Leewellen ohne Berge
Einführung

Abb. 1 Wellenwoken über Haag an der Amper am 14.04.2015

Am Nachmittag des 14. April 2015, zwischen 14:00 und 15:00 Uhr UTC (16 bis 17 Uhr), wurde oberhalb von Haag an der Amper, 40 km nordwestlich von München, ein spektakulärer Satz kumuliformer Wellenwolken mit (Föhn-) Fingern (Abb. 1) beobachtet. Sie reckten sich so weit, wie das Auge in alle Richtungen sehen konnte, und schienen stationär zu sein. Der Oberflächenwind war ein leichter Westwind mit einer nördlichen Komponente. Eine Serie von Satellitenbildern aus dieser Zeit bestätigte, dass die Wolkenstraßen quasi stationär waren. Die Wellenwolken in diesem Bereich waren nicht senkrecht zum Windstrom ausgerichtet, und ihr 11 km rechtwinkliger Abstand entsprach einer Wellenlänge entlang des Windes von 13,4 km, was mehr als doppelt so hoch war wie erwartet von der üblichen Lambda-Wellenlänge, die durch Lambda = (0,6 U m/s - 3) = 6,6 km, wobei U = 16 m/s die Windgeschwindigkeit ist.

Das geostationäre Satellitenbild von Meteosat für 14:45 UTC (Abb. 2) zeigt ein ausgedehntes Gebiet einheitlicher Wolkenstraßen von 80/260 Grad, das einen Großteil Süddeutschlands von nördlich von Erfurt bis südlich von München abdeckt, eine Entfernung von 400 km. Die längste Wolkenstraße verlief von nördlich von Stuttgart bis östlich von Pilzen in der Tschechischen Republik, eine Entfernung von 300 km. Die Wellenwolkenlinien schienen keinen Bezug zur zugrunde liegenden Topographie zu haben, und das vertikale Windvorhersagemodell von COSMO, das die Topographie einschließt, zeigte keine Aufwärts- oder Abwärtsbewegungen mit diesen Wolkenlinien entsprechenden Ausrichtungen. Leider wurden für diesen Tag keine Aufzeichnungen von Segelflugzeugen gefunden, die das Cross-Country-Potenzial dieser Wolkenstraßen nutzen. Ziel dieser Forschung ist es, den Ursprung dieser Wellen, die spontane Bildung der Wellenwolken-straßen und ihre fortwährende Ausbreitung bis die Alpen zu erklären.

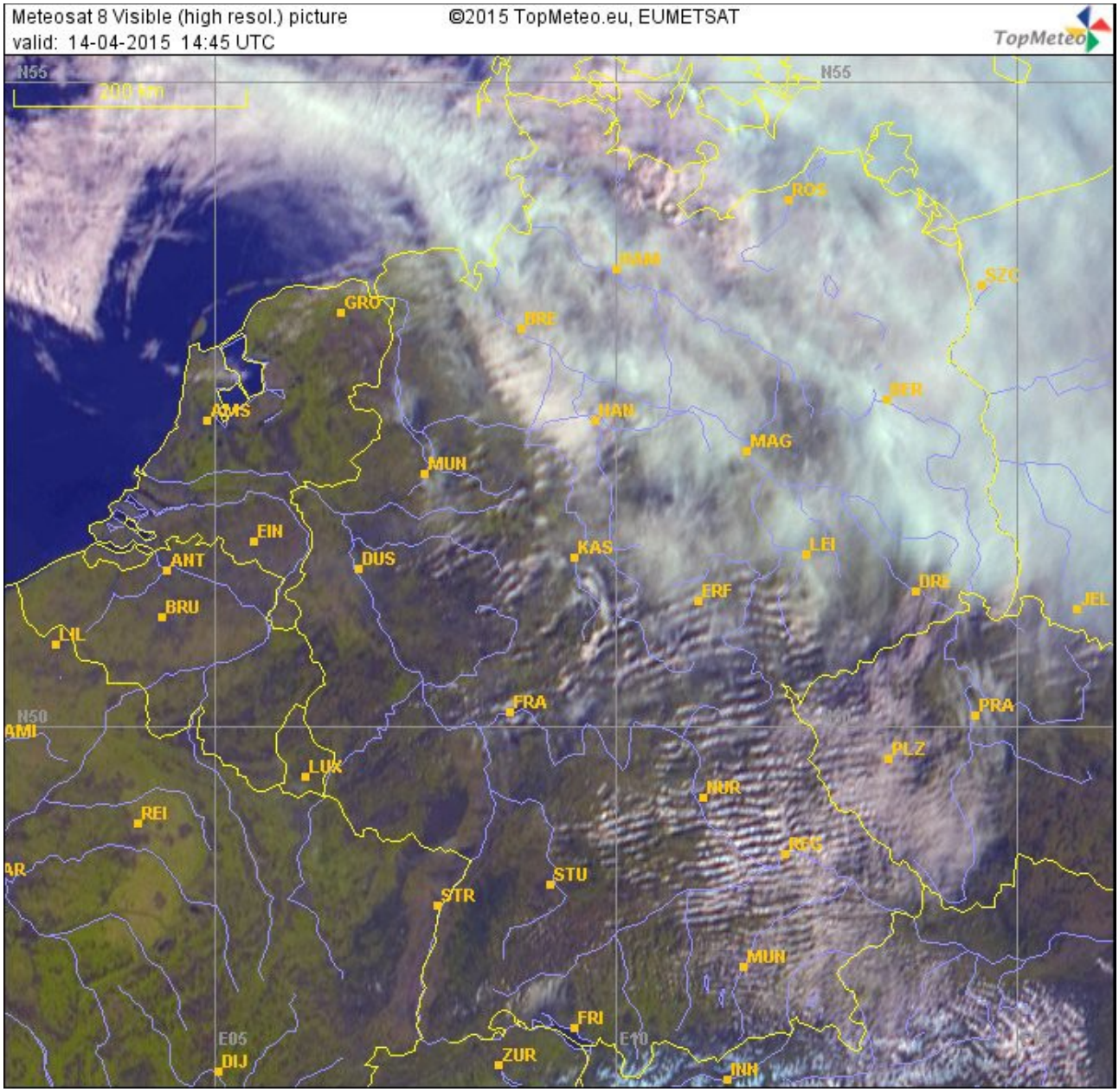

Abb. 2 Wellenwolkenstrassen am 14.04.2015, 14:45 UTC

Das tatsächliche Oberflächendiagramm für 06:00 Uhr UTC (Abb. 3) zeigt eine Warmoberflächen-front, die von Nordwesten über die Nordsee in Richtung Polen voranschreitet. Das gesamte Gebiet Deutschlands ist von einem Hochdruckgebiet rund um das Schwarzwald zentriert. Dasselbe Diagramm für 12:00 UTC (Abb. 4) zeigt, dass Deutschland nach wie vor von einem Gebiet mit Frontfreiem-Hochdruck, noch über dem Schwarzwald zentriert,bedeckt ist. Jetzt befindet sich die Warmfront gerade im Osten von Dänemark. Daher geben diese Diagramme keinen Hinweis darauf, dass der Luftmasse über Deutschland in irgendeiner Weise für Leewellen geeignet ist. Sie sind jedoch günstig für Meer- und Land-Brisen an der Nordseeküste.

The Synoptic Situation

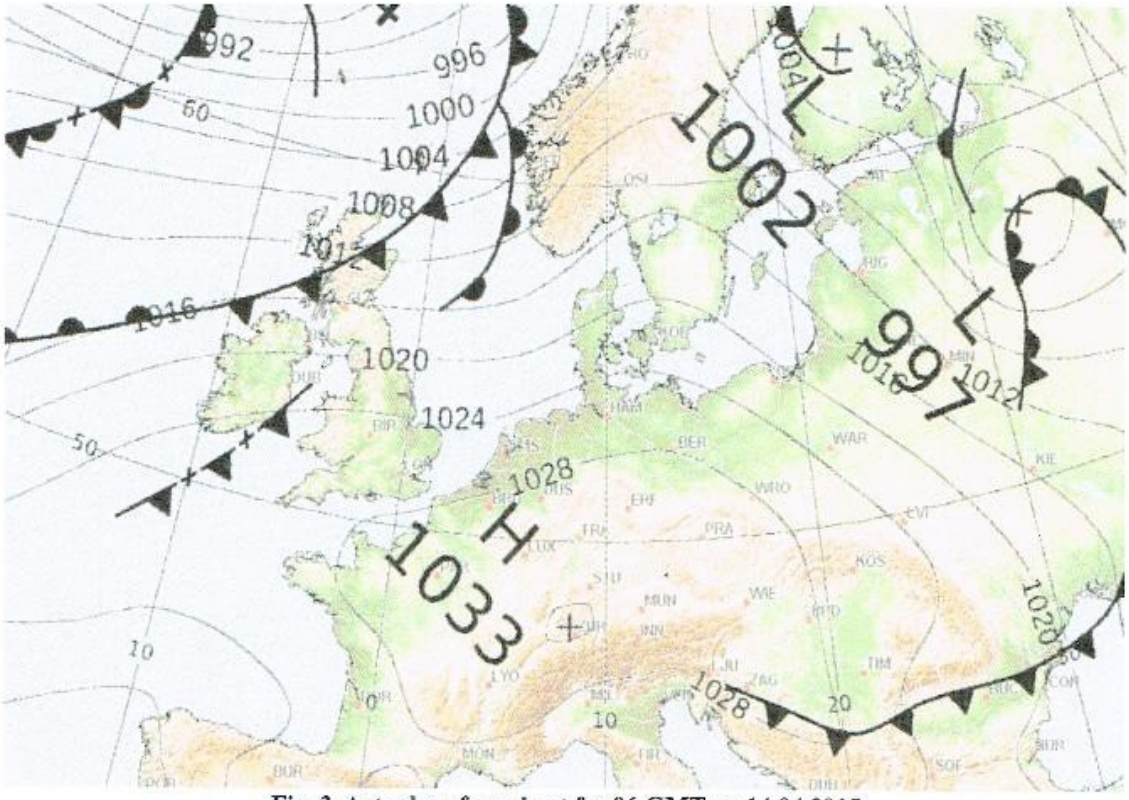

Fig. 3 Actual surface chart for 06 GMT on 14.04.2015

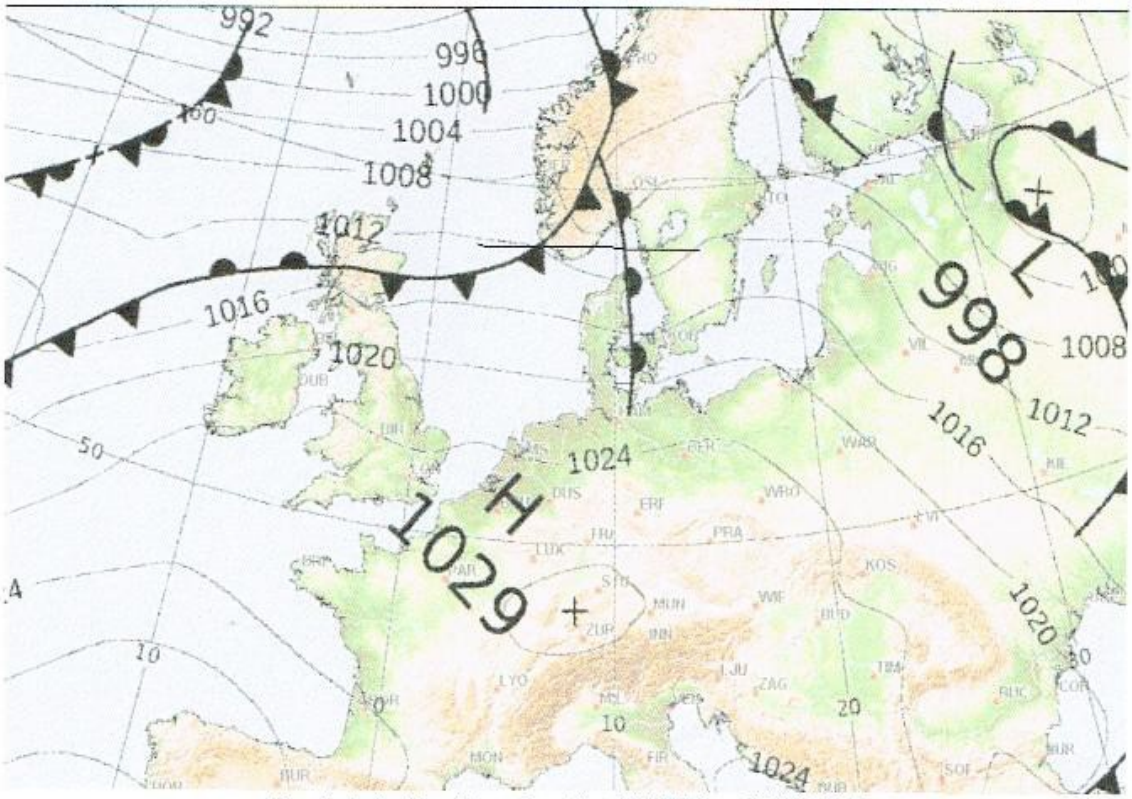

Fig. 4 Actual surface chart for 12 GMT on 14.04.2015

Wellen vor einer Warmfront

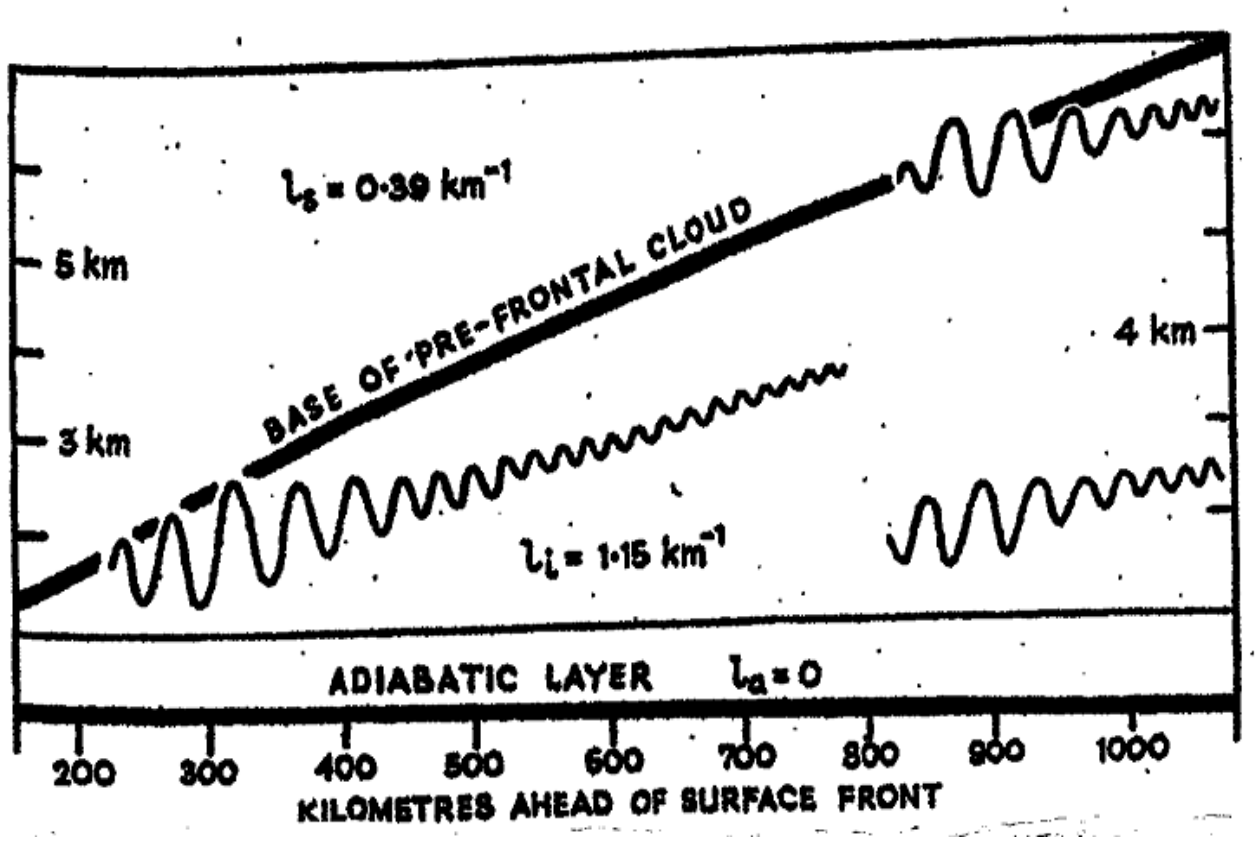

Abb. 5a Wellen vor einer Warmfront

Eine Untersuchung von Wallington (1955) zeigte, dass vor einer gut ausgeprägten Warmfront an der Oberfläche, Leewellen in zwei Zonen wahrscheinlich signifikant waren. Vor der untersuchten Warmfront wurden die Leewellen berechnet und als besonders ausgeprägt bei niedrigen Höhen in einer Zone zwischen etwa 220 bis 400 km vor der Position der Front beobachtet. Ein ausgeprägter Leewellenstrmung war sowohl bei hohen als auch niedrigen Niveaus in Entfernungen zwischen 810 bis 900 km vor der Front möglich. Zwischen diesen Zonen waren kurze Leewellen möglich, aber ihre Amplituden wären nicht signifikant. Die Amplitude und Wellenlänge wird immer grösser, bis 16,5 km, als das Warmfront nahekommt, wie in Abb. 5a gezeigt.

Das Meteosat-Bild für 12 UTC (Abb. 5b) zeigt das erste Auftreten von kurze Wellenwolken in dem Gebiet südlich von Nürnberg. Dieses Bild zeigt auch höhe und tiefe Wellenwolkenstrassen über Polen, die moglicherweise mit Wallington (1955) übereinstimmen.

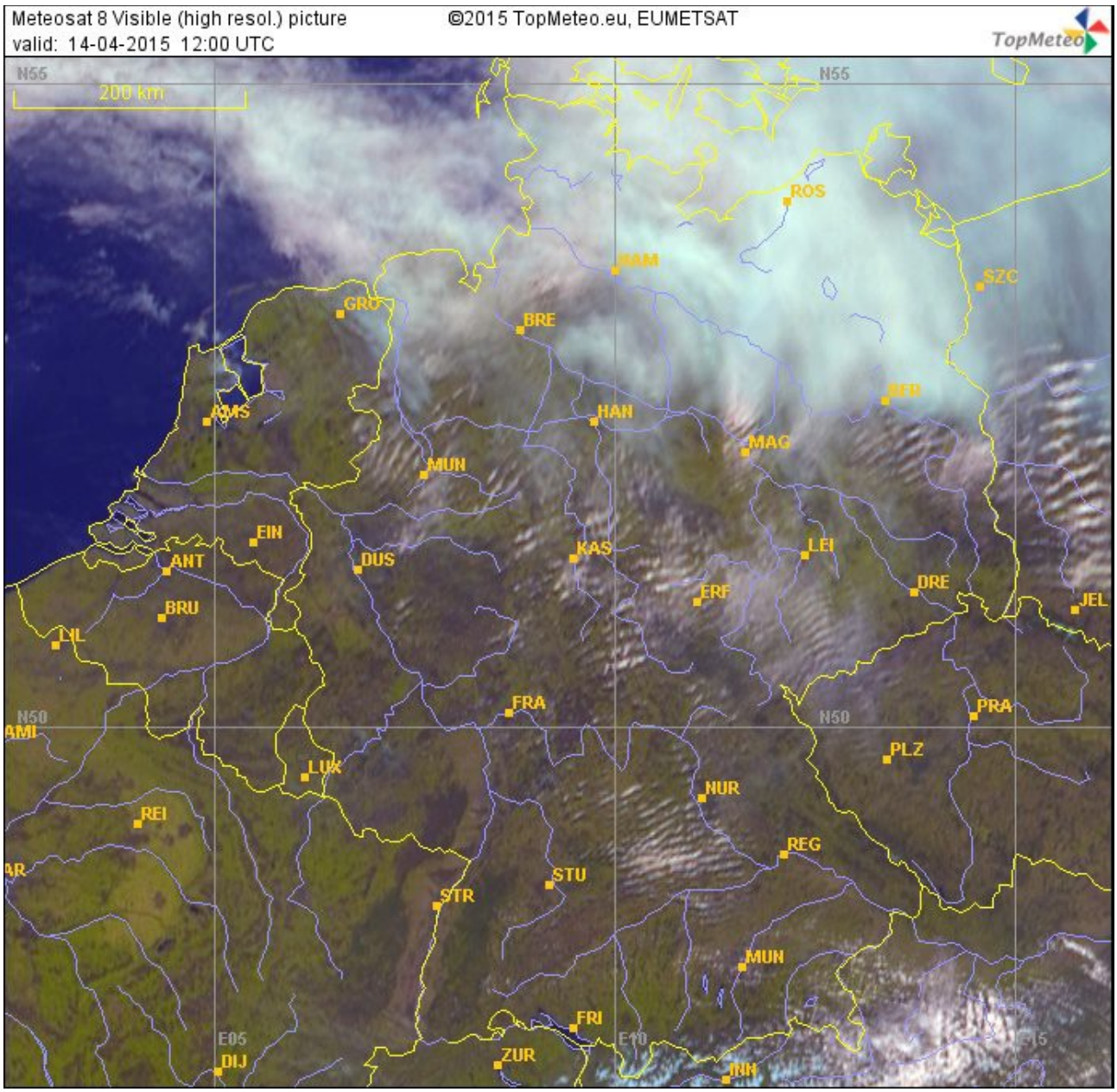

Abb. 5b Kurzwellige Wolkenstrassen am 14.04.2015, 12:00 UTC

Datenanalyse

Radiosondierungen aus den betroffenen Gebieten Deutschlands und der Tschechischen Republik wurden untersucht, von denen zwei im Folgenden näher beschrieben werden. Sie sind alle ziemlich ähnlich und umfassen typischerweise eine adiabatiche Bodenschicht mit extrem niedriger Stabilität (9,5 °C / km), die bei ca. 2.000 m durch sehr dünne Inversion begrenzt wird. Darüber befindet sich eine Schicht mit mäßiger Stabilität 6 ° C / km). Diese Schicht wurde auf etwa 3.500 m durch eine weitere sehr dünne Inversion gekappt, über der sich eine sehr tiefe Schicht mit geringer Stabilität befindet (8 °C / km). Radiosondendaten werden durch die vertikale Luftbewegung beeinflusst. Folglich werden die Temperaturprofile von Ballonaufstiegen durch Wellengang verzerrt. Im Vergleich zu der ungestörten Strömung wird die Stabilität in einem aufsteigenden Strom verringert und in einem absteigenden Strom wird sie erhöht, Scorer (1978). Die relevantesten Daten waren der 12:00 UTC für Kuemmersbruck (Amberg), der geographisch am nähesten lag und nur zwei Stunden mit dem Wind vor den Leewellenwolken von Abb. 1 lag; und die 00:00 UTC für Norderney, die etwa 12,5 Stunden mit dem Wind von Nordeney liegt.

Table A

10771 ETGK Kuemmersbruck Observations at 12Z 14 April 2015

Height metres	Temp. deg. C	Dewpoint deg. C	Dewpoint deprn. C	Relative Hum. %	Theta deg. K	Wind knots	Wind dir. deg.	Angle off perp. deg.	Wind m/s	Crosswind comp. m/s
418	13.00	-2.00	15.00	35	287.9	8	280	70	4.12	1.41
495	10.80	-6.20	17.00	30	286.4	8	279	71	4.12	1.34
889	7.00	-6.00	13.00	39	286.5	12	275	75	6.17	1.60
996	6.00	-6.20	12.20	41	286.5	10	265	85	5.14	0.45
1259	3.40	-6.60	10.00	48	286.5	16	274	76	8.23	1.99
1576	1.80	-2.80	4.60	72	288	23	285	65	11.83	5.00
1691	1.20	-2.50	3.70	76	288.6	24	289	61	12.35	5.99
1904	-0.30	-8.30	8.00	55	289.2	27	298	52	13.89	8.55
1934	-0.10	-4.20	4.10	74	289.7	27	299	51	13.89	8.74
2295	-1.90	-4.50	2.60	82	291.5	30	313	37	15.43	12.33
2336	-1.50	-15.50	14.00	36	292.4	31	314	36	15.95	12.90
2357	-1.50	-15.50	14.00	34	292.6	31	315	35	15.95	13.06
2378	-1.50	-16.50	15.00	31	292.8	31	315	35	15.95	13.06
2598	-1.90	-18.90	17.00	26	294.7	30	320	30	15.43	13.37
2901	-3.30	-8.00	4.70	70	296.4	30	326	24	15.43	14.10
2978	-3.70	-13.70	10.00	46	296.8	30	327	23	15.43	14.21
3045	-4.30	-10.30	6.00	63	296.9	29	328	22	14.92	13.83
3123	-4.70	-14.70	10.00	46	297.2	29	330	20	14.92	14.02
3259	-5.50	-9.80	4.30	72	297.8	32	326	24	16.46	15.04
3316	-5.80	-13.60	7.80	54	298.1	33	325	25	16.98	15.39
3513	-6.70	-26.70	20.00	19	299.3	32	326	24	16.46	15.04
3655	-7.50	-13.50	6.00	62	299.9	32	328	22	16.46	15.26
3763	-8.10	-15.10	7.00	57	300.4	31	328	22	15.95	14.79
3836	-6.90	-8.20	1.30	90	302.6	31	329	21	15.95	14.89
3885	-6.70	-8.30	1.60	88	303.4	31	329	21	15.95	14.89
4199	-7.10	-11.10	4.00	73	306.4	29	332	18	14.92	14.19
4651	-10.10	-14.30	4.20	71	308.1	27	335	15	13.89	13.42
5720	-17.30	-21.90	4.60	67	311.9	29	335	15	14.92	14.41
5886	-18.30	-23.30	5.00	65	312.6	30	334	16	15.43	14.84
6395	-22.30	-27.70	5.40	62	313.9	31	330	20	15.95	14.99
7350	-29.90	-35.90	6.00	56	316.1	35	345	5	18.01	17.94
7622	-32.30	-36.00	3.70	70	316.4	37	346	4	19.03	18.99
8926	-41.70	-47.70	6.00	52	329.8	46	353	-3	23.66	23.63
9055	-42.90	-46.30	3.40	69	320.9	47	354	-4	24.18	24.12
9251	-44.50	-52.50	8.00	40	321.3	48	355	-5	24.69	24.60

Die 12:00 UTC Kuemmersbruck-Sondierung, Tabelle A oben, zeigt eine anfangs fast trocken-adiabatische ELR bis zu 1.250 m und dann eine fast nass-adiabatische ELR bis zu 1.900 m. Es folgen zwei dünne Inversionen, über denen sich eine 300 m dicke isotherme Schicht befindet. Darüber wird eine 1.300 m tiefe, mäßig stabile Schicht unter eine dritte Inversion auf 2.300 m. Darüber liegt eine zweite 300 m tiefe isotherme Schicht. Bei 3.800 m gab es eine vierte dünne Inversion, die von einer dritten, 300 m dicken isothermen Schicht gekrönt wurde. Von 4.200 m gab es eine 9.000 m Schicht von geringer Stabilität.

An der Oberfläche wehte ein westlicher Wind von 4 m/s, der mit der Höhe allmählich anstieg und nach Nordwesten bei 2.300 m umsprung, über dem die Geschwindigkeit (15 +/- 1,5 m/s) bis 6.400 m nahezu konstant blieb. Darüber hinaus stieg die Windgeschwindigkeit auf 10.800 m stetig auf 27 m/s. Die Windrichtung schwankte immer günstiger von 313 bis 350 Grad bis zu 7.800 m. Unterhalb von 1.250 m war die statische Stabilität nahezu neutral. Darüber hinaus stieg die

potentielle Temperatur (Theta) nach oben an, was darauf hinweist, dass die statische Stabilität g.Beta mit Beta = (1 / Theta) (dTheta /dz)) und der Scorer-Parameter (l2 = g.Beta / U2) waren positiv, wie für Lee-Wellen zu erwarten. Die ELR in der Konvektionsschicht deutet auf blaue Thermik bis zu 1.500 m (1.100 m AGL) hin. Bei einer gemessenen Wellenlänge von 13,4 km entlang des Windes wäre die maximale vertikale Windkomponente 1,5 m/s für eine Wellenamplitude von 500 m.

Mögliche Wolkenstufen

Von der Taupunktsenkung bei 1.690 m (3,7 ° C) liegt die niedrigste mögliche Wolkenbasis bei 2.065 m, mit Wolkenspitzen bei der 2.300 m-Inversion. Dies impliziert eine minimale Wellenamplitude von 375 m (= dp.d x 101.4). Bei 1690 m liegt die Gegenwindkomponente senkrecht gegen den Wellenwolken bei 6 m/s, nicht weit unterhalb des Minimums von 7 m/s am Gipfel eines Bergkamms wie von Nicholls (1973) zitiert.

Bei 1.930 m liegt die Taupunktsenkung bei 4,1 ° C, was eine zweite um etwa 415 m höhere Wolkenbasis bei 2.345 m mit Wolkenspitzen bei der zweiten Inversion von 2.650 m anzeigt. Dies würde eine minimale Wellenamplitude von 415 m bei diesem Pegel erfordern.

Die Taupunktsenkung bei 2.900 m beträgt 4,7 ° C, wodurch sich eine potenzielle dritte Wolkenbasis bei 3.375 m ergibt, mit Wolkenspitzen bei der dritten Inversion von 3.800 m. Dies bedeutet ein minimale Wellenamplitude von 475 m auf diesem Niveau. Die Steigung der ELR beträgt 6 ° C / km und ist oberhalb von 2.400 m absolut stabil, sodass alle Wolken da eine glatte Form haben.

Die maximale relative Luftfeuchtigkeit betrug 90% bei 3.850 m mit einer potenziellen Wolkenbasis von 3.980 m bei einer minimalen Wellenamplitude von 130 m. Da diese sehr hohe Luftfeuchtigkeit innerhalb einer vierten Inversion von 50 m lag, waren alle Wolken dünn und hatten eine glatte Form. Die Seitenwindkomponente entlang der Wellenwolken nahm von 3.900 auf 5.900 m nach oben ab, was die Wellenamplitude nach oben verringern würde. Es gibt zwar keine Wolken auf dieser Ebene in Abb. 1, aber sie sind in Abb. 10 unten dargestellt.

Lineare Leewellen-Theorie

Bei geeigneten Bedingungen können Leewellen an einer Diskontinuität der Stabilität auftreten. Damit die Wellengleichung eine oder mehrere reale Lösungen hat, muss der Scorer-Parameter nach oben abnehmen. Wenn der Scorer-Parameter mit der Höhe zunimmt, obwohl es keine echte Lösung gibt, kann es immer noch eine komplexe Lösung geben, die einen Wellenzug impliziert, der exponentiell gegen den Wind abfällt. Die mathematische Analyse einer zweischichtigen Atmosphäre mit einer Stabilitätsdiskontinuität von Scorer (1978) gibt einen nützlichen Einblick in die allgemeine Beschaffenheit des Luftstroms von Leewellen, der unter anderem auch für komplexere Modelle anwendbar ist.

Die Gleichung für das 2-Schichten-Modell mit unteren (i) und oberen (s) Schichten (Scorer (1949)) lautet:

$$ui - us.i.\tan(ui.hi) = 0,$$

wobei u = (k2 - l2) 1/2 und für echte Lösungen li> ls.

Die Imaginärzahl i kann durch die Beziehungen i2 = -1 und i.tan (i.x) = -tanh (x) aus der obigen Gleichung eliminiert werden.
Für gefangene Leewellen li2> k2> ls2,

wobei l 2 = g & bgr; / U 2 - (1 / U) & dgr; U / dz2 ist und k = 2.Pi / Lamda.

Von den Daten ist li2 durchschnittlich 0,93 km-2, was eine Wellenlänge von 6,5 km impliziert; und ls2 beträgt im Durchschnitt 0,17 km –2, was eine Wellenlänge von 15 km impliziert. Für die beobachteten 13,4 km entlang der Windwellenlänge k2 = 0,22 km-2 ist damit die oben angegebene Bedingung li2> k2> ls2 für gefangene Leewellen erfüllt. Mit dem 2-Lagen-Modell haben gefangene Leewellen ihre maximale Amplitude etwas unter dem Niveau der betreffenden Diskontinuität. Sie variiert sinusförmig nach unten und nimmt exponentiell nach oben weg von dieser Ebene ab. Die größten Amplituden treten auf, wenn die Kammbreite auf halber Höhe Lamda / Pi entspricht. In den meisten Fällen, wenn eine Welle in der Atmosphäre auftritt, hat dieses Modell keine Lösung.

Bessere Ergebnisse werden mit dem realistischeren 3-Schichten-Modell erzielt, wobei eine Konvektionsschicht (c) unterhalb derjenigen des 2-Schichten-Modells eingefügt wird. Wallington (1955) geht davon aus, dass die unterste Schicht durch konvektives Mischen adiabatisch (lc = 0) gemacht wird, was hier fast der Fall ist. Er schlägt auch vor, dass flachere Konvektionsschichten größere Wellenamplituden ergeben. Die allgemeine Gleichung für ein Modell mit mehreren Schichten sowie grafische Lösungen für die Leewellenlängen sind in West (1996) zu finden.

Nach einer Analyse des 3-Schichten-Modells von Zang, Zhang & Huang (2007) nimmt die Wellenlänge des Lee mit abnehmender Dicke der unteren und mittleren Schicht zu und ist empfindlicher für Änderungen in der mittleren Schicht. Die Wellenlänge nimmt auch mit abnehmendem Wert des Scorer-Parameters in jeder Schicht zu und ist am empfindlichsten für den Wert in der oberen Schicht. Da der Wert des Scorer-Parameters ls der oberen Schicht relativ niedrig ist und mit der Höhe steil ansteigt (U = 14 bis 27 m/s und dT/dz = 8 °C/km), sind alle Leewellen gefangen mit eine grosse Wellenlänge.

Die Möglichkeit, dass diese Wolkenstraßen Scherwellen sind, kann durch das fast vollständige Fehlen einer signifikanten horizontalen und vertikalen Scherung im Windprofil ausgeschlossen werden. Dies ist eine weitere Bestätigung dafür, dass die am 14.04.2015 beobachteten Wolken-straßen durch Leewellen verursacht wurden. Die konstanten (Ui) oder stetig ansteigenden (Us) Windgeschwindigkeiten implizieren auch, dass der Windprofilkorrekturterm (- (1 / U) .d2U / dz2) in den Scorer-Parametern (li & ls) vernachlässigt werden kann.

Konvektive Leewellenwolken

Die Wellenwolken in Abb. 1 sind keine Lentikularen, bei denen es sich um glatte Wolken mit linsenförmiger Kontur handelt, sondern um Altocumulus-Wellenwolken. Sie sind offiziell als Rollwolken bekannt und haben diesen Namen aus der Illusion der Rotation abgeleitet, die durch Scherung zwischen der Basis und der Oberseite verursacht wird, wie von Scorer (1949) erläutert wird. Solche Wellenwolken sind aufgrund der bedingten Instabilität der Schicht, in der sie auftreten, kumuliform und deuten nicht auf das Vorhandensein von Rotoren oder Thermikschläuche hin. Glatte Wellenwolken, die nicht unbedingt linsenförmig gezeichnet sind, treten nur auf einer Ebene auf, in der die Atmosphäre absolut stabil ist.

Im Gegensatz zu ungesättigter Luft ist die gesättigte Luft ELR temperaturabhängig, da sie bei höheren Temperaturen mehr Feuchtigkeit hält. In einem Stueve-Diagramm sind die SALR-Linien asymptotische Kurven zu den DALR-Linien, wobei sich die SALR-Steigung der des DALR annähert, diese jedoch niemals erreicht. SALR-Isoklinen (gleiche Steigung) für eine Reihe von

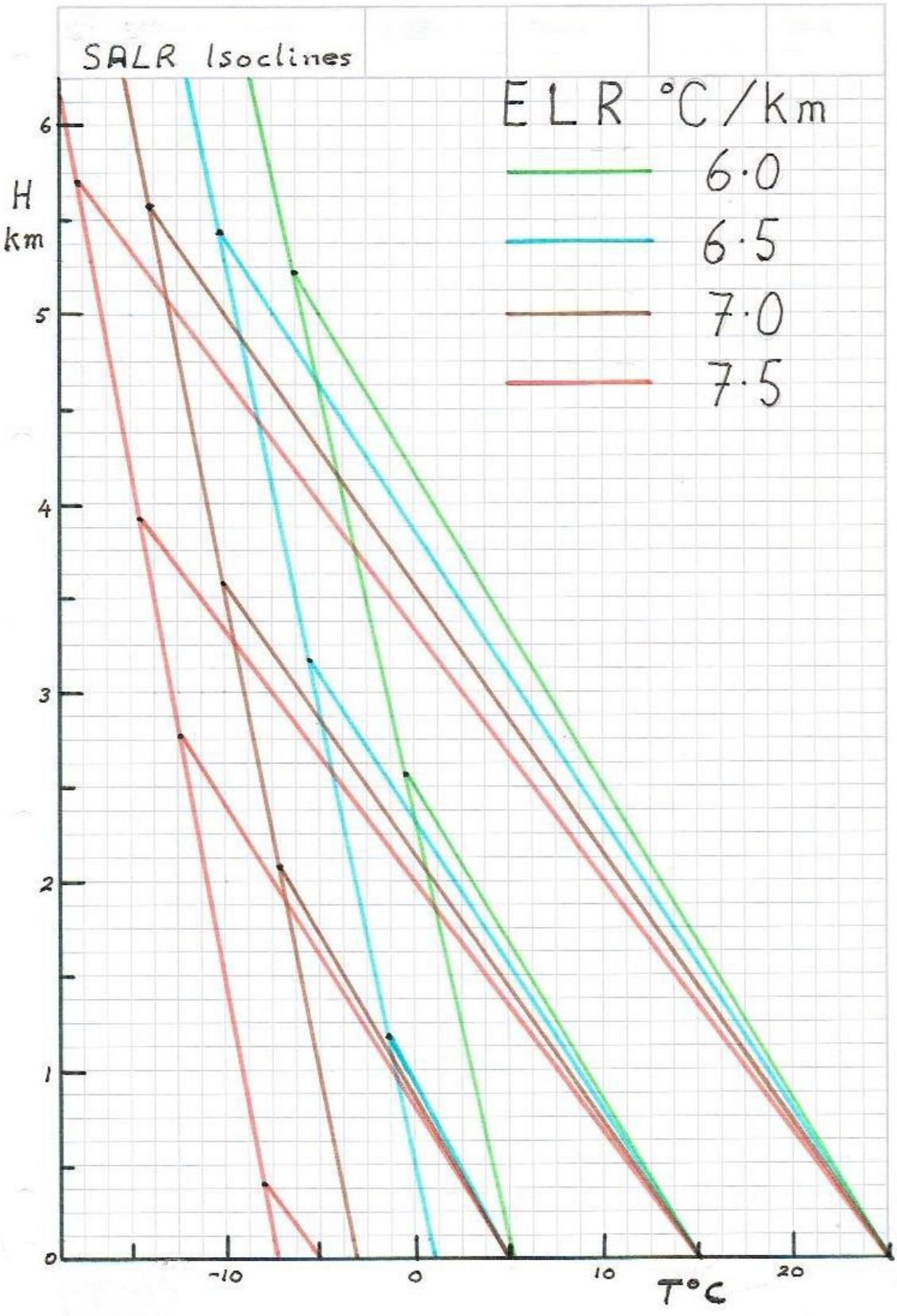

Abb. 6 SALR Isoklinen

stabilen ELR-Abfallraten sind in Abb. 6 gezeigt. Unterhalb der Ebene, bei dem die ELR die SALR Isokline mit der gleichen Steigung gesättigter Luft abfängt, ist die instabile Luft instabil (bedingte Stabilität) und so Wellenwolken, die sich dort bilden, sind konvektiv. Oberhalb dieses Niveaus ist gesättigte Luft stabil (absolute Stabilität) und sich dort bildende Wellenwolken sind nicht konvektiv, sondern haben eine glatte stabile Form. Das Übergangsniveau zwischen bedingter und absoluter Stabilität hängt hauptsächlich von der Temperatur ab, bei der ein nach unten gerichteter ELR die MSL-Basislinie schneidet, und zu einem geringeren Ausmaß von dem Stabilitätsgrad.

Wie aus Abb. 6 ersichtlich ist, ist der Effekt der ELR-Stabilität bei niedrigeren Temperaturen stärker ausgeprägt. Infolgedessen bilden sich im Winter glatte Wellenwolken auf viel niedrigeren Ebenen als im Sommer. Dies führt zu einer saisonalen Variation der vertikalen Verteilung von kumuli-formigen und linsenförmigen Wellenwolken, wobei in der Troposphäre die ersteren im Sommer und die letztere im Winter dominieren. Stabile Wellenwolken können sich für den Kuemmersbruck-Sondierung nur über 3.500 m und in der 9.000 m dicken, niedrigen Stabilität (8 °C / km) in der obersten Schicht bilden.

Zentrifugalwellen

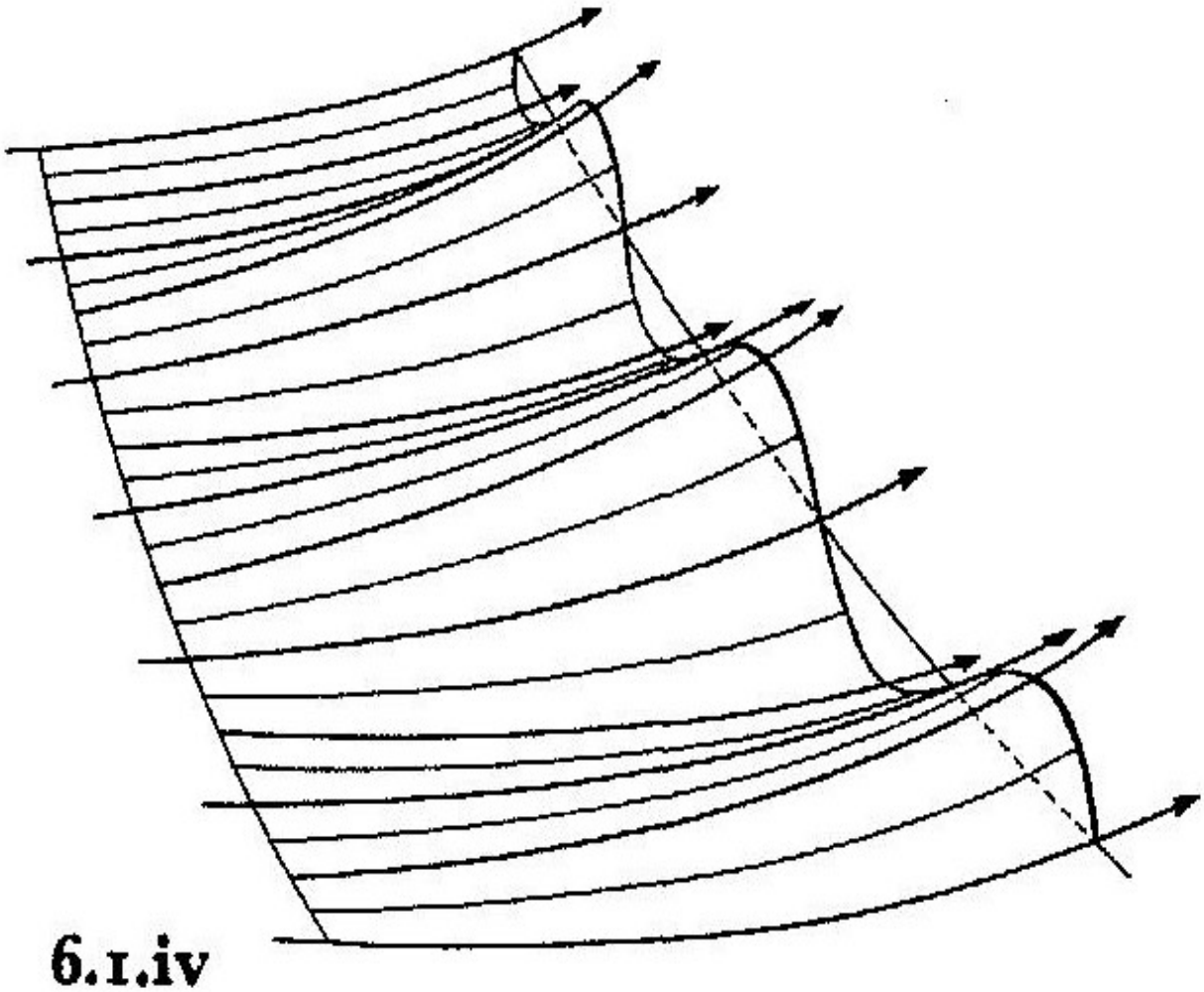

Fig. 7 Längsgeripptewellen in einem Wellental

Wenn die Bewegung ausreichend gekrümmt ist und die Geschwindigkeitsgradienten groß genug sind, können Zentrifugalkräfte eine ähnliche Rolle spielen wie die Gravitationskräfte, Scorer und Wilson (1963). Wenn eine Scherungschicht in die Wellenbewegung eintritt, neigt das sich schneller

bewegende Fluid dazu, sich außerhalb einer Kurve in der Strömung zu bewegen. Wenn sich also das schnellere Fluid oben befindet, neigt es dazu, sich unter dem langsameren Fluid unter ihm im Wellental zu bewegen. Sobald die Luft in den nächsten Wellenberg eintritt, wird eine zuvor instabile Schicht sehr stabil, so dass sich längsgerippte Wellen seitlich über die Wolke ausbreiten und als stabile Wellen im nächsten Wellental wieder wachsen. Auf diese Weise können sie in einem Wellenbereich einige Zeit bestehen bleiben. Sie können sich auch als Wolkenfinger in die Lücke zwischen den Wellenbalken erstrecken. Ihre Wellenlänge ist die der stabilen Schicht, in der sie sich ausbreiten. Diese sekundäre Instabilität tritt nur auf, wenn die Krümmung und die Scherung zusammen ausreichen, um die statische Stabilität zu überwinden.

Abb. 7, von Scorer (1972), zeigt solche Wellen die wachsen, während die Luft durch einen Wellental strömt. Die Finger, die sich in dem Lichtbild von Abb. 1 von den Wolken erstrecken, zeigen das Vorhandensein von Zentrifugalwellen an. Obwohl hier die vertikale Scherung ist äußerst gering, sie reicht jedoch noch aus, um die sehr geringe statische Stabilität in der untersten Schicht zu überwinden. Sie werden oft als Föhn-Fingern bezeichnet, weil sie häufig in den Wellenwolken des warmen Alpenwinds mit diesem Namen auftreten. Allerdings ist der Nordwind hier eher kalt als südlich warm.

Die stabile Schicht besteht hier tatsächlich aus zwei dünnen, 300 m dicken, stabilen isothermen Schichten, die durch eine 1,300 m dicke, weniger stabile Schicht getrennt sind. Folglich hat jede stabile Schicht eine weniger stabile Schicht darüber und darunter, was die Möglichkeit von Zentrifugalwellen auf zwei Ebenen ermöglicht. Die beiden isothermen Schichten haben fast gleiche Score-Parameter, li2 = 1,38 und 1,33 km-2, mit Wellenlängen von 5,36 und 5,46 km. Für die dickere, weniger stabile Schicht ist li2 = 0,7 km-2 für eine Wellenlänge von 7,67 km. Dies könnte auf Zentrifugalwellen mit zwei unterschiedlichen Wellenlängen von etwa 4 und 6 km zurückzuführen sein, die auf dem Satellitenbild von Abb. 2 zu sehen sind.

Schwerkraftströmungen an der Küste

Das Gebiet der Lee-Wellen über Süddeutschland, das in Abb. 2 dargestellt ist, scheint seinen Ursprung an der Nordküste Hollands und Deutschlands im Westen von Dänemarks zu haben.. Die Ausrichtung von 80/260 Grad der Wolkenstraßen über Haag an der Amper in Abb. 1 korrespondiert gut mit der Ausrichtung der an die Ostfriesischen Inseln angrenzenden Küste. Dies deutet darauf hin, dass die Lee-Wellen das Ergebnis eines meteorologischen Phänomens an der Küste wie einer Landbrise sein könnten. Die Bildung einer küstenabgewanten Landbrise wird über Nacht von klarem Himmel und leichtem Wind entlang der Küste begünstigt. Eine Landbrise bewirkt, dass der Wind in geringer Höhe abwärts in einem scharfen Winkel zur Küste abweicht.

Über Nacht kühlt sich die Landluft schneller ab als über dem Meer, was zu einer Dichte-Unterbrechung von 0,33% pro C Temperaturunterschied führt. Die dichtere Landluft senkt sich ab und erzeugt einen Schwerkraftstrom (Dichtestrom), Simpson (1994), der bei Nacht langsam mit 2 m/s weg von der Küste fließt. Wenn die dichtere Landluft auf die wärmere Seeluft trifft, bildet die Vorderkante eine Nase weil die Landluft auf sich selbst zurückrollt, Simpson (1964), wie in Abb. 8 gezeigt. Diese Nase ist etwa doppelt so hoch wie die Hauptstrom und erzeugt einen Kamm aus dichter kalter Luft, der im warmen Seeluftstrom oben Leewellen auslöst.Zunächst ist die Welle wolkenlos, später jedoch die Feuchtigkeit in Verbindung mit der nach oben strömenden Seeluft erleichtert die Bildung einer Reihe Wolkenstraßen, die entlang der Wellenkamme ausgerichtet sind.

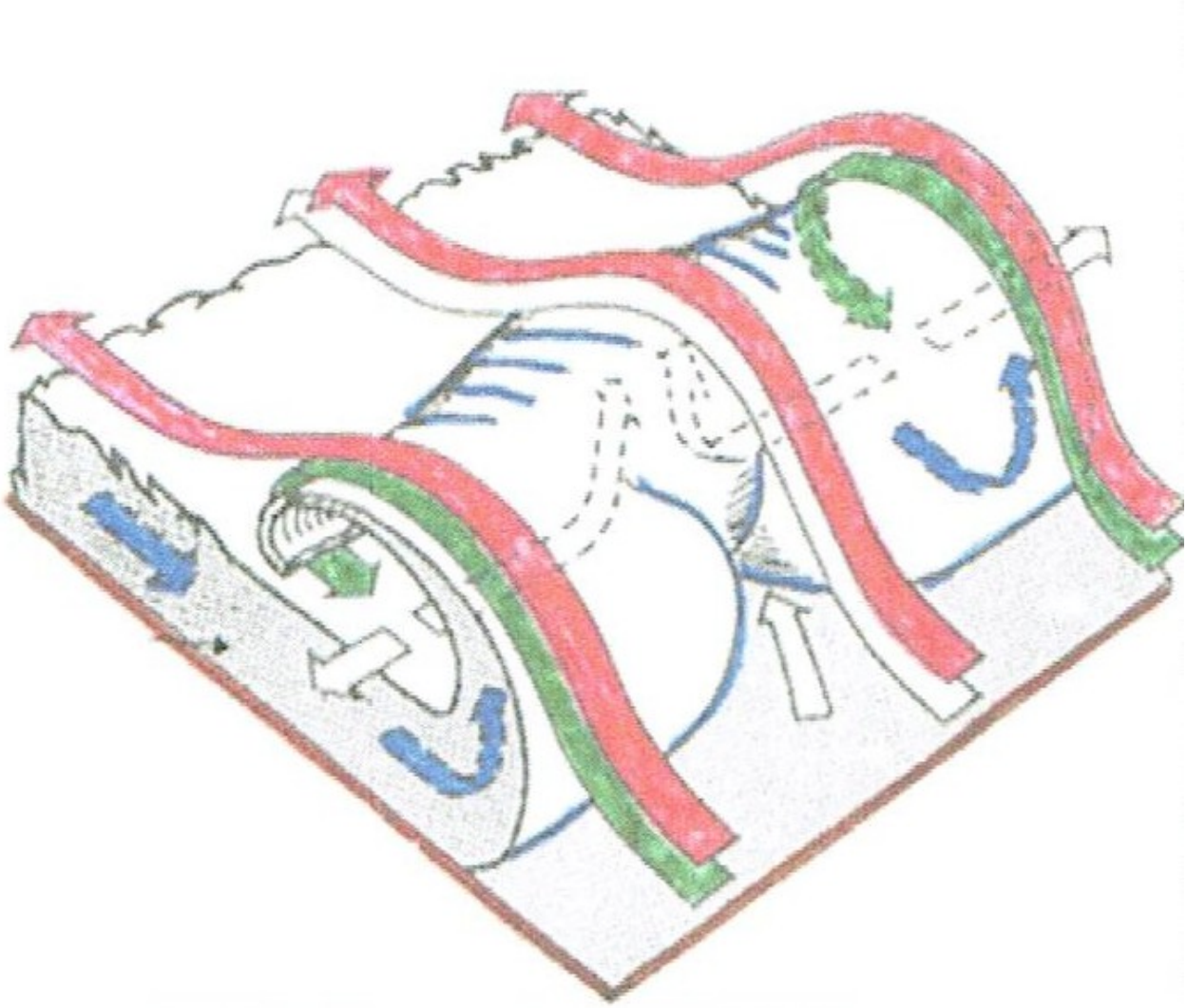

Abb. 8 Entstehung einer Nase an einer Schwerkraftströmung

Die Struktur eines Schwerkraftstroms ist in oben gezeigt. Beachten Sie die relative Strömung der flachen Oberfläche mit kalter Luft (blaue Pfeile) zur Vorderkante und einen starken Anstieg (rote Pfeile) vor der Strömung. Die Luftzirkulation an der Nase wird mit der Mitnahme von Luft vor der Vorderseite (grüne Pfeile) gezeigt, die seine Höhe weiter erhöht.

Die Nase einer Schwerkraftströmung kann Unregelmäßigkeiten in Form von Spalten aufweisen, wie auch in Abb. 8 dargestellt, die für eine Meeresbrise an Land durch Bodenmerkmale verursacht werden. Für eine Landbrise über dem Meer würde diese Spalten normalerweise nicht erwartet. Jedoch, in diesem Fall hat die Schwerkraftströmung die ostfriesischen Inseln überquert. Die Landbrise weht sich in einem scharfen Winkel mit der Küste, und ihre Hauptkomponente ist entlang der Küste nach Osten gerichtet. Die Serie der Satellitenaufnahmen, die zwischen 1400 und 1500 UTC aufgenommen wurden, zeigt Wolkenmerkmale, die sich mit ungefähr 20 km/h entlang der Wellenwolken nach Osten bewegen. Dies ist auch die Durchschnittsgeschwindigkeit, mit der die Schwerkraftströmung entlang der Küste fliesst. Die Serie zeigt auch die Wellenwolken, die sich langsam südsüdwärts bewegen, was möglicherweise auf den Wallington-Effekt zurückzuführen ist, wodurch der Abstand der Wellenwolken erhöht wird.

Table B

10113 Norderney Observations at 00Z 14 April 2015

Altitude metres	Temp. deg. C	Dewpoint deg. C	Dewpoint depr. C	Relative hum. %	Theta deg. C	Wind knots	Dir. deg.	Angl. off perp. deg	Wind m/s	On/Offshore wind +/- m/s
11	6.80	4.1	2.70	83	277.8	8	225	125	4.12	-2.36
82	6.40	4.2	2.20	86	278.1	9	237	113	4.63	-1.81
98	6.30	4.00	2.30	85	278.1	10	240	110	5.14	-1.76
235	5.20	2.30	2.90	82	278.4	14	235	115	7.20	-3.04
408	3.80	0.40	3.40	78	278.6	15	243	107	7.72	-2.26
868	2.60	-16.40	19.00	23	282	17	265	85	8.75	0.76
1107	1.20	-23.80	25.00	14	282.9	18	269	81	9.26	1.45
1269	0.00	-18.00	18.00	24	283.3	19	273	77	9.77	2.20
1397	-0.60	-21.80	21.20	18	284	19	275	75	9.77	2.53
1546	-1.30	-26.30	25.00	13	248.8	21	285	65	10.80	4.57
1688	-1.30	-43.30	42.00	2	286.2	23	298	52	11.83	7.28
1707	-1.40	-43.40	42.00	2	286.4	23	300	50	11.83	7.61
2108	-2.50	-45.50	43.00	2	289.3	29	300	50	14.92	9.59
2219	-3.10	-11.10	8.00	54	289.8	30	300	50	15.43	9.92
2414	-4.10	-17.10	13.00	36	290.8	32	300	50	16.46	10.58
2455	-4.30	-13.90	9.60	47	291	33	300	50	16.98	10.91
2486	-4.50	-11.50	7.00	58	291.1	33	300	50	16.98	10.91
2655	-5.50	-43.50	38.00	3	291.8	32	302	48	16.46	11.02
2772	-5.90	-13.90	8.00	53	292.6	31	303	47	15.95	10.88
2815	-5.90	-22.90	17.00	25	293.1	31	303	47	15.95	10.88
2935	-6.70	-18.70	12.00	38	293.5	30	304	46	15.43	10.72
3046	-6.50	-49.50	43.00	2	294.9	29	305	45	14.92	10.55
3079	-6.70	-48.70	42.00	2	295	29	305	45	14.92	10.55
3237	-7.10	-40.60	33.50	5	296.3	29	305	45	14.92	10.55
3374	-7.50	-33.50	26.00	10	297.4	31	301	49	15.95	10.46
3503	-8.10	-16.10	8.00	53	298.1	33	298	52	16.98	10.45
3538	-8.10	-26.10	18.00	22	298.5	34	297	53	17.49	10.53
3585	-8.10	-42.10	34.00	5	299	35	296	54	18.01	10.58
3609	-8.20	-41.60	33.40	5	299.1	35	295	55	18.01	10.33
3826	-8.90	-36.90	28.00	8	300.7	37	308	42	19.03	14.15
3862	-9.00	-29.50	20.50	17	301	37	310	40	19.03	14.58
3899	-9.10	-22.10	13.00	34	301.3	37	309	41	19.03	14.37
4061	-9.30	-27.30	18.00	22	302.9	38	305	45	19.55	13.82
4149	-10.10	-15.10	5.00	67	302.9	38	302	48	19.55	13.08
4213	-9.30	-11.70	2.40	83	304.6	39	300	50	20.06	12.90
4225	-9.30	-11.80	2.50	82	304.8	39	300	50	20.06	12.90
4316	-9.10	-12.40	3.30	77	306	38	303	47	19.55	13.33
4367	-9.40	-12.70	3.30	77	306.2	37	305	45	19.03	13.46
5084	-13.60	-16.90	3.30	77	309.5	51	315	35	26.24	21.49
5506	-16.10	-19.30	3.20	76	311.4	49	315	35	25.21	20.65
5670	-17.50	-20.40	2.90	78	311.6	49	315	35	25.21	20.65
6687	-25.00	-28.20	3.20	75	314.8	52	310	40	26.75	20.49
7300	-29.50	-32.90	3.40	72	316.6	54	320	30	27.78	24.06
7571	-31.50	-35.20	3.70	70	317.4	54	322	28	27.78	24.53
8116	-36.00	-40.40	4.40	64	318.6	52	325	25	26.75	24.24
8375	-38.10	-42.80	4.70	61	310.1	54	325	25	27.78	25.18
9290	-45.70	-49.80	4.10	63	320.8	60	325	25	30.87	27.97

Die Veränderung der Komponente des Windes mit der Höhe in Norderney ist in Tabelle B oben dargestellt. Dies deutet darauf hin, dass es eine Landbrise gegeben hätte, die bis zu 750 m hoch wäre. Tabelle B zeigt auch, dass die Höhe der Seitenwindbarriere, die für die Bildung von Lee-

Wellen erforderlich ist, etwa 1550 m betrug, wobei die effektive Windgeschwindigkeit senkrecht gegen den Kamm7 m/s (5 + 2 m/s) betrug gleich wie das von Nicholls (1973) zitierte Minimum. Oberhalb dieses Niveaus erhöhte sich der Windkomponente senkrecht gegen die Küste bis einer Höhe von 2.700 m. Die Sondierung zeigt zwei dünne stabile Schichten auf 1.550 und 2.750 m bis einer geringeren Stabilität zwischen ihnen. Die potentielle Temperatur Theta stieg nach oben, was darauf hinweist, dass die statische Stabilität und der Scorer-Parameter positiv waren, wie dies bei Leewellen zu erwarten wäre.

Zeitpunkt der VeranstaltungTiming of the Event

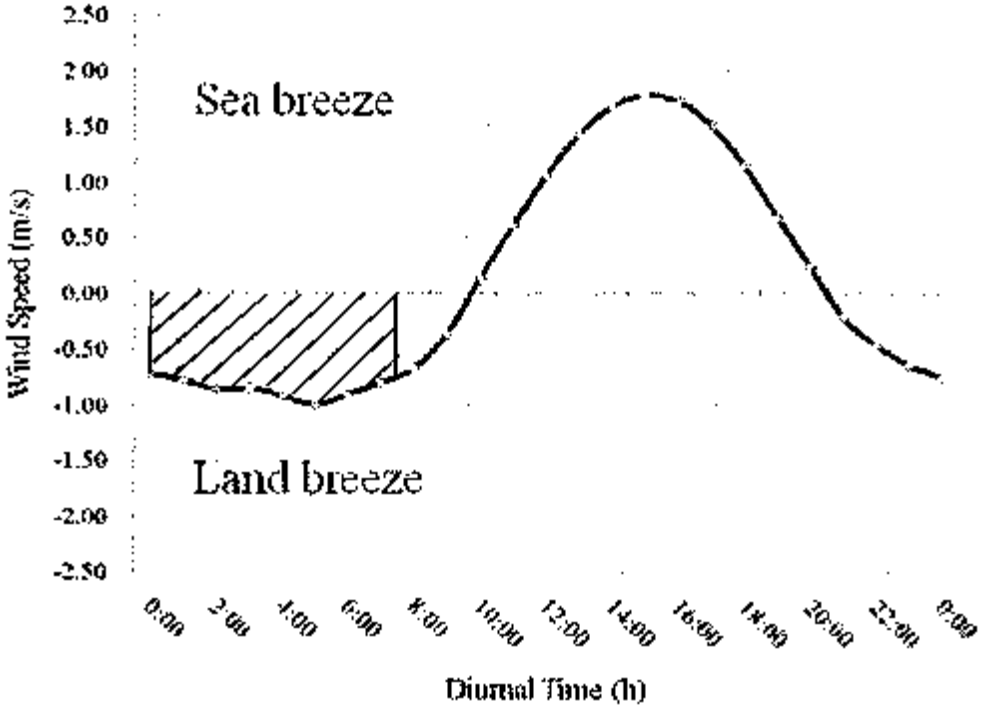

Abb. 9 Tägliche Veränderungen einer Landbrise

Die tägliche Veränderungen einer Landbrise, Pokhrel & Lee (2011), ist in Abb. 9 dargestellt. Dies hat eine maximale Landwindgeschwindigkeit um 5:30 Uhr von 1 m/s bei 10 m über der Oberfläche, im Vergleich zu 2,4 m/s hier um Mitternacht.

In Haag an der Amper in Bayern mit einer konstanten Windgeschwindigkeit von 56 km/h über der Konvektionsschicht wäre das vom Autor beobachtete Ereignis zwischen 14 und 15 UTC vor 12,5 Stunden an der Küste aufgetreten. Die Dauer dieses Ereignisses entspricht der Zeit wann möglicherweise eine beträchtliche Landbrise vor den nördlichen Küsten Deutschlands und Hollands stattgefunden hätte

.

Auswirkungen der Winkelschere

Obwohl diese Wellen während der Nacht ausgelöst wurden, erscheinen sie bis Mittag UTC nicht auf Satellitenaufnahmen. Das 00Z Norderney Sondierung für den 14.04.2015, Tabelle B, hatte eine isotherme Schicht von 1.500 bis 1.700 Metern, wodurch es für Leewellen geeignet ist, die durch einen ähnlichen Höhenkamm ausgelöst werden. Die tiefsten Taupunktsenken betragen jedoch 7 ° C bei 2.500 m. Dies würde Wellenamplituden bei diesem Ebene von über 700 erfordern, damit sich Wolken bilden können. Da die während des Vormittags aufgenommenen Satellitenbilder keine Wellenwolken zeigen, muss jede Leewelle bei diesen Ebene eine geringere Amplitude haben.

Über weite Entfernungen ändert die Winkelscherung das Feuchtigkeitsprofil, was sich auf die Kondensations-Niveaus und die Wellenamplitude auswirkt, die für die Wolkenbildung erforderlich sind. Das 12 UTC Kuemmersbruck-Sondierung, Tabelle A, zeigt bei 2.300 m einen Taupunktabfall von nur 2,6 ° C, der zu einer Wolkenbildung führen würde, wenn die Wellenamplitude 260 m überschreitet. Mit einer Winkelscherung von 40 Grad zwischen 1700 und 4000 m stammt die Kuemmersbruck-Luftmasse in diese Höhe aus einem 80 km langen Abschnitt der Nordseeküste.

Die Winkelscherung veränderte auch das Temperaturprofil, wodurch es für Leewellen günstiger wurde. Dies könnte die Amplitude erhöhen. Solche Änderungen können dazu führen, dass Wellenwolken zuerst in Gebieten erscheinen, die weit von dem Ort entfernt sind, an dem sie ausgelöst wurden, und jede daraus resultierende Verstärkung dieser Wellen würde ihre Ausbreitung entlang die Windrichtung verbessern.

Stabile Altocumulus-Wolken

Abb. 10 Stabile Leewellenwolken am 14.04.2015

Später an diesem Tag befanden sich Reihen von stabilen Leewellenwolken, wie in Abb. 10 gezeigt. Diese flachen glatten Wolken lagen auf 4.000 m, wo die Luft absolutstabil war. Unter ihnen war keine konvektiven Wellenwolken mehr. Die Wellenamplitude auf dieser Höhe wäre 130 m, das Minimum für diese Wolke und ihre Wolkentiefe. Dies impliziert eine vertikale Windkomponente von 0,5 m/s, was aus der Erfahrung der Autoren entspricht, dass die besten Steigraten in einem Welle vor spektakulären glatten Wellenwolken wie diesen nicht zu finden sind.

Wenn die Luft für eine ununterbrochene Linie von Wellenwolken zu trocken ist, bildet sich stattdessen einzelne Wolken wie auch hier. Linseförmigen Wolken sind ein Interferenzeffect, West 1996. In Abb. 10 sind auch Hinweise fur Zentrifugalwellen mit einer kürzen Wellenlänge zu sehen.

Streckenflugpotenzial

Die meteorologische Steiggeschwindigkeit auf Höhe der kumuliformen Wellenwolken beträgt 1,5 m/s bei 2.300 und 2.900 m, bei den höheren Lentikularwolken jedoch nur 1 m/s bei 3.800 m. Um sich mit diesen zu verbinden, wäre ein Flugzeugschlepp auf ca. 1.500 m AGL erforderlich gewesen. Zwischen 2.300 und 2.900 m Höhe würde die 30 kt Windgeschwindigkeit einen Gegen- und Rückenwind von 35 bzw. 15 km/h bei eine 195 km/h Fluggeschwindigkeit zur Folge haben. In Deutschland ist die maximale Flughöhe durch Luftraumregeln auf 3.000 m MSL begrenzt, dies wäre also kein Problem gewesen. Die Lufttemperatur auf Flughöhen variierte zwischen -1,5 bis -4 ° C, so dass es nicht zu kalt gewesen wäre, aber nicht ideal zum Transport von Wasserballast. Da diese Wellen nicht durch die Topographie beeinflusst wurden, wäre die Wolkenausrichtung nicht durch Welleninterferenzen, West 1996, beeinflusst worden, und die optimale Route vor den Wolken wäre sehr leicht zu verfolgen gewesen. Da die Wellenamplitude im Verhältnis zur Wellenlänge gering war, waren Rotoren oder andere Turbulenzen bei klarer Luft unwahrscheinlich.

Bei meinem eigenen Flugzeug, einem Antares 20E Motorsegler, tritt bei 600 kg AUW eine Sinkgeschwindigkeit von 1,5 m/s bei einer Fluggeschwindigkeit von 195 km/h ergibt Geschwindigkeiten von 215 km/h nach Osten und 160 km/h nach Westen. Bei diesen Geschwindigkeiten wäre eine 500 km Dreischenkel-Aufgabe mit in weniger als 2.75 Stunden geflogen. Da die Wellen in meinem Segelclub Beilngries LSV bereits um 12:00 UTC (14 Uhr Ortszeit) sichtbar waren und wahrscheinlich bis 16:00 GMT (18:00 Uhr Ortszeit) noch sichtbar waren, möglicherweise wiie Linien von Lentikularen auf 4000 m, wie in Abb. 10, ist eine solche Möglichkeit nicht unrealistisch.

Schlussfolgerungen

1). Dieses besondere Ereignis zeigt, dass sich Leewellen über eine Entfernung von 800 km vor der Nordseeküste bis in die Alpen in der Windrichtung ausbreiten können, und erstrecken sich auch quer Wind über 300 km von Stuttgart nach Pilzen, ohne dass eine topografische Barriere vorhanden ist. Die für diese Leewellen verantwortlichen Effekt war eine nächtliche Landbrise entlang der Nordseeküsten von Holland und Deutschland (etwa 300 km). Eine Landbrise ist ein niedriger Luftstromung, der in einem spitzen Winkel zur Küste abfließt. Während eines Zeitraums bis zu 7 Stunden, wirkte die erhöhte Nase dieser Luftströmung wie ein langer Bergkamm, der ein 300 km breites und 400 km langes Gebiet von Leewellen auslöste.

2). Eine Winkelscherung ist für die Erzeugung von Leewellen nicht unbedingt nachteilig, wenn die Windrichtung in der Höhe die Senkrechte zum Kamm sich nähert. Es gibt keine Winkelbegrenzung für die Windrichtung von der Senkrechten weg, und die Stärke der Querwindkomponente über einem Kamm ist ein geeignetes Kriterium fur Leewellen. Ein im übrigen ungünstiger Winkel zu einem Kamm führt zu einer Erweiterung, was zu einer besseren Anpassung der Leewellenlänge führt.

3). Über weite Entfernungen kann die Winkelscherung das Feuchtigkeitsprofil erheblich verändern, was sich auf den Kondensationspegel und dieWellenamplitude auswirkt, die für die Wolkenbildung erforderlich sind. Es ändert sich auch das Temperaturprofil und macht es in diesem Fall für Wellen noch günstiger. Dies könnte auch die Variation der Wellenamplitude mit der Höhe beeinflussen. Solche Änderungen können dazu führen, dass Wellenwolken zuerst in Gebieten erscheinen, die weit

von dem Ort entfernt sind, an dem sie ausgelöst wurden. Sie könnten auch die Wellen verstärken, wodurch die Ausbreitung entlang dem Wind begünstigt wird.

4). Diese Wellen waren nicht nur für mehrere Stunden sichtbar, sondern auch für Hin- und Rückflüge geeignet. Durch das Anfliegen der Wellenaufwindlinien, sowohl in östlicher als auch in westlicher Richtung, wären Flüge über 500 km möglich gewesen. Um den Wellenaufwind zu erreichen, wäre ein Flugzeugschlepp bis auf 1.500 m AGL erforderlich gewesen.

Verweise

Nicholls J.M. (1973) The Airflow over Mountains research , 1958 – 1972, WMO Tech. Note 127.

Pokhrel R. & Lee H. (2011) "Estimation of the effective zone of sea/land breeze in a coastal area" Atmospheric Pollution Reasearch 2 pp. 106-115

Simpson J.E. (1994) "Sea Breeze and Local Winds", Cambridge University Press

Scorer R.S. (1949), "Theory of waves in the lee of mountains", Q.J.R.Met.Soc. 75, 41-56

Scorer R.S. & Wilson S.A.K. (1963) "Secondary instability in steady gravity waves" QJR Met. Soc. 89, 532

Scorer R S. (1972), "Clouds of the World" Chapter 6 p. 91, David & Charles

Scorer R S. (1978) "Environmental Aerodynamics" Chapter 5, Ellis Horwood

Wallington C.E. (1955) "Lee waves ahead of a warm front", Q.J.R.Met.Soc. 81, 251-257

West J.M. (1996) "Lee wave interference patterns", Technical Soaring , Vol. 20, No. 2

Zang Z., Zhang M. & Huang H. (2007) “Influence of the Scorer parameter profile on the wavelength of trapped lee waves” Journal of Hydrodynamics, Ser. B, Vol, 19, Issue 2, April 2007, pp. 165-172