arten von Instabilität, beispielsweise die barokline Instabilität, welche zu synoptisch-skaligen Wellen führt. In einem rotierenden System ist die Trägheitsinstabilität für das exponentielle Wachstum der lateralen Störungen verantwortlich. Die statische Instabilität kommt durch einen Dichteunterschied zwischen Luftpaket und der atmosphärischen Umgebung zustande. Es sei an dieser Stelle auf Schultz et al. (2000) verwiesen, wo verständlich die unterschiedlichen Instabilitätskonzepte erläutert werden.

Im Folgenden soll nun die Instabilität erläutert werden, welche bei der Betrachtung von Konvektion eine wichtige Rolle spielt. Bei der Luftpaketstheorie wird ein Paket aus seinem Gleichgewichtszustand ausgelenkt und nimmt den Druck der Umgebung an. Um eine lineare Stabilitätsanalyse durchführen zu können, wird eine vereinfachte Gleichung für die Vertikalbewegung angenommen:

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T_{v,p} - T_{v,e}}{T_{v,e}}, \quad (3.1)$$

¹engl.: level of free convection

Hierbei stellt w die Vertikalgeschwindigkeit dar, und $T_{v,e}$ bzw. $T_{v,p}$ die virtuelle Temperatur der Umgebung und des Luftpaketes. Durch die Verwendung von T_v wird hierbei der in der Atmosphäre vorhandene Wasserdampf berücksichtigt. Sie errechnet sich wie folgt:

$$T_{v,p} = T_p \left(\frac{1 + r/\epsilon}{1 + r} \right), \quad (3.2)$$

Neben der Temperatur des Luftpaketes T_p und dem Mischungsverhältnis r geht das Verhältnis ϵ der Gaskonstanten für trockener Luft R_d zur Gaskonstanten für Wasserdampf R_v ein. Des Weiteren wird der Sättigungsdampfdruck e_s benötigt:

$$e_s = 6.112 \exp \left(\frac{17.67 T_p}{T_p + 243.5} \right). \quad (3.3)$$

Der Dampfdruck e folgt aus:

$$e = rh e_s, \quad (3.4)$$

wobei rh die relative Feuchte ist. Zudem bedarf es zur Berechnung von $T_{v,p}$ des Mischungsverhältnisses:

$$r \equiv \epsilon \frac{e}{p - e} \quad (3.5)$$

Nach einer Taylorreihen-Entwicklung um die Temperatur im Gleichgewichtszustand $T_{v,p}(z_0)$ und unter Vernachlässigung der nicht-linearen Terme, ergibt sich aus Gleichung 3.1:

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T_{v,p}(z_0) + \left. \frac{dT_{v,p}}{dz} \right|_{z=z_0} z - T_{v,e}(z_0) - \left. \frac{dT_{v,e}}{dz} \right|_{z=z_0} z}{T_{v,e}}. \quad (3.6)$$

da am Gleichgewichtsniveau (z_0) die Beziehung $T_{v,p}(z_0) = T_{v,e}(z_0)$ gilt, reduziert sich die Gleichung 3.6 auf:

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} &= \frac{g}{T_{v,e}} \left[\frac{dT_{v,p}}{dz} - \frac{\partial T_{v,e}}{\partial z} \right] z \\ &= \frac{g}{T_{v,e}} [\gamma - \Gamma] z. \end{aligned} \quad (3.7)$$

Hierbei ist γ der Temperaturgradient der Umgebungsluft. $\Gamma = g/c_p$ ist der feuchtadiabatische Temperaturgradient und c_p ist die spezifische Wärme bei konstantem Druck.

Da $dw/dt = \ddot{z}$, gilt:

$$\ddot{z} + N^2 z = 0. \quad (3.8)$$

Hierbei ist

$$N^2 = \frac{g}{T_{v,e}} [\Gamma - \gamma] \quad (3.9)$$

das Quadrat der Brunt-Väisälä Frequenz und entspricht der Frequenz vertikaler Auftriebschwingungen um das hydrostatische Gleichgewicht. Somit ist die Stabilitätsanalyse lediglich für kleine Auslenkungen gültig. Mit der virtuellen potentielle Temperatur $\theta_{v,e}$, welche durch:

$$\theta_{v,e} = T_{v,e} (p_0/p)^\kappa \quad (3.10)$$

gegeben ist, kann Gleichung 3.9 folgendermaßen dargestellt werden:

$$\frac{\partial \theta_{v,e}}{\partial z} = \frac{\theta_{v,e}}{T_{v,e}} [\Gamma - \gamma] \quad (3.11)$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta_{v,e}} \frac{\partial \theta_{v,e}}{\partial z}. \quad (3.12)$$

Hierbei ist p der Druck, $p_0 = 1000$ hPa und $\kappa = R/c_p$.

Gleichung 3.12 lässt drei unterschiedliche Lösungen zu.

Im **stabilen Fall** gilt $N^2 > 0$:

$$\frac{\partial \theta_{v,e}}{\partial z} > 0 \quad , \quad \Gamma > \gamma. \quad (3.13)$$

In diesem Fall ist der Temperaturgradient der Umgebungsluft kleiner als der des aus dem Ruhezustand bewegten Luftpaketes. Es wird somit wieder in den Gleichgewichtszustand zurückbewegt.

Im **instabilen Fall** gilt $N^2 < 0$:

$$\frac{\partial \theta_{v,e}}{\partial z} < 0 \quad , \quad \Gamma < \gamma. \quad (3.14)$$

Der Temperaturgradient der Umgebung ist größer als der des Luftpaketes und ein aus seinem Grundzustand gehobenes Paket wird sich exponentiell von seinem Ausgangszustand entfernen.

Im **neutralen Fall** gilt $N^2 = 0$:

$$\frac{\partial \theta_{v,e}}{\partial z} = 0 \quad , \quad \Gamma = \gamma . \quad (3.15)$$

Das Luftpaket verharrt auf dem Niveau, auf das es ausgelenkt wurde.

Befindet sich der Temperaturgradient der Umgebungsluft zwischen dem für feuchte und trockene Luft ($\Gamma_v < \gamma < \Gamma_d$), so wird diese Schicht bedingt instabil genannt. Ein feuchtes, ungesättigtes Luftpaket befindet sich in einer stabilen Schichtung, kann jedoch in eine instabile Schichtung übergehen, wenn Kondensationsprozesse einsetzen. Mit Einsetzen von Kondensationsprozessen sorgt die freiwerdende latente Wärme dafür, dass der weitere Aufstieg feuchtadiabatisch erfolgt und das Luftpaket einen zusätzlichen Auftrieb erfährt. Dieser Effekt ist somit von entscheidender Bedeutung bei der Ausbildung von Schwergewittern.

3.1.2. Integrale Instabilität

Die Convective Available Potential Energy (CAPE) ist ein Maß für die einem Luftpaket zur Verfügung stehende Auftriebsenergie. Zur Herleitung dieser Größe bedient man sich des Archimedischen Prinzips, welches die tatsächlichen Gegebenheiten der Atmosphäre zwar stark vereinfacht dargestellt, aber eine gute Abschätzung über die potentielle Auftriebsenergie gibt. Die Impulsgleichung für die Vertikalkomponente lautet:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos\Phi + F_{fr} . \quad (3.16)$$

Hierbei sind u und w die horizontale bzw. vertikale Windkomponente in kartesischen Koordinaten, ρ die Dichte, p der Druck, g die Gravitationsbeschleunigung, Ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde und F_{fr} die Reibungskraft. Vernachlässigt man sowohl die Reibung als auch die Corioliskraft, da beide Terme die Dynamik von Konvektion nicht maßgebend beeinflussen, so erhält man:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g . \quad (3.17)$$

ρ und p werden nun in ihre Mittelwerte ($\bar{\rho}$, \bar{p}) und Abweichung (ρ' , p') oder Umgebungswert (ρ_e , p_e) und Luftpaketwert (ρ_p , p_p) zerlegt. Da die Schreibweise von Mittelwert und Abweichung in den Lehrbüchern üblicher ist, wird diese im Folgenden beibehalten. Anhand der hydrostatischen Grundgleichung

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -g\bar{\rho} \quad (3.18)$$

erhält man

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\rho'}{\rho}. \quad (3.19)$$

Es ergeben sich zwei Terme, die für die vertikale Beschleunigung bedeutsam sind. Der erste Term der rechten Seite zeigt die Beschleunigung aufgrund eines Gradienten des nicht-hydrostatischen Druckfeldes, der zweite Term gibt die Änderung der Vertikalgeschwindigkeit aufgrund von Dichtestörungen an. Vernachlässigt man nach Taylorreihen-Entwicklung Terme zweiter Ordnung und sieht $\rho'/\bar{\rho}$ als klein an, so erhält man die Boussinesq-Näherung für die vertikale Bewegungsgleichung, in der die Dichte in allen Termen bis auf den Auftriebsterm als konstant angesehen wird:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\rho'}{\bar{\rho}}. \quad (3.20)$$

Sieht man Druckstörungen in der hydrostatischen Annahme als klein an, so erhält man:

$$B \equiv -g \frac{\rho'}{\rho}, \quad (3.21)$$

wobei B der Auftriebsterm anhand der Zustandsgleichung für ein ideales Gas ist. Mit:

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_d \bar{T}_v, \quad (3.22)$$

in der R_d die Gaskonstante für trockene Luft ist, ergibt sich:

$$\frac{\rho'}{\bar{\rho}} = \frac{p'}{\bar{p}} \frac{T'_v}{\bar{T}_v}. \quad (3.23)$$

Hierbei wurde das Einmischen von ungesättigter Umgebungsluft in den Aufwind (Entrainment) vernachlässigt. Entrainment bewirkt, dass an den Randbereichen des Aufwindes eine Abkühlung aufgrund von Verdunstungsprozessen stattfindet, wodurch die maximalen Auftriebskräfte reduziert werden. Zudem wurden dynamisch induzierte Druckgradientkräfte, welche durch die vertikale Windscherung verursacht werden, wie auch der Effekt des Niederschlags im Aufwindgebiet vernachlässigt.

Unter der Annahme, dass der Druck im Luftpaket und in der Umgebung gleich groß ist (Adiabasie), ergibt sich aus Gleichung 3.1:

$$B = -g \frac{T'_v}{\bar{T}_v} \quad (3.24)$$

oder mit Gleichung 3.23:

$$\frac{dw}{dt} = -g \frac{T'_v}{T_v} \quad (3.25)$$

Diese Gleichung vereinfacht den komplexen Vorgang eines aufsteigenden Luftpaketes auf das Archimedische Prinzip, wobei die Auf- beziehungsweise Abwärtsbeschleunigung proportional zum Dichteunterschied zwischen Luftpaket und Umgebung ist. Die vertikale Auftriebsenergie, die einem Luftpaket zur Verfügung steht, erhält man durch Integration:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{dw}{dt} dz = \int_{z_1}^{z_2} B(z) dz \quad (3.26)$$

$$\int_{z_1}^{z_2} B(z) dz \equiv \text{CAPE} \quad (3.27)$$

In dieser Gleichung stellt z_1 das LFC und z_2 das Gleichgewichtsniveau² LNB dar. Unter Verwendung der Gasgleichung (3.22) erhält man:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{dw}{dz} \frac{dz}{dt} dz = g \int_{z_1}^{z_2} \frac{T'_v}{T_v} dz \quad (3.28)$$

$$\int_{z_1}^{z_2} w \frac{dw}{dz} dz = g \int_{z_1}^{z_2} T'_v \frac{R\bar{\rho}}{\bar{p}} dz \quad (3.29)$$

$$\frac{1}{2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{d}{dz} w^2 dz = R \int_{z_1}^{z_2} \frac{T'_v}{\bar{p}} g \bar{\rho} dz \quad (3.30)$$

Unter Annahme des hydrostatischen Gleichgewichtes (3.18) lässt sich Gleichung 3.30 ins p-System transformieren:

$$\frac{1}{2} w^2(z_2) - \frac{1}{2} w^2(z_1) = R \int_{p(z_1)}^{p(z_2)} T'_v d(\ln p) \quad (3.31)$$

Geht man davon aus, dass das Luftpaket am Startniveau keine Vertikalgeschwindigkeit besitzt, so erhält man die CAPE als Maß für die potentielle Auftriebsenergie:

$$\text{CAPE} = R \int_{p(z_1)}^{p(z_2)} T'_v d(\ln p) \quad (3.32)$$

Man kann Gleichung 3.32 umformulieren zu:

²level of neutral buoyancy

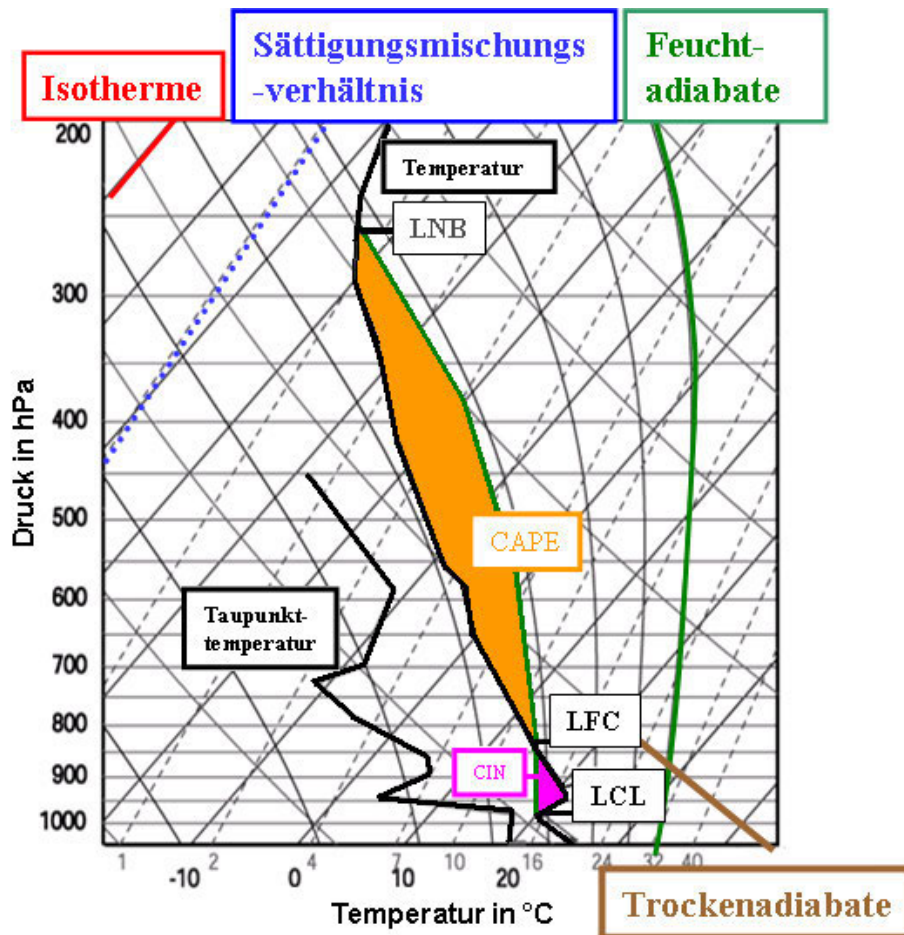


Abbildung 3.1: Vertikalprofil von Temperatur und Taupunkttemperatur (schwarz) in einem Skew-T Log-p Diagramm. Eingezeichnet sind Isothermen (textcolorredrot), Sättigungsmischungsverhältnis (blau), Feucht- (grün) und Trockenadiabaten (braun). CAPE entspricht der orangenen Fläche, die von Feuchtadiabate (grün) und Temperaturprofil (schwarz) zwischen LFC und LNB eingeschlossen wird. CIN (rosa Fläche) ist die Fläche, die von Temperaturprofil und Feuchtadiabate zwischen LCL und LFC eingeschlossen wird.

$$\text{CAPE} = \frac{1}{2} w^2(z_2) \quad (3.33)$$

$$\sqrt{2 \text{CAPE}} = w_{max} \quad (3.34)$$

wobei w_{max} eine Näherung für die maximale Auftriebsgeschwindigkeit in der Gewitterzelle darstellt, die einem Luftpaket zur Verfügung steht, falls sämtliche potentielle Energie in kinetische umgewandelt wird.

Die Luftpaketstheorie besagt, dass ein Luftpaket am Ausgangsniveau die selben Eigenschaften wie seine Umgebung besitzt, beim Aufsteigen zunächst der Trockenadiabate und nach Einsetzen von Kondensation am LCL einer Feuchtadiabaten folgt. Mit dem Freiwerden latenter Wärme erhöht sich die Luftpakettemperatur. Dadurch unterscheidet sich der verti-

kale Temperaturgradient zwischen Trocken- (ca. 1,0 K/100m) und Feuchtadiabate (ca. 0,6 K/100m).

Abbildung 3.1 zeigt ein Skew-T log p Diagramm, bei dem auf der Ordinate der Druck in hPa logarithmisch gegen die Temperatur in °C in einem Winkel von 45° aufgetragen ist. Des Weiteren sind beispielhaft für jeweils eine Kurve die Trocken- (braun) und Feuchtadiabaten (grün), Isothermen (rot) und Linien gleichen Mischungsverhältnisses (blau) farbig hervorgehoben. Diese erlauben bei gegebenem vertikalen Temperatur- und Taupunktverlauf eine Aussage über die vertikale Schichtung der Troposphäre zu machen. Das Luftpaket, das ab dem LCL entlang der Feuchtadiabaten (grün) aufsteigt, besitzt zwischen Boden und LFC eine geringere Temperatur als seine Umgebung (schwarze Temperaturkurve), da sich die Atmosphäre zwischen diesen Niveaus weniger stark abkühlt als es Trocken- und Feuchtadiabate vorgeben. Sobald die Temperatur des Luftpaketes ($T_{v,p}$) den gleichen Wert wie die Umgebungstemperatur ($T_{v,e}$) annimmt ist das Niveau der freien Konvektion (LFC) erreicht. Ab diesem Niveau befindet sich das Luftpaket in einer kälteren Umgebung und kann ohne Hebungseffekte weiter aufsteigen. Das Luftpaket steigt nun bis zum Gleichgewichtsniveau (LNB) auf, an dem $T_{v,p}$ gleich $T_{v,e}$ gilt.

Eine geometrische Interpretation der CAPE ist die Fläche, die von Temperaturprofil und Luftpaket-Trajektorie eingeschlossen wird, für den Fall, dass das Luftpaket wärmer ist (Paketkurve/Feuchtadiabate verläuft rechts des gemessenen Temperaturprofils). Die Fläche, die von Temperaturprofil und Luftpaket-Trajektorie eingeschlossen wird, wenn das Luftpaket eine geringere Temperatur als die umgebenden Luftmassen aufweist, nennt sich Convective Inhibition (CIN).

3.2. Vertikale Windscherung

Konvektive Stürme können auf unterschiedlichste Weise organisiert sein. Manche treten als isolierte Zellen auf, andere in großen Komplexen oder Linien. Die Organisation eines Gewittersturms hängt von unterschiedlichen Faktoren ab. Neben der CAPE, der relativen Feuchte und der vertikalen Verteilung dieser Variablen übt die vertikale Scherung des Horizontalwindes³ DLS den wohl größten Einfluss auf die Typbildung des Sturms aus. Die DLS ist maßgeblich für die Lebensdauer des Gewitters verantwortlich, wobei eine zu starke Windscherung die Initiierung von Konvektion unterdrücken kann, da sie das Einmischen von Umgebungsluft (Entrainment) fördert. Obwohl es viele Maße der vertikalen Windscherung gibt, hat sich ein Parameter als guter Prädiktor zur Unterscheidung von Gewittertypen herausgestellt: die vertikale Scherung des Horizontalwindes zwischen Boden und 6 km Höhe. Hierbei werden DLS-Werte bis 10 m s^{-1} als niedrig, zwischen $10\text{-}20 \text{ m s}^{-1}$ als moderat, und Werte größer 20 m s^{-1} als hoch angesehen.

Ob sich eine Gewitterzelle zur Einzel-, Multi- oder Superzelle ausbildet hängt größtenteils mit der vertikalen Windscherung zusammen, da der Niederschlag und das dadurch induzierte Abwindgebiet mit zunehmender DLS vom Aufwindgebiet getrennt wird und zudem das Ausbilden von vertikalen Druckgradienten gefördert wird. Man unterscheidet generell

³deep-layer shear

zwischen der DLS, die zwischen 0-6 km AGL⁴ ermittelt wird und der LLS⁵, die zwischen Boden und 1 km AGL berechnet wird. Die LLS ist wichtig, wenn es um die Hebung an der Vorderseite von Gustfronts geht, wodurch neue Zellen getriggert werden. Dies ist stark an die CIN-Verhältnisse gekoppelt, da selbst eine geringe LLS neue Zellen initiieren kann, wenn die CIN hinreichend klein ist. Daher entstehen diese Zellen meist kurz nach Tagesmaximum, wenn CIN geringe und CAPE hohe Werte annimmt.

Bei Einzelzellen handelt es sich um kurzlebige, unorganisierte Systeme mit nur einem Aufwindgebiet und einer durchschnittlichen Lebensdauer von ca. 30-60 Minuten, da aufgrund der geringen Windscherung keine räumliche Trennung von Niederschlags- und Aufwindgebiet stattfindet und die Zelle somit zerfällt, da sie von der Quelle feucht-warmer Luftmassen getrennt wird. Mit einer räumlichen Ausdehnung von 1-10 km weist das Ereignis eine starke lokale Begrenzung und der entstehende Cumulonimbe aufgrund der schwachen Windscherung einen senkrechten Wuchs ohne starke seitliche Neigung auf.

In einer Multizelle belaufen sich typische DLS-Werte auf ca. 10-20 m s⁻¹ und es erfolgt über mehrere Stunden hinweg eine wiederholte Initiierung neuer Zellen entlang der Gustfront. Es handelt sich hierbei um einen Komplex aus mehreren Einzelzellen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien, da an den Flanken sich permanent neue Zellen formieren und zerfallen. Ihre räumliche Ausdehnung kann sich über mehr als 30 km erstrecken.

Bei der Superzelle handelt es sich um eine Gewitterzelle mit räumlicher Ausdehnung von bis zu 50 km. Diese treten meist mit DLS-Werten größer 20 m s⁻¹ auf, wobei Hagel mit Durchmesser größer 5 cm und Tornados entstehen können. Mit bis zu 200 Blitzen pro Minute und einer Lebensdauer von mehreren Stunden birgt diese Form der Gewitterzelle ein extrem hohes Unwetterpotenzial. Im Unterschied zu Multizellen unterscheiden sich Superzellen durch das Vorhandensein einer Mesozyklone im Aufwindbereich, in der sich die Vertikalgeschwindigkeit auf bis zu 50 m s⁻¹ belaufen kann. Obwohl es nur ein Aufwindgebiet gibt, sind für gewöhnlich zwei Abwindbereiche zu erkennen: eines im Bereich des *Hook-Echo* an der Rückseite der Zelle⁶ RFD, eines vorderseitig des Aufwindes⁷ FFD, welches durch den via DLS induzierten horizontalen Transport der Hydrometeore auf die Vorderseite des Aufwindes zustande kommt, wo durch Evaporations-, Sublimations- und Schmelzprozesse ein Abwindgebiet entsteht (Klemp, 1987; Markowski und Richardson, 2010).

Um den Effekt der vertikalen Windscherung auf die Entwicklung schwerer Gewitter zu verstehen, bedarf es der Betrachtung der Vorticity. Nimmt die horizontale Windkomponente u mit der Höhe zu, bildet sich horizontale Vorticity der Größe $\partial\bar{u}/\partial z$ aus. Dies ist in Abbildung 3.2 (oben) durch die um eine Nord-Süd-Achse angedeuteten Wirbelrollen dargestellt. Wirkt ein Aufwind auf diese Wirbelrollen, erfolgt ein Kippen der horizontalen Achse in die Vertikale. Dadurch entstehen zwei Bereiche: einer mit zyklonaler (negativer), einer mit antizyklonaler (positiver) Vorticity um eine senkrechte Achse. Kommt es anschließend zur Ausbildung eines Niederschlaggebietes, bildet sich ein weiterer Vorticity-Dipol aus (Abb. 3.2, unten) und die Zelle beginnt sich zu teilen, wobei eine Trennung des Aufwind- und Niederschlaggebietes stattfindet. Bei der Superzelle bilden sich durch die Drehung des Horizontalwindes mit der

⁴above ground level

⁵low-level shear

⁶rear-flank downdraft

⁷forward-flank downdraft

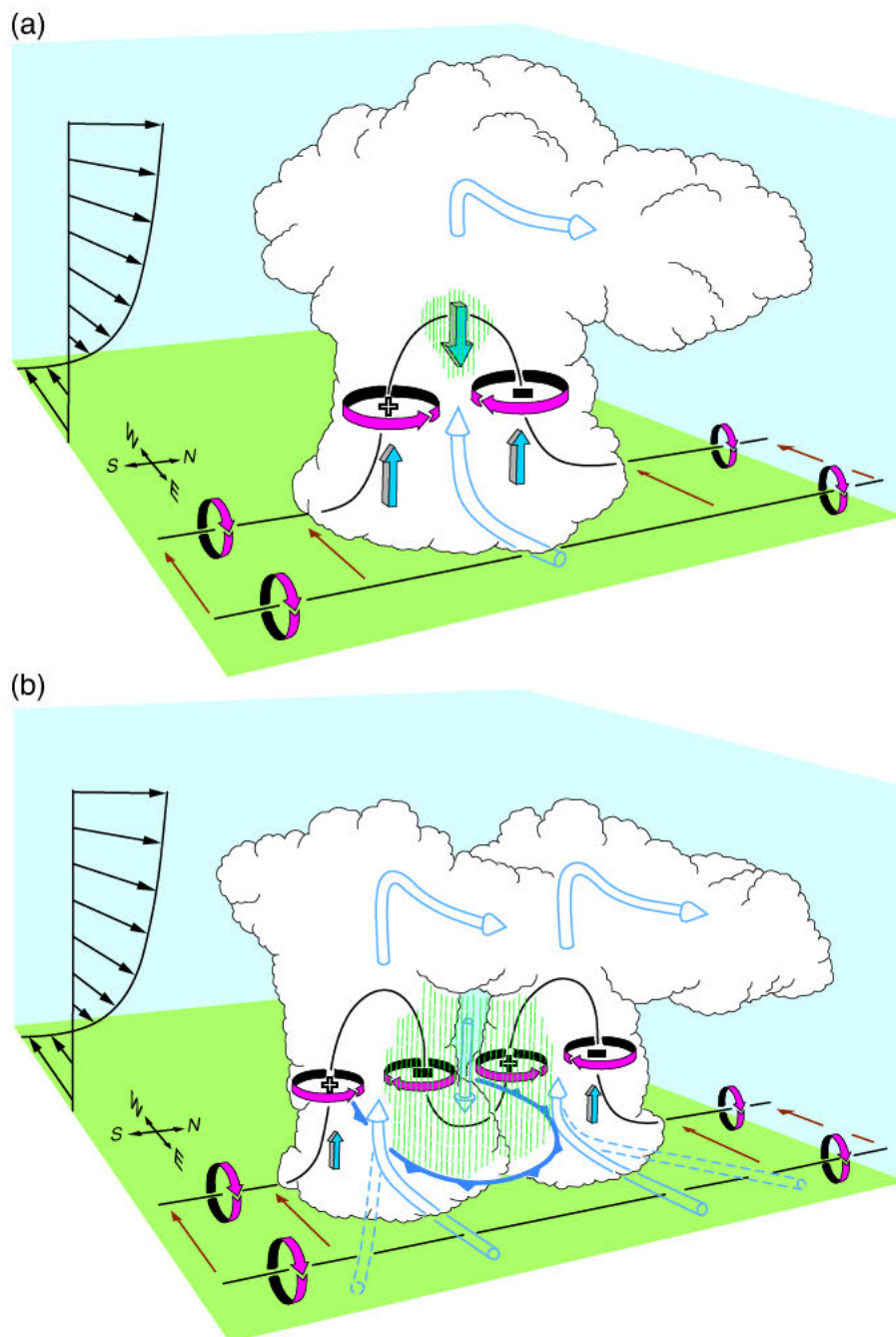


Abbildung 3.2: Teilung und Entwicklung von Gewitterzelle bei logarithmischem Windprofil (nur Geschwindigkeits-, keine Richtungsscherung). (a) Ausbildung von Vortex-Paar durch Kippen der horizontalen Vorticity in die Vertikale (rosa-schattierten Pfeile). Es kommt zur Ausbildung von Druckgradientkräften. (b) Durch Niederschlag (grün-gestrichelte Fläche) entsteht Abwindgebiet, wodurch sich die Zelle spaltet. Die ursprüngliche Vortex-Linie wird durch den Abwind in zwei neue Vortex-Paare umgewandelt. Die blau-umrandeten Pfeile geben die Richtung an, aus der die Zelle mit feucht-warmen Luftmassen versorgt wird (aus Markowski und Richardson (2010), im Original von Klemp (1987)).

Höhe Druckstörungen aus woraus komplexe Druckgradientkräfte resultieren. In Abbildung 3.3 zeigen sich die jeweiligen Druckverhältnisse, wenn die DLS nur eine Geschwindigkeitsscherung mit der Höhe (oben) oder eine Kombination aus Geschwindigkeits- und Richtungs-

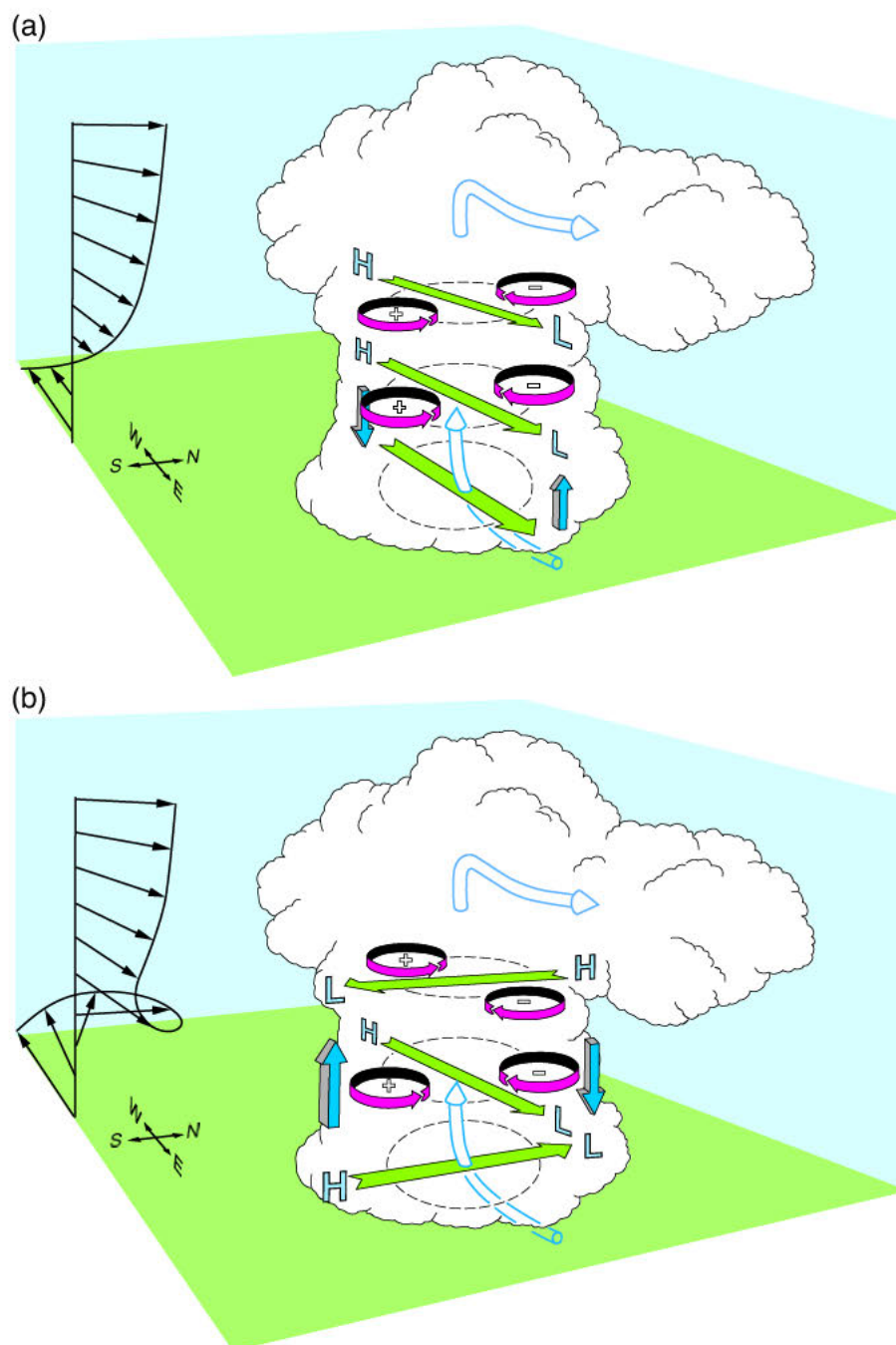


Abbildung 3.3: Druckverteilungen bei Wechselwirkung zwischen Aufwind und Windscherung bei (a) keiner Richtungsscherung oder (b) Drehung des Horizontalwindes mit der Höhe. Die vom hohen (H) zum tiefen (L) Druck gerichteten horizontalen Druckgradientkräfte parallel zu den Windschervektoren sind durch grüne Pfeile dargestellt. Die blau-schattierten Pfeile geben die daraus resultierenden vertikalen Druckgradientkräfte an (aus Markowski und Richardson (2010), im Original von Klemp (1987)).

scherung (unten) aufweist.

3.3. Hebung

Um ein Luftpaket auf das Niveau anzuheben, ab dem es bei einer bedingt labilen Schichtung unter Einsetzen von Kondensationsprozessen selbst aufsteigen kann (LFC), bedarf es eines Auslösemechanismus, um die konvektive Sperrschicht (CIN) überwinden zu können. Dies kann beispielsweise durch großräumige Hebung an der Vorderseite eines Troges, Konvergenz im Bereich eines Bodentiefs, Quersirkulation an einer Frontalzone, Sekundärzirkulation aufgrund horizontal unterschiedlicher Erwärmung (Land-See-Wind), erzwungene Hebung aufgrund von Orographieeffekten oder Zusammenströmen wie beispielsweise nach der Umströmung eines Berges erfolgen.

Die Auslösung von Konvektion ist schwierig vorherzusagen, da die Hebung sich auf kleinen zeitlichen und räumlichen Skalen bewegt und der Hebungseffekt groß genug sein muss, um die Energieschwelle überwinden zu können. Diese minimale Vertikalgeschwindigkeit errechnet sich aus:

$$\sqrt{2 \text{CIN}} = w_{\min} . \quad (3.35)$$

4. Berechnung der Maßzahlen zum Ableiten des Schwergewitterpotenzials

Um Konvektionsmaße anhand unterschiedlicher Datensätze einheitlich berechnen zu können wurde basierend auf einem Verfahren von Riemann-Campe et al. (2009, 2010) der Universität Hamburg ein Algorithmus weiterentwickelt, welcher als Eingangsfelder Temperatur, Feuchte, Druck und Wind auf unterschiedlichen Höhenniveaus verwendet. Anhand dieser Methode können Maßzahlen unabhängig von Konvektionsschemata berechnet werden. Somit können Unterschiede in den berechneten Maßzahlen auf die atmosphärischen Eingangsdaten und deren räumliche und zeitliche Auflösung zurückgeführt werden und es müssen nicht zusätzlich vom Modell abhängige Parametrisierungen berücksichtigt werden.

Die Berechnung der CAPE erfolgt hierbei anhand gemittelter Werte von Feuchte und Temperatur aus den untersten 100 hPa als Startniveau, da es zur Auslösung hochreichender Konvektion in den mittleren Breiten nicht nur günstiger meteorologischer Bedingungen am Boden sondern innerhalb einer gewissen Schichtdicke bedarf. Die Wahl der Höhe der Mischungsschicht (im Folgenden: *Mixed-Layer*) variiert in der Literatur. Es gibt Studien, in denen die Schichtdicke auf 500 m festgelegt wurde, um Konvektion in den Tropen zu untersuchen. In den mittleren Breiten (wie auch hier verwendet) erfolgt als Ausgangssituation ein mittlerer Wert von Temperatur und Feuchte aus den untersten 100 hPa. Die Wahl der Schichtdicke ist schwierig, da die feuchtwarme Luftmassenschicht, die dem Gewitter als Quelle dient, eine große zeitliche und räumliche Variabilität in ihrer Mächtigkeit aufweist und somit den via Konvention eingeführten 100 hPa nicht immer entspricht.

Die dreidimensionalen ERA-40-Felder Temperatur, spezifische Feuchte und Wind liegen auf 60 Modellflächen vor. Die σ -Niveaus sind eine Funktion des Bodendruckes p_{sfc} und zweier zeitunabhängiger Koeffizienten¹ a_k und b_k , welche mit den Modellschichten variieren.

$$p_k(\lambda, \phi, t) = a_k + b_k p_{sfc}(\lambda, \phi, t) \quad (4.1)$$

k ist in diesem Fall ein Index für die unterschiedlichen Höhen, λ ist der Längengrad, ϕ der Breitengrad und t die Zeit. Somit lässt sich anhand der Koeffizienten und p_{sfc} der Druck auf jedem Modellevel und für jeden einzelnen Gitterpunkt bestimmen und es zeigt sich, dass die in Bodennähe der Oberfläche folgenden Modellflächen in großer Höhe zu Druckflächen werden, demnach eine Transformation vom σ -System zum p -System mit der Höhe erfolgt (siehe Kapitel 6, Abb. 6.1).

Um die vertikalen Abstände zwischen den einzelnen Druckniveaus nicht zu groß werden zu lassen, wurde eine zusätzliche Interpolationsroutine eingebaut, die bei einer Druckdifferenz

¹siehe <http://dss.ucar.edu/datasets/common/ecmwf/ERA40/docs/eta-ab/index.html>

größer 5 hPa die Parameter auf dazwischenliegenden Zusatzschichten berechnete, so dass benachbarte Druckschichten eine maximale Differenz von 5 hPa aufweisen. Dies dient der genaueren Berechnung von CAPE und CIN, die mittels des numerischen Trapezverfahrens ermittelt werden.

Basierend auf den im vorigen Kapitel getroffenen Annahmen erfolgt nun die Berechnung der verwendeten Konvektionsmaße, wobei die Temperatur am LCL mittels der empirischen Gleichung von Bolton (1980) abgeleitet wurde.

$$T_{LCL} = \frac{2840}{3.5 \log T_{ML} - \log e_{ML} - 4.805} + 55, \quad (4.2)$$

Für T_{ML} und e_{ML} wurden die mittleren Werte der Temperatur und des Dampfdruckes aus den untersten 100 hPa, der *Mixed-Layer* (fortan mit Index ML gekennzeichnet), ermittelt. Somit kann mit T_{LCL} und Integration des 1. Hauptsatz der Thermodynamik q

$$0 = (c_{pd} + r c_{pv}) dT - \alpha_d (1 + r/\epsilon) dp, \quad (4.3)$$

in der c_{pd} und c_{pv} die spezifische Wärmekapazität für trockene Luft und Wasserdampf darstellt, der Druck am LCL (p_{LCL}) berechnet werden

$$p_{LCL} = p_{ML} \exp \left[\left(\frac{c_{pd} + r c_{pv}}{R_d \left(1 + \frac{1}{\epsilon}\right)} \log \left(\frac{T_{LCL}}{T_{ML}} \right) \right) \right]. \quad (4.4)$$

Bisher waren die gesamten Berechnungen für die Umgebungsbedingungen notwendig, in der das Luftpaket aufsteigt. Um nun die Temperatur des Luftpaketes am LCL zu erhalten, wird das Luftpaket mit den *Mixed-Layer*-Werten bis zum LCL trockenadiabatisch gehoben. Bei diesem Prozess bleibt die potentielle Temperatur des Paketes (θ_p) konstant.

$$\theta_p = T_p \left(\frac{p_{sfc}}{p} \right)^{R_d/c_{pd}}. \quad (4.5)$$

Oberhalb des LCL folgt das Luftpaket der Feuchtadiabaten. Bei einem reversiblen feuchtadiabatischen Aufstieg bleibt die äquivalentpotentielle Temperatur ($\theta_{e,p}$) im Luftpaket konstant (Zdunkowski und Bott, 2004),

$$\theta_{e,p} = T_{p,LCL} \left(\frac{1000}{p_{LCL}} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}} \exp \left[\frac{L_v r_s}{c_{pd} T_{p,LCL}} \right]. \quad (4.6)$$

In Gleichung (4.6) gehen die latente Wärme der Verdunstungsprozesse L_v und das Sättigungsmischungsverhältnis r_s ein. L_v ist von T und p abhängig (Emanuel, 1994):

$$L_v = L_{v0} + (c_{pv} - c_l) (T_{ML} - 273.16K). \quad (4.7)$$

Mit der latenten Wärme der Verdunstung am Tripelpunkt L_{v0} und der spezifischen Wärmekapazität flüssigen Wassers c_l . Das Sättigungsmischungsverhältnis r_s berechnet sich aus ϵ , e_s und p .

$$r_s = \epsilon \frac{e_s}{p - e_s} . \quad (4.8)$$

Ab hier erfolgt die Berechnung ähnlich derer unterhalb des LCL. Die Luftpakettemperatur wird anhand des Newton-Raphson-Verfahren (Press et al., 1992) ermittelt. Wird die virtuelle Temperatur des Luftpaketes $T_{v,p}$ oberhalb des LCL größer als die der Umgebungstemperatur $T_{v,e}$, so ist das LFC erreicht. Da zwischen der Erdoberfläche und dem LFC die Umgebungstemperatur höher als die des Luftpaketes ist die Atmosphäre zwischen diesen beiden Niveaus stabil geschichtet und es bedarf eines Hebungsmechanismus (beispielsweise Konvergenz- oder Orographieeffekte), um das Luftpaket bis zum LFC anzuheben.

Die Formel für die CIN lautet:

$$\text{CIN} = \int_{ML}^{LCL} R_d (T_{v,e} - T_{v,p}) d \ln(p) + \int_{LCL}^{LFC} R_d (T_{v,e} - T_{v,p}) d \ln(p) \quad (4.9)$$

und unterscheidet sich von der CAPE lediglich durch die Grenzen des Integrals und das Vorzeichen:

$$\text{CAPE} = \int_{LFC}^{LNB} R_d (T_{v,p} - T_{v,e}) d \ln(p) . \quad (4.10)$$

In dieser Arbeit wird die CIN mit Werten größer Null ausgegeben, was durch vertauschen von $T_{v,e}$ und $T_{v,p}$ geschieht. Die Einheit der CAPE und CIN ist J kg^{-1} .

Gegenüber vorangegangenen Studien wird in dieser Arbeit die Betrachtung der CIN forciert, da hohe CAPE-Werte allein nicht zwangsläufig zur Auslösung von hochreichender Konvektion führen müssen, wenn beispielsweise eine ausgeprägt stabile Schichtung unterhalb des LFC vorhanden ist und der Antrieb zur Überwindung dieser Schicht und somit zum Erreichen des LFC nicht gegeben ist. In der Literatur wurde die CAPE zwar in Zusammenhang mit hochreichender Konvektion untersucht, die zeitlich korrelierte Betrachtung der CIN jedoch außen vor gelassen.

Zudem erfolgt neben der Betrachtung von CAPE und CIN die Entwicklung eines weiteren Parameters, welcher bei der Untersuchung einer möglichen Änderung des Schwergewitterpotentials im Zuge des Klimawandels helfen soll: das Schwergewitterpotenzial² TSP. Hierbei wurde das in Kapitel 3 abgeleitete w_{max} um die DLS erweitert und somit in einem Konvektionsmaß sowohl das thermodynamische Potenzial als auch die Dynamik berücksichtigt.

Die Scherung der Horizontalwindes zwischen Boden und 1 km AGL (LLS) beziehungsweise Boden und 6 km AGL (DLS) berechnet sich wie folgt:

²engl.: Thunderstorm Severity Potential

$$\text{LLS} = \sqrt{(u_{1km} - u_{sfc})^2 + (v_{1km} - v_{sfc})^2} \quad (4.11)$$

$$\text{DLS} = \sqrt{(u_{6km} - u_{sfc})^2 + (v_{6km} - v_{sfc})^2} \quad (4.12)$$

Das Schwergewitterpotenzial TSP ergibt sich somit nach Multiplikation der maximalen Vertikalgeschwindigkeit w_{max} (3.34) mit der DLS (4.12):

$$\text{TSP} = w_{max} \text{DLS} . \quad (4.13)$$

Es sei nochmals betont, dass für die Entwicklung hochreichender Konvektion nicht nur die thermodynamische Instabilität (CAPE), sondern auch die Dynamik des Windfeldes eine wichtige Rolle spielt und das TSP somit als kombiniertes Maß aus Thermodynamik und Dynamik eine Abschätzung des Potenzials zur Ausbildung von schweren Gewitterstürme darstellt, welches stets in Verbindung mit der CIN untersucht werden muss.

Des Weiteren wird $T_{800-500}$ (Temperaturdifferenz zwischen 800 hPa und 500 hPa) berechnet, um eine Aussage über die Stabilität der Atmosphäre abzuleiten.

$$T_{800-500} = T_{800} - T_{500} \quad (4.14)$$

Die *Mixed-Layer*-Werte der Temperatur (T_{ML}) und spezifischen Feuchte (q_{ML}) geben die Bedingungen eines Luftpaketes auf Ausgangsbasis wieder. Verändern sich diese in Zukunft hin zu günstigeren und somit höheren Werten, so wird davon ausgegangen, dass diese Auswirkungen auf Häufigkeit und Stärke von Gewitterstürmen haben.

Ändern sich in einem sich wandelnden Klima die großräumigen meteorologischen Bedingungen und in der Folge die Größen (4.9-4.14), so kann anhand dieser Methode die zu erwartende Änderung des Schwergewitterpotenzials abgeleitet werden. Die Entscheidung, sich insbesondere auf CAPE, DLS, TSP und CIN zu konzentrieren, wird damit begründet, dass zumindest CAPE und DLS in vorangegangenen Studien erfolgreich in Bezug auf konvektive Extremereignisse in den USA getestet wurden (siehe Kapitel 5) und diese Studien somit als Vergleich herangezogen werden können. Erweitert durch das TSP und die parallele Betrachtung der CIN sollen zudem bereits bewährte Maßzahlen mit neuen kombiniert werden, um eine bestmögliche Abschätzung der in Bezug auf Konvektion zu erwartenden Änderungen zu geben.

Es ist bekannt, dass in der Vergangenheit eine Vielzahl von Parametern und Maßzahlen getestet wurden und vielversprechende Ergebnisse lieferten. Neben dem Fakt, dass die CAPE und DLS in vorangegangenen Studien erfolgreich in Bezug auf konvektive Extremereignisse getestet wurde ist ein weiterer Vorteil, dass die CAPE im Vergleich zu dem in der opeartionellen Wettervorhersage genutzten LI eine integrierte Größe darstellt, somit die Gradienten sämtlicher Schichten erfasst, und nicht ausschließlich durch Werte auf zwei fest vorgeschriebenen Niveaus ermittelt wird.

Tabelle 4.1: Übersicht der verwendeten Maßzahlen zur Ableitung des Schwergewitterpotenzials.

Abkürzung	Name	Bedeutung	Einheit
CAPE	Convective Available Potential Energy	Maß für maximale Auftriebsenergie	J kg^{-1}
CIN	Convective Inhibition	konvektive Sperrschicht	J kg^{-1}
DLS	deep-level shear	vertikale Windscherung des Horizontalwindes zwischen Boden und 6 km	m s^{-1}
LLS	low-level shear	vertikale Windscherung des Horizontalwindes zwischen Boden und 1 km	m s^{-1}
p_{EQL}	Druck am Gleichgewichtsniveau	ab diesem Niveau ist Umgebung wärmer als Luftpaket	hPa
p_{LCL}	Druck am Hebungskondensationsniveau	Niveau, in dem Kondensationsprozesse beginnen	hPa
p_{ML}	Druck in der Mixed-Layer	Druck gemittelt über die untersten 100 hPa	hPa
q_{ML}	spezifische Feuchte in der Mixed-Layer	spez. Feuchte gemittelt über die untersten 100 hPa	g kg^{-1}
$T_{800-T500}$	laps-rate	Temperaturgradient zwischen 800 hPa und 500 hPa	K
T_{EQL}	Temperatur am Gleichgewichtsniveau	- siehe p_{EQL} - allerdings für Temperatur	K
T_{LCL}	Temperatur am Hebungskondensationsniveau	- siehe p_{LCL} - allerdings für Temperatur	K
T_{ML}	Temperatur in der Mixed-Layer	- siehe p_{ML} - allerdings für Temperatur	K
TSP	Thunderstorm Severity Potential	Maß für das Schwergewitterpotenzial	J kg^{-1}
w_{max}	maximal vertical velocity	maximaler Aufwind innerhalb einer Gewitterzelle	m s^{-1}
w_{min}	minimal vertical velocity	zur Überwindung von CIN notwendige Aufwind	m s^{-1}

5. Verifikation der Konvektionsmaßzahlen anhand von Unwetterbeobachtungen

Die im vorigen Kapitel 4 eingeführten und erläuterten Maßzahlen sollen nun mittels ERA-40-Reanalysen des ECMWF¹ und Beobachtungen der europäischen Unwetterdatenbank ESWD² auf ihre Güte getestet werden. Im Folgenden wird überprüft, ob das Potenzial zur Ausbildung von schweren Gewittern aus den horizontal grob aufgelösten Reanalysen abgeleitet werden kann, indem man anhand der Information über Zeit und Ort von Unwettern die Maßzahlen an entsprechenden Gitterpunkten mittels ERA-40-Reanalysen berechnet. In einem zweiten Schritt soll anhand einer Fallstudie der zeitliche Verlauf und Zusammenhang zwischen den Parametern CAPE, DLS, TSP und CIN erläutert werden.

5.1. Datengrundlage

5.1.1. ERA-40-Reanalysen

Die **ERA-40-Reanalysen** (Uppala et al., 2005) wurden vom ECMWF in Zusammenarbeit mit weiteren Zentren erstellt. Das Beobachtungssystem änderte sich über den Reanalyse-Zeitraum, da Satelliten-Beobachtungen sowie Flugzeug- bzw. Bojen-Messungen ab den 1970-ern hinzukamen, die Anzahl der Radiosondenaufstiege seit den späten 1980-ern wiederum zurückging. Abbildung 5.1 fasst diese Änderungen in den einzelnen Beobachtungssystemen zusammen.

Über den gesamten Zeitraum standen Messungen von SYNOP-Stationen, Schiffen, Radiosondenaufstiegen und Dropsonden zur Verfügung. Die Genauigkeit von Radiosonden-Messungen verbesserte sich über den Zeitraum, die zeitliche und geographische Abdeckung nahm hingegen ab. 1973 war ein Schlüsseljahr für die Gewinnung von Strahlungsdaten aus den ersten VTPR³-Instrumenten. Zudem wurde ein Messnetz aus Drift-Bojen in der südlichen Hemisphäre aufgebaut. Auf der Südhemisphäre spielte vor 1979 die Zahl der ortsfesten Wetterschiffe eine entscheidende Rolle. Ab 1979 wurde das Messsystem global durch die Inbetriebnahme von Satelliten, in der Südhemisphäre durch ein System driftender Bojen verbessert.

Reanalysen werden erstellt, um homogene atmosphärische Felder über einen langen Zeitraum auswerten zu können. Man ist dadurch in der Lage synoptische Ereignisse zu reproduzieren und durch Vergleich von Prognose und Analyse eines vergangenen Ereignisses die

¹European Centre of Medium-Range Weather Forecasts

²European Severe Weather Database

³engl.: vertical temperature profile radiometer

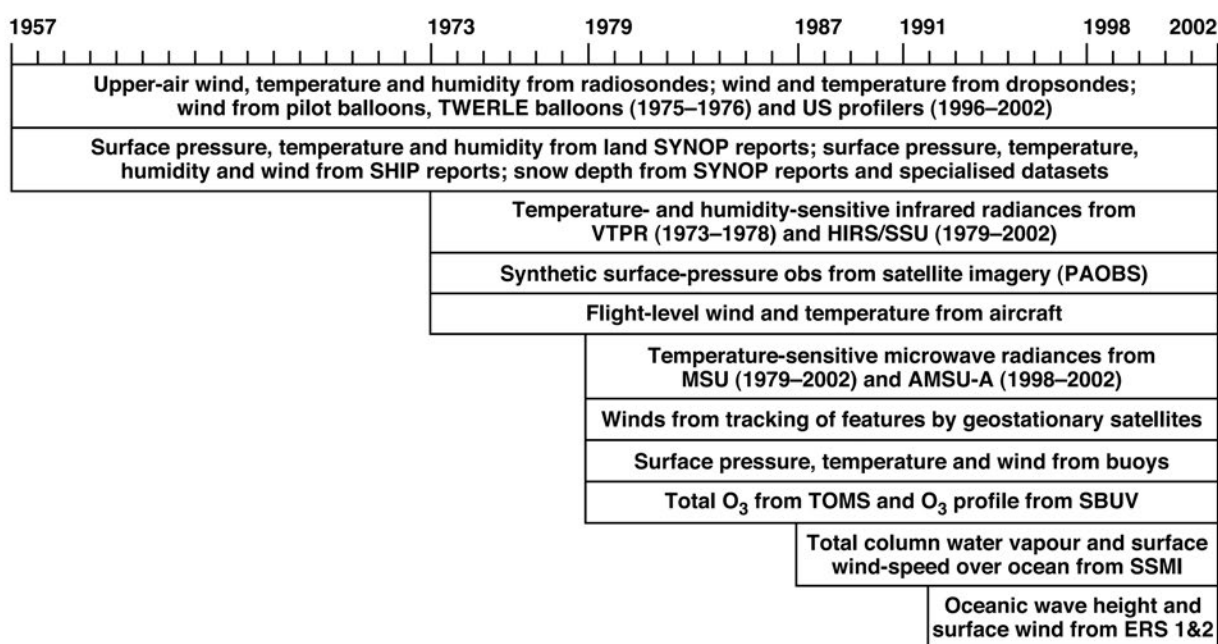


Abbildung 5.1: Chronologie (1957-2002) der unterschiedlichen Beobachtungssysteme, die den ERA-40-Reanalysen als Datengrundlage dienen (aus Uppala et al., 2005).

Güte heutiger Prognose-Methoden zu prüfen. Mittels Modellvorhersage und Beobachtungen wird via Interpolation Informationen über den atmosphärischen Zustand von Gebieten mit hoher Beobachtungsdichte in beobachtungsarme Gebiete „transportiert“.

Das Ergebnis von ERA-40 ist ein dreidimensionaler globaler Datensatz der Atmosphäre mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden über 45 Jahre. Die Hintergrundinformation zur Rekonstruktion des atmosphärischen Zustandes liefert eine Kurzfristvorhersage, welche durch die kürzest (zu)vorliegende Analyse dieser Sequenz angetrieben wurde. Somit stellt der Datensatz den Zustand der Atmosphäre auf Basis der Synthese von Beobachtungen und Vorhersage dar, welche wiederum von den physikalischen Prozessen des Vorhersage-Modells abhängt, da Dichte und Genauigkeit der Beobachtungen von Gitterpunkt zu Gitterpunkt und Variable zu Variable variieren.

ERA-40-Reanalysen liegen für den Zeitraum 1957-2002 vor, wobei für die Jahre 1957 und 2002 nicht alle Monate zur Verfügung stehen. Die horizontale Auflösung beträgt 125 km bei einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden. In der Vertikalen wurde die Anzahl der Modellflächen gegenüber ERA-15-Reanalysen von 31 auf 60 Schichten erweitert, um sowohl die obere Stratosphäre als auch die Grenzschicht besser darstellen zu können. Somit ist die spektrale T106 Modell-Auflösung ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$) der ERA-40-Reanalysen höher als die T62 Auflösung ($1.875^\circ \times 1.875^\circ$), welche bei den NCEP⁴/NCAR⁵-Reanalysen (Kalnay et al., 1996) verwendet wurde.

Auch wenn sich die Qualität der ERA-40-Reanalysen (Uppala et al., 2005) im Vergleich zu ERA-15-Reanalysen durch ein verbessertes Assimilationsverfahren deutlich erhöht hat, so ist

⁴United States National Centers for Environmental Prediction

⁵National Center for Atmospheric Research

dieser Datensatz trotz allem nicht perfekt. Dies zeigt sich beispielsweise in atmosphärischen Größen wie dem Wasserhaushalt, der Brewer-Dobson-Zirkulation (Graversen et al., 2007) oder Inkonsistenz der Massenerhaltung. Neben Bromwich und Fogt (2004) fertigte auch Sterl (2003) eine Studie an, in der ein Vergleich von ERA-40-Reanalysen mit NCEP/NCAR-Reanalysen angestellt wurde. Es zeigte sich, dass es viele Unterschiede in den beiden Datensätze gibt, wobei die meisten in der Südhemisphäre vor 1980 auftreten. Aufgrund der hohen Beobachtungsdichte in der Nordhemisphäre sind die Übereinstimmungen nördlich des Äquators jedoch gut. ERA-40-Reanalysen hängen im Vergleich zu NCEP/NCAR-Reanalysen stärker von Satellitendaten ab, da bei NCEP/NCAR-Reanalysen der Schwerpunkt auf den Stationsdaten liegt. Somit kommen unterschiedliche Assimilationsverfahren zur Anwendung, wodurch die beiden Datensätze differieren können (Daoud et al., 2009)

Da in dieser Arbeit Konvektion betrachtet wird, ist eine legitime Frage, ob Reanalysen für derartige Untersuchungen herangezogen werden können. Radiosondenaufstiege sind in vielerlei Hinsicht in diesem Themenbereich von Vorteil, da sie eine punktuelle Messung darstellen und nicht flächengemittelte Ergebnisse von Messungen unterschiedlicher Observationssysteme und Modellphysik sind. Da jedoch Gewitter auf derart kleinen räumlichen und zeitlichen Skalen stattfinden, ist die Abdeckung mittels Radiosonden nicht ausreichend. Lee (2002) zeigte, dass viele der aus künstlichen Vertikalprofilen abgeleiteten Konvektionsmaße den aus Radiosondenprofilen abgeleiteten Werten entsprechen. Insbesondere die CAPE und die DLS zeigten hierbei eine hohe Korrelation zu den aus Beobachtungen ermittelten Werten.

Eine große Schwachstelle stellt allerdings die vertikale Auflösung der Datensätze und somit die Größen dar, bei denen die Auflösung starker vertikaler Gradienten eine große Rolle spielen. Dies gilt beispielsweise für die CIN, da die vertikale Auflösung der Reanalyse-Daten gerade in der Grenzschicht nicht immer ausreichend ist, um diesen Parameter hinreichend genau zu berechnen. Zudem verändert das implementierte Konvektionsschema die Vertikalprofile, woraus eine mittels Konvektionsparametrisierung indirekte Abweichung in den Berechnungen der Maßzahlen resultiert. Trotz dieser Einschränkungen wird in diesem Kapitel gezeigt, dass hochreichende Konvektion anhand von Reanalysen nachmodelliert werden kann, was bedeutet, dass Maßzahlen wie auch Datensätze plausibel gewählt wurden.

5.1.2. European Severe Weather Database (ESWD)

Die **europäische Unwetter-Datenbank ESWD**⁶ (Dotzek et al., 2009) dokumentiert in einem einheitlichen Datenformat Unwetterbeobachtungen und stellt diese online in Form von Karten (siehe Anhang), Texttabellen und Rohdaten zur Verfügung.

Lange Zeit gab es in Europa trotz einzelner Initiativen von Einzelpersonen, ehrenamtlichen Organisationen und auch einigen nationalen Wetterdiensten, keine online zugänglichen, länderübergreifenden Datenbanken zu lokalen Unwettern durch schwere Gewitter. Die gesammelten Daten waren durch unterschiedliche Formate, Erfassungswahrscheinlichkeiten und -zeiträume gekennzeichnet, wodurch keine Konsistenz gegeben und eine europaweite Auswertung dieser Ereignisse nahezu unmöglich war. Daher wurde die ESWD entwickelt, deren

⁶European Severe Weather Database, www.eswd.eu

einheitliches Datenformat zur Dokumentation von Unwetterbeobachtungen dient und somit zu klimatologischen Auswertungen wie auch Risikoanalysen herangezogen werden kann.

Die ESWD-Daten basieren auf In-situ-Beobachtungen, werden zeitnah durch neuste Meldungen aktualisiert und stellen seit der operationellen Inbetriebnahme im Jahr 2006 Nutzern Beobachtungen von Hagel (Durchmesser > 2 cm), Starkregen, schweren Windböen ($v > 25$ m s⁻¹), Tornados (Wind-/Wasserhosen), Trichterwolken/Tubae, Böenfrontwirbel/Gustnados, Kleintromben/Staubteufeln (genaue Definitionen: siehe Anhang) in Karten- oder Tabellenform für den Zeitraum 1950 bis heute zur Verfügung. Da die Datenbank noch sehr jung ist, können Trendanalysen momentan nur regional durchgeführt werden. Des Weiteren basiert sie auf Beobachtungen, wodurch in Ballungsgebieten mehr Ereignisse gemeldet werden. Um die Qualität und die Verlässlichkeit zu gewährleisten, stellt ESWD seinen Nutzern auf Plausibilität geprüfte Daten zur Verfügung, so dass Falschmeldungen ausgeschlossen werden können.

Für diese Arbeit stellen die Daten eine optimale Datengrundlage dar, da anhand von eingetretenen Unwettern nach entsprechenden Signalen in ERA-40-Reanalysen gesucht werden soll. Hierfür ist ein zeitlich und räumlich homogener Datensatz zwar wünschenswert, jedoch nicht notwendig, da es nicht um eine statistische Untersuchung der Datenbank handelt, sondern um die Frage, ob Reanalysen eingetretene Unwetter mit den hier ausgewählten Konvektionsmaßen wiedergeben.

5.2. Statistische Untersuchung der Maßzahlen an Unwettertagen

Im Folgenden soll eine Beziehung zwischen Konvektionsmaßen und Beobachtungen schwerer Gewitterstürme abgeleitet werden. Es gibt zahlreiche Studien, in denen Radiosondenaufstiege in zeitlicher und räumlicher Nähe eines Ereignisses auf die großskaligen Umgebungsbedingungen untersucht wurden (z. B., Fawbush und Miller, 1952, 1954, Beebe, 1955, 1958, Johns et al., 1993, Brooks et al., 1994, 2003, Rasmussen und Blanchard, 1998, Craven et al., 2002, Lee, 2002, Weisman, 1996).

Als signifikante Ereignisse werden die Unwettermeldungen bezeichnet, die mit Hagel größer 5cm, Windböen ab der Intensität F1 und/oder Tornados der Intensität F2+ einhergehen, da Rasmussen und Blanchard (1998) und Craven et al. (2002) zeigten, dass es einfacher ist, zwischen schweren und moderaten Gewittern zu unterscheiden als zwischen moderaten und schwachen Gewitterereignissen. Anhand von Reanalysen untersuchten Brooks et al. (2003) und Trapp et al. (2007) CAPE- und DLS-Werte bei schweren Gewitterstürmen. Das Ergebnis von Brooks et al. (2003) wird weiter unten zum Vergleich herangezogen werden.

In Abbildung 5.2 (rechts) wurden für alle signifikanten Unwetterbeobachtungen (Anzahl: 357) aus der ESWD die dazugehörigen CAPE- und DLS-Werte aus den Reanalysen berechnet und in einem Streudiagramm aufgetragen. Signifikant schwere Gewitterstürme sind bei Brooks et al. (2003) (Abb. 5.2, links) mit hohen CAPE- und hohen DLS-Werten gekoppelt. Vereinzelt treten signifikante Tornados mit CAPE-Werten bis zu 4000 J kg⁻¹ auf. Die größte Anzahl der signifikanten Tornados liegt zwischen 200 und 3000 J kg⁻¹ bei DLS-Werten von

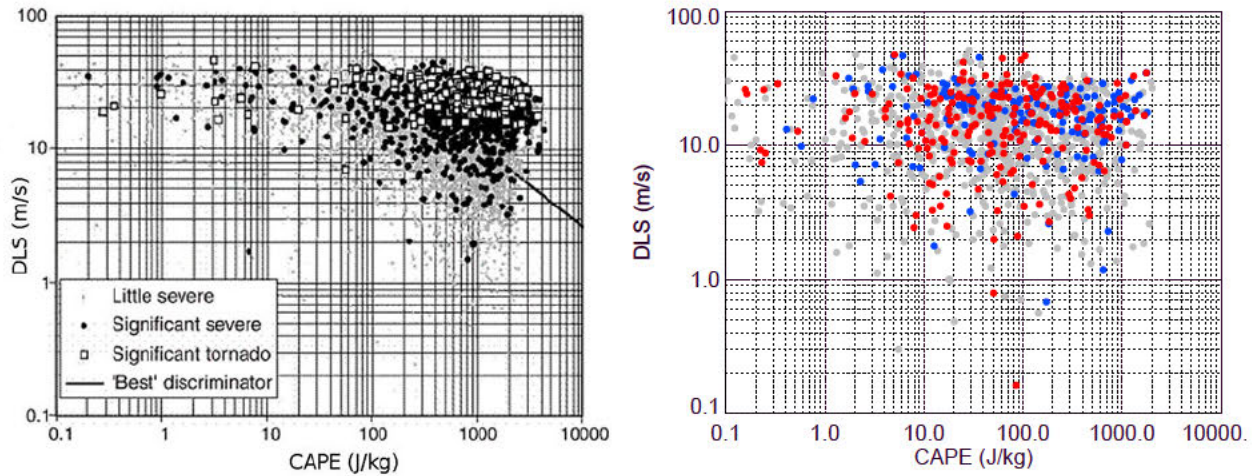


Abbildung 5.2: CAPE in Abhängigkeit der DLS an Tagen mit Schwergewitter. links: anhand NCEP/NCAR-Reanalysen und Beobachtungen des Storm Prediction Center (SPC) für die USA (1997-1999, aus Brooks et al. (2003)), rechts: anhand ERA-40-Reanalysen und ESWD-Beobachtungen für Europa (1958-2002). **blau:** Windböen > F1 und Hagel > 5cm. **rot:** signifikante Tornados \geq F2. **grau:** Tornados < F1.

15 - 35 m s^{-1} . In Abbildung 5.2 (links und rechts) ist erkennbar, dass sich signifikante Tornados auch bei geringen CAPE-Werten bilden können, solange die DLS-Werte ausreichend hoch sind. Somit scheint für die Bildung von Tornados die Scherung eine entscheidende, möglicherweise sogar größere Rolle zu spielen als die thermodynamische Instabilität der Atmosphäre. An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, dass Ausreißer in den Maßzahlen auch durch die Berechnung anhand „falscher“ Luftmassen zustande kommen können, womit gemeint ist, dass bei den Maßzahl-Berechnungen anhand von Reanalyse-Vertikalprofilen durch die geringe räumliche Auflösung wie auch der zeitlichen Verschiebung von Ereignis und zu Verfügung stehender Reanalyse es dazu kommen kann, dass die Konvektionsmaße anhand von Temperatur- und Feuchteprofilen berechnet werden, die nicht der Luftmasse entsprechen, die letztendlich zur Bildung des Gewitters beigetragen haben.

In Abbildung 5.2 (rechts) sieht man die für europäische Unwetter im Zeitraum 1958-2002 mittels ERA-40-Reanalysen abgeleiteten Werte für CAPE und DLS. Es ergibt sich demnach eine ähnliche Verteilung zu derer von Brooks et al. (2003) für die Vereinigten Staaten von Amerika (Abb. 5.2 links), allerdings ist die Streuung bei den signifikanten Tornados (rote Punkte) über dem europäischen Raum größer. Die maximalen CAPE-Werte belaufen sich auf 2000 J kg^{-1} , bei der DLS auf 40 m s^{-1} . Dies kann zum Einen an den unterschiedlichen orographischen Bedingungen liegen (Fehlen eines Gebirgszugs wie beispielsweise die Rocky Mountains), welche zum Ausbilden von starken vertikalen Temperaturgradienten führen. Zudem ist die bodennahe Feuchte in den USA deutlich höher, was durch die unterschiedlichen Breitengrade und die Nähe zum Golf von Mexiko als Quelle feucht-warmer Luftmassen zustande kommt. Da das Mittelmeer die meiste Zeit des Jahres wesentlich kühlere Temperaturen aufweist und insgesamt in seiner Ausdehnung deutlich kleiner ist als der Golf von Mexiko, sind die atmosphärischen Gegebenheiten generell nicht vergleichbar und führt generell in den USA zu höheren CAPE-Werten als in Europa (Brooks et al., 2003). Brooks (2009) zeigten zudem, dass die Wahrscheinlichkeit für Schwergewitter in Europa bei hohen

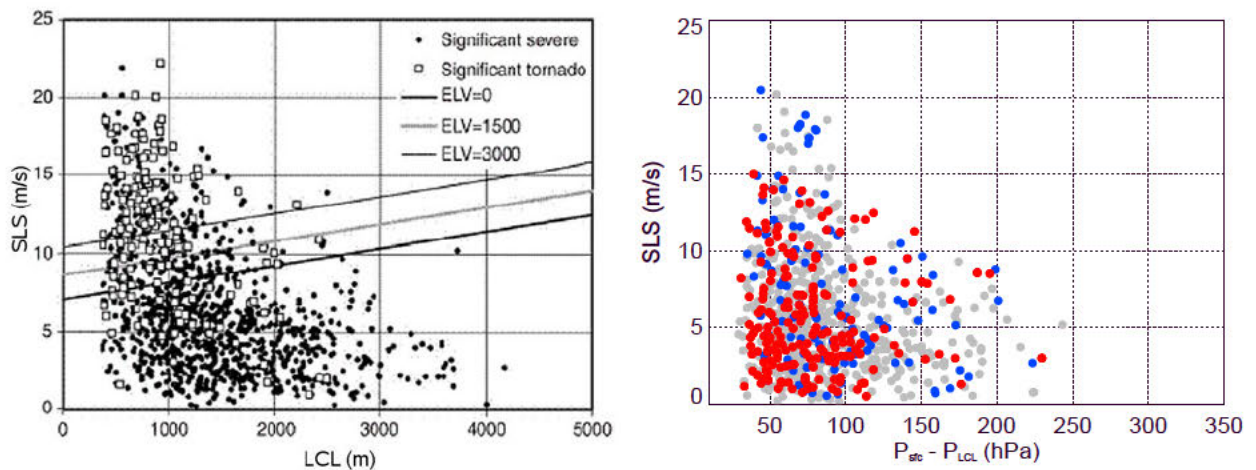


Abbildung 5.3: LCL in Abhängigkeit der Scherung (0-1 km) an Tagen mit Schwergewittern. links: anhand NCEP/NCAR-Reanalysen und Beobachtungen des SPC für die USA (1997-1999, aus Brooks et al. (2003)) mit Höhe (m) des LCL, rechts: anhand ERA-40-Reanalysen und ESWD-Beobachtungen für Europa (1958-2002) mit Differenz des Drucks am LCL zum Bodendruck (hPa). **blau:** Windböen > F1 und Hagel > 5cm. **rot:** signifikante Tornados \geq F2. **grau:** Tornados < F1.

CAPE- und DLS-Werten groß ist, diese Bedingungen allerdings in den USA häufiger gegeben sind, was auch die unterschiedliche Anzahl der Beobachtungen, die den beiden Grafiken in Abbildung 5.2 zu Grunde liegen, erklärt.

Brooks et al. (2003) und Rasmussen und Blanchard (1998) zeigten eine Beziehung zwischen Superzellen mit Tornadoausbildung und hoher relativer Feuchte in der Grenzschicht. Ein hoher Feuchtegehalt in den bodennahen Schichten führt zu einer geringeren Höhe des LCL, was die Unterscheidung zwischen signifikanten Tornados und Superzellen mit schwachen oder keinen Tornados vereinfacht. Je niedriger die Wolkenbasis, umso weniger Verdunstung wird unterhalb des LCL stattfinden wodurch die Wahrscheinlichkeit verringert wird, dass das Gewitter von einem kalten Abwind dominiert wird, welcher die Weiterentwicklung der Mesozyklone unterbindet (siehe Kapitel 3).

Craven et al. (2002) zeigten, dass die Scherung im den untersten Kilometer der Atmosphäre und die Höhe des LCL gut zur Unterscheidung signifikanter Ereignisse von atmosphärischen Umgebungen ohne Tornadobildung herangezogen werden können. Daher wurde in Abbildung 5.3 das LCL gegen die Scherung über 0-1 km (LLS) aufgetragen. Es zeigt sich, dass die anhand der NCEP/NCAR-Reanalysen für signifikante Tornados in den USA berechnete LLS (Abb. 5.3, links) im Mittel größer ausfällt als die mittels ERA-40-Reanalysen berechneten Werte (Abb. 5.3, rechts) - (USA: $5-22 \text{ m s}^{-1}$, Europa: $1-20 \text{ m s}^{-1}$), das Gesamtbild jedoch sehr ähnlich ist. Aufgrund der unterschiedlichen Abszissen in Abb. 5.3 sei darauf hingewiesen, dass mit einer Umrechnung von ca. 10 m pro 1 hPa die Höhen der Kondensationsniveaus für signifikante Tornados in USA wie auch Europa eine gute Übereinstimmung ergeben, wobei sich die meisten bei einer LCL-Höhe von 500-1000 m bzw. 50-100 hPa über Grund ausbilden. Je höher das LCL liegt, desto geringer werden die LLS-Werte bei denen Unwetter auftreten und Tornados somit unwahrscheinlicher.

Bei diesem Vergleich müssen Unterschiede im Assimilationsverfahren der Reanalysedaten berücksichtigt werden. Zudem besitzen NCEP/NCAR-Reanalysen bei gleicher Beobach-

tungsgrundlage eine geringere horizontale Auflösung und sind nicht so stark geglättet. Dadurch kann es neben den Unterschieden der atmosphärischen Ausgangssituationen aufgrund geographischer Gegebenheiten zu zusätzlichen Abweichungen kommen.

5.3. Fallstudie zur Untersuchung der zeitlichen Entwicklung von Konvektionsmaßen

Es wird im Folgenden anhand einer Fallstudien gezeigt, wie sich Konvektionsmaßzahlen **vor** und **nach** Eintreten eines schweren Gewittersturms ändern. Das Münchner Hagelunwetter, welches als deutschlandweit schwerstes Hagelereignis der vergangenen Jahrzehnte gilt, verursachte am 12. Juli 1984 in München und anderen Teilen Südbayerns erhebliche Schäden (Heimann und Kurz, 1985; Höller und Reinhardt, 1986). Die Gesamtsumme der Schäden belief sich auf ca. 1,5 Mrd. EUR. An diesem Tag hatten sich am Alpennordrand im Bereich einer Frontalzone vergleichsweise kühle, aber sehr feuchte Luftmassen unter warme und trockene geschoben. Eine Inversion an der Obergrenze der feuchten Luftmassen sorgte für eine hochgradig potentiell instabile Schichtung, welche erst in Folge einer großräumigen Hebung, ausgelöst durch Warumluftheadvektion und mit der Höhe zunehmende zyklonale Vorticityadvektion auf der Vorderseite eines schwachen Trogos labilisiert werden konnte (Heimann und Kurz, 1985).

In der Nacht vom 11. auf den 12. Juli 1984 passierte eine Kaltfront den südlichen Teil Deutschlands und ersetzte extrem heiße, kontinental-tropische Luftmassen durch maritime-warme. Die Maximaltemperatur am 11. Juli belief sich vielerorts in Süddeutschland auf 37 °C. Nach Durchzug der Kaltfront war es am 12. Juli vielerorts 10 °C kühler. Die Radiosondenaufstiege der Station München zeigten für den 00 UTC- und 12 UTC-Termin ein deutliches Abkühlen in den untersten 2 km. Hingegen war in den Schichten oberhalb von 4 km kein wirklicher Temperaturrückgang zu erkennen, die Luft jedoch trockener geworden. Aufgrund der Kaltluftadvektion hatte sich eine Inversion mit einem Temperatursprung von 4 K zwischen 2100 m und 2400 m über Grund gebildet. Die Erwärmung der Grenzschicht durch die solare Einstrahlung reichte dabei nicht aus, um die Auslösetemperatur⁷ zu erreichen, damit die Inversion durchbrochen werden konnte. Somit baute sich durch die hohen CIN-Werte ein immer größer werdendes Schwergewitterpotenzial auf. Ein Nebentrog und die damit einhergehende zyklonale Vorticityadvektion verursachte den notwendigen Hebungseffekt, was zur Auslösung der hochreichenden Konvektion führte.

Abbildung 5.4 zeigt die Situation wenige Stunden vor Einsetzen des Hagelsturms. Die CAPE (Abb. 5.4, oben links) ist bereits über Österreich deutlich erhöht (1400-1600 J kg⁻¹). Zudem hatte sich aus dem Südwesten ein Gebiet hoher DLS-Werte (32-25 m s⁻¹, Abb. 5.4, oben rechts) nach Deutschland verlagert. Der TSP-Parameter (Abb. 5.4, unten links) zeigt zu diesem Zeitpunkt bereits erhöhtes Schwergewitterpotential von 1000-1200 J kg⁻¹ im Südosten Deutschlands, welches durch die vorhandene CIN (100-200 J kg⁻¹, Abb. 5.4, unten rechts) zu diesem Zeitpunkt jedoch noch nicht ausgeschöpft wurde.

⁷Temperatur, die am Boden herrschen muss damit Luftpaket ohne passiven Hebungsprozess bis zum LFC aufsteigen kann

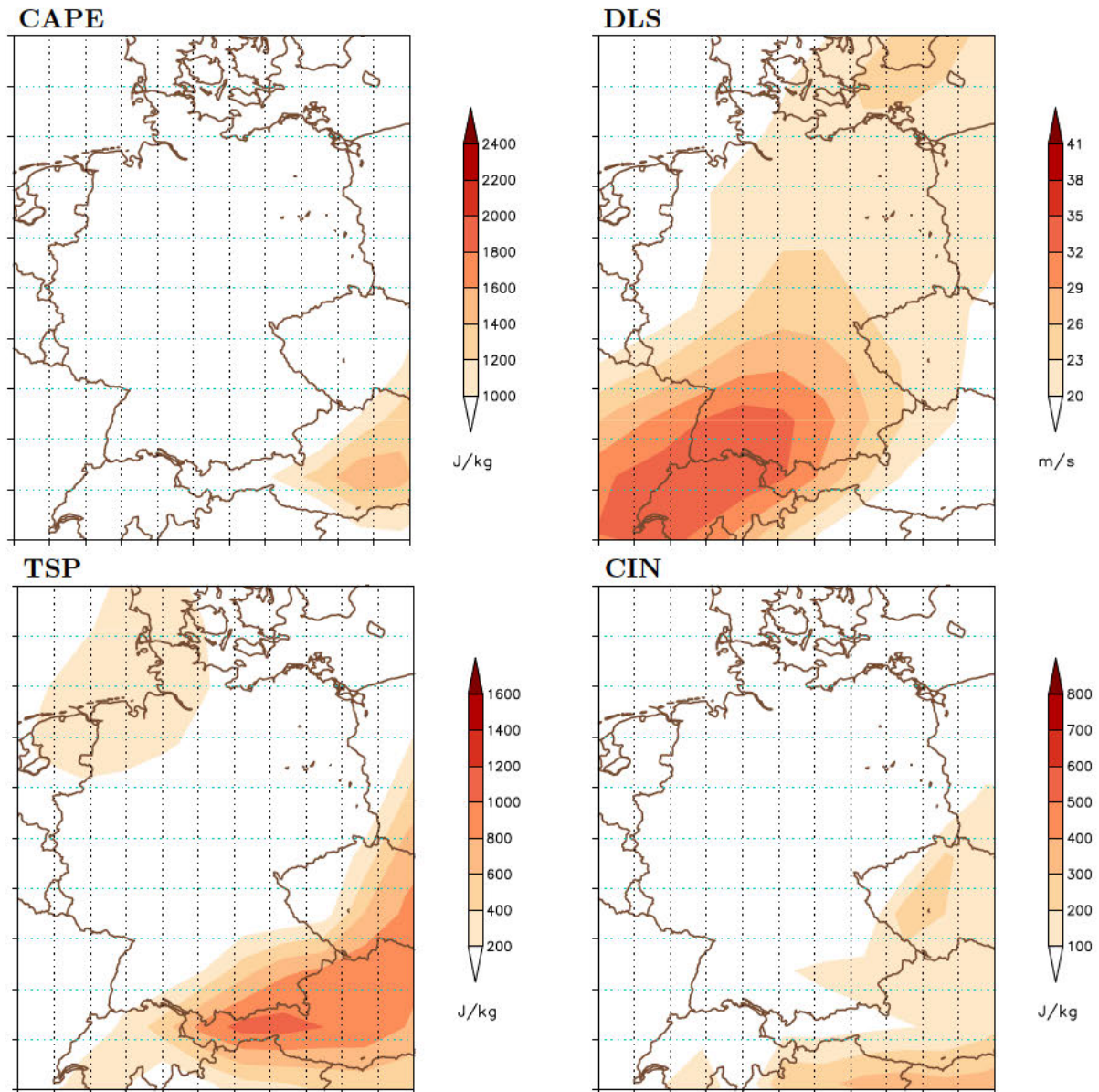


Abbildung 5.4: Grobräumige Verteilung der Konvektionsmaße berechnet aus ERA-40-Reanalysen am 12. Juli 1984 12 UTC. Oben: CAPE (links), DLS (rechts), Unten: TSP (links), CIN (rechts).

Bereits 6 Stunden später (Abb. 5.5, 18 UTC) hatte sich das Gebiet erhöhter CAPE (Abb. 5.5, oben links) von Österreich weiter Richtung Norden nach Südost-Deutschland verlagert. Das Maximum der CAPE lag weiterhin über Österreich ($2200\text{-}2400\text{ J kg}^{-1}$). Gekoppelt mit den hohen DLS-Werten ($29\text{-}32\text{ m s}^{-1}$, Abb. 5.5, oben rechts) erreichte das Schwergewitterpotenzial TSP (Abb. 5.5, unten links) im Großraum Südostdeutschland ein Maximum im Großraum München mit Werten zwischen $1400\text{-}1600\text{ J kg}^{-1}$.

Hier wird deutlich, wie wichtig es ist, neben der CIN die Kombination aus CAPE und DLS zu untersuchen und nicht die CAPE alleine zu betrachten, die zu diesem Zeitpunkt zu dem Fehlschluss verleiten würde, dass das größte Unwetterpotenzial über Österreich liegt. Die Deckelung durch die CIN (Abb. 5.5, unten rechts) ist zum 18 UTC-Termin komplett abgebaut (0 J kg^{-1}), die Konvektion wurde ausgelöst. Es sei an dieser Stelle jedoch darauf hingewiesen, dass hohe TSP-Werte die Entwicklung von hochreichender Konvektion und somit schweren

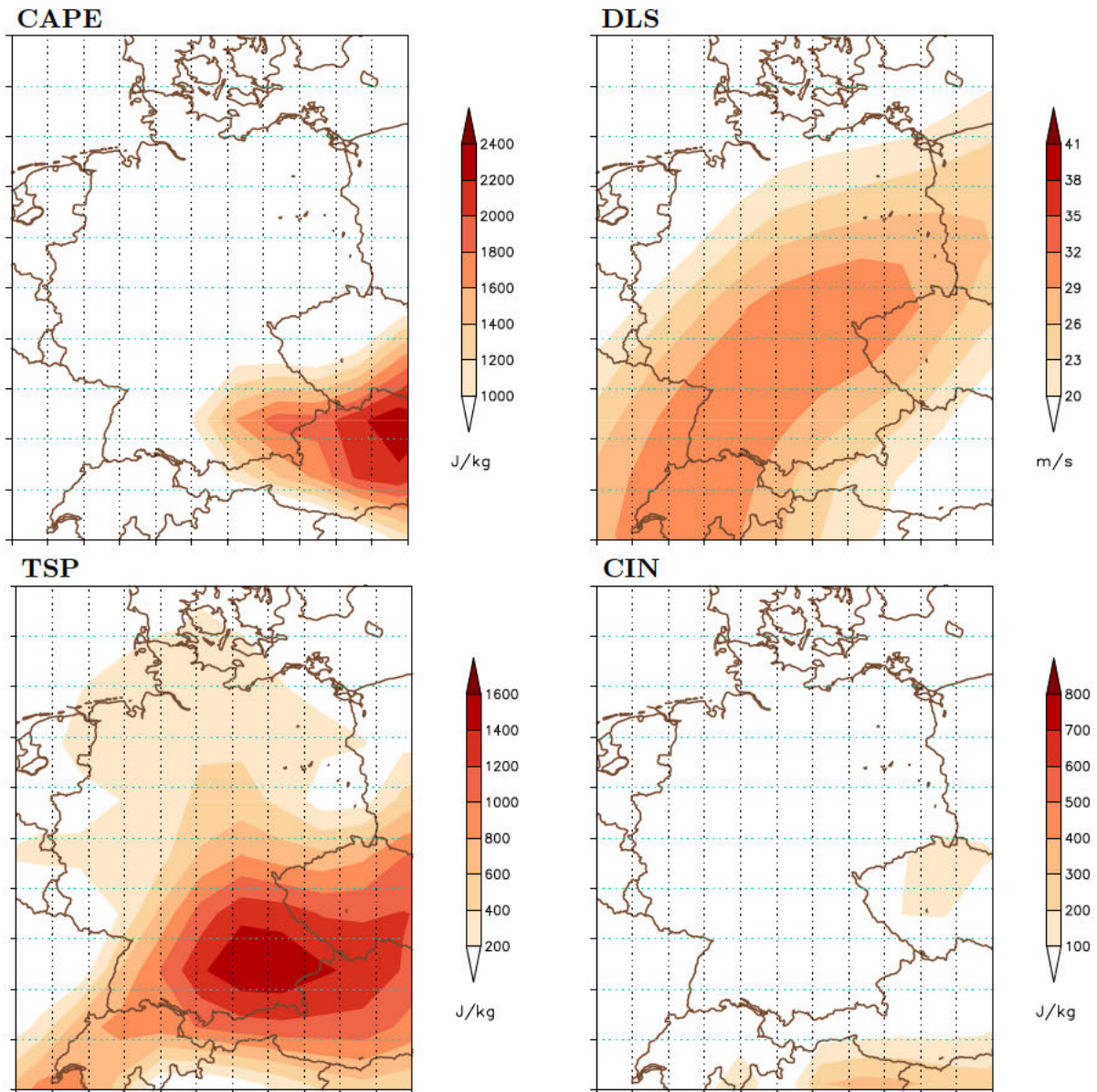


Abbildung 5.5: Wie Abb. 5.4, aber für 18 UTC.

Gewittern begünstigen, deren tatsächliche Auslösung aber anhand dieser beiden Parameter nicht abgeleitet werden kann. Das soeben gezeigte Vorgehen (zeitliche Entwicklung von Konvektionsmaßen) wurde analog anhand einer weiteren Fallstudie eines Extremereignisses (Tornado von Pforzheim am 10. Juli 1968, nicht gezeigt) durchgeführt und konnte die erhaltenen Ergebnisse bestätigen.

In diesem Kapitel wurde anhand zweier verschiedener Verfahren gezeigt, dass konvektive Extremereignisse mittels Konvektionsmaße abgeleitet aus atmosphärischen Eingangsfeldern von Reanalysen „erkannt“ werden können. Sowohl der statistische Vergleich der CAPE- und DLS-Werte mit einer amerikanischen Studie als auch die Untersuchung des Münchner Hagelunwetters zeigt, dass die verwendeten Konvektionsmaße zur Ableitung des Schwergewitterpotenzials herangezogen werden können, da eine sehr gute Übereinstimmung zum tatsächlichen Ablauf des Unwetters wiedergegeben wurde. Es wird deutlich, wie wichtig es ist, das Augenmerk nicht ausschließlich auf die Thermodynamik, sondern auch auf die Dy-

namik zu richten und hierbei die CIN nicht außer acht zu lassen. Hätte man sich beim Münchner Hagelunwetter lediglich auf die CAPE konzentriert, so wäre es sowohl geographisch als auch zeitlich gesehen zu einer Fehleinschätzung der Lage gekommen. Der in dieser Arbeit neu-entwickelte TSP ist in der Kombination mit CIN somit vielversprechend getestet worden und hebt sich von den bisherigen Studien innovativ ab.

6. Einfluss der vertikalen Auflösung auf Konvektionsmaßzahlen

Da die in Kapitel 7 verwendeten Klimaszenarien lediglich mit einer vertikalen Auflösung von sechs Druckniveaus zur Verfügung stehen, sollte vorab abgeschätzt werden, inwiefern die vertikale Auflösung eines Datensatzes sich auf die Berechnung von Konvektionsmaßzahlen auswirkt. Hierfür wurde in Kooperation mit der Universität Hamburg ein Vergleich durchgeführt, der eine Abschätzung darüber liefern soll, inwiefern Konvektionsmaße sich unterscheiden, wenn sie von Datensätzen gleicher horizontaler, aber unterschiedlicher vertikaler Auflösung berechnet werden. Von Hamburg wurden hierzu die ERA-40-Reanalysen auf Druckflächen, von mir die ERA-40-Reanalysen auf Modellflächen herangezogen. Es ist davon auszugehen, dass bereits kleine Unterschiede in den Vertikalprofilen von Temperatur und Feuchte einen nicht zu vernachlässigende Rolle bei der Ausbildung von CAPE und CIN spielen. Wie groß dieser Effekt ist, soll hierbei abgeschätzt werden.

ERA-40-Reanalysen stehen mit unterschiedlicher vertikaler Auflösung zur Verfügung (siehe Abbildung 6.1): zum Einen auf 60 Modellflächen (ML-Daten, links), zum Anderen auf 23

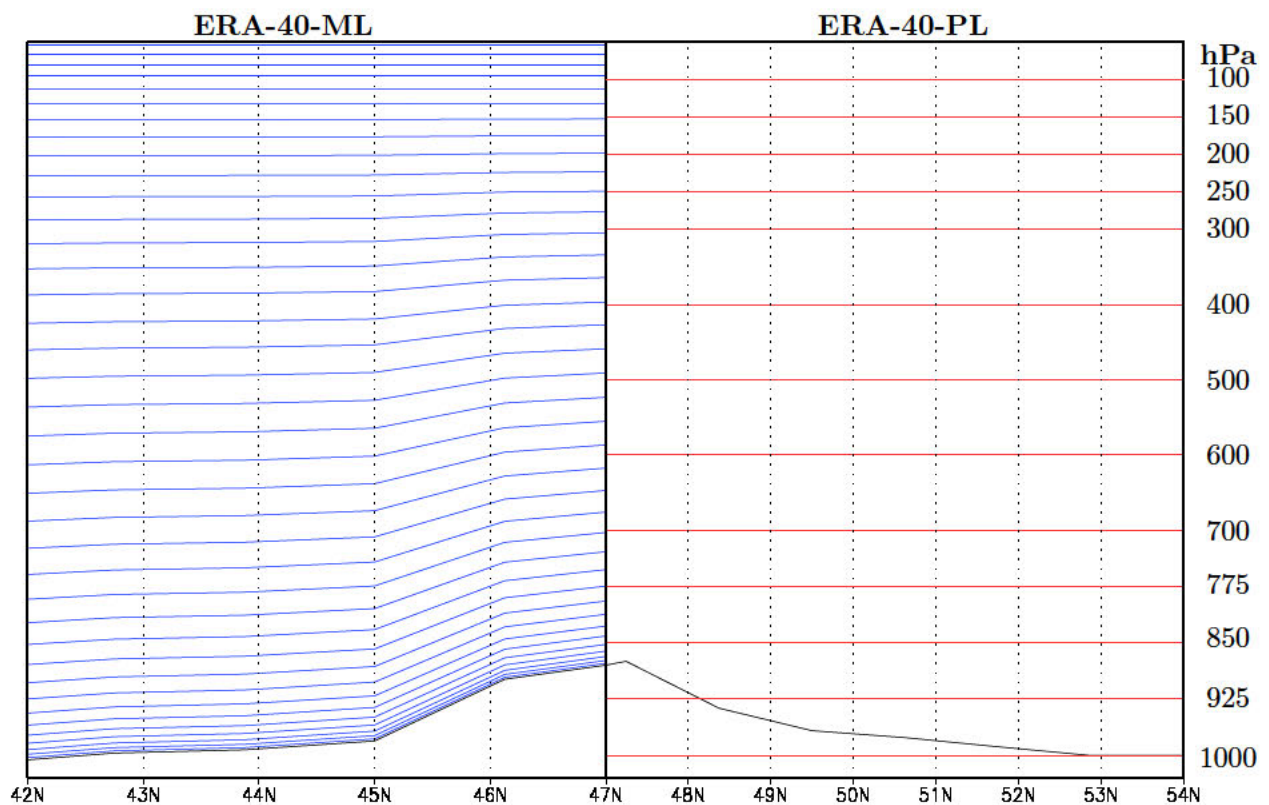


Abbildung 6.1: ERA-40-Reanalysen mit unterschiedlicher vertikaler Auflösung: links: Orographie folgende [Modellflächen](#), rechts: [Druckflächen](#).

Hauptdruckflächen (PL-Daten, rechts). Das Beobachtungsgebiet beläuft sich auf den Bereich 9°W bis 30°O und 29°N bis 72°N (Europa) und wird von 35 x 39 Gitterpunkten abgedeckt. Die horizontale Auflösung beträgt 1.125°. Da die Daten auf Druckflächen durch Interpolation aus den Werten auf Modellflächen abgeleitet wurden, können starke vertikale Gradienten in den Temperatur- und Feuchteprofilen unterschätzt werden, die in Bezug auf die Maßzahlen eine wichtige Rolle spielen.

Da der Tagesgang in den Vertikalprofilen beispielsweise zu nächtlicher Inversion und Ausbildung einer Grenzschicht führt, wurden CAPE und CIN für alle 00 UTC- und 12 UTC-Zeitpunkte getrennt für die Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) zwischen 1979 und 2001 betrachtet. Des Weiteren liegen die Druckdaten zwar auf 23 Hauptdruckflächen vor, allerdings befinden sich lediglich 13 von ihnen zwischen 1000 hPa und 100 hPa.

In den PL-Daten werden in Gebieten mit orographischen Erhebungen die Modell-Parameter auf Hauptdruckflächen trockenadiabatisch extrapoliert, wodurch es passieren kann, dass Werte ausgegeben werden, die nicht mehr in der freien Atmosphäre, sondern unterhalb der Erdoberfläche liegen. Um bei der Berechnung der Konvektionsmaße die Orographie nicht zu vernachlässigen, gehen lediglich die Niveaus ein, die einen geringeren Druck als der Bodendruck p_{sfc} aufweisen. Im Gegensatz zu den PL-Daten sind die ML-Daten Orographiefolgend und besitzen eine höhere vertikale Auflösung in der Grenzschicht. Um die Druckdifferenz zwischen benachbarten Druckschichten klein zu halten wurden in beiden Datensätzen die Eingangsparameter auf Zwischenniveaus interpoliert, die einen maximalen Druckunterschied von 5 hPa gewährleisten.

6.1. Vergleich der Ergebnisse aus Modelldaten und Radiosondenaufstiegen

Die Universität von Wyoming stellt Radiosondenaufstiege an zahlreichen Stationen auf nahezu allen Kontinenten zur Verfügung¹. Für die Auswertung aller Juli-Tage des Jahres 1984, jeweils 12 UTC, wurden neben Feuchte- und Temperaturprofilen auch die bereits von Wyoming berechneten CAPE- und CIN-Werte für die Station München-Oberschleißheim herangezogen. Hierbei wurde untersucht, inwiefern sich die CAPE- und CIN-Berechnungen unseres Auswerteverfahrens von den Werten der Universität Wyoming unterscheiden, wenn als Ausgangsdatenbasis die Originalaufstiege verwendet werden. Die so erhaltenen Werte werden anschließend mit CAPE- und CIN-Werten verglichen, die sich für den Gitterpunkt München aus den beiden ERA-40-Datensätzen ergeben. Durch den verheerenden Hagelsturm am 12. Juli 1984 und den damit einhergehenden hohe CAPE- und CIN-Werten ermöglicht eine Zeitreihe über alle Tage im Juli 1984 zudem das Untersuchen von Extremalwerten, anhand derer Aufschluss über die Auswirkungen der unterschiedlichen vertikalen Auflösungen erlangt werden soll.

In Abbildung (Abb. 6.2 oben) werden vier verschiedene Arten der CAPE-Berechnung vorgestellt. Die schwarze durchgezogene Linie stellt hierbei die Werte dar, die Wyoming für die CAPE (oben) und CIN (unten) zu den 12 UTC-Terminen berechnet, die grüne Linie zeigt

¹<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

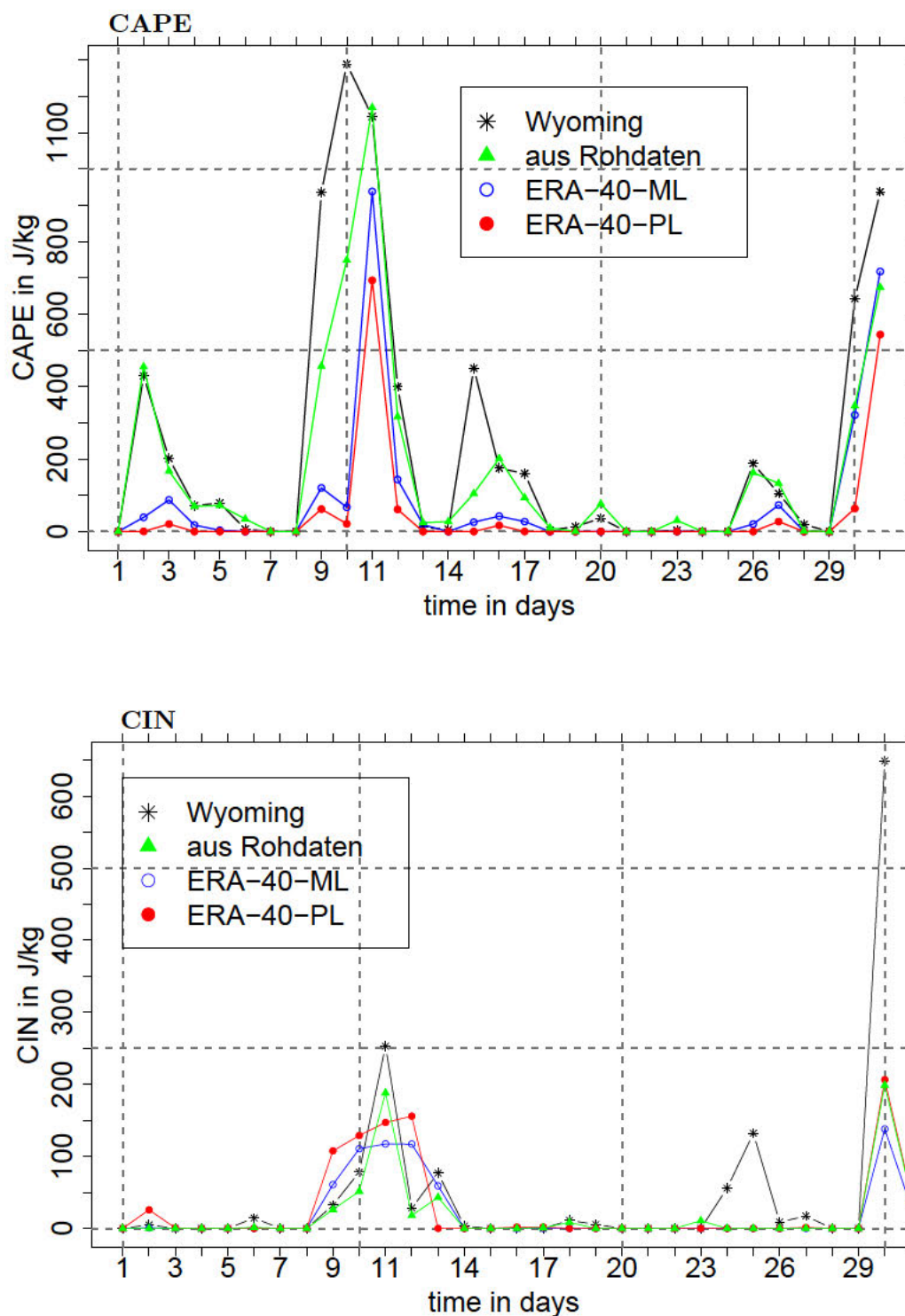


Abbildung 6.2: Nach verschiedenen Methoden berechnete (a) CAPE und (b) CIN an der Station München-Oberschleißheim für Juli 1984 12 UTC-Termine. schwarz: von Wyoming direkt berechnet, grün: anhand Radiosondendaten, blau: anhand ERA-40-Reanalysen auf Modellflächen, rot: anhand ERA-40-Reanalysen auf Druckflächen.

die CAPE- und CIN-Ergebnisse anhand des entwickelten Algorithmus mit den gemessenen

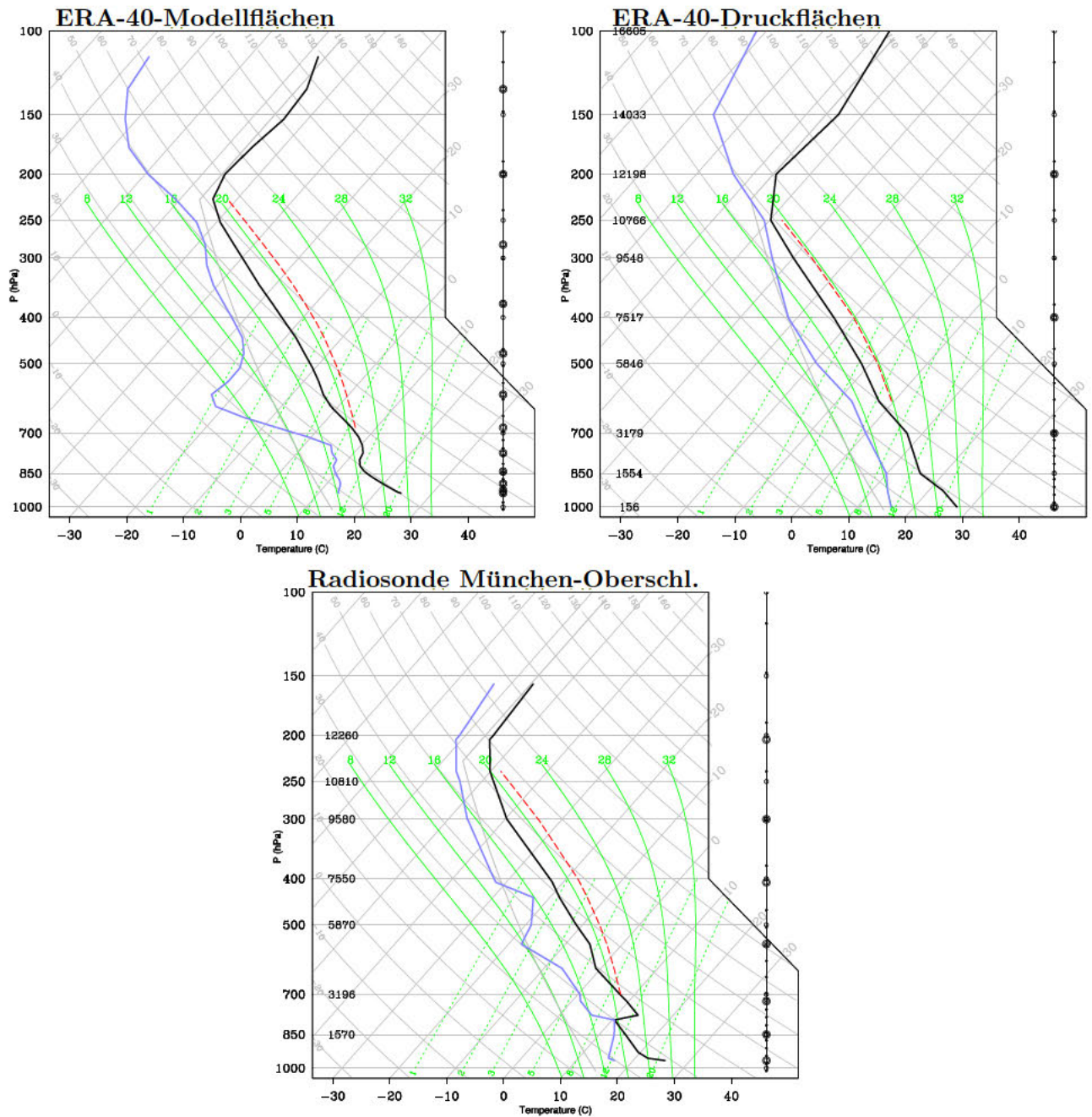


Abbildung 6.3: Vertikalprofile am Münchner Gitterpunkt für den 12. Juli 1984 12 UTC-Termin. oben links: ERA-40-ML-Daten (60 Niveaus), oben rechts: ERA-40-PL-Daten (13 Niveaus), unten: Original Radiosondenaufstieg der Station München Oberschleißheim. blau: Taupunktstemperatur, schwarz: Temperatur, rot-gestrichelt: Luftpaketstemperatur, grün-durchgezogen: Feuchtadiabaten, grün-gepunktet: Sättigungsmischungsverhältnis.

Temperatur- und Feuchteprofilen als Eingangsdaten, die rote durchgezogene Linie stellt die Berechnung für den Gitterpunkt München anhand ERA-40-Druckflächendaten (PL-Daten) dar, die blaue durchgezogene Linie die Berechnung für den Gitterpunkt anhand ERA-40-Modellflächendaten (ML-Daten). Es zeigt sich, dass die CAPE- und CIN-Berechnungen, die anhand des Temperatur- und Feuchteprofils mit der in dieser Arbeit entwickelten Methode berechnet wurden, den von Wyoming berechneten Werten sehr ähnlich sind. Extremale

CAPE-Werte werden leicht unterschätzt, was wahrscheinlich aus der unterschiedlichen Wahl der *Mixed-Layer* resultiert. Wyoming rechnet mit einer Schichtdicke von 500 m über Grund, während sich die Schichtdicke im hier verwendeten Algorithmus auf 100 hPa über Grund beläuft. Da München auf ca. 500 hm liegt ist in diesen Höhen eine Schicht mit 500 m Schichtdicke weniger mächtig als eine Schicht mit 100 hPa Schichtdicke. Daraus können wärmere und feuchtere *Mixed-Layer*-Werte resultieren. Beispielsweise führt eine höhere T_{ML} (q_{ML}) zu einer höheren (niedrigeren) LCL-Lage und somit zu niedrigeren (höheren) CAPE-Werten. Hierbei zeigt sich, wie schwierig sich die Wahl einer geeigneten Schichtdicke gestaltet, da die Niveaus, die als Quelle warm-feuchter Luftmassen zur Ausbildung von Konvektion dienen, von Gewittersturm zu Gewittersturm unterschiedlich mächtig sein können.

Der große Unterschied, welcher sich in der CIN (Abb. 6.2, unten) am 25. Juli abzeichnet, wird durch die Abwesenheit von CAPE erklärt. CIN wird nur ausgegeben, wenn auch CAPE berechnet wird. Somit haben an diesem Tag die Bedingungen der untersten 500 m ausgereicht, um Konvektion auszulösen, die *Mixed-Layer*-Werte der 100 hPa Schichtdicke jedoch nicht, da bereits eine leichte Abweichung der Ausgangswerte zu veränderter Lage des LFC und somit Abweichungen in der CAPE- und CIN-Berechnung führen kann. Der Vergleich von CAPE und CIN anhand der unterschiedlichen ERA-40-Datensätze zu den Berechnungen anhand der von Radiosondenaufstiegen gemessenen Profile zeigt, dass die ERA-40-Daten allgemein die CAPE- und CIN-Werte unterschätzen. Dies kommt dadurch zustande, dass die ERA-40-Reanalysen Temperatur- und Feuchteprofile eines Gebietsmittels der Größe $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ausgeben, die Radiosondenaufstiege jedoch punktuellen Messungen gleichen und somit die Eigenschaft einer Luftmasse auf kleinem Gebiet widerspiegeln. Daher wurden im nächsten Schritt in Abbildung 6.3 die Vertikalprofile für den 12. Juli 1984 12 UTC-Termin am Münchner Gitterpunkt dargestellt: Oben links sind Vertikalprofile von Temperatur (schwarz) und Taupunkt (blau) anhand der ERA40 ML-Daten gezeigt, rechts daneben die Vertikalprofile anhand der PL-Daten. Hierbei deutet sich an, wie starke vertikale Gradienten wie beispielsweise beim Taupunkt zwischen 700 hPa und 500 hPa von den PL-Daten nicht aufgelöst werden. In Abbildung 6.3 (unten) ist der tatsächliche Radiosondenaufstieg der Station München Oberschleißheim zu diesem Zeitpunkt gezeigt. An dieser Stelle wird deutlich, dass trotz der hohen vertikalen Auflösung der ML-Daten durch die Gebietsmittelung und Datenassimilation Abweichungen im Vertikalprofil zustande kommen.

Wie im Anhang in Abbildung C.1 zu sehen kommen die großen Abweichungen der anhand Radiosonde und ERA-40 ermittelten CAPE-Werte am 10. Juli 1984 durch Unterschiede in den bodennahen Feuchteverhältnissen zustande. Diese sind in den Wyoming-Daten deutlich höher und führen zu einem wärmeren Taupunkt und einem niedriger gelegenen LCL/LFC, was in höheren CAPE- und niedrigeren CIN-Werten resultiert. Zudem wird der starke Feuchtegradient bei 600 hPa in den ERA-40-Daten nicht aufgelöst, wodurch es zu zusätzlichen CAPE-Abweichungen kommt. Warum vermag nun das mittels Reanalyse ermittelte künstliche Vertikalprofil hin und wieder trotzdem dem einer Radiosonde zu entsprechen? Durch das Assimilationsverfahren müssen die Bedingungen großflächig einheitlich sein, damit das Gebietsmittel in der punktuellen Messung entsprechen kann (beispielweise am 12. Juli). Am 10. Juli schien die hohe bodennahe Feuchte lokal begrenzt zu sein, was zu den deutlichen Taupunkttemperaturunterschieden führte.

Die aus ERA-40-Reanalysen abgeleiteten Konvektionsmaße spiegeln das Signal der aus Radiosondendaten ermittelten Werte wider. Jedoch ist die Größenordnung eine kleinere. Die Ab-

weichungen sind bei der CAPE geringer als bei der CIN, was mit der vertikalen Auflösung der Grenzschicht und der Güte der Wiedergabe bodennaher Feuchteverhältnisse zusammenhängt, welche die Höhe des LCL und LFC beeinflussen. Trotz dieser Abweichung wird deutlich, dass Konvektionsmaße abgeleitet aus Reanalysen zur Betrachtung hochreichender Konvektion verwendet werden können, gerade wenn es um die großräumige Abschätzung der Änderung des Gewitterpotenzials geht. Im nächsten Schritt sollen nun die Unterschiede untersucht werden, die lediglich aus Datensätzen unterschiedlicher vertikaler Auflösung resultieren, da im folgenden Kapitel die CLM-Konsortialläufe auf lediglich sechs Höhengniveaus zur Verfügung stehen.

6.2. Vergleich saisonaler Mittelwerte

Anhand von Euopakarten werden nun großskalig die Maßzahlen miteinander verglichen um den Effekt der vertikalen Auflösung flächendeckend besser abschätzen zu können. Dazu wurde für eine Vielzahl an (Konvektions-)Parameter für die Zeitspanne 1979-2001, separat an den Terminen 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC und 18 UTC das saisonale Mittel der Sommermonate Juni, Juli, August (JJA) gebildet und die Differenz (Ergebnis aus ML-Daten *minus* Ergebnis aus PL-Daten) ermittelt. In Abbildung 6.4 (ff.) sind positive Wertebereiche rötlich eingefärbt. Hier nehmen die anhand der ML-Daten berechneten Konvektionsmaße höhere Werte an. Umgekehrt zeigen bläuliche und somit negative Werte, dass die aus den PL-Daten berechneten Konvektionsmaße größer sind.

Im ersten Schritt wird untersucht, wie sich die Häufigkeit der Konvektionsauslösung und somit die Anzahl der Fälle, in denen $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ gilt, für die unterschiedlichen Zeitpunkte verhält (Abb. 6.4). Konvektionsauslösung bedeutet in diesem Falle, dass alle Zeitpunkte betrachtet werden, bei denen die Parametrisierung einen CAPE-Wert $> 0 \text{ J kg}^{-1}$ berechnet. Es zeigt sich, dass die Anzahl der Zeitpunkte, an denen Konvektionsparametrisierung ausgelöst wird, zu den unterschiedlichen Tageszeiten für die beiden Datensätze nicht einheitlich ist. Es lässt sich zudem ein Land-See-Unterschied erkennen, wobei über Land ein von der Auflösung abhängiger Tagesgang erkennbar ist, bei dem sich die beiden Datensätze zur Mittagszeit (12 UTC) aufgrund der gut durchmischten Grenzschicht am ähnlichsten verhalten.

Um 00 UTC (Abb. 6.4, oben links) treten in den ML-Daten über Kontinentaleuropa häufiger Tage mit $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ auf (bis zu 30 Tage), über See kehrt sich das Bild um und die PL-Daten weisen häufiger Tage mit $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ auf (bis zu 30 Tage). Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass die höhere Lage der untersten Druckfläche der PL-Daten aufgrund der langwelligen Ausstrahlung des Bodens und dem dadurch möglichen Wegfall der bodennahen nächtlichen Inversion häufiger über Land zu Initiierung von Konvektion führt, wodurch es zu weniger Nullfällen kommt. Lediglich die maritimen Gebiete, die einen geringeren Tagesgang aufzeigen, werden zu allen Zeitpunkten von den PL-Daten häufiger mit $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ in Verbindung gebracht, da der Ozean in den bodennahen Schichten zu jeder Tageszeit im Sommer eine Quelle feucht-warmer Luftmassen ist. Die Erklärung hierfür ist also, dass die bodennahe Feuchte und langwellige Ausstrahlung des aufgeheizten Mittelmeers auch nachts die notwendigen Bedingungen zur Initiierung von Konvektion in den ML-Daten liefert, für die das Temperatur- und Feuchteprofil der im Vergleich zu den ML-Daten höher gelegenen

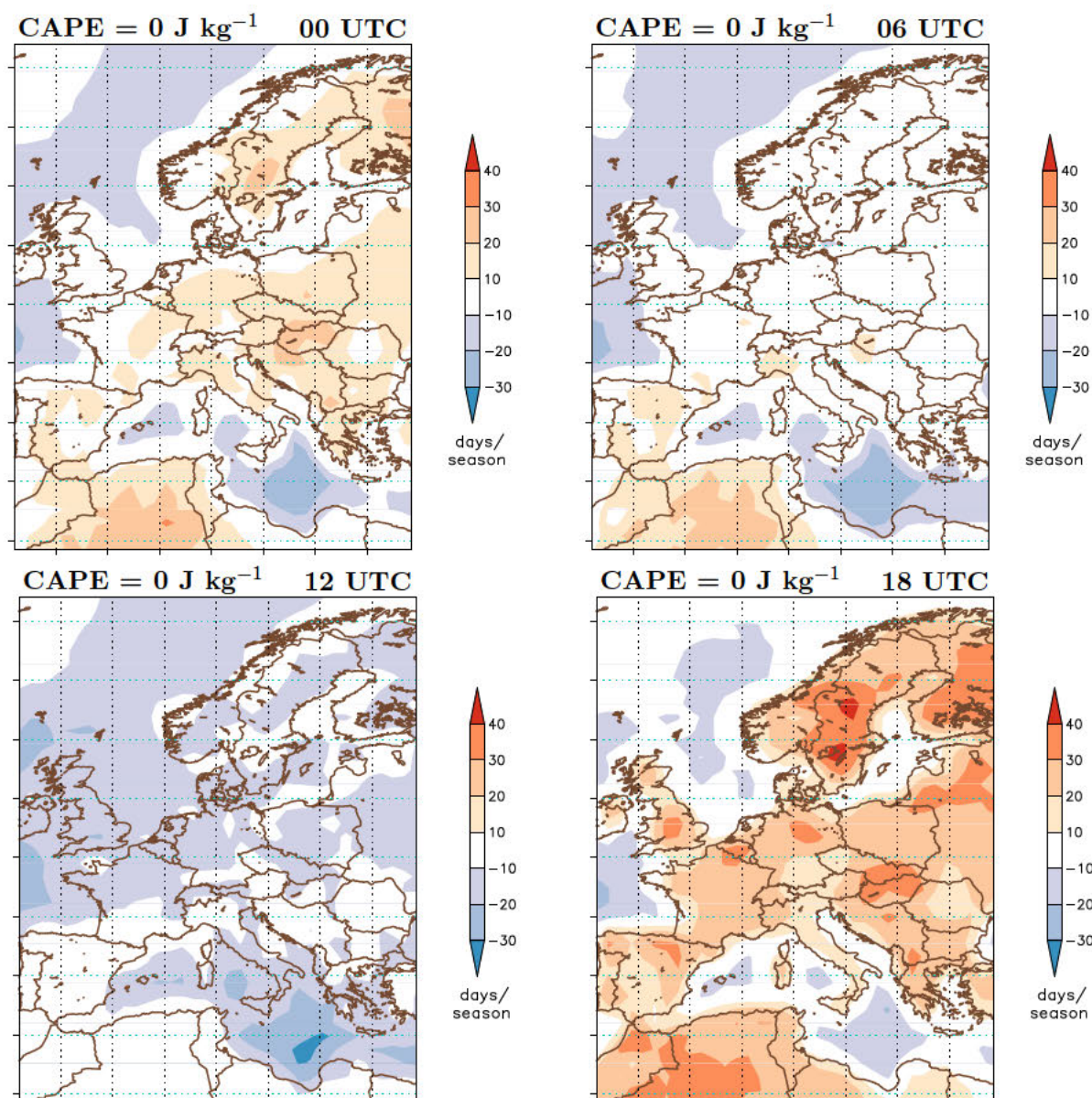


Abbildung 6.4: Häufigkeit des Auftretens $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ als Differenz zwischen ERA-40-Modellflächen minus Druckflächendaten zu unterschiedlichen UTC-Zeiten für JJA, 1979-2001. **Positive Werte:** Anzahl in ML-Daten höher, **negative Werte:** Anzahl PL-Daten höher.

Basis der PL-*Mixed-Layer* nicht mehr ausreicht. Untermauert wird diese Erklärung dadurch, dass der Effekt über gebirgigem Gelände zurückgeht und sich die Unterschiede minimieren.

Um 06 UTC (Abb. 6.4, oben rechts) ist die Übereinstimmung am Besten, es treten nur noch leichte Differenzen über dem spanischen Festland, Afrika und den maritimen Gebieten auf, wobei sich, nach wie vor, über dem Mittelmeer die Ereignisse mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ für die PL-Daten, über dem Kontinent für die ML-Daten, häufen. Zum 12 UTC-Termin (Abb. 6.4, unten links) kehrt sich das Bild um und die Bedingungen für Konvektion werden einheitlich, sowohl über dem Festland als auch über dem Mittelmeer günstig für die ML-Daten, was großflächig in einer höheren Anzahl an Nullfällen für die PL-Daten resultiert. Die Unterschiede belaufen sich hierbei über Kontinentaleuropa auf bis zu 20 Tage, über dem Mittelmeer sogar mehr als 30 Tage, was ein Drittel der saisonalen Zeitpunkte (Juni + Juli + August = 92 Ta-

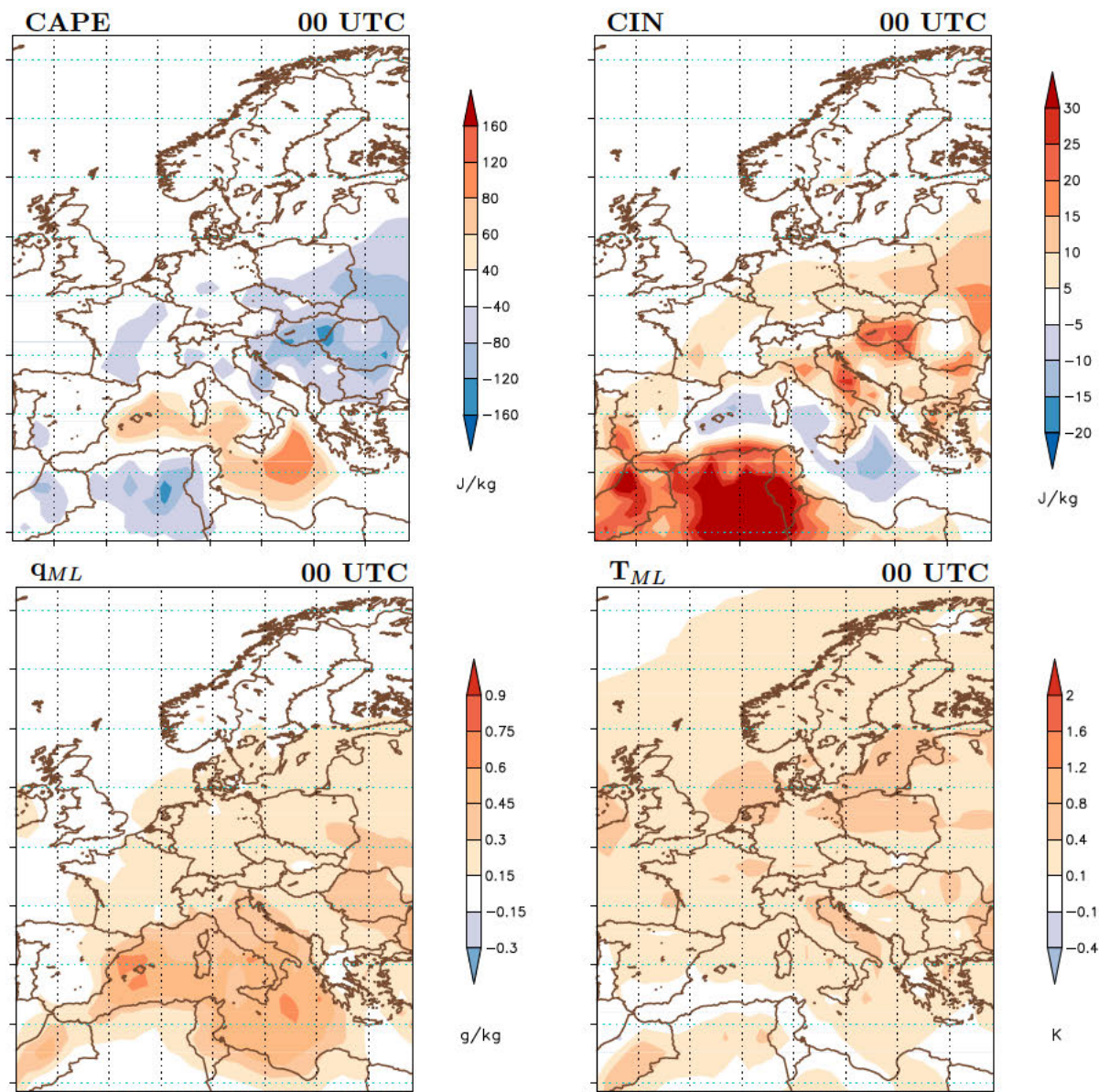


Abbildung 6.5: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2001, JJA, 00 UTC) von ERA-40-Modellflächen- minus ERA-40-Druckflächendaten für CAPE (oben links), CIN (oben rechts), q_{ML} (unten links), T_{ML} (unten rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand ML-Daten höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand PL-Daten höher.

ge) darstellt. Somit scheint durch die Erdoberflächen nähere Lage der ersten Modellfläche zur Zeit der stärksten solaren Einstrahlung (12 UTC) die Konvektionsparametrisierung ($CAPE > 0 \text{ J kg}^{-1}$) in den ML-Daten häufiger einzusetzen als in den PL-Daten.

Zum 18 UTC-Termin (Abb. 6.4, unten rechts) nimmt die Anzahl der Nullfälle in den ML-Daten im Vergleich zur Anzahl der Nullfälle in den PL-Daten deutlich zu. Die Differenzen belaufen sich über Kontinentaleuropa im Maximum auf mehr als 40 Tage (Skandinavien). Das Resultat dieser ersten Untersuchung lässt darauf schließen, dass insbesondere die Auflösung der bodennahen Grenzschicht eine wichtige Rolle bei der Initiierung von Konvektion spielt. Vor allem die Lage des Niveaus, welches als Basis der *Mixed-Layer* und somit der Berechnung von T_{ML} und q_{ML} dient, kommt hierbei eine entscheidende Rolle zu.

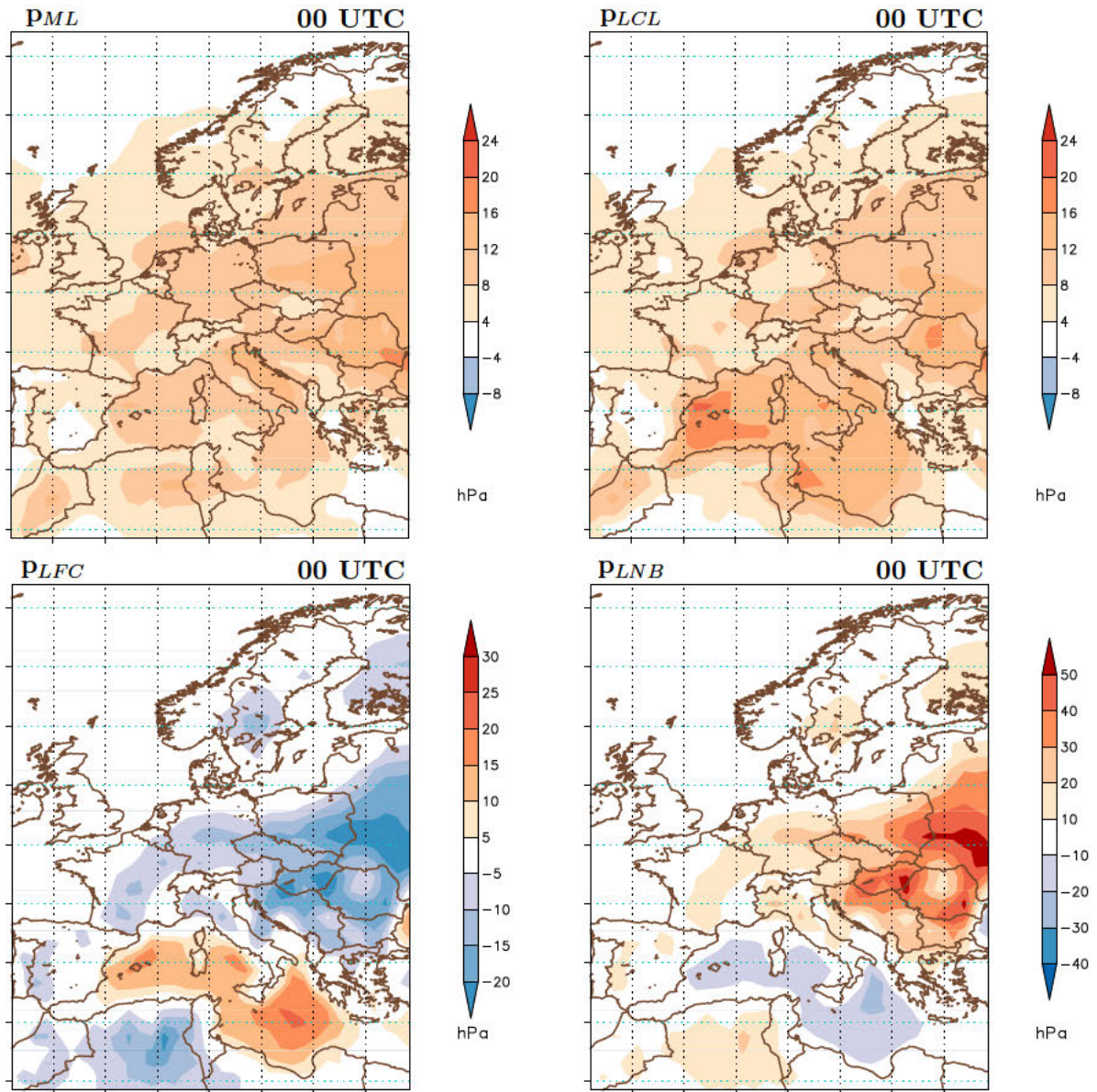


Abbildung 6.6: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2001, JJA, 00 UTC) von ERA-40-Modellflächen- minus ERA-40-Druckflächendaten für p_{ML} (oben links), p_{LCL} (oben rechts), p_{LFC} (unten links), p_{LNB} (unten rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand ML-Daten höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand PL-Daten höher.

Es werden im nächsten Schritt nun ausschließlich die Fälle betrachtet, in denen beide Datensätze gleichzeitig CAPE-Werte größer 0 J kg^{-1} berechnen, so dass die Anzahl der Ereignisse, die bei der Berechnung des Mittelwertes eingehen, gleich ist und mögliche Differenzen nur noch auf die vertikale Auflösung zurückzuführen sind. Somit ist der Effekt bezüglich Unterschiede in der Häufigkeit der Konvektionsauslösung eliminiert worden.

Zum 00 UTC Zeitpunkt zeigt der Unterschied der Mittelwerte der betrachteten Druckniveaus am und oberhalb des Niveaus der freien Konvektion (Abb. 6.6 unten) eine deutliche Land-See-Verteilung. Da die Höhe des LFC (Abb. 6.6 unten links) über dem Kontinent in den ML-Daten höher ist, kommt es zu einer größeren Schichtdicke zwischen dem mittleren Druck in der *Mixed-Layer* p_{ML} (Abb. 6.6 oben links) und dem LFC, was wiederum die

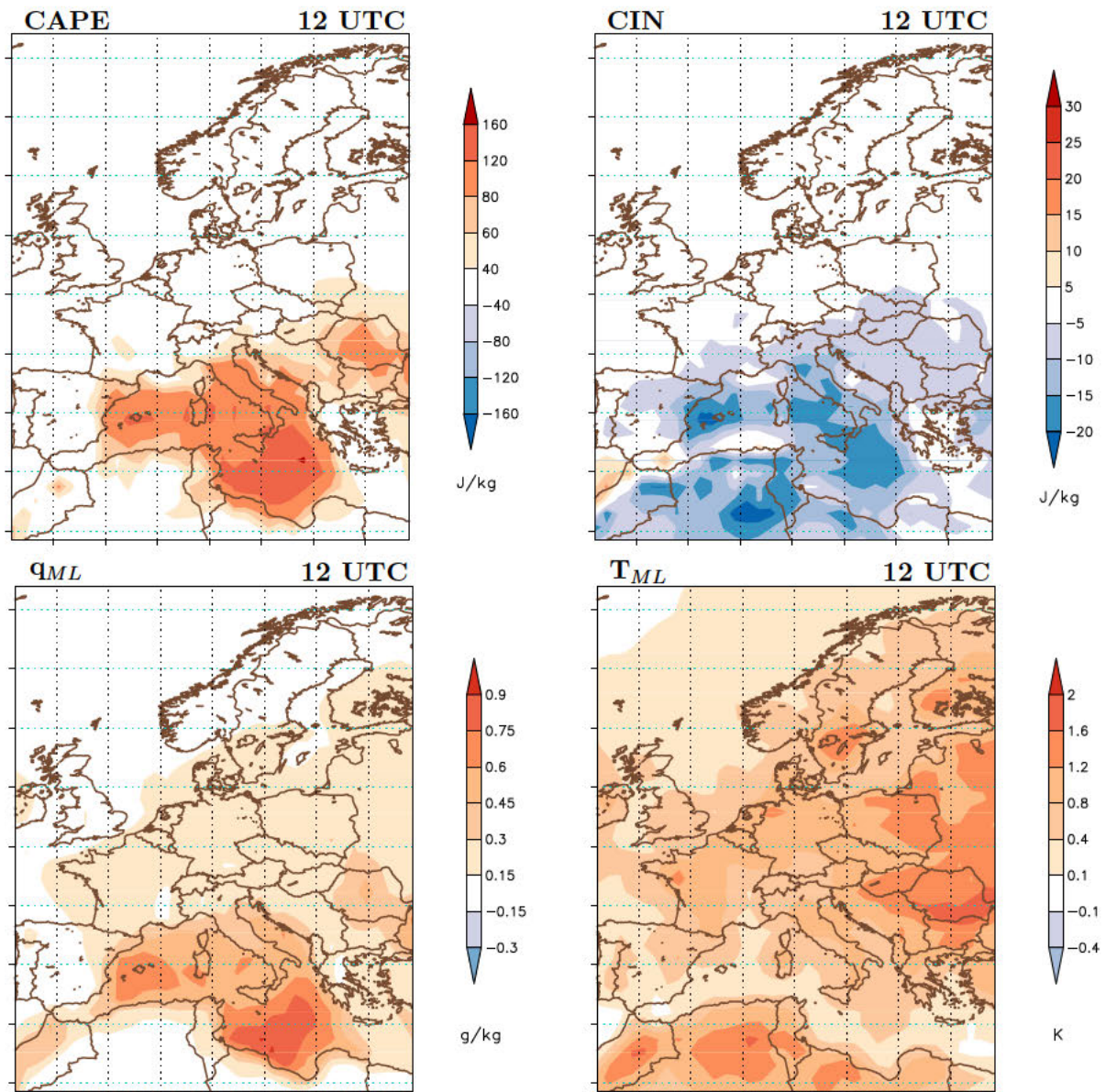


Abbildung 6.7: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2001, JJA, 12 UTC) von ERA-40-Modellflächen- minus ERA-40-Druckflächendaten für CAPE (oben links), CIN (oben rechts), q_{ML} (unten links), T_{ML} (unten rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand ML-Daten höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand PL-Daten höher.

CIN-Entwicklung (Abb. 6.5 oben rechts) fördert. Einen ähnlichen Effekt übt die Lage des LNB (Abb. 6.6 unten rechts) auf die CAPE aus. Das LNB wird von den ML-Daten über Kontinentaleuropa niedriger berechnet, was, in Zusammenhang mit einem höher gelegenen LFC zu einer geringeren Schichtdicke führt, welche der CAPE-Integration anschließend zur Verfügung steht. Der gegenläufige Effekt mit einem höher gelegenen LNB und einem niedrigeren LFC und daraus resultierenden höheren CAPE-Werten zeigt sich für die ML-Daten über dem Mittelmeer.

Die anhand PL-Daten berechneten CAPE-Werte (Abb. 6.5 oben links) sind zu diesem Zeitpunkt (00 UTC) über dem südlichen und östlichen Europa höher als die mittels ML-Daten abgeleiteten CAPE-Werte (um bis zu 160 J kg^{-1}). Über dem Mittelmeer dreht sich der Effekt

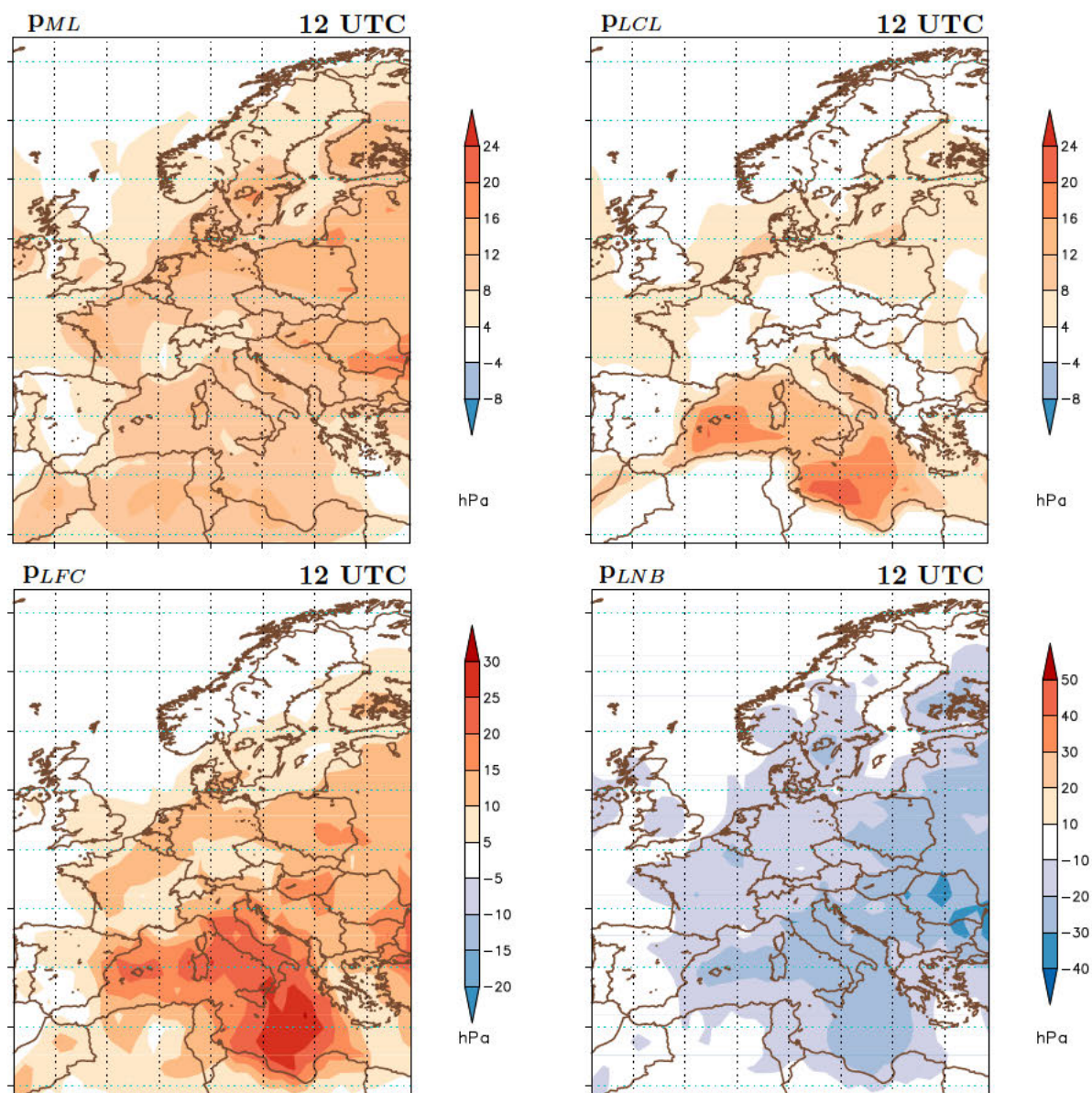


Abbildung 6.8: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2001, JJA, 12 UTC) von ERA-40-Modellflächen- minus ERA-40-Druckflächendaten für p_{ML} (oben links), p_{LCL} (oben rechts), p_{LFC} (unten links), p_{LNB} (unten rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand ML-Daten höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand PL-Daten höher.

um und die ML-Daten weisen höhere Werte auf (bis zu 120 J kg^{-1}). Bei der CIN (Abb. 6.5 oben rechts) verhält sich der Effekt gegenläufig mit höheren Werten in den ML-Daten über dem Süden und Osten Europas (30 J kg^{-1}) und niedrigeren Werten über dem Mittelmeer (20 J kg^{-1}). Die Unterschiede der CIN kommen durch die höheren T_{ML} - und q_{ML} -Werte (Abb. 6.5 unten) der ML-Daten bei niedrigerer Ausgangsbasis (Abb. 6.6 oben links) der *Mixed-Layer* zustande, da in den PL-Daten das unterste Niveau die 1000 hPa-Druckfläche ist und somit über dem Ozean oftmals deutlich höher liegt als die unterste „Druckfläche“ der ML-Daten.

Wie bereits gezeigt berechnen die PL-Daten zum 12 UTC-Termin häufiger Zeitpunkte mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ über Nordsee, Atlantik, Mittelmeer und gebietsweise Kontinentaleuropa

(Abb. 6.4 unten links). Das zu diesem Termin zugehörige Bild der CAPE (Abb. 6.7 oben links) zeigt in Einklang mit den Nullfällen höhere Werte über dem Mittelmeer und Süd- bzw. Osteuropa für die anhand ML-Daten berechnete CAPE. Die Differenzen belaufen sich im Mittel über dem Kontinent auf $80\text{-}120 \text{ J kg}^{-1}$, über dem Mittelmeer größer 160 J kg^{-1} . Im Gegensatz zu den Ergebnissen um 00 UTC zeigt der Druck am LFC und LNB zum 12 UTC-Termin (Abb. 6.8 unten links und unten rechts) keine ausgeprägte Land-See-Verteilung.

Über der Nordsee und dem Atlantik stimmen die simulierten Werte gut überein. Somit ist zwar die Anzahl der Fälle mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ großflächig in den PL-Daten höher, in den Fällen, in denen bei beiden Modellen die Konvektionsparametrisierung anspringt ($\text{CAPE} > 0 \text{ J kg}^{-1}$), ist die CAPE im Mittel bei beiden Datensätzen gleich groß, so dass keine größeren Differenzen auftreten (siehe Südwest-, Mittel und Nordeuropa wie auch Atlantik und Nord- bzw. Ostsee).

Die höheren CAPE-Werte der ML-Daten über dem Osten Europas und Mittelmeer (Abb. 6.7 oben links) kommen durch das niedriger gelegene LFC und die höhere Lage des LNB zustande. Die Unterschiede in der LFC-Höhe werden insbesondere über dem Mittelmeer und dem Südosten Europas deutlich, wo die Differenzen sich auf bis zu 30 hPa belaufen. Dies führt zu der Schlussfolgerung, dass die regionalen Unterschiede der CAPE in erster Linie von der Lage des LFC beeinflusst werden.

Für den selben Zeitpunkt (12 UTC) zeigt sowohl die über die untersten 100 hPa gemittelte spezifische Feuchte (q_{ML}) als auch die über die untersten 100 hPa gemittelte Temperatur (T_{ML}) in Abbildung 6.7 (unten links und unten rechts) einen höheren Wertebereich für die ML-Daten. Hierbei fallen insbesondere bei der T_{ML} die großen Differenzen in den Tiefen auf ($> 2 \text{ K}$), die durch die unterschiedliche Lage der untersten Druckfläche zustande kommen. Dadurch erfolgt am Tag eine deutlich wärmere T_{ML} für die ML-Daten. Die Abweichung der q_{ML} (Abb. 6.7, unten links) beruht auf dem selben Effekt und wird insbesondere über dem warmen Mittelmeer deutlich ($> 0.9 \text{ g/kg}$). Vergleicht man die großskalige Verteilung der CAPE mit der von T_{ML} und q_{ML} , so lässt dies den Schluss zu, dass die berechneten Abweichungen dieses Konvektionsmaßes primär durch die Differenzen in der Feuchte hervorgerufen werden.

Anhand dieses Vergleichs wird deutlich, wie komplex es ist die Auswirkungen abzuschätzen, die bei der Berechnung von Konvektionsmaßen anhand Daten unterschiedlicher vertikaler Auflösungen zustande kommen und dass die Betrachtung horizontaler Felder nur bis zu einem bestimmten Punkt Aufschluss über die Ursachen geben kann. Die vertikale Auflösung der Temperatur und Feuchte beeinflusst die Berechnung der CAPE und CIN auf unterschiedliche Art: starke vertikale Gradienten werden in von den PL-Daten unterschätzt und führen zu Unterschieden in der Lage von LCL, LFC und LNB. Die *Mixed-Layer*-Basis liegt in den ML-Daten allgemein niedriger und führt zu höheren Werten von T_{ML} und q_{ML} . Die *Mixed-Layer*-Werte von Temperatur und Feuchte werden zudem vom Tagesgang beeinflusst wodurch es gerade bei nächtlichen Inversionen dazu kommen kann, dass es anhand der *Mixed-Layer*-Werte der PL-Daten zu CAPE-Werten größer 0 J kg^{-1} kommt, die bodennähere Lage der *Mixed-Layer* ermittelt durch die ML-Daten aufgrund der niedrigeren T_{ML} zu einer Deckelung verhilft.

Die Konvektionsparametrisierung wird über dem Mittelmeer und zum 12 UTC-Zeitpunkt häufiger in den ML-Daten ausgelöst. Zu den Nachtzeiten sind die Bedingungen in den PL-

Daten über Kontinentaleuropa günstiger, was zu dem Schluss führt, dass sich nicht nur die Werte der Konvektionsmaße mit den unterschiedlichen vertikalen Auflösungen ändern, sondern bereits die Initiierung von der vertikalen Auflösung der verwendeten Daten abhängt.

6.3. Vergleich der Zeitreihen

Als nächstes werden Gitterpunktsstudien durchgeführt, ein Wechsel von der großen Skala (Europa) auf die regionale unternommen und anstatt der Abweichungen des Mittelwertes die Unterschiede auf einer hochaufgelösten zeitlichen Skala betrachtet. Hierbei wurden für den Münchener Gitterpunkt Zeitserien der Konvektionsmaße für alle 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC Termine erstellt, wobei eine zusätzliche Auflösung des Julis 1984 in der oberen rechten Ecke der Abbildungen gegeben ist. Beispielhaft wurde für die Sommermonate an den 12 UTC-Terminen des Jahres 1984 die Berechnungen des *Mixed-Layer*-Druckes (p_{ML}) berechnet um den Unterschied aufzuzeigen, der aufgrund der vertikalen Auflösungsunterschiede bereits in der Berechnung der Mixed-Layer-Werte zustande kommt.

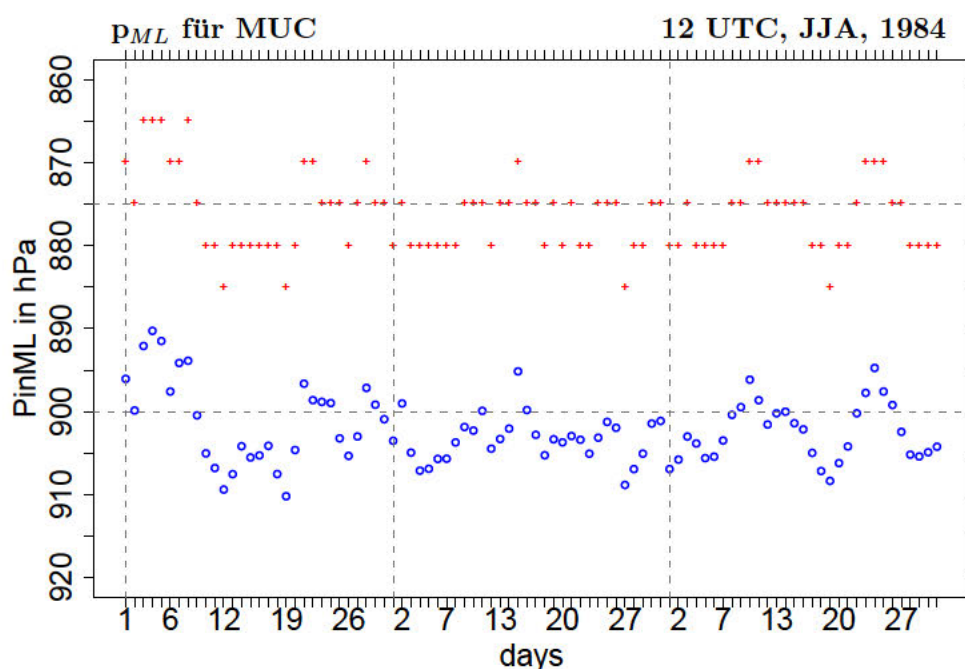


Abbildung 6.9: p_{ML} am Gitterpunkt München für alle 12 UTC-Termine der Sommermonate JJA des Jahres 1984 anhand ERA-40-Modellflächen- (blaue Kreise) und ERA-40-Druckflächendaten (rote Kreuze).

In Abbildung 6.9 deuten die roten Kreuze die Berechnungen des mittleren Druckes in der Grenzschicht (p_{ML}) anhand der PL-Daten und die blauen Kreise die Berechnungen des p_{ML} anhand der ML-Daten an. Da in den PL-Daten zwischen den Hauptdruckflächen auf 5 hPa Zwischenflächen interpoliert wird, erklärt sich die Stufenform der berechneten Werte. Durch die Orographiefolgenden Modellflächen und unter Berücksichtigung des Bodendruckes

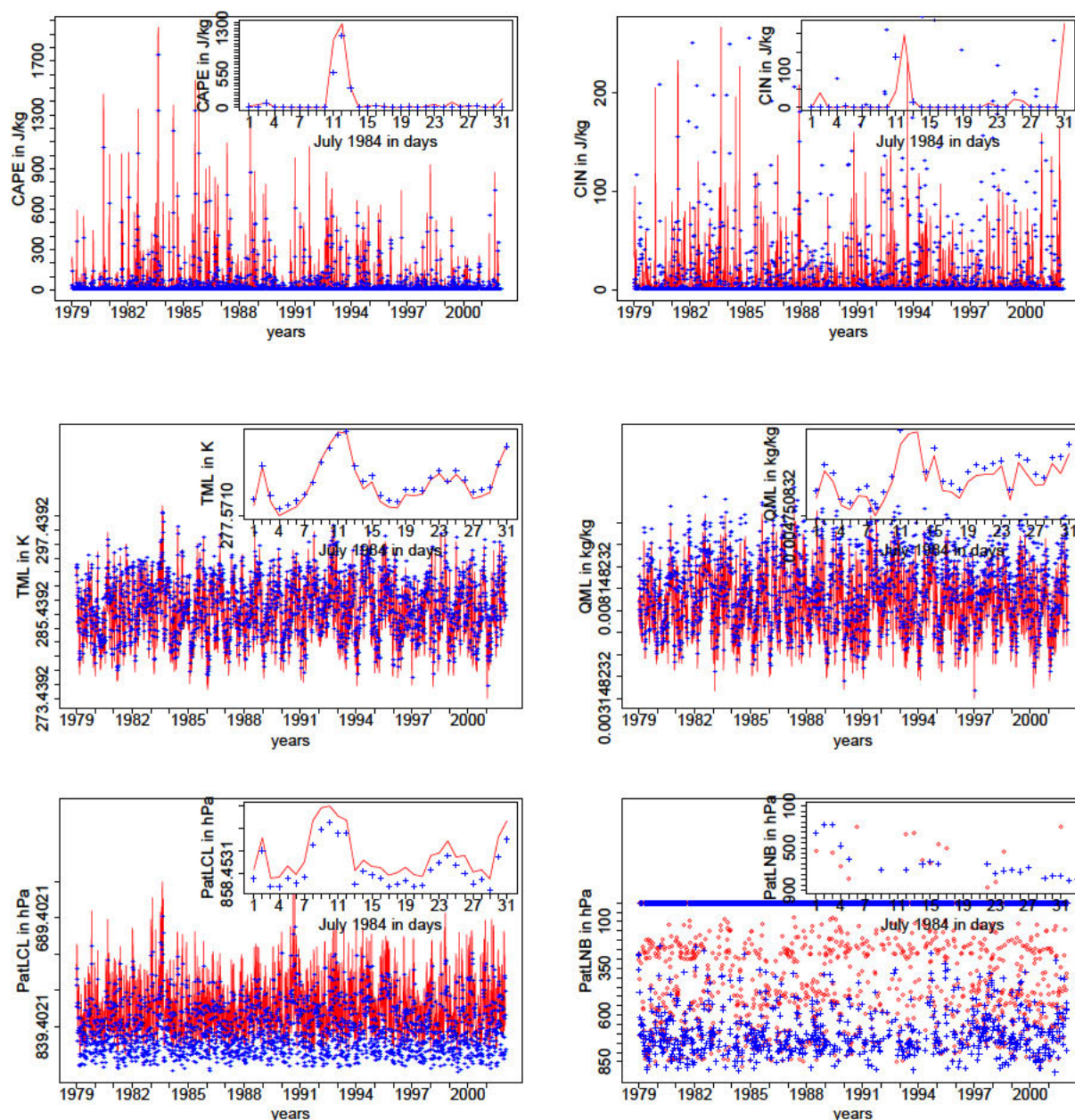


Abbildung 6.10: Zeitreihen von ERA-40-Modell- und Druckflächendaten für alle 00 UTC-Termine der Sommermonate JJA für die Jahre 1979-2001 am Gitterpunkt München. Oben: CAPE (links), CIN (rechts), Mitte: T_{ML} (links), q_{ML} (rechts), unten: $PLCL$ (links), $PLNB$ (rechts), rot: ERA-40-PL, blau: ERA-40-ML.

ergeben sich für die ML-Daten im Mittel 25-30 hPa höhere Werte, was die Unterschiede in T_{ML} und q_{ML} verursacht.

Die 00 UTC- und 06 UTC-Termine (Abb. 6.10 und Abb. C.2) zeigen für die anhand PL-Daten durchgeführten Berechnungen (rote durchgezogene Linie) bei CAPE (oben links) und T_{ML} (Mitte links) höhere Werte als die mittels ML-Daten (blaue Symbole) berechneten Werte. Auch liegen LCL (unten links) und LNB (unten rechts) in der Atmosphäre höher als bei den ML-Daten. CIN (oben rechts) und q_{ML} (Mitte rechts) weisen niedrigere Werte

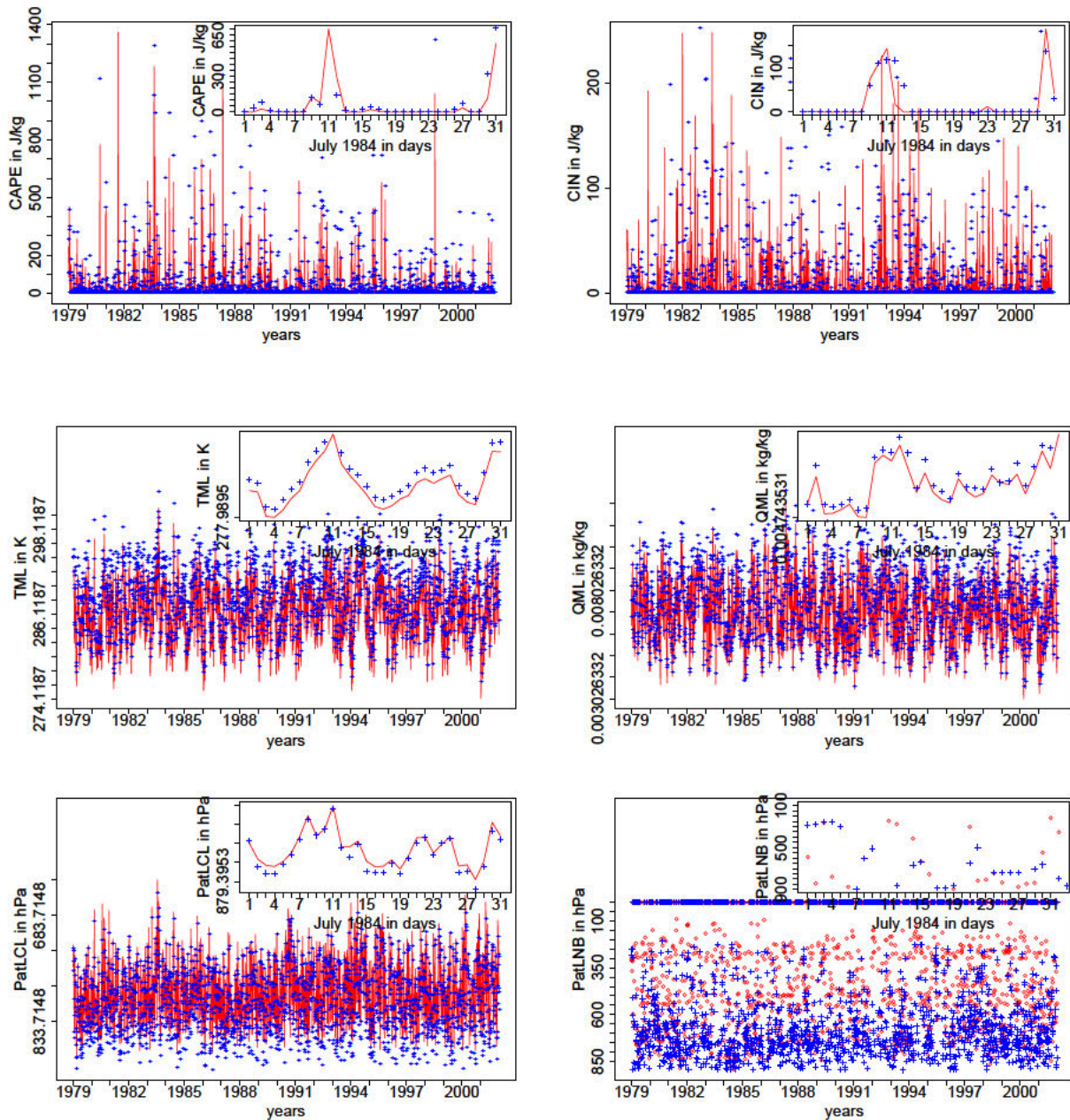


Abbildung 6.11: Wie Abbildung 6.10, allerdings für 12 UTC.

als in den ML-Daten auf.

Die Höhe des Hebungskondensationsniveaus (LCL) lässt sich dadurch erklären, dass das Luftpaket in den PL-Daten eine höhere Temperatur bei geringerer Feuchte besitzt. Die Unterschiede der T_{ML} resultieren aus der stärkeren Berücksichtigung der langwelligeren Ausstrahlung des Bodens bei der Berechnung der nächtlichen *Mixed-Layer*-Werte, wodurch es in den ML-Daten zu geringeren T_{ML} - aber höheren q_{ML} -Werten kommt, da die Quellen für Feuchte im nicht-advektiven Fall durch Evapotranspiration der Vegetation, Seen und Flüsse dargestellt werden und somit zu hohen spezifischen Feuchten in den bodennahen Schichten führen.

Da die CIN die eingeschlossene Fläche von Umgebungstemperaturkurve und Luftpakettemperatur zwischen LCL und LFC darstellt, bewirkt eine höhere Lage des LCL bei einem gleichbleibenden LFC bereits eine Verringerung der CIN. Dies würde wiederum auch erklären, warum die CAPE größer ist, da bei gleichbleibendem LFC, aber höher gelegenem LNB der CAPE-Bereich gestreckt und somit größer wird. Zum 18 UTC-Termin (Abb. C.3) ergibt sich für die Konvektionsmaße dasselbe Verhalten, mit der Ausnahme, dass die CAPE nicht einheitlich von einem Datensatz höher berechnet wird. Allerdings nehmen sowohl T_{ML} als auch q_{ML} in den ML-Daten höhere Werte bei höherem Druck an LCL und LNB an.

Da die Einstrahlung die bodennahe Luftschicht stark erhitzt führt zum 12 UTC-Termin die niedrigere Lage der *Mixed Layer* der ML-Daten zu höheren T_{ML} - und q_{ML} -Werten (Abb. C.3 Mitte links und Mitte rechts), was wiederum in höheren CAPE-Werten (oben links) resultiert. CIN (oben rechts) und LNB (unten rechts) ergeben für diesen Zeitpunkt eine gute Übereinstimmung. Da das LCL (unten links) in den PL-Daten höher liegt, könnte die Übereinstimmung der CIN darauf zurückgeführt werden, dass das LFC ebenfalls höher liegt. Berechnungen für das Jahr 1984 (hier nicht gezeigt) haben ergeben, dass dies bestätigt werden kann. Zudem zeichnet sich ab, dass das LFC seltener von den PL-Daten berechnet wird.

Bei dieser Art der Darstellung, der Studie von Zeitreihen, lassen sich Unterschiede und Ähnlichkeiten in der Maßzahlenberechnung besser erkennen, Unterschiede in den Mittelwerten können besser erklärt werden. Die Kurven verlaufen, abgesehen von den beschriebenen Differenzen im Wertebereich, sehr ähnlich. Lediglich der Verlauf des LNB weist deutliche Abweichungen in der Korrelation der Kurven auf, was nach ersten Einschätzungen auf die Auflösungsunterschiede zurückzuführen ist, die mit der Höhe immer größer werden.

Zusammenfassung: In diesem Kapitel wurde gezeigt, dass es bei der Berechnung von Konvektionsmaßen anhand Daten unterschiedlicher vertikaler Auflösungen zu Abweichungen kommt, diese aber verglichen zu den Absolutwerten gering sind. Zunächst ergab der Vergleich mit Radiosondenaufstiegen eine gute Korrelation, wenn auch die CAPE-Werte anhand ERA-40-Reanalysen in ihrer Größenordnung geringer ausfielen. Beim ERA-40-Vergleich der Ergebnisse anhand ML- und PL-Daten zeigte sich, dass die vertikale Auflösung der Temperatur und Feuchte die Berechnung der CAPE und CIN mehrfach beeinflusst: zum einen werden starke vertikale Gradienten von den PL-Daten unterschätzt was zu Unterschieden in der Lage von LCL, LFC und LNB führt. Zum Anderen liegt die *Mixed-Layer*-Basis in den ML-Daten allgemein niedriger und führt zu höheren Werten von T_{ML} und q_{ML} , woraus wiederum höhere CAPE-Werte resultieren. Zudem führen die Unterschiede in der vertikalen Auflösung nicht ausschließlich zu Abweichungen in den Werten, sondern bereits zu einer Änderung im Initiierungsverhalten. Allerdings ließ sich anhand der hochaufgelösten Zeitreihen am Gitterpunkt München feststellen, dass die Abweichungen bei CAPE und CIN über dem Festland generell gering bleiben und die größten Unterschiede über dem Mittelmeer auftreten.

Somit ist die Methode, integrale Größen zu verwenden, die zwar auf vertikale Auflösungsunterschiede reagieren aber verhältnismäßig robust sind, auch gegenüber der im folgenden Kapitel angestellten Klimastudie gerechtfertigt, in dem die Berechnungen auf den zur Verfügung stehenden sechs Druckniveaus durchgeführt werden. Eine Wiederholung der in diesem Kapitel getätigten Vergleichsstudie mit einer weiteren Reduzierung auf sechs Druckflächen der ERA-40-PL-Daten wäre denkbar, um den Effekt der vertikalen Auflösung auf

die Konvektionsmaße noch besser abschätzen zu können, wird aber in dieser Arbeit nicht mehr vollzogen. Fest steht, dass trotz der in Kapitel 6 verwendeten Datensätze mit geringer vertikaler Auflösung eine Aussage bezüglich der Änderung der Schwergewitterbedingungen getroffen werden kann, da zum Einen, wie bereits erwähnt, die Größenordnung stimmt und zum anderen sowohl Gegenwarts- als auch Zukunftslauf die gleiche vertikale Auflösung besitzen.

7. Konvektive Extremwetterereignisse im zukünftigen Klima

Mittels der in den vorangegangenen Kapiteln abgeleiteten und getesteten Konvektionsmaßzahlen soll in diesem Kapitel nun der eigentliche Punkt dieser Arbeit untersucht und diskutiert werden: die Auswirkungen des zukünftigen Klimas auf das Schwergewitterpotenzial, wobei sowohl auf bereits durchgeführte Studien Bezug genommen wird wie auch durch das Hinzuziehen des Schwergewitterpotenzials TSP und CIN ein innovativer Ansatz gewählt wird, der in der Literatur bislang noch nicht diskutiert wurde.

Vorab soll in einem Evaluationskapitel ein Vergleich von „Realität“ (ERA-40) und Klimakontrolllauf (CLM-C20) angestellt werden, um Modell-implizierte Abweichungen zwischen Assimilations- und Klimamodell abzuschätzen. Für die Abschätzung des Klimawandels wurden als Eingangsfelder die atmosphärischen Parameter des CCLM verwendet. Anhand des Vergleichs zwischen C20-Kontrolllauf (für das aktuelle Klima 1979-2000) und einer A1B-Klimasimulation (2079-2100, siehe Kapitel 2 und Anhang A) können dadurch die potentiellen Änderungen des Gewitterpotenzials geographisch wie auch quantitativ abgeschätzt werden. Zudem wird die Änderung des Jahresgangs von Maßzahlen an verschiedenen Gitterpunkten sowie das Schwergewitterpotenzial an Gitterpunkten auserwählter europäischer Städte gezeigt. Abschließend wird anhand eines Wetterlagenklassifikationsdatensatzes überprüft, ob Änderungen des Schwergewitterpotenzials mit möglichen Änderungen der großräumigen Anströmungsrichtung zusammenhängen.

7.1. Evaluierung der Klimamodelldaten

Bevor die zukünftige Änderung des Gewitterpotenzials untersucht wird, soll anhand der hier verwendeten Realisierung des C20-Gegenwartslauf zunächst überprüft werden, ob die beobachtungsgestützten ERA-40-Reanalysen mit den Ergebnissen des CLM für den gleichen Zeitraum statistisch verglichen werden können. Es ist von Vorteil, wenn bei einem statistischen Vergleich von Zukunft zu Gegenwart Datensätze verwendet werden, die mit dem gleichen (Klima-)Modell berechnet wurden. Nur so kann eine Aussage gemacht werden, wie zukünftige Veränderungen gegenüber der Gegenwart zu deuten sind ohne Abweichungen aufgrund unterschiedlicher Modellphysik berücksichtigen zu müssen.

Der vom CLM simulierte Ausschnitt beläuft sich auf eine Größe von ca. 4500 x 5000 km mit einer horizontalen Gitterauflösung von ca. 18 km (241 x 255 Gitterpunkte). Im Datenstrom 0 besitzen die Läufe eine vertikale Auflösung von 32 Modellschichten. Im Datenstrom 3¹ liegen die Daten auf einem äquidistanten Gitter mit einer horizontalen Auflösung von 20 km (238

¹die der vorliegenden Arbeit zur Verfügung standen

x 177 Gitterpunkte) auf sechs Druckniveaus vor. Die Simulationen für den C20-Kontrolllauf starten am 01. Januar 1955 und enden am 31. Dezember 2000. Erste Modellergebnisse stehen ab dem 01. Januar 1960 zur Verfügung, da das Modell eine Spin-up-Phase von 5 Jahren benötigt. In dieser Arbeit wird eine Realisierung des Kontrolllaufs für den Zeitraum 1979-2000 verwendet. Die Zeitspanne wurde so gewählt, dass die maximal mögliche Anzahl an Jahren mit ERA-40 verglichen werden kann ohne die Änderungen des Beobachtungssystems infolge von Verwendung von Satellitendaten berücksichtigen zu müssen.

Es wird nun ein statistischer Vergleich von ERA-40-Reanalysen mit einer Realisierung des CLM-C20-Kontrolllaufs für die Jahre 1979-2000 durchgeführt, um abzuschätzen, inwiefern anhand eines Klimamodells ermittelte Ergebnisse mit beobachtungsgestützten Reanalysen verglichen werden können. Neben Basisgrößen wie Orographie, der bodennahen Temperatur und Taupunkttemperatur (T_{2m} und Td_{2m}) werden auch die *Mixed-Layer*-Werte von Temperatur und Feuchte (T_{ML} und q_{ML}) sowie das Schwergewitterpotenzial TSP und die CIN miteinander verglichen. Es sei darauf hingewiesen, dass mögliche Abweichungen in dieser Arbeit nicht näher untersucht werden können, da die verwendeten CLM-Läufe mit Globalzenarien des ECHAM5 angetrieben wurden und es daher neben der Modellphysik des CLM bereits zu Unterschieden in den globalen Antriebsdaten und somit zwischen ECHAM5 und ERA-40 kommen kann.

Vorab wurden die im Vergleich zu ERA-40 horizontal deutlich höher aufgelösten CLM-C20-Parameter auf das ERA-40-Gitter interpoliert um den Vergleich der Datensätze zu vereinfachen. In Abbildung 7.1 (oben) ist die Orographie des Beobachtungsgebietes gezeigt. Rechts für die auf ERA-40-Gitterauflösung interpolierten CLM-C20-Daten, links für ERA-40. Wie erwartet sind bereits in der Orographie deutliche Unterschiede auszumachen, da bei einer horizontalen Auflösung von 20 km orographische Erhebungen besser aufgelöst werden. Die höchste Erhebung beläuft sich in ERA-40 auf 1250-1500 m (Zugspitze). In CLM-C20_{ERA} gibt es höhere Berge, wie beispielsweise der Dom (Schweiz) mit über 2000 m, der Mont Blanc (Frankreich) über 2000 m und der Pico de Aneto (Spanien) mit über 1750 m. Auch in Skandinavien und Südosteuropa zeichnen sich die unterschiedlichen horizontalen Auflösungen der beiden Datensätze deutlich ab. An den Gebirgsrändern überschätzt ERA-40 aufgrund der niedrigen Auflösung die Orographie, da starke Gradienten nicht wiedergegeben werden. Somit erhält man für die Differenz der beiden Orographien (CLM-C20_{ERA} minus ERA-40, Abb. 7.1 unten) ein sehr pixeliges Bild mit positiven Werten aufgrund der besser aufgelösten Berghöhen in CLM-C20 und negativen Werten an den Gebirgsrändern aufgrund der Unterschätzung der Orographiegradienten in den grob aufgelösten Reanalysen.

Durch die akzentuiertere Orographie verändert sich um 12 UTC-Termin auch das Bild für die Temperatur in zwei Metern Höhe (T_{2m} , Abb.7.2, links). Im Vergleich zu ERA-40 sind die Bergrücken über Nordeuropa in CLM-C20_{ERA} kälter (2-6 K). Gitterpunkte, an denen sich die Orographie deutlich unterscheidet (Zugspitze, Mont Blanc, etc.) weisen ebenfalls eine kühlere Oberflächentemperatur auf (4-8 K). Über Mitteleuropa sind die Differenzen der bodennahen Temperatur gering. Im Gegensatz zu Kontinental-Südeuropa, wo CLM-C20 eine höhere Temperatur simuliert, sich diese Temperatur-Differenz zu ERA-40 jedoch von Gitterpunkt zu Gitterpunkt unterscheidet, werden über dem Mittelmeer und der Ostsee wiederum von ERA-40 höhere T_{2m} modelliert (2-6 K).

Da die spezifische Feuchte auf zwei Meter Höhe nicht vom Modell ausgegeben wird, wird für einen Vergleich der bodennahen Feuchte der Taupunkt auf 2 Meter Höhe (Td_{2m} , Abb.

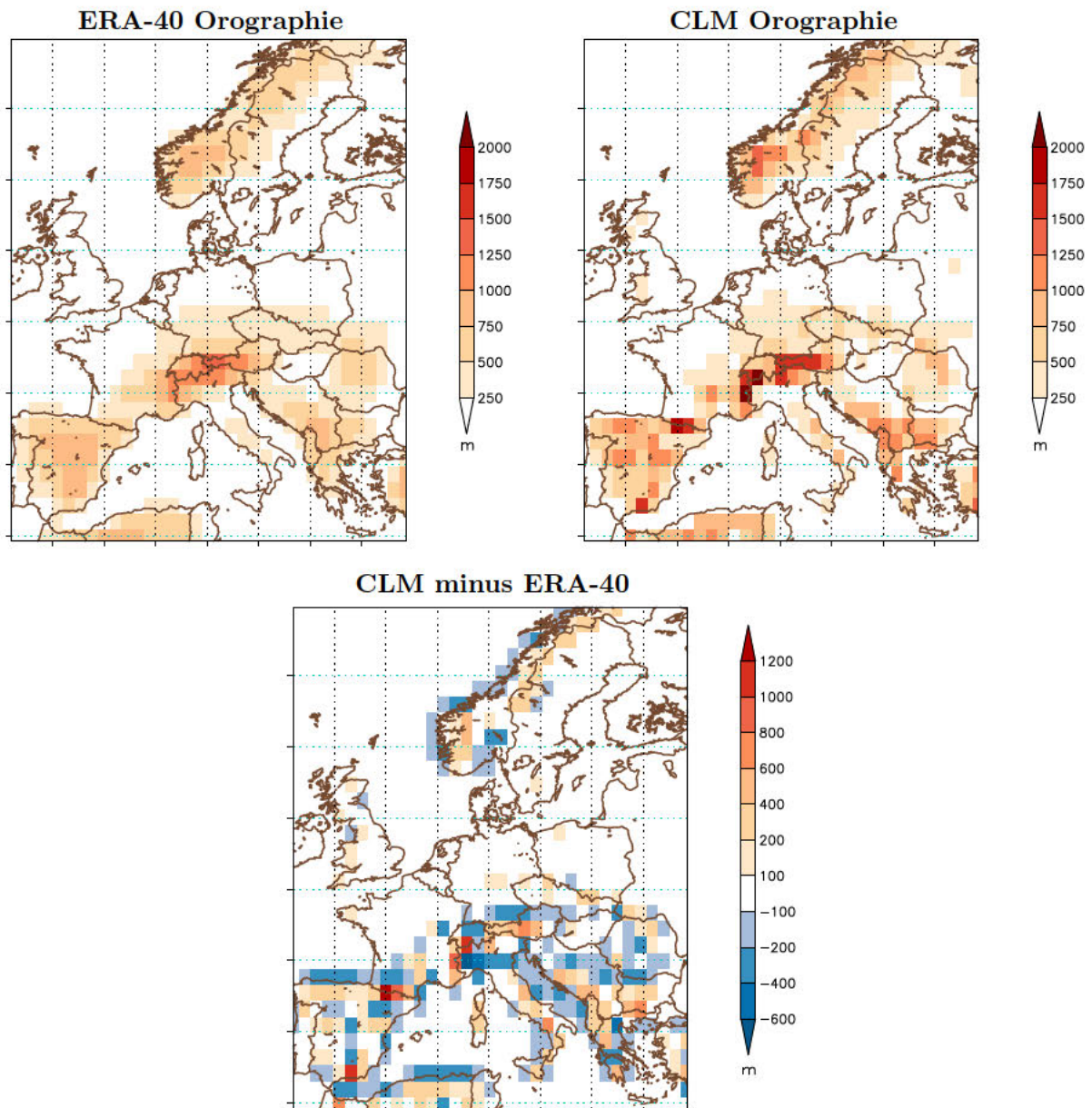


Abbildung 7.1: Orographie, oben links: ERA-40, oben rechts: CLM-C20_{ERA}, unten: CLM-C20_{ERA} minus ERA-40. Rot: CLM höhere Werte, blau: ERA-40 höhere Werte.

7.2, rechts) herangezogen. Hierbei sind die Differenzen über Nord- und Mitteleuropa nur Gitterpunktmäßig ausmachbar. Über der Ostsee wird von ERA-40 wie auch schon bei der T_{2m} eine höhere Temperatur des Taupunktes modelliert (2-4 K). Des Weiteren zeichnen sich aufgrund der Orographie-Unterschiede gerade an den Gitterpunkten, die Berge beinhalten, wärmere Taupunkte in ERA-40 ab. Insgesamt wird Td_{2m} über dem südeuropäischen Festland und Mittelmeer von ERA-40 höher modelliert.

Interessant ist hierbei, dass der Unterschied für T_{2m} zum 00 UTC-Termin (Abb. 7.2, unten links) deutlich zurückgeht und stark an die Unterschiede der Orographie (Abb. 7.1 unten) gekoppelt ist. Ein Effekt, welcher bei Td_{2m} (Abb. 7.2, unten rechts) nicht zu erkennen ist. Warum ein derart starker Tagesgang in den Differenzen vorliegt, konnte in dieser Arbeit nicht

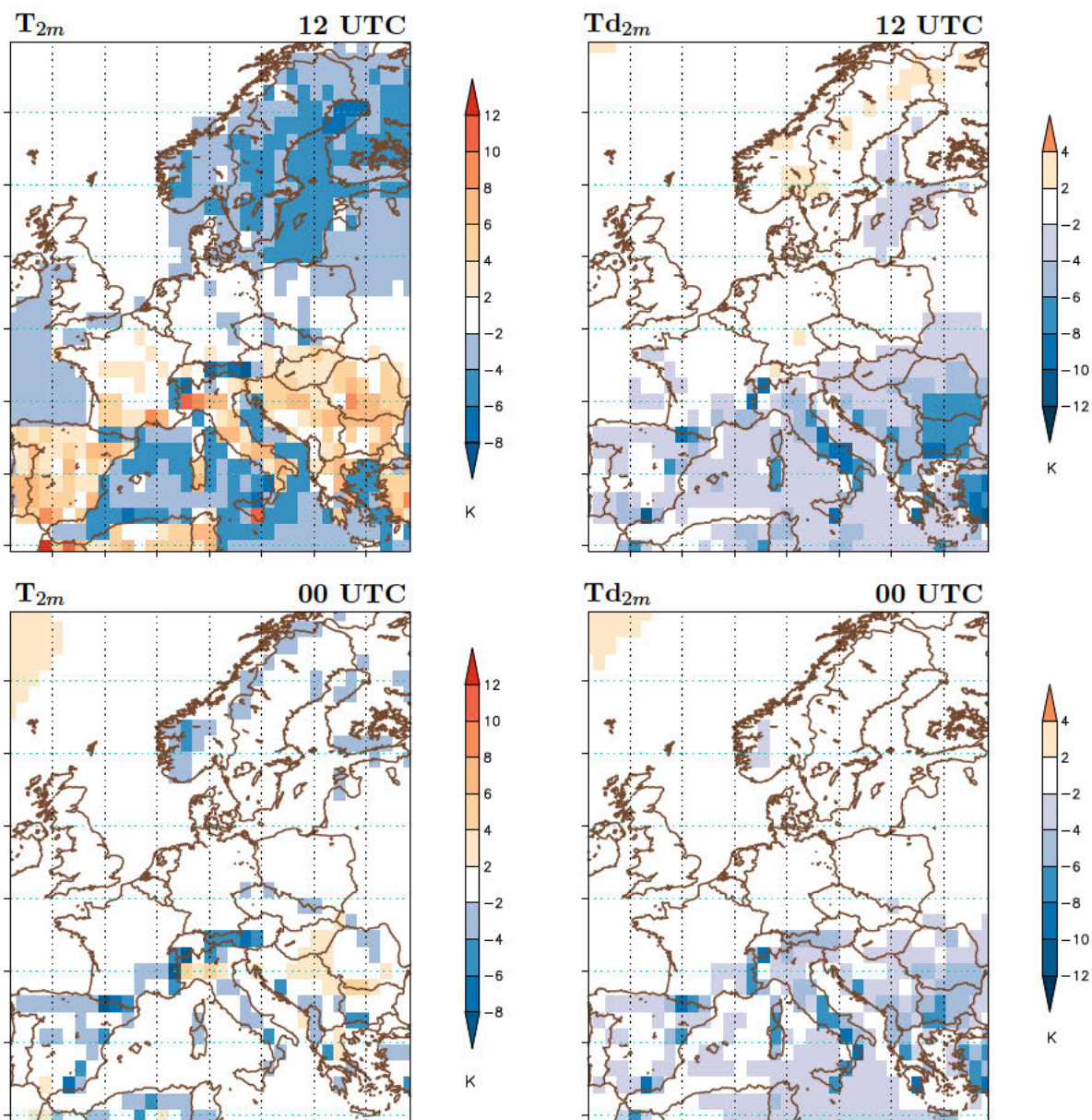


Abbildung 7.2: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2000, JJA) für 12 UTC (oben) 00 UTC (unten) von $CLM-C20_{ERA}$ minus ERA-40 für T_{2m} (links) und Td_{2m} (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand $CLM-C20_{ERA}$ höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand ERA-40 höher.

geklärt und bedarf weiterer Untersuchungen. Wie im Technical Report (Hollweg et al., 2008) jedoch angegeben und nach Rücksprache mit den Modellierern bestätigt wurde, sind diese Abweichungen zu Beobachtungen bekannt. Ob sie durch das Bodenmodell, unterschiedliche Parametrisierungen der latenten und sensitiven Wärmeströme oder aber aus der höher aufgelösten Vegetation resultieren ist nicht geklärt und bedarf weiterer Untersuchungen. Es sei an dieser Stelle jedoch darauf hingewiesen, dass die Methode, Reanalysen mit Klimamodell-daten zu vergleichen keine Aussage zulässt, inwiefern das CLM die Realität wiederzugeben im Stande ist, da Abweichungen sowohl durch die Antriebsdaten des Globalmodells als auch der Physik des CLM-Modells zustande kommen können. Um den genauen Effekt ableiten zu können, müssten die Antriebsdaten des ECHAM5/MPIOM mit den ERA-40-Reanalysen

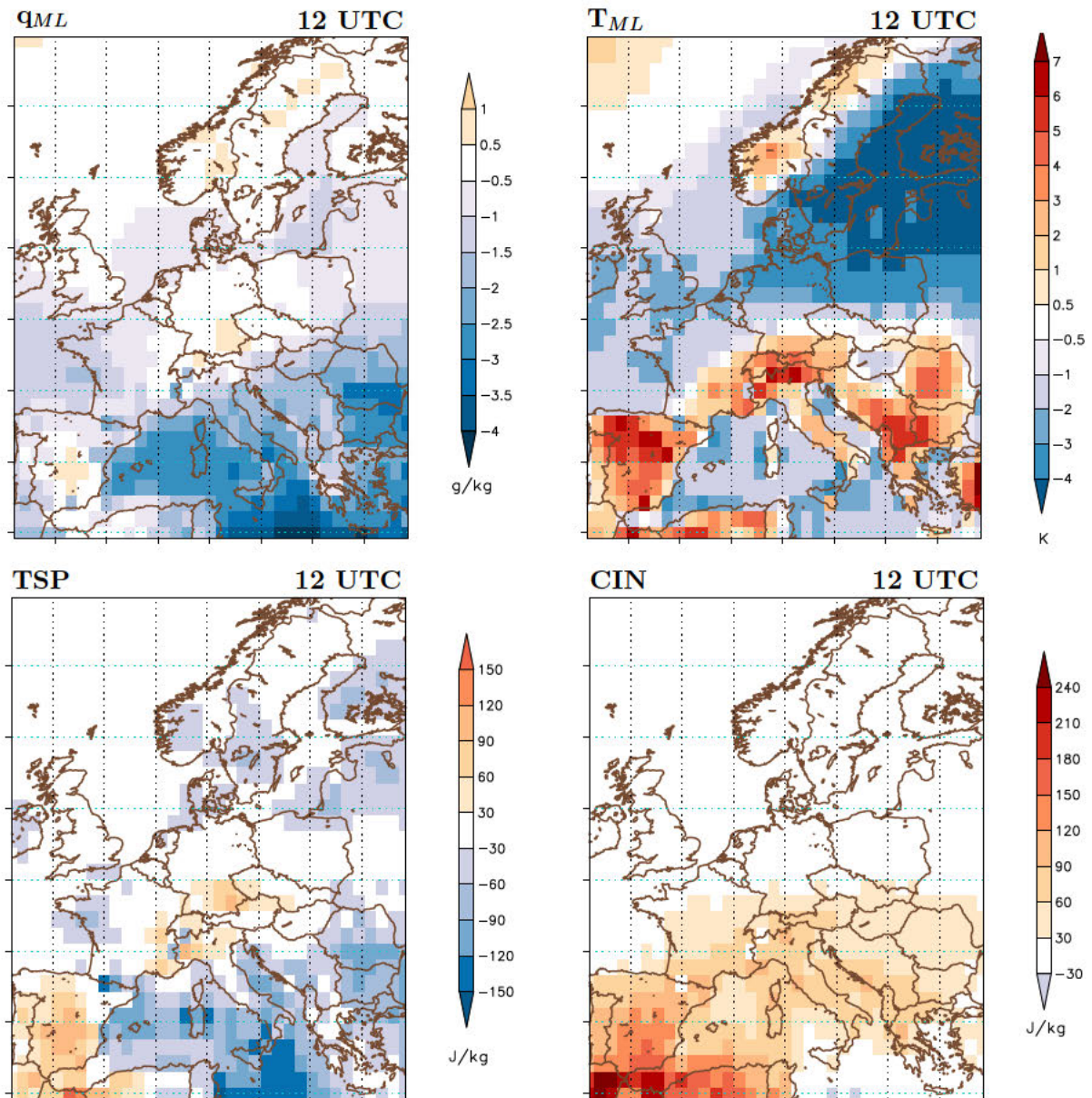


Abbildung 7.3: Differenz des saisonalen Mittelwertes (1979-2000, JJA, 12 UTC) von CLM-C20_{ERA} minus ERA-40 für q_{ML} (oben links), T_{ML} (oben rechts), TSP (unten links) und CIN (unten rechts) gemittelt über die untersten 100 hPa. **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20_{ERA} höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand ERA-40 höher.

verglichen werden, um den Effekt der Modellphysik abschätzen zu können.

Für die spezifische Feuchte gemittelt über die untersten 100 hPa (q_{ML} , Abb. 7.3 oben links) ergibt sich für die CLM-C20_{ERA} Daten großflächig geringere Werte als für die ERA-40-Reanalysen. Lediglich über Zentralspanien, Südostdeutschland und Skandinavien modellieren die Klimadaten in der Differenz leicht höhere q_{ML} -Werte (1 g kg^{-1}). Für die T_{ML} (Abb. 7.3 oben rechts) ergeben sich für den C20-Kontrolllauf höhere Werte über den Gebirgsketten (0-7 K). Tiefer gelegene Regionen und über den maritimen Gebieten werden in ERA-40 höhere T_{ML} -Werte modelliert, da sich in diesen Gebieten im Mittel der Bodendruck auf Werte größer 1000 hPa beläuft und somit die Ausgangsbasis für die 100 hPa *Mixed-Layer*-Werte

in ERA-40 durch die nähere Lage zur Oberfläche wärmere Temperaturen aufweist. Gitterpunkte mit großen Differenzen in der Orographie verstärken die Unterschiede der *Mixed-Layer*-Werte, wie bereits für T_{2m} angedeutet.

Zudem werden die integralen Größen wie TSP und CIN verglichen, welche, wie im vorigen Kapitel gezeigt, von der vertikalen Auflösung des Datensatzes abhängen. Hierbei werden für TSP (Abb. 7.3 unten links) anhand der CLM-C20 Daten höhere Werte über der iberischen Halbinsel, Südostfrankreich, der Schweiz und Südostdeutschland berechnet. Über Nord- und Mitteleuropa zeigen sich die Unterschiede trotz höherer T_{ML} -Werte anhand der ERA-40-Reanalysen nur an vereinzelt Gitterpunkten. Über Südosteuropa und dem Mittelmeer sind flächendeckend Abweichungen bis zu 150 J kg^{-1} zu erkennen mit höheren Werten in den Berechnungen für ERA-40. Ein anderes Bild ergibt sich für die CIN (Abb. 7.3 unten rechts). Für Nord- und Mitteleuropa stimmen die Ergebnisse beider Datensätze annähernd überein, für Südeuropa und das Mittelmeer berechnen die Daten des Klimamodells höhere Werte, was darauf zurückgeführt werden kann, dass die im Vergleich zu ERA-40 höheren T_{ML} - aber niedrigeren q_{ML} -Werte (Abb. 7.3 oben) in diesen Gebieten zur Ausbildung einer Sperrschicht verhelfen, die im Vergleich zu ERA-40 mächtiger ausfällt. Wie bei der Untersuchung der ERA-40-Reanalysen anhand unterschiedlicher vertikaler Auflösung bereits gezeigt, scheint die vertikale Auflösung insbesondere in den bodennahen Schichten eine wichtige Rolle zu spielen, da die Bedingungen in den untersten 100 hPa das Auslösen der Konvektion, die Initiierung ($\text{CAPE} > 0 \text{ J kg}^{-1}$), maßgeblich beeinflusst.

7.2. Änderung der Umgebungsbedingungen und Konvektionsmaßzahlen

In diesem Kapitel wird auf Basis regionaler Klimasimulationen untersucht, inwiefern sich Bedingungen zur Ausbildung von Schwergewitter und Konvektionsmaße in einem sich wandelnden Klima verändern. Hierbei wurden zwei Zeiträume herangezogen: 1979-2000 als Referenzzeitspanne für das gegenwärtige Klima (CLM-C20) und 2079-2100 für das zukünftige Klima (CLM-A1B). Es wurde erneut der saisonale Mittelwert für die Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) aller UTC-Zeitpunkte ermittelt und die Differenz (A1B *minus* C20) gebildet. Da sich herausgestellt hat, dass sich die Ergebnisse zu den unterschiedlichen UTC-Zeiten nicht wesentlich unterscheiden, wird im Folgenden nur der 12 UTC-Zeitpunkt analysiert. Positive (rot eingefärbte) Wertebereiche zeigen, dass der errechnete Mittelwert des A1B-Zukunftsszenarios höher ist, negative (blau eingefärbte) Werte, dass der berechnete Mittelwert des gegenwärtigen C20-Kontrolllaufs größer ist.

Aufgrund der Änderungen der Treibhausgaskonzentration kommt es in A1B zu einer Zunahme der bodennahen Temperatur T_{ML} (Abb. 7.4, rechts) über dem gesamten Beobachtungsgebiet mit großen regionalen Variabilitäten. Es zeichnet sich über Mittel- und Südeuropa eine stärkere Erwärmung ab (5-6 K) als über Nordeuropa (2-4 K). In Folge der Erwärmung der bodennahen Atmosphärenschichten steigt auch der Wasserdampfgehalt, wobei die Erhöhung der q_{ML} (Abb. 7.4, links) sich über Kontinentaleuropa auf $1,2\text{-}2,1 \text{ g kg}^{-1}$ und im Mittelmeerraum auf bis zu $2,7 \text{ g kg}^{-1}$ beläuft. Somit verändern sich die Umgebungsparameter hin

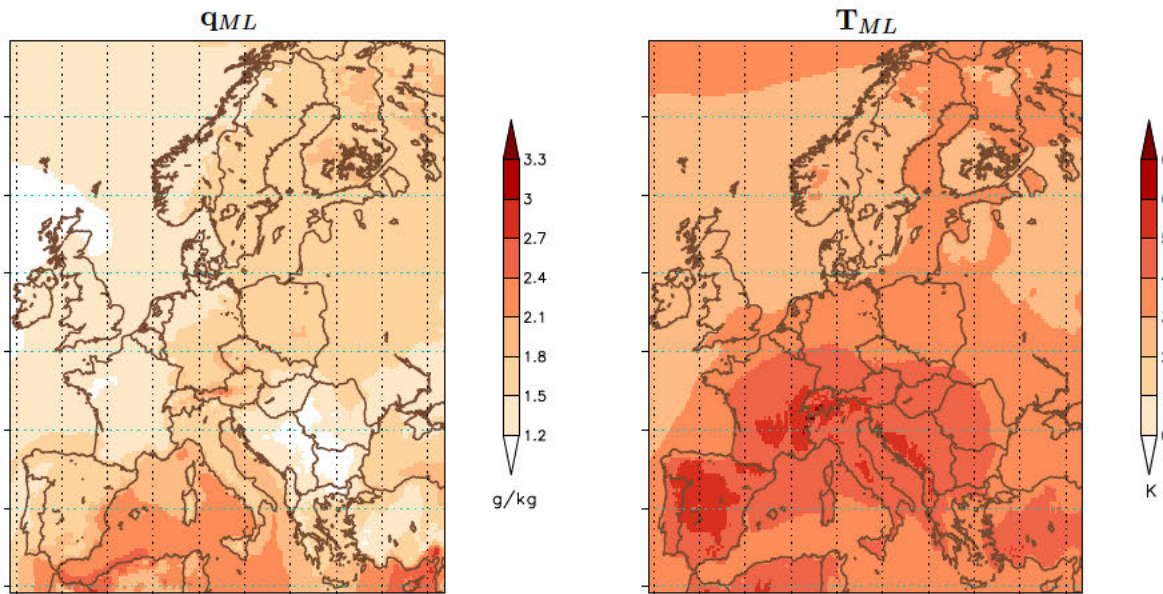


Abbildung 7.4: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für die Grenzschichtfeuchte (links) und -temperatur (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

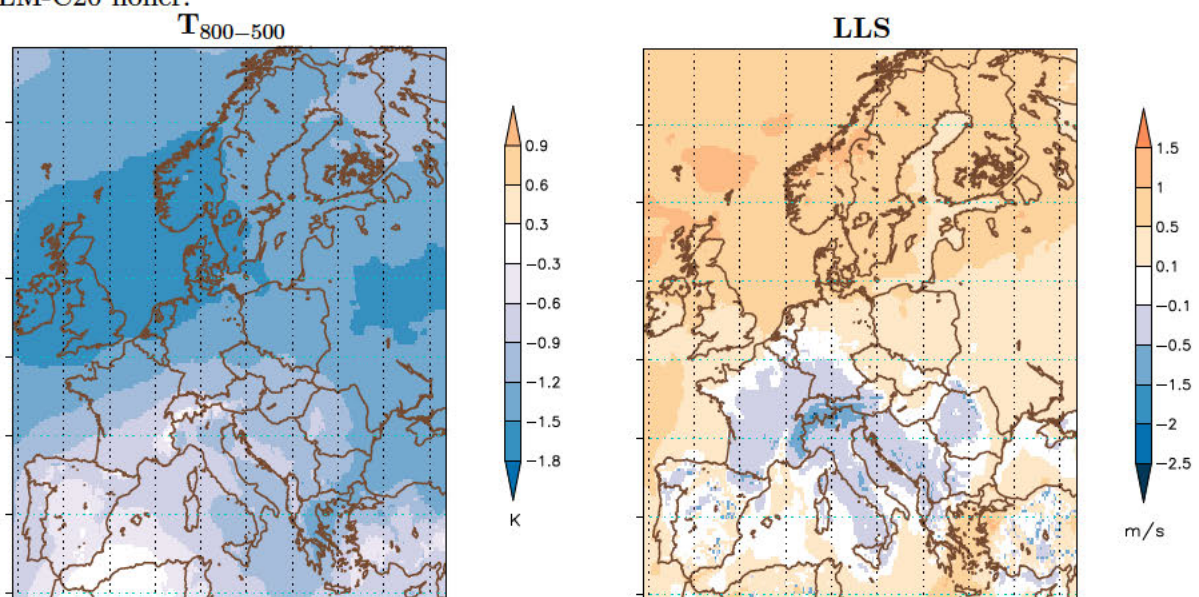


Abbildung 7.5: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für den Temperaturgradienten (links) und die Windscherung zwischen Boden und 1 km Höhe (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

zu günstigeren Bedingungen für Konvektion. Die erhöhten T_{ML} -Werte scheinen den Effekt der höheren q_{ML} -Werte bei der Lage des LCL zu überwiegen, so dass der Druck am LCL (p_{LCL} , Abb. 7.7 links) in Mittel- und Südeuropa um bis zu 30 hPa sinkt. Obwohl dadurch eine höhere Lage in der Atmosphäre resultiert, erhöht sich die Temperatur des LCL (T_{LCL} , Abb. 7.7, rechts) im gesamten Beobachtungsgebiet, was darauf schließen lässt, dass sich die Schichten aufgrund der vermehrten Treibhausgasemissionen unterhalb der Wolkenbasis derart stark erwärmen, dass auch eine Anhebung des LCL noch mit höheren Temperaturen im

Vergleich zum errechneten Mittelwert des gegenwärtigen Klimas verknüpft ist.

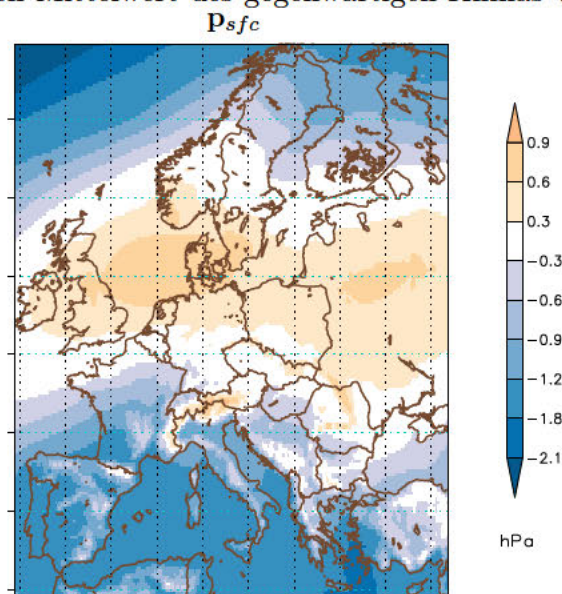


Abbildung 7.6: Änderung des Bodendruckes. **Rot:** CLM-A1B-Werte höher, **blau:** CLM-C20-Werte höher.

Es können mehrere Prozesse für die Erhöhung des LCL verantwortlich sein, beispielsweise die Verlagerung des Subtropenhochs in höhere Breiten (Abb. 7.6). Temperatur und Feuchte nehmen wie bereits angedeutet in den südeuropäischen Gebieten zu. Ist die Zunahme der Temperatur jedoch im Verhältnis zur bodennahen Feuchte größer, so kann dies dazu führen, dass Luftmassen höher gehoben werden müssen, damit es zum Einsetzen von Kondensationsprozessen kommt.

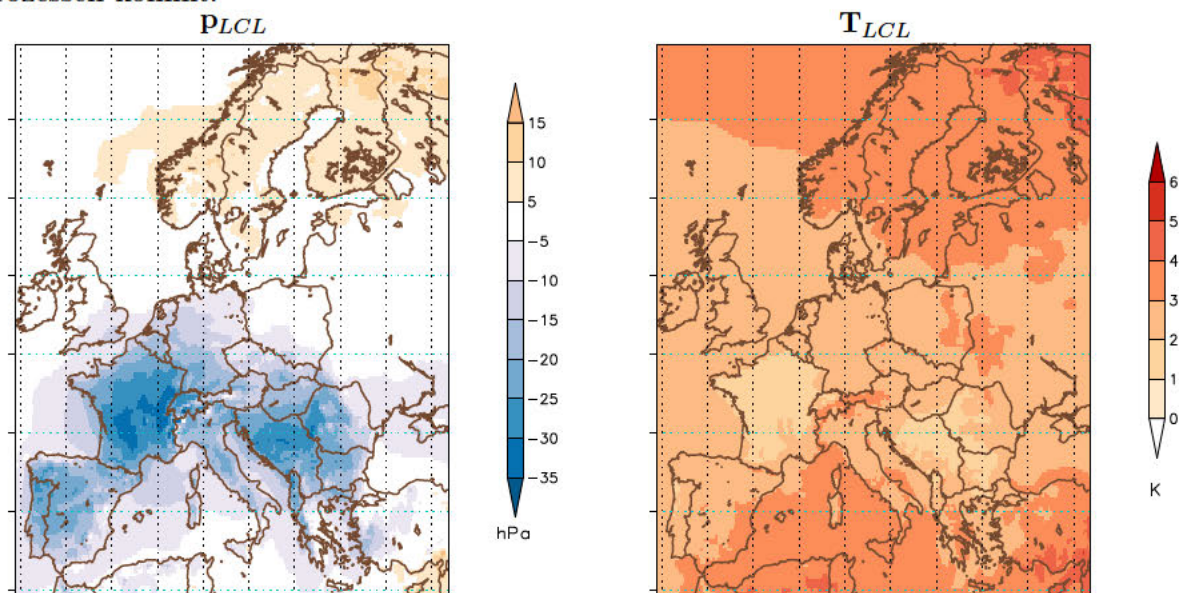


Abbildung 7.7: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für P_{LCL} (links) und T_{LCL} (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

Bei der Änderung des Gleichgewichtsniveaus LNB (Abb. 7.8) zeigt sich ein zweigeteiltes Bild. Zum Einen nimmt der Druck am LNB (Abb. 7.8, links) mit Ausnahme von Spanien,

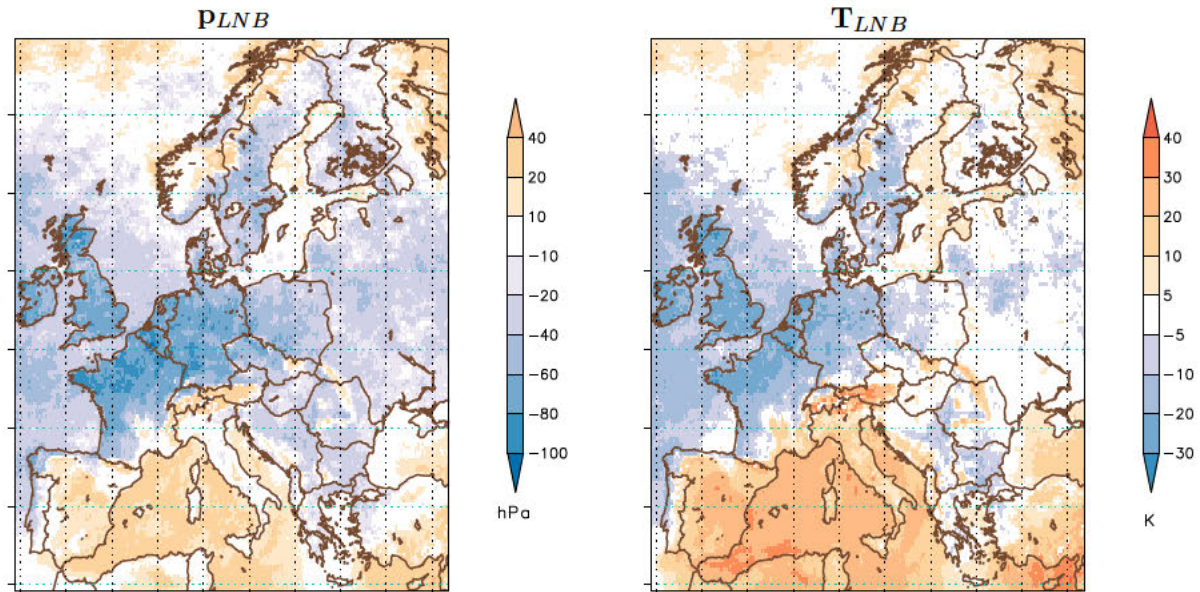


Abbildung 7.8: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für p_{LNB} (links) und T_{LNB} (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

der Schweiz, Österreich, Teilen Skandinaviens und dem Mittelmeer ab, woraus eine höhere Lage resultiert. Die Temperatur am Gleichgewichtsniveau T_{LNB} (Abb. 7.8, rechts) folgt dem Verhalten von p_{LNB} mit höherer Temperatur an den Gitterpunkten über Mitteleuropa, an denen sich das LNB im Vergleich zum gegenwärtigen Mittelwert abgesenkt hat und niedrigeren Temperaturwerten, an denen das LNB im Mittel angehoben wurde. Im Gegensatz zum in der Atmosphäre höher gelegenen LCL führt die generelle Erwärmung durch den Klimawandel am LNB nicht zu einheitlich wärmeren Temperaturen, wobei bei der Berechnung der Effekt berücksichtigt werden muss, dass eine seltenere oder häufigere Auslösung von Konvektion zur Verfälschung des Mittelwertes führen kann, da in diesem Fall über alle Zeitschritte der Sommermonate gemittelt wurde, somit auch über die Tage mit $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$.

Um eine Aussage über die Stabilität machen zu können wurde die Temperaturdifferenz zwischen 800 hPa und 500 hPa ($T_{800-500}$, Abb. 7.5, links) berechnet. Es zeigt sich ein einheitliches Bild für das gesamte Beobachtungsgebiet: eine Stabilisierung der Atmosphäre durch eine Abnahme des vertikalen Temperaturgradientens. Da insbesondere die Stabilität der Atmosphäre für die Ausbildung von Konvektion eine entscheidende Rolle spielt, ist es im Folgenden interessant, wie sich die unterschiedlichen Effekt auf die CAPE und CIN auswirken werden. Zum Einen werden höhere CAPE-Werte durch ein vermehrtes Feuchtevorkommen und höhere Temperatur in den bodennahen Schichten sowie ein höher gelegenes LNB begünstigt, zum Anderen erschwert die größere Stabilität durch die Abnahme des vertikalen Temperaturgradientens und die Erhöhung des LCL das Ausbilden von CAPE.

Aus der veränderten Lage von LCL und LNB ergibt sich für die CAPE (Abb. 7.9, links) eine Erhöhung über Kontinentaleuropa von bis zu 200 J kg^{-1} im Südosten Deutschlands, Österreich und der Ostküste Spaniens. Lediglich über Großbritannien, Nordsee und Atlantik sind keine Änderungen bis hin zu einer leichten Abnahme ($5-50 \text{ J kg}^{-1}$) der mittleren CAPE-Werte zu erkennen. Wie im Anhang in Abbildung C.4 links oben zu sehen, wird die Zunahme der CAPE in den Bereichen Mittelmeer, Adria, Österreich, Tschechien und Süddeutschland

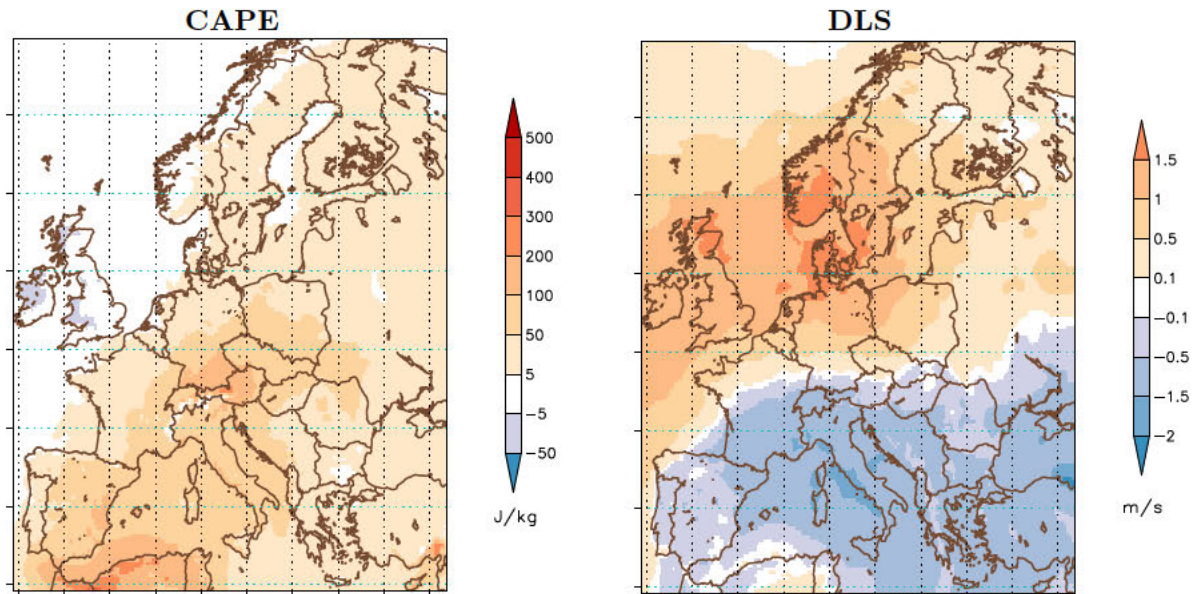


Abbildung 7.9: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für CAPE (links) und DLS (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

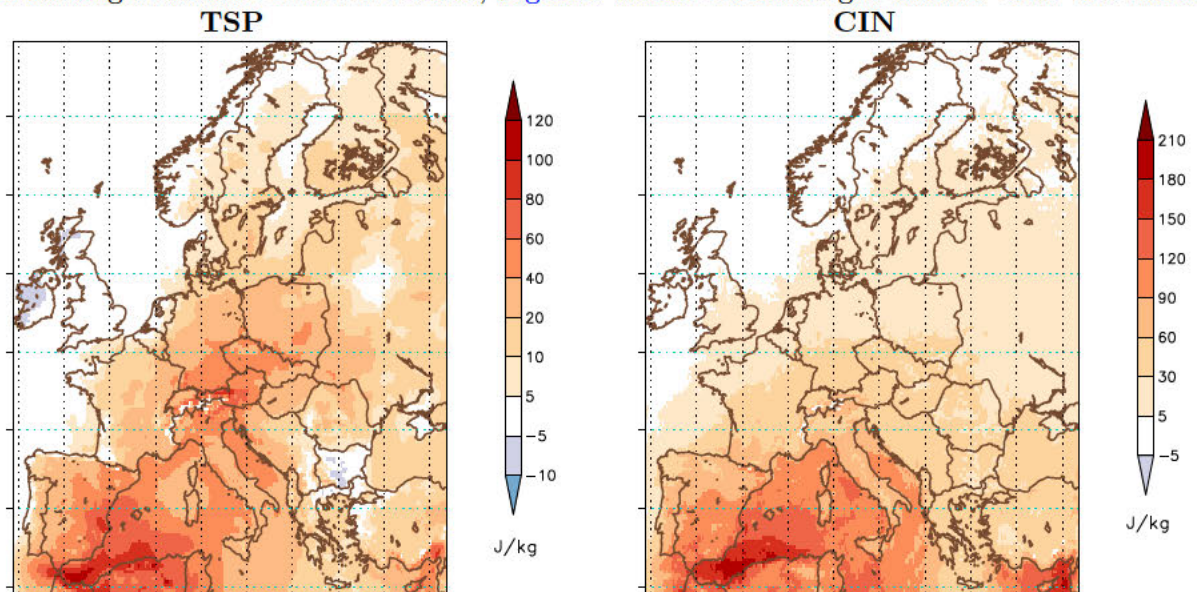


Abbildung 7.10: Differenz des saisonalen Mittelwertes CLM-A1B (2079-2100, JJA, 12 UTC) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA, 12 UTC) für TSP (links) und CIN (rechts). **Positive Werte:** Berechnungen anhand CLM-A1B höher, **negative Werte:** Berechnungen anhand CLM-C20 höher.

mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $p = 0.001$ bei der Wahl des 95%-Konfidenzintervalls bestätigt.

Bei der DLS (Abb. 7.9, rechts) ergibt sich ein zweigeteiltes Bild: eine Zunahme der vertikalen Scherung des Horizontalwindes im Norden ($> 1,5 \text{ m s}^{-1}$), eine Abnahme im Süden. Die größte positive Differenz liegt hierbei über Skandinavien, Dänemark und Schottland. Die Grenze, an der sich der Wertebereich von positiven hin zu negativen Werten verändert liegt bei ca. 48°N . Südlich hiervon geht die DLS um bis zu 2 m s^{-1} zurück. Eine mögliche Erklärung für dieses zweigeteilte Bild könnte eine Verlagerung des Subtropenhochs gen Norden sein

(Matulla, 2009). Durch die Abschwächung des Temperaturgradienten ergeben sich aus der thermischen Windrelation kleinere Werte für die DLS. Allerdings zeigt die Untersuchung auf Signifikanz (Abb. C.4, rechts oben), dass dieser Trend nur in sehr kleinen Gebieten wie Mittelmeer, Dänemark oder Norwegen signifikant ist. Die Irrtumswahrscheinlichkeit wurde hierbei gegenüber den Konvektionsmaßen CAPE, CIN und TSP um eine Zehnerpotenz ($p = 0.01$) größer gewählt.

Für das Schwergewitterpotenzial (TSP, Abb. 7.10, links), welches sich aus CAPE und DLS zusammensetzt, überwiegt trotz des Rückgangs der DLS die Zunahme der CAPE und führt nahezu überall zu einer Zunahme von TSP zwischen 5 J kg^{-1} , 60 J kg^{-1} in Südostdeutschland, bis hin zu 100 J kg^{-1} im Südosten Spaniens. Wie im Anhang in Abbildung C.4 (links unten) gezeigt, ist diese Zunahme signifikant.

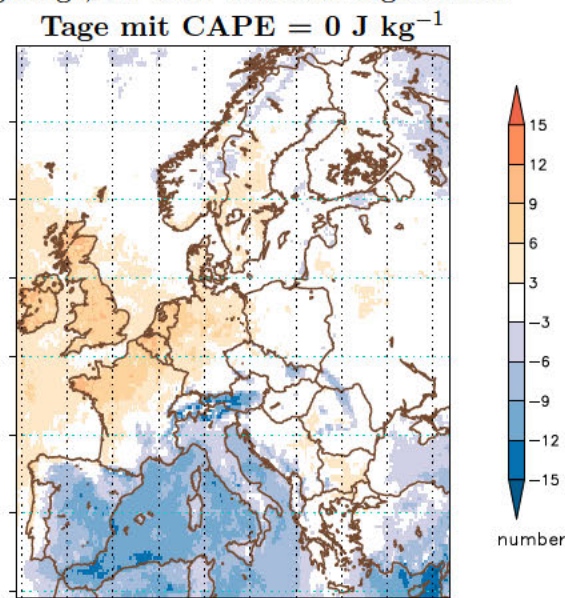


Abbildung 7.11: Differenz Anzahl der Nullfälle ($\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$) CLM-A1B (2079-2100, JJA) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA) für 12 UTC. **Positive Werte:** Anzahl in CLM-A1B höher, **negative Werte:** Anzahl in CLM-C20 höher.

Da eine Zunahme des Schwergewitterpotenzials abgeleitet wurde, gilt es nun zu untersuchen, inwiefern sich die CIN ändert, ob die Auslösung von Konvektion in den untersten Atmosphärenschichten begünstigt wird oder ob sich die Bedingungen derart verändern, dass die Auslösung von Gewittern durch eine stabilere Schichtung der untersten Atmosphärenschichten seltener wird. Wie beim Temperaturgradienten bereits gezeigt, nimmt die Stabilität zwischen 800 hPa und 500 hPa zu. Die Verteilung von $T_{800-500}$ (Abb. 7.5, links) und CIN (Abb. 7.10, rechts) weisen keine Ähnlichkeit in der Verteilung auf, was bedeutet, dass die zunehmende Stabilität durch den vertikalen Temperaturgradienten nicht allein die Ausbildung höherer CIN-Werte dominiert, sondern auch die höhere Lage des LCL oder mögliche Änderungen des LFC bei der Entwicklung von höheren CIN-Werten verantwortlich sind. Da das LFC nicht vom Programm ausgegeben wurde, kann in dieser Arbeit keine Aussage getroffen werden.

Die CIN nimmt mit bis zu 150 J kg^{-1} im Süden Spaniens zu und es kann großflächig der Trend zu größeren Werten in der Zukunft statistisch signifikant belegt werden (Anhang

Abb. C.4, rechts unten). Somit ergibt sich nach den bisherigen Analysen eine Zunahme des Schwergewitterpotentials TSP bei gleichzeitig schwierigeren Bedingungen für die Initiierung von Konvektion wegen erhöhter CIN.

Da für die Zukunft im Vergleich zur Gegenwart eine Zunahme der TSP bei gleichzeitiger Zunahme von CIN festgestellt wurde, wird in Abbildung 7.11 die Anzahl der Gewittertage untersucht, um eine Aussage über die Häufigkeit der Gewitterereignisse ableiten zu können. Hierfür wurde ein Gewittertag mit $CAPE > 0 \text{ J kg}^{-1}$ definiert. Dabei zeigt sich, dass die Anzahl der Tage an den Orten, an denen das Schwergewitterponzional (TSP) deutlich zunimmt (Spanien, Österreich, Schweiz und Mittelmeer) mit CAPE-Werten größer 0 J kg^{-1} zunimmt (9-12 Tage pro Saison), über Frankreich, Deutschland und Großbritannien die Anzahl der Gewittertage abnimmt (3-9 Tage pro Saison). Bei erhöhter TSP würde dies also bedeuten, dass dadurch, dass es seltener zur Auslösung von hochreichender Konvektion kommt, die Gewitter, die sich letztendlich bilden, in ihrer Intensität durch das erhöhte Schwergewitterpotenzial zu heftigeren Unwettern führen können.

7.3. Absolute Häufigkeitsänderung des Gewitterpotenzials

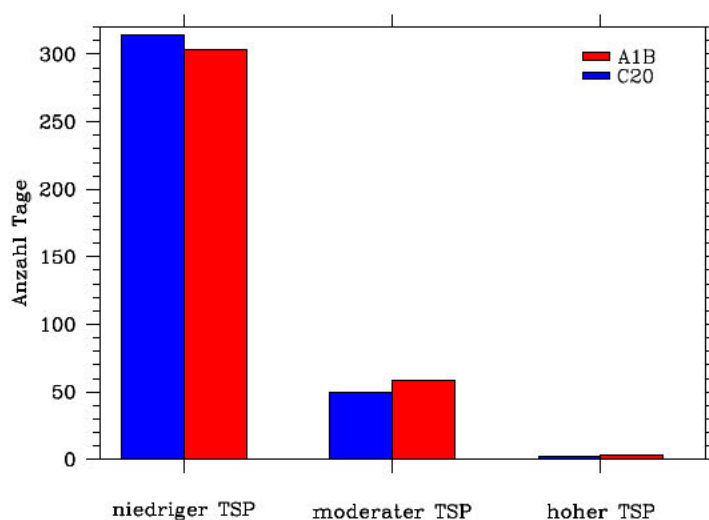


Abbildung 7.12: Anzahl der Tage pro Saison in den unterschiedlichen TSP-Klassen (am Beispiel Gitterpunkt München). rot: für CLM-A1B-Zeitraum (2079-2100), blau: für CLM-C20-Zeitraum (1979-2000).

Durch die starke regionale Variabilität der Veränderungen von TSP, CIN und der Gewitterhäufigkeit wurden die Maßzahlen in Klassen eingeteilt um eine mögliche Abschätzung zu geben, ob es in Zukunft vermehrt zu Ereignissen mit niedrigen, moderaten oder hohen TSP- beziehungsweise CIN-Werten kommt. Hierbei wurde die CIN in die Klassen $0-10 \text{ J kg}^{-1}$, $10-100 \text{ J kg}^{-1}$, $100-1000 \text{ J kg}^{-1}$ und TSP in $0-100 \text{ J kg}^{-1}$, $100-1000 \text{ J kg}^{-1}$ und $1000-10000 \text{ J kg}^{-1}$ unterteilt. In Abbildung 7.12 sieht man beispielhaft für den Gitterpunkt München die Änderung in der mittleren Anzahl der Tage (pro Saison) mit niedrigem, moderatem und hohem TSP für den Zeitraum 1979-2000 (in blau) im Vergleich zum Zeitraum 2079-2100 (in rot) dargestellt. Es zeigt sich hierbei ein leichter Rückgang in der Anzahl der

Tage mit niedrigem zugunsten von Tagen mit moderatem und hohem Schwergewitterpotenzial. Die Differenz aus den beiden Balken innerhalb einer Klasse ist für jeden Gitterpunkt in Abbildung 7.13 dargestellt.

Wie in Abbildung 7.13 gezeigt, verringert sich die Anzahl der Tage mit CIN-Werten zwischen $0-10 \text{ J kg}^{-1}$ und TSP-Werten zwischen $0-100 \text{ J kg}^{-1}$ (Abb. 7.13, oben links: CIN, unten links: TSP) um bis zu 14 Tage (Alpenregion, Spanien, Mittelmeerraum). Im Südosten Deutschlands geht die Anzahl der Tage mit niedrigen CIN-Werten bei gleichbleibender Anzahl an Gewittertagen (Abb. 7.11) um ca. 8-10 Tage zurück. Bei den 12 UTC-Zeitpunkten mit moderaten CIN-Werten ($10-100 \text{ J kg}^{-1}$) zeigt die Anzahl der Fälle einen leichten Rückgang über dem Süden Europas, ab 50°N wird keine oder lediglich eine schwache Zunahme (Skandinavien, 2-4 Tage) simuliert (Abb. 7.13, oben: CIN, unten: TSP). Das Gewitterpotential weist bei Betrachtung der moderaten Werte großflächig eine Zunahme in der Anzahl der Tage auf, wobei die größten Änderungen hierbei erneut über der Alpenregion, Spanien und dem Mittelmeer liegen (Zunahme um bis zu 14 Tagen pro Saison). Über dem restlichen Kontinent belaufen sich die Änderungen auf eine Zunahme von 2-6 Tagen. Im Vergleich zu den Änderungen in der moderaten TSP-Klasse ($100-1000 \text{ J kg}^{-1}$) ist die Zunahme der Tage mit hohem Gewitterpotential ($1000-10000 \text{ J kg}^{-1}$) nur noch lokal über Mittel- und Süddeutschland, Polen, Tschechien, Österreich und Teilen des Mittelmeers auszumachen, wobei die Zunahme sich auf maximal 2 Tage beläuft (Abb. 7.13, unten rechts).

Deutlich größere Änderungen zeigen sich in der Anzahl der Zeitpunkte mit hohen CIN-Werten ($100-1000 \text{ J kg}^{-1}$, Abb. 7.13, oben rechts). Die leichte Zunahme in der Anzahl der Fälle mit moderaten CIN-Werten zwischen $10-100 \text{ J kg}^{-1}$ zeigt invers eine Abnahme der Fälle für $\text{CIN} = 0-10 \text{ J kg}^{-1}$. Somit findet eine Verschiebung der Anzahl der 12 UTC-Termine mit niedrigen CIN-Werten zu hohen statt. Beim Gewitterpotential zeigt sich zwar ebenfalls eine Abnahme der Tage mit kleinen TSP-Werten, da die größte Zunahme jedoch bei den TSP-Fällen mit Werten zwischen $100-1000 \text{ J kg}^{-1}$ verzeichnet ist, findet eine Verlagerung von Ereignissen mit schwachem Gewitterpotenzial zu Gewitterstürmen mit moderaten TSP-Werten statt.

Diese Art der Darstellung deutet darauf hin, dass es in der Zukunft vermehrt Tage mit hohen CIN-Werten geben wird, andererseits geht die Anzahl der Tage, in denen Konvektion lediglich schwach oder moderat gedeckelt wird, zurück. Gleichzeitig kommt es vermehrt zu Tagen mit moderaten TSP-Werten zugunsten derer mit geringem Schwergewitterpotenzial.

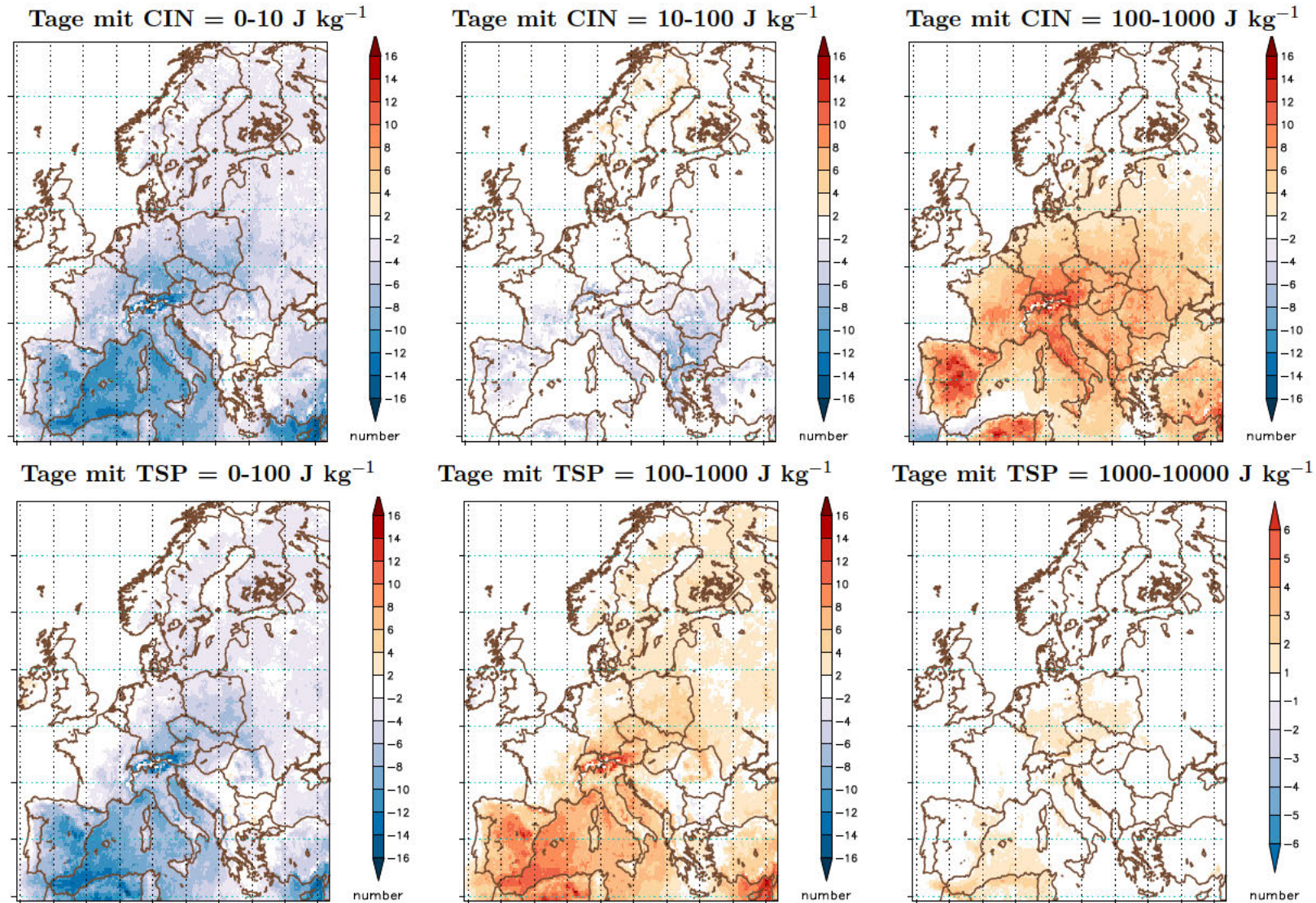


Abbildung 7.13: Differenz aus CLM-A1B (2079-2100, JJA) *minus* CLM-C20 (1979-2000, JJA) für 12 UTC für die Anzahl der Tage pro Saison in unterschiedliche Konvektionsparameter-Klassen. **Positive Werte:** Anzahl in CLM-A1B höher, **negative Werte:** Anzahl in CLM-C20 höher.

7.4. Bedingte Häufigkeitsänderung des Gewitterpotenzials

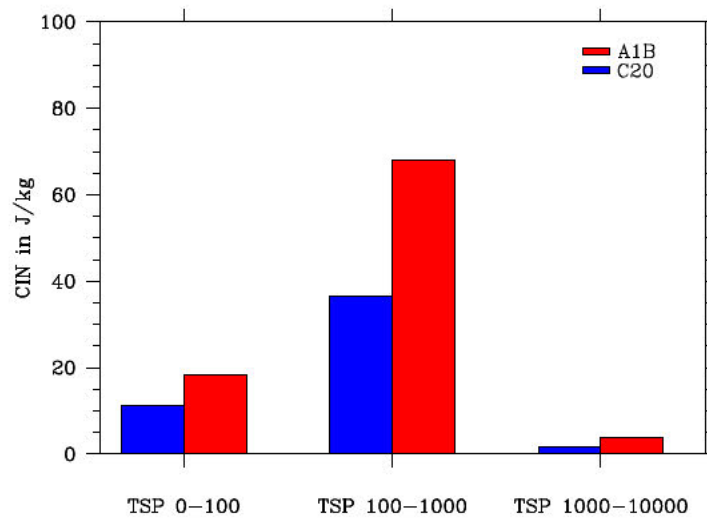


Abbildung 7.14: Durchschnittliche CIN-Wert falls TSP innerhalb bestimmter Werteklasse liegt (Beispiel für Gitterpunkt München). **rot:** für CLM-A1B-Zeitraum (2079-2100), **blau:** für CLM-C20-Zeitraum (1979-2000).

Da die vorangegangenen Betrachtungen keinerlei Aussage darüber gestatten, inwiefern die Tage mit hohen CIN-Werten auch an Tage mit hohem Gewitterpotenzial gekoppelt sind, wurde in Abbildung 7.15 das Verhalten der TSP (CIN) unter Nebenbedingung der CIN (TSP) innerhalb einer bestimmten Klasse untersucht. Hierzu erfolgte erneut die Einteilung der Konvektionsmaße in Klassen wobei das Augenmerk nun auf die Änderung des Gegenparameters gerichtet wird. Auf diesem Weg soll herausgefunden werden, ob die Parameter eine zeitliche Korrelation aufzeigen, beispielsweise das Auftreten von hohen TSP- an hohe CIN-Werte gekoppelt sind. Exemplarisch wurde in Abbildung 7.14 für den Gitterpunkt München die Änderung der CIN-Werte aufgetragen, falls das TSP innerhalb eines bestimmten Wertebereichs lag. In blau für den Zeitraum 1979-2000, in rot für den Zeitraum 2079-2100. Hierbei zeigt sich in allen drei TSP-Klassen eine gekoppelte Zunahme der CIN in der Zukunft.

In Abbildung 7.15 sind die Differenzen aus den beiden Balken innerhalb einer Klasse aufgetragen. Somit zeigt sich, ob an den Gitterpunkten die $CIN/(TSP)$ korreliert zum $TSP/(CIN)$ zu- bzw. abnimmt. Betrachtet man die Fälle, in denen die CIN geringe oder moderate Werte annimmt (Abb. 7.15, unten links und unten Mitte), so sind die Änderungen des Schwergewitterpotenzials zum einen stark lokal begrenzt und fallen des Weiteren marginal (-40 bis $+20 \text{ J kg}^{-1}$) aus. Die größten Änderungen treten in der CIN-Klasse $100-1000 \text{ J kg}^{-1}$ auf (Abb. 7.15, unten rechts), bei der das TSP um $40-80 \text{ J kg}^{-1}$ im Bereich Süddeutschland, Norditalien und Spanien zunimmt. Die größten positiven Änderungen der TSP ergeben sich somit zu Bedingungen, in denen die Stabilität der bodennahen Schichten sehr ausgeprägt ist.

Betrachtet man nun umgekehrt das Verhalten der CIN bei Einteilung des Schwergewitterpotenzials in unterschiedliche Wertebereiche, so sind die Veränderungen in der Klasse mit niedrigen und sehr hohen TSP-Werten (Abb. 7.15, oben links und oben rechts) marginal bis verschwindend gering. Die größte Zunahme der CIN ergibt sich in der Klasse mit

moderaten TSP-Werten. Hierbei nimmt die Stabilität der unteren Troposphäre im Bereich Südwesteuropa um bis zu 150 J kg^{-1} (Mittelmeer) zu. Es zeigt sich, dass insbesondere an den Tagen, an denen das Potenzial zur Ausbildung moderater und schwerer Gewitter vorhanden ist, sich auch die Umgebungsbedingungen der bodennahen Schichten durch ausgeprägtere Stabilität auszeichnen, wodurch die Initiierung von Konvektion erschwert wird.

Zusammenfassung: In den letzten drei Teilkapiteln wurden anhand einer Realisierung des CLM-A1B-Szenarios im Vergleich zu einem CLM-C20-Kontrolllauf untersucht wie sich die Bedingungen zur Ausbildung von Konvektion in der Zukunft verändern werden. Hierbei ergab sich, dass sowohl Temperatur als auch Feuchte in den bodennahen Schichten zunehmen wird und sich somit für diese A1B-Realisierung das Schwergewitterpotenzial verbessern wird, wobei es aufgrund der Abnahme der vertikalen Temperaturdifferenz zwischen 800 hPa und 500 hPa und der Verlagerung des LCL in größere Höhen zu einer Stabilisierung in der unteren Troposphäre kommt, was in höheren CIN-Werten resultiert. Da diese Arbeit keine Untersuchung zur Initiierung von Konvektion vorsieht, ist dies einer der Punkte, der in der Zukunft untersucht werden muss. Des Weiteren wurde festgestellt, dass durch die abgeleiteten Differenzen der Tage ohne Gewitteraktivität und nach Einteilung der Ereignisse in unterschiedliche Wertebereiche (Klassen), es zu einer Zunahme des Schwergewitterpotenzials an Tagen mit hohen CIN-Werten und somit einer gutausgebildeten Sperrschicht kommt. Alle Faktoren zusammen betrachtet führen an dieser Stelle zu der begründeten Annahme, dass die Ausbildung von schweren Gewitterstürmen in der Zukunft seltener vorkommen wird, da sich eine mächtigere Sperrschicht ausbildet. Die konvektiven Ereignisse, bei denen es letztendlich zur Auslösung und Entwicklung kommt, bergen jedoch das Potenzial für heftigere Unwetter in sich.

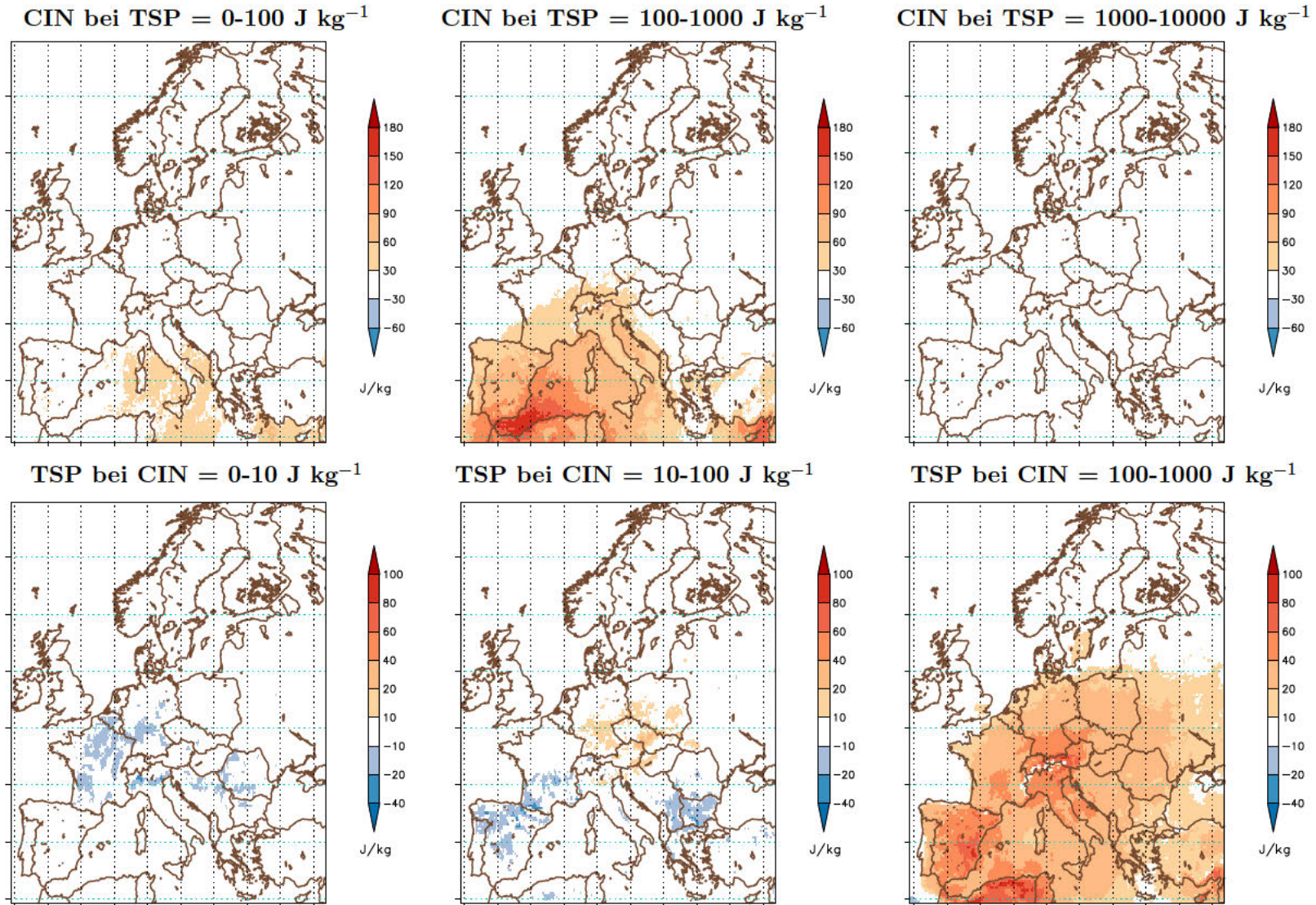


Abbildung 7.15: wie Abb. 7.13, allerdings Differenz der Änderung von CIN (oben) falls TSP innerhalb eines bestimmten Wertebereichs (oben) bzw. Änderung von TSP falls CIN innerhalb eines bestimmten Wertebereichs (unten).

7.5. Änderung der Dichte-Verteilung für ausgewählte Klassen

Im Vergleich zu Streudiagrammen bieten Dichteverteilungen die Möglichkeit, zwei Parameter in Korrelation zueinander zu setzen und eine Aussage darüber zu treffen, wie sich diese Beziehung bei den Ereignissen, die besonders häufig auftreten, in der Zukunft verändern wird. Somit werden hier Dichtefunktionen für die Berechnungen anhand des C20-Kontrolllaufs mit den Ergebnissen der A1B-Realisierung verglichen und anhand einer Verschiebung des Dichtemaximums oder auch durch einen anderen Verlauf der Isolinien die Auswirkungen des Klimawandels auf die Konvektionsmaße untersucht. Der Nachteil dieser Darstellung ist, dass nur einzelne Gitterpunkte ausgewertet werden können. Die Wahl des Gitterpunktes fiel hierbei auf einen 3x3 Gitterpunktbereich für den Großraum München.

Es wurden dafür alle 12 UTC-Termine der Jahre 1979-2000 (C20) beziehungsweise 2079-2100 (A1B) herangezogen. Da insbesondere das Augenmerk auf die Zeitpunkte gelenkt werden soll, an denen bereits ein gewisses Gewitterpotenzial in der Atmosphäre vorhanden ist, wurde der Schwellenwert für die CAPE auf 500 J kg^{-1} gesetzt. Die roten Isolinien (Abb. 7.16) zeigen die Dichteverteilung der A1B-Realisierung, blau die Dichteverteilung für den C20-Kontrolllauf. Die Einteilung der Bandbreiten wurde wie folgt vorgenommen: für die CAPE wurde der Wertebereich mit 100 J kg^{-1} , CIN mit 25 J kg^{-1} , q_{ML} mit 1 g kg^{-1} und T_{ML} mit 2 K unterteilt.

Die Form der Dichteverteilungen sind ähnlich. Für die Korrelation von CAPE (TSP) und CIN (Abb. 7.16, oben links (rechts)) zeigt sich, dass die Dichtefunktion den selben CAPE/(TSP)-Bereich einschließt, die CIN hingegen in der A1B-Realisierung höhere Werte annimmt. Des Weiteren zeigt sich für die zukünftigen Ereignisse anhand der Isolinien, dass sie seltener im dargestellten Wertebereich liegen. Ob die Variabilität des Wertebereichs größer ist und somit extreme Ereignisse häufiger vorkommen oder aber Tage mit $CAPE > 0 \text{ J kg}^{-1}$ seltener auftreten, kann anhand dieser Darstellungsweise nicht geklärt werden. Für die Korrelation von CAPE und q_{ML} (Abb. 7.16, Mitte links) beziehungsweise T_{ML} (Abb. 7.16, Mitte rechts) deutet sich eine Verschiebung des Dichtemaximums von 10 g kg^{-1} (C20) auf 12 g kg^{-1} (A1B) der q_{ML} und von 298 K (C20) auf 302 K (A1B) der T_{ML} an. Die Ereignisse werden in diesem Wertebereich demnach mit höheren bodennahen Temperaturen und Feuchten in Verbindung gebracht, was sich anhand der Differenzkarten für Europa bestätigt. Die Höhe des Kondensations (LCL)- und Gleichgewichtsniveaus (LNB) verlagert sich in A1B nach oben und ist somit mit niedrigeren Drücken am LCL und LNB gekoppelt (Abb. 7.16, unten links und unten rechts). Wie bereits großflächig bei den Karten gezeigt, sind die moderaten CAPE-Werte auch bei dieser Gitterpunktsstudie in der Zukunft mit höheren CIN-Werten gekoppelt, wodurch die Initiierung der Gewitterstürme erschwert wird. Die höheren T_{ML} - und q_{ML} -Werte führen zum Einen zum häufigeren Auftreten von Ereignissen mit höheren CAPE-Werten als auch zu höheren CIN-Werten, welche unter anderem auf das im Vergleich zur Gegenwart höher liegende LCL-Niveau zurückgeführt werden kann.

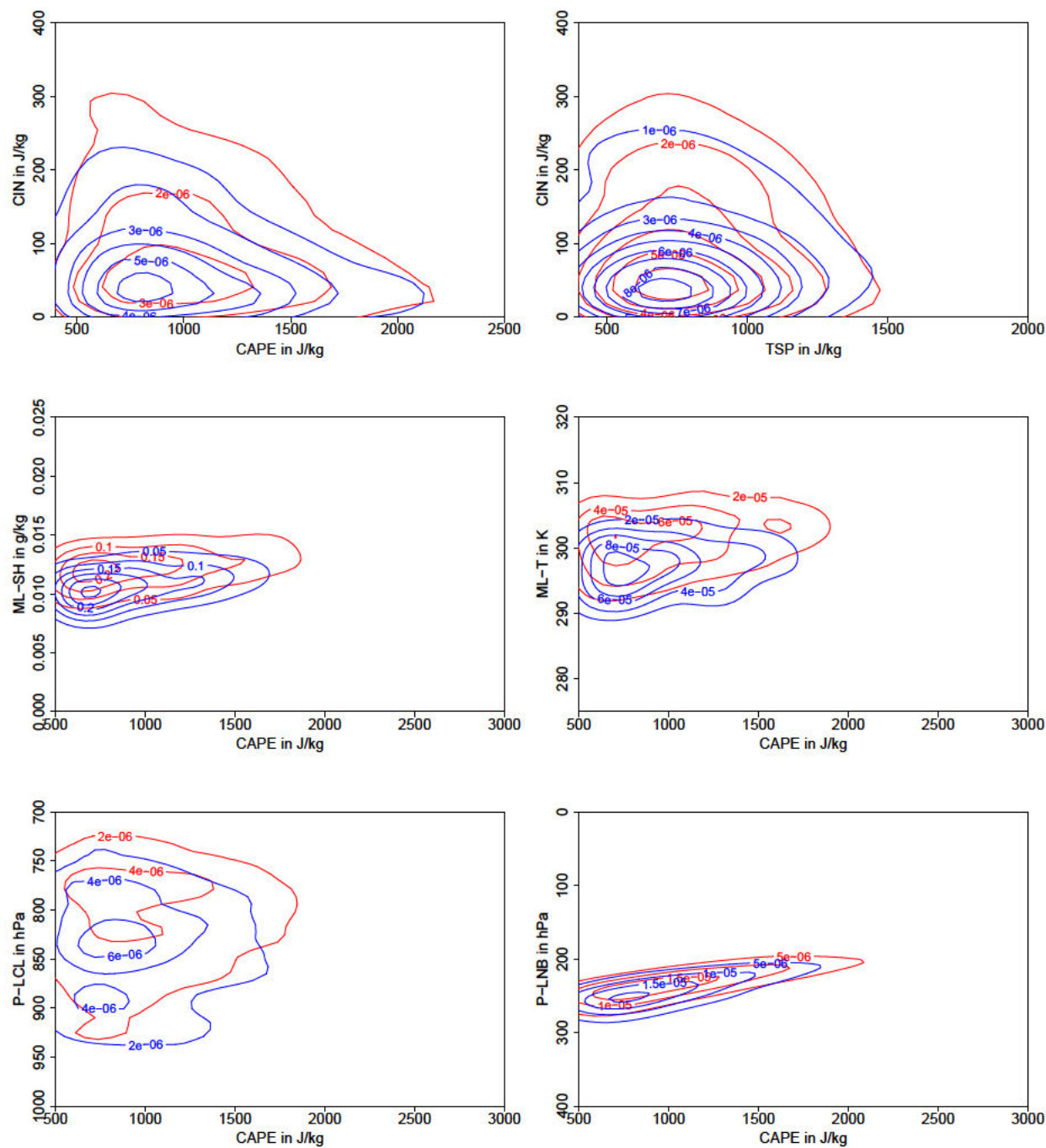


Abbildung 7.16: Häufigkeitsdichteverteilung für 12 UTC am Gitterpunkt 48°N 11°O (München), Oben links: CAPE vs. CIN, oben rechts: CAPE vs. TSP, Mitte links: CAPE vs. q_{ML} , Mitte rechts: CAPE vs. T_{ML} , unten links: CAPE vs. p_{LCL} , unten rechts: CAPE vs. p_{LNB} . Rot: CLM-A1B (2079-2100), blau: CLM-C20 (1979-2000)

7.6. Jahrgang der Konvektionsmaße an ausgewählten Gitterpunkten

Im Folgenden wird der Jahrgang der Konvektionsmaße untersucht, da das Verständnis über die klimatologische und geographische Verteilung dieser Parameter bei der Aussage hilft, wo und wann solche Extremereignisse am wahrscheinlichsten sind. Die klimatologische Verteilung dient nicht zur Vorhersage von Ereignissen an einem bestimmten Tag, sie kann aber helfen, ein Gefühl dafür zu bekommen, was an Orten unterschiedlicher geographischer Situierung zu den verschiedenen Jahreszeiten passiert und welche Differenzen sich innerhalb eines Jahres im Wertebereich der Parameter ergeben (Brooks et al., 2007).

Es wird die zeitliche Variabilität der Konvektionsmaße untersucht, wobei das Augenmerk insbesondere darauf gelegt wird, inwiefern sich die Korrelation zweier Parameter zueinander innerhalb eines Jahreszyklus verhalten und wie sich der Jahreszyklus in der Zukunft verändern wird. Da insbesondere die Kombination von CAPE und DLS bei der Untersuchung des Schwergewitterpotenzials wichtig ist, kann eine Veränderung eines der Parameter zwar das Auftreten von Gewittern begünstigen, die Änderung des anderen jedoch dieser Entwicklung entgegenwirken. Hierbei können mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die atmosphärischen Parameter und somit in Bezug auf die Entwicklung von Konvektion abgeleitet werden.

Es werden sowohl die Zusammenhänge zwischen dem mittleren Jahrgang von vertikalem Temperaturgradienten $T_{800-500}$ und Grenzschichtfeuchte q_{ML} sowie zwischen CAPE und DLS untersucht. Hierfür wurden die Werte des 12 UTC-Zeitpunktes eines jeden Tages (nicht nur JJA, sondern des gesamten Jahres) herangezogen. Für die Wahl der Gitterpunkte wurde an einer Veröffentlichung von Brooks et al. (2007) angelehnt, in der an mehreren Gitterpunkten in Europa Untersuchungen der mittleren Jahreszyklen anhand abgeleiteter Konvektionsmaße mittels NCEP/NCAR-Reanalysen durchgeführt wurden (Abb. 7.17).

Da von der Auswertung einzelner Gitterpunkte in CLM-Szenarien abgeraten wird, wurden die Konvektionsmaße für Gebietsmittel aus 3×3 Gitterpunkten berechnet, da bei der Betrachtung einzelner Gitterpunkte der lokale Einfluss zu groß sein könnte. Für den Jahreszyklus wurden nun der 12 UTC-Zeitpunkt eines jeden Tages gewählt und anschließend ein gleitender Mittelwert über 31 Tage gebildet, um eine Glättung des Jahrgangs zu erzeugen. Somit besitzt das Endergebnis eine zeitliche Mittelung auf Monatsskala auf Basis täglicher Auflösung für die Jahre 1979-2000 beziehungsweise 2079-2100. Bei der Berechnung des CAPE-Jahrgangs wurden alle Werte zu den 12-UTC Zeitpunkten herangezogen, ohne diese in $CAPE > 0 \text{ J kg}^{-1}$ -Tage zu selektieren, um eine Analyse der mittleren CAPE zu erhalten. Bei dieser Darstellung der Jahreszyklen verliert man die Information über die Anzahl der Tage, an denen $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ gilt, was zur Folge hat, dass sich die Mittelwerte aus wenigen Tagen mit Extremalwerten oder aber vielen Tagen mit moderater CAPE zusammensetzen können. Hierin unterscheidet sich die Arbeit von Brooks et al. (2007), da in dessen Studie ein bedingtes Mittel für Fälle mit $CAPE$ größer 0 J kg^{-1} berechnet wurde. Dies hat zum Vorteil, dass man sich lediglich auf die Tage konzentriert, in denen die Initiierung von Konvektion gegeben ist.

Es werden entlang einer West-Ost- und Nord-Süd-Achse der mittlere Jahrgang der Konvektionsmaße in Abhängigkeit voneinander untersucht. Aufgrund der unterschiedlichen geo-

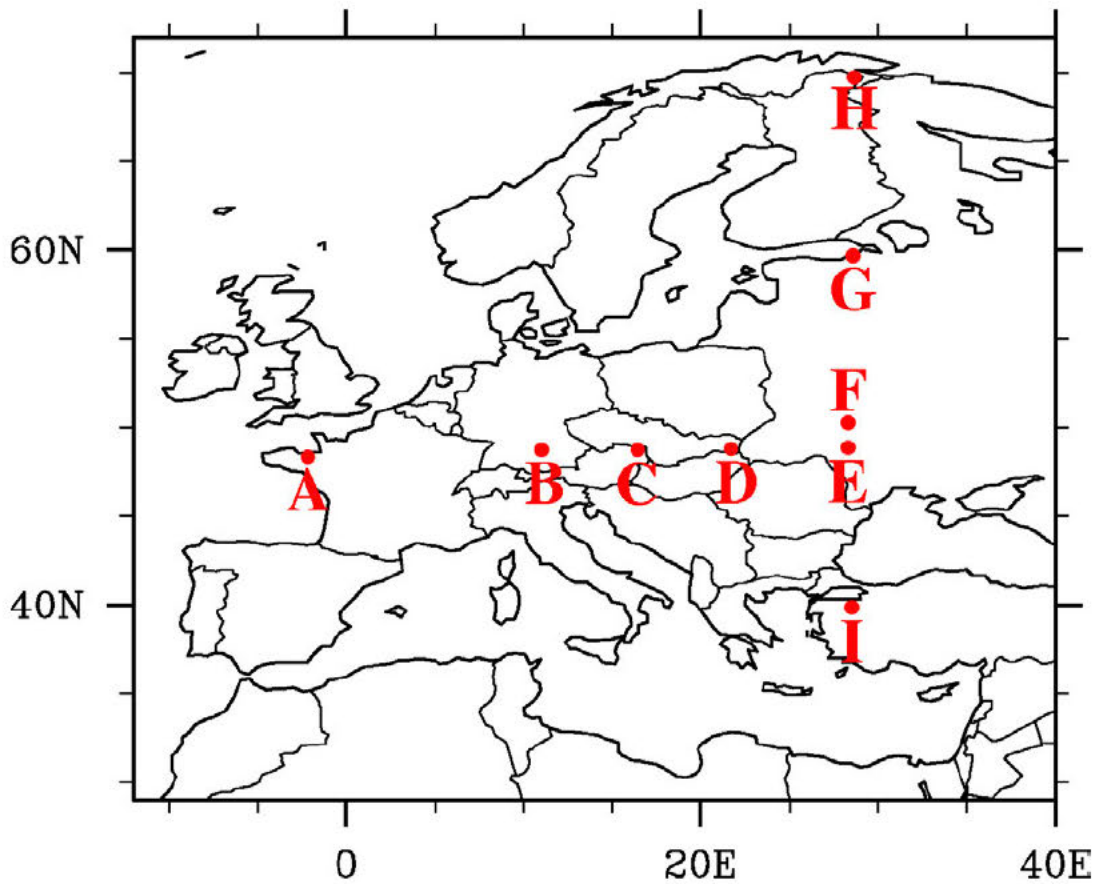


Abbildung 7.17: Gitterpunkte in Europa, an denen Brooks et al. (2007) Jahreszyklen auserwählter Konvektionsmaße berechnete.

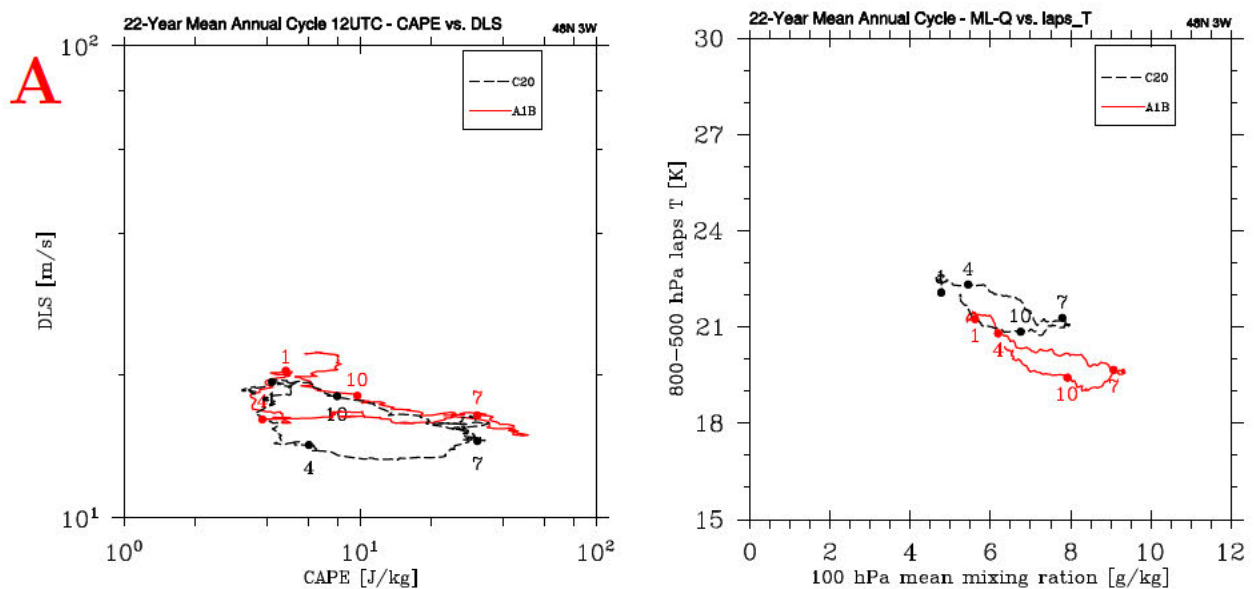


Abbildung 7.18: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei $48^{\circ}N$ und $3^{\circ}W$. Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

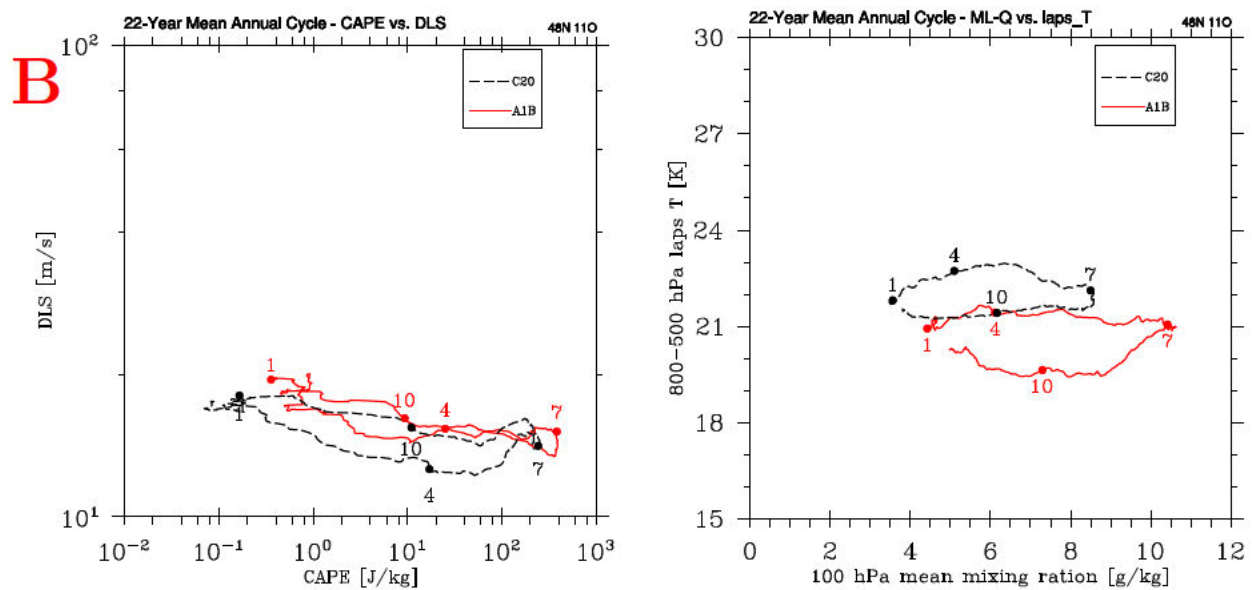


Abbildung 7.19: Mittlerer Jahresgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 48°N und 11°O (München). Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

graphischen Situierung kann davon ausgegangen werden, dass sich auch auf engem Raum bereits sehr unterschiedliche Verhalten in den Parametern ergeben können. Um das Prinzip verständlicher zu gestalten und eine Basis für einen Vergleich zu schaffen, wird anhand des Gitterpunktes München (48°N 11°O, Abb. 7.19) eine detaillierte Erläuterung erfolgen. Ein Argument, sich für diese geographische Region zu entscheiden, ist, dass der Jahreszyklus hier in beiden Parameternkombinationen stärker ausgeprägt ist als an den anderen Gitterpunkten. Es wurde die logarithmische Darstellung gewählt, da es den Plot übersichtlicher gestaltet (Brooks et al., 2007). Die Nummern in den Abbildungen geben jeweils die Mitte des Monats an. Die 1 steht für den 16. Januar, die 4 für den 16. April, die 7 steht für den 16. Juli und die 10 für den 16. Oktober. Somit kann der Jahresgang besser aufgezeigt und die Korrelation der Konvektionsmaße besser erklärt werden. Die schwarze Kurve gibt die Berechnungen für 1979-2000 anhand des CLM-C20-Kontrolllaufs, die rote die Werte für 2079-2100 anhand der CLM-A1B-Realisierung an.

Startet man in Abbildung 7.19 (rechts) am 16. Januar für den gemittelten Jahreszyklus 1979-2000, so ist die Atmosphäre trocken ($3,6 \text{ g kg}^{-1}$) und weist eine Temperaturdifferenz zwischen 800 hPa und 500 hPa von 21,8 K auf. In den ersten drei Monaten des Jahres nehmen die mittleren Werte für beide Größen zu, die q_{ML} erhöht sich auf $5,1 \text{ g kg}^{-1}$, die $T_{800-500}$ auf 22,7 K. Während des Frühlings und frühen Sommers nimmt die $T_{800-500}$ zunächst noch etwas zu, geht dann aber Mitte Juli auf einen Wert ähnlich dem des 16. Januars zurück (22,1 K), die q_{ML} hingegen erhöht sich weiterhin auf $8,5 \text{ g kg}^{-1}$. Von Mitte Juli bis Mitte Oktober nehmen sowohl q_{ML} als auch $T_{800-500}$ im Wertebereich deutlich ab. Die $T_{800-500}$ erreicht hierbei mit 21,4 K nahezu das jährliche Minimum. Auch die q_{ML} geht auf $6,2 \text{ g kg}^{-1}$ zurück. Mit gleichbleibenden $T_{800-500}$ aber einem Rückgang der q_{ML} um $2,6 \text{ g kg}^{-1}$ schließt sich der Jahreszyklus im Januar. Zieht man nun die CAPE (Abb. 7.19, links) hinzu, so wird deutlich, wie die Jahreszyklen von q_{ML} und $T_{800-500}$ zur Generierung von CAPE beitragen. Belaufen sich die Werte im Winter auf Werte kleiner 10 J kg^{-1} , so nehmen sie über den Frühling (17J

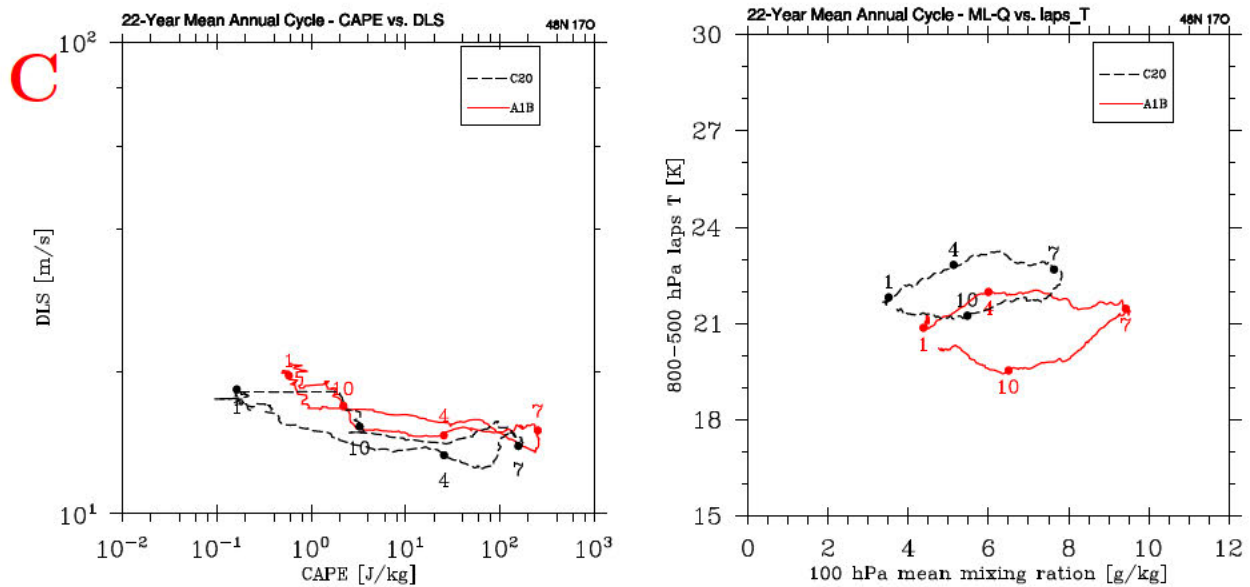


Abbildung 7.20: Mittlerer Jahressgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 48°N und 17°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

kg^{-1}) bis hin zum Juli auf 240 J kg^{-1} vor allem aufgrund des ansteigenden Feuchtegehalts in den bodennahen Schichten zu, da die Änderungen der Stabilität im Vergleich gering sind. Durch den Rückgang der q_{ML} wird auch die CAPE im Herbst geringer (11 J kg^{-1}), bis sie im Winter das Jahresminimum erreicht. Die vertikale Windscherung (DLS) zeigt ein leicht gegenläufiges Bild. Mit einem Jahresmaximum im saisonalen Winter ($18,1 \text{ m s}^{-1}$) nimmt die DLS im Frühjahr auf $12,6 \text{ m s}^{-1}$ ab, erhöht sich wiederum leicht auf $14,1 \text{ m s}^{-1}$ im Juli und nimmt im Herbst mit $15,4 \text{ m s}^{-1}$ zu den Wintermonaten hin zu.

Die Frage, die sich nun stellt, ist: Woraus resultieren die jahreszeitlich bedingten Änderungen der Feuchte und des Temperaturgradienten? Durch die vermehrte solare Einstrahlung im nordhemisphärischen Sommer erwärmen sich die Luftmassen. Durch den Zusammenhang der Clausius-Clayperon-Gleichung (Emanuel, 1994) ergibt sich, dass wärmere Luftmassen mehr Wasserdampf aufnehmen können. Worin jedoch die Quelle der erhöhten Feuchte in den bodennahen Schichten liegt, konnte bisher nicht geklärt werden. Ein möglicher Effekt ist vermehrte Advektion feucht-warmer Luftmassen aus den Gebieten des Mittel- oder Schwarzen Meeres. Zudem dürfte ein erhöhter Pflanzenbedeckungsgrad und eine damit einhergehende vermehrte Evapotranspiration ebenfalls für eine höhere Feuchte in der unteren Troposphäre sorgen. Um ein besseres Verständnis über diesen Effekt zu erhalten, könnte in weiterführenden Studien beispielsweise anhand von Trajektorien untersucht werden, wo Luftmassen ihren feucht-warmen Charakter erhalten, der letztendlich über Kontinentaleuropa dann zur Auslösung schwerer Gewitterstürme führt.

Brooks et al. (2007) folgerten aus ihrer Analyse für die gezeigten europäischen Gitterpunkte, dass im Vergleich zu den Vereinigten Staaten die Wertebereiche von Feuchte und Temperaturgradient (und daraus resultierend auch CAPE) in Europa geringer ausfallen. In USA begründet sich der hohe troposphärische Feuchtegehalt der bodennahen Schichten auf die günstige Lage zum Golf von Mexiko, welcher die Hauptquelle für warm-feuchte Luftmassen darstellt. Die großen vertikalen Temperaturgradienten kommen dadurch zustande, wenn

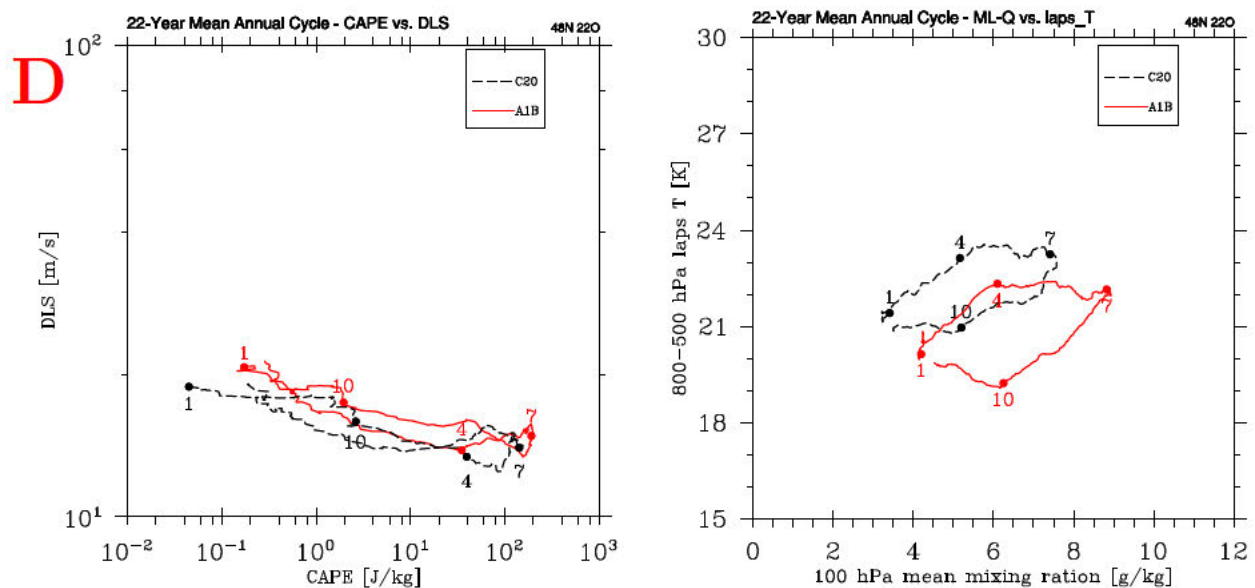


Abbildung 7.21: Mittlerer Jahresgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 48°N und 22°O. Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

Luftmassen über erhöhtem Terrain wie beispielsweise den Rocky Mountains erhitzt werden und daraufhin bei weiterer Verlagerung Richtung Landesinnere in ihren Eigenschaft deutlich trockener sind (Doswell und Brooks, 1996).

Vergleicht man nun den Jahreszyklus für den Zeitraum 1979-2000 mit den anhand der A1B-Realisierung für die Jahre 2079-2100 errechneten Werte, so ist in Abbildung 7.19 (rechts) zu erkennen, was sich bereits bei den Differenzkarten des saisonalen Mittelwertes andeutete, nämlich, dass nicht nur in den Sommermonaten Juni, Juli und August, sondern auch im Jahreszyklus die q_{ML} -Werte in der Zukunft im höheren Wertebereich liegen werden. Im Januar ergibt sich hierbei für die A1B-Realisierung ein Mittelwert von $4,4 \text{ g kg}^{-1}$ (C20: $3,6 \text{ g kg}^{-1}$), im April $6,1 \text{ g kg}^{-1}$ (C20: $5,1 \text{ g kg}^{-1}$), im Juli $10,4 \text{ g kg}^{-1}$ (C20: $8,5 \text{ g kg}^{-1}$) und im Oktober $7,3 \text{ g kg}^{-1}$ (C20: $6,2 \text{ g kg}^{-1}$). Mit fast 2 g kg^{-1} fällt die Erhöhung in den Sommermonaten am Grössten aus. Ein anderes Bild zeigt sich für die Stabilität der Atmosphäre. Die $T_{800-500}$ nimmt für alle Monate deutlich ab, was für eine Stabilisierung in dieser Schicht spricht. Hierbei belaufen sich die Differenzen zu den C20-Absolutwerten für Januar, April und Juli auf ca. 1 K, im Oktober sogar auf 1,8 K. Durch die Zunahme der bodennahen Feuchte und Abnahme der Labilität ergibt sich für die CAPE für den Januar und April eine leichte Zunahme, im Juli steigt der Wert im Mittel von 242 J kg^{-1} (C20) auf 381 J kg^{-1} an. Lediglich im Herbst ist ein leichter Rückgang im A1B-Wertebereich zu erkennen. Hinsichtlich der DLS ergibt sich ein einheitliches Bild: eine Zunahme der Werte in der Zukunft, wobei hierbei die größte Änderung im April (C20: $12,6 \text{ m s}^{-1}$, A1B: $15,4 \text{ m s}^{-1}$) zu erkennen ist. In den restlichen Monaten zeigt sich eine Zunahme von $1,5 \text{ m s}^{-1}$ (Januar), 1 m s^{-1} (Juli) und $0,7 \text{ m s}^{-1}$ (Oktober). Somit kann davon ausgegangen werden, dass mit der Erhöhung des Wertebereichs in CAPE und DLS sich das Potenzial zur Ausbildung von Gewitterstürmen verbessert. Jedoch sei noch einmal darauf hingewiesen, dass hierbei keine Information über die Häufigkeit oder Schwere gemacht werden kann, da diese Information bei der Mittelung verloren ging.

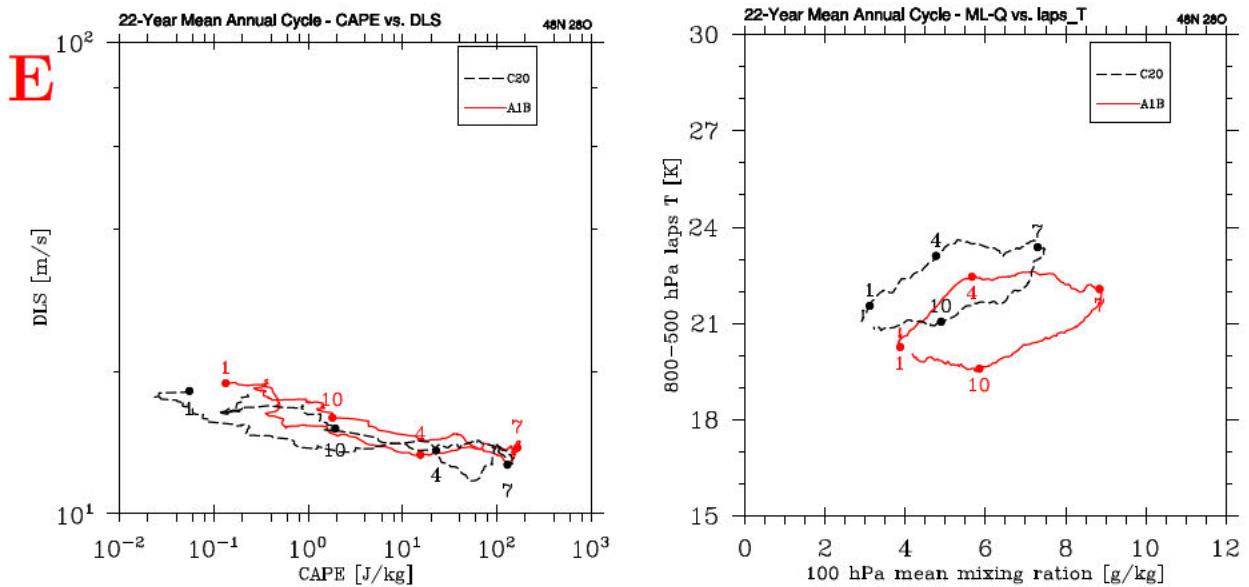


Abbildung 7.22: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 48°N und 28°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

Anhand der detaillierten Beschreibung der Änderungen im Großraum München kann nun der Vergleich zu den restlichen Stationen angestellt werden. Startet man mit dem am westlich gelegenen Punkt ($48^\circ\text{N } 3^\circ\text{W}$, Abb. 7.18) an der französischen Küste des Ärmelkanals, so zeigt die q_{ML} im Vergleich zu $48^\circ\text{N } 11^\circ\text{O}$ eine geringere Variabilität im Jahrgang (Januar: $4,8 \text{ g kg}^{-1}$, April: $5,4 \text{ g kg}^{-1}$, Juli: $7,8 \text{ g kg}^{-1}$, Oktober: $6,8 \text{ g kg}^{-1}$), was auf die Nähe zum Atlantik zurückgeführt werden kann. Allerdings weisen die Absolutwerte der q_{ML} in den Sommermonaten verglichen zum Münchner Gitterpunkt ebenfalls geringere Werte auf ($48^\circ\text{N } 11^\circ\text{O}$: $8,5 \text{ g kg}^{-1}$, $48^\circ\text{N } 3^\circ\text{W}$: $7,8 \text{ g kg}^{-1}$). Für die CAPE ergeben sich im Vergleich zu $48^\circ\text{N } 11^\circ\text{O}$ geringere Absolutwerte (Januar: 4 J kg^{-1} , April: 6 J kg^{-1} , Juli: 31 J kg^{-1} , Oktober: 8 J kg^{-1}). Die Änderungen im Zukunftsszenario sind aufgrund der ohnehin kleinen CAPE-Werte nur marginal, die DLS nimmt leicht zu (Januar: $+1,2 \text{ m s}^{-1}$, April: $+0,8 \text{ m s}^{-1}$, Juli: $+1,3 \text{ m s}^{-1}$, Oktober: $+1,1 \text{ m s}^{-1}$).

Für $48^\circ\text{N } 17^\circ\text{O}$ (Abb. 7.20) ergeben sich gegenüber $48^\circ\text{N } 11^\circ\text{O}$ kaum Änderungen. Lediglich die q_{ML} (Juli: C20: $7,6 \text{ g kg}^{-1}$, A1B: $9,4 \text{ g kg}^{-1}$) und somit auch die CAPE-Werte (Juli: C20: 156 J kg^{-1} , A1B: 252 J kg^{-1}) sind in den Sommermonaten etwas geringer.

Weiter östlich ($48^\circ\text{N } 22^\circ\text{O}$, Abb. 7.21) nimmt der Temperaturgradient $T_{800-500}$ zum Sommer hin zu (Januar: C20: $21,4 \text{ K}$, A1B: $20,1 \text{ K}$ - April: C20: $23,1 \text{ K}$, A1B: $22,3 \text{ K}$ - Juli: C20: $23,3 \text{ K}$, A1B: $22,1 \text{ K}$ - Oktober: C20: 21 K , A1B: $19,2 \text{ K}$), wobei die Absolutwerte nicht deutlich über denen von München liegen. Jedoch zeichnet sich der Jahreszyklus deutlicher mit einem Maximum im Frühling und einem absoluten Minimum im Herbst ab. Die CAPE-Werte sind dadurch im Frühjahr an diesem Gitterpunkt höher als im Münchner Raum. Interessant ist hierbei, dass sich zwischen Gegenwart (C20) und Zukunft (A1B) im April sowohl bei der CAPE (C20: 39 J kg^{-1} , A1B: 34 J kg^{-1}) als auch der DLS (C20: $13,4 \text{ m s}^{-1}$, A1B: $13,8 \text{ m s}^{-1}$) kaum etwas ändert und somit nicht mit vermehrtem Schwergewitterpotenzial im Frühjahr zu rechnen ist. Ein ähnliches Bild ergibt sich für $48^\circ\text{N } 22^\circ\text{O}$, Abb. 7.22.

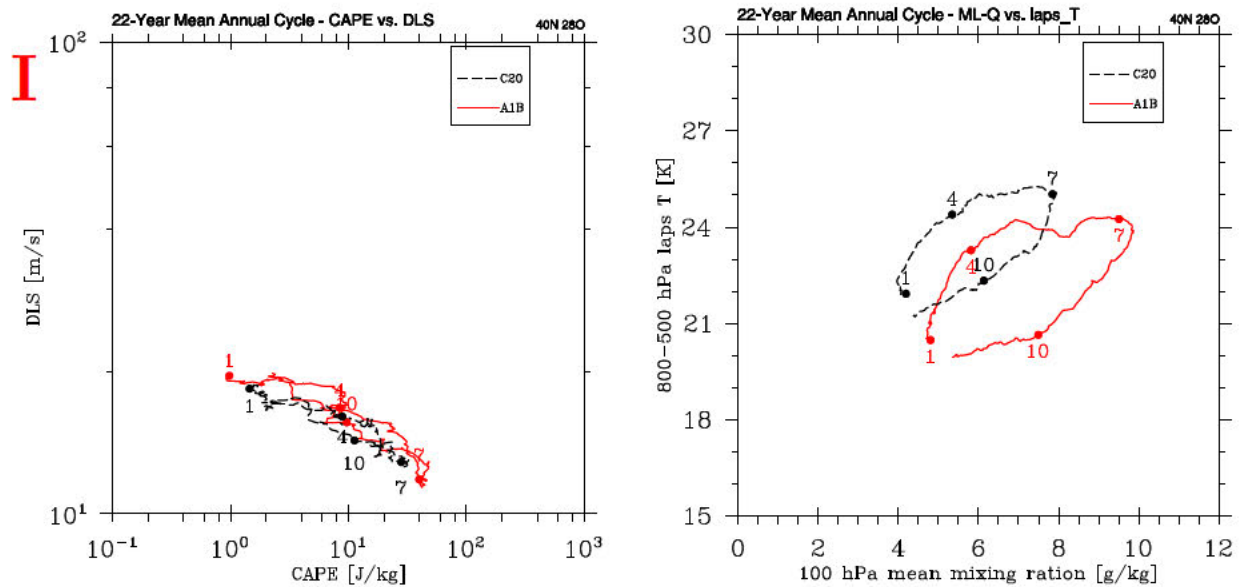


Abbildung 7.23: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 40°N und 28°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

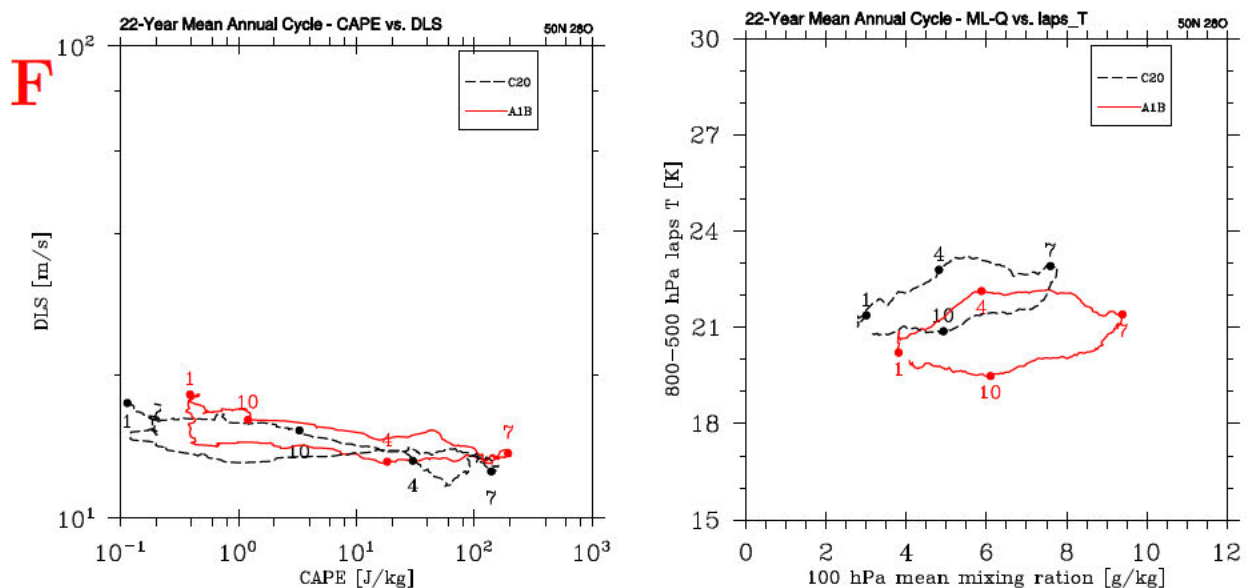


Abbildung 7.24: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 50°N und 28°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

Folgt man nun einer Süd-Nord-Achse, so zeigt sich für 40°N 28°O , Abb. 7.23 die jahreszyklisch ausgeprägtesten und mit den höchsten Absolutwerten im Juli verbundenen Temperaturgradientwerte (C20: 25 K, A1B: 24,3 K) bei verhältnismäßig hoher q_{ML} (C20: $7,8 \text{ g kg}^{-1}$, A1B: $9,5 \text{ g kg}^{-1}$). Warum die CAPE-Werte trotz guter Bedingungen derart gering ausfallen, kann anhand dieser Graphik nicht geklärt werden. Je weiter man sich auf diesem Breitengrad nach Norden bewegt, desto stärker ändert sich zunächst das Bild. Für 50°N 28°O (Abb. 7.24) erhält man ein ähnliches wie es sich bei 48°N 28°O (Abb. 7.22) sich ergeben hatte.

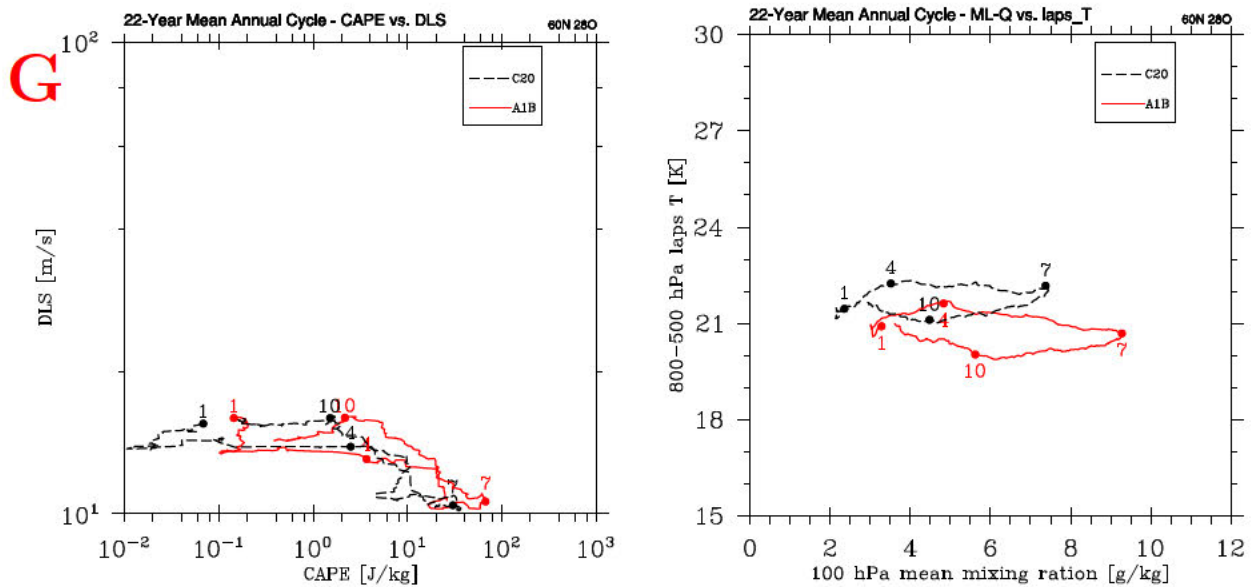


Abbildung 7.25: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 60°N und 28°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

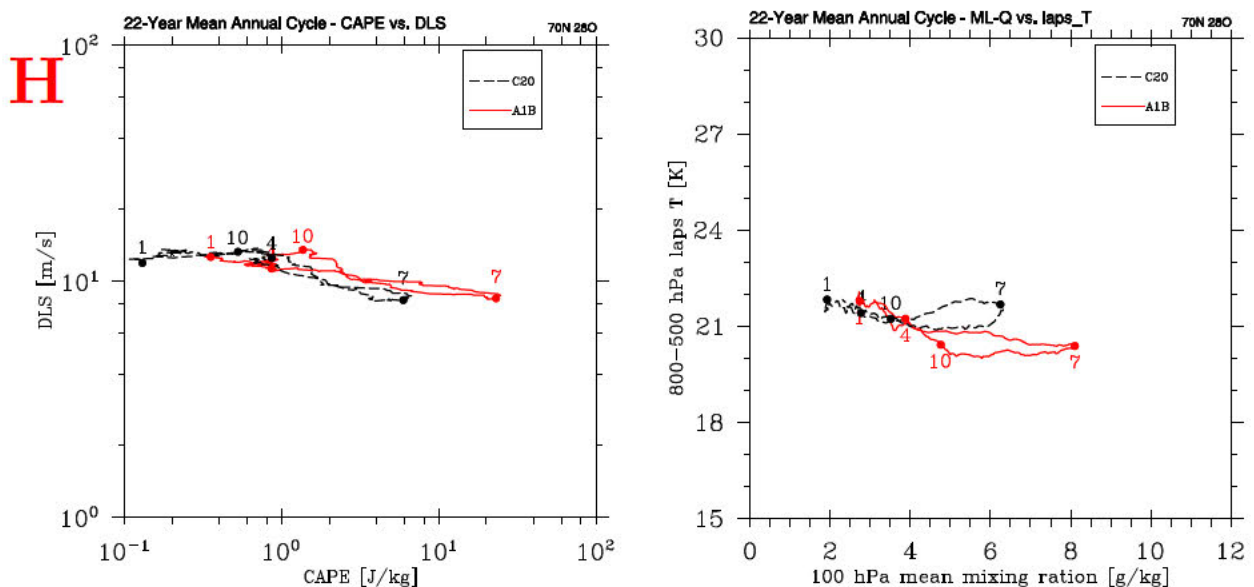


Abbildung 7.26: Mittlerer Jahrgang der Korrelation CAPE vs. DLS (links) und q_{ML} vs. $T_{800-500}$ (rechts) bei 70°N und 28°O . Die Nummern stellen den 16. des Monats dar (16. Januar, 16. April, 16. Juli, 16. Oktober), rot: CLM-A1B, schwarz: CLM-C20

Bei 60°N 28°O (Abb. 7.25) und 70°N 28°O (Abb. 7.26) wird ein weiterer Effekt deutlich: die DLS nimmt ab je nördlicher der zu untersuchende Gitterpunkt liegt. Bei sehr geringen CAPE-Werten im Juli (C20: 6 J kg^{-1} , A1B: 23 J kg^{-1}) ist zwar die Änderung der q_{ML} in einem sich wandelnden Klima noch bemerkbar (C20: $6,2 \text{ g kg}^{-1}$, A1B: $8,1 \text{ g kg}^{-1}$), das Potenzial zur Ausbildung von Schwergewittern bei derart geringen CAPE- und DLS-Werten (C20: $8,3 \text{ m s}^{-1}$, A1B: $8,4 \text{ m s}^{-1}$) jedoch gering.

Zusammenfassung: Die Kombination der Jahreszyklen für die hier untersuchten Parameter q_{ML} , $T_{800-500}$, CAPE und DLS sind von ihrer geographischen Situierung und somit ihrer Breiten- und Längengrade abhängig, wobei in Mitteleuropa die Mittelwerte der CAPE aufgrund hoher Feuchte in den bodennahen Schichten und einer Instabilität zwischen 800 hPa und 500 hPa in den Sommermonaten am Höchsten werden. Vergleicht man den C20-Kontrolllauf (1979-2000) mit der A1B-Realisierung (2079-2100), so ist im Jahreszyklus eine Zunahme der Grenzschichtfeuchte (q_{ML}) bei gleichzeitiger Abnahme des vertikalen Temperaturgradienten ($T_{800-500}$) zu erkennen. Trotz Abnahme der Stabilität führt die Zunahme der q_{ML} weitestgehend zu einer Erhöhung der CAPE. Auch die DLS nimmt an den meisten Gitterpunkten zu, wodurch das Potenzial zur Ausbildung von Gewitterstürmen in der Zukunft begünstigt wird. Allerdings kann anhand dieser Untersuchungen keine Aussage über die Initiierung von Gewittern gemacht werden, da bereits in der Untersuchung der Europakarten festgestellt wurde, dass auch bei einer Zunahme des Gewitterpotenzials stets das Verhalten der CIN berücksichtigt werden muss, die trotz bester konvektionsfördernder Bedingungen die Initiierung unterbinden kann.

7.7. Jahresgang des Schwergewitterpotenzials für ausgewählte Großstädte

Mögliche Änderungen konvektiver Extremereignisse haben insbesondere auf stark besiedelte Gegenden einen erheblichen Einfluss. Um die Wahrscheinlichkeit besser abschätzen zu können wurden von Trapp et al. (2007) der Jahresgang von Tagen mit günstigen Umgebungsbedingungen zur Ausbildung von Schwergewitter² (NSDEV) an Gitterpunkten amerikanischer Großstädte für zwei Zeitspannen: 2072-2099 (A2) und 1962-1989 (RF) berechnet, wobei hierfür die Simulationen eines regionalen Klimamodells (Differbaugh et al., 2005) herangezogen wurden. Für die Vereinigten Staaten von Amerika erhielten Trapp et al. (2007) eine Zunahme der CAPE im A2-Szenario verglichen zum Referenzzeitraum (RF) flächendeckend über nahezu dem gesamten nordamerikanischen Kontinent, wobei sich die größten Unterschiede (A2 *minus* RF) in der Nähe des Golfs von Mexiko und in den atlantischen Küstengebieten abzeichneten. Die Zunahme der CAPE kann hierbei auf die Erhöhung des atmosphärischen Wasserdampfes innerhalb der planetaren Grenzschicht zurückgeführt werden (Williams und Renno, 1993), was als Konsequenz aus erhöhtem Wasserdampftransport resultiert (Held und Soden, 2006). Die lineare Korrelation von CAPE und q_{ML} ergab nach Trapp et al. (2007) eine gute Übereinstimmung von 0.75-0.96.

Für den Südosten Amerikas verdoppeln sich nach Trapp et al. (2007) in der Zukunft (A2) die NDSEV in den Frühlings- und Sommermonaten im Vergleich zur RF-Periode. Dasselbe zeigt sich für New York, wobei sich hierbei die Zunahme auf die Sommermonate beschränkt. Deutlich geringer fallen die Änderungen außerhalb der Küstengebiete (Golf von Mexiko und Atlantik) aus, da hier die bodennahen Feuchte aufgrund der fehlenden Quellen keine starke Zunahme erfährt, so auch in Chicago, wo sich im Vergleich zu RF nur eine schwache Zunahme abzeichnet (Abbildungen nicht gezeigt).

²number of days in which these severe thunderstorm conditions occur

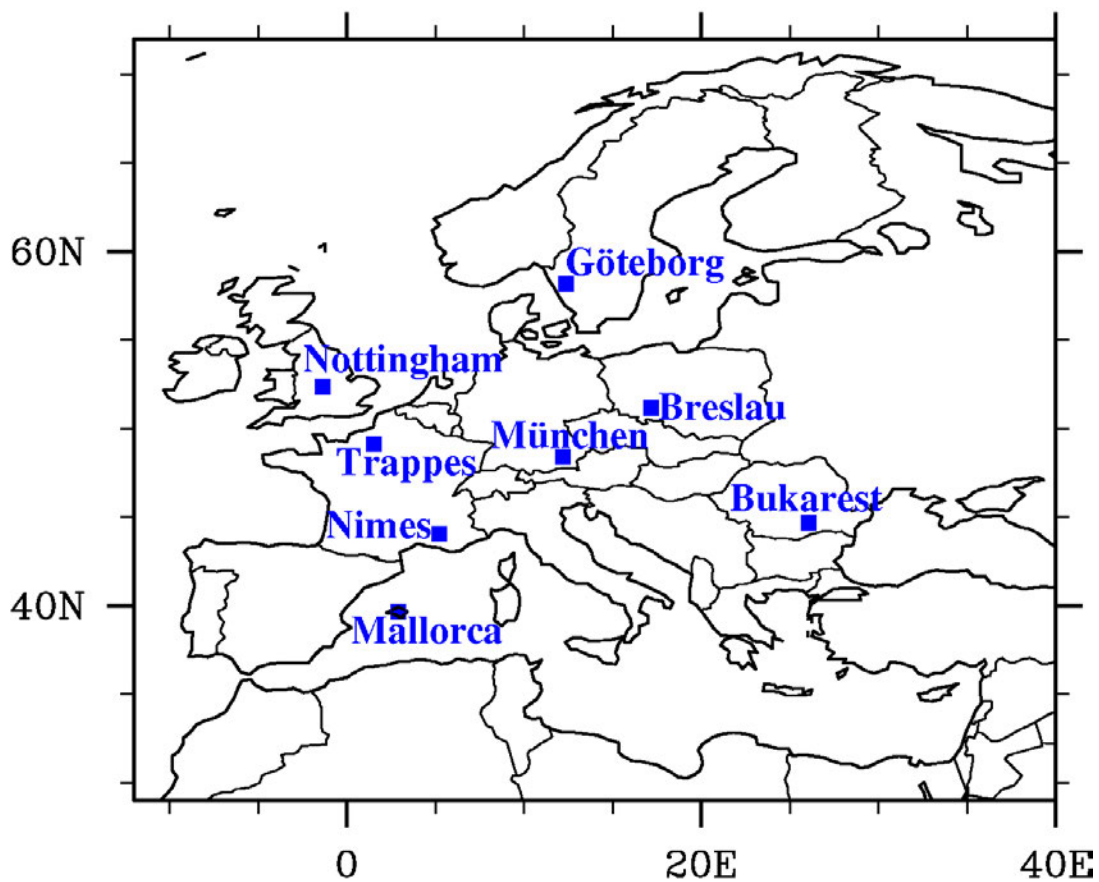


Abbildung 7.27: Großstädte in Europa, an denen die Änderung des Schwergewitterpotenzials berechnet wurde.

Da nun die Änderung des TSP an Gitterpunkten europäischer Großstädte abgeschätzt werden soll, ist die Frage, welcher Parameter bei der Kombination aus CAPE und DLS dominieren wird. Eine Zunahme der CAPE gekoppelt mit einer Abnahme der DLS könnte zu einer Zunahme von unorganisierten Gewittern führen, die zwar erhebliche Niederschlagsmengen mit sich führen, sich aber auch schnell wieder auflösen und daher kein größeres Unwetterpotenzial in sich bergen. Bei Trapp et al. (2007) ergab sich eine Zunahme der CAPE bei gleichzeitiger Abnahme der DLS über nahezu dem gesamten Gebiet der USA, was dennoch in einem Anstieg in der Anzahl der NDSEV und somit in Tagen mit günstigen Bedingungen für hochreichende Konvektion resultierte.

In meiner Arbeit werden für die Gitterpunkte europäischer Großstädte die Anzahl der Tage untersucht, in denen das Schwergewitterpotenzial (TSP) einen Schwellenwert von 1000 J kg^{-1} überschreitet, um anhand der A1B-Realisierung im Vergleich zur Gegenwart (C20) eine Abschätzung machen zu können, wie sich die Anzahl der Tage mit hohem Schwergewitterpotenzial in der Zukunft an diesen dichtbesiedelten Orten ändern wird. Für den Norden wurde Göteborg gewählt, für den Nordosten Nottingham, für Mitteleuropa München, für Westeuropa Trappes und Nimes, für Osteuropa Breslau und Bukarest und für Südeuropa Mallorca (Abb. 7.27)

In Abbildung 7.28 sieht man die Jahresgänge an den einzelnen Gitterpunkten für 12 UTC und 18 UTC. Die dunkelblauen Balken stellen die Ergebnisse für die Auswertungen des C20-

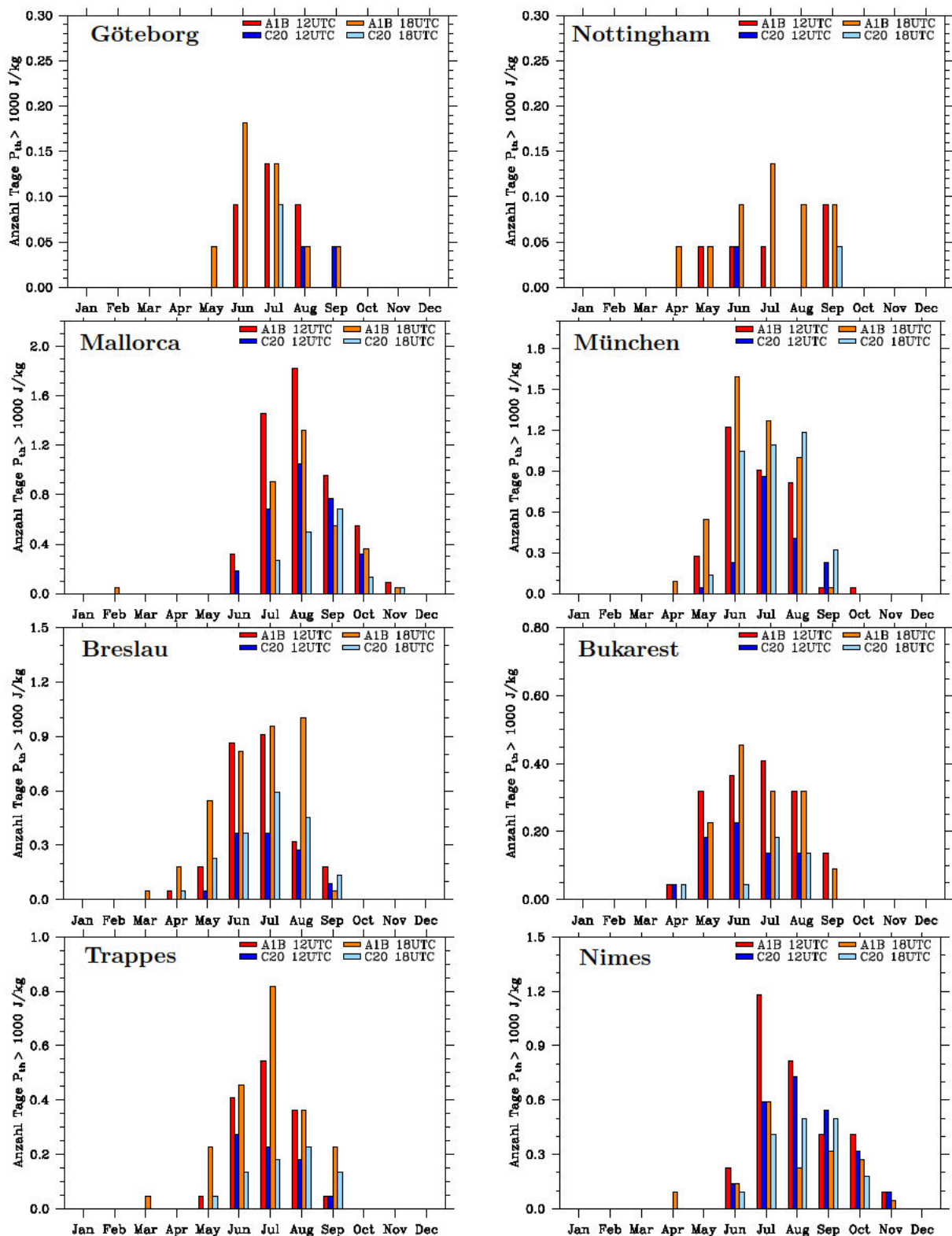


Abbildung 7.28: Jahresgang an Gitterpunkten europäischer Großstädte (siehe Abb. 7.27) für Anzahl der Tage mit TSP > 1000 J/kg⁻¹.

rot: CLM-A1B 12 UTC, orange: CLM-A1B 18 UTC, dunkelblau: CLM-C20 12 UTC, hellblau: CLM-C20 18 UTC.

Kontrolllaufs um 12 UTC dar, hellblau für die anhand C20 ermittelten Ergebnisse um 18 UTC, rot sind die mittels A1B-Realisierung abgeleiteten Ergebnisse für den 12 UTC-Termin und orange die Ergebnisse des Klimaszenarios für den 18 UTC-Termin.

Für Göteborg und Nottingham zeigt sich im Vergleich zur Referenzperiode C20 bei der A1B-Realisierung für die Monate Mai-September (April-September), dass es zu Tagen mit hohem TSP kommen kann, die in C20 für die Monate Mai, Juni und Juli (April, Mai, Juli und August) noch nicht detektiert wurden. Allerdings ist die Häufigkeit mit einem Spitzenwert kleiner 0,2 Tage (Mai) gering.

Am Gitterpunkt München beläuft sich die Anzahl der Tage für die Referenzperiode C20 sowohl zum 12 UTC- als auch zum 18-UTC-Termin für Mai-September auf Werte größer Null. Weist die Anzahl für den 12 UTC-Zeitpunkt im Juni in C20 0,2 Tage auf, so zeigt A1B eine Versechsfachung auf 1,2 Fälle pro Monat. Auch zum 18 UTC-Termin ist eine Zunahme der Fälle von 1,1 (C20) auf 1,6 (A1B) zu erkennen. Im August ändert sich das Bild leicht, indem der 12 UTC-Termin noch eine Zunahme von 0,4 (C20) auf 0,8 (A1B) aufzeigt, der 18 UTC-Termin jedoch mit einer leichten Abnahme von 1,2 (C20) auf 1,0 (A1B) verknüpft ist.

Für Breslau nimmt die Häufigkeit im Juni und Juli (C20: 0,4, A1B: 0,9) ebenfalls zu. Die größte Zunahme zeigt sich im August zum 18 UTC-Termin, wo eine Verdoppelung von 0,5 (C20) auf 1,0 Tage (A1B) stattfindet. In Frankreich zeichnet sich ein ähnliches Bild ab, wobei in Nimes (Abb. 7.28 unten links) der Jahresgang ausgeprägter ist und es bis in den November zu Tagen mit hohem Schwergewitterpotenzial kommen kann.

Sowohl Trappes als auch Nimes zeigen für den Juli die größte Zunahme in der Frequenz, wobei diese in Trappes zum 18 UTC-Termin eintritt (C20: 0,2, A1B: 0,8), in Nimes zum 12 UTC-Zeitpunkt (C20: 0,6, A1B: 1,2). Zudem zeigt sich anhand der Verteilung, dass die Änderungen am stärksten für die Sommermonate ausfallen, der Herbst zwar durchaus Tage mit hohem Schwergewitterpotenzial aufweist, diese sich aber in der Zukunft im Vergleich zur Gegenwart nicht so stark ändern werden.

Die kanarische Insel Mallorca hat wie Nimes einen verschobenen Jahresrhythmus mit Maximum im August und Tage mit Schwergewitterpotenzial bis in den November hinein. Hier treten neben München am häufigsten günstige Bedingungen zur Unwetterbildung auf. Im Juli findet zum 12 UTC-Termin eine Erhöhung von 0,7 (C20) auf 1,5 Tage (A1B) statt. Auch der 18 UTC-Termin zeigt eine Verdreifachung der Häufigkeit mit 0,3 (C20) auf 0,9 Tage (A1B). Am häufigsten tritt TSP > 1000 J kg⁻¹ jedoch im August auf, bei dem sich die Anzahl zum 12 UTC-Termin von 1,1 (C20) auf 1,9 (A1B) und zum 18 UTC-Termin von 0,5 (C20) auf 1,3 (A1B) ändert.

Zusammenfassung: Es ist somit bei allen der hier betrachteten Großstädte von einer Erhöhung in der Anzahl der Tage mit Schwergewitterpotenzial > 1000 J kg⁻¹ auszugehen, wobei die Gegenden, in denen am häufigsten mit Schwergewittern gerechnet werden muss, nach dieser Realisierung München, Breslau, Nimes und Mallorca sind.

7.8. Änderung der großräumigen Anströmungsrichtung

Im Folgenden soll eine erste Abschätzung gemacht werden, ob die Änderung des Schwergewitterpotenzials auf das häufigere beziehungsweise seltenere Auftreten bestimmter Wetterlagen, sogenannter CWT³, zurückgeführt werden kann. Zur Ableitung der Wetterlagen wurde die Wetterlagenklassifikation nach Lamb und Weiss (1972) verwendet, welche mittlerweile in vielen europäischen Klimastudien zum Einsatz kommt. Ursprünglich wurde diese im Jahr 1972 für die Britischen Inseln erstellt. Anhand der Stärke, Scherung und Richtung des geostrophischen Windes bezogen auf einen Gitterpunkt (Abb. 7.29, großer roter Punkt) werden innerhalb eines Gebietes mit 16 Gitterpunkten die Zirkulationstypen abgeleitet (Lamb und Weiss, 1972; Jones et al., 1993; Storch und Navarra, 1995). Hierbei wird zwischen Richtungstypen und Rotationstypen einer Strömung unterschieden, so daß sich zehn reine Klassen ergeben, die aus acht Richtungstypen und zwei Rotationstypen (zyklonal und antizyklonal) zusammensetzen. Erweitert werden die reinen Klassen um 16 Unterklassen, wenn eine Kombination aus Richtungs- und Rotationstyp vorliegt. Für schwach ausgeprägte Muster, die nicht eindeutig einer der 16 Klassen zugeordnet werden kann, gibt es die Klasse 0, welche für *undefiniert* steht. In Tabelle 7.1 sind die 10 Hauptklassen und die CWT 0 samt Bedeutung aufgelistet. Die Mischungsklassen kommen durch Kombination von antizyklonaler (32) beziehungsweise zyklonaler (33) Rotation gekoppelt mit einer der Strömungsrichtungen (11-18) zustande. Exemplarisch bedeutet das für die CWT 33/16 eine antizyklonale Umströmung (Hochdruckgebiet), wobei die Luftmassen aus westlicher Richtung advehiert werden.

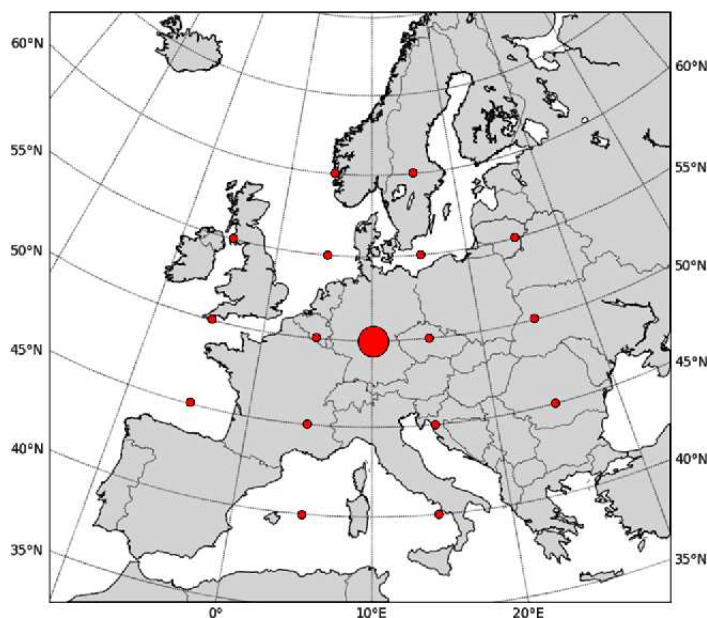


Abbildung 7.29: Lage der Gitterpunkte für die Bestimmung der Wetterlagen nach Lamb and Weiss (1972). Anhand Stärke, Scherung und Richtung des geostrophischen Windes an 16 äquidistanten Gitterpunkten (**kleine rote Punkte**) werden Zirkulationstypen für den zentral gelegenen Gitterpunkt (**großer roter Punkt**) abgeleitet.

Die Wetterlagen wurden hier für den Bezugspunkt 50°N 10°E berechnet, wobei eine Verschie-

³Circulation Weather Types

Tabelle 7.1: Übersicht der CWT.

Schlüssel	Anströmungsrichtung	Abkürzung
0	keine Richtungskomponente	
11	Nordost	NE
12	Ost	EE
13	Südost	SE
14	Süd	SS
15	Südwest	SW
16	West	WW
17	Nordwest	NW
18	Nord	NN
32	Zyklonal	ZY
33	Antizyklonal	AZ

bung des Bezugspunktes innerhalb Deutschlands keine wesentlichen Veränderungen in der Statistik bewirkt und daher die leichte Verschiebung gegenüber dem Gitterpunkt München vernachlässigt werden kann.

In Abbildung 7.30 ist die absolute Anzahl der CWT-Tage für den vergangenen Zeitraum (1979-2000, C20, blaue Balken) wie auch den zukünftigen (2079-2100, A1B, rote Balken) aufgetragen. Am häufigsten an den insgesamt 2024 Tagen der 22 Sommersaisons Juni, Juli und August (JJA) treten die CWT 0 (C20: 160 Tage, A1B: 157 Tage), 16 (C20: 356 Tage, A1B: 268 Tage), 17 (C20: 182 Tage, A1B: 132 Tage), 33/0 (C20: 464 Tage, A1B: 612 Tage), 33/16 (C20: 155 Tage, A1B: 139 Tage) und 33/17 (C20: 91 Tage, A1B: 99 Tage) auf. Dies sind Tage, an denen das Strömungsmuster entweder keiner genauen Klasse zugeordnet werden konnte (CWT 0) oder Anströmungen aus westlichen- (16) bzw. nordwestlichen (17) Richtungen vorlagen, mit zeitweiser zyklonaler (32) oder antizyklonaler Rotationskomponente (33).

Neben dem Interesse, wie sich der großräumige Luftmassentransport in der Zukunft ändern wird, gilt das Hauptaugenmerk vor allem den Strömungsmustern, die oftmals mit großem Schwergewitterpotenzial in Verbindung gebracht werden können, um eine Einschätzung zu erhalten, ob vermehrt mit konvektiven Extremereignissen aufgrund der Änderung von großräumigen Strömungsmustern zu rechnen ist. Im Folgenden wurden für die Konvektionsmaße das Gebietsmittel aus 3 x 3 Gitterpunkten um den Münchner Gitterpunkt angefertigt.

Betrachtet man zunächst die absolute Anzahl der Tage, in denen $CAPE = 0 \text{ J kg}^{-1}$ ist (Abb. 7.31, oben links), so zeigt die Verteilung einen Peak bei der CWT 33/0. Absolut gesehen nimmt die Anzahl der Tage, die mit $CAPE 0 = \text{J kg}^{-1}$ detektiert werden, für die CWT 33/0 (antizyklonale Strömung ohne definierbare Anströmungsrichtung) von 125 Tage (C20) auf 290 Tage (A1B) zu, wodurch in der Zukunft knapp unter 50% dieser CWT-Tage ohne Eintreten eines Schwergewitterereignisses bleiben dürften. Zudem wird die CWT 33/0 häufiger in der Zukunft auftreten, da insgesamt rund 30% der zukünftigen Sommermonatstage (Abb.7.30) von diesem Strömungsmuster dominiert werden. Es kann somit davon ausgegangen werden, dass bei der Hochdrucklage ohne klar definierbare Anströmungsrichtung Schwergewitter seltener auftreten werden.

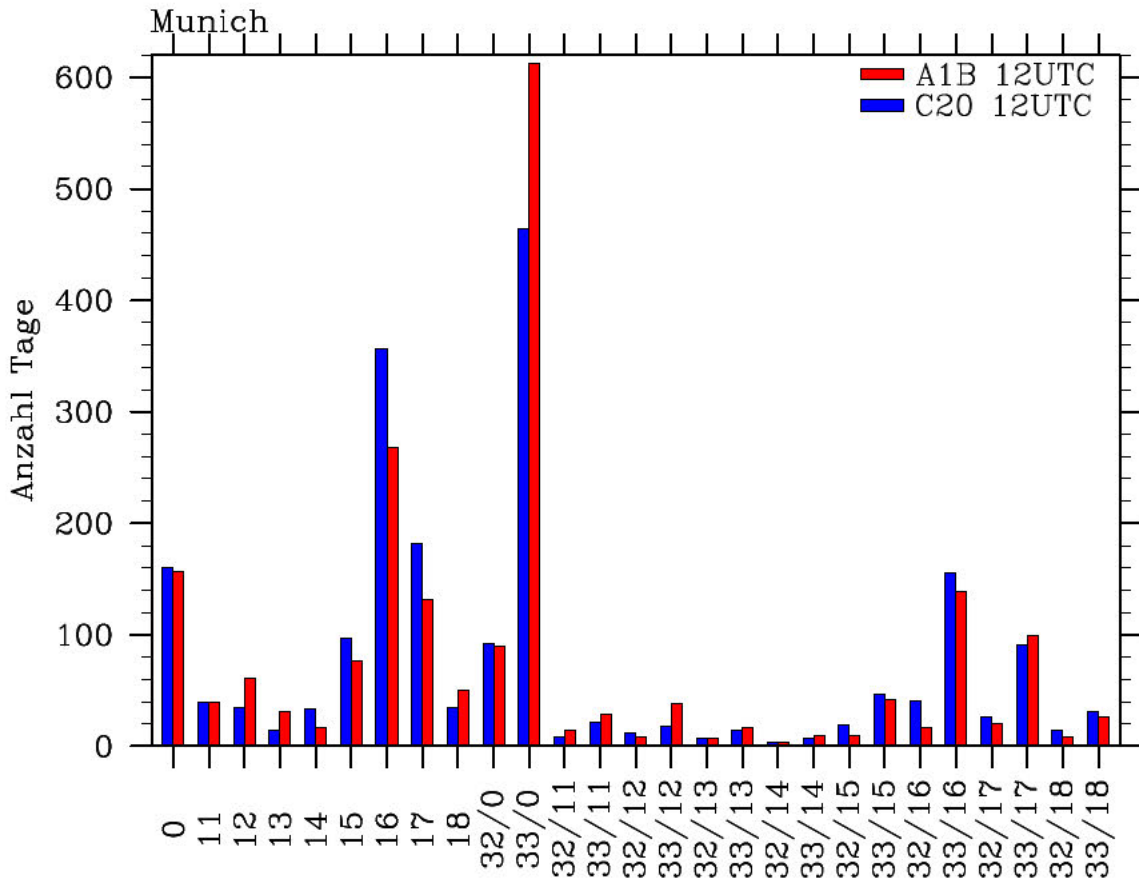


Abbildung 7.30: Anzahl der-Tage in Sommermonaten JJA (insgesamt 2024 Tage) für die Zeiträume 1979-2000 (blaue Balken) und 2079-2100 (rote Balken).

Für die CWT 16, die eine reine Westlage darstellt, geht die absolute Anzahl der Tage mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ von 95 Tage (C20) auf 75 Tage (A1B) zurück. Hierbei sind sowohl in der Vergangenheit (C20) als auch in der Zukunft (A1B) für ca. 27% der Tage die Bedingungen zur Auslösung von Schwergewittern nicht gegeben. Ähnlich verhält es sich für die CWT 17, bei der die Luftmassen aus dem Nordwesten advehiert werden, wobei diese Wetterlage deutlich seltener auftritt. Bei der CWT 0 ergibt sich in der Anzahl der Tage ohne CAPE ein deutlicher Rückgang von 40 auf unter 10 Tage, was einem Rückgang der relativen Häufigkeit von 25% (Abb. 7.32 oben links) auf knapp über 5% in dieser CAPE-Klasse entspricht. In C20 galten die CWT 32/14 und 33/14 mit zykloner beziehungsweise antizyklonaler Rotationskomponente und Anströmungsrichtung aus südlichen Richtungen als sehr stabile Wetterlage, da die relative Häufigkeit der Tage mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ sich auf über 50% beziehungsweise 75% (Abb. 7.32 oben links) beliefen. Dies allerdings unter dem Vorbehalt, dass diese CWT extrem selten auftraten und es sich somit um Artefakte, also nicht-signifikante Ereignisse handeln kann. Die CWT 33/16, welche die antizyklonale Rotationskomponente mit Luftmassentransport aus Westen verbindet, wird im A1B-Zeitraum in über 40% der Tage mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ in Verbindung gebracht, was gegenüber C20 eine Zunahme von 10% entspricht. Somit werden die Bedingungen unter dieser Wetterlage stabiler, die Bildung von CAPE unterbunden.

Im Folgenden werden nun CWT-Tage mit hohen CAPE-Werten ($\text{CAPE} = 1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$,

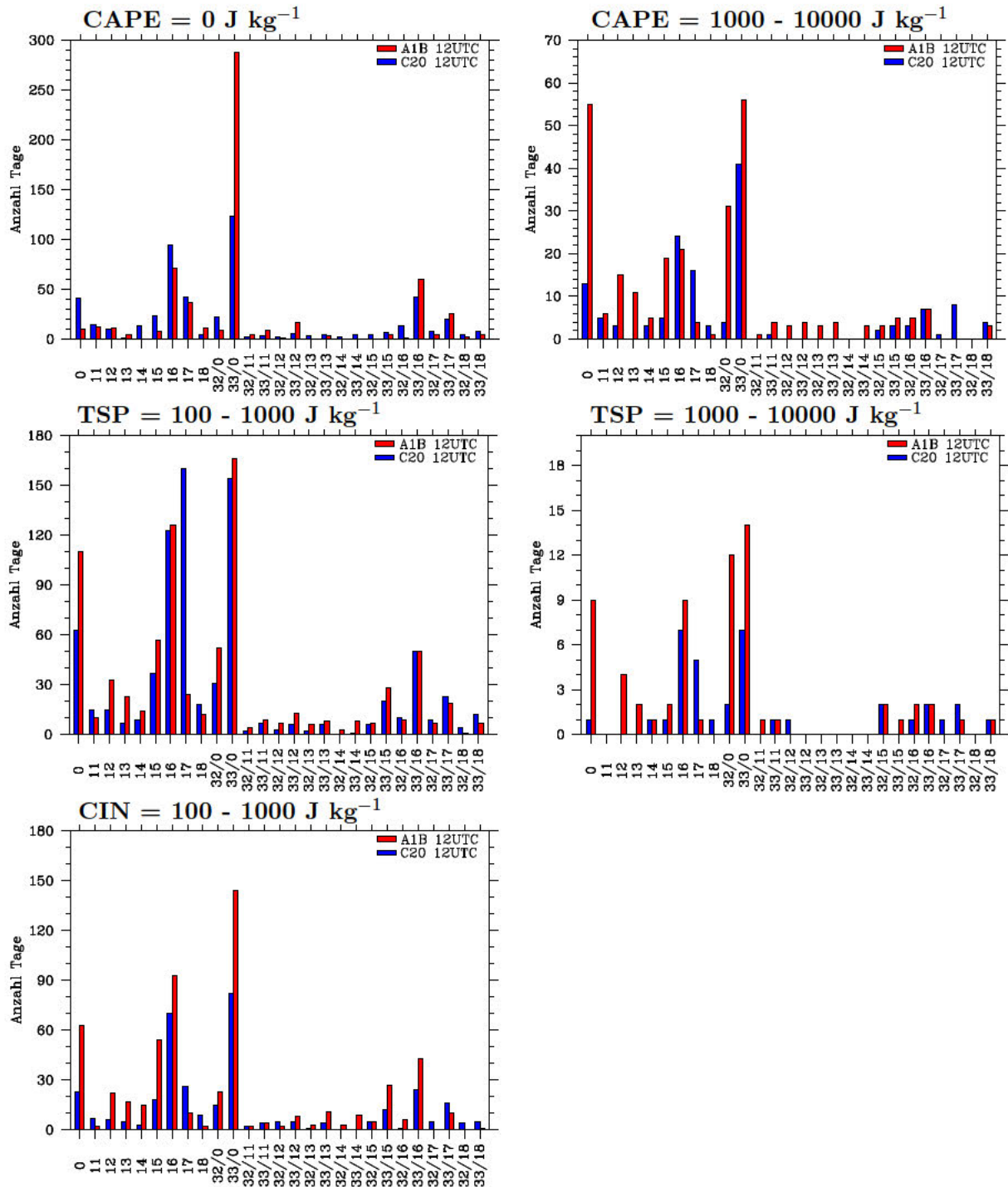


Abbildung 7.31: Absolute Änderung der Anzahl der CWT-Tage bezogen für $\text{CAPE}=0 \text{ J kg}^{-1}$ (oben links), $\text{CAPE}=1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$ (oben rechts), $\text{TSP}=100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$ (Mitte links), $\text{TSP}=1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$ (Mitte rechts), $\text{CIN}=100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$ (unten links). C20: **blaue** Balken, A1B: **rote** Balken.

Abb. 7.31 oben rechts) betrachtet. Hier zeigt sich eine Zunahme bei der CWT 33/0 von 42 Tagen (C20) auf 58 Tage (A1B), was durch vermehrte Häufigkeit dieser Wetterlage jedoch lediglich in einem leichten Anstieg der relativen Häufigkeit von Tagen mit hohen CAPE-Werten (9%, Abb. 7.32 oben rechts) resultiert. Da in der Klasse mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ in knapp 50% (Abb. 7.32 oben links) der Ereignisse mit CAPE-losen Tagen gerechnet werden

musste, die extremalen CAPE-Werte jedoch nur zu knapp unter 10% eintreffen, ist bei dieser Wetterlage zwar selten, jedoch vereinzelt mit hohem CAPE-Potenzial zu rechnen. Die CWT 0 weist eine deutliche Zunahme der Tage mit hohem CAPE-Potenzial von 13 Tagen (C20) auf 55 Tage (A1B) auf, was einem relativen Anstieg von ca. 16% auf 35% entspricht. Da festgestellt wurde, dass es während dieser CWT deutlich seltener zu Tagen mit $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ kommt, findet eine Verlagerung in der Auftretenshäufigkeit zu mehr Tagen mit hohen CAPE-Werten und somit der möglichen Ausbildung von Schwergewittern statt. In Zukunft werden in dieser CAPE-Klasse deutlich weniger Ereignisse während der CWT 17 auftreten, wo ein Rückgang von 17 Tage (C20) auf 5 Tage (A1B) verzeichnet wird, wodurch die relative Häufigkeit der Tage mit hohen CAPE-Werten bei dieser CWT auf unter 5% fällt. Bei der CWT 15 zeigt sich eine Zunahme in der Anzahl der Ereignisse mit hohen CAPE-Werten von 5 (C20) auf 20 Tage (A1B) bei gleichzeitiger Abnahme der Häufigkeit von $\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$ -Ereignissen. Insbesondere weist hier die relative Häufigkeit eine Änderung auf, da in der Periode C20 rund 5% der Ereignisse mit hohen CAPE-Werten einhergingen, in A1B jedoch bereits 25% der CWT-Tage diese extreme CAPE aufzeigen. Ebenso bei der CWT 32/0, bei der die relative Häufigkeit der Tage, welche mit hohen CAPE-Werten einherging im Vergleich zum C20-Zeitraum von 5% in der A1B-Periode auf knapp über 40% ansteigt. Die beiden CWT, die sowohl in der Vergangenheit als auch in der Zukunft an keinem Tag zu hohem CAPE-Potenzial führten, sind die CWT 32/14 und 32/18, die in ihrer absoluten Häufigkeit extrem selten auftraten und daher keine signifikante Aussagekraft haben, aber nach dieser Untersuchung auch in der Zukunft als stabil angesehen werden können.

Das moderate ($\text{TSP} = 100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$, Abb. 7.31 Mitte links) und hohe Schwergewitterpotenzial ($\text{TSP} = 1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$, Abb. 7.31 Mitte rechts) ähnelt zwar der Verteilung der hohen CAPE-Werte, doch da bei der Berechnung von TSP auch die vertikale Windscherung eingeht, kommt es zu Abweichungen, da nicht jede CWT hohe Windscherung begünstigt. Da diese Arbeit vor allem an konvektiven Extremereignissen und somit der Ausbildung von Schwergewitterpotenzial interessiert ist, wird zunächst das Augenmerk auf die extremalen TSP-Werte ($1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$) gerichtet. Hierbei zeigt sich, dass insbesondere bei den CWT 0, 16, 32/0 und 33/0 die Bedingungen zur Ausbildung von Schwergewittern günstig sind. Bei der CWT 0 treten im Vergleich zu C20 (1 Tag) in A1B bereits 9 Tage auf (Abb. 7.31 Mitte rechts), wobei die relative Häufigkeit dieser Extremereignisse sich auf knapp 5% während dieser Wetterlage beläuft (Abb. 7.32 Mitte rechts). Kam es bei der CWT 16 in C20 noch zu 7 Ereignissen, treten in A1B bereits 9 Ereignisse auf. Bei der CWT 32/0, bei der es in C20 an lediglich zwei Tagen zu günstigen Bedingungen für Schwergewitterbildung kam, versechsfacht sich die Häufigkeit auf 12 Tage in A1B, was einer Zunahme in der relativen Häufigkeit von 2% auf knapp unter 15% entspricht. Bei dieser Wetterlage kommt es in der Zukunft somit deutlich häufiger zur Ausbildung von günstigen Bedingungen hochreichender Konvektion. Während die CWT 33/0 im C20-Zeitraum 7 Tage und während des A1B-Zeitraums 13 Tage dieser TSP-Klasse zuordnet und diese Wetterlage zudem auch in ihrer absoluten Häufigkeit von ca. 450 Tagen (C20) auf knapp über 600 Tage der möglichen 2024 Tage zunimmt, so werden sich die Tage mit sehr hohen TSP-Werten nur auf knapp über 2% belaufen. Die grösste relative Häufigkeit für hohe TSP-Werte weist die 32/15 mit ca. 20% auf, wobei hierbei das extrem seltene Auftreten (Abb. 7.30) berücksichtigt werden muss.

Durch die Betrachtung eines Gebietes von 3 x 3 Gitterpunkten über einen Zeitraum von 22 Jahren ist es schwierig eine gesicherte Aussage über den genauen Zusammenhang von

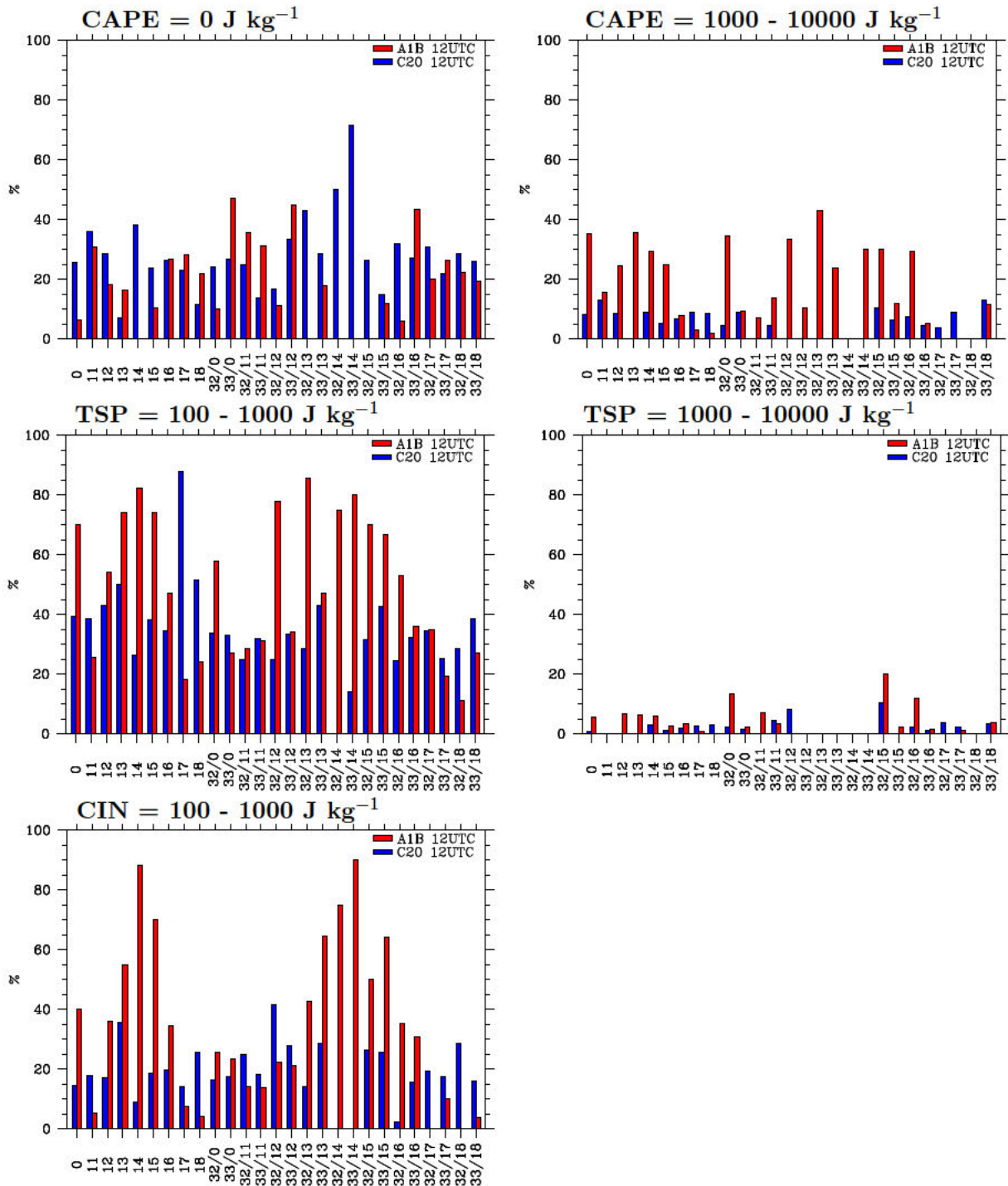


Abbildung 7.32: Relative Änderung der Anzahl der CWT-Tage bezogen für $\text{CAPE}=0 \text{ J kg}^{-1}$ (oben links), $\text{CAPE}=1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$ (oben rechts), $\text{TSP}=100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$ (Mitte links), $\text{TSP}=1000\text{-}10000 \text{ J kg}^{-1}$ (Mitte rechts), $\text{CIN}=100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$ (unten links). C20: **blaue** Balken, A1B: **rote** Balken.

Schwergewitterpotenzial und CWT zu geben. Aussagekräftiger, da die Ereignisere häufiger auftreten, dürfte das Bild für die moderaten TSP-Werte ($100\text{-}1000 \text{ J kg}^{-1}$, Abb. 7.31 Mitte links) sein. Hierbei zeigt sich, dass bei der CWT 0 die absolute Anzahl der Tage innerhalb dieser TSP-Klasse von knapp über 60 auf 110 Tage zunimmt, die relative Häufigkeit somit von ca. 40% auf über 70% ansteigt. Bei dieser unklassifizierbaren Wetterlage kommt

es in der Zukunft somit in drei von vier Fällen zur Ausbildung von moderatem oder hohem Gewitterpotenzial. Die CWT, die zudem in der Zukunft oftmals mit der Ausbildung von moderaten TSP-Werten gekoppelt sein werden, sind die CWT *12*, *15*, *32/0* und *33/16* (Abb. 7.31 Mitte links), wobei auch weitere CWT mit einer Häufigkeit von über 80% mit moderaten TSP-Werten gekoppelt sind, diese jedoch sehr selten auftreten. Bei einer Zunahme von knapp 12 Tagen (C20) auf über 30 Tage kommt es bei der CWT *12*, die eine reine Anströmungsrichtung aus Osten vorgibt, bereits in knapp 55% der Fälle zu günstigen Bedingungen für die Gewitterbildung. Bei der CWT *15*, der Luftmassenadvektion aus Südwesten, nimmt die Anzahl der Tage von 37 (C20) auf knapp unter 60 Tage (A1B) zu, wodurch die relative Häufigkeit von ca. 40% auf 75% steigt (Abb. 7.32 Mitte links). Obwohl die CWT *33/0* deutlich häufiger mit moderaten TSP-Werten einhergeht, gehen, bezogen auf die absolute Häufigkeit, die Tage mit günstigen Bedingungen auf unter 30% zurück. Gegenläufig hierzu das Bild der CWT *32/0*, die mit 32 (C20) Tagen auf 55 Tage (A1B) zwar nicht häufig auftritt, bei deren Zirkulationsmuster jedoch in 60% der Fälle, wenn man die 15% der hohen TSP-Werte noch hinzu nimmt, sogar in 75% der Fälle die Gewitterbildung begünstigt wird. Die Wetterlagen, die im C20-Zeitraum noch häufig mit moderaten TSP-Werten einhergingen, in der Zukunft jedoch seltener auftreten werden, sind die CWT *17* (Nordwest) und *18* (Nord).

Wie in der bereits Arbeit diskutiert ist nicht nur die Betrachtung des Schwergewitterpotenzials wichtig, sondern auch der Parameter, der die Initiierung von Konvektion hemmt. Die CIN wurde hierbei in Ereignisse mit Werten zwischen $100\text{-}1000\text{ J kg}^{-1}$ eingeteilt, wobei diese am häufigsten bei den CWT *0*, *16*, *33/0* und *33/16* auftreten (Abb. 7.31 unten). Hierbei weisen alle drei CWT eine Zunahme im A1B-Zukunftszeitraum auf: *0* (C20: 66, A1B: 133), *16* (C20: 151, A1B: 168), *33/0* (C20: 186, A1B: 280) und *33/16* (C20: 28, A1B: 45). Bei der CWT *0* wird somit an knapp über 60% der CWT-Tage die CIN sehr hoch sein. Vor allem die Mischklassen (sowohl zyklonal als auch antizyklonal) mit den Anströmungsrichtungen Südost (*13*), Süd (*14*) und Südwest (*15*) führen in 40-90% der CWT-Tage (Abb. 7.32 unten) zur Ausbildung sehr hoher CIN-Werte, wobei die Häufigkeit, mit der diese CWT auftreten, über die betrachteten 22 Jahre mit weniger als 20 Tagen (bezogen auf 2024 Tage) sehr gering ist. Mit 20 Tagen in A1B ebenfalls sehr gering, aber eine Eintrittshäufigkeit von knapp 90% gilt die CWT *14*, deren Advektion aus Süden zwar meist zur Ausbildung einer hohen konvektiven Sperrschicht führt, aber auch die Ausbildung von moderaten und schweren Gewittern begünstigt. Bei der *32/0*, bei der die Gewitterbildung mit einer Wahrscheinlichkeit von 60% abgeschätzt wurde, bildet sich lediglich in ca. 30% der Fälle hohe CIN-Werte.

Zusammenfassung: Es wurde gezeigt, dass sich die Auftretenshäufigkeit einzelner CWT zwischen dem C20- (1979-2000) und A1B-Zeitraum (2079-2100) verändern wird. Vor allem wurde hierbei das Augenmerk auf die Änderung der CWT-Tage mit SchwerGewitterpotenzial untersucht, um die bisher gewonnen Ergebnisse zu untermauern und einen möglichen Grund für die selteneren aber heftigeren Gewitter zu finden. Es zeigt sich, dass bei der CWT *0* sowohl das Gewitterpotenzial TSP als auch die hohen CIN-Werte öfters auftreten werden, was die gewonnen Aussage unterstreicht, dass zwar die Bedingungen für konvektive Extremereignisse sich verbessern, die erhöhte CIN jedoch die tatsächlichen Auslösung unterbinden kann. Hierfür müsste der temporäre Zusammenhang dieser beiden Größen untersucht werden, inwiefern hohe TSP-Werte zeitgleich mit hohen CIN-Werten auftreten. Ein ähnliches Bild ergab sich für die CWT *14*, die eine reine Anströmung aus Süden darstellt und die in nahezu 85% der Tage sowohl erhöhtes Gewitterpotenzial als auch hohe CIN-Werte auf-

weist. Allerdings zeigt die absolute Auftretenshäufigkeit dieser Wetterlage eine Abnahme. Sehr stabil wird die CWT 32/14 und 33/14 bleiben, bei der es sowohl in der Vergangenheit als auch in der Zukunft zu keinerlei Ausbildung von TSP, hingegen zu hohen CIN-Werten kam, wobei diese beiden CWT sehr selten auftreten werden. Durch die Seltenheit dieser Wetterlagen wird darauf hingewiesen, dass es sich um Artefakte handeln kann und keine statistische Signifikanz vorliegt.

8. Zusammenfassung und Ausblick

8.1. Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war es, eine Abschätzung bezüglich der zukünftigen Änderung des Schwergewitterpotenzials zu geben, wie es sich bedingt durch veränderte atmosphärische Bedingungen aufgrund eines sich wandelnden Klimas ergibt. Zur Abschätzung wurden Konvektionsmaße wie die *Mixed-Layer Convective Available Potential Energy* (MLCAPE), die vertikale Windscherung zwischen Boden und 6 km über Grund (DLS), das Schwergewitterpotenzials (TSP) und die Convective Inhibition (CIN) verwendet. Auf die vom Modell berechneten Konvektionsparameter wie beispielsweise den konvektiven Niederschlag oder Massenfluss wurde verzichtet, da insbesondere diese Parameter von Klimamodellen mit größerer Unsicherheit behaftet sind als die großräumigen atmosphärischen Felder wie Temperatur, Feuchte, Druck und Wind (IPCC et al., 2001). Dies hängt unter anderem damit zusammen, dass aufgrund der begrenzten Rechenleistung Klimamodelle (im Vergleich zu Wettervorhersagemodellen) ihre horizontale Auflösung nur bedingt reduzieren können.

Die Methode, konvektive Extremwetterereignisse mittels Maßzahlen zu untersuchen (für Nordamerika von Brooks et al. (2003); Trapp et al. (2007) und Marsh (2009) durchgeführt) konnte in dieser Arbeit für Europa bestätigt werden. Sowohl in der Häufigkeit wie auch in der Größenordnung von CAPE und DLS zeigten sich Unterschiede zu den konvektiven Extremereignissen in Amerika. Eine mögliche Erklärung für die Unterschiede sind die geographischen Gegebenheiten, die durch die Trennung der warmfeuchten Luftmassen von Zentraleuropa anhand des Alpenmassivs zustande kommen, wodurch der Initiierung von Konvektion durch großskalige Prozesse wie Großwetterlagen eine nicht unerhebliche Bedeutung zukommt.

Um die Änderung des Schwergewitterpotenzials in einem sich wandelnden Klima zu untersuchen, wurde großskalig die Änderung des multisaisonalen Mittelwertes unterschiedlicher Konvektionsmaße mittels Zeitscheibendifferenzanalyse für das Gebiet Europa untersucht. Zudem wurden Parameterkorrelationen an einzelnen Gitterpunkten durchgeführt. Hierbei sollte die genauere Untersuchung des Jahresganges zum Verständnis der klimatologischen und geographischen Verteilung helfen und eine Abschätzung liefern, wie sich die atmosphärischen Gegebenheiten innerhalb eines Jahres wie auch im Vergleich Zukunft zu Vergangenheit ändern werden.

Meine Untersuchungen führten zu folgenden Resultaten:

- Durch die Zunahme der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht und eine Änderung der vertikalen Windscherung verbessern sich die Bedingungen für hochreichende und langlebige Konvektion.

- Im Vergleich zu den Vereinigten Staaten von Amerika sind und bleiben die Bedingungen zur Ausbildung von Schwergewitterpotenzial nicht in den Übergangsjahreszeiten, sondern in den Sommermonaten am günstigsten.
 - Es werden vermehrt Tage mit hoher Energieschwelle (CIN-) und moderatem Schwergewitterpotenzial (TSP) auftreten.
 - Insbesondere an Tagen, an denen die CIN hohe Werte aufweist, wird das TSP zunehmen.
- ⇒ Auf Basis dieser Ergebnisse ist anzunehmen, dass es **seltener zur Auslösung von Schwergewittern** kommt, diese aber im Falle von Initiierung ein **höheres Unwetterpotenzial** in sich bergen.

Es konnte somit die in Anbetracht des Klimawandels für den nordamerikanischen Kontinent durchgeführte Studie von Trapp et al. (2007) für Europa bestätigt werden, da durch die Erwärmung der bodennahen Schichten und den höheren Feuchtegehalt in der Grenzschicht die Bedingungen zur Ausbildung von Konvektion verbessert werden. Zudem nimmt trotz des zweigeteilten Bildes für die vertikale Windscherung das Schwergewitterpotenzials TSP zu. Ein ähnliches Resultat erhielt auch Marsh (2009), der anhand eines Community Climate System Model (CCSM3) über Europa eine leichte Zunahme der CAPE simulierte. Die in der vorliegenden Arbeit abgeleitete Zunahme der konvektiven Extremereignisse aufgrund der Zunahme des Schwergewitterpotenzials bei gleichzeitig erhöhter Energieschwelle (CIN) stimmt auch mit den Resultaten von Brinkop (2002); Alpert et al. (2002); Del Genio et al. (2007) und Grewe (2009) überein.

8.2. Ausblick

Mit dieser Arbeit wurde die Basis für weiterführende Studien geschaffen. Daher möchte ich im Folgenden einige meiner Ergebnisse in Zusammenhang mit möglichen weiterführenden Arbeiten stellen:

Es wurde gezeigt, dass Konvektionsmaße auch anhand von Datensätze eingeschränkter vertikaler Auflösung repräsentativ berechnet werden können. Dieses Ergebnis erhielt ich durch eine Vergleichsstudie, in der bei der Berechnung der Konvektionsmaße ERA-40 Re-Analysen gleicher zeitlicher und horizontaler, aber unterschiedlicher vertikaler Auflösung (60 Modellflächen (ML) / 13 Druckflächen (PL)) verwendet wurden. Der Vergleich der ermittelten CAPE- und CIN-Werte zeigte, dass sowohl zu den unterschiedlichen Tageszeiten wie auch in Abhängigkeit der geographischen Lage (Land-See-Verteilung) sowohl der Wertebereich als auch die Häufigkeit der Initiierung zwar variieren, die ermittelten Differenzen zu den Absolutwerten jedoch gering ausfielen. Ein zusätzlicher Vergleich mit CAPE- und CIN-Berechnungen aus Vertikalprofilen von Radiosondenaufstiegen ergab, dass die ERA-Berechnungen den anhand der Radiosondendaten ermittelten Wert aufgrund der Mittelung über eine Fläche von $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ zwar unterschätzte, der zeitliche Verlauf der Maxima und Minima sich jedoch entsprachen.

- ⇒ Da die verwendeten CLM-Daten zwar auf einer deutlich höheren horizontalen, jedoch weitaus geringeren vertikalen Auflösung basieren, wäre als weiterführende Arbeit zu untersuchen, inwiefern sich bei ERA-40-Reanalysen eine weitere Reduzierung der vertikalen Drucklevel auf die sechs Hauptdruckflächen (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 200 hPa) auf die Berechnung der Konvektionsmaße auswirkt.
- ⇒ Des Weiteren schlage ich vor, die Auswertungen mit den CLM-Modelldaten auf 30 Modellflächen zu wiederholen, da diese zum Zeitpunkt der Arbeit noch nicht zur Verfügung standen.

Beim Vergleich der vom CLM berechneten mit der hier abgeleiteten CAPE (Abbildung nicht gezeigt) wurde festgestellt, dass das CLM wesentlich höhere Werte berechnet.

- ⇒ Es wird daher eine genauere Untersuchung des im Modell verwendeten CAPE-Algorithmus nahegelegt, da die Parametrisierung des Niederschlags über die CAPE erfolgt (Kain und Fritsch, 1990) und es gerade bei der Verwendung der surface-based CAPE zu überhöhten Niederschlagssummen kommen kann.

Dass es auch bei dieser Methode zu einer Veränderung des Temperatur- und Feuchteprofils infolge des implementierten Konvektionsparametrisierungsschema kommt, ist bekannt und muss bei der Interpretation berücksichtigt werden.

Diese Arbeit hebt sich insbesondere durch die genauere Untersuchung der CIN von vorangegangenen Studien ab. Hierbei wurde eine Zunahme der konvektiven Sperrschicht mit einem Rückgang in den Ereignissen gleichgesetzt. Diese Aussage beruht auf der Annahme, dass sich CIN und Triggermechanismus nicht im selben Maße ändern.

- ⇒ Um diese Annahme zu festigen, wäre ein Vergleich zwischen der notwendigen Auftriebsgeschwindigkeit innerhalb einer Gewitterzelle (über CIN-Beziehung w_{min} zwischen p_{LCL} und p_{LFC}) und der vom Modell simulierten Vertikalgeschwindigkeit angedacht.

Dabei muss, bedingt durch die horizontale Auflösung, eine Unterschätzung der simulierten Vertikalgeschwindigkeit berücksichtigt werden. Dieser Arbeitsschritt ist im Projekt STEP-CLIM („Severe Thunderstorm Evaluation and Predictability in Climate Models“) im BMBF-Förderschwerpunkt MiKliP („Mittelfristige Klimaprognosen“) geplant.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein Ensemble des Klimaszenario CLM-A1B betrachtet.

- ⇒ Um die gewonnene Aussage statistisch zu untermauern, wäre es wünschenswert, weitere Ensembles heranzuziehen.
- ⇒ Interessant wäre hierbei auch die erhaltenen Ergebnisse mit den Auswertungen anderer Klimamodelle zu vergleichen.

Die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Großwetterlagen und Schwergewitterpotenzial ergab, dass hohes Schwergewitterpotenzial insbesondere an den Tagen auftritt, an denen die Wetterlage entweder nicht genau definierbar ist (CWT 0) oder eine reine Anströmungsrichtung aus Süden vorliegt (CWT 14). Beide Wetterlagen nehmen auf Basis des CLM-A1B-Szenarios zwar zukünftig in ihrer absoluten Auftrittshäufigkeiten leicht ab, die Anzahl der Tage, an denen das TSP hoch ist, relativ gesehen jedoch zu.

- ⇒ Da zur Ausbildung hoher TSP-Werte die bodennahen Bedingungen günstig sein müssen, wäre darüber nachzudenken, ob auch die CWT untersucht werden sollten, die dem Zeitpunkt hohen Schwergewitterpotenzials zeitlich vorausliegen, um die Quelle der Luftmassen hoher spezifischer Feuchte definieren zu können.
- ⇒ Sinnvoll wäre hierbei mittels Rückwärtstrajektorien Aufschluss über den Ursprungsort der advehierten Luftmassen zu erhalten.

Die in dieser Arbeit entwickelte Methode wurde bereits erfolgreich im Rahmen einer weiteren Studie der Munich Re angewandt, in der anhand von NCEP/NCAR-Reanalysen für den Zeitraum 1958-2009 für den amerikanischen Kontinent nach meteorologischen Treibern für Änderungen in den Schadenszahlen gesucht wurde, welche aus sommerlichen konvektiven Ereignissen resultierten. Weitere Kooperationen, auch jenseits des Projektes RegioExAKT, sind angedacht, jedoch noch nicht konkretisiert worden.

Abschließend möchte ich vorschlagen, zukünftig insbesondere auch die Gebiete zu untersuchen, die in Bezug auf konvektive Extremereignisse bislang unerforscht blieben, von diesen jedoch häufig in Mitleidenschaft gezogen werden. Ein Fokus dafür wären die südostasiatischen Regionen.

A. Allgemeines zu Klimamodellen

Anhand Abbildung A.1 (rechts) kann man den zeitlichen Verlauf der Globaltemperatur erkennen, der aus der Änderung von Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4), Distickstoffoxid (N_2O), Ozon (O_3) und Fluorkohlenwasserstoffe (FCKWs) (Abb. A.1 links) resultiert. Hierfür wurden anhand der beobachteten Konzentrationen für den Zeitraum 1860-2000 Gegenwartsläufe erstellt und anschließend anhand der unterschiedlichen Emissionsszenarien neue Konzentrationswerte von 2001-2100 im Klimamodell vorgeschrieben. Auch im ökologisch-orientierten B1-Szenario wird sich der CO_2 -Konzentrationswert im Vergleich zum vorindustriellen Wert (280 ppmv) bis Ende des Jahrhunderts verdoppeln (550 ppmv) und zu einer Erhöhung der Globaltemperatur von bis zu 1,9 K führen. Bei dem in dieser Arbeit verwendeten Emissionsszenario A1B beläuft sich die Erhöhung der Globaltemperatur bis Ende des 20. Jahrhunderts auf 2,9 K. Emissionsszenario A2 geht von einer Erhöhung um bis zu 3,6 K aus.

Qualitative Tests von Klimamodellen verlaufen in der Regel wie folgt: Zuerst werden die einzelnen Modellkomponenten (Atmosphäre, Ozean) entwickelt und optimiert, anschließend diese mit beobachteten Randbedingungen (Meeresoberflächentemperaturen, Meereis) der 1980-er und 1990-er Jahre angetrieben. Das daraus resultierende Klima wird mit dem beobachteten verglichen, wobei insbesondere auf die Stabilität und auf jene Phänomene geachtet wird, welche direkt von den Kopplungsprozessen abhängen, wie beispielsweise die von Jahreszeiten abhängige Meereisverteilung oder El Niño-/El Niña-Oszillationen im tropischen Pazifik. Ein weiterer Standardtest besteht darin zu untersuchen, ob das Modell in der Lage ist, bei beobachtetem externen Antrieb (Treibhausgasen, Aerosole, Sonneneinstrahlung, Vulkaneruption) den beobachteten Klimatrend des 20. Jahrhunderts zu reproduzieren. Allerdings können natürliche Oszillationen wie die Temperaturschwankungen von Jahr zu Jahr nur in ihren statistischen Eigenschaften (Häufigkeit, Amplitude), nicht aber in der beobachteten Abfolge wiedergegeben werden.

Für das CLM stellte sich heraus, dass längerfristige Trends infolge der Änderung des externen Antriebs (z.B. CO_2 -Anstieg), aber auch kurzfristige Temperaturänderungen (z.B. nach Vulkanausbrüchen) reproduzierbar sind. Die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen und Änderungen der Schwefelemissionen führen im Modell zu einer globalen Erwärmung. Die Zunahme bezieht sich hierbei auf das Mittel der Jahre 1961-1990. Die geographische Verteilung der jährlichen Temperaturänderungen (nicht gezeigt) ergab, dass sich sowohl im Szenario A1B wie auch B1 die Kontinente schneller aufheizen als die Ozeane. Besonders ausgeprägt ist die Erwärmung in hohen nördlichen Breiten, in denen die Ausdehnung von Schnee- und Meereisflächen abnimmt und somit ein großer Teil der solaren Einstrahlung in Wärme umgewandelt wird, was wiederum zu einem Temperaturanstieg führt (Eisbedo-Temperatur-Rückkopplung).

Schwächere Wärmetransport wirkt der allgemeinen Erwärmung entgegen, so dass sich im Bereich des Nordatlantiks nur geringe Erwärmungsraten feststellen lassen. Durch die globa-

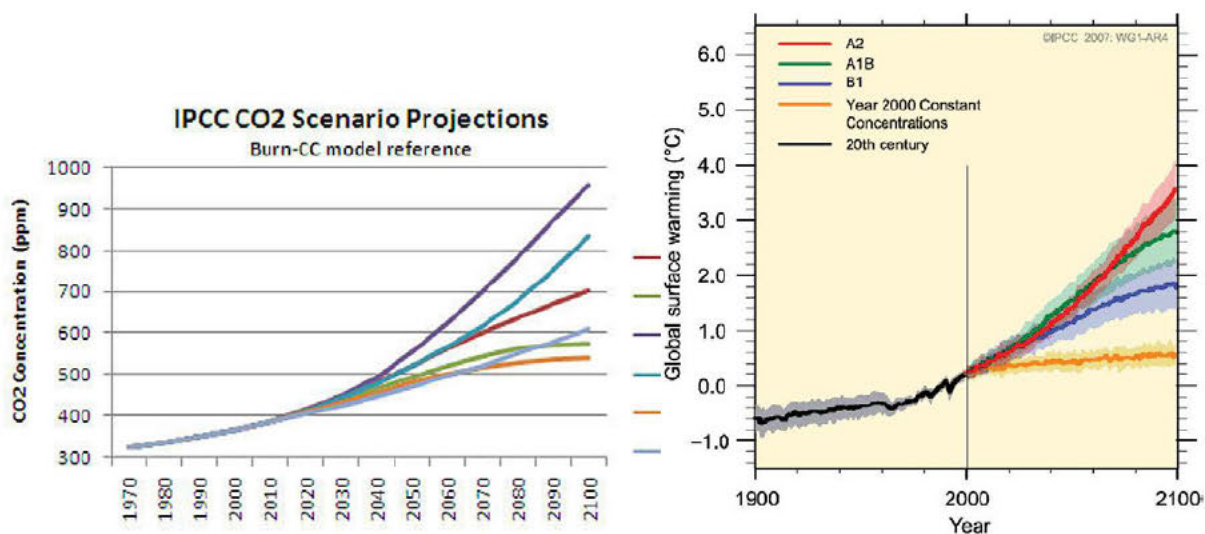


Abbildung A.1: Zeitlicher Verlauf unterschiedlicher CO₂-Konzentrationen für 1970-2100 (links) und die damit korrelierte Temperaturerhöhung (Quelle: IPCC (2007)).

le Erwärmung steigen die Verdunstungsraten an, was in erhöhtem Niederschlag resultiert. Somit nehmen in allen Szenarien die jährlichen Niederschläge mit der Zeit zu und wachsen bis 2100 im Mittel um 5% (B1) und 7% (A2, A1B) gegenüber dem Mittelwerte der Periode 1961-1990 an. Höhere Niederschläge werden vorzugsweise über dem Äquator und den hohen Breiten auftreten, geringere vor allem über den Subtropen (Mittelmeergebiet), was zu verstärkten Gegensätzen zwischen trockenen Klimazonen (Subtropen) und feuchten Klimazonen (Tropen, hohen Breiten) führt.

Die großräumige Ozeanzirkulation im Atlantik spielt eine wichtige Rolle für das europäische Klima. Die sogenannte thermohaline Zirkulation verfrachtet nahe der Oberfläche warme Wassermassen aus den Tropen nach Norden und kalte Wassermassen in großer Tiefe nach Süden. Eine verringerte Wasserdichte in den oberflächennahen Schichten der hohen Breiten durch Erwärmung oder Süßwasserzufuhr infolge erhöhter Niederschläge würde diese Umwälzbewegung stören. Die Klimasimulationen zeigen für das 21. Jahrhundert eine deutliche Reduzierung, jedoch nicht das Aussetzen der Zirkulation.

Die Hurrikan-Saison des Jahres 2005 zeigte das Schadenspotenzial extremer tropischer Stürme auf. Ob diese Stürme in einem wärmeren Klima mit höherer Wassertemperatur an Häufigkeit oder Intensität zunehmen, ist in der Wissenschaft umstritten. Das liegt unter anderem daran, dass die Maschenweite heutiger Klimamodelle von typischerweise 100-200 km nicht ausreicht, um tropische Stürme realistisch zu simulieren. Daher wird die Gesamtzahl systematisch unterschätzt und Windgeschwindigkeiten über 118 km pro Stunde nicht erreicht. Die Klimaprojektionen des 21. Jahrhunderts zeigen mit zunehmender globaler Erwärmung eine Abnahme in der Häufigkeit und eine leichte Zunahme in der Stärke tropischer Stürme.

Dass Ergebnisse, die sich auf Klimasimulationen stützen, mit gewisser Vorsicht betrachtet werden müssen, zeigen die Untersuchungen von Jacob et al. (2007), Jaeger et al. (2008), Terink et al. (2009) und Piani et al. (2010), die das Klimawandelsignal verschiedener re-

gionaler Klimamodelle in Bezug auf systematische Abweichungen¹ in den Modellergebnissen untersuchten. Die Analysen konzentrierten sich hierbei auf die bodennahe Lufttemperatur und den Niederschlag über Land sowie die Jahreszeiten Sommer und Winter. Es zeigt sich ein Warm Bias im Vergleich zu den CRU²-Beobachtungen in beiden Jahreszeiten mit einer Tendenz zum Cold Bias in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst. Im Winter belaufen sich die Unterschiede auf ca. 1 K, im Sommer stimmen die Simulationen weitgehend mit den Beobachtungen überein, wobei die Variabilität der modellierten Temperaturen höher ist. Regionen mit einem warmen (kalten) Bias werden im Winter zu nass (trocken) simuliert. Im Sommer verhält sich der Zusammenhang umgekehrt, was zu einer Kopplung eines warmen (kalten) Bias mit trockeneren (feuchten) Regionen führt. Somit sind die Ergebnisse, die in dieser Arbeit erzielt werden, stets unter Vorbehalt zu interpretieren, dass gewisse Modellunsicherheiten nach wie vor bestehen.

Ein letzter Aspekt zur Modellunsicherheit, welcher in dieser Arbeit zwar nicht näher untersucht, in weiterführenden Studien allerdings beachtet werden sollte, ist, dass viele Atmosphärenmodelle den Niederschlag über die CAPE parametrisieren (Ye et al. 1998; Gallus 1999; Monkam 2002; Knutson und Tuleya 2004; Emori et al. 2004; Adams und Souza 2009; Babu et al. 2009) und somit die Genauigkeit dieses Maßes gerade für die präzise Simulation von konvektiven Prozessen wie beispielsweise dem Tageszyklus von großer Bedeutung ist (Zhang, 2003; Dai und Trenberth, 2003; Bechtold et al., 2004).

¹engl.: Bias

²Climatic Research Unit

B. Definition konvektiver Extremereignisse

Die in Kapitel 4 zur Verifikation verwendeten konvektiven Extremereignisse der ESWD-Beobachtungen sind hier zusammengefasst (Quelle: <http://essl.org/ESWD>).

Kleintrombe/Staubteufel: Ein Wirbel, der nicht mit einer konvektiven Wolke zusammenhängt, typischerweise einige Meter bis einige Dekameter im Durchmesser, vom Untergrund aufwärts reichend, aber ohne Verbindung mit einer Wolke. Er wird sichtbar durch von der Erde aufgewirbeltes Material (Staubteufel) oder durch Wassertröpfchen (Wasserteufel). Solche Kleintromben entstehen durch starke Temperaturunterschiede zwischen Erdoberfläche und der darüber liegenden Luft. Senkrechte Wirbel im Lee von Objekten (z.B. Gebäuden) werden hier nicht zu den Kleintromben gezählt.

Trichterwolke/tuba: Ein trichter- oder schlauchförmiger Anhang einer konvektiven Wolke, verursacht durch einen schnell rotierenden Luftwirbel, der aber nicht den Erdboden erreicht.

Böenfrontwirbel/Gustnado: Ein Wirbel, der an der Böenfront einer konvektiven Wolke entsteht, sichtbar durch von der Erde aufgewirbeltes Material. Er ist typischerweise einige Meter bis einige Dekameter im Durchmesser, vom Untergrund aufwärts reichend, aber ohne Verbindung mit einer Wolke.

Starkregen: Starkregen hier definiert als Regen, der in solchen Mengen fällt, dass signifikante Schäden entstehen, oder aber dass ohne Schäden Regenmengen beobachtet wurden, die außergewöhnlich für die betrachtete Region sind.

großer Hagel: Hagelfall mit Korngrößen von 2 cm oder mehr (entlang der längsten Achse des Hagelsteins) bzw. kleinere Hagelkörner, die auf flachem Erdboden eine Decke von 2 cm oder mehr bilden.

Tornado/Wind-/Wasserhose: Ein Tornado (Wind- oder Wasserhose) ist ein Luftwirbel mit wenigen Metern bis wenigen Kilometern im Durchmesser, der sich zwischen Erdoberfläche und einer konvektiven Wolke erstreckt, und der durch Tröpfchenkondensation und/oder aufgewirbeltes Material (bei Wasserhosen: Gischt) ganz oder teilweise sichtbar wird.

schwere Windböe : Eine schwere Windböe ist eine Böe mit einer Spitzengeschwindigkeit von mindestens 25 m s^{-1} bzw. mit Schäden, die Geschwindigkeiten von 25 m s^{-1} oder mehr plausibel erscheinen lassen.

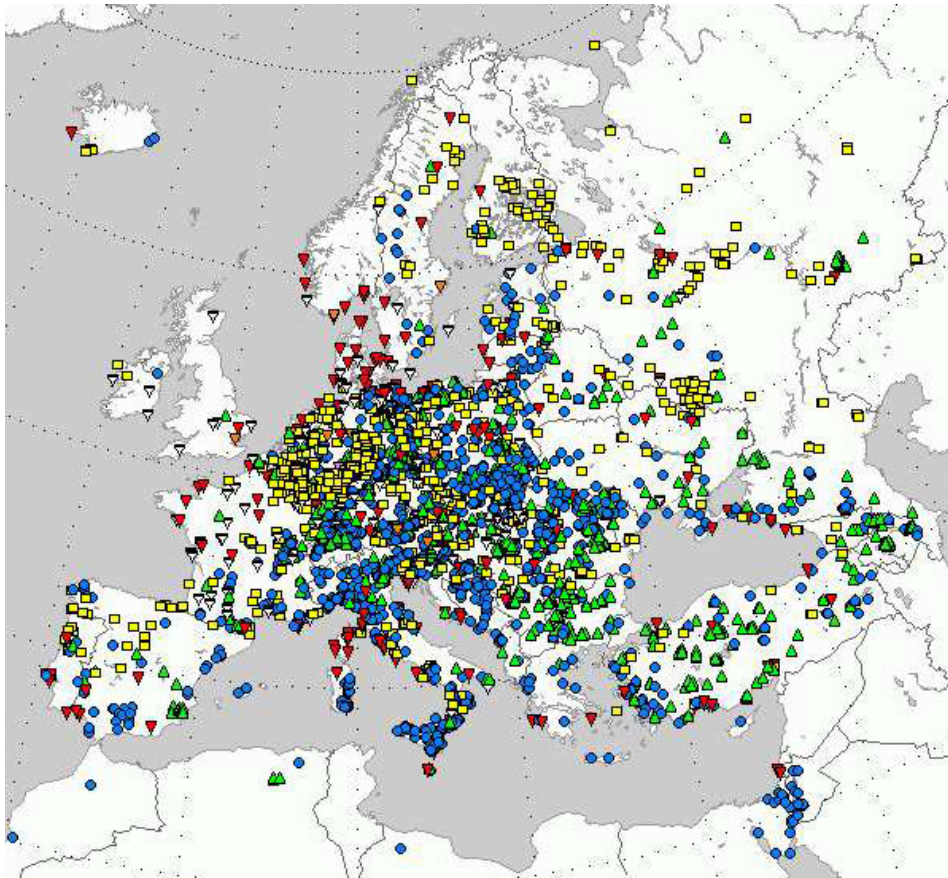


Abbildung B.1: ESWD-Meldungen in Deutschland für den Zeitraum 01.01.2010 bis 22.11.2010. **gelb:** Gewitterböen, **rot:** Tornados, **grün** großer Hagel, **blau:** Starkniederschlag, **pink:** Böenfrontwirbel, **orange:** Staubteufel (Quelle: <http://www.essl.org/ESWD/>).

C. Abbildungssammlung

C.1. Ergänzung zu Kapitel 5

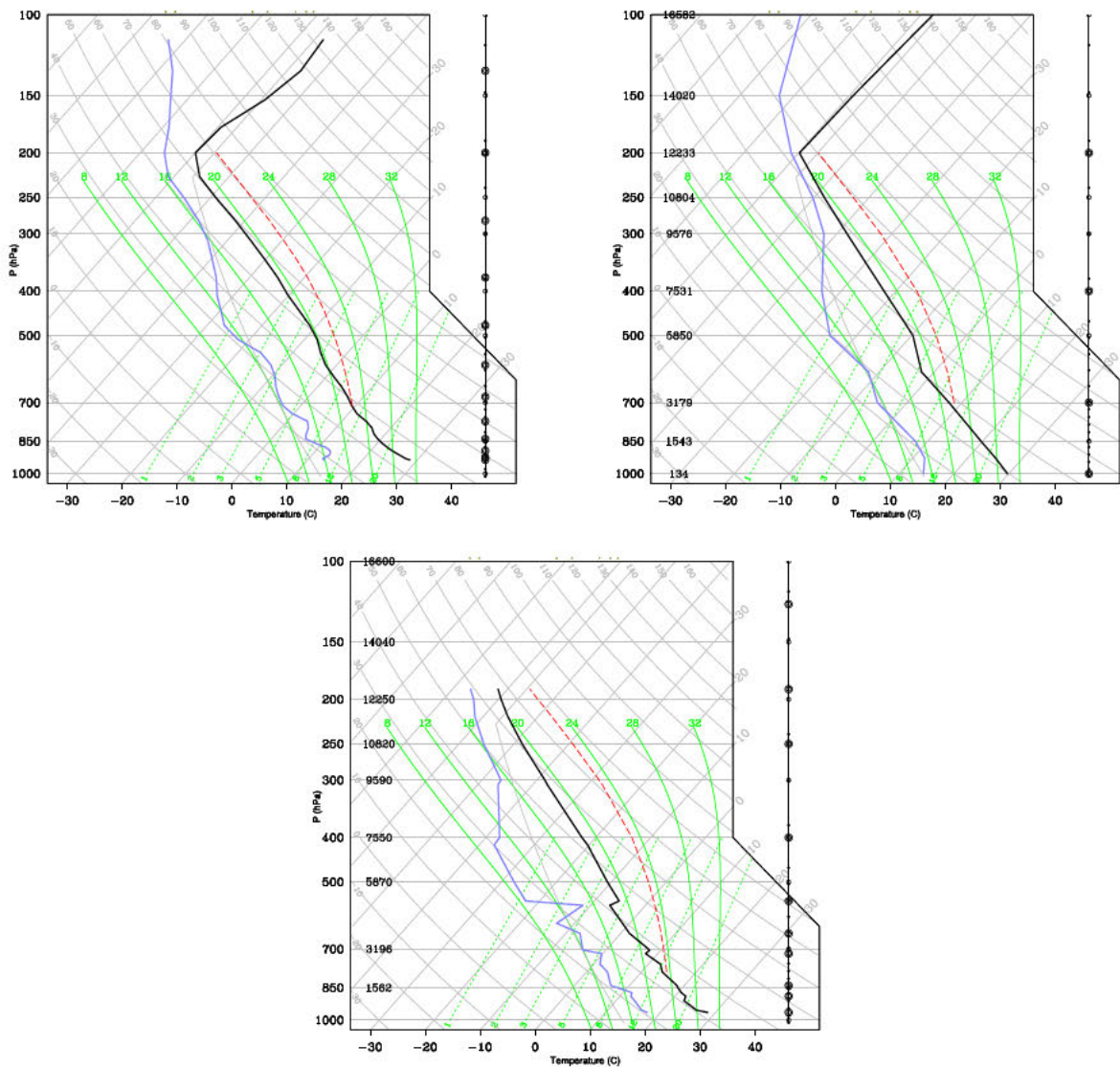


Abbildung C.1: Vertikalprofile am Münchner Gitterpunkt für den 10. Juli 1984 12 UTC-Termin. oben links: ERA-40 ML-Daten (60 Niveaus), oben rechts: ERA-40 PL-Daten (13 Niveaus), unten: Original Radiosondenaufstieg der Station München Oberschleißheim.

C.2. Ergänzung zu Kapitel 6

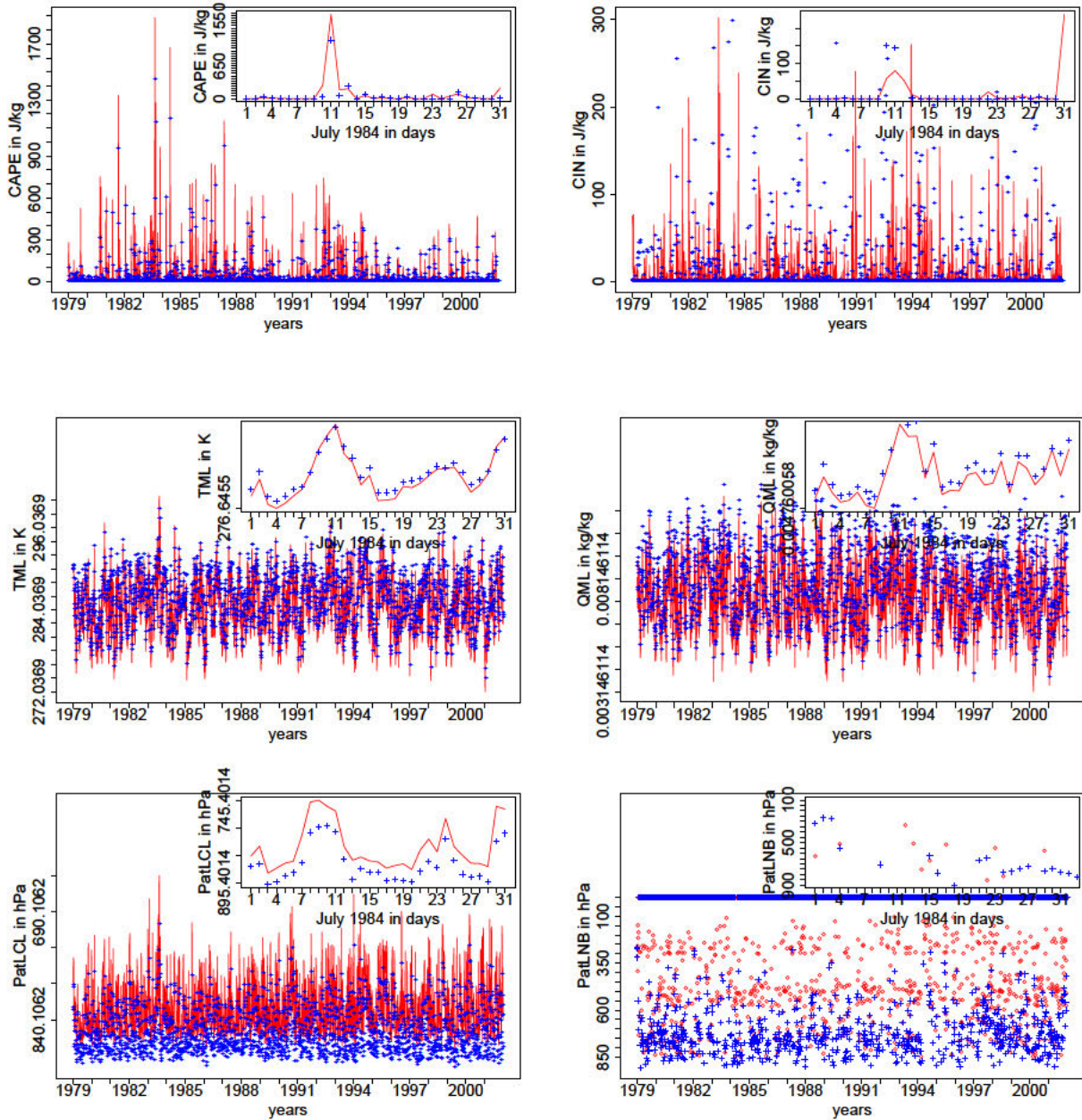


Abbildung C.2: Wie Abbildung 6.10, allerdings für 06 UTC.

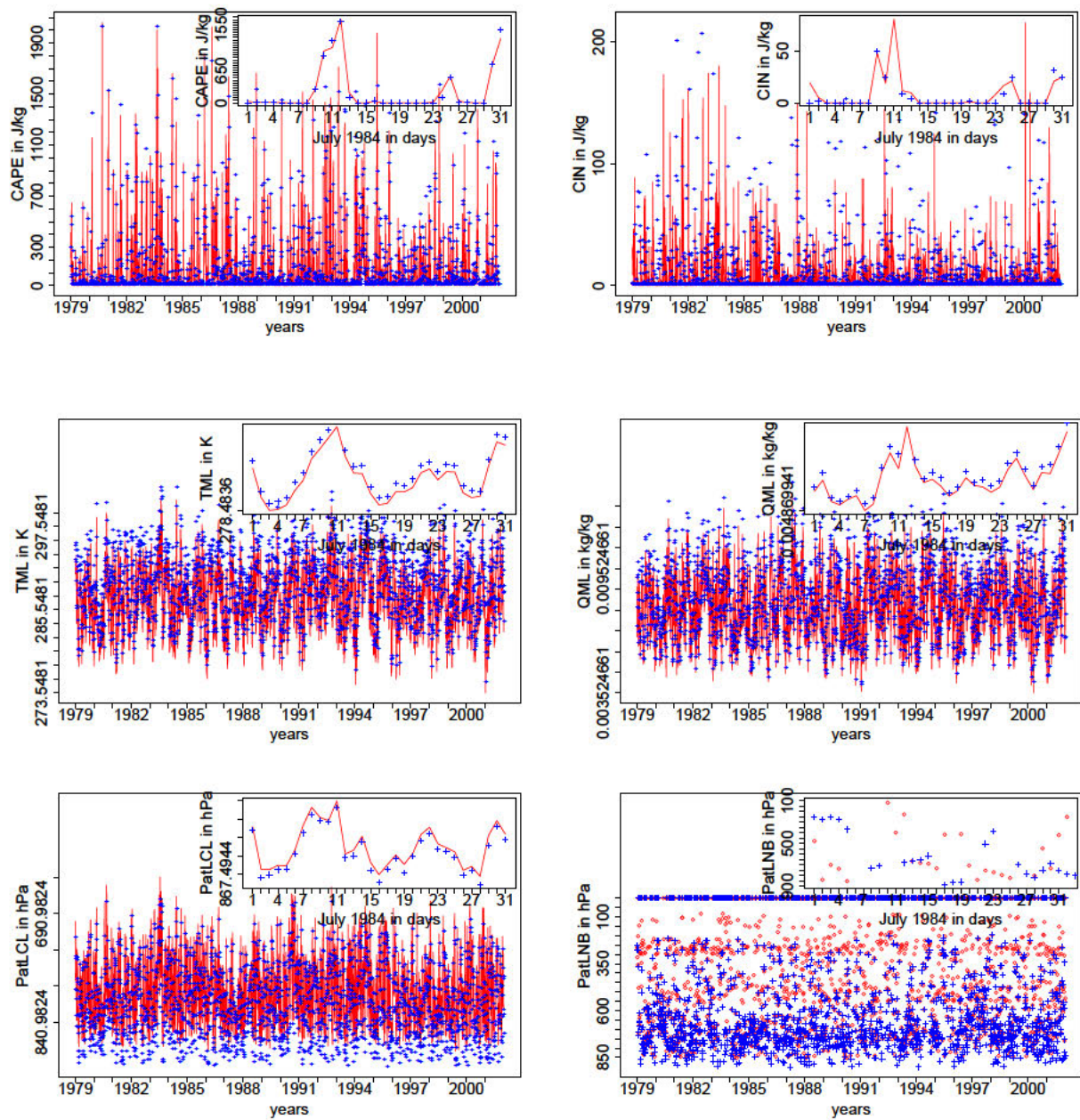


Abbildung C.3: Wie Abbildung 6.10, allerdings für 18 UTC.

C.3. Ergänzung zu Kapitel 7

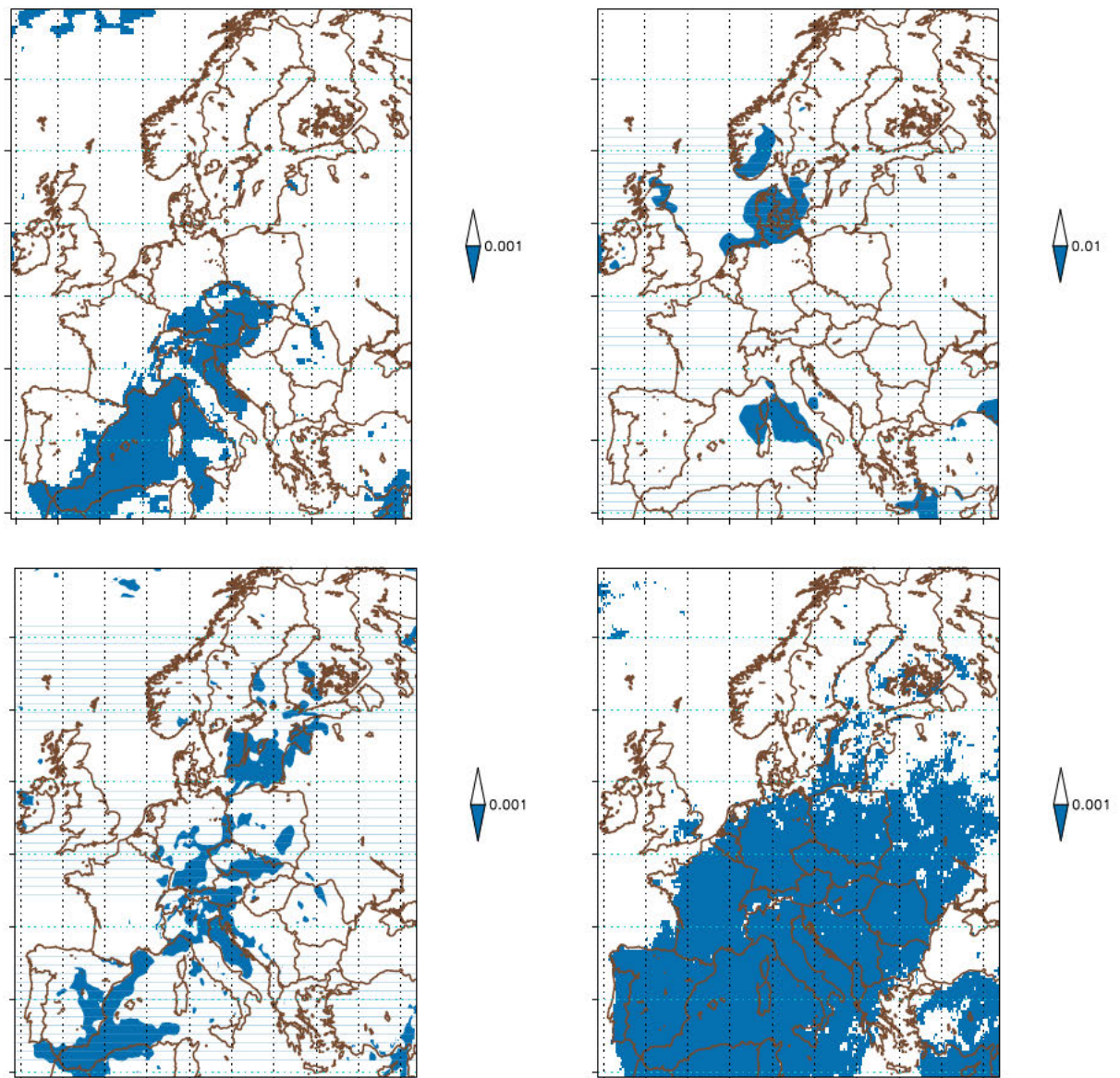


Abbildung C.4: Signifikanztest anhand des 95%-Konfidenzintervalls für CAPE (links oben), DLS (rechts oben), TSP (links unten) und CIN (rechts unten). Die blau schattierten Flächen geben die Irrtumswahrscheinlichkeit an.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Abkürzung	Bedeutung
A1B, A2, B1	Emissionsszenarien
AR4	Fourth Assessment Report
B	thermischer Auftrieb
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective Inhibition
CLM-A1B	Emissionsszenario A1B des CLM für 2079-2100
CLM-C20	Klimakontrolllauf des CLM für 1979-2000
CLM-C20 _{ERA}	Klimakontrolllauf des CLM mit horizontaler Auflösung des ERA-40 Reanalysen-Gitter
COSMO-CLM (CCLM)	COSMO Modell im Klimamodus
div	Divergenz
DLS	deep layer shear
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM5	5. Version des European Centre Hamburg Model
ECHAM5/MPIOM	gekoppeltes Atmosphäre/Ozeanmodell
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA-15	15 year Europea reanalysis dataset
ERA-40	40 year Europea reanalysis dataset
ESWD	European Severe Weather Database
FCKW _s	Fluorkohlenwasserstoffe
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	Juni, Juli, August
KLA	Kaltluftadvektion
LCL	lifting condensation level
LFC	level of free convection
LNB	level of neutral buoyancy
LNSP	logarithm of surface pressure
ML-Daten	ERA-40 Reanalysen auf Modellflächen
MPIOM	Max-Planck-Institute ocean model
NCAR	The National Center of Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDSEV	number of days in which these severe thunderstorm environmental conditions
PL-Daten	ERA-40 Reanalysen auf Druckflächen
PVA	Positive Vorticityadvektion
RegioExAKT	Regionales Risiko konvektiver Extremereignisse: Anwenderorientierte Konzepte zur Trendbewertung und -anpassung

Symbol	Bedeutung
RF	Radiative Forcing
SigTor	signifikante Tornados
SLS	shallow layer shear
SYNOP	synoptische Observationen
TSP	Thunderstorm Severity Potential
T62	Gaußsches Gitter mit 192 x 94 Gitterpunkten
T159	Gaußsches Gitter mit 320 x 160 Gitterpunkten
USA	United States of America
UTC	Universal Time Coordinated
VTPR	Vertical Temperature Profile Radiometer
WLA	Warmluftadvektion

Größen in lateinischen Buchstaben

Symbol	Bedeutung
c_l	spezifische Wärmekapazität Flüssigwasser
c_{pd}	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck für trockene Luft
c_{pv}	spezifische Wärmekapazität Wasserdampf
CO ₂	Kohlendioxid
CH ₄	Methan
e	Dampfdruck
e_s	Sättigungsdampfdruck
F_{fr}	Reibungskraft
g	Gravitationsbeschleunigung
i	Zählindex
L_v	latente Wärme
L_{v0}	latente Wärme der Verdunstung am Tripelpunkt
N ²	Distickstoff
N ₂ O	Distickstoffoxid
O ₃	Ozon
p	Druck
p'	Abweichung von gemitteltem Druck
\bar{p}	gemittelter Druck
p_0	Druck auf 1013 hPa
p_{sfc}	Druck an der Oberfläche
p_{LNB}	Druck am LNB
p_{LCL}	Druck am LCL
p_{LFC}	Druck am LFC
p_{ML}	Druck gemittelt über untersten 100 hPa
q	spezifische Feuchte
q_{ML}	spezifische Feuchte gemittelt über untersten 100 hPa
r	Mischungsverhältnis
R	ideale Gaskonstante

Symbol	Bedeutung
R_d	ideale Gaskonstante bei trockener Luft
r_s	Sättigungsmischungsverhältnis
RH	relative Feuchte
t	Zeit
T	Temperatur
T_e	Temperatur der Umgebung
T_{ML}	Temperatur gemittelt über untersten 100 hPa
T_{LNB}	Temperatur am LNB
T_{LCL}	Temperatur am LCL
T_{LFC}	Temperatur am LFC
T_p	Temperatur des Luftpaketes
$T_{p,LCL}$	Temperatur der Umgebung
T_v	virtuelle Temperatur
T'_v	Abweichung von gemitteltem virtuellen Temperaturwert
\overline{T}_v	gemittelte virtuelle Temperatur
$T_{v,p}$	virtuelle Temperatur der Umgebung
$T_{v,e}$	virtuelle Temperatur des Luftpaketes
T_{2m}	Temperatur auf 2m Höhe
Td_{2m}	Taupunkt auf 2m Höhe
u	zonale Windkomponente
\overline{u}	gemittelter zonaler Wind
u_{sfc}	zonaler Wind an der Erdoberfläche
u_{1km}	zonaler Wind 1 km über Erdoberfläche
u_{6km}	zonaler Wind 6 km über Erdoberfläche
v_{sfc}	meridionaler Wind an der Erdoberfläche
v_{1km}	meridionaler Wind 1 km über Erdoberfläche
v_{6km}	meridionaler Wind 6 km über Erdoberfläche
w	vertikale Windkomponente
w_{max}	maximale Vertikalgeschwindigkeit
Z	Höhe
z_0	Gleichgewichtszustand
z_1	untere Integralgrenze
z_2	oberer Integralgrenze

Größen in griechischen Buchstaben

Symbol	Bedeutung
Δp	Differenz zwischen zwei Druckflächen
γ	vertikaler Temperaturgradient
Γ_{feucht}	feuchtadiabatischer Temperaturgradient
$\Gamma_{trocken}$	trockenadiabatischer Temperaturgradient
κ	R/c_p
ρ	Dichte
ρ'	Abweichung von gemitteltem Dichtewert
$\bar{\rho}$	gemittelte Dichte
Φ	Geopotential
θ	potentielle Temperatur
$\bar{\theta}$	gemittelte potentielle Temperatur
θ_e	äuiopotentielle Temperatur
$\theta_{e,p}$	äuiivalentpotentielle Temperatur des Luftpaketes
θ_p	potentielle Temperatur des Luftpakets

Literaturverzeichnis

- Adams, D. K., und E. P. Souza, 2009: Cape and Convective Events in the Southwest during the North American Monsoon. *Monthly Weather Review*, **137**, 83–98.
- Alpert, P., T. Ben-Gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides, und A. Manes, 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*, **29**, 311–314.
- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson, und S. Nilsson, 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorological Magazine*, **118**, 141–146.
- Atkins, N., und R. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting. *Weather and Forecasting*, **6**, 470–482.
- Aumann, H. H., A. Ruzmaikin, und J. Teixeira, 2008: Frequency of severe storms and global warming. *Geophysical Research Letters*, **35**, L19805.
- Babu, A. N., J. B. Nee, und K. K. Kumar, 2009: Seasonal and diurnal variation of convective available potential energy (CAPE) using COSMIC/FORMOSAT-3 observations over the tropics. *Journal of Geophysical Research*, **115**, D04102.
- Barlow, W., 1993: A new index for the prediction of deep convection, Preprints of the 17th Conference on Severe Local Storms, St. Louis, 4-8 October.
- Bechtold, P., J. P. Chaboureaud, A. Beljaars, A. K. Betts, M. Köhler, M. Miller, und J.-L. Redelsperger, 2004: The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 3119–3137.
- Beebe, R. G., 1955: Types of airmasses in which tornadoes occur. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **36**, 349–350.
- Beebe, R. G., 1958: Tornado proximity soundings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **39**, 195–201.
- Bengtsson, L., S. Hagemann, und K. I. Hodges, 2004: Can climate trends be calculated from reanalysis data?
- Beniston, M., D. Stephenson, O. Christensen, C. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler, und K. Woth, 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, **81**, 71–95.

- Bissolli, P., J. Grieser, N. Dotzek, und M. Welsch, 2007: Tornadoes in Germany 1950-2003 and their relation to particular weather conditions. *Global and Planetary Change*, **57**, 124–138.
- Blanchard, D. O., 1998: Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Weather and Forecasting*, **13**, 870–877.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, **108**, 1046–1053.
- Brinkop, S., 2002: Aspects of convective activity and extreme events in a transient climate change simulation. *Meteorologische Zeitschrift*, **11**, 323–333.
- Bromwich, D. H., und R. L. Fogt, 2004: Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, **17**, 4603–4619.
- Brooks, H., 2009: Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data. *Atmospheric Research*, **93**, 546–553.
- Brooks, H., A. Anderson, K. Riemann, I. Ebberts, und H. Flachs, 2007: Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis. *Atmospheric Research*, **83**, 294–305.
- Brooks, H. E., C. A. Doswell, und J. Cooper, 1994: On the Environments of Tornadic and Nontornadic Mesocyclones. *Weather and Forecasting*, **9**, 606–618.
- Brooks, H. E., J. W. Lee, und J. P. Craven, 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmospheric Research*, **67–68**, 73–94.
- Charba, J., 1977: Operational System for Predicting Thunderstorms Two to Six Hours in Advance. Techniques Development Laboratory, National Weather Service: Silver Spring.
- Chen, Y., und A. D. Del Genio, 2009: Evaluation of tropical cloud regimes in observations and a general circulation model. *Climate Dynamics*, **32**, 355–369.
- Colby, F. P., 1984: Convective Inhibition as a Predictor of Convection during AVE-SESAME II. *Monthly Weather Review*, **112**, 2239–2252.
- Craven, J. P., und H. E. Brooks, 2004: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection. *National Weather Digest*, **28**, 13–24.
- Craven, J. P., H. E. Brooks, und J. A. Hart, 2002: A baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. In: Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms, San Antonio, Texas, USA.
- Dai, A., und K. E. Trenberth, 2003: The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *Journal of Climate*, **17**, 930–951.
- Daoud, A. B., E. Sauquet, M. Lang, C. Obled, und G. Bontron, 2009: Comparison of 850-hpa relative humidity between ERA-40 and NCEP/NCAR re-analyses: detection of suspicious data in ERA-40. *Atmospheric Science Letters*, **10**, 43–47.

- Davies, J. M., 2004: Estimations of CIN and LFC associated with Tornadic and Nontornadic Supercells. *Weather and Forecasting*, **19**, 714–726.
- Davies, J. M., 2006: Tornadoes in Environments with Small Helicity and/or High LCL Heights. *Weather and Forecasting*, **21**, 579–594.
- Davies, J. M., und A. Fischer, 2009: Environmental characteristics associated with nighttime tornadoes.
- Del Genio, A. D., M.-S. Yao, und J. Jonas, 2007: Will moist convection be stronger in a warmer climate? *Geophysical Research Letters*, **34**, 16703–16705.
- Diffenbaugh, N. S., J. S. Pal, R. J. Trapp, und F. Giorgi, 2005: Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **102**, 15774–15778.
- Doswell, C. A. III., 1980: Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunderstorms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, 1388–1400.
- Doswell, C. A. III., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contributions to severe convection: A case study example. *Weather and Forecasting*, **2**, 3–16.
- Doswell, C. A. III., und H. E. Brooks, 1996: Dynamics of tornadic thunderstorms. *American Meteorological Society*, **11**, 288–303.
- 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 ESWD. *Atmospheric Research*, **93**, 575–586.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, USA.
- Emori, S., A. Hasegawa, T. Suzuki, und K. Dairaku, 2004: Validation, parameterization dependence, and future projection of daily precipitation simulated with a high-resolution atmospheric GCM. *Geophysical Research Letters*, **32**, L06708.
- Fawbush, E. J., und R. C. Miller, 1952: A mean sounding representative of the tornadic airmass environment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **33**, 303–307.
- Fawbush, E. J., und R. C. Miller, 1954: The types of airmasses in which North American tornadoes form. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **35**, 154–165.
- Fuelberg, H. E., und D. G. Biggar, 1994: The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida Panhandle. *Weather and Forecasting*, **9**, 316–326.
- Gallus, W. A. Jr., 1999: Eta Simulations of Three Extreme Precipitation Events: Sensitivity to Resolution and Convective Parameterization. *Weather and Forecasting*, **14**, 405–426.
- Galway, J., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **37**, 528–529.
- George, J., 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press: New York.

- Graversen, R. G., E. Kallen, und M. Tjernstrom, 2007: Atmospheric mass- transport inconsistencies in the ERA-40 reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 673–680.
- Grewe, V., 2009: Impact of Lightning on Air Chemistry and Climate.
- Groenemeijer, P., und A. van Delden, 2007: Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmospheric Research*, **83**, 473–487.
- Haklander, A. J., und A. van Delden, 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmospheric Research*, **67-68**, 273–299.
- Heimann, D., und M. Kurz, 1985: The Munich Hailstorm of July 12, 1984: A Discussion of the Synoptic Situation. *Contributions to Atmospheric Physics*, **58**, 528–544.
- Held, I. M., und B. J. Soden, 2006: Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, **19**, 5686–5699.
- Höller, H., und M. E. Reinhardt, 1986: The Munich hailstorm of July 12, 1984 - Convective development and preliminary hailstone analysis. *Contributions to Atmospheric Physics*, **59**, 1–12.
- Hollweg, H.-D., B. U, I. Fast, B. Hennemuth, K. Keuler, E. Keupt-Thiel, L. M, S. Legutke, K. Radtke, B. Rockel, S. M, A. Will, M. Woldt, und W. C, 2008: Ensemble simultaions over europe with the regional climate model clm forced with ipcc ar4 global scenarios. Modelle & Daten, Support for Climate- and Earth System Research at the Max Planck Institute of Meteorology, Hamburg.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Number 53 in International Geophysics Series. Academic Press, San Diego.
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid, und A. Waldvogel, 1997: Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, **12**, 108–125.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basus. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 996 pp.
- IPCC, N. Nakicenovic, J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grubler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. M. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. J. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, und Z. Dadi, 2001: *Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp.
- Jacob, D., L. Bärring, O. Christensen, J. Christensen, M. de Castro, M. Déqué, F. Giorgi, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones, E. Kjellström, G. Lenderink, B. Rockel, E. Sánchez,

- C. Schär, S. Seneviratne, S. Somot, A. van Ulden, und B. van den Hurk, 2007: An intercomparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, **81**, 31–52.
- Jaeger, E. B., I. Anders, D. Luthi, B. Rockel, C. Schar, und S. I. Seneviratne, 2008: Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, **17**, 349–367.
- Jefferson, G., 1963: A further development of the stability index. *Meteorological Magazine*, **92**, 313–316.
- Johns, R. H., J. M. Davies, und P. W. Leftwich, 1993: Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes: 2. Variations in the combinations of wind and instability parameters. In: *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards*. *American Geophysical Union*, **79**, 583–590.
- Jones, P. D., M. Hulme, und K. R. Briffa, 1993: A comparison of Lamb Circulation Types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, **13**, 655–663.
- Kain, J. S., und J. M. Fritsch, 1990: A onedimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of Atmospheric Science*, **47**, 2784–2802.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, und D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471.
- Kaltenböck, R., G. Diendorfer, und N. Dotzek, 2009: Evaluation of thunderstorm indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storm reports. *Atmospheric Research*, **93**, 381–396.
- Kellenbenz, D. J., T. J. Grafenauer, und J. M. Davies, 2007: The North Dakota Tornadic Supercells of 18 July 2004: Issues Concerning High LCL Heights and Evapotranspiration. *Weather and Forecasting*, **22**, 1200–1213.
- Kirkpatrick, J. C., E. W. McCaul, und C. Cohen, 2007: The Motion of Simulated Convective Storms as a Function of Basic Environmental Parameters. *Monthly Weather Review*, **135**, 3033–3051.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **19**, 369–402.
- Knutson, T. R., und R. E. Tuleya, 2004: Impact of CO₂-Induced Warming on Simulated Hurricane Intensity and Precipitation: Sensitivity to the Choice of Climate Model and Convective Parameterization. *Journal of Climate*, **17**, 3477–3495.
- Kottmeier, C., N. Kalthoff, C. Barthlott, U. Corsmeier, J. Van Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, P. D. Girolamo, M. Dorninger, C. Flamant, T. Foken, M. Hagen, C. Hauck, H. Höller, H. Konow, M. Kunz, H. Mahlke, S. Mobbs, E. Richard, R. Steinacker, T. Weckwerth, A. Wieser, und W. V., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during cops. *Meteorologische Zeitschrift*, **17**, 931–948.

- Kunz, M., 2003: *Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen*. Ph. D. thesis, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK).
- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazard and Earth Science Systems*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., J. Sander, und Ch. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hail-storm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *International Journal of Climatology*, **29**, 2283–2297.
- Lamb, H. H., und I. Weiss, 1972: British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971.
- Lee, J. W., 2002: Tornado proximity soundings from the NCEP/NCAR reanalysis data. Master's thesis, University Oklahoma, 61 pp.
- Lee, R. R., und J. E. Passner, 1993: The development and verification of TIPS: An expert system to forecast thunderstorm occurrence. *Weather and Forecasting*, **8**, 271–280.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, 1374–1387.
- Manzato, A., 2008: A Verification of Numerical Model Forecasts for Sounding-Derived Indices above Udine, Northeast Italy. *Weather and Forecasting*, **23**, 477–495.
- Markowski, P., und Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Royal Meteorological Society.
- Marsh, P., 2009: Preliminary investigation into the severe thunderstorm environment of Europe simulated by the Community Climate System Model 3. *Atmospheric Research*, **93**, 607–618.
- Marsh, P. T., H. E. Brooks, und D. J. Karoly, 2007: Assessment of the severe weather environment in North America simulated by a global climate model. *Atmospheric Science Letters*, **8**, 100–106.
- Matulla, C., 2009: Das klima der nächsten 100 jahre.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, und C. Tebaldi, 2005: Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophysical Research Letters*, **32**, L18719+.
- Miller, R., 1972: Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air force Global Weather Central. AWS, U.S. Air Force: 102.
- Moncrieff, M., und M. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 373–394.
- Monkam, D., 2002: Convective available potential energy in Northern Africa and tropical Atlantic and study of its connection with rainfall in central Westafrica during summer 1985. *Atmospheric Research*, **62**, 125–147.

- Piani, C., J. O. Haerter, und E. Coppola, 2010: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, **99**, 187–192.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, und W. T. Vetterling, 1992: *Numerical Recipes in FORTRAN 77: The Art of Scientific Computing* (2 ed.). Cambridge University Press.
- Price, C., 2000: Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapour. *Nature*, **406**, 290–293.
- Price, C., 2009: Will a drier climate result in more lightning? *Atmospheric Research*, **91**, 479–484.
- Price, C., und B. Federmesser, 2006: Lightning-rainfall relationships in Mediterranean winter thunderstorms. *Geophysical Research Letters*, **33**, 577–595.
- Rasmussen, E. N., und D. O. Blanchard, 1998: A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, **13**, 1148–1164.
- Riemann-Campe, K., R. Blender, und K. Fraedrich, 2010: Global memory analysis in observed and simulated CAPE and CIN. in press.
- Riemann-Campe, K., K. Fraedrich, und F. Lunkeit, 2009: Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmospheric Research*, **93**, 534–545.
- Romero, R., M. Gaya, und C. Doswell, 2007: European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research*, **83**, 389–404.
- Schultz, D. L., r. Schumacher, und r. Doswell, 2000: The intricacies of instabilities. *Monthly Weather Review*, **128**, 4143–4148.
- Showalter, A., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **34**, 250–252.
- Simmons, K. M., und D. Sutter, 2008: Tornado Warnings, Lead Times, and Tornado Casualties: An Empirical Investigation. *Weather and Forecasting*, **23**, 246–258.
- Sterl, A., 2003: On the (In)Homogeneity of Reanalysis Products. *Journal of Climate*, **17**, 3866–3873.
- Storch, H. von., und A. Navarra, 1995: Analysis of Climate Variability.
- Terink, W., R. T. W. L. Hurkmans, P. J. J. F. Torfs, und R. Uijlenhoet, 2009: Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, **6**, 5377–5413.
- Trapp, R. J., N. S. Diffenbaugh, H. E. Brooks, M. E. Baldwin, E. D. Robinson, und J. S. Pal, 2007: Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **104**, 19719–19723.

- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Undrae, V. D. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J. J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, und J. Woollen, 2005: The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012.
- van Delden, A., 2001: The synoptic setting of thunderstorm in Western Europe. *Atmospheric Research*, **56**, 89–110.
- Weisman, M. L., 1996: On the use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics, Preprints, 18th Conference on Severe Local Storms, San Francisco, CA.
- Weisman, M. L., und J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Monthly Weather Review*, **112**, 2479–2498.
- Weisman, M. L., und R. Rotunno, 2000: The Use of Vertical Wind Shear versus Helicity in Interpreting Supercell Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 1452–1472.
- Williams, E., und N. Renno, 1993: An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review*, **121**, 21–36.
- Wilson, W. W., und C. K. Mueller, 1992: Nowcast of thunderstorm initiation and evolution. *Weather and Forecasting*, **8**, 113–131.
- Ye, B., A. D. del. Genio, und K. K.-W. Lo, 1998: CAPE Variations in the Current Climate and in a Climate Change. *Journal of Climate*, **11**, 1997–2015.
- Zdunkowski, W., und A. Bott, 2004: *Thermodynamics of the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press.
- Zhang, G. J., 2003: Diurnal cycle of convection at the arm sgp site; role of large-scale forcing, surface fluxes, and convective inhibition. Thirteen ARM Science Team MEeting Proceedings, Broomfield, Colorado, March 31-April 4, 2003.

