



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

170

**Die Entwicklung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters
vom 12. Juli 1984**

von
Manfred Kurz



Zitationsvorschlag:

Kurz, Manfred: Die Entwicklung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters vom 12. Juli 1984. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1986.
(Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 170)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Straße 135
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: www.dwd.de

Mail: bibliothek@dwd.de

	Seite
Zusammenfassung/Summary	5
1 Einleitung	5
2 Allgemeines zur Dynamik konvektiver Wettersysteme.	6
2.1 Potentielle Instabilität	6
2.2 Vertikalbewegungen	7
2.2.1 Frontogenese – Frontolyse	7
2.2.2 Omega-Gleichung.	8
2.2.3 Zusätzliche Effekte; Größenordnung	9
2.3 Konvektive Systeme und Komplexe.	9
3 Vorentwicklung bis zum 12. 7. 1984, 00 UTC	11
3.1 Strömungs- und Temperaturverteilung in der unteren Troposphäre	11
3.2 Feuchteverteilung.	11
3.3 Horizontale und vertikale Verteilung der pseudopotentiellen Temperatur	17
3.4 Frontalzone und Bodenfront.	17
3.5 Frontogenese	19
3.5.1 Frontogenese im horizontalen Stromfeld.	19
3.5.2 Diabatische Effekte. Bildung einer Squall line.	21
3.5.3 Einfluß der Orographie	21
3.5.4 Ergebnis	22
3.6 Strömungsverteilung in der mittleren und oberen Troposphäre.	22
3.7 Großräumige Vertikalbewegungen.	23
4 Weiterentwicklung bis zum 12. 7. 1984, 12 UTC	32
4.1 Bodengefeld	32
4.2 Untere Troposphäre (850 hPa).	33
4.3 Mittlere Troposphäre (700, 500 hPa).	35
4.4 Obere Troposphäre (300 hPa).	35
4.5 Vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung; statische Stabilität	35
4.6 Potentielle Instabilität	37
4.7 Vertikalbewegungen	39
4.8 Orographische Effekte.	41
4.9 Bewölkungsverhältnisse	41
5 Nachmittag und Abend des 12. Juli 1984: Auslösung der Gewitter und des Hagelschlags.	41
5.1 Veränderungen im Bodengefeld und in der Höhe bis zum Abend	41
5.2 Auslösung der potentiellen Instabilität; Bildung der Gewitterzone	43
5.3 Hagelschlag	46
5.4 Veränderungen des Temperatur- und Druckfelds in Bodennähe.	49
6 Weiterentwicklung bis zum Morgen des 13. 7. 1984	49
6.1 Weiterentwicklung des konvektiven Systems	49
6.2 Auswirkungen auf die untere und mittlere Troposphäre	52
6.3 Auswirkungen auf die obere Troposphäre	52
7 Schlußfolgerungen	58
Anhang: Kinematische Abschätzung von Divergenz, Vorticity und Vertikalgeschwindigkeit (P. Emmrich)	60
Danksagung.	60
Literatur	60

Zusammenfassung

Am Abend des 12. Juli 1984 wurden große Teile Südbayerns von einem schweren Hagelunwetter betroffen. Besonders groß waren die Schäden in München und seiner näheren Umgebung. In der Arbeit wird die Entwicklung der Wetterlage des Hagelunwetters beschrieben.

In der Darstellung wird sichtbar, daß bei der Wetterentwicklung eine Vielzahl makro- und mesoskaliger Prozesse in unterschiedlicher Kombination zusammenwirkten, wobei die von den Alpen ausgehenden Orographie-Effekte von besonderer Bedeutung waren. Stärkere konvektive Umlagerungen erfolgten bereits am Vortag innerhalb potentiell instabiler geschichteter Luftmassen im Bereich einer Kaltfront, die Mitteleuropa ostwärts überquerte und bis zu den Alpen vorankam. Bayern blieb dabei von der Gewittertätigkeit verschont, da aufgrund vorangegangenen föhnigen Absinkens die Luft in der unteren Troposphäre nördlich der Alpen sehr trocken war. In der ersten Tageshälfte des 12. Juli wurde diese Föhnluft durch zwar kühlere, aber wesentlich feuchtere Luftmassen ersetzt. Die potentielle Instabilität blieb dabei erhalten. Eine Sperrschicht (Inversion oder Isothermie) in ca. 2 km Höhe verhinderte allerdings zunächst die Auslösung und konnte weder durch die Tageserwärmung noch durch vertikal unterschiedliche Temperaturadvektion beseitigt werden. Es bedurfte vielmehr einer großräumigen Hebung, um durch den Abbau der Sperrschicht die Bildung hochreichender Quellungen zu ermöglichen. Die Hebung setzte am Mittag ein und wurde primär verursacht durch positive Vorticityadvektion vor einem von Frankreich nordostwärts schwenkenden Sekundärtrog sowie durch Warmluftadvektion in der unteren Troposphäre. Im Gegensatz zum Vortag wurde die Auslösung durch orographische Effekte erleichtert, da innerhalb einer thermisch angetriebenen Zirkulation die Luft an der Nordseite der Alpen zusätzlich gehoben wurde. Dementsprechend bildeten sich die ersten Konvektionszellen innerhalb einer größeren Wolkenzone am Nordrand der Schweizer Alpen. Sie wanderten nordostwärts und intensivierten sich durch Einbeziehen der nördlich des Gebirges lagernden feuchten Luft. Die am stärksten entwickelte Zelle zeigte das charakteristische Verhalten eines Supercell storm und produzierte an ihrem Südrand den 250 km langen und 5-15 km breiten Hagelstrich, der auch über München hinwegführte. Zum Schluß wandelte sich das System in einen typischen „mesoskaligen konvektiven Komplex“ um.

Summary

In the evening of July 12, 1984, a severe hailstorm struck great parts of Southern Bavaria. The damage was particularly large in Munich and its neighbourhood. The paper describes the development of the weather situation leading to the hail storm.

The investigation shows that during the development a multitude of macro- and meso-scale processes cooperated in different combinations in which the orographic effects of the Alps were especially important. Convective overturnings already took place the preceding day within potentially unstable air masses ahead of a coldfront crossing Mid Europe eastwards. In Bavaria no thunderstorms occurred during that time since the air in the lower troposphere north of the Alps was very dry due to preceding descent within a foehn current. During the first part of July 12, 1984, this foehn air was replaced by cooler but substantially moister air masses. In spite of the air mass change the potential instability of the stratification remained unchanged. However, the release of the instability was hindered by an inversion or isothermal layer in 2 km height which could not be dissolved through heating from the ground or vertically different temperature advection. A macro-scale lifting of the air would have been necessary to destroy the stable layer and to make deep convection possible. The ascending motion set in around noon primarily caused by positive vorticity advection ahead of an upper trough swinging from France northeastwards, and by warm air advection in the lower troposphere. In opposition to the preceding day orographic effects made the release easier since within a thermally driven circulation the air at the northern flank of the Alps was lifted additionally. Accordingly the first convective cells within a large cloud cover developed just north of the Swiss Alps. They travelled northeastwards and were intensified through inclusion of the moist air lying north of the mountains. The strongest developed cell showed the characteristic behaviour of a supercell storm and produced at its southern flank the 250 km long and 5-15 km broad hail swath which crossed Munich. Finally the system was transformed into a typical „meso-scale convective complex“.

1 Einleitung

Eines der herausragenden meteorologischen Ereignisse des Jahres 1984 zumindest für den Süden Deutschlands war das Hagelunwetter vom Abend des 12. Juli, das weite Teile Südbayerns erfaßte und besonders die zentralen und südlichen Teile Münchens heimsuchte. Innerhalb eines mehr als 250 km langen und 5-15 km breiten Hagelstrichs fielen während durchschnittlich 20 Minuten Hagelkörner mit einem Durchmesser bis zu 10 cm. Der dadurch angerichtete Schaden war enorm. 70.000 Wohngebäude, 1.000 Gewerbebetriebe, 150 Flugzeuge und über 200.000 Kraftfahrzeuge wurden mehr oder weniger stark beschädigt, 20.000 Hektar landwirtschaftliche Nutzfläche verwüstet. Mehr als 400 Menschen wur-

den durch die Hagelkörner so stark verletzt, daß sie sich in ärztliche Behandlung begeben mußten. Die Gesamtschadenssumme, die die Versicherungen zu begleichen hatten, erreichte den Rekordwert von 1,5 Milliarden DM.

Obwohl eindeutig festgestellt werden muß, daß ein derartiges Unwetter deterministisch nicht vorhergesagt werden kann, ist es sicher interessant, seine Entwicklungsbedingungen genau zu studieren. Denn nur durch die Kenntnis der makro- und mesoskaligen Vorbedingungen für die Auslösung solcher starker konvektiver Umlagerungen eröffnet sich die Möglichkeit, zumindest Warnungen vor dem möglichen Auftreten von Hagel auszusprechen.

Die vorliegende Arbeit beinhaltet die Ergebnisse einer umfassenden Untersuchung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters, die in der Abteilung *Synoptische Meteorologie* des Zentralamts des Deutschen Wetterdienstes durchgeführt wurde. Neben den Meldungen aus dem synoptischen Netz wurden dabei auch die Beobachtungen des Geophysikalischen Beratungsdienstes und der Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes zur Auswertung herangezogen. Um kleinräumige Strukturen und orographische Effekte möglichst gut zu erfassen, wurden neben den Bodenkarten auch alle absoluten Topographien manuell analysiert. Bei der Analyse 850 und 700 hPa wurden dabei zusätzlich die Messungen der Bergstationen berücksichtigt.

Da die Bildung der Gewitterzone, in der es zu dem Hagelanschlag kam, in eine mehrtägige Entwicklung eingebettet war, beginnt die Darstellung in Abschnitt 3 am Vortag des Ereignisses, am 11.7.1984, und bezieht die Folgeentwicklung bis zum Morgen des 13.7. noch mit ein. Vorangestellt werden im Abschnitt 2 einige allgemeine Aussagen zur Dynamik konvektiver Wettersysteme. Als Anhang ist eine Ausarbeitung von P. Emmrich über eine Bestimmungsmethode der Vertikalgeschwindigkeit beigefügt.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß die Entwicklung des Hagelunwetters in Kurzfassung bereits in (1) und (2) dargestellt wurde. Aus (1) wurden einige Abbildungen in die hier vorliegende Ausarbeitung übernommen.

2 Allgemeines zur Dynamik konvektiver Wettersysteme

2.1 Potentielle Instabilität

Für die Formierung mesoskalig organisierter konvektiver Wettersysteme ist erforderlich, daß nicht nur einzelne Luftpakete, sondern größere Mengen Luft in eine konvektive, also beschleunigte, aufwärts gerichtete Vertikalbewegung versetzt werden. Das setzt voraus, daß sich in dieser Luft bei Sättigung ein feuchtlabiler Temperaturgradient einstellt. Dazu kommt es, wenn die vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung potentiell instabil ist und die Luft zwangsweise gehoben wird.

Eine potentiell instabile Schichtung erkennt man an der vertikalen Abnahme der pseudopotentiellen, äquivalentpotentiellen oder auch feuchtpotentiellen Temperatur. Bei diesen Größen wird bekanntlich zusätzlich zur potentiellen Temperatur der verfügbare Gehalt an Kondensationswärme in der Luft berücksichtigt, der dem Wasserdampfgehalt direkt proportional ist. Sie sind damit invariant gegenüber Vertikalbewegungen der Luftpartikel unter Einfluß von Kondensation und Verdunstung und werden aus diesem Grund gern als Luftmassenindikator benutzt.

Da oberhalb der Grenzschicht die vertikale Temperaturverteilung immer trockenstabil oder zumindest trockenadiabatisch ist, muß der Wasserdampfgehalt mit der Höhe stark abnehmen, damit bei vertikaler Zunahme oder zumindest Konstanz der potentiellen Temperatur die pseudopotentielle Temperatur Θ_{ps} (oder eine der beiden anderen Größen) gleichzeitig abnimmt. Das ist vielfach gegeben bei Luftmassen maritimer Herkunft, die durch Verdunstung von der Meeresoberfläche in den untersten Schichten Wasserdampf aufgenommen haben. Es ist insbesondere charakteristisch für maritim beeinflusste Luftmassen aus den Tropen und Subtropen, die wegen ihrer hohen Temperatur besonders viel Wasserdampf zu speichern vermögen.

Die Abbildung 1a zeigt einen typischen Aufstieg für potentielle Instabilität. Es ist ein Mittagsaufstieg, der oberhalb der überhitzten bodennächsten Schicht eine weitestgehend durchmischte feuchte Luftmasse zeigt, die bis etwa 800 hPa hinaufreicht. Dort wird unterhalb einer sperrenden Inversion gerade Sättigung erreicht. Bei einem Mischungsverhältnis von 10-12 g Wasserdampf pro kg trockener Luft ergibt sich für diese Masse - von der untersten Überhitzungsschicht abgesehen - eine nahezu höhenkonstante pseudopotentielle Temperatur von 60 °C.

Der Temperaturanstieg in der Inversion ist mit einem Rückgang des Wasserdampfgehalts auf 7 g/kg verbunden. Trotz der Zunahme der potentiellen Temperatur um ca. 5 °C nimmt deshalb Θ_{ps} durch die Inversion hindurch leicht ab. Oberhalb davon liegt der Temperaturgradient zunächst zwischen den Werten des trocken- und feuchtadiabatischen Gradienten, um anschließend sich dem letzteren anzunähern. Das Mischungsverhältnis verringert sich bis 550 hPa auf unter 1 g/kg und verursacht damit einen weiteren Rückgang von Θ_{ps} auf 50 °C. In größeren Höhen spielt der geringe Wasserdampfgehalt dann keine große Rolle mehr, so daß entsprechend der potentiellen auch die pseudopotentielle Temperatur wieder ansteigt.

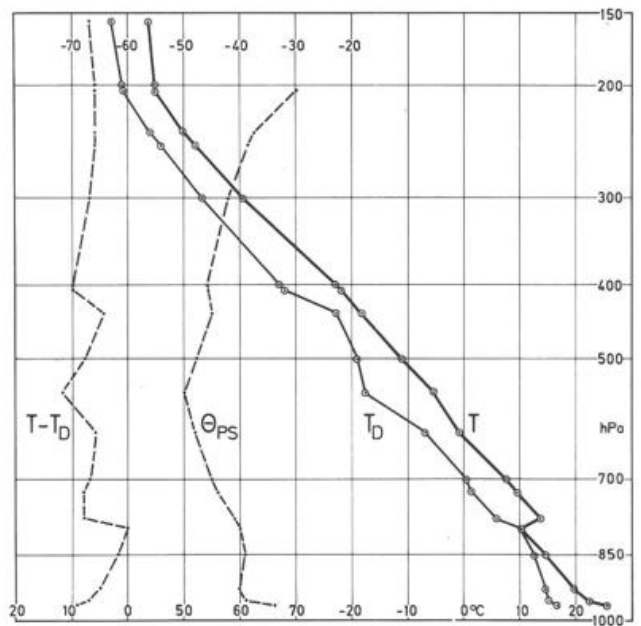


Abb. 1a: Typischer Aufstieg für potentiell instabile Schichtungsverhältnisse mit Temperatur (T), Taupunkt (T_D), Taupunktdifferenz ($T-T_D$) und pseudopotentieller Temperatur (Θ_{ps}).

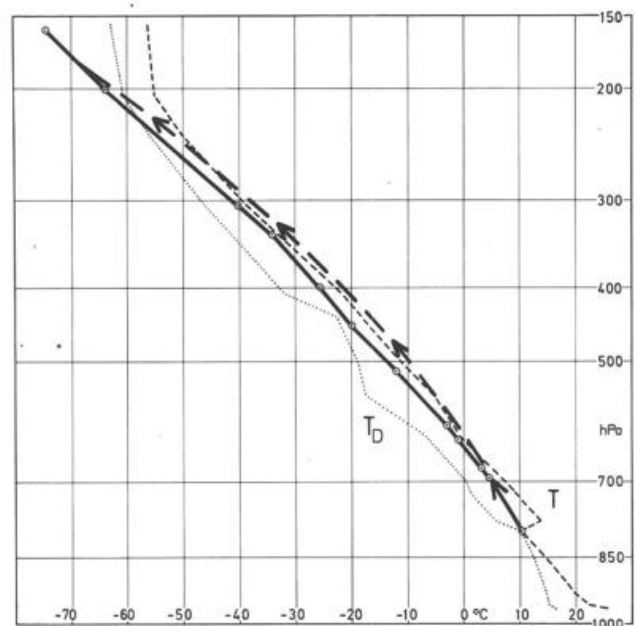


Abb. 1b: Veränderungen des Aufstiegs der Abbildung 1a durch Hebung um 100 hPa. Dick ausgezogene Temperatur und Taupunkt nach vollzogener Hebung, dick strichliert Feuchtadiabate für die an der Inversionsuntergrenze startenden Partikel.

Die in Abbildung 1a porträtierte vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung ist somit zwischen 800 und 550 hPa potentiell instabil. Das bedeutet aber hinsichtlich konvektiver Überentwicklungen noch nichts, da bei ruhender oder horizontal strömender Luft die Inversion jegliche stärkere Quellwolkenbildung aus dem unteren Feuchtereservoir heraus verhindert. Lediglich flache Schönwetter-Cumuli können sich unter der Sperrschicht ausbilden.

Die Situation ändert sich allerdings entscheidend, wenn die potentiell instabile Luftsäule als Ganzes einer Hebung unterworfen wird. Dann kommt es in den unteren feuchteren Schichten rascher zur Sättigung als weiter oben, so daß dort Kondensationswärme freigesetzt und die Hebungsabkühlung verringert wird, während die trockenere Luft darüber noch längere Zeit trockenadiabatisch gehoben wird. Als Folge dieser vertikal unterschiedlichen Abkühlungsraten wird die Temperaturschichtung rasch labilisiert. Eventuell vorher vorhandene Inversionen oder Isothermien zwischen den unterschiedlich feuchten Luftschichten werden abgebaut, bis sich schließlich ein feuchtabliler Temperaturgradient einstellt und die anfänglich erzwungene Hebung in eine beschleunigte konvektive Vertikalbewegung übergeht. Aus der Schichtbewölkung, die sich zunächst durch die erzwungene Hebung gebildet hat, schießen dann explosionsartig Cumulonimben heraus, die je nach den Verhältnissen in der oberen Troposphäre große Höhen erreichen können.

In Abbildung 1b sind die drastischen Veränderungen der Temperatur- und Feuchteverteilung eingezeichnet, die sich ergeben, wenn die Luftsäule oberhalb 800 hPa um 100 hPa gehoben wird. Man sieht, daß diese Hebung genügt, um sowohl die Inversion zum Verschwinden zu bringen als auch in allen Niveaus Sättigung zu erreichen. Die Schichtung wird darüber hinaus zwischen 700 und 450 hPa feuchtlabil, so daß die Luft aus dem unteren Feuchtereservoir frei bis in Höhen von 10-12 km steigen könnte. Da die Luft ringsum gesättigt ist, würde sich dabei auch keine Bremswirkung durch Entrainment trockener Umgebungsluft ergeben.

Bei dieser Kalkulation wurde der Einfachheit halber eine vertikal einheitliche Hebung angenommen. Realistischer wäre eine Vertikalbewegung mit einem Maximum irgendwo in der mittleren Troposphäre. Dann käme für die darunterliegenden Schichten der Effekt des vertikalen Streckens als zusätzlicher labilisierender Faktor hinzu, während oberhalb davon die Gradientzunahme geringer wäre.

Das herrschende Vertikalbewegungsregime entscheidet somit die wichtige Frage, ob bei potentiell instabiler Schichtung weiterhin schönes, ungestörtes Strahlungswetter herrscht oder plötzlich stärkere konvektive Umlagerungen beginnen. Herrscht Hebung, muß sie allerdings stark genug sein bzw. lange genug wirken können, um die für die Auslösung erforderlichen Veränderungen der Temperatur-Feuchte-Verteilung hervorzurufen.

2.2 Vertikalbewegungen

Aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen, die für die Auslösung der potentiellen Instabilität in Frage kommen, resultieren aus der Dynamik bestimmter meso- und makroskaliger synoptischer Strukturen. Daneben können auch orographische und Grenzschichteffekte eine entsprechende Hebung verursachen.

2.2.1 Frontogenese-Frontolyse

Die typischen Strukturen des mesoskaligen Größenordnungsreichs in den mittleren Breiten sind die Fronten und Frontalzonen. Die Korrelation dieser häufig sehr schmalen Zonen konzentrierter Baroklinität mit Wolkenbändern und Niederschlagsgebieten zeigt das Wirken von Vertikalbewegungen an. Ein Teil davon läßt sich auf die Eigendynamik der Fronten zurückführen. Sie setzen ein, wenn sich durch Vergrößerung des horizontalen Temperaturgradienten Fronten bilden oder intensivieren (Frontogenese) bzw. durch Verringerung des Gradienten Fronten abgeschwächt oder aufgelöst werden (Frontolyse). Die Gradientenänderungen

können entweder durch entsprechende Anordnungen im horizontalen Windfeld, durch horizontal unterschiedliche Vertikalbewegungen und/oder durch horizontal unterschiedliche diabatische Wärmeübergänge verursacht werden. Man kann leicht zeigen (3), daß in Fällen, bei denen sich durch horizontale Konfluenz bzw. durch diabatische Effekte der Temperaturgradient zu vergrößern beginnt, wegen der damit verursachten Störung der Balance zwischen Wind-, Druck- und Massenfild gleichzeitig eine thermisch direkte Zirkulation um die betreffende Frontalzone einsetzen muß. Dabei wird die wärmere Luft gehoben, die kältere Luft gesenkt (Abb. 2).

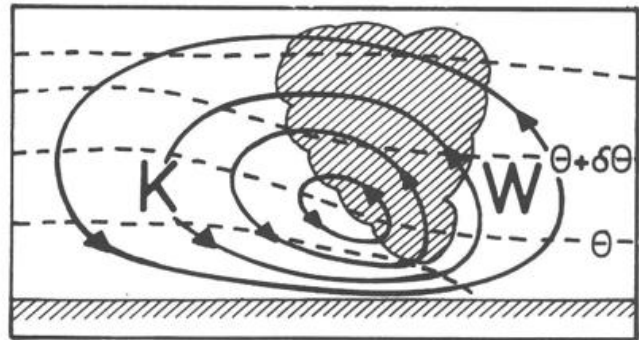


Abb. 2: Schema der ageostrophischen Zirkulation bei Frontogenese (K, W Gebiet der Abkühlung bzw. Erwärmung).

Wirken die beiden angesprochenen Antriebsfunktionen frontolytisch, wird umgekehrt eine indirekte Zirkulation mit absinkender Warmluft und aufsteigender Kaltluft in Gang gesetzt. Sind die aufsteigenden Luftmassen potentiell instabil geschichtet, kann es zur Auslösung kommen. Dabei ist die thermisch direkte Zirkulation bei Frontogenese sicher von größerer Bedeutung, da Warmluft bei sonst gleichen Bedingungen mehr Wasserdampf zu speichern vermag als Kaltluft.

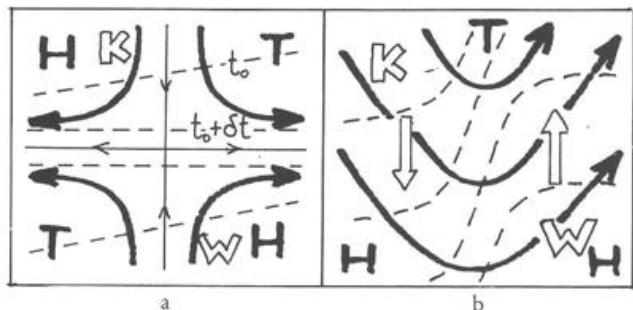


Abb. 3a: Veränderung der Isothermen in einem zeitlich stationären Viererdruckfeld; Frontogenese längs der Streckungsachse.

Abb. 3b: Frontogenese im Bereich eines Troges durch zyklonal scherende Winde; Entstehung bzw. Intensivierung einer Kaltfront.

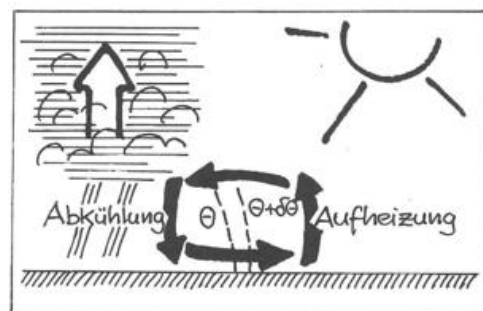


Abb. 3c: Entstehung einer Diskontinuität im bodennahen Temperaturfeld durch unterschiedliche diabatische Wärmeübergänge.

Zu Frontogenese im horizontalen Windfeld kommt es bei Strömungsanordnungen mit Deformation, also z. B. in einem Viererdruckfeld oder im Bereich einer zyklonalen Scherungszone, wenn die Isothermen einen Winkel kleiner als 45° mit der Streckungsachse des Feldes einschließen (Abb. 3 a und b). Wichtig dabei ist, daß das Stromfeld einige Zeit stationär bleibt oder sich nur langsam verändert, damit die unterschiedlich temperierten Luftmassen auch Zeit haben, sich einander zu nähern.

Ähnlich dimensionierte Frontogenese-Effekte durch diabatische Wärmeübergänge ergeben sich z. B. im Sommer über dem Festland am Rande von Wolken- und Niederschlagszonen, wenn tagsüber die Luft im wolkenarmen Bereich stark aufgeheizt wird, während die Luft innerhalb der Wolkenzone kühl bleibt bzw. durch Verdunstung fallenden Niederschlags noch abgekühlt wird. (Abb. 3 c, vgl. auch (4)). Ansonsten kommen diese Dinge ins Spiel, wenn bei einer durch Frontogenese verursachten Zirkulation in der aufsteigenden Warmluft Kondensationswärme freigesetzt wird und durch den ausfallenden Niederschlag die absinkende Kaltluft eine Abkühlung erfährt. Die Frontogenese wird dann in ihrer Wirkung erheblich verstärkt.

2.2.2 Omega-Gleichung

Ein Großteil der Vertikalbewegungen, die die Erscheinungsform und Wetterwirksamkeit der Fronten bestimmt, gehen allerdings auf makroskalige Vorgänge zurück. Sie setzen zwar eine barokline Strömungsanordnung, also horizontale Temperaturunterschiede, nicht aber die Existenz definierter Fronten oder Frontal-zonen im Sinne echter Diskontinuitäten voraus.

Zur Diagnose der Vertikalbewegungen im Macro-Scale soll hier die quasigeostrophische Omega-Gleichung benutzt werden. Sie hat die Form

$$\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = -f \frac{\partial}{\partial p} \left(-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p \eta_g\right) - \frac{R}{p} \nabla^2 \left(-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T\right) - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 H \quad [1]$$

mit f Coriolisparameter, p Luftdruck, T Lufttemperatur, R Gas-konstante und c_p spezifischer Wärme bei konstantem Volumen. \mathbf{v}_g ist der geostrophische Wind, η_g die geostrophische absolute Vorticity.

σ ist ein Stabilitätsparameter, definiert durch

$$\sigma \equiv \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \frac{\partial \phi}{\partial p} > 0 \quad (\theta \text{ potentielle Temperatur, } \phi \text{ Geopotential})$$

H beinhaltet alle diabatischen Wärmeübergänge pro Massen- und Zeiteinheit.

Der Operator links beschreibt die horizontale und vertikale Verteilung der Vertikalbewegung im p -System

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} \approx -g \epsilon w$$

(g Erdbeschleunigung, ρ Luftdichte, w Vertikalgeschwindigkeit) in Abhängigkeit von den drei Antriebsfunktionen auf der rechten Seite – der vertikalen Variation der Vorticityadvektion, der horizontalen Verteilung der Temperaturadvektion sowie der horizontalen Verteilung evtl. wirksamer diabatischer Wärmeübergänge.

Unterstellt man eine sinusförmige Verteilung der Vertikalgeschwindigkeit im Raum, so ist nach der Omega-Gleichung Hebung zu erwarten

a) bei aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion (PVA),

b) im Bereich der – horizontal verglichen – relativ stärksten Warmluftadvektion (WLA) sowie
c) im Bereich der relativ stärksten diabatischen Wärmezufuhr.

Umgekehrt ist Absinken zu erwarten

a) bei aufwärts zunehmender negativer Vorticityadvektion (NVA),
b) im Bereich der relativ stärksten Kaltluftadvektion (KLA) sowie
c) im Bereich des relativ stärksten diabatischen Wärmeentzugs.

Als Randbedingung wird außerdem vorausgesetzt, daß die Vertikalgeschwindigkeit in Bodennähe sowie in größeren Höhen Null ist. Die Aussagen lassen sich also am besten auf die mittlere Troposphäre anwenden. Bei gleichem Antrieb sind dabei die resultierenden Vertikalgeschwindigkeiten umso kleiner, je größer mit σ die statische Stabilität der thermischen Schichtung ist.

Je nach Verteilung der Antriebsfunktionen stellt sich in einem (oder auch mehreren) Niveau(s) das Maximum der Vertikalgeschwindigkeit ein. Entsprechend der Kontinuitätsbeziehung verschwindet dort die Horizontaldivergenz. Unter- und oberhalb davon ergeben sich jeweils entgegengesetzte Vergerenzen – also Konvergenz unter dem Niveau der stärksten Hebung bzw. über dem Niveau des stärksten Absinkens sowie Divergenz unter dem Niveau des stärksten Absinkens bzw. über dem Niveau der stärksten Hebung. Die Konvergenz liefert einen positiven, die Divergenz einen negativen Beitrag zur Vorticitytendenz auf den betreffenden Flächen.

Vertikalbewegungen, die durch vertikale Unterschiede der Vorticityadvektion ausgelöst werden, findet man z. B. im Bereich der wandernden Tröge und Rücken der Höhenströmung und zwar Hebung im allgemeinen zwischen Trog und Rücken stromab und Absinken zwischen Trog und Rücken stromauf. Hebung durch Warmluftadvektion erzeugt das typische Wolken- und Niederschlagsgebiet vor einer Warmfront, während Absinken durch Kaltluftadvektion für das vielfach zu beobachtende rasche Aufklaren nach Passage einer Kaltfront verantwortlich ist. An Kaltfronten kann man allerdings auch die umgekehrte Verteilung mit überwiegend postfrontaler Bewölkung und Niederschlagstätigkeit finden. Dann wird der Absinkeffekt der Kaltluftadvektion offensichtlich durch die Hebung infolge oberer PVA überkompensiert. Vielfach lassen sich an solchen Kaltfronten auch thermisch direkte Zirkulationen infolge Frontogenese nachweisen.

Zu Hebung durch Zufuhr fühlbarer Wärme kommt es z. B. bei der Entstehung von Hitzetiefdruckgebieten. Ansonsten ist in dieser Beziehung vor allem das Freiwerden latenter Wärme bei Kondensation von Bedeutung. Dieser Vorgang, der eine vorangegangene Hebung durch aufwärts zunehmende PVA und/oder WLA voraussetzt, vermag anschließend die aufwärts gerichtete Vertikalgeschwindigkeit erheblich zu vergrößern.

Die beiden Antriebsterme, die die Effekte von Vorticity- und Temperaturadvektion beinhalten, lassen sich zusammenfassen (5). Die Omega-Gleichung lautet dann

$$\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = -2h \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad [2]$$

mit $h = -\frac{1}{\theta} \frac{\partial \phi}{\partial p}$ und dem Vektor \mathbf{Q} , der definiert ist durch

$$\mathbf{Q} \equiv \frac{d_g}{dt} (\nabla \cdot \theta) = \left(-\frac{\partial v_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta, -\frac{\partial v_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta\right)$$

bzw. in Komponentenform

$$\mathbf{Q} = \left\{ \left(-\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y}\right), \left(-\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y}\right) \right\}$$

\mathbf{Q} beschreibt die Veränderungen des horizontalen Gradienten der potentiellen Temperatur innerhalb der geostrophischen Strömung.

In Bereichen mit Konvergenz von Q resultiert ein Antrieb für Hebung, in Bereichen mit Divergenz von Q ein Antrieb für Absinken. Die Q -Vektoren selbst geben die Richtung der ageostrophischen Windkomponente unterhalb des Niveaus der stärksten Vertikalbewegung wieder. Diese einfache Form der Gleichung, die sich besonders gut für diagnostische Zwecke eignet, wurde in den Abschnitten 3.7 und 4.7 zur Abschätzung der Vertikalbewegungen benutzt.

Anzumerken ist noch, daß durch die Omega-Gleichung auch die eingangs beschriebenen zirkulatorischen Vertikalbewegungen bei Frontogenese bzw. Frontolyse in erster Näherung beschrieben werden. Die Richtung der Q -Vektoren ist dabei mit der Richtung der unteren ageostrophischen Querbewegung identisch.

2.2.3 Zusätzliche Effekte; Größenordnung

Außer durch die genannten Vorgänge kann die Hebung, die zur primären Auslösung der potentiellen Instabilität erforderlich ist, durch Orographie-Effekte, also z. B. durch das Anströmen einer Gebirgsbarriere, erzwungen werden. Von Bedeutung in diesem Zusammenhang ist auch die aufwärts gerichtete Vertikalbewegung, die als Folge der reibungsbedingten Konvergenz in zyklonalen Strömungssystemen des Bodenfeldes verursacht wird und die an der Obergrenze der Grenzschicht ihr Maximum hat. Sie ist besonders groß im Bereich gut ausgeprägter und rasch wandernder frontaler Tröge.

Wie bereits oben angesprochen, ist für die zur Auslösung der Instabilität erforderliche Hebung der Luftmasse eine bestimmte Wirkzeit der aufwärts gerichteten Vertikalbewegung notwendig. In Abhängigkeit von der Dimension der Vertikalgeschwindigkeit ergeben sich dabei große Unterschiede. Benutzt man das Beispiel der Abbildung 1 und berücksichtigt, daß dem Druckintervall von 100 hPa im Niveau der Inversion ein Höhenunterschied von etwa 1.000 m entspricht, so wäre bei einer Macro-Scale-Hebung mit 5 cm s^{-1} eine Wirkzeit von mindestens 6 Stunden erforderlich. Ähnliches gilt für eine orographisch erzwungene Hebung. Im Be-

reich gut ausgeprägter wandernder Fronten, wo die aufwärts gerichtete Vertikalgeschwindigkeit in den unteren Schichten durchaus 50 cm s^{-1} erreichen kann, würde sich diese Zeit auf etwas mehr als eine halbe Stunde reduzieren. Noch rascher würde die Auslösung erfolgen, wenn sich bereits irgendwo ein konvektives System gebildet hat und die potentiell instabil geschichtete Luftmasse in dessen Aufwindgebiet gerät.

2.3 Konvektive Systeme und Komplexe

Für konvektive Umlagerungen, die sich in einer baroklinen Strömung ereignen, ist charakteristisch, daß sich bald nach der ersten Auslösung durch einen der eben geschilderten Hebungsmechanismen konvektive Systeme und Komplexe formieren, die eine Eigendynamik entwickeln, dadurch mehr und mehr vom primären Antrieb unabhängig werden und schließlich – bei anwachsender Größe – das Stromfeld, in dem sie sich gebildet haben, mehr oder weniger stark beeinflussen und verändern.

Die Abbildungen 4 u. 5 zeigen Modellbilder des Wokingham-Hailstorms, der von BROWNING und LUDLAM (6) genau untersucht wurde. Sie können als typisch für ein derartiges konvektives System betrachtet werden. Entscheidend für dessen Dynamik ist die vertikale Windscherung, die in einer baroklinen Strömung herrscht. Im allgemeinen ist festzustellen, daß die Cb-Massive mit einer Geschwindigkeit ziehen, die der Windgeschwindigkeit in mittleren Höhen (3-5 km) entspricht. Wenn man zunächst eine vertikale Windzunahme ohne größere Richtungsänderung annimmt, erfolgt dann relativ zur Verlagerung des Systems in den unteren Schichten ein Einströmen von vorn, in der Höhe dagegen ein Einströmen von der Rückseite. Dadurch werden immer neue Luftmassen in den Bereich der konvektiven Umlagerung hineingeführt.

Die in der Höhe einströmende ungesättigte Luft gerät in die Niederschlagszone des Cumulonimbus und wird durch Verdunstung abgekühlt. Sie erfährt dadurch eine abwärtsgerichtete Beschleunigung und beginnt in der Downdraft zu sinken. Die Vertikalgeschwindigkeiten können dabei durchaus $5-10 \text{ ms}^{-1}$ erreichen oder überschreiten. Aufgrund ihres größeren Bewegungs-

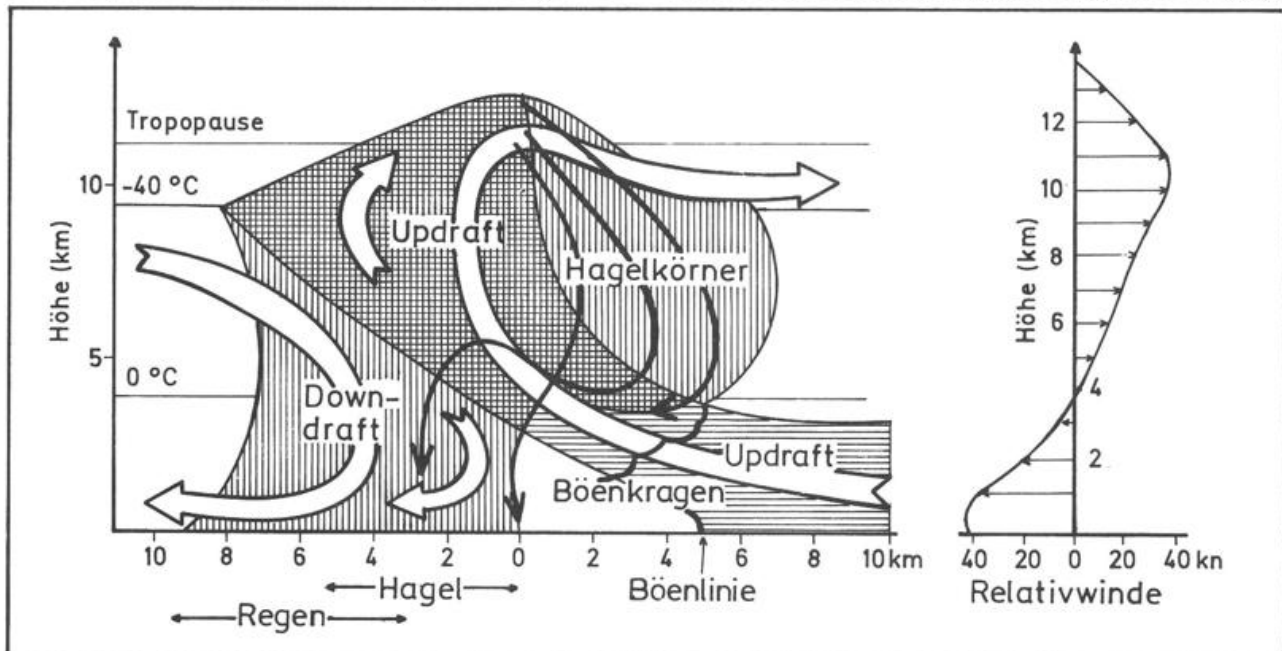


Abb. 4: Vertikalschnitt durch ein hagelproduzierendes konvektives System entlang seiner Verlagerungsrichtung (von links nach rechts). Horizontal schraffiert Updraft, vertikal schraffiert Bereich mit Radarechointensität größer $10^3 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$. Eingezeichnet sind ferner einige Trajektorien von Hagelkörnern. Am rechten Rand ist die Windverteilung in der Grundströmung relativ zur Verlagerung des Systems angegeben, nach (6).

impulses bewegt sich die Downdraft-Kaltluft nach vorn, bis sie in Bodennähe mit der entgegenkommenden unteren Strömung konvergiert und zur Rückseite abfließt.

Von großem Einfluß ist dabei noch der Temperaturunterschied zur Umgebungsluft, da aus ihm – gemäß den Ausführungen in Abschnitt 2.2.1 – ein Antrieb für eine thermisch direkte Zirkulation resultiert. Je größer der Kontrast, desto mehr wird die Kaltluft nach vorn bzw. in Richtung auf die wärmste Umgebungsluft beschleunigt. Ihr Eintreffen an einem Ort kann dann zu Sturm- oder Orkanböen führen. Zwischen den beiden Luftmassen bildet sich eine markante Konvergenzlinie, die bei einem einzelnen Cumulonimbus als Gust front, bei einem größeren konvektiven System als Squall line bezeichnet wird. Typische Dimension für die Konvergenzrate in diesem Bereich ist $10^{-3}s^{-1}$.

erneut vom Aufwind erfaßt und mehr oder weniger weit nach oben getragen. Sie fungieren als „Hagel-Embryos“, die durch das Anfrieren unterkühlter Wassertropfen und anderer Eisteile zu Hagelkörnern anwachsen können, die dann hinter der Squall line ausfallen.

Bei extremer Ausprägung der Updraft können sich nahe der Squall line auch Tornados formieren.

Wie bereits eingangs gesagt, können derartig aufgebaute konvektive Systeme unabhängig von der primären Auslösung ihr Eigenleben führen, wobei die thermisch direkte Zirkulation, die in dem Nebeneinander von kalter Downdraft und warmer Updraft realisiert ist, die Quelle der kinetischen Energie bildet. Die Lebensdauer dieser Systeme hängt insbesondere davon ab, wie lange in

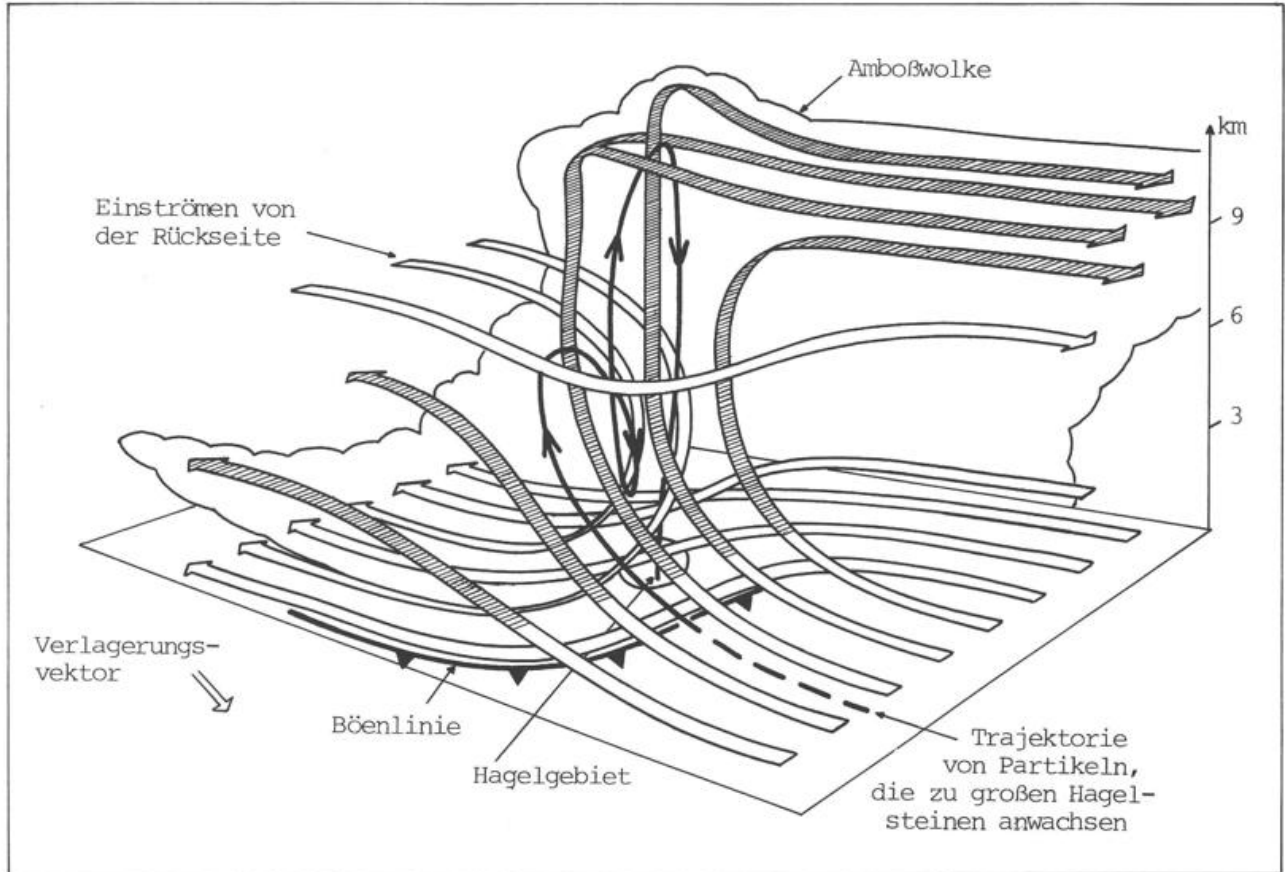


Abb. 5: Dreidimensionales Modell eines hagelproduzierenden Systems mit Relativstromlinien bzw. Trajektorien. Bereich mit Kondensation schraffiert, nach (6).

Durch das untere Einströmen und die Hebung, die aus der eben genannten Konvergenz resultiert, wird die Aufwindströmung innerhalb des Systems, die Updraft, in Gang gehalten. In ihr erfolgt Kondensation und Niederschlagsbildung. Der Konvergenzrate von $10^{-3}s^{-1}$ entsprechen Vertikalgeschwindigkeiten von $5-10 ms^{-1}$, die durch die Beschleunigung, die aus dem Freiwerden der Kondensationswärme resultiert, auf Werte um $30 ms^{-1}$ anwachsen können. Die Updraft ist mit der Höhe nach rückwärts geneigt, so daß der ausfallende Niederschlag in die unterhalb davon von der Rückseite einströmende Luft fällt und über den Verdunstungseffekt für deren Abkühlung sorgt. In der Höhe konvergiert die aufsteigende Luft mit der oberen schnelleren Strömung, biegt nach vorn um und erreicht im Amboß des Cb-Massives ihre Gleichgewichtslage.

Wegen der gebogenen Form der Updraft kann sich in ihr Hagel bilden. Eisteilchen, die aus dem oberen, nach vorn gebogenen Teil der Strömung ausfallen, werden in den unteren Schichten

der unteren Relativströmung ausreichend feuchte und vor allem potentiell instabil geschichtete Luftmassen in die Aufwindzone geführt werden. Die Existenz sperrender Inversionen spielt dabei keine Rolle, da sie bei den hohen Aufwindgeschwindigkeiten in kürzester Zeit abgebaut werden. Mit einer Geschwindigkeit von $5 ms^{-1}$ würde es z. B. nur wenige Minuten dauern, bis die im Beispiel der Abbildung 1 erforderliche Hebung um $1.000 m$ vollzogen und die Inversion beseitigt worden wäre. Gerät dagegen trockene und potentiell stabile Luft in das Aufwindgebiet, wird die Konvektion bald zum Erliegen kommen und das Wolkensystem sich auflösen. Wichtig ist natürlich auch, daß die übrigen Randbedingungen gleich bleiben.

Nach dem heutigen Wissensstand (siehe z. B. ATKINSON (7)) unterscheidet man Systeme, die sich durch stete Neubildung von Zellen an der vorderen Flanke, über der Squall line, am Leben erhalten (Multi-cell storms) und Systeme, deren Dynamik durch eine quasistationäre Zirkulation innerhalb einer einzigen riesigen

Zelle bestimmt wird (Supercell storms). Multi-cell storms bilden sich bevorzugt in einer Strömung mit mäßiger bis starker vertikaler Windzunahme ($\sim 10^{-2}s^{-1}$), aber nur geringer Winddrehung. Supercellen entstehen dagegen in Stromfeldern mit Warmluftadvektion, also Rechtsdrehen des Windes, zusätzlich zur Geschwindigkeitszunahme.

Es wurde eingangs mitgeteilt, daß derartige konvektive Systeme sich mit einer Geschwindigkeit verlagern, die der Windgeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre (3-5 km Höhe) entspricht. Allerdings beobachtet man zusätzlich häufig Richtungsabweichungen, überwiegend nach rechts, teilweise aber auch nach links. Supercell storms zeigen fast ausschließlich eine Rechtsabweichung und zwar bis zu 60° von der Windrichtung in der Höhe. Bezogen auf die Verlagerung erfolgt dann das untere Einströmen in die Updraft überwiegend von rechts vorn, das Ausfließen der Downdraft-Kaltluft nach rechts hinten.

Gekoppelt mit den bereits beschriebenen Temperatur- und Windänderungen kommt es bei der Entwicklung und Verlagerung konvektiver Systeme zu signifikanten Druckänderungen in Bodennähe. Dort, wo die Kaltluft der Downdraft den Boden erreicht bzw. wohin sie sich ausbreitet, erfolgt verbunden mit dem Temperaturrückgang kräftiger Druckanstieg, der zur Bildung eines mesoskaligen Hochdruckgebietes, des sogenannten „Gewitterhochs“, führt. Dem Gradienten an der Flanke dieses Hochs ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Kaltluft proportional.

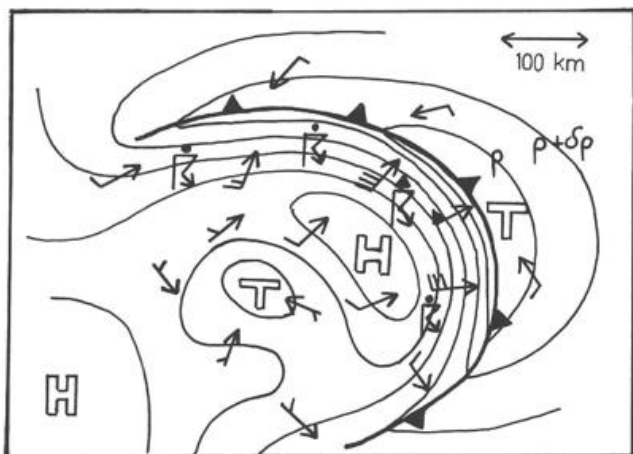


Abb. 6: Luftdruck- und Windverteilung am Boden im Bereich eines voll entwickelten konvektiven Systems ($\delta p = 1 \text{ hPa}$).

Abbildung 6 zeigt die typische Bodendruckverteilung im Bereich eines gut entwickelten konvektiven Systems mit einem flachen Tief vor und dem markanten Gewitterhoch hinter der Squall line, die als Kaltfront eingezeichnet wurde. Dem Hoch folgt häufig ein kleines Tief (Meso low oder Wake depression). Seine Entstehung dürfte im Zusammenhang mit vertikalen Schwingungen in der zur Rückseite abfließenden Kaltluft stehen.

Bei Passage eines solchen Systems kommt es zunächst in der vorgelagerten Warmluft zu mehr oder weniger starkem Druckabfall. Mit Passage der Squall line springen die Winde, nicht selten um 180° , frischen stark auf und erreichen vorübergehend Sturm- oder Orkanstärke. In kurzer Zeit steigt der Druck (um 3-5 hPa), während die Temperatur abfällt (um 5-10 K). Danach kommt es zu Schwingungen im Druckgang, verursacht durch den Durchzug von Meso lows, wobei die Winde abflauen und für einige Zeit umlaufen.

Aufgrund der Ausbreitung der Downdraft-Kaltluft in Bodennähe und des Divergierens der in der Updraft nach oben beförderten Luftmasse in der Höhe nimmt ein organisiertes konvektives System bei längerer Lebensdauer immer größere Dimensionen an. Man

spricht dann von einem „mesoskaligen konvektiven Komplex“ (8). Im IR-Satellitenbild wird er durch einen mehr oder weniger kreisförmigen, hochreichenden Wolkenschirm mit einem Durchmesser von mehreren hundert Kilometern und Temperaturen unter -50°C charakterisiert. Wegen seiner Größe vermag ein solcher konvektiver Komplex die makroskalige Strömung erheblich zu beeinflussen.

3 Vorentwicklung bis zum 12.7.1984, 00 UTC

3.1 Strömungs- und Temperaturverteilung in der unteren Troposphäre

Nach kühlem Monatsanfang begann am 7./8.7. eine der wenigen Schönwetter- und Hitzeperioden des Sommers 1984. Bei geringer Bewölkung oder wolkenlosem Himmel stiegen die Temperaturen in Bodennähe in dieser Zeit rasch auf über 30°C und am 11. 7. sogar vielfach auf über 35°C an.

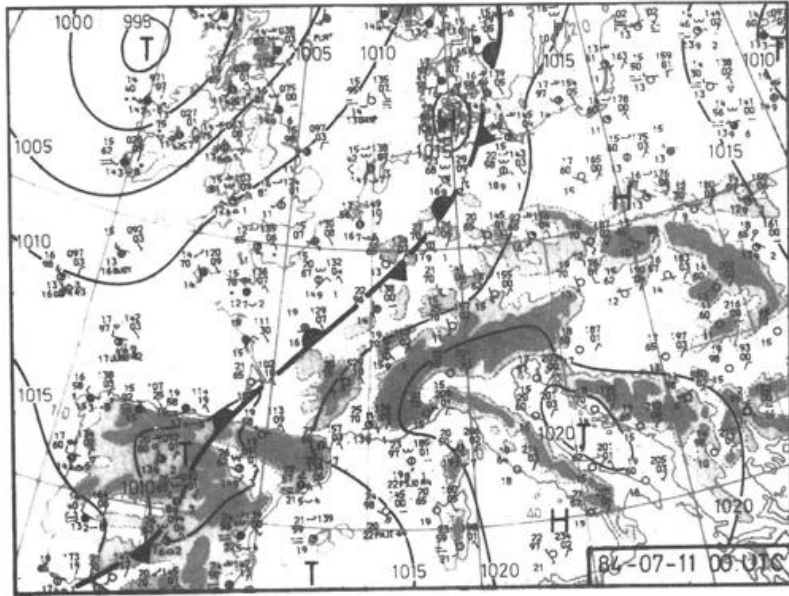
Wie die Bodenkarten (Abb. 7) und die absoluten Topographien 850 hPa (Abb. 8) zeigen, ist diese schnelle Aufheizung hauptsächlich auf die direkte Zufuhr tropischer und subtropischer Luftmassen von Nordafrika und aus dem Bereich des Mittelmeeres zurückzuführen. Zwischen einem stationären Hoch über Italien, dem Balkan und Westrußland einerseits und einem sich langsam nähernden Tiefkomplex über dem östlichen Nordatlantik und den Britischen Inseln andererseits herrschte eine beständige und sich immer mehr verstärkende südwestliche bis südliche Strömung in der unteren Troposphäre, mit der diese Luftmassen herantransportiert wurden.

In den Bodenkarten, besonders aber in den Topographien 850 hPa bemerkt man die charakteristischen Modifikationen, die einer solchen Strömung durch die Orographie aufgeprägt werden. Der stärkste Luftmassentransport erfolgt durch die Lücke zwischen Pyrenäen und Alpen, dem Einschnitt des Rhonetals folgend. Hier werden die höchsten Geschwindigkeiten der südlichen Strömung gemessen, am 11.7., 12 UTC, über Lyon sogar 60 kn. Außerdem kommt es durch An- und Überströmen der beiden Gebirge zu zusätzlichen Veränderungen des Temperaturfeldes. Im Pyrenäen-Bereich ist das wegen fehlender Messungen direkt nicht nachweisbar, aber quer zu den Alpen zeigt sich klar ein Unterschied zwischen Oberitalien, wo nach den Sondierungen von Mailand und Udine die Temperaturen in 850 hPa fast durchweg unter 20°C verbleiben, und dem Bereich nördlich des Gebirges, wo sie auf $24-26^\circ\text{C}$ ansteigen. Zu Anfang – bei überwiegend kammparallelen Winden – resultiert der Unterschied wohl hauptsächlich daraus, daß die wärmere Luft vom Rhonetal her rascher zur Alpen-Nordseite gelangt, während Oberitalien in einem Bereich geringerer Advektion liegt und durch Westalpenbogen und Apenninen abgeschirmt wird. Am Vormittag des 11.7. drehen allerdings die Winde im Kammniveau und nördlich davon auf Süd zurück und mit Geschwindigkeiten von 20-30 kn, später (auf der Zugspitze) kurzfristig 60 kn, setzt Südföhn ein, der zu einer weiteren Erwärmung nordseitig des Gebirges führt. Auf dem knapp 1.000 m hohen Hohenpeißenberg steigt dadurch die Temperatur auf den Extremwert von $32,4^\circ\text{C}$, den höchsten Wert in der mehr als 200jährigen Beobachtungsgeschichte des Observatoriums, an! Sogar in der Nacht zum 12.7. werden über München in diesem Höhengniveau noch 30°C gemessen (Abb. 12).

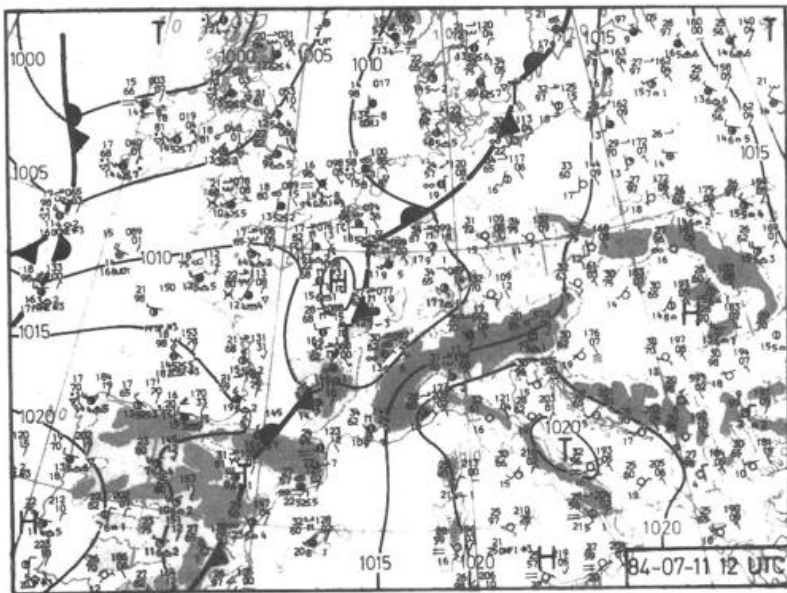
Anzumerken ist noch, daß durch den Tagesgang der Lufttemperatur im Bereich der Gebirge auch die Temperaturverteilung in 850 hPa deutlich beeinflusst wird. In den Alpen ergibt sich in diesem Niveau eine Differenz von 10-15 K zwischen 00 und 12 UTC.

3.2 Feuchteverteilung

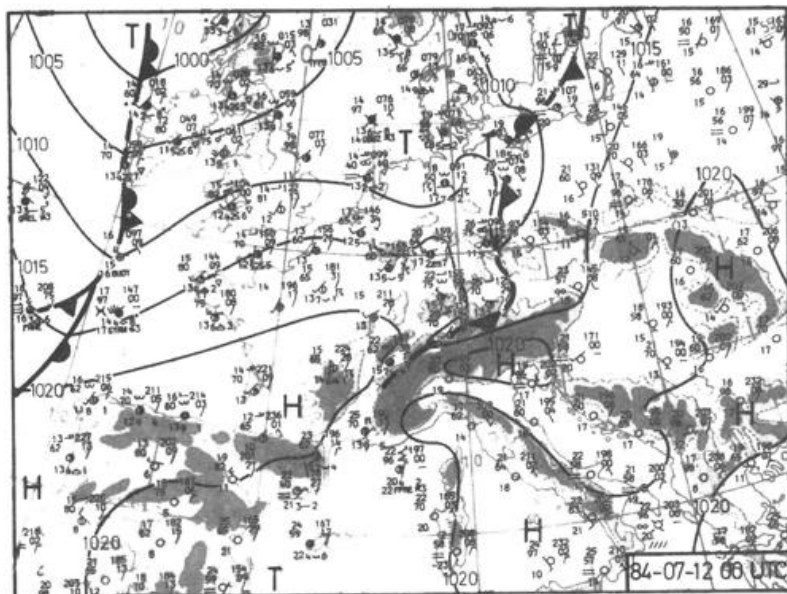
Aufgrund der Herkunft aus dem Mittelmeerraum zeigt die nach Mitteleuropa einfließende Warmluft in Bodennähe einen relativ hohen Wasserdampfgehalt. Mit Taupunkten zwischen 15 und 20°C liegt das Mischungsverhältnis bei 10-15 g Wasserdampf



a



b



c

Abb. 7: Bodenkarten von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) sowie von 1984-07-12, 00 UTC (c) mit Stations-eintragungen, Fronten und Isobaren (in hPa).

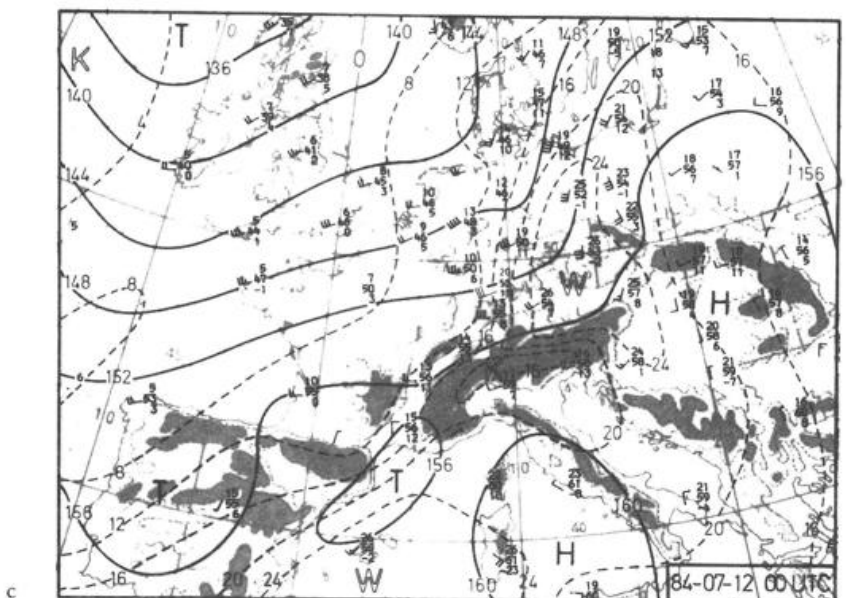
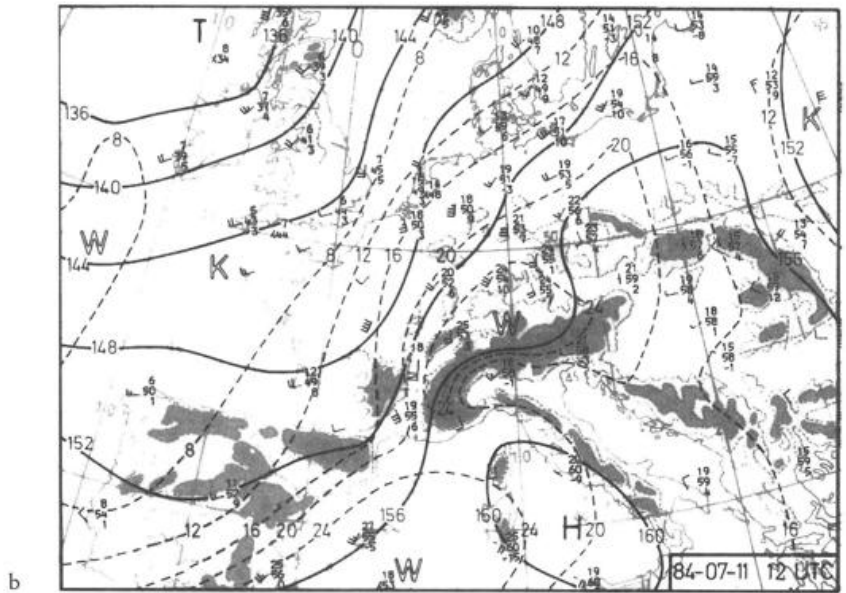
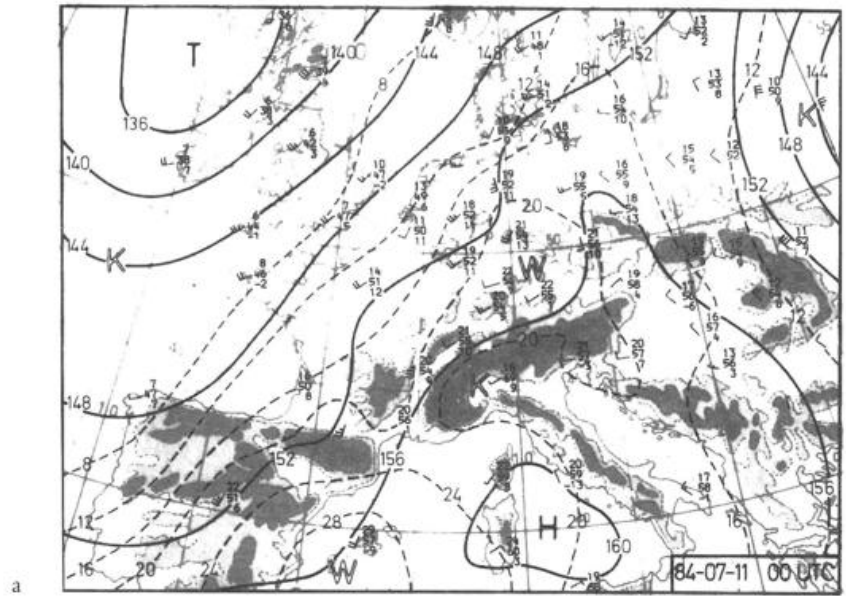
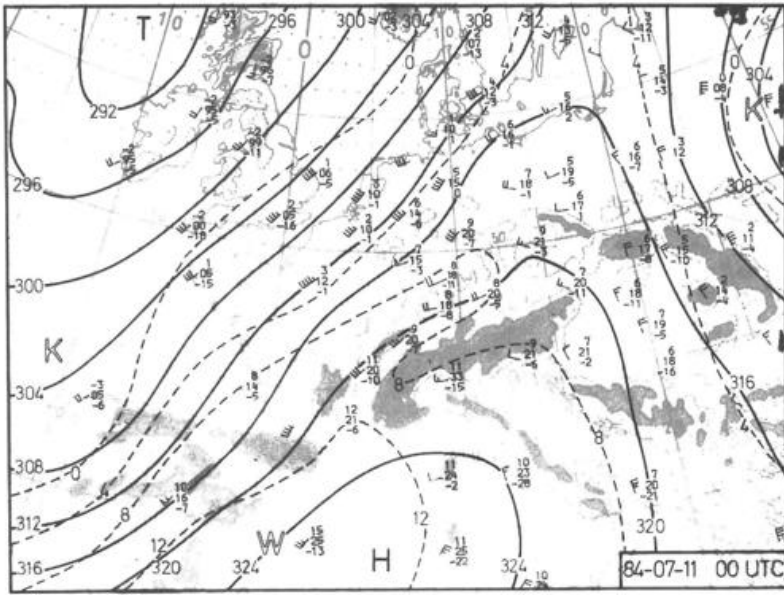
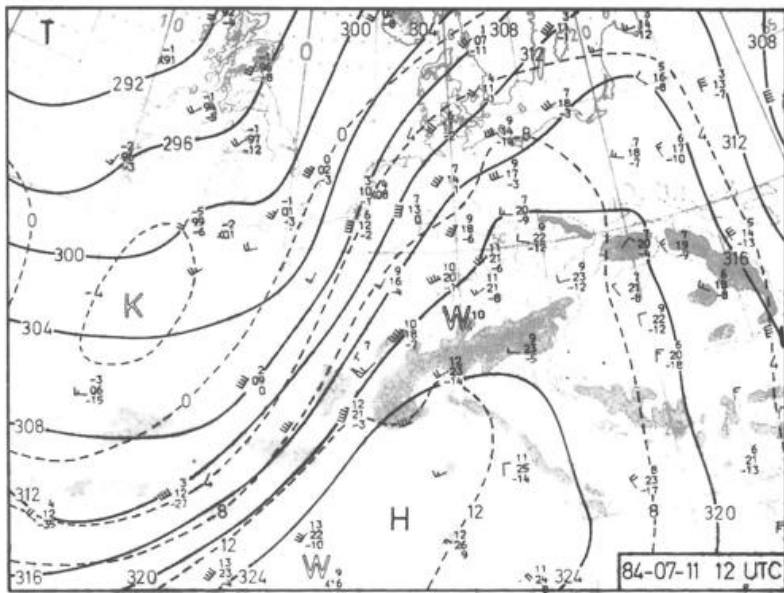


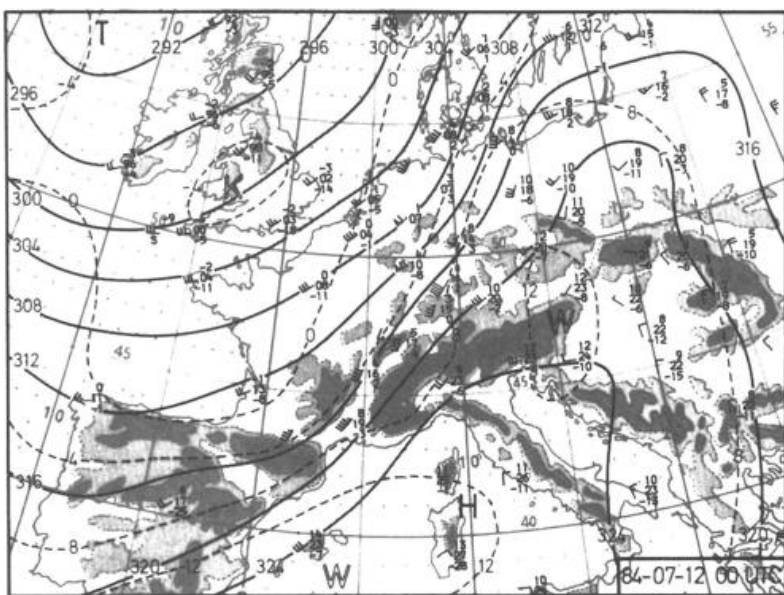
Abb. 8: Absolute Topographien 850 hPa von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) sowie von 1984-07-12, 00 UTC (c) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C).



a



b



c

Abb. 9: Absolute Topographien 700 hPa von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) sowie von 1984-07-12, 00 UTC (c) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gdam) und Isothermen (strichliert, in °C).

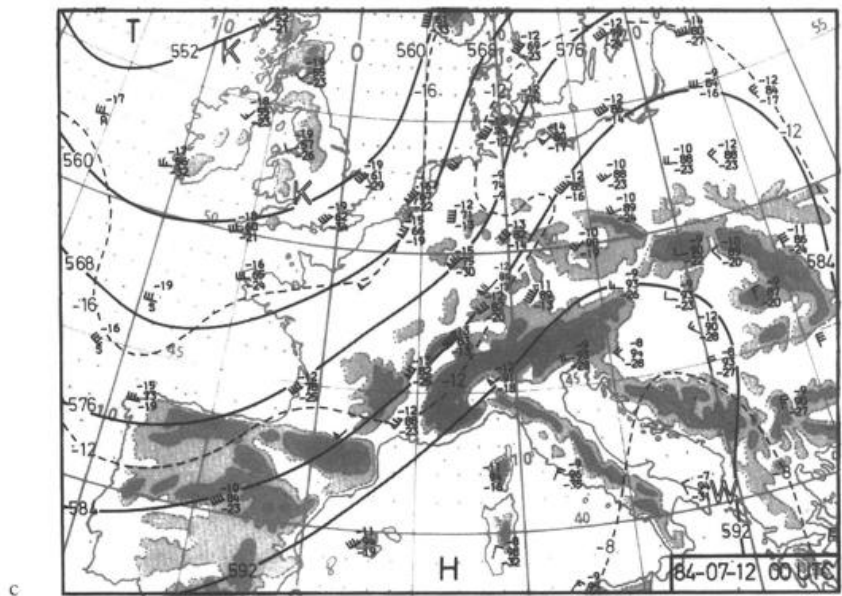
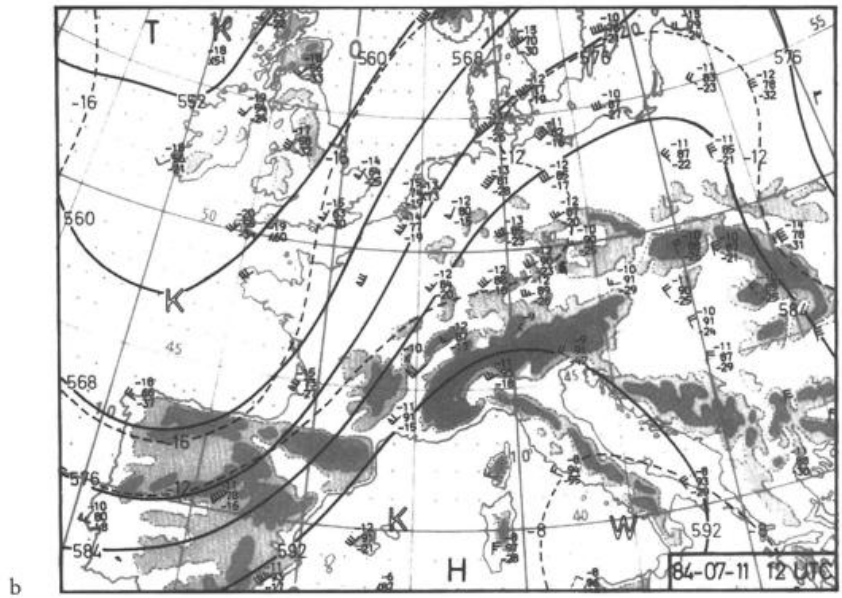
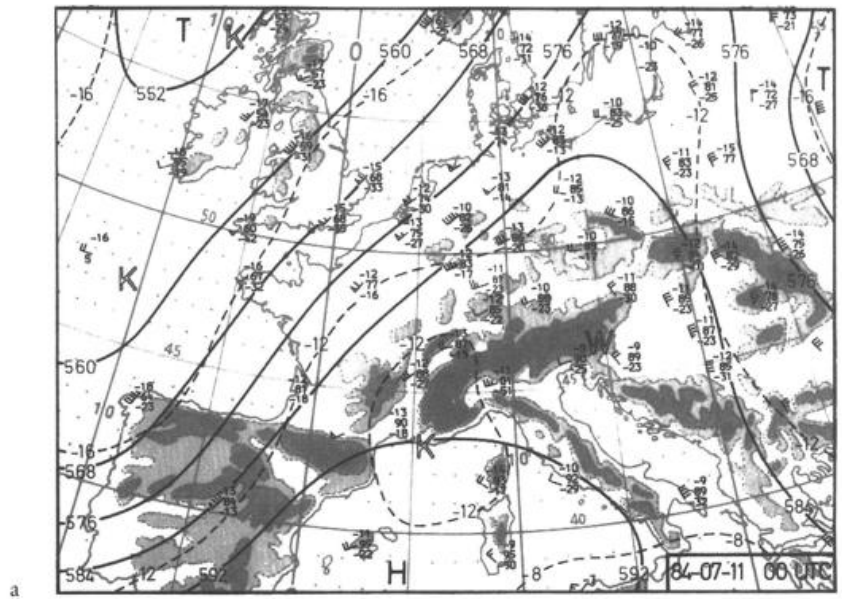
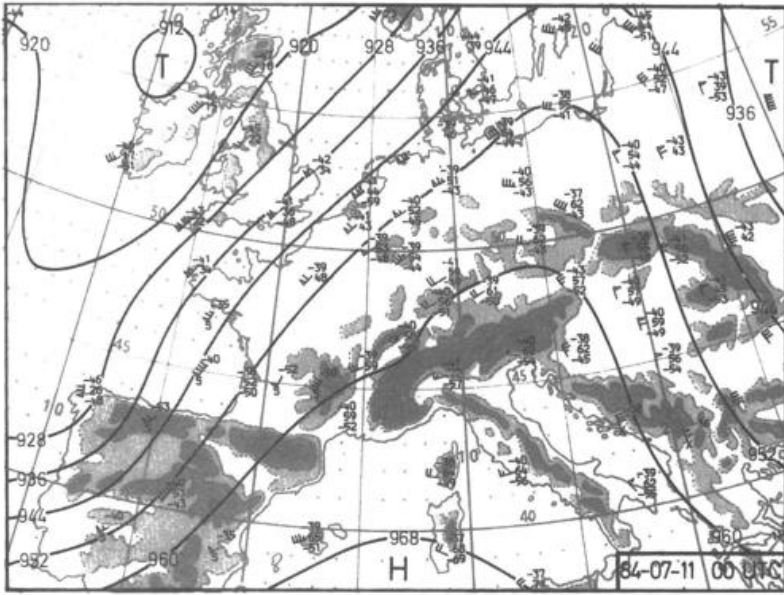
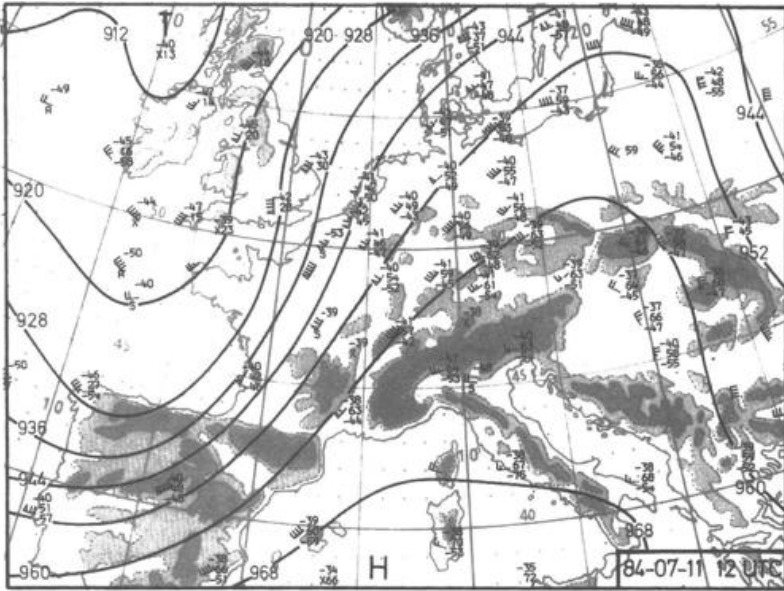


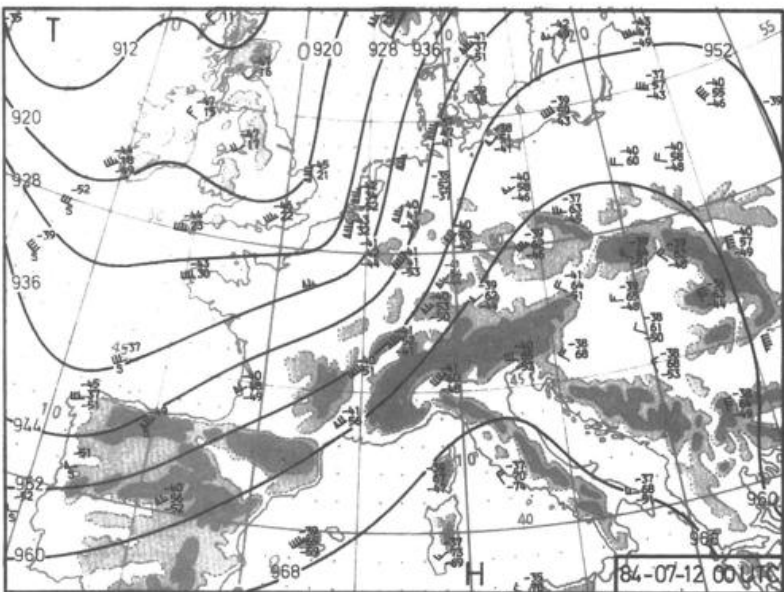
Abb. 10: Absolute Topographien 500 hPa von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) sowie von 1984-07-12, 00 UTC (c) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C).



a



b



c

Abb. 11: Absolute Topographien 300 hPa von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) sowie von 1984-07-12, 00 UTC (c) mit Stationseintragungen und Isohypsen (ausgezogen, in gpdam).

pro kg trockener Luft. Die vertikale Mächtigkeit der unteren feuchten Schicht ist allerdings starken räumlichen und auch zeitlichen Schwankungen unterworfen. Zum Teil ist sie nur seicht und reicht nicht bis 850 hPa hinauf, so daß dort die Taupunkte zwischen Werten um 10 °C und deutlich negativen Zahlen schwanken. Das macht Unterschiede im Mischungsverhältnis zwischen knapp 10 und 3 g/kg aus. In 700 hPa variiert diese Feuchtegröße zwischen 6 und 2 g/kg, während sie in 500 hPa maximal 3 g beträgt, zum Teil aber 1 g/kg unterschreitet.

Abgesehen von dem Grenzbereich zur westlich anschließenden Frontalzone ist die relative Feuchtigkeit in der Warmluftmasse zum Teil recht gering. Das ist direkt abzulesen an den Taupunktdifferenzen, die vielfach 10 K überschreiten (Abb. 13). Das gilt insbesondere für die 850 hPa-Fläche, auf der im Mittelmeerraum fast überall und durchweg große Differenzen zu verzeichnen sind. Auffällig ist natürlich die Zunahme der Taupunktdifferenz nördlich der Alpen und besonders über Bayern bis zum Mittag des 11.7.. Sie ist ein Ergebnis des Absinkens im Südföhn. Über München setzt sich die dadurch erzeugte trockenheiße Luft bis zu einer Höhe von ca. 500 m über Grund durch. Dort wird an der Obergrenze einer kleinen Inversion eine Taupunktdifferenz von 35 K festgestellt, was einer relativen Feuchte von nur 10% entspricht (Abb. 12). Anschließend wird die Föhnluft nord- bzw. nordostwärts verfrachtet und ist in der Nacht zum 12.7. über der Tschechoslowakei, Polen und dem östlichen Deutschland wiederzufinden.

3.3 Horizontale und vertikale Verteilung der pseudopotentiellen Temperatur

In Abschnitt 2.1 wurde erwähnt, daß man wegen ihrer Invarianz gegenüber Vertikalbewegungen die pseudopotentielle Temperatur als Luftmassenindikator benutzen kann. Um diabatische Effekte möglichst auszuschließen, wird dafür gewöhnlich die Θ_{ps} -Verteilung auf der 850 hPa-Druckfläche verwendet, die nur noch im Bereich der hohen Gebirge vom Tagesgang von Temperatur und Feuchte stärker beeinflusst wird. Abbildung 14a zeigt die entsprechenden Felder für den 11.7., 12 UTC und den 12.7., 00 UTC.

Die Analysen zeigen etwa analog zur normalen Temperaturverteilung, aber mit wesentlich größerem Gefälle den Kontrast zwischen der atlantischen Kaltluft (mit Θ_{ps} um oder unter 40 °C) und der Warmluft über Mitteleuropa, in der die pseudopotentielle Temperatur teilweise Werte von über 60 °C erreicht. Sie zeigen aber auch – und das ist aus dem Temperaturfeld allein nicht ableitbar –, daß sich die Warmluft über Mitteleuropa aus zwei nach Charakter und Herkunft sehr unterschiedlichen Massen zusammensetzt. Unmittelbar am Ostrand der Frontalzone befindet sich innerhalb einer teilweise sehr schmalen Zunge die Luft mit den höchsten pseudopotentiellen Temperaturen (um oder über 60 °C). Nach der Luftmassenklassifikation von GEB (9) handelt es sich dabei um Tropikluft aus dem Mittelmeerraum bzw. von Nordafrika, die entsprechend ihrer Herkunft bei hoher Temperatur gleichzeitig einen großen Feuchtegehalt aufweist. Sie wurde – wie oben schon erwähnt – mit der südlichen Grundströmung durch die Lücke zwischen Alpen und Pyrenäen nach West- und Mitteleuropa verfrachtet. Östlich davon findet man im Bereich des Mittelmeerhochs eine Luftmasse mit etwas geringerer Temperatur, vor allem aber geringerer Feuchte und dementsprechend niedrigeren pseudopotentiellen Temperaturen (um oder unter 50 °C). Sie ist als süd- bzw. südosteuropäische Subtropikluft zu klassifizieren. Teile dieser Luftmasse werden von der Föhnströmung erfaßt und über die Alpen geführt und erreichen am Mittag des 11.7. in der Schicht zwischen 900 und ca. 700 hPa den süddeutschen Raum. Als Folge des dabei wirksamen Absinkens ist diese Luft dort allerdings deutlich wärmer als die horizontal advehierte Tropikluft weiter im Westen und gleichzeitig extrem trocken. Bis zum 12.7., 00 UTC verlagert sich die Subtropikluft von Bayern in Richtung Polen und wird durch die zwar weniger warme, aber feuchtere Tropikluft ersetzt.

Entsprechend der in Abschnitt 3.2 geschilderten vertikalen Abnahme des Wasserdampfgehalts zeigt die Inspektion der Aufstiege in der Warmluft generell einen Rückgang der pseudopotentiellen Temperaturen vom Boden, wo sie mit dem Tagesgang zwischen 60 und 80 °C variieren, auf Werte um oder unter 50 °C in der mittleren Troposphäre. Damit ist gemäß den Ausführungen in Abschnitt 2.1 die Schichtung in dem betreffenden Höhenintervall potentiell instabil, so daß bei überlagerter Hebung konvektive Umlagerungen ausgelöst werden können. Allerdings ist die vertikale Mächtigkeit des instabilen Bereichs sehr unterschiedlich. Wie die Differenzkarten der Abbildung 14 b zeigen, herrscht potentielle Instabilität zwischen 850 und 700 hPa nur im Bereich des Tropikluftteils der Warmluft. Dort, wo in 850 hPa die subtropische Masse anzutreffen ist, beschränkt sich die Instabilität auf die darunterliegende zum Teil sehr seichte Schicht. Das zeigen auch die Mittagsaufstiege von Stuttgart und München (Abb. 12).

Wichtig für eine rasche Auslösung der potentiellen Instabilität durch Hebung ist eine möglichst große relative Feuchtigkeit in der betreffenden Luftmasse. Günstige Verhältnisse in dieser Beziehung herrschen am Mittag des 11.7. über Ostfrankreich, wo bald auch die Gewittertätigkeit einsetzt. Sehr ungünstig dafür waren dagegen die Bedingungen in Süddeutschland. Beim Münchner Aufstieg z. B. wäre eine Hebung um fast 200 hPa erforderlich, um die bodennahe Luft mit den hohen Θ_{ps} -Werten zur Sättigung zu bringen und die darüberliegende Inversion abzubauen. Dann wäre aber die darüberliegende Subtropikluft immer noch recht trocken, was die Weiterentwicklung der von unten emporquellenden Wolken behindern würde.

3.4 Frontalzone und Bodenfront

Als Folge der fortschreitenden Erwärmung über Mitteleuropa verstärkte sich der Temperaturkontrast zu der westlich angrenzenden Kaltluft immer mehr. Es entstand eine breite Frontalzone mit einem Gesamttemperaturunterschied von zuletzt 20 °C in 850 hPa, wobei gebietsweise Gradienten von mehr als 5 °C/100 km erreicht wurden. Der horizontale Temperaturgradient nahm allerdings mit der Höhe rasch ab (Abb. 9 und 10). In der mittleren Troposphäre (500 hPa) ist nur noch ein Gefälle von insgesamt 10 °C zu verzeichnen, und eine eigentliche Frontalzone – d. h. eine definierte Drängungszone der Isothermen – existierte in diesem Niveau nicht.

Die zur unteren Frontalzone gehörende Bodenfront verlief anfangs – von einem Wellentief über Spanien ausgehend – quasistationär quer über Frankreich und das nördliche Deutschland in Richtung Skandinavien. Sie war zum Teil nur schwach ausgeprägt, was die Diskontinuitäten im Wind-, Temperatur- und Feuchtefeld betrifft, und zeigte in weiten Teilen kaum irgendeine Wetterwirksamkeit. Das änderte sich, als im Laufe des 11.7. das oben angesprochene Tief rasch nordostwärts wanderte und bis zum nördlichen Deutschland und zur Ostsee vorankam. Besonders rückseitig des Tiefs formierte sich die Front immer stärker und setzte sich als Kaltfront – nunmehr verbunden mit einem markanten Isobarentrog, mit Windsprung und Temperaturabfall – ostwärts in Bewegung. Gekoppelt damit bildeten sich ab Mittag im Frontbereich zahlreiche Cumulonimben, die zu starken Gewittern mit Sturm- und Orkanböen und teilweise ergiebigen Schauerniederschlägen führten. Gebietsweise – z. B. im Saarland und in Westfalen – fiel dabei auch Hagel. An der Vordergrenze der Gewitterzone und gefolgt von starkem Druckanstieg überquerte die Front bis zum 12.7., 00UTC, den größten Teil Deutschlands. Lediglich in Bayern war die Passage mit keinerlei Wetteraktivitäten verknüpft, und zum Teil zeigte sich nicht einmal stärkere Bewölkung. Die Gewitterzone kam nicht über das Bodenseegebiet, die Schwäbische Alb sowie das westliche und nördliche Franken hinaus.

Wegen dieses interessanten Unterschieds seien hier Details des Ganges der meteorologischen Elemente im Münchner Raum mitgeteilt: Kurz nach 22 UTC springt der Wind von Süd auf Westnordwest, was gemeinsam mit dem stärker werdenden Druck-

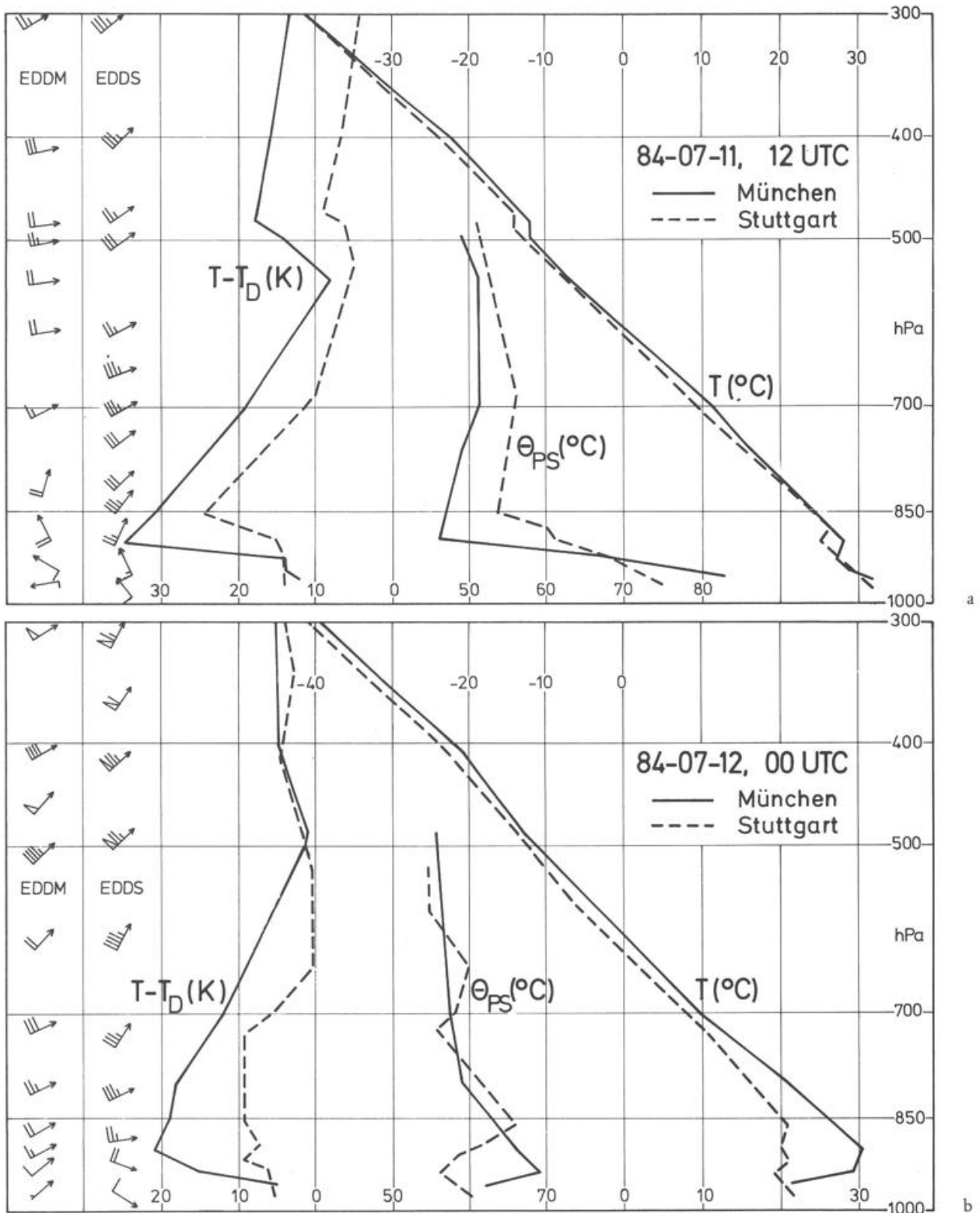
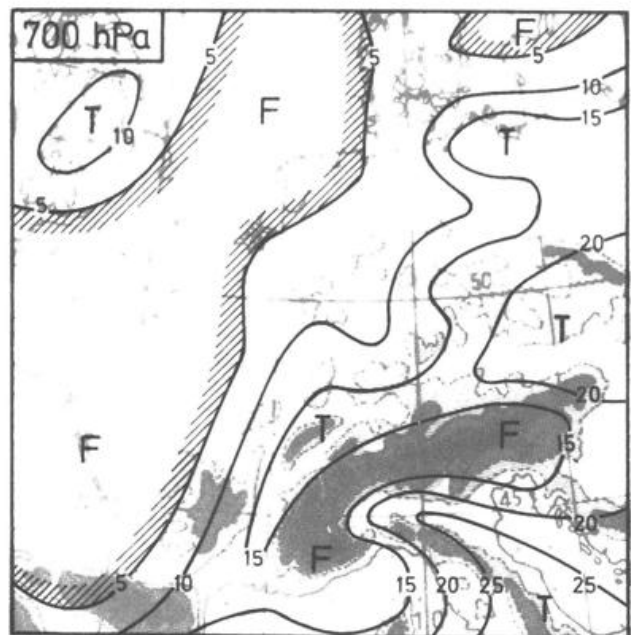
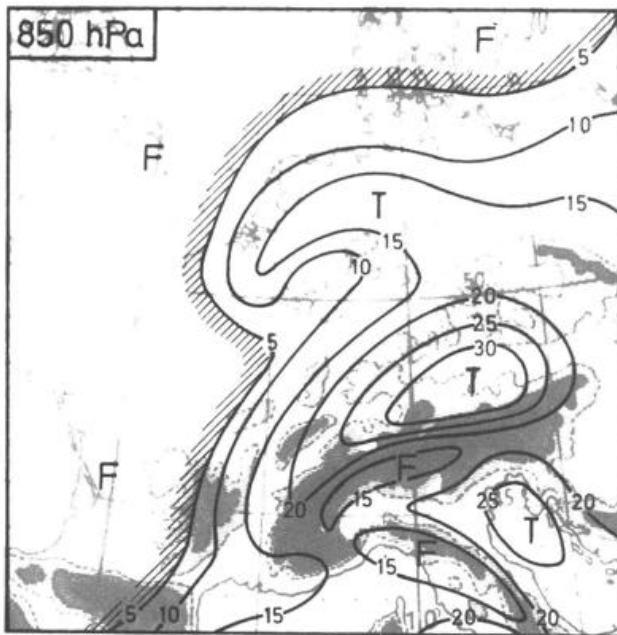


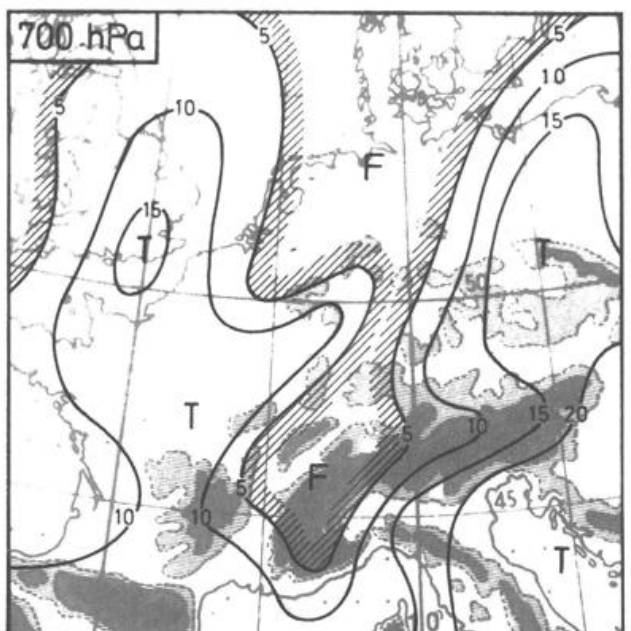
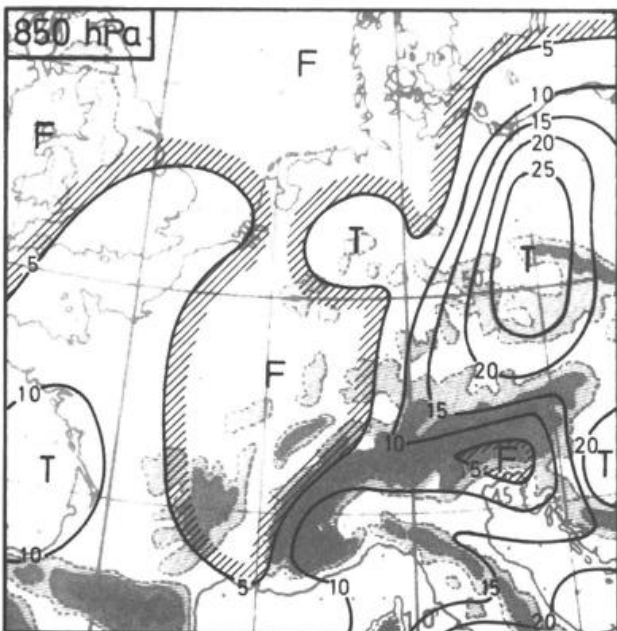
Abb. 12: Aufstiege von München und Stuttgart von 1984-07-11, 12 UTC (a) und 1984-07-12, 00 UTC (b) mit Temperatur (T), Taupunktdifferenz ($T - T_D$) und pseudopotentieller Temperatur (θ_{ps}).

anstieg den Eindruck der Frontpassage vermittelt. Die Windgeschwindigkeit blieb allerdings schwach. Mit wenigen Achteln Stratocumulus, später auch Altocumulus und Cirrus bleibt der Himmel wolkenarm. Bei leicht steigender Temperatur geht der Taupunkt von mehr als 20 °C in den Abendstunden auf 10 °C kurz nach Mitternacht zurück. Auch das kann als Indiz für einen Luftmassenwechsel und damit für einen Frontdurchgang angesehen werden.

Anschließend steigen allerdings die Taupunkte wieder an, während die Temperatur stärker zu fallen beginnt. Der Wind dreht weiter gegen Nordwest und frischt vorübergehend böig auf. In dieser Zeit ist der Druckanstieg am stärksten. Insgesamt vermitteln diese Daten den Eindruck, als ob die Frontalzone im süddeutschen Raum eine Doppelstruktur aufgewiesen habe.



1984-07-11, 12 UTC



1984-07-12, 00 UTC

Abb. 13: Taupunktdifferenzen (in K) in 850 und 700 hPa von 1984-07-11, 12 UTC und 1984-07-12, 00 UTC.

Der Münchner Aufstieg (Abb. 12), der kurz nach Frontpassage gestartet wurde, zeigt eine bodennahe Inversion mit Temperaturanstieg von 22 auf 30 °C zwischen 925 und 900 hPa, darüber dann zum Teil trockenadiabatische Temperaturabnahme. Oberhalb der Inversion ist die Schichtung potentiell instabil, doch ist die Luft bis über 700 hPa hinauf nach wie vor sehr trocken. Bemerkenswert erscheint, daß gegenüber dem Vortermint die pseudopotentiellen Temperaturen in den meisten Niveaus deutlich angestiegen sind – in 850 hPa z. B. von 47 auf 64°C. Das weist auf einen Luftmassenwechsel hin.

3.5 Frontogenese

Das rasche Vorpreschen der Bodenfront läßt sich zum Teil auf die verstärkte westliche Rückseitenströmung zurückführen, die sich zwischen dem Tief und einem Hochkeil, der sich gleichzeitig nach Südfrankreich vorschob, einstellte. Es war zum Teil aber auch

das Ergebnis eines frontogenetischen Intensivierungsprozesses, dem die Frontalzone während ihrer Ostverlagerung unterworfen war und zu dem mehrere Faktoren beitrugen. Daraus resultierte auch die eben erwähnte Doppelstruktur der Frontalzone im süd-deutschen Raum.

3.5.1 Frontogenese im horizontalen Stromfeld

Im horizontalen Stromfeld erkennt man eine deutliche Tendenz zur Gradientverschärfung am Kaltfrontteil der Frontalzone. Etwa entsprechend dem Schema der Abbildung 3 b wurde anfangs über Spanien, später dann über Frankreich kältere Luft von der Frontrückseite gegen die vorderseitig der Front nord- bzw. nordostwärts strömende Warmluft geführt. Dadurch wuchs quer über Südfrankreich (zwischen Bordeaux einerseits und Nîmes-Lyon andererseits) der Temperaturkontrast bis zum Mittag des 11.7. von 4 auf 8 K (in 850 hPa) bzw. auf 10 K (in 700 hPa) an. Die Flanken

der Pyrenäen und der Westalpen bildeten dabei natürliche Leitlinien für Strömung und Luftmassentransporte.

Wie in Abschnitt 2.2.1 beschrieben, wird bei einer derartigen Frontogenese eine thermisch direkte Zirkulation um die Frontalzone ausgelöst. In ihr wird in Bodennähe die kältere Luft in Richtung Warmluft geführt, woraus bei einer Kaltfront eine Zunahme der Verlagerungsgeschwindigkeit resultiert. Die Warmluft wird gehoben, so daß sich in ihr – bei genügend hohem Feuchtegehalt – Wolken und Niederschläge bilden können. Ist die Warmluft poten-

tiell instabil geschichtet, kann die Instabilität ausgelöst werden, so daß dann längs der Front Cumulonimben entstehen, die Schauer und Gewitter verursachen. Beides – die schnellere Verlagerung wie auch die Auslösung konvektiver Umlagerungen – war in unserem Fall an der Kaltfront zu beobachten und findet in der frontogenetischen Zirkulation somit eine erste plausible Erklärung. Da die Zirkulation zunächst genau den Bereich erfaßte, wo die feucht-warme Tropikluft östlich der Frontalzone ihre größte vertikale Mächtigkeit besaß, war für die Auslösung eine relativ geringe Hebung erforderlich (Abb. 14).

Abb. 14: Analysen von 1984-07-11, 12 UTC und 1984-07-12, 00 UTC:

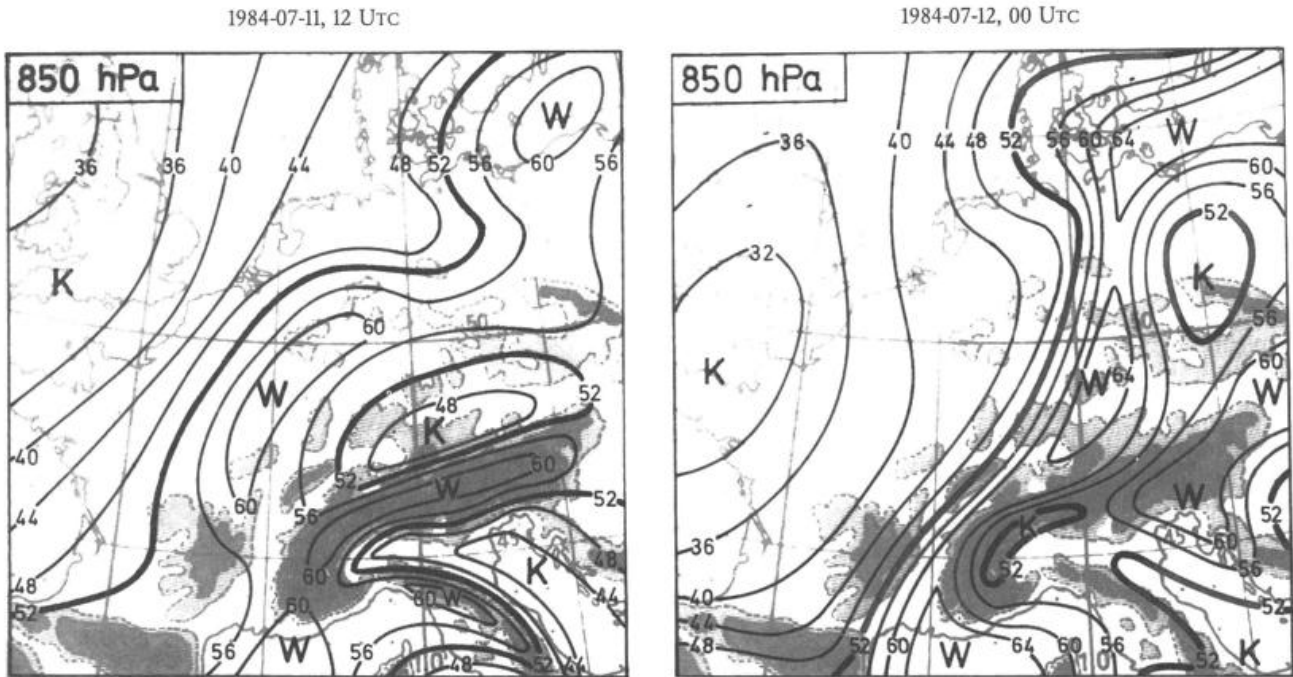


Abb. 14a: Pseudopotentielle Temperatur (in °C) in 850 hPa.

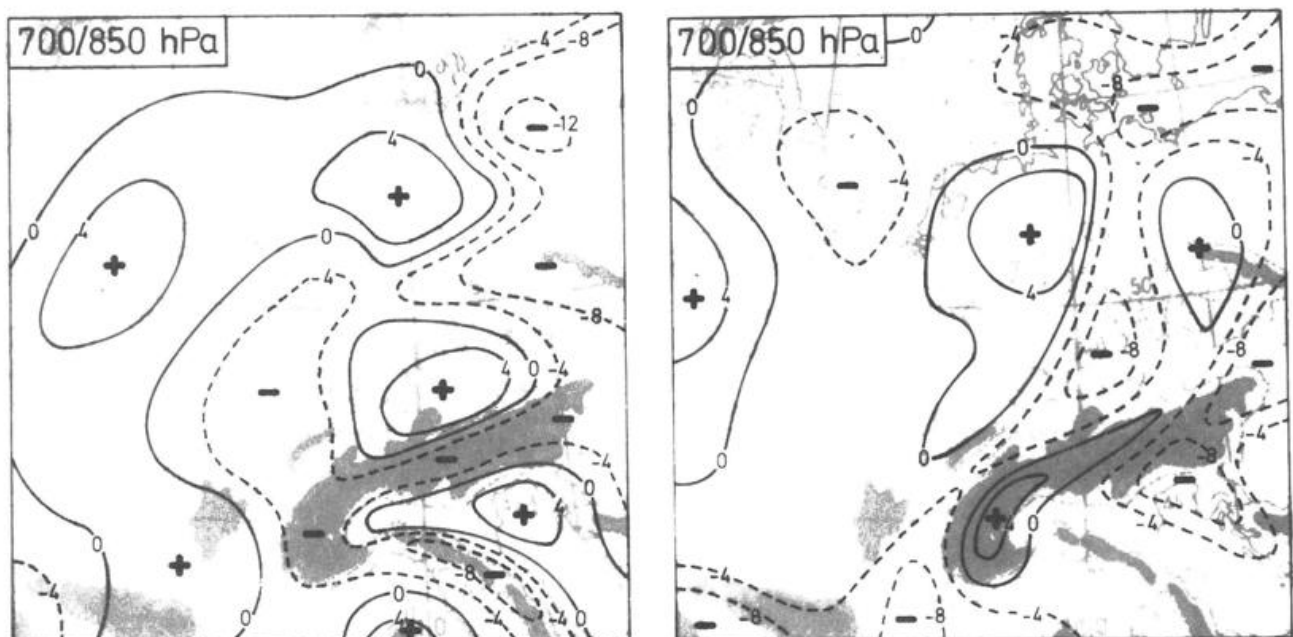


Abb. 14b: Differenz der pseudopotentiellen Temperaturen zwischen 700 und 850 hPa (in K).

3.5.2 Diabatische Effekte. Bildung einer Squall line

Nach Einsetzen der Konvektion lieferte die Kaltluftproduktion in und unter den Cumulonimben einen weiteren wichtigen Beitrag zur Frontogenese bzw. zur Modifikation der Front. In der Downdraft unter den Gewitterwolken gingen die Temperaturen in Bodennähe auf 20 °C oder weniger zurück, während weiter östlich im Tagesgang eine Aufheizung auf über 30 °C erfolgt war. Dieser große Temperaturkontrast bestimmte die Bewegung der ausfließenden Kaltluft und führte wie in Abschnitt 2.3 geschildert zur Bildung einer Squall line, die sich mit hoher Geschwindigkeit durch die potentiell instabile Warmluft hindurchbewegte. Sie entfernte sich dabei immer mehr von der ursprünglichen Frontlinie, die sich abschwächte, während die Squall line ihre Funktion übernahm und als ausgeprägte Gewitterfront das nördliche und mittlere Deutschland überquerte. Ihre Verlagerungsgeschwindigkeit von ca. 35 kn entsprach dem Mittelwert der bei Frontpassage registrierten Böen. In Spitzenböen wurden allerdings mehrfach über 60 kn, auf dem Weinbiet oberhalb Neustadt/Weinstr. sogar 80 kn erreicht.

3.5.3 Einfluß der Orographie

Der rein mechanische Einfluß der großen Gebirge, insbesondere der Alpen, auf die Strömung und die Luftmassentransporte in der unteren Troposphäre wurde bereits mehrfach angesprochen. Hinsichtlich möglicher frontogener oder frontolytischer Effekte ist aber auch die thermische Komponente von Bedeutung.

Betrachtet man zunächst die Wirkung diabatischer Wärmeübergänge, so ist festzuhalten, daß bei ungestörtem Strahlungswetter die Luft im Gebirgsbereich tagsüber stärker aufgeheizt wird als Luft im gleichen Niveau über dem Flachland. Im Sommer kann der Temperaturunterschied durchaus 5 K betragen oder überschreiten (10). Dieser Unterschied bildet den Antrieb für Zirkulationen aller Größenordnungen – vom Hangwind über das Talwindssystem bis zu größerdimensionierten Ausgleichsströmungen zwischen Gebirge und Ebene, wobei sich in den Gebirgstälern und -becken seichte Hitzetiefdruckgebiete bilden. Nachts ergeben sich durch die stärkere Abkühlung der Luft im Gebirgsbereich die entgegengesetzten Effekte. Wegen der mit der Aufheizung verbundenen Labilisierung und dem damit gesteigerten Vertikalaustausch erfaßt die Erwärmung tagsüber allerdings einen größeren vertikalen Bereich als die nächtliche Abkühlung. Wegen der großen Tageslänge ist außerdem im Sommerhalbjahr der Aufheizungseffekt der wichtigere.

Für Fronten, die sich dem Gebirge nähern, resultiert daraus in Abhängigkeit von Tages- und Jahreszeit die Möglichkeit einer Vergrößerung oder Abschwächung des frontalen Temperaturkontrastes. In unserem Fall war im Bereich der Kaltfront, die sich von Westen den Alpen näherte, das erstere anzunehmen. Tatsächlich zeigt die Auswertung der Synop-Beobachtungen von 12 UTC aus dem Alpenraum eine 850 hPa-Temperatur von ca. 24 °C für die Westalpen, während über dem südlichen Rhonetal nur 19 °C gemessen wurden. Als Folge dieses im Laufe des Vormittags rasch sich aufbauenden Temperaturkontrastes muß auch hier eine Zirkulation einsetzen, deren aufsteigender Ast die warme Luft im Gebirge bzw. am Gebirgsrand erfaßt.

Von größerer Bedeutung an diesem Tag waren aber sicher die adiabatischen Temperaturänderungen, die typischerweise beim Überströmen eines Gebirges auftreten, d. h. hier die Temperaturerhöhung nördlich der Alpen, die der einsetzende Föhn verursacht hatte. In 850 hPa war dadurch die Temperatur auf 24-26 °C gestiegen; der Extremwert von 32,4 °C auf dem knapp 1000 m hohen Hohenpeißenberg war bereits genannt worden. Wie typisch für Lagen mit südwestlicher Grundströmung (11), bildete sich durch den Druckfall, der mit dem Föhn und der nordwärtigen Advektion der Föhnluft verbunden einsetzte, ein kleiner Trog, in den von Westen kühlere (oder besser gesagt: weniger heiße) Luft einströmte. Dadurch bekam die Troglinie immer mehr Frontcharakter. In den

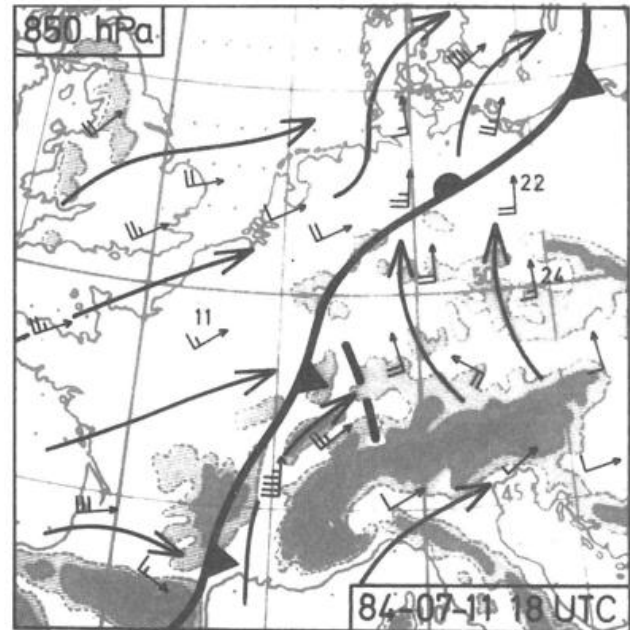


Abb. 15: Windmessungen und Stromlinien in 850 hPa von 1984-07-11, 18 UTC. Zusätzlich eingetragen Verlauf der Bodenfront und Position des präfrontalen Trog.

Abendstunden war dieser Trog über der Ostschweiz angelangt, während die eigentliche Front gerade von Westen Jura und Vogesen erreichte (Abb. 15). Sie war zu dieser Zeit im Bodengebiet noch deutlich stärker ausgeprägt. Im weiteren Verlauf übernahm aber der neuformierte Trog immer mehr die Funktion der Hauptfront und verursachte bei seiner Passage in Bodennähe den oben beschriebenen markanten Windsprung und Taupunkttrückgang. Die primäre Frontlinie schwächte sich dagegen rasch ab, so daß in der Bodenkarte vom 12.7., 00 UTC die Kaltfront in den vorlaufenden Trog gelegt wurde. Das erklärt die auffällig nach Osten vorgeschobene Position der Front in diesem Bereich, aus der keinesfalls auf eine besonders rasche Verlagerung der ursprünglichen Frontlinie geschlossen werden darf. Mit ca. 30 kn verlagerte sich der Trog etwas langsamer als die eigentliche Front weiter im Norden. Diese Geschwindigkeit entspricht etwa den Windwerten in 850 hPa. Wegen der starken Bodeninversion unterblieb allerdings das normalerweise zu beobachtende Auffrischen der Bodenwinde auf den Verlagerungswert bei Passage. Das oben erwähnte Ansteigen der pseudopotentiellen Temperaturen in den Niveaus ab 900 hPa aufwärts zeigt an, daß rückseitig des Trog die zunächst nur wenig kühlere, aber feuchtere und damit pseudopotentiell wärmere Tropikluft nach Bayern einfloß.

Es kann angenommen werden, daß auch im Bereich des vorlaufenden Trog zirkulatorische Vertikalbewegungen, wenn auch vielleicht geringer Intensität, stattgefunden haben. Allerdings erfaßte die Hebung dabei Luftmassen, die zwar auch potentiell instabil geschichtet waren, deren große Trockenheit aber keine rasche Wolkenbildung und Destabilisierung erlaubte. Beim Münchner Nachtaufstieg wäre wie schon beim Mittagstermin eine Hebung um mehr als 200 hPa notwendig gewesen, um in der Luft oberhalb der Inversion Sättigung zu erreichen und damit verbunden die Instabilität auszulösen. Um das in kurzer Zeit zu bewerkstelligen, hätte es einer sehr kräftigen Vertikalbewegung bedurft. Da dies offensichtlich nicht der Fall war, ist damit ein Grund gegeben, warum der neugebildete Frontteil ganz ohne Wettererscheinungen durchging und Bayern in dieser Nacht von der Gewittertätigkeit verschont blieb. Entscheidenden Anteil daran hatten aber auch die großräumigen Vertikalbewegungen, wie in Abschnitt 3.7 gezeigt werden soll.

3.5.4 Ergebnis

Zusammenfassend kann man sagen, daß durch all die geschilderten Prozesse sowohl die diabatisch aufgeheizte und die durch den Föhn erwärmte Luft einerseits als auch die im Bereich der Gewitter diabatisch abgekühlte Luft andererseits in die Frontalzone einbezogen wurde, deren Temperaturgefälle immer mehr anwuchs. Gleichzeitig bildete sich eine neue Frontlinie, die am 12.7., 00 UTC am Rand der wärmsten Luft zu finden ist. Das ist von großer Bedeutung, da oberhalb der bodennahen Schichten die wärmste Luft – wie eben wieder erwähnt – gleichzeitig die trockenste Luftmasse war. Während die ursprüngliche, inzwischen weitestgehend aufgelöste Front zwischen kühler atlantischer Luft im Westen und feuchtwarmer Tropikluft im Osten lag, trennt die neue Frontlinie damit nun die vom Balkan stammende trockenheiße Subtropikluft von der tropischen Luftmasse westlich davon. Das ist unmittelbar aus dem Vergleich der Frontlage mit der Θ_{ps} -Verteilung im 850 hPa (Abb. 14 a) abzulesen. Am Mittag des 11.7. findet man die Luft mit den höchsten pseudopotentiellen Temperaturen überwiegend östlich der Front, während sie zwölf Stunden später direkt westlich davon liegt.

Der Vergleich der Θ_{ps} -Verteilung vom 12.7., 00 UTC mit der Verteilung von Temperatur und Taupunkt in 850 hPa weist außerdem auf große horizontale Unterschiede innerhalb der der neugebildeten Front folgenden tropischen Luftmasse hin. Während diese Luft im Südosten – z. B. über München – noch eine recht hohe Temperatur und geringe relative Feuchte aufweist, ist sie weiter im Westen um zum Teil mehr als 10 K kälter, dafür aber auch wesentlich feuchter. Das zeigt sich auch beim Vergleich der Nachtaufstiege von München und Stuttgart (Abb. 12). Die geringere Temperatur bei gleichzeitig höherer relativer Feuchte läßt sich zum einen auf Hebung der Luft, zum anderen auf Verdunstung fallenden Niederschlags zurückführen. Beides hat im wetteraktiven Teil der Frontalzone stattgefunden und die Tropikluft derartig modifiziert. Innerhalb der Rückseitenströmung wird diese kühlere und feuchtere Luft nun ins südliche und östliche Deutschland verfrachtet.

3.6 Strömungsverteilung in der mittleren und oberen Troposphäre

Entsprechend der geschilderten Druck- und Temperaturverteilung in der unteren Troposphäre zeigt die Strömung in der mittleren und oberen Troposphäre (700 bis 300 hPa, Abb. 9, 10 und 11) ein fast stationäres Langwellenmuster mit einem Trog bei 10-15°W und einem Rücken, dessen Achse sich von Algerien nordostwärts bis zum Baltikum erstreckt. Gekoppelt an die baroklinen Zonen in der mittleren Troposphäre verläuft der Jetstream von Spanien über das westliche und nördliche Frankreich sowie die Nordsee in Richtung Südkandinavien. Bei einer Achsenlage von im Mittel 10 km Höhe weist der Jet Geschwindigkeiten von 80-100 kn, kleinräumig auch 120 kn auf. Die Tropopause liegt in der Kaltluft des Troges 9-10 km hoch und steigt zur Warmluft des Rückens auf 12, im Süden 15 km an. Entsprechend der Tatsache, daß die Baroklinität in der unteren Troposphärenhälfte am größten war, findet man in diesen Niveaus auch die stärkste vertikale Windscherung. Einzelne Sondierungen beinhalten sogar sekundäre Geschwindigkeitsmaxima zwischen 700 und 500 hPa.

Das beschriebene, nahezu stationäre Langwellenmuster der Strömung wirkt steuernd für kurzwelligere wandernde Tröge und Rücken. Sie sind im Potentialfeld zum Teil nur undeutlich zu erkennen, aber gut in der Verteilung der Vorticity auszumachen (Abb. 16). Sie sind in allen Niveaus ab 700 hPa aufwärts nachzuweisen und zeigen wegen der mit der Höhe stark abnehmenden Baroklinität und Temperaturadvektion häufig nur eine geringe vertikale Achsenneigung.

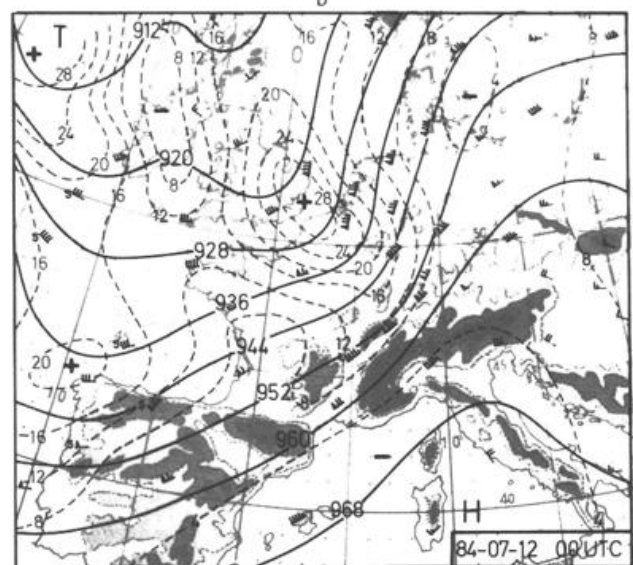
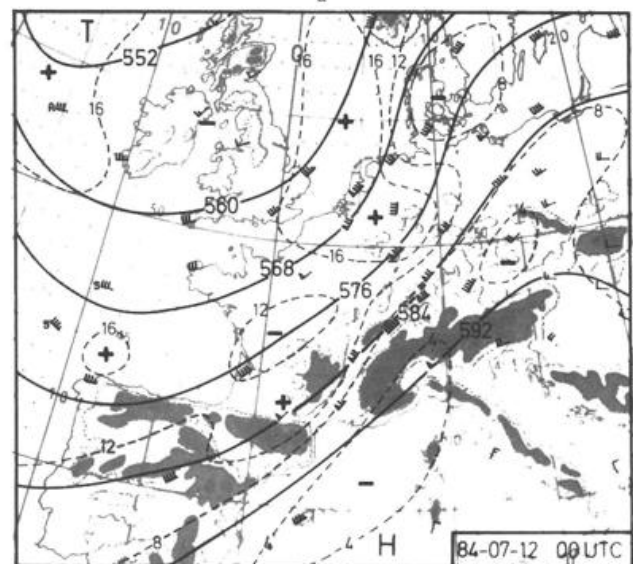
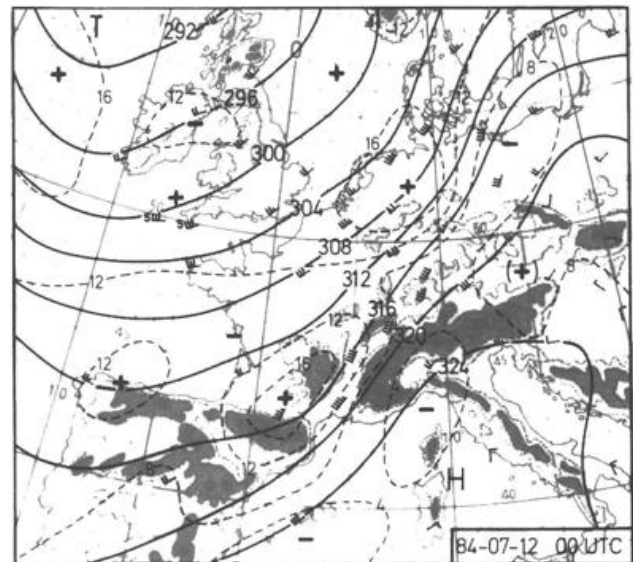
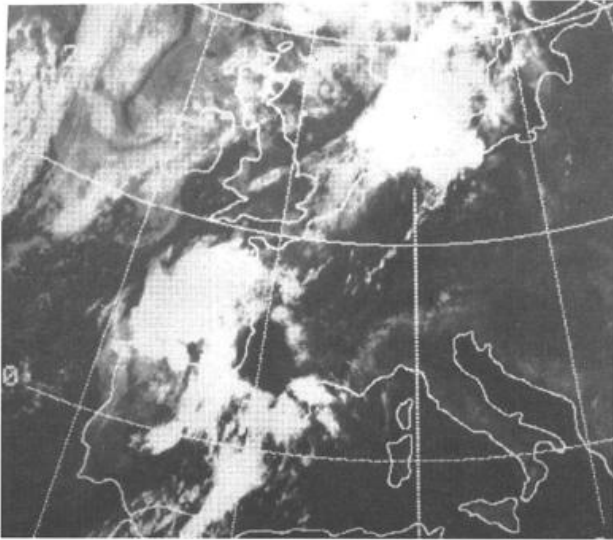
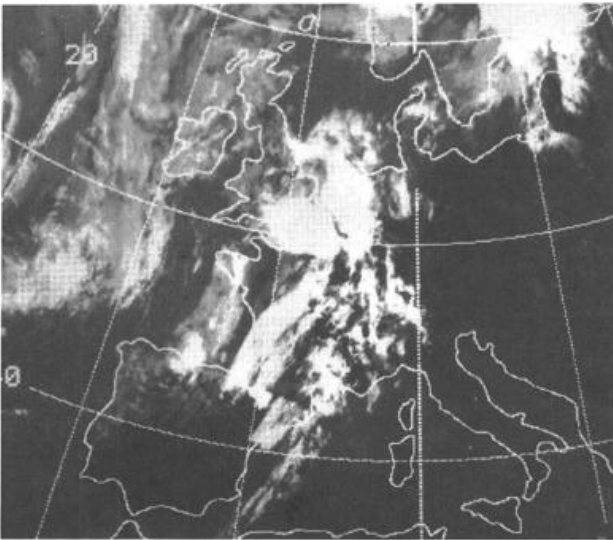


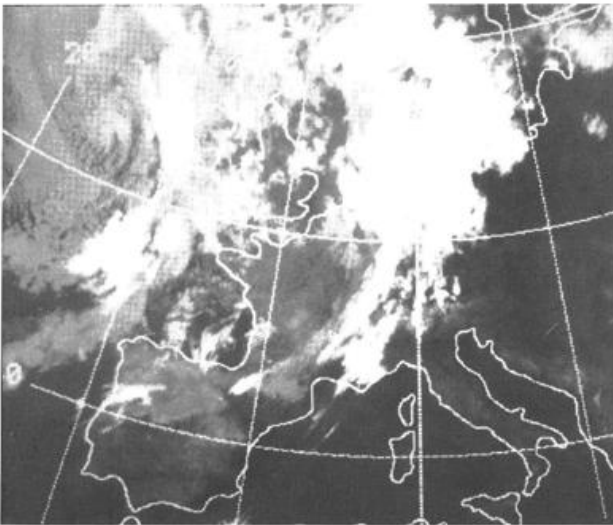
Abb. 16: Absolute Topographien 700 (a), 500 (b) und 300 hPa (c) von 1984-07-12, 00 UTC mit Windmessungen, Isohypsen (ausgezogen, in gdam) und Isoplethen der absoluten geostrophischen Vorticity (strichliert, in $10^{-5}s^{-1}$).



a



b



c

Abb. 17: Infrarot-Satellitenbilder von METEOSAT II von 1984-07-11, 00 (a) und 12 UTC (b) und von 1984-07-12, 00 UTC (c).

Ein erster wandernder Trog hat in der Nacht zum 11.7. Südkandinavien erreicht. Der nachfolgende Rücken liegt zur gleichen Zeit über Frankreich und verlagert sich bis zur nächsten Nacht in dieses Gebiet. Er wird gefolgt von einem recht markanten Trog, der am 11.7., 00 UTC etwa die Position des Langwellentrog vor der Iberischen Halbinsel innehat und im Laufe des Tages über Frankreich hinweg nach Südengland/Benelux (300 hPa) bzw. zum nordwestlichen Deutschland (700 hPa) schwenkt. Diese rasche Schwenkbewegung vollführt in der mittleren Troposphäre allerdings nur der nördliche Trogteil, während der Südteil lediglich bis zum Osten Spaniens und Südfrankreich vorankommt. Dementsprechend findet man in der Vorticityanalyse für 700 und 500 hPa am 12.7., 00 UTC getrennte Maxima über Nordwestdeutschland bzw. Benelux sowie knapp nördlich der Pyrenäen. Zu diesem Zeitpunkt ist ein weiterer, vor allem in größeren Höhen recht deutlicher Trog bereits wieder vor Portugal und über der Biscaya angelangt.

Der Abstand dieser Tröge betrug im Jetniveau und längs der Starkwindachse ca. 1500 km, die Verlagerungsgeschwindigkeit des über Frankreich hinwegschwenkenden Troges lag zuletzt bei etwas mehr als 50 kn. Diese Verlagerungsgeschwindigkeit entspricht etwa der Windgeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre.

Zusätzlich zu den Wellen dieser Dimension lassen sich im Windfeld noch kürzere Wellen nachweisen, die allerdings nur geringe Amplitude aufweisen.

3.7 Großräumige Vertikalbewegungen

Das Wandern der kurzwelligen Tröge und Rücken ist mit Transporten von zyklonaler und antizyklonaler Vorticity verbunden. Wegen der vertikalen Windzunahme nehmen gewöhnlich auch Vorticity und Vorticityadvektion mit der Höhe zu, um im Jetniveau ihr Maximum zu erreichen.

Entsprechend den Ausführungen in Abschnitt 2.2.2 resultiert aus dem vertikalen Gefälle der Vorticityadvektion ein Antrieb für großräumige Vertikalbewegungen. Im Bereich der aufwärts zunehmenden PVA – also im allgemeinen vorderseitig der Tröge bzw. rückseitig der Rücken der Höhenströmung – ist mit Hebung, im Bereich der aufwärts zunehmenden NVA – rückseitig der Tröge, vorderseitig der Rücken – mit Absinken zu rechnen.

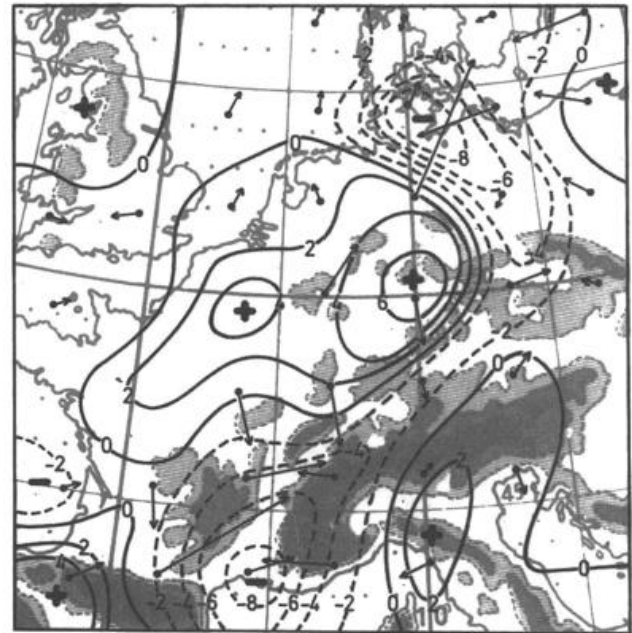
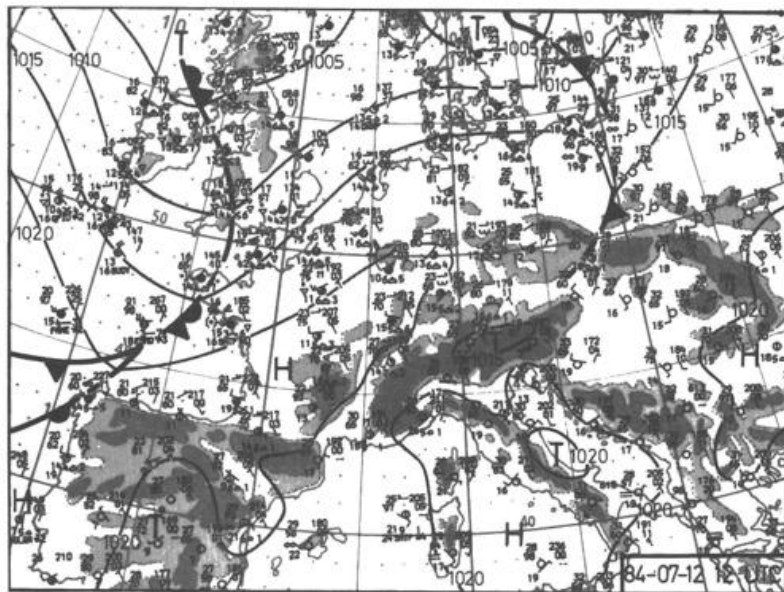


Abb. 18: Antriebsterm der Omegagleichung [2] für 700 hPa am 1984-07-12, 00 UTC (in $10^{-16} \text{m}^{-1} \text{s}^{-3}$) und Q-Vektoren.

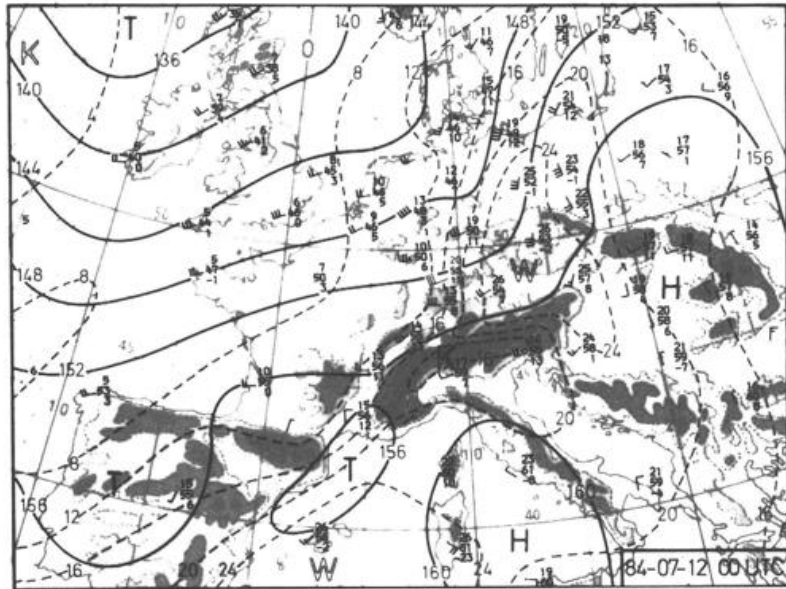


a

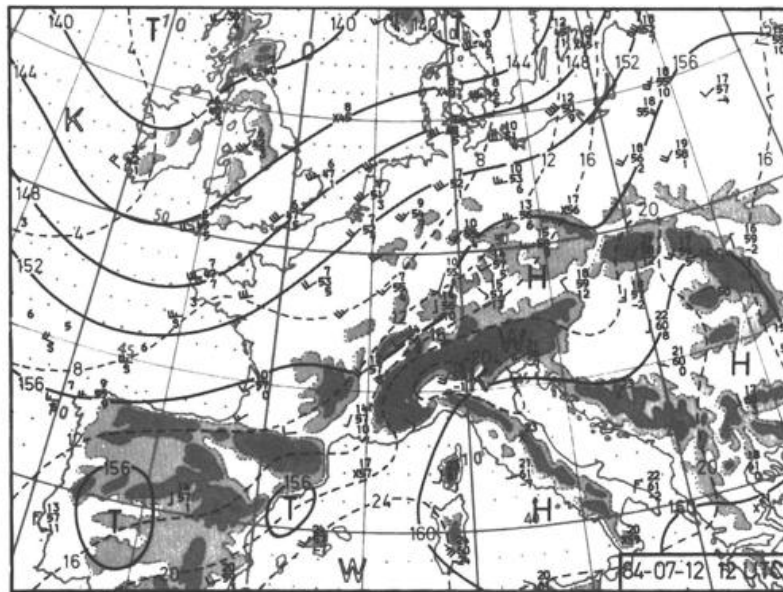


b

Abb. 19: Bodenkarten von 1984-07-12, 00 (a) und 12 UTC (b) mit Stationseintragungen, Fronten und Isobaren (in hPa).

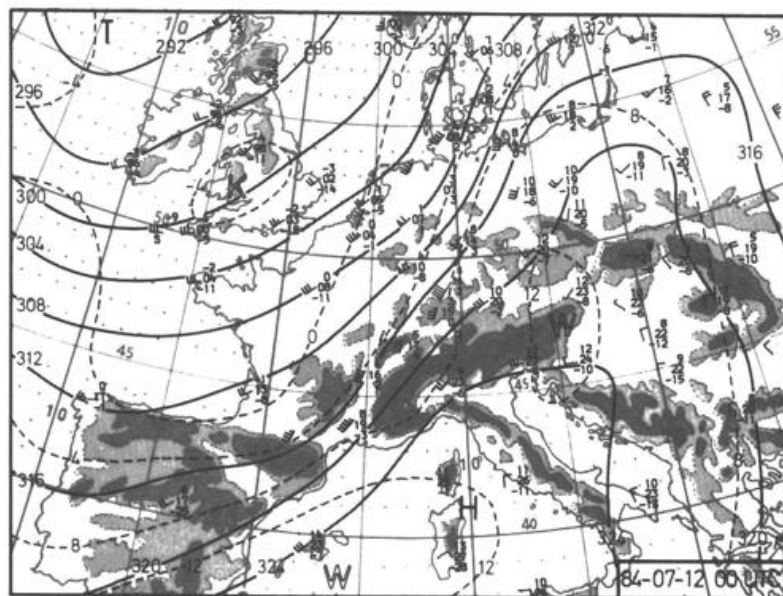


a

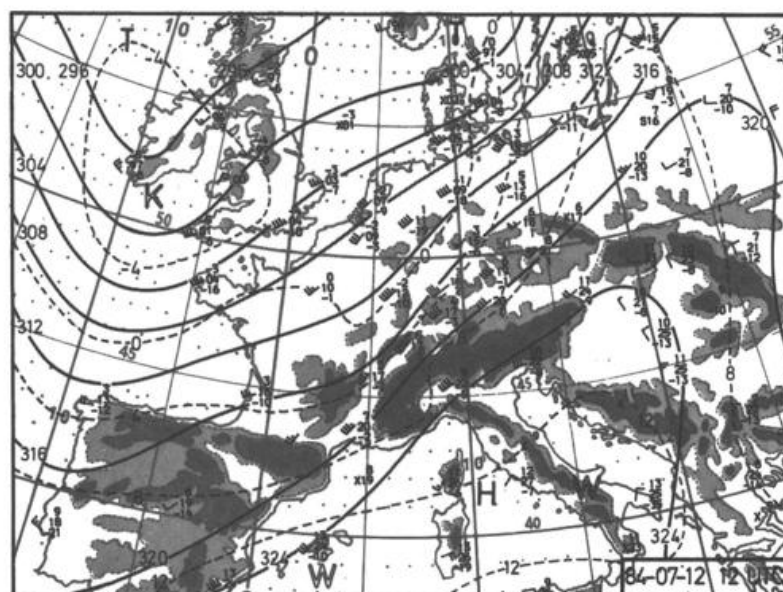


b

Abb. 20: Absolute Topographien 850 hPa von 1984-07-12, 00 (a) und 12 UTC (b), mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gdam) und Isothermen (strichliert, in °C).

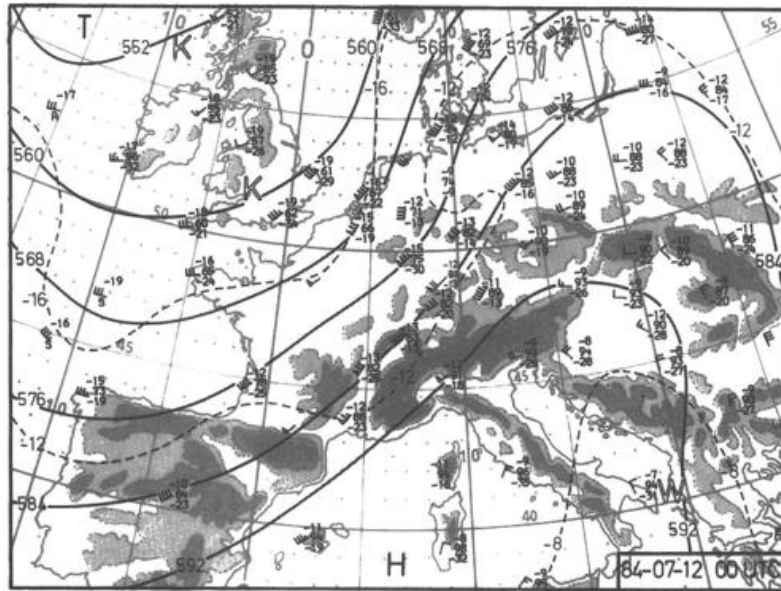


a

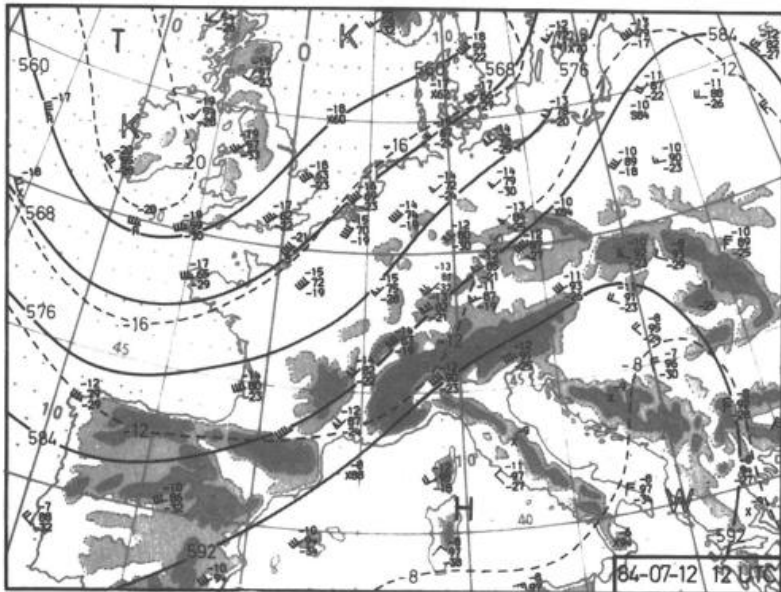


b

Abb. 21: Absolute Topographien 700 hPa von 1984-07-12, 00 (a) und 12 UTC (b) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C).

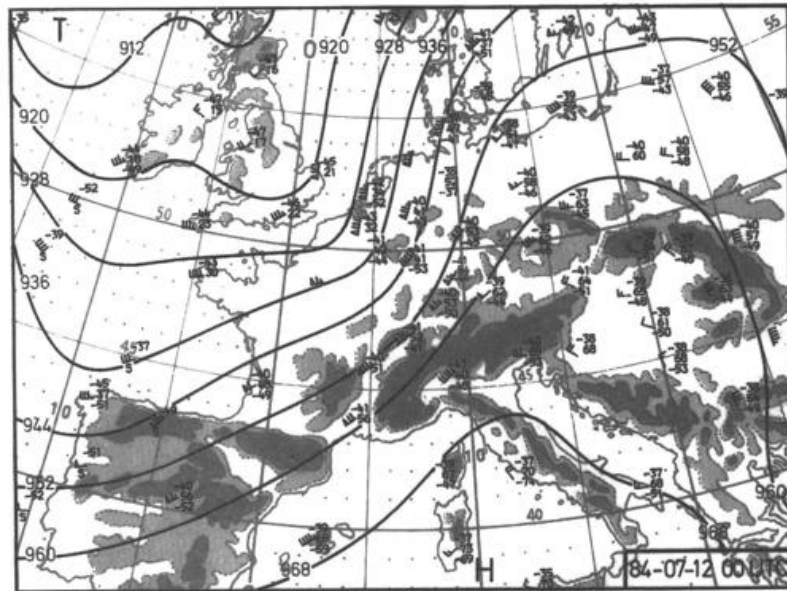


a

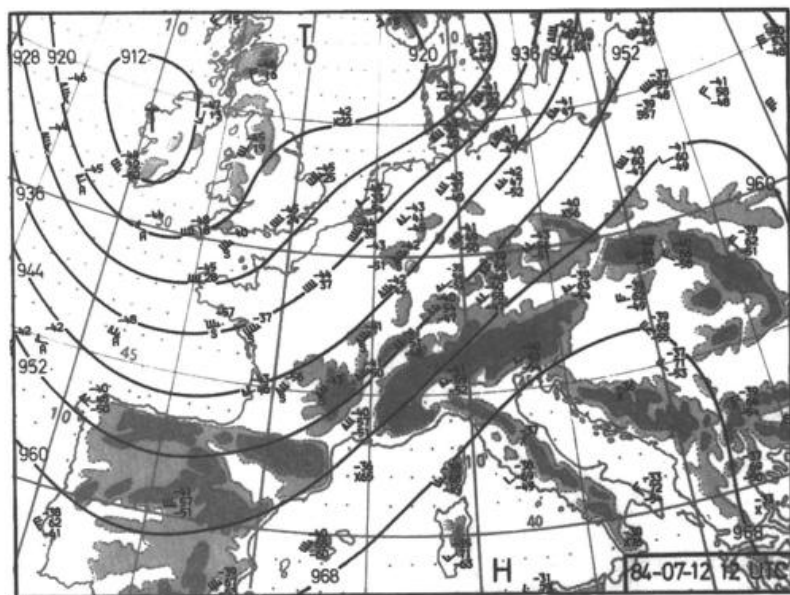


b

Abb. 22: Absolute Topographien 500 hPa von 1984-07-12, 00 (a) und 12 UTC (b), mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gdam) und Isothermen (strichliert, in °C).



a



b

Abb. 23: Absolute Topographien 300 hPa von 1984-07-12, 00 (a) und 12 UTC (b), mit Stationseinrichtungen und Isohypsen (ausgezogen, in gdam).

Zusätzlich muß der Effekt der Temperaturadvektion beachtet werden, der eventuell die Wirkung der Vorticityadvektion mehr oder weniger kompensieren kann. Für die hier behandelte Wetterlage ist charakteristisch, daß wegen der Abnahme der Baroklinität mit der Höhe die Temperaturadvektion ihr Maximum in der unteren Troposphäre, zwischen Boden und 700-600 hPa, besitzt. Vertikalbewegungen durch Temperaturadvektion konnten deshalb nur die Verteilung der tiefen und mittelhohen Wolken beeinflussen, während die Anordnung der höheren Wolken wohl ausschließlich durch die Wirkung der Vorticityadvektion bestimmt wurde. Für die Auslösung der potentiellen Instabilität kam allerdings auch die Hebung durch die untere WLA in Frage.

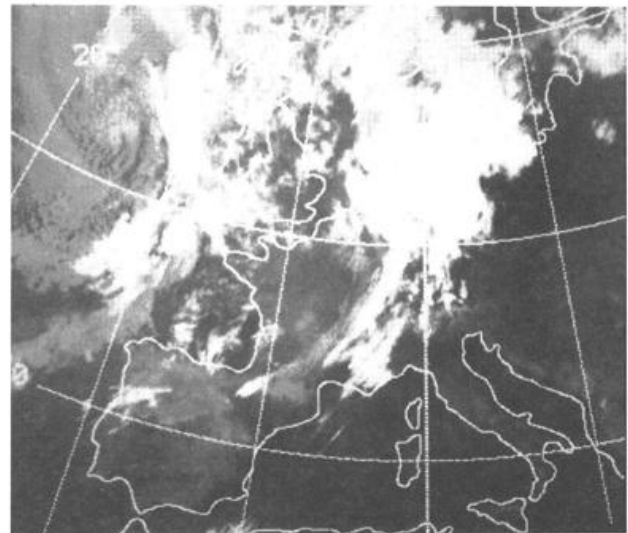
Vergleicht man Strömungsanordnung und Temperaturverteilung in 850, 700 und 500 hPa (Abb. 8, 9 und 10), so resultiert, daß stärker konzentriertere Kaltluft- und Warmlufttransporte bis zum 12.7., 00 UTC hauptsächlich im Bereich des Wellentiefs erfolgten, das von Spanien über Frankreich nach Norddeutschland wanderte. Südwestlich des Tiefs findet man zu allen Terminen das Maximum der KLA, nordöstlich und östlich davon das Maximum der WLA. Die KLA ist dabei stärker und überdeckt einen größeren Bereich. Auffällig ist, daß am Mittag des 11.7. zwei Gebiete existieren, wo die KLA maximiert ist – eines wie zum Vortermine über Spanien, das zweite direkt hinter dem Tief über Südfrankreich. Im weiteren Verlauf schwächt sich die KLA über Spanien ab, während sie im Norden immer stärker wird und auf Deutschland übergreift. Darin spiegeln sich die oben beschriebenen Veränderungen innerhalb der Frontalzone wieder.

Die IR-Bilder von METEOSAT II (Abb. 17) zeigen am 11.7., 00 UTC ein größeres Wolkengebiet über Skandinavien, das sich nordostwärts entfernt, und ein zweites, das von der Biscaya nach Ostspanien reicht. Es liegt über dem Bodentief und verlagert sich mit ihm nordostwärts. In der Nacht zum 12.7. überdeckt es fast ganz Deutschland und große Teile Südschwedens.

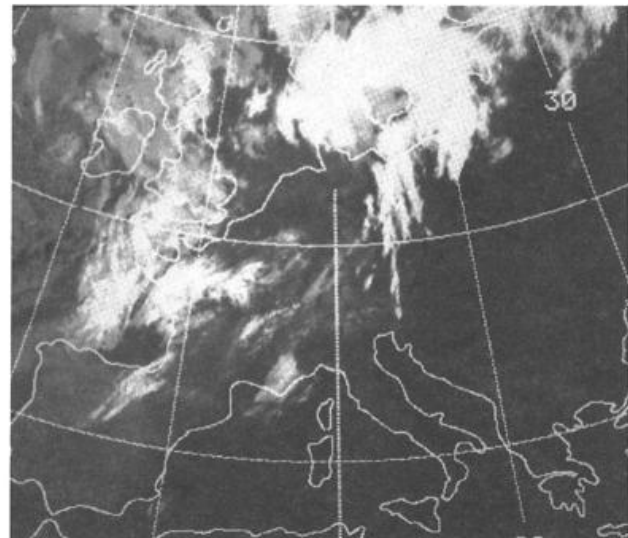
Ein Vergleich mit Vorticity- und Temperaturadvektion ergibt, daß die höherreichende Bewölkung im allgemeinen gut mit dem PVA-Bereich in 300 bzw. 500 hPa östlich des nordostwärts schwenkenden Höhentroges korreliert war, während die Position der Wolkenränder durch die Temperaturadvektion modifiziert wurde. So ist z. B. das Ausweiten des Wolkengebiets nach Schweden und zur Ostsee in der Nacht zum 12.7. auf WLA zurückzuführen. Außerdem ist natürlich zu bedenken, daß das von Bewölkung bedeckte Gebiet eines bestimmten Zeitpunkts nicht völlig identisch sein muß mit dem Bereich aufwärts gerichteter Vertikalbewegung. Wo die Hebung sehr trockene Luft erfaßt, dauert es naturgemäß längere Zeit bis zur Wolkenbildung.

In dem beschriebenen Wolkengebiet steckten auch die zahlreichen Cumulonimben, die sich vor allem in der zweiten Tageshälfte des 11.7. gebildet hatten. Die großräumige Hebung durch PVA und WLA vor dem von Westen heranrückenden Trog bildete also den primären Auslösemechanismus für die potentielle Instabilität der von der Vertikalbewegung erfaßten feuchtwarmen Luftmasse. Das gilt insbesondere für den Bereich des Bodentiefs und die Gebiete nördlich und nordöstlich davon. An der Kaltfront wirkte gleichzeitig die durch die Frontogenese ausgelöste mesoskalige Zirkulation in gleicher Richtung (Abschn. 3.5).

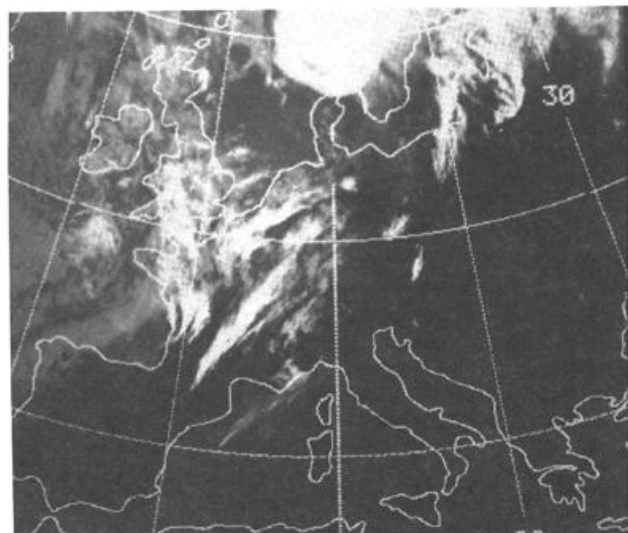
Die Bedeutung insbesondere des Effekts der Vorticityadvektion wird ersichtlich, wenn man sich die Verhältnisse in der Nacht zum 12.7. näher anschaut. Die PVA vor dem nordostwärts schwenkenden Trog bzw. Trogteil erfaßte im wesentlichen nur den Norden und die Mitte Deutschlands, wo auch die stärkste Gewittertätigkeit zu verzeichnen war. Im Süden und speziell im Südosten, also über Bayern, war die Advektion Null oder sehr gering. In der mittleren Troposphäre resultierte diese Verteilung daraus, daß – wie in Abschnitt 3.6 beschrieben – nur der nördliche Trogteil die rasche Schwenkbewegung mitgemacht hatte.



a



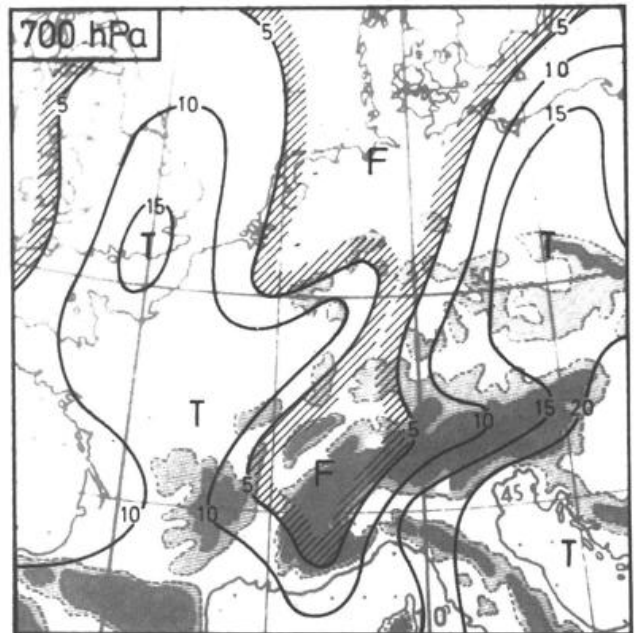
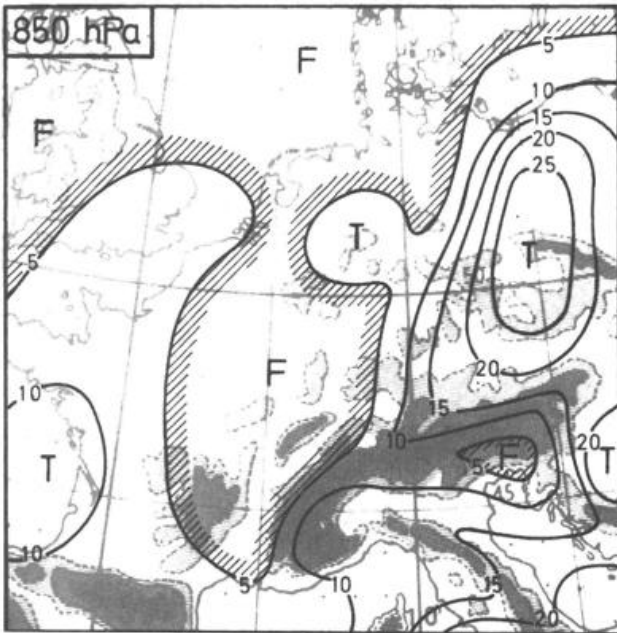
b



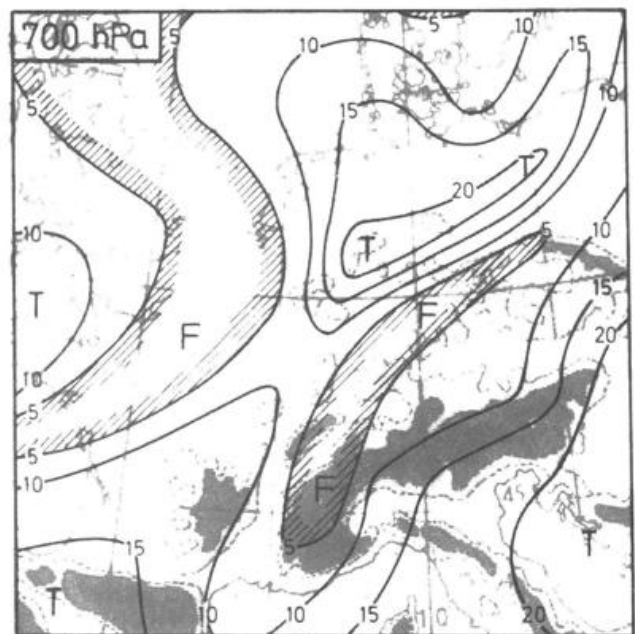
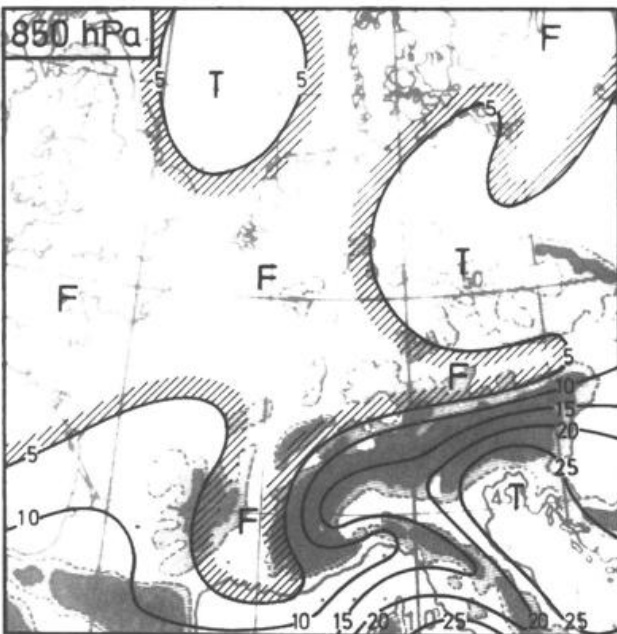
c

Abb. 24: Infrarot-Satellitenbilder von METEOSAT II von 1984-07-12, 00 (a), 06 (b) und 12 UTC (c).

Abb. 25: Taupunktdifferenzen (in K) in 850 und 700 hPa von 1984-07-12, 00 und 12 UTC.



1984-07-12, 00 UTC



1984-07-12, 12 UTC

Abb. 26: Analysen von 1984-07-12, 00 und 12 Utc.

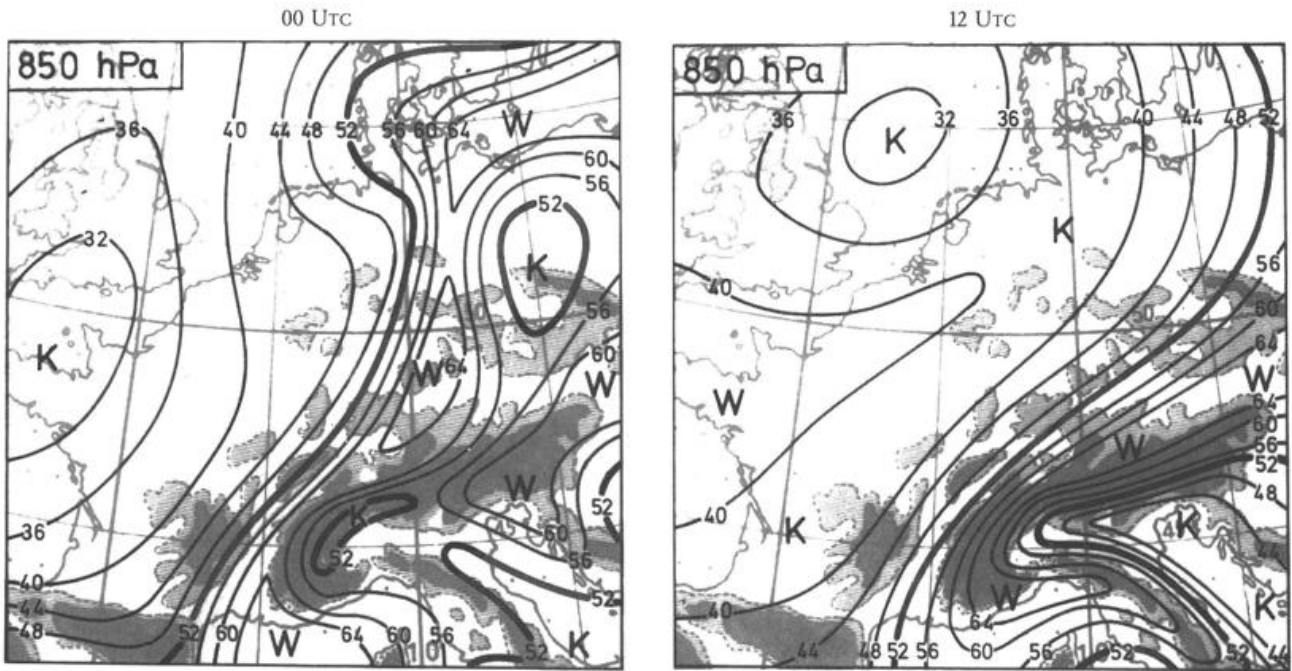


Abb. 26a: Pseudopotentielle Temperatur (in °C) in 850 hPa.

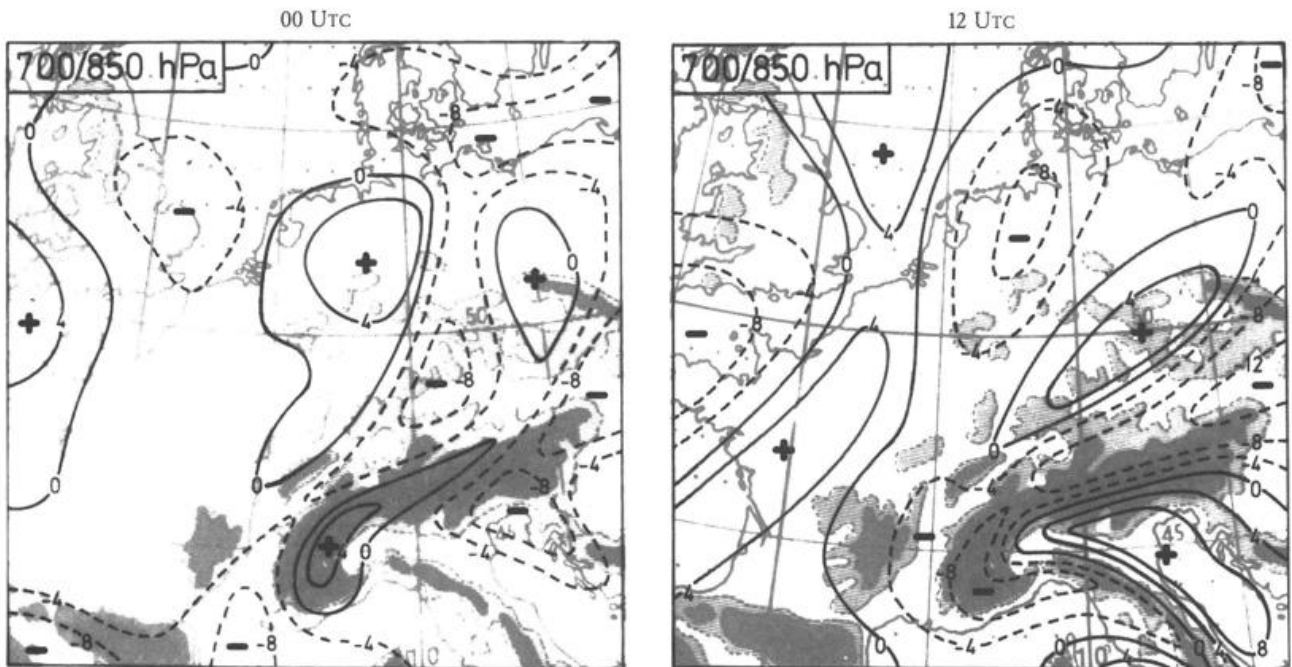


Abb. 26b: Differenz der pseudopotentiellen Temperaturen zwischen 700 und 850 hPa (in K).

In Abbildung 18 ist für 700 hPa, also für das mittelhohe Niveau, die Verteilung der Antriebsfunktion der Omega-Gleichung in der Form [2] wiedergegeben. In Gebieten mit negativer Antriebsfunktion ist mit Hebung, in Gebieten mit positiver Antriebsfunktion mit Absinken zu rechnen. Man sieht, daß der mittlere und nördliche Teil des großen Wolkengebietes über Mitteleuropa und Südschweden verblüffend gut mit einem angezeigten Hebungsbereich in 700 hPa übereinstimmen. Entsprechend den eben erwähnten Unterschieden der Vorticityadvektion ist der Antrieb besonders groß über dem nördlichen und nordöstlichen Deutschland, wo zum Termin auch die stärkste Niederschlags- und Gewitteraktivität zu verzeichnen ist. Nach Süden hin wird die Hebung schwächer und beschränkt sich auf eine schmale Zone, die etwa parallel zur neuformierten Frontlinie verläuft. Berücksichtigt man zusätzlich, daß in deren Bereich im Osten und Süden die trockene Subtropikluft in der unteren Troposphäre anzutreffen ist, werden die beschriebenen Unterschiede in der Wetterwirksamkeit der Front sofort verständlich.

Interessanterweise wird für die Mitte und den Westen Deutschlands bereits ein kräftiger Antrieb für eine Absinkbewegung angezeigt, obwohl diese Gebiete noch unter dem geschlossenen Wolkenschirm liegen und sich vielfach auch noch Gewitter entladen. Dennoch ist anzunehmen, daß die durch NVA und KLA ausgelöste großräumige Absinkbewegung im mittelhohen Niveau schon eingesetzt hat und anschließend auch auf die übrigen Niveaus übergreift. Dadurch kommt es zu dem raschen Erlöschen der Gewittertätigkeit und der Bewölkungsabnahme in den folgenden Stunden. Über der Nordhälfte Frankreichs hat das Absinken bereits zu Aufklaren geführt.

Weiter im Süden wird östlich und nordöstlich des Vorticitymaximums bei den Pyrenäen allerdings schon wieder Hebung angezeigt. Das Satellitenbild zeigt in Übereinstimmung damit ein Wolkengebiet über den Westalpen und Wolkenbänder, die in die große Bewölkungszone weiter im Norden einmünden. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um mittelhohe Bewölkung, zum Teil mit Castellanus-Charakter. Niederschlag oder gar Gewittertätigkeit ist allerdings nicht zu verzeichnen.

4 Weiterentwicklung bis zum 12.7.1984, 12 UTC

4.1 Bodengebiet (Abb. 19, 31 und 34)

Wie oben beschrieben, hat um Mitternacht die am warmen Rand der Frontalzone neuformierte Kaltfront den größten Teil Deutschlands überschritten. Hinter ihr strömt in zunehmenden Maße kühlere Luft ein. Dabei herrscht zunächst noch - mit Ausnahme von Bayern und der östlichen DDR - in ganz Deutschland lebhaftere Gewittertätigkeit. Durch Sturm- und Orkanböen sowie Blitzschlag werden vielerorts größere Schäden verursacht. Die Niederschlagsmengen sind im Westen und Norden am größten. Zum Frühtermin werden südöstlich von Hamburg fast 60 mm, sonst 20-30 mm Niederschläge gemessen. Es wurde bereits erwähnt, daß im Niederschlags gebietsweise auch Hagel fiel.

Nach Mitternacht kommt es allerdings durch das von Südwesten übergreifende großräumige Absinken sehr rasch zum Abklingen der Gewittertätigkeit und zum Aufhören des Niederschlags. In den Morgenstunden werden nur noch in der östlichen und südlichen DDR Gewitter verzeichnet, und ab 09 UTC bleibt es bis zum Nachmittag in ganz Deutschland niederschlagsfrei. Die mittelhohen und hohen Wolken verschwinden ebenfalls, so daß bei lockerer Cumulusbewölkung, die meist weniger als die Hälfte des Himmels bedeckt, die Temperaturen im Tagesgang zu steigen beginnen. In der eingeflossenen kühleren Luft erreichen sie allerdings nur Werte zwischen 20 °C im äußersten Norden und Nordwesten und 28-29 °C im Südosten und sind damit um 5 bis zum Teil mehr als 10 °C niedriger als am Vortag. Auch die Taupunkte, die zunächst noch unverändert hoch geblieben waren, gehen im Tagesverlauf in den meisten Gebieten auf 15-10 °C zurück. Lediglich in Bayern wird die 15 °C-Marke kaum unterschritten.

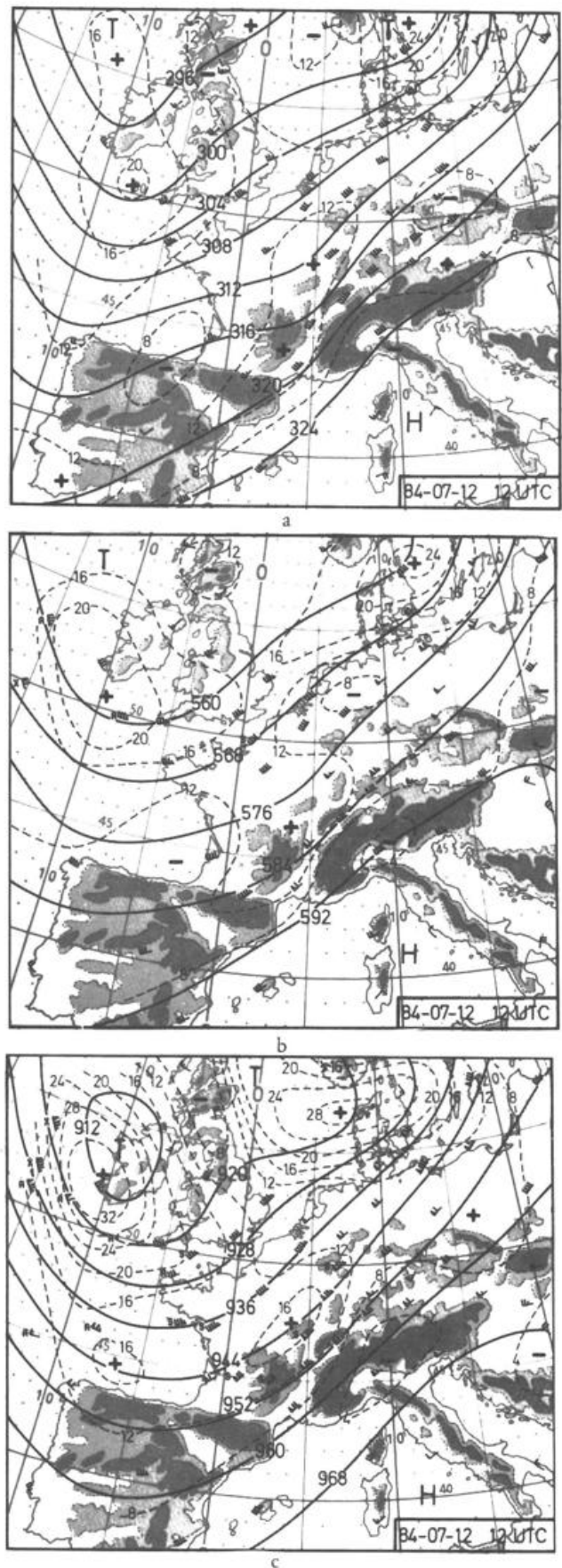


Abb. 27: Absolute Topographien 700 (a), 500 (b) und 300 hPa (c) von 1984-07-12, 12 UTC mit Windmessungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isoplethen der absoluten geostrophischen Vorticity (strichliert, in $10^{-5}s^{-1}$).

Wie rasch das Absinken zur Wetterbesserung führt, ist aus dem Vergleich der Satellitenbilder von 00, 06 und 12 UTC (Abb. 24) abzulesen. Man sieht, daß sich dabei auch die Wolkenbänder, die die Verbindung zu dem Wolkengebiet über den Westalpen und Südfrankreich darstellen, bis auf geringe Reste auflösen. Das kann als Indiz dafür gewertet werden, daß die Absinkbewegung am Vormittag auch den Süden und Südosten Deutschlands voll erfaßte.

Unter dem Absinkgebiet führt horizontale Divergenz gekoppelt mit zunächst sehr starkem, dann nachlassendem Druckanstieg zur Produktion antizyklonaler Vorticity und zum Aufbau eines Hochkeils, der sich rasch von Frankreich zum mittleren Deutschland vorschiebt. Zwischen ihm und dem nach Südschweden weitergezogenen Wellentief herrscht über dem nördlichen Deutschland und über der Ostsee eine kräftige westliche Strömung, in der die Kaltfront rasch nach Polen und zum Baltikum vorankommt. Dort werden im Frontbereich weiterhin einzelne Schauer und Gewitter beobachtet.

Weiter im Süden verlagert sich die Front dagegen nur noch langsam und zeigt keinerlei Wetterwirksamkeit. An den Alpen kommt sie überhaupt nicht mehr voran. Nach kurzer Zeit verliert die Front dort ihren Charakter als Diskontinuitätslinie. Weder Windsprünge noch sonstige linienhaft konzentrierte Eigenschaftskontraste sind noch nachzuweisen. Lediglich das Gefälle von Temperatur und Taupunkt läßt den ungefähren Verlauf der bodennahen Frontalzone erahnen.

In diesem Bereich dominiert bei fast wolkenlosem Himmel der durch die Strahlung bestimmte Tagesgang der meteorologischen Elemente. Verbunden mit der Aufheizung der Luft in der Gebirgsregion, setzt Druckfall ein und es bilden sich in den großen Alpentälern seichte Hitzetiefdruckgebiete (Abb. 31 und 34). Zwischen ihnen und dem Hochkeil stellt sich in den unteren Schichten eine schwache nördliche Strömung ein, die allerdings gebietsweise stark von kleinräumigen Zirkulationen beeinflusst und modifiziert wird. Großräumig zeigt das Druckfeld eine Tiefdruckrinne längs den Alpen zwischen dem Hochkeil im Norden und dem Mittelmeerhoch.

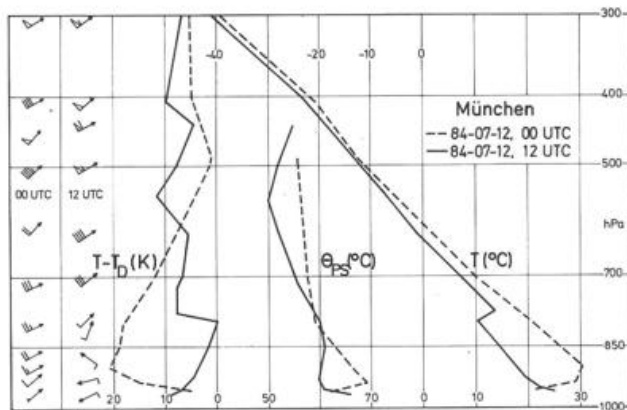


Abb. 28: Aufstiege von München von 1984-07-12, 00 und 12 UTC, mit Temperatur (T), Taupunktdifferenz ($T-T_D$), pseudopotentieller Temperatur (θ_{ps}) und Windmessungen.

4.2 Untere Troposphäre (850 hPa, Abb. 20 und 31)

In 850 hPa verlagert sich der frontale Trog ähnlich wie die Bodenfront rasch nach Osten und Nordosten. An seiner Rückseite setzt mit kräftigen westlichen Winden massive Kaltluftadvektion ein, die im Osten und Süden Deutschlands bereits bis zum Morgen des 12.7. eine Abkühlung von zum Teil mehr als $10\text{ }^\circ\text{C}$ verursacht. Anschließend kommt allerdings im Süden die Kaltluftzufuhr bald zum Erliegen, so daß man am Mittag die thermische Frontal-

zone – ähnlich wie am Boden – noch am Nordrand der Alpen wiederfindet, von wo sie nordostwärts Richtung Ostsee verläuft.

Auffällig ist, daß sich gegenüber Mitternacht der horizontale Temperaturgradient an dieser Frontalzone in den meisten Bereichen wesentlich verringert hat. Das liegt vor allem daran, daß jetzt das hauptsächlich aus Subtropikluft bestehende Warmluftpaket mit Temperaturen bis zu $26\text{ }^\circ\text{C}$ nicht mehr wiederzufinden ist und am warmen Rand der Frontalzone nur noch Werte von $18\text{--}19\text{ }^\circ\text{C}$ zu verzeichnen sind. Diese Abkühlung spiegelt die Hebung wieder, der die Subtropikluftmasse makro- und mesoskalig unterworfen war. Wegen der großen Trockenheit dieser Luft erfolgte die Hebung weitestgehend trockenadiabatisch, also mit großer Abkühlungsrate, und konnte kaum zu Wolkenbildung und Niederschlägen Anlaß geben.

Recht groß ist allerdings der Temperaturgradient noch – oder besser schon wieder – am Nord- und Westrand der Alpen. Das liegt an diesem Tag hauptsächlich an der schon mehrfach erwähnten tagesperiodischen Aufheizung der Luft in der Gebirgsregion, durch die die Temperatur in 850 hPa bereits wieder auf $23\text{--}24\text{ }^\circ\text{C}$ angestiegen ist, während über Mailand und Udine im gleichen Niveau nur 16 bzw. $21\text{ }^\circ\text{C}$ gemessen werden (Abb. 31).

Infolge der in Abschnitt 3.5.4 beschriebenen horizontalen Unterschiede innerhalb der der Front folgenden Tropikluftmasse steigen im Osten und vor allem im Südosten gleichzeitig mit dem Rückgang der Temperaturen die Taupunktwerte in 850 hPa deutlich an. Mit $12\text{--}13\text{ }^\circ\text{C}$ findet man in den Mittagsstunden die höchsten Taupunkte über München und Wien. Diesen Werten entspricht ein Mischungsverhältnis von reichlich 10 g Wasserdampf pro kg trockener Luft. Weiter nordwärts nehmen in der vom Atlantik stammenden Kaltluft die Taupunkte auf $5\text{--}1\text{ }^\circ\text{C}$, das Mischungsverhältnis auf $6\text{--}5\text{ g/kg}$ ab.

Aus dem Rückgang der Temperatur und dem gleichzeitigen Anstieg der Taupunkte resultiert natürlich eine z. T. drastische Verringerung der Taupunktdifferenz und eine entsprechende Zunahme der relativen Feuchte (Abb. 25). Während noch in der Nacht Differenzwerte von zum Teil mehr als 20 K festgestellt wurden, sind sie jetzt nördlich der Alpen auf unter 10 K und vielfach unter 5 K zurückgegangen. Quer zum Gebirge ergibt sich dadurch ein großes Gefälle zu den in diesem Niveau nach wie vor sehr trockenen Luftmassen im Mittelmeerraum.

Der Vergleich der θ_{ps} -Karten von 00 und 12 UTC in Abbildung 26 zeigt sehr schön die rasche Verfrachtung der Tropikluft über Mitteleuropa hinweg und bis zu den Alpen, wo der weitere Abtransport dieser Luftmasse durch das Gebirge verhindert wird. Die atlantische Kaltluft ist bis zum Norden, zur Mitte und zum Südwesten Deutschlands vorangekommen und auch schon ins Rhonetal eingeflossen. Die sehr hohen θ_{ps} -Werte im Alpenraum und die Zunge hoher Werte zum Apennin spiegeln wie am Vortag die diabatische Aufheizung der Luft im Bereich der Gebirge wieder. Südlich der Alpen liegt nach wie vor die zwar warme, aber sehr trockene Subtropikluft mit niedrigen pseudopotentiellen Temperaturen. Es ist dies die Masse, aus der am Vortag ein Teil mit dem Südfohn über das Gebirge geführt worden war.

Im Stromfeld 850 hPa zeigt sich entlang der Hauptströmung ein ähnliches Muster wie in der Bodenkarte: Dem frontalen Trog über Ostsee und Polen folgt stromauf ein breiter Rücken und dem der nächste Trog mit Okklusionsfront über Südwestengland und der Biscaya. Weiter im Süden ist die Strömungsverteilung dagegen unterschiedlich: Während im auf NN reduzierten Druckfeld der nach Mitteleuropa hineinragende Hochkeil und die Tiefdruckrinne über den Alpen das Bild bestimmen, bildet sich in ca. 1,5 km Höhe hinter dem frontalen Trog, der bereits 06 UTC Wien passiert, ein kleines Hoch, das in den Mittagstunden vor den Ostalpen liegt. An dessen Westflanke drehen die Winde auf südliche Richtung und es formiert sich ein weiterer kleiner Trog. Er liegt

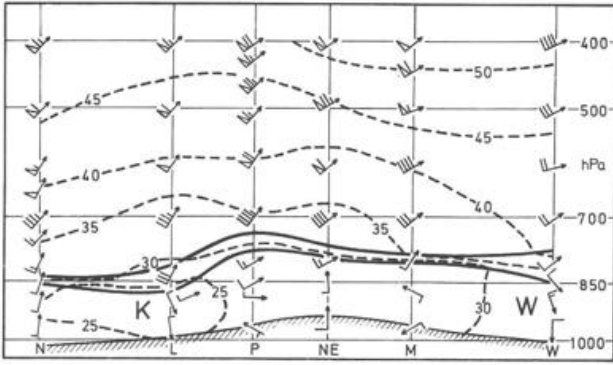


Abb.29a: potentielle Temperatur (in °C) und Windbeobachtungen.

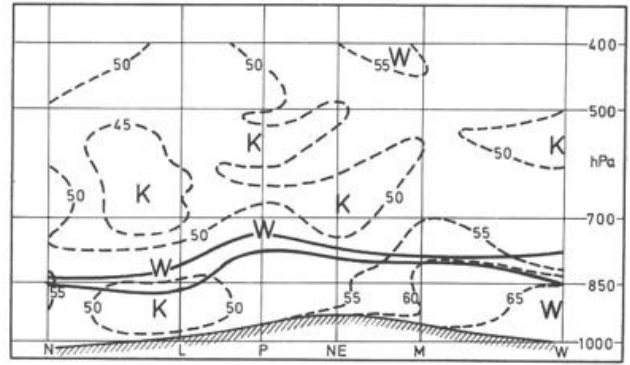


Abb.29b: pseudopotentielle Temperatur (in °C).

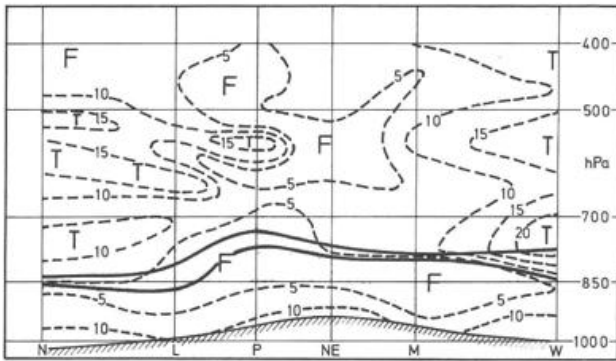


Abb.29c: Taupunktsdifferenz (in K). (Zur Lage der Stationen vgl. Abbildung 31).

Abb. 29: Vertikalschnitte längs der Alpennordflanke von Nimes(N) über Lyon (L), Payerne (P), Neuhausen ob Eck (NE) und München (M) bis Wien (W) mit Inversion bzw. Isothermie (dick umrandet).

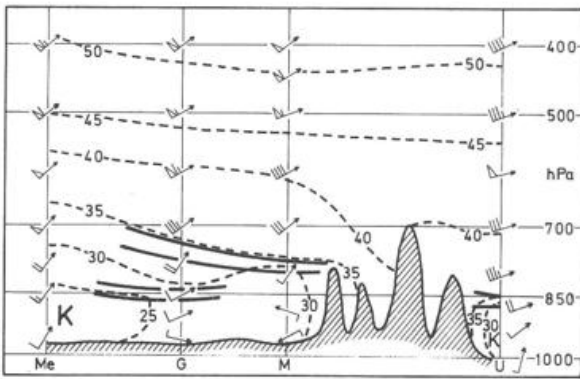


Abb.30a: potentielle Temperatur (in °C) und Windbeobachtungen.

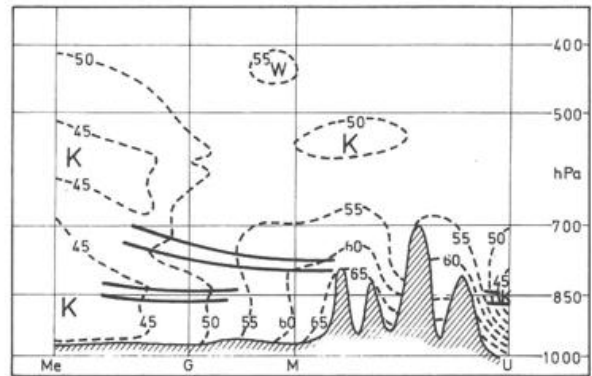


Abb.30b: pseudopotentielle Temperatur (in °C).

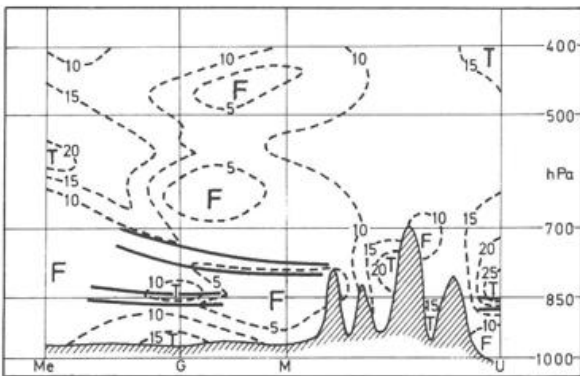


Abb.30c: Taupunktsdifferenz (in K).

Abb. 30: Vertikalschnitte in NNW-SSE-Richtung von Meiningen (ME) über Gärnersdorf (G) und München (M) bis Udine (U) mit stabilen Schichten (dick umrandet).

um 12 UTC zwischen Payerne und Stuttgart/Neuhausen ob Eck (Abbildung 31). Obwohl die Winde sehr schwach sind, wird auf der Vorderseite dieses Troges die Tropikluft wieder etwas nach Norden verfrachtet. Weiter im Westen verläuft die Strömung bei nur schwacher Temperaturadvektion weitestgehend parallel zum Alpenbogen. Über dem Zentralmassiv deutet sich ein dritter Trog an. Es ist dies der Trog, in dem am Vortag über Frankreich die Frontalzone eingebettet war und der sich nach vorübergehender Intensivierung inzwischen stark abgeschwächt hat.

Die Bildung des neuen Troges über der Schweiz, der in 700 hPa nicht mehr zu finden ist, dürfte auf den gleichen orographischen Effekt zurückgehen, der am Vortage zur Formierung des Troges vor der Bodenfront führte. In Kammhöhe der Alpen herrschen nämlich nach wie vor kräftige südliche Winde und am Nordabfall der Zentralalpen wird auch immer noch Föhn beobachtet. Nach Nachlassen der gegen das Gebirge gerichteten Kaltluftadvektion vermochte sich die Südströmung in der Schicht zwischen 1 und 3 km Höhe wieder über dem Alpenvorland und dem südlichen Deutschland durchzusetzen – allerdings mit wesentlich geringerer Geschwindigkeit als am Vortage und ohne in die Täler hinabzugreifen. Dort, wo diese Südströmung mit der südwestlichen Grundströmung zusammentraf, bildete sich der erwähnte kleine Trog.

4.3 Mittlere Troposphäre (700, 500 hPa; Abb. 21, 22, 27 u. 31)

In der mittleren Troposphäre bleibt die südwestliche Grundströmung erhalten. In ihr verlagert sich der um 00 UTC über dem westlichen Deutschland angelagerte Trog unter Intensivierung rasch nach Südkandinavien. Ihm folgt ein schwach ausgeprägter Rücken, der in den Mittagsstunden gerade über der Mitte Deutschlands liegt. Stromauf findet sich zu diesem Zeitpunkt ein neuer Trog mit einer Achse etwa über dem östlichen Frankreich. Es handelt sich dabei zum einen um den Südtel des ersten Troges, dessen um 00 UTC vor den Pyrenäen konzentrierte Vorticity nordostwärts verfrachtet wurde, zum andern aber um einen weiteren Trog, der um Mitternacht noch über der Biscaya lag und anschließend rasch nach Osten schwenkte. Die Verlagerungsgeschwindigkeit von ca. 40 kn für diesen Trog entspricht genau den gemessenen Winden in 500 hPa.

In 500 hPa ist die Baroklinität wie bisher vergleichsweise schwach, was auch für die Temperaturadvektion gilt. Allerdings sollte die Kaltluftadvektion über Süddeutschland erwähnt werden, da aus ihr im Zusammenwirken mit der unteren Warmluftadvektion eine Labilisierungstendenz resultiert. In 700 hPa verlaufen in diesem Bereich die Isothermen – von der Störung durch die Alpen abgesehen – weitestgehend strömungsparallel. Kaltluftadvektion herrscht noch über dem nordöstlichen Deutschland, während in Frankreich mit Annäherung der Okklusionsfront Warmluftzufuhr einsetzt.

Die thermische Frontalzone in 700 hPa verläuft mit einem Gefälle von bis zu 3 °C/100 km vom Rhonetal und der Schweiz quer über Deutschland zur westlichen Ostsee. Etwa in diesem Streifen findet man in 500 hPa die stärksten Höhenwinde, wobei in einem kleinen, leicht antizyklonal gekrümmten Geschwindigkeitsmaximum über der Schweiz 70 kn erreicht werden. Die Sondierungen in diesem Gebiet weisen im vertikalen Windprofil zum Teil sekundäre Maxima unterhalb oder wenig oberhalb 500 hPa auf (Abbildung 29).

Im südlichen Teil dieser Frontalzone, über den Westalpen beginnend, zeigt sich zum Mittagstermin eine bandartige Zone von Taupunktdifferenzen kleiner 5 K (Abbildung 25). Dort liegen die Werte für das Mischungsverhältnis bei ca. 6 g/kg, während sie in der sehr trockenen Luft über Norddeutschland nur 1-2 g/kg betragen. In 500 hPa sind die aerologisch erfaßten Meßwerte für die Taupunktdifferenz im allgemeinen größer. Ein relativ feuchter

Bereich erstreckt sich vom Rhonetal über Bayern nordostwärts. Über dem mittleren Deutschland findet man sehr trockene Luft in diesem Niveau – zum Teil über feuchteren Luftmassen unterhalb davon.

Entsprechend Temperatur- und Feuchteverteilung befinden sich Luftmassen mit $\Theta_{ps} > 52$ °C überwiegend am warmen Rand der Frontalzone in 700 hPa. Quer zu ihr ergibt sich ein prägnanter Abfall zu Werten unter 40 °C, während sich über Frankreich in Zungenform bereits die Warmluft der Okklusion bemerkbar macht – interessanterweise zu diesem Termin schon weit von der Bodenfront abgesetzt und nach vorn verschoben. In 500 hPa zeigt sich auch im Feld der pseudopotentiellen Temperaturen keine Drängungszone, sondern bei insgesamt geringen Unterschieden ein mehrstufiger Abfall quer zur Strömung.

4.4. Obere Troposphäre (300 hPa, Abb. 23 und 27)

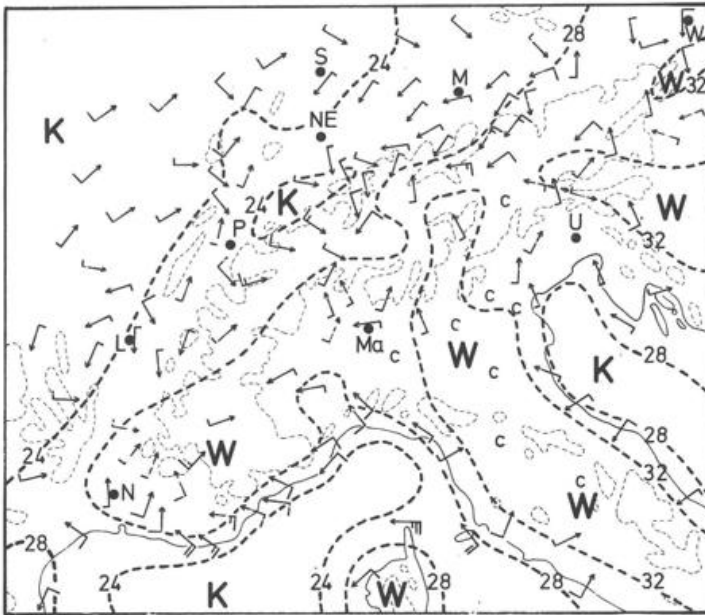
Auch in der oberen Troposphäre hat sich der Trog, unter dessen Vorderseite sich die Gewitter über dem Norden und der Mitte Deutschlands entluden, der Vorticityadvektion folgend rasch nach Südkandinavien verlagert. Im Isohypsenverlauf erkennt man stromauf dann wieder einen deutlichen Trog, der von einem Höhentief über Irland ausgeht und vor der westfranzösischen Küste angelangt ist. Betrachtet man allerdings das Feld der Vorticity, so ergibt sich im Südtel dieses Troges ein differenzierteres Bild: Ein Vorticitymaximum liegt nämlich bereits in der Südwestströmung über dem mittleren und östlichen Frankreich, während ein zweites Extremum von der Biscaya folgt. Das Maximum über Frankreich ist sicherlich mit dem identisch, das 12 Stunden vorher vor Nordwestspanien lag. Während es aber zu diesem Zeitpunkt in einer deutlichen Krümmung der Stromlinien eingebettet war, macht sich die Vorticity zum Mittagstermin hauptsächlich in Form von zyklonaler Scherung zwischen einem Geschwindigkeitsmaximum mit etwa 75 kn über dem Südosten Frankreichs und Winden von nur 40 kn nordwestlich davon bemerkbar. Die Verlagerung dieses Vorticityextremums entsprach etwa der Schwenkbewegung des Sekundärtroges in 500 hPa; allerdings war die Verlagerungsgeschwindigkeit mit ca. 50 kn in der oberen Troposphäre etwas höher.

Der eigentliche Kern des Jetstreams, an dem das Geschwindigkeitsmaximum festzustellen ist, liegt mit 90-100 kn in ca. 11 km Höhe. Quer zu ihm steigt die Tropopause von etwa 10 km Höhe über Frankreich auf knapp 12 km im Alpengebiet an.

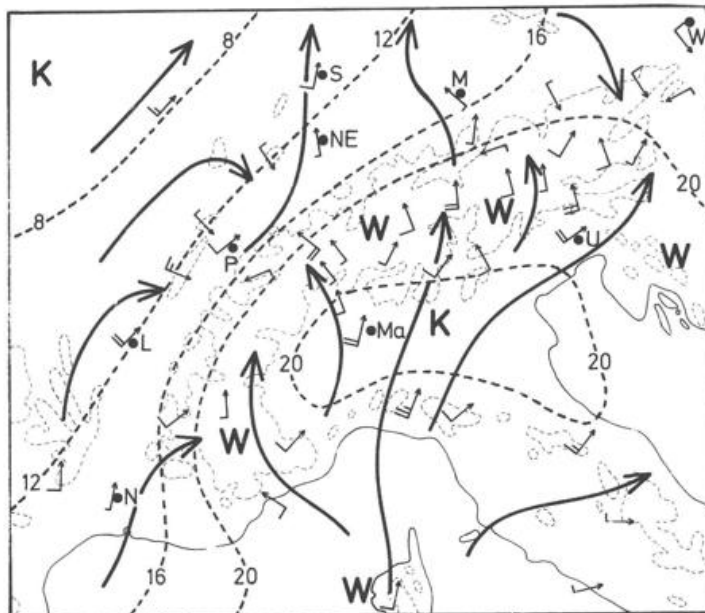
Insgesamt ergibt sich aus den unterschiedlichen Vorticitytransporten in den verschiedenen Niveaus, daß sich zum Mittagstermin des 12.7. auf allen Druckflächen zwischen 850 hPa und oberhalb 300 hPa ein Vorticitymaximum über dem östlichen Frankreich befindet.

4.5 Vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung; statische Stabilität

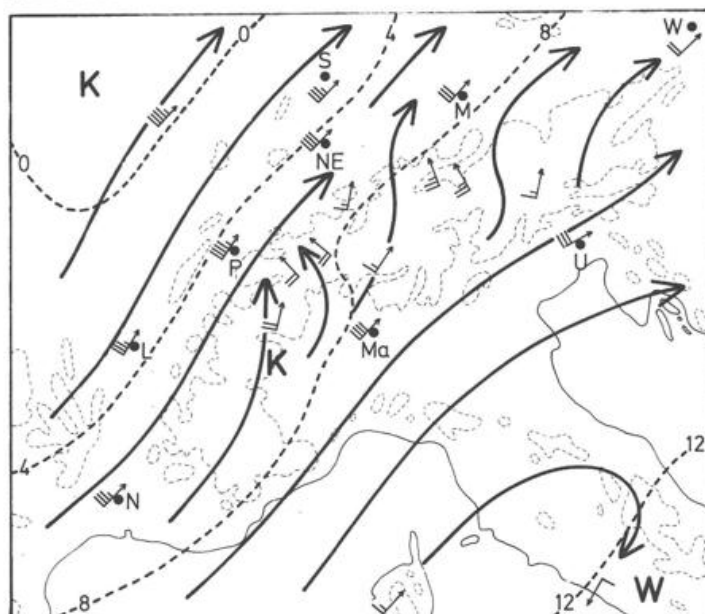
Für die Änderungen der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung in dem hier besonders interessierenden Bereich, nämlich über dem südlichen Mitteleuropa, war in erster Linie das Einfließen der kühleren und feuchteren Luft von Westen und Nordwesten maßgeblich. Wegen der vertikalen Abnahme der Baroklinität der Frontalzone nahm auch die Kaltluftadvektion und die aus ihr resultierende Abkühlung mit der Höhe ab. Ein zweiter wichtiger Faktor war die großräumige Absinkbewegung, die auf der Rückseite des rasch nordostwärts weiterschwenkenden Höhentroges und verbunden mit dem Kaltluftvorstoß einsetzte und die der advektiven Abkühlung entgegenwirkte. Sie dürfte in der mittleren Troposphäre ihr Maximum gehabt haben. Beide Faktoren zusammen bewirkten eine Stabilisierung in der unteren Troposphäre. Im Tagesverlauf machten sich dann zusätzlich die vom Boden ausgehende diabatische Erwärmung und die turbulente und konvektive Durchmischung bemerkbar.



a
Abb. 31: Strömungs- und Temperaturverhältnisse im Alpenraum am 1984-07-12, 12 UTC:



b
850 hPa



c
700 hPa

Abb. 31a: Wind- und Temperaturverteilung in Bodennähe in den Alpentälern und über dem angrenzenden Flachland (strichliert Isothermen, in °C).

31b und c) Wind- und Temperraturverteilung in 850 und 700 hPa. Ausgezogen Stromlinien, strichliert Isothermen (in °C). (M München, S Stuttgart, NE Neuhausen ob Eck, P Payerne, L Lyon, N Nimes, Ma Mailand, U Udine, W Wien)

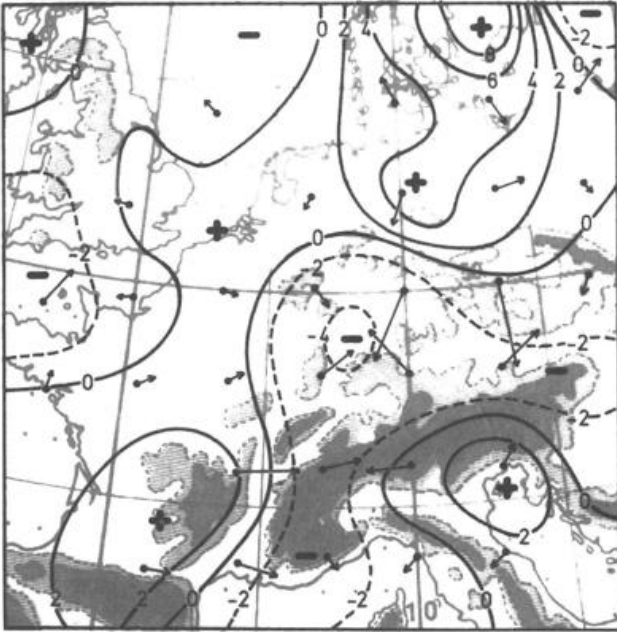


Abb. 32: Antriebsterm der Omegagleichung [2] für 700 hPa am 1984-07-12, 12 UTC (in $10^{-16} \text{m}^{-1} \text{s}^{-3}$) und Q-Vektoren.

Die Wirkung all dieser Prozesse erkennt man sehr schön am Vergleich der Münchner Aufstiege von 00 und 12 UTC in Abbildung 28. Bis 5 km Höhe hinauf erfolgte eine Abkühlung, die mit 10-12 K in der Schicht bis reichlich 2 km Seehöhe am stärksten war. In dieser Schicht war auch die Zunahme der relativen Feuchte am größten. Zwischen 2,2 und 2,4 km Höhe zeigt sich eine markante Inversion mit 4 K Temperaturzunahme. Unterhalb der Inversion herrscht Sättigung, während zwölf Stunden vorher in diesen Niveaus noch eine Taupunktdifferenz von fast 20 K festgestellt wurde.

Der Vergleich der pseudopotentiellen Temperaturen zeigt an, daß es sich bei den markanten Temperatur- und Feuchteänderungen in den unteren Schichten nicht um die Auswirkungen eines echten Luftmassenwechsels handelt, sondern daß sie auf eine stark unterschiedliche Erscheinungsform ein und derselben Luftmasse, nämlich der Tropikluft, zurückgehen. Auf dieses wichtige Faktum wurde bereits in Abschnitt 3.5.4 hingewiesen. Der eigentliche Luftmassenwechsel war über München bereits vor Mitternacht erfolgt. Anschließend wurde der trockenwarme Teil der Tropikluft im zunehmenden Maße durch den aus den Gewittergebieten stammenden, durch Hebung und Verdunstung abgekühlten und feuchterreicherten Teil dieser Luftmasse ersetzt.

Die Formierung der Inversion läßt sich innerhalb der oben angesprochenen allgemeinen Stabilisierungstendenz auf die kombinierte Wirkung der oberen Absinkbewegung und der vom Boden ausgehenden Durchmischung zurückführen. Vergleiche mit den Nachbarstationen (Abbildung 29 und 30) zeigen, daß überall entlang dem Nord- und Westrand der Alpen in Höhen zwischen 1,5 und 2,5 km eine derartige Sperrschicht existiert – entweder ebenfalls in Form einer Inversion (wie über Wien) oder zumindest als Isothermie (wie über Payerne). Auffällig ist ihre relativ hohe Lage über Payerne. Schnitte quer zur Strömung und damit auch quer zur Frontalzone lassen darüberhinaus erkennen, daß die Sperrschicht mit einer Neigung zwischen 1:200 (im Westen) und 1:300 (im Osten) nordwestwärts ansteigt und damit einen besonders stabilen Teil der Frontalzone darstellt.

Die Existenz dieser stabilen Schicht erklärt sofort, daß sich bis zum Mittag in Süddeutschland trotz ungehinderter Einstrahlung nur wenige flache Cumuli bilden konnten. Die Inversion (oder Isothermie) verhinderte das Übergreifen der vom Boden ausgehenden Konvektion auf höhere Atmosphärenschichten. Die Sperrschicht konnte auch nicht durch die bis zum Nachmittag noch etwas fortschreitende Aufheizung beseitigt werden. Im Münchner Raum hätte es eines Temperaturanstiegs in Bodennähe auf über 30 °C bedurft, um die Inversion zum Verschwinden zu bringen und die latente Labilität oberhalb der Inversion auszulösen. Derart hohe Temperaturen konnten aber bei der zur Verfügung stehenden Strahlungsenergie an diesem Tag in diesem Gebiet nicht mehr erreicht werden. Tatsächlich wurden am Flughafen München nur 26,9 °C und am Wetteramt 27,8 °C als Maximalwerte gemessen.

Neben der Wirkung der Aufheizung ist allerdings am Nachmittag des 12.7. auch eine Veränderung der Schichtung durch vertikal unterschiedliche Temperaturadvektion anzunehmen. Wie in Abschnitt 4.2 beschrieben und in Abbildung 20 ablesbar, hatte ja in den Schichten um 850 hPa Warmluftadvektion eingesetzt, aus der zusammen mit der schwachen Kaltluftzufuhr bei 500 hPa eine Labilisierungstendenz resultiert. Die vertikale Windänderung über München bestätigt mit deutlichem Rechtsdrehen bis 700 hPa und schwachem Rückdrehen oberhalb 500 hPa diese vertikal unterschiedlichen Wärmetransporte (Abb. 28). Eine rechnerische Abschätzung lieferte allerdings mit maximal 0,2 Kh^{-1} so geringe Änderungsbeträge, daß auch aus diesem Effekt keine signifikanten Veränderungen der Schichtungsbedingungen über Süddeutschland für die nächsten Stunden abgeleitet werden können.

4.6 Potentielle Instabilität

Eine wesentlich andere Aussage ergibt sich allerdings, wenn man den Münchner Temp auf potentielle Stabilität oder Labilität hin untersucht und die Wirkung einer überlagerten aufwärts gerichteten Vertikalbewegung abschätzt. Wie dem Leser ja vielleicht schon aufgefallen sein mag, ist der Mittagstemp von München mit dem Aufstieg identisch, der in Abbildung 1 als Muster für eine potentiell instabile Schichtung diskutiert wurde. Wenn man von der überhitzten bodennächsten Schicht absieht, ist die Schichtung zwischen 800 und 550 hPa potentiell instabil, und es genügt eine Hebung um 100 hPa, um sowohl die sperrende Inversion zum Verschwinden zu bringen als auch in allen Niveaus Sättigung zu erzeugen. Oberhalb 700 hPa wäre der Temperaturverlauf dann feuchtlabil, so daß die zunächst erzwungene Hebung in eine beschleunigte konvektive Vertikalbewegung übergehen könnte. Entsprechend dem Profil von θ_{ps} könnten die aus dem unteren Feuchtereservoir emporschießenden Quellen ein Druckniveau von ca. 175 hPa, d. h. eine Höhe von fast 13 km, erreichen, wenn man unterstellt, daß auch in diesen Niveaus ein Anheben um 100 hPa erfolgt wäre. Die Temperatur in Gipfelhöhe der Cirrusschirme der Cumulonimben würde dann -70 °C unterschreiten! Wenn man den Effekt der eben angesprochenen advektiven Erwärmung in den unteren Schichten zusammen mit der noch fortschreitenden Aufheizung vom Untergrund her berücksichtigt und dementsprechend von einem etwas höheren Temperaturniveau startet, wäre sogar eine geringere Hebung als 100 hPa für die Auslösung ausreichend.

Ein Vergleich mit den Schnitten der Abbildungen 29 und 30 ergibt, daß ähnliche Bedingungen wie über München im gesamten nördlichen Alpenvorland zwischen der Schweiz und dem Raum Wien anzutreffen sind, dort also, wo zur Zeit die Tropikluft liegt. Über Wien ist dabei der Abfall der pseudopotentiellen Temperatur durch die Inversion hindurch noch deutlicher, doch würde da wegen der größeren Trockenheit eine Hebung um 100 hPa noch nicht genügen, um die markante Sperrschicht völlig zu beseitigen. Umgekehrt ist über Neuhausen ob Eck der potentiell

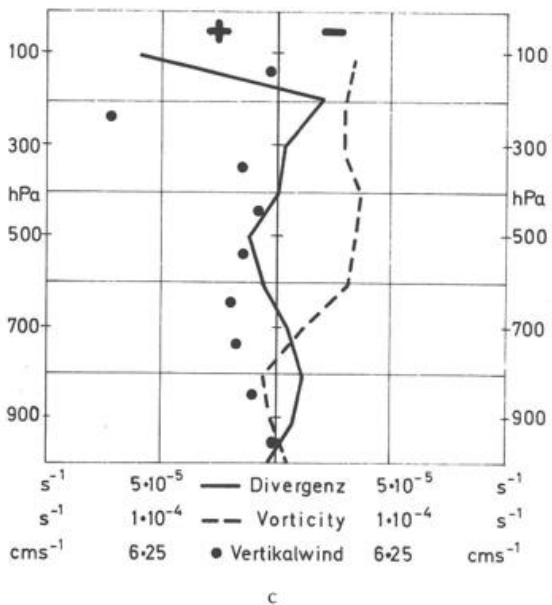
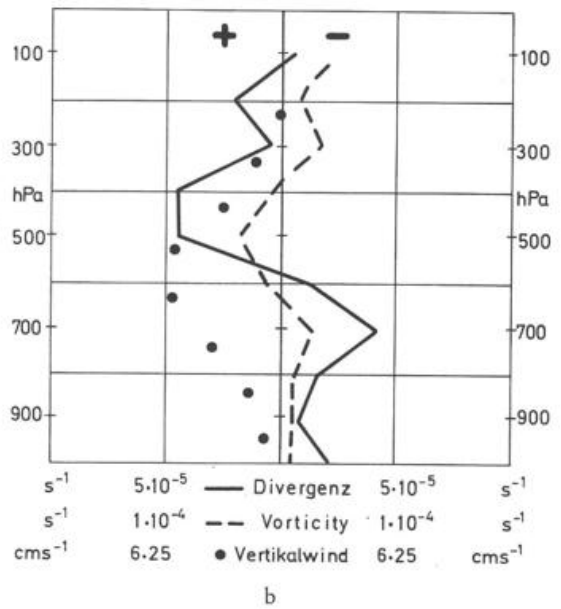
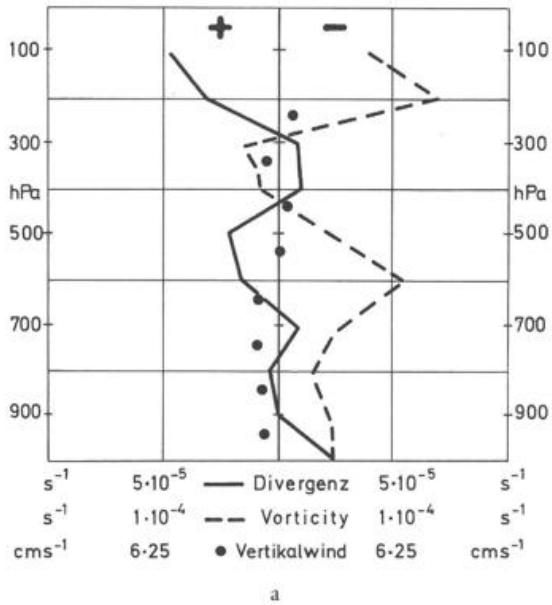


Abb. 33: Vertikalprofile von Horizontaldivergenz, relativer Vorticity und Vertikalgeschwindigkeit für
 a) westliches Bayern.
 b) Oberrheingebiet.
 c) nördliches Alpenvorland (westlich von München).

instabile Bereich zwar vertikal weniger mächtig, doch wegen der schwächer ausgeprägten Inversion wäre da bereits eine Hebung um 50 hPa ausreichend, um die Schichtung soweit zu labilisieren, daß Partikel aus der feuchten Schicht zwischen 850 und 800 hPa an der abgeschwächten Inversion vorbei frei bis ca. 350 hPa aufsteigen könnten. Es sei bei dieser Gelegenheit betont, daß der Aufstieg von Neuhausen ob Eck 13 UTC, also zwei Stunden später als die übrigen Sondierungen, durchgeführt wurde.

Über Payerne nimmt im Gegensatz zu den besprochenen Aufstiegen die pseudopotentielle Temperatur durch die sperrende Isothermie hindurch zu, so daß hier der untere feuchte Bereich abgeschottet erscheint und die potentielle Instabilität sich auf mehrere Schichten im mittelhohen Bereich beschränkt. Das gilt im noch stärkeren Maße für die Verhältnisse über dem Rhonetal (Lyon) sowie über Südwestdeutschland (Stuttgart) und dem nördlichen Bayern (Gärnersdorf). In diese Bereiche ist in den unteren Schichten bereits die vom Atlantik stammende kältere Luft eingeflossen, und die Kaltluftadvektion hält zum Teil auch mittags noch an (vgl. Winddrehung über Lyon zwischen 900 und 850 hPa). Dementsprechend ist die Schichtung bis 800 bzw. sogar 700 hPa potentiell stabil und erst darüber schichtweise instabil. Das bedeutet aber, daß dort im Gegensatz zu den Verhältnissen weiter im Osten bei überlagerter Hebung nur im mittelhohen Bereich konvektive Umlagerungen ausgelöst werden können, während das untere Feuchtereservoir nicht erfaßt wird.

Von besonderer Bedeutung sind noch die Verhältnisse im Alpenraum. Sie sind aus den Karten der Abbildung 31 sowie aus dem Schnitt der Abbildung 30 abzulesen, bei deren Konstruktion die Synop-Meldungen der Bergstationen berücksichtigt wurden. Wie bereits beschrieben, ist wegen der diabatischen Aufheizung und wegen des am Zentralalpenkamm noch herrschenden Föhns das Temperaturniveau in der Gebirgsregion deutlich höher als ringsum. Das spiegelt sich auch in den besonders hohen Werten der pseudopotentiellen Temperatur wieder. Daraus resultiert eine besonders akzentuierte vertikale Abnahme von Θ_{ps} und somit eine besonders ausgeprägte potentielle Instabilität im inneralpinen Bereich. Für deren rasche Auslösung ist allerdings die im allgemeinen recht große Trockenheit der Luft hinderlich. Die günstigste Position für eine rasche und effektive Auslösung der Instabilität wäre somit der unmittelbare Nordrand der Alpen, wo zum einen die relative Feuchte groß ist und mit den nördlichen Winden in Bodennähe immer wieder feuchtebeladene Luft herangeführt wird und wo zum anderen wegen der zusätzlichen Aufheizung die Sperrschicht, die über der benachbarten Ebene das untere Feuchtereservoir abschirmt, bereits stark abgeschwächt wurde.

4.7 Vertikalbewegungen

Nach der Feststellung der potentiellen Instabilität erhebt sich nun sofort die Frage nach einem möglichen Hebungsmechanismus, der am Nachmittag des 12.7. für die Auslösung der Instabilität

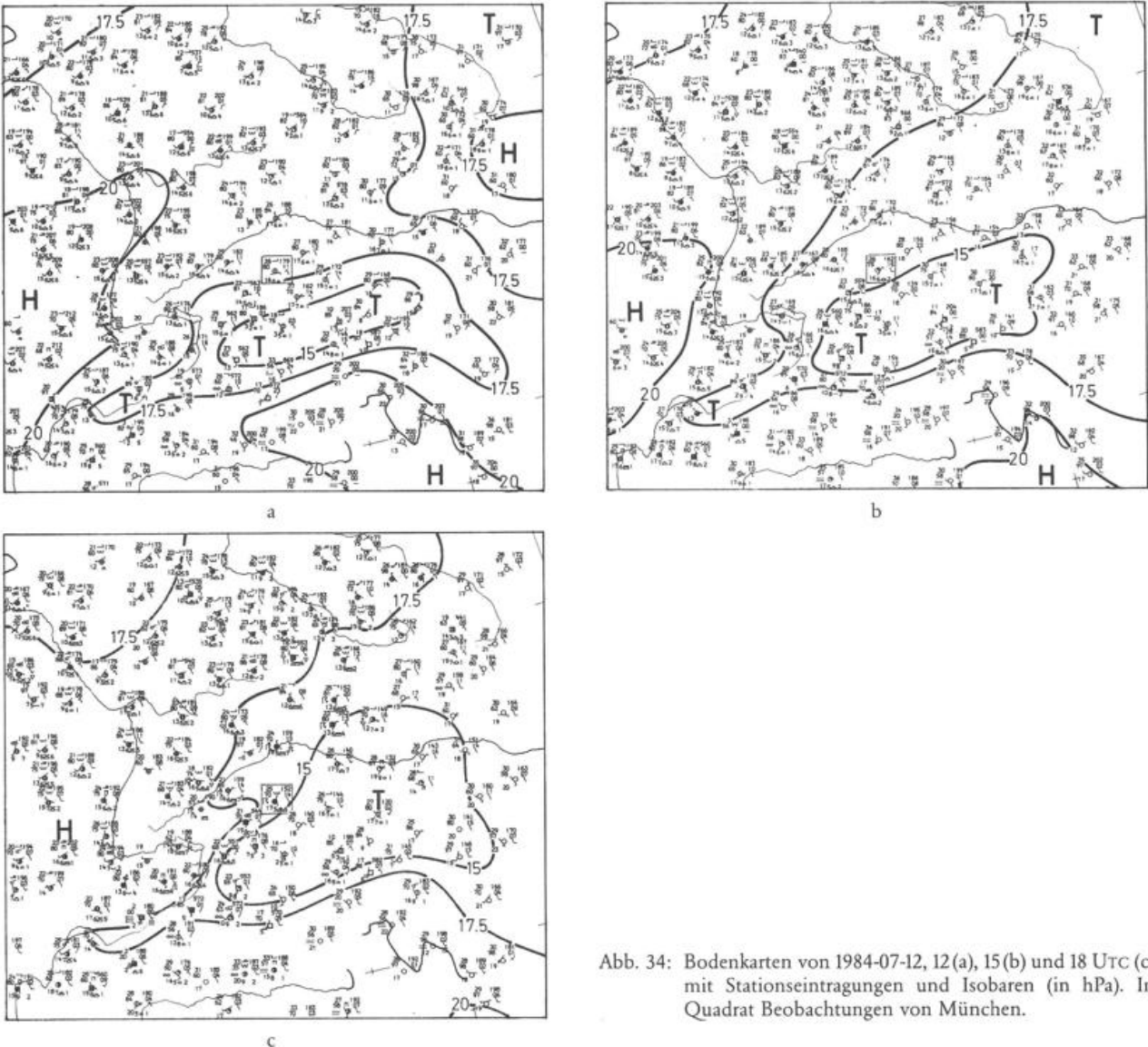


Abb. 34: Bodenkarten von 1984-07-12, 12 (a), 15 (b) und 18 UTC (c), mit Stationseintragungen und Isobaren (in hPa). Im Quadrat Beobachtungen von München.

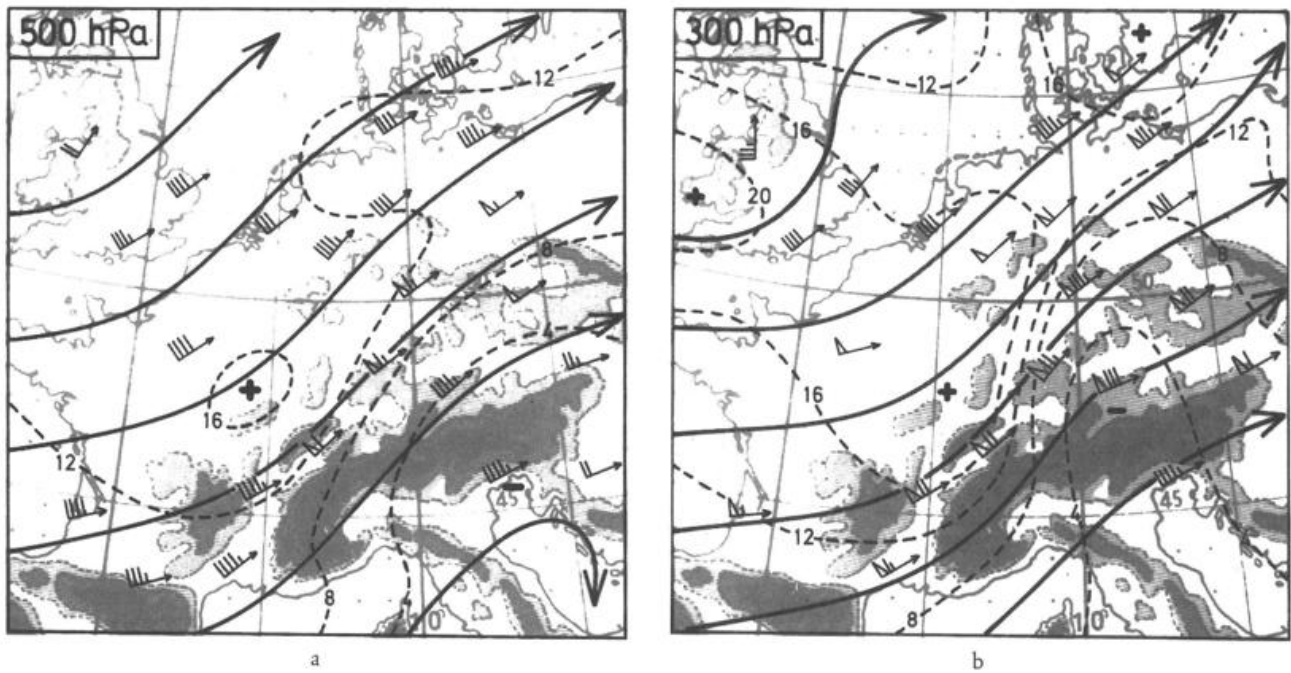


Abb. 35: Windmessungen, Stromlinien und Vorticityverteilung in 500 (a) und 300 hPa (b) für 1984-07-12, 18 UTC. Isoplethen der absoluten geostrophischen Vorticity strichliert (in $10^{-5}s^{-1}$).

sorgen konnte. Beginnt man mit den großräumigen Vertikalbewegungen, so lassen sich sofort zwei Effekte nennen, die nach vorangegangener Absinkbewegung am Mittag bzw. Nachmittag des 12.7.1984 für eine neuerliche Hebung über dem südlichen Deutschland gesorgt haben können. Es handelt sich zum einen um die bereits mehrfach erwähnte Warmluftadvektion in den unteren Schichten, zum anderen um die mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion auf der Vorderseite des über Frankreich liegenden Höhentrog bzw. Vorticitymaximums.

Die Warmluftadvektion wirkt – wie in Abschnitt 4.2 beschrieben – in der Schicht zwischen 1 und 3 km Höhe innerhalb der von den Alpen ausgehenden Südströmung zwischen dem kleinen Trog, der über der Schweiz entstanden war, und dem Hoch, das vor den Ostalpen lag. Die durch die Advektion verursachte Hebung dürfte also besonders die Niveaus um die sperrende Inversion erfaßt haben.

Positive Vorticityadvektion vor dem über Frankreich liegenden Trog herrscht zum Mittagstermin über den Westalpen und dem Rhonetal, der Schweiz, Ostfrankreich und auch dem Südwesten und Westen Deutschlands. Wegen der vertikalen Zunahme von Wind und Vorticity nimmt auch die Advektion mit der Höhe zu, so daß ein Antrieb für eine großräumige Hebung resultiert. Da in diesen Gebieten die Temperaturadvektion sehr schwach oder gar Null ist, kann keine Kompensation erfolgen. Aufgrund der oben geschilderten Verteilung der Baroklinität ist die vertikale Zunahme der Vorticityadvektion besonders groß in der Schicht zwischen 850 und 500 hPa. Mit Advektionsbeträgen bis zu $3 \cdot 10^{-9}s^{-2}$ über den Westalpen und der Schweiz in 500 hPa erreicht das Gefälle dort Werte um $10^{-13}s^{-2} Pa^{-1}$ (2). Obwohl die Stabilität der Schichtung noch modifizierend wirkt, dürfte deshalb das Niveau der stärksten Hebung relativ niedrig gelegen haben.

Auch hier bestätigt die rechnerische Abschätzung des Antriebsterms der Omega-Gleichung die qualitative Argumentation weitestgehend. Abbildung 32 enthält die Verteilung dieses Terms für 700 hPa. Der stärkste Antrieb für Hebung resultiert in einem Gebiet, das vom Löwengolf und den Westalpen ausgehend die Schweiz und den ganzen Südwesten Deutschlands überdeckt. Es handelt sich dabei um das Gebiet, das 12 Stunden vorher über dem südlichen

Rhonetal konzentriert war. Jetzt sind die Antriebswerte über dem Oberrheingraben am größten. Hebung wird allerdings auch bereits für das gesamte nördliche Alpenvorland, also auch für den Raum München angezeigt, während südlich der Alpen, über Südfrankreich sowie über dem Norden Deutschlands, der Ostsee und Südschweden zum Teil recht große Antriebswerte für eine Absinkbewegung zu finden sind. Für 500 hPa ergibt sich eine ähnliche Verteilung – allerdings mit dem Unterschied, daß in diesem Niveau über Bayern noch Absinken angezeigt wird.

Berechnet man, von dieser Verteilung der Antriebsfunktion ausgehend, die nach der Omega-Gleichung zu erwartenden Vertikalgeschwindigkeiten, so ergeben sich mit ca. $1 cm s^{-1}$ für die Hebungsbereiche in 700 hPa bzw. 500 hPa allerdings recht geringe Werte (2). Nach der in Abschnitt 2.2.3 vorgenommenen Abschätzung kämen sie für eine baldige Auslösung der potentiellen Instabilität kaum in Frage. Es muß jedoch bedacht werden, daß von der quasigeostrophischen Omega-Beziehung allenfalls qualitativ, nicht aber auch quantitativ richtige Aussagen erwartet werden können. Unter diesem Aspekt sind die dargestellten Ergebnisse als sehr zufriedenstellend zu werten.

Die Annahme, daß die tatsächlich herrschenden Vertikalgeschwindigkeiten wesentlich größer waren, wird bestätigt durch direkte kinematische Berechnungen, die EMMRICH mit der im Anhang dargestellten Methode durchgeführt hat. Ausgehend von den Windmessungen von je vier aerologischen Stationen liefert die Berechnung zunächst mittlere Divergenz- (und auch Vorticity-) Werte für das von den Stationen eingeschlossene Gebiet, aus deren vertikaler Verteilung ein vorläufiges Omega-Profil bestimmt wird. Durch Nullsetzen von Omega am Boden und im Tropopausenniveau wird anschließend die Divergenzverteilung korrigiert und das endgültige ω -Profil ermittelt.

In Abbildung 33 sind drei mit diesem Verfahren gewonnene Profile für Divergenz, Vorticity und Vertikalgeschwindigkeit wiedergegeben. Für das westliche Bayern (Gebiet München – Garmersdorf – Stuttgart – Neuhausen ob Eck – München) ergeben sich bei vertikal stark wechselnder Divergenzverteilung insgesamt geringe Vertikalbewegungen, die wegen der Fehlertoleranz der Berechnungsmethode mit Vorsicht interpretiert werden müssen.

Immerhin wird aber eine schwache Hebung in den unteren Niveaus angezeigt, die den Effekt der Warmluftadvektion widerspiegeln könnte.

Für das westlich sich anschließende Gebiet des Oberrheingrabens (begrenzt durch Stuttgart – Nancy – Payerne und Neuhausen ob Eck) resultieren dagegen eindeutige Ergebnisse: Hebung in der gesamten Troposphäre mit einem Maximum von ca. 6 cm s^{-1} um 600 hPa korrespondierend mit Vergenzen in der Größenordnung von $4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ bei 700 hPa bzw. 500-400 hPa. Es handelt sich dabei eindeutig um die durch die positive Vorticityadvektion ausgelöste Hebung vor dem im Westen liegenden Höhentrog. Das relativ niedrige Niveau der oberen Divergenz ist dabei in guter Übereinstimmung mit der vertikalen Verteilung der Baroklinität in diesem Falle.

Das dritte Profil, gewonnen aus den Messungen von München, Stuttgart, Payerne und Mailand, liefert Mittelwerte für das nördliche Alpenvorland westlich von München. Wegen der Verwendung der Daten der jenseits der Alpen liegenden Station Mailand sind die Resultate sicher mit Fehlern behaftet. Die angezeigte Hebung bis zu 3 cm s^{-1} oberhalb 700 hPa paßt aber gut ins Bild. Die Extremwerte für Divergenz und Vertikalgeschwindigkeit oberhalb 300 hPa dürften dagegen wohl auf Bestimmungs- oder Meßfehler zurückgehen.

Die Größenordnung der aus der direkten Berechnung resultierenden Vertikalgeschwindigkeiten entspricht der typischen Dimension des Macro-Scale. Entsprechend der Kalkulation in Abschnitt 2.2.3 wäre dann eine Wirkzeit von etwa 6 Stunden erforderlich, um beim Münchner Aufstieg die für die Auslösung notwendige Hebung um 100 hPa bzw. (im Niveau der Inversion) 1000 m zu bewerkstelligen. Bei Berücksichtigung der zusätzlichen Labilisierungseffekte ergibt sich zwar eine geringere Zeitspanne, doch ist zu bedenken, daß um die Mittagszeit der bayrische Raum noch nicht von der starken und auch in 500 hPa wirksamen Hebung vorderseitig des Höhentrogos erfaßt war. Obwohl erwartet werden mußte, daß dies in den nächsten Stunden geschehen würde, war somit nicht vor dem späten Nachmittag mit einer durchgreifenden Labilisierung der Schichtung allein durch die großräumige Hebung zu rechnen.

4.8 Orographische Effekte

Allerdings ist bei dieser Abschätzung zu bedenken, daß sich im Bereich der Alpen zusätzlich zur Wirkung der Macro-Scale-Hebung Möglichkeiten der Auslösung durch orographisch induzierte Effekte ergaben. Neben der rein mechanisch erzwungenen Vertikalbewegung an den Bergflanken und der kleinräumigen Hebung durch Konvektion an besonnten Hängen ist da insbesondere die mesoskalig dimensionierte Zirkulation zu nennen, die durch die Aufheizung der Luft im Gebirgsbereich ausgelöst wird. In ihr wird die aufgeheizte Luft gehoben und in der Höhe nach den Seiten abgeführt, während in den unteren Schichten Luft von der Ebene zum Gebirge transportiert wird. Die Zirkulation ist in den unteren Schichten mit Druckfall im Gebirgsbereich verbunden, der zur Bildung von Hitzetiefdruckgebieten führen kann.

Wie bereits in den Abschnitten 4.1 und 4.2 beschrieben und aus Abbildung 31 ablesbar, war am 12. 7. diese Zirkulation zumindest an der Nordhälfte der Alpen gut ausgeprägt. Die Luft innerhalb der Gebirgsregion hatte sich kräftig aufgeheizt und zwischen der durch die Alpen verlaufenden Tiefdruckrinne und dem nach Mitteleuropa ragenden Hochkeil hatte sich eine nördliche Bodenströmung eingestellt, mit der Luft vom Flachland zum nördlichen Gebirgsrand und in die Gebirgstäler verfrachtet wurde. An den Taleingängen und innerhalb der Täler erreichte diese Strömung teilweise 10-15 km Geschwindigkeit. In der Höhe wurde die am Gebirgsrand bzw. in den Tälern aufgestiegene Luft von der südlichen bzw. südwestlichen Strömung erfaßt und Richtung Alpenvorland abtransportiert. Stromab muß dann irgendwo ein Absinken erfolgt sein. Wie

schon erwähnt, hatte sich durch die Aufheizung der Temperaturgradient der Frontalzone besonders an der Nordwestabdachung der Alpen wieder erheblich verstärkt.

Auch an der Südseite der Alpen ist die untere Strömung in Richtung Gebirge festzustellen, doch erfolgte dort der Abtransport offensichtlich nicht nach Süden, sondern innerhalb der Föhnströmung über den Hauptkamm hinweg nach Norden.

Im hier diskutierten Zusammenhang ist besonders der aufsteigende Zirkulationsast an den Nordalpen von Bedeutung, da dort – wie in Abschnitt 4.6 festgestellt – wegen der relativ großen Feuchte der Luft und der schwachen Ausprägung der Sperrschicht die Auslösung der potentiellen Instabilität am leichtesten erfolgen konnte und deshalb am ehesten zu erwarten war.

4.9 Bewölkungsverhältnisse

Wie machen sich nun die diagnostizierten Vertikalbewegungen bemerkbar? Die Hebung vor dem über Frankreich nordostwärts wandernden Vorticitymaximum hatte – wie in Abschnitt 3.7 beschrieben – bereits in der Nacht zur Bildung eines hauptsächlich mittelhohen Wolkengebietes über den Westalpen geführt. Anhand des Vergleichs der Satellitenbilder (Abbildung 24) ist zu sehen, daß sich dieses Feld abschwächt und zurückbildet, während über Frankreich die Bewölkung immer mehr zunimmt. Gegen Mittag greift diese neuformierte Wolkenzone auch auf die Westhälfte Deutschlands über, wobei sie im Südwesten bis in die Gegend von Stuttgart, zur Schwäbischen Alb und zum Schwarzwald reicht. Das ist in guter Übereinstimmung mit der Vertikalbewegungsdiagnose für diesen Termin.

Nach Bodenbeobachtungen und den Feuchtesondierungen handelt es sich bei dieser Bewölkung überwiegend um Felder von Alto-cumulus, wobei wie schon vorher vielfach Castellanus-Formen festgestellt werden. Das bedeutet, daß die Hebung immer wieder zur Auslösung der vorhandenen potentiellen Instabilität in den mittelhohen Schichten führt, ohne daß es aber vorerst zu weitergehenden konvektiven Umlagerungen kommt. Über dem Alto-cumulus werden noch Cirrusfelder, darunter Stratocumulus und einige Achtel Cumulus, zum Teil in Congestus-Ausprägung, beobachtet. Cumulonimben oder irgendeine Niederschlagstätigkeit werden bis zum Mittagstermin von keiner Synop-Station gemeldet.

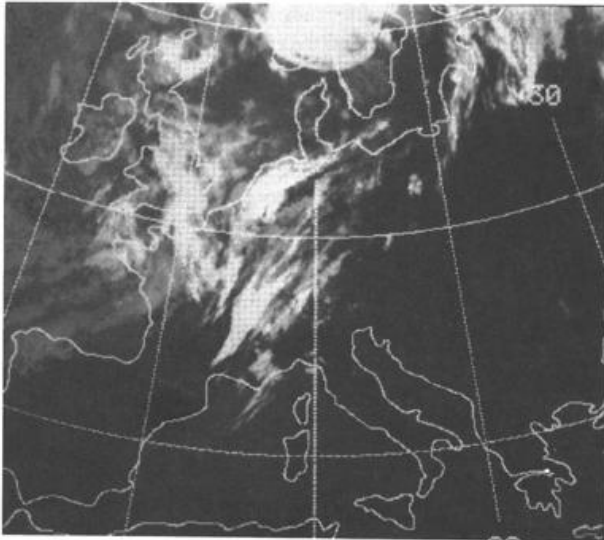
Im Satellitenbild von 12 UTC fällt ein rund 100 km breites Wolkenband auf, das sich von den Pyrenäen bis zum westlichen Deutschland erstreckt. Nach der Feuchteverteilung und den Bodenbeobachtungen handelt es sich dabei überwiegend um cirriforme Bewölkung. Sie folgt – leicht schräg zur Strömung orientiert – ziemlich genau der Jetachse und liegt in ihrem vorderen Teil in einem PVA-Bereich. Über dem Westen Frankreichs ist die Bewölkung angelangt, die zu der Okklusionsfront gehört. Aus ihr fällt vereinzelt schauerartiger Regen.

Die Osthälfte Deutschlands präsentiert sich zum Mittagstermin weitestgehend wolkenlos. Im Norden herrscht zu dieser Zeit noch kräftiges Absinken. Im Süden, über Bayern wie überhaupt über dem gesamten nördlichen Alpenvorland, soll nach der obigen Diagnose im tiefen und mittelhohen Niveau bereits wieder Hebung eingesetzt haben. Sie hat allerdings noch nicht zu irgendeiner signifikanten Wolkenbildung Anlaß gegeben.

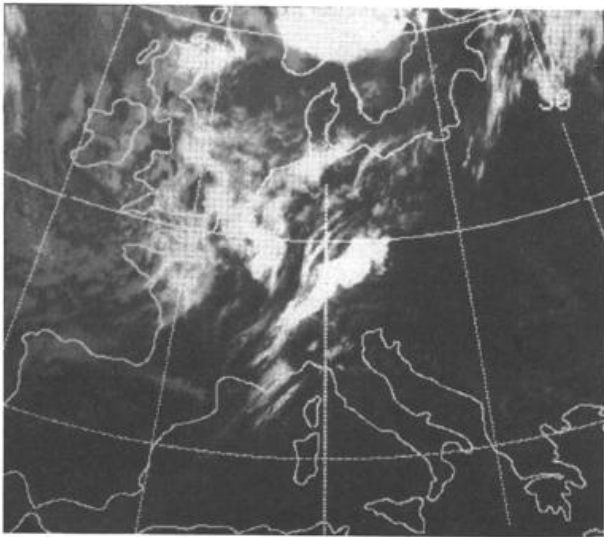
5 Nachmittag und Abend des 12. Juli 1984: Auslösung der Gewitter und des Hagelschlags

5.1 Veränderungen im Bodengebiet und in der Höhe bis zum Abend (Abb. 34 und 35)

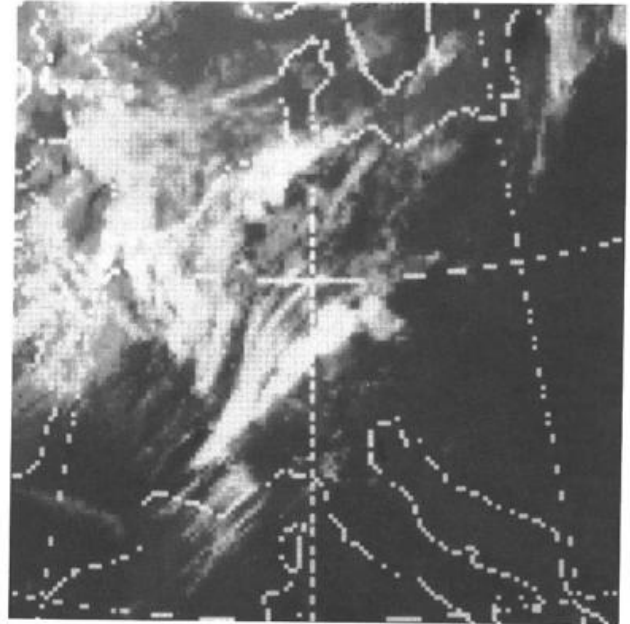
Nach dem kräftigen Druckanstieg in der Nacht und am Morgen hatte bereits am späten Vormittag über Frankreich, dem südlichen Deutschland und dem Alpenraum wieder Druckfall eingesetzt.



36 a

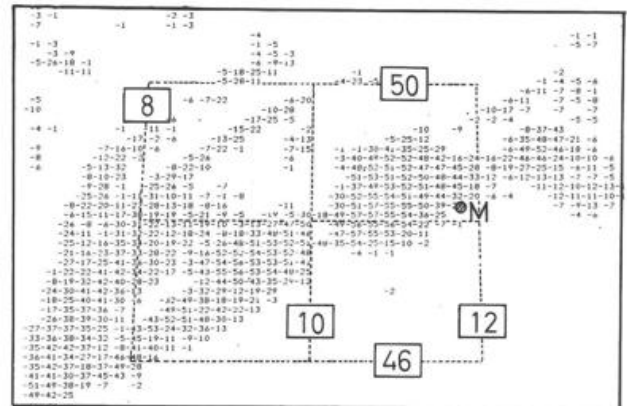


36 c

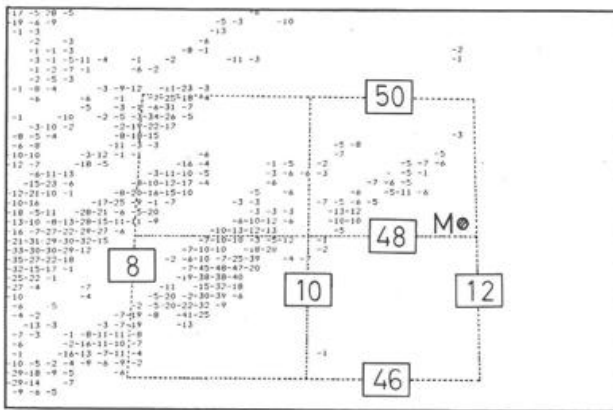


36 b

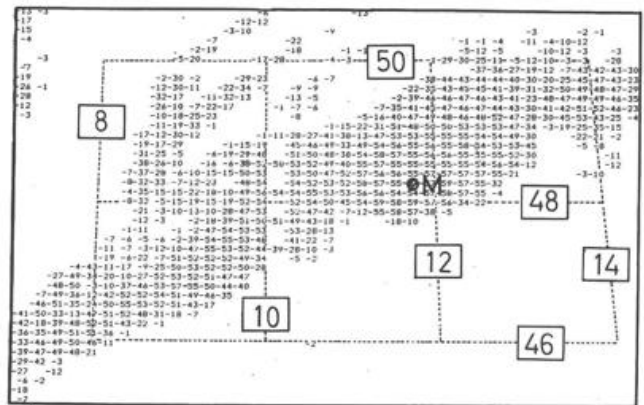
Abb. 36: Infrarot-Satellitenbilder von METEOSAT II vom 1984-07-12, 15 (a), 17 (b) und 18 UTC (c).



37 b



37 a



37 c

Abb. 37: Wolkenobergrenztemperaturen aus den IR-Bildern von METEOSAT II von 1984-07-12, 15 (a), 17 (b) und 18 UTC (c). M Position von München.

Verbunden mit der Bildung der Hitzetiefdruckgebiete war der Druckfall zunächst in den Alpentälern am stärksten. Durch die beginnende Warmluftadvektion verstärkte sich dann der Druckfall auch im nördlichen Alpenvorland. Am Nachmittag findet man den stärksten Fall mit mehr als 2 hPa/3 h nördlich des Gebirges und zwar im Raum östlich von Salzburg bis zur Donau bei Passau/Linz. Dort bildet sich bis 18 UTC ein abgeschlossenes Bodentief mit einem Kerndruck von ca. 1012 hPa. Wolkenbildung oder Auslösung von Labilität waren aber mit diesem Vorgang immer noch nicht verbunden.

Vergleicht man mit den 18 UTC-Windsondierungen, so stellt man anhand der Messungen von Wien, Prag und München fest, daß sich auch in 850 hPa ein Tief in ähnlicher Position befindet. Es hat sich offensichtlich aus dem kleinen Trog gebildet, der mittags über der Ostschweiz lag und inzwischen an den Alpen entlang ostwärts gewandert ist.

Nach Abschluß dieses Tiefs wurde die wärmere Luft nun nicht mehr nur nordwärts, sondern – an seiner Nordflanke – auch westwärts verfrachtet. Obwohl die Geschwindigkeit der advehierenden Strömung gering war, dürfte dies bewirkt haben, daß auch abseits vom Gebirge der Temperaturgradient der bodennahen Frontalzone langsam wieder größer wurde. Die Veränderungen der Temperaturverteilung im Bodengebiet lassen diese Tendenz erkennen, während für 850 hPa mangels genügend zahlreicher Messungen kein Nachweis möglich ist. Allerdings muß betont werden, daß der Frontogenese-Effekt insgesamt schwach war, so daß sich bis zum Einsetzen der Gewittertätigkeit keine fronthafte Konvergenzlinie im bodennahen Windfeld bilden konnte.

Bei den höheren Druckflächen läßt der Vergleich der Windsondierungen von 12 und 18 UTC erkennen, daß der mittags über Frankreich gelegene Trog in den Nachmittagsstunden weiter nordostwärts vorankam. Die Vorticityanalyse für 500 hPa (Abb. 35) zeigt das Maximum westlich der Vogesen; die Schweiz, Südwestdeutschland und nun auch das westliche Bayern liegen unter dem PVA-Gebiet der Vorderseite.

Auch in 300 hPa findet man das Vorticity-Maximum in ähnlicher Position. Doch östlich davon hat sich inzwischen innerhalb des vorher fast geradlinigen Stromfelds eine antizyklonale Aufwölbung gebildet. Verbunden damit drehte der Wind über München von 230 auf 250 ° und nahm von 58 auf 78 kn zu. Im Maximalwindniveau werden jetzt sogar 101 kn gemessen. Aufgrund der Aufwölbung hat sich das vorher südlich der Alpen gelegene Vorticityminimum nach Norden ausgeweitet und das Gefälle zu dem Maximum erheblich verstärkt. In Abschnitt 6.3 wird gezeigt werden, daß diese interessanten Veränderungen bereits Auswirkungen des konvektiven Umlagerungsprozesses sind, der inzwischen eingesetzt hatte und seinem Höhepunkt zustrebte.

5.2 Auslösung der potentiellen Instabilität; Bildung der Gewitterzone

Aufgrund der bisher dargestellten Ergebnisse ist mit Sicherheit anzunehmen, daß im Laufe des Nachmittags mit der Verlagerung des Höhentrogens auch das vorderseitige Hebungsbereich nordostwärts vorankam und im Zusammenhang damit die aufwärts gerichtete Vertikalgeschwindigkeit über dem südlichen Deutschland, speziell über Bayern, immer stärker wurde. Durch diese Verstärkung und die insgesamt relativ lange Wirkungsdauer der Vertikalbewegung ergaben sich gute Bedingungen für die Auslösung der potentiellen Instabilität nunmehr auch in dem Gebiet, wo die Labilität nicht nur auf den mittelhohen Bereich beschränkt war, sondern auch die untere Troposphäre erfaßte, und wo mit der feuchtebeladenen Tropikluft ein ideales Reservoir für kräftige konvektive Entwicklungen zur Verfügung stand.

Als Folge der Hebung kam es zunächst zur Verdichtung der Bewölkung im Westen und zum Aufzug mittelhoher und auch hoher Wolken im Osten. 13 UTC wird der Bodenseeraum von der Be-

wölkung erfaßt und 15 UTC erstreckt sich eine nahezu geschlossene Wolkenzone vom Rhonetal und der Schweiz über Vogesen, Schwarzwald und Bodenseegebiet bis zum Allgäu und zur Schwäbischen Alb (Abb. 36). Die genaue Analyse der Satellitendaten zeigt eine Struktur mit Längsstreifen in dieser Wolkenzone und Obergrenzentemperaturen von zunächst -20 bis -30 °C, was auf Höhen zwischen 6 und 8 km schließen läßt.

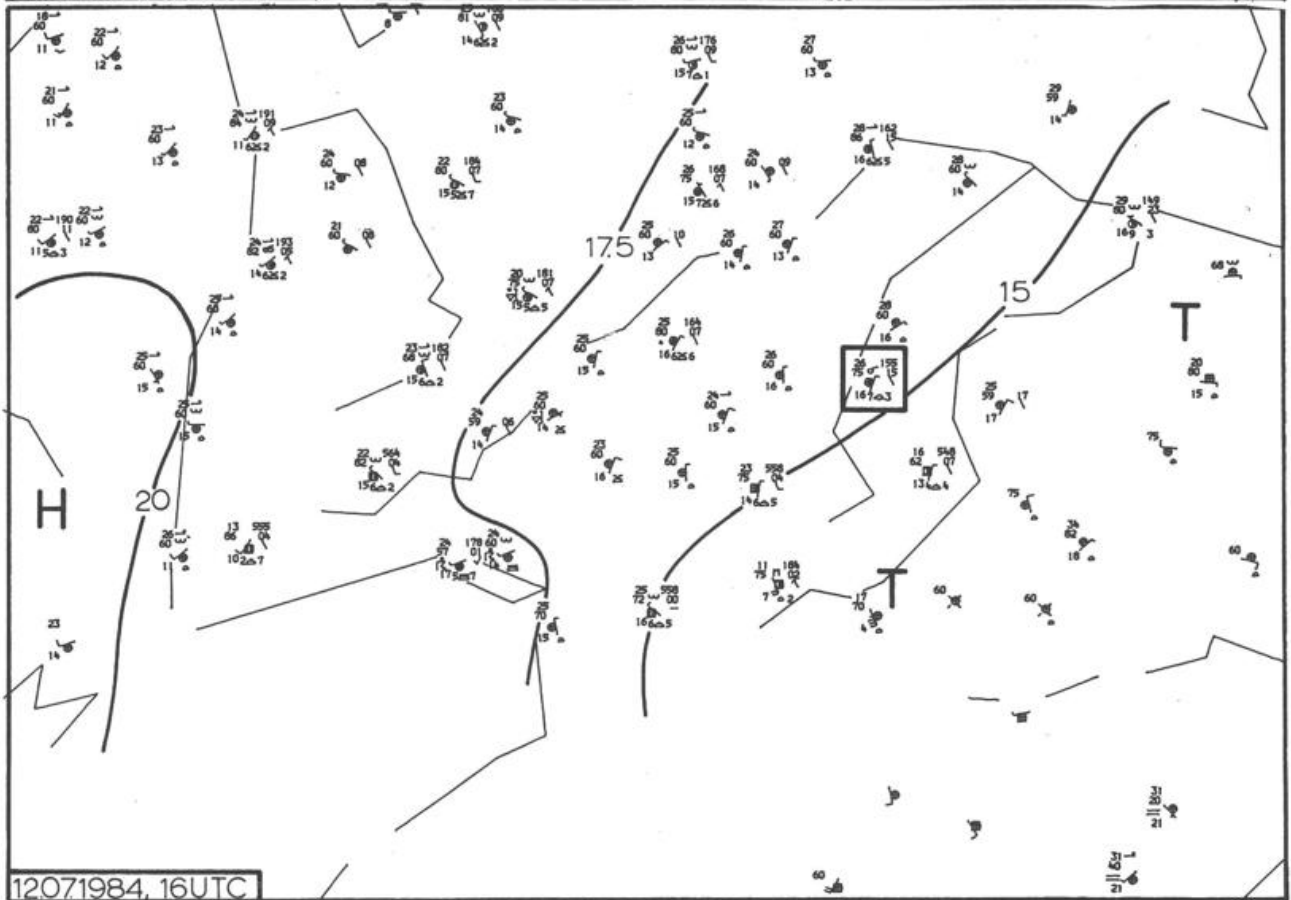
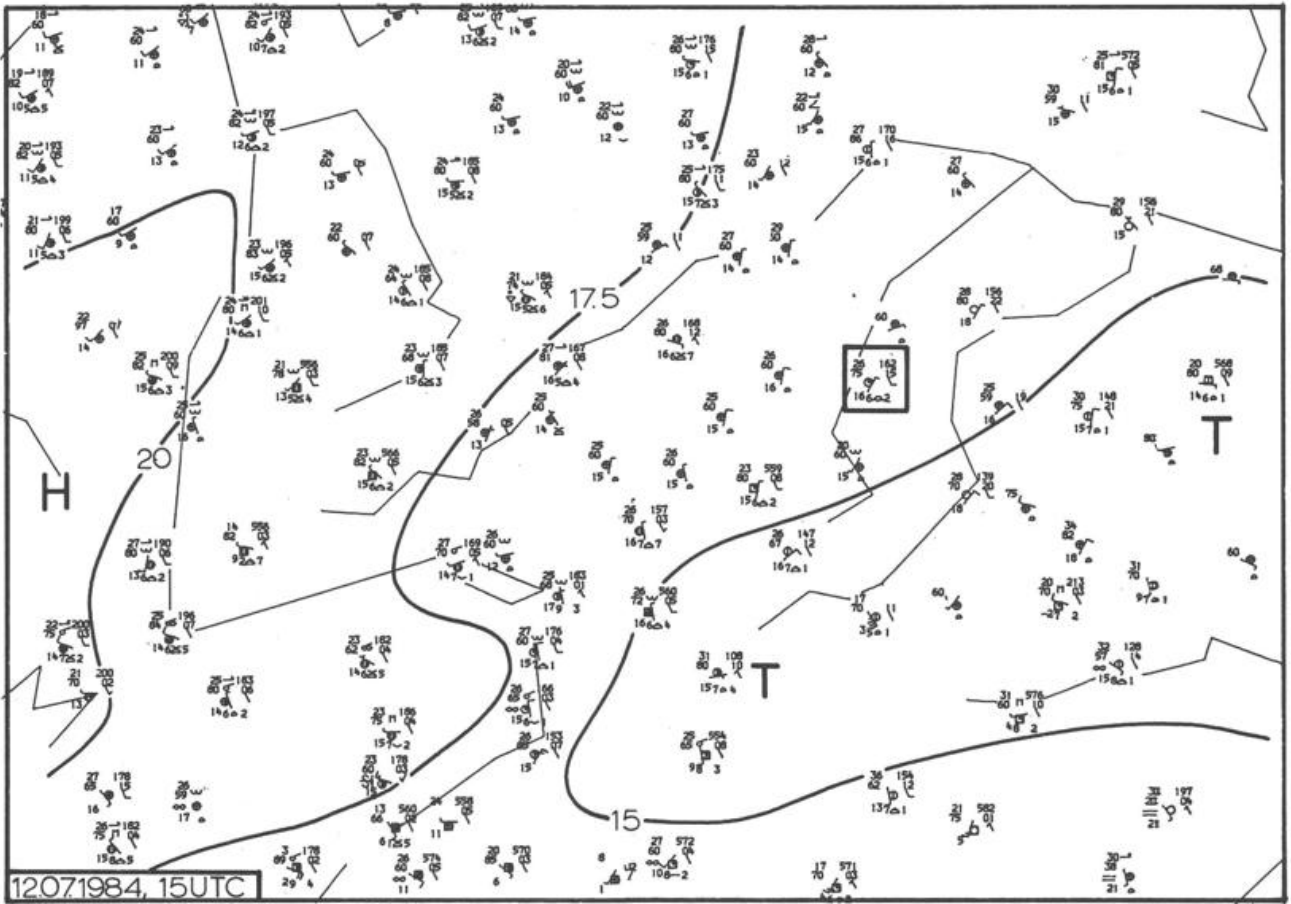
In dem Zeitraum zwischen 12 und 15 UTC werden auch die ersten leichten Schauerniederschläge gemeldet und zwar vom Hohenloherland (Niederstetten) sowie von der Schwäbischen Alb (Stötten). Die Obergrenzen der dazugehörigen Radarechos liegen bei 6 km Höhe.

Radarechos werden nun auch weiter im Süden festgestellt und zwar durch das Radarverbundnetz des Schweizer Wetterdienstes. Die Aufzeichnungen aus diesem Netz, das neben der Schweiz auch den süddeutschen Raum bis zur Linie Augsburg-Landsberg abdeckt und in dem alle 10 Minuten ein Bild mit einer räumlichen Auflösung von 2×2 km generiert wird, wurden von HÖLLER et al. (12) ausgewertet. Die ersten Echos erscheinen 12.35 UTC und zwar über dem Berner Oberland im Jungfraugebiet. Zum Mittagstermin hatte die Station Jungfraujoch nur ein Achtel Altocumulus lenticularis(!), die Station Interlaken drei Achtel hohen Stratocumulus gemeldet. Kurz vor 13 UTC bilden sich erneut mehrere kleine Echowellen, die sich bald zusammenschließen und verstärken. Gegen 14 UTC ergibt die Auswertung bereits Echo-Tops bis zu 11 km Höhe, und von der Echointensität muß auf kräftigen Niederschlag geschlossen werden. Wie die weitere Auswertung der Radar- und Satellitendaten gezeigt hat, bildet dieses Konvektionsgebiet die Keimzelle des späteren Münchner Hagelunwetters.

Nach der Diskussion der durch den Einfluß der Orographie zu erwartenden Effekte ist die geschilderte Entwicklung nicht überraschend. Gerade am Nordrand der Alpen war ja wegen der zusätzlichen Labilisierung der Schichtung und wegen des Mitwirkens orographisch induzierter Vertikalbewegungen die Auslösung der potentiellen Instabilität am leichtesten und am ehesten zu erwarten. Es muß allerdings betont werden, daß die orographischen Effekte allein – ohne die großräumig wirkenden Vorgänge – sicher nicht in der Lage gewesen wären, eine derartige Entwicklung in Gang zu bringen. Da überall am Alpenrand die Bedingungen etwa gleich waren, hätte es sonst auch an anderen Stellen und nicht nur im Berner Oberland zur Bildung stärkerer Quellungen kommen müssen.

Nach 14 UTC setzt sich das in die mittelhohe Bewölkung eingebettete Konvektionsgebiet nordostwärts in Bewegung und überquert die östliche Schweiz. Seine Aktivität scheint dabei noch sehr begrenzt zu sein, denn zum 15 UTC-Termin meldet von den Synop-Stationen lediglich Interlaken leichten Regen aus Stratocumulus- und Altostratus-Bewölkung. Sonst wird weder Niederschlag noch Gewittertätigkeit registriert. Die beiden Züricher Stationen sowie Konstanz melden sieben Achtel mittelhohe Bewölkung, zum Teil in Castellanus-Form. An anderen Stellen werden auch noch Lenticularis-Formen beobachtet. Dies sollte nicht überraschen, da derartige Formen der Bewölkung nicht nur bei Abschmelzvorgängen, sondern gerade auch bei Hebung im Bereich stark stabiler Schichten entstehen können.

Die vertikale Ausdehnung des Echo-Systems läßt das Satellitenbild von 15 UTC erkennen. Es zeigt über der Ostschweiz ein ca. 130 km langes und bis 50 km breites, südwest-nordost-orientiertes Gebiet, in dem die Obergrenzentemperaturen bis -48 °C zurückgehen (Abb. 37). Verglichen mit dem Aufstieg von Payerne, bedeutet das eine Gipfelhöhe von etwa 10,5 km. Das korrespondiert gut mit dem oben erwähnten 11 km-Wert der Radarmessung wobei ja zu bedenken ist, daß im Satellitenbild wegen der geringeren Auflösung kleinräumige Extrema nicht erfaßt werden können.



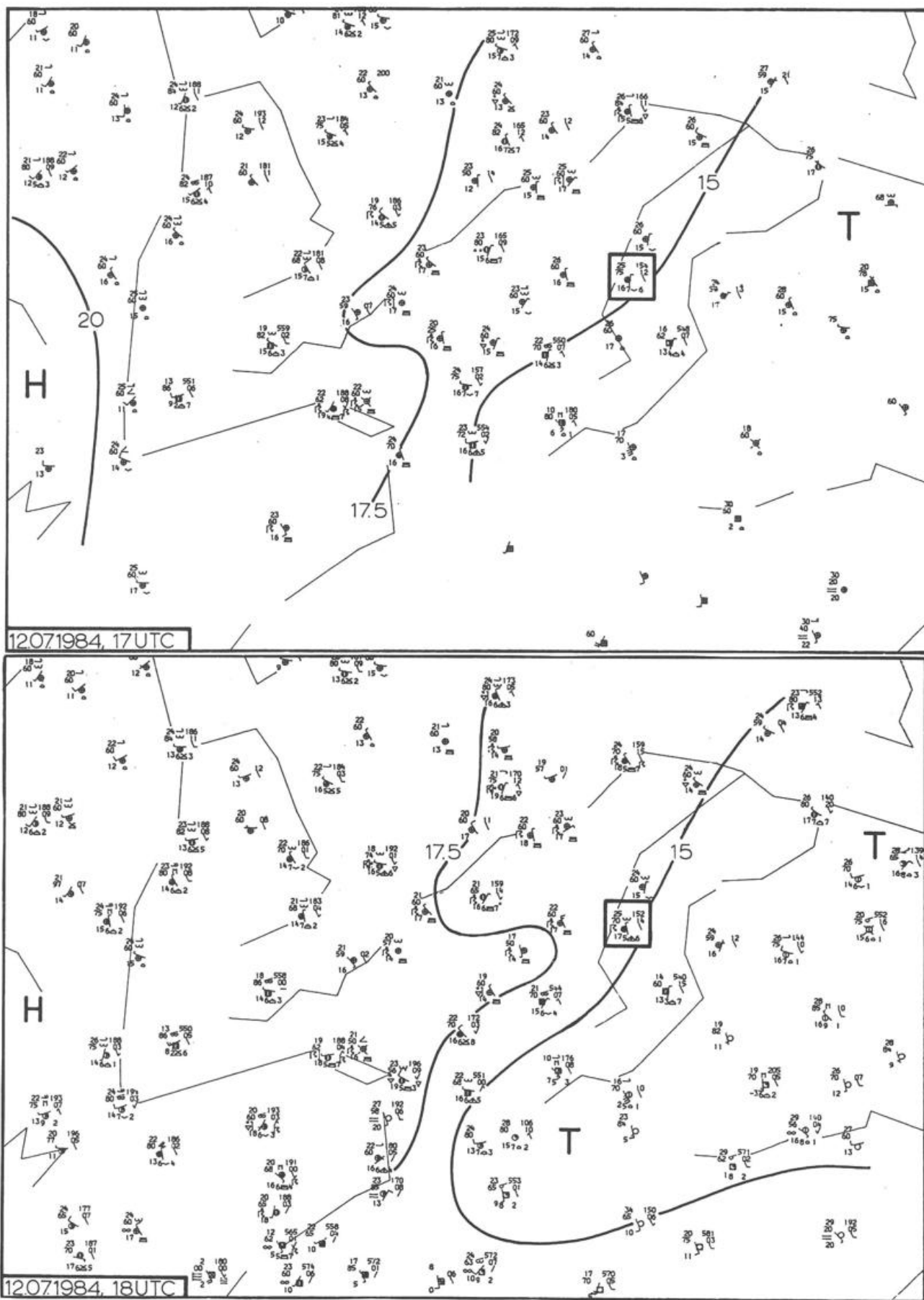


Abb. 38: Bodenkarten von 1984-07-12, 15, 16, 17 und 18 UTC mit Stationseintragungen und Isobaren (in hPa). Im Quadrat Beobachtungen von München.

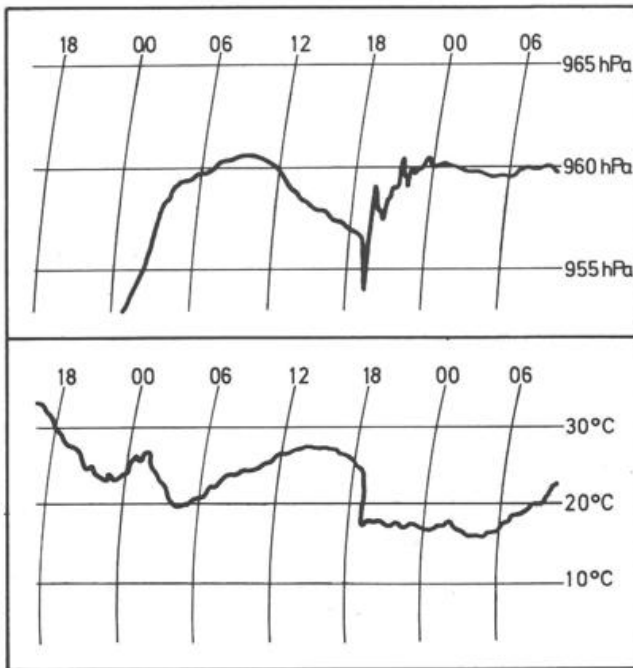


Abb. 39: Gang des Luftdrucks (oben) und der Lufttemperatur (unten) in München-Riem am 12. Juli 1984.

15.13 UTC meldet dann Konstanz als erste Station Gewitter, wenige Minuten später setzt der Schauerniederschlag ein. Die Gewitter- und Niederschlagsstätigkeit dauerte an dieser Station anschließend nahezu ununterbrochen bis nach 21 UTC an; gegen 23 UTC wurden nochmals gewittrige Entladungen festgestellt.

Inzwischen war auch im übrigen Bereich die Destabilisierung durch die großräumige Hebung soweit fortgeschritten, daß sich der Auslöseprozeß der potentiellen Instabilität mit großer Geschwindigkeit ostnordostwärts fortpflanzte. Gegen oder kurz nach 16 UTC meldeten Laupheim, Memmingen, Leipheim und Ingolstadt Gewitter und um 17 UTC reicht die Zone mit Cumulonimben, Schauern und Gewittern in Längsrichtung bereits bis zum Bayerischen Wald. Nach NW bilden Schwäbische und Fränkische Alb die Begrenzung, während im SE die Gewitterwolken bis zur Linie Kaufbeuren-Altenstadt/Schongau-Fürstentfeldbruck vorangekommen sind (Abbildung 38).

Im Vergleich der Satellitenbilder von 15 und 17 UTC zeigt sich diese rasante Entwicklung an der Ausdehnung und Verdickung des vorher noch aus einzelnen Streifen zusammengesetzten Wolkenbandes, das von der Schweiz nach Süddeutschland ragt. Entsprechend der Abnahme der Temperatur der Wolkenobergrenzen auf unter -50°C , stellenweise bis -57°C sind die Cumulonimben dabei weiter angestiegen. Vergleicht man mit den Mittagstemp's, so findet man derartig niedrige Temperaturen entweder gar nicht oder erst im Tropopausenbereich bei bzw. oberhalb 10-11 km. Berücksichtigt man zusätzlich - etwa gemäß Abbildung 1b - die Veränderungen des Temperaturprofils während der Auslösephase der potentiellen Instabilität und den mutmaßlichen Temperaturverlauf in den aufsteigenden Quellwolken, so kommt man mit -57°C auf Gipfelhöhen um 11 km. Dieser Wert korrespondiert gut mit den zu dieser Zeit mittels Radar vermessenen Echotops von ca. 10,5 km. Auch das in der Presse veröffentlichte Bild, das von Lufthansa-Flugingenieur Oltmanns aus dem Cockpit der aus Rom kommenden LH 303 etwa gegen 17 UTC aufgenommen wurde, zeigt mächtige Amboß-Schirme mit einer Obergrenze oberhalb des Flugniveaus 10,7 km (FL 350).

Die detaillierte Analyse des 17 UTC-Satellitenbildes zeigt drei Bereiche mit besonders niedriger Obergrenzentemperatur, besonders stark entwickelten Quellmassiven also. Das östlichste (mit Ober-

grenzentemperaturen bis -52°C) liegt über der Donau östlich von Regensburg. Das mittlere Gebiet ist am größten und überdeckt mit einer Länge von ca. 150 km und einer Breite von teilweise 100 km das westliche Bayern zwischen Unterallgäu und der Donau bei Neuburg. Hier erreichen im südwestlichen Teil die Obergrenzen die genannte Temperatur von -57°C . Nach Westsüdwesten schließt sich über dem Bodensee das dritte Gebiet an mit Temperaturen bis -56°C . Bei dem am stärksten entwickelten, mittleren Konvektionsgebiet handelt es sich um Teile des Echo-Systems, das sich als erstes über dem Berner Oberland gebildet hatte und das anschließend zum Bodensee gezogen war. Nach Überqueren des Sees hatte sich dieses System gespalten in einen nördlichen Teil, der die bisherige Zugrichtung ungefähr beibehielt, sich nach 16 UTC aber rasch abschwächte und schließlich auflöste, während der südliche Teil nach rechts ausscherte und sich immer mehr zu intensivieren begann. Diese Richtungsänderung weist nach den Ausführungen in Abschnitt 2.3 auf einen Supercell-Charakter des Konvektionsgebietes hin.

Bis 18 UTC verlagert sich dieses Gebiet in Richtung München. Es überdeckt einen großen Teil Südbayerns bis zur Donau und zum Bayerischen Wald. Die Obergrenzentemperaturen sind noch weiter zurückgegangen und erreichen jetzt nahe dem Südrand -59°C . Mittels Radar werden zahlreiche konvektive Echos mit Obergrenzen bis zu 12 km erfaßt. Als Verlagerungsrichtung wird meist Nordost angegeben, während von München-Riem eine zusammenhängende Linie mäßig bis stark entwickelter Cumulonimben vom Ammersee über Fürstentfeldbruck und Freising bis Regensburg geortet wird, die sich südostwärts bewegt.

Aufschlußreich ist der Vergleich der Wolkenverteilung im 18 UTC-Satellitenbild mit den Höhenwinden und der aus ihnen gewonnenen Vorticityverteilung vom gleichen Termin in Abbildung 35. Vom vordersten Teil abgesehen, liegt die gesamte Wolkenzone genau im PVA-Gebiet in 500 hPa, was noch einmal die enge Bindung der gesamten Entwicklung an die Macro-Scale-Vertikalbewegungen demonstriert. In 300 hPa dagegen befindet sich ein großer Teil der Wolken inmitten der neu entstandenen antizyklonalen Aufwölbung, während der Westrand in der Gefällezone der Vorticity zu dem westlich angrenzenden Maximum verläuft. Da die Wolkenmassive die 300 hPa-Fläche größtenteils überragen, liegt es nahe anzunehmen, daß die Aufwölbung und die damit verbundene Vorticityabnahme durch die horizontale Divergenz im oberen Teil der Konvektionszone und in ihrer Umgebung verursacht wurde.

5.3 Hagelschlag

Bis 17 UTC war an den synoptischen Stationen weder Starkwind noch Hagel im Zusammenhang mit der Gewittertätigkeit beobachtet worden. Der Flughafen Landsberg war die erste Station, die 17.20 UTC Gewitter mit Hagel und gleichzeitig bei einem Mittelwind von $020^{\circ}/15$ kn Böen bis 30 kn meldete. Der Hagelschlag hielt 20 Minuten an, die Korngröße betrug 25-35 mm. Wenig später wurde in Fürstentfeldbruck ähnlich stark auffrischender Nordwind registriert, aber ohne Hagel.

17.35 UTC war am Wetteramt München, 17.43 am Flughafen München-Riem der erste Donner hörbar. 18 UTC setzte am Wetteramt der Niederschlag ein, der 5 Minuten später in schweren Hagelschlag überging und bis 18.25 UTC anhielt. 18.19 UTC begann der Hagel am Flughafen und währte bis 18.30 UTC. Gleichzeitig frischte der Wind, der vorher aus Nordost geweht hatte, bei Drehen über Nord gegen West stürmisch auf und erreichte in Spitzenböen 32 bzw. 40 kn. Die Temperatur fiel in wenigen Minuten um 6-9 K auf $19-17^{\circ}\text{C}$, während die relative Feuchte von 65% auf 95% hochging. Besonders interessant und eindrucksvoll ist der Druckgang: Nach langsamem Druckfall vorher erfolgte in weniger als 15 Minuten ein rapider Abfall um 2-3 hPa und ein sofortiger Wiederanstieg um 5 hPa (Abbildung 39). Anschließend kam es bei langsamen Anstieg zu weiteren, aber

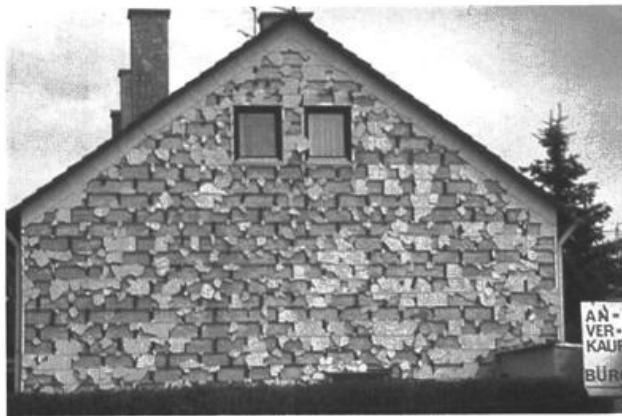
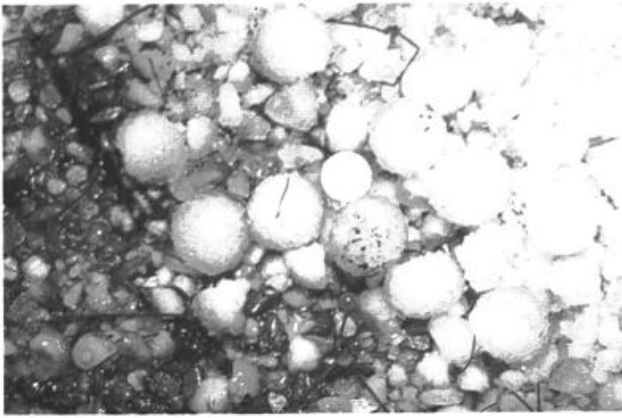


Abb. 40: Hagelkörner (eine Münze zum Vergleich) und typische Hagelschäden (Aufnahmen: Dipl.-Met. Tenter, WA München).

wesentlich schwächeren Schwingungen. In dieser Zeit lief der Wind mehrfach um, um sich schließlich auf Südwestrichtung einzudrehen.

Einen derartigen Gang der meteorologischen Elemente registrieren sowohl Landsberg, München-Wetteramt, München-Riem als auch Neubiberg am Südostrand von München. Dort wurden in der Spitzenböe sogar 49 kn erreicht, der Temperatursturz betrug 10 K, der gleichzeitige Druckanstieg 6 hPa. An den benachbarten Stationen, an denen kein Hagel fällt, kommt es zwar auch zum Auffrischen des Windes, aber der Temperaturabfall ist geringer und vor allem fehlt die erste markante Schwingung im Druckgang.

Hinsichtlich der Größe der Hagelkörner gibt es unterschiedliche Angaben: Am Flughafen wurden Körner bis zu 6 cm Durchmesser festgestellt. BERZ (13) berichtete von einem dokumentierten Hagelkorn mit einem Durchmesser von 9,5 cm und einem Gewicht von 300 g und der glaubhaften Schilderung eines Dipl.-Physikers, der ein Hagelkorn von 14 cm Durchmesser und 800 g Gewicht ausgemessen haben will. Das wären Werte, die an der Obergrenze der bisher weltweit beobachteten Hagelkorngrößen liegen würden. Ansonsten wurde vielfach von Hagelkörnern in Hühnerei- oder Tennisballgröße gesprochen. Abbildung 40 zeigt Aufnahmen von Hagelkörnern sowie von den durch den Hagelschlag angerichteten Schäden.

Aufgrund der Informationen aus dem synoptischen Netz könnte man zu dem Eindruck kommen, daß der Hagelschlag auf München und seine nähere Umgebung beschränkt gewesen wäre. Das trifft aber nicht zu. Betrachtet man zusätzlich die Beobachtungen aus dem wesentlich dichteren Netz der Klimastationen des DWD, ergibt sich vielmehr, daß am Abend des 12.7. an vielen Orten Süddeutschlands Hagelfall beobachtet wurde.

In Abbildung 41 sind alle Hagelmeldungen aus dem Klimanetz, zum Teil mit Uhrzeitangabe des Beginns des Hagelfalls, eingetragen. Die ersten Meldungen datieren von kurz nach 16 UTC und stammen vom westlichen Bodenseegebiet (in geringer Entfernung von der Station Konstanz!), von der Donau westlich von Ulm sowie vom Unterallgäu östlich von Ravensburg. Dort formierte sich anschließend ein markanter Hagelstrich, der über den Lech bei Landsberg, den Ammersee, den Münchner Raum und dann am Inn entlang bis zur Landesgrenze südlich von Schärding reichte. Das war der Haupthagelstrich dieses Tages, in dem die in der Einleitung beschriebenen riesigen Schäden angerichtet wurden. Er war im deutschen Bereich fast 250 km lang und 5-15 km breit. Mit einer Orientierung von WSW nach ENE zeigte er eine deutliche Rechtsabweichung von der Richtung der Höhenströmung.

Bei einer Andauer von oft nur wenigen, maximal 25 Minuten setzt der Hagel im westlichsten Teil dieses Strichs fast gleichzeitig zwischen 16 und 16.30 UTC ein. Anschließend pflanzt sich der Hagelfall mit einer Geschwindigkeit von $60-70 \text{ kmh}^{-1}$ (ca. 35 kn) nach Ostnordosten fort. Zwischen Wertach und Lech beginnt der Hagel gegen 17 UTC, am Ammersee kurz vor 18 UTC. Im Münchner Raum kommt es – wie beschrieben – zwischen 18 und 18.30 UTC zu Hagelschlag, wobei allerdings nur der zentrale und südliche Teil der Stadt betroffen wird. Am Inn nördlich Wasserburg wird Hagel 18.40 UTC beobachtet, während er an der Landesgrenze zwischen 19.30 und 20 UTC beginnt. Innerhalb des gesamten Gebiets werden Niederschlagssummen bis über 50 mm gemessen. Außerdem melden viele Stationen ähnlich wie in München Starkwind oder Sturm mit dem Hagel gekoppelt.

Zwischen 17.30 und 18.30 UTC kommt es in einem kleineren Gebiet nordwestlich von Freising, zwischen 18.30 und 19.30 UTC im Bayrischen Wald örtlich zu Hagelfall. Gegen 18 UTC wird auch westlich von Ulm erneut Hagel beobachtet und wenig später bildet sich ein zweiter, allerdings deutlich schwächer ausgeprägter Hagelstrich, der von der Schwäbischen Alb bis zum Gebiet südwestlich von Nürnberg reicht. Er verläuft in SW-NE-Richtung und damit weitestgehend höhenströmungsparallel. Nach 18 UTC kommt es an verschiedenen Stellen des Alpenvorlands zu Hagelfall, und kurz nach 20 UTC schließlich entsteht ein dritter Hagelstrich, der sich – wiederum in WSW-ENE-Richtung – von Bad Tölz über Rosenheim und den Chiemsee bis zur Landesgrenze bei Laufen erstreckt. Der Vergleich mit der oben vorgenommenen Auswertung der Radar- und Satellitendaten ergibt, daß die ersten Hagelfälle aus dem Konvektionsgebiet stammten, das sich als erstes über dem Berner Oberland gebildet hatte, zum Bodensee gezogen war und sich nördlich davon geteilt hatte. Im Bereich des südlichen Teils, der nach rechts ausgesichert war und sich anschließend immer mehr intensiviert hatte, bildete sich der Haupthagelstrich, der ja mit seiner WSW-ENE-Ausrichtung ebenfalls eine deutliche Rechtsabweichung zur

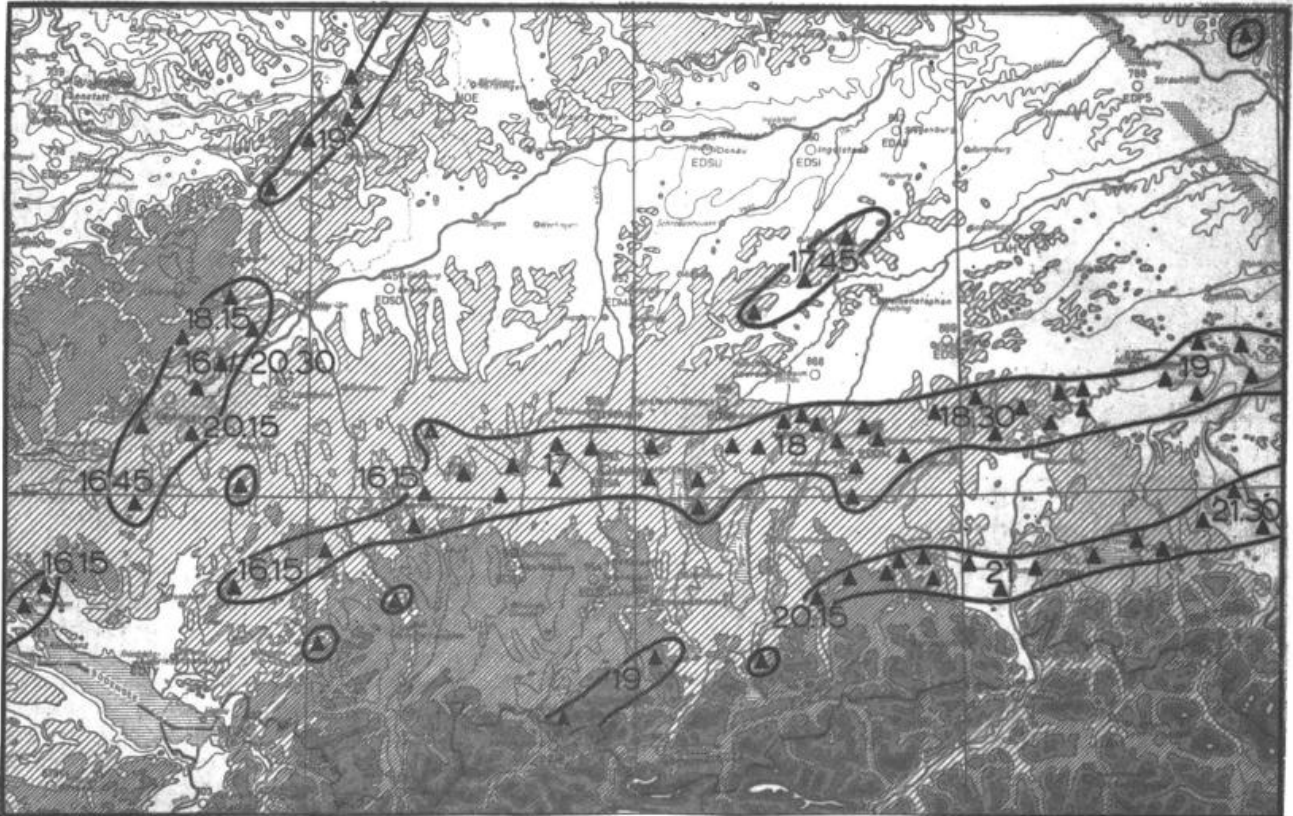


Abb. 41: Hagelmeldungen aus dem Klimastationsnetz des DWD vom 12. Juli 1984. An einige Positionen ist der Zeitpunkt des Beginns des Hagelfalls eingetragen (in UTC).

Höhenströmung aufwies. Dieses Verhalten zeigt gemäß Abschnitt 2.3 an, daß dieser Teil des Konvektionsgebietes den Charakter eines Supercell storm gehabt haben dürfte. Der Hagelfall erfolgte dabei nahe dem Südrand der Supercelle, wo nach der Auswertung der Satellitendaten die Quellbewölkung ihre größte vertikale Mächtigkeit erreichte. Die Geschwindigkeit von ca. 35 kn, mit der sich der Hagelfall ostnordostwärts fortpflanzte, kann als Verlagerungsgeschwindigkeit der Supercelle betrachtet werden.

Der Supercellen-Charakter ist in Übereinstimmung mit der vertikalen Struktur der Strömung. Betrachtet man die 18 UTC-Windsondierung von München als repräsentativ, so findet man sowohl ein Rechtsdrehen mit der Höhe – verbunden mit der Warmluftadvektion in der unteren und mittleren Troposphäre – als auch eine kräftige Geschwindigkeitszunahme (bis zu $9 \cdot 10^{-3} \text{s}^{-1}$, Abbildung 42). Relativ zur Verlagerung der Supercelle erfolgt in den unteren Schichten (bis 2.5 km Höhe) ein Einströmen mit 36-38 kn Geschwindigkeit direkt von vorn, während in der mittleren Troposphäre (zwischen ca. 3 und 6 km) Luft von Südost bis Süd, von der rechten Flanke also, in das Konvektionsgebiet gelangt. Diese Luft, die noch ungesättigt ist, dürfte die Downdraft der Supercelle gespeist haben. Mit weiterer Zunahme der südwestlichen Strömung resultiert in größeren Höhen eine Relativbewegung von rechts hinten, mit Geschwindigkeiten bis zu 69 kn (im Maximalwindniveau bei 11.7 km). Insgesamt ähnelt das Windprofil sehr dem der Abbildung 4, doch ist die vertikale Scherung noch größer.

Die Bildung der Supercelle zeigt an, daß nun die konvektiven Umlagerungen weitestgehend unabhängig vom primären Antrieb durch die großräumigen Vertikalbewegungen geworden sind und ihrer in Abschnitt 2.3 geschilderten Eigendynamik folgen. Daß dabei die Entwicklung der Supercelle am südlichen Rand der ganzen, von der Konvektion erfaßten Zone erfolgte und sie sich auch weiterhin an diesem Rand entlangbewegte, lag zum einen an der Mitwirkung orographischer Effekte bei der ersten Auslösung, zum anderen

aber sicher auch daran, daß sich in diesem Bereich die Luftmasse mit dem höchsten Wasserdampfgehalt in der unteren Troposphäre und der größten potentiellen Instabilität befand. Die Auslösung der Instabilität in dieser Masse mußte besonders starke konvektive Umlagerungen zur Folge haben. Die evtl. noch vorhandene Inversion bedeutete dabei kein Hindernis mehr, da sie – wie ebenfalls in Abschnitt 2.3 ausgeführt – innerhalb des kräftigen Aufwindgebiets einer derartigen Supercelle in wenigen Minuten aufgelöst wird.

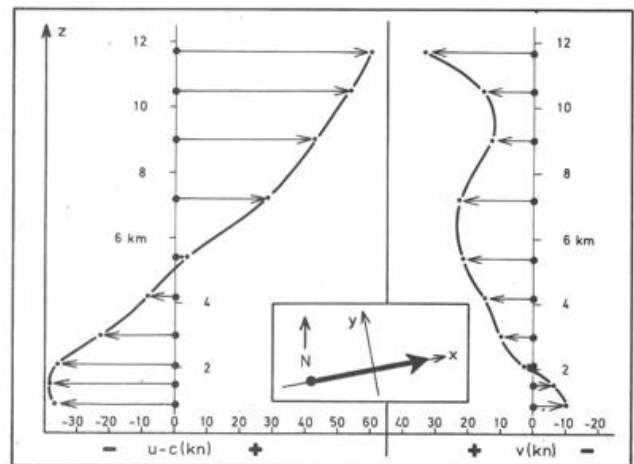


Abb. 42: Vertikale Windverteilung über München relativ zu Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit des Supercell storm aufgrund der 18 UTC-Windsondierung.

5.4 Veränderungen des Temperatur- und Druckfeldes in Bodennähe

Nach der Darstellung in Abschnitt 2.3 ist mit der Entwicklung und Verlagerung eines konvektiven Systems wie eines Supercell storm die Formierung bestimmter typischer Strukturen in der unteren Troposphäre verknüpft. Zwischen der Kaltluft der Downdraft und der vorgelagerten Warmluft bildet sich eine scharfe fronthafte Diskontinuitätslinie, die Gust front oder Squall line und innerhalb der Kaltluft entsteht ein mesoskaliges Hoch, dem nicht selten ein kleines Tief oder ein Trog folgen (Abb. 6). Im Zuge der Entwicklung besteht dabei die Tendenz zur raschen horizontalen Ausweitung dieser Strukturen.

Aufgrund der großen Ausdehnung der Gewitterzone einerseits und ihrer in Abschnitt 5.2 beschriebenen Aufteilung in verschiedene, hintereinander angeordnete Echogebiete könnte man annehmen, daß sich bei dieser Lage mehrere derartige Systeme gebildet haben müßten. Das mag auch kleinräumig und ansatzweise so gewesen sein. Aus den Informationen, die das synoptische Beobachtungsnetz liefert, geht allerdings hervor, daß nur ein solches System die nötige Größe erreichte, um durch dieses Netz erfaßt zu werden und zwar das, das mit der Supercelle gekoppelt war, die den großen Hagelstrich produzierte.

Bekanntlich zeigt sich der Entwicklungsbeginn der oben geschilderten Struktur im ersten Auftauchen der Downdraft-Kaltluft im Bodennfeld. In unserem Fall dürfte das gleichzeitig mit dem Einsetzen des Hagels im Westteil des Hagelstrichs (Abbildung 41) erfolgt sein. In den Meldungen von 17 UTC zeigt sich dann schon der Temperaturkontrast zwischen Memmingen, wo in einem starken Gewitterschauer (allerdings ohne Hagel!) die Temperatur auf 20 °C zurückgegangen ist, und den Stationen ringsum, wo noch 23-24 °C gemessen werden. Hagel fällt zu diesem Zeitpunkt südlich und östlich von Memmingen.

In den Beobachtungen von 18 UTC, als der Hagelfall gerade München erreicht, werden die Strukturen deutlicher sichtbar (Abbildung 43a). Ein Gebiet von Temperaturen unter 20 °C erstreckt sich nun vom Bodensee über Iller und Lech bis zum Westen von München. Den tiefsten Wert meldet mit 17 °C Landsberg, wo der Hagel gerade aufgehört hat, doch dürfte östlich davon – im Zentrum des Hagelfalls – die Temperatur nur 16 oder 15 °C betragen haben. Im Gegensatz dazu werden im Münchner Stadtgebiet noch 25-26 °C gemessen. Geht man von dem rapiden Temperatursturz aus, den die Registrierungen der betroffenen Stationen aufweisen, so kommt man unter Berücksichtigung der Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems am Ostrand des Kältegebietes auf einen Temperaturgradienten von 1 K km⁻¹!

Wertet man die Druckregistrierungen in ähnlicher Weise aus, ergibt sich das Bild der Abbildung 43b: Ein Hoch mit 1017-1018 hPa im Bereich der kältesten Luft, ein Tief von ca. 1012 hPa am Westrand der Warmluft und dazwischen ein Gefälle von 0,5 hPa km⁻¹. Im Bereich dieses außerordentlich großen Druck- bzw. Temperaturgefälles lag die Squall line, die in der nächsten halben Stunde mit dem schweren Hagelschlag über die bayrische Landeshauptstadt hinwegbrauste. Aus der Tatsache, daß die Spitzenböen bei den drei Münchner Stationen aus Nord bis West kamen, kann geschlossen werden, daß der Kern des kleinen Tiefs südlich von München bzw. über den Südteil der Stadt hinweggezogen sein dürfte. Zur Konstruktion des Druckfeldes in Abbildung 43 b ist noch anzumerken, daß dabei versucht wurde, den Reduktionseffekt der stark unterschiedlichen Temperaturen auszuschließen.

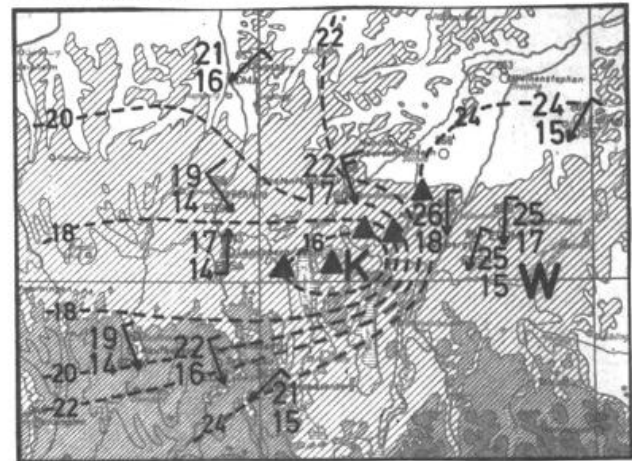
Die Existenz des kleinen Tiefs und der rapide Druckfall, der mit seiner Annäherung verknüpft war, läßt an ähnliche, wenn auch stärkere Erscheinungen beim Auftreten von Tornados denken. Möglicherweise hätte beim Münchner Hagelunwetter nicht viel gefehlt, um zusätzlich noch eine Tornadobildung auszulösen!

6 Weiterentwicklung bis zum Morgen des 13.7.1984

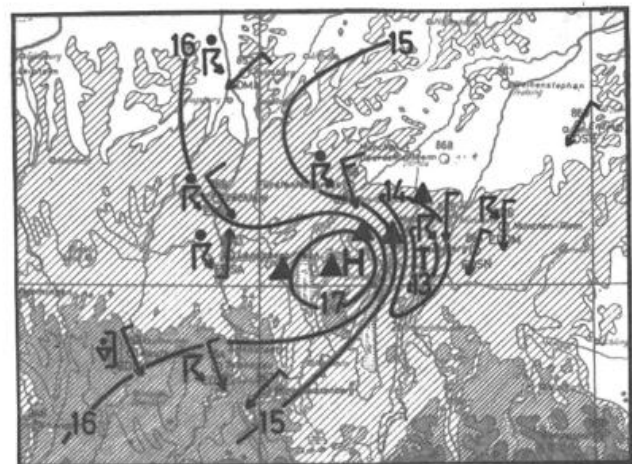
6.1 Weiterentwicklung des konvektiven Systems

Wie die Satellitenbilder der Abbildung 44 zeigen, erfolgt in den Stunden nach 18 UTC eine geradestufige explosionsartige Ausweitung des vorderen Teils des Wolkengebiets. Um 21 UTC überdeckt der Wolkenschirm ganz Bayern, das nördliche Österreich, die CSSR und die Südhälfte der DDR und hat bereits auf Polen übergreifen. Die Ausweitung geht dabei von der Supercelle aus, die mit ihrem Schwerpunkt inzwischen die CSSR erreicht hat. In ihrem Bereich findet man verbreitet Werte unter -55 °C und gebietsweise sogar -60 bis -62 °C als Temperatur der Wolkenobergrenze (Abb. 45). Aufgrund dieser Temperaturen, der Größe und der immer mehr Kreisform annehmenden Gestalt kann man nun von einem „mesoskaligen konvektiven Komplex“ im Sinne von MADDOX (8) sprechen.

Im Bereich der Supercelle kommt es nach wie vor zu heftigen Gewittern mit zum Teil ergiebigen Regenfällen. Hagelmeldungen gehen allerdings aus dem synoptischen Netz der oben erwähnten Staaten nicht ein. Das bedeutet natürlich nicht, daß es nicht doch kleinräumig zu Hagelfall kam wie z. B. an den Stationen im Bayrischen Wald nahe der Grenze zur CSSR. Berichte von größeren Schäden durch Hagelschlag in dieser Nacht sind allerdings nicht bekannt geworden.



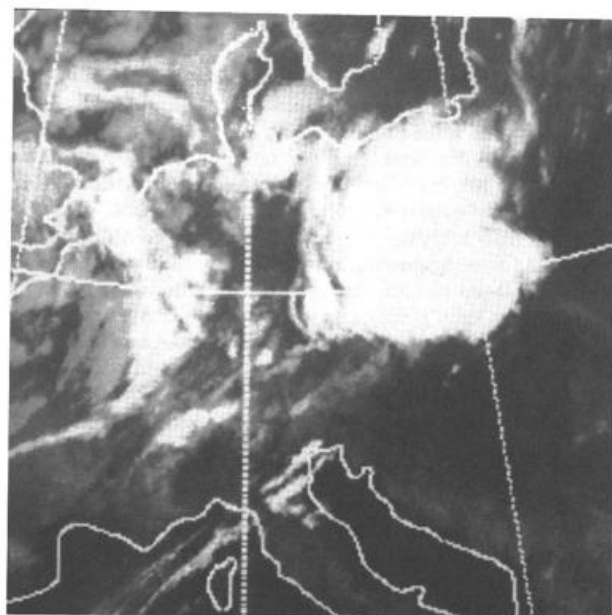
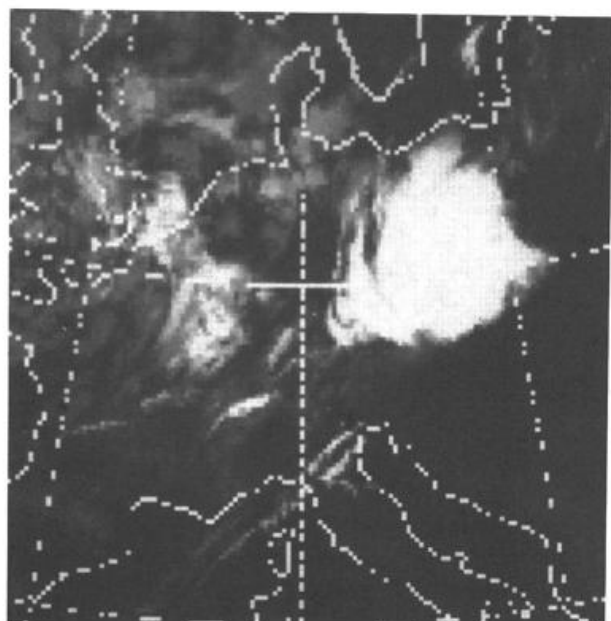
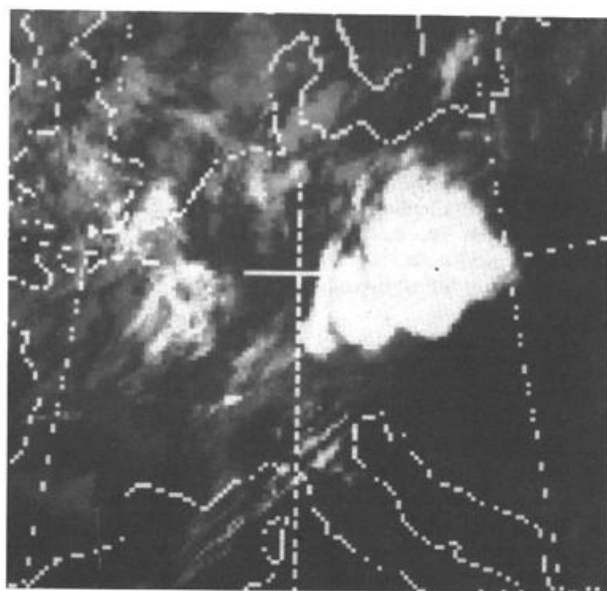
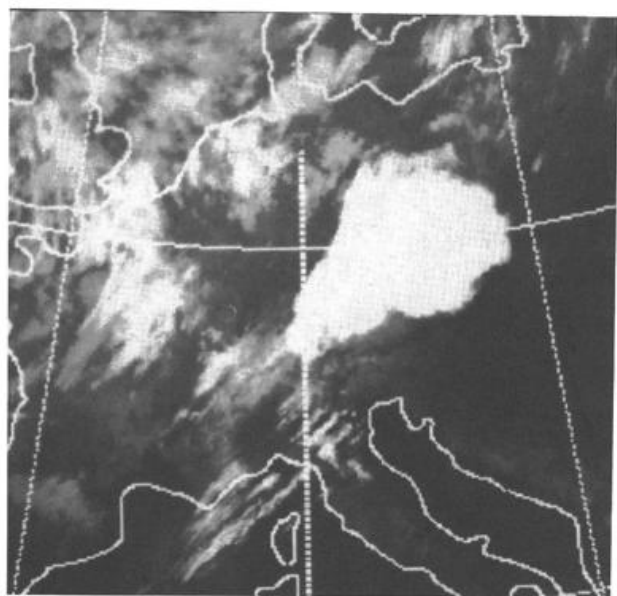
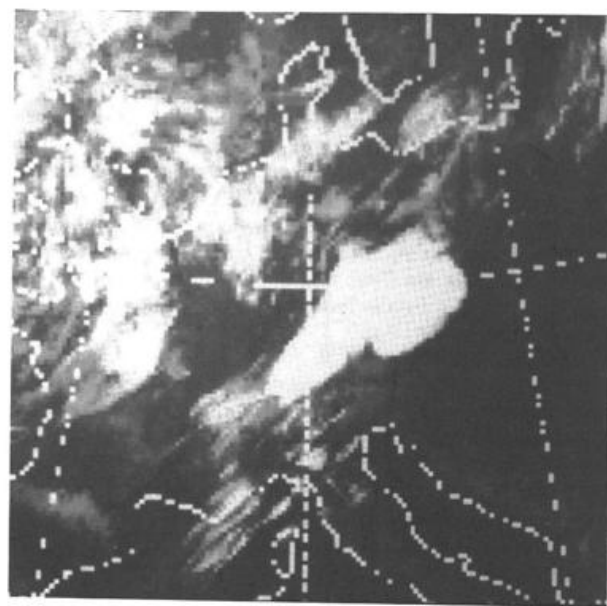
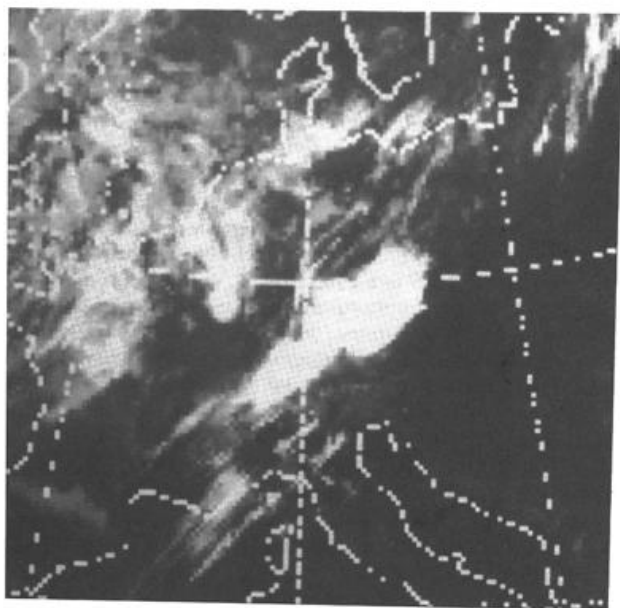
a

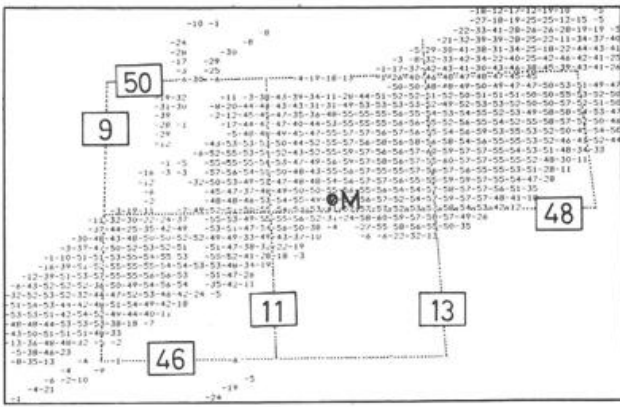


b

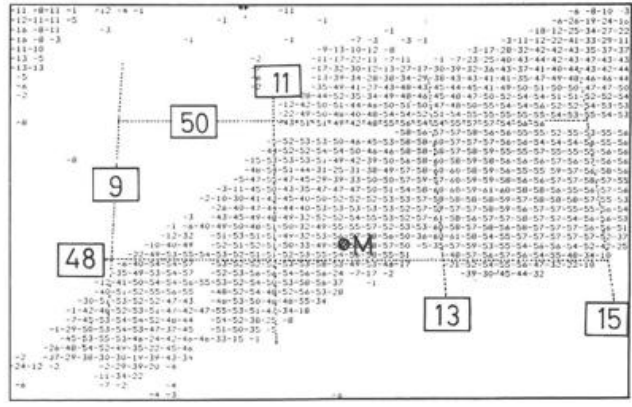
Abb. 43: Bodenkarten von 1984-07-12, 18 UTC mit Stationseintragungen und

- a: Temperaturverteilung (Isothermen in °C).
- b: Druckverteilung (Isobaren in hPa). Zusätzlich sind die Hagelbeobachtungen aus dem Klimastationsnetz zwischen 17.30 und 18 UTC eingetragen.

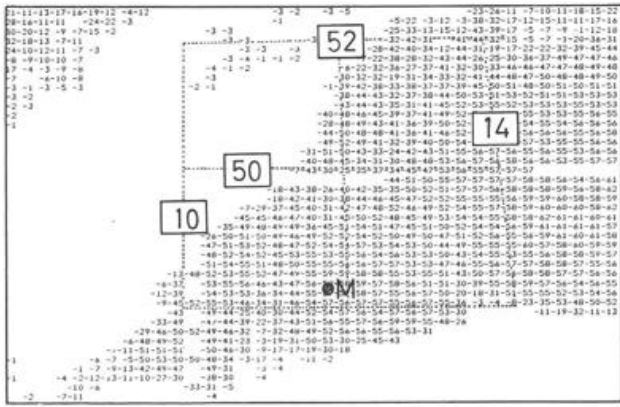




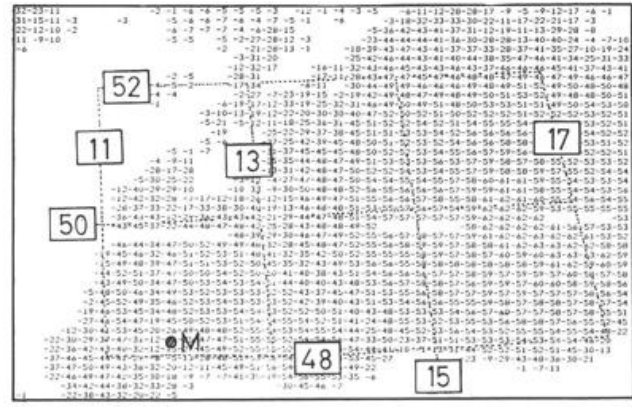
19 Utc



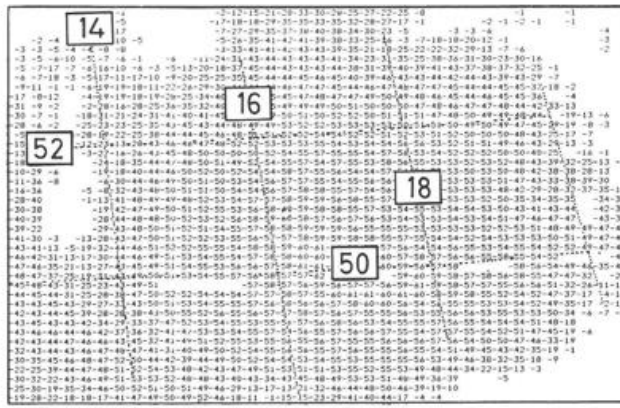
20 Utc



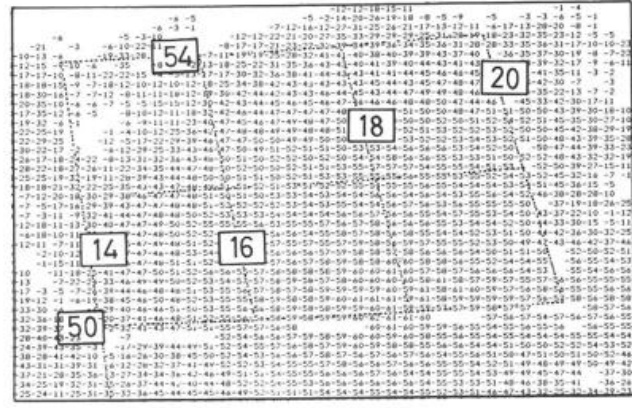
21 Utc



22 Utc



23 Utc



00 Utc

Abb. 45: Wolkenobergrenzentemperaturen aus den IR-Bildern von METEOSAT II von 1984-07-12, 19 Utc bis 1984-07-13, 00 Utc. M Position von München.

S. 50

Abb. 44: Infrarot-Satellitenbilder von METEOSAT II von 1984-07-12, 19 Utc bis 1984-07-13, 00 Utc.

- 19 Utc, 20 Utc
- 21 Utc, 22 Utc
- 23 Utc, 00 Utc

Das Hauptkonvektionsgebiet wird gefolgt von einer kleineren Umlagerungszone. Sie wurde bereits oben angesprochen, als sie gegen 17 UTC den Bodensee erreichte. Wie ihre Vorgängerin teilte sich diese Zelle nach Überqueren des Sees. Der nördliche Teil erzeugte erneut Hagelfall an der Donau westlich von Ulm und anschließend den Hagelstrich, der über die Schwäbische Alb hinwegführte. Der südliche Teil wandert mehr ostwärts und erfährt eine stärkere Entwicklung. Er weist 21 UTC Obergrenzentemperaturen bis zu -59°C auf. Er überquert bis zu diesem Zeitpunkt den Münchner Raum und verursacht dort erneut ein heftiges Gewitter, allerdings ohne Hagel. Dafür bildet sich am Südrand dieses Gebiets der oben erwähnte dritte Hagelstrich im Alpenvorland aus.

Die zu dem ganzen System zugehörigen Strukturen des Bodensfelds haben inzwischen eine derartige Ausdehnung erfahren, daß sie gut durch das synoptische Netz erfaßt werden. Die Bodenkarte von 21 UTC (Abb. 46) zeigt das Gewitterhoch mit Schwerpunkt über der CSSR (Kernwerte ohne Reduktionseffekt ca. 1018-1019 hPa), wo auch mit 16°C die niedrigsten Temperaturen innerhalb der Downdraft-Kaltluft gemessen werden. Bei dem Tief südöstlich davon, in der mit $24-27^{\circ}\text{C}$ immer noch recht warmen Luft,

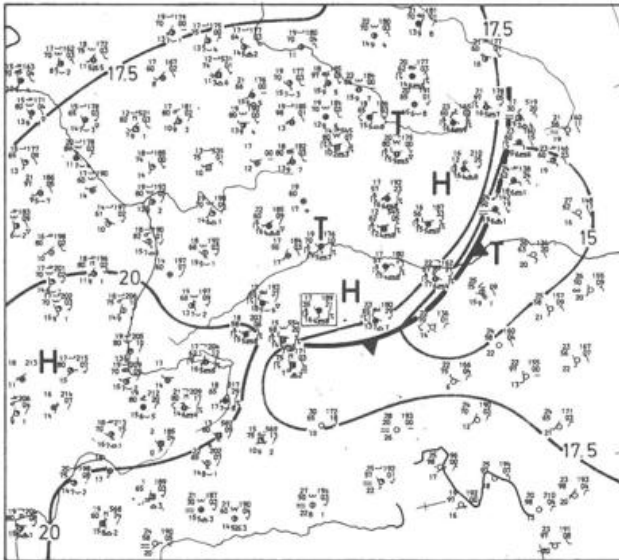


Abb. 46: Bodenkarte von 1984-07-12, 21 UTC mit Stationseintragungen und Isobaren (in hPa). Die Squall line wurde mit Kaltfrontensymbolen eingezeichnet. Im Quadrat Beobachtung von München.

handelt es sich allerdings weitestgehend um das Druckgebilde, daß sich in den Nachmittagsstunden östlich von Salzburg formiert hatte (Abschnitt 5.1 und Abb. 34). Zwischen beiden Gebilden, parallel zum Temperaturgradienten und an der Vorderkante der kälteren Luft liegt die Squall-line, die gerade Salzburg, Linz und Pribyslav (CSSR) passiert hat und an deren westlichem Ende der dritte Hagelstrich zu suchen ist. Westlich des Gewitterhochs sind mehrere kleine Tiefzentren auszumachen, die als Meso-lows im Sinne von Abbildung 5 anzusprechen wären.

Bis zum 13.7., 00 UTC verlagert sich die Squall line mit einer Geschwindigkeit von ca. 60 kmh^{-1} weiter nach Osten, überquert den Wiener Raum und die Slowakei und dringt nach Ungarn und ins südliche Polen vor. Im Süden, wo ihre Wetteraktivität jetzt gering geworden ist, endet ihre Bewegung im Alpenraum. Weiter nördlich kommt es dagegen nach wie vor zu kräftigen Gewittern mit Starkniederschlägen. Im Bodensfeld findet man erneut die Tiefdruckfurche in der warmen Luft, das Hoch bzw. eine Hochdruckzone in der Gewitterkaltluft und ein nachfolgendes Meso-low (Abb. 47).

Die zu dem konvektiven Komplex gehörende hochreichende Bewölkung hat sich noch weiter ausgedehnt und überdeckt nun als angenehrt kreisförmiges Gebiet die gesamte CSSR und den größten Teil Polens. Man findet nur noch einen Bereich mit besonders niedrigen Obergrenzentemperaturen und zwar über der östlichen Slowakei, wo auch die Gewitteraktivität zu diesem Termin am stärksten ist. Dort ergibt die Auswertung immer noch Werte bis zu -61°C . Obwohl die aerologischen Aufstiege aus diesem Bereich zum Teil unvollständig sind, kann man aufgrund dieser Werte annehmen, daß die höchsten Obergrenzen des Wolkenschirms nahe dem 200 hPa-Niveau, also bei 12 km Höhe, lagen.

6.2 Auswirkungen auf die untere und mittlere Troposphäre

Die Topographien der Abbildungen 48-50 vom 13.7.1984, 00 UTC, zeigen, welche Auswirkungen der gesamte Prozeß – die großräumige Auslösung der potentiellen Instabilität, die Formierung der hagelproduzierenden konvektiven Systeme und schließlich die Bildung des mesoskaligen Komplexes – auf die Feldverteilung der meteorologischen Parameter in der Höhe hatte.

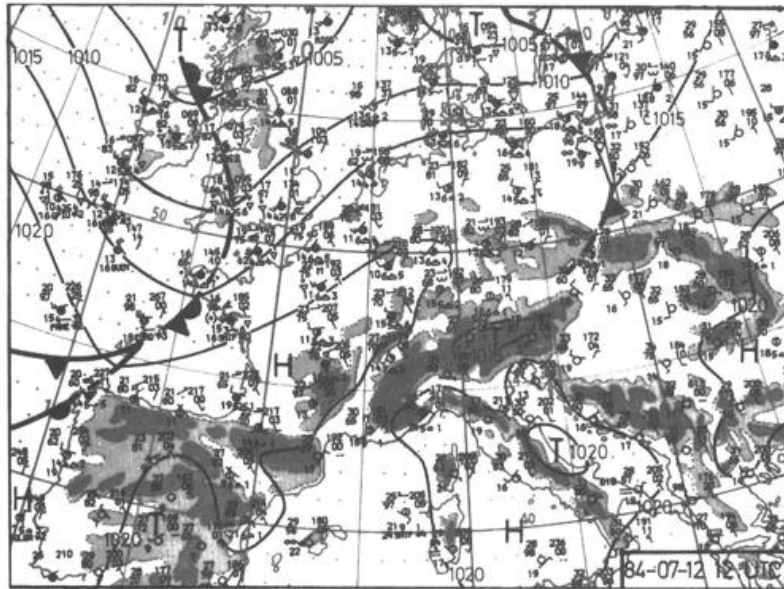
In 850 hPa findet man eine ähnliche Anordnung wie am Boden mit einem schmalen und spitz zulaufenden Trog und einem Hochkeil unmittelbar westlich anschließend. Die Winde von Wien und Wrocław zeigen die ageostrophische Bewegung der in den Cumulonimben erzeugten kälteren Luft aus dem Keil in den Trog hinein, wo sie mit der vorgelagerten Warmluft konvergiert. Dementsprechend ist das Gefälle der längs des Troges verlaufenden Frontalzone zum Teil außerordentlich groß. Stromauf des Keils zeigt das Windfeld weitere sehr kurze Wellen mit einem Trog bei München und einem über der Westschweiz.

In der mittleren Troposphäre sind Potentialfeld und Strömung wesentlich mehr geglättet. Der markante Hochkeil der unteren Niveaus ist nicht mehr zu finden. In 700 hPa erkennt man einen Trog über dem östlichen Deutschland sowie im Wiener Raum, in 500 hPa einen Trog über dem westlichen Polen. Stromauf folgt auf beiden Topographien eine antizyklonale Aufwölbung der Strömung vor dem Haupttrog, der über Westfrankreich angelangt ist.

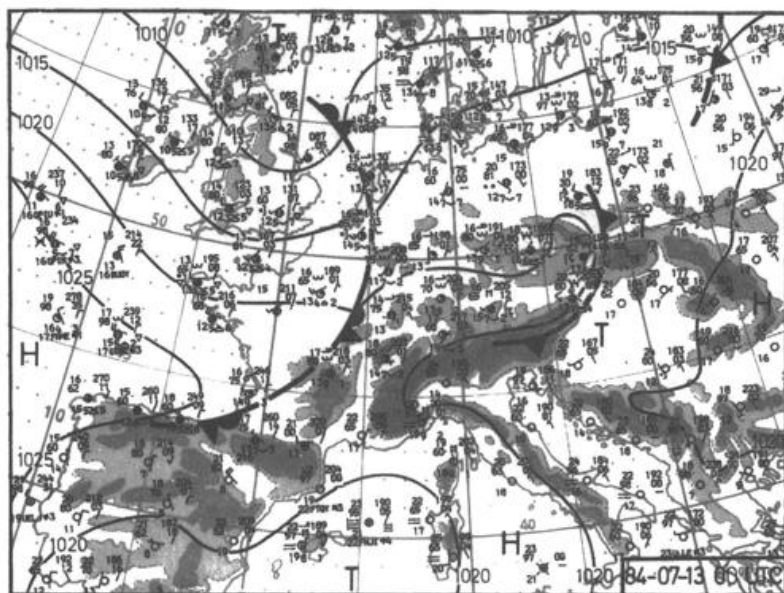
Der Vergleich mit den Vorkarten lehrt, daß die genannten Tröge nur teilweise identisch sein können mit dem Trog, der am Mittag des Vortags über Frankreich lag und unter dessen Vorderseite die Auslösung der potentiellen Instabilität erfolgte. Bei Annahme einer reinen Verlagerung würde vor allem für 500 hPa eine unrealistisch hohe Geschwindigkeit herauskommen. Offensichtlich hat der konvektive Umlagerungsprozeß auch in diesem Niveau stark modifizierend gewirkt, wobei hinsichtlich der Vorticity-änderung vor allem die Konvergenz der von der Rückseite in die Wolkenmassive einströmenden Luft mit der vorderseitig aufsteigenden Massen von Bedeutung ist. Anhand der gemessenen 500 hPa-Winde sieht man sehr schön, wie ungesättigte Luft mit einer Relativgeschwindigkeit von 20-30 kn von Westen in das Wolkengebiet des mesoskaligen Komplexes, der sich zu dieser Zeit mit etwa 30 kn verlagert, einströmt. Wie in Abschnitt 2.3 beschrieben, speist diese Luft die Downdraft.

6.3 Auswirkungen auf die obere Troposphäre

Besonders eindrucksvoll sind die Veränderungen, die sich im Zusammenhang mit der geschilderten Entwicklung in der oberen Troposphäre vollzogen haben und die sich in den 18 UTC-Höhenwinden schon andeuteten. Aus der fast geradlinigen Strömung über Mitteleuropa hat sich ein deutliches Wellenmuster gebildet mit einem Hochkeil über Polen und flankierenden Trögen über der Osthälfte Deutschlands bzw. über dem Baltikum. Verbunden damit ist an der Nordflanke des Keils ein markanter, antizyklonal gebogener Jet-streak entstanden, in dem knapp oberhalb 300 hPa Windgeschwindigkeiten bis zu 128 kn gemessen wurden (Abb. 51).

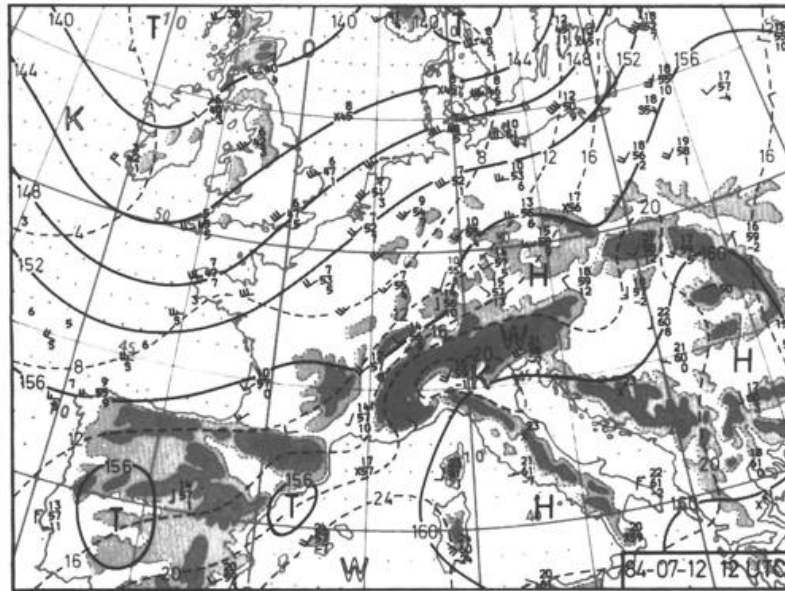


a

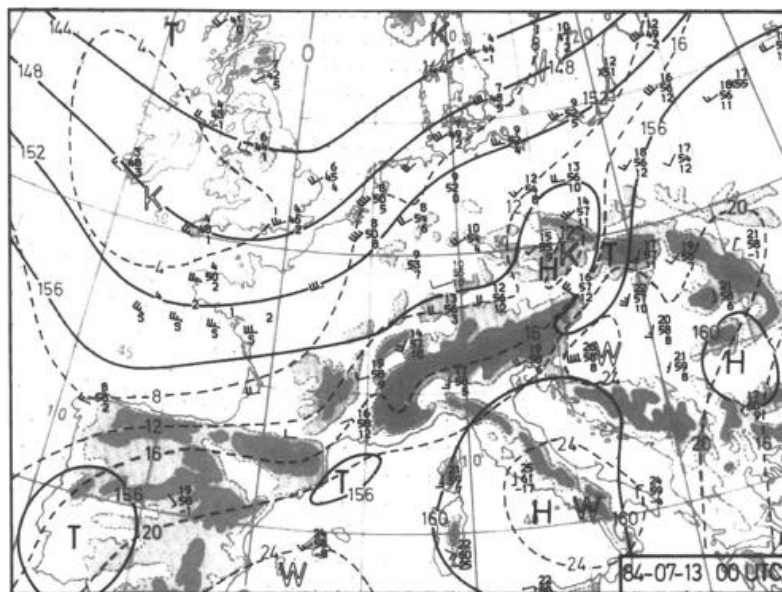


b

Abb. 47: Bodenkarten von 1984-07-12, 12 UTC (a) und 1984-07-13, 00 UTC (b), mit Stationseintragungen, Fronten und Isobaren (in hPa).

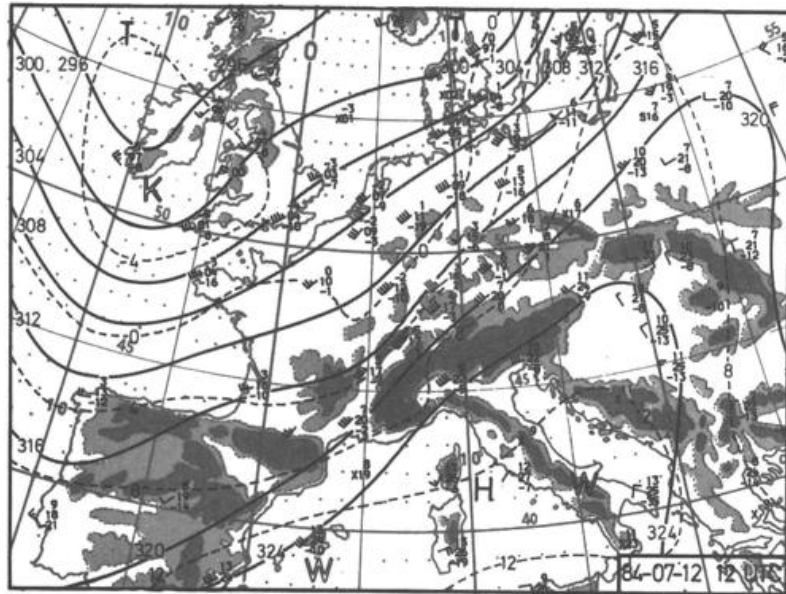


a

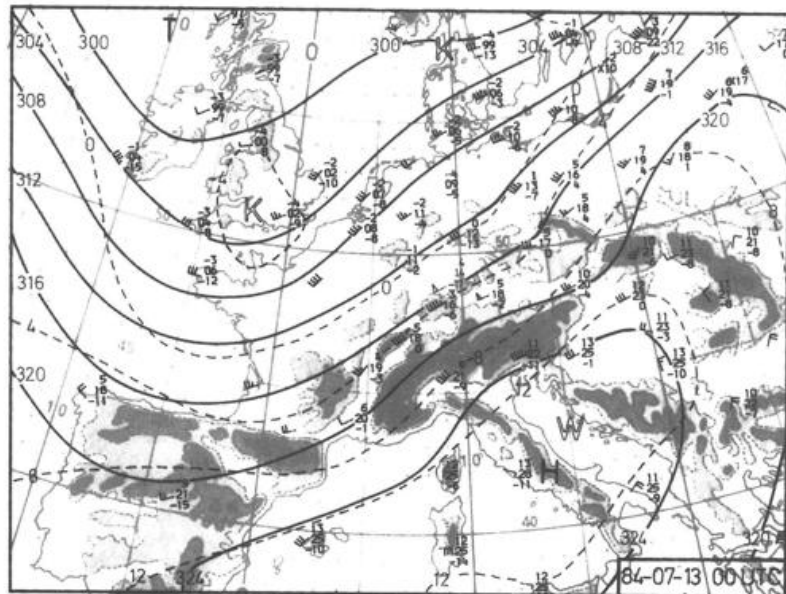


b

Abb. 48: Absolute Topographien 850 hPa von 1984-07-12, 12 UTC (a) und 1984-07-13, 00 UTC (b) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gdam) und Isothermen (strichliert, in °C).

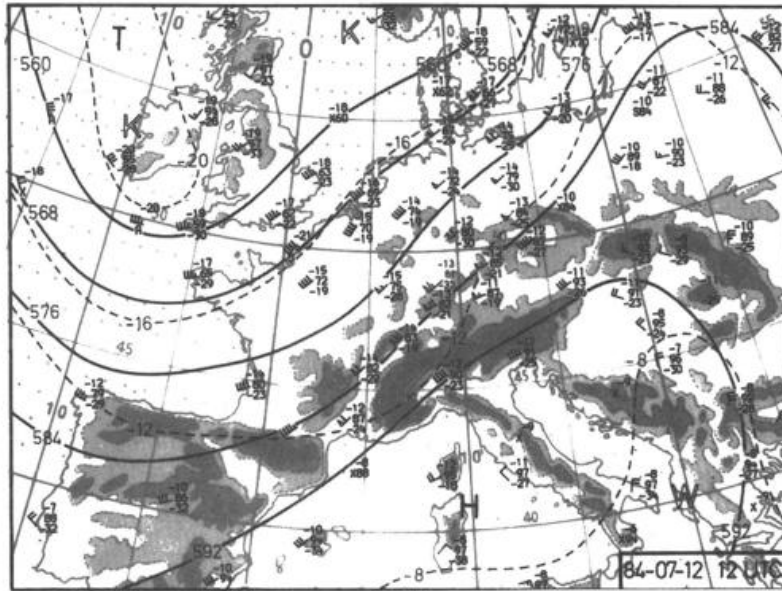


a

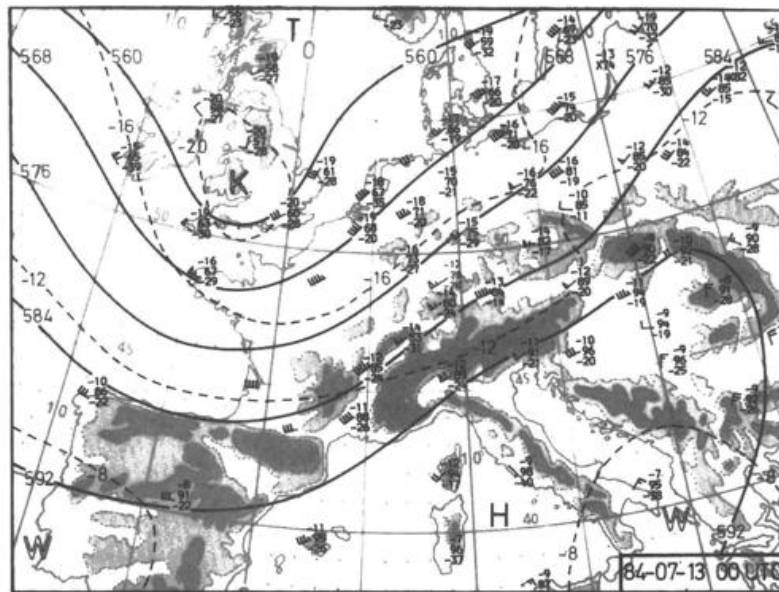


b

Abb. 49: Absolute Topographien 700hPa von 1984-07-12, 12UTC (a) und 1984-07-13, 00 UTC (b) mit Stationseinrichtungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C).

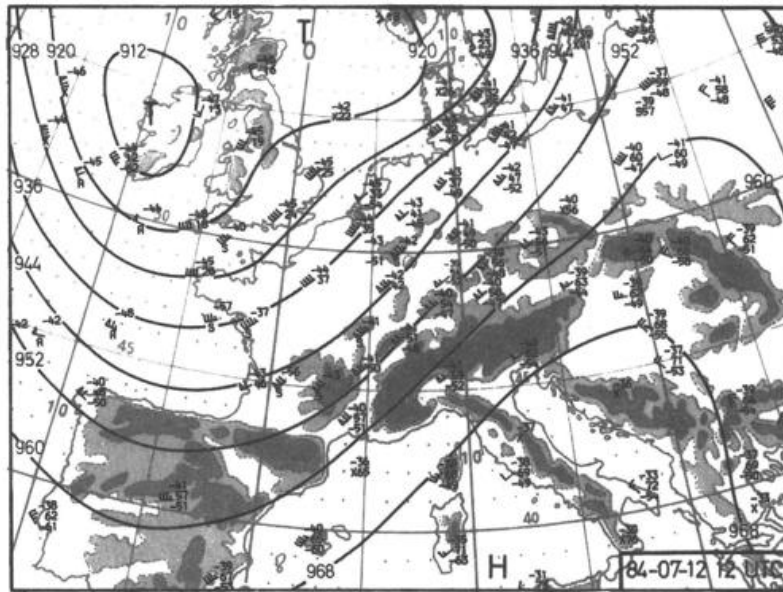


a

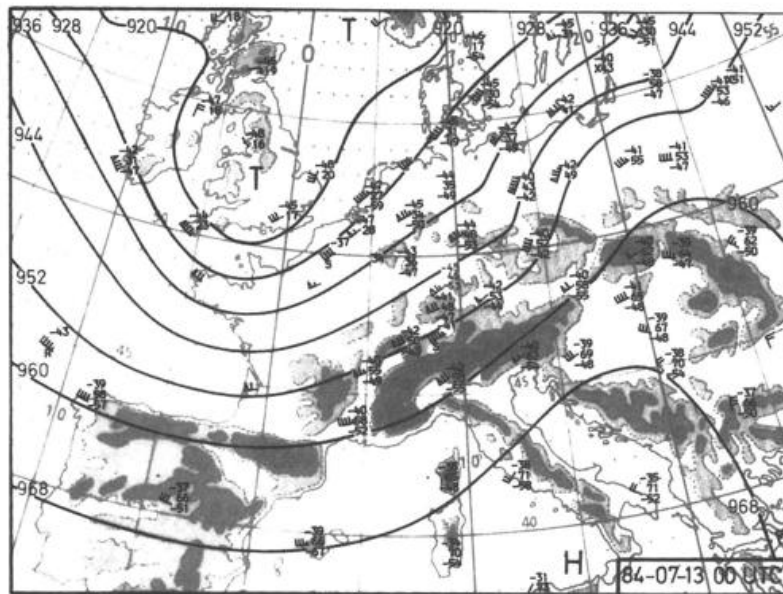


b

Abb. 50: Absolute Topographien 500 hPa von 1984-07-12, 12 UTC (a) und 1984-07-13, 00 UTC (b) mit Stationseintragungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C).



a



b

Abb. 51: Absolute Topographie 300 hPa von 1984-07-12, 12 UTC und 1984-07-13, 00 UTC mit Stationseintragungen und Isohypsen (ausgezogen, in gdam).

In dem westlichen Trog dürfte das Vorticitymaximum enthalten sein, das sich am Vortag hauptsächlich als Folge zyklonaler Scherung ergab. Jetzt ist allerdings die Wirbelgröße angewachsen und überwiegend in Form von Krümmung präsent. Im Keil geht die absolute Vorticity bis auf Werte um Null zurück, was bedeutet, daß die antizyklonale relative Vorticity den Wert der Erdvorticity erreicht. Entsprechend groß sind das Vorticitygefälle und die Vorticityadvektion an den Flanken des Hochkeils (Abb. 52).

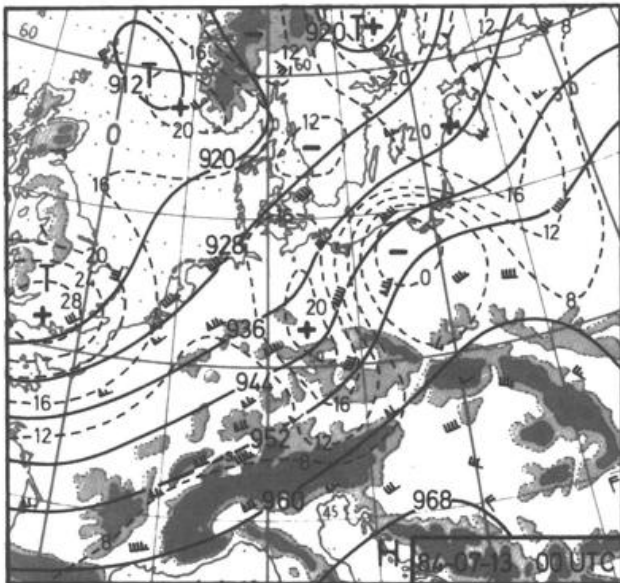


Abb. 52: Absolute Topographie 300 hPa von 1984-07-13, 00 UTC mit Windmessungen, Isohypsen (ausgezogen, in gpdm) und Isoplethen der absoluten geostrophischen Vorticity (strichliert, in $10^{-5}s^{-1}$).

Der Vergleich mit der Wolkenverteilung läßt erkennen, daß sich der Rücken zum größten Teil im Bereich des umfangreichen Wolkenschirms befindet. Seine Entstehung kann deshalb mit Sicherheit auf den nach oben gerichteten Massentransport und das anschließende obere Divergieren innerhalb des konvektiven Komplexes zurückgeführt werden. Nimmt man die Ausweitung des Wolkenschirms als Maß für die Divergenz, erhält man mit Werten zwischen 3 und $8 \cdot 10^{-5}s^{-1}$ die typische Dimension für starke Entwicklungen im makroskaligen Bereich. Bei einer derartigen Größenordnung verringert sich die absolute Vorticity der Partikel, die der Divergenz unterworfen sind, in 2-6 Stunden auf die Hälfte des ursprünglichen Wertes. Um den Null-Wert der absoluten Vorticity zu erreichen, bedarf es allerdings des Mitwirkens zusätzlicher Effekte wie Vertikaladvektion oder Vertikalschwenkung (Drehterm der Vorticitygleichung). Andererseits wird dann, wenn die Vorticity gegen Null geht, die Vorticityänderung durch Divergenz immer geringer. Eine divergente Bewegung von einer punktförmigen Quelle ausgehend, bleibt unter solchen Umständen radial und wird nicht mehr in antizyklonale Rotation umgeformt. Bei der rapiden Ausdehnung des Wolkenschirms dürfte dieser Effekt im Innern wirksam geworden sein und zur Flächenvergrößerung beigetragen haben.

Die divergente Bewegung aus dem sich aufwölbenden Hochkeil heraus, die in Richtung des Potentialgefälles verläuft und dementsprechend zu einer Beschleunigung der Partikel führt, liefert auch sofort die Erklärung für die Entstehung des Jet-streaks an der Außenflanke des Hochkeils. Jenseits davon geht die divergente Bewegung in Konvergenz mit den benachbarten Luftmassen über, durch die zyklonale Wirbelgröße erzeugt wird. Sie wird in den beiden Trögen und in einem bandartigen Bereich relativ hoher Vorticitywerte an der zyklonalen Flanke des Jet-streaks sichtbar.

Im weiteren Verlauf verlagerte sich der konvektive Komplex über Polen zum Baltikum und weiter zur nördlichen Sowjetunion,

allerdings unter starker Abschwächung, da in diesen Gebieten die Bedingungen für das Aufrechterhalten der konvektiven Umlagerungen offensichtlich weit weniger günstig waren als über dem südlichen Mitteleuropa. Dort kam es am Abend des 13.7. mit der Annäherung des nächsten Höhentrogens abermals zur Auslösung der potentiellen Instabilität der thermischen Schichtung und zur Bildung eines umfangreichen konvektiven Systems, das mit Starkregen und Hagelschlag vor allem Oberösterreich heimsuchte.

7 Schlußfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, mittels traditioneller synoptischer Methoden und unter Rückgriff auf gesicherte Erkenntnisse hinsichtlich der Physik der meso- und makroskaligen Wettersysteme die möglichen Ursachen des spektakulären Hagelunwetters vom 12.7.1984 zu erkunden und darzustellen. Da wegen der Dimension der interessierenden Gebilde die Auswertung des Datenmaterials überwiegend manuell erfolgen mußte, konnte die Darstellung über eine qualitative Argumentation meist nicht hinausgehen. Eine Absicherung in quantitativer Hinsicht durch entsprechende Modellsimulationen wäre deshalb sehr nützlich.

In der Darstellung wird sichtbar, daß bei der Wetterentwicklung, die zum Hagelunwetter führte, eine Vielzahl makro- und mesoskaliger sowie vor allem auch orographischer Effekte in unterschiedlichster Kombination zusammenwirkten. Als Folge davon ergab sich an ein und derselben Frontalzone räumlich und zeitlich dicht neben- bzw. nacheinander eine ganz unterschiedliche Erscheinungsform und Wetterwirksamkeit: In einem Gebiet starke Bewölkung und Gewitterstürme, dagegen im Nachbargebiet kaum Bewölkung; heiteres Wetter, gefolgt von der spontanen und explosionsartig sich vollziehenden Auslösung potentieller Instabilität. Es liegt auf der Hand, daß derartige räumliche und zeitliche Unterschiede im Routinedienst nur sehr schwer zu erfassen bzw. mit ausreichender Genauigkeit vorherzusagen sind. Daß vor Beginn der konvektiven Umlagerungen eine nach Raum und Zeit genaue Vorhersage eines derartigen Hagelunwetters ohnehin unmöglich ist, wurde bereits in der Einleitung festgestellt. Nach vollzogener Auslösung bietet der Einsatz technischer Hilfsmittel wie Radar und Satelliten die Möglichkeit zur Überwachung und zur Ausgabe kurzfristiger Warnungen.

Abschließend sei noch einmal kurz zusammengefaßt, wie man sich aufgrund der in den Kapiteln 3-6 dargestellten Untersuchungsergebnisse die Entwicklung des Münchner Hagelunwetters vorstellen kann. Als Illustration dazu dient Abbildung 53, in der die drei Phasen der Entwicklung schematisch dargestellt sind.

Energiereservoir für die Entwicklung bildet eine über dem nördlichen Alpenvorland lagernde, hochreichend potentiell instabile geschichtete Tropikluftmasse. Besonders wichtig ist dabei, daß diese Luftmasse in den unteren Schichten zwar nur mäßig warm ist, aber eine große relative Feuchte aufweist, so daß eine geringe Hebung genügt, um Wolkenbildung hervorzurufen.

Allerdings ist der untere feuchte Bereich durch eine Sperrschicht (Inversion oder Isothermie) abgeschottet, die weder durch Aufheizung noch durch vertikal unterschiedliche Temperaturadvektion beseitigt werden kann. Zum Abbau der Sperrschicht und damit verbunden zur Auslösung der Instabilität ist vielmehr eine erzwungene Hebung erforderlich. Über dem Alpenvorland bedarf es einer Hebung um ca. 100 hPa, während direkt am Nordrand des Gebirges wegen der stärkeren Aufheizung der Luft im Gebirgsbereich die Sperrschicht schwächer ausgeprägt ist und eine geringere Hebungsrates genügt. Dort ist somit die Auslösung am leichtesten.

Weiter im Westen (Rhonetal) und Norden ist im Bereich einer Frontalzone kältere Luft in den unteren Schichten eingeflossen, so daß sich die potentielle Instabilität aufs mittelhohes Niveau beschränkt und kein bodennahes Feuchtereservoir angezapft

Anhang: Kinematische Abschätzung von Divergenz, Vorticity und Vertikalgeschwindigkeit (P. Emmrich)

Alle Beobachtungselemente liegen gewöhnlich an irregulär im Raum verteilten Punkten vor. Um von diesen diskreten Beobachtungswerten dynamische und kinematische Größen, die erste und zweite Ableitungen nach den Ortskoordinaten enthalten, ableiten zu können, ist es nötig, eine räumlich kontinuierliche Darstellung des Elementes zu entwerfen. Es geht dabei exakt um die Bestimmung der Flächenneigung bzw. -krümmung.

Quantitativ geschieht das in der Praxis durch Interpolation der irregulär im Raum verteilten Beobachtungen auf ein äquidistantes Gitter, in welchem Gradienten etc. aus endlichen Differenzen abgeleitet werden.

Es ist gleichermaßen möglich, eine Funktion zu suchen, die den Beobachtungen bestmöglichst angepaßt ist. Diese ist dann analytisch differenzierbar nach x und y .

Bei beiden Methoden wird die Variable $F(q)$ aus Beobachtungen des Elementes q ermittelt. In allgemeiner Schreibweise ist das $\hat{F}(q) = w_1 q_1 + w_2 q_2 + \dots + w_m q_m = \sum w_i q_i$. $\hat{F}(q)$ bezeichnet eine Schätzung des Elementes q . q_i ist der Wert des Elementes an der Station i , w_i ist das geometrische Gewicht von q_i im betrachteten Areal und m bezeichnet die Anzahl der verfügbaren Beobachtungen im Areal.

Zur Schätzung $\hat{F}(q)$ gelangt man also durch Berechnung der Ortsgewichte w_i . Hier wurde zur Bestimmung von Divergenz und Vorticity der zweite Weg gewählt. Die zu bestimmenden Ortsgewichte sind dabei nur eine Funktion der Ortskoordinaten. Die gesuchte Fläche, an die die Beobachtungen bestmöglichst anzupassen sind, sei im Raum geneigt, jedoch krümmungsfrei: $\hat{h}(x, y) = \hat{a}_0 + \hat{a}_1 x + \hat{a}_2 y$

Dieser Ansatz genügt, da zur Berechnung von Divergenz und Vorticity nur die ersten Ableitungen von u und v nach x und y notwendig sind.

Die Koeffizienten \hat{a}_0 , \hat{a}_1 und \hat{a}_2 werden mit Hilfe der Methode der kleinsten Abweichungsquadrate bestimmt. Dazu sind wenigstens 3 Beobachtungen nötig, mit denen das zu lösende lineare Gleichungssystem mit den 3 Unbekannten festliegt. Das Ergebnis ist als Schätzung eines Flächenmittelwertes zu verstehen bzw. die Koeffizienten $\hat{a}_1 = \partial/\partial x$ und $\hat{a}_2 = \partial/\partial y$ bilden die Schätzung der mittleren Flächenneigung, während \hat{a}_0 die des mittleren Niveaus angibt.

Natürlich kann nicht erwartet werden, daß die gesuchte Fläche tatsächlich krümmungsfrei ist. Wir erzielen also mit diesem Vorgehen immer nur eine Näherung im Sinne der mittleren Flächenneigung. Diese Näherung wird aber umso besser, je kleiner das gewählte Areal ist im Vergleich zur Größe des betrachteten Phänomens. Die Betrachtungsweise entspricht völlig unserem praktischen synoptischen Konzept bis hinab in den Bereich meso-skalarer Abmessungen, der hier gewählt wurde.

Mit Hilfe der Ortsgewichte und des mittleren Windvektorfehlers lassen sich der Standardfehler und damit beliebige Vertrauensgrenzen der Schätzung $\hat{F}(q)$ angeben. Hat man die Variable $\hat{F}(q)$ aus m Beobachtungen des Elementes q bestimmt, das den mittleren RMS-Fehler $\sqrt{\bar{e}_q^2}$ habe, so läßt sich zeigen, daß die Schätzung $\hat{F}(q)$ mit dem Standardfehler $e_f = \sqrt{\sum w_i^2} \sqrt{\bar{e}_q^2}$ behaftet ist.

Aus dem ermittelten Divergenzprofil (erste Schätzung \hat{D}) wird anschließend durch Integration die erste Schätzung eines Omega-profils $\hat{\omega}$ errechnet. Mit dessen Hilfe wiederum wird die sog. Bias-Korrektur vorgenommen, die gewährleistet, daß

$$\omega(p=p_0) = \omega(\text{Tropopause}) \approx 0 \text{ wird.}$$

Dies führt zur zweiten Schätzung \hat{D} . Erst mit diesem korrigierten Divergenzprofil \hat{D} wird das endgültige $\hat{\omega}$ -Profil hergestellt. Die Umrechnung in die Vertikalgeschwindigkeit erfolgt mittels der Näherung

$$\hat{\omega} = -\hat{D} \frac{RT}{gP}$$

Danksagung

Ich danke allen Angehörigen der Abteilung *Synoptische Meteorologie*, die am Zustandekommen dieser Ausarbeitung mitgewirkt haben. Mein Dank gilt insbesondere Frau Engels und Fr. Kurzschenkel für das Schreiben des Manuskripts und den Herren Meidinger, Kurt und Bayer für das Reinzeichnen der Abbildungen.

Literatur:

- (1) KURZ, M.: Zum Münchner Hagelunwetter vom 12.7.1984. - Meteorol. Rdsch. 38, 129-144 (1985)
- (2) HEIMANN, D.; KURZ, M.: The Munich Hailstorm of July 12, 1984: A Discussion of the Synoptic Situation. - Beitr. Phys. Atm. Vol. 58, Nr. 4, 528-544 (1985)
- (3) ELIASSEN, A.: On the vertical circulation in frontal zones. - Geofys. Publikasjoner 24, 147-160 (1962)
- (4) KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. - Meteorol. Rdsch. 35, 21-30 (1982)
- (5) HOSKINS, B.J.; DRAGHICI, I und DAVIES, H.C.: A new look at the ω equation. - Quart. J.R. Meteorol. Soc. 104, 31-38 (1978)
- (6) BROWNING, K.A.; LUDLAM, F.H.: Airflow in convective storms. - Quart. J. R. Meteorol. Soc. 88, 117-135 (1962)
- (7) ATKINSON, B.W.: Mesoscale Atmospheric Circulations. - Academic Press, New York - London (1981)
- (8) MADDOX, R.A.: Mesoscale convective complexes. - Bull. Amer. Meteorol. Soc. 61, 1374-1387 (1980)
- (9) GEB, M.: Neue Aspekte und Interpretationen zum Luftmassen- und Frontenkonzept. - Meteorol. Abh. d. FU Berlin 109, 2 (1971)
- (10) NICKUS, U.; VERGEINER, I.: The thermal structure of the Inn valley atmosphere. - Arch. Meteorol. Geophys. Biokl., Serie A, 33, Nr. 2-3 (1984)
- (11) KURZ, M.: Zum Windregime im nördlichen Alpenvorland bei südwestlicher Grundströmung. - ITAM '82. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M. (1982)
- (12) HÖLLER, H.; REINHARDT, M. E.: The Munich Hailstorm of July 12, 1984 - Convective Development and Preliminary Hailstone Analysis. Beitr. Phys. Atm. 59 (1986) H 1, S. 1-12.
- (13) BERZ, G.: Hagel. Münchner Rückversicherungsgesellschaft 1984