

ENTWICKLUNG VON SQUALL-LINES IM ALPENVORLAND

Dissertation der Fakultät für Physik
der
Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Maria Peristeri
aus
Altomünster

München, den 1. März 1999

1. Gutachter: Prof. Dr. R. K. Smith
2. Gutachter: Prof. Dr. U. Schumann

Tag der mündlichen Prüfung: 18.05.1999

KURZFASSUNG

Seit über zehn Jahre werden im Alpenvorland sowohl in Deutschland als auch in der Schweiz Experimente durchgeführt, um die Entstehung von Gewittern und Squall-lines zu untersuchen und zu verstehen. Die aus den Experimenten erfaßten Daten wurden dazu verwendet, konvektive Systeme anhand von synoptischen Bodenanalysen zu erfassen.

In der vorliegenden Arbeit sind die während des SETEX-94 Experimentes gemessenen Daten nach ihrer ausführlichen synoptischen Analyse bei numerischen Berechnungen eingesetzt worden. Das Ziel war, die Entstehung und Entwicklung der beobachteten Squall-line schrittweise nachzuvollziehen und zu erklären.

Unter Verwendung der synoptischen Analyse konnten sowohl die Anfangsbedingungen als auch die Anfangsstörung für die numerischen Rechnungen bestimmt werden. Die darauffolgenden numerischen Rechnungen haben gezeigt, daß eine Anwendung von realen Daten zu einer guten Übereinstimmung mit der beobachteten Fallstudie führten. Diese Erkenntnisse gaben den Anlaß, Sensitivitätstests durchzuführen, um den Einfluß sowohl der am Anfang gewählten Struktur der Störung als auch der vorherrschenden physikalischen Bedingungen zu untersuchen. Die Änderungen der physikalischen Parameter basierte auf Daten, welche im Alpenvorland bei Gewittertagen beobachtet worden sind.

Numerische Rechnungen bezüglich der Anfangsstruktur zeigten, wie wichtig die Struktur der Anfangsstörung bei der Entwicklung von entsprechend einzelnen Gewittern oder mesoskaligen konvektiven Systemen ist. Es wurde auch deutlich gemacht, welche Rolle Wechselwirkungen zwischen den Anfangsstörungen bei der Entstehung und Entwicklung von Squall-lines haben.

Numerische Rechnungen hinsichtlich der physikalischen Parameter zeigten die entscheidende Rolle von herrschenden Druckgradientkräfte, welche hauptsächlich für das Aufrechterhalten von Konvektion verantwortlich sind. Es wurden Änderungen bei der Stärke der Windscherung und der Höhe, innerhalb welche die Windscherung wirkt, durchgeführt. Dadurch wurde ihre Rolle bei der Verstärkung oder Abschwächung von Aufwinden und dadurch des Systems erforscht. Weiterhin wurde der Einfluß der Feuchte und der Temperatur hinsichtlich der Menge der vorhandenen Energie innerhalb der Schichten der Troposphäre untersucht. Anschließend wurde die Bedeutung der vorhandenen Energie auf die Entstehung und Entwicklung von Squall-lines festgestellt.

Die aus der vorliegenden Arbeit gewonnenen Erkenntnisse zeigen deutlich, wie wichtig die Verknüpfung von realen gemessenen Daten mit numerischen Rechnungen für das Entschlüsseln von natürlichen Erscheinungen ist. Es hat sich weiterhin die Notwendigkeit herauskristallisiert, weitere Experimente durchzuführen, und die daraus gewonnenen Datensätze zu sammeln und zu bearbeiten. Mit Hilfe von solchen Datensätzen können mögliche Abweichungen der Entstehung und Entwicklung von Squall-lines erfaßt werden. Darüberhinaus können damit die vorhandenen Sensitivitätstests überprüft, bestätigt und erweitert werden.

Meiner Familie

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT	vi
KAPITEL 1 EINLEITUNG	1
KAPITEL 2 SQUALL-LINES	5
KAPITEL 3 KONVEKTION	12
3.1. Definitionen wichtiger Größen bei thermodynamischen feuchten Prozessen	14
3.2 Thermodynamische Struktur bei Konvektion	19
3.3 Vertikale Windscherung bei Konvektion	24
KAPITEL 4 DAS NUMERISCHE MODELL	26
4.1 Das Klemp-und-Wilhelmson-Modell	26
4.2 Gitteranordnung im Modell	27
4.3 Die Gleichungen im Modell	28
4.3.1 Die Grundgleichungen der dynamischen Vorgänge	28
4.3.2 Beschreibung der mikrophysikalischen Prozesse	32
4.3.3 Berechnung der Turbulenzprozesse	35
4.3.4 Trennungsverfahren für Schallwellen	37
4.4 Randbedingungen im Modell	38
4.5 Zusammenfassung und allgemeine Bemerkungen zum Klemp-und-Wilhelmson-Modell	39
KAPITEL 5 DAS SETEX – MEßEXPERIMENT	42

KAPITEL 6	DIE SYNOPTISCHE ANALYSE DES MESOSKALIGEN SYSTEMS VOM 14. JULI 1994	45
6.1	Großräumige meso- α -Entwicklung	46
6.2	Meso- β -Entwicklung	49
6.3	Meso- γ -Entwicklung	60
KAPITEL 7	NUMERISCHE RECHNUNGEN VOM 14. JULI 1994	65
7.1	Die Initialisierung der numerischen Rechnung	66
7.2	Beschreibung des Kontrollaufs	68
7.3	Vergleich der numerischen Rechnung mit der synoptischen Analyse	98
KAPITEL 8	NUMERISCHE SENSITIVITÄTSTESTS	101
8.1	Der Einfluß der Struktur der Initialstörung	102
8.1.1	Initialstörung mit einem Luftpaket	102
8.1.2	Initialstörung mit vier Luftpaketen entlang einer Linie	109
8.1.3	Initialstörung mit geringem Abstand zwischen den beiden Störungen	113
8.2	Der Einfluß von physikalischen Parametern	120
8.2.1	Der Einfluß der vertikalen Windscherung	120
8.2.1.1	Stand der Forschung	120
8.2.1.2	Einfluß der Tiefe und der Stärke der Windscherung	123
8.2.1.2 a)	Windscherung von 10 ms^{-1} in den unteren 6 Kilometern	123

8.2.1.2 b) Windscherung von 10 ms^{-1} in den unteren 2.5 Kilometern	130
8.2.2 Der Einfluß der Feuchte	135
8.2.3 Der Einfluß der Corioliskraft	138
8.2.4 Der Einfluß der Energie in der Atmosphäre	139
8.2.4.1 Der Einfluß der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE)	139
8.2.4.2 Der Einfluß der konvektiven Hemmung (CIN)	147
KAPITEL 9 ZUSAMMENFASSUNG	151
ANHANG 1 ERLÄUTERUNG DER SYMBOLE	161
ANHANG 2 ERLÄUTERUNG VON WICHTIGEN BEGRIFFEN	167
ANHANG 3 ÜBERSETZUNG DER GRIECHISCHEN TEXTE	169
LITERATURVERZEICHNIS	173
DANKSAGUNG	181
LEBENS LAUF	183

ARISTOPHANES (445-386 v.U.Z) KOMÖDIE "DIE WOLKEN"

- SOKRATES* Kein Wunder: die einzigen Götter sind sie, und das andere ist all Larifari!
- STEPSIADES* Wie - Zeus, der olympische Zeus, der soll kein Gott sein? - Nicht existieren?
- SOKRATES* Nur nicht albern! Was faselst du da mir von Zeus? Es gibt keinen Zeus!
- STEPSIADES* Ei, was sagst du?
Und wer regnet denn dann? Das mußt du nun doch mir vor allen Dingen erklären!
- SOKRATES* Wer? Diese, sonst niemand! Das will ich dir gleich mit gewichtigen Gründen beweisen!
Du, sag mir mal, ob du jemals den Zeus hast regnen sehn ohne Wolken?
Bedenk doch: ein Regen aus heiterem Himmel, die Wolken sind wohl auf Reisen?
- STEPSIADES* Bei Apollon! Das sitzt ja wie angeschweißt: das hast du vortrefflich bewiesen! Sonst freilich, da glaubt ich: wenn Zeus durch den Sieb sein Wasser abschlage, dann regnet es. Jetzt sag mir: wer macht den Donner? Denn sieh: da fahr ich halt immer zusammen.
- SOKRATES* Sie donnern, wenn übereinandergerollt sie sich wälzen.
- STEPSIADES* Tollkühner, was sagst du?
- SOKRATES* Wenn in reichlichem Maße mit Wasser gefüllt sie von innen getrieben dahinziehen, erdwärts durch die Schwere des Regens gedrückt, dann stürzen die wogenden Wasser sich übereinander und bersten entzwei und krachen und poltern im Platzen.
- STEPSIADES* Wer treibt sie denn aber? Das ist doch Zeus, der sie nötigt, sich fortzubewegen?
- SOKRATES* Nein Mensch! Der ätherische Wirbel ist's!
- STEPSIADES* Wirr - Wirbel? Ich kenne den Gott nicht! Zeus also nicht, und an seiner Statt regiert nunmehr der Wirbel? Doch immer noch hast du mir eins nicht erklärt, dies Donnern und Krachen und Wettern.

(Körber, 1987)

1 | EINLEITUNG

Ἐπειδὴ τὸ εἰδέναι καὶ τὸ ἐπίστασθαι συμβαίνει περὶ πάσας τὰς μεθόδους, ὧν εἰσὶν ἀρχαὶ ἢ αἷτια ἢ στοιχεῖα, ἐκ τοῦ ταῦτα γνωρίζειν (τότε γὰρ οἴομεθα γινώσκειν ἕκαστον, ὅταν τὰ αἷτια γνωρίσωμεν τὰ πρῶτα καὶ τὰς ἀρχὰς τὰς πρώτας καὶ μέχρι τῶν στοιχείων), δῆλον ὅτι καὶ τῆς περὶ φύσεως ἐπιστήμης πειρατέον διορίσασθαι πρῶτον τὰ περὶ τὰς ἀρχάς. (Ἀριστοτέλης, βιβλίο Α 184)

Vor tausenden von Jahren wurden atmosphärische Erscheinungen, wie Gewitter, mit Ehrfurcht, Angst und Aberglaube verbunden. In der griechischen Mythologie beispielsweise wurde dem Göttervater Zeus das Gewitter mit seinen Blitzen und Donnern zugeordnet, wodurch seine Götterschaft dargestellt wurde. Heute ist bekannt, daß Gewitter lokale Stürme sind, die durch Cumulonimbenwolken hervorgerufen und von heftigen Niederschlägen mit oder ohne Hagelbildung, starken Windböen und Blitzen, sowie Donner begleitet werden. Je nach Ursache ihrer Entstehung werden Gewitter in drei Kategorien unterteilt: Luftmassengewitter, wie Wärmegewitter und orographische Gewitter, Frontgewitter und Liniengewitter. Zu den Liniengewittern gehören Squall-lines, die eine Einanderreihung von Gewitterzellen, begleitet durch starke Windböen, sind. Squall-lines werden in der Literatur als Böenlinie definiert.

In unseren geographischen Breiten, beziehungsweise im südlichen Teil Deutschlands, wird die Bildung von Gewittern am häufigsten in den Sommermonaten beobachtet, wenn feuchtwarmer subtropische Luftmassen infolge einer südwestlichen Anströmung der Alpen in den Alpenraum gelangen. Starke Sonneneinstrahlung und bedingte Instabilität der Luftschichten, die durch die besondere Alpenorographie begünstigt wird, bilden geeignete Voraussetzungen für das Entstehen von Gewittern in dieser Region.

Die Entstehung und die Entwicklung von isolierten Gewitterzellen sowie Squall-lines aus lokalen Störungen im Alpenraum sind seit den letzten fünfzehn Jahren mit großem Interesse verfolgt worden (Brugge, Moncrieff, 1992). Ihre Mächtigkeit sowie das fehlende Wissen ihrer genauen Entstehung führten in den letzten Jahren sowohl in Süddeutschland als auch in der Schweiz zu wachsendem Interesse und schließlich zu einer Reihe von Feldexperimenten. Während dieser Experimente, die als CLEOPATRA (*CLoud Experiment OberPfafenhofen And TRANsports*), SETEX-94, SETEX-95, (*SEvere Thunderstorm EXperiment*) LINOX, (*L*ightning produced *NO_x*) oder EULINOX (*EUropean L*ightning *N*itrogen *OX*ides) bekannt sind, wurden Meßdaten mit Hilfe von Radargeräten, meteorologischen Forschungsflugzeugen, Radiosonden sowie extraoperationellen Bodenmeßnetzen erfaßt. Mit diesen Daten sind Studien und numerische Berechnungen durchgeführt worden, um die besonderen physikalischen Vorgänge innerhalb einer Gewitterwolke zu bestimmen (Huntrieser *et al.*, 1998). Außerdem sollten nicht zuletzt wegen den Schäden, die Gewitter und Squall-lines verursachen können (Volkert *et al.*, 1990), die charakteristischen physikalischen Bedingungen festgestellt werden, die die Bildung von Gewittern und Squall-lines im Alpenraum begünstigen. Solche Schäden werden meistens aufgrund der starken Windböen und der Bildung von Hagel, beides Begleiterscheinungen eines Gewitters, hervorgerufen. Zu diesem Zweck wurden beispielsweise Radarmessungen (Höllner *et al.*, 1994; Höllner, 1994) verwendet. Die daraus abgeleiteten polarimetrischen Parameter konnten dafür eingesetzt werden, Regen- von Hagelzellen zu unterscheiden. Eine weitere Zellenunterteilung erfolgte aufgrund der Größe des gebildeten Hagels. Es wurde gezeigt, daß Regen innerhalb von einfachen Gewitterzellen gebildet wird, wohingegen die Bildung von Hagel meistens mit Gewittern aus Multi- und Superzellen verbunden ist. In der Schweiz wurden auch Radarmessungen eingesetzt, um starke Niederschläge und Hagelbildung in der Alpenregion zu untersuchen (Schiesser *et al.*, 1994). Die zeitliche und räumliche Verteilung von Blitzen im Alpenraum wurde am intensivsten für den Zeitraum von 1992 bis 1996 untersucht (Finke und Hauf, 1996). Es hat sich ein Ta-

gang von Blitzaktivitäten herauskristallisiert, der sein primäres Maximum zwischen 16 MEZ (*Mittel Europäische Zeit*) und 17 MEZ und sein sekundäres Maximum zwischen 21 MEZ und 22 MEZ hat. Messungen ergaben ebenfalls eine räumliche Verteilung der Blitze. Dort, wo Gewitter am häufigsten ausgelöst werden, sind beispielsweise die Gebiete an der Leeseite des Schwarzwaldes, das Allgäu, sowie andere Teile des Alpenvorlands. Weitere Experimente, wie das MAP (*Mesoscale Alpine Programme*) und HERA (*HEavy PREcipitation in the Alpine Region*) Experiment, sind für das Jahr 1999 geplant.

Um die physikalischen Hintergründe zu ermitteln, die eine Bildung von linienförmigen Gewittern im Alpenvorland begünstigen, wurden zunächst die Daten aus dem CLEOPATRA Feldexperiment, das im Sommer 1992 im Bayerischen Alpenvorland statt fand, eingesetzt. Während des Experimentes wurden zwei Squall-line-Ereignisse, das von 21. Juli 1992 (Haase-Straub *et al.*, 1997; Linder, 1993; Peristeri und Smith, 1994,) und das von 2. Juni 1992, registriert. Die während des Experimentes registrierten Daten haben dazu beitragen, die Entwicklung der beobachteten Squall-lines schrittweise synoptisch zu analysieren, um ihren Lebenszyklus besser zu verstehen. Im Sommer 1994 und 1995 fanden in derselben Region weitere Feldexperimente unter den Namen SETEX-94 und SETEX-95 statt, da es sinnvoll schien, möglichst mehrere solcher Phänomene zu erfassen, um eine genauere Aussage zu erzielen. Aus den zehn gemessenen Tagen, an welchen die Bildung von Squall-lines vermutet wurde, kam es in sechs Fällen tatsächlich zur Bildung von diesen. Für die vorliegende Arbeit wurde aus diesem Feldexperiment der 14. Juli 1994 ausgewählt.

Die aus der Analyse der angesammelten Daten gewonnenen Informationen wurden ferner bei numerischen Rechnungen benutzt, um weitere Besonderheiten von einzelnen physikalischen Parametern zu erforschen. Hierfür ist im Rahmen dieser Arbeit das Klemp-und-Wilhelmson-Modell eingesetzt worden.

Die vorliegende Arbeit ist folgendermaßen aufgebaut. Kapitel 2 beinhaltet zuerst eine ausführliche Beschreibung von Squall-lines und Theorien über ihre Entste-

hung. Da Konvektion die Grundvoraussetzung für die Bildung von Squall-lines ist, wird diese in Kapitel 3 behandelt. Kapitel 4 beschreibt das numerische Modell, das hier benutzt wurde. Die Beschreibung des Feldexperimentes folgt in Kapitel 5 und die synoptische Analyse des 14. Juli 1994 in Kapitel 6. Eine Reihe von numerischen Berechnungen wurden durchgeführt, die in Kapitel 7 dargestellt werden. Zusätzliche Sensitivitätstests über die räumliche Anordnung der Anfangsbedingungen sowie die Wirkung von unterschiedlichen physikalischen Parametern werden in Kapitel 8 präsentiert. Schließlich werden die Ergebnisse in Kapitel 9 zusammengefaßt.

2 | SQUALL-LINES

ἡ μὲν οὖν βροντὴ τοῦτ' ἔστι, καὶ γίγνεται διὰ ταύτην τὴν αἰτίαν· τὸ δὲ πνεῦμα τὸ ἐκθλιβόμενον τὰ πολλὰ μὲν ἐκπυροῦται λεπτῇ καὶ ἀσθενεῖ πυρώσει καὶ τοῦτ' ἔστιν ἣν καλοῦμεν ἀστραπήν, ἢ ἂν ὡσπερ ἐκπίπτον τὸ πνεῦμα χρωματισθὲν ὀφθῆ. γίνεται δὲ μετὰ τὴν πλιγῆν καὶ ὕστερον τῆς βροντῆς· ἀλλὰ φαίνεται πρότερον διὰ τὸ τὴν ὄψιν προτερεῖν τῆς ἀκοῆς: (Ἀριστοτέλης, Μετεωρολογικά, Β8. 369 β 10)

Mit dem Begriff ‘Squall-lines’ (im Deutschen ‘Böenlinien’) werden Gewitterwolken bezeichnet, die eine linienförmige Anordnung haben. Squall-lines werden einerseits, ähnlich wie bei Gewittern, von elektrischen Entladungen und starken Niederschlägen und andererseits von heftigen Windböen begleitet. Der Niederschlag hinter einer Squall-line erreicht Mengen von bis zu 30 mm innerhalb einer halben Stunde, und die Windböen, die für Squall-lines besonders signifikant sind, erreichen Geschwindigkeiten von 12 bis 25 ms⁻¹ (Hamilton und Archbold, 1945). Squall-lines gehören zur Gruppe der mesoskaligen konvektiven Systeme, auch MCS genannt, weil sie vorwiegend in Gebieten entstehen, in denen es hochreichende Konvektion gibt (siehe dazu Kapitel 3). Charakteristisch für Squall-lines ist neben ihrer Linienanordnung eine relativ lange Lebensdauer von mehreren Stunden.

Squall-lines haben eine Länge von bis zu mehreren hundert und eine Breite von bis zu einhundert Kilometern. In den mittleren Breiten bilden sie sich meist während der warmen Jahreszeit von Mai bis August. Squall-lines entwickeln sich im Warmluftsektor hinter einer Warmfront bis zu 1000 km vor einer herankommenden Kaltfront oder unmittelbar vor einer Kaltfront. Sie bewegen sich meist von West nach Ost und erreichen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von bis zu 30 m s⁻¹.

Grundvoraussetzung für die Bildung von Squall-lines sind ein hoher Feuchte- und Wärmegehalt der Luftmassen in den unteren Schichten der Troposphäre, Ab-

kühlung und Abnahme der Feuchte in mittleren Schichten und eine weitere Abkühlung mit einer Zunahme des Feuchtegehalts in oberen Schichten. Dies sind die Bedingungen für eine bedingte Labilität innerhalb der gesamten Schichtung der Troposphäre (detaillierte Erklärung in Kapitel 3).

Eine Squall-line ist charakterisiert durch ein ausgeprägtes System von Auf- und Abwinden, das für die Verstärkung und Erhaltung des Systems sorgt. Die Aufwinde können eine maximale Geschwindigkeit von 13 ms^{-1} in einem Niveau von 2.5 km über dem Boden erreichen. In einer Höhe von 6 km über der Erdoberfläche wurden sogar Geschwindigkeiten von bis zu 25 ms^{-1} und bei Superzellengewittern durchaus von bis zu 40 ms^{-1} gemessen. Die Aufwindgeschwindigkeit kann aufgrund von lokalen vertikalen Druckgradienten, aufgrund von Auftriebsenergie oder von vorhandenem Wasser oder Eiskristallen variieren.

Die Abwinde entstehen in einer Höhe zwischen den Druckflächen 500 hPa und 600 hPa durch Niederschlag, der in Form von Regen, Hagel oder Schnee auftreten kann. Ihre vertikalen Geschwindigkeiten erreichen Werte von 1.2 ms^{-1} bis 8 ms^{-1} zwischen dem Niveau von 1.2 km und 2.5 km (Bayers and Braham, 1949, Musil *et al.*, 1977). In einer Höhe von 7 km über der Erdoberfläche werden sogar Abwindgeschwindigkeiten von 20 ms^{-1} gemessen. Vertikale Druckgradientenkräfte, Auftriebsenergie und Turbulenz sind die wichtigsten physikalischen Prozesse, die für die Entstehung, die Versorgung und die Auflösung von Aufwinden verantwortlich sind. Solange die Luft in der Nähe der Erdoberfläche ungesättigt ist, kommt es zur Verdunstung des fallenden Niederschlags. Durch die Verdunstung wird negative Auftriebsenergie erzeugt, die eine Beschleunigung der Abwinde fördert. Die Ansammlung von kalter Luft nahe der Erdoberfläche führt zur Bildung eines sogenannten 'Kaltluftteiches' (im Englischen 'cold pool'). Die kalte Luft divergiert an der Oberfläche und stößt dabei auf wärmere Luftmassen der Umgebung. Dadurch bildet sich eine kleinräumige Front, die sogenannte 'Böen-Front' (im Englischen 'gust-front'). Diese reicht bis in eine Höhe von 500 m bis 2000 m über dem Boden und sorgt für

die Langlebigkeit von Squall-lines. Der Grund dafür liegt in den Vertikalbewegungen entlang der Vorderseite der Böen-Front, welche zur Bildung von weiteren konvektiven Wolken führen können. Abwinde und Kaltluftteich haben gleichermaßen einen wesentlichen Einfluß auf die Fortpflanzung und Langlebigkeit von Squall-lines.

Schematisch können Squall-lines wie in Abbildung 2-1 dargestellt werden (Newton, 1966).

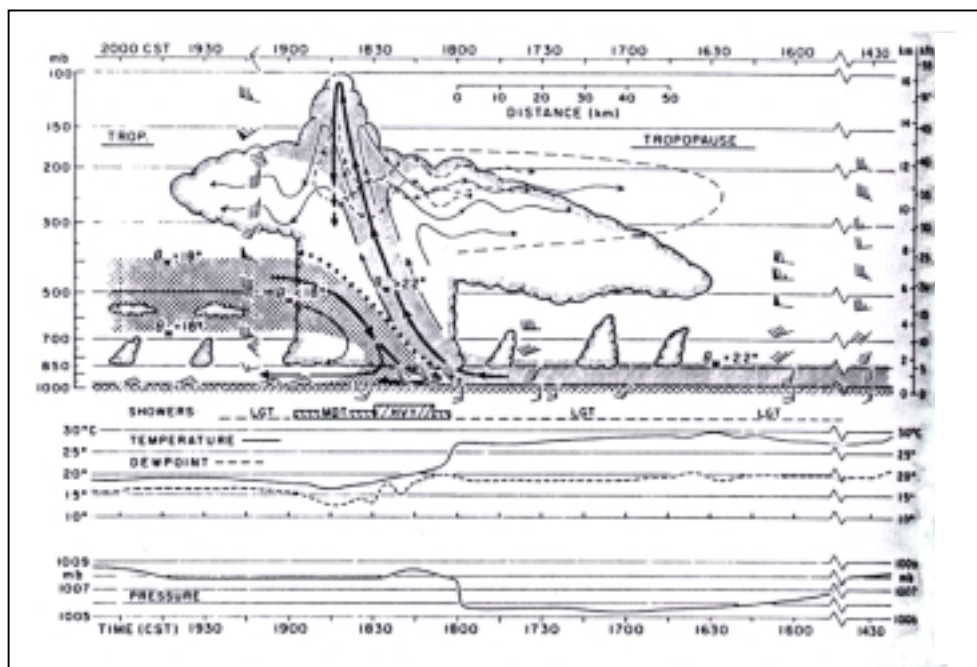


Abb. 2-1 Vertikaler Querschnitt durch eine Squall-line vom Mai 1961 in Oklahoma City (Cotton und Anthes, 1989).

Gezeigt ist ein vertikaler Querschnitt durch eine Squall-line, der das System von Auf- und Abwinden deutlich macht. Markant ist die Neigung der Aufwindachse in Richtung der Windscherung (siehe Kapitel 3) entlang einer Zone mit hohen Werten an äquivalent-potentieller Temperatur (Definition siehe Kapitel 3). Diese Luft wird aus den unteren Schichten nahe der Erdoberfläche in die mittleren und höheren Schichten der Troposphäre transportiert. Die Neigung der Aufwindachse sorgt da-

für, daß sich die Abwinde und der fallende Niederschlag außerhalb der Aufwindzone befinden. Die Aufwinde können somit ungestört aufrechterhalten bleiben, wodurch sich das System weiter verstärkt und dadurch langlebig bleibt. Die Abwinde transportieren Luft mit relativ niedrigen Werten an äquivalent-potentieller Temperatur bis zur Erdoberfläche nach unten. Ein weiteres Durchmischen dieser Luft mit Luft nahe der Erdoberfläche führt zur Abkühlung und zur Stabilisierung der dortigen Schichtung.

Der bevorstehende Durchzug einer Squall-line wird durch ein plötzliches Absinken der Temperatur und des Taupunkts angezeigt. Der Durchgang einer Squall-line ist durch starken Luftdruckanstieg gekennzeichnet (Abb. 2-1).

Die Intensität von linienförmigen Gewittern und die Schäden, die sie anrichten können, sowie auch die für ihre Entwicklung notwendigen physikalischen Voraussetzungen, sind seit über 40 Jahren ein wichtiges Forschungsthema.

Schon im Jahre 1949 haben sich Bayers und Braham mit der *Lebensdauer* von Gewitterzellen befaßt. Sie stellten fest, daß Abwinde in einer Gewitterwolke die Aufwinde innerhalb von 60 Minuten ersetzen können. 1963 formulierte Ludlam die Theorie, daß eine entgegen der Windscherung gerichtete Neigung der Aufwindachse die Langlebigkeit des Gewittersystems begünstigen kann. Daraufhin zeigte Newton im Jahr 1966 mittels dem Ludlam-Newton-Modell, daß eine zweidimensionale Gewitterzelle als Basis einer Squall-line definiert werden kann. Thorn (1982) formulierte die Theorie, daß die Langlebigkeit von Gewitterzellen auf die Wirkung der Windscherung in den unteren Schichten der Troposphäre zurückzuführen ist. Fällt Regen aus einer zweidimensionalen Gewitterzelle, die sich in einer Umgebung ohne Windscherung befindet, hinunter, kühlen sich die Luftmassen am Boden ab und sie bewegen sich weg von der Gewitterzelle. Ist dagegen vertikale Windscherung in den unteren Schichten der Umgebung der Gewitterzelle vorhanden, bleibt die Kaltluft unterhalb der Gewitterwolke, wodurch die Langlebigkeit des Systems begünstigt wird. Im Alpenvorland untersuchten Meischner *et al.*, (1991) den Squall-line-Fall vom 1. Juli 1987. Für ihre Analyse benutzen sie eine Reihe von Radarmessungen,

die mittels eines Doppler-Radars im Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen durchgeführt wurden. Sie zeigten unter anderem, daß die Langlebigkeit der beobachteten Squall-line durch ihre innere Zirkulation gesteuert wurde.

Mit dem Einfluß der *Windscherung* auf die Entwicklung von Gewitterzellen und Squall-lines beschäftigte sich Newton im Jahre 1950. Er formulierte die Theorie, daß eine Squall-line ein System von konvektiven Auf- und Abwinden ist, das senkrecht zur Windscherung orientiert ist. Dadurch entsteht eine Anordnung aus Konvergenz und Divergenz, die wiederum die Entwicklung und/oder Unterdrückung von neuen Gewittern beeinflussen kann. Wirkt die Windscherung senkrecht zur Gewitterlinie, hat dies nach Ludlam und Newton (1966) die Entwicklung von stationären Gewitterzellen zur Folge. Lilly (1979) schließlich stellte die Theorie auf, daß eine linienförmige Anordnung von Superzellengewittern erst dann eine stationäre Squall-line bildet, wenn die Zirkulation der Superzellen aufgrund ihre Neigung zur Windscherung nicht unterdrückt wird.

Nach Bluestein und Jain (1985) werden Squall-lines, je nach Art ihrer Entwicklung, in vier Kategorien unterteilt (Abb. 2-2). Diese Unterteilung stützt sich auf eine 11-jährige klimatologische Studie von Messungen in Oklahoma. Dieser Studie zufolge kann die Entwicklung von Squall-lines eine der folgenden vier Formen annehmen. Setzt sich eine Squall-line aus mehreren einzelnen Zellen, die sich zu gleicher Zeit entwickelt haben, zusammen, wird diese als 'broken-line' bezeichnet. Bilden sich dagegen periodisch immer wieder neue Zellen, die zu einem späteren Zeitpunkt miteinander verschmelzen, wird dies 'back building' genannt. Haben sich formlose Gewitterwolken zu einer Squall-line geformt, gehört diese zur 'broken areal'-Kategorie. Wenn sich eine Squall-line innerhalb eines ausgedehnten stratiformen Niederschlagsgebietes entwickelt, wird dies als 'embedded areal' bezeichnet. Die Theorie von Bluestein und Jain basiert auf der Stärke der vorherrschenden Windscherung in der Umgebung der Squall-line (Abb. 2-2).

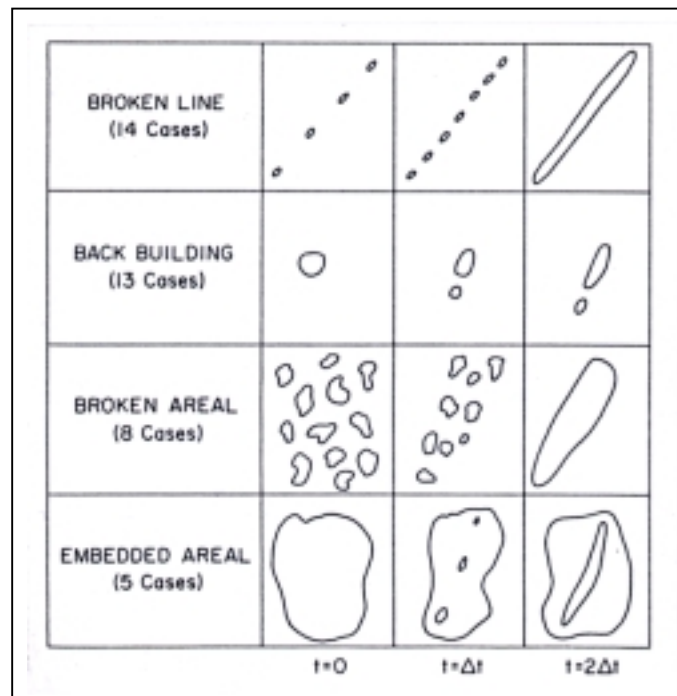


Abb. 2-2 Vier Arten der Entwicklung einer Squall-line (Bluestein und Jain, 1985).

Je nach erreichter *Geschwindigkeit* werden Squall-lines in weitere zwei Arten unterteilt. Bewegen sich Squall-lines mit einer Geschwindigkeit von mehr als 7 ms^{-1} fort, werden sie als ‘sich schnell bewegende Linien’ bezeichnet (im Englischen ‘fast-moving lines’). Liegt dagegen ihre Geschwindigkeit in einem Bereich mit Werten unterhalb von 3 ms^{-1} , werden diese ‘sich langsam bewegende Linien’ genannt (im Englischen ‘slow-moving lines’). Es wurde beobachtet, daß die Windscherung in der Umgebung, in der sich die sich schnell bewegenden Linien fortbewegen, höhere Werte aufweist, als die von den sich langsam bewegenden Linien.

Seit den sechziger Jahren wird experimentiert, Gewittersysteme und Squall-lines *numerisch* zu erfassen. Moncrieff und Miller (1975) führten numerische Rechnungen durch, um die Auf- und Abwindzirkulation innerhalb von Cumulonimbuswolken in den Tropen zu untersuchen. Drei Jahre später, im Jahr 1978, entwickelten

Klemp und Wilhelmson ein dreidimensionales Wolkenmodell, um den dynamischen Charakter von konvektiven Wolken herauszufinden.

Im folgenden Kapitel werden die Mechanismen für die Entstehung von Feuchtekonvektion vorgestellt. Das Auftreten von Konvektion ist die Grundvoraussetzung für die Bildung von Squall-lines.

3 | KONVEKTION

ὑπάρχει γὰρ ἡ γῆ καθ' αὐτήν μὲν ξηρά, διὰ τοὺς ὄμβρους ἔχουσα ἐν αὐτῇ νοτιάδα πολλήν, ὥσθ' ὑπὸ τε τοῦ ἡλίου καὶ τοῦ ἐν αὐτῇ πυρός θερμαινομένης πολὺ μὲν ἔξω πολὺ δ' ἐντὸς γίνεσθαι τὸ πνεῦμα (Ἀριστοτέλης, Μετεωρολογικά, Β8, 365β)

Die Luftmassen, die unseren Planeten umgeben, befinden sich in ständiger Bewegung. Die Luftmassen, die sich ungeordnet bewegen, werden als *atmosphärische Turbulenz* bezeichnet. Sie sind ein wichtiger Faktor bei der Entstehung und der Entwicklung von Prozessen innerhalb der Atmosphäre.

Die atmosphärische Turbulenz wird in zwei Kategorien unterteilt. Eine Kategorie ist die sogenannte *dynamische Turbulenz* oder einfach *Turbulenz*. Derartige Luftbewegungen werden aufgrund unterschiedlicher Bodenstrukturen ausgelöst. In diesem Fall entstehen zwischen der Luftströmung und dem Erdboden Reibungen, die zur Bildung von wirbelnden Bewegungen führen. Diese Art von Turbulenz findet in den untersten 100 m der Atmosphäre statt, wodurch sich beispielsweise eine Stratocumulus-Decke bilden kann.

Die zweite Kategorie umfaßt diejenigen Luftbewegungen, die in die Vertikale ausgerichtet sind und aufgrund der Erwärmung der Luftschichten nahe der Erdoberfläche hervorgerufen werden. Durch die Erwärmung der Luftschichten können sich Luftpakete vom Boden ablösen und in die Höhe steigen. So entsteht eine vertikal nach oben gerichtete Luftbewegung, die als *thermische Turbulenz* oder einfach *Konvektion* bezeichnet wird. Konvektion entsteht auch, wenn kalte Luft über eine warme Unterlage strömt. Die Konvektion kann sich über die gesamte Troposphäre ausbreiten und dadurch die gesamte Schichtung der Atmosphäre beeinflussen.

Wenn ein Luftpaket aufgrund von Erwärmung aufsteigt, ohne die Bildung von Wolken hervorzurufen, wird diese Art von Konvektion als *trockene Konvektion* be-

zeichnet. Im allgemeinen aber enthält die Luft in der Atmosphäre Wasser, das in allen drei Phasen vorkommen kann, als Gas in Form von Wasserdampf, flüssig in Form von Regen oder in seinem festen Zustand in Form von Eis oder Schnee. In diesem Fall, wenn ein Luftpaket aufgrund der Erwärmung aufsteigt und Konvektion eintritt, wird diese als *feuchte Konvektion* bezeichnet.

Je nach herrschender Schichtung in der Atmosphäre, Intensität der Konvektion und den dadurch entstehenden Wolken, wird Konvektion in drei Arten unterteilt.

Bilden sich bei schönem Wetter kleine Haufenwolken (Cumuli), wird von *Cumulus-Konvektion* oder *kleinskaliger Konvektion* gesprochen. Die entstehenden Haufenwolken formen sich in einem Abstand von mehreren Kilometern voneinander. Sie haben eine geringe Lebensdauer von etwa 30 bis 50 Minuten und nur manche davon können sich zu größeren Systemen entwickeln.

Bilden sich aus den Haufenwolken höher getürmte Wolken, wie die Gewitterwolken (Cumulonimben), herrscht die sogenannte *Cumulonimbus-Konvektion* vor. Ihre Erstreckung kann von wenigen Kilometern bis zur gesamten Tiefe der Troposphäre reichen. Derartige hochreichende Konvektion tritt vor allem in den niederen Breiten auf, wo gut organisierte konvektive Systeme entstehen können, wie beispielsweise die tropischen Zyklone. In den mittleren Breiten hingegen reicht die Konvektion meist nicht über die gesamte Tiefe der Troposphäre.

Bewegt sich warme maritime Luft aus niederen Breiten oder aufsteigende warme Luft aus mittleren Breiten polwärts, wird dies als *großskalige Konvektion* bezeichnet. Dazu gehören die Tiefdruckgebiete und die Fronten.

Auftrieb und Windscherung führen zu einer weiteren Unterteilung der Konvektion, je nachdem, wie sie in Gang gesetzt wird. Konvektion an sonnigen Tagen mit mäßigen Windstärken wird als *freie Konvektion* bezeichnet. Dahingegen wird Konvektion an bedeckten und windigen Tagen *erzwungene Konvektion* genannt.

3.1 Definitionen wichtiger Größen bei thermodynamischen feuchten Prozessen

Zunächst ist es sinnvoll, mit Definitionen von thermodynamischen Größen zu beginnen, die für die Bildung von konvektiven Systemen von großer Bedeutung sind.

Da die Energie in einem System eine große Rolle spielt, soll zuerst der

Erste Hauptsatz der Thermodynamik

$$dU = dQ + dW \quad (3.1)$$

erwähnt werden. Für ein beliebiges Luftvolumen gilt, daß die Änderung der inneren Energie dU bei einer beliebigen reversiblen (= wenn sich das System ohne Wärmeaustausch im Gleichgewicht befindet) oder irreversiblen Zustandsänderung durch die Summe der mit der Umgebung ausgetauschten Arbeit dW und der Wärme dQ gegeben ist. Die gesamte innere Energie des Systems bleibt dabei erhalten. Sie kann weder erzeugt noch vernichtet werden, sondern lediglich von einem System zu einem anderen transportiert werden.

Nach Definition ist die Arbeit das negative Produkt aus Druck und Volumenänderung. Die Gleichung 3.1 kann daher in der Form

$$dU = dQ - p dV \quad (3.2)$$

geschrieben werden.

Da die Größe Q mit Änderungen der Temperatur zusammenhängt, kann sie auch als Produkt der Temperaturänderung dT und der Wärmekapazität beim konstanten Volumen C_v (= eine besondere Eigenschaft der Materie, Wärme aufzuneh-

men) ausgedrückt werden. Folglich kann Gleichung 3.1 auch folgendermaßen geschrieben werden:

$$dU = C_v dT - p dV . \quad (3.3)$$

Wie Kräfte die Geschwindigkeit und die Beschleunigung eines Körpers ändern können, wird durch das

Zweite Newtonsches Gesetz

oder das Gesetz der Impulserhaltung

beschrieben.

Wenn eine Kraft auf einen Körper wirkt, dann ist die dadurch resultierende Impulsänderung der wirkenden Kraft proportional

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{d(mv)}{dt} = F , \quad (3.4)$$

wobei ρ der Impuls, m die Masse eines Massenpunktes, v die Geschwindigkeit des Massenpunktes und F die Kraft sind.

Die lokale Änderung der Dichte ρ kann nur über eine Konvergenz bzw. Divergenz erfolgen, wie es durch die

Kontinuitätsgleichung

oder den Satz über die Erhaltung der Masse

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \vec{v} = 0 \quad (3.5)$$

deutlich wird. ∇ ist der Nabla Operator und ist durch die Gleichung

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \quad (3.6)$$

gegeben und v entspricht dem Windvektor mit den drei Windkomponenten u , v und w .

Die Erhaltungsgröße

Entropie

beschreibt Abweichungen innerhalb eines Systems. Die Änderung der Entropie wird durch die reduzierte Wärmemenge (= das Verhältnis der ausgetauschten Wärmemenge zur Austauschtemperatur) definiert

$$dS = \frac{dQ}{T} = \frac{C_p dT}{T} \quad . \quad (3.7)$$

Verläuft ein Prozeß reversibel, ist die Entropieänderung konstant und der Prozeß wird als isentrop bezeichnet.

Ist die Entwicklung eines Prozesses isobar (bei konstantem Druck), wird dies durch die

Enthalpie

beschrieben. Die Änderung der Enthalpie H wird definiert durch

$$dH = dU + pdV \quad . \quad (3.8)$$

Unter Berücksichtigung der Definition für die innere Energie dU

$$dU = T \cdot dS \quad (3.9)$$

wenn bei $dW=0$, kann Gleichung 3.8 folgendermaßen umgeschrieben werden:

$$dH = TdS + pdV = T \frac{C_p dT}{T} + pdV = C_p dT + pdV \quad . \quad (3.10)$$

Bei Phasenumwandlungen unter konstantem Druck entspricht die Enthalpie der aufgenommenen latenten Wärme beim Schmelzen, Sublimieren und Verdunsten

und der freigewordenen latenten Wärme beim Gefrieren, Desublimieren und Kondensieren.

Bei reversiblen, adiabatischen (= keine Wärmeaustausch zwischen System und Umgebung), ungesättigten Prozessen wird die Erhaltungsgröße

potentielle Temperatur

definiert und mit ϑ bezeichnet. Sie ist jene Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es unter adiabatisch reversiblen Bedingungen auf das Niveau von 1000 hPa gebracht wird. Ihre Definition lautet

$$\vartheta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa, \quad (3.11)$$

wobei $\kappa = R_d / c_p$ das Verhältnis der Gaskonstante der trockenen Luft R_d zur spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck, c_p , ist. Bei vertikalen Bewegungen eines Luftpaketes unterhalb des Niveaus, bei dem Kondensation eintritt, ist die potentielle Temperatur erhalten.

Der Zusammenhang zwischen Wasserdampf und Dichte wird durch die Definition der

virtuellen Temperatur

wie folgt ausgedrückt:

$$T_v = T (1 + 0.608 r), \quad (3.12)$$

wobei r das Mischungsverhältnis (= das molekulare Verhältnis des Wasserdampfes zu dem der trockenen Luft) ist. Die virtuelle Temperatur ist diejenige Temperatur, welche trockene Luft annehmen müßte, um die gleiche Dichte, wie die von feuchter Luft auf dem gleichen Druckniveau zu erhalten, und ist folglich größer als die Temperatur.

Entspricht das Niveau p_0 dem 1000-hPa-Druckniveau, wird die

virtuelle potentielle Temperatur

definiert und ist durch die Gleichung

$$\vartheta_v = T_v \left(\frac{p_o}{p} \right)^\kappa \quad (3.13)$$

gegeben.

Bei einem reversiblen adiabatischen Prozeß wird als

Äquivalenttemperatur

die Temperatur bezeichnet, die feuchte Luft annehmen würde, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf kondensieren und die dabei freiwerdende latente Wärme zur Erwärmung der Luft verwendet würde. Sie ist ein Maß für den Energiegehalt feuchter Luft und bleibt bei reversiblen adiabatischen Zustandsänderungen auf isobaren Flächen erhalten. Sinkt das Luftpaket auf das Druckniveau von 1000 hPa zurück, wird von der

äquivalent-potentiellen Temperatur

gesprochen. Sie ist nach Emanuel (1994) durch die Gleichung

$$\vartheta_{\dot{a}} = T \left(\frac{p_o}{p_d} \right)^{\frac{R_d}{(c_{pd} + c_l r_t)}} \left(\frac{r}{r_s} \right)^{-\frac{r R_v}{(c_{pd} + c_l r_t)}} \exp \left[\frac{L_v r}{(c_{pd} + c_l r_t) T} \right] \quad (3.14)$$

gegeben, wobei p_d der Druck der trockenen Luft, L_v die latente Verdampfungswärme, $r_t = r + r_l$ das totale Mischungsverhältnis, berechnet aus der Summe des Mischungsverhältnisses der trockenen Luft r und des Mischungsverhältnisses des flüssigen Wassers r_l , r_s das Sättigungsmischungsverhältnis, r/r_s die relative Feuchte, c_{pd} die spezifische Wärmekapazität der trockenen Luft bei konstantem Druck, c_l die spezifische Wärmekapazität des flüssigen Wassers und R_v die Gaskonstante der feuchten Luft, sind.

Wenn in einem adiabatischen Prozeß das gesamte Wasser ausfällt, wird dieser als pseudo-adiabatisch bezeichnet. Solche Prozesse sind irreversibel, weil das aus-

gefallene Wasser nicht erneut in dem Luftpaket verdunsten kann. Bei einem irreversiblen pseudo-adiabatischen Prozeß wird als

pseudo-äquivalent-potentielle Temperatur

die Temperatur bezeichnet, die ein Luftpaket annehmen würde, wenn es trockenadiabatisch bis zum Hebungskondensationsniveau (HKN) (= die Höhe, in der Kondensation eintritt) gehoben und danach feuchtadiabatisch aufsteigen würde, bis der gesamte in ihm enthaltene Wasserdampf kondensieren und ganz ausfallen würde, und es schließlich wieder trockenadiabatisch auf das Niveau von 1000 hPa gebracht würde.

Die pseudo-äquivalent-potentielle Temperatur ist durch die Gleichung

$$\vartheta_a = T \left(\frac{p_o}{p} \right)^{\frac{0.2854}{(1-0.28r)}} \times \exp \left[r(1+0.81r) \left(\frac{3376}{T_{HKN}} - 2.54 \right) \right] \quad (3.15)$$

gegeben, wobei L die latente Wärme, T die Temperatur auf dem Kondensationsniveau, T_{HKN} die Temperatur im HKN und r das Mischungsverhältnis sind.

3.2 Thermodynamische Struktur bei Konvektion

Die Untersuchung der thermodynamischen Struktur der Umgebung, in der Konvektion entsteht, ist von großer Wichtigkeit, weil die Struktur der Umgebung verantwortlich für ihre Entstehung ist. Zuerst stellt sich jedoch die Frage, wie sich ein Luftpaket verhält, wenn es nach oben steigt.

Das Aufsteigen eines Luftpaketes sowohl bei der trockenen als auch bei der feuchten Konvektion kann durch das folgende Prinzip beschrieben werden. Wenn ein Luftpaket infolge einer Erwärmung von der Erdoberfläche losgelöst wird, erfährt es eine vertikal nach oben gerichtete Luftbewegung. Durch das Aufsteigen

kommt das Luftpaket in höhere Schichten, wobei der atmosphärische Druck mit der Höhe ständig abnimmt, wie die hydrostatische Grundgleichung

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (3.16)$$

zeigt. dp ist die Druckänderung mit der Höhe, ρ die Dichte, g die Erdfeldbeschleunigung und dz der Abstand des Druckniveaus zum Boden. Der Druckunterschied zwischen Luftpaket und Umgebungsluft führt zur Expansion des Luftpaketes, infolgedessen es sich trockenadiabatisch (mit etwa 10 Kkm^{-1}) abkühlt. Die Temperatur sinkt bis zum Erreichen des HKN ab, wo ihr Wert gleich dem des Taupunktes (= diejenige Temperatur, auf die ein Luftvolumen abgekühlt werden muß, damit erstmals Kondensation eintritt) ist. Im Falle der feuchten Konvektion beginnt am HKN die Kondensation des Wasserdampfes im Luftpaket. Folge der Kondensation ist das Freiwerden von latenter Wärme, welche dem Luftpaket zugefügt wird. Von nun an verlangsamt sich die Temperaturabnahme mit der Höhe und das Aufsteigen erfolgt feuchtadiabatisch (mit etwa 6 Kkm^{-1}). Erreicht das Luftpaket das Niveau, an dem seine Temperatur größer als die der Umgebung ist, wird dieses als das Niveau der freien Konvektion (NFK) bezeichnet. Ein weiteres Aufsteigen des Luftpaketes erfolgt von da ab aus eigenem Antrieb. Das Aufsteigen wird dann auf jenem Niveau angehalten, wo das Luftpaket die gleiche Temperatur wie seine Umgebung annimmt. Dieses Niveau wird als das Gleichgewichtsniveau (GN) bezeichnet.

Findet ein Aufsteigen großräumiger Luftmassen statt, ändert sich der gesamte stabile Zustand der Schichtung der Atmosphäre. Wenn die Stabilität der Schichtung durch pseudoadiabatische Prozesse (hier wird die Wirkung der flüssigen und der festen Phase des Wassers nicht berücksichtigt) gestört wird, tritt eine sogenannte bedingte Instabilität ein. Innerhalb einer solchen Schichtung können Haufenwolken entstehen und sich zu gut organisierten Gewittersystemen entwickeln.

Es muß daher innerhalb eines Luftpaketes eine große Menge an Energie zur Verfügung stehen, welche für das Bewegen und Beschleunigen des Luftpaketes verantwortlich ist. Diese Energie ist bekannt als *konvektiv verfügbare potentielle Energie* oder *CAPE* (vom Englischen ‘Convective Available Potential Energy’).

Die Energie CAPE wird definiert durch

$$CAPE = \int_{NFK}^{GN} \vec{F} \cdot d\vec{l} \quad , \quad (3.17)$$

wobei \vec{F} der Vektor der herrschenden Kraft auf dem Luftpaket pro Masseneinheit und $d\vec{l}$ ein Einheitsvektor entlang der gesamten Länge des zurückgelegten Weges sind. Der Vektor der Kraft \vec{F} besteht aus einer vertikalen Komponente, der die Kraft aufgrund des Auftriebs, und einer horizontalen Komponente, der Beschleunigung aufgrund der Corioliskraft darstellt. Die zweite Komponente wird meist nicht mitberücksichtigt, da ihre Wirkung vernachlässigbar klein ist, und daher ändert sich die Gleichung 3.17 zu

$$CAPE = \int_{NFK}^{GN} B \cdot dz \quad . \quad (3.18)$$

Die Größe B ist der Auftrieb und wird durch die Gleichung

$$B = g \frac{a_p - a_u}{a_u} \quad (3.19)$$

berechnet. Hier ist a das spezifische Volumen und ist gleich $1/\rho$. Die Indizes p und u in Gleichung (3.19) stehen jeweils für ‘Paket’ und ‘Umgebungsluft’. Mit Hilfe der Gleichung 3.19 und der idealen Gasgleichung

$$P = \rho R_d T \quad , \quad (3.20)$$

wobei P der Druck ist, kann die Gleichung für CAPE wie folgt umgeschrieben werden (Weisman und Klemp, 1982, und Bluestein und Jain, 1985):

$$CAPE = g \int_{NFK}^{GN} \frac{T_p - T_u}{T_u} dz, \quad (3.21)$$

mit T_p und T_u als entsprechende Temperatur des Luftpaketes und der Umgebung. Danach ist CAPE in einem thermodynamischen Diagramm proportional zur positiven Fläche zwischen der Temperaturkurve des Luftpaketes und der Temperaturkurve der Atmosphäre vom NFK bis zum GN. CAPE ist ein Maß für die potentielle Instabilität für die mittleren und höheren Schichten der Troposphäre. Potentielle Instabilität entsteht, wenn sich eine ganze Schicht aus feuchter aber nicht gesättigter Luft vertikal nach oben verlagert.

Zwischen dem Aufstiegsniveau und dem NFK wird Energie verbraucht, um das Luftpaket auf das NFK zu bringen. Diese Energie wird als konvektive Hemmung CIN (aus dem Englischen ‘Convective Inhibition’) bezeichnet und wird durch das Integral

$$CIN = -g \int_z^{NFK} \frac{T_p - T_u}{T_u} dz \quad (3.22)$$

berechnet (Bluestein und Jain, 1985), wobei z dem Aufstiegsniveau entspricht.

Energie durch konvektive Hemmung ist bei der feuchten Konvektion vorhanden. Sie ist dafür verantwortlich, daß große Mengen an CAPE im Laufe des Tages angesammelt werden, so daß es zu einer explosiven Bildung von konvektiven Systemen in den späten Nachmittagsstunden kommen kann. CIN ist ein Maß für die thermodynamische Stabilität in den unteren Schichten der Troposphäre.

Es ist zu beachten, daß CAPE in der Literatur durch eine weitere Theorie unterschiedlich berechnet wird. Nach Emanuel (1994) wird CAPE als die gesamte

Energie bezeichnet, die einem Luftpaket zur Verfügung steht, um zuerst unter Energieverbrauch das NFK zu erreichen und daraufhin bis zum GN frei weiter zu steigen. Demnach ist CAPE proportional zur positiven Fläche (äquivalent zu CAPE nach Weisman und Klemp), wenn von ihr die negative Fläche (äquivalent zu CIN nach Bluestein und Jain) abgezogen wird. Die durch diese Definition berechnete CAPE ist um den Anteil der CIN kleiner als die entsprechende CAPE nach Weisman und Klemp.

Bei allen Definitionen ist die Energie CAPE von jenem Niveau, an dem das Luftpaket mit dem Aufsteigen beginnt, und die Art des vorherrschenden thermodynamischen Prozesses, der zur Konvektion geführt hat, abhängig. Für den Fall, daß feuchte Konvektion innerhalb einer potentiell instabilen Schichtung stattfindet, ist CAPE ab dem NFK positiv. Befindet sich das Aufstiegsniveau innerhalb der Grenzschicht oder fast in Bodennähe, nimmt CAPE ihren maximalen Wert an. Ist die Grenzschicht gut durchmischt, und das Luftpaket steigt ab einem Niveau von mehreren hundert Metern über dem Boden, wird CAPE immer kleiner. Wenn auf die Umgebung, die betrachtet wird, keine anderen äußeren Einflüsse wirken, wie beispielsweise Windscherung, erhalten die Luftpakete aufgrund von CAPE eine maximale kinetische Energie w die den Wert

$$w = \sqrt{2 \cdot CAPE} \quad (3.23)$$

hat.

Die thermodynamische Struktur der Umgebungsluft kann neben der CAPE noch von der Verteilung der Feuchte innerhalb der Schichtung der Atmosphäre beeinflusst werden. Bei der Entstehung von starken Gewittern werden große Mengen an Feuchtigkeit in der Grenzschicht gebraucht, um die Aufwinde zu unterstützen. Oberhalb der Grenzschicht dagegen, in einer Höhe von 2 bis 4 Kilometern, wird die Labilität der Schichtung und parallel dazu auch die Konvektion durch kleinere Mengen an Feuchtigkeit verstärkt. Gelangt ein feuchtes Luftpaket in eine trockenere

Schicht der Troposphäre, wird dem Luftpaket durch Verdunstung Feuchte entzogen. Die dadurch erzeugte Verdunstungsabkühlung sorgt für die Entstehung von Abwinden. Abwinde sind eine sich nach unten bewegende Luftströmung, die aufgrund des fallenden Niederschlags und/oder des größeren Gewichtes der kälteren Luft entsteht. Es bildet sich ein System von Auf- und Abwinden, das zu starker Konvektion führen kann. Dies wird schematisch durch die deutliche Abnahme der äquivalentpotentiellen Temperatur mit der Höhe dargestellt. Sind die Aufwinde innerhalb von konvektiven Zellen zu schwach und dadurch die Abwinde umso stärker, kann dies zur Bildung von gefährlichen Abwindsystemen führen, den sogenannten 'Downbursts'.

3.3 Vertikale Windscherung bei Konvektion

Ändert sich die Richtung und die Stärke des Umgebungswindes, wirkt sich dies auf den Entwicklungsverlauf der feuchten Konvektion aus. Änderungen des Windes in horizontaler und/oder vertikaler Richtung werden als *Windscherung* bezeichnet. Für die Konvektion und für die Entstehung von Gewittern und Squall-lines ist der vertikale Anteil der Windscherung des horizontalen Windes am wichtigsten (Weisman und Klemp, 1986).

Befindet sich eine konvektive Zelle innerhalb einer Umgebung mit schwacher vertikaler Windscherung, etwa bis 5 ms^{-1} in den untersten 5 bis 7 Kilometern, bilden sich Gewitter aus einfachen kurzlebigen Zellen. Sobald die Abwinde stark genug werden, können sie den Boden erreichen. Auf diese Weise kann kältere Luft aus oberen Schichten der Troposphäre in einer Höhe bis zu 7 Kilometern nach unten in alle Richtungen an der Erdoberfläche gemischt werden, wodurch die sogenannten 'Kaltluftteiche' entstehen. Die feuchte warme Luft nahe der Erdoberfläche durchmischt sich mit trockener und kalter Luft aus den höheren Schichten der Troposphäre. Die Schichtung in Bodennähe wird stabiler und die Konvektion wird gehemmt. Beträgt die Windscherung dagegen bis zu 15 ms^{-1} in den unteren 5 bis

7 Kilometern, entsteht eine Wechselwirkung zwischen Aufwindssystem und Windscherung. Dadurch verstärkt sich die Konvektion. Aus einer Ansammlung von entwickelten einfachen Gewitterzellen können dann sogenannte Multizellengewitter entstehen. Wird die Windscherung noch stärker, bis 30 ms^{-1} in den unteren 5 bis 7 Kilometern, bilden sich Multizellengewitter aus, die sich in einem quasi-stationären Zustand befinden. Diese Gewitter werden Superzellengewitter genannt. Sie sind die stärksten von allen, wobei gelegentlich Tornados entstehen können.

Weisman und Klemp (1982, 1984) haben mit Hilfe von numerischen Berechnungen versucht, den Zusammenhang zwischen Auftrieb, Windscherung und Art des Gewitters zu beschreiben. Diese Wechselwirkung kann mit der dimensionslosen Richardson-Zahl R ausgedrückt werden durch die Gleichung

$$R = \frac{CAPE}{\frac{1}{2} \Delta \bar{U}^2}, \quad (3.24)$$

wobei $\Delta \bar{U}$ die Windscherung in den untersten 6 Kilometern ist. Nimmt R einen Wert zwischen 15 und 35 an, deutet dies auf die Bildung von Superzellen hin. Ist dieser dagegen größer als 40, entstehen Gewitter aus Multizellen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde eine Reihe von numerischen Berechnungen durchgeführt, um die Entstehung und Entwicklung von konvektiven Systemen und schweren Gewittern im Alpenvorland zu untersuchen. Zusätzlich wurde die Sensitivität dieser Gewitter auf Änderungen von den oben genannten thermodynamischen Prozessen untersucht. Zu diesem Zweck wurde ein numerisches Modell benutzt, das in Kapitel 4 beschrieben wird. Die Ergebnisse der numerischen Berechnungen werden in den Kapiteln 7 und 8 präsentiert.

4

DAS NUMERISCHE MODELL

Ἐπεὶ δὲ δεῖ κίνησιν αἰεὶ εἶναι καὶ μὴ διαλείπειν, ἀνάγκη εἶναι τι αἰδίον ὃ πρῶτον κινεῖ, εἴτε ἓν εἴτε πλείω· καὶ τὸ πρῶτον κινεῖ ἀκίνητον. (Αριστοτέλης, φυσικῆς ἀκροάσεως Θ, 258 b, 10)

Die Daten, die im Rahmen von zwei Meßkampagnen gesammelt wurden, konnten auf verschiedene Weise verwendet werden. Zunächst wurde damit die Entstehung und die Entwicklung von auftretenden mesoskaligen konvektiven Systemen synoptisch erfaßt und analysiert. Daraufhin sind die realen Daten in ein numerisches Modell eingesetzt worden. Rechenmodelle, also mathematische Darstellungen von physikalischen Prozessen in der Atmosphäre, spielen eine wesentliche Rolle für das Verständnis von derartigen Prozessen. Zum Beispiel läßt sich die Sensitivität der Dynamik von den zu untersuchenden Systemen gegenüber Änderungen, sowohl von unterschiedlichen physikalischen Parametern, als auch von mikrophysikalischen Prozessen, überprüfen. Zu verändernde Parameter sind beispielsweise die vertikale Windscherung, deren Richtung, Stärke oder Höhe variieren kann, die Feuchte und die Temperatur am Boden oder die Wirkung der Corioliskraft. Fragen nach Ursache und Wirkung können numerisch behandelt werden. Wechselwirkungen bei Bewegungen innerhalb der Wolke werden numerisch ebenso untersucht, wie auch Änderungen des Temperatur- und Druckfeldes. Dies sind wichtige physikalische Faktoren, deren Änderung in der Natur oder im Rahmen eines Feldexperimentes nicht erfaßt werden können.

4.1 Das Klemp-und-Wilhelmson-Modell

Die Erkundung der Entstehung und der Sensitivität einer Reihe von zeitlich entwickelten Wolken im Alpenvorland gegenüber verschiedenen physikalischen

Parametern erfolgt im Rahmen dieser Arbeit mit einem numerischen Modell, das von Klemp und Wilhelmson in den achtziger Jahren bis 1987 entwickelt wurde. Eine detaillierte Beschreibung des Modells wird in der Arbeit von Klemp und Wilhelmson (1978) gegeben. Das Klemp-und-Wilhelmson-Modell - von jetzt an KWM - ist ein dreidimensionales, mesoskaliges, nicht-hydrostatisches numerisches Wolkenmodell. Es wurde aus zwei Gründen nicht-hydrostatisch geschrieben. Zum einen sollen Änderungen der Vertikalkomponente des Windes mitberücksichtigt werden, und zum anderen wird ein Gebiet auf einer Skala bis etwa 600 Kilometer betrachtet.

Das Modell wurde entwickelt, um den dynamischen Charakter von konvektiven Wolken zu untersuchen. Es soll beispielsweise festgestellt werden, wie unterschiedliche Umgebungsfaktoren die Langlebigkeit, die Fortpflanzung und die Stärke von Gewittern beeinflussen, wie Wolken in ein schon vorhandenes Gewittersystem integriert werden und wie der Impuls- und Wärmetransport innerhalb und außerhalb der Wolke stattfindet.

4.2 Gitteranordnung im Modell

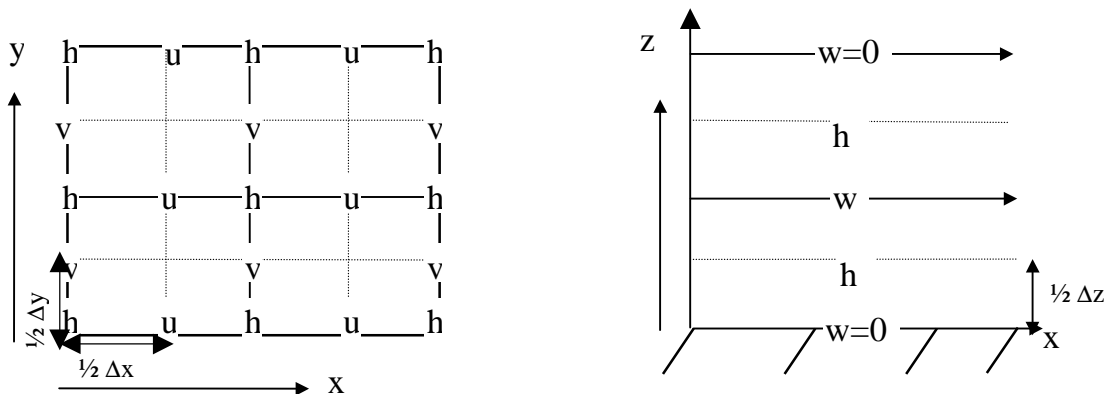


Abb. 4-1 Die Verteilung der Modellvariablen auf einer a) x-y-Ebene und b) x-z-Ebene. Beschreibung siehe Text.

Die physikalischen Variablen sind im Modell auf einem Arakawa-C-Gitter angeordnet. Diese Verteilung ist in Abbildung 4-1 dargestellt. An den Knotenpunk-

ten des Gitters, also bei 'h', stehen die Werte der Temperatur T , der Mischungsverhältnisse für Wolkenwasser q_c , Regenwasser q_r , Wasserdampf q_v und der vertikalen Geschwindigkeit w . Zwischen den Gitterpunkten ist in x -Richtung in einem Abstand von Δx die zonale Windgeschwindigkeit u und in y -Richtung in einem Abstand von Δy die meridionale Windgeschwindigkeit v angeordnet. Auf der x - z -Ebene sind die Variablen, wie in der Abbildung 4-1b gezeigt wird, folgendermaßen verteilt: Die vertikale Geschwindigkeit wird am Boden und an den Gitterpunkten berechnet, während die restlichen Variablen in der Mitte (Δz) zwischen den Gitterpunkten bestimmt werden.

4.3 Die Gleichungen im Modell

4.3.1 Die Grundgleichungen der dynamischen Vorgänge

Die Beschreibung der dynamischen Vorgänge im Modell basiert auf dem Ersten Hauptsatz der Thermodynamik, dem Zweiten Newtonschen Gesetz, der Kontinuitätsgleichung, der idealen Gasgleichung und den Kontinuitätsgleichungen der drei Phasen des Wassers (Kapitel 3).

Die Bewegungsgleichungen im KWM kommen in kompressibler Form vor, was das Besondere an diesem Modell ist. Kompressibilität bedeutet, daß die Fortpflanzung von Schwere- und Schallwellen (meteorologischer Lärm) innerhalb des Integrationsgebietes erlaubt ist, wobei Variationen der Dichte mitberücksichtigt werden. Die Berechnung von Schallwellen wird durch ein besonderes Verfahren ermöglicht, das in Kapitel 4.3.4 ausführlich beschrieben wird.

Im Modell werden neun prognostische Gleichungen gelöst. Jede dieser Gleichungen beschreibt die zeitliche Änderung der behandelten Variablen. Drei der neun Gleichungen berechnen den Impuls (Gl. 4.4), weitere drei den Feuchte- und Wassergehalt (Gl. 4.10) und jeweils eine den Druck (Gl. 4.7), die Thermodynamik

(Gl. 4.6) und die kinetische Energie zwischen den Gitterpunkten (Gl. 4.11). Alle diese Gleichungen sind in einem kartesischen Koordinatensystem gelöst. Zur Lösung der neun prognostischen Gleichungen wird zusätzlich die Zustandsgleichung der feuchten Luft und die Gleichung des dimensionslosen Druckes benötigt.

Die Zustandsgleichung der feuchten Luft (Gl. 4.1) wird aus der Dichte ρ der feuchten Luft, der Gaskonstante der trockenen Luft R_d , der Temperatur T der trockenen Luft und dem Mischungsverhältnis des Wasserdampfes q_v berechnet. Sie lautet

$$P = \rho R_d \underbrace{T(1 + 0.61q_v)}_{T_v}, \quad (4.1)$$

wobei T_v die virtuelle Temperatur ist. Der dimensionslose Druck Π wird aus dem Bodendruck P_o , der virtuellen potentiellen Temperatur ϑ_v und den spezifischen Wärmekapazitäten bei konstantem Druck c_p und Volumen c_v berechnet,

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} = \left(\frac{R_d}{P_o} \rho \vartheta_v \right)^{\frac{R_d}{c_v}}. \quad (4.2)$$

Die virtuelle potentielle Temperatur ϑ_v ergibt sich aus der Gleichung

$$\vartheta_v = \vartheta(1 + 0.61q_v), \quad (4.3)$$

mit $\vartheta = \frac{T}{\Pi}$ als potentielle Temperatur.

Die drei *Impulsgleichungen* für die drei Windkomponente sind:

$$\frac{du_i}{dt} + c_p \bar{\vartheta}_v \frac{\partial \pi}{\partial x_i} = \delta_{i3} g \left[\frac{\vartheta}{\bar{\vartheta}} - 1 + 0.61(q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right] - \varepsilon_{ijk} f u_j + D u_i, \quad (4.4)$$

wobei u_i ($i=1,2,3$) die Geschwindigkeitskomponenten u , v und w in x -, y - und z -Richtung, δ_{ij} das Kronecker-Symbol und ε_{ijk} der alternierende Einheitstensor sind. Die Druckabweichung ist durch $\pi = \bar{\Pi} - \Pi$ gegeben, mit $\bar{\Pi}$ als ungestörter Anfangszustand des Druckes und Π als dimensionsloser Druck. Die Mischungsverhältnisse von Wolkenwasser und Regenwasser werden jeweils mit q_c und q_r bezeichnet. Der Coriolis-Parameter f wird durch die Gleichung $f = 2\Omega \sin \varphi$ berechnet, mit Ω als Winkelgeschwindigkeit der Erde und φ als geographische Breite. Turbulenzdurchmischungen Du_i werden zwischen den Gitterpunkten definiert. Balken über den unterschiedlichen Variablen bezeichnen den ungestörten Anfangszustand, der nur eine Funktion der Höhe z ist.

Die *Druckgleichung* wird aus der partiellen Ableitung des dimensionslosen Druckes (Gl. 4.2) nach der Zeit in Verbindung mit der kompressiblen Form der *Kontinuitätsgleichung*

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j) = 0 \quad (4.5)$$

und der *thermodynamischen Gleichung*

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = -\frac{L}{c_p \Pi} \frac{\partial q_v}{\partial t} \quad (4.6)$$

hergeleitet, wobei L die latente Verdunstungswärme ist. Mit Hilfe der Gleichungen (4.5) und (4.6) werden die Terme $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ und $\frac{\partial \vartheta}{\partial t}$ eliminiert und am Ende ergibt sich die Druckgleichung zu

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{c^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\vartheta}_v^2} \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{\rho} \bar{\vartheta}_v u_j) = f_\pi \quad (4.7)$$

f_π wird durch die Gleichung

$$f_\pi = -u_j \frac{\partial \pi}{\partial x_j} + \frac{R_d \pi}{c_v} \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{c^2}{c_p \vartheta_v^2} \frac{d\vartheta_v}{dt} + D_\pi \quad (4.8)$$

berechnet, mit D_π als Turbulenzterm. Die Schallgeschwindigkeit c ist durch die Gleichung

$$c = c_p R_d \Pi \frac{\vartheta_v}{c_v} \quad (4.9)$$

gegeben.

Die allgemeine Definition der drei prognostischen Gleichungen für den *Wasser- und Feuchtegehalt* ist

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = M_\phi + D_\phi, \quad (4.10)$$

wobei die Größe ϕ für jeweils ϑ , q_v , q_c oder q_r stehen kann. M_ϕ beschreibt die mikrophysikalische Parametrisierung von ϑ , q_v , q_c und q_r , und D_ϕ die Turbulenzterme. Die mikrophysikalischen Terme werden im Kapitel 4.3.2 und die Turbulenzterme in Kapitel 4.3.3 beschrieben.

Die *kinetische Energie zwischen den Gitterpunkten* wird durch die Gleichung

$$E = \frac{1}{2} (\bar{u}_i')^2 \quad (4.11)$$

gegeben. Bewegungen zwischen den Gitterpunkten werden bei den Berechnungen der kinetischen Energie als nicht-kompressibel betrachtet, da es sich um Bewegungen handelt, deren Skalenwerte kleiner als die Gitterabstände sind.

4.3.2 Beschreibung der mikrophysikalischen Prozesse

Kleinräumige Vorgänge, wie beispielsweise Kondensation, Verschmelzen des vorhandenen Wassers, Wolkenbildung und Niederschlag können wegen ihrer geringen räumlichen Ausdehnung und komplexen Form nicht im vorgegebenen Gitternetz explizit bestimmt werden. Aufgrund dessen ist für ihre Berechnung eine Parametrisierung erforderlich. Dies bedeutet, daß die obengenannten unbekanntenen Terme als Funktion von bekannten Größen und Parametern ausgedrückt werden. Damit soll erreicht werden, kleinräumige Vorgänge möglichst nah an ihrem natürlichen Zustand zu umschreiben. Die im KWM auftretenden mikrophysikalischen Prozesse, wie Kondensation und Verschmelzen, werden mit dem Parametrisierungsschema vom Kessler behandelt. Aus der Gleichung 4.10 und durch Ersetzen des Index ϕ jeweils mit ϑ , q_v , q_c , oder q_r werden die entsprechenden Gleichungen für Temperatur, Wasserdampf, Wolkenwasser und Regenwasser aufgestellt und sind

$$M_{\vartheta} = -\gamma \left(\frac{dq_{vs}}{dt} + E_r \right), \quad (4.12)$$

$$M_{q_v} = \frac{dq_{vs}}{dt} + E_r, \quad (4.13)$$

$$M_{q_c} = -\frac{dq_{vs}}{dt} - A_r - C_r, \quad (4.14)$$

und

$$M_{q_r} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} V q_r) - E_r + A_r + C_r. \quad (4.15)$$

Bei der Temperaturgleichung wird γ durch die Gleichung

$$\gamma = \frac{L}{c_p \bar{\Pi}} \quad (4.16)$$

bestimmt, wobei L die latente Verdunstungswärme ist. Bei den Gleichungen 4.12 bis 4.14 ist q_{vs} das Sättigungsmischungsverhältnis und wird durch die Tetens's Gleichung

$$q_{vs} = \frac{3.8}{\bar{p}} \exp\left(17.27 \frac{\bar{\Pi}\vartheta - 273}{\bar{\Pi}\vartheta - 36}\right) \quad (4.17)$$

berechnet. Der Ausdruck dq_{vs}/dt ist die Rate der Kondensation oder der Verdunstung des Wolkenwassers innerhalb einer Zeiteinheit. Bei der Gleichung 4.15 bezeichnet der Term $(1/\bar{\rho}) \cdot [\partial/\partial z \cdot (\rho V q_r)]$ den vertikalen Fluß, wobei

$$V = 3634 (\bar{\rho} q_r)^{0.1346} \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho_o}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (4.18)$$

die Endgeschwindigkeit der Regentropfen ist. Der Parameter ρ_o in Gleichung 4.18 gibt die Dichte am Boden an. Der Anteil der Selbstumwandlung der Wolke in Wasser wird durch den Zuwachs an Regentropfen A_r , sobald sie sich gebildet haben, durch C_r und die Verdunstung E_r , repräsentiert. Der Term der Selbstumwandlung A_r der Wolke in Niederschlag und des Zuwachses C_r werden durch die Parametrisierung von Kessler bestimmt. Demnach ist

$$A_r = \frac{\partial q_c}{\partial t} = k_1 (q_c - \alpha), \quad (4.19)$$

$$C_r = k_2 q_c q_r^{0.875}, \quad (4.20)$$

und

$$E_r = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\left(1 - \frac{q_v}{q_{v_s}}\right) C (\bar{\rho} q_r)^{0.525}}{\bar{\rho} 5.4E10^5 + \frac{2.55 E10^6}{\bar{p} q_{v_s}}} . \quad (4.21)$$

Bei der Gleichung 4.19 ist $k_1=0.001 \text{ s}^{-1}$ der Kehrwert der Zeit, die für die Umwandlung charakteristisch ist. Die Zahl $\alpha = 000.1 \text{ gg}^{-1}$ gibt den Grenzwert an, unterhalb dessen keine Umwandlung mehr stattfinden kann. Die Selbstumwandlung der Wolke in Niederschlag wird bei der Gleichung für das Wolkenwasser (Gl. 4.14) als Verlust betrachtet, hingegen bei der für das Regenwasser (Gl. 4.15) als Gewinn. Der Zuwachs C_r basiert auf der Theorie der Regentropfenverteilung von Marshall und Palmer (1948). Diese Theorie besagt, daß beobachtete Regentropfen durch die umgekehrte exponentielle Funktion annähernd beschrieben werden können.

$$N = N_o \exp(-\lambda_r D) . \quad (4.22)$$

Die Variable N ist die Anzahl der Regentropfen pro Volumeneinheit und pro Größeneinheit. Der Parameter N_o hat einen Wert von etwa $8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$. Dieser Parameter wird bei Nieselregen größer und bei Hagel und Schnee kleiner. Der Parameter λ_r bezieht sich auf die vorhandene Menge an Regenwasser oder auf das Mischungsverhältnis für Regenwasser q_r . Der Durchmesser der Regentropfen ist durch D gegeben. In Gleichung 4.20 hat k_2 nach Soong und Ogura (1973) den Wert 2.2 s^{-1} und ist der Kehrwert der Zeit, die für das Wachstum der Regentropfen charakteristisch ist. In der Gleichung für die Verdunstung (4.21) ist C ein Belüftungsfaktor und wird durch die Gleichung

$$C = 1.6 + 124.9(\bar{\rho} q_r)^{0.2046} \quad (4.23)$$

bestimmt.

4.3.3 Berechnung der Turbulenzprozesse

Bei mesoskaligen Phänomenen werden Bewegungen innerhalb und in der Umgebung einer Wolke durch Variable beschrieben. Bewegungen, deren Skala kleiner sind, als die von mesoskaligen Systemen innerhalb einer Wolke, können durch Turbulenzflüsse, auch bekannt als Eddy-Flüsse, berechnet werden. Im KWM sind die Gitterabstände zu grob, um die mesoskaligen Bewegungen zu erfassen. Deshalb ist es notwendig, eine prognostische Gleichung aufzustellen, welche Bewegungen zwischen den Gitterpunkten beschreibt. Die Lösung der Gleichung der kinetischen Energie (Gl. 4.11) zwischen den Gitterpunkten ergibt die Turbulenz-Mischungskoeffizienten, auch Eddy-Mischungskoeffizienten genannt.

Für die Turbulenz-Parametrisierung wird zunächst der Ansatz gemacht, daß die potentielle Temperatur ϑ und das Mischungsverhältnis des Wasserdampfes q_v bei nicht-gesättigten Bewegungen erhalten bleiben. Das gleiche gilt auch für das Mischungsverhältnis des flüssigen Wassers q_l bei gesättigten Bewegungen. Letzteres wird durch die Summe aus dem Mischungsverhältnis, dem des Wolkenwassers und des Wasserdampfes $q_l = q_c + q_v$ bestimmt. Durch diese Annahme kann der Turbulenzterm D_ϕ in Gleichung (4.10) in Form der Gleichung

$$D_\phi = -\frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u'_j \phi'}) \approx \frac{\partial}{\partial x_j} \left(K_h \frac{\partial \phi}{\partial x_j} \right) \quad (4.24)$$

geschrieben werden, wobei ϕ stellvertretend für jeweils ϑ , q_v , q_c oder q_r steht und K_h ist der Eddy-Mischungskoeffizient. Die Größen u'_j und ϕ' bezeichnen die Abweichungen von u_j und ϕ und $\overline{u'_j \phi'}$ die Durchschnittswerte entlang dem Volumen einer Gitterbox. Die Impulsgleichungen zwischen den Gitterpunkten sind durch die Gleichung

$$Du_i = -\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u'_i u'_j} \right) \quad (4.25)$$

gegeben, wobei

$$\overline{u'_i u'_j} = K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) + \frac{2}{3} \delta_{ij} E . \quad (4.26)$$

Die Größe $K_m = (1/3) K_h$ ist der Impulsmischungskoeffizient und E die kinetische Energie zwischen den Gitterpunkten, gegeben durch die Gleichung 4.11 in Kapitel 4.3.1. Die durch Turbulenz erzeugte Energie wird durch die prognostische Gleichung dE/dt bestimmt:

$$\frac{dE}{dt} = \underbrace{gw' \left(\frac{\vartheta'}{\vartheta} + 0.61q'_v - q'_c \right)}_A - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}_B + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j} \left(K_m \frac{\partial E}{\partial x_j} \right)}_C - \underbrace{\left(\frac{C_e}{l} \right) E^{\frac{2}{3}}}_D . \quad (4.27)$$

Die Terme A, B, C und D beschreiben jeweils den Auftrieb, die Windscherung, die Diffusion und die Auflösung. Die Größe $l = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}$ ist in Annäherung eine geeignete Skalenlänge und C_e ist eine Zahl mit dem Wert 0.2. Die Turbulenzenergie ist nur dann positiv, wenn die Richardson-Zahl Ri kleiner dem Bruchteil $K_m / K_h = 1/3$ ist. Die Richardson-Zahl ist durch den Auftrieb und die Windscherung bestimmt als

$$Ri = \frac{\frac{g}{\vartheta} \frac{\partial \vartheta_e}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2} . \quad (4.28)$$

4.3.4 Trennungsverfahren für Schallwellen

Schallwellen haben bei thermischer Konvektion eigentlich kein physikalischen Nutzen. Im Gegenteil können ihre großen Geschwindigkeiten Einschränkungen beim Integrationszeitschritt bewirken. Trotz dieser Einschränkungen werden Schallwellen dennoch berücksichtigt, weil durch ihre Eliminierung wichtige physikalische Parameter nicht mehr vorhanden wären. Derartige Parameter können bei dreidimensionalen Berechnungen für die Konvektion wichtig sein. Wenn die Schallwellen nicht vorhanden sind, wird von der anelastischen Form der Bewegungsgleichungen gesprochen. Die durch die hohen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von Schallwellen auftretenden Schwierigkeiten können dadurch behoben werden, daß die Schallwellen unabhängig vom System berechnet werden. Im KWM werden die Schallwellen in kleineren Zeitschritten im Vergleich zu den restlichen Prozessen berechnet und dadurch ihre Fehler beseitigt. Zuerst werden diejenigen Glieder bestimmt, die für die Entwicklung von Schallwellen im Modell verantwortlich sind.

Diese sind die folgenden Gleichungen, in denen die Geschwindigkeit c_p vorkommt:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + c_p \bar{\vartheta}_u \frac{\partial \pi}{\partial x_i} = f u_i \quad (4.29)$$

und

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\vartheta}_v^2} \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{\rho} \bar{\vartheta}_v u_j) = f \pi \quad (4.30)$$

Wenn der gesamte Zeitschritt für das Modell Δt ist, werden die Schallwellen mit einem viel kleineren Zeitschritt von $\Delta \tau$ berechnet, der ein vielfacher Bruchteil von Δt ist. Die Anzahl der Zeitschritte wird durch die Gleichung

$$\eta = \frac{2\Delta t}{\Delta \tau} \quad (4.31)$$

beschrieben. Diese kleinen Zeitschritte werden semi-implizit berechnet, da der vertikale Gitterabstand viel kleiner als der horizontale ist. Wenn Δt beispielsweise gleich 10s und $\Delta \tau$ 2s ist, bedeutet das, daß innerhalb der Integrationszeit von 10s, die für die Berechnung aller Prozesse erforderlich ist, die Schallwellen alle 2s berechnet werden. Dadurch können große Schallgeschwindigkeiten gar nicht erst auftreten, und die numerische Stabilität des Systems bleibt erhalten.

4.4 Randbedingungen im Modell

Vor jeder numerischen Berechnung muß zuerst das Gebiet definiert werden, in dem die mathematische Integration stattfindet. Das wichtigste bei der Definition eines Gebietes ist die Festlegung der Ränder und die Bedingungen, die dort gelten sollen. Die konvektiven Systeme sollen sich innerhalb eines Gebietes so entwickeln und bewegen können, als ob kein Rand vorhanden wäre. Im KWM findet die numerische Integration innerhalb eines bestimmten Bereiches statt, und deshalb sind die Randbedingungen auf jeder Seite festzulegen.

Es wurde festgelegt, daß die Vertikalgeschwindigkeit w am unteren und oberen Rand des Gebietes den Wert 0 hat. Der untere Rand beschreibt die Erdoberfläche und der obere Rand den obersten Teil der Troposphäre. Die Eliminierung der Vertikalgeschwindigkeit am oberen Rand kann Schwierigkeiten hervorrufen, falls der Abstand zwischen Wolkenobergrenze und Modellobergrenze sehr klein ist und wenn vertikaler Transport von horizontalem Impuls durch Schwerewellen stattfindet.

det. Entlang des oberen und unteren Randes wird der Mischungsanteil, der senkrecht zu den Rändern steht, gleich dem Wert 0 gesetzt. Dadurch werden die vertikalen Gradienten der Zustandsprofile wegen der Turbulenzdurchmischung nicht verzerrt.

Die seitliche Begrenzung innerhalb des Integrationsgebietes ist offen, eine Bedingung, die Schwerewellenbewegungen in das Gebiet hinein und aus dem Gebiet heraus erlaubt. Damit können sich unterschiedliche Störungen ohne Erzeugung von Reflektivitäten außerhalb des Gebietes fortpflanzen.

Die Eddy-Mischungsanteile, die senkrecht an den Grenzen liegen, sind sowohl an den seitlichen Ränder als auch am oberen und unteren Rand gleich dem Wert 0 gesetzt.

4.5 Zusammenfassung und allgemeine Bemerkungen zum Klemp-und- Wilhelmson-Modell

Das Klemp-und-Wilhelmson-Modell wurde entwickelt, um die physikalischen Gesetze der atmosphärischen Prozesse, die in mesoskaligen konvektiven Systemen wirken, mit Hilfe mathematischer Darstellung besser zu analysieren und zu verstehen.

Mit dem KWM ist es möglich, Veränderungen eines zeitlich entwickelten mesoskaligen Systems innerhalb eines bestimmten Gebietes beobachten werden. Daraus kann der Einfluß von unterschiedlichen physikalischen Größen auf die Entwicklung dieses Systems nachvollzogen werden. Werden ein oder mehrere physikalische Parameter verändert, können Abweichungen in der Entwicklung des Systems innerhalb des untersuchten Gebietes auftreten.

Die zeitliche Entwicklung der gemessenen Feldgrößen erfolgt im KWM sowohl an den Gitterpunkten (skalige Größen) wie beispielsweise Druck, Temperatur

und Windgeschwindigkeit, als auch zwischen den Gitterpunkten (subskalige Größen) wie der turbulente Transport.

Der Corioliseffekt im Modell wird im allgemeinen erst dann vernachlässigt, wenn die Integrationszeit und die räumliche Ausdehnung des mesoskaligen Systems bedeutend klein sind. Für den Fall, daß es sich um die zeitliche Entwicklung eines mesoskaligen Systems innerhalb von sechs Stunden bis zu einem Tag handelt, ist der Corioliseffekt zu berücksichtigen.

Das Modell ist so gebaut, daß Strahlungseffekte ein- und ausgeschaltet werden können. Dadurch kann frei entschieden werden, ob zusätzliche Wärmequellen und Wärmesenken mitberücksichtigt werden sollen.

Das Modell verfügt über zwei Arten von seitlichen Randbedingungen. Sie können entweder offen oder periodisch sein. Bei den offenen Randbedingungen wird die Fortpflanzung von Schwerewellen außerhalb des Integrationsgebietes erlaubt, wohingegen bei periodischen Randbedingungen Effekte wiederholt auftreten können. Dadurch kann ihre Entwicklung ständig mitverfolgt werden.

Im KWM werden mikrophysikalische Prozesse, wie Verdunstung und Kondensation, durch die Kessler-Parametrisierung bestimmt. Der Prozeß der Eisbildung innerhalb der Wolke wird jedoch im Modell nicht berücksichtigt. Berechnungen mit einem zweidimensionalen, nicht-hydrostatischen, kompressiblen, numerischen Modell, in dem die Eisphase vorhanden war, haben gezeigt, daß die Eisphase die Bildung von einer amboßähnlichen Struktur bevorzugt (Scheidgen, 1989). Ein konvektives System erreicht normalerweise seinen quasi-stationären Zustand erst nach 4 Stunden. Somit sollte das Fehlen der Eisphase während der ersten vier Integrationszeiten keine entscheidende Rolle während der Anfangsentwicklung einer mesoskaligen konvektiven Gewitterzelle spielen.

Das KWM enthält die gesamte notwendige Physik, um für diese Arbeit notwendigen Details der Entwicklung von konvektiven Systemen zu erforschen. Im Vergleich zu anderen mesoskaligen Modellen ist das KWM relativ einfach und übersichtlich formuliert, was Änderungen des Originalmodells, welche für die

Durchführung von genau festgelegten Fragestellungen wichtig sein können, ermöglicht. Ein weiterer Vorteil liegt an der Vielfalt von veröffentlichten numerischen Experimenten über die Entwicklung von idealisierten mesoskaligen konvektiven Systemen unter der Anwendung des KWM (beispielsweise Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson 1978, Rotunno, R., 1980, Rotunno, R., and J. Klemp, 1982, Rotunno, R., Klemp, J. B., and M. L. Weisman, 1988, Skamarock, W. C., Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1994, Weisman, M., and J. Klemp, 1982, Weisman, M. L., 1992).

5 | DAS SETEX – MEßEXPERIMENT

Διαρισμένων δὲ τούτων ἐπισκεπτέον περὶ τῶν αἰτίων, ποῖά καὶ πόσα τὸν ἀριθμὸν ἐστίν. ἐπεὶ γὰρ τοῦ εἰδέναι χάριν ἢ πραγματεία, εἰδέναι δὲ οὐ πρότερον οἴομεθα ἕκαστον πρὶν ἂν λάβωμεν τὸ διὰ τί περὶ ἕκαστον (τούτο δ' ἐστὶ τὸ λαβεῖν τὴν πρώτην αἰτίαν), δῆλον ὅτι καὶ ἡμῖν τούτον ποιητέον καὶ περὶ γενέσεως καὶ φθορᾶς καὶ πάσης τῆς φυσικῆς μεταβολῆς, ὅπως εἰδότες αὐτῶν τὰς ἀρχὰς ἀνάγειν εἰς αὐτὰς πειρώμεθα τῶν ζητουμένων ἕκαστον. (Αριστοτέλης, φυσικῆς ἀκροῦσεως Β, 194 b, 16)

Beobachtungen zeigen, daß schwere Gewitter am häufigsten während der Sommermonate Mai, Juni und Juli auftreten. Um die Entstehung von solchen Gewittern zu analysieren und besser zu verstehen, fand im Jahr 1994 in Deutschland, im südwestlichen Teil von Bayern, und in der Ostschweiz ein Feldexperiment statt. Dieses lief unter dem Namen SETEX, was für *SE*vere *T*hunderstorm *EX*periment steht (siehe auch Kapitel 1).

Die oben genannten Regionen befinden sich häufig in der Zugbahn von schweren Gewittern, deren Struktur und zeitliche Entwicklung bisher nur sehr wenig mit Datensätzen erfaßt worden sind. Insbesondere sollten die groß- und kleinskaligen synoptischen Lagen, die Einfluß auf die Gewitterentwicklung im Alpenvorland haben, festgestellt werden. Darüber hinaus sollte der Einfluß von hohen Gebirgsketten, wie die der Alpen, sowie auch die Vorhersagegenauigkeit von solchen Gewittern erforscht werden. Die Motivation, ein neues Experiment durchzuführen, entstand unter anderem aus der Analyse und Bearbeitung der Datensätze, die während des CLEOPATRA-Feldexperimentes (siehe dazu Einleitung) im Sommer 1992 gesammelt wurden.

Das SETEX-Experiment wurde vom Meteorologischen Institut in München (MIM), dem Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft-

und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen und dem Institut für Physik der Atmosphäre der Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) in Zürich durchgeführt.

Während des Experimentes wurden vom Meteorologischen Institut München 10 Bodenmeßstationen aufgebaut. Diese Stationen bildeten ein Quadrat, das von Norden nach Osten an Biberach, Illertissen und Wollbach und von Westen nach Süden an Waldsee, Leutkirch, Füssen und Marktoberdorf grenzte. In der Mitte lagen Mattsies und Lichtenau. Die östlichste Station lag beim DLR in Weßling (etwa 22 km westlich von München), siehe Abbildung 5-1. Die Meßstationen waren mit Instrumenten ausgestattet, die Druck, Temperatur, Feuchttemperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit registrierten. Die Meßgrößen wurden in unterschiedlichen Höhen erfaßt, wie der Druck am Boden, die Temperatur, die Feuchttemperatur und die Windgeschwindigkeit in einer Höhe von 2 m, und die Windrichtung in einer Höhe von 3 m über dem Boden. Alle Druckwerte wurden auf das Niveau der Meßstation beim DLR reduziert, da die Meßstationen geographisch auf unterschiedlichen Höhen über dem Meeresspiegel liegen.

Außerdem wurde an bestimmten Tagen, an denen die Bildung und Entwicklung von Squall-lines wahrscheinlich war, die vertikale Struktur der Atmosphäre mit Hilfe von zusätzlichen Radiosondenaufstiegen erfaßt. Diese Messungen wurden einerseits vom MIM im DLR in Oberpfaffenhofen und andererseits von der ETH Zürich im Osten der Schweiz nördlich von Winterthur durchgeführt. Die Verteilung der Regentropfen innerhalb der beobachteten mesoskaligen Systeme wurde anhand von Dopplerradars, die beim DLR in Oberpfaffenhofen und ETH Zürich stationiert sind, geortet und aufgenommen. Das oben genannte extraoperationelle Meßnetz wurde in das Meßnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) integriert. Für die Interpretation und Bearbeitung der gemessenen Tage sind sowohl die operationellen, als auch die extraoperationellen Daten verwendet worden (Abb. 5-1).

Während der gesamten Meßperiode des SETEX-Experimentes wurden täglich die von DWD und SMA zur Verfügung stehenden Wetterkarten analysiert. Diese

Analyse trug zu der Entscheidung bei, ob die extraoperationellen Messungen mit den Wetterballons und den Radars stattfinden sollten. Zwischen den Monaten Mai und Juli ergaben sich vierzehn Tage, an denen die großräumige synoptische Lage für die Entstehung von Gewittern und Squall-lines im Alpenvorland günstig war. An sechs von diesen vierzehn Tagen haben sich im Alpenvorland gut organisierte, präfrontale Böenlinien (im Englischen ‘Squall-lines’) entwickelt. Alle diese sechs Gewitterlinien haben sich von Westen her mit relativ hohen Geschwindigkeiten von etwa 50 kmh^{-1} ($\cong 14 \text{ ms}^{-1}$) in Richtung Osten fortgepflanzt.

Für die vorliegende Arbeit wurde aus diesem Experiment der 14. Juli 1994 ausgewählt. In Kapitel 6 wird zunächst die synoptische Entwicklung dargestellt. In Kapitel 7 werden dann die Ergebnisse der numerischen Rechnungen präsentiert.

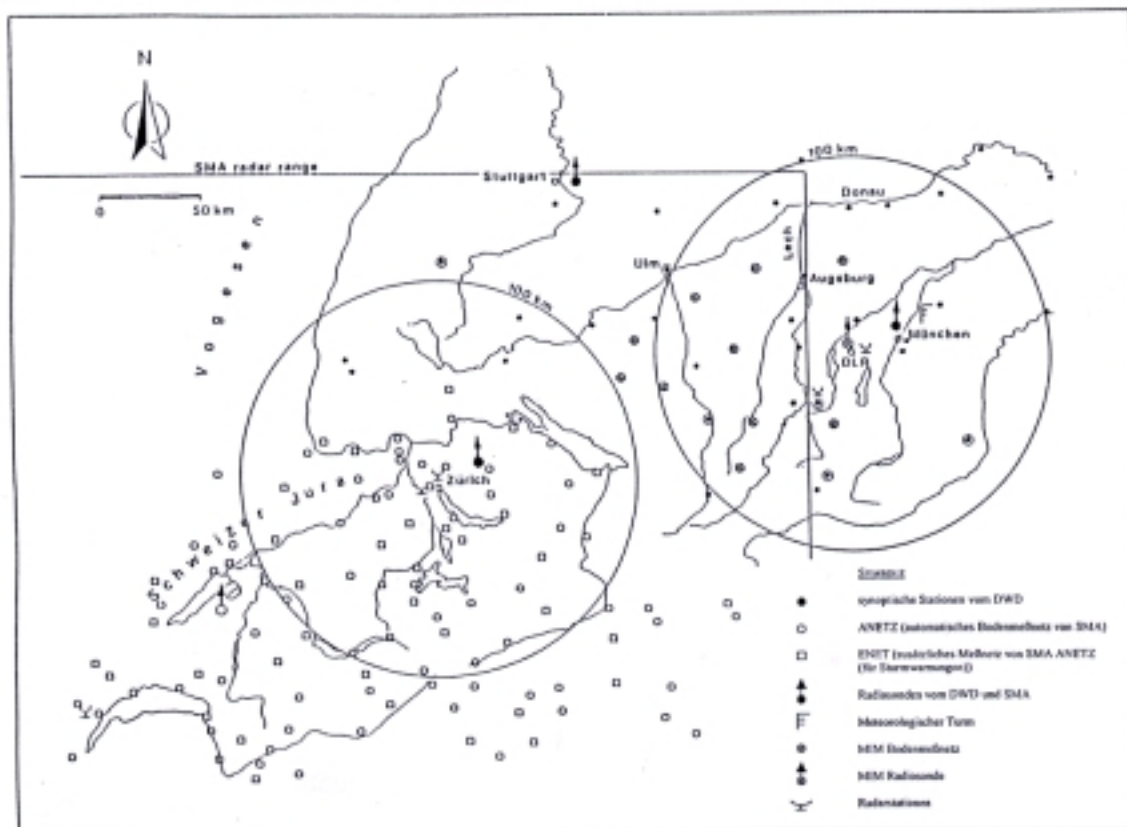


Abb. 5-1 Das Meßgebiet während des SETEX-Experimentes.

6

DIE SYNOPTISCHE ANALYSE DES MESOSKALIGEN SYSTEMS VOM 14. JULI 1994

..ὕστερον δ' ἐκ τούτων γίνεται γνῶριμα τὰ στοιχεῖα καί αἱ ἀρχαὶ διαιροῦσι ταῦτα. διὸ ἐκ τῶν καθόλου ἐπὶ τα καθ' ἕκαστα δεῖ προϊέναι· τὸ γὰρ ὅλον κατὰ τὴν αἴσθησιν γνωριμώτερον, τὸ δὲ καθόλου ὅλον τί ἐστὶ· πολλὰ γὰρ περιλαμβάνει ὡς μέρη τὸ καθόλου. (Αριστοτέλης, φυσικῆς ἀκροῶσεως Α, 184 α, 22)

Um ein vollständiges Bild der Entwicklung des mesoskaligen Systems vom 14. Juli 1994 zu präsentieren, erfolgt zunächst die synoptische Analyse dieses Tages. Diese wird in drei Unterkapitel aufgeteilt, je nach Skala, auf welcher das mesoskalige konvektive System analysiert wird. Mesoskalige konvektive Systeme werden aufgrund ihrer horizontalen Erstreckung und Lebensdauer in drei unterschiedliche Skalen aufgeteilt. Die erste beinhaltet diejenige Systeme, die eine horizontale Länge zwischen 200 km und 2000 km erreichen und eine Lebensdauer von einem Tag bis zu einer Woche haben. Ein Beispiel von konvektiven Systemen der meso- α Skala sind Fronten oder Hurrikans. Erreicht ihre horizontale Ausbreitung eine Länge von 20 km bis 200 km und liegt ihre Lebensdauer innerhalb eines Tages, werden diese den meso- β konvektiven Systemen zugeordnet. Das sind unter anderem Squall-lines und Seebrisen in den tieferen Niveaus. Gewitter oder Schwerkwellen gehören zu den kleinsten konvektiven Systemen, die sogenannte meso- γ Systeme, die sich horizontal zwischen 2 km und 20 km erstrecken und sich innerhalb von Stunden wieder auflösen.

In Abschnitt 6.1 wird die großräumige Entwicklung des Systems dargestellt. Die Bildung und Entwicklung der Squall-line im Alpenvorland erfolgen in Abschnitt 6.2. In Abschnitt 6.3 wird dann die kleinräumige Analyse beschrieben.

6.1. Großräumige meso- α -Entwicklung

Die großräumige Wetterlage in Europa wurde am 14.07.94 durch drei ausgeprägte Tiefdrucksysteme bestimmt. Wie aus den Boden- und Höhenwetterkarten des DWD (mit leichten Veränderungen) von 00 UTC ersichtlich ist, befand sich das Zentrum des ersten Tiefdruckgebietes westlich von Island (in Abb. 6-1 mit T_1 gekennzeichnet), während seine Warmfront (W_1) vor der Küste von Irland lag. Die ausgeprägte Zirkulation um dieses Tiefdruckgebiet sorgte dafür, daß maritime Polarluft nach Südosten verlagert wurde. Ein zweites Tiefdruckgebiet wurde nördlich von Skandinavien beobachtet und seine Kaltfront (K_2) erstreckte sich von Skandinavien über Ostengland und Frankreich zur Nordküste Spaniens. Der östliche Teil Europas war unter dem Einfluß eines dritten Tiefdruckgebietes (T_3). Etwa 500 Kilometer östlich der Kaltfront (K_2) des zweiten Tiefdruckgebietes war in der Wetterkarte eine Konvergenzlinie (KL) analysiert. Außer den oben erwähnten Tiefdruckgebieten waren in der Bodenwetterkarte von 00 UTC noch drei Hochdruckgebiete analysiert. Das erste Hochdruckgebiet (H_1) befand sich über den Azoren im Atlantik. Das zweite (H_2), etwas schwächere, lag über Rußland und das dritte (H_3) über Skandinavien.

In der 500 hPa-Höhenkarte des DWD von 00 UTC wurden die Ausläufer der Tief- und Hochdruckgebiete markiert (Abb. 6-2). Der Trog (T_{r1}) des ersten Tiefdruckgebietes liegt in der Höhe dicht hinter der Kaltfront (K_1) und ist stark ausgeprägt. Markant ist außerdem der Keil (K_{e2}) des Hochdruckgebietes über Rußland. Über Europa und insbesondere über dem Untersuchungsgebiet herrschen in der Höhe nur geringe Luftdruckgegensätze vor.

Beobachtungen und die Analyse der während des CLEOPATRA-Experimentes gemessenen Daten haben gezeigt, daß die Entstehung und die Entwicklung von Squall-lines im Alpenvorland an sonnigen Tagen durch eine ausgeprägte südwest-

liche Anströmung der Alpen begünstigt wird. Eine südwestliche Anströmung kann zweierlei bewirken. Einerseits kann dadurch subtropische Warmluft entlang des Alpenkamms nach Süddeutschland fließen, wodurch der Wasserdampfgehalt der Luft dort wiederum erhöht wird, was eine erhöhte Labilität der Schichtung zur Folge hat. Andererseits kann sich bei der Umströmung der Alpen der Wind in zwei Strömungshälften aufteilen. Der eine Strömungsanteil könnte um die Alpen herumfließen, was zu Konvergenz im Alpenvorland führen würde. Der Wind könnte zusätzlich oder ausschließlich den zentralen Teil der Alpen überströmen. Dadurch bildet sich im Lee des Gebirges ein Höhentrog. Die Hebungsvorgänge an der Vorderseite des Höhentrogs führen zu einer zyklonalen Bewegung und der Entwicklung eines Leetiefs. Die dadurch induzierten Ostwinde treffen auf die Westwinde, wodurch es zu Konvergenz und zu Konvektion kommen kann.

Wie aus der Höhenwetterkarte von 00 UTC ersichtlich ist, kann die Bildung der am 14. Juli beobachteten Squall-line nicht durch die oben beschriebene Theorie hervorgerufen worden sein. Das gesamte System aus ausgeprägten Tief- und Hochdruckgebieten sorgte hingegen an jenem Tag für eine hinreichend zyklonale und antizyklonale Zirkulation über dem gesamten Europa. Es haben sich dabei zwei Zirkulationspaare gebildet. Das erste Paar, zusammengesetzt aus der antizyklonalen Bewegung des Hochdruckgebietes (H_2) und der zyklonalen Bewegung des Tiefdruckgebietes (T_3), sorgte für die Bildung einer Ostwindzone. Das zweite Paar, aus der zyklonalen Bewegung des Tiefdruckgebietes (T_1) und der antizyklonalen Bewegung des Hochdruckgebietes (H_1), sorgte für die Bildung einer Westwindzone. Die Westwinde versorgten den südlichen Teil Deutschlands mit ausreichend feuchter maritimer Luft. Die Stabilität der Schichtung änderte sich zu einer bedingten Labilität im Laufe des Tages. Das Aufeinandertreffen von West- und Ostwinden sowie auch die Labilität der Schichtung bildete an jenem Tag eine gute Voraussetzung für die Bildung von starken Gewittern im Alpenvorland.

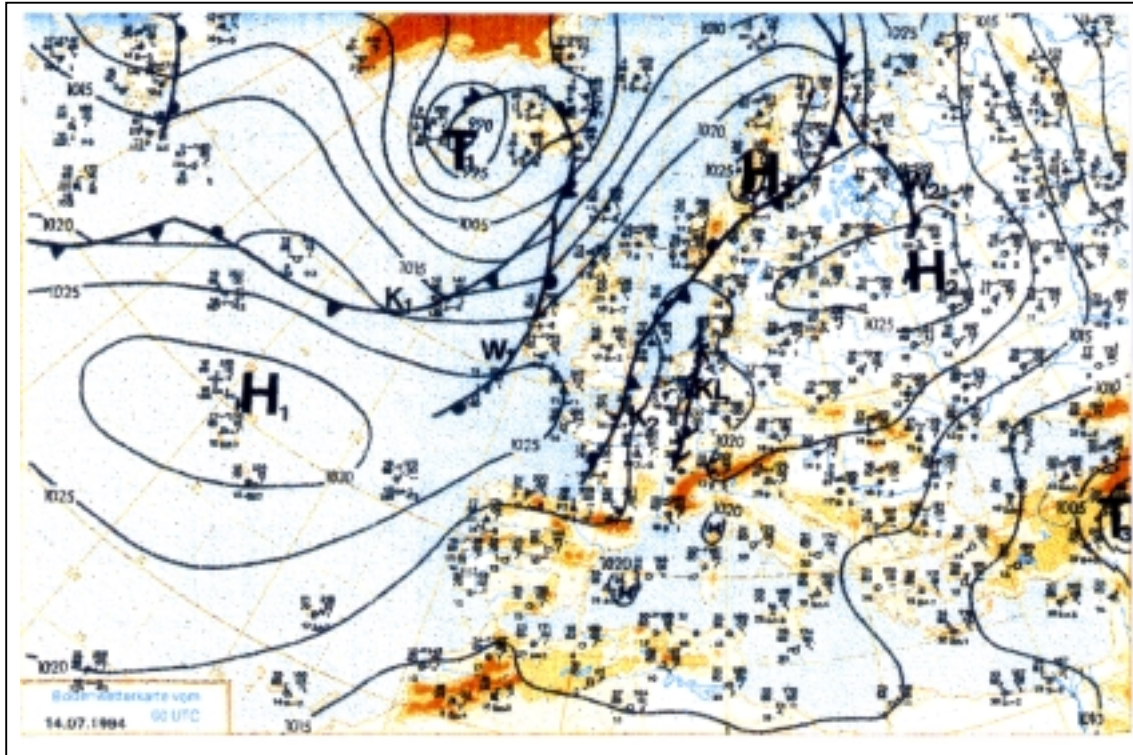


Abb. 6-1 Bodenwetterkarte vom 14.07.94 um 00 UTC (DWD – Analyse).

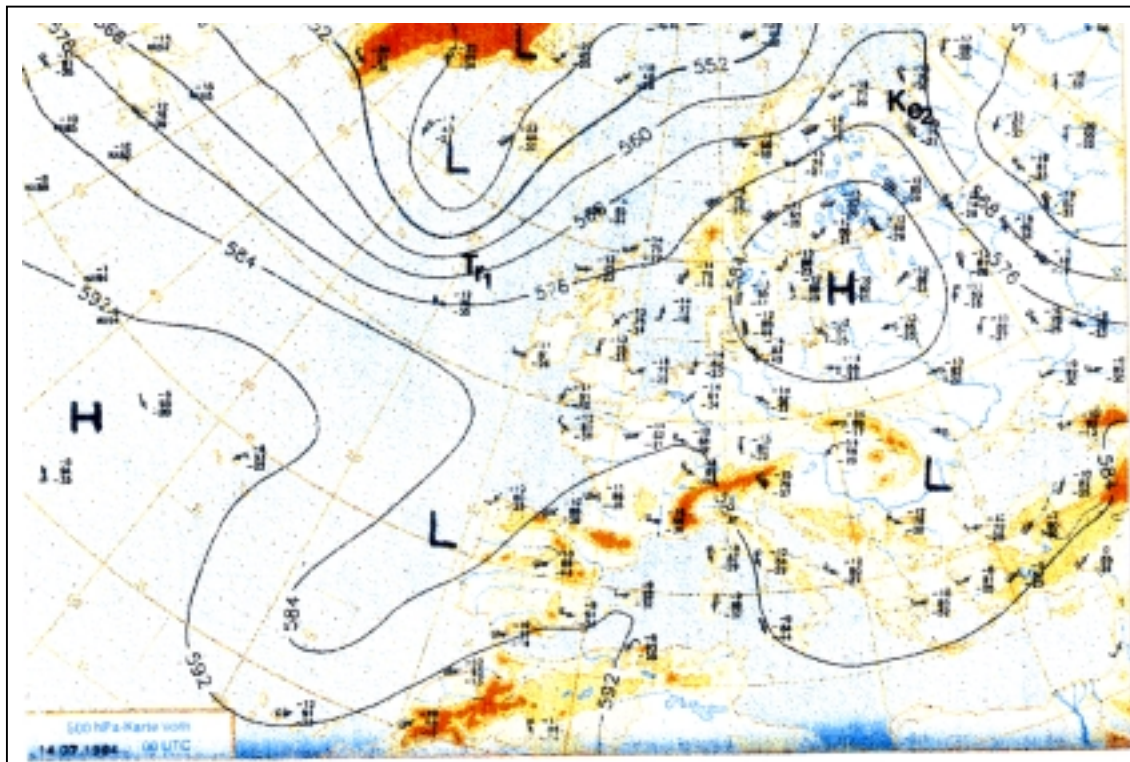


Abb. 6-2 500 hPa-Höhenkarte vom 14.07.94 um 00 UTC (DWD - Analyse).

6.2 Meso- β -Entwicklung

Eine detaillierte Analyse der synoptischen Entwicklung der beobachteten Squall-line im Alpenvorland erfolgt nun auf der meso- β -Skala. Dazu werden die synoptischen Meldungen auf einer Karte mit einem Gebiet von der Größe 600 km x 450 km betrachtet. Das Gebiet grenzt im Nordwesten an das Rheinische Schiefergebiet, im Südwesten an das Schweizerische Mittelland, im Nordosten an Dresden und im Südosten an den südlichen Teil der österreichischen Alpen. Die synoptischen Karten beinhalten die Meldungen von allen deutschen Stationen des DWD innerhalb dieses Gebietes. In den folgenden Abbildungen (6-3, 6-8, 6-10, 6-12 und 6-14) wurden Linien gleichen Druckes (Isobaren) im Abstand von 1 hPa, Hoch- und Tiefdruckgebiete, Druckänderungen sowie auch die gemeldete Gewitter eingezeichnet.

Parallel zu den synoptischen Wetterkarten werden Radarbilder verwendet, die vom DLR erstellt wurden. Auf den Bildern sind Niederschlagsstrukturen zu erkennen, die durch die Reflektivität von Niederschlagspartikeln unter einem Elevationswinkel von 1.0° wiedergegeben werden. Die Reflektivität wird in *dBZ* ausgedrückt. Das bedeutet $dBZ = 10 \log_{10} Z$, wobei *Z* der Reflektivitätsfaktor ist. Je stärker die Reflektivität, desto reicher ist das Gebiet an Niederschlagspartikeln. Eine Reflektivität von 60 *dBZ* beispielsweise deutet auf die Bildung von Hagelkörnern hin. Im Zentrum der Radarbilder befindet sich der Standort des DLR.

Der Verlauf der Konvergenzlinie und die Entstehung einer neuen Linie, die als Squall-line analysiert wurde, wird innerhalb des untersuchten Gebietes in fünf ein-stündigen Schritten gezeigt. In allen fünf analysierten Wetterkarten ist zusätzlich der Standort der Radiosondenaufstiege mit einem schwarzen Punkt im unteren Viertel des Gebietes eingezeichnet. Um diesen Punkt herum, wurde ein Kreis gezeichnet, der das Gebiet innerhalb eines Radius von einhundert Kilometern beinhaltet. Dies soll den Vergleich zwischen den synoptischen Karten und den Radar-

bildern erleichtern. In der Wetterkarte von 14 UTC sind zusätzlich die Standorte des Bodenmeßnetzes mit Nummern notiert (Abb. 6-8). Die Isobaren sind auf allen Karten mit schwarz, die Konvergenzlinie sowie auch die neu gebildete Squall-line mit rot gekennzeichnet.

Die synoptische Analyse von 13 UTC wird in den Abbildungen 6-3 und 6-4 gezeigt. Die Konvergenzlinie (KL) in Abb. (6-1) befindet sich in einem Abstand von etwas mehr als einhundert Kilometern westlich von München und hat eine West-Ost-Ausdehnung von 150 km. Entlang und westlich dieser Linie wurden Gewitter und ein Druckanstieg von bis zu 3 hPa innerhalb von zwei Stunden gemeldet. Ein Hochdruckgebiet hat sich südwestlich von der Linie gebildet und erstreckt sich über den Bodensee (Abb. 6-3). Entlang der gesamten Vorderseite der Linie wurden Reflektivitäten zwischen 50 und 60 dBZ gemessen, was auf die Bildung von Hagelkörnern und auf große Mengen an Wasserpartikeln hindeutet (Abb. 6-4).

Um diese Zeit, 13 UTC, hat auch der erste extraoperationelle Radiosondenaufstieg stattgefunden. Die gemessenen Daten sind auf einem Skew-T-log-P-Diagramm eingetragen (Abb. 6-5). Hier verlaufen die Isobaren parallel zueinander im Vergleich zu einem Tephigramm. Die Isothermen (Linien gleicher Temperatur) sind die nach rechts geneigten Linien. Sowohl die trockenen Adiabaten (gepunktet) als auch die feuchten Adiabaten (gestrichelt) sind konkav gekrümmte Linien. Das rechte der eingezeichneten Profile gibt die Temperatur (T) und das linke den Taupunkt (T_d) in Grad Celsius an. Am rechten Rand des Diagramms wurden die Änderungen der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit in Knoten in verschiedenen Höhen eingetragen.

Bis zum Druckniveau von 840 hPa verläuft die Temperaturkurve parallel zu den Trockenadiabaten, was einer gut durchmischten adiabatischen atmosphärischen Grenzschicht entspricht. Ab diesem Niveau wird die Schichtung mit zunehmender Höhe feuchtilabil. Mit roter Farbe wurde der Rand der positiven Fläche von CAPE markiert. Berechnungen ergaben eine große Menge an CAPE von 1400 Jkg^{-1} , wogegen die Menge an CIN minimal war.

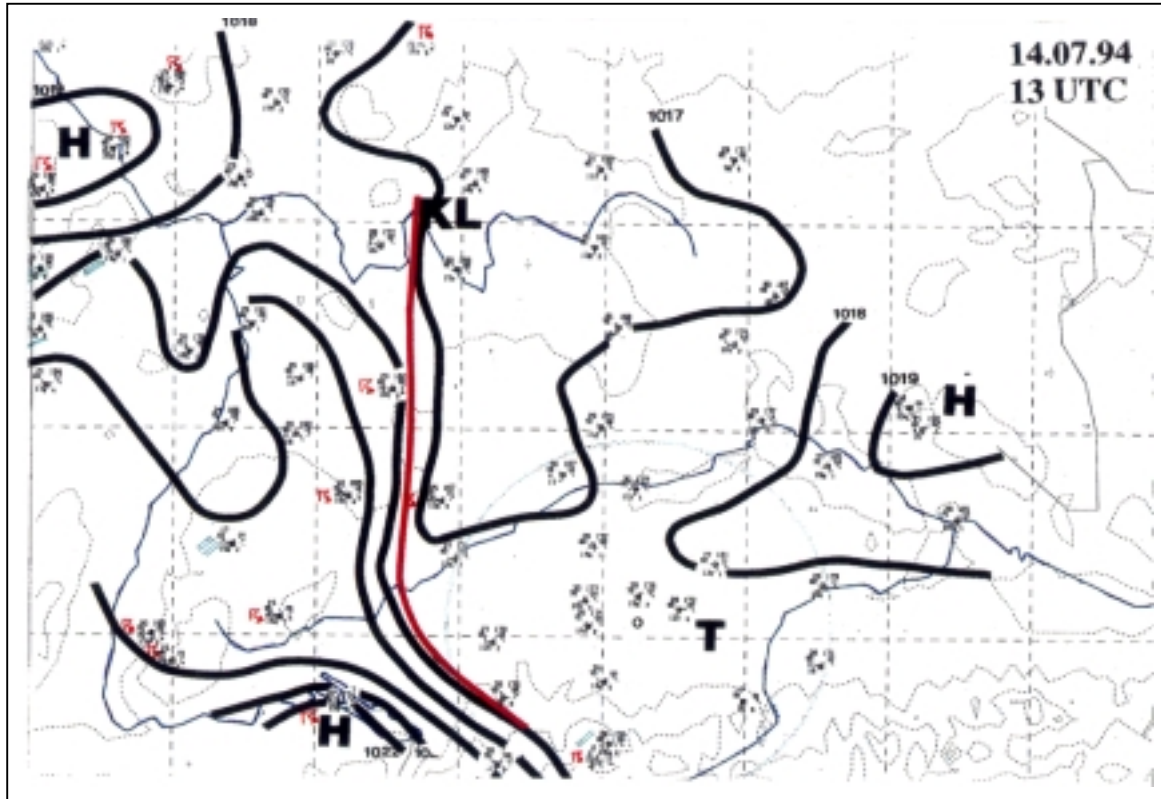


Abb. 6-3 Meso- β -Bodenanalyse vom 14.07.94 um 13 UTC.

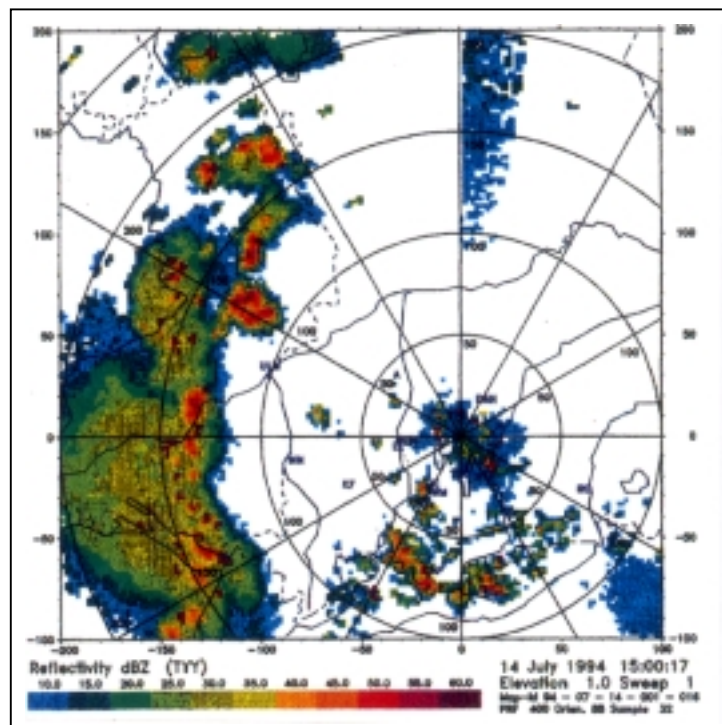


Abb. 6-4 Radarbild vom 14.07.94 um 13 UTC (15 MESZ, DLR).

Mit einer Windscherung von 5 ms^{-1} in den untersten 2.5 km ergab sich eine Richardson-Zahl von 112, was auf die Bildung von Multizellengewitter hindeutet. Das obere Ende der Linie entspricht dem GN und das untere dem NFK. Zum Zeitpunkt des Radiosondenaufstiegs wurde am Boden eine Temperatur von 28.7°C , ein Taupunkt von 15.3°C und ein Mischungsverhältnis von 11.6 gkg^{-1} gemessen. Dieser Aufstieg hat zwei Stunden vor der Bildung der neuen Squall-line im Alpenvorland stattgefunden, etwa 110 km östlich der sich nähernden Konvergenzlinie.

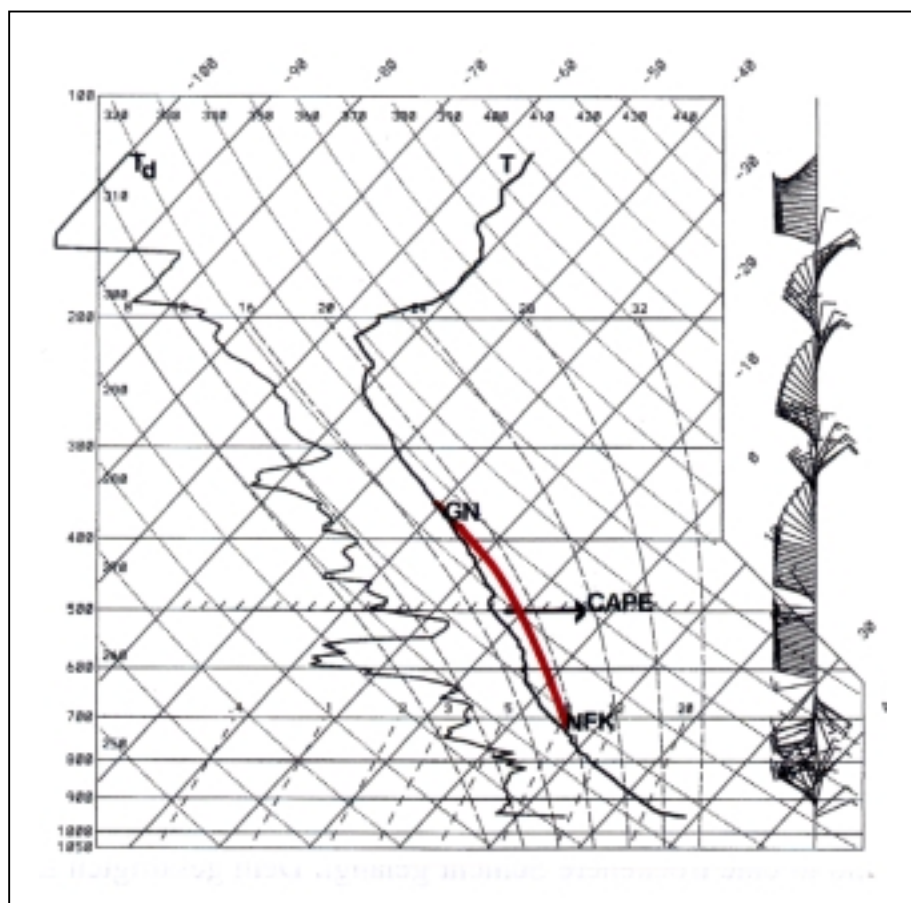


Abb. 6-5 Zustandskurven der Temperatur und des Taupunkts vom 14.07.94 um 13 UTC.

In der Abbildung 6-6 ist die Drehung des Windes mit der Höhe aus den Daten des Radiosondenaufstiegs von 13 UTC anhand eines Hodogramms dargestellt. Aus einem Hodogramm kann die Temperaturadvektion mit der Höhe interpretiert wer

den. Um 13 UTC drehte der Wind bis zu einer Höhe von etwa 3 km über dem Boden nach links und darüber hinaus nach rechts. Demzufolge herrschte in der untersten Schicht (vom Boden bis etwa 3 km) Kaltluftadvektion und in der Schicht darüber (3-10 km) Warmluftadvektion vor.

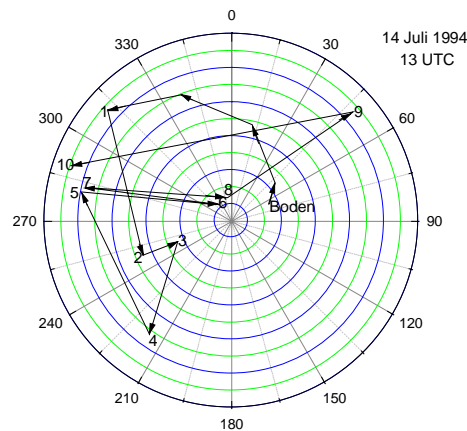


Abb. 6-6

Der vertikale Windverlauf vom 14.07.94 um 13 UTC. Bis zu einer Höhe von etwa 3 km herrscht Kaltluftadvektion und oberhalb davon Warmluftadvektion.

Der Einfluß der Advektion auf die Schichtung der Troposphäre wird in den Abbildungen 6-7a bis 6-7d anhand des vertikalen Verlaufs der äquivalent-potentiellen Temperatur und des dazugehörigen Verlaufs des Mischungsverhältnisses sowie auch der potentiellen Temperatur gezeigt.

Der Verlauf der äquivalent-potentiellen Temperatur mit der Höhe wird als Maß für die Stabilität der Schichtung betrachtet. Nimmt die äquivalent-potentielle Temperatur mit der Höhe ab, deutet dies auf eine bedingte Instabilität der Schichtung hin. Die Schichtung wird noch labiler, wenn ein feuchtwarmes Luftpaket in die Höhe steigt und in eine trockenere Schicht gelangt. Dem gesättigten Luftpaket wird in dieser Schicht Feuchte entzogen und in Form vom Wasserdampf umgewandelt, während latente Wärme verbraucht wird. Die Umgebungsluft nimmt den Wasserdampf auf und die Schichtung wird kühler und labiler.

Um 14 UTC, eine Stunde nach dem Radiosondenaufstieg, hat sich die Konvergenzlinie mit einer Geschwindigkeit von 30 kmh^{-1} nach Osten fortbewegt (Abb. 6-8 und Abb. 6-9).

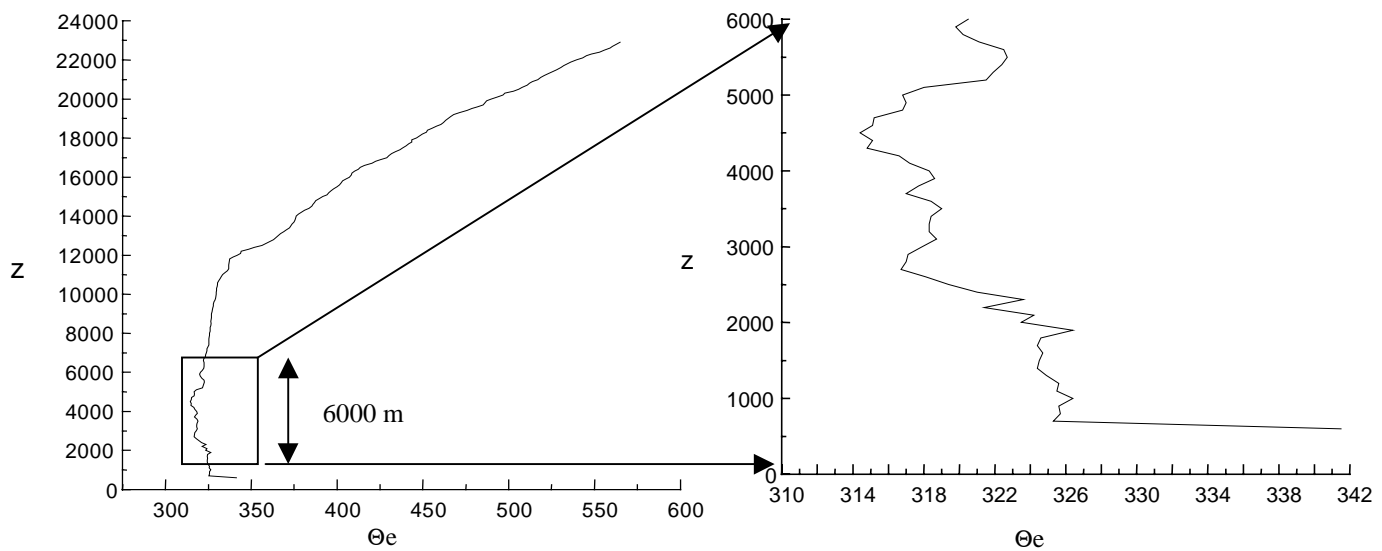
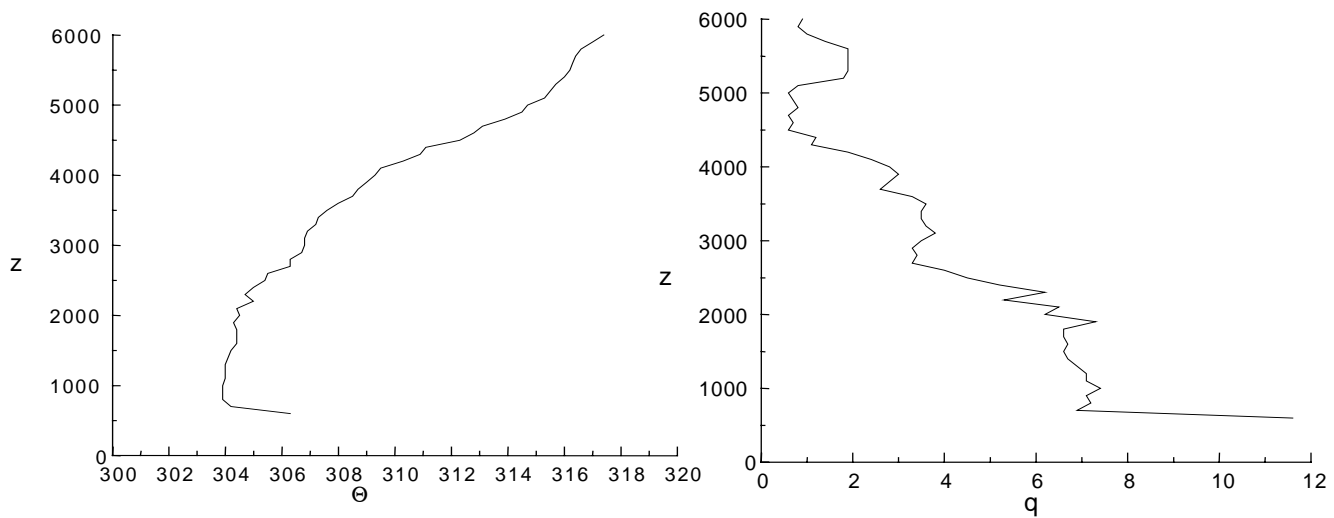


Abb.6-7 Darstellung a) der äquivalent-potentiellen Temperatur vom 14.07.94 um 13 UTC bis zu einer Höhe von 24 km;

b) der äquivalent-potentiellen Temperatur bis zu einer Höhe von 6 km;



c) der potentiellen Temperatur bei einer Höhe von 6 km;

d) des Mischungsverhältnis bei einer Höhe von 6 km.

Das Hochdruckgebiet hat sich innerhalb einer Stunde um das Dreifache vergrößert. Die Konvergenzlinie erstreckte sich jetzt nördlich des Mains und entlang dieser Linie wurden weiterhin Gewitter gemeldet. Auf dem Radarbild von 14 UTC ist zu sehen, daß sich die stärksten Gewitter im Westen und Nordwesten der Linie konzentriert haben.

Innerhalb der nächsten Stunde um 15 UTC hat sich im Alpenvorland eine neue Gewitterlinie gebildet, die in der synoptischen Karte als SL (Squall-line) bezeichnet wird (Abb. 6-10 und 6-11). Sie hat eine Erstreckung von 70 Kilometern und ist nach Westen geneigt. Markant sind entlang der Squall-line die relativ starken Westwinde, die Geschwindigkeiten von bis zu 20 Kn (etwa 10 ms^{-1}) aufweisen. Direkt vor und entlang der Squall-line werden Ost- bis Südostwinde gemeldet, und die Taupunkt-werte steigen bis auf 17° C . Die Konvergenzlinie hat sich kaum nach Osten verlagert und befindet sich in einem Abstand von 70 Kilometern westlich der neuen Squall-line. Der Hochdruckkeil dringt nach Osten vor und durch die Konvergenzlinie hindurch. Auf dem Radarbild von 15 UTC sind die starken Gewitterniederschläge entlang der gesamten Squall-line zu sehen.

Zwischen 15 UTC und 16 UTC hat sich die Konvergenzlinie bis auf einzelne Regengebiete am Alpenrand aufgelöst, wogegen sich die Squall-line verstärkt und sich mit einer Geschwindigkeit von 30 kmh^{-1} nach Osten bewegt (Abb. 6-12 und Abb. 6-13). Westlich der Squall-line befindet sich das Hochdruckgebiet und entlang der Linie gibt es weiterhin Gewitter. Die Intensität der Gewitterniederschläge ist nach dem Radarbild entlang der Linie gleichmäßig.

Innerhalb der nächsten Stunde, bis 17 UTC, schwächen sich die Gewitter entlang der Squall-line ab und das System scheint stationär zu bleiben (Abb. 6-14 und Abb. 6-15).

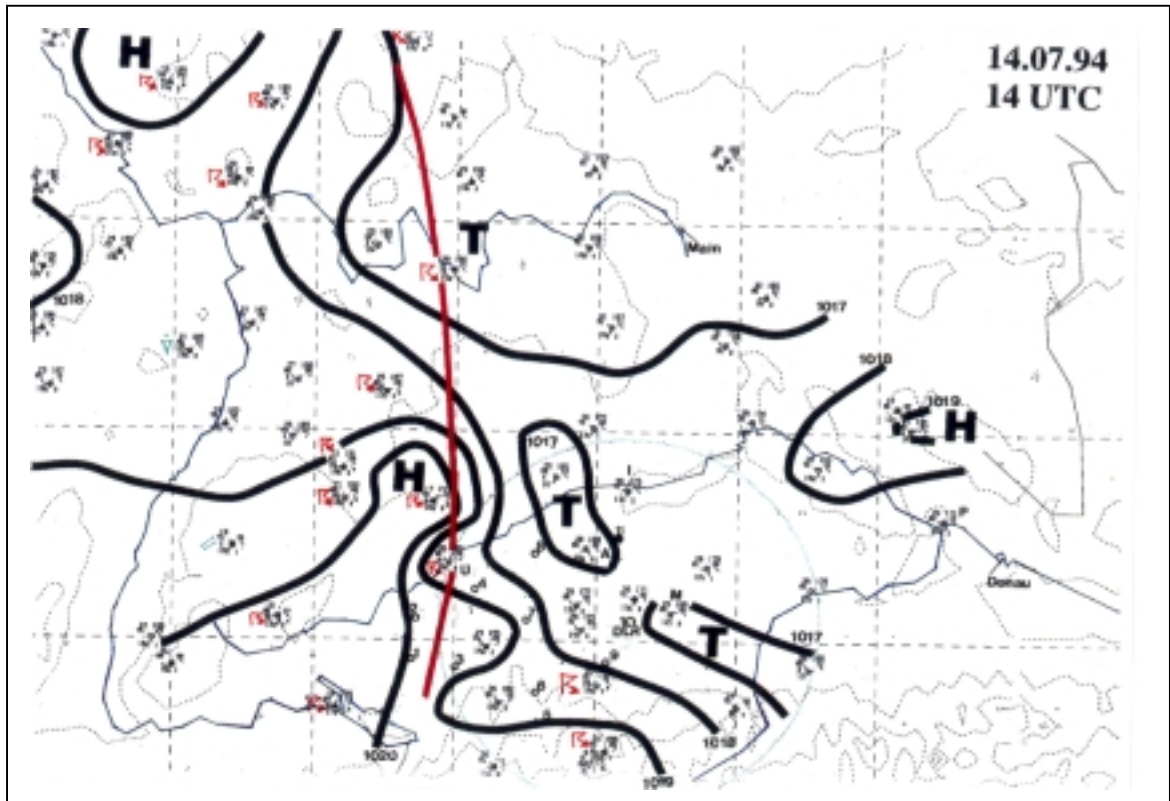


Abb. 6-8 Meso- β -Bodenanalyse vom 14.07.94 um 14 UTC.

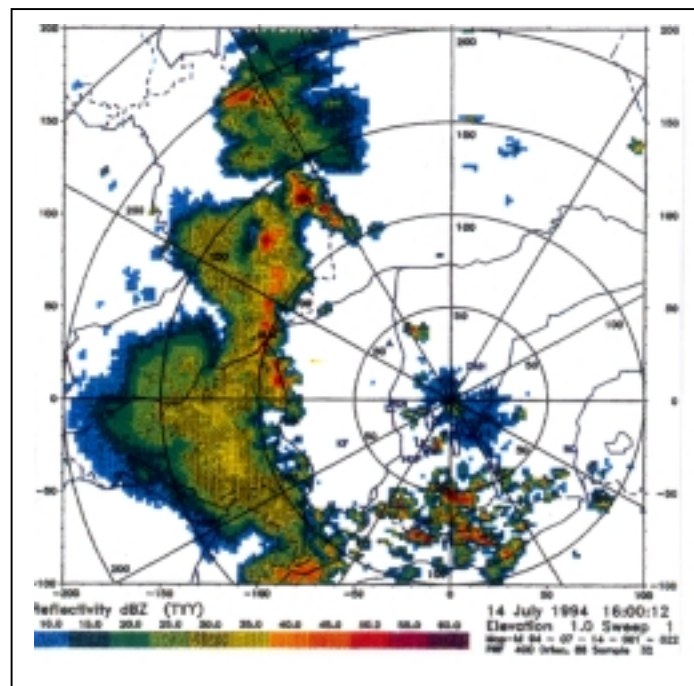


Abb. 6-9 Radarbild vom 14.07.94 um 14 UTC (16 MESZ, DLR).

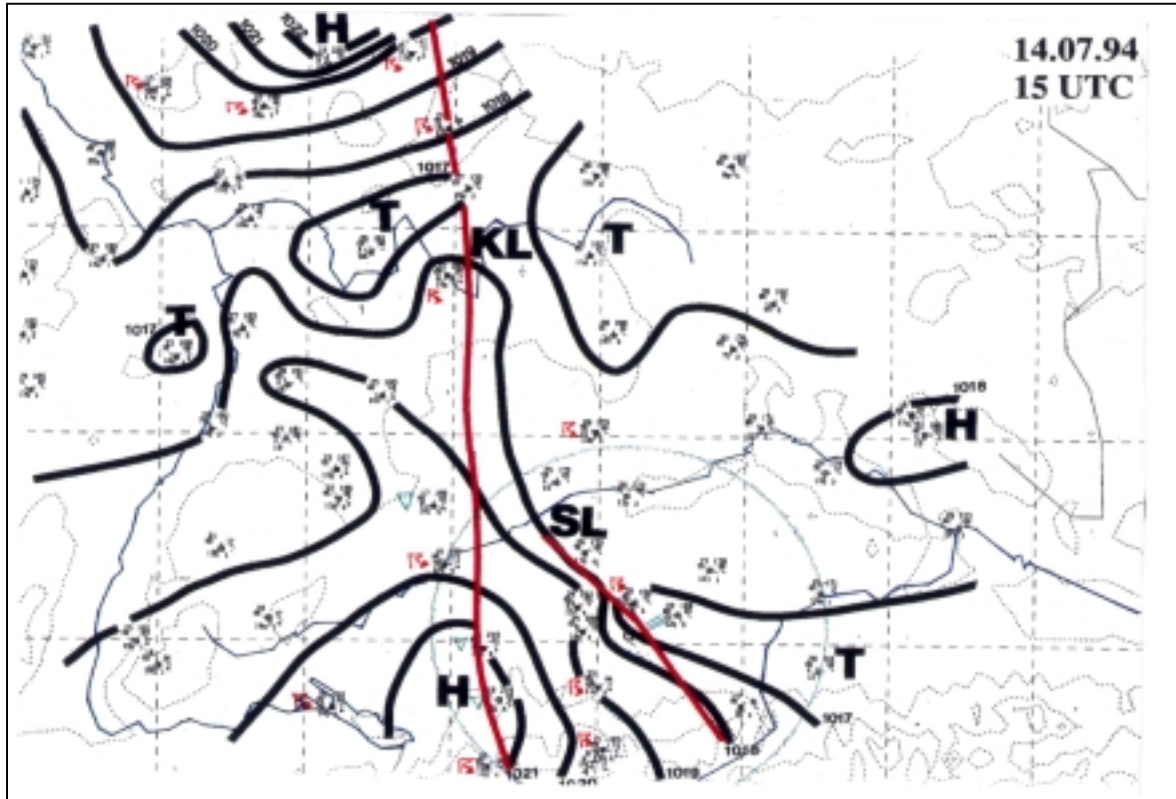


Abb. 6-10 Meso- β -Bodenanalyse vom 14.07.94 um 15 UTC.

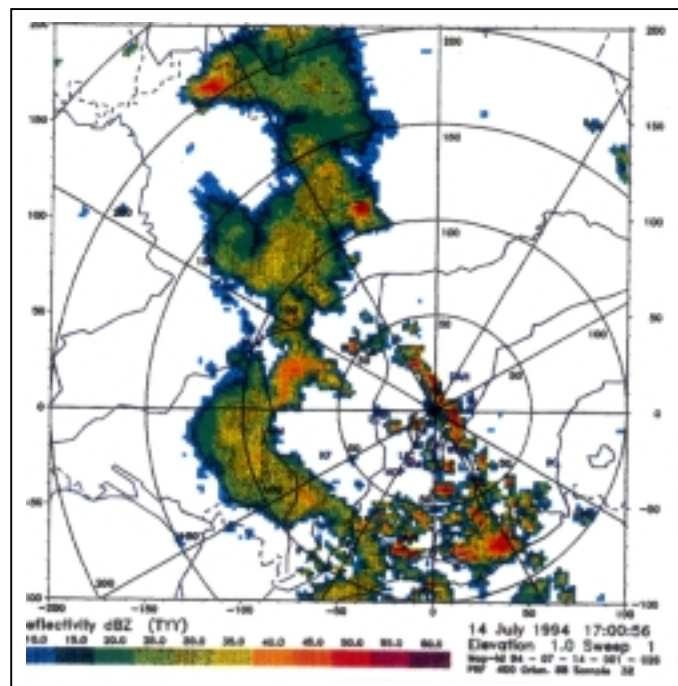


Abb. 6-11 Radarbild vom 14.07.94 um 15 UTC (17 MESZ, DLR).

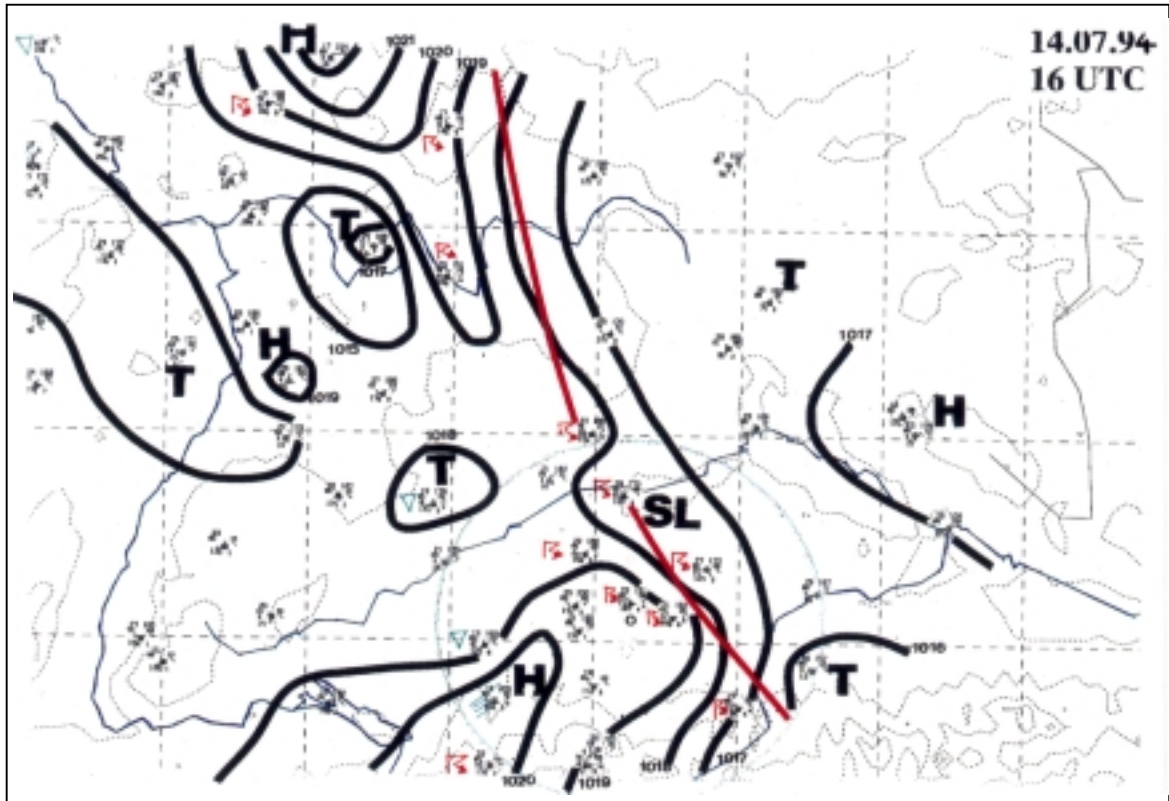


Abb. 6-12 Meso- β -Bodenanalyse vom 14.07.94 um 16 UTC.

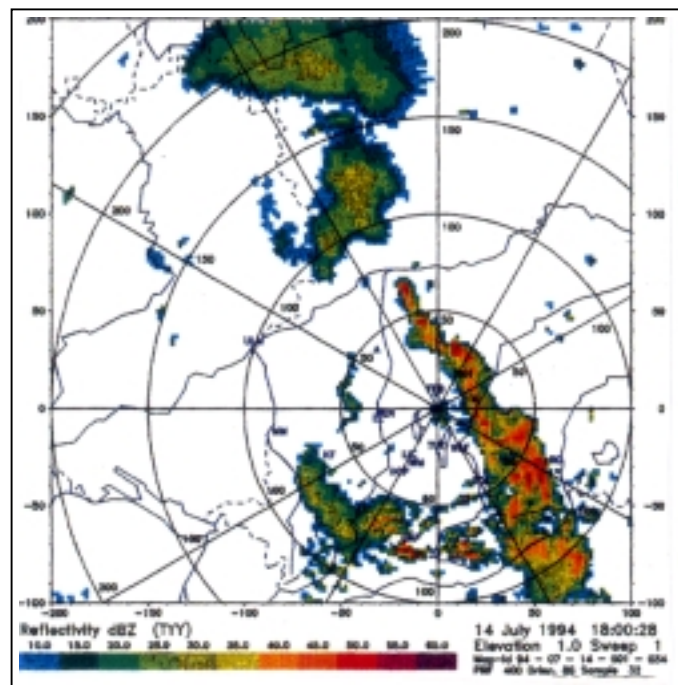


Abb. 6-13 Radarbild vom 14.07.94 um 16 UTC (18 MESZ, DLR).

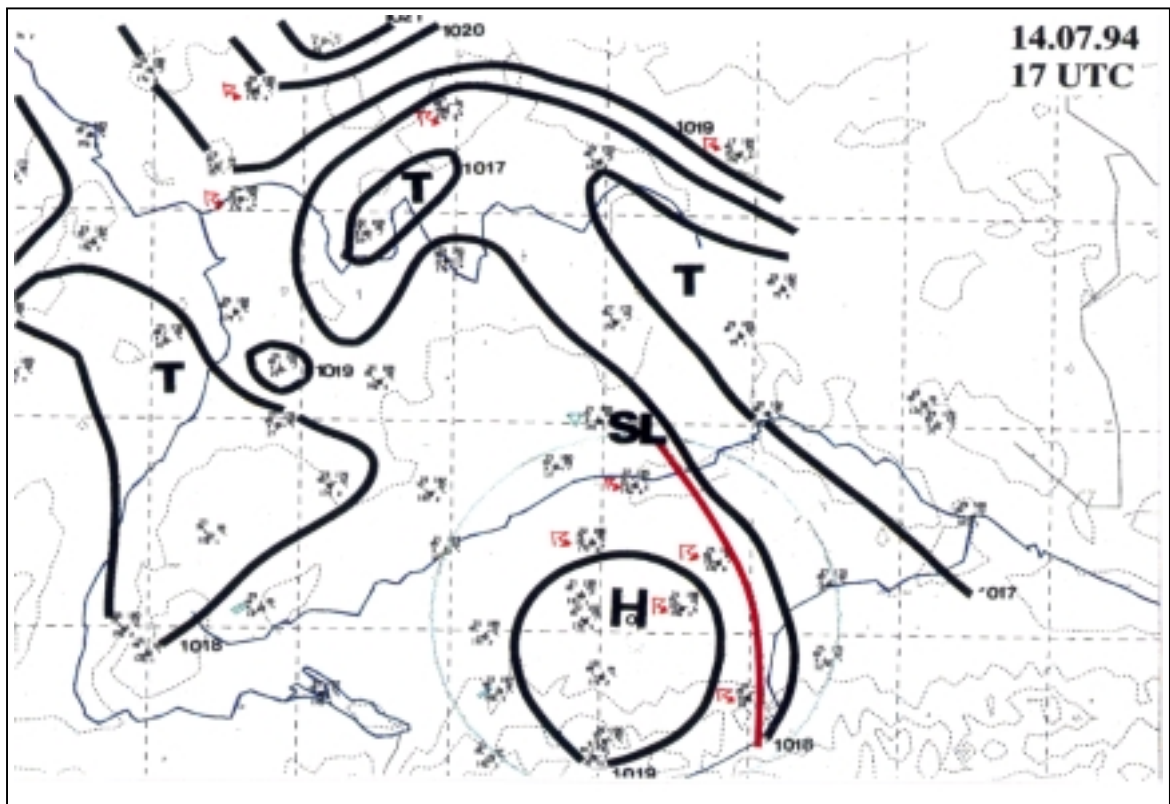


Abb. 6-14 Meso- β -Bodenanalyse vom 14.07.94 um 17 UTC.

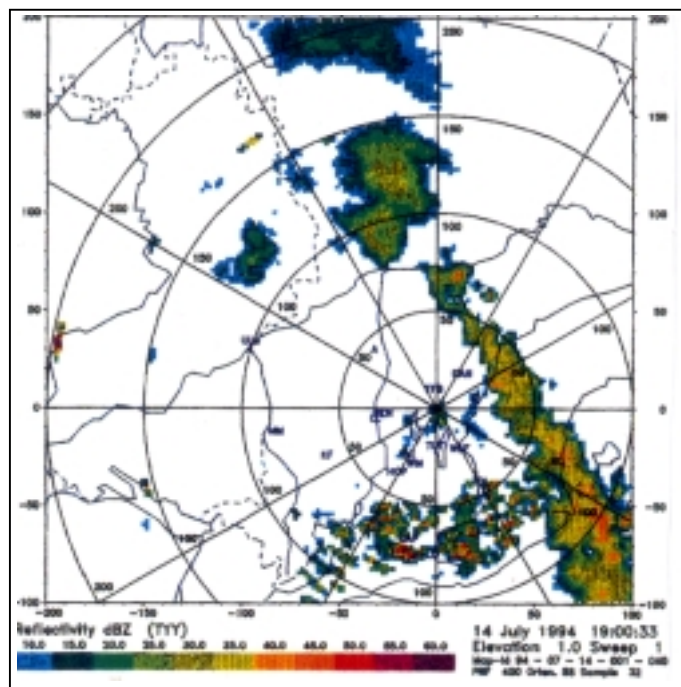


Abb. 6-15 Radarbild von 14.07.94 um 17 UTC (19 MESZ, DLR).

6.3 Meso- γ -Entwicklung

Der Durchgang der Konvergenzlinie sowie die Entstehung der Squall-line im Alpenvorland werden auch von den Instrumenten der 10 Bodenmeßstationen erfaßt. In Abbildung 6-8 der Bodenanalyse sind die Standorte der Stationen zur besseren Orientierung mit Zahlen gekennzeichnet. Die Nummer (1) steht für die Station in Waldsee, (2) für die in Biberach, (3) für die in Leutkirch, (4) für die in Illertissen, (5) für die in Füssen, (6) für die in Marktoberdorf, (7) für die in Mattsies, (8) für die in Wollbach, (9) für die in Lichtenau und (10) für die am DLR in Oberpfaffenhofen.

Der Durchgang der Konvergenzlinie kann mit Hilfe der gemessenen meteorologischen Parameter nachvollzogen werden. In den folgenden Abbildungen sind die 3-Minuten-Mittelwerte der Temperatur, der spezifischen Feuchte, des Druckes, der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung dargestellt.

Die Bodenmeßstationen sind aufgrund ihres Standortes in drei Gruppen unterteilt. Die erste Gruppe setzt sich aus den Bodenmeßstationen in Waldsee, Biberach, Leutkirch und Illertissen zusammen (Abb. 6-16). Diese vier Stationen liegen zwischen 13 UTC und 17 UTC im Umfeld der Konvergenzlinie. Um 13 UTC liegen die Stationen vor und ab 16 UTC alle hinter der Konvergenzlinie.

Die Annäherung der Konvergenzlinie (markiert durch die dicke gestrichelte Linie) ist bei allen vier Stationen in der Zeit zwischen 13 UTC und 14 UTC deutlich sichtbar. Markant ist vor allem die Abkühlung mit einer Temperaturabnahme von bis zu 8 K kurz vor dem Durchgang der Konvergenzlinie, während der Gehalt an Feuchte um bis zu 4 gkg^{-1} abnimmt. Die Abkühlung kurz vor dem Durchgang kann auf die Verbreitung der Böen-Front der Konvergenzlinie zurückgeführt werden. Zur selben Zeit steigt der Druck nach einem beinahe gleichmäßigen Verlauf sprunghaft um 1 hPa bis 2 hPa an allen Stationen an. Der Durchgang der Linie ist parallel

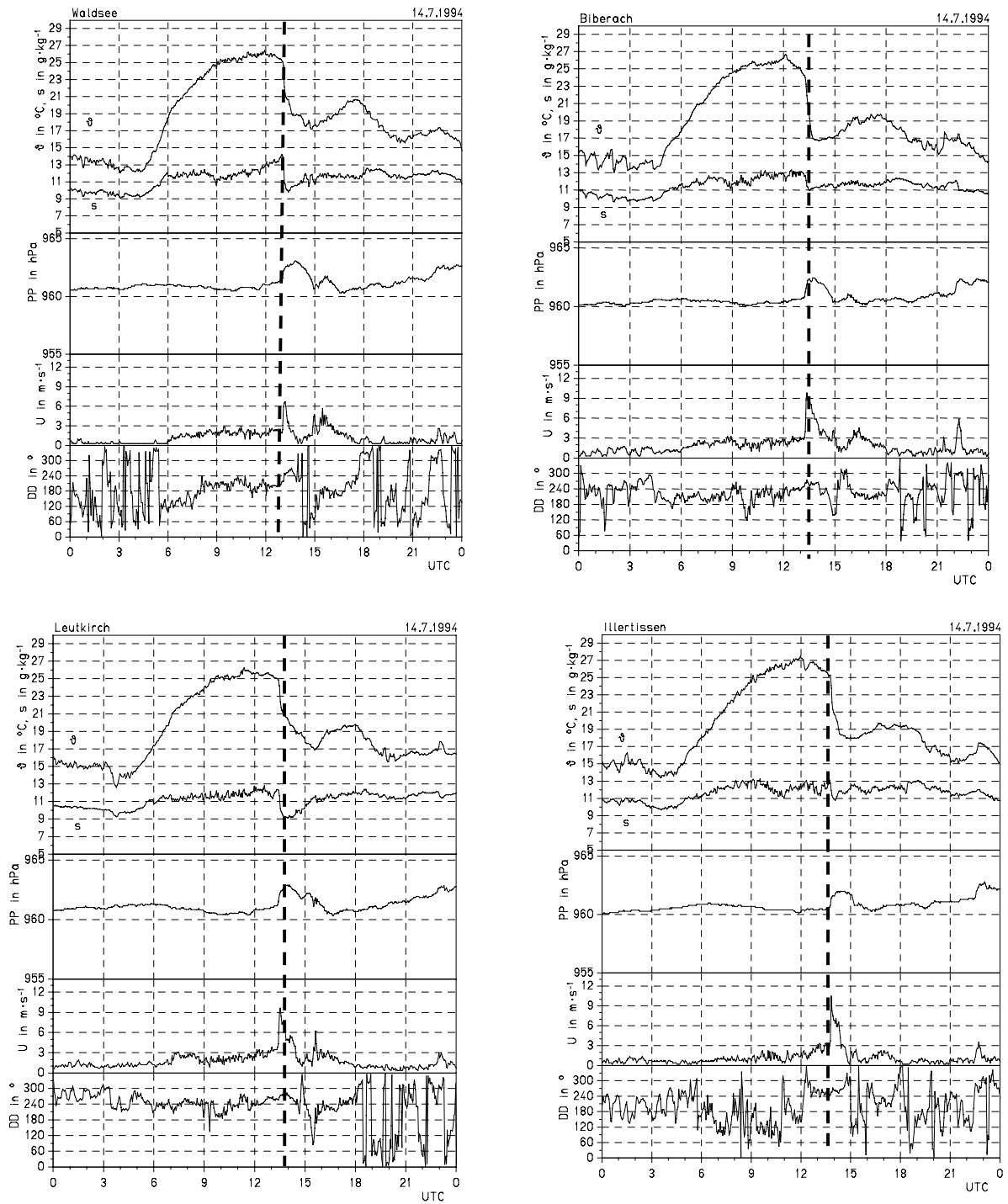


Abb. 6-16 Zeitreihen von Temperatur in $^{\circ}\text{C}$, spezifischer Feuchte in $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, Druck in hPa, Windgeschwindigkeit in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ und Windrichtung in Grad vom 14. Juli 1994 für die Stationen Waldsee, Biberach, Leutkirch und Illertissen. Die dicke gestrichelte Linie gibt die Konvergenzlinie wieder.

dazu durch eine starke Erhöhung der Windgeschwindigkeit um bis zu 8 ms^{-1} charakterisiert.

Die zweite Gruppe umfaßt diejenigen Bodenmeßstationen, die sich zwischen der Konvergenzlinie und der Squall-line befinden und von keiner den beiden Linien

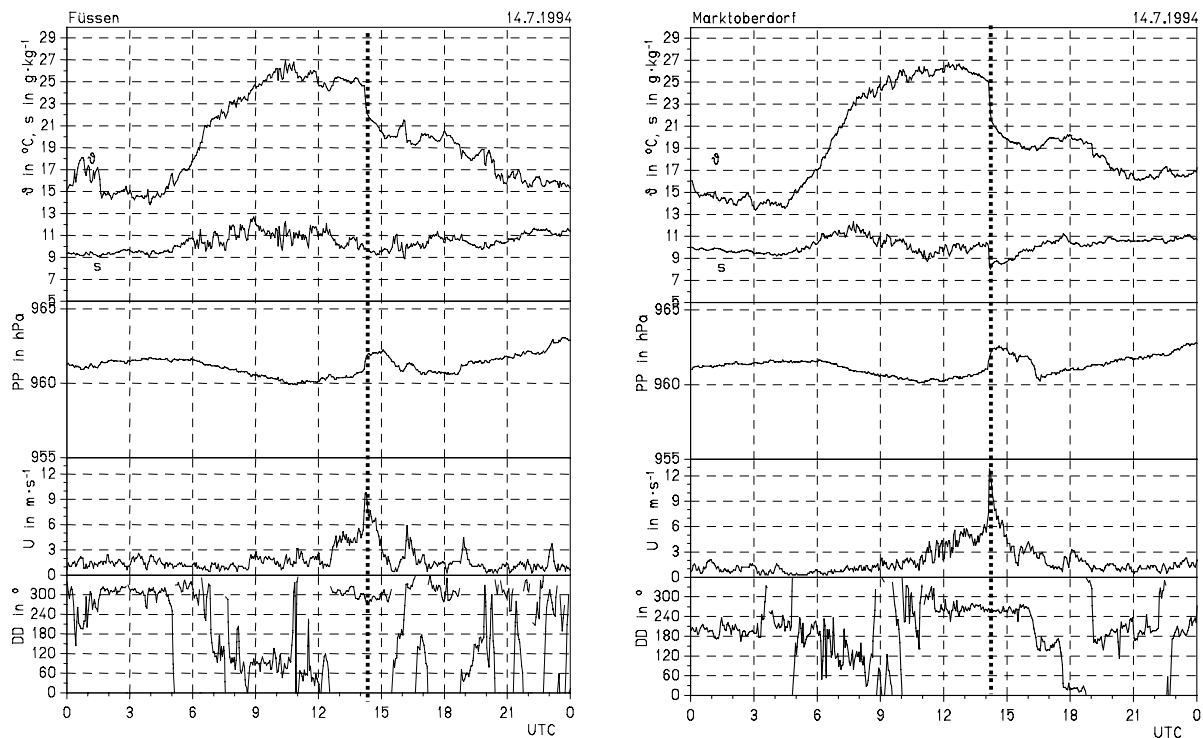
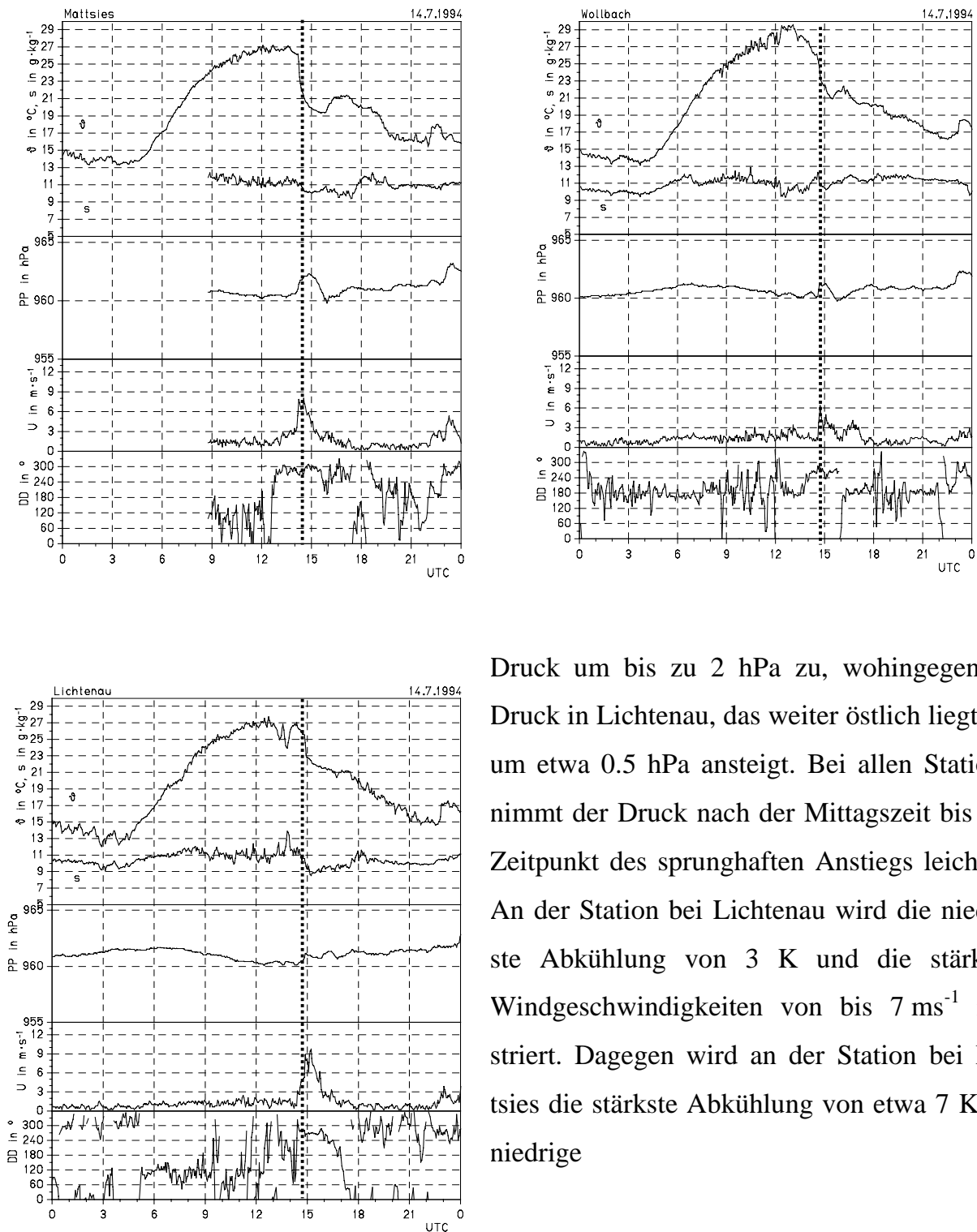


Abb. 6-17 Zeitreihen von Temperatur, spezifischer Feuchte, Druck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung vom 14. Juli 1994 für die Bodenmeßstationen Füssen und Marktoberdorf.

überquert werden. Dazu gehören die Stationen in Füssen, Marktoberdorf, Mattsies, Wollbach und Lichtenau.

In den Abbildungen 6-17 und 6-18 ist eine Abkühlung um bis zu 7 K zu erkennen, etwa 1 K weniger als die Temperaturabnahme der Stationen der ersten Gruppe. Die spezifische Feuchte nimmt um 1 gkg^{-1} ab, etwa 3 gkg^{-1} weniger als bei den Stationen der ersten Gruppe. Bei den Stationen in der Nähe der Konvergenzlinie, wie die Stationen Füssen, Marktoberdorf, Mattsies und Wollbach, nimmt der

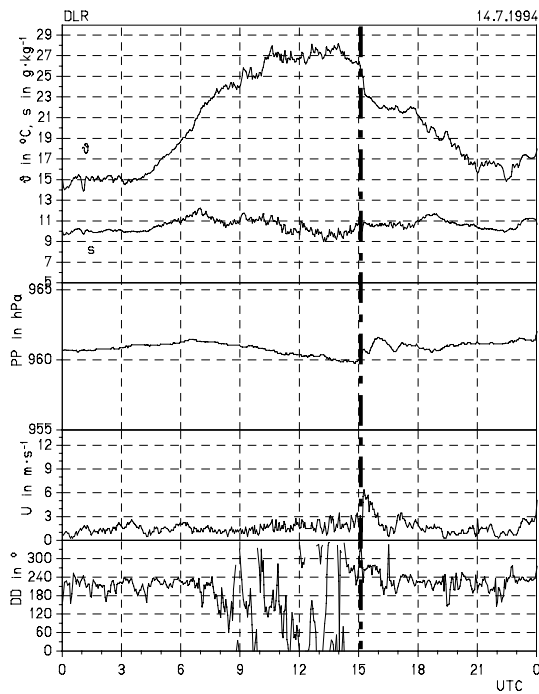


Druck um bis zu 2 hPa zu, wohingegen der Druck in Lichtenau, das weiter östlich liegt, nur um etwa 0.5 hPa ansteigt. Bei allen Stationen nimmt der Druck nach der Mittagszeit bis zum Zeitpunkt des sprunghaften Anstiegs leicht zu. An der Station bei Lichtenau wird die niedrigste Abkühlung von 3 K und die stärksten Windgeschwindigkeiten von bis 7 ms^{-1} registriert. Dagegen wird an der Station bei Mattsies die stärkste Abkühlung von etwa 7 K und niedrige

Abb. 6-18 Zeitreihen von Temperatur, spezifischer Feuchte, Druck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung vom 14. Juli 1994 für die Bodenmeßstationen Mattsies, Wollbach und Lichtenau.

Windgeschwindigkeiten von etwa 5 ms^{-1} gemessen. Die Ursache der starken Abkühlung an dieser Station kann daran liegen, daß hier überwiegend zwei unterschiedliche Luftmassen mit kalter Luft aufeinandertreffen. Die eine Luftmasse wird durch die Böen-Front der Konvergenzlinie und die zweite durch die Böen-Front der Squall-line abgekühlt, wodurch sich die Abkühlung wesentlich verstärkt haben könnte. Die Abnahme der Windgeschwindigkeiten kann damit zusammenhängen, daß sich in dieser Region Winde aus zwei unterschiedlichen Richtungen treffen und sich gegenseitig schwächen. Hinten der Konvergenzlinie wehen die Winde vom Westen, wohingegen hinter der Squall-line die Winde vom Osten kommen. Die sprunghaften Änderungen der meteorologischen Parameter werden durch die gepunktete senkrechte Linie hervorgehoben.

Die letzte Gruppe besteht nur aus der Station DLR in Oberpfaffenhofen (Abb. 6-19). Die senkrechte Linie markiert wiederum den Zeitpunkt, zu dem Änderungen der meteorologischen Parameter eintraten. Diese Station befindet sich etwa unter-



halb des Gebietes, in dem die Bildung der Squall-line stattfindet. Beim Temperaturverlauf ist eine deutliche Abkühlung von 6 K zu sehen, während der Feuchtegehalt der Luft konstant bleibt. Dem kontinuierlichen Rückgang des Druckes folgt ein sprunghafter Anstieg um 1.5 hPa. Die Windgeschwindigkeit erhöht sich um 3 ms^{-1} , während die Windrichtung konstant bleibt. Die Änderung der Parameter in diesem Gebiet ist nicht sehr markant, da sich erst dort die neue Squall-line bildet, bevor sie sich verstärkt und sich nach Osten fortbewegt.

Abb. 6-19 Zeitreihe von Temperatur, spezifischer Feuchte, Druck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung vom 14. Juli 1994 für die Bodenmeßstation beim DLR.

7

NUMERISCHE RECHNUNGEN VOM 14. JULI 1994

...ἐν οἷς δὲ μὴ ἔστιν ἀφή, δηλον ὅτι οὐκ ἔστιν οὐδὲ σύμφυσις ἐν τούτοις. ὥστ' εἰ ἔστι στιγμή καὶ μονὰς οἷας λέγουσι κεχωρισμένας, οὐχ οἷόν τε εἶναι μονάδα καὶ στιγμήν τὸ αὐτό· ταῖς μὲν γὰρ ὑπάρχει τὸ ἄπτεσθαι, ταῖς δὲ μονάσιν τὸ ἐφεξῆς, καὶ τῶν μὲν ἐνδέχεται εἶναι τι μεταξύ (πᾶσα γὰρ γραμμὴ μεταξύ στιγμῶν), τῶν δ' οὐκ ἀνάγκη· (Αριστοτέλης, φυσικῆς ἀκροῦσεως Ε)

In diesem Kapitel werden numerische Rechnungen über das Squall-line-Ereignis vom 14. Juli 1994 vorgestellt. Anhand dieser Rechnungen, die mit dem Klemp-und-Wilhelmson-Modell durchgeführt werden, sollen die wichtigsten dynamischen Prozesse, die zur Entwicklung der Squall-line beitragen, hervorgehoben werden. Ein Problem, das bei der Anwendung von numerischen Modellen auftritt, ist die Auswahl realistischer Anfangsbedingungen. Vorliegende Beobachtungen sind nicht dicht genug, um detaillierte Anfangsbedingungen in der Größenordnung einer Squall-line festzulegen. Beispielsweise existiert nur eine Radiosondenmessung in dem mesoskaligen Bereich, so daß die anfängliche Verteilung des Windes, der Temperatur und der Feuchte über der Erdoberfläche innerhalb des ganzen Integrationsgebietes nicht bestimmt werden kann. Folglich wird die Lösung des Problems darin bestehen, die Struktur und die Entwicklung von Modell-Squall-lines zu untersuchen, die sich aus kleinen Störungen in einer Umgebung entwickeln, welche durch die verfügbare Radiosondenmessung charakterisiert ist. Entsprechend wird angenommen, daß die anfänglichen Felder für Wind, Temperatur und Feuchte für das gesamte Gebiet homogen sind. Dennoch muß die Anfangsstörung innerhalb dieser Umgebung bestimmt werden. Eine genaue Messung dieser Anfangsstörung, die die beobachtete Squall-line entstehen ließ, ist jedoch nicht zu erwarten. Das be-

ste Verfahren ist, eine Anfangsstörung so zu konstruieren, daß ihre räumliche Struktur mit der beobachteten Squall-line so gut wie möglich übereinstimmt, was durch die synoptische Analyse und die Radaranalyse im frühen Entwicklungsstadium der Squall-line vorgegeben wird. Aufgrund der Ungenauigkeiten, die ein derartiges Verfahren mit sich bringt, ist es notwendig, die Sensitivität der Rechnungen gegenüber der jeweiligen Auswahl der Anfangsbedingungen abzuschätzen, was in Kapitel 8 durchgeführt wird. Im vorliegenden Kapitel wird der dafür zugrunde liegende Kontrolllauf beschrieben. Zunächst folgt in Abschnitt 7.1 die Beschreibung der Anfangsstörung. Die Ergebnisse des Kontrolllaufs werden in Abschnitt 7.2 beschrieben und werden anschließend in Abschnitt 7.3 mit den Beobachtungen verglichen.

7.1 Die Initialisierung der numerischen Rechnung

Wie schon erwähnt wurde, soll eine numerische Rechnung im Rahmen dieser Arbeit dazu beitragen, die räumliche und zeitliche Entwicklung des beobachteten mesoskaligen konvektiven Systems so realistisch wie möglich wiederzugeben. Deshalb wurde das Anfangsfeld unter Verwendung der gemessenen Daten des Radiosondenaufstieges festgelegt, der am 14. Juli 1994 um 13 UTC beim DLR stattgefunden hat.

Da Konvektion nicht aus eigenem Antrieb innerhalb eines ungestörten Feldes in einem numerischen Modell hervorgerufen werden kann, wurde eine geeignete Störung in das Modell eingebaut. Diese Störung besteht gemäß der synoptischen Bodenanalyse (s. Kapitel 6) aus fünf Luftpaketen (im Englischen ‘bubbles’). Vier davon sind entlang einer Linie und das fünfte in einem Abstand von 100 km östlich von dieser Linie angeordnet (Abb. 7-1). Um eine Zirkulation im Bereich der Luftpakete anzuregen, wurde eine Erwärmung miteingebaut, so daß eine Temperaturdifferenz zwischen den Luftpaketen und deren Umgebung entstand. Die fünf Luftpa-

kete haben eine unterschiedliche Erwärmung. Diejenigen, die mit grauer Farbe markiert sind, sind um 4 K wärmer als ihre Umgebung, die beiden anderen nur um 3 K (Abb. 7-1). Die Höhe der Erwärmung wurde der synoptischen Bodenanalyse entnommen. Der Durchmesser aller fünf Luftpakete ist gleich und beträgt auf horizontaler Ebene 10 km. Der vertikale Abstand vom Mittelpunkt eines Luftpaketes zum Erdboden beträgt 1.4 km.

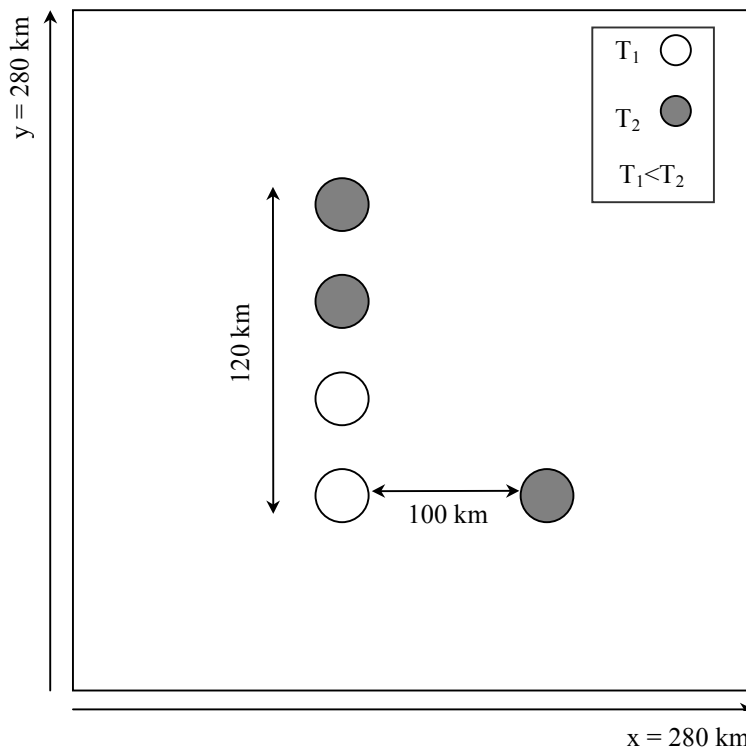


Abb. 7-1 Schematische Darstellung der Initialstörung. Die Größe T_1 entspricht der Erwärmung der weißen Luftpakete und T_2 der Erwärmung der grauen Luftpakete. Der Durchmesser der Luftpakete beträgt auf horizontaler Ebene 10 km. Der vertikale Abstand vom Mittelpunkt eines Luftpaketes zum Erdboden beträgt 1.4 km.

Anhand der oben skizzierten Anordnung soll die während der Radiosondenmessung am 14. Juli 1994 um 13 UTC beobachtete Situation im Modell wiedergegeben werden. Die Linie aus den vier Luftpaketen stellt die Konvergenzlinie (s. Kapitel 6) dar, während das einzelne Luftpaket östlich der Linie eine angenommene Störung repräsentiert. Diese Störung kann zum Beispiel durch Konvergenz infolge

der großskaligen Zirkulation durch das vorherrschende Ost- und Westwindssystem hervorgerufen worden sein.

Das Integrationsgebiet hat eine Größe von 280 km in x- und 280 km in y-Richtung. Die vertikale Erstreckung des Gebietes erreicht eine Höhe von 18 km. Der gesamte horizontale Bereich wurde in 140 Gitterpunkte und der vertikale Bereich in 45 Gitterpunkte aufgeteilt, was eine horizontale Auflösung von 2000 m und eine vertikale Auflösung von 400 m ergibt.

Das Modell von Klemp und Wilhelmson beinhaltet keine Orographie. Die Daten, womit die numerischen Rechnungen initialisiert wurden, sind, wie schon erwähnt, am 14. Juli 1994 mittels einer Radiosondierung um 13 UTC beim DLR in Oberpfaffenhofen gemessen worden. Dieser Ort befindet sich im Alpenvorland, wodurch der Einfluß der Gebirgskette im Profil der gemessenen Daten miteingeschlossen ist. Falls anhand eines Modells der Einfluß der Alpen mit einem idealisierten Profil berechnet werden sollte, wäre in diesem Fall der Einfluß der Orographie von großer Wichtigkeit.

7.2 Beschreibung des Kontrollaufs

Die Ergebnisse der Bodenanalyse in Kapitel 6 zeigen, daß innerhalb von vier Stunden zum einen die Konvergenzlinie das betrachtete Gebiet durchquert hat, und zum anderen die Entstehung und Entwicklung der Squall-line stattgefunden haben. Ferner wird beobachtet, daß die Konvergenzlinie binnen dieser vier Stunden immer schwächer wird, bis sie sich aufgelöst hat, während die Squall-line an Dynamik gewonnen hat. Der Zusammenhang zwischen den beobachteten Geschehnissen wird anhand der numerischen Rechnung schrittweise analysiert und erklärt. Der Zeitraum der numerischen Integration wurde in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Bodenanalyse (s. Kapitel 6) auf vier Stunden festgelegt.

Als Anfangswert für den Bodendruck wird der gemessene Druck von 950.5 hPa eingesetzt. Das Ausgangsprofil wird aus den Daten der Radiosondenmessung um 13 UTC bestimmt und anschließend auf die Gitterpunkte interpoliert. Die

untersten Werte (Bodenwerte) liegen auf halbem Gitterabstand, beziehungsweise 200 Meter über dem Erdboden. In dieser Höhe betragen die potentielle Temperatur 304.9 K und das Mischungsverhältnis 11.6 gkg^{-1} . Die Ostwinde am Boden erreichen einen Wert von 2.4 ms^{-1} und die Nordwinde 1.1 ms^{-1} . Die Windscherung innerhalb der unteren 2 km beträgt 5 ms^{-1} , was eine vertikale Windscherung von 2.5 ms^{-1} pro Kilometer ergibt.

Die Ergebnisse der numerischen Rechnung werden innerhalb einer Integrationsstunde in unterschiedlichen Zeitschritten sowohl dreidimensional (Abb. 7-2a) als auch zweidimensional (Abb. 7-2b) gezeigt.

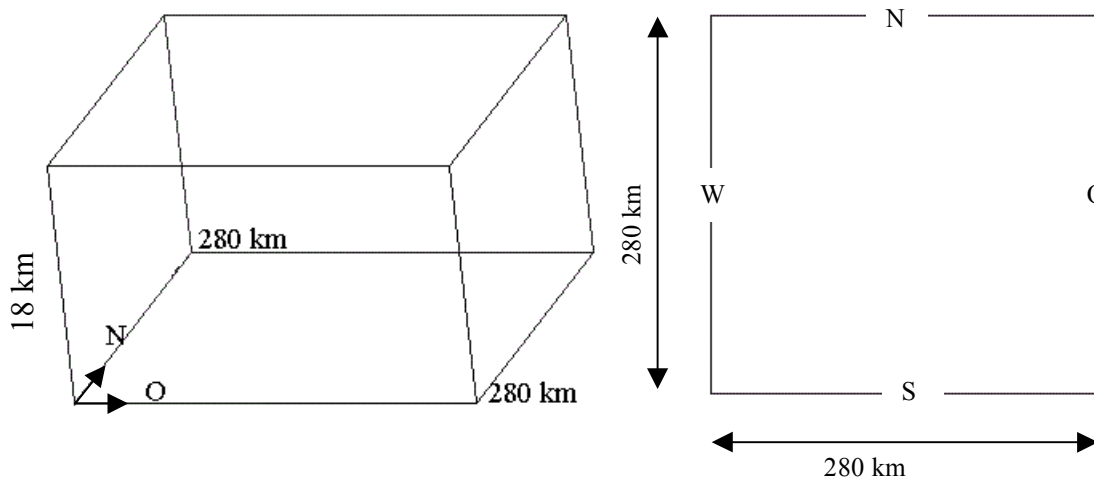


Abb. 7-2 a) Dreidimensionale und b) zweidimensionale Darstellung des Integrationsgebietes. Die Größe des Integrationsgebietes beträgt 280 km in x-Richtung, 280 km in y-Richtung und 18 km in z-Richtung.

Die dreidimensionale Abbildung 7-2a gibt die Größe des gesamten Gebietes wieder, dessen Länge jeweils an den Seiten in Kilometern angegeben ist. In der zweidimensionalen Abbildung des Gebietes sind zur besseren Orientierung zusätzlich die vier Himmelsrichtungen eingezeichnet (Abb. 7-2b). Die Hintergrundfarben der darauffolgenden Abbildungen geben sowohl in der zweidimensionalen als auch

in der dreidimensionalen Form den Anfangszustand an, wenn sein Wert gleich Null gesetzt wird.

Die ersten fünf Minuten der Integration werden in den Abbildungen 7-3a und 7-3b gezeigt. Dargestellt ist die vertikale Geschwindigkeit w ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} . Die unterschiedliche Erwärmung der Anfangsstörungen (s. Abschnitt 7.1) hat zur Bildung von Aufwärtsbewegungen geführt, die in Form von Aufwinden dargestellt sind. Diese Aufwinde haben unterschiedliche Stärke, je nach Intensität der Erwärmung. Je stärker die Erwärmung ist, wie beispielsweise bei den zwei nördlichen Luftpaketen und beim einzelnen Luftpaket östlich der Linie, desto stärker sind die vertikal nach oben gerichteten Windgeschwindigkeiten. Die Linie aus den vier Luftpaketen stellt die beobachtete Konvergenzlinie dar, während das einzelne Luftpaket die entstehende Squall-line repräsentiert (siehe dazu die synoptische Bodenanalyse in Kapitel 6 sowie Abschnitt 7.1).

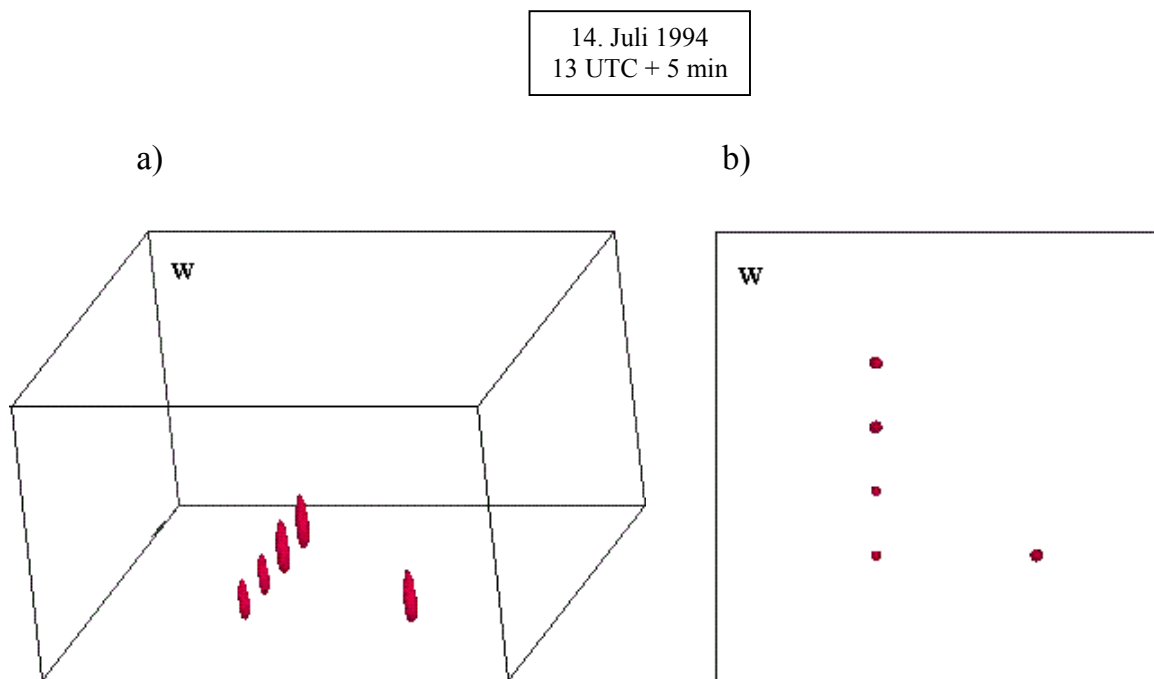


Abb. 7-3 Aufwinde (positive Vertikalgeschwindigkeit w) nach fünf Minuten Integrationszeit ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} in **a)** drei- und **b)** zweidimensionaler Form. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

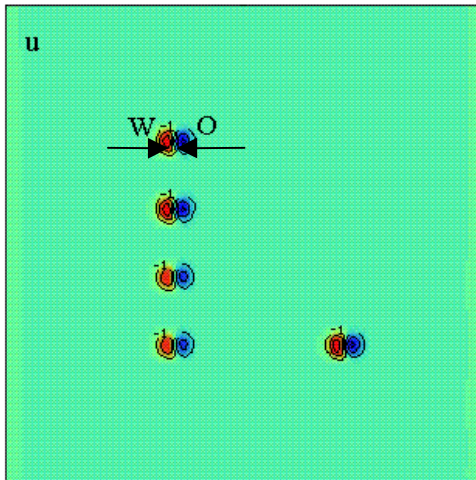


Abb. 7-4 Zweidimensionale Darstellung des West (W)- und Ostwindes (O) bei $t = 5$ min mit einem Konturintervall von 1 ms^{-1} . Ostwinde sind blau und Westwinde rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die am Boden vorherrschende Konvergenz wird durch die u-Windkomponente in den unteren Schichten innerhalb der ersten fünf Minuten der Integration deutlich (Abb. 7-4). Ostwinde (blaue Farbe) und Westwinde (rote Farbe) treffen aufeinander. Es kommt daher zur Bildung von Vertikalbewegungen und Konvektion, sobald genügend Mengen an Auftriebsenergie vorhanden sind.

14. Juli 1994
13 UTC + 30 min

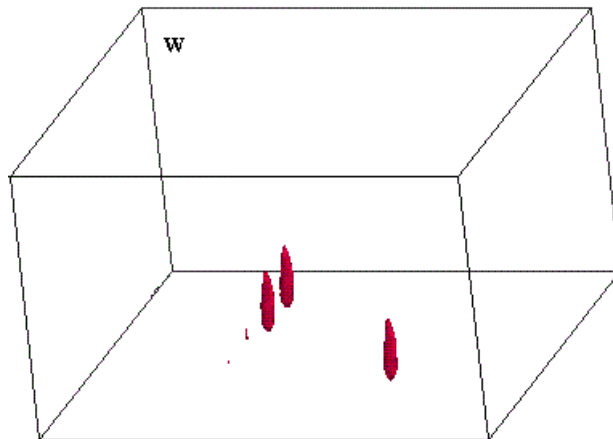


Abb. 7-5 Aufwinde (positive Vertikalgeschwindigkeiten w) ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} nach der ersten halben Stunde der Integration. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Eine halbe Stunde nach dem Beginn der Rechnung hat sich die anfangs explosive Entwicklung abgeschwächt, wie es in Abbildung 7-5 zu sehen ist. Das Nachlassen der Intensität liegt daran, daß während der Vertikalbewegungen die aufsteigende Luft mit der ungestörten Umgebungsluft der mittleren Schichten in Kontakt kommt. Dadurch mischt sich die feuchte und warme Luft der Aufwinde mit der trockeneren und kälteren Luft der Umgebung. Das Durchmischen führt zu einer Abschwächung der Aufwinde, weil die Luft der Aufwinde dadurch kühler und stabiler geworden ist.

Das Durchmischen der Luft und die Bildung des Niederschlags in mittleren Schichten führt außerdem zur Bildung von Abwinden, die innerhalb einer Stunde den Erdboden erreichen. Die Erdoberfläche wird zuerst von denjenigen Abwinden erreicht, die aus den Gewitterzellen mit der größeren Erwärmung stammen (Abb. 7-6).

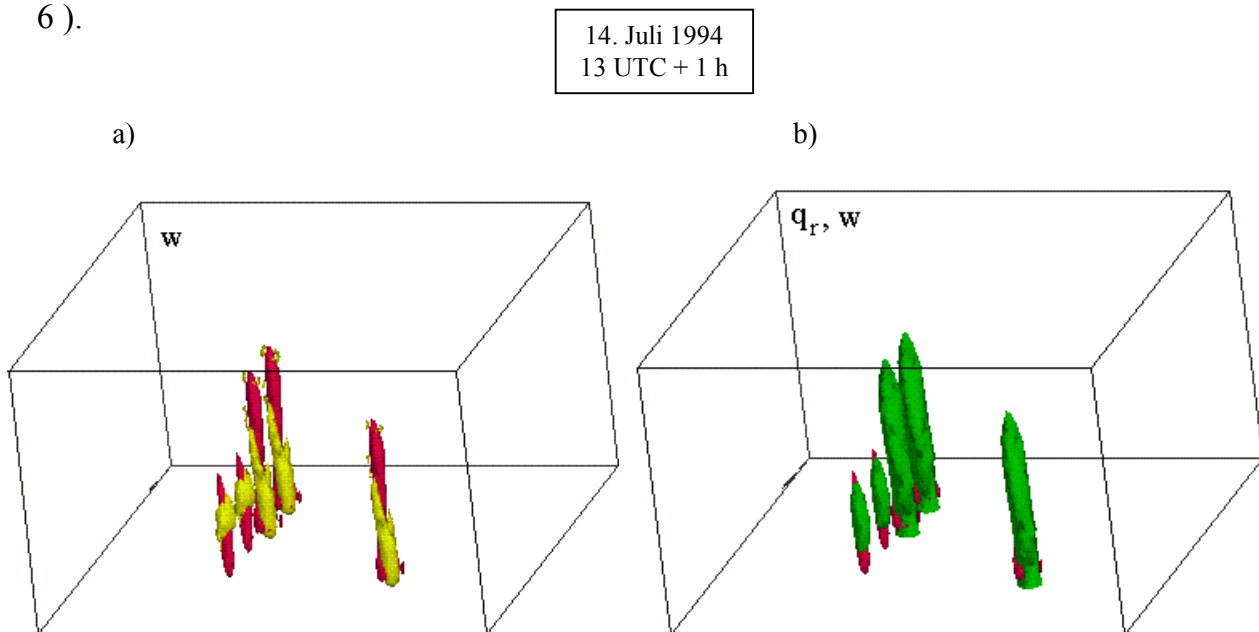


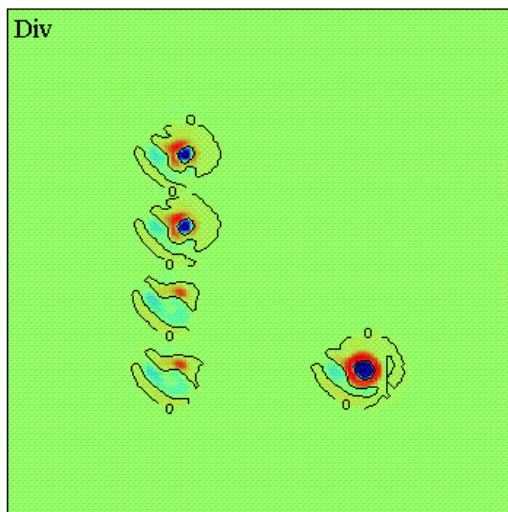
Abb. 7-6 Die Entwicklung innerhalb der ersten Stunde von a) Auf (dunkelrot)- und Abwinden (gelb) ab einem Mindestwert von entsprechend 1.36 ms^{-1} und 1.33 ms^{-1} und b) von Niederschlag (grün) und Aufwinden (dunkelrot) ab einem Mindestwert von entsprechend $1.5 \times 10^{-4} \text{ gKg}^{-1}$ und 1.36 ms^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die Abwinde und der fallende Niederschlag transportieren abgekühlte und trockenere Luft aus mittleren und höheren Schichten in bodennahe Schichten herab, wodurch es zur Abkühlung durch die Verdampfung der Luft in diesen unteren Schichten kommt (Abb. 7-6a und 7-6b). In der Abbildung 7-6a ist ein System von Auf- und Abwinden zu sehen, das mit unterschiedlichen Farben dargestellt ist. Die rote Farbe deutet auf die Existenz von Aufwinden hin, wogegen die gelbe Farbe auf die der Abwinde ab einem Mindestwert von -1.33 ms^{-1} hindeutet. Abbildung 7-6b stellt den fallenden Niederschlag dar, der mit blau gekennzeichnet wird. Die mit rot markierten Stellen sind Aufwindgebiete ohne Niederschlag.

Sobald die Abwinde den Boden erreichen, werden die wärmeren Luftmassen innerhalb dieses Gebietes am Boden durch kältere ersetzt, wodurch es zu Divergenz (blaue Farbe) kommt (Abb. 7-7a).

14. Juli 1994
 13 UTC + 1 h

a)



b)

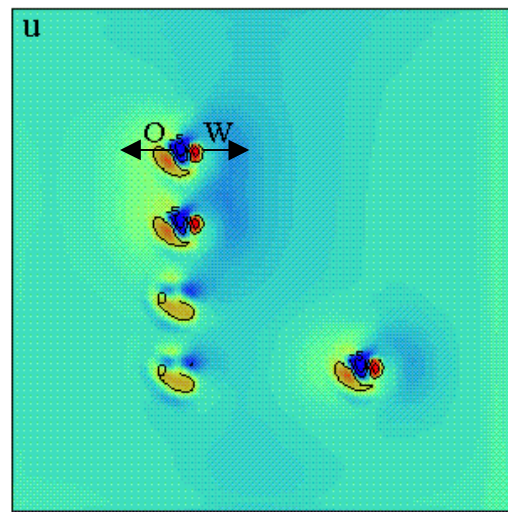


Abb. 7-7 a) Das Divergenzfeld (blau deutet auf Divergenz und rot auf Konvergenz hin) mit einem Konturintervall von 0.005 s^{-1} und b) das Windfeld mit einem Konturintervall von 5 ms^{-1} eine Stunde nach Beginn der Integration. Ostwinde werden mit blau und Westwinde mit rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die kalte Luft stößt wiederum während des Auseinanderströmens auf wärmere Luft der Umgebung, wodurch es zur Konvergenz (rote Farbe) sowie zur Verstärkung der Aufwinde im benachbarten Gebiet kommen kann. Die Ostwinde am Boden werden während der ersten Stunde durch Westwinde ersetzt, wodurch nun Bodendivergenz vorherrscht, wie aus der Abbildung der horizontalen u-Windkomponente zu entnehmen ist (Abb. 7-7b). Die schwarzen Isolinien sind hier in einem Abstand von 5 ms^{-1} eingezeichnet.

Erreichen die Abwinde - und damit auch die kältere Luft - die Erdoberfläche, bildet sich unterhalb jeder Gewitterzelle ein Kaltluftteich (s. Kapitel 2), der Luft enthält, die kälter als seine Umgebung ist. Dies wird durch die Darstellung der potentiellen Temperatur deutlich (Abb. 7-8a und 7-8b).

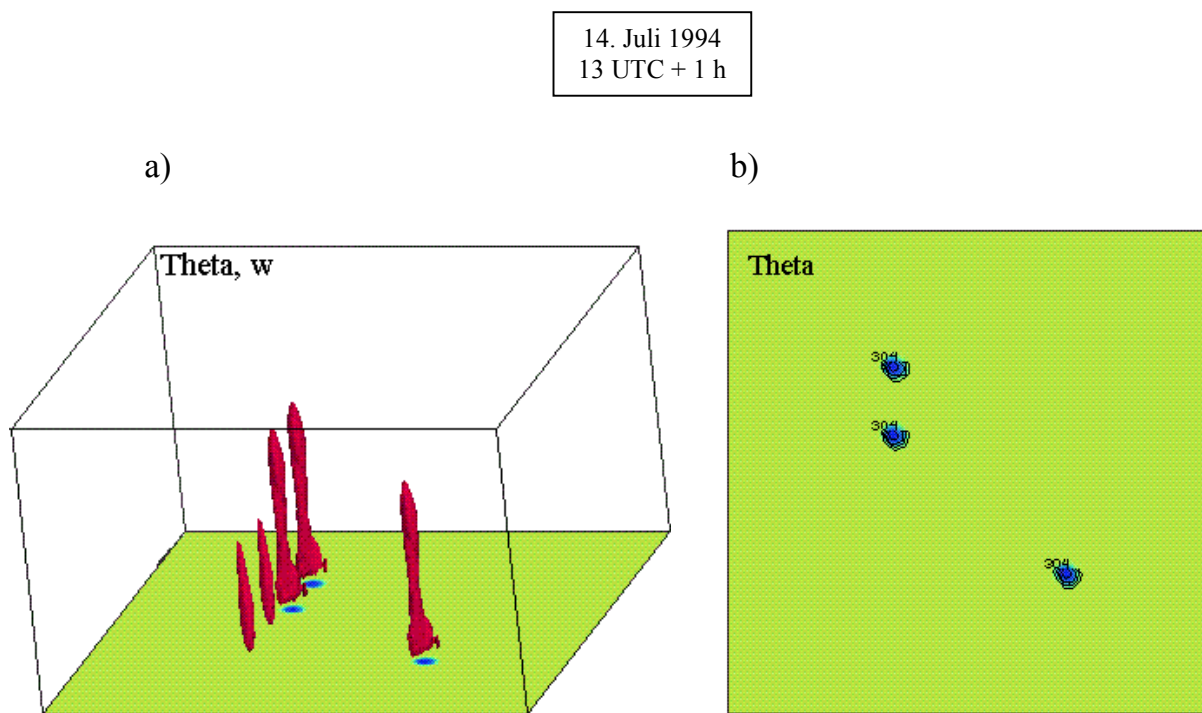


Abb. 7-8 Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden um 14 UTC in **a)** drei- und **b)** zwei-dimensionaler Form mit einem Konturintervall von 2 K. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. In Abbildung 7-8a sind die Aufwinde ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit dunkelrot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

In beiden Abbildungen deuten unterschiedliche Farben auf unterschiedliche Temperaturen hin. Kühlt sich das Gebiet im Verlauf der numerischen Rechnung ab, ist dies mit blauer Farbe markiert. Mit zunehmender Temperatur geht die blaue Farbe in die rote über.

Die Ansammlung von kälterer Luft führt zur Erhöhung des Bodendruckes im Gebiet unterhalb der Gewitterzellen (rote Farbe), wie in den Abbildungen 7-9a und 7-9b zu sehen ist. In der Umgebung der Gewitterzelle herrschen dagegen niedrigere Druckwerte vor, was mit blau markiert ist. Die Isobaren in der Abbildung 7-9b sind in einem Abstand von 0.5 hPa gezeichnet. Bei allen folgenden Bildern der Änderung des Bodendruckfeldes wird mit blau ein Druckabfall von bis zu 0.6 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.37 hPa, 0.86 hPa und 1.35 hPa markiert.

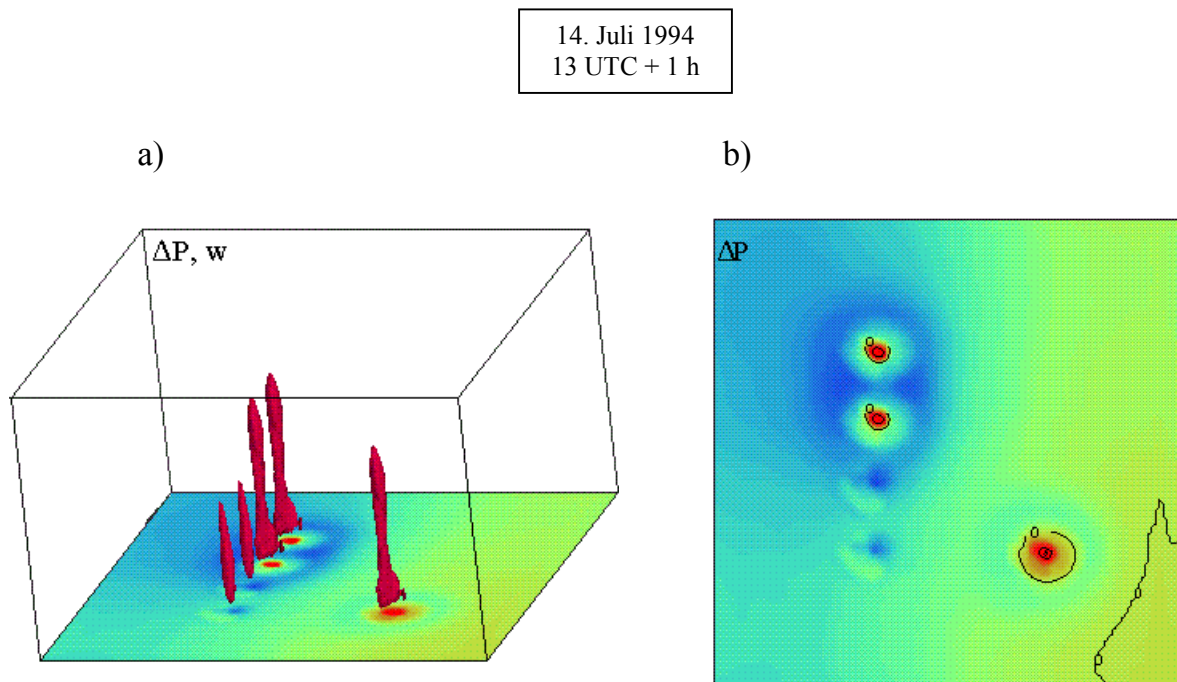


Abb. 7-9 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 14 UTC in a) drei- und b) zwei-dimensionaler Form mit einem Konturintervall von 0.5 hPa. Am Boden wird mit blau ein Druckabfall von bis zu 0.6 hPa markiert und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.37 hPa, 0.86 hPa und 1.35 hPa markiert. In Abbildung 7-9a sind in der Vertikalen die Aufwinde ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit dunkelrot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

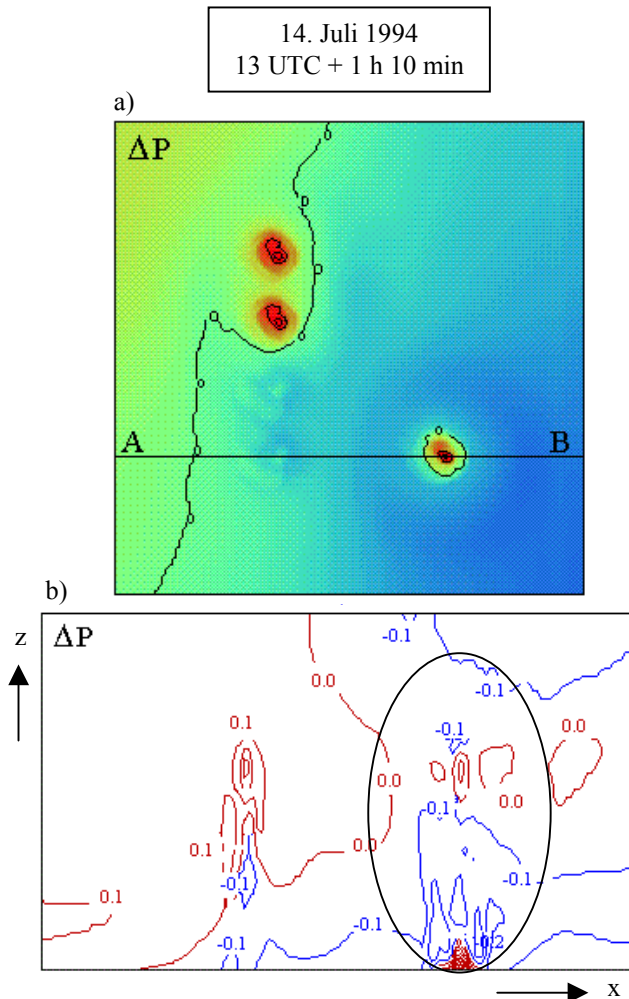


Abb. 7-10 Zweidimensionale Darstellung der Druckänderung a) am Boden und b) in x-z-Richtung entlang des 80. Gitterpunktes von Süd nach Nord. Mit rot ist der Druckanstieg und mit blau der Druckfall markiert. Die Linie AB zeigt die Stelle des 80. Gitterpunktes.

gebietes unterhalb der Wolke befindet, eine vertikal nach oben gerichtete Beschleunigung erfährt, kann diese Beschleunigung nur durch die Existenz von Druckunterschieden erklärt werden. Die Beschleunigung eines Luftpaketes kann durch die Bewegungsgleichung,

Eine dynamische Erklärung, die für das Aufrechterhalten jeder weiteren Vertikalbewegung im Gebiet verantwortlich ist, setzt sich innerhalb der anschließenden zehn Minuten durch (Abb. 7-10). Dieser Mechanismus basiert auf der Verteilung des Druckes in der Vertikalen und wird mittels eines Querschnittes gezeigt (Abb. 7-10b). Wie schon erwähnt wurde, ist bei Konvektion entscheidend, daß ein Luftpaket soweit nach oben angehoben wird, daß es das NFK erreichen kann. Ist dieses erreicht, kann das Teilchen mit seinem eigenen Auftrieb weiter nach oben steigen, bis es das Gleichgewichtsniveau erlangt. Das Gebiet unterhalb einer Wolke weist negative Auftriebsenergie auf, deren Betrag durch CIN gegeben wird (Abb. 7-11). Dagegen ist die Auftriebsenergie innerhalb der Wolke positiv. Wenn ein Luftpaket, das sich innerhalb dieses Ge-

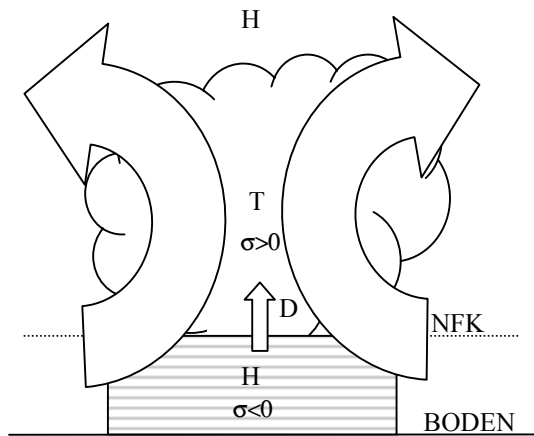


Abb. 7-11 Schematische Darstellung des Druckmechanismus.

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_T}{\partial z} - \rho g \quad (7.1)$$

bestimmt werden, wobei ρ die Dichte, g die Erdfeldbeschleunigung, w der vertikale Anteil des Geschwindigkeitsvektors, z die Höhe und p_T der totale Druck sind. Bei großskaligen Bewegungen dominieren am meisten die Erdfeldbeschleunigung und die Vertikalkomponente der Druckgradientkraft (mit D in Abb. 7-11 gekennzeichnet). Dazu ist es wichtig die Abweichung des Druckes p' aus seinem Gleichgewicht $p_T = p_o(z) + p'$ zu definieren. Der Referenzdruck $p_o(z)$ ist durch die hydrostatische Grundgleichung $dp_o/dz = -\rho_o(z)g$ gegeben, wobei die Referenzdichte $\rho_o(z)$ durch $\rho_o(z) = p_o/[RT_o(z)]$ gegeben ist, mit R als allgemeine Gaskonstante und $T_o(z)$ als Temperatur.

Im Zeitpunkt $t = 0$, ist die Abweichung des Druckes aus seinem Gleichgewichtsniveau $p' = 0$, und das Luftpaket kann sich nach oben bewegen, da es eine vorgegebene Erwärmung des Luftpaketes gibt und deshalb das Luftpaket einen positiven Auftrieb hat. Bei jedem weiteren Zeitschritt gilt, daß

$$\rho \frac{Dw}{Dt} = -\nabla p' + \rho \sigma, \quad (7.2)$$

wobei $\nabla p'$ die Abweichung der Druckgradientkraft und σ der Auftrieb ist, der durch die Gleichung $\sigma = -g[(\rho - \rho_o)/\rho]$ gegeben wird. Die Gleichung (7.2) beschreibt die möglichen Vertikalbewegungen eines Luftpaketes. Die Druckgradientkraft (D) steht senkrecht zu den Isobaren und ist zum tiefen Druck hin gerichtet, wodurch sich Luftmassen von Gebieten mit hohem Druck zu Gebieten mit tiefem Druck bewegen (Abb. 7-11). Ist die Abweichung der Druckgradientkraft klein genug, dominiert der Term der Auftriebskraft. Bei großen Abweichungen der Druckgradientkraft entstehen dagegen Vertikalbewegungen aufgrund der Druckunterschiede. Im vorliegenden Fall ist die Existenz von starken Druckgradientkräften entscheidend für die entstehenden Vertikalbewegungen. Teilchen, die sich innerhalb der stabil geschichteten Zone unterhalb der Wolke befinden, können aufgrund der großen Druckgradientkräfte, trotz negativem Auftrieb in diesem Gebiet, nach oben beschleunigt werden und somit das NFK erreichen. Nur dadurch kann die Konvektion aufrecht erhalten bleiben.

Das Gebiet innerhalb der Ellipse in Abbildung 7-10b stellt den oben beschriebenen Mechanismus dar, wodurch sich weitere Vertikalbewegungen im Kontrolllauf erklären lassen. Der Druck hat sich am Boden unterhalb der Gewitterzellen mit der anfänglich stärkeren Erwärmung und aufgrund der Ansammlung der kalten Luft erhöht, was in Abbildung 7-10a mit rot markiert ist. Diese Druckerhöhung beschränkt sich jedoch nicht nur auf dem Boden, sondern breitet sich innerhalb der untersten 1.6 km aus (Abb. 7-10b). In Abbildung 7-10b ist ein Querschnitt zu sehen, dessen Position in Abbildung 7-10a mit der Linie AB markiert ist. Die Zunahme des Druckes innerhalb des Hochdruckgebietes erreicht Werte von bis zu 0.7 hPa. Oberhalb des Hochdruckgebietes breitet sich ein schwaches Tiefdruckgebiet (blaue Farbe) aus, innerhalb welchem der Druck von bis zu 0.2 hPa fällt. Die vertikale Ausdehnung des Tiefdruckgebietes beträgt 7 km. Das ist auch das Gebiet, das sich innerhalb der Wolke befindet (vergleiche auch mit Abb. 7-11). Oberhalb des Tiefdruckgebietes nimmt der Druck innerhalb von 2 km von bis zu 0.1 hPa zu. Das System aus Hoch- und Tiefdruckgebieten, das sich innerhalb der Ellipse befindet, und

die daraus entstehenden Druckgradientkräfte sind folglich stark genug, um jede weitere Konvektion innerhalb des Integrationsgebietes zu unterstützen. Dazu tragen die Ausbreitung der Kaltluftteiche und die der Böen-Fronten eine entscheidende Rolle.

Eineinhalb Stunden später hat sich das Gebiet mit erhöhtem Luftdruck am Boden in alle Richtungen vergrößert (Abb. 7-12b). Der Grund dafür ist die anhaltende Zufuhr von kalter Luft durch die Abwinde in die Kaltluftteiche. Dies führt zur Ausbreitung des Kaltluftteiches jeder einzelnen Gewitterzelle (Abb. 7-13b). Die kalte Luft stößt weiterhin auf wärmere Luftmassen der Umgebung und zwingt diese Luftmassen zum Aufsteigen, wodurch Konvektion entsteht. Die höchsten Vertikalgeschwindigkeiten konzentrieren sich nun am Rand des Hochdruckgebietes und des Kaltluftteiches (Abb. 7-12a und 7-13a), wodurch es zur Bildung einer Böen-Front durch den horizontalen Wind (s. Kapitel 2) kommt.

14. Juli 1994
13 UTC + 1 h 30 min

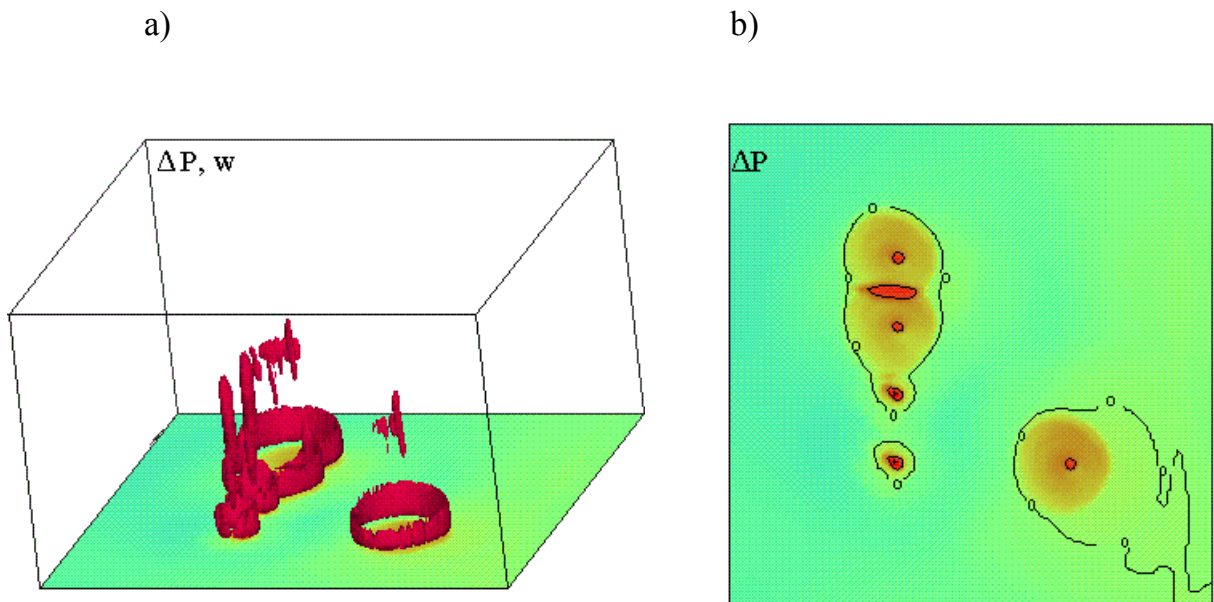


Abb. 7-12 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes für 14.30 UTC wie in Abbildung 7-9.

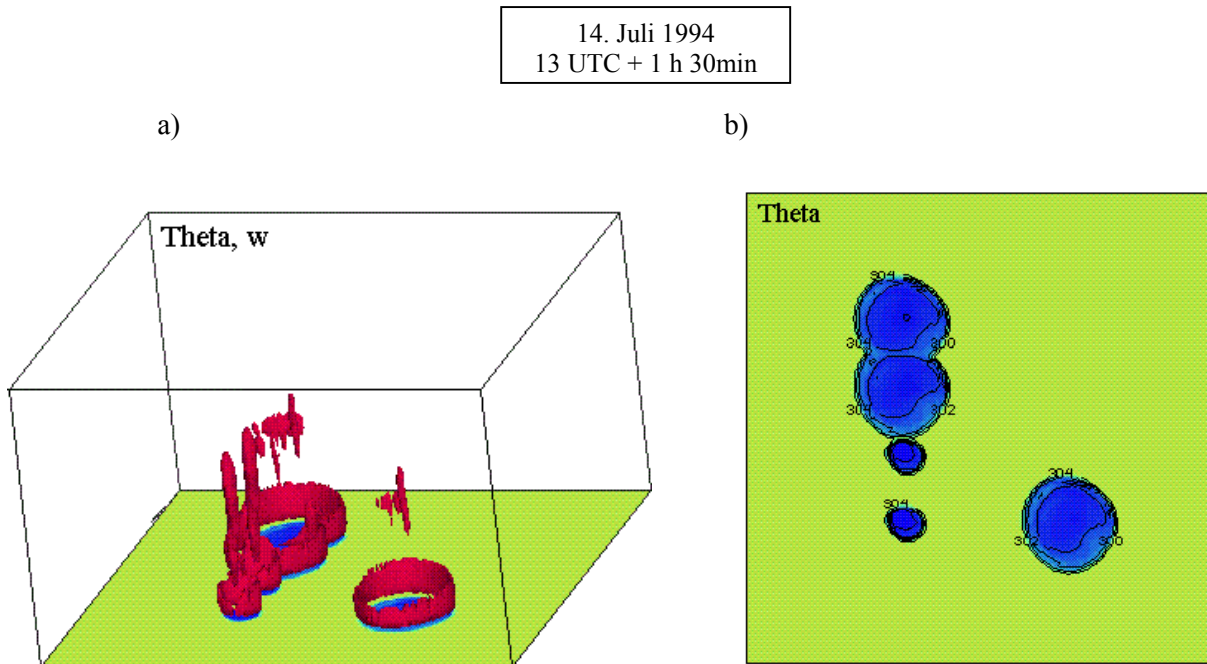


Abb. 7-13 Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden für 14.30 UTC wie in Abbildung 7-8.

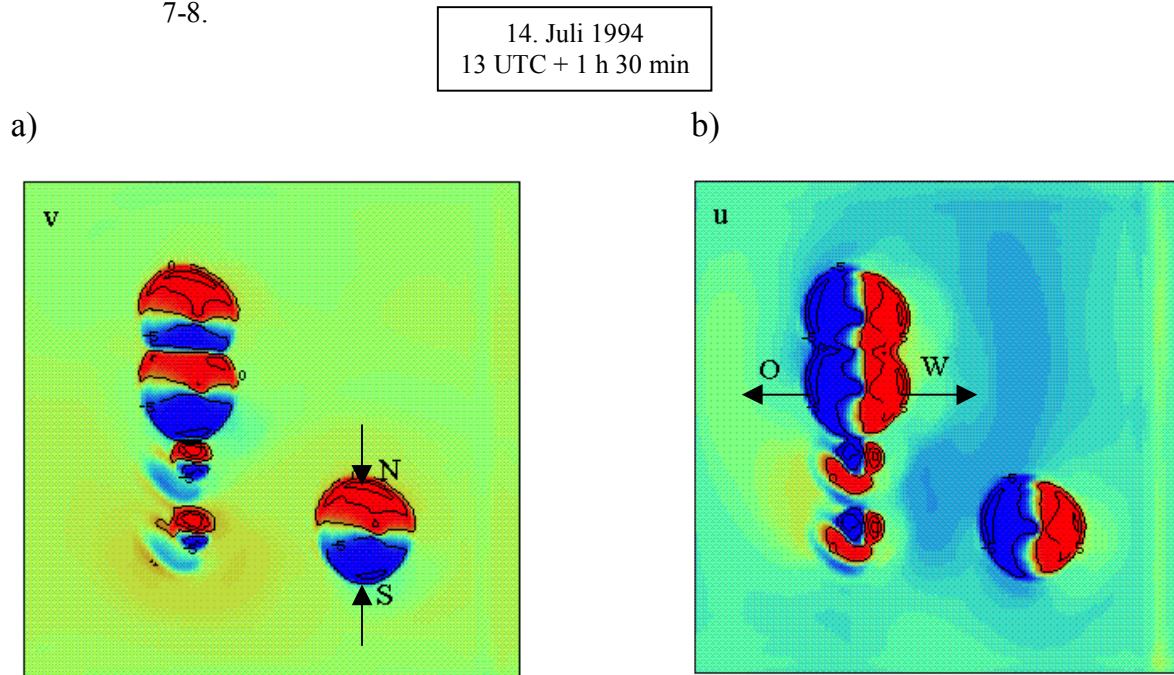


Abb. 7-14 Die a) v- und b) u-Komponente des Windfeldes mit einem Konturintervall von 5 ms^{-1} eineinhalb Stunden nach Beginn der Integration. In Abbildung 7-12a werden Nordwinde mit blau und Südwinde mit rot markiert und in Abbildung 7-12b werden Ostwinde mit blau und Westwinde mit rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die Abbildungen 7-14a und 7-14b zeigen die u- und v-Komponente des Windfeldes zur gleichen Zeit. Die Süd- und Nordwinde fließen im mittleren Teil des jeweiligen Luftpaketes zusammen, so daß es in diesem Gebiet zu Konvergenz kommt (Abb. 7-14a). In dieser Abbildung sind die Südwinde blau und die Nordwinde rot markiert. Die West- und Ostwinde (jeweils rote und blaue Farbe) divergieren weiterhin aufgrund der vermehrten Ansammlung von kalter Luft durch die Abwinde unterhalb des Luftpaketes (Abb. 7-14b).

Die Auswirkung des Windfeldes zeigt sich weiterhin durch das Divergenzfeld in Abbildung 7-15. Konvergenz entsteht an den Stellen, an denen die Süd- und Nordwinde aufeinander treffen und dort, wo die Ost- und Westwinde mit der Umgebungsluft in Berührung kommen. Die intensivsten Stellen befinden sich weiterhin dort, wo die Erwärmung anfangs am stärksten war, das heißt bei der nördlichen Hälfte der Konvergenzlinie und beim Luftpaket östlich von ihr.

Innerhalb der folgenden halben Stunde, bis um 15 UTC, haben sich die einzelnen Luftpakete, aus denen die Konvergenzlinie zusammengesetzt war, zu einem einzigen großen Gebiet vereinigt, wie in der Abbildung des Bodendruckes, 7-16a und 7-16b, zu sehen ist. Es existieren jetzt zwei großräumige Gebiete.

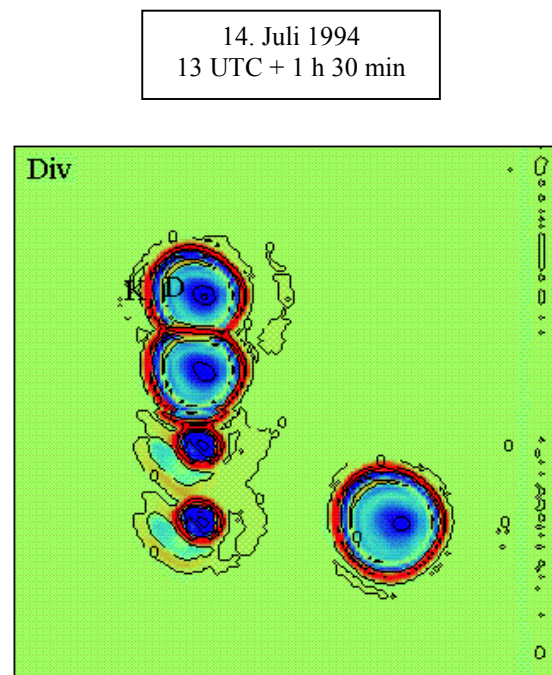


Abb. 7-15 Darstellung des Divergenzfeldes (blau deutet auf Divergenz (D) und rot auf Konvergenz (K) hin) mit einem Konturintervall von 0.005 s^{-1} eineinhalb Stunden nach Beginn der Integration. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Das erste Gebiet besteht aus den vier Luftpaketen und das zweite Gebiet aus dem einzelnen Luftpaket östlich der Anfangslinie. Es hat sich also nach der Theorie von Bluestein und Jain (1985) (siehe dazu Kapitel 2) aus einer 'broken-line' Anordnung eine Squall-line gebildet. Die höchsten Vertikalgeschwindigkeiten von bis zu 13 ms^{-1} befinden sich weiterhin am Rand der Böen-Front.

Die am Rand des Kaltluftteiches entstandene Böen-Front hat sich innerhalb dieser halben Stunden zusammen mit dem Kaltluftteich in alle Richtungen ausgebreitet. Entlang der Böen-Front ist die Konvergenz am stärksten (gezeigt in Abb. 7-17 durch die rot gefärbten Gebiete). Die kalte Luft fließt weiterhin auseinander und stößt auf Luftmassen, die eine höhere Temperatur haben. Die Luft entlang der Böen-Front wird zum Aufsteigen gezwungen, wodurch Konvektion entsteht.

Bei der v-Komponente des Windes wird das Miteinanderverschmelzen der Luftpakete im Norden der Konvergenzlinie anschaulich (Abb. 7-18a).

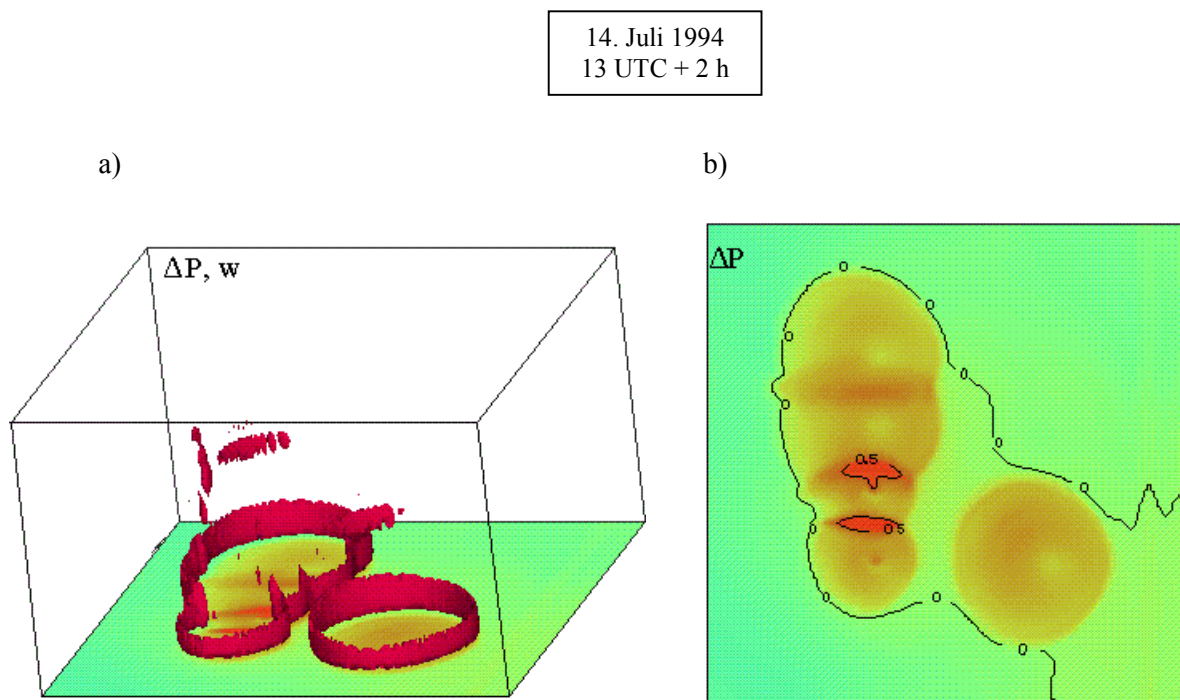


Abb. 7-16 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 15 UTC wie in Abbildung 7-9.

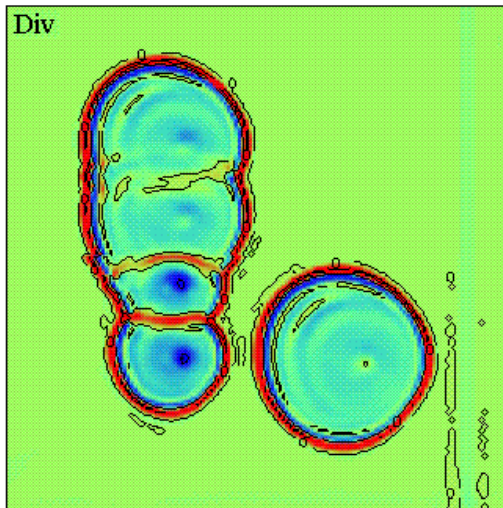


Abb. 7-17 Das Divergenzfeld (blau deutet auf Divergenz und rot auf Konvergenz hin) mit einem Konturintervall von 0.005 s^{-1} um 15 UTC. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2

Es haben sich ein einzelnes Gebiet aus Nordwinden und ein einzelnes aus Südwinden gebildet, die durch die zwei Pfeile markiert sind. Ein weiteres kleineres Gebiet aus Süd- und Nordwinden existiert im südlichen Teil der Konvergenzlinie, gebildet aus den zwei südlichen Luftpaketen der Anfangsline. Das einheitliche Gebiet, das sich bis 15 UTC gebildet hat, zeigt sich auch durch das Feld der u-Komponente um 15 UTC. Es existiert jetzt ein Gebiet mit Ostwinden und eins mit Westwinden (Abb. 7-18b).

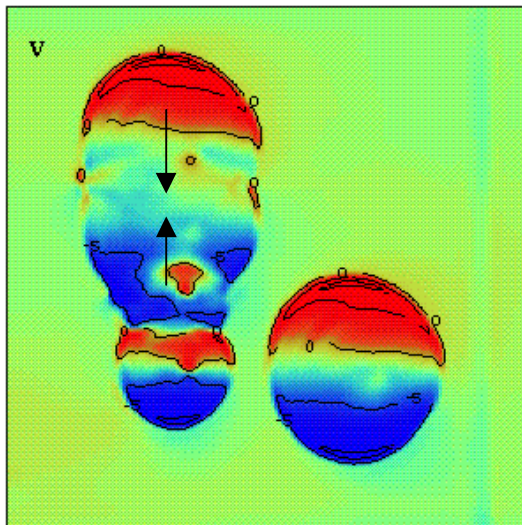
Um dieselbe Zeit hat sich auch das Gebiet des Kaltluftteiches weiterhin vergrößert. Die Böen-Fronten bewegen sich in Richtung der Ausbreitung der kalten Luft und haben innerhalb dieser halben Stunde eine Strecke von 13 km zurückgelegt. Am kältesten sind diejenige Gebiete, wo die Nordwinde auf die Südwinde treffen. An diesen Stellen beträgt der Temperaturunterschied zur Umgebung 5 K (Abb. 7-19).

In den nächsten 20 Minuten hat sich folgende Situation ereignet. Während der weiteren Fortpflanzung sowohl der Böen-Front der Konvergenzlinie als auch der des einzelnen Luftpaketes östlich der Linie treffen die zwei Böen-Fronten aufeinander, wie in Abbildung 7-20 der potentiellen Temperatur zu sehen ist. Es ist somit aus anfangs zwei Systemen ein einziges geworden. Die kalte Luft aus dem Kalt-

luftteich der Konvergenzlinie vereinigt sich mit der aus dem Kaltluftteich des einzelnen Luftpaketes.

14. Juli 1994
13 UTC + 2 h

a)



b)

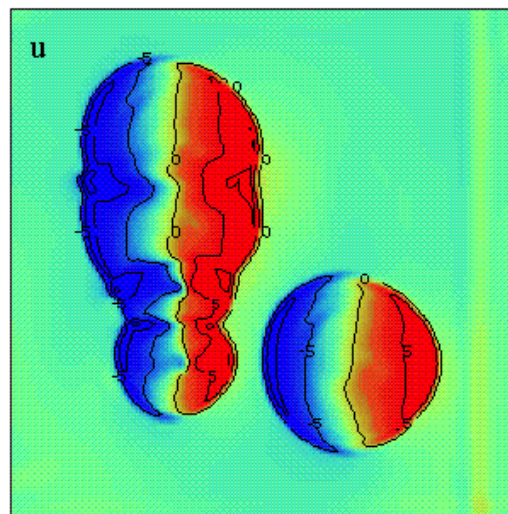


Abb. 7-18 Die v- und u-Komponente des Windes um 15 UTC wie in Abbildung 7-14.

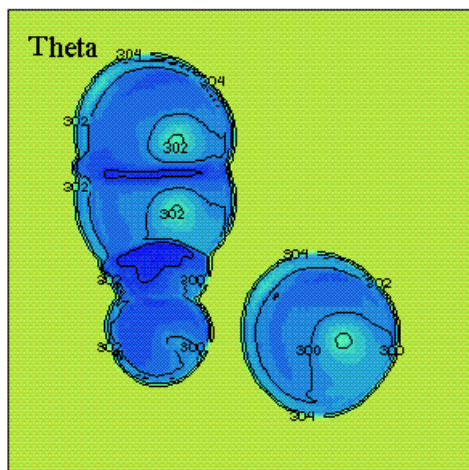


Abb. 7-19 Zweidimensionale Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden um 15 UTC mit einem Konturintervall von 2 K. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

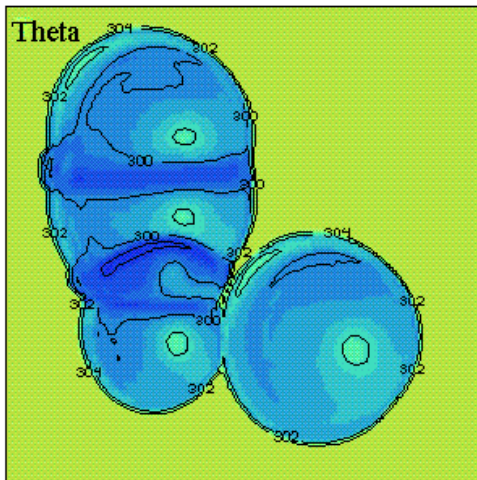


Abb. 7-20 Zweidimensionale Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden für 15.20 UTC wie in Abbildung 7-9.

Die Ansammlung von kalter Luft an der Berührungsstelle hat eine weitere Erhöhung des Druckes von 0.6 hPa zur Folge (Abb. 7-21b). Nach dem ‘Aufeinandertreffen’ erreichen die Vertikalgeschwindigkeiten am südlichen Teil der Berührungsstelle auf dem untersten Gitterpunkt einen maximalen Wert von 0.4 ms^{-1} und am nördlichen Teil der Berührungsstelle 1.5 m s^{-1} (Abb. 7-21a).

14. Juli 1994
13 UTC + 2 h 20 min

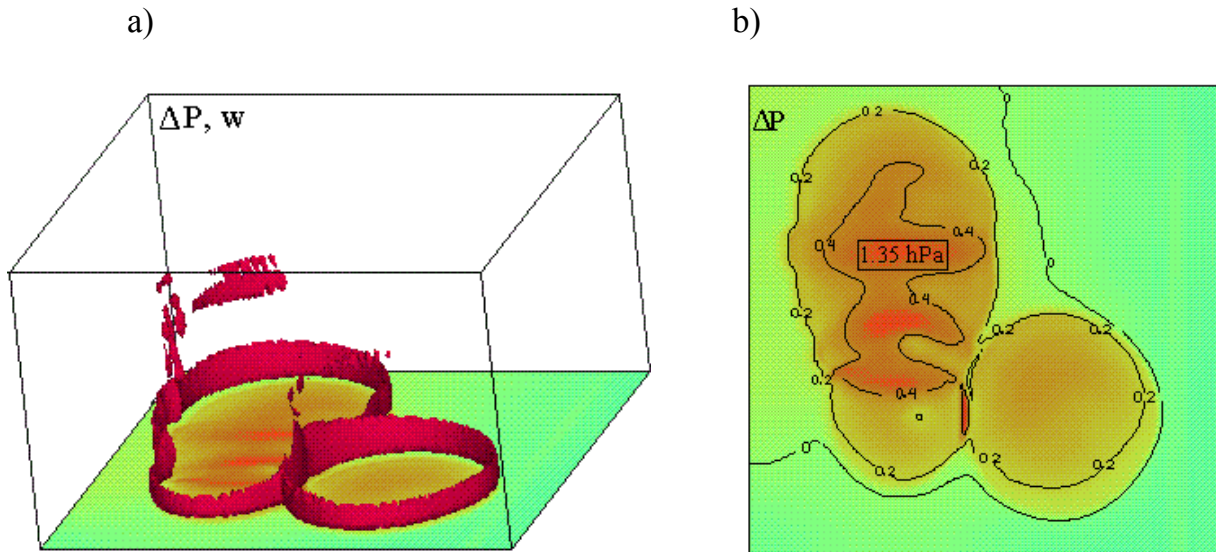


Abb. 7-21 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 15.20 UTC wie in Abbildung 7-9.

Die starke Konvergenz an dieser Stelle wird durch das Divergenzfeld (Abb. 7-22a) und das Feld des horizontalen Windes (Abb. 7-22b) bestätigt. Es ist deutlich zu sehen, daß an der Berührungsstelle, die sich in Abbildung 7-22b innerhalb der eingezeichneten Ellipse befindet, ein starkes Aufeinanderströmen der Luft stattfindet, das zur Konvergenz (rote Farbe) führt (Abb. 7-22a). An der Berührungsstelle wurde eine starke Konvergenz bis zu einem Höchstwert von $-5.28 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ gemessen.

Ob es jedoch weiterhin zu Konvektion an diesen Stellen kommt, wird mit Hilfe der CAPE gezeigt. Größere Mengen an CAPE von bis zu 2000 Jkg^{-1} kommen nur im nördlichen Teil der 'Verschmelzung' vor (Abb. 7-23). Im südlichen Teil dagegen wurden Werte unter 500 Jkg^{-1} beobachtet. Dies deutet daraufhin, daß die Wechselwirkung zwischen den zwei Böen-Fronten zwar zur schwachen Konvergenz aber nicht zur Konvektion

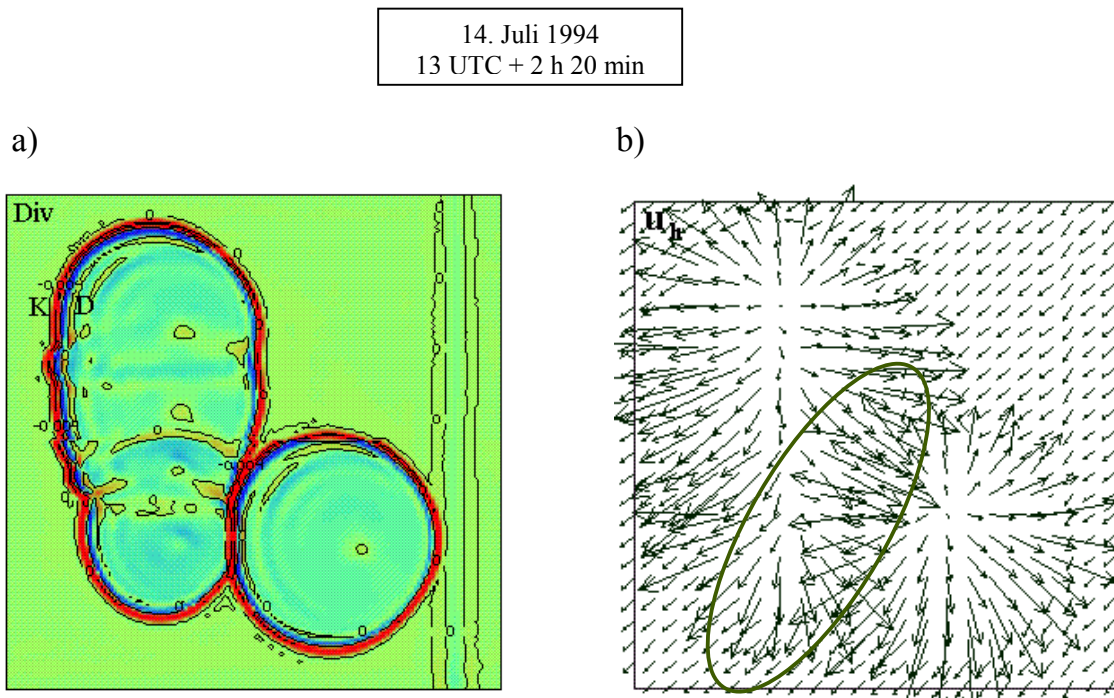


Abb. 7-22 Zweidimensionale Darstellung um 15.20 UTC a) des Divergenzfeldes (blau deutet auf Divergenz und rot auf Konvergenz hin) mit einem Konturintervall von 0.005 s^{-1} und b) des Horizontalwindes. Innerhalb der Ellipse wird die Berührungsstelle eingegrenzt. Die maximale Windgeschwindigkeit beträgt 16 ms^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

geführt hat. Der Grund dafür ist, daß hinter jeder Böen-Front die Luft des jeweiligen Kaltluftteiches einströmt. Eine Böen-Front und die längs an ihr entstehende Konvektion kann nur dann aufrechterhalten bleiben, wenn kalte Luftmassen auf wärmere stoßen. Besonders an der Stelle, an der die Böen-Front der Konvergenzlinie während ihrer Fortpflanzung auf die Böen-Front des Luftpaketes stößt, mischt sich die kalte Luft, die sich hinter der Böen-Front der Linie befindet, mit der des Luftpaketes. Dadurch wird die Konvektion gehemmt und folglich kann es an dieser Stelle nicht mehr zur Bildung einer Böen-Front kommen. Ein weiteres Ausbreiten der Konvergenzlinie über diese Fläche wird dann unterdrückt.

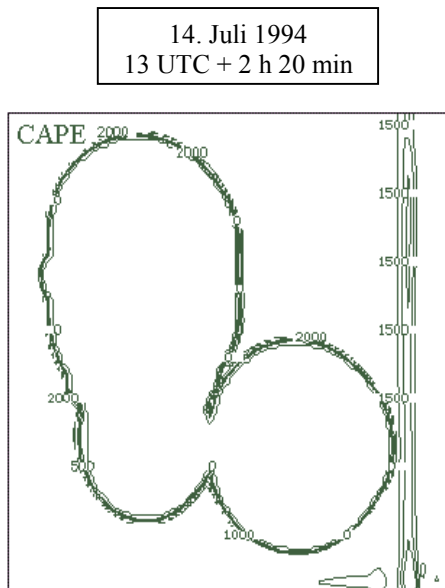


Abb. 7-23 Darstellung der CAPE um 15.20 UTC mit einem Konturintervall von 500 Jkg^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Welchen Anteil die einzelnen horizontalen Windkomponenten haben, wird in Abbildung 7-24a und 7-24b gezeigt. Während der vergangenen zwanzig Minuten der Integration wurde das übriggebliebene System aus Nord- und Südwinden im südlichen Teil der Linie durch Südwinde ersetzt (Abb. 7-24a). An der Berührungsstelle auf der Höhe des untersten Gitterpunktes (200 m über dem Boden) haben die Südwinde einen maximalen Wert von 6.9 ms^{-1} und die Nordwinde 3.5 ms^{-1} . An der nördlichen Spitze der Konvergenzlinie und des Luftpaketes existiert eine Fläche mit Nordwinden, und im übrigen Gebiet herrschen Südwinde vor. Im Gegensatz zu den schwachen Südwinden bewegen sich die West- und Ostwinde dagegen mit höheren

Geschwindigkeiten aufeinander zu. Die Westwinde weisen an der Berührungsstelle Geschwindigkeiten von bis zu 13.5 ms^{-1} und die Ostwinde von bis zu 10 ms^{-1} auf (Abb. 7-24b). Trotz dieser hohen Geschwindigkeit und damit verbundenen starken Konvergenz kann die Luft nicht ausreichend zum Aufsteigen gezwungen werden, so daß in diesem Fall keine Konvektion entstehen kann.

14. Juli 1994
13 UTC + 2 h 20 min

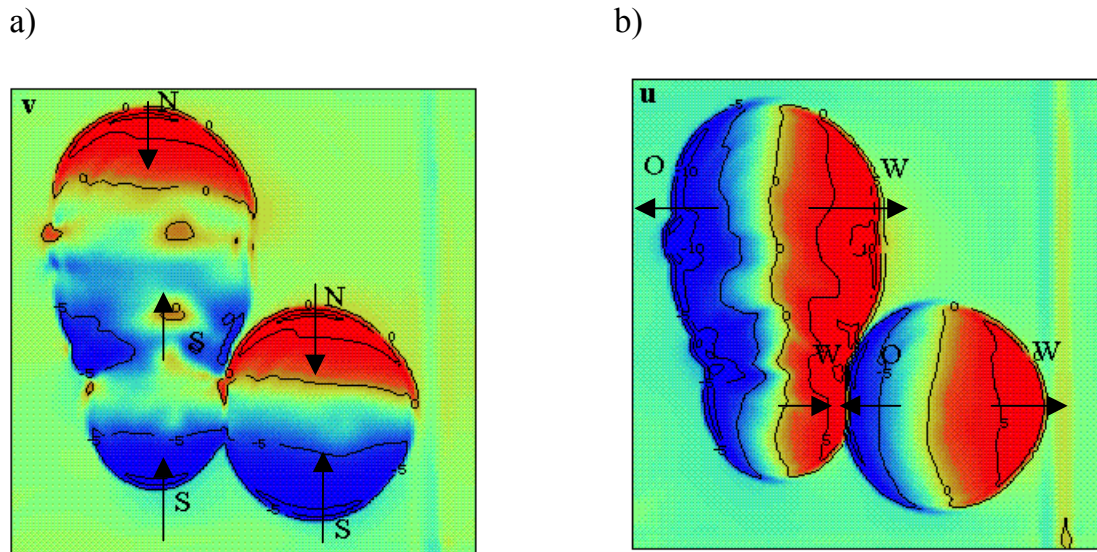


Abb. 7-24 Die v- und u-Komponente des Windes um 15.20 UTC wie in Abbildung 7-14.

14. Juli 1994
13 UTC + 2 h 20 min

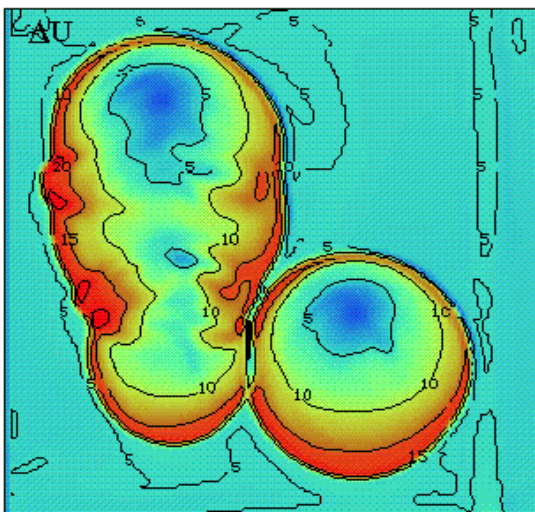


Abb. 7-25 Darstellung der Windscherung um 15.20 UTC mit einem Konturintervall von 5 ms^{-1} in den untersten 2 km. Rote Farbe deutet auf eine Zunahme und blaue Farbe auf eine Abnahme der Windscherung hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die Windscherung ist innerhalb der untersten 2 km entlang der Böen-Front am stärksten (Abb. 7-25). In diesem Gebiet erreicht die Windscherung Höchstwerte von 25 ms^{-1} (rote Farbe). Im Inneren der Squall-line hingegen liegen die Werte unterhalb von 5 ms^{-1} (blaue Farbe). Wie schon erwähnt, hängt die Form eines konvektiven Systems von der Existenz und der Stärke der Windscherung innerhalb der Umgebung ab, in der sich das konvektive System entwickelt. In Abbildung 7-25 wird deutlich, daß in den Gebieten, in denen die Windscherung kleiner als 5 ms^{-1} innerhalb der untersten 2 km ist, die Aufwinde durch die Windscherung nicht genügend unterstützt werden, so daß keine weiteren Vertikalbewegungen hervorgerufen werden können.

In den kommenden 10 Minuten, bis um 15.30, wird mittels der Vertikalgeschwindigkeiten gezeigt, daß die Schichtung an der Berührungsstelle nicht ausreichend labil ist, um weitere Konvektion zu unterstützen. Dies wird schematisch in Abbildung 7-26a und 7-26b gezeigt.

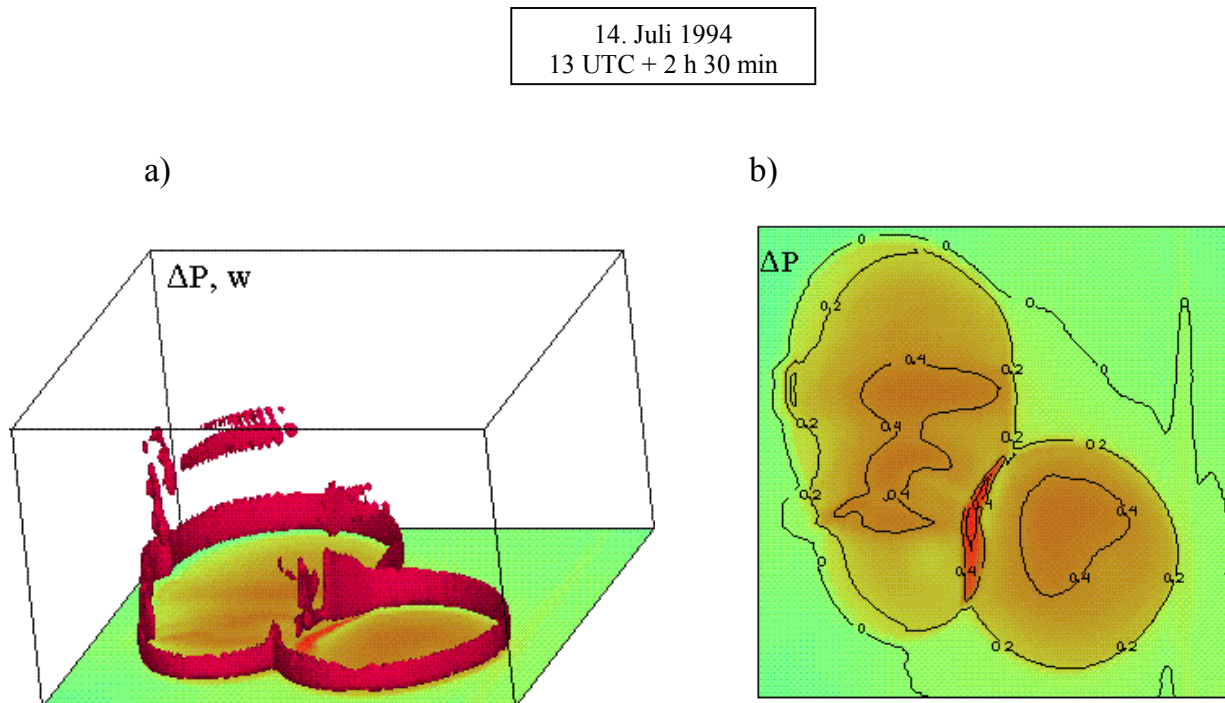


Abb. 7-26 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 15.30 UTC wie in Abbildung 7-9.

Entlang der Berührungsstelle, vorwiegend in ihrem südlichen Teil, wird jede weitere Konvektion gehemmt. Es bilden sich keine neuen Wolken - hier ist das Mischungsverhältnis des Regenwassers und des Wolkenwassers gleich dem Wert 0.0 -, wodurch die Böen-Front an dieser Stelle aufgelöst wird (Abb. 7-26a). Die beiden Kaltluftteiche haben sich vereinigt, und an dieser Stelle wird die Luft kälter und stabiler. Die Ansammlung von kalter Luft führt zur Erhöhung des Luftdruckes von weiteren 0.6 hPa, wodurch sich eine Hochdruckzunge bildet (Abb. 7-26b).

In den nächsten 10 Minuten der Integration, bis um 15.40 UTC, hat sich die Fläche der Hochdruckzunge verbreitert und um weitere 0.2 hPa verstärkt (Abb. 7-27b). Daraus ist zu schließen, daß weitere Mengen an kalter Luft hinzugekommen sind, wodurch sich der Luftdruck erhöht hat. Die zusätzliche kalte Luft stammt aus dem nördlichen Bereich der Berührungsstelle. Das Fortpflanzen der Konvergenzlinie wird auch an dieser Stelle der Böen-Front unterdrückt.

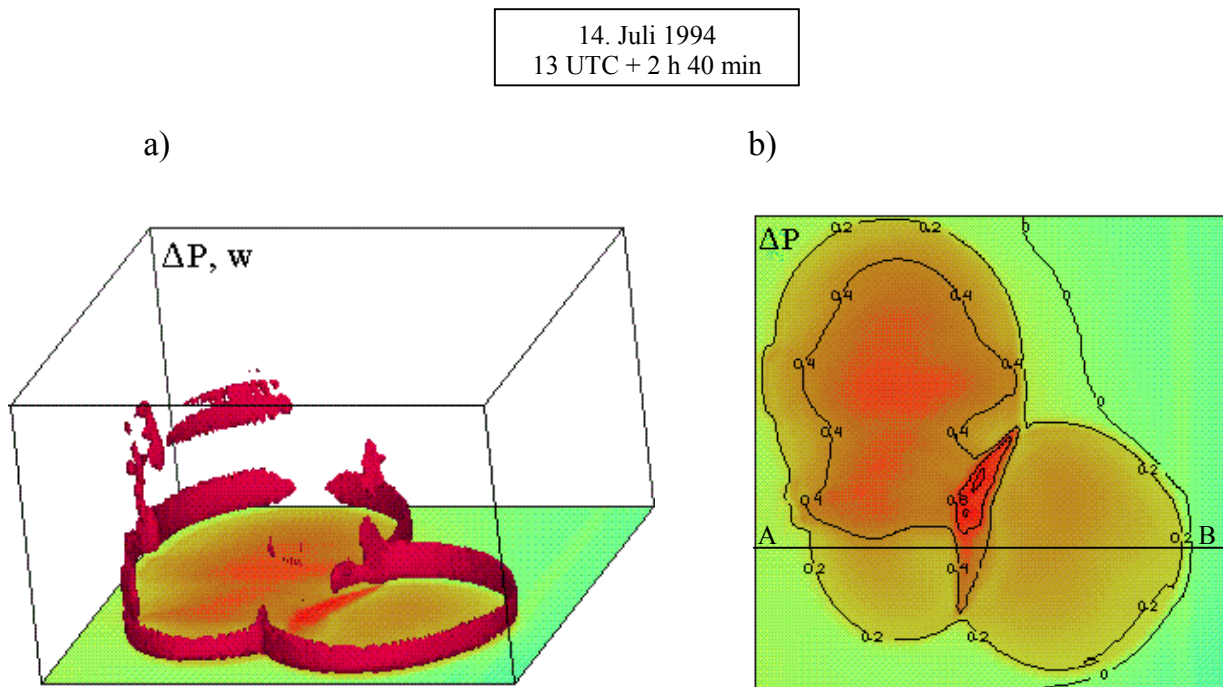


Abb. 7-27 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 15.40 UTC so wie in Abbildung 7-9.

In einem Querschnitte entlang der AB Position (markiert in Abbildung 7-27) ist zu sehen, daß die Luftpakete innerhalb des Hochdruckgebietes nicht nach oben be-

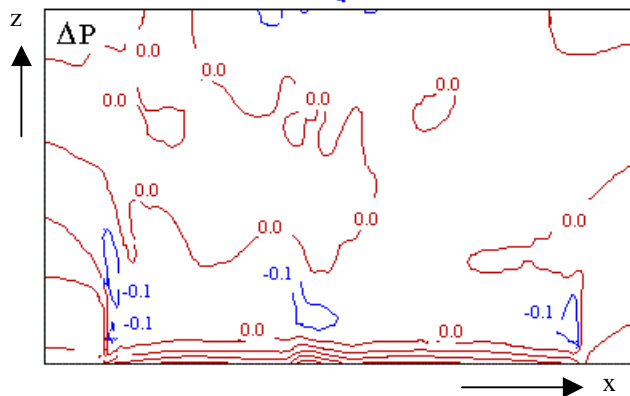


Abb. 7-28 Zweidimensionale Darstellung der Druckänderung in x-z-Richtung entlang des 80. Gitterpunktes von Süd nach Nord. Mit rot ist der Druckanstieg und mit blau der Druckfall markiert.

schleunigt werden können, da die herrschenden Druckgradientkräfte zu gering sind (Abb. 7-28). Auf dem Boden hat der Druck, aufgrund der starken Abkühlung durch das 'Aufeinandertreffen' der zwei Kaltluftteichen, von bis zu 0.5 hPa zugenommen. Das Hochdruckgebiet erstreckt sich in die Vertikalrichtung bis zu einer Höhe von 1.5 km. Oberhalb dieser Höhe hat sich aber nur ein schwaches Tiefdruckgebiet gebildet, und trotz des hohen Druckes am Boden sind die Druckgradientkräfte innerhalb der unteren 6 km zu gering, um die negative Auftriebskraft zu überwinden und somit die Konvektion aufrecht zu erhalten.

Die Verringerung und schließlich die Unterdrückung der Konvektion ist auch auf zu geringe Mengen an CAPE zurückzuführen (Abb. 7-29a). Dies bedeutet, daß ein aufsteigendes Luftpaket entlang der Berührungsstelle das NFK nicht erreichen kann. Die Schichtung in der unteren Troposphäre ist kühler und stabiler, was mit Hilfe der CIN veranschaulicht werden kann (Abb. 7-29b). Entlang der Berührungsstelle findet eine plötzliche Erhöhung der CIN von 0.86 Jkg^{-1} auf 190 Jkg^{-1} statt. Da CIN ein Maß für die Stabilität der Schichtung ist, ist daraus zu schließen, daß sich an dieser Stelle das NFK um einige Meter nach oben geschoben hat.

Bei Betrachtung eines horizontalen Querschnittes entlang der Stelle mit den erhöhten Werten von CIN wird eine Abkühlung von insgesamt 4 K seit 15 UTC deutlich (Abb. 7-30a). Die Erhöhung des Druckfeldes in den unteren Schichten an



Abb. 7-29 Zweidimensionale Darstellung um 15.40 UTC von a) CAPE und b) CIN mit einem Konturintervall von jeweils 500 J kg^{-1} und 20 J kg^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

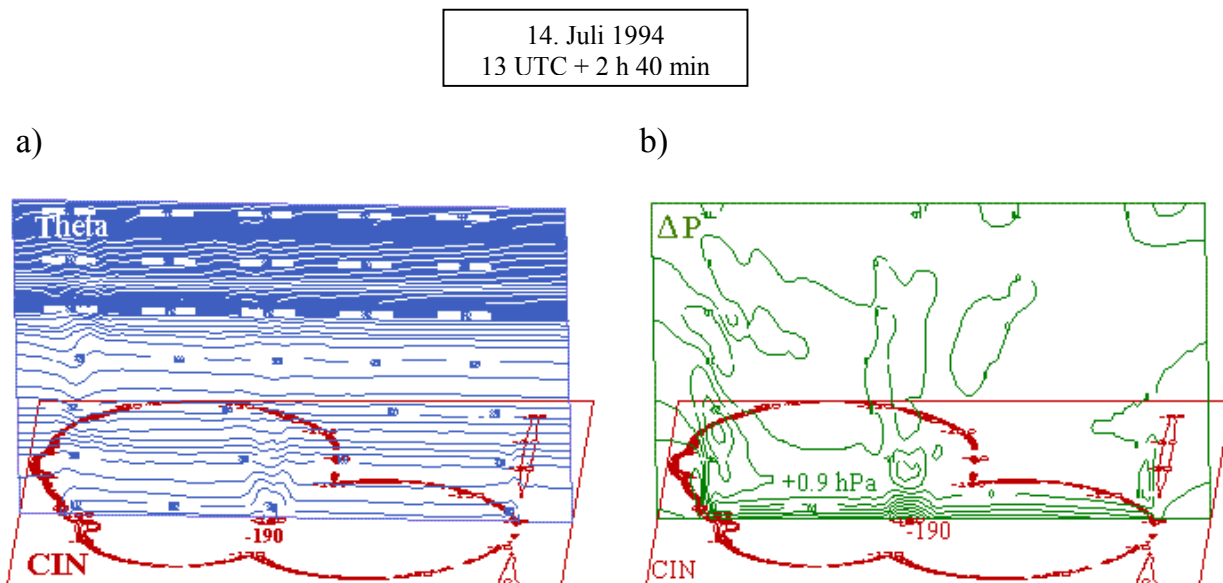


Abb. 7-30 Zweidimensionale Darstellung von CIN um 15.40 UTC mit einem a) horizontalen Querschnitt der potentiellen Temperatur und einem Konturintervall von jeweils 30 J kg^{-1} und 2 K und b) horizontalen Querschnitt der Änderung des Druckfeldes mit einem Konturintervall von jeweils 30 J kg^{-1} und 0.1 hPa . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

14. Juli 1994
13 UTC + 2 h 40 min

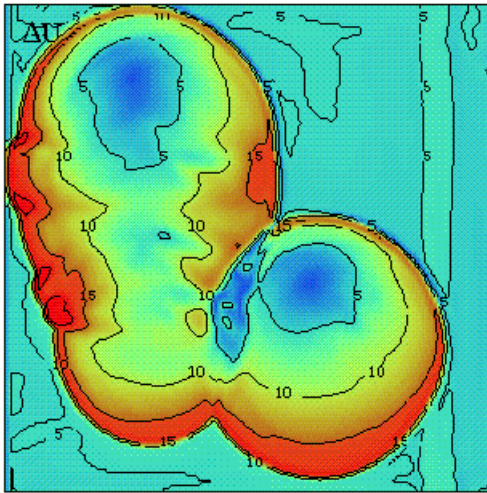


Abb. 7-31 Darstellung der Windscherung um 15.40 UTC wie in Abbildung 7-23.

derselben Stelle wird in Abbildung 7-30b gezeigt. Es kann daher als Schlußfolgerung der letzten Beobachtungen festgehalten werden, daß eine starke Abkühlung der unteren Schichten zur Erhöhung des Luftdruckes führt. Wenn die Mengen an CIN deutlich ansteigen, kann dies eine Abschwächung der Konvektion zur Folge haben. Das NFK steigt nach oben, wodurch die Stabilität der Schichtung erhöht wird. Darüberhinaus hat sich an der Berührungsstelle das Feld mit niedrigeren Werten an vertikaler Windscherung innerhalb von 20 Minuten weiter in Richtung Nordwesten verbreitert (Abb. 7-31). Das bedeutet, daß die Aufwinde ebensowenig von der Windscherung unterstützt werden können, so daß ein Luftpaket auch auf diesem Weg das NFK nicht erreichen kann. Die Konvergenz löst sich langsam auf und dadurch wird die Konvektion an der Berührungsstelle gehemmt (Abb. 7-32a), obwohl in diesem Gebiet weiterhin starke Konfluenz nachgewiesen werden kann (Abb. 7-32b).

Drei Stunden nach Beginn der numerischen Rechnung und vierzig Minuten nach dem ‘Aufeinandertreffen’ der beiden Böen-Fronten hat sich eine neue Squall-line gebildet, die in Abbildung 7-33a mit einer Ellipse eingekreist ist. Diese Linie

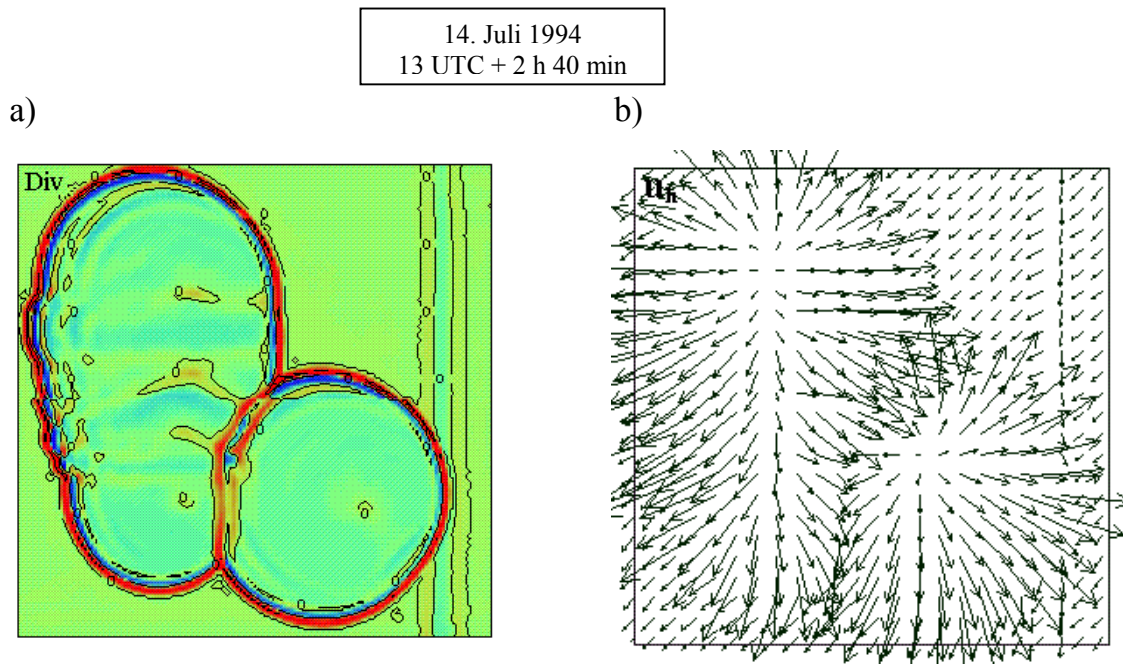


Abb. 7-32 Zweidimensionale Darstellung des Divergenzfeldes und des Horizontalwindes um 15.40 UTC wie in Abbildung 7-20.

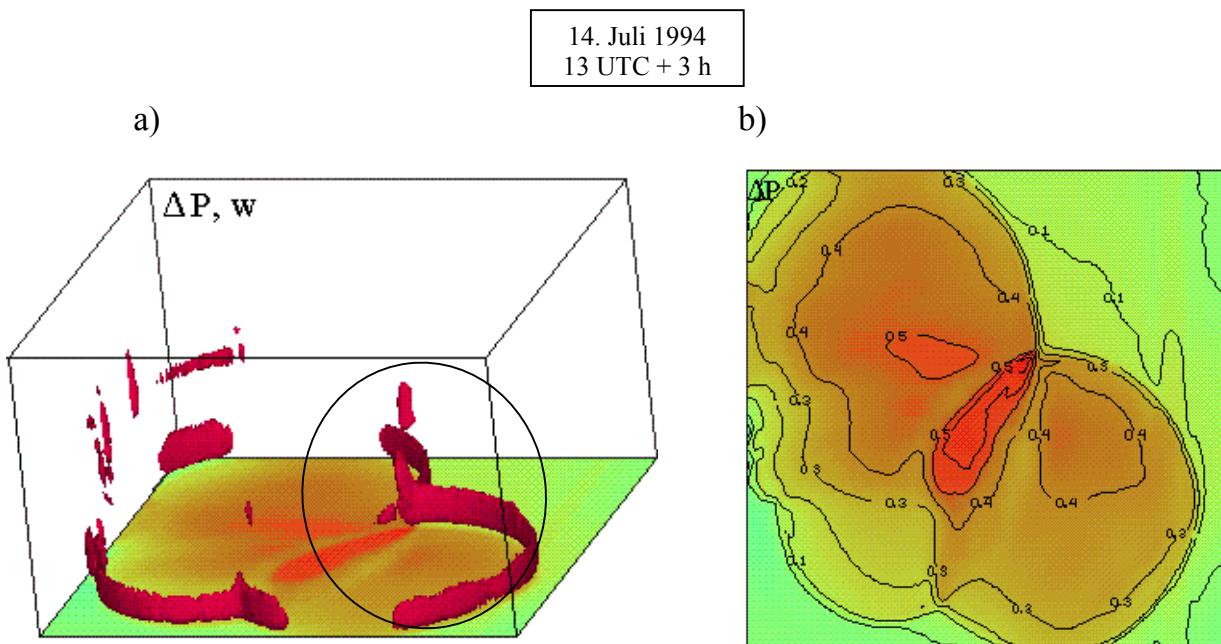


Abb. 7-33 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 16 UTC wie in Abbildung 7-9.

hat sich aus dem nordöstlichen Teil der anfänglichen Konvergenzlinie und dem Luftpaket, das sich anfangs östlich der Linie befand, entwickelt. Innerhalb der vergangenen zwanzig Minuten der Integration hat sich die neue Linie nach Nordosten verlagert. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Böen-Front an der Vorderseite der Squall-line erreicht Werte von bis zu 10 ms^{-1} . Das Hochdruckgebiet mit der intensiven Hochdruckzone an der Berührungsstelle hat sich hinter der Führungslinie weiter verbreitert (Abb. 7-33b).

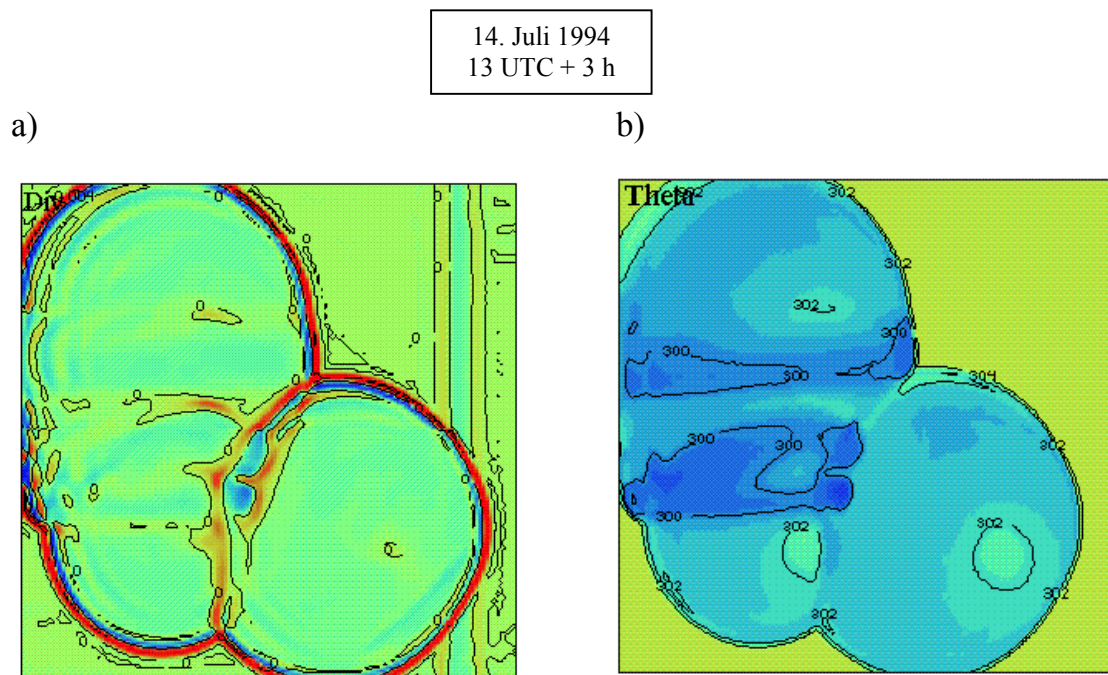


Abb. 7-34 Zweidimensionale Darstellung um 16 UTC a) des Divergenzfeldes (blau deutet auf Divergenz und rot auf Konvergenz hin) mit einem Konturintervall von 0.005 s^{-1} und b) der potentiellen Temperatur mit einem Konturintervall von 2 K. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

An der Berührungsstelle verstärkt sich jetzt die Divergenz (blaue Farbe), wie in Abbildung 7-34a zu sehen ist. Die Konvergenz (rote Farbe) entlang der Böen-Front der Squall-line bleibt weiterhin erhalten und erreicht einen Höchstwert von $3.1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Dies trägt zur Bildung von neuen Zellen und der weiteren Fortpflanzung der Squall-line in nordöstliche Richtung bei. Der Kaltluftteich der neuen

Squall-line hat sich hinter der Linie im Nordosten des Gebietes verbreitert (Abb. 7-34b). Der Temperaturunterschied im inneren des Kaltluftteiches zur Führungslinie beträgt 4 K.

Im nördlichen Bereich der Squall-line herrschen inzwischen Nordwinde und im südlichen Teil Südwinde vor (Abb. 7-35a). Es wird außerdem deutlich, daß sich das System aus Ost- und Westwinden, das sich bis um 15.20 UTC noch an der Berührungsstelle befand – es ist innerhalb der Ellipse in Abbildung 7-35b zu sehen – aufgelöst hat. Es herrschen überwiegend Westwinde vor, und Konvergenz ist nicht mehr vorhanden.

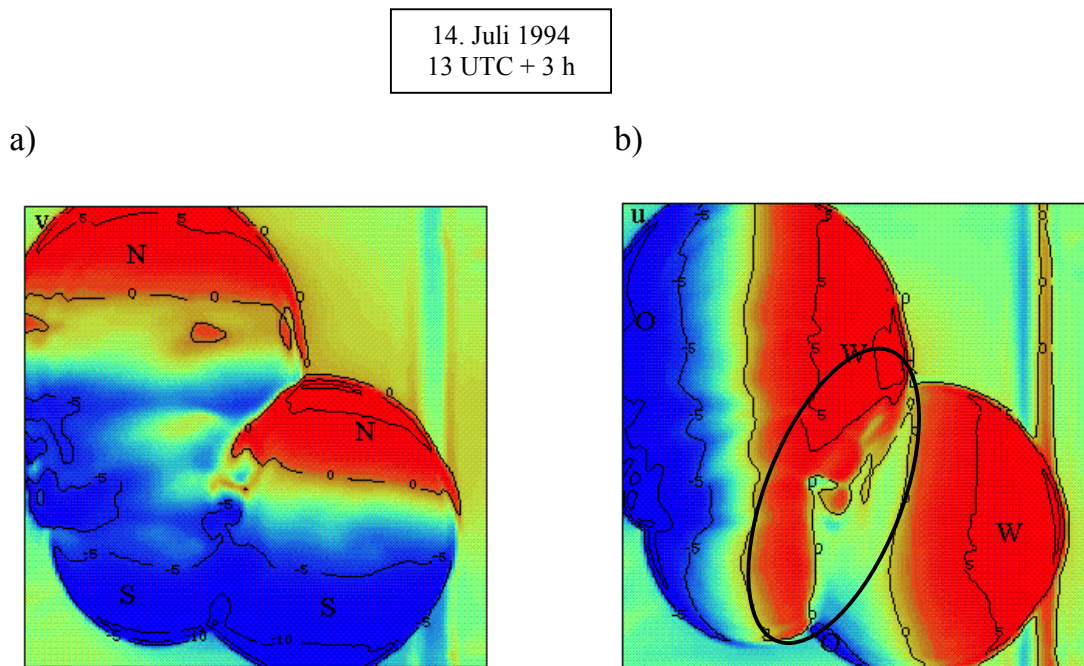


Abb. 7-35 Die v- und u-Komponente des Windes um 16 UTC wie in Abbildung 7-12.

Vier Stunden nach Beginn der Integration finden Vertikalbewegungen nur im Nordosten des Gebietes statt (Abb. 7-36a). Diese sind weiterhin an der Führungsseite der Squall-line entlang ihrer Böen-Front zu finden. Innerhalb der vergangenen Stunde hat die Squall-line einen Weg von 60 km in Richtung Nordosten zurückgelegt. Die Hochdruckzunge innerhalb des Hochdruckgebietes hat sich zusammen mit dem gesamten System ebenso nach Nordosten verlagert (Abb. 7-36b). Ferner haben sich zwei weitere kleinere Hochdruckzentren südöstlich von ihr gebildet.

14. Juli 1994
13 UTC + 4 h

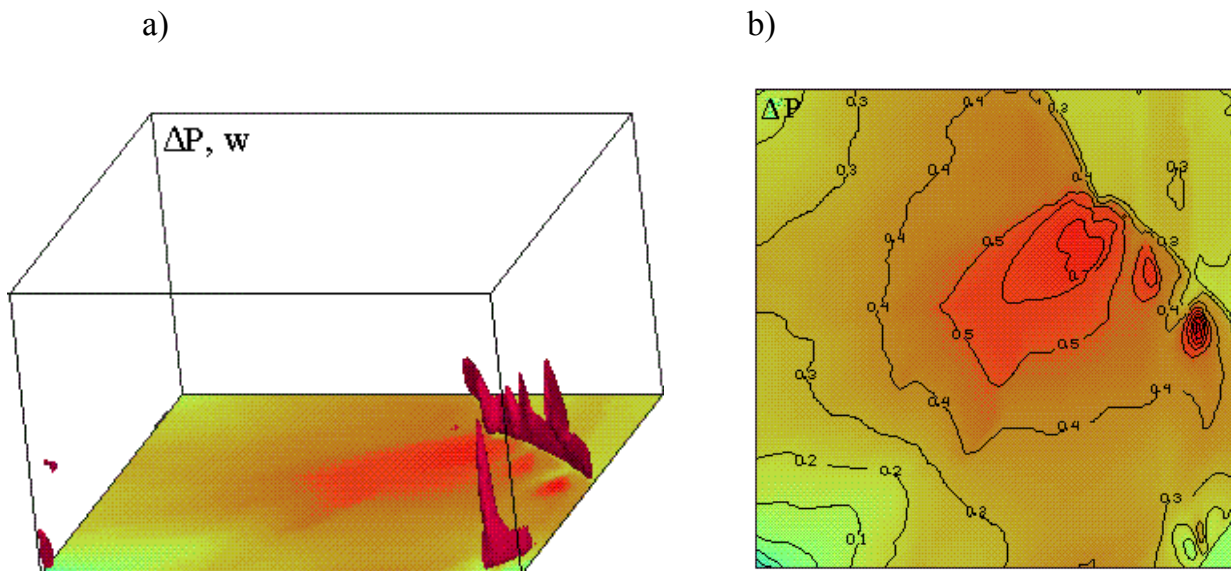


Abb. 7-36 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um 17 UTC wie in Abbildung 7-9.

14. Juli 1994
13 UTC + 4 h

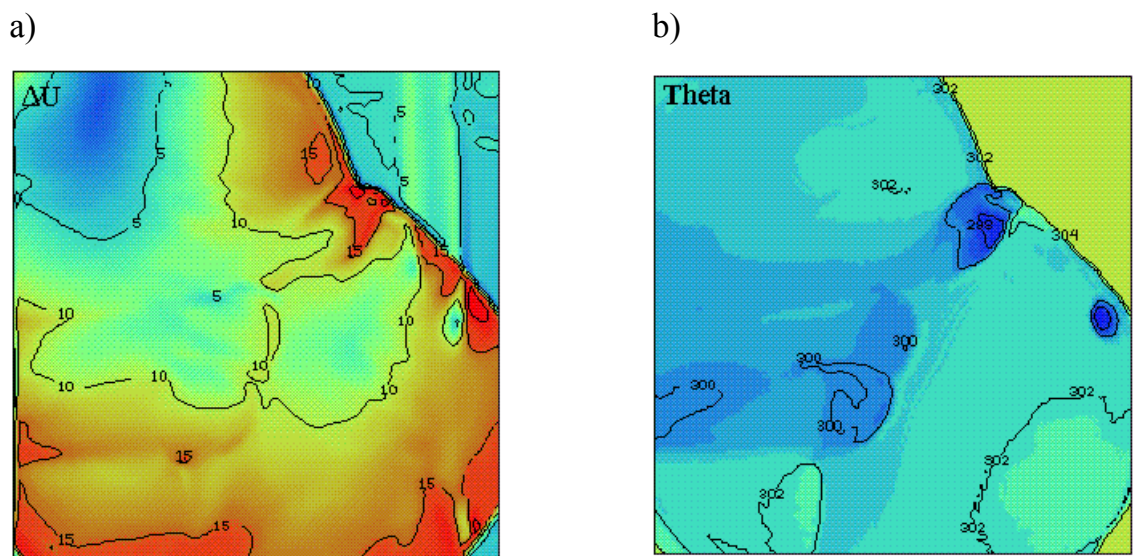


Abb. 7-37 Zweidimensionale Darstellung um 17 UTC a) der Windscherung innerhalb der unteren 2 km mit einem Konturintervall von 5 ms^{-1} und b) der potentiellen Temperatur am Boden mit einem Konturintervall von 2 K. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Die vertikale Windscherung innerhalb der untersten 2 km ist weiterhin am stärksten entlang der Böen-Front und erreicht Werte von bis zu 25 ms^{-1} innerhalb dieser Höhe (Abb. 7-37a). Die Luft hinter der Linie und innerhalb der Hochdruckzunge hat sich um zusätzliche 2 K abgekühlt (Abb. 7-37b).

An der Führungsseite der Squall-line herrschen Nordwinde vor (Abb. 7-35a) und fast das gesamte Gebiet befindet sich unter dem Einfluß einer Westwindzone (Abb. 7-38b).

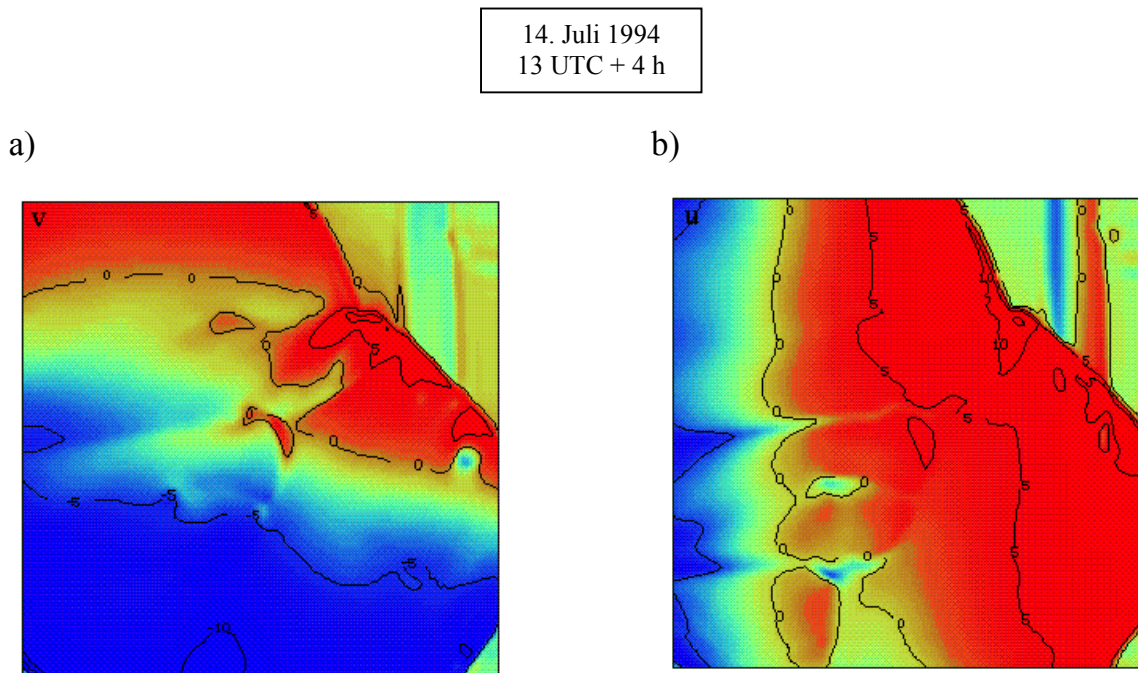


Abb. 7-38 Die v- und u-Komponente des Windes um 17 UTC wie in Abbildung 7-12.

7.3 Vergleich der numerischen Rechnung mit der synoptischen Analyse

Die oben beschriebenen numerischen Rechnungen zeigen, daß mit Hilfe von realen, gemessenen Daten und mit einer besonderen Auswahl von Anfangsbedingungen eine Rechnung durchgeführt werden kann, die den realen Beobachtungen

entspricht. Um dies zu veranschaulichen, werden nun die Ergebnisse der numerischen Rechnung mit denen der synoptischen Bodenanalyse verglichen (Tabelle 1).

<i>Vergleich der physikalischen Größen am Ort des Aufeinandertreffens der zwei Böen-Fronten am Boden</i>	Synoptische Beobachtungen				Numerische Berechnungen			
	13	14	15	16	13	14	15	16
Zeit (UTC)	13	14	15	16	13	14	15	16
Druck (hPa)	951.0	950.6 ↓ 0.6	952.0 ↑ 1.4	952.9 ↑ 0.9	950.5	950.4 ↓ 0.1	950.5 ↑ 0.1	951.0 ↑ 0.5
Temperatur (K)	27.0	24.0 ↓ 3	20.0 ↓ 4	19.0 ↓ 1	27.3	27.4 ↑ 0.1	27.5 ↑ 0.1	21.6 ↓ 5.9
Windrichtung	SW	W	NW	W	NO	NO	NO	NW
Windgeschwindigkeit (ms ⁻¹)	4	8.5 ↑ 4.5	5 ↓ 3.5	6.5 ↑ 1.5	2.0	2.2 ↑ 0.2	2.2 -	5.0 ↑ 2.8

Tabelle 1 Vergleich der physikalischen Größen am Ort des Aufeinandertreffens der zwei Böen-Fronten am Boden

Um 13 UTC wurde auf der Bodenwetterkarte eine Konvergenzlinie analysiert, die sich etwa 100 km westlich von München befand (Abb. 6-3). Der Anfangszustand der numerischen Rechnung (Abb. 7-1) wurde also derart konstruiert, daß die in Abbildung 6-3 beobachtete Situation nachvollzogen wurde. Vier Luftpakete in einer Linie sowie eines östlich davon, in einem Abstand von 100 km, gaben die beobachtete Konvergenzlinie und die angenommene Störung, die zur Bildung der Squall-line geführt hat, wieder.

Innerhalb von zwei Stunden, bis 15 UTC, hat sich die Vorderseite der Konvergenzlinie um etwa 40 km nach Osten bewegt und eine neue Gewitterlinie hat sich gebildet, die als Squall-line bezeichnet wurde, (synoptische Bodenanalyse,

Abb. 6-10 und 6-11). Innerhalb des gleichen Zeitraums ergaben die numerischen Rechnungen folgende Ergebnisse: Aus den vier Luftpaketen hat sich eine Konvergenzlinie gebildet. Ihre Vorderseite, die sogenannte Böen-Front, hat sich nach Osten verlagert. Weiterhin hat sich das einzelne Luftpaket zu einer Gewitterzelle entwickelt, deren Kaltluftteich und Böen-Front sich in alle Richtungen ausgebreitet haben.

Zwischen 15 UTC und 16 UTC hat sich die Konvergenzlinie sowohl bei der Bodenanalyse (Abb. 6-12 und 6-13) als auch bei den numerischen Rechnungen aufgelöst, während die mittlerweile entstandene Squall-line zunächst stationär geblieben ist (Abb. 7-21 bis 7-27). Es breitete sich in beiden Fällen ein Hochdruckgebiet hinter und durch die Konvergenzlinie hindurch aus. Dies war bei den numerischen Rechnungen aufgrund der Ansammlung von kalter Luft im Bereich des 'Aufeinandertreffenes' der Böen-Fronten (der Konvergenzlinie und der Gewitterzelle östlich von ihr) zurückzuführen und führte zur plötzlichen Auflösung der Konvergenzlinie und zur Verstärkung der Squall-line bei der Bodenanalyse von 17 UTC.

Innerhalb der nächsten Stunde, bis 17 UTC, hat sich die Squall-line der Bodenanalyse, sowie die den numerischen Rechnungen nach Nordosten verlagert.

Im vorliegenden Fall konnte die Anwendung von realen Daten aus Beobachtungen bei der Erklärung von Squall-lines im Alpenvorland sehr behilflich sein. Die Sensitivität der Berechnungen gegenüber der jeweiligen Auswahl der Anfangsbedingungen wird im folgenden Kapitel beschrieben.

8 | NUMERISCHE SENSITIVITÄTSTESTS

Τὸ δὲ πρῶτον κινουῦν, μὴ ὡς τὸ οὐδ' ἔνεκεν, ἀλλ' ὄθεν ἡ ἀρχὴ τῆς κινήσεως, ἅμα τῷ κινουμένῳ ἐστὶ (λέγω δὲ τὸ ἅμα, ὅτι οὐδέν ἐστὶν αὐτῶν μεταξύ). τοῦτο γὰρ κοινὸν ἐπὶ παντὸς κινουμένου καὶ κινουντός ἐστιν. ἐπεὶ δὲ τρεῖς αἱ κινήσεις, ἢ τε κατὰ τόπον καὶ ἢ κατὰ τὸ ποιὸν καὶ ἢ κατὰ τὸ ποσόν, ἀνάγκη καὶ τὰ κινουῦντα τρία εἶναι, τὸ τε φέρον καὶ τὸ ἀλλοιοῦν καὶ τὸ αὔξον ἢ φθίνον. (Αριστοτέλης, φυσικῆς ἀκροᾶσεως, βιβλίο Η 243α 33)

Die numerischen Rechnungen in Kapitel 7 haben gezeigt, daß sich - ähnlich wie bei der synoptischen Bodenanalyse - innerhalb von vier Stunden die Konvergenzlinie und ein einzelnes Luftpaket, das sich östlich von ihr befand, zu Gewittersystemen entwickelt haben und miteinander verschmolzen sind. Daraus hat sich eine Squall-line gebildet, die sich dann verstärkt und nach Nordosten verlagert hat.

Wie empfindlich die Berechnungen gegenüber der jeweiligen Auswahl der Anfangsbedingungen und gegenüber von Parametern sind, wird in diesem Kapitel mit Hilfe von Sensitivitätstests gezeigt. Es werden diejenigen Parameter untersucht, die die Entwicklungsphase der Konvergenzlinie, des Luftpaketes und der Squall-line beeinflußt haben.

Zunächst wird die Sensitivität hinsichtlich der Struktur der Initialstörung untersucht, indem die Anzahl von Luftpaketen geändert wird. Dabei wird die Anfangsstörung zuerst aus nur einem Luftpaket bestehen. Dann wird die Entwicklung der Konvergenzlinie aus vier Luftpaketen beobachtet, wenn die Linie sich allein im Integrationsgebiet befindet. Weiterhin ist es wichtig zu untersuchen, welche Rolle der Abstand zwischen den zwei Anfangsstörungen bei ihrer Entwicklung spielt. Mit Hilfe dieser unterschiedlichen Darstellungen der Initialstörung soll untersucht werden, wie stark die Wechselwirkung zwischen der Konvergenzlinie und dem Luftpaket

ket ist, und wie sich die Konvergenzlinie und das Luftpaket unabhängig voneinander entwickeln würden.

Als nächstes werden Parameter, wie beispielsweise Windscherung, in Stärke oder Höhe, vorhandene Energie, Corioliskraft, Feuchte und Temperatur verändert, um ihre Wirkung auf das gesamte System zu erforschen.

Die folgenden Sensitivitätstests sind nur aufgrund der realistischen Ergebnisse der numerischen Rechnung möglich. Das Ziel ist es, den Einfluß der obengenannten physikalischen Parameter zu untersuchen und besser zu verstehen.

8.1 Der Einfluß der Struktur der Initialstörung

8.1.1 Initialstörung mit einem Luftpaket

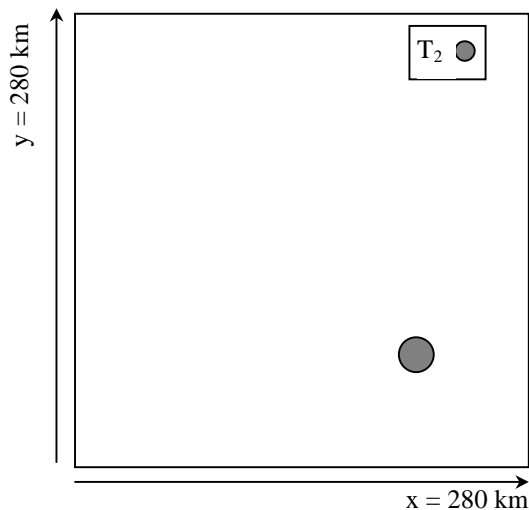


Abb. 8-1 Schematische Darstellung der Initialstörung mit einem Luftpaket. Die Temperatur T_2 entspricht der Erwärmung des grauen Luftpaketes.

Zuerst wird der Lebenszyklus eines Luftpaketes beobachtet, das sich allein im Integrationsgebiet befindet, dargestellt in Abbildung 8-1. Die Größe des Gebietes ist bei allen folgenden Sensitivitätstests mit der in Kapitel 7 angegebenen identisch. Hier wird der Fall untersucht, bei dem eine Störung im Integrationsgebiet entsteht und sich entwickelt. Die Erwärmung der Störung ist gleich der Erwärmung des Luftpaketes in Kapitel 7.

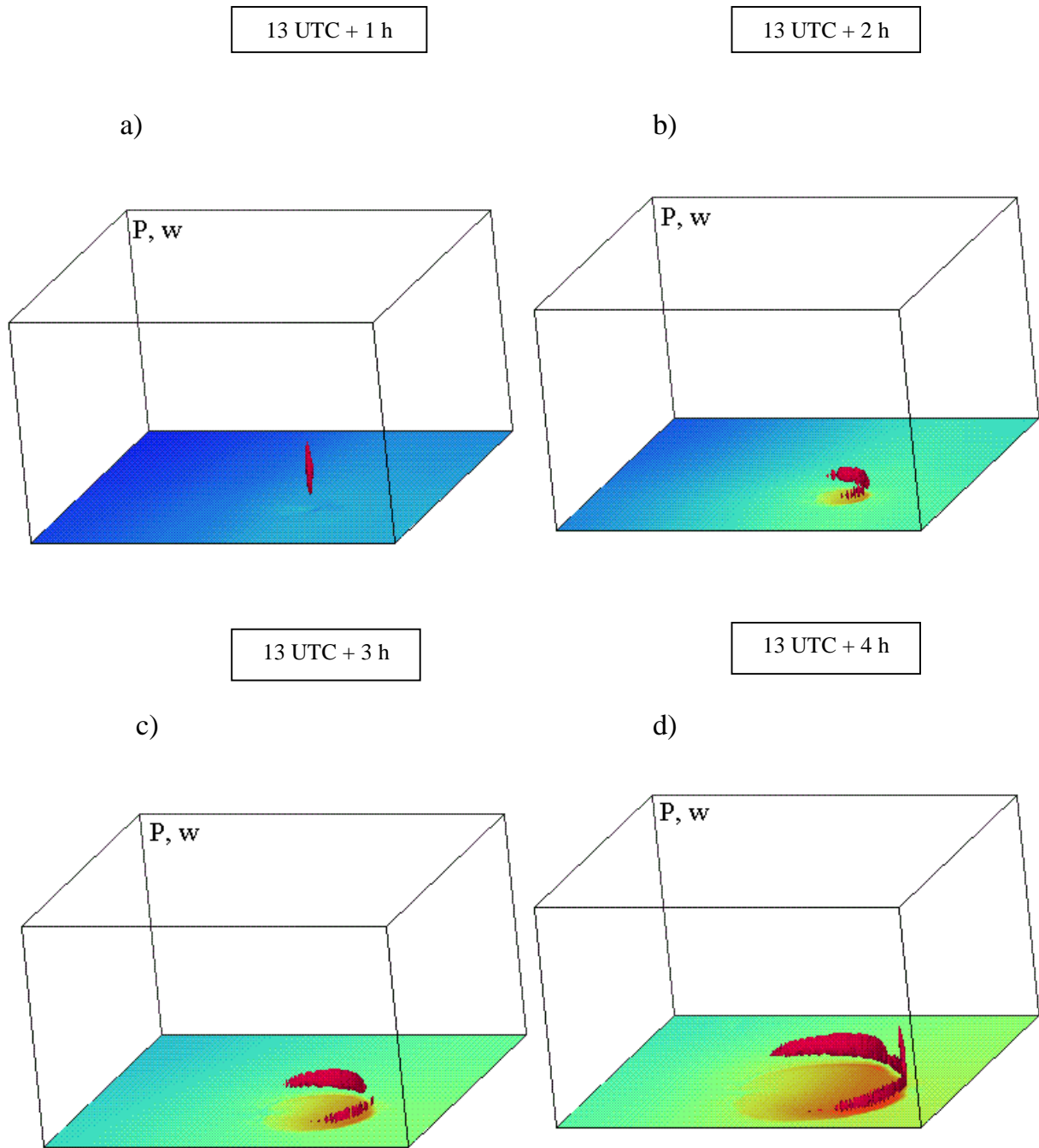


Abb. 8-2 Dreidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes in hPa um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Auf dem Boden wird mit blau ein Druckabfall von bis zu 0.5 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.2 hPa, 0.4 hPa und 0.7 hPa markiert. Die Aufwinde sind in die Vertikalrichtung ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

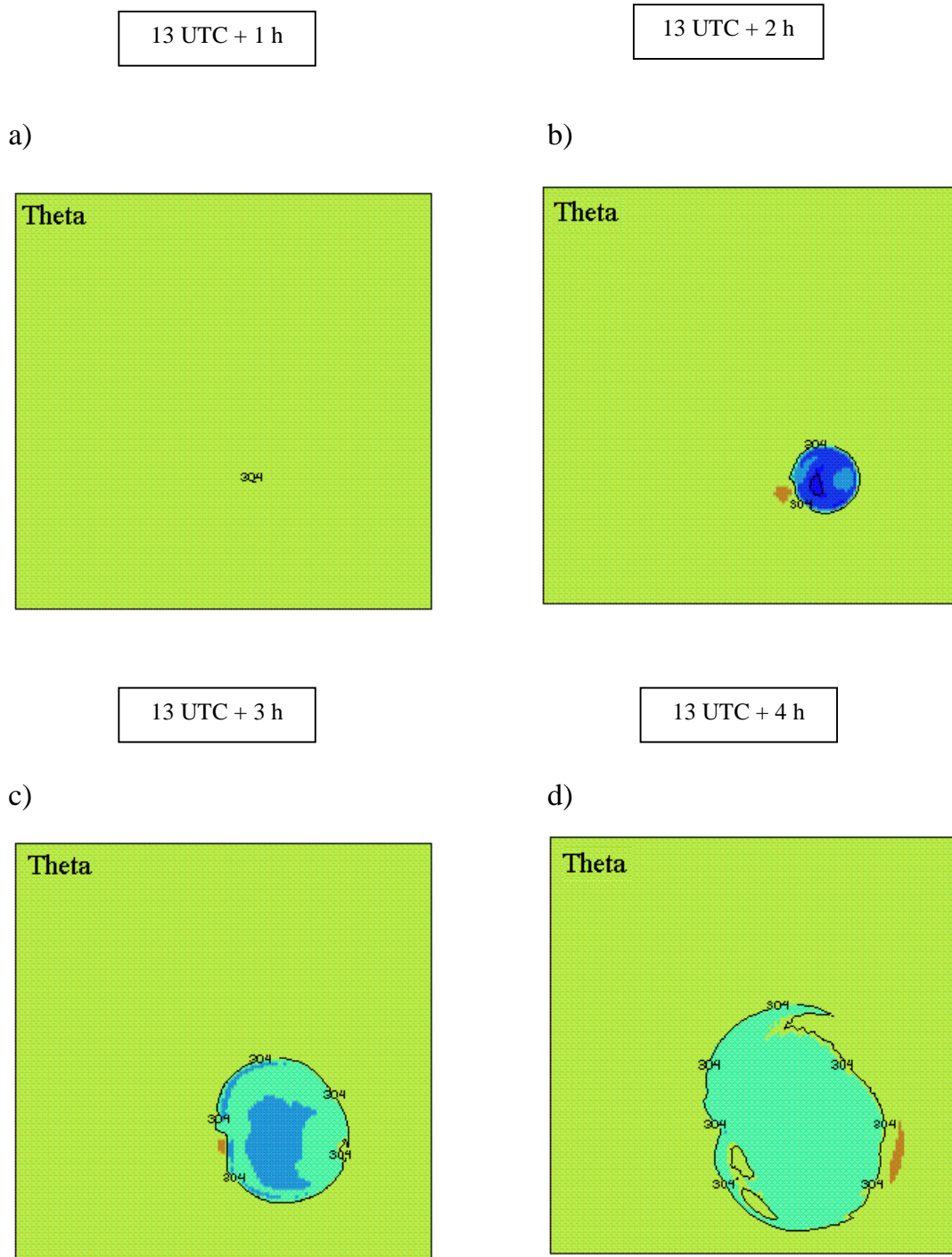


Abb. 8-3 Zweidimensionale Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden mit einem Konturintervall von 2 K um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Wie sich das bestehende Luftpaket innerhalb von vier Stunden entwickelt hat, wird in den Abbildungen 8-2 und 8-3 gezeigt. In Abbildung 8-2 sind die vertikale Geschwindigkeit w ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} und die Änderung des Bodendruckfeldes von -0.5 hPa bis 0.7 hPa dargestellt. Der Verlauf der potentiellen Temperatur wird in Abbildung 8-3 gezeigt. Nach der anfänglich explosiven Entwicklung aufgrund der lokalen Erwärmung entstehen die ersten schwachen Vertikalgeschwindigkeiten bereits vierzig Minuten nach Beginn der Integration. Das Abschwächen der nach oben gerichteten Vertikalgeschwindigkeiten liegt an dem Absinken der Luft aufgrund der entstehenden Druckgradientkräfte (der Mechanismus dazu wurde in Kapitel 7.2 ausführlich beschrieben). Die Vertikalgeschwindigkeiten werden frühestens eine Stunde nach Beginn der Integration intensiver (Abb. 8-2a). Das System besteht um diese Zeit nur aus Aufwinden, und es hat noch keine Bildung eines Kaltluftteiches begonnen (Abb. 8-3a).

Um 15 UTC hat sich nun eine Böen-Front gebildet (Abb. 8-2b), die den ausgedehnten Kaltluftteich umschließt (Abb. 8-3b). Erst in einer Höhe von 900 m über dem Boden werden maximale Vertikalgeschwindigkeiten von 1.8 ms^{-1} registriert. Im Kontrolllauf wurden um die gleiche Zeit und in derselben Höhe doppelt so hohe Vertikalgeschwindigkeiten berechnet.

Innerhalb der nächsten Stunde hat sich das Gebiet mit höherem Bodenluftdruck nach Osten hin vergrößert (Abb. 8-2c). Der Temperaturunterschied innerhalb des Kaltluftteiches erreicht nur einen Wert von 2 K (Abb. 8-3c). Zwischen 16 UTC und 17 UTC ist der Bodendruck um 0.4 hPa gestiegen. Die Fläche mit höherem Bodendruck hat sich in dieser Zeit fast verdoppelt (Abb. 8-2d). Die Abwinde haben sich abgeschwächt und der Kaltluftteich wird nicht weiter mit kalter Luft versorgt (Abb. 8-3d). Entscheidend für die Entwicklung der Anordnung beim Kontrolllauf (s. Kapitel 7) waren unter anderem die hohen Mengen an CAPE von bis zu 2500 J kg^{-1} und die niedrigen Werte an CIN am Anfang der Integration von bis zu 20 J kg^{-1} . Das bedeutet, daß die Schichtung der Umgebung beim Kontrolllauf über ausreichende Labilität

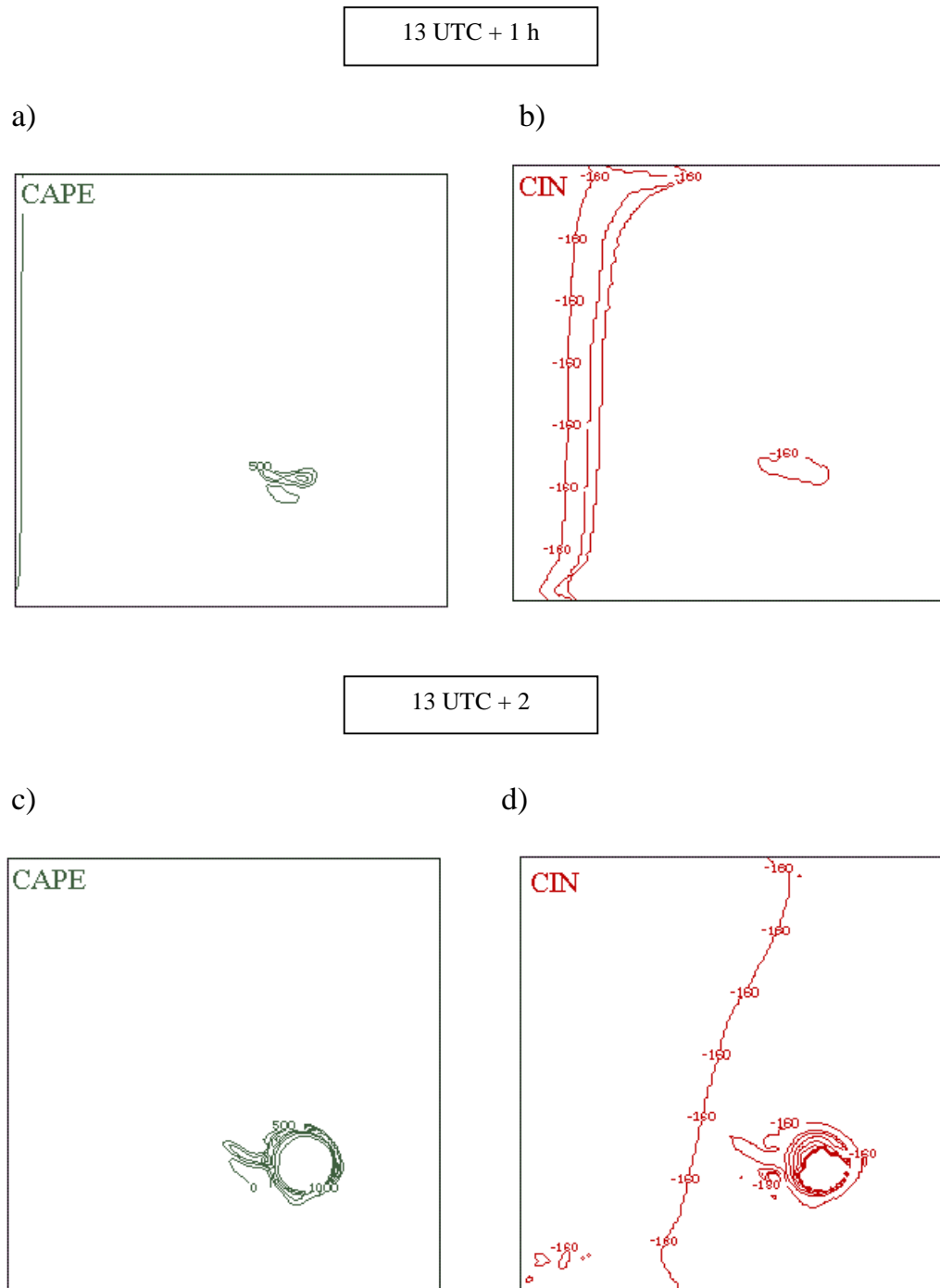
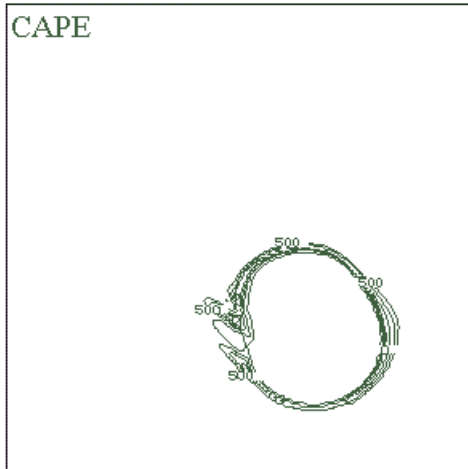


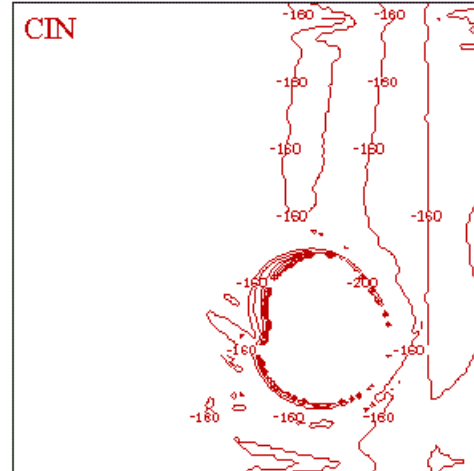
Abb. 8-4 Zweidimensionale Darstellung am Boden um 14.20 UTC und 15.20 UTC der a) und c) CAPE mit einem Konturintervall von 500 Jkg^{-1} und der b) und d) CIN mit einem Konturintervall von 20 Jkg^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

13 UTC + 3 h

a)

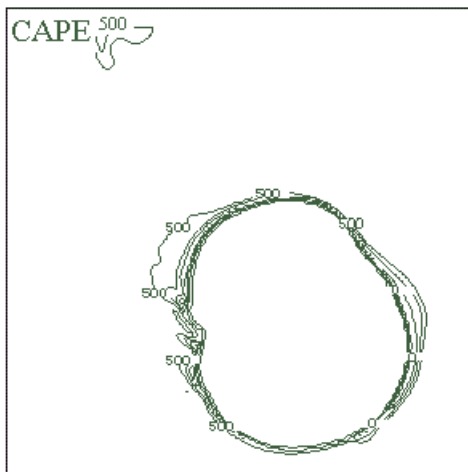


b)



13 UTC + 4 h

c)



d)

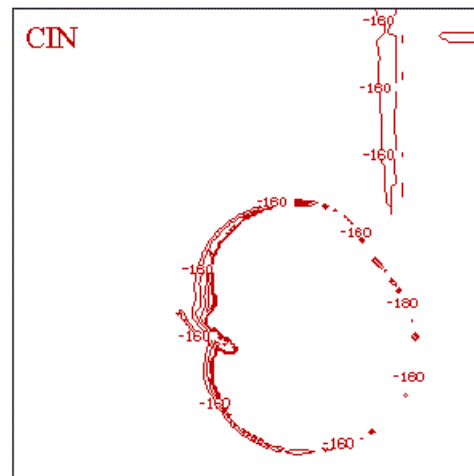


Abb. 8-5 Zweidimensionale Darstellung am Boden um 16 UTC und 17 UTC der a) und c) CAPE mit einem Konturintervall von 500 Jkg^{-1} und der b) und d) CIN mit einem Konturintervall von 20 Jkg^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

verfügte, um die stabile Schichtung, die durch hohe Mengen an CIN im Verlauf der Integration gekennzeichnet war, zu überwinden. Beim Kontrolllauf lagen über dem gesamten Zeitraum der Integration hinweg die Werte von CAPE in einer Höhe von 2000 Jkg^{-1} , was eine gute Voraussetzung für die weitere Entwicklung des Systems bedeutet. Die Werte der CIN waren beim Kontrolllauf erst nach den ersten 2 Stunden der Integration um bis zu 180 Jkg^{-1} gestiegen. Im Fall des einzelnen Luftpaketes waren nach den ersten 10 Minuten um bis zu 1000 Jkg^{-1} geringere Mengen an CAPE vorhanden, was weniger als die Hälfte der CAPE - Menge des Kontrolllaufs ausmacht (Abb. 8-4 und Abb. 8-5). Dagegen waren die Mengen an CIN mit 180 Jkg^{-1} und die damit verbundene Stabilität der Schichtung neunmal höher, als die Menge an CIN beim Kontrolllauf. Die geringeren CAPE - Mengen sowie die Erhöhung von CIN lagten an dem Absinken von Luftmassen aus dem mittleren Niveau, was zur Durchmischung der Luftmassen und zur Stabilität der Schichtung nahe am Boden geführt hat. In den Abbildungen 8-4 und 8-5 wird gezeigt, daß die Stabilität der Schichtung innerhalb der gesamten Integrationszeit zunahm, während sich CAPE nur um weitere 800 Jkg^{-1} erhöht hat. Das bedeutet, daß außer der anfangs lokalen Störung im Gebiet keine weiteren Kräfte vorhanden waren, um den Auftrieb zu unterstützen. Aus einem einzelnen Luftpaket konnte sich ohne zusätzliche dynamische und/oder mesoskalige Hebungsvorgänge kein mesoskaliges System beziehungsweise keine Squall-line entwickeln. Nur an der Vorderseite der Böen-Front entstanden Vertikalbewegungen, da die Luftmassen weiterhin auf feucht-warme Luft stießen.

Wie die Entwicklung der Konvergenzlinie abläuft, wenn sich diese im Untersuchungsgebiet allein entwickeln und fortpflanzen würde, wird im Abschnitt 8.1.2 veranschaulicht.

8.1.2 Initialstörung mit vier Luftpaketen entlang einer Linie

Als nächstes wird eine Anfangsstörung aus vier Luftpaketen betrachtet, die entlang einer Linie orientiert sind. Die zwei nördlichen Luftpakete sind um 4 K wärmer als ihre Umgebung, die beiden anderen sind nur um 3 K wärmer.

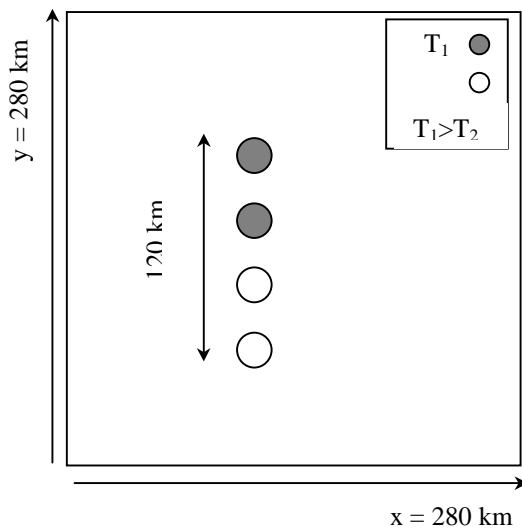


Abb. 8-6 Schematische Darstellung der Initialstörung. Die Temperatur T_1 entspricht der Erwärmung der weißen Luftpakete und T_2 der Erwärmung der grauen Luftpakete.

Diese Linie aus vier Luftpaketen entspricht der Konvergenzlinie aus den synoptischen Beobachtungen vom 14. Juli 1994. Das Ausgangstemperaturprofil ist identisch mit dem des Kontrolllaufs (Kapitel 6, Abb. 6-5).

Innerhalb der ersten Stunde der Integration ist die zeitliche Entwicklung der Konvergenzlinie identisch mit der des Kontrolllaufs. In Abbildung 8-7a wird ein System von Auf- und Abwinden gezeigt, das jeweils mit rot und gelb markiert ist. In Abbildung 8-7b sind der Niederschlag (grün) und die Aufwinde (rot) eingezeichnet.

Schon nach der ersten Stunde der Integration um 14 UTC - ähnlich wie es beim Kontrolllauf zu sehen war - erreichen die Abwinde und der fallende Niederschlag die Erdoberfläche, und der Kaltluftteich beginnt, sich zu bilden (Abb. 8-8a

und 8-8b). Dieser breitet sich zwischen 14 UTC und 15 UTC langsam aus, und eine Böen-Front entwickelt sich an der Grenzschicht zwischen Warm- und Kaltluftgebieten (Abb. 8-8c und 8-8d).

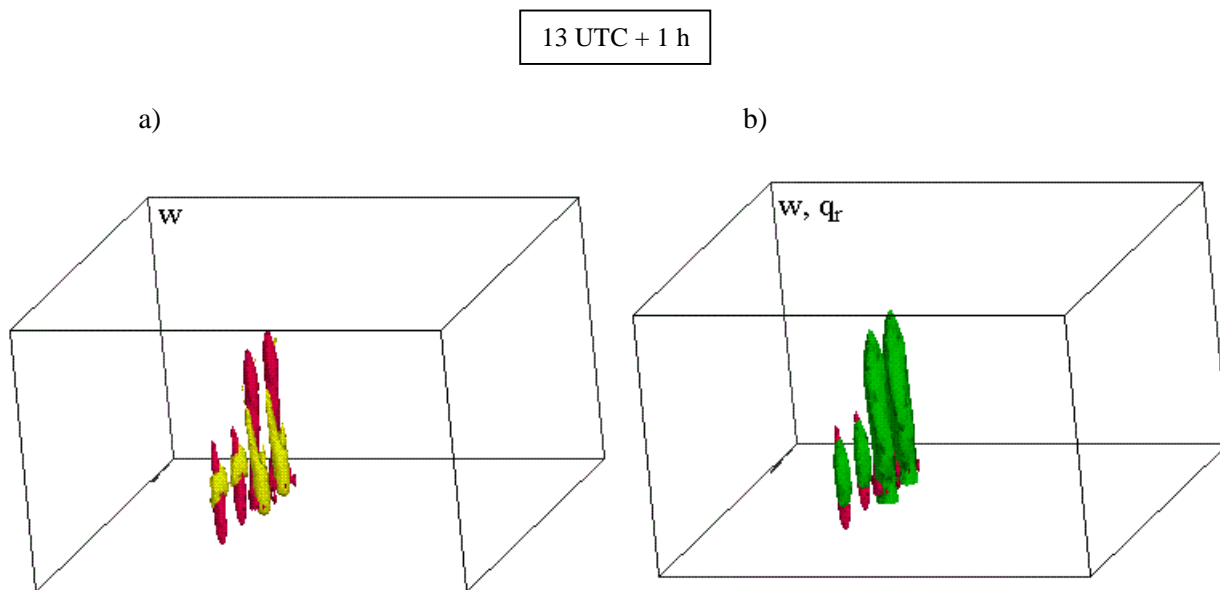


Abb. 8-7 Die Entwicklung innerhalb der ersten Stunde von a) Auf (rot) - und Abwinden (gelb) ab einem Mindestwert von entsprechend 1.36 ms^{-1} und 1.33 ms^{-1} und b) vom Niederschlag (grün) und Aufwinden (rot) ab einem Mindestwert von entsprechend $1.5 \times 10^{-4} \text{ gKg}^{-1}$ und 1.36 ms^{-1} . Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Innerhalb der dritten Stunde hat sich die Böen-Front weiter nach Osten verlagert, ohne sich – wie im Kontrolllauf - aufzulösen (Abb. 8-9a). Dies liegt daran, daß die Konvergenzlinie während ihrer Fortpflanzung nicht auf kältere Luftmassen am Boden gestoßen ist, so daß sie sich ungestört fortbewegen konnte (Abb. 8-9b). Somit wird die Hypothese bekräftigt, daß es eine einschneidende Wechselwirkung zwischen der Böen-Front der Konvergenzlinie und der des Luftpaketes im Kontrolllauf gab, die wiederum zur Auflösung des südlichen Teils der Konvergenzlinie geführt hat.

In der letzten Stunde der Integration, um 17 UTC, hat sich die Konvergenzlinie ungestört weiterbewegt, während sich der Kaltluftteich hinter ihr über das

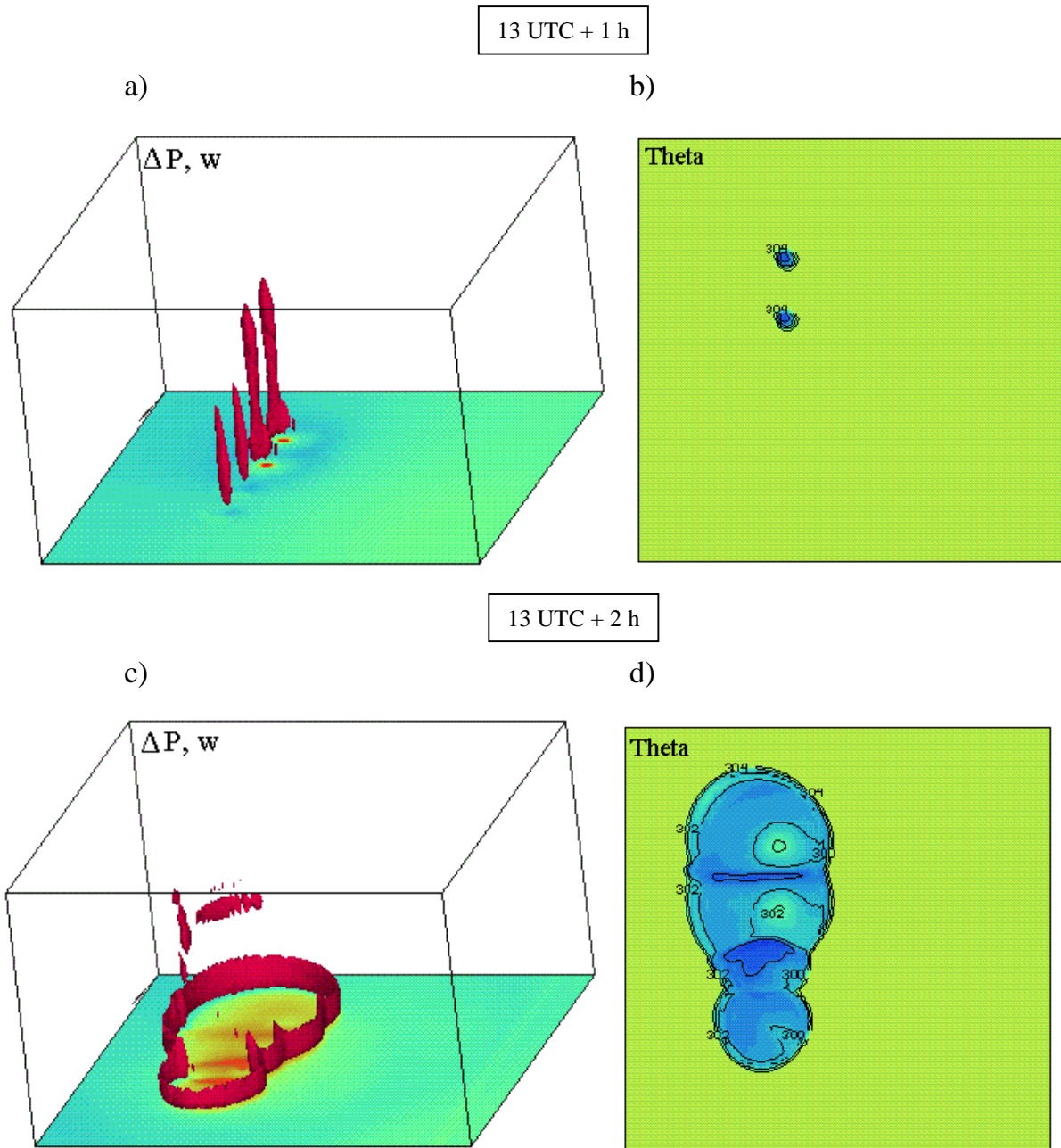


Abb. 8-8 Darstellung der a) und c) Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der b) und d) potentiellen Temperatur am Boden in zweidimensionaler Form mit einem Konturintervall von 2 K, jeweils um 14 UTC und 15 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. In den Abbildung 8-8a und 8-8c sind Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Auf dem Boden wird mit blau ein Druckabfall von bis zu 0.6 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils -0.1 hPa, 0.4 hPa und 1.4 hPa markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

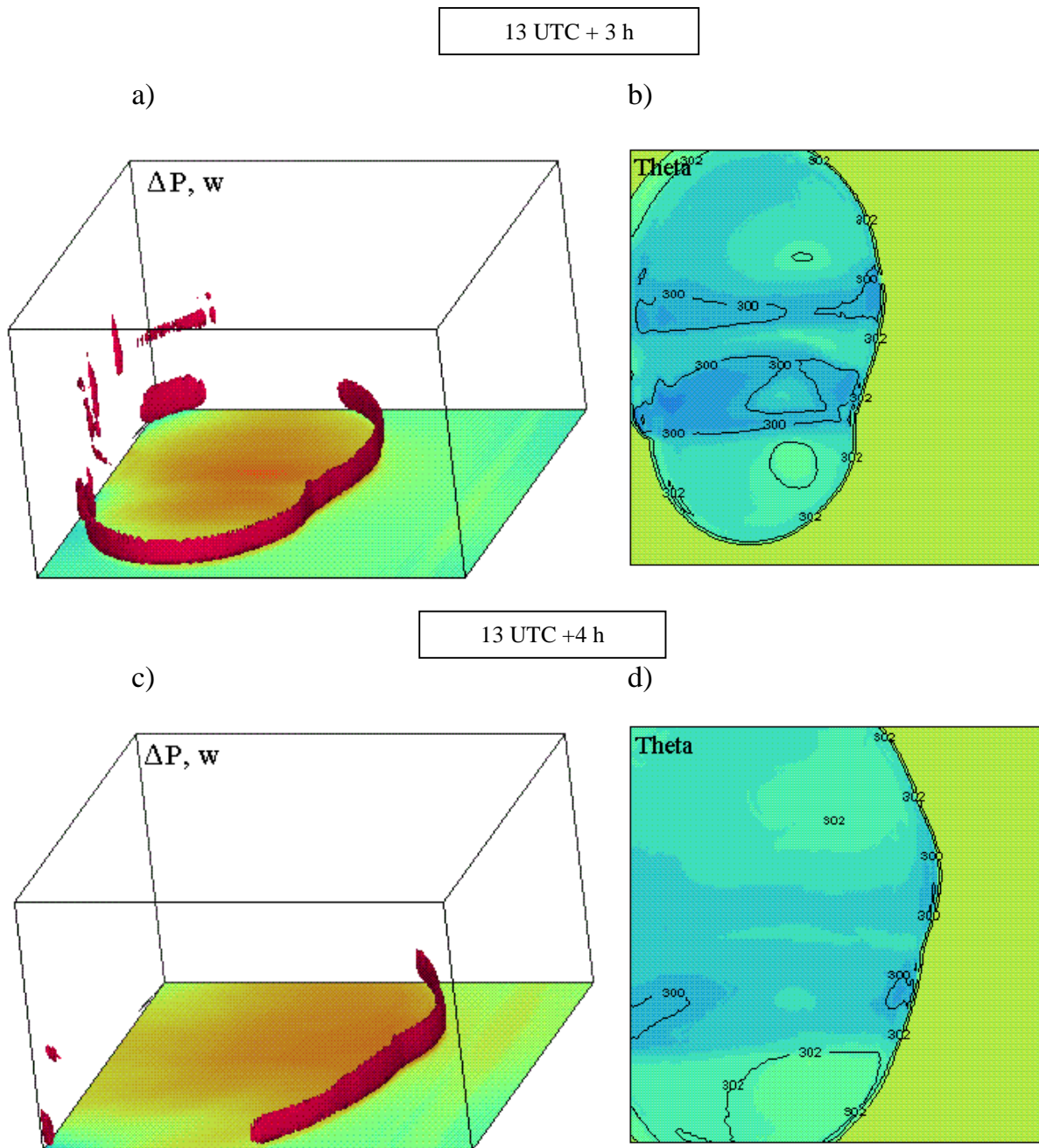


Abb. 8-9 Darstellung der a) und c) Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der b) und d) potentiellen Temperatur am Boden in zweidimensionaler Form mit einem Konturintervall von 2 K, jeweils um 16 UTC und 17 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. In den Abbildung 8-9a und 8-9c sind Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Auf dem Boden wird mit blau und grün ein Druckabfall von jeweils 0.6 hPa und 0.1 hPa und mit orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.4 hPa und 1.4 hPa markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

gesamte Gebiet ausgebreitet hat (Abb. 8-9c und 8-9d).

Die Konvergenzlinie konnte demzufolge während der gesamten Integrationszeit ihre Fortbewegung behalten, ohne aufgelöst zu werden. Folglich kann sich ein schon entstandenes mesoskaliges System ungestört im Alpenvorland fortbewegen, wenn die Umgebung, in der es sich befindet, durch keine weiteren physikalischen Vorgänge, wie Absinken oder Abkühlung, ihre Labilität verliert.

Welche Wirkung ein bestimmter Abstand zwischen den beiden Anfangsstörungen auf die Entwicklung des gesamten Systems hat, wird im folgenden Abschnitt untersucht.

8.1.3 Initialstörung mit geringem Abstand zwischen den beiden Störungen

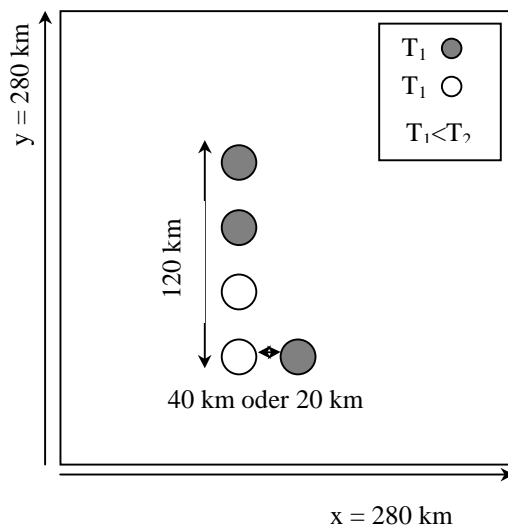


Abb. 8-10 Schematische Darstellung der Initialstörung. Die Temperatur T_1 entspricht der Erwärmung der weißen Luftpakete und T_2 der Erwärmung der grauen Luftpakete.

In diesem Abschnitt hat sich im Vergleich zum Kontrolllauf nur der Abstand zwischen der Konvergenzlinie und dem einzelnen Luftpaket verringert. Hier beträgt der Abstand zwischen den zwei Initialstörungen zunächst 40 km und dann 20 km (Abb. 8-10).

Die Entwicklung der zwei Anfangsstörungen innerhalb der vier Integrationsstunden für den ersten Fall ist in Abbildung 8-11 dargestellt. Das Aufwindssystem hat sich bei allen fünf Luftpaketen gleich stark wie das im Kontrolllauf entwickelt

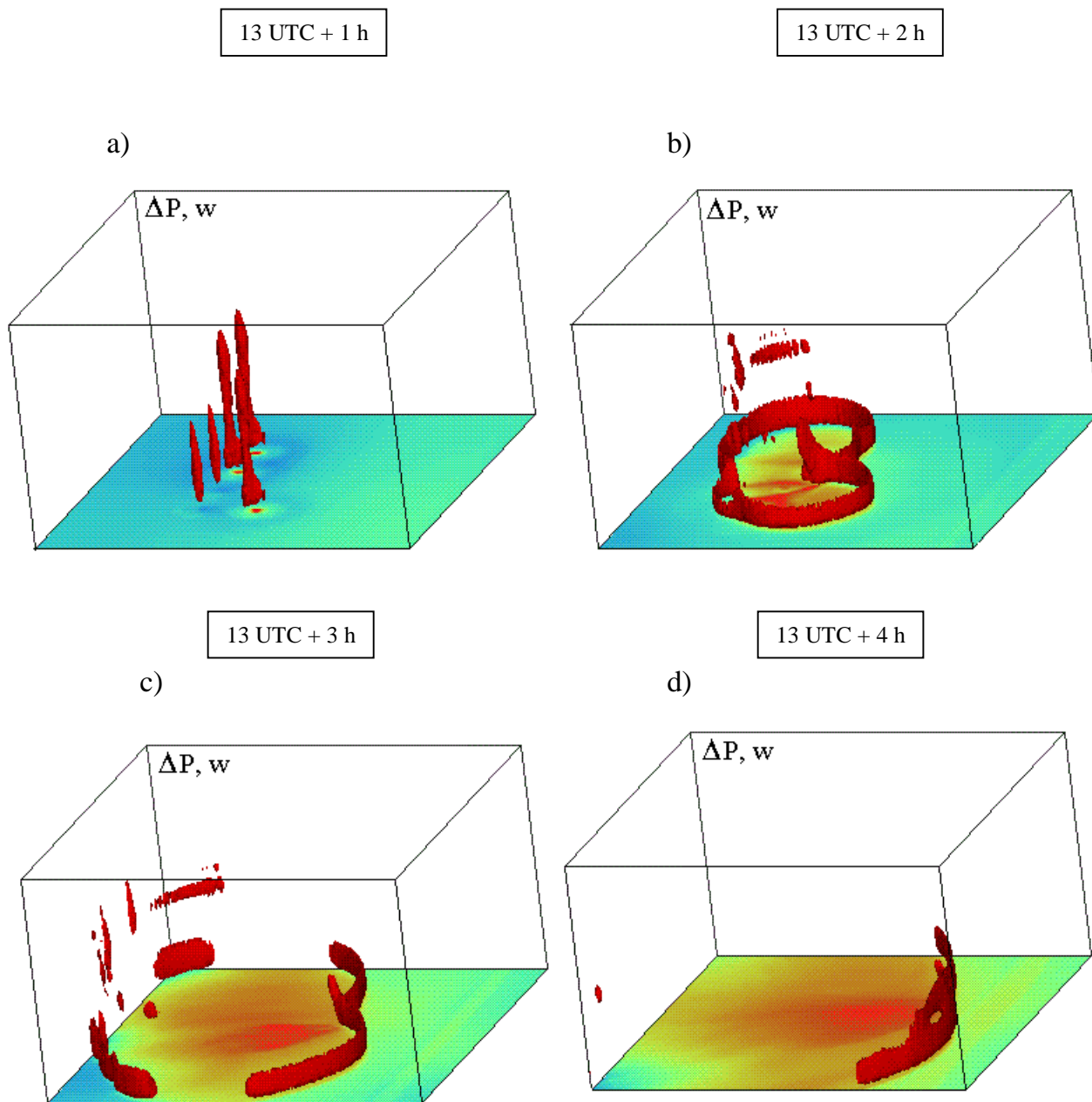


Abb. 8-11 Dreidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes in hPa um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Auf dem Boden wird mit blau und grün ein Druckabfall von jeweils 0.7 hPa und 0.2 hPa und mit orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.3 hPa und 1.4 hPa markiert. Die Aufwinde sind ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

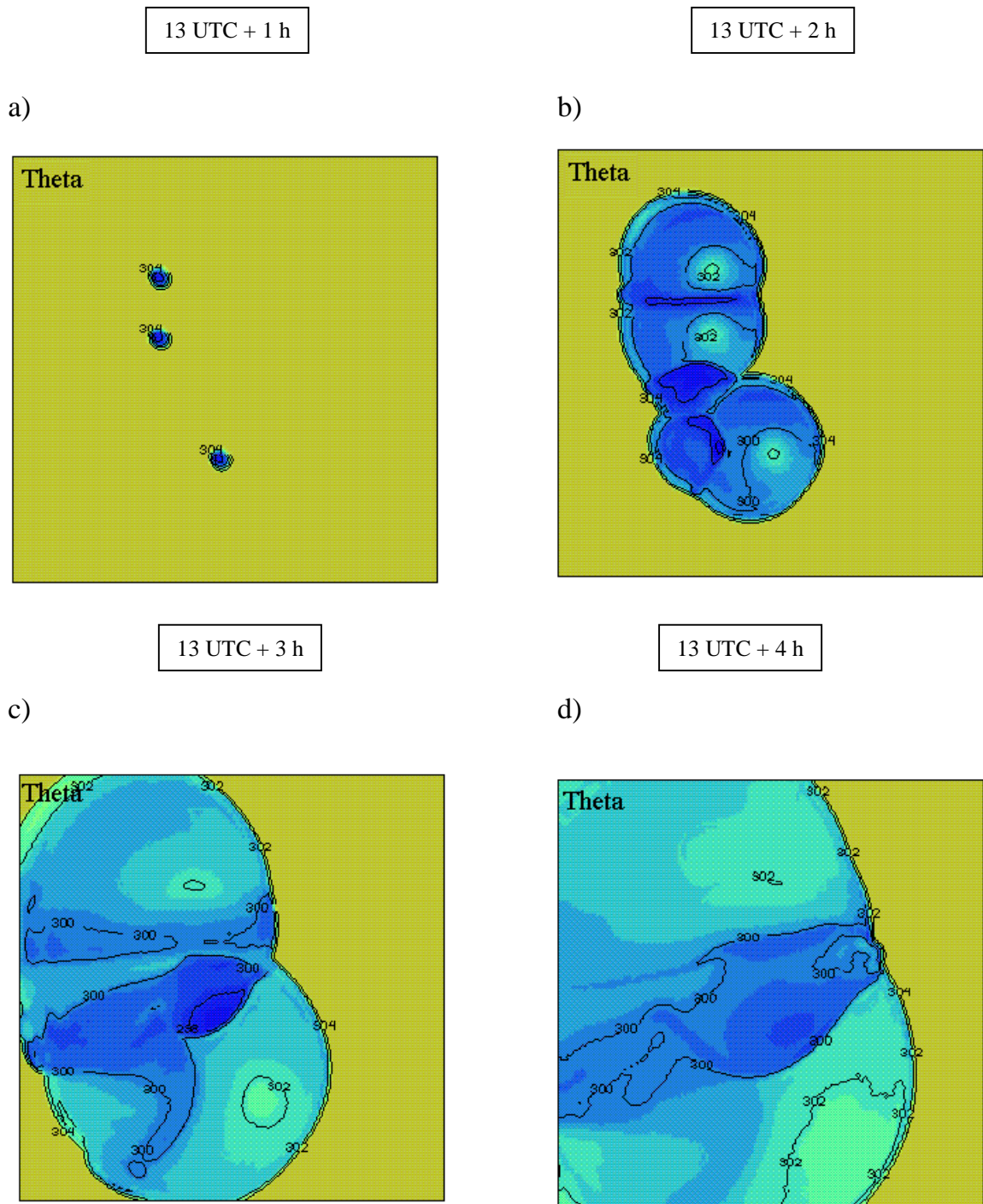


Abb. 8-12 Zweidimensionale Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden mit einem Konturintervall von 2 K um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

(Abb. 8-11a). Unterhalb der wärmeren Gewitterzellen haben sich die Kaltluftteiche gebildet, was auf den fallenden Niederschlag und die Bildung der Abwinde zurückzuführen ist (Abb. 8-12a).

Nach der zweiten Integrationsstunde hat bereits das 'Aufeinandertreffen' des südlichen Teils der Konvergenzlinie mit dem einzelnen Luftpaket östlich von ihr und die Auflösung des südlichen Teils der Konvergenzlinie stattgefunden (Abb. 8-11b). Aus den anfangs drei getrennten Kaltluftteichen hat sich inzwischen ein Kaltluftteich gebildet, der sich entlang der gesamten Länge der Squall-line ausbreitet (Abb. 8-12b).

In der dritten Integrationsstunde haben sich die Squall-line und die Hochdruckzone hinter ihr gebildet (Abb. 8-11c). Diese Hochdruckzone ist auf die Ansammlung der kalten Luft hinter der neuen Linien zurückzuführen (Abb. 8-12c), wo die Lufttemperatur bis zu 6 K gefallen ist.

Nach der vierten Integrationsstunde hat sich die Squall-line nach Nordosten bewegt, während sich die kalte Luft hinter ihr über das gesamte Gebiet verbreitet hat (Abb. 8-11d und Abb. 8-12d).

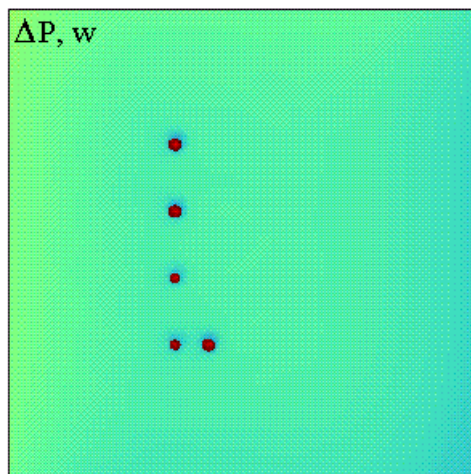


Abb. 8-13 Zweidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes in hPa am Anfang der Integrationszeit. Mit blau und hellblau wird ein Druckabfall von jeweils 0.5 hPa und 0.1 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.4 hPa, 0.9 hPa und 1.35 hPa markiert. Die dunkelroten Punkte markieren die Position der Anfangserwärmung. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Der Verlauf der Entwicklung der Konvergenzlinie und des einzelnen Luftpaketes zu einer Squall-line ist ähnlich zu dem im Kontrolllauf, obwohl sich die Ent-

fernung zwischen den zwei Störungen um 60 Kilometern verkürzt hat. Nur das 'Aufeinandertreffen' fand in einem kürzeren Zeitraum statt, da der Weg, den die zwei Böen-Front zurücklegen mußten, kürzer war, als derjenige im Kontrolllauf. Wäre der Abstand zwischen der zwei Störungen noch kleiner gewesen (Abb. 8-13), würde sich die Entwicklung der zwei Systeme folgendermaßen aussehen.

In Abbildung 8-14a und 8-14b ist deutlich zu sehen, daß die Abwinde und der fallende Niederschlag der drei wärmeren Luftpaketen eine Stunde nach Beginn der Integration die Erdoberfläche erreicht haben, wodurch sich die Kaltluftteiche und am Rand deren die Böen- Fronten gebildet haben. Für den südlichen Teil der Konvergenzlinie mit der schwächeren Erwärmung wird folgende Situation beobachtet: die Aufwinde des nördlichsten von den zwei südlichen Luftpaketen bleiben bestehen, wohingegen die des südlichsten unterdrückt werden (Abb. 8-14a).

Dreißig Minuten später entwickelt sich der Kaltluftteich und am Rand dessen die Böen-Front des nördlichsten der zwei Luftpaketen mit der schwächeren Anfangserwärmung, wohingegen jede weitere Entwicklung des südlichsten Luftpaketes blockiert bleibt (Abb. 8-14c und 8-14d).

Innerhalb der nächsten zehn Minuten, um 14.40 UTC, schließen sich die Böen-Fronten der vier entwickelten Luftpaketen zusammen und dies ist der Anfang der Bildung einer neuen Squall-line (Abb. 8-15a und 8-15b), die sich in den nächsten Integrationsstunden nach Nordosten verlagert. Die stärkste Abkühlung im Gebiet beträgt 6 K.

Aus den Ergebnissen zeigt sich deutlich, daß eine Wechselwirkung zwischen der Konvergenzlinie und der Störung östlich von ihr stattfindet, welche von dem Abstand zwischen den zwei Störungen abhängig ist. Es stellt sich aber nun die Frage, wie nah zwei Störungen zueinander sein müssen, damit es überhaupt zu einer Wechselwirkung kommen kann? Die zwei oben beschriebenen Sensitivitätstests zeigen zwei Faktoren, die zu einer Wechselwirkung führen können. Zum einen ist es wichtig, wie schnell sich der Kaltluftteich des einzelnen Luftpaketes östlich der Linie ausbreitet. Zum anderen ist es entscheidend, wie schnell sich der Kaltluftteich

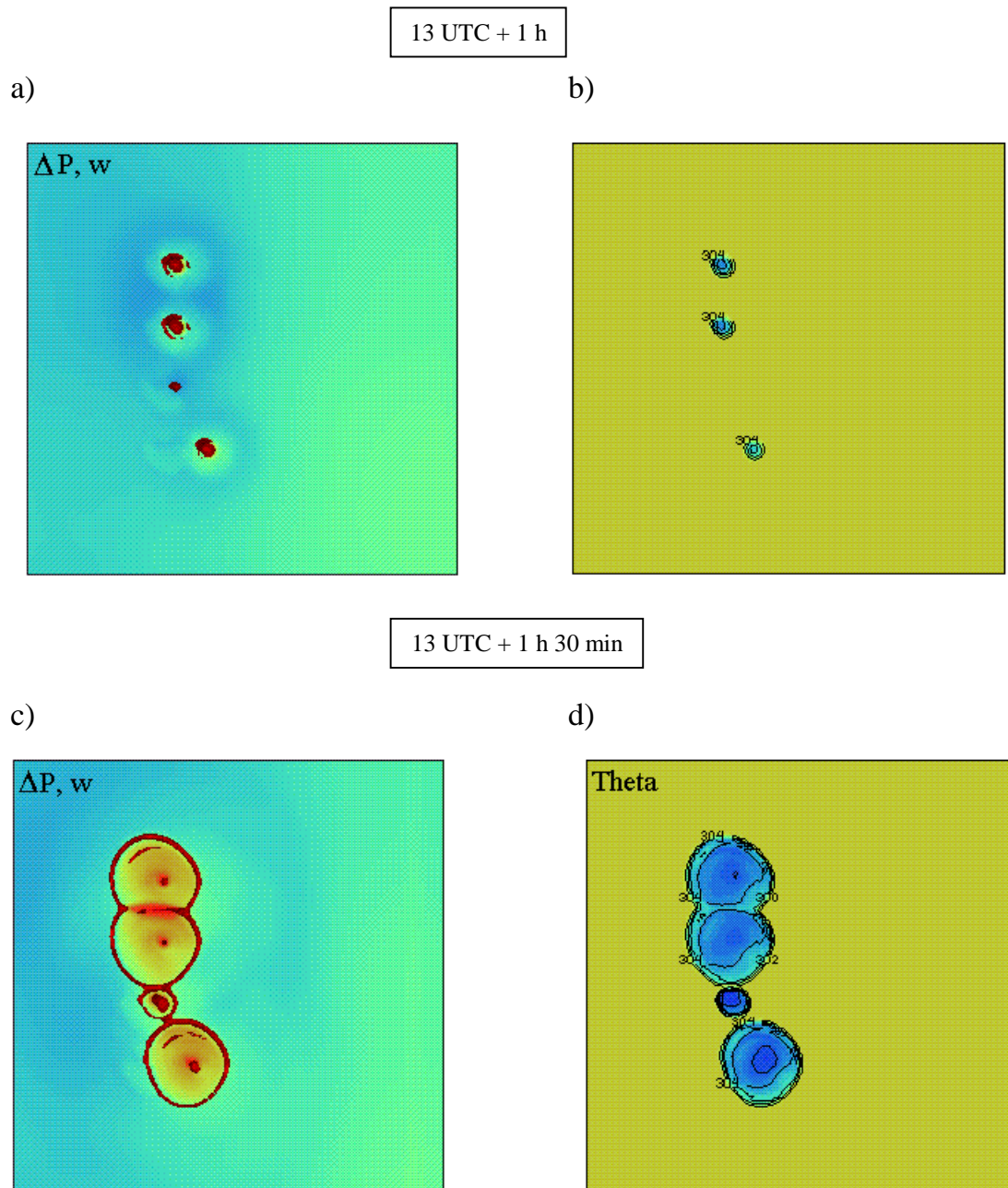
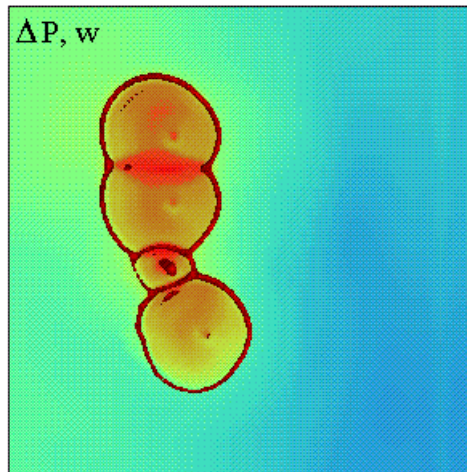


Abb. 8-14 Darstellung in zweidimensionaler Form der a) und c) Änderung des Bodendruckfeldes und der b) und d) potentiellen Temperatur am Boden mit einem Konturintervall von 2 K, jeweils um 14 UTC und 15 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. Die dunkelroten Umrandungen markieren die Position der Böen-Front. Mit blau und hellblau wird ein Druckabfall von jeweils 0.5 hPa und 0.1 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils 0.4 hPa, 0.9 hPa und 1.35 hPa markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

13 UTC + 1 h 40 min

a)



b)

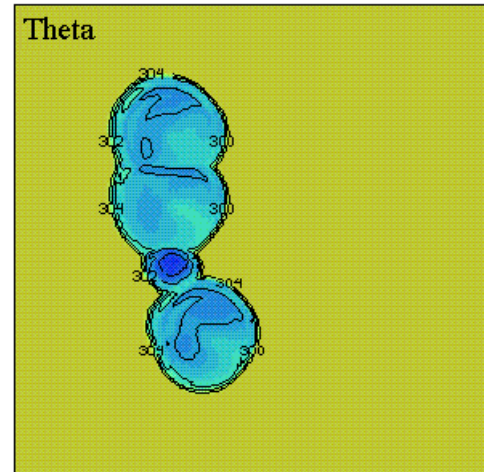


Abb. 8-15 Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes und der potentiellen Temperatur am Boden für 14.40 UTC wie in Abbildung 8-14.

und die Böen-Front des südlichsten Luftpaketes der Konvergenzlinie entwickelt haben. Erreicht die kalte Luft des einzelnen Luftpaketes das südliche Luftpaket der Konvergenzlinie, bevor die Abwinde und der dazugehörige Niederschlag des südlichen Luftpaketes den Boden erreichen, wird die Schichtung aufgrund der Abkühlung durch den Kaltluftteich stabil, wodurch jede weitere Konvektion gehemmt wird. Hat sich aber schon vorher der Kaltluftteich entwickelt, wird dann ein 'Aufeinandertreffen' stattfinden und die Entwicklung verläuft, wie diese im Abschnitt 8.1.3. mit dem größeren Abstand von 40 km beschrieben ist.

8.2 Der Einfluß von physikalischen Parametern

8.2.1 Der Einfluß der vertikalen Windscherung

Der Literatur zufolge, wirkt die Stärke der vertikalen Windscherung auf die Art der Entwicklung und Struktur einer Squall-line ein. Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß die Langlebigkeit eines Gewitters um so höher ist, je stärker die vertikale Windscherung ist. In Abschnitt 8.2.1.1 wird zunächst ein Überblick über verschiedene Studien gegeben, die sich mit der Wirkung der vertikalen Windscherung auf Squall-lines beschäftigen. Daraufhin werden Ergebnisse von Sensitivitätstests über den 14. Juli 1994 präsentiert, bei denen die Stärke und die Tiefe der vertikalen Windscherung variiert werden.

8.2.1.1 Stand der Forschung

In diesem Abschnitt werden zuerst Forschungsergebnisse über den Einfluß der vertikalen Windscherung auf Gewitter präsentiert, die ebenfalls mit dem Klemp- und Wilhelmson-Modells gewonnen wurden. Die numerischen Rechnungen dieser Forschungsergebnisse sind in der Literatur mit Hilfe von idealisierten Umgebungsprofilen ohne Berücksichtigung von synoptischen oder mesoskaligen Hebungsvorgängen durchgeführt worden. Außerdem ist der Einfluß von mesoskaligen konvektiven Systemen auf die Entwicklung von isolierten Gewitterzellen vernachlässigt worden.

Klemp und Wilhelmson (1978) untersuchten mit Hilfe von numerischen Rechnungen den Mechanismus, der zur Spaltung von schweren Gewittern führte. Es hat sich gezeigt, daß während der Integration ein Teil der entstehenden Gewitterzelle antizyklonal rotierte und nach links bewegte und den sogenannten ‘nach-links-driftenden-Sturm’ (im Englischen ‘left-moving-storm’) bildete. Der zweite Teil rotierte zyklonal, bewegte sich nach rechts und bildete den sogenannten ‘nach-rechts-

driftenden-Sturm' (im Englischen 'right-moving-storm'). Beide Teile weisen eine Art von Spiegelentwicklung auf. Numerische Berechnungen haben gezeigt, daß sich diese Kategorie von Gewittern dann entwickelt, wenn sich die Richtung der anfänglich vertikalen Windscherung mit der Höhe nicht ändert (im Englischen 'unidirectional wind shear'), das heißt, wenn der Windhodograph eine gerade Linie zeigt. Weitere Experimente mit konstant gehaltener Richtung der Windscherung mit der Höhe, aber mit unterschiedlicher Stärke, zeigten eine Abhängigkeit der Tiefe, innerhalb welcher die Stärke der Windscherung variierte (Weisman und Klemp, 1982). Die Windscherung nahm Werte von 0 ms^{-1} bis 45 ms^{-1} innerhalb der unteren 3 Kilometern an. Es hat sich gezeigt, daß überwiegend Änderungen der Stärke des Umgebungswindes in den untersten Niveaus von Bedeutung waren. Kurzlebige (< 40 Minuten) einfache Zellen haben sich dann entwickelt, wenn keine vertikale Windscherung in der Umgebung vorhanden war. Die durch die Verdampfung des fallenden Niederschlags erzeugte Abkühlung verstärkte den Kaltluftteich, der sich in alle Richtungen achsensymmetrisch ausbreitete. Die Zufuhr von warmer Luft innerhalb der Aufwinde wurde unterbrochen, was zur Abschwächung der Zelle führte. Bei Werten von bis 10 ms^{-1} bildeten sich weiterhin kurzlebige Gewitter, da die Zirkulation der Böen-Front nicht stark genug war, um die Bildung von neuen Zellen zu unterstützen, obwohl sich ein Kaltluftteich ausgebreitet hatte. Stiegen die Werte der vertikalen Windscherung auf 20 ms^{-1} , bildeten sich Gewitter aus Multizellen. Bei Werten von bis zu 30 ms^{-1} bildeten sich Gewitter aus Superzellen innerhalb von mesoskaligen konvektiven Systemen. Erreichte die vertikale Windscherung Werte von bis zu 45 ms^{-1} , bildeten sich Superzellengewitter (> 60 Minuten), die sich in zwei Teile spalteten, da die Zirkulation aufgrund der Windscherung zu stark war, um die Bildung von neuen Gewitterzellen im mittleren Bereich der Troposphäre zu unterstützen. Alle diese Ergebnisse wurden unter der Voraussetzung erzielt, daß CAPE den Wert 2500 Jkg^{-1} hatte. Der Einfluß von unterschiedlichen Richtungen der Windscherung mit der Höhe unter zusätzlicher Variation ihrer Stärke wurde zwei Jahre später von Weisman und Klemp (1984) untersucht. Sie

stellten dadurch die physikalischen Unterschiede zwischen Gewittern aus Multizellen und Superzellen fest. Die Ergebnisse über Gewitter aus gespaltenen Superzellen zeigten, daß, wenn sich der Windhodograph im Uhrzeigersinn mit der Höhe drehte, sich bevorzugt die rechte Zelle entwickelte. Drehte sich jedoch der Windhodograph mit der Höhe gegen den Uhrzeigersinn, wurde die Entwicklung des linken Teils der Gewitterzelle begünstigt. Des weiteren wurde festgestellt, daß sich Superzellen auf der rechten Seite des Gewittersystems entwickeln, Multizellen hingegen auf der linken Seite.

Die Beziehung zwischen der Beständigkeit von Squall-lines und der in der Umgebung herrschenden Windscherung wurde anhand einer Reihe von Experimenten und Berechnungen erforscht. Rotunno *et al.* (1987) (die Theorie von Rotunno *et al.* (1987) basierte auf früheren Forschungsergebnissen, die näher in Kapitel 2 beschrieben wurden) untersuchten den Mechanismus, der dazu führt, aus einer linienorientierten Störung ein langlebiges Gewittersystem zu bilden. Die Initialisierungen wurden bezüglich Windscherung und CAPE variiert. Die numerischen Rechnungen ergaben zwei grundlegende Kategorien von langlebigen Squall-lines. Zur ersten und am häufigsten vorkommenden Kategorie gehörten Squall-lines aus einfachen Zellen, die immer wieder wachsen und zerfallen, und zur zweiten gehörten Squall-lines aus Superzellen in einem fast stationären Zustand. Die Zirkulation der einfachen Zellen war weitgehend zweidimensional und die der Superzellen dreidimensional. In beiden Fällen gab es starke Windscherung in tiefem Niveau, die senkrecht zur Squall-line gerichtet war.

Im Jahr 1992 untersuchte Weisman mittels idealisierter numerischer Rechnungen die Entwicklung von konvektiven Zellen, die eine Bogen-Echo-Struktur aufwiesen und die Ursache für orkanartige Oberflächenwinde waren. Sie fanden heraus, daß sich derartige mesoskalige Systeme innerhalb einer Umgebung entwickeln, die durch große Mengen an CAPE von bis zu 2000 Jkg^{-1} und eine vertikale Windscherung von mindestens 20 ms^{-1} innerhalb der untersten 2.5 km charakterisiert war. Bei der Hälfte der vertikalen Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der gleichen

Höhe erzeugten langlebigen mesoskalige konvektive Systeme in der mittleren und höheren Troposphäre die sogenannten mesoskaligen konvektiven Wirbel (MCV_s) (vom Englischen ‘mesoscale convective vortices’) (Davis und Weisman, 1993).

8.2.1.2 Einfluß der Tiefe und der Stärke der Windscherung

Variationen der Tiefe des Niveaus, in der eine vertikale Windscherung wirkt, haben einen erheblichen Einfluß auf die Art der Entwicklung und die Struktur der mesoskaligen konvektiven Systeme. In diesem Abschnitt wird nun gezeigt, welche Wirkung eine Veränderung der Tiefe des Niveaus, in der eine vertikale Windscherung existiert, auf die Entwicklung der konvektiven Systeme vom 14. Juli 1994 haben kann.

8.2.1.2 a) Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 Kilometern

Der folgende Sensitivitätstest wird mit einer positiven vertikalen Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 km durchgeführt. Im Vergleich zum Kontrolllauf hat diese Windscherung eine Stärke von 1.6 ms^{-1} pro Kilometer und die Tiefe des Niveaus ist um 4 Kilometern höher, als die im Kontrolllauf. Die Windscherung im Kontrolllauf betrug 5 ms^{-1} innerhalb der unteren 2 km, was eine vertikale Windscherung von 2.5 ms^{-1} pro Kilometer ergibt.

Eine Stunde nach Beginn der numerischen Rechnung haben sich erst drei von den fünf Anfangsstörungen entwickelt, und zwar diejenigen, die eine am Anfang der Integration höhere Erwärmung hatten. Die Aufwinde erreichen hier eine maximale Geschwindigkeit von 10 ms^{-1} . Im Kontrolllauf hingegen erreichten die Aufwinde innerhalb der ersten Stunde der Integration maximale Geschwindigkeiten von bis zu 21 ms^{-1} . Folglich wurde die Stärke der Abwinde etwa um die Hälfte reduziert. Die Stärke der Windscherung, pro Kilometer verteilt, ist ebenso um die Hälfte

reduziert. Die Aufwinde des nördlichen Teils der Konvergenzlinie sind schwächer, da sie keine starke Unterstützung durch die Windscherung haben. Welchen Einfluß hat also die Windscherung auf die Intensivierung der Aufwinde? Das Beschleunigen von Aufwinden liegt hauptsächlich an dem Einsetzen von Druckgradientkräften (siehe dazu Kapitel 7). Eine zusätzliche Beschleunigung von Aufwinden liegt an der Wechselwirkung zwischen Windscherung und Kaltluftteich. Die Gewitterzellen mit der höheren Erwärmung entwickeln sich am Anfang der numerischen Integration in der Art, daß es zur Bildung von Abwinden und des Kaltluftteiches kommt (Abb. 8-17a und 8-17b). Entlang der Führungsseite des Kaltluftteiches entstehen Zirkulationen (in Abbildung 8-16 mit blau gekennzeichnet) aufgrund der vorherrschenden Druckgradienten und der ausströmenden kalten Luft. Existiert in der Umgebung zusätzlich vertikale Windscherung, kann diese die Zirkulation am Rand des Kaltluftteiches verstärken, wie in Abbildung 8-16 gezeigt wird. Die aufgrund der vertikalen Windscherung entstehende Zirkulation ist um die Vertikalachse im Uhrzeigersinn, wenn die Windscherung positiv ist, und gegen den Uhrzeigersinn, wenn die vertikale Windscherung mit der Höhe abnimmt.

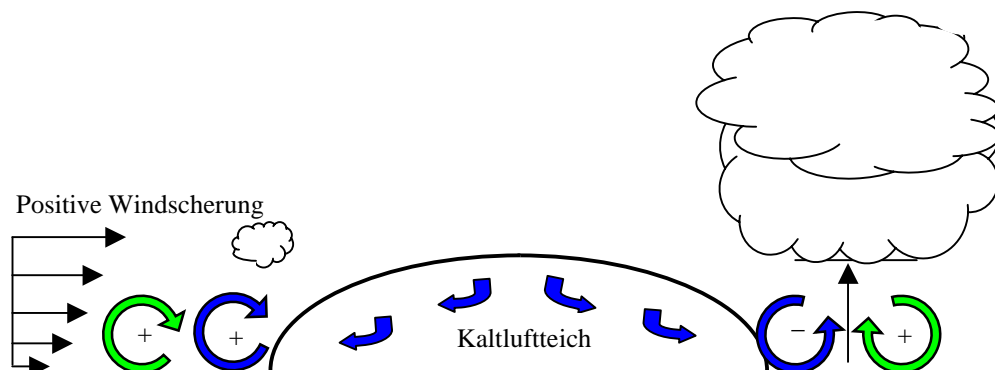


Abb. 8-16. Schematische Darstellung der Wechselwirkung der Zirkulation von Kaltluftteich und Windscherung. Mit blau ist die horizontale Vorticity des Kaltluftteiches und mit grün die horizontale Vorticity aufgrund der vertikalen Windscherung der Umgebung gekennzeichnet. Ist die Zirkulation positiv, wird diese mit (+) gekennzeichnet, sonst mit (-) (Rotunno *et al.*, 1987).

Die am 14. Juli 1994 vorherrschende vertikale Windscherung war positiv (in Abbildung 8-16 mit grün gekennzeichnet). Wie in Abbildung 8-16 zu sehen ist, besteht das Zirkulationspaar am rechten Rand des Kaltluftteiches aus einem negativen (blau) und einem positiven (grün) Teil, und sorgt dafür, daß die Luft vom Boden soweit angehoben wird, daß diese das HKN erreichen kann. Dahingegen besteht das Zirkulationspaar am linken Rand des Kaltluftteiches aus zwei positiven Teilen, die eine weitere Konvektion nicht ausreichend unterstützen können. Die Entwicklung des südlichen Teils der Konvergenzlinie, der aus zwei Luftpaketen besteht, dessen Erwärmung niedriger ist, als die Erwärmung des nördlichen Teils der Konvergenzlinie, wird hingegen gehemmt. Daraus ist zu schließen, daß am Anfang der Integration die Druckgradientkräfte nicht stark genug sind, um eine Beschleunigung von Luftpaketen bis zum NFK zu unterstützen. Dadurch können sich die Aufwinde nicht ausreichend entwickeln. Folglich entstehen auch keine Abwinde und kein Niederschlag, wodurch die Bildung des Kaltluftteiches und der Böen-Front gehemmt wird. Eine Zirkulation aufgrund der Wechselwirkung zwischen Böen-Front und Windscherung kann nicht zustande kommen.

Eine Stunde später, um 15 UTC, haben sich nach wie vor ausschließlich die zwei nördlichen Zellen und die einzelne östlich davon entwickelt. Vertikalwinde entstehen am Rand der Kaltluftteiche (Abb. 8-17c), die nun eine Breite von 68 km haben (Abb. 8-17d). In Abbildung 8-19b ist deutlich zu sehen, daß die Konvektion im südlichen Teil der Konvergenzlinie weiterhin gehemmt bleibt.

Um 16 UTC erfolgt das 'Aufeinandertreffen' der zwei Böen-Fronten und es entstehen neue Vertikalwinde am südlichen Rand der Kaltluftteiche (Abb. 8-18a). Diese Aufwinde entstehen aufgrund großräumiger Hebung und verstärkter Konvergenz durch die Ausbreitung der Kaltluftteiche in diesem Gebiet (Abb. 8-19c). Ein neuer Kaltluftteich beginnt, sich südlich der neuen Aufwindzone zu bilden (Abb. 8-18b).

Vier Stunden nach dem Beginn der Integration entwickelt sich auch der südliche Teil der Konvergenzlinie. Der neue Kaltluftteich versorgt den alten mit

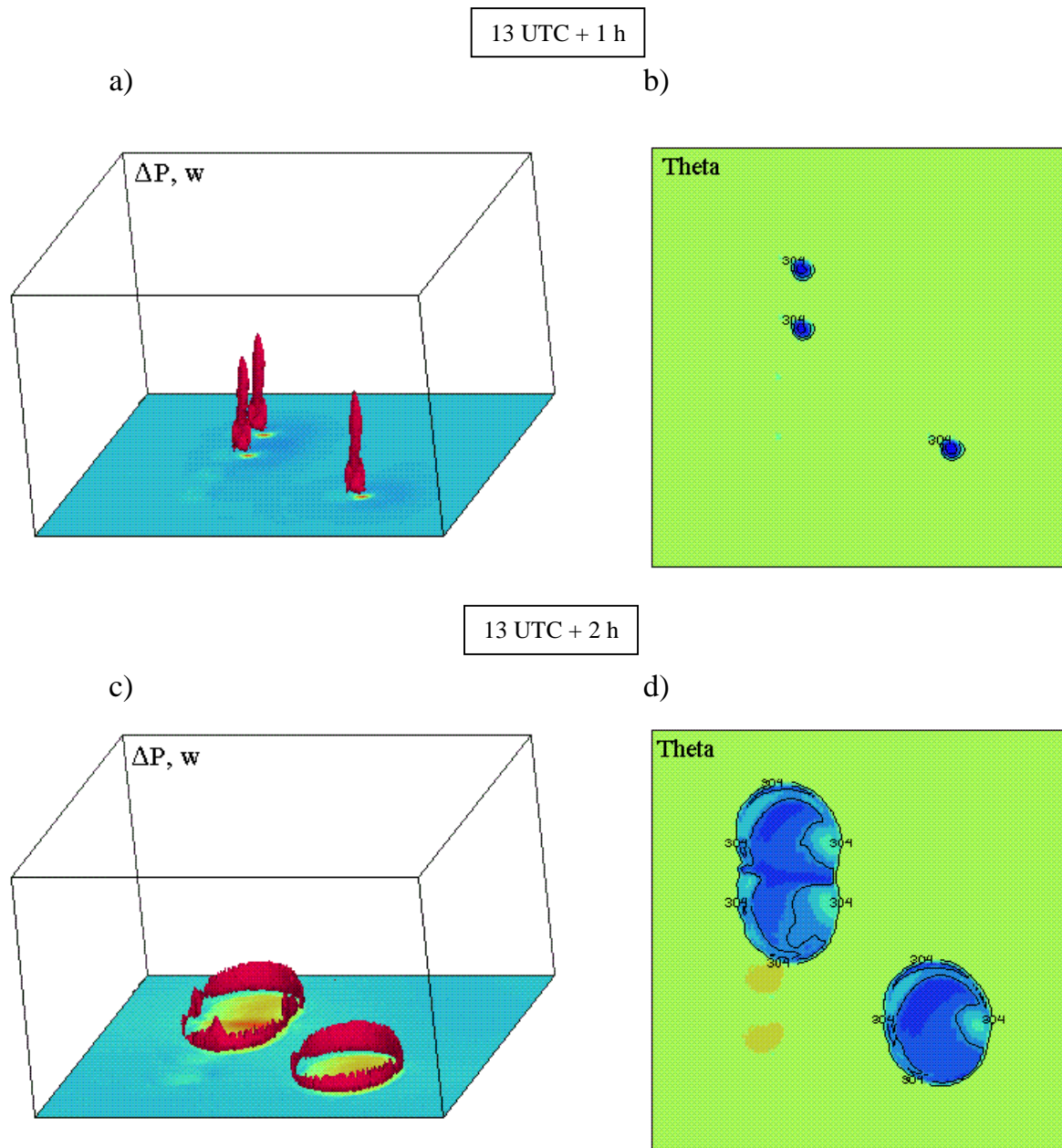


Abb. 8-17 Darstellung der a) und c) Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der b) und d) potentiellen Temperatur am Boden in zweidimensionaler Form mit einem Konturintervall von 2 K, jeweils um 14 UTC und 15 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. In den Abbildung 8-17a und 8-17c sind Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Mit blau wird ein Druckabfall von bis zu 0.6 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils -0.1 hPa, 0.4 hPa und 1.4 hPa markiert. Die vertikale Windscherung beträgt 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 Kilometern. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

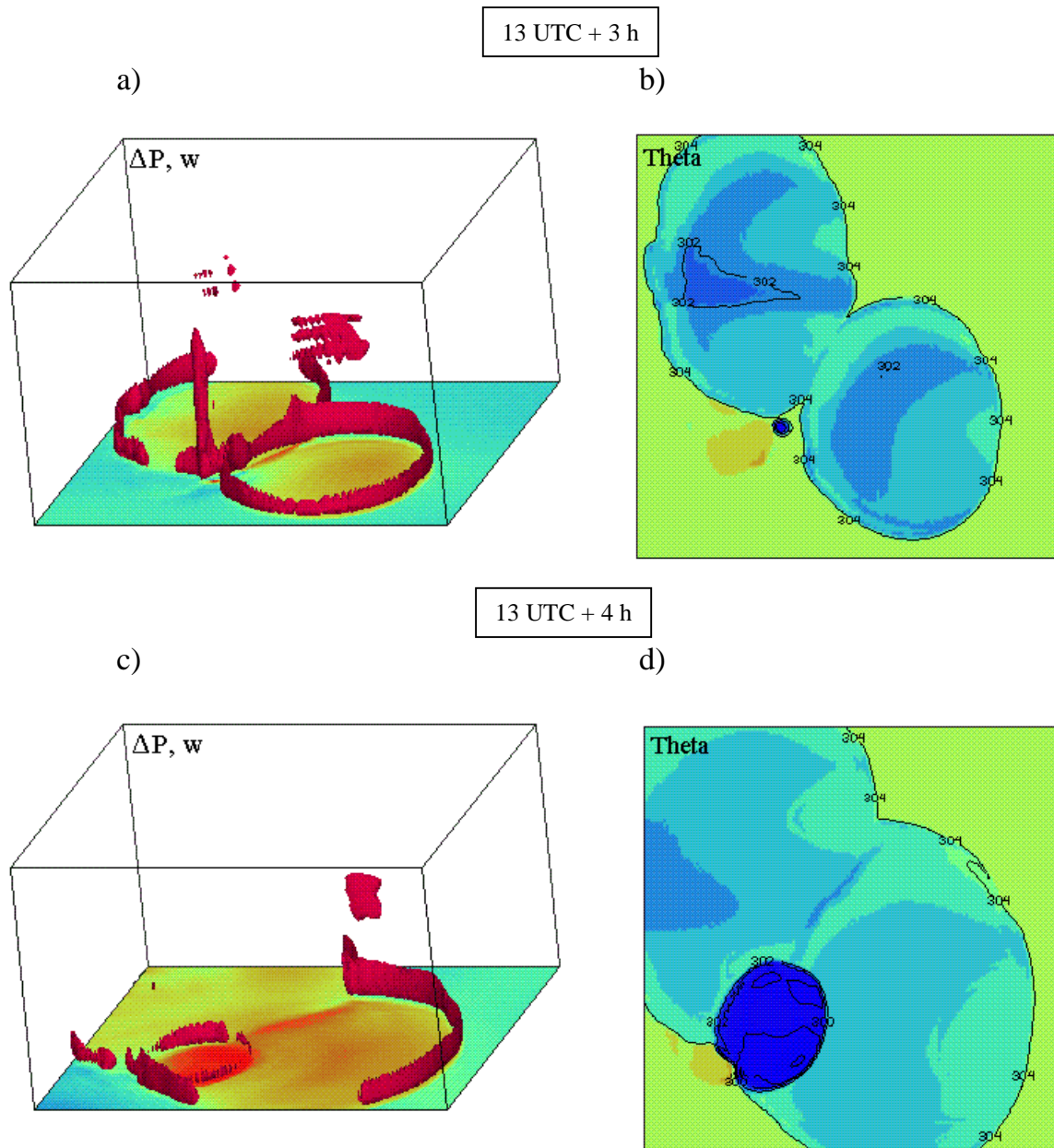


Abb. 8-18 Darstellung der a) und c) Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der b) und d) potentiellen Temperatur am Boden in zweidimensionaler Form mit einem Konturintervall von 2 K, jeweils um 16 UTC und 17 UTC. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung und die Bildung des Kaltluftteiches hin. In den Abbildung 8-18a und 8-18c sind Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Mit blau wird ein Druckabfall von bis zu 0.6 hPa und mit grün, orange und rot ein Druckanstieg von jeweils -0.1 hPa, 0.4 hPa und 1.4 hPa markiert. Die vertikale Windscherung beträgt 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 Kilometern. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

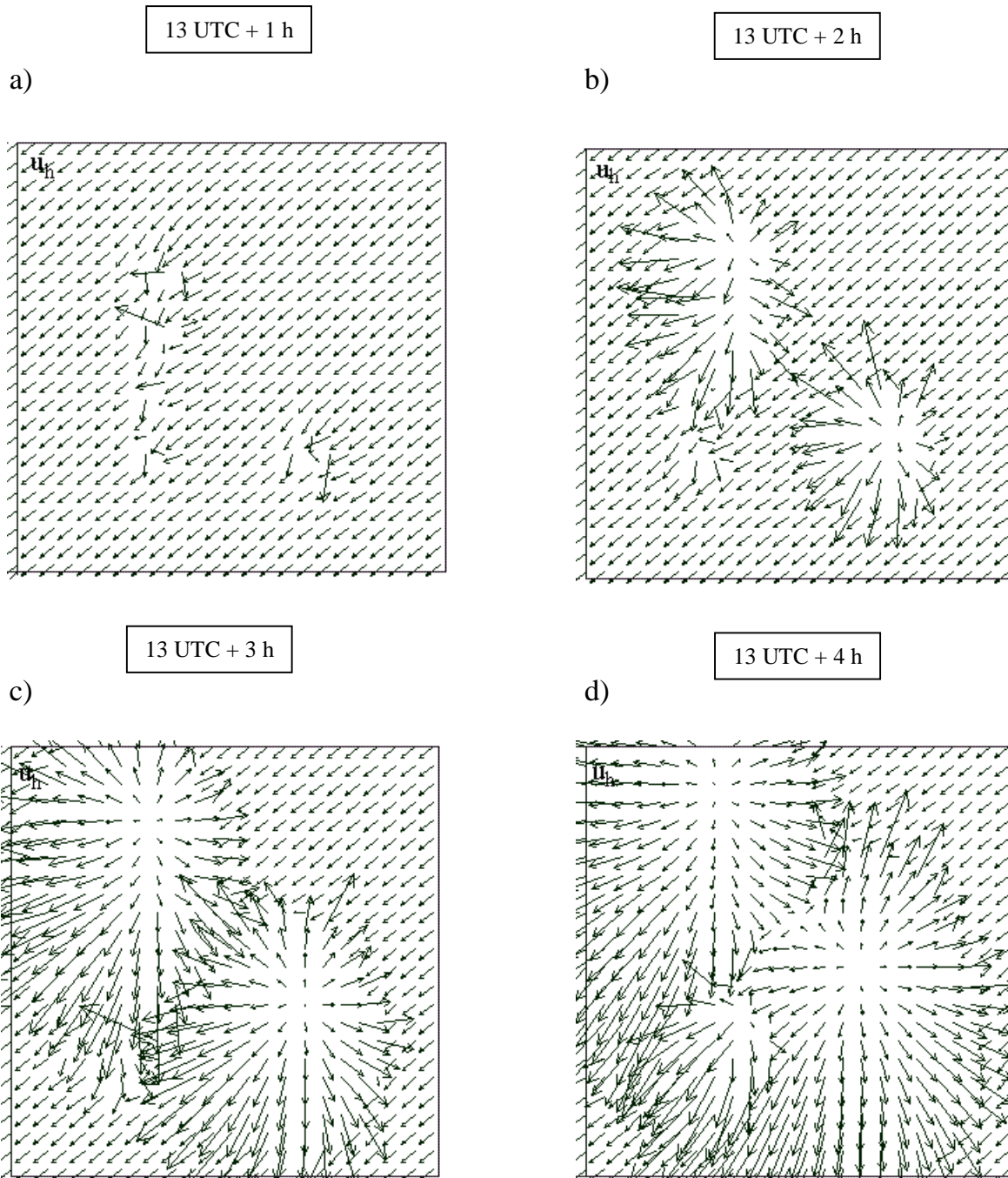


Abb. 8-19 Zweidimensionale Darstellung des Horizontalwindes um a) 14 UTC mit einer maximalen Windstärke von 9 ms^{-1} , b) 15 UTC mit einer maximalen Windstärke von 12 ms^{-1} , c) 16 UTC mit einer maximalen Windstärke von 13 ms^{-1} und d) 17 UTC mit einer maximalen Windstärke von 16 ms^{-1} . Die vertikale Windscherung beträgt 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 Kilometern. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

zusätzlicher kalter Luft, was zu einer weiteren Erhöhung des Bodendruckes führt (Abb. 8-18c und 8-18d). Während der gesamten Integrationszeit ist der Bodendruck um 2.3 hPa gestiegen. Zu Konvergenz und Konvektion kommt es nun am Rand des Kaltluftteiches der ausgebildeten Squall-line und am Rand der neuen gebildeten Gewitterzelle im südlichen Teil der Konvergenzlinie (Abb. 8-19d).

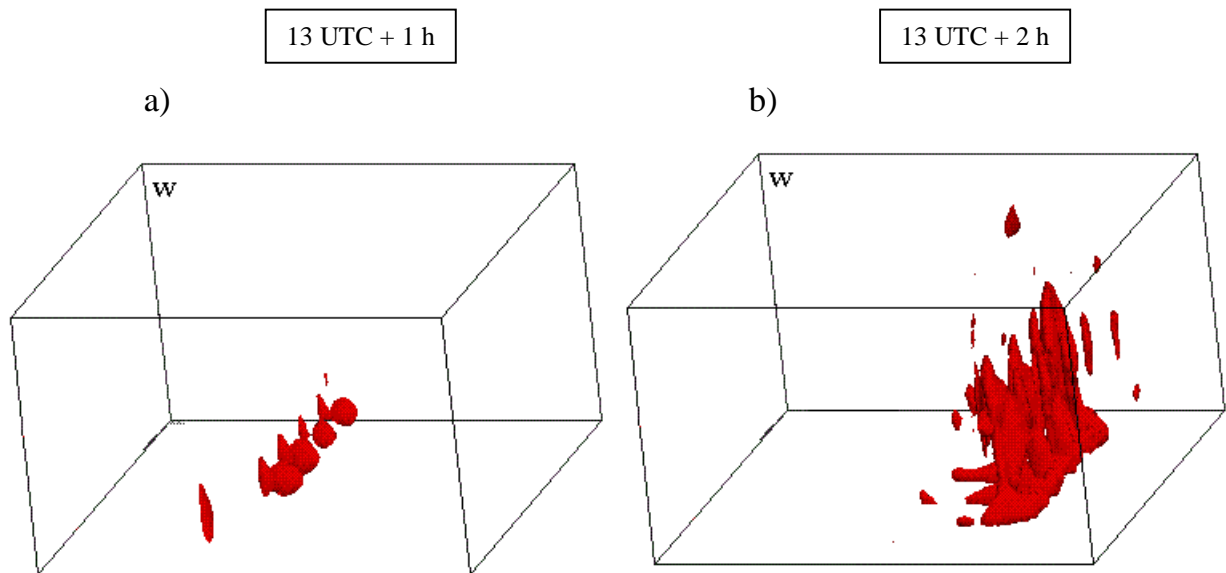


Abb. 8-20 Darstellung der Vertikalgeschwindigkeiten in dreidimensionaler Form a) um 14 UTC und b) um 15 UTC. Die Vertikalgeschwindigkeiten sind ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} mit rot markiert. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Wie würde dagegen die Entwicklung der Luftpakete ablaufen, wenn die vertikale Windscherung auf 10 ms^{-1} pro Kilometer innerhalb der unteren 6 Kilometern erhöht würde? In diesem Fall entwickeln sich nur die vier Luftpakete der Konvergenzlinie erst nach der ersten Integrationsstunde (Abb. 8-20a). Dafür sorgt das stark ausgeprägte System aus einem Hochdruckgebiet in den unteren Schichten der Troposphäre nahe am Boden und aus einem Tiefdruckgebiet im mittleren Niveau entlang der Konvergenzlinie. Die Entwicklung ist sehr explosiv und das System besteht eine Stunde später, um 15 UTC, aus starken Aufwinden, starken Abwinden und großen Mengen an Niederschlag und verlagert sich schnell nach Osten (Abb. 8-

20b). Innerhalb der dritten Integrationsstunde schwächt sich das System ab und bewegt sich aus dem Gebiet hinaus.

Die Lebensdauer der Gewitterzellen beträgt in diesem Fall nur zwei Stunden. Das einzelne Luftpaket östlich der Konvergenzlinie wird über den gesamten Zeitraum der Integration unterdrückt. Die herrschende Windscherung ist zu stark, um eine großskalige Hebung im Gebiet des einzelnen Luftpaketes zu unterstützen.

8.2.1.2 b) Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 2.5 Kilometern

Es wird jetzt der Fall betrachtet, bei dem die Windscherung mit einer Stärke von 10 ms^{-1} nur im Bereich der unteren 2.5 km der Troposphäre (vorher 6 km) auftritt. Dies bedeutet, daß die Windscherung jetzt 4 ms^{-1} pro Kilometer beträgt.

In Abbildung 8-21 ist zu erkennen, daß die zeitliche Entwicklung der Konvergenzlinie und des Luftpaketes östlich von ihr zu einer Gewitterzelle explosiver ist, als bei einer Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der untersten 6 km (Abschnitt 8.2.1.2a).

In der ersten Integrationsstunde erreichen die Aufwinde eine Höhe von bis zu 10.5 km, etwa 3 km höher als die Aufwinde bei einer vertikalen Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 km der Troposphäre (siehe Abb. 8-17a), und weisen doppelt so hohe Geschwindigkeiten von bis zu 14 ms^{-1} auf. Die Änderung des Druckfeldes wird anhand eines Querschnitts durch die zweitsüdlichste Zelle der Konvergenzlinie innerhalb der ersten Stunde der Integration gezeigt, [sowohl innerhalb der unteren 2.5 km (Abb. 8-22a) als auch innerhalb der unteren 6 km (Abb. 8-22b)]. Die 2.5-Kilometer-Linie grenzt ein Gebiet ein, in dem der Druck um 0.1 hPa zunimmt (Abb. 8-22a), wogegen die 6-Kilometer-Linie ein Gebiet einschließt, in dem der Druck um 0.3 hPa und 0.1 hPa entsprechend zu- und abnimmt (Abb. 8-22b). Im Fall der Windscherung innerhalb der unteren 6 km entstehen Druckgradientkräfte, die eine Entwicklung des einzelnen Luftpaketes östlich der

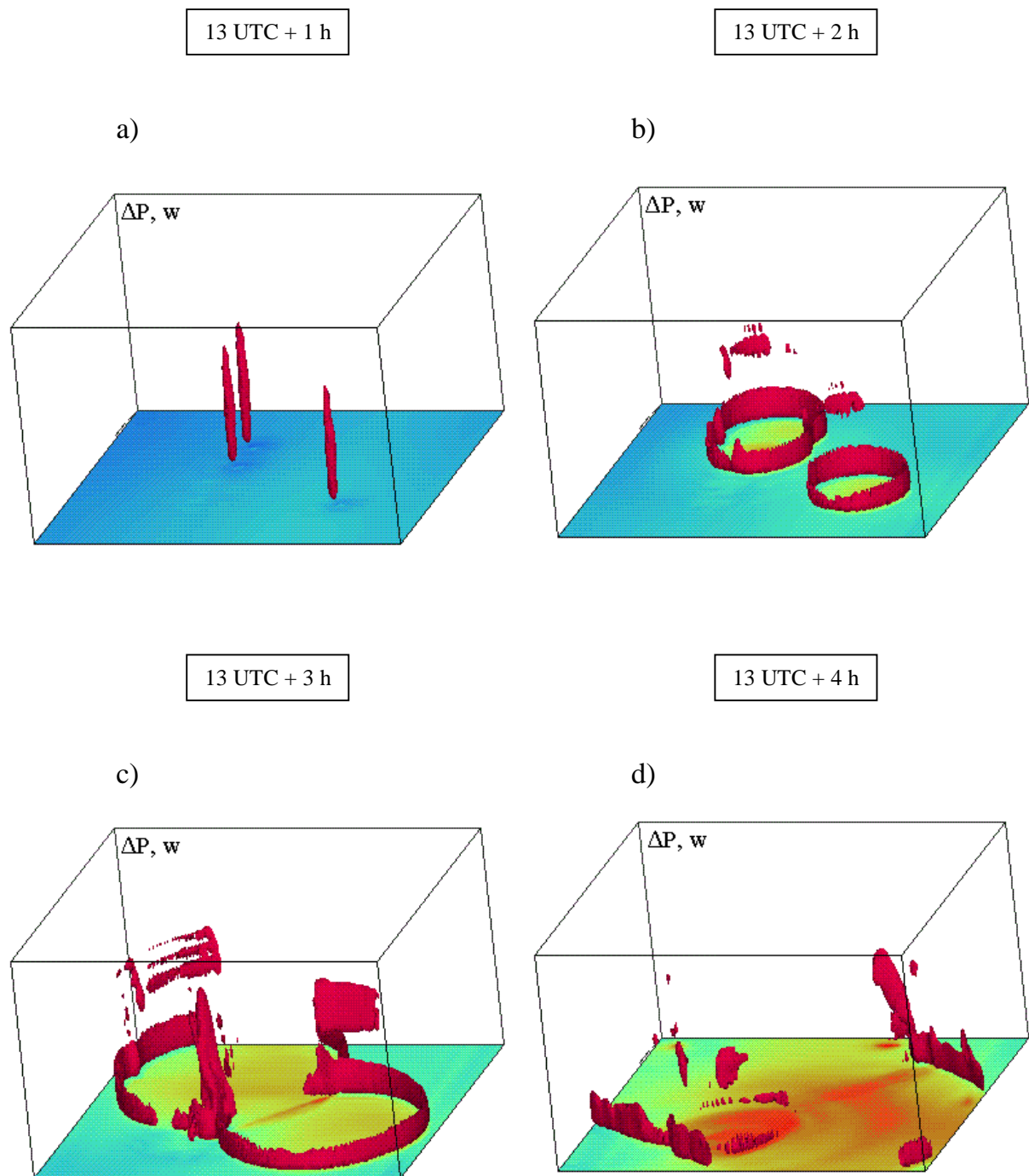
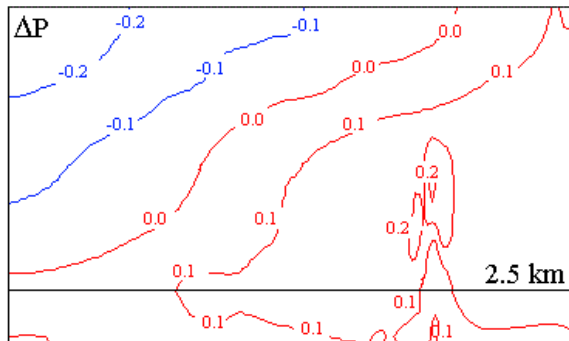


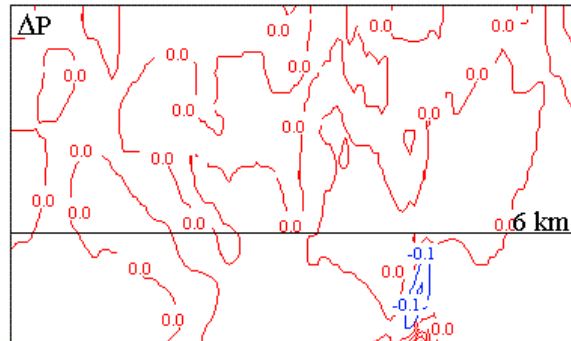
Abb. 8-21 Dreidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} sind mit rot markiert. Die vertikale Windscherung beträgt 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 2.5 km.

13 UTC + 1 h

a)

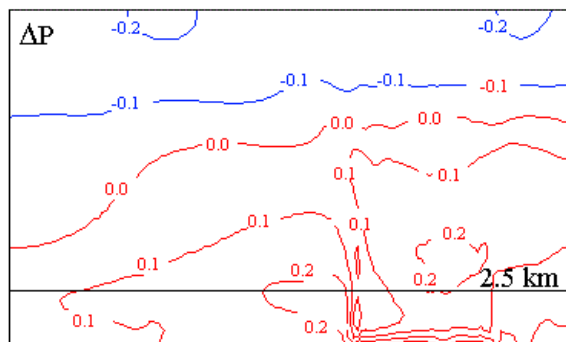


b)



13 UTC + 2 h

c)



d)

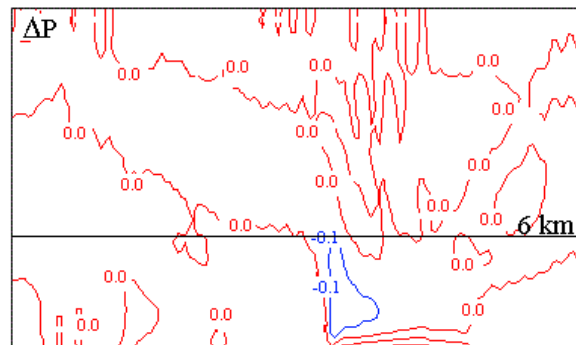


Abb. 8-22 Zweidimensionale Darstellung der Änderung des Druckfeldes in x-z-Richtung entlang des 80. Gitterpunktes (160 Kilometer) von Süd nach Nord um 14 UTC und um 15 UTC in einer Umgebung mit einer Windscherung von 10 ms^{-1} a) und c) innerhalb der unteren 2.5 Kilometern und b) und d) innerhalb der unteren 6 Kilometern. Mit grün ist der Druckanstieg und mit blau der Druckfall markiert.

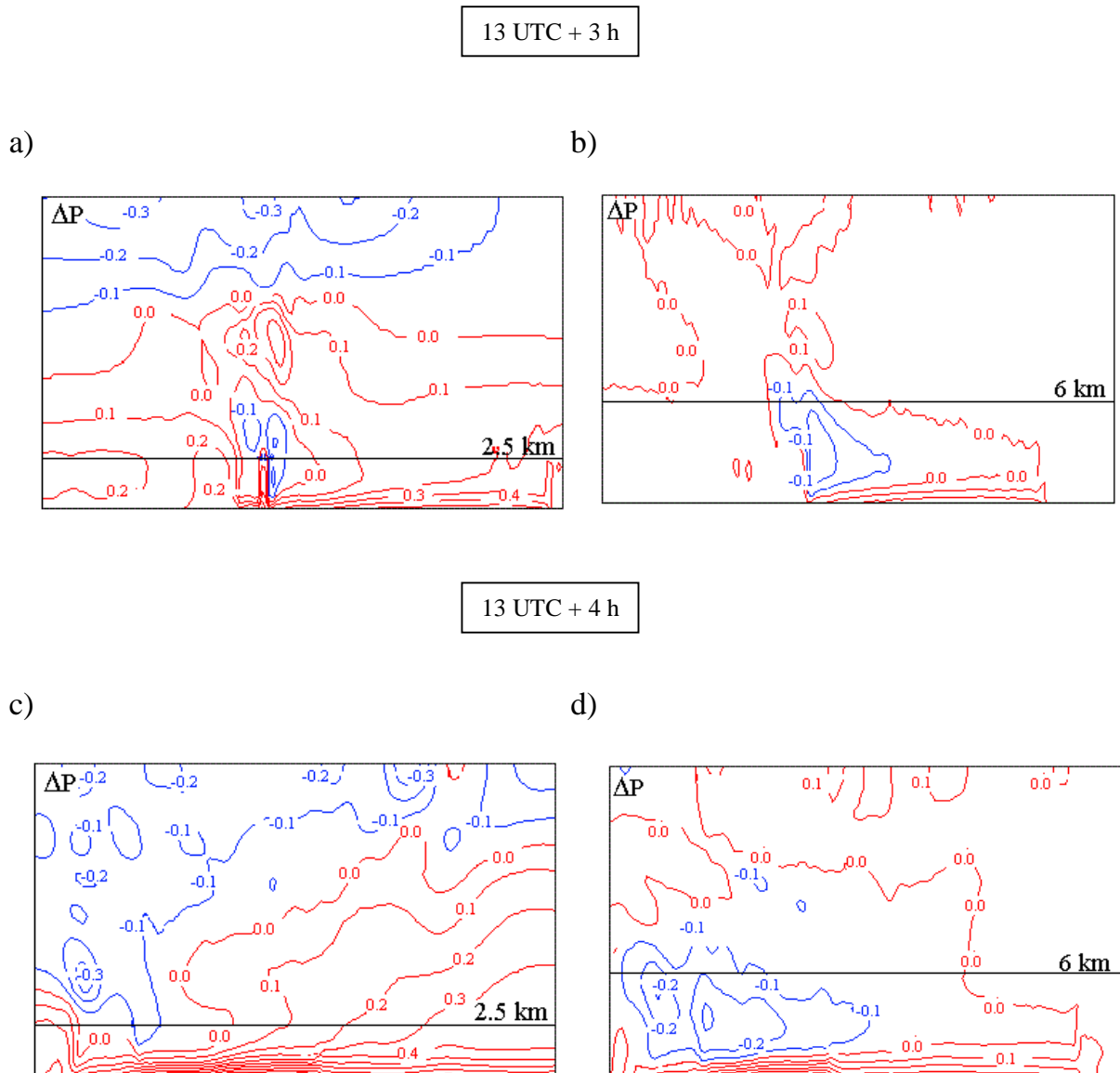


Abb. 8-23 Zweidimensionale Darstellung der Änderung des Druckfeldes in x-z-Richtung entlang des 80. Gitterpunktes (160 Kilometer) von Süden nach Nord um 16 UTC und um 17 UTC in einer Umgebung mit einer Windscherung von 10 ms^{-1} a) und c) innerhalb der unteren 2.5 Kilometern und b) und d) innerhalb der unteren 6 Kilometern. Mit grün ist der Druckanstieg und mit blau der Druckfall markiert.

Konvergenzlinie unterstützen (Abb. 8-22b). Dies ist bei der Entwicklung der Vertikalgeschwindigkeit deutlich zu sehen (Abb. 8-17a). Dagegen sind die Vertikalgeschwindigkeiten im Fall der Windscherung innerhalb der unteren 2.5 km schwächer (Abb. 8-21a), weil sie weder durch Druckgradientkräfte noch von Hebungsvorgängen unterstützt werden können (Abb. 8-22a).

Um 15 UTC haben sich die Kaltluftteiche gebildet, am Rande derer vertikale Geschwindigkeiten von 6 ms^{-1} auftreten (Abb. 8-21b). Diese sind um etwa 2 ms^{-1} höher als die Geschwindigkeiten im Abschnitt 8.1.2.2a, da sie jetzt von der herrschenden Windscherung unterstützt werden (Abb. 8-17c). Die Bildung des Kaltluftteiches führt zur Ansammlung der kalten Luft unterhalb der Wolke und zur Erhöhung des Bodendruckes um 0.3 hPa (Abb. 8-22c). Das Hochdruckgebiet unterhalb der 2.5-Kilometer-Linie hat nun eine horizontale Erstreckung von etwa 79 km (Abb. 8-22c). Das Hochdruckgebiet unterhalb der 6-Kilometer-Linie hingegen ist auf ein kleineres Gebiet von etwa 68 km beschränkt und hat sich um 0.1 hPa abgeschwächt.

Eine weitere Stunde später, um 16 UTC, hat sich, so wie im Abschnitt 8.2.1.2a beschrieben, eine neue Zelle aufgrund der Verstärkung der Druckgradientkräfte gebildet (Abb. 8-23a). Innerhalb der neuen Zelle erreichen die Aufwinde in einer Höhe zwischen 7 km und 9 km Geschwindigkeiten von bis zu 22 ms^{-1} (Abb. 8-21c). Unterhalb der 2.5-Kilometer-Linie befindet sich ausschließlich aufgrund der Ansammlung von kalter Luft ein Hochdruckgebiet, in dem sich der Luftdruck um weitere 0.1 hPa erhöht hat. Seine horizontale Erstreckung erreicht nun 170 km , wohingegen die horizontale Erstreckung des Kaltluftteiches im Fall von 6 km einen Wert von 127 km hat (Abb. 8-23b).

Innerhalb der letzten Stunde der Integration, bis um 17 UTC, schwächt sich die Böen-Front am Rand des Kaltluftteiches der neuen Zelle ab, weil sie auf kältere Luftmassen stößt (Abb. 8-21d). Der Druck hat sich im Gebiet unterhalb der 2.5-Kilometer-Linie während der gesamten Integrationszeit um 0.8 hPa (Abb. 8-23c) und im Gebiet unterhalb der 6-Kilometer-Linie um 0.3 hPa erhöht (Abb. 8-23d).

8.2.2 Der Einfluß der Feuchte

Wie groß der Einfluß des Feuchtegehalts der Luft auf die Bildung von Squallines ist, wird in diesem Abschnitt untersucht.

Feuchte Luft ist ein Gemisch aus trockener Luft und Wasserdampf, der durch Verdunstung von flüssigem Wasser in die Atmosphäre gelangt. Wird ein feuchtes Luftpaket zum Aufsteigen gezwungen, wird es sich dabei adiabatisch abkühlen. Wenn seine Temperatur die Taupunkttemperatur erreicht, führt dies zur Kondensation des darin enthaltenen Wasserdampfes und zur Wolkenbildung. Beim Phasenübergang von Wasserdampf zu Flüssigwasser wird Energie in Form von latenter Wärme freigesetzt, die dem Luftpaket erneut zugeführt wird. Dies hat eine Erwärmung des Luftpaketes zur Folge, wodurch sich die Menge an CAPE erhöht. Je höher der Feuchtegehalt des Luftpaketes, desto labiler wird die Schichtung und explosiver die Wolkenbildung.

Für den folgenden Sensitivitätstest wurde angenommen, daß die Luft nahe der Erdoberfläche einen Feuchtegehalt von 13 gkg^{-1} hat. Das sind 2 gkg^{-1} mehr als die Mengen an Feuchte im Kontrolllauf. Mengen an Feuchtegehalt von 13 gkg^{-1} sind im Alpenvorland in den Sommermonaten bei Gewittertagen signifikant. Die Ergebnisse dieses Sensitivitätstests sind in Abbildung 8-24 dargestellt. Gezeigt werden Vertikalgeschwindigkeiten und Änderungen des Bodendruckes. Rote Farbe in die Vertikalrichtung deutet auf die Existenz von Aufwinden und gelbe Farbe auf Abwinde hin.

Innerhalb der ersten Integrationsstunde weisen alle vorhandenen Luftpakete eine explosive Entwicklung auf (Abb. 8-24a). Die aufgrund der erhöhten Feuchte der Luft stärkere Labilität der Schichtung führt zu einer Beschleunigung der Entwicklung im Vergleich zur ersten Stunde im Kontrolllauf. Der Niederschlag und damit auch die Abwinde erreichen die Erdoberfläche mit einer Geschwindigkeit von 7.3 ms^{-1} , wodurch es zur Bildung der Böen-Fronten entlang der Linie und des einzelnen Luftpaketes kommt. Das System aus Ost- und Westwinden hat sich schon

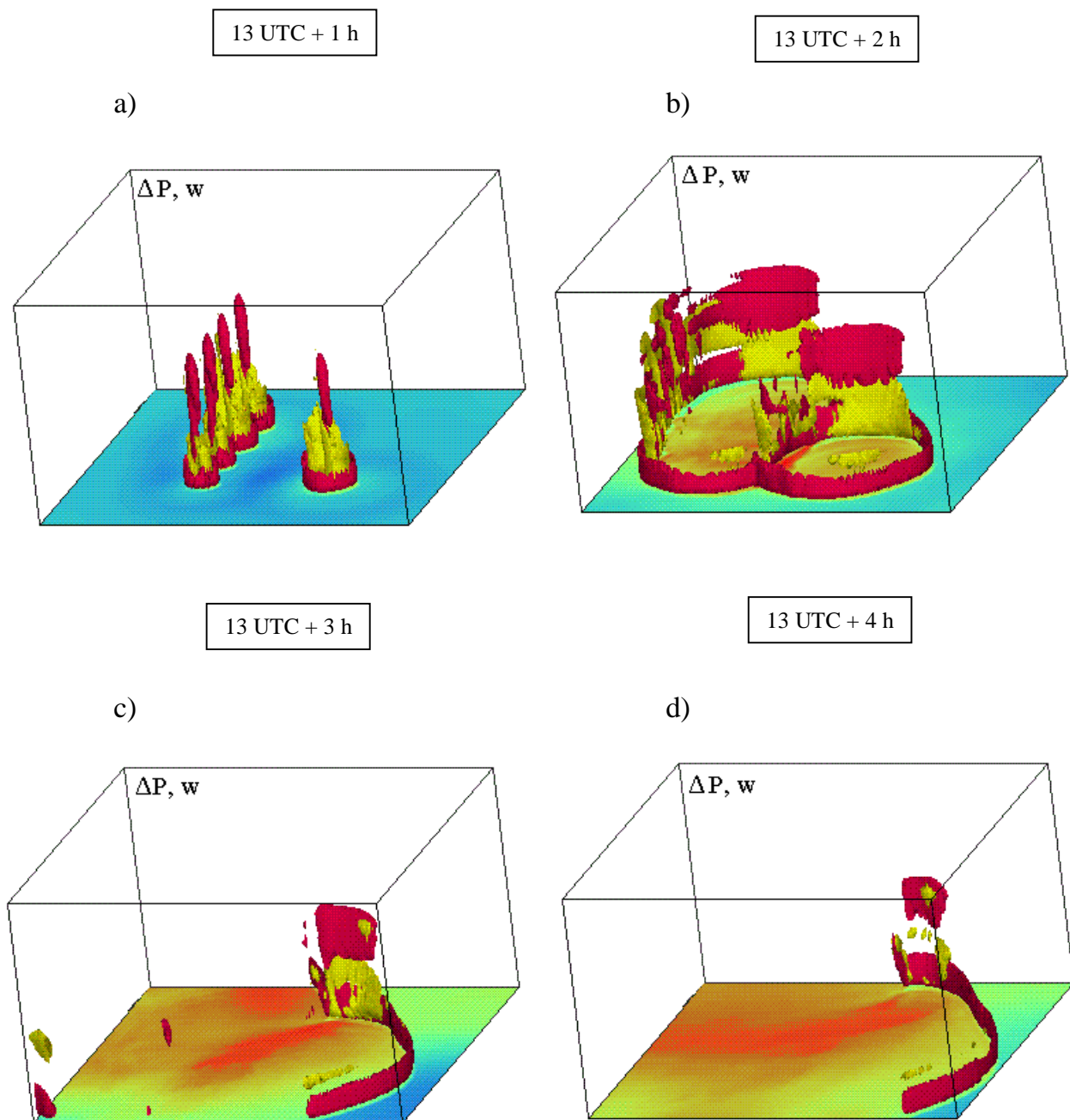


Abb. 8-24 Dreidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Vertikalgeschwindigkeiten sind ab einem Mindestwert von 1.33 ms^{-1} (Aufwinde) mit rot und ab einem Mindestwert von 1.33 ms^{-1} (Abwinde) mit gelb markiert.

innerhalb der ersten Stunde entlang der gesamten Linie der Luftpakete ausgebildet. Eine Stunde später, um 15 UTC, ähnelt die weitere Entwicklung der Luftpakete der Entwicklung von 15.30 UTC des Kontrolllaufs, mit dem Unterschied, daß die Entwicklung jetzt ‘explosiver’ verläuft (Abb. 8-24b und 7-24a). Die Abwinde sind im nördlichen Teil der Linien am stärksten, und der Druck nimmt an der Verbindungsstelle um 1.45 hPa zu. In der dritten Integrationsstunde hat sich die Squall-line entlang der zwei Flächen mit erhöhtem Luftdruck gebildet (Abb. 8-24c). Die eine Fläche davon befindet sich an der Stelle des ‘Aufeinandertreffenes’ und die andere im nördlichen Bereich der Linie, wo auch die stärksten Auf- und Abwinde zu sehen sind. Innerhalb der letzten Stunde, bis 17 UTC, hat die Linie nur etwa 25 km zurückgelegt, ungefähr halb so viel wie die Squall-line im Kontrolllauf (Abb. 8-24d).

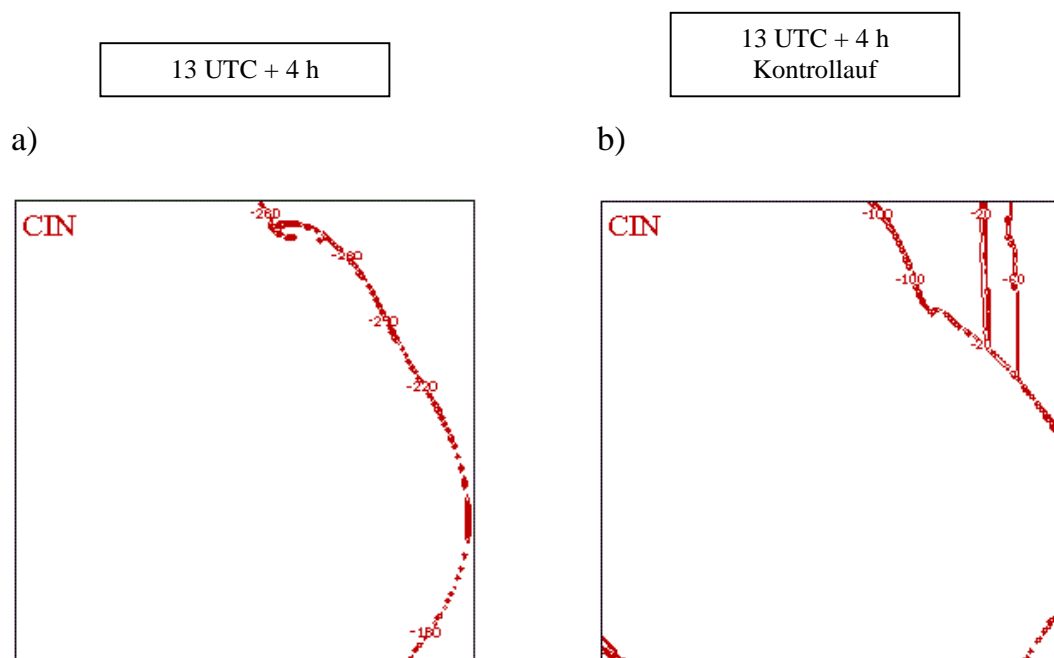


Abb. 8-25 Zweidimensionale Darstellung von CIN mit einem Konturintervall von 20 Jkg^{-1} um 17 UTC im Fall **a)** mit erhöhter Feuchte und **b)** im Kontrolllauf. Die Größe des Integrationsgebiets entspricht der von Abbildung 7.2.

Dies liegt an der erhöhten Stabilität der Luftmassen in den unteren Niveaus, was durch die höheren Mengen an CIN (220 Jkg^{-1}) im Vergleich zum Kontrolllauf (-20 Jkg^{-1}) (Abb. 8-25a und Abb. 8-25b) gezeigt wird. Aus den zwei Hochdruck-

flächen hat sich ein großes Hochdruckgebiet mit einem maximalen Druckanstieg von 1.5 hPa gebildet.

8.2.3 Der Einfluß der Corioliskraft

Die Corioliskraft ist eine ablenkende Scheinkraft aufgrund der Erdrotation und wirkt auf jeden Körper, der sich auf der rotierenden Erde bewegt. Sie lenkt Körper auf der Nordhalbkugel nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links ab. Die Horizontalkomponente der Corioliskraft wird durch die Gleichung $F_c = \rho \cdot v \cdot f$ gegeben, wobei ρ die Dichte, v die horizontale Geschwindigkeit und f der Coriolisparameter sind. Der Coriolis-Parameter wird durch $f = 2\Omega \sin \varphi$ gegeben, wobei Ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde und φ die geographische Breite sind (siehe auch Kapitel 4).

Davis und Weisman (1993) untersuchten mit dem 3-dimensionalen Modell von Klemp und Wilhelmson die Entstehung von mesoskaligen konvektiven Wirbeln (MCV_s) innerhalb von langlebigen mesoskaligen konvektiven Systemen. Diese Systeme werden durch linienförmige Anordnungen von instabilen Störungen wiedergegeben.

Voraussetzung für ihre Entstehung ist eine schwache vertikale Windscherung von etwa 10ms^{-1} innerhalb der unteren 3 km der Troposphäre und der Einfluß der Corioliskraft. Davis und Weisman stellten fest, daß bei Vernachlässigung der Corioliskraft an den beiden Enden der Linie Wirbel entstehen, die sich in entgegengesetzte Richtungen drehen. Unter dem Einfluß einer westlichen vertikalen Windscherung, dreht sich der nördliche Teil der Linie nach rechts und der südliche Teil der Linie nach links. Ist zusätzlich die Instabilität der Schichtung sehr groß, was bedeutet, daß die Mengen an CAPE sehr groß sind, entstehen unter Vernachlässigung der Corioliskraft aus dem nördlichen und dem südlichen Ende der Linie zwei symmetrische Systeme (Skamarock *et al.*, 1994). Diese sind durch einen Bereich starker Konvektion im Zentrum des jeweiligen Systems und schwacher Konvektion an den

Rändern gekennzeichnet. Schließlich wird ein starkes Einströmen von hinten nach vorne beobachtet. Im nördlichen Teil der Linie und im mittleren Niveau der Troposphäre haben sich mesoskalige konvektive Wirbel gebildet. Unter Einbeziehung der Corioliskraft haben sich dagegen zwei asymmetrische Systeme gebildet. Die Integrationszeit war in beiden Fällen zwischen 6 und 12 Stunden, lang genug, um eine Wirkung der Corioliskraft feststellen zu können.

Unter Einbeziehung der Corioliskraft waren für den 14. Juli 1994 die Ergebnisse der Entwicklung der Konvergenzlinie und der Squall-line mit denen des Kontrolllaufs sehr ähnlich. Dies liegt an der kurzen Integrationszeit von 4 Stunden, in der die Ablenkung durch die Corioliskraft vernachlässigbar klein ist.

8.2.4 Der Einfluß der Energie in der Atmosphäre

8.2.4.1 Der Einfluß der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE)

Die für die Konvektion eines bestimmten Luftpaketes benötigte Energie wird als CAPE bezeichnet (siehe auch Kapitel 3). Diese Energie ist für das Antreiben und Beschleunigen eines Luftpaketes von seiner gegenwärtigen Position bis zum GN verantwortlich.

In diesem Abschnitt wird der Einfluß der Menge an CAPE auf die Bildung und Entwicklung von Squall-lines untersucht (siehe auch Abschnitt 8.2.2). Für den folgenden numerischen Lauf ist die Menge an CAPE im Vergleich zum Kontrolllauf um 600 Jkg^{-1} höher und beträgt 2000 Jkg^{-1} . Eine Zunahme von Feuchte und Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre bedeutet eine Erhöhung von CAPE, weswegen die anfängliche Bodentemperatur um 4 K und die anfängliche Feuchte innerhalb der untersten 2000 m um 2 gkg^{-1} erhöht werden.

In Abbildungen 8-26 und 8-27 ist die Entwicklung der zwei Anfangsstörungen innerhalb der ersten vier Integrationsstunden dargestellt. Abgebildet sind die Vertikalgeschwindigkeiten und die Änderungen des Bodendruckfeldes.

Innerhalb der ersten Integrationsstunde erreichen die Vertikalgeschwindigkeiten Höchstwerte von 9 ms^{-1} in einer Höhe von 2000 m über der Erdoberfläche (Abb. 8-26a). Auffallend ist, daß beide Anfangsstörungen eine deutlich explosivere Entwicklung als die im Kontrolllauf haben. Dies ist durch die großen Mengen an CAPE und die damit verbundene Labilität in der Troposphäre zu begründen. Unterhalb jeder Gewitterzelle hat sich ein Kaltluftteich gebildet, an dessen Rand sich die Böen-Front erstreckt (Abb. 8-28a). Der Kaltluftteich ist mit einer Zunahme des Bodendruckes von bis zu 2 hPa verbunden (Abb. 8-26b). Die Kaltluftteiche der beiden nördlichen Zellen breiten sich in einem Gebiet von 57 km und die der beiden südlichen Zellen in einem Gebiet von 48 km aus. Im Kontrolllauf hatten dagegen die beiden nördlichen Zellen eine Erstreckung von nur 17 km innerhalb der ersten Integrationsstunde, während die beiden südlichen Zellen und die einzelne östlich davon sich noch nicht gebildet hatten. Es ist weiterhin bemerkenswert, daß sich im Lauf mit erhöhtem CAPE die Gewitterzellen beinahe gleich intensiv bezüglich ihrer Erwärmung entwickeln. Dies ist ebenfalls für den selben Zeitraum in Abbildung 8-29 zu sehen, in der das Mischungsverhältnis des Wolkenwassers q_c sowohl für den Lauf mit erhöhtem CAPE (Abb. 8-29a) als auch für den Kontrolllauf (Abb. 8-29b) abgebildet ist. Im Lauf mit erhöhtem CAPE haben sich Gewitterwolken mit einer amboßähnlichen Struktur im oberen Bereich der Troposphäre über alle Störungen entwickelt, was auf ein ausgeprägtes System von Auf- und Abwinden zurückzuführen ist. Dagegen beschränkt sich die Wolkenentwicklung im Kontrolllauf zunächst auf die beiden nördlichen Zellen der Konvergenzlinie und östlich davon, also dort, wo die Erwärmung am stärksten ist.

Im Verlauf der zweiten Integrationsstunde erfolgt das 'Aufeinandertreffen' der Böen-Fronten der beiden Störungen, was eine Stunde früher als im Kontrolllauf geschieht. Die Vertikalgeschwindigkeiten erreichen Höchstwerte von 14.2 ms^{-1} in

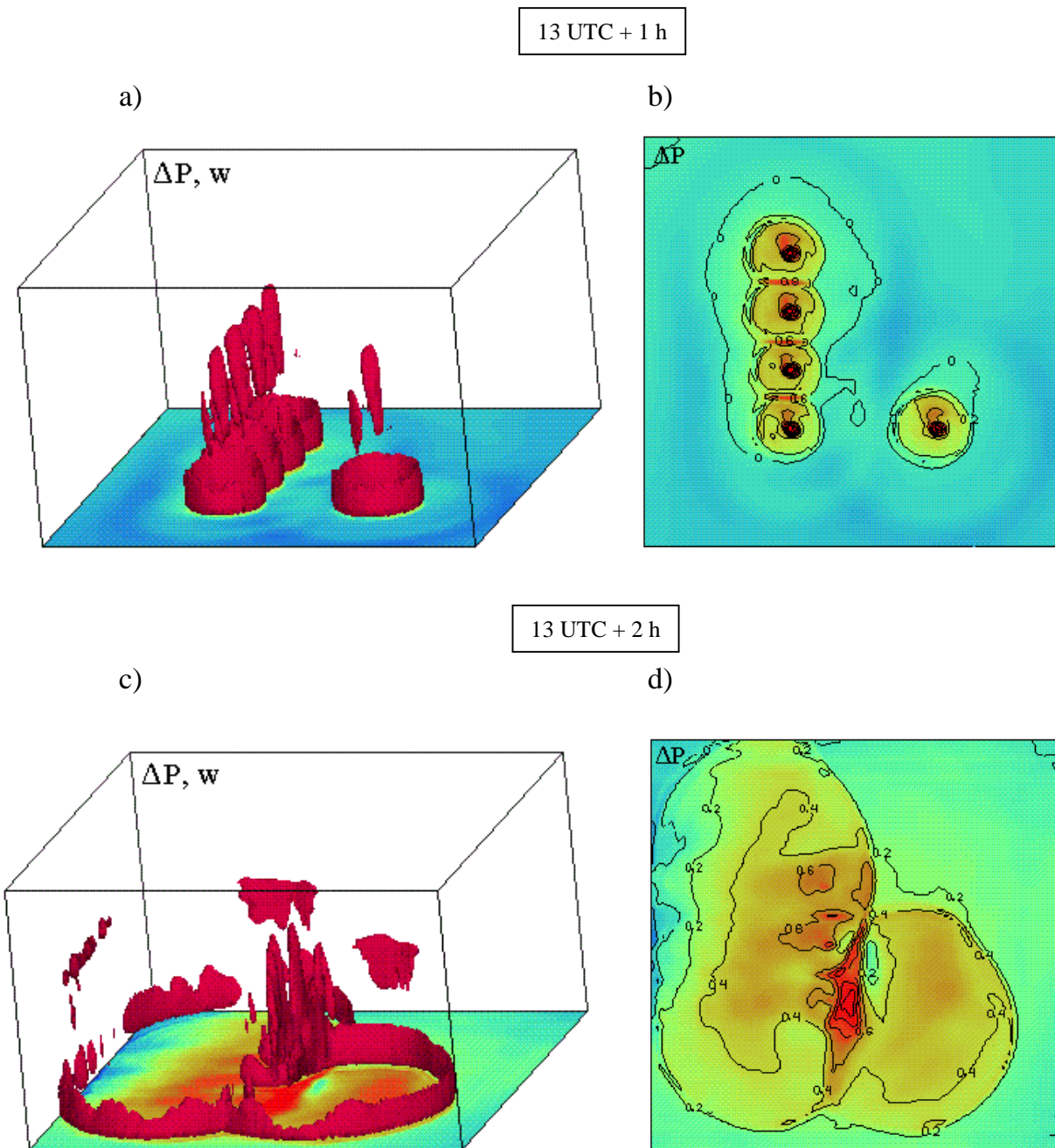


Abb. 8-26 Darstellung um 14 UTC und 15 UTC der a) und c) Vertikalgeschwindigkeit und Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der b) und d) Änderung des Bodendruckfeldes in zweidimensionaler Form. Die Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} sind mit rot markiert. Im Druckfeld wird mit blau und hellblau ein Druckfall von jeweils 2 hPa und 1 hPa und mit orange und rot wird ein Druckanstieg von jeweils 1.3 hPa und 2.4 hPa markiert.

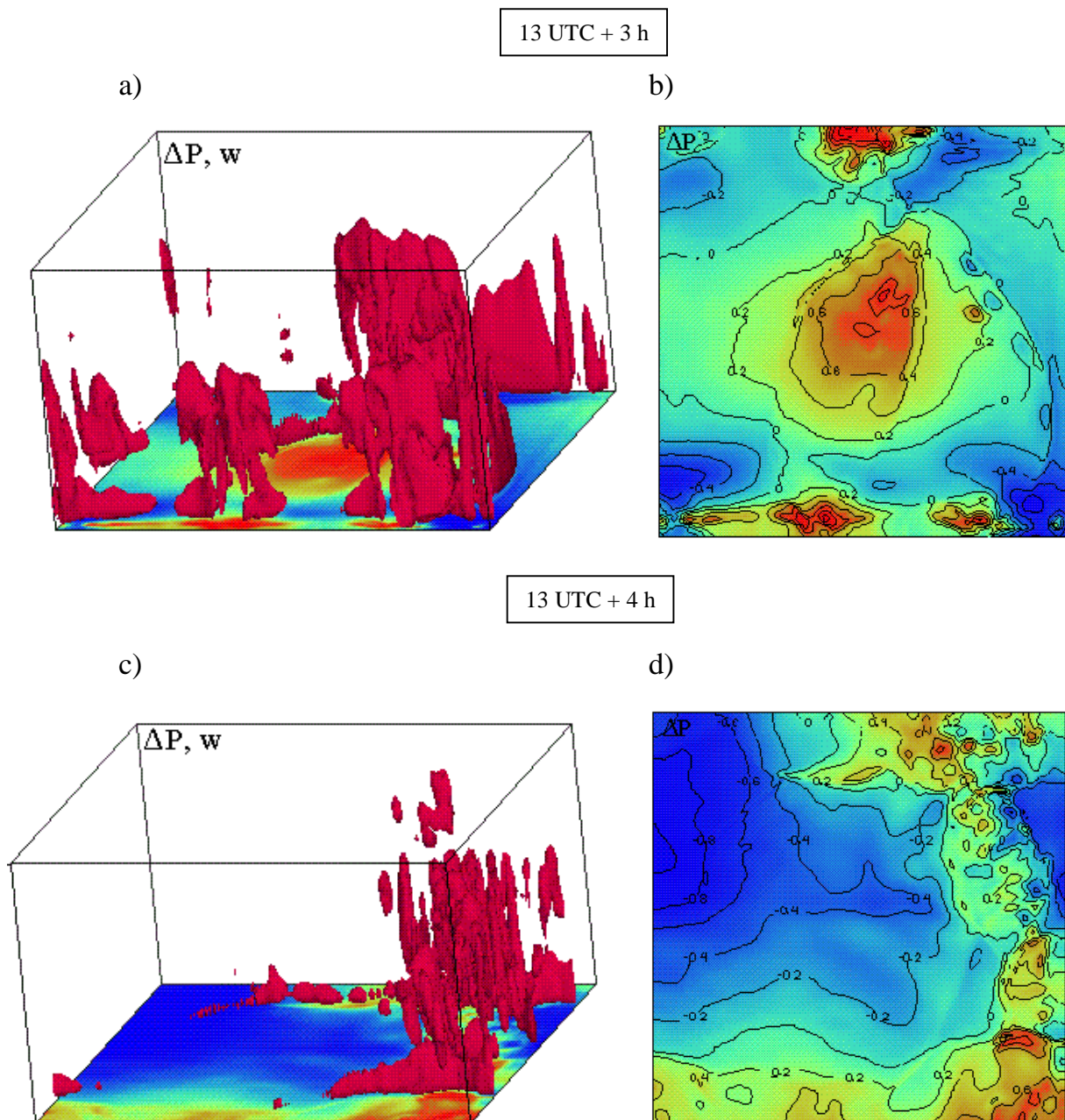


Abb. 8-27 Darstellung um 16 UTC und 17 UTC der a) und c) Vertikalgeschwindigkeit und Änderung des Bodendruckfeldes in dreidimensionaler Form und der c) und d) Änderung des Bodendruckfeldes in zweidimensionaler Form. Die Vertikalgeschwindigkeiten ab einem Mindestwert von 1.36 ms^{-1} sind mit rot markiert. Im Druckfeld wird mit blau und hellblau ein Druckfall von jeweils 2 hPa und 1 hPa und mit orange und rot wird ein Druckanstieg von jeweils 1.3 hPa und 2.4 hPa markiert.

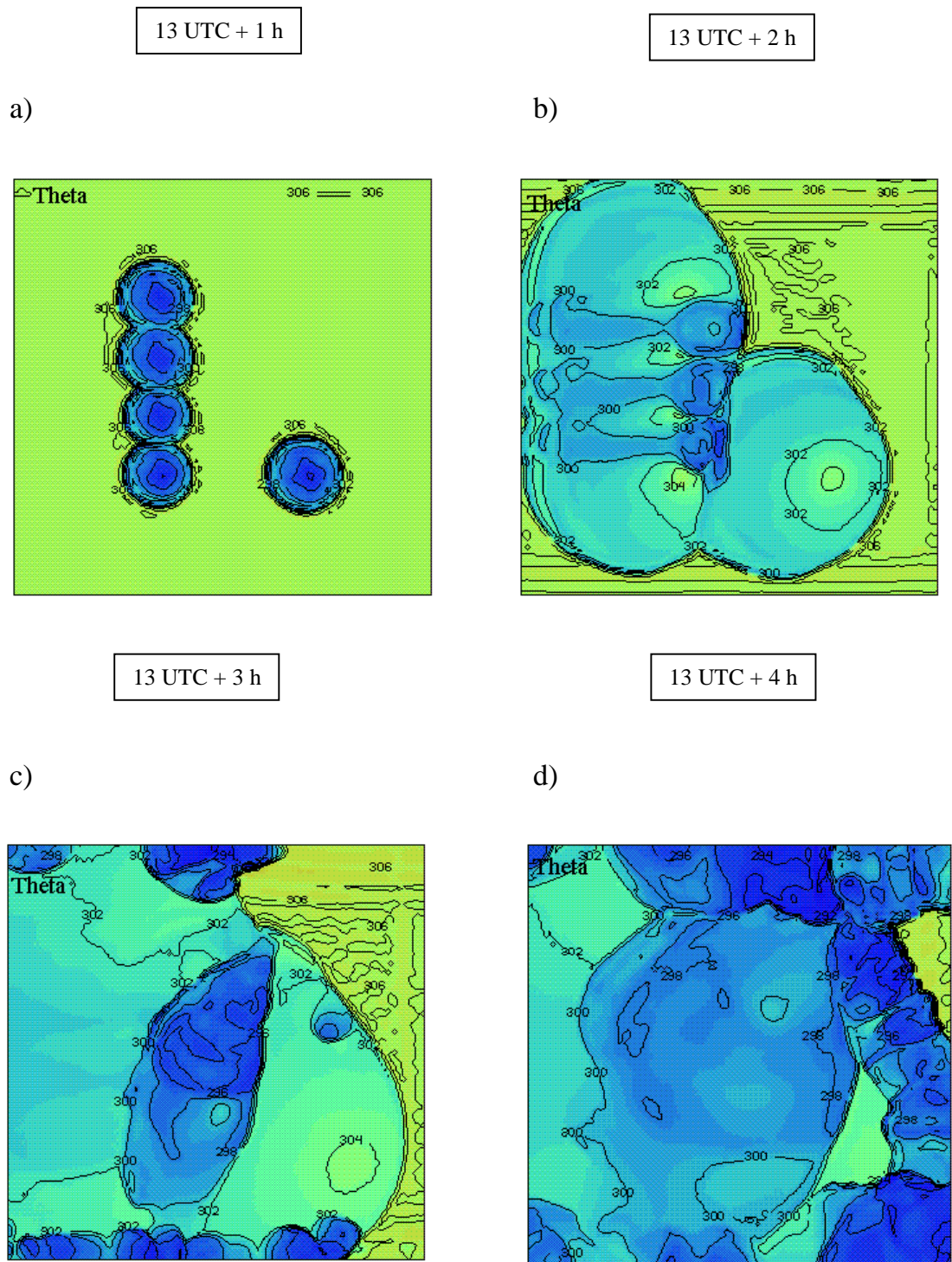
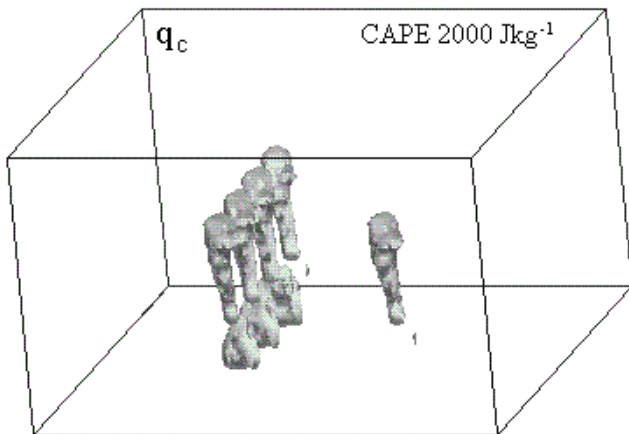


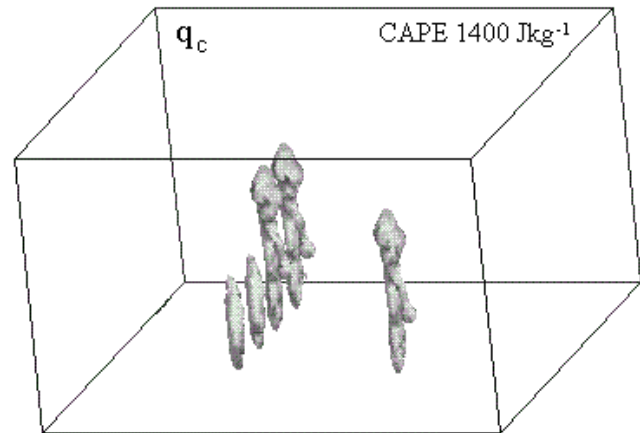
Abb. 8-28 Zweidimensionale Darstellung der potentiellen Temperatur am Boden um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC mit einem Konturintervall von 2 K. Blaue Farbe deutet auf eine Abkühlung hin, wogegen grüne Farbe auf eine Erwärmung.

13 UTC + 1 h

a)

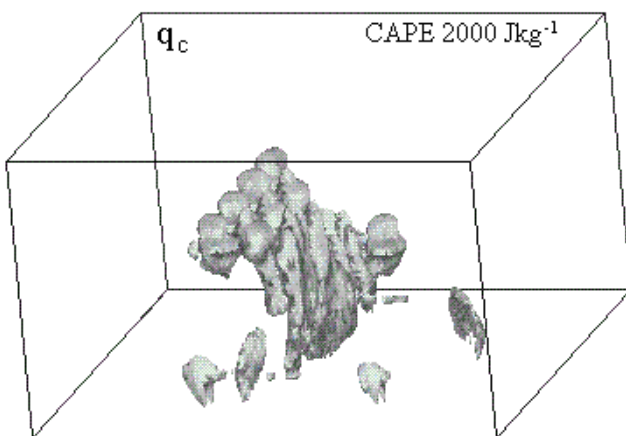


b)



13 UTC + 2 h

c)



d)

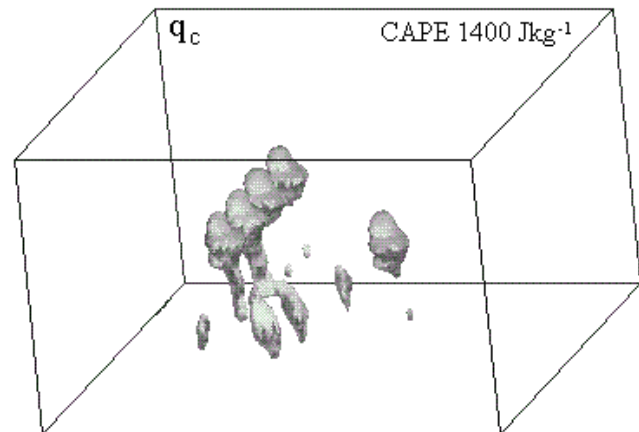


Abb. 8-29 Dreidimensionale Darstellung des Mischungsverhältnisses q_c ab einem Mindestwert von $1,3 \times 10^{-4} \text{ gkg}^{-1}$ um 14 UTC bei a) dem Lauf mit erhöhtem CAPE und b) dem Kontrolllauf und um 15 UTC bei c) dem Lauf mit erhöhtem CAPE und d) dem Kontrolllauf.

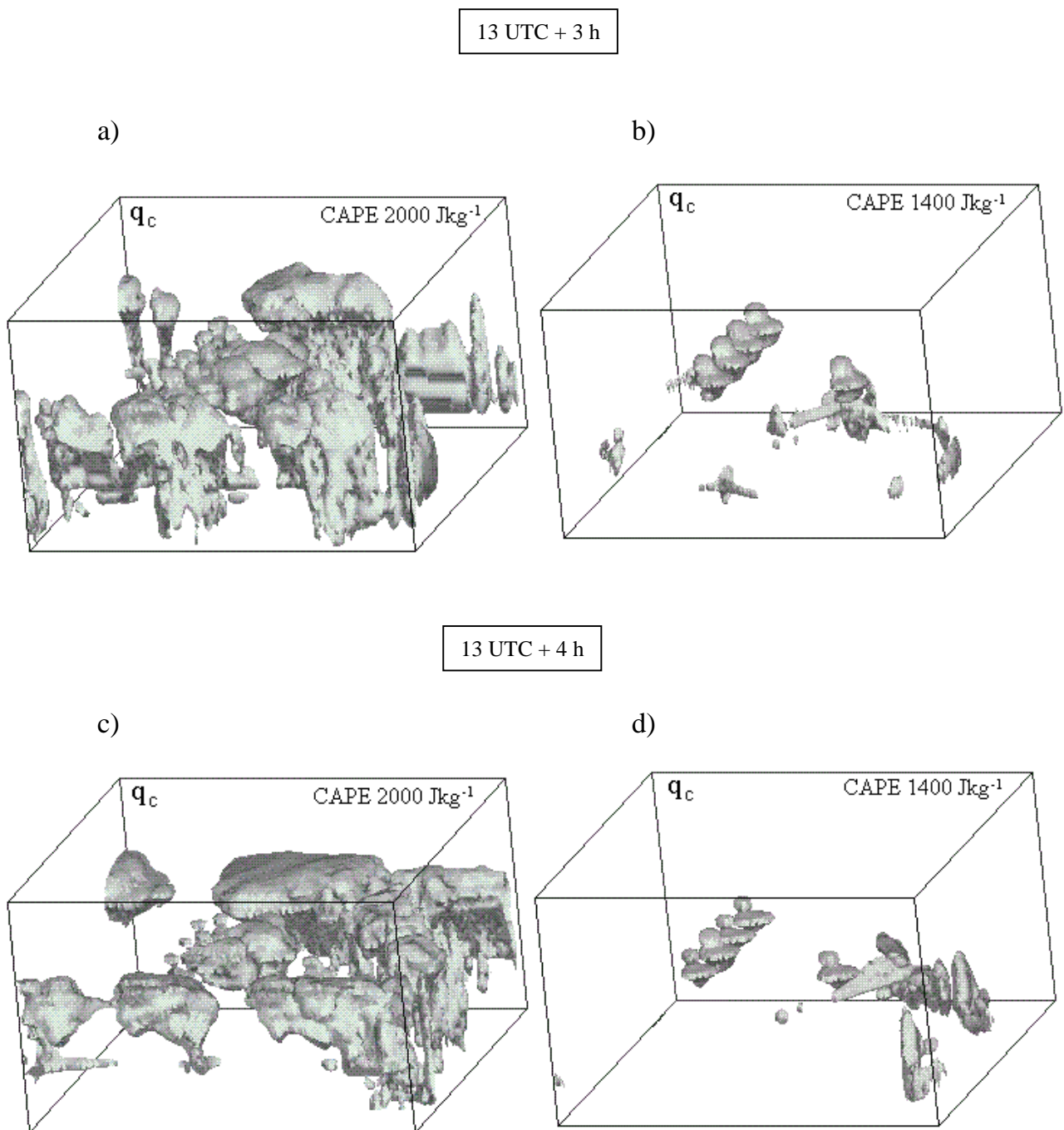


Abb. 8-30 Dreidimensionale Darstellung des Mischungsverhältnisses q_c ab einem Mindestwert von $1,3 \times 10^{-4} \text{ gkg}^{-1}$ um 16 UTC bei **a)** dem Lauf mit erhöhtem CAPE und **b)** dem Kontrolllauf und um 17 UTC bei **c)** dem Lauf mit erhöhtem CAPE und **d)** dem Kontrolllauf.

einer Höhe von 8800 m über dem Erdboden (Abb. 8-26c). Der Bodendruck nimmt um 1.4 hPa zu (Abb. 8-26d), während sich die Temperatur innerhalb des Kaltluftteiches um 10 K abkühlt (Abb. 8-28b). Aus den anfangs vier einzelnen Luftpaketen und einem Einzelnen östlich davon hat sich am Ort des ‘Aufeinandertreffens’ ein Gewittersystem geformt (Abb. 8-29c). Im Kontrolllauf dagegen hatte erst um diese Zeit die Entwicklung der einzelnen Störungen zu Gewitterzellen begonnen (Abb. 8-29d). In der dritten Integrationsstunde hat sich die Situation nur wenig geändert. Im Osten und im Süden der Squall-line haben sich zusätzlich einzelne Gewitterzellen gebildet (Abb. 8-27a). Der Druck im Zentrum des Gebietes nimmt von bis zu 1 hPa zu, während im Süden und im Norden des Gebietes der Druck um jeweils 1.4 hPa und 1.2 hPa ansteigt (Abb. 8-27b). Die Abkühlung verstärkt sich am meisten im

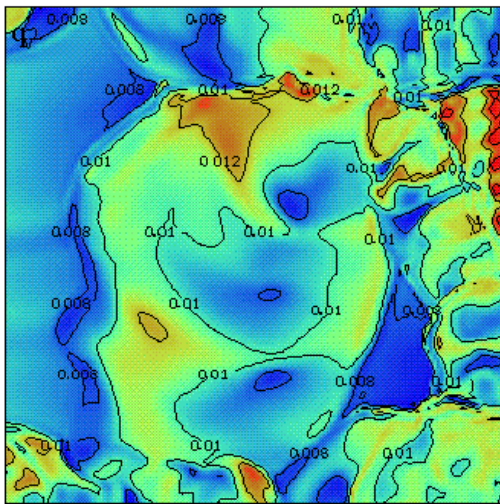


Abb. 8-31 Zweidimensionale Darstellung des Mischungsverhältnisses des Wasserdampfes q_v am Boden um 17 UTC mit einem Konturintervall von 0.002 gkg^{-1} . Der Übergang von blauer Farbe zur roten Farbe deutet auf eine Zunahme des Mischungsverhältnisses hin.

Zentrum und unterhalb der einzelnen Gewitterzellen im Norden und im Süden des Gebietes (Abb. 8-28c). Die Wolken breiten sich entlang des gesamten Gebietes aus (Abb. 8-30), wohingegen im Kontrolllauf eine leichte Wolkenbildung entlang der Böen-Front zu erkennen ist (Abb. 8-30b). Innerhalb der letzten Integrationsstunde konzentrieren sich die Vertikalgeschwindigkeiten entlang der Böen-Front der Squall-line (Abb. 8-27c). Am Ort der Squall-line steigt der Druck weiterhin leicht an. Das Besondere in der letzten Integrationsstunde im Vergleich zum Kontrolllauf, wo sich hinter der Linie ein Hochdruckgebiet gebildet hat, ist der Druckfall von bis zu 0.8 hPa hinter der Linie (Abb. 8-27d). Dies erfolgt nicht durch eine signifikante Erwärmung der Schichtung, da die Temperatur konstant bleibt (Abb. 8-28d). Die-

ser Druckfall kann erst durch den Verlauf des Mischungsverhältnisses des Wasserdampfes erklärt werden. Wie in Abbildung 8-31 zu sehen ist, nehmen die Werte des Mischungsverhältnisses erst hinter der Squall-line von 0.012 gkg^{-1} bis zu einem Mindestwert von 0.008 gkg^{-1} ab. Dies bedeutet, daß sich der Wasserdampf und, gemäß der Zustandsgleichung für ideale Gase, der Wasserdampfdruck ebenfalls verringert haben. Der Gesamtdruck des Gemisches feuchter Luft in der Atmosphäre setzt sich aus dem Partialdruck der trockenen Luft und dem Partialdruck des Wasserdampfes zusammen. Folglich muß der Druck auch weniger werden, was hier der Fall ist. Im Vergleich zum Kontrolllauf, wo sich die Wolken im Nordnordosten leicht verstärkt haben (Abb. 8-30d), beschränkt sich hier die Wolkenbildung auf den Nordosten des Gebietes (Abb. 8-30c).

8.2.4.2 Der Einfluß der konvektiven Hemmung (CIN)

Die Energie im unteren Bereich der Troposphäre zwischen der Erdoberfläche und dem NFK wird als CIN bezeichnet (siehe dazu Kapitel 3). Je höher die Mengen an CIN sind, desto stabiler ist die untere Schichtung in der Troposphäre. Dies bedeutet, daß größere Mengen an Energie benötigt werden, als im Fall einer labilen Schichtung, um ein Luftpaket von seinem momentanen Niveau nahe am Boden bis zum NFK zu bewegen.

Im folgenden Abschnitt wird die Entwicklung der Konvergenzlinie und des einzelnen Luftpaketes östlich von ihr untersucht, indem die anfängliche Menge an CIN von 0 Jkg^{-1} auf 36 Jkg^{-1} erhöht wird. Diese Erhöhung erfolgte durch eine Abkühlung der Schichtung von bis zu 5 K , während der Feuchtegehalt auf 11 gkg^{-1} zurückgefallen ist. Darüberhinaus hat die Erhöhung an CIN zu einer Abnahme der CAPE von bis zu 250 Jkg^{-1} geführt, mit Werten von 1165 Jkg^{-1} .

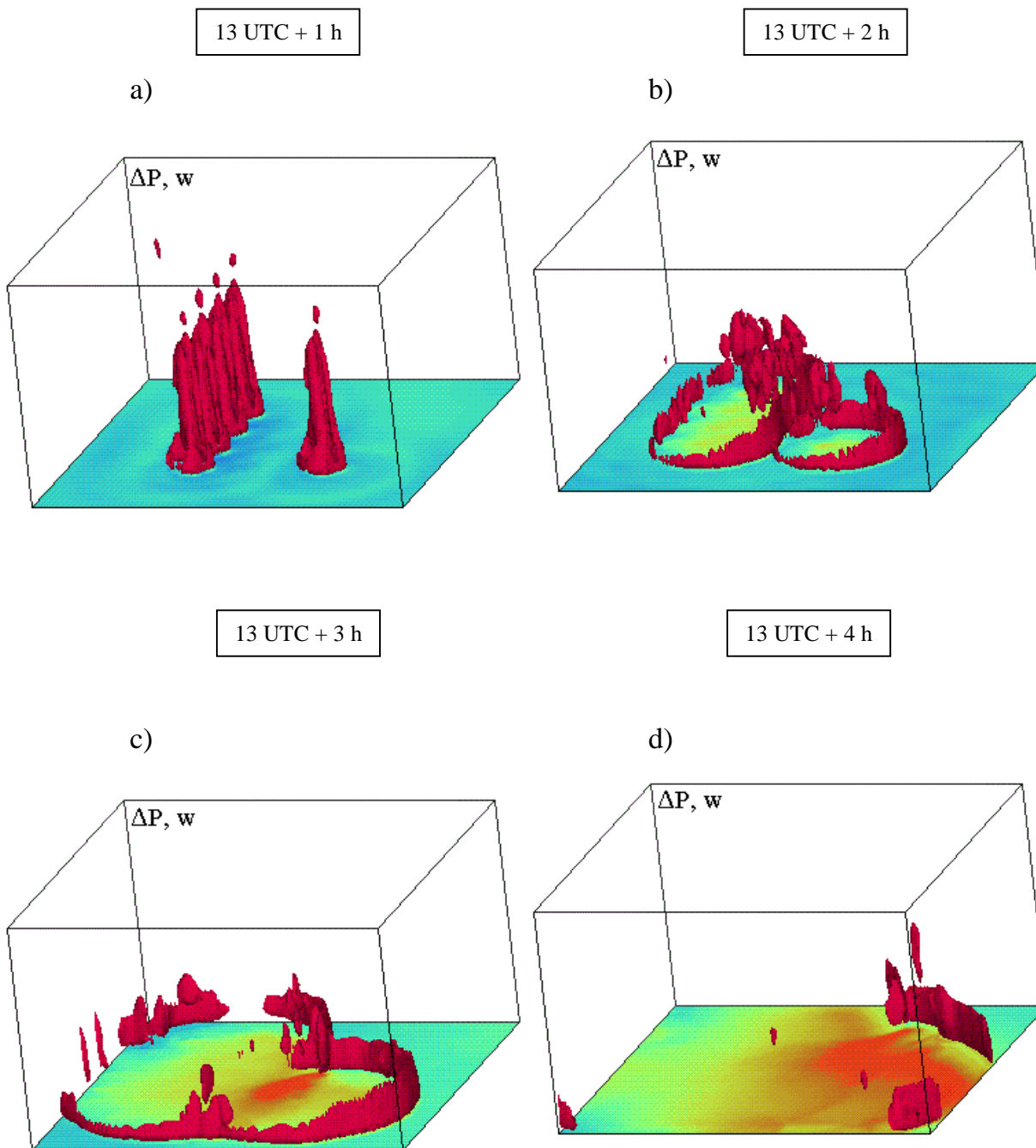


Abb. 8-32 Dreidimensionale Darstellung der Änderung des Bodendruckfeldes um a) 14 UTC, b) 15 UTC, c) 16 UTC und d) 17 UTC. Vertikalgeschwindigkeiten sind ab einem Mindestwert von 1.28 ms^{-1} markiert. Im Druckfeld wird mit blau ein Druckfall von 1.14 hPa und markiert und mit hellblau, grün, orange und rot wird ein Druckanstieg von jeweils 0.3 hPa , 0.54 hPa , 1.39 hPa und 2.8 hPa markiert.

In der ersten Integrationsstunde erreichen die Aufwinde Höchstwerte von 22 ms^{-1} in den höheren Niveaus der Troposphäre und die Kaltluftteiche fangen an, sich am Boden auszubreiten (Abb. 8-32a). Die Entwicklung der Luftpakete zu Gewitterzellen scheint im Vergleich zum dem Lauf mit erhöhtem CAPE im Verzug zu sein, da hier die Mengen an CAPE geringer sind. Dagegen sind die Vertikalgeschwindigkeiten um etwa 16 ms^{-1} stärker als diejenigen im Kontrolllauf. Dies ist auf die erhöhten Mengen an CIN zurückzuführen. Diese können zeitweise eine explosive Bildung von konvektiven Systemen in den späten Nachmittagsstunden unterstützen, indem große Mengen an CAPE im Laufe des Tages in mittleren und höheren Niveaus angesammelt werden. Die dadurch resultierenden Druckgradientkräfte sind für die Beschleunigung der Luftpartikel im mittleren Niveau verantwortlich. Der Druck nimmt im Bereich unterhalb der Gewitterzellen um 1.4 hPa zu. Innerhalb der zweiten Integrationsstunde erfolgt das 'Aufeinandertreffen' der zwei Gewitterlinien (Abb. 8-32b). Dieser Vorgang findet 30 Minuten eher, als derjenige im Kontrolllauf statt, und die Vertikalgeschwindigkeiten erreichen entlang der Schnittpunktstelle Höchstwerte von 8.5 ms^{-1} in einer Höhe von 6 km über dem Boden. Im Bereich der Schnittstelle nimmt der Bodendruck um weitere 1 hPa zu. Im Verlauf der dritten Integrationsstunde hat sich – ähnlich wie im Kontrolllauf – eine Squall-line gebildet, und das System hat sich innerhalb der letzten Stunde abgeschwächt (Abb. 8-32c). Die Erklärung liegt darin, daß die Mengen an CAPE keine weitere Konvektion unterstützen können, wegen der anfänglich hohen Mengen an CIN und der damit verbundenen Stabilität der Atmosphäre. Durch die explosive Entwicklung des Systems, wird die CAPE verbraucht und das System schwächt sich langsam ab. In der letzten Integrationsstunde hat sich das System, ähnlich wie im Kontrolllauf, nach Nordosten verlagert. Entlang der Böen-Front erreichen die Vertikalgeschwindigkeiten Werte von bis zu 10 ms^{-1} und der Druck hinter der Squall-line erreicht seine höchste Zunahme von 2.8 hPa (Abb. 8-32d).

Eine Abkühlung von 5 K in den unteren Schichten von bis zu einer Höhe von 2.5 km ergibt eine Erhöhung der Stabilität, ausgedrückt in Werten von CIN, von

69 Jkg^{-1} und eine Labilität, ausgedrückt in Werten von CAPE, von 780 Jkg^{-1} . In diesem Fall verzögert sich die Entwicklung von konvektiven Zellen zu einem mesoskaligen System, wie erwartet, um etwa 2 Stunden. Diese Zeit wird benötigt, um den notwendigen Auftrieb zu erreichen, so daß sich das System entwickeln kann.

9

ZUSAMMENFASSUNG

τίς μὲν οὖν ἐστὶν ἡ τοῦ ἀνέμου φύσις καὶ πῶς γίγνεται, ἔτι δὲ αὐχμῶν τε πέρι καὶ ἐπομβρίας, καὶ διὰ τίν' αἰτίαν καὶ παύονται καὶ γίγνονται μετὰ τοῦσ' ὄμβρους, διὰ τί τε βορέαι καὶ νότοι πλείστοι τῶν ἀνέμων εἰσὶν, εἴρηται· πρὸς δὲ τούτοις καὶ περὶ τῆς φορᾶς αὐτῶν. (Ἀριστοτέλης, Μετεωρολογικά, Β4. 361 β 9)

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war, sowohl die Entstehung, als auch die Entwicklung von Squall-lines zu verstehen und zu erklären. Zu diesem Zweck wurde aus synoptischen Daten eine Analyse einer beobachteten Squall-line im Alpenvorland durchgeführt¹. Dieser Analyse folgten numerische Rechnungen, deren Anfangsbedingungen aus den Ergebnissen der synoptischen Analyse und den gemessenen Daten bestimmt wurden. Die gute Übereinstimmung der numerischen Rechnungen mit der Fallstudie gab das notwendige Vertrauen, das Modell für Sensitivitätstests zu verwenden. Es war also möglich, mit Hilfe der Ergebnisse aus den Sensitivitätstests den Einfluß von bestimmten Anfangsbedingungen und von physikalischen Parametern auf das System festzustellen. Es wurde deutlich gezeigt, wie wichtig die Anwendung von realen Daten in numerischen Berechnungen sind.

Squall-lines gehören zu mesoskaligen konvektiven Systemen und setzen sich aus einer Reihe von Gewitterzellen zusammen. Sie sind während der Sommermonate am häufigsten zu beobachten, wenn in den Schichten der Troposphäre ausreichende Labilitätsenergie vorhanden ist. Dadurch kann eine hochreichende Konvektion und damit die Bildung von Squall-lines begünstigt werden. Im Bayerischen Alpenvorland wird die Bildung und Entwicklung von Squall-lines bei einer Südwestanströmung der Alpen, sofern subtropische Warmluft in diese Region gelangt, begünstigt. Der Wasserdampfgehalt der unteren Schichten wird dadurch erhöht, und es

¹ Zwei weitere Fallstudien konnten ebenfalls numerisch erfolgreich nachvollzogen werden.

bilden sich, von dem sommerlichen Erhitzen der Erdoberfläche unterstützt, häufig Gewitter und Squall-lines. Diese werden von starken Winden und manchmal auch von Hagel begleitet.

Um das Auftreten von linienförmigen Gewittern im Alpenvorland zu erklären und meßtechnisch zu erfassen, fand im Sommer 1994 ein Feldexperiment unter dem Namen SETEX-94 statt. Für die vorliegende Arbeit wurde aus diesem Experiment der 14. Juli 1994 ausgewählt.

Die *synoptische Analyse* der Squall-line am 14. Juli 1994 erfolgte in dieser Arbeit anhand von Boden- und Höhenwetterkarten des DWD sowie auch von synoptischen Meldungen, die auf Karten mit einem Gebiet von der Größe 600 km x 450 km eingetragen sind. Mitberücksichtigt sind die Radaraufnahmen vom DLR in Oberpfaffenhofen und die Ergebnisse der Analyse von den Instrumenten der 10 Bodenmeßstationen der Universität München.

Auf den Boden- und Höhenwetterkarten des DWD von 00 UTC am 14. Juli 1994 befanden sich ein Tiefdruckgebiet westlich von Island, ein zweites Tiefdruckgebiet nördlich von Skandinavien und ein drittes Tiefdruckgebiete im östlichen Teil Europas. Eine Konvergenzlinie wurde präfrontal der Kaltfront des zweiten Tiefdruckgebietes analysiert. Des weiteren waren drei Hochdruckgebiete eingezeichnet, das erste über den Azoren im Atlantik, das zweite über Rußland und das dritte über Skandinavien. Das System aus diesen ausgeprägten Tief- und Hochdruckgebieten sorgte an jenem Tag für eine hinreichend zyklonale und antizyklonale Zirkulation über dem gesamten Europa. Dadurch haben sich eine Ost- und eine Westwindzone gebildet, die zur Labilität der Schichtung der unteren Troposphäre im Laufe des Tages und zur Konvergenz von West- und Ostwinden geführt haben. Die konvektiv verfügbare potentielle Energie erreichte an diesem Tag - gemäß dem Radiosondenanstieg von 13 UTC - den Betrag von 1400 Jkg^{-1} , und die Menge an konvektiver Hemmung war minimal.

Die vierstündige synoptische Analyse eines abgegrenzten Gebietes der Größe von 600 km x 450 km zeigte, daß sich die analysierte Konvergenzlinie innerhalb

von zwei Stunden nach Osten verlagert und sich eine neue Squall-line gebildet hatte. Diese ist vermutlich durch das Zusammenkommen von Ost- und Westwinden entstanden. Ein Hochdruckkeil hat sich hinter und durch die Konvergenzlinie durch verbreitert und ist nach Osten vorgedrungen. In den weiteren zwei Stunden erfolgte die Auflösung der Konvergenzlinie und die Verstärkung der Squall-line und deren Verlagerung nach Osten.

Um die wichtigsten dynamischen Prozesse, die zur Entwicklung der Squall-line und zur Auflösung der Konvergenzlinie vom 14. Juli 1994 beigetragen haben, zu erfassen, wurden als nächstes *numerische Rechnungen* durchgeführt. Diese wurden mit dem dreidimensionalen nicht-hydrostatischen Klemp-und-Wilhelmson-Modell berechnet. Die Anfangsbedingungen und die damit anfängliche Verteilung des Windes, der Temperatur und der Feuchte über der Erdoberfläche im ganzen Integrationsgebiet ist durch die verfügbare Radiosondenmessung von 13 UTC bestimmt worden. Dadurch konnte aber keine vollständige Aussage über das gesamte Untersuchungsgebiet gemacht werden. Das ist ein Problem, das meistens bei der Anwendung von numerischen Modellen auftritt, mit welchen, anhand von realistischen Anfangsbedingungen, die Entstehung und weitere Entwicklung von mesoskaligen Systemen untersucht werden soll. Es wurde daher die Annahme gemacht, daß die obengenannten anfänglichen Felder für das gesamte Gebiet homogen sind. Die Anfangsstörung innerhalb der Umgebung, die zur Entstehung und Entwicklung der beobachteten Situation beigetragen hat, wurde anhand der synoptischen Analyse und der Radaranalyse festgelegt und durch die verfügbare Radiosondenmessung charakterisiert. Die Störung bestand aus fünf Luftpaketen. Vier davon befanden sich entlang einer Linie und das fünfte 100 km östlich dieser Linie. Die Zirkulation im Bereich der Luftpakete wurde durch eine Temperaturdifferenz zwischen den Luftpaketen und deren Umgebung, die der synoptischen Bodenanalyse entnommen wurde, eingeleitet. Die Größe des Integrationsgebietes in x- und y-Richtung betrug 280 km und in z-Richtung 18 km. Die Integrationsdauer war 4 Stunden lang.

Gleich am Anfang der Integration bildeten sich aus den Anfangsstörungen Systeme aus Auf- und Abwinden, deren Intensität entsprechend der Anfangserwärmung war. Innerhalb der ersten Integrationsstunde erreichten die Abwinde und der fallende Niederschlag den Erdboden, wodurch abgekühlte Luft aus mittleren und höheren Schichten transportiert wurde. Die Ansammlung der kalten Luft führte zur Erhöhung des Druckes in den unteren Niveaus, wohingegen in mittleren Schichten der Troposphäre der Druck fiel. Die dadurch entstandenen Druckgradientkräfte sorgten ab diesem Zeitpunkt für das Aufrechterhalten jeder weiteren Vertikalbewegung im Gebiet. Die Abkühlung der unteren Schichten führte noch zur Bildung der Kaltluftteiche in dieser Stunde. In der folgenden Integrationsstunde erhöhte sich weiter der Bodendruck durch die anhaltende Zufuhr von kalter Luft unterhalb der Gebiete der Gewitterzellen. Die Kaltluftteiche breiteten sich aus und stießen dadurch auf wärmere Luftmassen der Umgebung, wodurch diese zum Aufsteigen gezwungen wurden. Es kam am Rand der Kaltluftteiche zur Konvektion und zur Bildung der Böen-Fronten. Diese Böen-Fronten trugen auch eine entscheidende Rolle bei, daß die Konvektion erhalten blieb. Zwischen der zweiten und der dritten Integrationsstunde erfolgte das 'Aufeinandertreffen' der Böen-Front der Konvergenzlinie mit der Böen-Front der Gewitterzelle östlich der Linie. Dieses 'Aufeinandertreffen' führte in der dritten Integrationsstunde zur Auflösung der Konvergenzlinie und zur Bildung der Squall-line. Der Grund der Auflösung der Konvergenzlinie war, daß die Konfluenz der angesammelten Kaltluft hinter der Böen-Fronten der zwei Systeme zu einer starken Abkühlung dieser Region führte. Obwohl die Luftmassen am Boden konvergierten, konnte eine weitere Konvektion nicht unterstützt werden, da die Luftschichten nah der Erdoberfläche nicht mehr über genügend Labilität verfügten. Die Luftpakete am Boden waren nicht in der Lage das Niveau der freien Konvektion zu erreichen, da ihre Vertikalgeschwindigkeiten zu gering waren. Die Konvektion entlang der Konvergenzlinie wurde gehemmt und die Linie dadurch aufgelöst. In der vierten Integrationsstunde befand sich im Integrationsgebiet nur noch die Squall-line, die sich nach Nordosten verlagert hatte.

Aus dem Verlauf der numerischen Rechnungen konnte das beobachtete System mit bemerkenswerter Übereinstimmung wiedergegeben werden. Es hat sich gezeigt, daß die Anwendung von realen Daten in einer numerischen Rechnung dazu beitragen kann, Gewittersysteme zu untersuchen, um sie besser zu verstehen. Die gute Übereinstimmung zwischen Fallstudie und numerischer Berechnung ermöglichte eine Überprüfung der Auswahl der Anfangsbedingungen und des Einflusses von unterschiedlichen physikalischen Parametern. Zu diesem Zweck wurden die *Sensitivitätstests* durchgeführt. Die Änderung der physikalischen Parameter basiert auf Daten, die für das Alpenvorland bei Gewittertagen charakteristisch sind.

Die Sensitivitätstests wurden in zwei Gruppen unterteilt. Die erste Gruppe beinhaltete Tests hinsichtlich der Struktur der Initialstörung. Deshalb wurden drei Sensitivitätstests durchgeführt. Im ersten davon bestand die Anfangsstörung aus nur einem Luftpaket, im zweiten aus ausschließlich der Konvergenzlinie und im dritten aus einer Anordnung aus Konvergenzlinie und Luftpaket – ähnlich wie im Kontrolllauf – aber mit einem kürzeren Abstand zwischen den zwei Anfangsstörungen. Damit sollte klargestellt werden, welchen Einfluß die Auswahl der Struktur der Initialstörung auf den Verlauf der numerischen Rechnungen hat.

Aus einer einzelnen Anfangsstörung, die sich allein im Gebiet befunden hat, konnte sich kein mesoskaliges konvektives System entwickeln. Die Stabilität der Schichtung nahm innerhalb der gesamten Integrationszeit zu, wodurch die Aufwinde nicht ausreichend unterstützt werden konnten. Dagegen hat sich aus einer Reihe von Luftpaketen ein mesoskaliges konvektives System gebildet, dessen Fortpflanzung innerhalb des Integrationsgebietes ohne Unterbrechung, wie im Kontrolllauf, stattgefunden hat. Die Ursache dafür lag daran, daß das System auf immer wärmere Luftmassen gestoßen ist, wodurch die Konvektion aufrecht erhalten blieb. Das Experiment mit einer Konvergenzlinie und einem Luftpaket östlich von ihr, wie im Kontrolllauf, aber mit einem kürzeren Abstand zwischen den zwei Anfangsstörungen, hat die Annahme bestätigt, daß zwischen den zwei Störungen eine Wechselwirkung stattfinden muß. Entscheidend für das Einsetzen dieser Wechselwirkung

war der Abstand zwischen den zwei Störungen. Erreichte der Kaltluftteich einer Störungen die Umgebung einer anderen Störungen bevor diese letzte Störung ihren eigenen Kaltluftteich entwickelt hatte, wurde die Schichtung der Umgebung der zweiten Störung aufgrund der Abkühlung durch den Kaltluftteich stabil, wodurch jede weitere Konvektion unterdrückt wurde.

Die Sensitivitätstests der zweiten Gruppe befaßten sich mit dem Einfluß von unterschiedlichen physikalischen Parametern auf die weitere Entwicklung der Anfangsstörungen. Diese Parameter waren die Windscherung, die Feuchte, die Corioliskraft, die konvektiv verfügbare potentielle Energie sowie auch die konvektive Hemmung.

Im Fall einer Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der unteren 6 Kilometern entwickelten sich vorerst die Luftpakete mit der anfangs stärkeren Erwärmung. Schwache Druckgradientenkräfte und kleine Werte an Windscherung konnten das Beschleunigen von Aufwinden im südlichen Teil der Konvergenzlinie nicht unterstützen. Der Beginn dieser Aufwinde fand erst ab der dritten Integrationsstunde statt, als die Konvergenz entlang der Böen-Front des einzelnen Luftpaketes östlich der Konvergenzlinie eine Hebung der Luftmassen in dieser Region hervorgerufen hatte. Eine Erhöhung der Windscherung von 10 ms^{-1} pro Kilometer innerhalb der unteren 6 km bewirkte nur die Entwicklung der Konvergenzlinie zu einem mesoskaligen konvektiven System, aber nicht des einzelnen Luftpaketes östlich der Konvergenzlinie. Das System durchquerte das Integrationsgebiet innerhalb von zwei Stunden, während die Entwicklung des einzelnen Luftpaketes östlich der Konvergenzlinie ausblieb. Wirkte dagegen die Windscherung von 10 ms^{-1} innerhalb der untersten 2.5 km, kam es zu einer ähnlichen aber explosiveren Entwicklung des Systems, als im vorherigen Fall.

Für den Sensitivitätstest bezüglich der Feuchte wurde angenommen, daß sich der Feuchtegehalt der Luft nahe der Erdoberfläche um 2 gkg^{-1} erhöht hatte. Der Verlauf der numerischen Rechnung ähnelte dem im Kontrolllauf, mit Ausnahme, daß

die Erhöhung der Feuchte den Fortgang der Entwicklung beschleunigte und die Entwicklung selbst verstärkte, da sich die Labilität der Schichtung erhöht hatte.

Numerische Rechnungen unter Berücksichtigung der Corioliskraft waren ähnlich mit den Ergebnissen ohne sie. Dies ist auf die kurze Integrationszeit von 4 Stunden und die gemäßigte Größe des Integrationsgebietes zurückzuführen.

Nachdem die Energie für das Antreiben und Beschleunigen eines Luftpaketes verantwortlich ist, wurden zwei Sensitivitätstests hinsichtlich ihres Betrages durchgeführt. Für den ersten Test wurde die Menge an CAPE auf 2000 Jkg^{-1} erhöht. Die Anfangsstörungen entwickelten sich deutlich explosiver als im Kontrolllauf aufgrund der hohen Labilität in der Troposphäre. Daher fand das 'Aufeinandertreffen' der Böen-Fronten der beiden Störungen eine Stunde früher als im Kontrolllauf statt. Für den zweiten Test wurde CIN um 36 Jkg^{-1} erhöht, was eine Erhöhung der Stabilität der unteren Schichten der Troposphäre bedeutet. Die Entwicklung der Anfangsstörungen zu Gewitterzellen zeigte sich in der ersten Integrationsstunde explosiver als im Kontrolllauf. Diese explosive Entwicklung lag überwiegend an dem Zurückbehalten von großen Mengen an CAPE und der gleichzeitigen Entwicklung von starken Druckgradientkräften, die für die intensive Beschleunigung von Luftpaketen verantwortlich waren. Nachdem die gespeicherte Energie verbraucht wurde, hatte sich das System abgeschwächt und nach Nordosten verlagert.

Eine Zusammenfassung des Kontrolllaufs und aller Sensitivitätstests können der Tabelle 2 entnommen werden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit haben die numerischen Rechnungen sowie auch die durchgeführten Sensitivitätstests gezeigt, daß eine Verbindung zwischen realen Daten und numerischer Rechnung notwendig ist, um wichtige dynamische Prozesse, die zur Entwicklung einer Squall-line innerhalb einer Umgebung beitragen, zu untersuchen und zu verstehen. Die Anfangsbedingungen der Umgebung sollten charakteristisch für eine Alpenregion sein, nachdem die realen Daten aus einem Experiment sind, das im Alpenvorland stattfand. Es hat sich beispielsweise herauskristallisiert, daß die Beschleunigung von Aufwinden auf die Existenz

von Druckgradientkräften zurückzuführen ist, während eine Wechselwirkung zwischen der Zirkulation von Kaltluftteichen und Windscherung zur Intensivierung von Aufwinden beitragen kann. Des weiteren hat sich gezeigt, wie wichtig für Konvektion die vorhandene Energie in der Troposphäre ist, welche sich durch das Erhöhen von Feuchte oder Temperatur in den unteren Schichten verstärken kann. Diese Arbeit hat auch gezeigt, daß eine Wechselwirkung zwischen zwei schon vorhandenen Initialstörungen zu deren Abschwächung führen kann, wenn zwischen den zwei Störungen ein bestimmter Abstand existiert.

Für die Zukunft können genauere Ergebnisse durch zeitlich umfassenderen Beobachtungen erreicht werden. Folglich kann eine Erweiterung von Meßdaten durch Feldexperimente, sowie auch eine Ergänzung numerischer Rechnungen bezüglich der Parametrisierung mikrophysikalischer Parameter zu einer genaueren Analyse und einem besseren Verständnis von mesoskaligen konvektiven Systemen im Alpenvorland beitragen.

Experimente	Struktur der Anfangsstörung	Anfängliche potentielle Temperatur	Anfängliche Feuchte	Corioliskraft	Vertikale Windscherung	CAPE	CIN
Kontrolllauf (a=100 m)	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
1. Sensitivitätstest	●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
2. Sensitivitätstest	● ● ○ ○	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
3. Sensitivitätstest (b=40, 20 m)	● ● ○ ○ <u>b</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2 km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
4. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	10 (ms ⁻¹ /6 km)	1400 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
5. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	10 (ms ⁻¹ /1 km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
6. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	10 (ms ⁻¹ /2.5 km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
7. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	13 (gkg ⁻¹)	nein	10 (ms ⁻¹ /6km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
8. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	304.9 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	ja	5 (ms ⁻¹ /2 km)	1414 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
9. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	310.2 (K)	13 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2 km)	2000 (Jkg ⁻¹)	0 (Jkg ⁻¹)
10. Sensitivitätstest	● ● ○ ○ <u>a</u> ●	301.0 (K)	11.6 (gkg ⁻¹)	nein	5 (ms ⁻¹ /2 km)	1165 (Jkg ⁻¹)	36 (Jkg ⁻¹)

Tabelle 2 Zusammenfassung des Kontrolllaufs und der Sensitivitätstests.

ANHANG**1****ERLÄUTERUNG DER****SYMBOLE**

A_r	Selbstumwandlung der Wolke ins Wasser
a	=000.1 gg ⁻¹ , Grenzwert, unterhalb dessen keine Umwandlung mehr stattfinden kann
a_p	spezifisches Volumen des Luftpaketes
a_u	spezifisches Volumen der Umgebung
B	Auftrieb
$CAPE$	konvektiv verfügbare potentielle Energie
CIN	konvektive Hemmung
C	Belüftungsfaktor
C_e	=0.2.
C_r	Zuwachs an Regentropfen
c	Schallgeschwindigkeit
C_p	Wärmekapazität beim konstanten Druck
C_v	Wärmekapazität beim konstanten Volumen
c_p	spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck
c_l	die spezifische Wärmekapazität des flüssigen Wassers
c_{pd}	die spezifische Wärmekapazität der trockenen Luft bei konstantem Druck
γ	$= \frac{L}{c_p \bar{\Pi}}$

D	Durchmesser der Regentropfen
D_{π}	Turbulenzterm
D_{ϕ}	Turbulenzterme
Du_i	Turbulenzdurchmischungen
dH	Enthalpieänderung
dl	Einheitsvektor
dp	Druckänderung mit der Höhe
dQ	Wärmeänderung
dS	Entropieänderung
dT	Temperaturänderung
dU	Änderung der inneren Energie
dV	Volumenänderung
dW	Arbeitsänderung
dz	Abstand des Druckniveaus zum Boden
D_x	Abstand zwischen den Gitterpunkten in x-Richtung
D_y	Abstand zwischen den Gitterpunkten in y-Richtung
D_z	Abstand zwischen den Gitterpunkten in z-Richtung
Δt	gesamte Zeitschritt für das Modell
$\Delta \tau$	Schallwellen Zeitschritt
$\Delta \bar{U}$	Windscherung
δ_{i3}	Kronecker-Symbol
E	kinetische Energie
E_r	Verdunstung
F	Kraft
f	$= 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, Coriolis-Parameter

φ	geographische Breite
g	$= 9.81 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, Erdfeldbeschleunigung
GN	Gleichgewichtsniveau
η	Anzahl der Zeitschritte
H	Enthalpie
HKN	Hebungskondensationsniveaus
ϑ	potentielle Temperatur
$\overline{\vartheta}$	anfangs ungestörter Zustand der potentiellen Temperatur
ϑ_a	äquivalent-potentielle Temperatur
ϑ_v	virtuelle potentielle Temperatur
$\overline{\vartheta}_v$	anfangs ungestörter Zustand der virtuellen potentiellen Temperatur
K_h	Eddy-Mischungskoeffizient
K_m	$= \frac{1}{3} K_h$, Impulsmischungskoeffizient
κ	$= \frac{R_d}{c_p}$
k_1	$= 0.001 \text{ s}^{-1}$, Kehrwert der Zeit
k_2	$= 2.2 \text{ s}^{-1}$, Kehrwert der Zeit
L_v	latente Verdampfungswärme
L	latente Wärme
l	$= (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}$, Skalenlänge
λ_r	Parameter, bezogen auf die vorhandene Menge an Regenwasser oder auf das Mischungsverhältnis für Regenwasser q_r .
m	Masse eines Massenpunktes
M_ϕ	mikrophysikalische Parametrisierung

M_{ϑ}	mikrophysikalische Parametrisierung der Temperatur
M_{q_c}	mikrophysikalische Parametrisierung des Wolkenwassers
M_{q_r}	mikrophysikalische Parametrisierung des Regenwassers
M_{q_v}	mikrophysikalische Parametrisierung des Wasserdampfs
N	Anzahl von Regentropfen pro Volumeneinheit und pro Größeneinheit
No	$= 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$
NFK	Niveau der freien Konvektion
P, p	Druck
p_o	1000 hPa Druckniveau
P_o	Bodendruck
p_d	der Druck der trockenen Luft
\bar{p}	ungestörter Anfangszustand des Druckes
\bar{p}	Impuls
Π	dimensionsloser Druck
$\bar{\Pi}$	ungestörter Anfangszustand des dimensionslosen Druckes
π	Druckabweichung
q_c	Mischungsverhältnis für Wolkenwasser
q_l	$= q_c + q_v$, Mischungsverhältnis des flüssigen Wassers bei gesättigten Bewegungen
q_r	Mischungsverhältnis für Regenwasser
q_v	Mischungsverhältnis für Wasserdampf

q_{vs}	Sättigungsmischungsverhältnis
\bar{q}_v	anfangs ungestörter Zustand des Mischungsverhältnisses für Wasserdampf
R, R_i	Richardson-Zahl
R_d	Gaskonstante der trockenen Luft
R_v	Gaskonstante der feuchten Luft
r	Mischungsverhältnis der trockenen Luft
r_l	Mischungsverhältnisses des flüssigen Wassers
r_s	Sättigungsmischungsverhältnis
$r_t = r + r_l$	totales Mischungsverhältnis
r/r_s	relative Feuchte
ρ	Dichte
$\bar{\rho}$	anfangs ungestörter Zustand der Dichte
ρ_o	Dichte am Boden
$\frac{\partial \rho}{\partial t}$	lokale Änderung der Dichte
s	die spezifische Feuchte
T	absolute Temperatur
$T_{\dot{a}}$	Äquivalenttemperatur
T_p	des Luftpaketes
T_u	Temperatur der Umgebung
T_v	virtuelle Temperatur
∇	Nabla-Operator
∇_v	Divergenz
u	zonale Windgeschwindigkeit
u_i	$i=1,2,3$, die drei Geschwindigkeitskomponente u, v, w

u_j	$j=1,2,3$, die drei Geschwindigkeitskomponente u, v, w
u'_j	Abweichungen von u_j
v	meridionale Windgeschwindigkeit
v	Geschwindigkeit des Massenpunktes
V	Endgeschwindigkeit der Regentropfen
w	vertikale Geschwindigkeit
w	maximale kinetische Energie aufgrund von <i>CAPE</i>
ϕ	stellvertretend für jeweils ϑ, q_v, q_c oder q_r
ϕ'	Abweichung von ϕ
Ω	Winkelgeschwindigkeit der Erde

ANHANG

2

ERLÄUTERUNG VON
WICHTIGEN BEGRIFFEN*Divergenz*

Das Auseinanderströmen der Luft an einem Raumpunkt wird als Geschwindigkeitsdivergenz bezeichnet und

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \text{ definiert.}$$

Böen-Front

Grenzfläche zwischen einem warmen feuchten Luftstrom und kalter Luft, charakterisiert durch eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in der Nähe der Erdoberfläche.

Konfluenz

Das Zusammenlaufen von Stromlinien, das keine Aussage über die Existenz einer physikalischen Konvergenz mit Massenzuwachs macht.

Konvektion

Vertikalzirkulation, währenddessen bei gleichzeitigem Absinken kälterer Luft in der Umgebung das Aufsteigen erwärmter Luft stattfindet.

Konvergenz

Das Zusammenströmen der Luft an einem Raumpunkt wird als Konvergenz bezeichnet und wird als negative Divergenz $(\nabla \cdot \mathbf{v}) < 0$ angegeben.

Vorticity

Maßvektor für die örtliche Rotation eines in einer Luftströmung mitgeführten Luftteilchens um seine vertikale Achse. Mathematisch wird die Vorticity durch die Rotation des Geschwindigkeitsvektors, $\zeta = \vec{k} \cdot \vec{\nabla} \times \vec{v}$, definiert, wobei ζ die relative Vorticity, ∇ den Nablaoperator und \vec{v} den Geschwindigkeitsvektor beschreibt.

Windhodogramm Stammt von griechisch *hódos* (der Weg) und *grámma* (Zeichen). Bei einem Windhodogramm werden die Windvektoren, die zu einer bestimmten Höhe gehören, eingetragen, wobei der Ausgangspunkt jedes Vektors in den Ursprung gelegt wird. Durch den Verbindungsvektor der Spitzen von jeweils zweier benachbarter Windvektoren kann der thermische Wind abgelesen werden.

Windscherung Eine horizontale oder eine vertikale Änderung des horizontalen Windes wird als Windscherung bezeichnet. Wenn zwei parallel zueinander Luftmassen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten in die gleiche oder in entgegengesetzter Richtung aneinander vorbeiströmen, tritt eine horizontale Windscherung. Ändert sich die Geschwindigkeit oder auch die Richtung der Strömung innerhalb der Schichtung der Troposphäre, tritt eine vertikale Windscherung auf.

ANHANG

3

ÜBERSETZUNG DER
GRIECHISCHEN TEXTE

ZU KAPITEL 1 Da Wissen und Verstehen bei allen Sachgebieten, in denen es *Grundsätze* oder *Ursachen* oder *Grundsteinen* gibt, daraus entsteht, daß man eben diese kennen lernt - denn wir sind überzeugt, dann einen jeden Gegensatz zu erkennen, wenn wir seine ersten Ursachen zur Kenntnis gebracht haben und seine ersten Anfänge und (seinen Bestand) bis hin zu den Grundbausteinen -, deshalb ist klar: Auch bei der *Wissenschaft von der Natur* muß der Versuch gemacht werden, zunächst über die Grundsätze Bestimmungen zu treffen (Aristoteles' Physik, Buch I, 184^a).

ZU KAPITEL 2 Die Erde ist von Natur aus sehr trocken. Aufgrund der vielen Niederschläge speichert sie viel Feuchte, so daß sie, wenn sie von der Sonne und von ihrer inneren Wärme erwärmt wird, viele Dämpfe in ihrem Inneren bildet und sie in die äußere Welt sendet (Aristoteles, Meteorologika, B8, 369b, 10).

ZU KAPITEL 3 Das ist also der Donner und seine Ursache. Der Wind, der dadurch zustande kommt, erfährt eine Art Erhitzen, und das, was daraus entsteht, wird als Blitz bezeichnet. Er entsteht dort, wo der herauskommende Wind so aussieht, als ob er gefärbt wäre. Er erscheint vor dem Schlag und nach dem Donner, scheint aber zu erst zu sein, weil der Blick schneller als das Gehör ist (Aristoteles, Meteorologika, B8, 365).

ZU KAPITEL 4 Da aber verändernde Bewegung immer sein muß und die nie aufhören darf, so muß es notwendig geben *etwas Immerwährendes*, das als

erste die Bewegung anstößt, einerlei ob dies *eins* oder *mehrere* (Aristoteles' Physik, Buch VIII, 258^b).

ZU KAPITEL 5 Nachdem dies bestimmt ist, ist bezüglich der *Ursachen* die Untersuchung anzustellen, welche und wie viele der Zahl nach es sind. Da doch diese Anstrengung hier um der Erkenntnis willen unternommen wird, etwas erkannt zu haben wir aber nicht eher überzeugt sind, bevor wir das „*Weshalb*“ eines jeden erfaßt haben - das heißt aber: seine erste Ursache erfaßt haben -, so ist es klar, daß auch wir dies hier zu tun haben hinsichtlich Werden und Vergehen und überhaupt jeder Art von natürlichem Wandel, damit wir in Kenntnis ihrer Anfangsgründe ein jedes Untersuchte auf sie zurückzuführen versuchen können (Aristoteles' Physik, Buch II, 194^b).

ZU KAPITEL 6 Später erst werden aus diesen bekannt die Grundbausteine und die Grund-Sätze, wenn man es auseinandernimmt. Deswegen muß der Weg von der *Ganzheiten* zu den *Einzelheiten* führen. Denn nach der Sinneswahrnehmung ist immer das Ganze bekannter, Ganzheit bedeutet aber doch so ein Ganzes; denn die allgemeine Ganzheit umfaßt viele Einzelmomente als ihre Teile (Aristoteles' Physik, Buch I, 184 a, 22).

ZU KAPITEL 7 Zusammenwachsen ist also das Spätteste, bezogen auf den Werdevorgang: notwendig müssen sich die Ränder erst einmal berühren, wenn sie zusammenwachsen sollen, was aber in Berührung steht, das ist noch nicht alles zusammengewachsen; bei Gegenständen, für die es Berührung nicht gibt, ist klar, daß es für sie auch Zusammenwachsen nicht geben kann (Aristoteles' Physik, Buch V).

ZU KAPITEL 8 Das unmittelbar In-Bewegung-Stehende, verstanden nicht im Sinne des „weswegen“ sondern „von-wo-aus-der-Anstoß-zur-Bewegung (kommt)“, ist an gleicher Stelle wie das, was bewegt wird, - mit „an gleicher Stelle“ meine ich, daß nichts zwischen ihnen liegt; dies ist

etwas, was für jedes Bewegte und Bewegende gemeinsam ist. Da es nun an Veränderungsformen drei gibt, die hinsichtlich des Raumes, die hinsichtlich des “so-und-so-beschaffen” und die hinsichtlich des “so-und-so-viel”, so müssen es auch drei (Arten von) Anstoßgebenden sein: Das Forttragende, das Andersmachende, das Mehrende oder Minderte (Aristoteles’ Physik, Buch VII, 243a, 33).

ZU KAPITEL 9 Wir haben also gezeigt, welche die Natur des Windes ist, und wie er entsteht. Wie haben über die Trockenheit und die Niederschläge gesprochen. Wir haben erklärt, warum die Winde nach dem Niederschlag nicht mehr existieren, warum die meisten vom Norden und vom Süden her kommen; und noch dazu über ihre Bewegung (Aristoteles, Meteorologika, B4, 361b, 9).

LITERATUR

- Blustein, H.B., and M. H. Jain, 1985: Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall-lines in Oklahoma during the Spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, 1949: The Thunderstorm. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 287 pp.
- Brugge, R., and M. W. Moncrieff, 1992: Multicell Stage of the Munich Storm of 12 July 1984: A Numerical Study. *Tellus*, **44A**, 339-355.
- Buggi, A., Fantini, M. and G. Lippolis, 1990: Quasi-Stationary Organized Convection in the Presence of an Inversion near the Surface: Experiments with a 2-D Numerical Model. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **45**, 75-86.
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General Characteristics of Squall-Lines Observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 725-734.
- Cotton W. R., and R. A. Anthes, 1989: Storm and Cloud Dynamics. *Akademic Press*, 883 pp.
- Davis, C. A. and M. L. Weisman, 1993: Balanced Dynamics of Mesoscale Vortices Produces in Simulated Convective Systems. *J. Atmos. Sci.* **51**, 2005-2030.
- Emanuel, K. A., 1994: Atmospheric Convection. *Oxford University Press*, 580 pp.

-
- Etling, D., 1996: Theoretische Meteorologie. *Vieweg Verlag*, 318 pp.
- Finke, U. and T. Hauf, 1996: The Characteristics of Lightning Occurrence in Southern Germany. *Beits. Phys. Atmosph.*, **69**, 361-374.
- Frakhauser, J. C., Barnes, G. M. and M. A. LeMone 1992: Structure of a Midlatitude Squall-Line Formed in Strong Unidirectional Shear. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 237-260.
- Haase, S. P., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, M. Peristeri and R. K. Smith, 1997: The Squall-line of 1992 in Southern Germany: An Observational Case Study. *Beits. Phys. Atmosph.*, **70**, 147-165.
- Haase-Straub, S. P., D. Heimann, T. Hauf, R. K. Smith, 1994: The squall line of 21 July 1992 in Switzerland and southern Germany – a documentation. DLR Foeschungsbericht 94-18, 226 pp.
- Hauf, T. and H. Höller, 1987: Entropy and Potential Temperature. *J. Atmos. Sci.* **44**, 2887-2901
- N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P. F. Meischner, 1994: Life Cycle and Precipitation Formation in a Hybrid-Type Hailstorm Revealed by Polarimetric and Doppler Radar Measurements. *J. Atmos. Sci.* **51**, 2500-2522.
- Höller, H., 1994: Mesoscale Organization and Hailfall Characteristics of Deep Convection in Southern Germany. *Beits. Phys. Atmosph.*, **67**, 219-234.
- Houze, Jr. R. A., B. F. Smull and P. Dodge, 1990: Mesoscale Organization of Springtime Rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 613-654.

-
- Houze, Jr. R. A. Cloud dynamics. *Akademic Press*, 573 pp.
- Houze, Jr. R. A., W. Schmid, R. G. Fovell and H-H. Schiesser, 1993: Hailstorms in Switzerland: Left Movers, Right Movers, and False Hooks. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3345-3370.
- Huntrieser, H. I., H. Schlager, C. Feigel and H. Höller, 1998: Transport and production of NO_x in electrified thunderstorms: Observations at midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **103**, No. D21, p. 28.
- Huntrieser, H. I., 1995: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage von Gewittern in der Schweiz. Dissertation Nr. 11020 der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich, p 246.
- Klemp. J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Klemp. J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulations of Right- and Left-Moving Storms Produced Through Storm Splitting. *J. Atmos. Sc.*, **35**, 1097-1110.
- Lilly, D. K., 1979: The Dynamical Structure and Evolution of Thunderstorms and Squall-Lines. *Ann. Rev. Earth. Sci.*, **7**, 117-171.
- Linder, W., 1993: Die Unwetter vom 21. und 22. Juli 1992: Fallstudie von Konvergenzlinien innerhalb einer Gesamtdarstellung der Wetterlage. *Diplomarbeit*. Institut für Meteorologie und Klimaforschung (LMK) der Universität Karlsruhe.
- Ludlam, F. H., 1963: Severe Local Storms: A Review. *Severe Local Storms, Met. Monogr.No. 27*, 1-30.

-
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. **61**, No. 11, 1374-1387.
- Meischner, P. F., Bringi, V. N., Heimann, D., and H. Hoeller, 1991: A Squall-Line in Southern Germany: Kinematics and Precipitation Formation as Deduced by Advanced Polarimetric and Doppler Radar Measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 678-701.
- Miller, M. J. and R. P. Pearce, 1974: A Three-Dimensional Primitive Equation Model of Cumulonimbus Convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 133-154.
- Moeng, C-H, P. P. Sullivan, 1993: A Comparison of Shear- and Buoyancy-Driven Planetary Boundary Layer Flows. *J. Atmos. Sci.* **51**, 999-1022.
- Moncrieff, M. W. and M. J. Miller, 1975: The Dynamics and Simulation of Tropical Cumulonimbus and Squall Lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373-394
- Musil, D. J., P. L. Smith, J. R. Miller, J. H. Killinger, und J. L. Halvorson, 1977: Characteristics of vertical velocities observed in T-28 penetrations of hailstorms. Prepr., Conf. Weather Modif., 6th, *Amer. Met. Soc.*, Boston, Massachusetts, pp. 161-169.
- Newton, C. W. 1950: Structure and Mechanism of the Prefrontal Squall-Line. *J. Meteor.*, **7**, 210-222.
- Newton, C. W. 1966: Circulations in Large Sheared Cumulonimbus. *Tellus*, **18**, 699-712.

-
- Reuter, H., Hantel, M. und R. Steinacker, 1997: Kapitel 3. 'Meteorologie'. *Bergmann Schaefer, Lehrbuch der Experimentalphysik Band 7 Erde und Planeten*, 727 pp.
- Rotunno, R., 1980: On the Evolution of Thunderstorm Rotation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 577-586.
- Rotunno, R., and J. Klemp, 1982: The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- Rotunno, R., and J. Klemp, 1985: On the Rotation and Propagation of Simulated Supersell Thunderstorm. *J. Atmos. Soc.* **42**, 271-292.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., and M. L. Weisman, 1988: A Theory for Strong, Long-Lived Squall-Lines. *J. Atmos. Soc.* **45**, 463-485.
- Scheidgen, P., 1989: Numerische Simulation einer Böenlinie. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, 129 pp.
- Schiesser, H. H., R. A. Houze, Jr. and H. Huntrieser, 1994: The Mesoscale Structure of Severe Precipitation Systems in Switzerland. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2070-2097.
- Seitter, K. L., and H-L. Kuo, 1983: The Dynamical Structure of Squall-Line Thunderstorm. *J. Atmos. Soc.* **40**, 2831-2854.
- Skamarock, W. C., Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1994: Three-Dimensional Evolution of Simulated Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Soc.* **51**, 2563-2584.

-
- Skamarock, W. C. and J. B. Klemp, 1991: The Stability of Time-Split Numerical Models of the Hydrostatic and the Nonhydrostatic Elastic Equations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2109-2127.
- Skamarock, W. C. and J. B. Klemp, 1994: Efficiency and Accuracy of the Klemp-Wilhelmson Time-Splitting Technique. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2623-2630
- Stobie, J. G., Einaudi F. and L. W. Uccellini, 1983: A Case Study of Gravity Waves-Convective Storms Interaction: 9 May 1979. *J. Atmos. Sci.* **40**, 2804-2830.
- Thorpe, A. J., and M. J. Miller, 1978: Numerical Simulations Showing the Role of Downdraft in Cumulonimbus Motion and Splitting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **104**, 873-893.
- Volkert, H., L. Weickmann and A. Tafferner, 1990: The Papal Front of 3 May 1987: A Remarkable Example of Frontogenesis Near the Alps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 125-150.
- Weisman, M., and J. Klemp, 1982: The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 707-718.
- Weisman, M. L., and J. Klemp, 1984: The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479-2498.
- Weisman, M. L., 1992: The Genesis of Severe, Long-Lived Bow Echos. *J. Atmos. Soc.* **50**, 645-670.

Weisman, M. L., and C. A. Davis, 1998: Mechanisms for the Generation of Mesoscale Vortices Within Quasi-Linear Convective Systems. *J. Atmos. Soc.* **55**, 2603-2622.

Wyss, J. and K. A. Emanuel, 1988: The Pre-Storm Environment of Midlatitude Prefrontal Squall-Lines. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 790-794.

Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and Convective-Scale Downdrafts as Distinct Components of Squall-Line Structure.

DANKSAGUNG

Mit diesen letzten Zeilen möchte ich mich ganz besonders bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Roger K. Smith für seine unschätzbare Hilfe, Unterstützung und sein Verständnis bedanken. Außerdem möchte ich ihm herzlich dafür danken, daß er mir die Möglichkeit gab, bei vielen lehrreichen Besuchen an ausländischen Instituten sowie auch Vortragsreisen teilzunehmen.

Ein besonderes Dankeschön gilt Dr. Morris L. Weisman vom NCAR (National Center for Atmospheric Research) in Boulder Colorado, der seine Zeit opferte, mich in das Model einzuweisen und immer bereit war, jede Frage zu beantworten.

Meiner langjährigen Freundin Frau Dr. Dominique Möller möchte ich von Herzen für ihre Freundschaft alle diesen Jahren, ihre Unterstützung und ihre Bemühungen bei der Fertigstellung und Korrektur dieser Arbeit sowie auch ihren wertvollen konstruktiven Bemerkungen danken. Sie hat dabei bewirkt, dieser Arbeit den letzten Schliff zu geben.

Ein großes Dankeschön an Herrn Dr. Lloyd Shapiro für seine lehrreichen Vorschläge bei der Vollendung dieser Arbeit.

Frau Dipl. Met. Karin Brückner möchte ich ganz herzlich für ihre Bemühungen bei der zeitraubenden und lästigen Korrektur der ersten Version meiner Arbeit danken.

Für die Überwindung aller anfänglichen technischen Probleme bei der Installation des Modells in unserem Institut und seine Bereitschaft alle Fragen zu beantworten danke ich Herrn Dr. Wolfgang Ulrich. Für seine unerläßliche Hilfe bei allen Computerproblemen danke ich Herrn Dipl. Met. Heinz Lösslein sowie Herrn Hilbert Wendt für seine stetige Hilfsbereitschaft.

Ein Dankeschön an Frau Dr. Sarah Jones für ihre Ratschläge bei der Erstellung von Bildern und auch an Herrn Dr. H. Schroers für das Versorgen der Meßdaten der Bodenmeßstationen. Für die Bereitstellung der Radarbilder danke ich Herrn Dr. Hartmut Höller und Herrn Dr. Martin Hagen von dem DLR in Oberpfaffenhofen.

Meiner lieben Zimmerkollegin Frau Dipl. Met. Zsuzsanna RÁCZ danke ich für ihre Freundschaft, Geduld und ihr Verständnis besonders in den letzten Monaten.

Für die finanzielle Unterstützung bedanke ich mich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Kommission der Europäischen Gemeinschaft während des Projekts 'Environment and Climate'.

Zu guter Letzt möchte ich mich ganz herzlich bei meinen zwei einmaligen Familien bedanken, die eine in Griechenland und die andere in Konstanz, und bei meinem liebevollen Mann für die Liebe, das Verständnis, die Geduld und daß sie immer für mich da sind.

LEBENS LAUF

Name	Maria Peristeri
Geburtsdatum	15. August 1963
Geburtsort	Altomünster
Staatsangehörigkeit	Griechisch
1969	Grundschule in Thessaloniki, Griechenland
1975	Gymnasium mit Abschluß in Thessaloniki, Griechenland
1978	Lyzeum mit Abschluß in Thessaloniki, Griechenland
1981	Fachhochschule für Gesundheit und Sozialfürsorge bei KATEE in Thessaloniki, Griechenland
1983	Deutschkurs für Ausländer an der Universität München
1984	Studium der Meteorologie an der Ludwig-Maximilians- Universität München
1994	Diplom im Fach Meteorologie
seit 1994	Wissenschaftliche Mitarbeiterin des Meteorologischen Instituts der Ludwig-Maximilians-Universität München.