

Von der Ablösung zum thermischen Aufwind

Wie ausfliegbare Thermik entsteht

Bekanntermaßen gelingt es zwar Greifvögeln, direkt aus Baumkronen in thermischen Aufwinden aufzusteigen, und Modellfliegern gelingt es ebenfalls. Für Segelflugzeuge sind die Aufwinde aber zu klein, um ausfliegbar zu sein, selbst wenn es aus Sicherheitsgründen nicht ohnehin unmöglich wäre. Es stellt sich also die Frage, wie aus bodennahen turbulenten Bewegungen und engsten Aufwinden solche von mindestens 200 bis 300 m Breite entstehen können, so dass sie ausfliegbar sind.

TEXT UND ILLUSTRATIONEN DETLEF MÜLLER UND CHRISTOPH KOTTMEIER, FOTO JEN DAVIS



In unserem Artikel „Thermik beeinflusst durch Erdboden und Bewuchs“ (segelfliegen 04/2023, *Zusatzinfo am Ende des Artikels*) sind wir auf die Einflussfaktoren zur Thermikauslösung am Erdboden eingegangen (Energiebilanz und Erdboden). Hier haben wir verdeutlicht, wie trockene Böden und versiegelte Flächen, auch bewaldete Flächen zu einer wesentlichen Thermikquelle werden. Der Artikel „Einflussfaktoren auf die Thermikstärke“ (segelfliegen 06/2023, *Zusatzinfo am Ende des Artikels*) beschreibt, wovon die Thermikstärke abhängt (i. w. Basishöhe und Cumuluswolkenmächtigkeit). Dabei sind wir auch auf die Schichtung der konvektiven Grenzschicht eingegangen: im Mittel bodennah überadiabatische Schichtung, darüber nahezu trocken-indifferente Schichtung bis zum Cumuluskondensationsniveau, dann das Cumuluswolkenniveau. Eine feuchtstabile Schicht beendet dann alle konvektiven Prozesse. Ohne Cumuluswolken ist die Grenzschicht im oberen Teil bereits trockenstabil.

In diesem Artikel gehen wir nun auf die

Organisation der bodennah erwärmten Luftpakete zu ausliegender Thermik ein. Bei der klassischen Darstellung der von Gerhard Fritzsche und Rudolf Stange durchgeführten Temperaturmessungen am Leipziger Funkturm in den frühen Nachmittagsstunden eines Thermiktages (**Abb. 1a**) zeigt markant einen sehr großen Temperaturgradient in den unteren etwa 15 m Höhe mit bodennah deutlichen Temperaturschwankungen. Wir haben die Darstellung einmal mit dem mittleren Temperaturverlauf und der Standardabweichung sowie den Temperaturgradienten über ein 10-m-Höhenintervall versehen: Deutlich wird der zum Erdboden hin extrem wachsende Temperaturgradient. Er liegt weit über dem für „Autokonvektion“ (-3,42 °C/100 m), ab der dichtere Luft über weniger dichter liegt und Dichteinstabilität vorliegt („kritischer Temperaturgradient“).

Eigentlich müsste es spontan zu einer konvektiven Umlagerung durch Auftriebsinstabilität kommen und sich der kritische Temperaturgradient einstellen. Das dem nicht so ist, liegt vor allem an der stetigen Nachfuhr von Wärme am

Erdboden einerseits und der „turbulenten Viskosität“ andererseits: Den Wärmetransport in die Höhe bewerkstellt im Wesentlichen der „Strom fühlbarer Wärme“, also an Strahlungstagen der einzelne thermische Aufwind.

Der Wärmeaustausch zwischen den anfangs noch langsam aufsteigenden Aufwinden und der umgebenden, ruhenden Luft durch randliche Einmischung sorgt für einen Abbau der horizontalen Temperatur- und Dichtedifferenzen. Die aufsteigende Luft kühlst sich nicht adiabatisch, sondern überadiabatisch ab. Ein schnelles „Umkippen“ wird verhindert, auch wenn der autokonvektive Temperaturgradient überschritten wird.

Folge der Wechselwirkung zwischen aufsteigenden Luftpaketen und der Umgebungsluft sowie der turbulenten Durchmischung ist ein Verlauf der mittleren Temperatur in den unteren 30 bis 50 Metern Höhe, bei der der Temperaturgradient bodennah mit der Höhe zwar sehr stark abnimmt, aber bis in größeren Höhen überadiabatisch bleibt (**Abb.1**). Der Temperaturverlauf lässt sich gut durch z. B. durch eine Exponentialfunktion beschreiben.

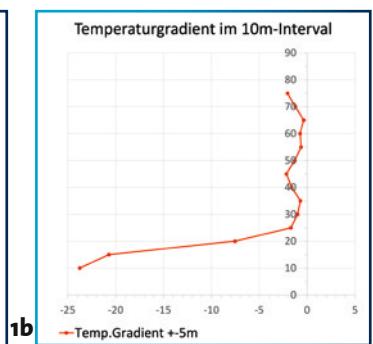
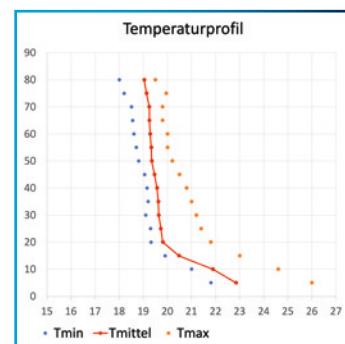
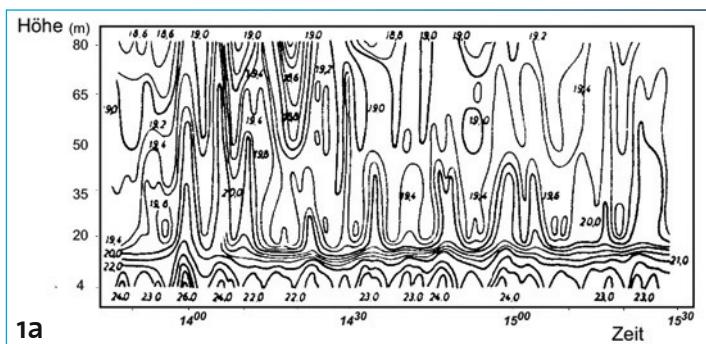


Abb. 1a Zeitlicher Temperaturverlauf in den unteren 80m Höhe. (Gerhard Fritzsche, Rudolf Stange: Vertikaler Temperaturverlauf über einer Großstadt. Beitr. Phys. fr. Atmos 23, 95-110, 1936). **Abb. 1b** Mittlerer Temperaturverlauf mit Temperaturvarianz sowie den Temperaturgradienten über ein 10-m-Höhenintervall zu Abb.1a.

Wenn eine erdbodennahe Luftsicht ungestört bleibt, kann der Temperaturgradient also in Bodennähe den autokonvektiven Wert überschreiten, ohne dass es automatisch zu Umlagerungen/Konvektion kommt. Nelson R. Williams hat hierzu 1948 eine Arbeit veröffentlicht, in der er zeigt, dass für realistische Bedingungen, gemittelt über eine Tiefe von zehn Metern, ein kritischer Temperaturgradient von $-21^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, also das 21-fache des trockenadiabatischen Temperaturgradienten, möglich sind. Das passt recht gut zum mittleren Gradienten der Leipziger Messungen.

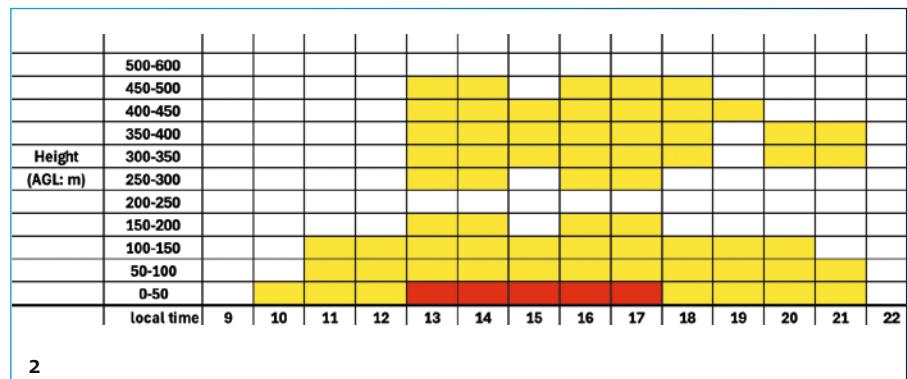
Höhe der überadiabatischen Schicht

Doch wie hoch reicht nun die Schicht mit einem überadiabatischen Temperaturgradienten? Hierzu findet man beispielhaft in der Literatur eine Messreihe aus Iowa, USA (**Abb.2**):

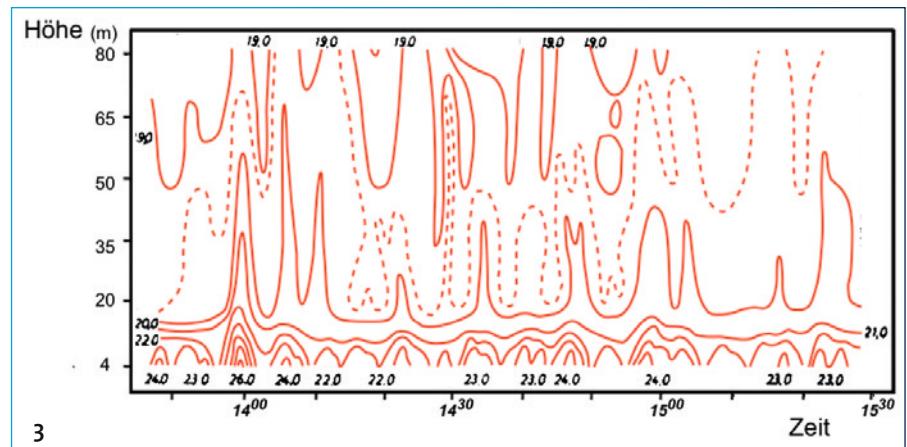
Das Fortbestehen des autokonvektiven Gradienten zwischen ca. 13:00 und 17:00 Uhr local time deutet auf einen nahezu kontinuierlichen Nachschub an Wärme hin, da die Wärme durch konvektive Aufwinde stetig nach oben transportiert werden.

Hier sieht man den Temperaturgradienten über eine 50-m-Luftsicht im zeitlichen Verlauf. An diesem Tag wurden über dem Messort leicht überadiabatische Temperaturgradienten sogar bis 500 m Höhe gemessen, in den untersten 50 Metern Höhe zwischen 11:00 und 15:00 Uhr Ortszeit auch autokonvektive Gradienten.

In der meteorologischen Literatur wird die überadiabatische Schicht der konvektiven Grenzsicht als „Surface Layer“ („oberflächennahe Schicht“) bezeichnet und erreicht eine Höhe von 10 - 15 % der Basis-/Blauthermikhöhe. Sie ist das Resultat aus der Wechselwirkung von Erwärmung der bodennahen Luft, archimedischem Auftrieb und turbulenten Durchmischung, und ist gekennzeichnet durch eine Temperaturabnahme von mehr als $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.



2



3

Da der Erdboden die Quelle der Luftfeuchtigkeit ist (Evapotranspiration) und die Turbulenz bzw. die Konvektion der Transporteur der Luftfeuchte in größere Höhen ist, ist für die Surface Layer auch ein mit der Höhe abnehmender Luftfeuchtegradient typisch.

Wie hoch die Surface Layer an einem Tag tatsächlich reicht und wie ausgeprägt der überadiabatische Temperaturgradient in Bodennähe tatsächlich ist, hängt von der Oberflächenbeschaffenheit, deren Erwärmung und von der Windgeschwindigkeit ab. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit reduziert sich bodennah das vertikale Temperaturgefälle, weil die bodennahe Turbulenz für einen vorzeitigen „Abtransport“ der erwärmten Luftpakete sorgt. Erst oberhalb der „Surface Layer“, in der sogenannte „Mixed Layer/Mischungsschicht“ haben wir eine annähernd

trockenadiabatische Schichtung, die sich durch großräumigere Konvektion/Auf- und Abwindverteilungen mit typischen Durchmessern von mehreren hundert Metern auszeichnet. Sie wächst an Strahlungstagen im Tagesverlauf durch die immer höher reichenden Aufwinde, die in stabilere Luftsichten eindringen und durch das kompensierende Absinken wärmere und trockenere Luft in tiefere Schichten mitreißen. Die Luftfeuchtigkeit (das Mischungsverhältnis) ist im Mittel nahezu konstant.

Von der Ablösung zur ausfliegbaren Thermik

Wie die Leipziger Messungen (**Abb. 1**) zeigen, erfolgten eruptionsartige Warmluftausbrüche aufgrund der andauernden Wärmezufuhr vom Boden zwar periodisch alle etwa fünf Minuten, aber die meisten Vertikalbewegungen brechen

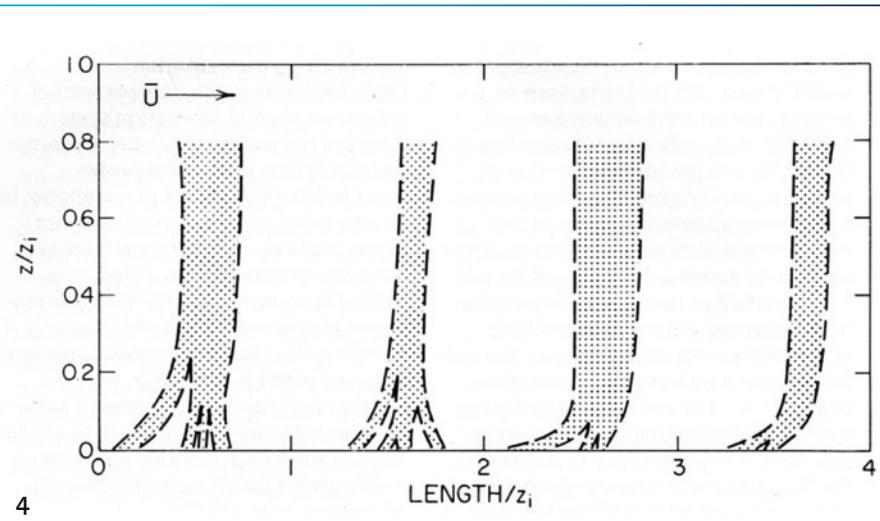


Abb. 2 Höhenintervalle mit überadiabatischer Schichtung (gelbe Schattierung) und Gradienten größer als der autokonvektive Gradient (rote Schattierung) zwischen 09:00 Uhr und 22 Uhr Ortszeit, gemessen mit einem Mikrowellen-Radiometer am 25. August 2011 über Nord-Iowa, USA. (ALAN C. CZARNETZKI: Persistent Daytime Superadiabatic Surface Layers Observed by a Microwave Temperature Profiler).

Abb. 3 Wie Abb. 1a, aber reduziert auf die ganzzahligen Isothermen (durchgezogene Linien) und die 19,5 °C-Isotherme (gestrichelt).

Abb. 4 Schematischer Querschnitt der Grenzschicht, der ein Thermikfeld zeigt, das auf der Größe und der Anzahl der entlang der Flugrouten von beobachteter Thermik basiert. (Airborne Measurements of the Structure of Thermals, D. H. Lenschow and P. L. Stephens, Presented at XVI OSTIV Congress, Châteauroux, France (1978).

nach etwa 15 m Höhe aufgrund der Durchmischung mit der Umgebung scheinbar ab. Wir spüren diese Warmluftausbrüche am Boden als kurze „Ablösungen“.

Abb. 3 zeigt eine Bearbeitung der Leipziger Messungen, in der mit durchgezogenen Linien nur ganzzahlige Isothermen eingezeichnet sind. Die 20 °C-Isotherme und die gestrichelt eingezeichnete 19,5 °C-Isotherme verdeutlichen, dass es auch oberhalb von 20 m Höhe noch einen (wenn auch durch geringeren horizontalen Temperaturdifferenzen gekennzeichneten) regelmäßigen Wärmefluss aus der turbulent-viskosen Unterschicht hinauf in die Höhe gibt. Nur besonders erhitzte Luftpakete haben genügend Auftrieb, um trotz der Mischungsvorgänge weiter aufzusteigen (in der Darstellung gegen 14:00 Uhr). Die Maximalwerte der Temperaturva-

rianz zeigen in vier Metern Höhe vier Grad Celsius. Offenbar reichte dieses Temperatur- (und damit Dichte-) Gefälle aus, um an diesem schwachwindigen Tag das erwärmte Luftpaket weiter aufzusteigen zu lassen. In 50 m Höhe waren es bereits weniger als ein Grad Celsius.

Der „Ausbruch“ gegen 14:00 Uhr dauerte

– vergleichbar mit den anderen Ablösungen – nur etwa drei Minuten. Es folgten dann noch zwei weitere sich abschwächende Ablösungen, die offenbar den Weg in größere Höhen schafften. Wenn wir uns überlegen, welche Luftvolumina gute Aufwinde in der Mixed Layer haben müssen, dann passt das allerdings einfach nicht zusammen – weder, was den Durchmesser betrifft, noch die Dauer, über die hier Luft aufsteigt! Nicht jede dieser Ablösungen kann zu einem kräftigen Aufwind oberhalb werden.

Die Erklärung der Widersprüche lieferten meteorologische Messkampagnen der 70er Jahre mit ausführlichen Flugzeugvermessungen (Jagadish Chandran Kaimal und Joost Businger, Donald Lenschow und Pamela Stephens). **Abb. 4** zeigt einen schematischen Querschnitt durch die Thermik, der auf einer größeren Zahl von Flugrouten in einem ausgedehnten Gebiet mit Thermik über dem Meer basiert.

Die Flugvermessungen zeigten, dass sich bis in einer Höhe von etwa 0,2 der Höhe der Konventionsschicht – also in der „Surface Layer“ – einzelne kleinere Aufwinde zu größeren zusammenschließen.

Anfang der 90er Jahre veröffentlichten Alastair Williams und Jörg Hacker vom Flinders Institute for Atmospheric and Marine Sciences der Flinders Universität in Adelaide das Ergebnis von Flugvermessungen über Australien, die sich



genau mit dem Übergang der Aufwinde in Bodennähe zur ausfliegbaren Thermik beschäftigten. **Abb. 5** basiert auf Darstellungen aus ihrer Präsentation auf dem OSTIV-Kongress 1991 in Uvalde, Texas.

Williams und Haker unterscheiden zwischen den „plumes“ („Aufwindfahnen“) in der oberflächennahen Schicht und den „thermals“ („Thermik“) in der Mischungsschicht. In der oberflächennahen Schicht beschleunigen sich nicht nur die bodennahen Aufwinde, sondern sie vereinigen sich zu größeren, kräftigeren „thermals“ oder sie werden unterdrückt. Lokal aus der turbulent-viskosen Unterschicht aufsteigende Luftpakete gelangen in den Einflussbereich von Auf- und Abwindgebieten oder Zirkulationssystemen mit ihren Querströmungen aus der Mischungsschicht. Es bilden sich Konvergenzen, in die plumes hineingezogen/zusammengeschoben werden und sich vereinigen. Hierdurch wird am oberen Rand der oberflächennahen Schicht die Thermik endlich so, wie sie sich dem Segelflieger darstellt, nämlich als mehr oder weniger ausgedehnte Aufwindgebiete, in welchen Vertikalgeschwindigkeiten vorliegen, die ein Segelflugzeug in die Höhe befördern können.

Wenn man genau hinschaut, erkennt man auch in den Messungen am Leipziger Funkturm die absinkende und sich horizontal bewegende Luft oberhalb der turbulent-viskosen Grundschicht anhand der Temperaturvarianten (**Abb. 1 und Abb. 3**).

Einen deutlichen Einfluss auf die Vereinigung mehrerer kleiner Aufwinde zu einem größeren sehen wir auch in der Wechselwirkung zwischen Aufwinden bei Wind. zieht ein kräftiger Aufwind mit dem Horizontalwind über vergleichsweise langsame bodennahe junge Aufwinde, so wird den kräftigsten von ihnen der Weg nach oben erleichtert und sie werden „eingesammelt“ und erhalten den primären ausfliegbaren Aufwind.

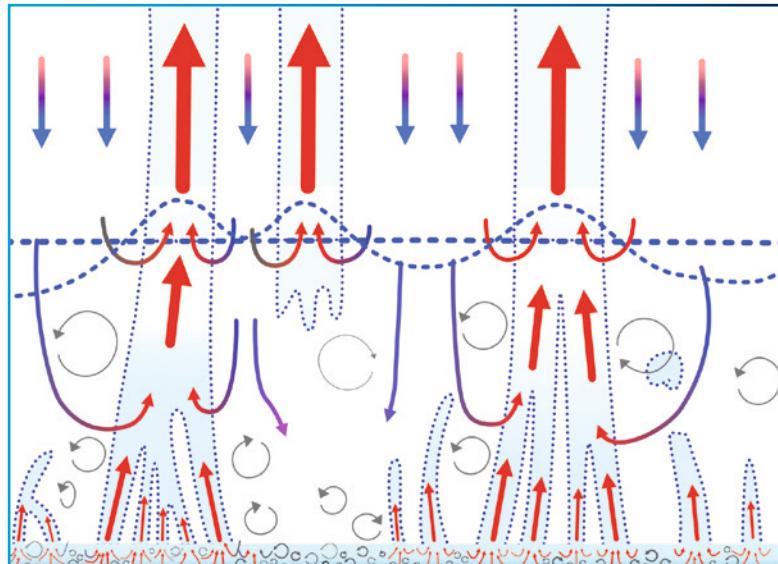


Abb. 5 Der Übergang von „plumes“ der oberflächennahen Schicht zu ausfliegbaren „thermals“ der Mischungsschicht. Aus der oberflächennahen Schicht strömt warme Luft in die breiteren Aufwindgebiete der Mischungsschicht ein, die sich durch die gesamte Tiefe des Konvektionsraums erstrecken. Die absteigenden Teile der Mischungsschicht-Wirbel dringen aus der freien Atmosphäre bis hinunter in die untere oberflächennahe Schicht. Querströmungen zwischen benachbarten Auf- und Abwärtsarmen von Mischungsschicht-Wirbeln finden in der mittleren Bereich der oberflächennahen Schicht statt. Es bilden sich Konvergenzen, in die plumes/die bodennahen Aufwinde hineingezogen/zusammengeschoben werden und sich vereinigen. (Modifizierte Darstellung nach A.G. Williams u. J.M. Hacker: Inside Thermals, XXII. OSTIV-Congress, Uvalde, Texas, USA 1991).

Hinweise auf das Zusammenführen von einzelnen Ablösungen zu breiteren Aufwinden finden wir auch in den Darstellungen von Oliver Predelli (**Abb. 6**). Oberhalb von 80 Metern Höhe reduzieren sich die Strukturen mit horizontal unterschiedlicher Feuchte und potentieller Temperatur, was auf das „Zusammenwachsen“ der bodennahen Ablösungen zu ausfliegbaren thermischen Aufwinden hinweist.

Aus segelfliegerischer Sicht schlagen wir eine Untergliederung der Konvektionschicht in vier Teilschichten – über der molekular-viskosen Unterschicht von wenigen mm Dicke – vor:

- Die untere Oberflächennahe Schicht („turbulent-viskose Unterschicht“). Unterste Schicht, die die Quelle der bodennahen Aufwinde (nach

Williams und Hacker: „plumes“) ist. Sie ist durch sehr hohe Temperaturgradienten, z. T. durch Autokonvektion gekennzeichnet. Höhe: wenige Dekameter.

- Die obere oberflächennahe Schicht („Orientierungsschicht“). Mittlerer und oberer Bereich der überadiabatischen/oberflächennahen Schicht. Die absteigende Luft aus der Mischungsschicht dringt bis hier in die oberflächennahe Schicht hinein. Es gibt Querströmungen zwischen benachbarten Auf- und Abwärtsarmen von Mischungsschicht-Wirbeln im mittleren Bereich der oberflächennahen Schicht, die zu Konvergenzen führen, in die „plumes“ hineingezogen/zusammengeschoben werden und sich zu

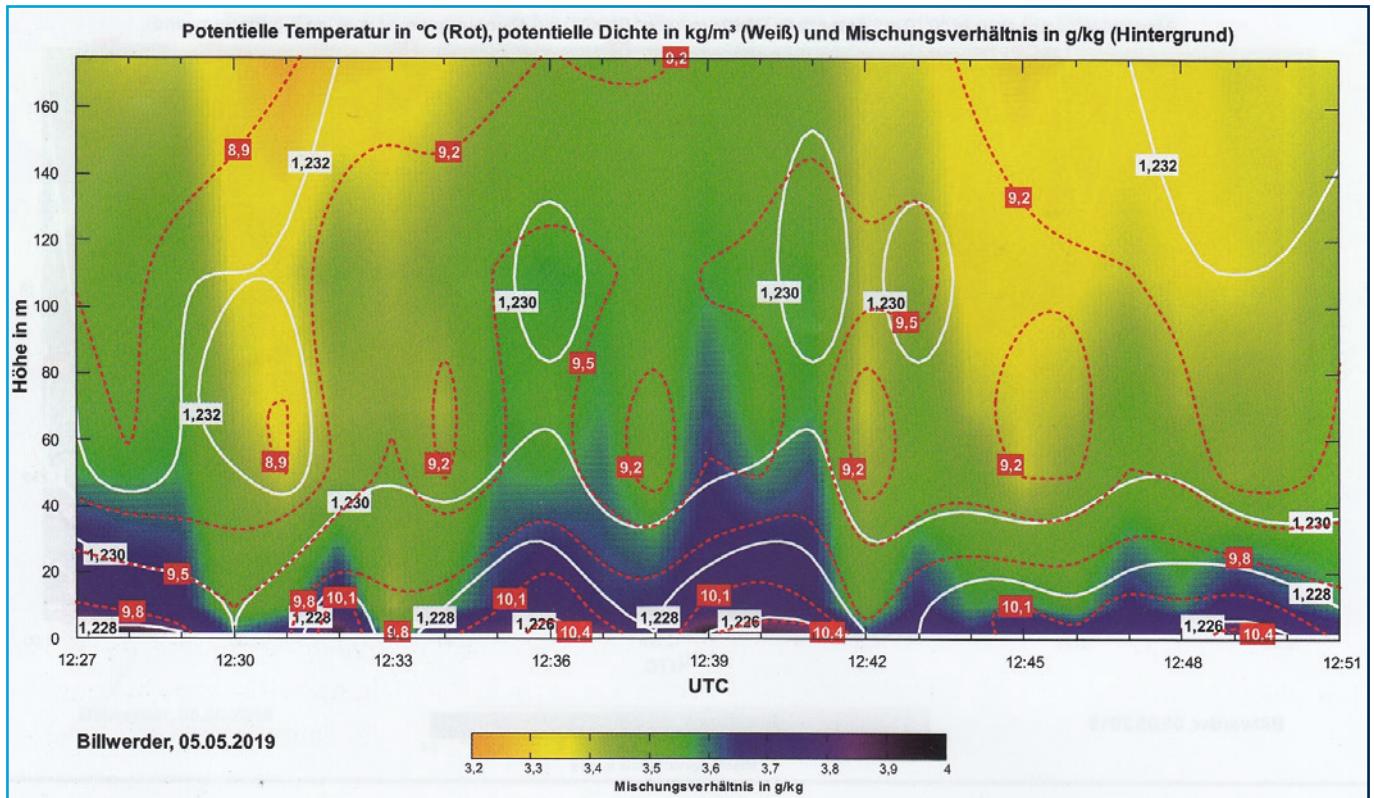


Abb. 6 Grafische Darstellung von meteorologischen Messungen an einem Masten in Billwerder (Hamburg).
 (aus „Die Entstehung von Thermik am Boden“ von Oliver Predelli,
 segelfliegen 03-2023, Zusatzinfo am Ende des Artikels)

ausfliegbaren thermischen Aufwinden vereinigen. Höhe: etwa 10-20 % der Basis-/Blauthermikhöhe.

- Die Mischungsschicht. Sie ist (nahezu) trockenadiabatisch geschichtet und umfasst den Bereich mit ausfliegbaren Aufwinden (nach Williams und Hacker: „thermals“). Genauere Betrachtungen zeigen, dass im Mittel die obere Hälfte leicht trockenstabil ist.
- Die Einmischungszone („Entrainment Zone“). Hier dringen die Aufwinde in eine trocken-stabile Schicht der freien Atmosphäre ein, und es wird kompensierend – meist trockenere - Luft der freien Atmosphäre in die Mixed Layer eingemischt.

Darüber befindet sich dann die freie Atmosphäre.

Für das praktische Fliegen ist eine

anschauliche Vorstellung über die Entstehung ausfliegbarer Thermik, wie in den Bildern gezeigt, durchaus wichtig. Gerade über flachem und leicht hügeligem Gelände und in unteren Höhen (200 – 500 m) erfordert das Ausnutzen der Aufwinde oft mehrfache Verlagerungen, weil hier die Organisation zu wenigen, starken Aufwinden noch stattfindet.

In unserem nächsten Artikel werden wir das beschriebene Bild zur Struktur der Aufwinde mit neuen Auswertungen von Lidar- und Mastmessungen am 200-m-Messmast des Meteorologischen Instituts in Karlsruhe verdeutlichen. Danach werden wir uns intensiver der steuernden Strukturen in der Mischungsschicht an. Dabei zeigen wir, welche

größeren konvektiven Umlagerungen in der Grenzschicht dafür sorgen, dass der Ort mit einem ausfliegbaren Aufwind sowie die Aufwind-Verteilung nicht nur von den Merkmalen der Erdoberfläche abhängt. ♦

Literaturhinweise:
 A.G. Williams and J. M. Hacker: Inside Thermals, XXII. OSTIV-Congress, Uvalde, Texas, USA 1991

A.G. Williams u. J. M. Hacker: Interactions between coherent eddies in the lower convective boundary layer, 1993

Alan C. Czarnetzki: Persistent Daytime Superadiabatic Surface Layers Observed by Microwave Temperature Profiler. 7th Natl. Wea. Assoc. Annual Meeting, Madison, WI, Natl. Wea. Assoc., P2.55

Hier geht's zu den Zusatzinfos:

[www.segelfliegen-magazin.de/
 ausgaben/2025-2/magazin-info/
 ausgabe-04-2025/](http://www.segelfliegen-magazin.de/ausgaben/2025-2/magazin-info-ausgabe-04-2025/)

