



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Analyse der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie
(CAPE) im Alpenraum

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasserin / Verfasser:	Christian Ortner
Matrikel-Nummer:	0101463
Studienrichtung (lt. Studienblatt):	A415 Meteorologie
Betreuerin / Betreuer:	O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Wien, im September 2008

Zusammenfassung

Im inneralpinen Raum wird die CAPE von 12 UTC an 11 Stationen mittels Trapezformel und Einbeziehung von Temperatur und Taupunkt berechnet. Dazu werden die Radiosonden der unmittelbaren Umgebung zuerst auf fehlerhafte Daten untersucht und danach für die CAPE-Berechnung verwendet. Der gesamte Zeitraum beträgt je nach Datenverfügbarkeit der Stationen 1980 bis 2005. Die Berechnung erfolgt mittels der Software MATLAB des Herstellers The MathWorks, Inc.

Die Auswertung beginnt in dieser Arbeit mit einer generellen Häufigkeitsanalyse der errechneten CAPE- Werte an den jeweiligen Stationen. Manche Stationen sind aufgrund großer Datenlücken schlecht zu interpretieren, andere, wie die Station Samedan oder auch Krimml liefern aufgrund ihrer topographischen Lage nur sehr wenige Tage mit CAPE.

Weiters wird versucht, gewisse Trends im untersuchten Zeitraum herauszufiltern, speziell in Hinblick auf Tage mit positiver CAPE oder Extremwerten.

Die berechnete CAPE stellt nur ein Potential dar und ist daher allgemein gesehen kein Garant für Gewitter. Folglich stellt sich die Frage, inwieweit Zusammenhänge zwischen bestimmten CAPE- Werten und tatsächlicher Gewitterauslöse bestehen. Anhand Synop- Beobachtungen (WW und ww) werden Gewittertage herausgefiltert und mit der um 12UTC berechneten CAPE verglichen.

Fallbeispiele von simulierten Aufstiegen und CAPE- Berechnungen werden zum Schluss in Skew-T log p Diagrammen dargestellt und hinsichtlich der Großwetterlage und Wettererscheinungen interpretiert.

Abstract

In this diploma thesis, the convective available potential energy at 12 UTC is calculated by the Gauss' Trapezium Algorithm, surface temperature and dew point at 11 stations in the Alpine region. In addition to that, radiosondes of the surrounding are first checked on errors and then used for the calculation. CAPE is generally computed from 1980 to 2005 if data is available. The computing is done in MATLAB, software of The MathWorks, Inc.

The analysis starts with a general frequency analysis of the CAPE- values at the chosen stations. Some stations have no satisfying data with a lot of missing values and are not fit for further investigations. Others, like Samedan or Krimml, don't have many days with positive CAPE cause of their high altitude locations.

Furthermore, it is tried to reveal some trends over the period of 1980 to 2005, especially to investigate not only the days with positive CAPE but also the maxima of calculated CAPE-values.

CAPE is only a potential and does not generally assure thunderstorm developments. As a consequence it is an important question, if there are connections between some certain CAPE-values and observed thunderstorms. The stations are investigated (WW and ww) and thunderstorm observations are compared with according CAPE- values.

Finally, some examples are given to illustrate ascents of parcels and CAPE in Skew-T log p-diagrams. Besides, a brief interpretation of the weather conditions is also done.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungen.....	4
Tabellenverzeichnis.....	7
Abkürzungen	8
1 Einleitung.....	10
2 Grundlagen.....	11
2.1 Definition der Konvektion	11
2.2 Der Auftrieb	11
2.3 Die Schichtung der Atmosphäre – statische Stabilität	13
2.3.1 Der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ	13
2.3.2 Der feuchtadiabatische Temperaturgradient Γ_m	14
2.3.3 trockenstabile Schichtung	16
2.3.4 trockenlabile Schichtung	17
2.3.5 neutrale Schichtung	17
2.3.6 feuchtstabile Schichtung	18
2.3.7 feuchtlabile Schichtung	18
3 CAPE - Convective Available Potential Energy.....	20
3.1 Definition und anschauliche Darstellung.....	20

3.2 CAPE- Arten	22
3.2.1 SB-CAPE (surface-based CAPE).....	22
3.2.2 MU-CAPE (most unstable CAPE).....	23
3.2.3 ML-CAPE (mixed-layer CAPE)	24
4 Vorgehensweise	26
4.1 Die Aufgabenstellung.....	26
4.2 Auswahl der Stationen	26
4.2.1 Österreichische Stationen	27
4.2.2 Nichtösterreichische Stationen	28
4.2.3 Radiosondenstationen.....	30
4.2.4 Weitere Bearbeitung der Stations- und Radiosondendaten	32
4.3 Die CAPE- Berechnung	33
4.3.1 Allgemeine Betrachtungen	33
4.3.2 Umsetzung in MATLAB.....	34
4.4 Statistische Methoden	35
4.4.1 Korrelation und Regression.....	35
4.4.2 Der t-Test als Signifikanztest	36
5 Ergebnisse und Auswertungen.....	38
5.1 Häufigkeiten	39
5.1.1 Zeltweg.....	39
5.1.2 Bozen.....	40
5.1.3 Garmisch-Partenkirchen.....	42
5.1.4 Chur und Sion.....	44
5.1.5 Krimml	47

5.1.6 Lienz und Klagenfurt	49
5.1.7 Bad Aussee und Reichenau/Rax	52
5.2 Trends.....	55
5.2.1 Tage mit CAPE > 0 J/kg	57
5.2.2 Untersuchung der CAPE- Maxima	64
5.3 Gewitterauslöse und CAPE.....	68
5.3.1 Allgemeine Betrachtungen.....	68
5.3.2 Zeltweg.....	69
5.3.3 Garmisch- Partenkirchen.....	70
5.3.4 Bozen.....	71
5.3.5 Lienz und Klagenfurt	72
5.3.6 Zusammenfassung.....	73
6 Kurze Fallstudien	76
6.1 Der 12.7.1984 – Das Münchner Hagelunwetter	76
6.2 Zwei Stationen im Vergleich: Klagenfurt – Reichenau/Rax	78
7 Schluss und Ausblick.....	81
Literatur	83

Abbildungen

Abb. 3.1: Radiosondenaufstieg mit Konvektionsanalyse an der Station Tinker Air Force Base, Oklahoma, USA, 12UTC, 8.6.1974	20
Abb. 3.2: Temperaturprofil mit SB-CAPE und MU-CAPE	23
Abb. 3.3: Radiosondenaufstieg von Wien, 27.6.2006, 12UTC	25
Abb. 4.1: Karte des Ostalpenbereichs mit ausgewählten Stationen sowie der umliegenden Radiosondenaufstiege von 12UTC.....	31
Abb. 4.2: Karte des Westalpenbereichs mit ausgewählten Stationen sowie der umliegenden Radiosondenaufstiege von 12UTC.....	32
Abb. 5.1: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Zeltweg	39
Abb. 5.2: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Zeltweg.....	40
Abb. 5.3: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Bozen.....	41
Abb. 5.4: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Bozen	42
Abb. 5.5: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Garmisch- Partenkirchen.....	43
Abb. 5.6: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Garmisch- Partenkirchen.....	44
Abb. 5.7: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Chur	45
Abb. 5.8: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Chur.....	46
Abb. 5.9: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Sion.....	46
Abb. 5.10: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Sion	47
Abb. 5.11: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Krimml	48
Abb. 5.12: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Krimml	48

Abb. 5.13: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Lienz.....	50
Abb. 5.14: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Lienz.....	50
Abb. 5.15: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Klagenfurt	51
Abb. 5.16: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Klagenfurt	51
Abb. 5.17: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Bad Aussee.....	53
Abb. 5.18: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Bad Aussee.....	54
Abb. 5.19: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Reichenau/Rax	54
Abb. 5.20: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Reichenau/Rax	55
Abb. 5.21: Gesamte CAPE- Auswertung für Lienz von 1980 bis 2005.....	56
Abb. 5.22: Gesamte CAPE- Auswertung für Bozen von 1980 bis 2005.....	56
Abb. 5.22: Durchschnittliche Tage von Mai bis September mit CAPE > 0J/kg aller Stationen im Zeitraum 1980 bis 2005	58
Abb. 5.23: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg an den Stationen Chur und Sion im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September.....	59
Abb. 5.24: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg an den Stationen Bozen und Garmisch- Partenkirchen im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September.....	60
Abb. 5.25: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg an den Stationen Klagenfurt und Lienz im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September.....	61
Abb. 5.26: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg an den Stationen Zeltweg und Reichenau/Rax im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September	62
Abb. 5.27: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg an den Stationen Bad Aussee und Krimml im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September	64
Abb. 5.28: Absolute maximale CAPE- Werte aller Stationen.....	65
Abb. 5.29: SB-CAPE- Maxima der Jahre 1980 bis 2005 an den Stationen Bozen und Lienz mit Regressionsanalyse und Signifikanztest	66

Abb. 5.30: SB-CAPE- Maxima der Jahre 1980 bis 2005 an den Stationen Chur und Sion mit Regressionsanalyse und Signifikanztest.....	67
Abb. 5.31: SB-CAPE- Maxima der Jahre 1980 bis 2005 an den Stationen Klagenfurt und Zeltweg mit Regressionsanalyse und Signifikanztest	67
Abb. 5.32: SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung in Zeltweg	69
Abb. 5.33: SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung in Garmisch- Partenkirchen	70
Abb. 5.34: SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung in Bozen	71
Abb. 5.35: SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung in Lienz	72
Abb. 5.36: SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung in Klagenfurt	72
Abb. 5.37: Kumulative Häufigkeit der Gewittermeldungen nach SB- CAPE- Klassen an ausgewählten Stationen von 1980 bis 2005	75
Abb. 6.1: Berechnetes Temperaturprofil sowie Hebungskurve vom 12.7.1984 in Garmisch-Partenkirchen, 12 UTC.....	77
Abb. 6.2: Berechnetes Temperaturprofil sowie Hebungskurve vom 4.8. 2003 in Klagenfurt, 12 UTC.....	79
Abb. 6.3: Berechnetes Temperaturprofil sowie Hebungskurve vom 4.8. 2003 in Reichenau/Rax, 12 UTC	79
Abb. 6.4: Berechnetes Temperaturprofil sowie Hebungskurven vom 4.8. 2003 in Klagenfurt, 12 UTC mit SB-CAPE und CAPE mit niedrigerem Taupunkt.....	80
Abb. 7.1: Karte der Alpen mit ausgewählten Ergebnissen an den jeweiligen Stationen.....	81

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Feuchtadiabatische Temperaturgradient mit der Einheit Kelvin pro 100 Meter in Abhängigkeit von Temperatur und Luftdruck	15
Tab. 4.1: Überblick über die verwendeten Stationen im Alpenraum	27
Tab. 5.1: Einteilung der berechneten CAPE- Werte in Klassen	38

Abkürzungen

α	Irrtumswahrscheinlichkeit
γ	vertikaler Temperaturgradient, Einheit: Km^{-1}
Γ	trockenadiabatischer Temperaturgradient, Einheit: Km^{-1}
Γ_m	feuchtadiabatischer Temperaturgradient, Einheit: Km^{-1}
ρ	Luftdichte
ρ_u	Dichte der Umgebungsluft
Φ	Zahl der Freiheitsgrade beim Signifikanztest
Θ	Potentielle Temperatur
Θ_p	Potentielle Temperatur eines Teilchens
A	Auftriebskraft
A_n	Alternativhypothesen
B	Auftriebsbeschleunigung
CAPE	Convective Available Potential Energy, Einheit: Jkg^{-1}
CCL	Cumulus- Kondensationsniveau in Meter über Grund
CIN	Convective Inhibition, Einheit: Jkg^{-1}
C_p	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck, Einheit: $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
dh, dp, dT, dz	Differential von Enthalpie, Druck, Temperatur und Höhe
EL	Equilibriumlevel, Gleichgewichtsniveau in Meter
e_s	Sättigungsdampfdruck
g	Schwerebeschleunigung, Einheit: ms^{-2}
H_0	Nullhypothese
LFC	Level of Free Convection in Meter
L_{wv}	Verdampfungswärme, Einheit: Jkg^{-1}
M	Masse
M_p	Masse eines Teilchens
N	Stichprobenzahl
$P_{\Phi,\alpha}$	Argument einer theoretischen Verteilung
p	Luftdruck
q	spezifische Feuchte
q_s	spezifische Feuchte bei Sättigung
r	Korrelationskoeffizient
R^2	Bestimmtheitsmaß

T	Prüfgröße (P) beim t-Test
T	Temperatur
T _p	Temperatur eines Teilchens
T _v	virtuelle Temperatur
UTC	Universal Time Coordinated, Weltzeit
W	Vertikalgeschwindigkeit
ww	aktueller Wetterzustand
WW	Wetterzustand der letzten 3 Stunden
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

1 Einleitung

Die CAPE (Convective Available Potential Energy) ist als die Energie zu verstehen, welche einem Luftpaket bei einem Aufstieg in labiler Umgebung zur Verfügung steht. Große CAPE-Werte ermöglichen kräftige Vertikalbewegungen und folglich oft markante Wettererscheinungen. Diese Größe ist für die Gewittervorhersage unumgänglich, da die Intensität der Entwicklungen gut abgeschätzt werden kann. Voraussetzung ist das Freiwerden dieser Energie, denn oft ist es der Fall, dass zwar hohe CAPE- Werte mittels Radiosonden festgestellt werden, es jedoch am Abend oder in der Nacht zu keinen konvektiven Umlagerungen kommt. Meistens verhindert ein so genannter „Deckel“, also ein Bereich mit negativer Auftriebsenergie (Convective Inhibition – CIN) die Auslöse. Im synoptischen Routinebetrieb ist es daher von größter Wichtigkeit, neben der CAPE auch die Großwetterlage und gewisse Auslösemechanismen wie Konvergenzen oder Fronten abzuschätzen. Dennoch ist die CAPE kein unmittelbarer Garant für Gewitter. Selbst bei keiner oder nur sehr geringer CAPE treten Gewitter auf, meist in Verbindung mit Fronten oder in einer Umgebung mit kräftiger hochreichender Scherung.

Inneralpin ist die CAPE- Berechnung aufgrund der Topographie jedoch noch recht schlecht erfasst, zahlreiche Modelle in der Wettervorhersage (zum Beispiel das amerikanische Modell GFS) geben speziell im Alpenraum aufgrund der rohen topographischen Auflösung nur grob interpolierte CAPE- Werte wieder, welche durchaus anzuzweifeln sind.

In dieser Arbeit soll somit versucht werden, die CAPE an den inneralpinen Stationen anhand mehrerer Annahmen zu berechnen. Ein konkretes Bild der CAPE- Verhältnisse in Analyse, Trends und Auswirkungen (Gewitterbildung) soll somit gewonnen werden.

2 Grundlagen

2.1 Definition der Konvektion

Konvektion (lat.: *convehere* = mittragen, mitnehmen) zeigt sich als eine Austauschbewegung durch mittleren Massentransport aufgrund mehrerer zusammenwirkender Kräfte. Dichteunterschiede und folglich Masseunterschiede zwischen zwei Körpern führen zu Auf- und Abwärtsbewegungen (Emanuel, 1994). Solche Bewegungen sind in allen Fluiden, einschließlich im Ozean möglich.

Wärme wird nicht nur durch Wärmeleitung in Festkörpern oder durch Strahlung transportiert. Die Konvektion ist ein weiteres Mittel, um Wärme zu transportieren. In der Atmosphäre zeigt sich die Konvektion aufgrund der Überhitzung des Bodens, von dem sich dann Thermikblasen lösen und eine Bewegung nach oben ausführen. Je nach Temperaturdifferenz und Schichtung der darüber liegenden Umgebungsluft können diese Bewegungen unterschiedliche Höhen erreichen. Von anfangs nur wenigen Metern bis selbst zur Tropopause können diese Bewegungen führen.

Für die vorliegende Arbeit ist der Fall der Deep Moist Convection, der hochreichenden Feuchtkonvektion relevant. Bei dieser Form der Konvektion sind in vielen Fällen kräftige Gewitter möglich, da hier eine große Menge an latenter Wärme in kinetische Energie umgesetzt wird (Doswell, 2001). Solch Energiewerte sind natürlich relevant für die Heftigkeit von konvektiven Ereignissen und in der Meteorologie, speziell in der Gewittervorhersage, unumgänglich.

2.2 Der Auftrieb

Schon im antiken Griechenland war das Prinzip des Auftriebs bekannt. Federführend zeigte sich in dieser Hinsicht der griechische Mathematiker und Physiker Archimedes (285-212 v. Chr.). Nach ihm ist das Archimedische Prinzip als Grundlage für die Auftriebskraft benannt.

Ein individuelles Luftpaket mit der Masse M_p und Volumen V_p unterscheidet sich deutlich von der ihm umgebenen Luft. Durch die Definition Kraft = Masse mal Beschleunigung lässt sich dieses Prinzip der Auftriebskraft veranschaulichen:

$$A = g \times (M - M_p) \quad (2.1)$$

A = Auftriebskraft (positiv nach oben gerichtet), g = Erdbeschleunigung, M_p = Masse des Luftpakets, M = Masse des umgebenden Mediums mit gleichem Volumen

Entscheidend ist dabei der Masseunterschied und in weiterer Folge der Dichteunterschied zwischen Luftpaket und Umgebung.

Die Auftriebsbeschleunigung B lässt sich definieren als:

$$B = \frac{d^2 z}{dt^2} \quad (2.2)$$

(Etling, 2002)

Und in weiterer Folge gilt für das beschleunigte Luftpaket:

$$A = M_p \times B \quad (2.3)$$

Gleichsetzen und Division durch V_p liefert die Basis für den Auftrieb:

$$B = g \times \frac{\rho - \rho_p}{\rho_p} \quad (2.4)$$

Somit ist klar, dass ein Luftpaket, welches eine geringere Dichte als die Umgebung hat, eine Beschleunigung nach oben erfährt. Da Dichte und Temperatur laut Gasgleichung indirekt proportional zu einander stehen bekommt man durch Einsetzen:

$$B = g \times \frac{T_p - T}{T} \quad (2.5)$$

oder mit der potentiellen Temperatur:

$$B = g \times \frac{\theta_p - \theta}{\theta} \quad (2.6)$$

Ein Luftpaket, das somit wärmer als die Umgebungsluft ist, steigt ebenfalls nach oben, ein kälteres sinkt hingegen ab, da das Vorzeichen in Gleichung (2.5) rechts negativ ist. Je größer

der Temperaturunterschied, desto wirksamer die jeweilige Beschleunigung. Dies machen sich in der Praxis Heißluftballone zunutze, welche in kalter Morgenluft starten.

Die Umgebungstemperatur ist in der Atmosphäre jedoch nicht höhenkonstant. Je nach Höhe kommen schichtweise mehrere Temperaturgradienten in der Atmosphäre vor, welche wiederum Einfluss auf ein auf- oder absteigendes Luftpaket haben.

2.3 Die Schichtung der Atmosphäre – statische Stabilität

Ein wesentlicher Punkt, welcher die Entwicklung von hochreichender Konvektion bestimmt, ist die Schichtung der Atmosphäre. Genauer wird dabei die statische Stabilität betrachtet. Labile Verhältnisse begünstigen kräftige Schauer und Gewitter, während stabile Bedingungen unter Hochdruckeinfluss zumeist mit Absinken und Wolkenauflösung einher gehen. Mehrere Temperaturgradienten kommen in der Atmosphäre vor, welche in den folgenden Abschnitten erläutert werden.

2.3.1 Der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ

Aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik erhält man bei adiabatischen Vorgängen für ein Luftpaket:

$$dh = c_p dT = \frac{dp}{\rho_p} \quad (2.7)$$

h = Enthalpie, c_p = spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
(Etling, 2002)

Die hydrostatische Gleichung lautet:

$$dp = -g\rho dz \quad (2.8)$$

mit ρ als Dichte der Umgebungsluft

Setzt man nun die hydrostatische Gleichung in Gleichung 2.7 ein so ergibt sich:

$$c_p dT = -gdz \frac{\rho}{\rho_p} \quad (2.9)$$

Da der Dichteunterschied zwischen Luftteilchen und Umgebung nur sehr gering ist, kann man den letzten Bruch 1 setzen und so ergibt sich nach kurzer Umformung:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma \quad (2.10)$$

Ein Luftpaket, das ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung zum Aufsteigen gezwungen wird, kühlt sich somit mit dem konstanten Betrag g/c_p pro Meter ab. Der Temperaturgradient ist in diesem Fall negativ definiert, was auch das Vorzeichen in (2.10) verdeutlicht. Für 100m Aufstieg ergibt sich somit eine Abkühlung um etwa 1K (Liljequist, 1994). Dies wird auch der trockenadiabatische Temperaturgradient (Γ) oder auch Hebungskurve unterhalb des Kondensationsniveaus genannt. Umgekehrt wird ein Luftpaket, das zum Absinken gezwungen wird um 1K pro 100 Metern erwärmt. Kompression verrichtet Arbeit an dem Teilchen und lässt es so erwärmen.

2.3.2 Der feuchtadiabatische Temperaturgradient Γ_m

Nach Einsetzen von Sättigung folgt ein aufsteigendes Teilchen nicht mehr dem trockenadiabatischen, sondern dem feuchtadiabatischen Gradient. Ab dem Kondensations-Niveau wird latente Energie freigesetzt. Bei einer Temperatur von 20°C in gesättigter Umgebung werden zum Beispiel $2,45 \times 10^6$ J/kg als spezifische latente Wärme (L_{wv}) frei. (Bergmann & Schäfer, 2001). Allgemein betrachtet ist diese temperaturabhängig und folgt:

$$L_{wv} = (2,5008 - 0,002372 \times T[K]) \times 10^6 \text{ J/kg} \quad (2.11)$$

(Liljequist, 1994)

Diese, dem aufsteigenden Luftpaket zugeführte Wärme, verringert die Temperaturabnahme mit der Höhe. Der ab der Kondensation auftretende Temperaturgradient ist dadurch geringer als der trockenadiabatische Gradient Γ .

In großen Höhen ist der Anteil an Wasserdampf aufgrund der tiefen Temperaturen und des daraus resultierenden niedrigen Sättigungsdampfdruckes so gering, dass kaum mehr Kondensation auftritt. So wird hier dem aufsteigenden Teilchen keine relevante Kondensationswärme zugeführt und der Temperaturgradient beträgt dann etwa 1K/100m. Im Gesamten zeigt sich somit ab dem Kondensationslevel (Wolkenuntergrenze) ein geringerer Temperaturgradient, welcher mit der Höhe immer größer wird und sich dann dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten Γ (1K/100m) annähert.

Der feuchtadiabatische Temperaturgradient γ lautet (Liljequist, 1994):

$$\Gamma_m = \frac{g}{c_p} \times \frac{1 + \frac{L_{wv} q_s}{RT}}{1 + \frac{L_{wv} q_s}{c_p e_s} \frac{de_s}{dT}} \quad (2.12)$$

g = Erdbeschleunigung, c_p = spez. Wärmekonstante, L_{wv} = Verdampfungswärme, q_s = spezifische Feuchte bei Sättigung, R = Gaskonstante für trockene Luft, T = Temperatur, e_s = Sättigungsdampfdruck

Nach erfolgtem Aufstieg in größere Höhen geht die spezifische Feuchte q_s deutlich zurück, da dem Luftpartikel durch die Kondensation Wasserdampf entzogen wird. Die dem Luftpaket durch Kondensation zugefügte Wärme L_{wv} nimmt ebenfalls aufgrund des temperaturbedingten geringeren Anteils an Wasserdampf ab. Mittels Limesbildung ist klar, dass der rechte Bruchterm gegen 1 konvergiert und sich Γ_m dem trockenadiabatischen Gradient Γ nähert. Diesen Zusammenhang macht Tabelle 2.1 deutlich.

Tab. 2.1: Feuchtadiabatischer Temperaturgradient Γ_m mit der Einheit Kelvin pro 100 Meter in Abhängigkeit von Temperatur und Luftdruck. Deutlich tiefere Temperaturen in großen Höhen lassen die feuchtadiabatische Temperaturänderung in die trockenadiabatische (0,981 K pro 100 Meter) übergehen (nach Liljequist, 2001)

Temp., °C	1000 mbar	800 mbar	500 mbar	200 mbar
40	0,301	0,280	–	–
30	0,352	0,323	–	–
20	0,426	0,388	0,322	–
10	0,527	0,483	0,398	–
0	0,646	0,601	0,506	–
– 10	0,763	0,726	0,637	0,453
– 20	0,855	0,831	0,765	0,595
– 30	0,916	0,903	0,865	0,745
– 40	0,950	0,944	0,926	0,862
– 50	0,965	0,963	0,955	0,928

In den folgenden Unterabschnitten werden die speziellen Schichtungen in Bezug auf die Temperaturgradienten kurz erläutert.

2.3.3 Trockenstabile Schichtung

Sobald die Temperaturabnahme der Umgebung γ mit der Höhe geringer als $1\text{K}/100\text{m}$ ist, spricht man von trockenstabiler Schichtung. In diesem Fall ist der Temperaturgradient γ kleiner als Γ . Ein vom Ausgangspunkt nach oben ausgelenktes Luftpaket dringt somit in eine Umgebung mit kälterer Luft als das Luftpaket selbst ein. Folglich sinkt es wieder in Richtung Ausgangslage ab. Wenn die potentielle Temperatur der Umgebungsluft mit der Höhe zunimmt, spricht man ebenfalls von stabiler Schichtung. Die potentielle Temperatur des Luftpaketes bleibt in diesem Experiment natürlich konstant.

Wird das Teilchen jedoch unter das Ausgangsniveau ausgelenkt, ist es wärmer als die Umgebung und erfährt deshalb eine Aufwärtsbeschleunigung. In diesem Fall wirken auf das Luftpaket Kräfte, welche es ebenfalls zum Ausgangspunkt zurücklenken. (Liljequist, 1994). Bei dieser stabilen Lage schwingt das Luftpaket um das Ausgangsniveau, die so genannte Gleichgewichtslage. Mit der Brunt- Vaisala- Frequenz (benannt nach Sir D. Brunt, 1886-1965 und V. Vaisala, 1899-1969) lässt sich diese Schwingung darstellen:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (2.13)$$

N = Brunt- Vaisala- Frequenz, Einheit: s^{-1}

Wie bereits erwähnt nimmt bei stabiler Schichtung die potentielle Temperatur Θ mit der Höhe zu und die Lösung für N ist ein reeller Wert. Ein Teilchen schwingt so um das Ausgangsniveau, wobei es umso schneller schwingt, je stabiler die Umgebung geschichtet ist (Etling, 2002). Ist die Schichtung jedoch labil, nimmt Θ mit der Höhe ab und der Term unter der Wurzel wird negativ, N ist daher imaginär. Ein Teilchen entfernt sich dadurch immer weiter vom Ausgangspunkt.

Je stabiler die Atmosphäre geschichtet ist, desto größer ist die Amplitude der Schwingung. Solch Schwingungen machen sich oft durch ausgedehnte, walzenartige, parallel angeordnete Wolkenfelder (Leewolken und Leewellen) bemerkbar. Stabile Verhältnisse begünstigen in Gebirgsnähe Wellenbildungen bis in große Höhen. Segelflieger machen sich dies zunutze.

2.3.4 Trockenlabile Schichtung

Falls γ größer als Γ ist, herrscht eine trockenlabile Schichtung vor, da die Umgebungstemperatur mit der Höhe stärker abnimmt als die Hebungskurve des Luftpakets (ca. 1K/100m). Dies wird auch überadiabatische Schichtung genannt. Die potentielle Temperatur der Umgebungsluft nimmt bei diesen Verhältnissen mit der Höhe deutlich ab. Derartige trockenlabile Verhältnisse treten nur selten in der freien Atmosphäre auf. Untersuchungen aller Radiosonden von 1983 bis 1987 ergaben in 60% der Aufstiege eine oder mehrere Bereiche mit flachen, trockenlabilen Schichtungen in höheren Schichten (Emery et al., 1996). Die meisten davon sind jedoch auf Radiosondenmessfehler oder Rundungsproblemen bei der Verschlüsselung zurückzuführen.

Nur in Bodennähe treten häufig trockenlabile Bedingungen auf. Diese zeigen sich meist durch eine flache, überhitzte Schicht aufgrund kräftiger Einstrahlung, wo es dann zur sofortigen Konvektion kommt. An windschwachen Tagen, kräftiger Sonneneinstrahlung und gut aufheizbarem Untergrund (Stein, Sand) kann diese flache überadiabatische Schicht extreme Temperaturgradienten von mehreren Kelvin hervorbringen.

Advektion von kalter Luft über eine relativ warme Oberfläche kann ebenfalls zu kurzzeitigen trockenlabilen Verhältnissen in Bodennähe führen.

2.3.5 Neutrale Schichtung

Falls $\gamma = \Gamma$ ist, herrscht eine so genannte neutrale oder trocken-indifferente Schichtung vor. In diesem Fall ist ein Luftpaket immer von Luft mit gleicher Temperatur umgeben und mit dieser im Gleichgewicht. (Liljequist, 1994). In diesem Fall tritt keine Beschleunigung auf. Die potentielle Temperatur der Umgebung ist höhenkonstant.

2.3.6 Feuchtstabile Schichtung

Diese Schichtungsbezeichnung wird bei Kondensationsvorgängen verwendet. Eine feuchtstabile Schicht existiert dann, wenn der vertikale Temperaturgradient γ geringer als der feuchtadiabatische Gradient Γ_m ist. Somit ergibt sich $\gamma < \Gamma_m$. In diesem Fall würde ein aufsteigendes gesättigtes Luftpaket in potentiell wärmere Umgebungsluft gelangen und wäre daher zum Absinken verurteilt.

2.3.7 Feuchtlabile Schichtung

In diesem Fall ist der Temperaturgradient der Umgebung γ größer als der feuchtadiabatische Gradient Γ_m . Ein Luftpaket würde in gesättigter Umgebung daher einen Impuls nach oben bekommen, da es ja in kühlere Umgebungsluft eindringt. Solch Verhältnisse können mit teils kräftigen Vertikalbewegungen einhergehen und mächtige Quellwolken hervorrufen.

Selbst an sommerlichen Warmfronten ist die Schichtung manchmal feuchtlabil geschichtet, was bei Warmfronten mit eher typischen Aufgleitniederschlägen unter anderem kräftigere Vertikalbewegungen hervorrufen kann. Teils heftige Gewitter im Bereich der Front sind daher möglich (Kurz, 1990).

Zusammenfassung:

Ohne Kondensation:

$\gamma > \Gamma$...trockenlabile Schichtung

$\gamma = \Gamma$...trockenneutrale oder trockenindifferente Schichtung

$\gamma < \Gamma$...trockenstabile Schichtung

Mit Kondensation:

$\gamma > \Gamma_m$...feuchtlabile Schichtung

$\gamma = \Gamma_m$...feuchtneutrale oder feuchtindifferente Schichtung

$\gamma < \Gamma_m$...feuchtstabile Schichtung

γ ...Temperaturgradient

Γ_m ...feuchtadiabatische Temperaturgradient

Γ ...trockenadiabatische Temperaturgradient(ca. 1K/100m)

In der Atmosphäre kommen alle erwähnten Gradienten vor. Eine Umkehrung des Gradienten ist ebenfalls möglich, sodass die Temperatur mit der Höhe zunimmt (Inversionen).

All diese Grundlagen und Parameter sind von hoher Relevanz für die konvektive Energie, welche im folgenden Abschnitt vorgestellt wird.

3 CAPE - Convective Available Potential Energy

3.1 Definition und anschauliche Darstellung:

Die CAPE ist diejenige Energie, die einem Luftpaket in einer Umgebung mit positivem Auftrieb für die Konvektion zur Verfügung steht. So ist diese Energie schlicht und einfach derjenige Bereich, in welchem ein Luftpaket wärmer als die Umgebung ist. Je größer die Temperaturunterschiede, desto größer ist auch die CAPE. Die CAPE ist eine integrale Größe und lässt sich in jeder Schicht berechnen. Folglich wird in jedem Niveau der positive Auftrieb ermittelt und aufsummiert. Zumeist stellen das Level of Free Convection (LFC) die Unter- und das Equilibriumlevel (EL) die Obergrenze der Integration dar.

$$CAPE = \int_{z_1=LFC}^{z_2=EL} B dz = g \int_{z_1=LFC}^{z_2=EL} \frac{T_P - T_U}{T_U} dz \quad [J/kg] \quad (3.1)$$

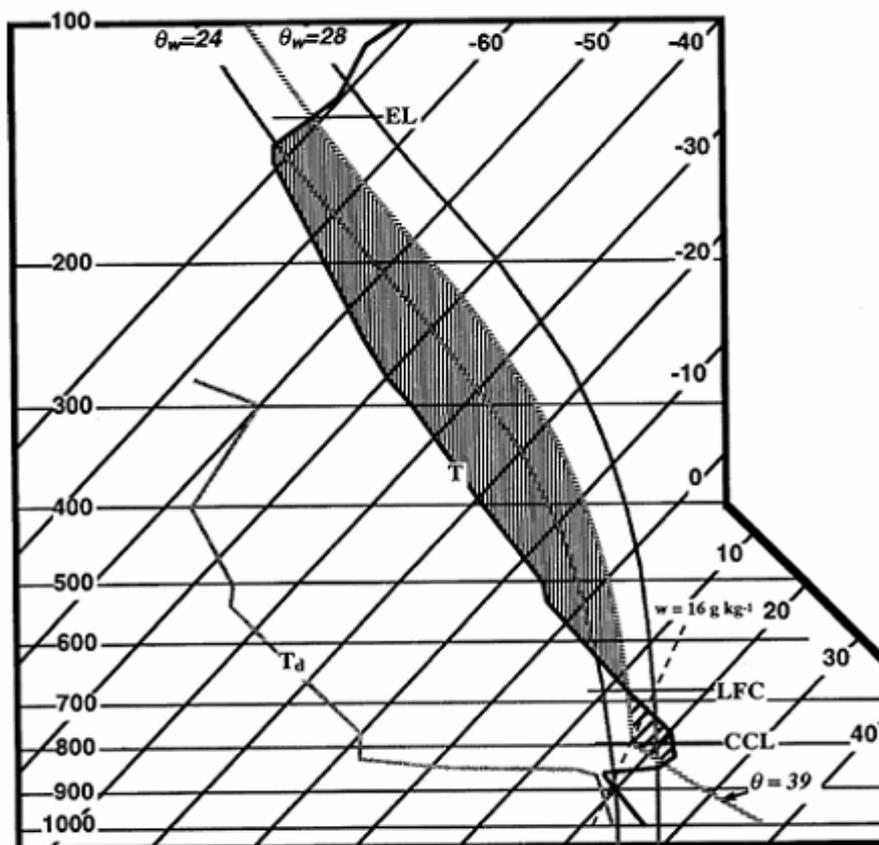


Abb. 3.1: Radiosondenaufstieg mit Konvektionsanalyse an der Station Tinker Air Force Base, Oklahoma, USA, 12UTC, 8.6.1974 (nach Doswell, 2001)

Abbildung 3.1 zeigt einen Radiosondenaufstieg von 12UTC vom 8. Juni 1974 an der Station Tinker Air Force Base in Oklahoma, USA. Die dicke, schwarze Linie (T) repräsentiert die Temperaturverhältnisse in der Atmosphäre von 1000hPa bis 100hPa. Die dicke, graue Linie zeigt den Taupunktverlauf (T_d) an. Die dicke, punktierte Linie stellt einen mit der potentiellen Temperatur (39°C) vom Boden ausgehenden Aufstieg eines Luftpakets dar. Das Mischungsverhältnis w beträgt während des trockenadiabatischen Aufstiegs unterhalb des Kondensationslevels (CCL) konstante 16 g kg^{-1} und ist als strichlierte Linie zu erkennen. Der Schnittpunkt dieser Linie mit der Trockenadiabate des Luftpakets zeigt das bereits erwähnte Cumulus- Kondensationsniveau (CCL) an. Ab diesem Zeitpunkt tritt in etwa 800hPa Kondensation ein und das Luftpaket folgt von nun an dem feuchtadiabatischen Temperaturgradient. Im vorliegenden Fall liegt dieser Punkt links von der Umgebungstemperatur und würde somit eine Abwärtsbeschleunigung bekommen. Hier wäre keine CAPE vorhanden, rechnerisch wäre der Wert negativ. Hier spricht man von der Convective Inhibition (CIN), welche eine Energie darstellt und dem Luftpaket zugeführt werden muss, um es über den Bereich mit negativem Auftrieb zu bringen (im Diagramm als dick gestrichelte Fläche dargestellt). Die CIN wirkt also wie ein Deckel mit einer stabilen Schicht über der gut durchmischten atmosphärischen Grenzschicht (Colby Jr., 1984). Nur durch äußere Vorgänge wie Frontannäherung, Konvergenz oder Outflows aus benachbarten Gewitterzellen kann diese stabile Schicht überwunden werden. Ist dies der Fall, gelangt das Luftpaket in einen Bereich, in dem es wärmer als die Umgebung ist. Das Level of Free Convection (LFC) ist erreicht und das Teilchen kann von selbst weitersteigen. In Abbildung 3.1 ist dies in etwa bei 680hPa erreicht.

Das Luftpaket erhält solange eine Beschleunigung nach oben, bis sich wieder ein Gleichgewicht zwischen Umgebungstemperatur und der Temperatur des Teilchens einstellt. Dieser Bereich wird als Equilibrium Level (EL) bezeichnet. In hochreichender Konvektion ist dies meistens die Tropopause. Sehr kräftige Vertikalbewegungen können diese jedoch überwinden und mit dem verbleibenden Aufwärtssimpuls in die untere Stratosphäre vorstoßen. Solch Overshooting Tops kommen häufig bei Superzellen und speziellen Gewitterclustern in V-Form vor. Deren Tops erreichen in Extremfällen Temperaturen von bis zu -70°C (Hermant, 2001).

Die dunkel schraffierte Fläche im dargestellten Skew-T logp Diagramm ist derjenige Bereich, in dem das Teilchen wärmer als die Umgebung (T) ist. Im Gegensatz dazu vergleiche man den Bereich, wo das Teilchen kälter als die Umgebung ist (dick schraffiert – CIN). Die zuerst

genannte Fläche ist unten vom LFC und oben vom EL begrenzt und stellt somit die CAPE des Teilchens dar.

Die CAPE zeigt sich also als eine potentielle Energie, welche nicht vernichtet, sondern lediglich umgewandelt werden kann. In einer Gewitterwolke wird daher der Großteil der CAPE in kinetische Energie umgeformt, was sich dann in entsprechenden Vertikalgeschwindigkeiten und Gewitterintensitäten niederschlägt.

Im theoretisch reibungslosen Fall gilt somit bei totaler Umwandlung der CAPE in kinetische Energie für die Vertikalgeschwindigkeit:

$$w = (2 \times CAPE)^{1/2} \quad (3.2)$$

(Stull, 2000)

Dies stellt natürlich den theoretisch maximalen Wert dar. Hier ist zu beachten, dass die CAPE durch mehrere Prozesse kleiner ist (Einmischen von trockener Umgebungsluft während des Aufstiegs - Entrainment, niedrigere Feuchte in bodennahen Schichten) und somit die Vertikalgeschwindigkeit verringert wird.

3.2 CAPE- Arten

Die CAPE kann auf mehrere Arten berechnet werden. Wichtig ist natürlich die Wahl des Kondensationsniveaus, welches aufgrund verschieden angenommener Feuchte- und Temperaturverhältnisse der unteren Schichten gewonnen wird.

3.2.1 SB- CAPE (Surface- Based CAPE)

Diese CAPE wird ausgehend von Bodenwerten (Temperatur und Taupunkt) bestimmt und stellt somit ein direkt vom Erdboden aufsteigendes Luftpaket dar. Der Vorteil ist die einfachere Berechnung, der Nachteil ist die, meist im Hochsommer kräftig auftretende überhitzte Schicht in Bodennähe (Überadiabasis). Diese wirkt sich natürlich störend aus und erzeugt dadurch einen meist zu hohen CAPE- Wert. Im Prinzip kann die SB- CAPE als das

instabilste Luftpaket, das vom Erdboden startet, angesehen werden und gibt einen maximalen, oberflächenbezogenen CAPE- Wert an.

Nächtliche Radiosondenaufstiege zeigen speziell in kalten Nächten der Übergangsjahreszeiten aufgrund der stabilen Bodeninversion in allen Fällen eine SB- CAPE von 0 J/kg, da die stabile bodennahe Schicht nicht überwunden werden kann. In diesem Fall ist für eine genauere nächtliche Konvektionsabschätzung die Most Unstable- CAPE (MU- CAPE) von Bedeutung, falls Fronten oder andere Hebungsantriebe zu einer nächtlichen Labilisierung führen. Diese spezielle CAPE- Art wird im folgenden Kapitel kurz vorgestellt.

3.2.2 MU- CAPE (Most Unstable CAPE)

Dem Namen nach bezeichnet diese CAPE- Art den größtmöglichen CAPE- Wert, welche unabhängig von Bodenverhältnissen gewonnen wird.

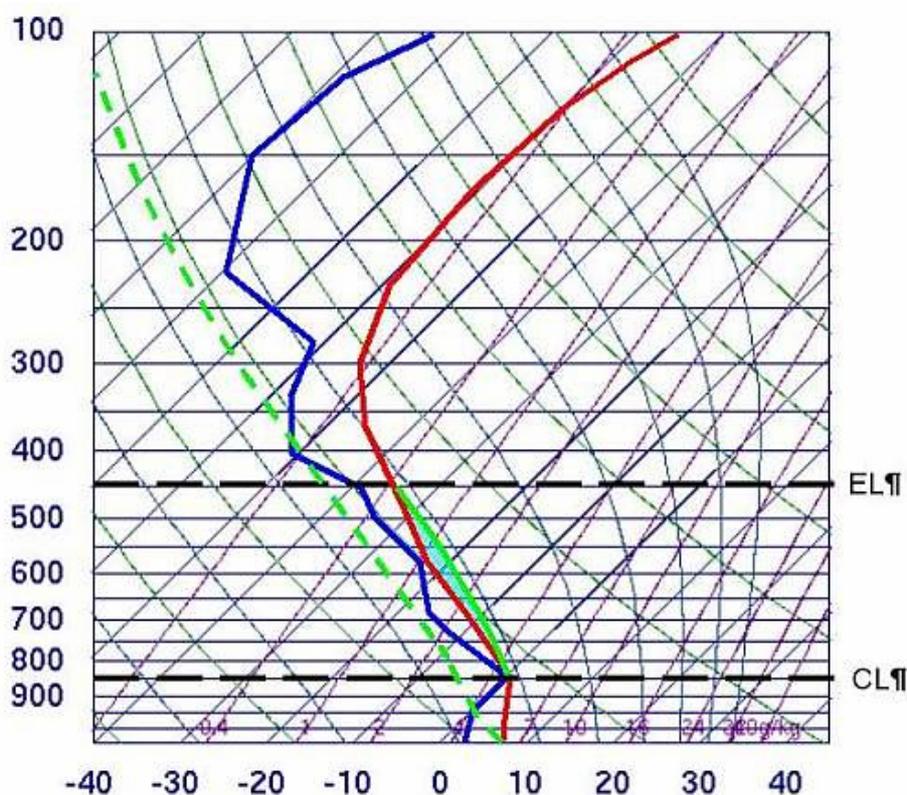


Abb. 3.2: SB-CAPE (grün strichlierte Hebungskurve) und MU-CAPE (türkise Fläche). Weiters sind Temperatur (rot) und Taupunkt (blau), sowie das Equilibriumlevel (EL) und Cumulus-Condensation-Level (CL) für die MU-CAPE dargestellt (www.wetteran.de)

Abbildung 3.2 zeigt einen nächtlichen Radiosondenaufstieg mit Temperatur- und Taupunktprofil (rot bzw. blau). Die grün strichlierte Linie zeigt den Aufstieg eines Luftpakets ausgehend von den vorherrschenden Bodenverhältnissen. In diesem Fall wäre das der SB-CAPE, welcher in diesem Beispiel jedoch nicht relevant ist, da sich das Teilchen immer links von der Temperaturkurve befindet und somit die $CAPE = 0$ ist.

Die durchgezogene grüne Linie zeigt den Aufstieg eines Teilchens, dessen Ausgangsniveau auf etwa 850 hPa liegt (CL) und bis zum Gleichgewichtsniveau (EL) auf etwa 450hPa steigt. Die türkise Fläche stellt somit die MU-CAPE dar. In diesem Fall spricht man von Elevated Convection, oder „abgehobene Konvektion“ und ist ein Hinweis auf labile Verhältnisse in der mittleren Atmosphäre. Solche Aufwärtsbewegungen sind somit von den Bodenverhältnissen unabhängig und treten oft in der Nacht auf. Speziell an der Obergrenze von Dunstfeldern tritt aufgrund verstärkter Abstrahlung eine Abkühlung auf, welche meist labilisierend wirkt und in manchen Fällen die MU-CAPE freiwerden lässt. Nächtliche Zellentwicklungen oder morgendliche Gewitter sind dadurch unabhängig von bodennahen Schichten möglich.

3.2.2 ML-CAPE (Mixed-Layer CAPE)

Dies stellt die am häufigsten angewandte Methode zur CAPE-Berechnung dar. In diesem Fall geht man nicht von Bodenwerten, sondern von mittleren Temperatur- und Taupunktswerten der untersten Schichten aus. Der Vorteil ist, dass man die für die CAPE-Berechnung störende überadiabatische bodennahe Schicht umgehen kann. Die ML-CAPE ist daher etwas geringer als die SB-CAPE. Natürlich ist dadurch ein vertikales Temperatur- und Taupunktprofil notwendig, welches jedoch nur bei einem Radiosondenaufstieg gänzlich zur Verfügung steht. Abbildung 3.3 zeigt einen Aufstieg von Wien, in dem die ML-CAPE (430,3 J/kg) dargestellt wird (Fläche zwischen der rechten, dicken schwarzen Temperaturkurve und der dünnen, schwarzen Hebungskurve).

Der Vorteil ist der etwas genauere und realistischere Wert, der Nachteil ist jedoch die Voraussetzung, dass Temperatur und Feuchteverhältnisse der untersten Schichten bekannt sind.

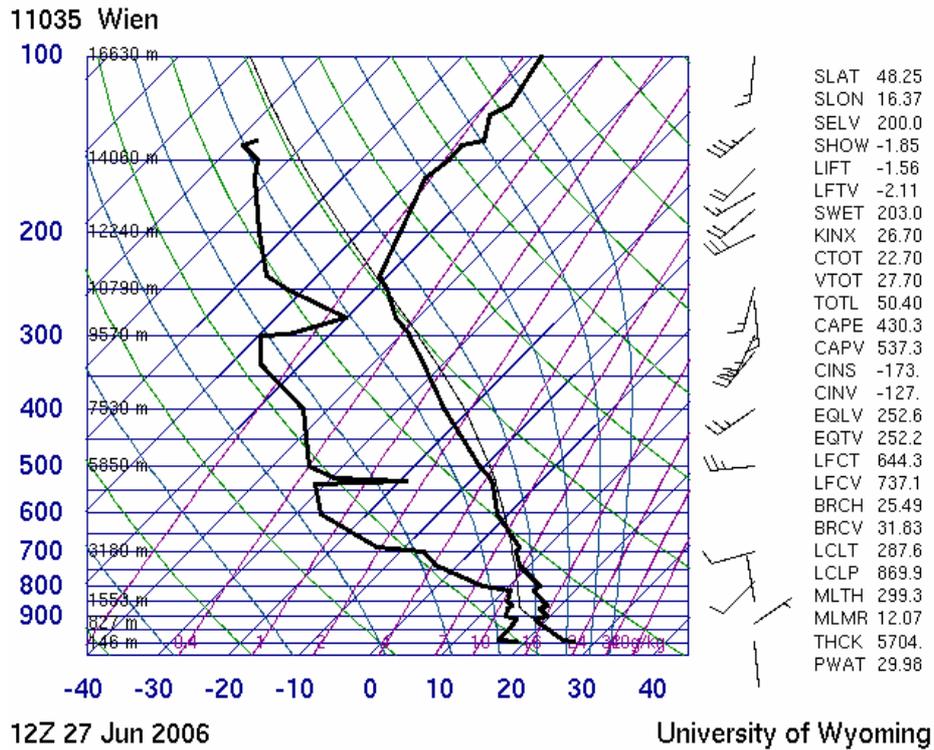


Abb. 3.3: Radiosondenaufstieg von Wien, 27.6.2006, 12UTC; ML-CAPE = 430,3 J/kg

In dieser Arbeit wird mit dem SB-CAPE gearbeitet, da dieser am einfachsten zu berechnen ist. Zudem sind wichtige Parameter, wie Temperatur- und Feuchteprofil der untersten Schichten an den Stationen ohne Radiosondenaufstieg nicht bekannt, was eine genaue Berechnung des ML-CAPE unmöglich macht.

4 Vorgehensweise

4.1 Die Aufgabenstellung

Wie man es von verschiedenen Vorhersagemodellen kennt, bietet die CAPE- Verteilung einen groben Überblick über die Labilität in einem bestimmten Gebiet. Speziell bei inneralpinen Feldern ist diese Darstellung jedoch zum Teil recht ungenau und durch die grobe Auflösung nur bedingt wahrheitsgetreu. Punktuelle CAPE-Werte sind nur bei Radiosondenstationen bekannt, in Gebieten mit wenigen Radiosonden teilweise schlecht modelliert. Um sich speziell in Gebirgslagen eine Vorstellung über die vorhandene CAPE zu machen, soll an mehreren alpinen Stationen die CAPE mit Hilfe eines MATLAB- Programms berechnet werden. Danach drängt sich natürlich die Frage auf, ob die errechnete CAPE auch frei wird, beziehungsweise frei geworden ist. Mittels Gewittermeldungen an den Stationen soll dies verifiziert werden.

4.2 Auswahl der Stationen

Die Stationen wurden primär nach geografischen und klimatischen Gesichtspunkten ausgewählt und untersucht. Somit ergeben sich für die Auswertung sechs österreichische und fünf nichtösterreichische Alpenstationen. Der Zeitraum der ausgewerteten Daten geht von 1980 bis 2005.

Tab. 4.1: verwendete Stationen im Alpenraum

<i>Stationsname</i>	<i>WMO-Code</i>	<i>Geograph. Länge</i>	<i>Geograph. Breite</i>	<i>Stationshöhe</i>
Bad Aussee(A)	11356	13,78°	47,62°	664m
Bozen(I)	16020	11,33°	46,47°	241m
Chur(CH)	06786	9,53°	46,87°	555m
Garmisch-Partenkirchen(D)	10963	11,07°	47,48°	720m
Klagenfurt(A)	11231	14,34°	46,64°	452m
Krimml(A)	11136	12,18°	47,23°	1000m
Lienz(A)	11204	12,80°	46,83°	665m
Reichenau(A)	11380	15,85°	47,70°	486m
Samedan(CH)	06792	9,88°	46,53°	1705m
Sion(CH)	06720	7,33°	46,22°	481m
Zeltweg(A)	11165	14,75°	47,20°	682m

4.2.1 Österreichische Stationen

Für diese Stationen wurde das Datenarchiv der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) verwendet. Die Auswahl erfolgte zuerst geografisch mit einer ausreichenden Anzahl an Stationen in verschiedenen Teilen der österreichischen Ostalpen. Stationen mit lückenhaften Messungen wurden herausgefiltert und ein Kompromiss zwischen Datenverfügbarkeit und geografischer sowie klimatischer Bedeutung der Station gefunden. Viele Messstellen weisen eklatante Lücken auf und einige Jahre fehlen komplett – vorwiegend die ersten Jahre des Untersuchungszeitraumes von 1980 bis 2006. So stehen zum Beispiel die Daten in Bad Aussee erst ab 1994 zur Verfügung, die Station wurde aber wegen ihrer geografischen Bedeutung im Bereich der Nordalpen mit einbezogen.

Die Stationen:

11136 Krimml, Seehöhe: 1000m

Repräsentativ für ein enges Alpental steht die automatische Station in Krimml im Oberpinzgau. Die Station befindet sich unmittelbar nördlich der Hohen Tauern (Venedigergruppe) und ist repräsentativ für die alpine Konvektion.

11204 Lienz, Seehöhe: 665m

Für die Alpensüdseite wurde Lienz in Osttirol als eine Station ausgewählt, die sich in einem Schnittpunkt mehrerer Täler befindet. Lienzer Dolomiten und Hohe Tauern (Schobergruppe) umgeben die Station.

11231 Klagenfurt, Seehöhe: 452m,

Eine weitere Station an der Alpensüdseite ist die Station am Klagenfurter Flughafen. Diese verkörpert die Lage in einem großen inneralpines Becken (Klagenfurter Becken).

11356 Bad Aussee, Seehöhe: 664m

An der Alpennordseite wurde die Station Bad Aussee ausgewählt. Das Ausseer Land ist gekennzeichnet durch ein kleines inneralpines Becken an der Südwestseite des Toten Gebirges. Im Südwesten schließt das alpine Hochplateau des Dachsteins an.

11165 Zeltweg, Seehöhe: 682m

Die Station Zeltweg am gleichnamigen Flugplatz ist stellvertretend für ein inneralpines breites Tal (Murtal). Im Norden wird hier das Murtal durch die Seckauer Alpen (ca. 2400m), sowie im Süden durch Stubalpe und Gleinalpe (ca. 2100m) begrenzt. Die Seetaler Alpen (ca. 2400m) sind im Südwesten von Zeltweg zu finden.

11380 Reichenau/Rax, Seehöhe: 486m

Stellvertretend für die östlichen Ausläufer der Alpen steht die Station Reichenau/Rax im niederösterreichischen Schwarza-Tal. Dieses Gebiet wird im Westen durch die Rax (2000m) und im Nordwesten durch das Schneebergmassiv (2100m) begrenzt.

Die Abbildung 4.1 bietet einen Überblick über die geografische Lage der österreichischen Stationen sowie die verwendeten Radiosonden.

4.2.2 Nichtösterreichische Stationen

Für die fünf nichtösterreichischen Stationen wurde das VERACLIM-Datenarchiv der Universität Wien verwendet. Ausgehend vom Europäischen Zentrum für mittelfristige

Wettervorhersage (EZMW) konnten die Daten von 1980 bis 2001 mit 3-stündiger Auflösung herangezogen werden. Die Daten bestehen aus dem MARS- System (Meteorological Archival and Retrieval System) und dem ERA40- Archiv (EZMWF- Re-Analysis – ERA40). (Steinacker, 2007).

Leider sind diese Daten zum Teil sehr lückenhaft. Viele geografisch relevante Stationen wurden untersucht und aufgrund von immensen Datenlücken wieder verworfen. Auch sind einige Stationen erst ab 1993 verfügbar und für den gewählten Zeitraum von 1980 bis 2005 nicht brauchbar. Bei manchen Stationen (z.b. Garmisch-Partenkirchen) fehlen einige Jahre vollständig.

Drei Stationen befinden sich in der Schweiz: Sion, Samedan und Chur. Jeweils eine Station befindet sich in Italien (Bozen) und Deutschland (Garmisch-Partenkirchen).

Die ausländischen Alpenstationen befinden sich großteils ebenfalls in den Ostalpen. Lediglich Sion (Sitten) im Rhonetal stellt geografisch einen Ausnahmefall dar, da sich dieser Ort als einziger in den Westalpen befindet.

Die Stationen:

06720 Sion (Sitten), Schweiz, Seehöhe: 481m

Die einzige Station in den Westalpen ist nicht nur geografisch ein Ausnahmefall. Das Rhonetal bei Sion im Kanton Wallis zeichnet sich durch eine extreme relative Höhe von der Talsohle bis zu den nördlich und südlich gelegenen Gipfeln aus. Eingebettet zwischen den Berner Alpen und den Walliser Alpen erreicht der Höhenunterschied bei Sion knappe 2700m, zum höchsten Punkt in der näheren Umgebung (Weißhorn, 4505m, Walliser Alpen) gar 4000m.

06792 Samedan, Schweiz, Seehöhe: 1705m

Die Station am höchsten Flugplatz Europas stellt in der Stationswahl ebenso einen Ausnahmefall dar. Aufgrund der großen Seehöhe kann somit eine Analyse der Konvektion in hochalpinen Lage durchgeführt werden. Samedan befindet sich im Inntal des Oberengadins und wird von angrenzenden Gipfeln um rund 1600m überragt. Alpines Hochgebirgsklima prägt diesen Talabschnitt.

06786 Chur-Ems, Schweiz, Seehöhe: 555m

Chur befindet sich im tiefen Tal des Vorderrheins im Kanton Graubünden. Die Station Chur-Ems zeichnet sich durch eine hohe Datenqualität aus, was primär der ausschlaggebende Grund für die weitere Verwendung ist. Chur gewinnt durch die Nähe zu Samedan eine zusätzliche Bedeutung, da neben den hochalpinen Verhältnissen von Samedan im nahezu selben Gebiet die Bedingungen in einem deutlich tiefer gelegenen Alpental untersucht werden können.

10963 Garmisch-Partenkirchen, Deutschland, Seehöhe: 719m

Garmisch-Partenkirchen repräsentiert die Alpennordseite durch einen Zusammenschluss dreier Täler. Im Süden wird dieser Punkt durch Wettersteingebirge und Zugspitzmassiv begrenzt (ca. 2900m), die übrigen Gebirgszüge sind etwa 2000m hoch. Diese Station wurde auch deshalb ausgewählt, da hier generell sehr ausgeprägte Föhn effekte auftreten. Zudem sind die Bayerischen Alpen vielfach Ausgangspunkt für heftige Gewitter, welche in weiterer Folge organisiert in Form von Squall- Lines oft den Norden Österreichs erreichen.

16020 Bozen, Italien, Seehöhe: 241m

Eine weitere Station an der Alpensüdseite stellt Bozen im Etschtal dar. Bozen liegt sehr oft in energiereicher Luft, welche meist mit einer südwestlichen Höhenströmung an die Alpen herangeführt wird. Die Nähe zur Po-Ebene macht sich vielfach durch Dunst bemerkbar, welcher jedoch hochreichende Konvektion durch verminderte Sonneneinstrahlung unterdrückt.

Die Abbildungen 4.1 und 4.2 verschaffen einen Überblick über die Lage der Stationen zueinander sowie die Positionen der verwendeten Radiosonden.

4.2.3 Radiosondenstationen

Viele Stationen mit Radiosondenaufstiegen befinden sich um, wenige in den Alpen. Bei der CAPE- Berechnung wird hingegen nur auf die 12UTC- Aufstiege Rücksicht genommen. Diese wird jedoch nicht bei allen Stationen durchgeführt. Die Radiosonde in Innsbruck wäre ein hervorragender Standort für alpine Verhältnisse, da sich die Station direkt in den Alpen befindet. Leider wird hier nur um 03UTC ein Radiosondenaufstieg durchgeführt. Die zu

diesem Zeitpunkt meist vorhandene nächtliche Inversion wirkt sich störend auf die CAPE-Berechnung aus. Daher muss auf umliegende 12UTC Aufstiege zurückgegriffen werden, welche in Lyon (Frankreich), Payerne (Schweiz), Mailand, Udine (beide Italien), München (Deutschland) und Wien verfügbar sind und in den Abbildungen 4.1 und 4.2 dargestellt werden. Als Datenquelle dient dazu das im Internet frei verfügbare Datenportal der Universität Wyoming, USA (<http://www.uwyo.edu/>).

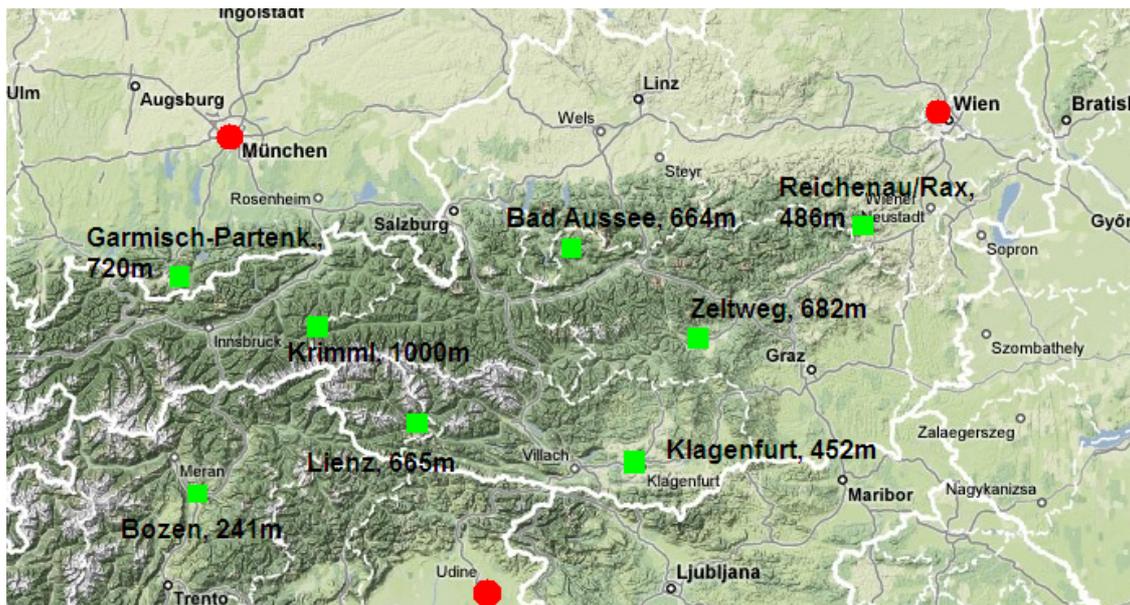
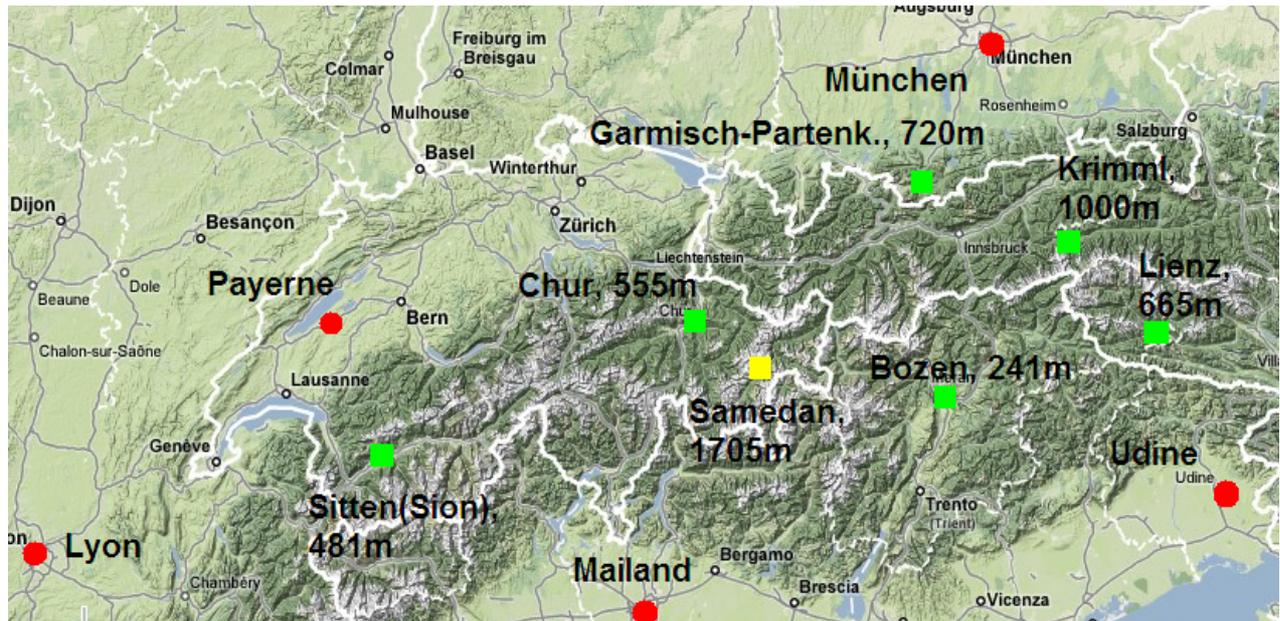


Abb. 4.1: Ostalpenbereich mit ausgewählten Stationen (grüne Quadrate) sowie der umliegenden Radiosondenaufstiege von 12UTC (rote Kreise). <http://maps.google.de/>



*Abb. 4.2: Westalpenbereich. Wie Abb. 4.1, jedoch mit Bergstation Samedan (gelbes Quadrat).
(<http://maps.google.de/>)*

4.2.4 Weitere Bearbeitung der Stations- und Radiosondendaten

Die Monate Mai, Juni, Juli, August und September wurden von den jeweiligen Jahren herausgefiltert und für die CAPE -Berechnung verwendet, da diese Monate generell von hochreichender Konvektion geprägt sind. Konvektion tritt auch in den anderen Monaten auf, jedoch meist in Verbindung mit Fronten in einer Umgebung von geringer oder keiner CAPE. Relevant für die Auswertung waren jeweils die 12 UTC Termine mit entsprechender Temperatur- und Taupunktmessung. Manche Stationen meldeten teils lückenhafte Messungen, speziell die Stationen Bad Aussee und Reichenau. Diese sind erst Mitte der 90er-Jahre zu gebrauchen. Einige wenige fehlende 12UTC- Messungen wurden eliminiert oder durch bestehende 15UTC- Messungen ersetzt.

Ferner wurden die aktuellen Wetterzustände sowie das Wetter in den vergangenen drei Stunden in Betracht gezogen (ww und WW als Synop- Verschlüsselungen), um Gewittertage an den jeweiligen Standorten festzustellen. Leider sind hier nicht alle Stationen mit vorteilhaften und für die Verwendung brauchbaren Daten ausgestattet.

Um ein Temperaturprofil an einer Station zu erhalten, das für die CAPE- Berechnung unerlässlich ist, wurden die Radiosondenstationen der näheren Umgebung herangezogen. Eine

Datenqualitätsprüfung war davor nötig, um fehlerhafte Messungen der Radiosonden zu eliminieren, welche den errechneten CAPE- Wert entscheidend verfälschen würden.

4.3 Die CAPE- Berechnung

4.3.1 Allgemeine Betrachtungen

Ein wesentlicher Beitrag zur CAPE-Berechnung stellen neben der vorherrschenden Umgebungstemperatur die bodennahen Verhältnisse dar. So ist der errechnete CAPE- Wert stark vom Feuchtegehalt und der Temperatur der untersten Schichten abhängig. In warmer Luft hat die Änderung des Taupunktes eines vom Boden gehobenen Luftpakets mehr Einfluss auf die CAPE als eine Änderung der Temperatur des Teilchens um den gleichen Wert. In kalter Luft ist jedoch die Temperatur ausschlaggebend (Sanders, 1986). In dieser Arbeit wird die CAPE mittels Temperatur und Taupunkt des Bodens errechnet und entspricht somit dem Surface- Based CAPE (SB- CAPE). Ein Problem liegt dabei natürlich in der bodennahen Überadiabatie und dementsprechender Taupunkt- und Temperaturüberhöhung. Da eine Mittelung über die untersten Schichten nicht möglich ist, muss mit den Bodenwerten weitergerechnet werden, um die CAPE eines vom Boden ausgehenden Luftpakets zu erhalten. In einer weiteren Berechnung wird der Taupunkt jedoch um 1K niedriger gewertet, um etwas realistischere Werte zu bekommen.

Ein zusätzlicher Punkt ist das Einmischen von trockener Umgebungsluft (Entrainment) während des Aufstieges, das durch Turbulenz an der Grenzfläche von Thermikblasen bewerkstelligt wird (Randall & Huffman, 1982). Dieser Prozess beeinflusst den positiven Auftrieb und die CAPE wird somit etwas verringert. In dieser Arbeit wird dies jedoch vernachlässigt.

Anstatt der Temperatur kann für eine CAPE-Berechnung auch die virtuelle Temperatur T_v verwendet werden. Diese ist allgemein definiert als

$$T_v = T \times (1 + 0,608q) \quad (4.1)$$

(Bergmann & Schäfer, 2001)

Man sieht, dass die virtuelle Temperatur immer größer als die verwendete Lufttemperatur ist.

So ergäbe sich für die CAPE- Berechnung eine positive Abweichung im Vergleich zu jenem Wert, der mit der normalen Temperatur zustande kommt. Für kleine CAPE- Werte wäre der Unterschied recht eklatant, während er für große Werte kaum ins Gewicht fällt (Doswell & Rasmussen, 1994).

In dieser Arbeit wird die virtuelle Korrektur jedoch nicht angewandt.

4.3.2 Umsetzung in MATLAB

Mittels Temperatur und Taupunkt der jeweiligen Stationen wird zuallererst ein trockenadiabatischer Aufstieg bis zum Kondensationslevel simuliert. Graphisch wird dieses Niveau mit dem Schnittpunkt der entsprechenden Trockenadiabaten und der Linie des konstanten Mischungsverhältnisses erreicht. So gewinnt man, Durchmischung der Schicht vorausgesetzt, die Höhe der Wolkenbasis (CCL) über Grund. Für die weitere Programmierung und Verarbeitung errechnet sich das CCL in Metern über Grund mittels Formel (4.2).

$$CCL[m] = (Temperatur - Taupunkt) \times 125 \quad (4.2)$$

(Haiden, 1990)

Ab dem CCL-Niveau kommt das mittlere Umgebungstemperaturprofil der drei geographisch nächstgelegenen Radiosonden ins Spiel. Für die jeweiligen Stationen stehen somit in einem Dreieck drei Radiosonden zur Verfügung, jeweils eine beziehungsweise zwei an der Alpennordseite und umgekehrt an der Alpensüdseite. Geographische Gewichtung der jeweiligen Temperaturprofile der Radiosondenaufstiege resultiert somit zu einem gemittelten Temperaturprofil an der ausgewählten Alpenstation. Dies stellt die für die CAPE- Berechnung benötigte Umgebungstemperatur dar. Dadurch kann über der errechneten Wolkenbasis (CCL) die CAPE berechnet werden. Negative Bereiche der CAPE, also Schichten mit negativem Auftrieb werden nicht berücksichtigt. Im Falle eines vollständigen Fehlens einer Schicht mit positivem Auftrieb wird die CAPE = 0 J/kg gesetzt.

An den Stationen stehen somit nach erfolgter Berechnung alle CAPE- Werte von 12UTC im Zeitraum 1980 bis 2005, jeweils in den Monaten Mai bis September zur Verfügung.

4.4 Statistische Methoden

4.4.1 Korrelation und Regression

Eine Zeitreihe lässt auf den ersten Blick oft nur vage Zusammenhänge oder Trends von Stichproben zu. Zusätzliche Maßnahmen sind daher von Nöten, um gewünschte Ergebnisse zu erzielen. Um gewisse Trends einer Zeitreihe herauszufiltern, sind eine Regressions- und Korrelationsanalyse von Nöten.

Eine Regressionsanalyse dient dazu, einen funktionalen Zusammenhang mehrerer Stichproben aufzufinden. Zumeist ist ein linearer Zusammenhang, also eine lineare Regression, das Mittel zum Zweck, es gibt jedoch auch andere mathematische Approximationen. Die Regressionsgerade wird mit den minimalen quadratischen Abweichungen der Stichproben von den Funktionswerten der linearen Regression ermittelt und als Geradengleichung im Diagramm dargestellt. So lässt sich ein etwaiger Trend ermitteln.

Die Korrelationsanalyse beschäftigt sich danach mit der Güte des Zusammenhangs. Der so genannte Korrelationskoeffizient ist eine dimensionslose Zahl zwischen -1 und +1. Dieser zeigt die Güte des linearen Zusammenhangs. Ist der Korrelationskoeffizient r gleich null, so ist kein Zusammenhang erkennbar. Bei einem Wert von $r = 1$ ist dieser vollständig gegeben, ebenso bei $r = -1$ jedoch mit negativem Zusammenhang.

Das Bestimmtheitsmaß ist ebenfalls ein gern verwendetes Gütemaß für die Linearität. Es definiert sich als

$$B = 100 \cdot r^2 \quad (4.3)$$

und gibt den Anteil der durch die Regression erklärten Varianz in Prozent wieder. Je höher der Wert, desto besser ist die durchgeführte Regression. In der Literatur findet man statt B öfters den Term R^2 als Bestimmtheitsmaß.

4.4.2 Der t-Test als Signifikanztest

Um einen bestimmten Trend oder anderes Merkmal zu überprüfen, bedient man sich in der Statistik zahlreicher Tests, welche aufgestellte Hypothesen überprüfen und in der Folge verwerfen oder annehmen.

Im Zuge einer solchen Überprüfung wird eine so genannte Nullhypothese H_0 aufgestellt, die ein bestimmtes Merkmal zunächst als zufällig abstempelt. Die gegenteilige Behauptung wird Alternativhypothese A_1 genannt. Selbstverständlich können auch mehrere Alternativhypothesen A_n aufgestellt werden.

Ein positiver Test entsteht, wenn H_0 verworfen wird und A_1 für richtig erklärt wird, im umgekehrten Fall spricht man von einem negativen Testergebnis. In der Statistik wird natürlich der positive Testentscheid angestrebt, um die Zufälligkeit zu verhindern.

Nach Aufstellen der Hypothesen berechnet man die Prüfgröße P . Diese wird je nach Fragestellung mittels unterschiedlicher theoretischer Verteilungen gewonnen. Statistische Bücher geben genug Einblick in mehrere Berechnungen (Schönwiese, 1992).

Nun bestimmt man die Freiheitsgrade (Stichprobenumfang $n-2$) und wählt eine Irrtumswahrscheinlichkeit α . Damit bestimmt man das Argument einer theoretischen Verteilung $P_{\Phi,\alpha}$ und vergleicht diese mit P .

Ist $P > P_{\Phi,\alpha}$, wird die Alternativhypothese angenommen, da der Testentscheid positiv ist, ansonsten gilt für $P < P_{\Phi,\alpha}$ ein negativer Testentscheid und die Nullhypothese wird angenommen.

Wichtig ist die Wahl der Irrtumswahrscheinlichkeit α , welche das Signifikanzniveau festlegt und nicht über 0,1 liegen sollte. Hier gilt:

$\alpha = 0,1$	Signifikanz = 90%
$\alpha = 0,05$	Signifikanz = 95%
$\alpha = 0,01$	Signifikanz = 99%

Im Falle eines so genannten t-Tests wird P wie folgt errechnet:

$$P = t = r \times \sqrt{\frac{\Phi}{1 - R^2}} \quad (4.4)$$

R = Korrelationskoeffizient

n = Stichprobenzahl

Φ = Freiheitsgrade (mit $\Phi = n-2$)

R^2 = Bestimmtheitsmaß

T = Prüfgröße P beim t-Test

(Schönwiese, 1992)

5 Ergebnisse und Auswertungen

An allen elf Stationen wird nun für vorhandene 12UTC - Termine von Mai bis September die konvektive verfügbare potentielle Energie errechnet und ausgewertet. Dargestellt werden zuerst die Häufigkeitsverteilungen verschiedener CAPE- Werte an allen Stationen, jeweils die Surface- Based- CAPE (SB- CAPE) und die CAPE- Berechnung mit um 1K niedrigerem Taupunkt. Die jeweiligen Größenordnungen sind in allen Diagrammen für einen schnellen Vergleich gleichgesetzt. In den Klammern hinter angeführten SB- CAPE- Werten zeigt sich die Berechnungen für den jeweils um 1K niedriger gesetzten Taupunkt.

Die Klasseneinteilung erfolgt allgemein nach folgendem Schema (Tab. 5.1.), wobei darauf geachtet wird, dass alle Klassen gleich breit sind.

Tab. 5.1: Einteilung der berechneten CAPE- Werte in elf Klassen

1	Keine Daten vorhanden
2	CAPE = 0 J/kg
3	0-500 J/kg
4	500-1000 J/kg
5	1000-1500 J/kg
6	1500-2000 J/kg
7	2000-2500 J/kg
8	2500-3000 J/kg
9	3000-3500 J/kg
10	3500-4000 J/kg
11	>4000 J/kg

Häufigkeitsmerkmale werden damit dargestellt sowie interpretiert. Einige Vergleiche zwischen den Stationen ergänzen das Bild, um zum Beispiel Nordalpen mit den Südalpen zu vergleichen.

Zusätzlich erfolgt eine Untersuchung und Auswertung etwaiger Trends von bestimmten Parametern.

Zum Schluss wird die Frage der Gewitterauslöse in Relation zu den berechneten CAPE- Werten behandelt. Leider sind einige Stationen nur mangelhaft mit Wetter- und

Nachwettermeldungen (als Synop-Codes ww und WW) ausgestattet. Daher erfolgt diese Auswertung lediglich in Zeltweg, Garmisch-Partenkirchen, Klagenfurt, Bozen und Lienz.

5.1 Häufigkeiten

5.1.1 Zeltweg

Die Auswertung in Zeltweg am gleichnamigen Flugplatz (LOXZ) ist geprägt durch eine gute Datenqualität und Datenverfügbarkeit. So stehen alle Jahre von 1980 bis 2005 mit ausreichend Daten zur Verfügung.

An 226 Terminen erfolgt jedoch keine CAPE-Berechnung, was in etwa 5,7% des Gesamtdatensatzes ausmachte. Fehlende Radiosonden der Umgebungsaufstiege und einige wenige Datenlücken an der Station Zeltweg sind dafür die Ursache.

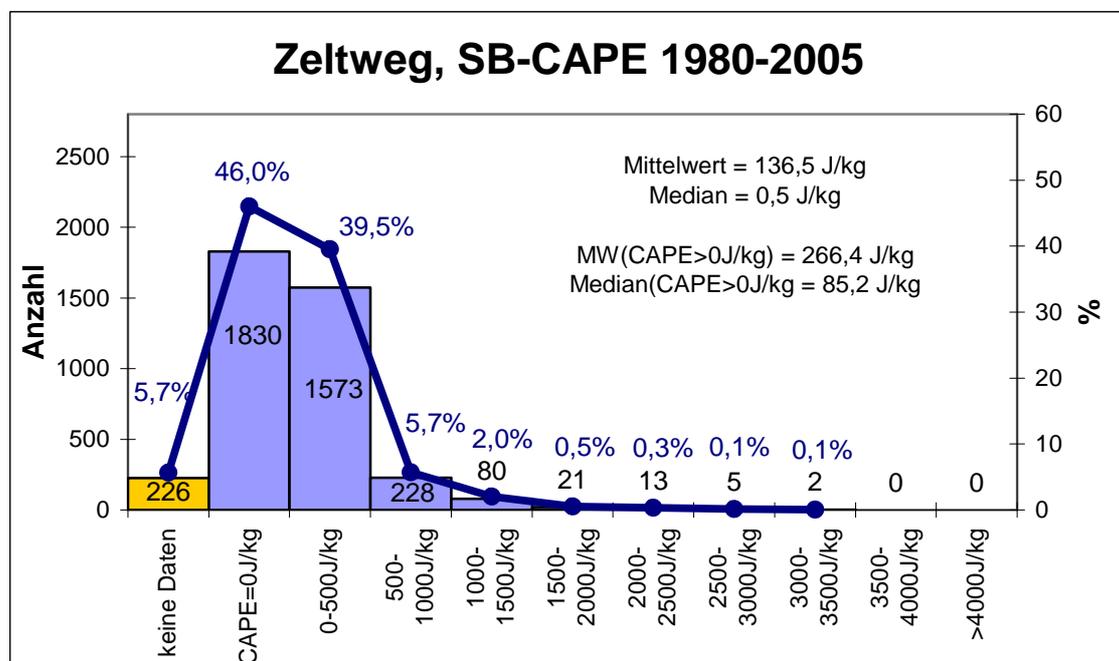


Abb. 5.1: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Zeltweg

So wie bei den meisten Häufigkeitsverteilungen ergibt sich eine deutliche Schiefe zu den niedrigeren Werten. Erwartungsgemäß sind die Tage mit CAPE = 0 J/kg am meisten

vertreten. In Zeltweg sind dies 46%, knapp 51% im Falle des niedrigeren Taupunktes (Abb. 5.2). Der Mittelwert der ausgewerteten Daten beträgt in Zeltweg 136,5 J/kg (80,2 J/kg mit niedrigerem Taupunkt) und der dazugehörige Median erreicht naturgemäß geringe Werte, da die Zahl der Tage mit CAPE=0 J/kg dominant sind. Im Falle der aufgetretenen CAPE > 0 J/kg gibt es hier einen errechneten Mittelwert im Jahr von 266,4 J/kg (205,1 J/kg) sowie einen Median von 85,2 J/kg (59,1 J/kg). Im Mittel zeigt sich an 74 (57) Tagen im konvektiven Jahr von Mai bis September eine positive CAPE.

Nur sehr wenige Termine kommen mit höheren CAPE- Werten vor, über 1000J/kg sind es gar nur 3% (1,9%).

Im Gegensatz zur SB-CAPE- Berechnung sind die Werte mit der niedrigeren Taupunkt-berechnung noch mehr zu den Werten mit 0 J/kg verschoben. Knapp mehr als die Hälfte der Werte stellen somit einen Wert von 0 J/kg dar.

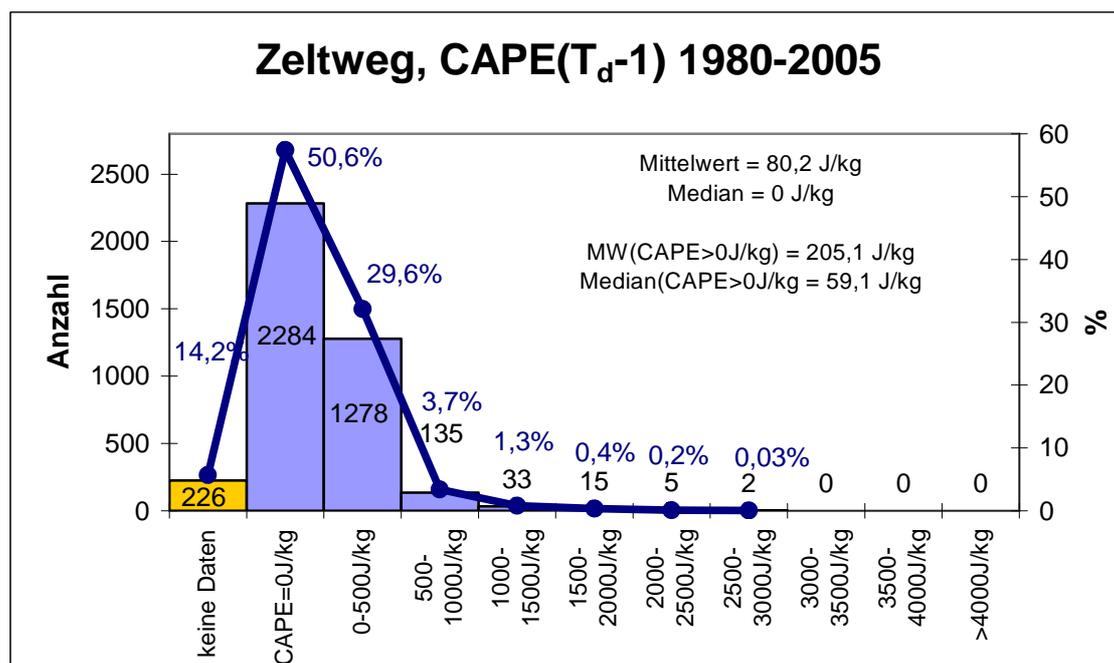


Abb. 5.2: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Zeltweg

5.1.2 Bozen

Die Auswertung für Bozen ergibt zunächst knapp 600 fehlende Werte, was sich mit 15,6% der Gesamtdaten niederschlägt.

Im berechneten Zeitraum beträgt die durchschnittliche CAPE 908,3 J/kg, bei einer Verringerung des Taupunktes liegt dieser Wert nur noch auf 688,6 J/kg. Somit wirkt sich die Taupunkterniedrigung vor allem bei einer großen Anzahl von hohen CAPE- Werten stärker aus.

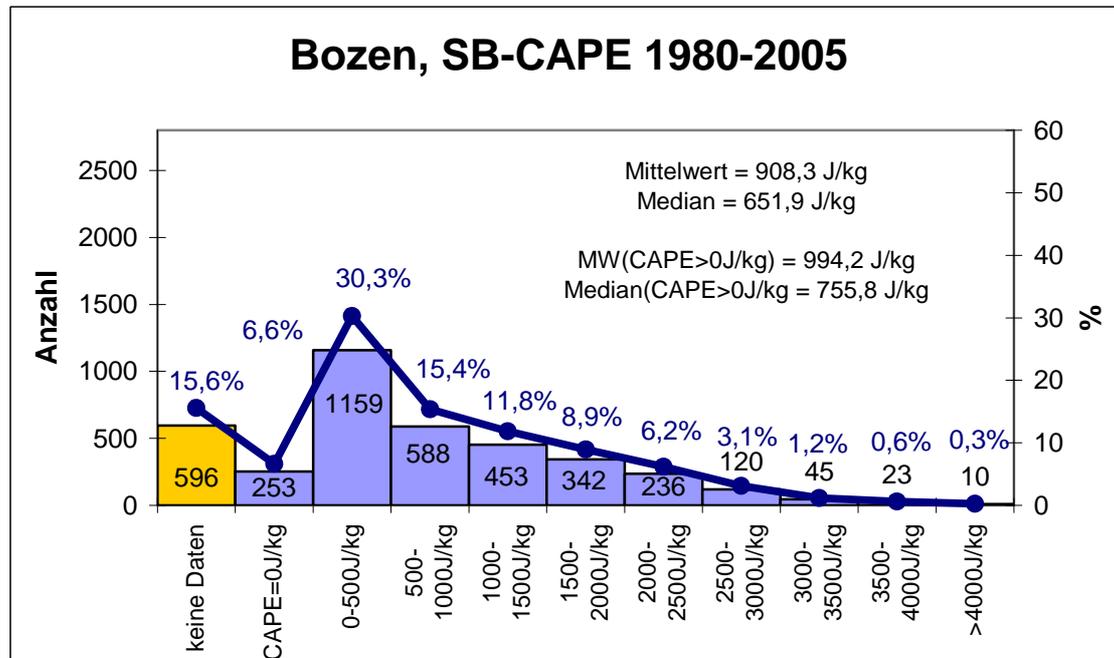


Abb. 5.3: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Bozen

In Abbildung 5.3 der SB-CAPE- Werte tritt die deutliche Schiefe von Zeltweg zu den geringen CAPE- Werten in Bozen nicht mehr zutage. Es stellt sich heraus, dass nicht wie bei anderen Stationen CAPE = 0 J/kg dominiert, sondern die 12UTC-Termine mit CAPE zwischen 0 und 500 J/kg die Spitze bilden, was immerhin 30,3% der Gesamtdaten ausmacht. In Abbildung 5.4 der Auswertung mit niedrigerem Taupunkt ist dieser Wert noch eklatanter mit 35,6%. Dieser Wert wächst naturgemäß auf Kosten der höheren Klassen.

Somit ist an dieser Station sehr oft eine positive CAPE anzutreffen und die Tage mit CAPE=0 J/kg sind eindeutig in der Minderheit, was durchaus erstaunlich ist. Labile Luftmassen, welche oft südlich der Alpen lagern, tragen dazu bei.

Auffallend ist auch die hohe Anzahl an 12UTC- Terminen mit CAPE > 1000 J/kg. Im Gegensatz zu anderen Stationen, welche in diesen Klassen deutlich weniger Werte aufweisen, sind es über 1200 Tage mit CAPE > 1000 J/kg, was im gegebenen Zeitraum von 1980 bis 2005 jeweils Mai bis September 32,1% (24,0%) entspricht.

Die Tage mit CAPE >0 J/kg schlagen sich in Bozen mit stattlichen 77,8% (74,3%) zu Buche, was in der konvektiven Jahreszeit von Mai bis September 119 (109) Tagen entspricht. Bozen liegt in günstiger Lage für viele hohe CAPE-Werte. Speziell im Hochsommer gelangt häufig sehr energiereiche und labil geschichtete Luft von der Poebene ins Etschtal, welche die CAPE- Werte vielfach nach oben schraubt. Die Auswertung der im Zeitraum aufgetretenen positiven CAPE- Werte ergibt für Bozen einen Mittelwert von 994,2 J/kg (800,2 J/kg), welcher somit deutlich höher als alle anderen Mittelwerte der übrigen Stationen ist. Auch der Median übertrifft die anderen Stationen mit 755,8 J/kg (550,2 J/kg) deutlich.

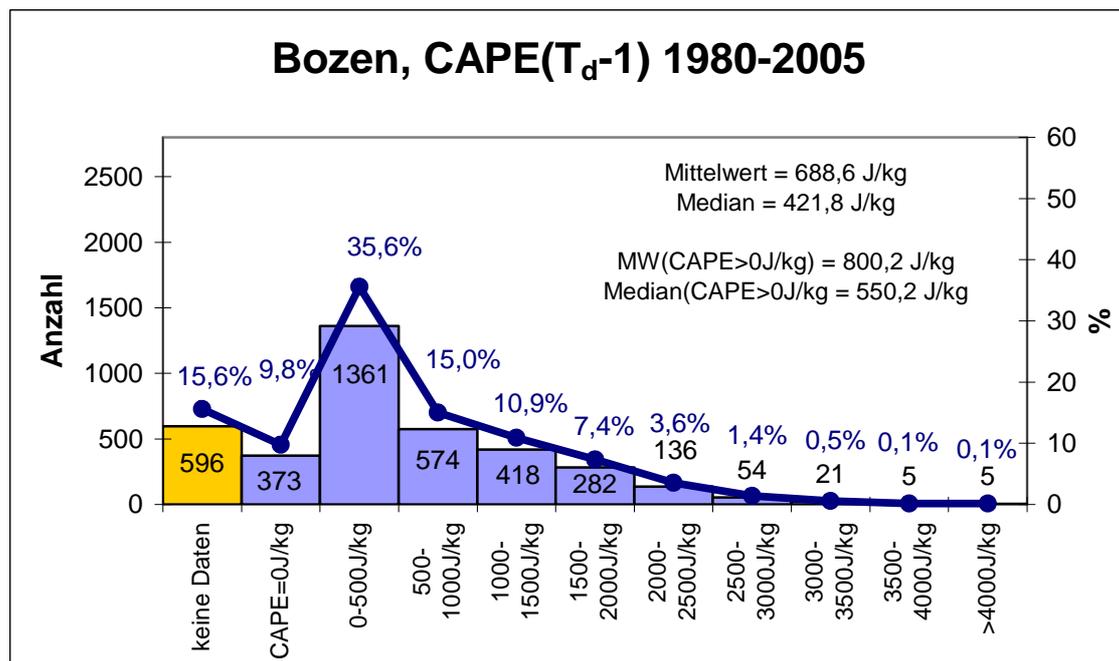


Abb. 5.4: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Bozen

5.1.3 Garmisch-Partenkirchen

Die deutsche Station bietet in 283 Fällen (7,7%) keine CAPE- Werte, was durchaus zufriedenstellend ist.

Im Mittel sind es an der Station knapp 65 J/kg (33,1 J/kg), während der Median aufgrund der hohen Zahl von CAPE = 0 J/kg bei 0 J/kg steht. Unter den aufgetretenen positiven CAPE- Werten betragen Mittelwert und Median 178,6 J/kg (140,5 J/kg), beziehungsweise 50,4 J/kg (41,3 J/kg), was deutlich niedriger als Bozen ist und etwas weniger den Verhältnissen in Zeltweg entspricht.

Garmisch-Partenkirchen zeigt daher auch schon recht alpine Verhältnisse mit generell weniger CAPE- Werten, die größer als 0 J/kg sind. Im Sommer finden sich hier nur 51 Tage (34) Tage mit positiver CAPE ein.

Im Gegensatz zur Südseite der Alpen (Bozen) sind die meisten Werte wieder deutlich in der Klasse CAPE = 0 J/kg zu finden. 29,5% (20,2%) sind noch zwischen 0 und 500 J/kg zu finden, danach kommt es jedoch zu einem deutlichen Abfall der Häufigkeiten. Lediglich 32 (13) Tage mit CAPE größer als 1000 J/kg kommen vor, was nur 0,9% (0,4%) des Gesamtvolumens entspricht. Dies ist für diese Region, in der ja sehr kräftige konvektiv hochreichende Phänomene zumeist ihren Ursprung haben relativ überraschend. Möglicherweise spielen hier vorherrschend föhnige Süd- bis Südwestströmungen, welche in bodennahen Schichten für eine Austrocknung und demzufolge eine niedrige CAPE sorgen, eine wesentliche Rolle.

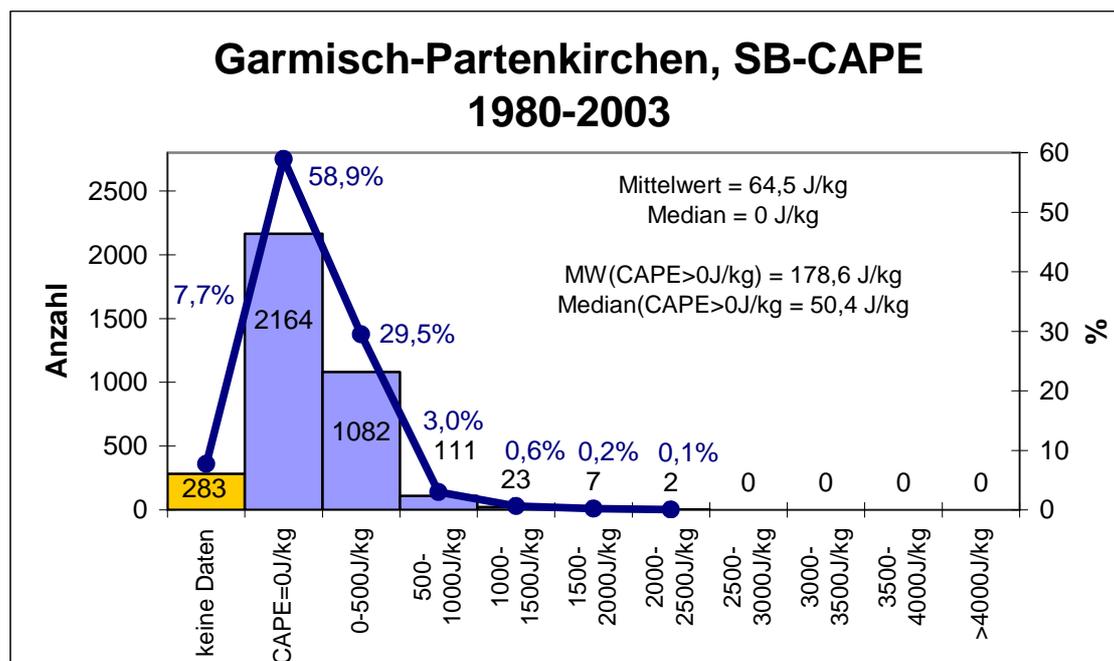


Abb. 5.5: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Garmisch- Partenkirchen

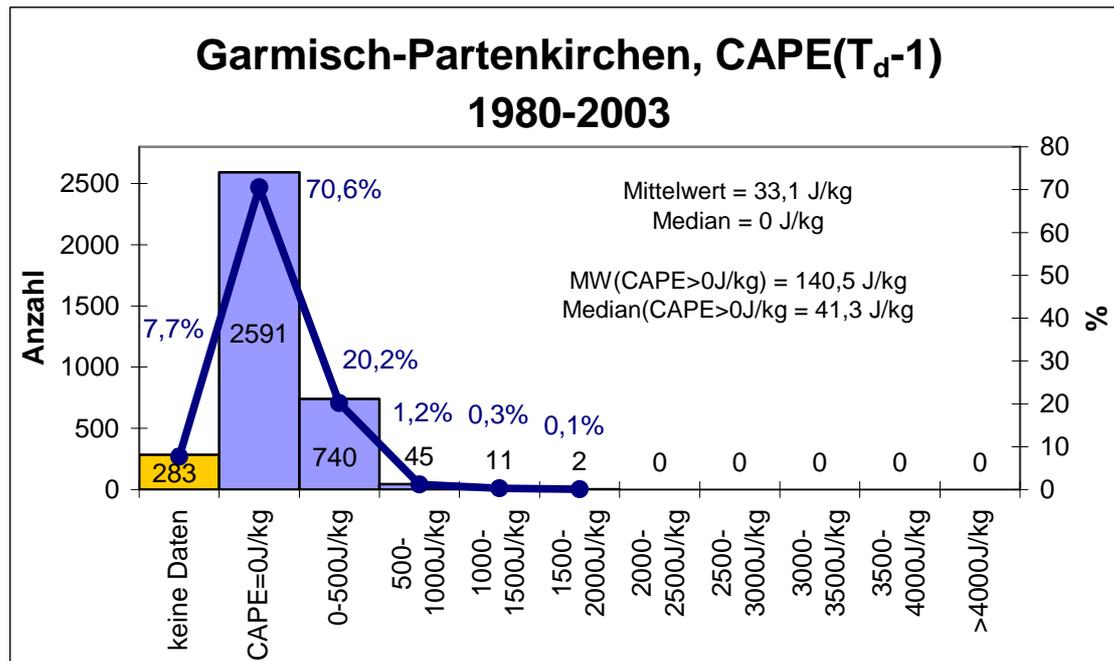


Abb. 5.6: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Garmisch- Partenkirchen

5.1.4 Chur und Sion

Chur im Schweizer Kanton Graubünden ist mit relativ guter Datenverfügbarkeit ausgestattet, ebenso Sion im Kanton Wallis in der Westschweiz. Lediglich 7,7% der Daten können in Chur nicht verwendet werden, in Sion sind es etwa 11%.

Chur zeigt ähnlich wie Zeltweg und auch Garmisch- Partenkirchen ein deutliches Übergewicht der Tage mit CAPE = 0 J/kg. Der Anteil dieser Tage beträgt in Chur 53,4% (64,1%), was wiederum auf den alpinen Einfluss zurückzuführen ist. Je größer die geographische Höhe und je gebirgiger die Umgebung, desto weniger Tage mit CAPE treten auf und je mehr Tage mit hohen CAPE- Werten werden verhindert. Sion selbst liegt in einem weiten, aber tief eingeschnittenen Tal. Im Gegensatz zu Chur sind hier nicht die Tage mit CAPE = 0 J/kg dominant. Die Häufigkeitsverteilung ähnelt eher der von Bozen, also jener der Alpensüdseite. Demzufolge ist zu erwarten, dass Sion vermehrt Anschluss an subtropische Warmluftmassen aus Süd bis Südwest hat. Fast die Hälfte der Tage (49,1%) im untersuchten Zeitraum bieten einen CAPE- Wert zwischen 0 und 500 J/kg, mit geringerem Taupunkt sind es immer noch 43,8%.

Dennoch hat auch Chur einige Tage mit CAPE zwischen 0 und 500 J/kg zu bieten (33,2% bzw. 25,7% mit niedrigerem Taupunkt), höhere Werte kommen relativ selten vor. So tritt in

nur 61 Fällen (1,5%) eine SB- CAPE von über 1000 J/kg auf, mit niedrigerem Taupunkt sind es sogar nur 19, was 0,5% vom Gesamtzeitraum ausmacht. In Sion zeigen sich 136 (68) Fälle mit CAPE > 1000 J/kg, was 3,5% (1,7%) entspricht.

Im Schnitt treten in Chur pro Tag 93,5 J/kg (51,0 J/kg) auf, was im Vergleich zu den anderen Stationen etwa im Bereich von Garmisch- Partenkirchen liegt. Alpiner Einfluss lässt hier keine höheren Werte zu. Sion mit im Schnitt 180,9 J/kg (108 J/kg) ist hier bereits auf höherem Niveau, was bei allen südlichen Stationen noch bestätigt wird.

In Chur treten im Jahresschnitt an 60 (44) Tagen positive CAPE- Werte auf, in Sion sind es deutlich mehr mit 92 (75) Tagen (siehe Abbildung 5.22).

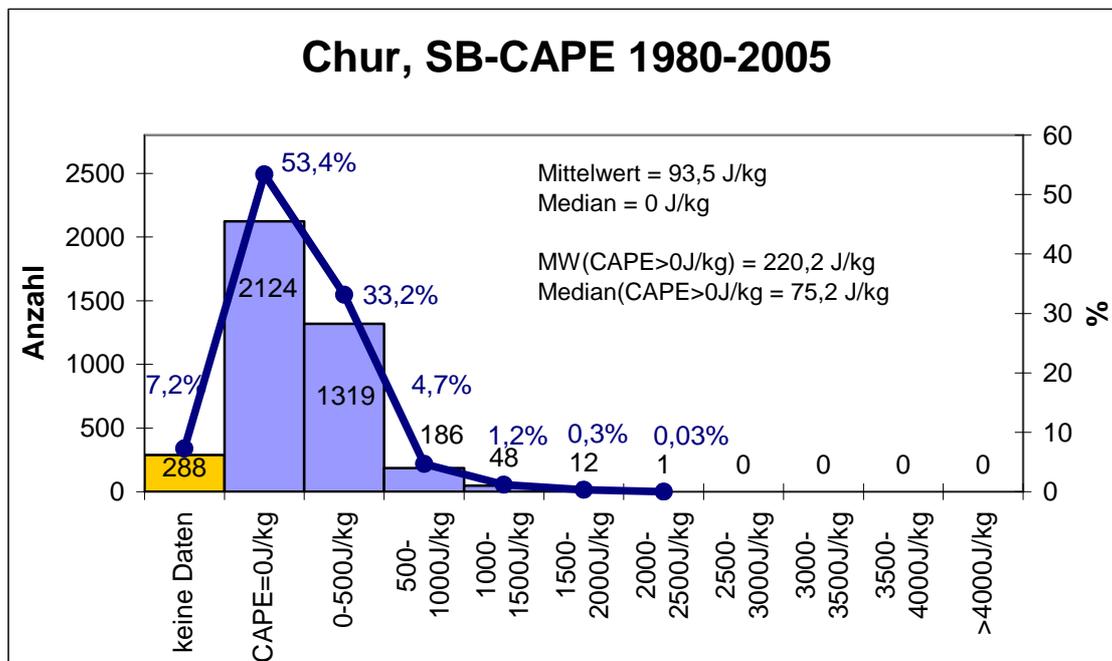


Abb. 5.7: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Chur

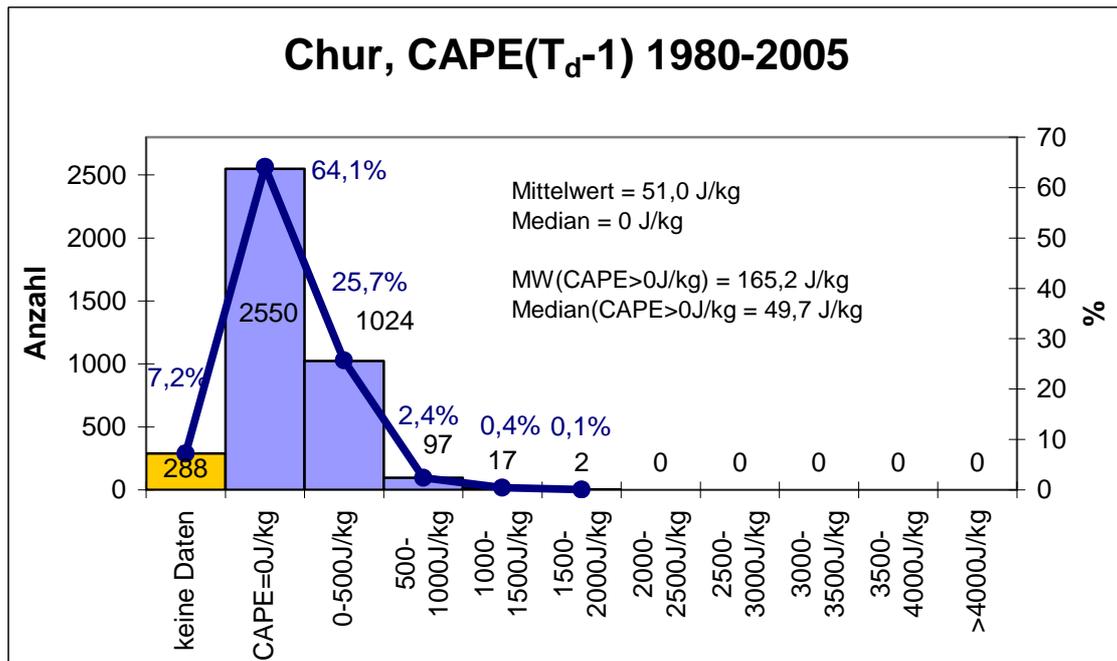


Abb. 5.8: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Chur

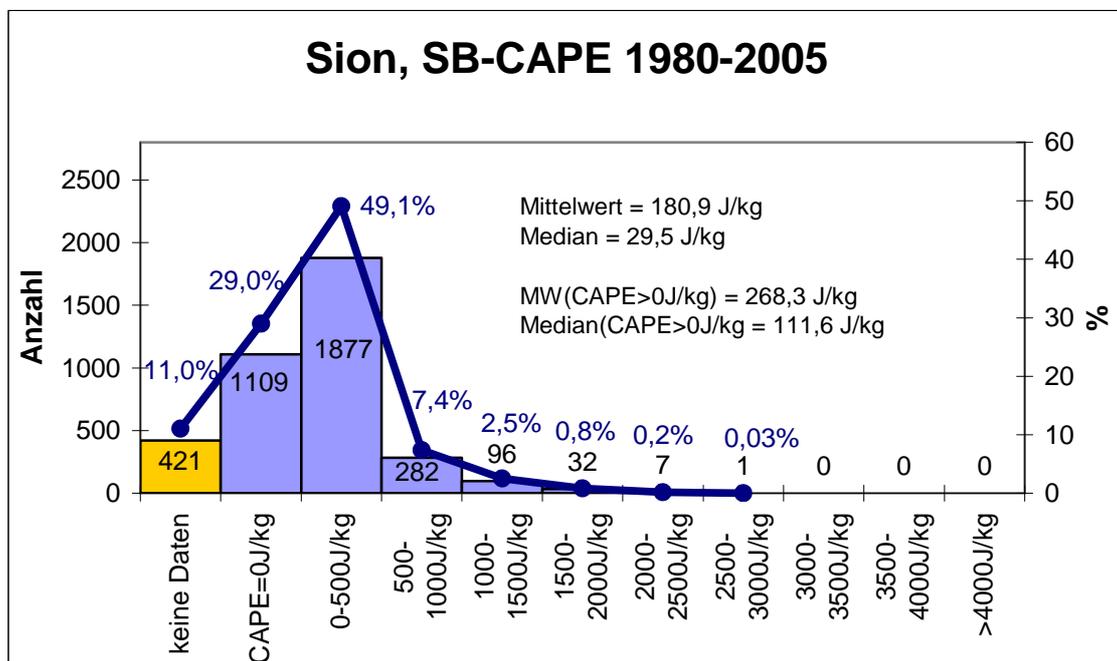


Abb. 5.9: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Sion

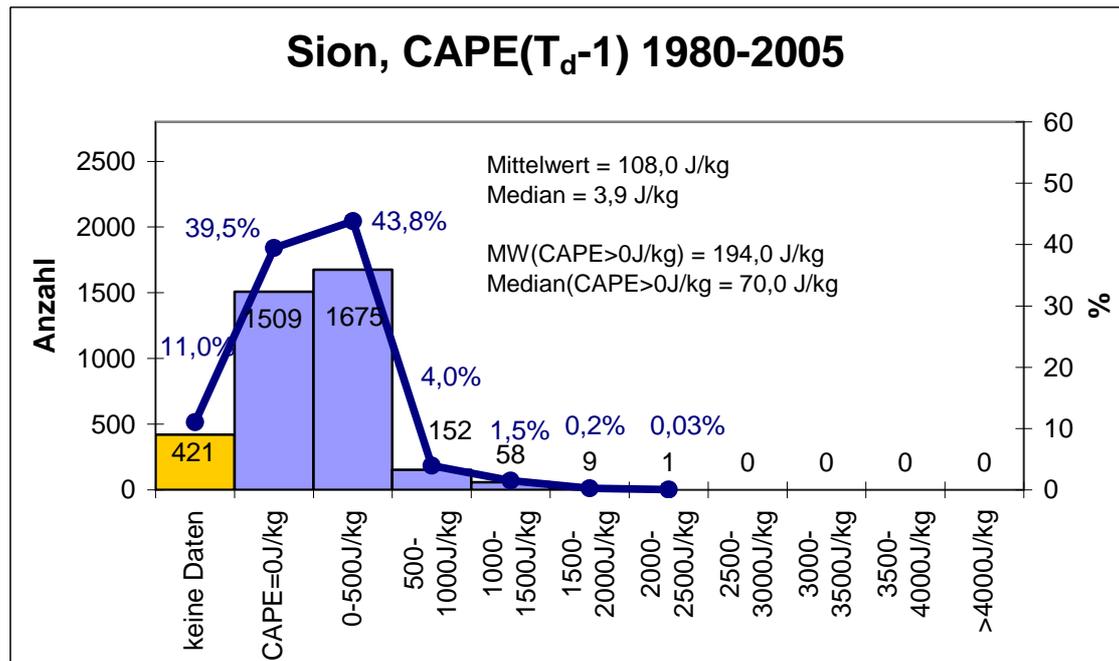


Abb. 5.10: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Sion

5.1.5 Krimml

Krimml steht erst ab dem Jahr 1984 zur Verfügung. Danach sind in 490 Fällen keine Daten vorhanden, was 14,6% entsprechen.

Auf den ersten Blick fällt sofort die hohe Anzahl der Tage mit CAPE = 0 J/kg in Abbildung 5.11 sowie in Abbildung 5.12 auf, was 81,5% (83,3%) des untersuchten Zeitraums von Mai bis September 1984 - 2005 entspricht. Höhere CAPE- Werte sind nur spärlich vorhanden, lediglich in 133 (73) Fällen treten positive Werte auf. Wird die CAPE mit niedrigerem Taupunkt berechnet, zeigt sich sogar kein einziger Wert über 1000 J/kg.

Im Falle der wenigen positiven CAPE- Werte beträgt die durchschnittliche CAPE nur 136 J/kg, was im Vergleich zu den anderen Stationen deutlich niedriger ist. Nur an durchschnittlich 6 (3) Mittagsterminen im Zeitraum Mai bis September tritt eine positive CAPE auf.

Da sich Krimml auf 1000m Seehöhe befindet, zeigt die fehlende Feuchte in größeren Höhen Wirkung auf die CAPE- Berechnung. Zudem treten Absinkeffekte durch die umliegenden Gebirge (Hohe Tauern im Süden) zu Tage, was ebenfalls eine sehr geringe CAPE verursachen könnte.

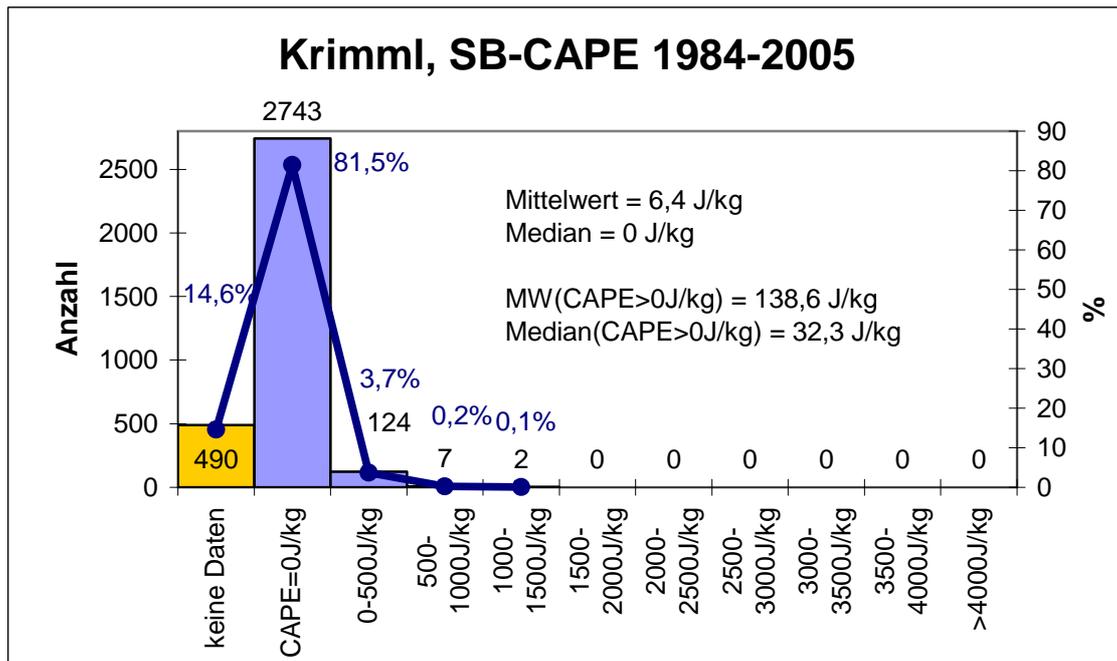


Abb. 5.11: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Krimml

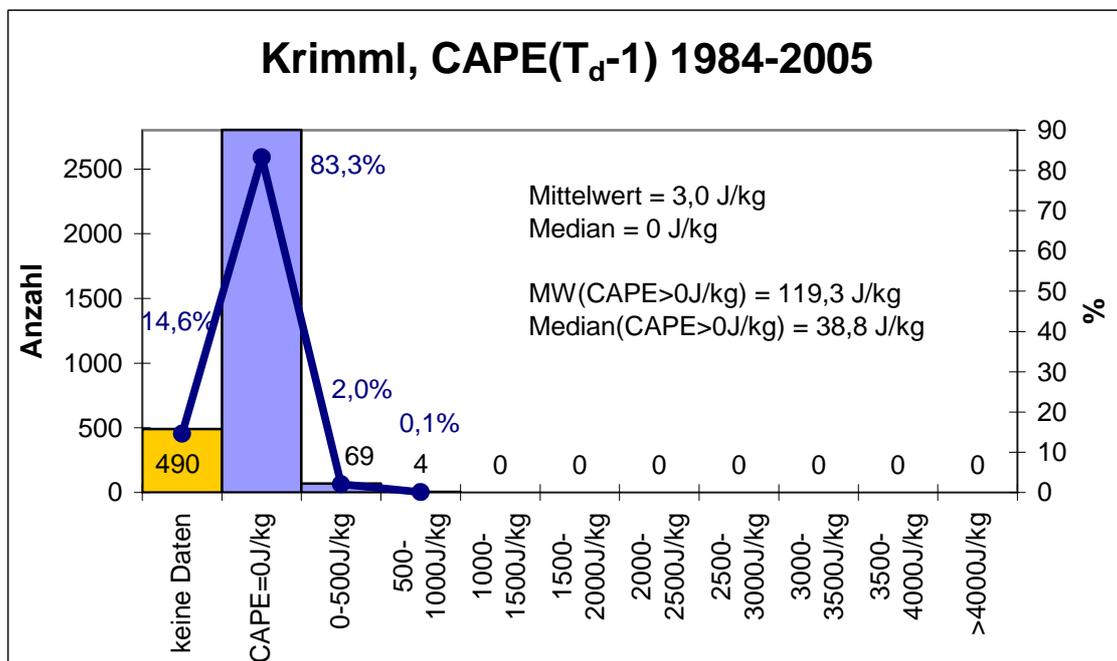


Abb. 5.12: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Krimml

5.1.6 Lienz und Klagenfurt

Beide Stationen repräsentieren die Alpensüdseite, Lienz in Osttirol in nächster Nähe zu Bozen und Klagenfurt im gleichnamigen Becken.

In Lienz zeigen sich im gesamten Zeitraum 291 Termine mit fehlender CAPE, was 7,3% bedeuten. Klagenfurt schneidet mit nur 226 Fehlerwerten (5,7%) deutlich besser ab, da sich die Station am Flughafen befindet und daher eine höhere Datenverfügbarkeit besitzt.

Beide Stationen zeigen – ähnlich wie Bozen oder Sion – ein Überwiegen der Werte zwischen 0 und 500 J/kg. Im Gegensatz zu anderen Stationen sowie zu den in den Nordalpen gelegenen Stationen tritt hier die geografische Lage des Südens deutlich hervor. Labile Luftmassen aus südlicher Richtung können sich hier besser festsetzen. In Lienz tritt in 41,5% Fällen eine SB-CAPE zwischen 0 und 500 J/kg auf. Lediglich mit niedrigerem Taupunkt setzt sich die Zahl der Tage mit 0 J/kg durch. In Klagenfurt überwiegen auch nach der Taupunktkorrektur die Tage mit CAPE zwischen 0 und 500 J/kg. Nahezu 50% (44,7% mit geringerem Taupunkt) der Werte liegen in dieser Klasse. Dies zeigt die Stellung des Klagenfurter Beckens, in der sich genug Feuchte ansammeln kann. Lienz selbst zeigt dafür etwas mehr alpine Einflüsse, was auch die nahen Gebirge zeigen.

An beiden Stationen treten wieder gehäuft hohe Werte auf, in Lienz sind es 194 (99) Tage mit einem CAPE- Wert größer als 1000 J/kg. In Klagenfurt zeigen sich dementsprechend sogar 231 (118).

Im Mittel treten in Lienz pro Tag etwa 181 (113) J/kg auf, was in der gesamten Auswertung den dritthöchsten Wert aufweist. Deutlich hinter Bozen, jedoch an zweiter Stelle steht ebenfalls eine Station im Süden der Alpen. Klagenfurt hat mit etwa durchschnittlich 224 J/kg (141 J/kg) den zweithöchsten Wert. Somit ist klar, dass die deutlich höheren Werte definitiv im Süden der Alpen zu finden sind.

Dies wird zusätzlich mit demselben Ranking für die Mittelwerte der Tage mit CAPE > 0 J/kg unterstützt. Hier heben sich Bozen und auch Lienz und Klagenfurt gegenüber den anderen Stationen ab. Lienz erreicht an den Tagen mit positiver CAPE durchschnittliche 317,6 J/kg (257,0 J/kg), Klagenfurt etwas mehr mit 329,4 J/kg (249,8 J/kg).

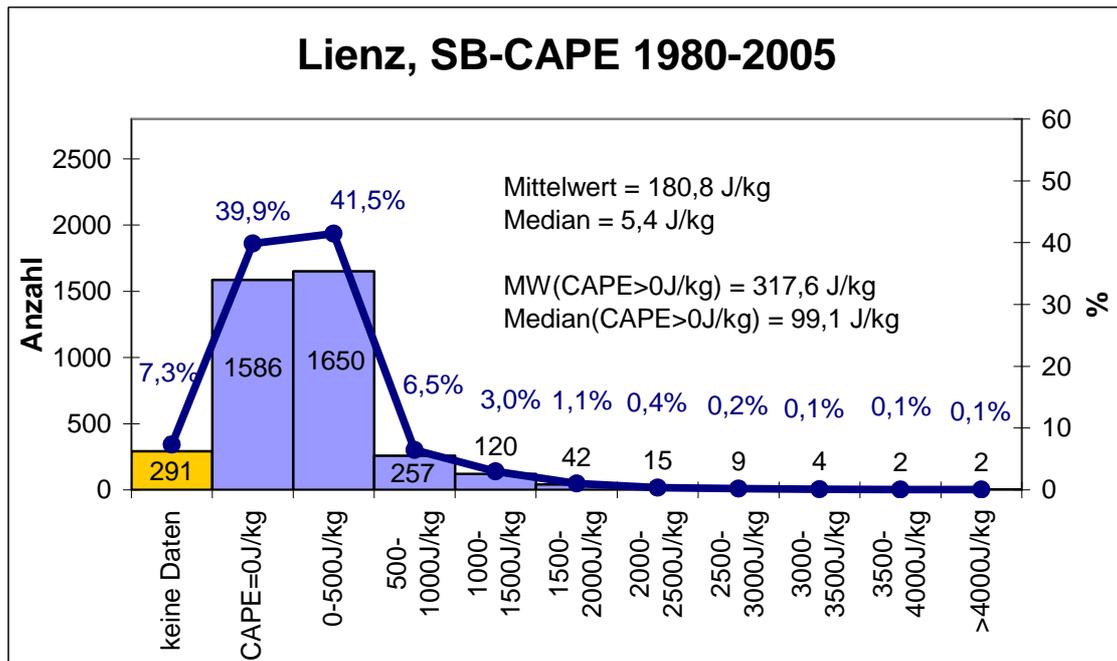


Abb. 5.13: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Lienz

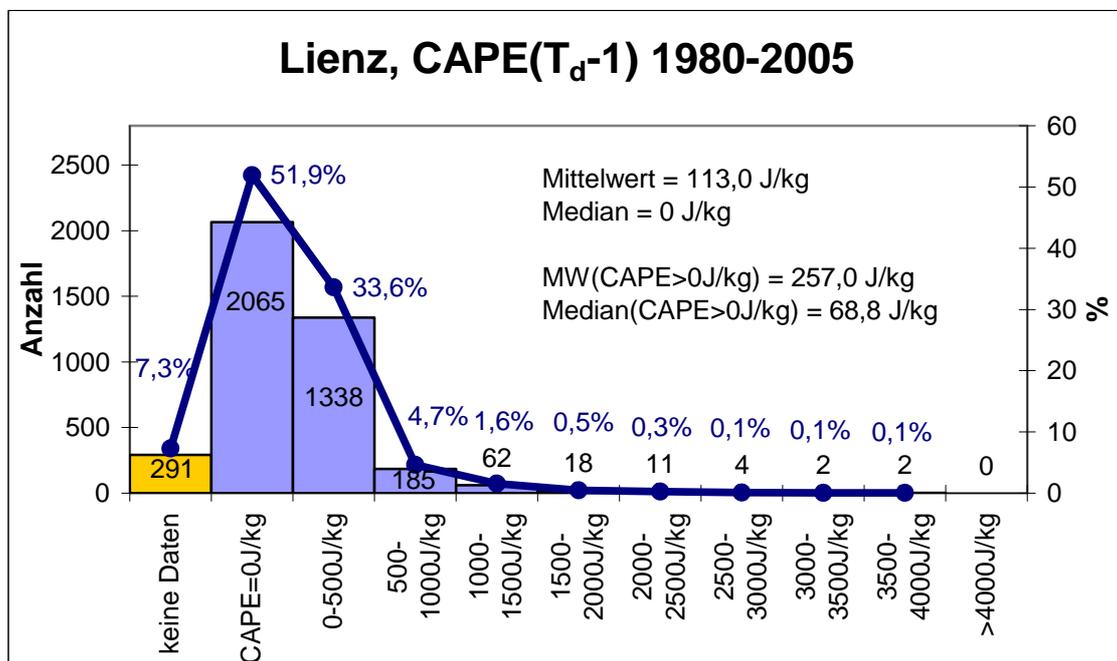


Abb. 5.14: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Lienz

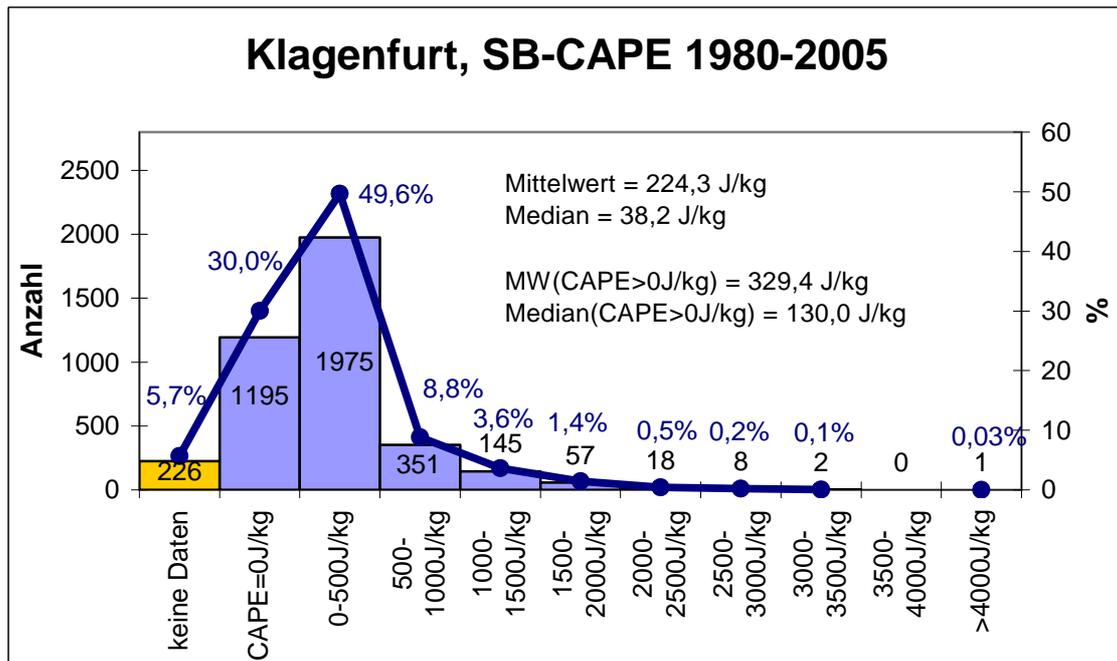


Abb. 5.15: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Klagenfurt

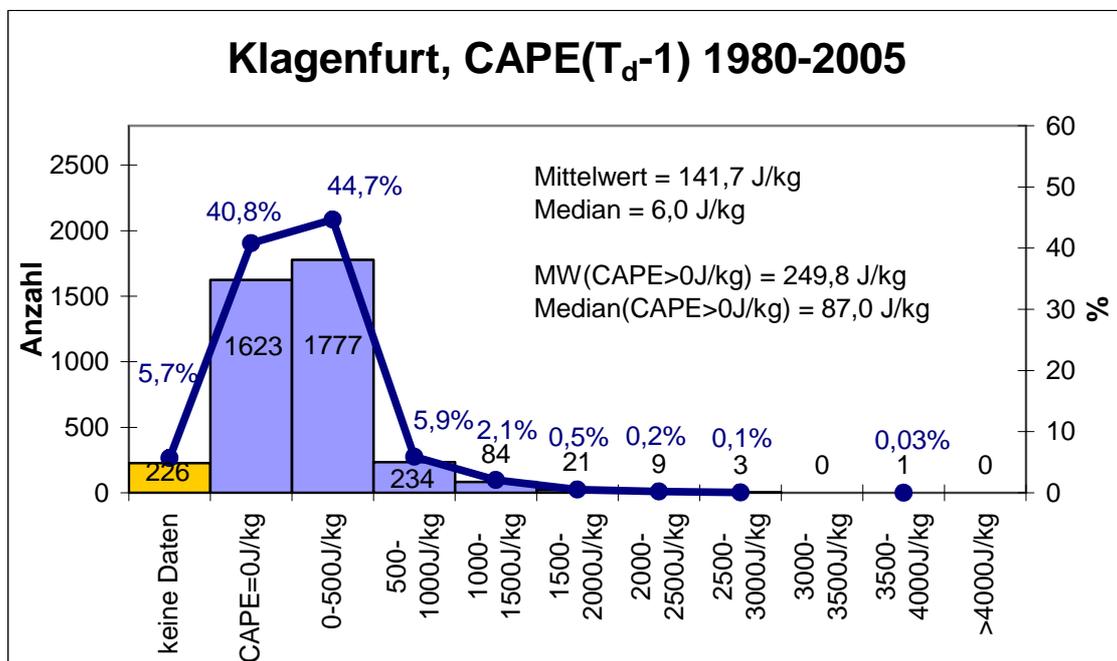


Abb. 5.16: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Klagenfurt

5.1.7 Bad Aussee und Reichenau/Rax

Bad Aussee südlich des Toten Gebirges in der Obersteiermark repräsentiert die nordalpinen Verhältnisse, während Reichenau/Rax bereits die östlichsten Gebirgszüge der Ostalpen abdeckt. Leider existieren in Bad Aussee erst ab 1994 vernünftige Daten, in Reichenau lediglich ab 1991. In den jeweiligen Zeiträumen der Datenverfügbarkeit sind zusätzlich zahlreiche fehlende Messwerte vorhanden, die Tage ohne CAPE- Daten sind somit auf sehr hohem Niveau (239Tage/14,2% in Bad Aussee sowie 173Tage/8,1% in Reichenau/Rax). Dennoch ergibt sich auch mit weniger Daten ein einheitliches Bild der CAPE-Häufigkeitsverteilung. Die CAPE- Verteilung von Bad Aussee ähnelt stark derer von Garmisch- Partenkirchen. Obwohl die absolute Zahl der Tage mit CAPE aufgrund der unterschiedlich zur Verfügung stehenden Jahre mit Daten keinesfalls zu vergleichen ist, zeigt die prozentuelle Verteilung von Bad Aussee ähnliche Merkmale wie die von Garmisch. Dominant sind die Tage mit CAPE = 0 J/kg mit 50,6% (61,7%) der aufgetretenen Fälle. Deutlich weniger sind es dann in der nächsthöheren Klasse zwischen 0 und 500 J/kg. Die Anzahl der Tage mit größeren CAPE- Werten nimmt dann so wie in Garmisch- Partenkirchen markant ab. Lediglich 1,9% (0,7%) sind bei Werten über 1000 J/kg zu verzeichnen, was absolut gesehen nur 32 (12) Fällen entspricht. Im gesamten Mittel treten pro Tag in Bad Aussee 97,1 J/kg (56,0 J/kg) auf. Die durchschnittliche CAPE an Tagen mit positiver CAPE beträgt in Bad Aussee 236,9 J/kg (199,0 J/kg), dies entspricht in etwa dem Mittelwert von Chur und von Garmisch.

Somit spiegelt Bad Aussee die Verhältnisse in den nördlichen Alpen wieder und bildet einen deutlichen Unterschied zu den Stationen an der Alpensüdseite, welche deutlich höhere CAPE-Werte erreichen.

Reichenau/Rax hat wieder etwas mehr CAPE zu bieten. Die Lage im Osten Österreichs und die Nähe zu den gewitterträchtigen Gebieten Schneeberg und Rax zeigen sich auch in den CAPE- Auswertungen. Die Klasse 0 bis 500 J/kg übertrifft – im Unterschied zu Bad Aussee – die Klasse mit CAPE = 0 J/kg bei der SB- CAPE Berechnung. (Abb. 5.19). Lediglich bei niedrigerem Taupunkt stellt sich das gewohnte Bild der größeren Klasse mit 0 J/kg ein (Abb. 5.20), da diese Anzahl auf Kosten der höheren Werte steigt.

4,2% (1,8%) weisen Werte größer als 1000 J/kg auf, was in Summe 92 (39) Ereignissen entspricht. Mit einem Mittelwert von 171,1 J/kg (103,8 J/kg) ist Reichenau trotz seiner nördlichen Lage bereits auf höherem Niveau und kann nahezu mit den südlichen Stationen (Ausnahme Bozen) mithalten. Da hier im Schneeberg/Rax- Gebiet bevorzugt Wärmegewitter

entstehen, lässt dies unter Rücksichtnahme der Station Reichenau/Rax den Schluss zu, dass der äußerste Osten der Alpen bereits ein erhöhtes Feuchteangebot von den nahe gelegenen Niederungen besitzt. Im Gegensatz zu Bad Aussee oder auch Garmisch-Partenkirchen ist die Labilität in Reichenau/Rax deutlich erhöht. In Bezug auf die Gewitterauslöse in Reichenau/Rax muss noch angefügt werden, dass diese Station leider keine Wetter- und Nachwettermeldungen absetzt, was diese interessante Untersuchung verhindert.

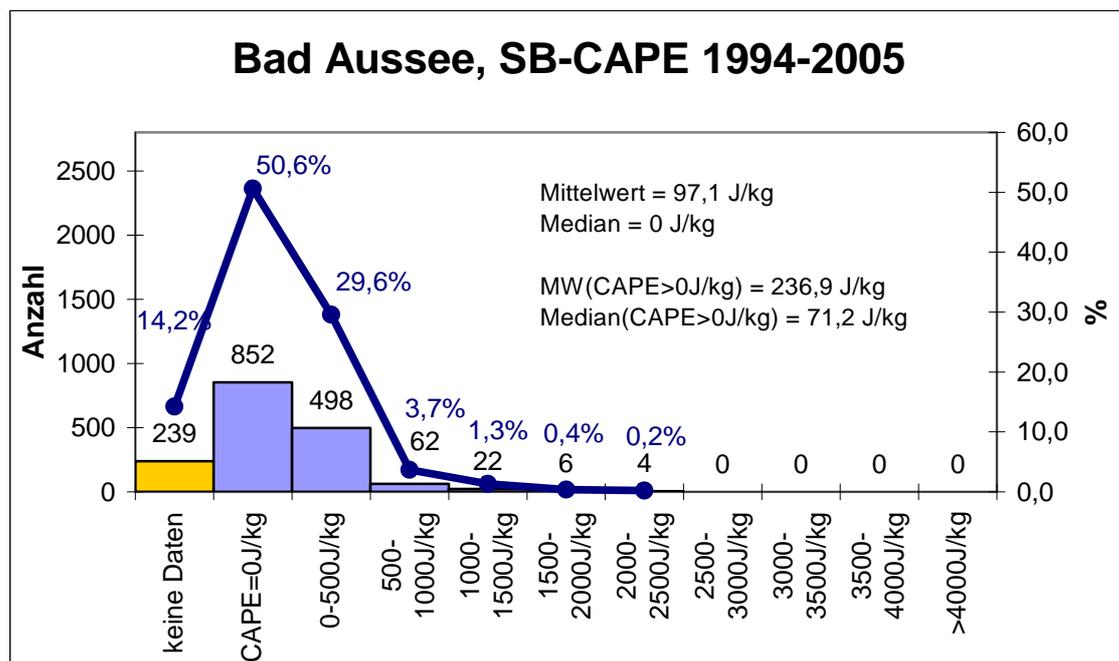


Abb. 5. 17: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE-Werte (=SB-CAPE) an der Station Bad Aussee

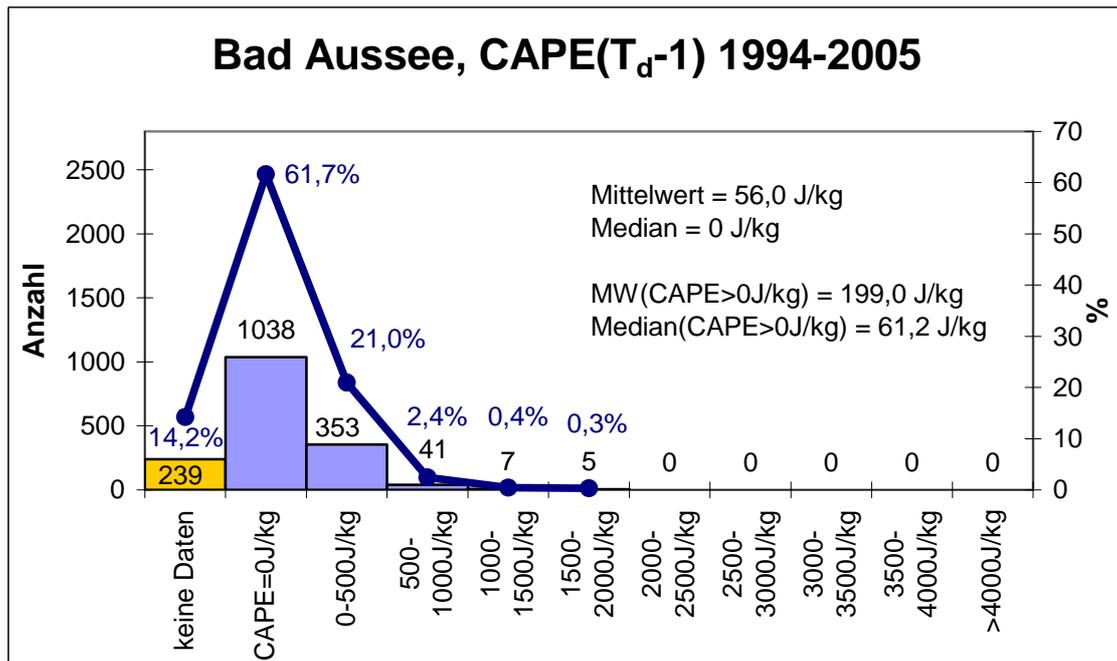


Abb. 5.18: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Bad Aussee

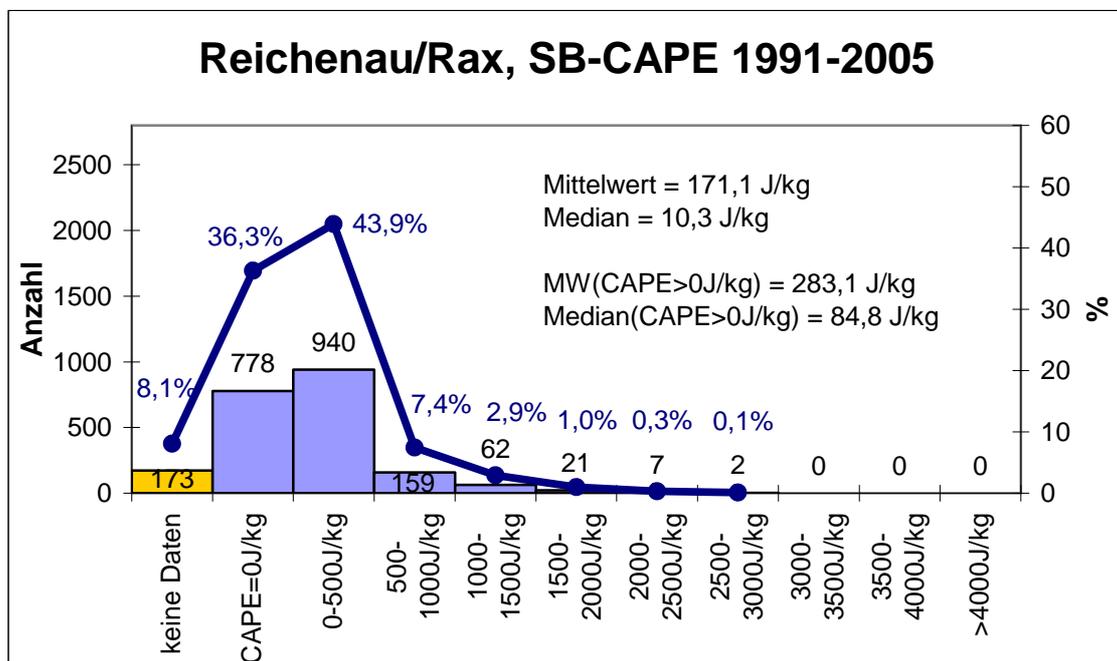


Abb. 5.19: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte (=SB-CAPE) an der Station Reichenau/Rax

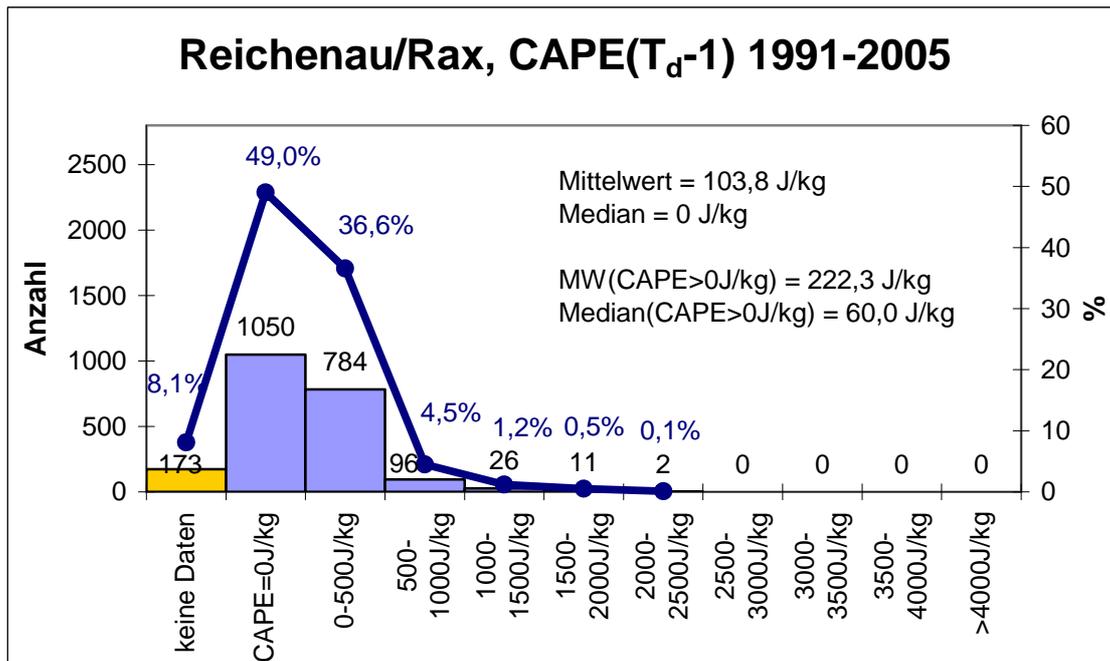


Abb. 5.20: Häufigkeitsverteilung der mittels Bodentemperatur und um 1K niedrigerem Bodentaupunkt berechneten CAPE- Werte an der Station Reichenau/Rax

5.2 Trends

Die CAPE- Entwicklung sowie die Untersuchung und das Finden von Trends an einer der ausgewählten Station im behandelten Zeitraum ist sicherlich auf dem ersten Blick ein wenig fruchtbares Unterfangen. Zahlreiche Tage mit CAPE = 0 J/kg wechseln sich mit Extremwerten von mehreren Tausend J/kg ab. Einen Trend herauszulesen ist sicherlich nicht so klar wie zum Beispiel den deutlich belegbaren CO₂- oder Temperaturanstieg der Atmosphäre. Eine Zeitreihenanalyse der gesamten Population der Berechnungen macht daher wenig Sinn, speziell an Stationen mit nur wenigen CAPE- Werten über 0 J/kg.

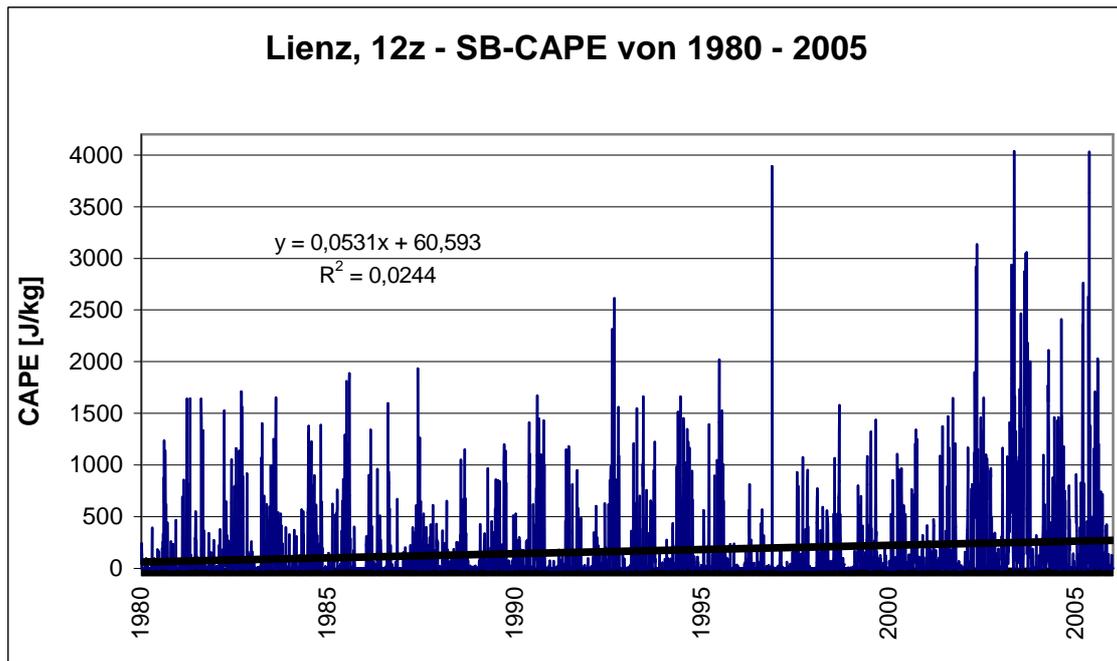


Abb. 5.21: Gesamte CAPE- Auswertung für Lienz; dargestellt sind alle berechneten täglichen CAPE-Werte von 1980 bis 2005, einschließlich der Regressionsgeradengleichung und dem Bestimmtheitsmaß. Das sehr geringe Bestimmtheitsmaß zeigt aufgrund der starken Schwankungen fast keinen Zusammenhang, ansonsten würde die CAPE im angegebenen Zeitraum um etwa 203 J/kg steigen

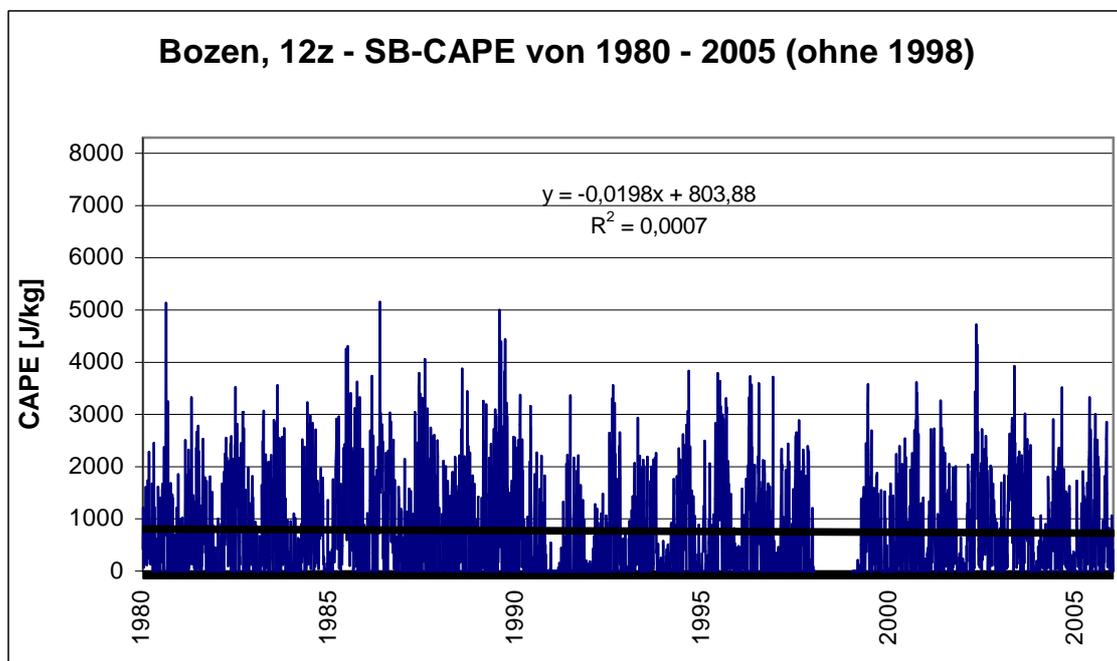


Abb. 5.22: Gesamtauswertung für Bozen, 1980-2005 (ohne 1998). In diesem Fall würde man laut Regressionsgerade einen schwachen Rückgang der CAPE erwarten, jedoch ist hier der Zusammenhang praktisch nicht gegeben (Bestimmtheitsmaß sehr klein)

Datenlücken und hier speziell fehlende Jahre stellen jedoch ein großes Problem dar.

In dieser Arbeit wird trotzdem versucht, gewisse Trends oder Merkmale der CAPE an den Stationen zu entdecken und darzustellen.

Eine interessante Frage stellt sich vor allem, ob die Tage mit CAPE- Werten > 0 J/kg zu- oder abnehmen. Weiters bieten die errechneten Extremwerte einen Handlungsspielraum, um etwaige Trends zu bekommen.

Für diese Betrachtungen wird auf die Darstellung des um 1K verminderten Taupunktes verzichtet, da die Ergebnisse von der Struktur nur unwesentlich von den Ergebnissen des SB-CAPE abweichen.

5.2.1 Tage mit CAPE > 0 J/kg

In Zeiten zahlreicher Diskussionen über die Erderwärmung und den Klimawandel, in denen es bereits einige gut belegbare Trends gibt, stellt sich unter anderem die Frage, ob sich auch die Tage mit positiven CAPE- Werten ändern. Eine Interpretation der folgenden Ergebnisse in Hinsicht auf den Klimawandel sollte jedoch nicht Ziel dieser Arbeit sein.

Die Abbildung 5.22 zeigt die durchschnittlichen Tage pro Zeitraum des konvektiven Jahres (Mai bis September) mit positiven CAPE- Werten. Der gesamte Zeitraum ist wiederum 1980 – 2005 und gilt für alle elf Stationen. Bozen mit durchschnittlich 119 Tagen und Samedan mit 0 Tagen bilden die Eckpfeiler dieses Diagramms. Krimml und Samedan sind somit auch aufgrund ihrer Seehöhe von 1000m bzw. 1705m mit sehr geringen beziehungsweise keinen errechneten CAPE- Werten ausgestattet, da die zu geringe Feuchte in höheren Lagen entscheidenden Einfluss hat.

Auffällig ist hier wiederum, dass Stationen, welche eher südlich der Alpen liegen deutlich mehr Tage mit CAPE > 0 J/kg aufweisen als nördlich gelegene.

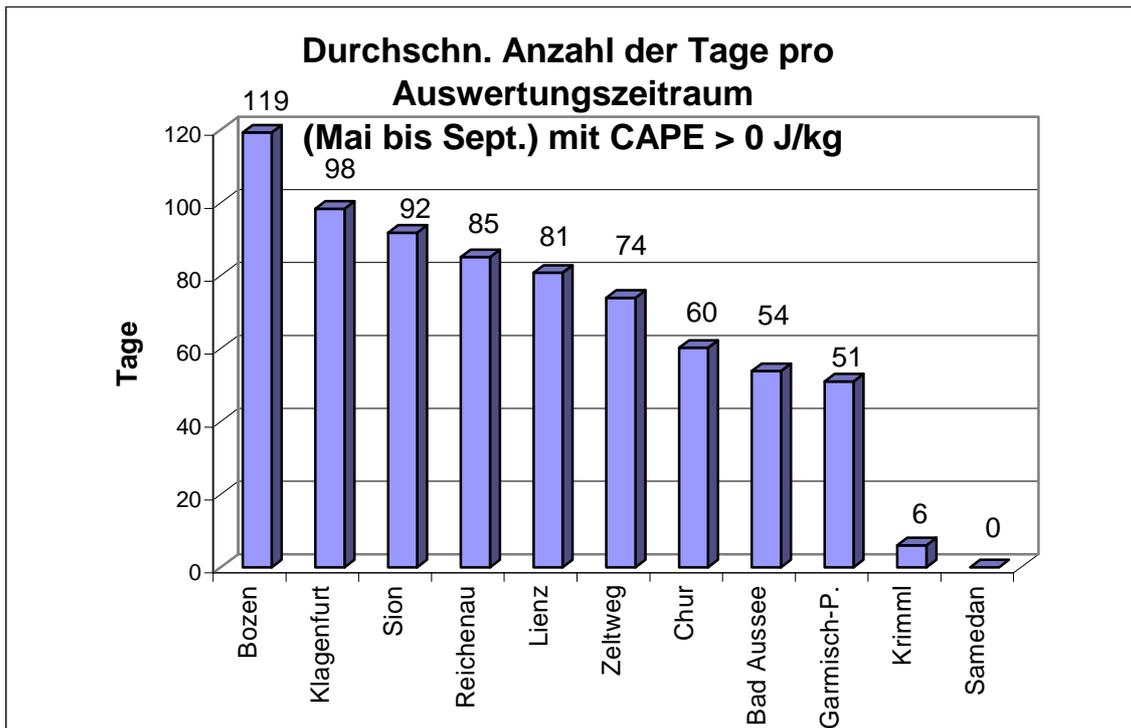


Abb. 5.22: Ausgewertete Daten aller elf Stationen vom Zeitraum 1980 bis 2005. Dargestellt sind die durchschnittlichen Tage des konvektiven Jahres von Mai bis September mit CAPE > 0 J/kg

Chur – Sion

Der erste Bereich zeigt einen Vergleich zwischen den beiden Schweizer Stationen Chur und Sion (Abb. 5.23). Sion übertrifft in fast allen Fällen die Zahl der Tage in Chur mit CAPE > 0 J/kg. Die Ausnahme bildet nur das Jahr 1989, in welchem Chur 78 Tage, Sion jedoch nur 70 Tage mit CAPE- Werten > 0 J/kg aufweist. Die generell niedrigere Zahl der CAPE- Tage in Chur könnte man mit der etwas alpinen Lage im oberen Rheintal in Verbindung bringen. Im Schnitt sind es daher hier nur 60 Tage mit positiver CAPE, in Sion sind es etwas mehr mit 92 Tagen. (siehe Abb. 5.22).

Auf den ersten Blick erkennt man für die Anzahl der Tage mit CAPE > 0 J/kg einen deutlichen Anstieg. Tatsächlich nimmt in Sion die Zahl um den Wert 2 pro Jahr zu. In Chur ist es noch etwas mehr, was in dem ausgewerteten Zeitraum von 1980 – 2005 Anstiege von etwa 50 Tagen in Sion und 57 Tagen in Chur ausmacht. An beiden Stationen sind die Höchstwerte im Hitzesommer von 2003 auszumachen. Die sehr hohen Temperaturen in diesem Jahr bewirken 121 Tage mit positiver CAPE in Sion und 89 in Chur.

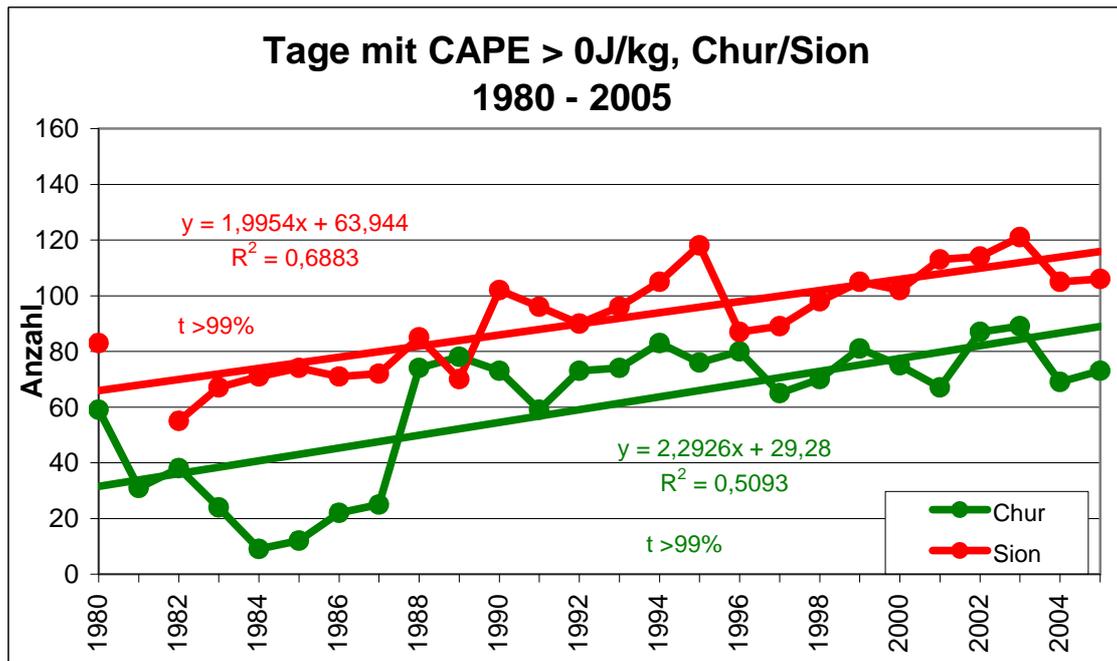


Abb. 5.23: Tage mit SB - CAPE- Werten von mehr als 0 J/kg im Zeitraum 1980 bis 2005 jeweils in den Monaten Mai bis September. Dargestellt sind die absolute Anzahl von Chur (grün) und Sion (rot) sowie die linearen Regressionsgeraden, deren Gleichungen sowie Bestimmtheitsmaße R^2 in den dafür entsprechenden Farben. Zusätzliche Betonung der Auswertung zeigt das Ergebnis des t-Tests. Keine Daten sind für Sion im Jahr 1981 vorhanden

Der eindeutige Trend nach oben ist somit an beiden Stationen gut erkennbar. Speziell in Sion, aber auch in Chur ist der lineare Trend (R^2) mit 0,68 beziehungsweise 0,51 sehr gut belegt. Die Korrelationen mittels t-Tests erweisen sich beide mit >99% als äußerst signifikant.

Bozen – Garmisch-Partenkirchen: Ein Vergleich zwischen Nord und Süd

Ein Vergleich zwischen Bozen an der Alpensüdseite im Etschtal und Garmisch-Partenkirchen in den Bayerischen Nordalpen zeigt die Verhältnisse zwischen zwei klimatisch hochinteressanten Gebieten. Einerseits verringern im Sommer Kaltlufteinbrüche mit West- bis Nordlagen sowie föhnige Südwestströmungen die CAPE in Garmisch-Partenkirchen. Andererseits liegen im Sommer bevorzugt hochenergetische und labile Luftmassen im Südalpenbereich. Der vermehrte Einfluss der Po- Ebene in Bozen mit energiereicher Warmluft wirkt sich natürlich positiv auf die Tage mit erhöhter CAPE aus. Pro Auswertungsjahr sind es in Bozen 119 Tage, in Garmisch-Partenkirchen auch aufgrund

föhniger Effekte sowie Kaltlufteinbrüchen mit wenig oder keiner vorhandener CAPE nur 51 Tage (Abb. 5.22).

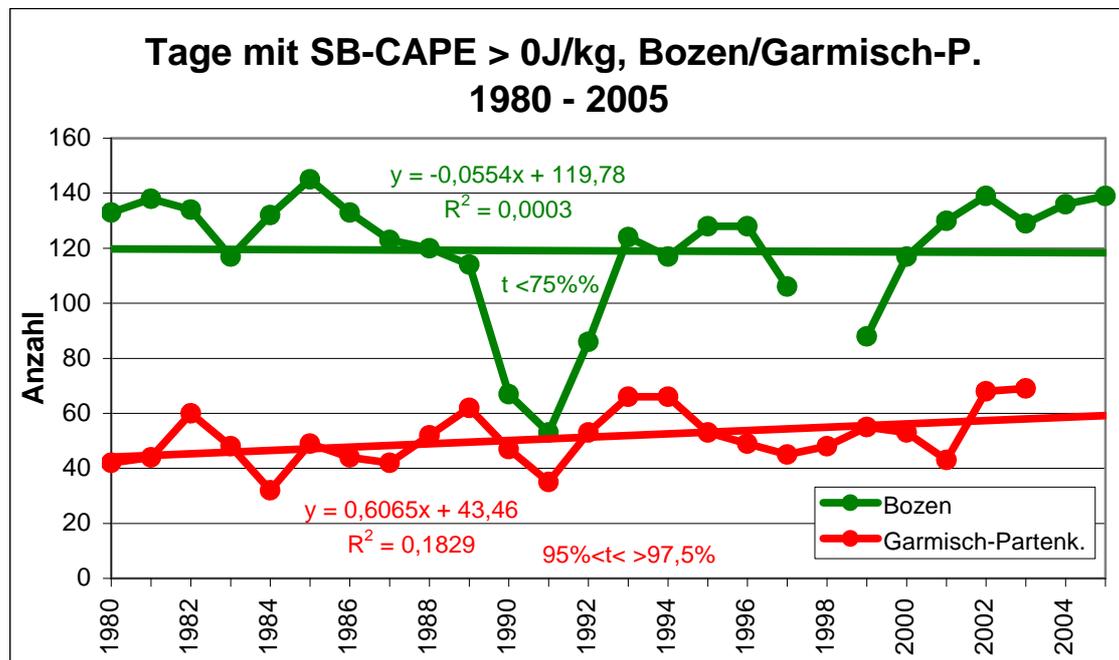


Abb. 5.24: Wie Abb. 5.23 nur mit Bozen (grün) und Garmisch-Partenkirchen (rot)

In Abbildung 5.24 sieht man für Bozen die deutlich höhere Anzahl der Tage mit CAPE > 0 J/kg gegenüber Garmisch-Partenkirchen. Lediglich die niedrigen Werte 1990 und 1991 stechen an der Station im Etschtal heraus. In diesen Jahren gibt es hier jedoch eine hohe Zahl an Datenausfällen, was sich natürlich auf Kosten der CAPE- Tage niederschlägt. Weiters fehlen die Jahre 2004 und 2005 in Garmisch-Partenkirchen, sowie das Jahr 1998 in Bozen.

Der erste Blick auf die Auswertung für Bozen lässt keinen deutlichen Trend erwarten. Im Gegensatz zu Sion und Chur, bei denen deutliche Anstiege feststellbar sind, ist hier nahezu keine Veränderung sichtbar. Die Regressionsanalyse ist mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,0003 zudem sehr ungenügend. Die Signifikanz der Regression befindet sich dementsprechend auf niedrigem Niveau (<75%).

Garmisch-Partenkirchen zeigt hingegen einen leichten Anstieg von 15 Tagen in 25 Jahren, welcher mit einer Signifikanz zwischen 95% und 97,5% recht passabel ausfällt.

Klagenfurt-Lienz

Diese zwei Stationen befinden sich nicht weit voneinander entfernt in den südlichen Bereichen der österreichischen Alpen. Dennoch sind deutliche topographische Unterschiede

gegeben. So erfolgt der Vergleich zwischen einem inneralpinem Tal (Lienz) und einer alpinen Beckenlage (Klagenfurt).

Klagenfurt zeigt im Mittel 98 Tage mit positiver CAPE, in Lienz sind es mit 81 etwas weniger.

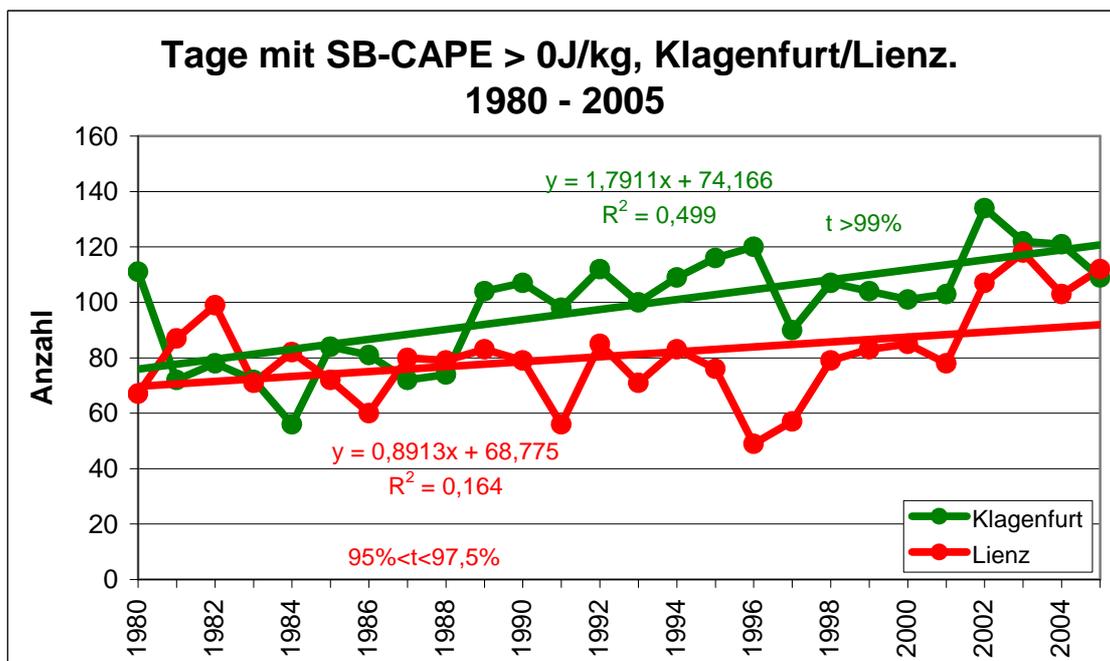


Abb. 5.25: Wie Abb. 5.23 nur mit Klagenfurt (grün) und Lienz (rot)

Die relative Ähnlichkeit der Kurven deutet schon auf die geographische Nähe beider Stationen hin. Eine durchgeführte Korrelation ergibt einen Koeffizienten von 0,27, welcher recht hoch ist und eine gewisse Gemeinsamkeit des Datenverlaufs zeigt. Von 1990 bis 2005 beträgt dieser sogar 0,56, was in Abbildung 5.25 gut zu sehen ist.

In den 80er Jahren sind teilweise mehr Tage mit CAPE in Lienz vorhanden als in Klagenfurt, ansonsten hebt sich die Kärntner Landeshauptstadt deutlich ab.

Im untersuchten Zeitraum sind an beiden Stationen ebenfalls Anstiege der Tage mit CAPE > 0 J/kg deutlich erkennbar. Lienz zeigt einen leichten Anstieg von etwa 22 Tagen in 25 Jahren, Klagenfurt sogar knapp 45 Tage.

Die Schwankungen sind in Lienz etwas stärker, was jedoch ein hohes Signifikanzniveau nicht verhindert (95%-97,5%). Im Gegensatz zu Klagenfurt, welches eine hohe Signifikanz besitzt und ein gutes Bestimmtheitsmaß von ca. 0,5 aufweist, ist die Linearität in Lienz auf

niedrigerem Niveau. In Summe sind die Trends zu höheren Werten aber an beiden Stationen ersichtlich und recht gut abgesichert.

Zeltweg-Reichenau

Zeltweg stellt mit einer guten Datenverfügbarkeit eine leicht auszuwertende Station dar, während die Jahre 1980 bis 1990 sowie 1992 bei Reichenau fehlen. Die Auswertung dieser Station ist daher lückenhaft und mit Vorsicht zu genießen. Eine Trendanalyse ist in der Folge wenig aussagekräftig.

74 Tage im Zeitraum Mai bis September mit positiver CAPE sind in 25 Jahren in Zeltweg (85 in Reichenau) zu erwähnen.

Ähnliche Ergebnisse liefern an beiden Stationen die Jahre 1993 bis 2005, die Korrelation für diesen Zeitraum beträgt hier 0,40. Selbst der zu heiße Sommer 2003 tritt an beiden Stationen als Spitzenwert deutlich hervor (Abb. 5.26).

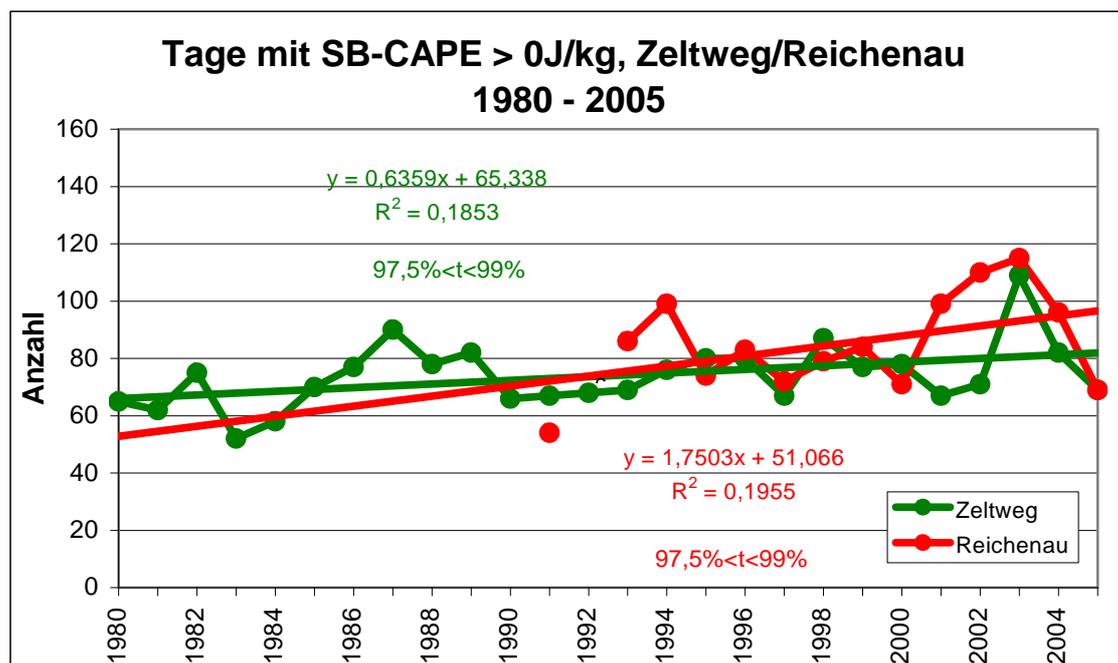


Abb. 5.26: Wie Abb. 5.23 nur mit Zeltweg (grün) und Reichenau (rot). Reichenau mit fehlenden Werten von 1980 bis 1991 sowie im Jahr 1993

In Zeltweg tritt ebenfalls ein leichter Anstieg von etwa 16 Tagen in 25 Jahren auf. Der kräftige Ausreißer des Jahres 2003 hat sicherlich gehörig Einfluss darauf, liegt er doch um 35

Tage über dem Mittelwert von 74 Tagen. Das Ergebnis des t- Tests mit 97,5% - 99% lässt die Regression recht zuverlässig erscheinen.

Reichenau hat weniger Jahre mit Daten zur Verfügung, daher ist ein gefundener Trend mit Vorsicht zu genießen. Dennoch erkennt man einen Anstieg von knapp 25 Tagen im Zeitraum 1991 bis 2005. Die Signifikanz ist mittels t- Test als vertrauenswürdig einzustufen.

Bad Aussee - Krimml

Die letzten beiden Stationen der Trendanalyse mit $CAPE > 0 \text{ J/kg}$ sind Bad Aussee und Krimml. Leider gibt es hier eingeschränkte Stationsmeldungen und so fehlen einige Jahre vollständig. Der Vergleich beginnt in Abb. 5.27 erst mit dem Jahr 1984.

Bad Aussee hat im Schnitt 54 Tage mit positiver CAPE, Krimml lediglich 6, was alpine Verhältnisse widerspiegelt. In den ersten 12 Jahren liegt die Anzahl dieser Tage in Krimml auf niedrigem Niveau, erst Mitte der 90er kann man einen leichten Anstieg verzeichnen. Das Maximum ist wie in Bad Aussee im Jahr 2003 zu finden.

Für eine genaue Analyse hat Bad Aussee zu wenig Daten, daher ist die Regressionsanalyse trotz hoher Signifikanz mit Vorsicht zu genießen. Obwohl für die Auswertung nur elf Jahre vorliegen, ist in diesem Zeitraum jedoch ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen.

Der Anstieg in Krimml beträgt von 1984 bis 2005 17 Tage. Das Ergebnis des entsprechenden Signifikanztests erreicht mit über 99% ein sehr hohes Niveau.

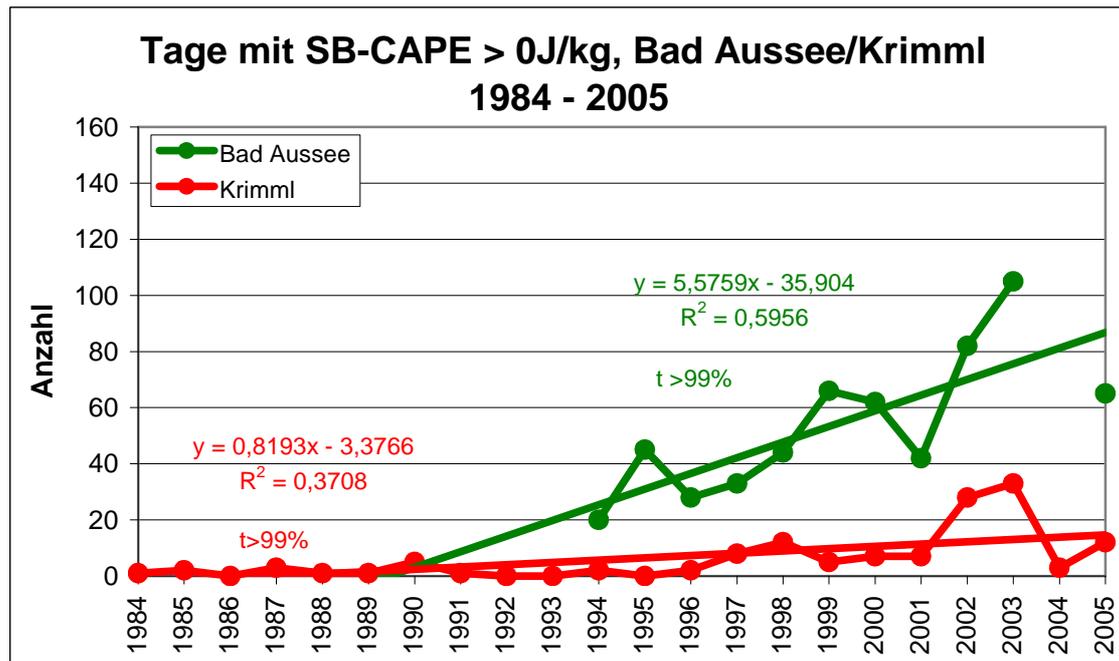


Abb. 5.27: wie Abb. 5.23 nur mit Bad Aussee (grün) und Krimml (rot). Bad Aussee mit fehlenden Werten von 1980 bis 1993 sowie dem Jahr 2004.

5.2.2 Untersuchung der CAPE- Maxima

Nach genauer Analyse zur Fehlervermeidung werden die jährlichen Extremwerte von CAPE-Berechnungen an den ausgewählten Stationen dargestellt und interpretiert. Dazu stellt sich wieder die interessante Frage, ob diese Werte im untersuchten Zeitraum zu- oder abnehmen. Abbildung 5.28 zeigt zuerst die errechneten absoluten Maximalwerte der CAPE an allen elf Stationen von 1980 bis 2005, wobei fehlende Jahre wie zum Beispiel in Reichenau/Rax oder auch Bad Aussee zu berücksichtigen sind:

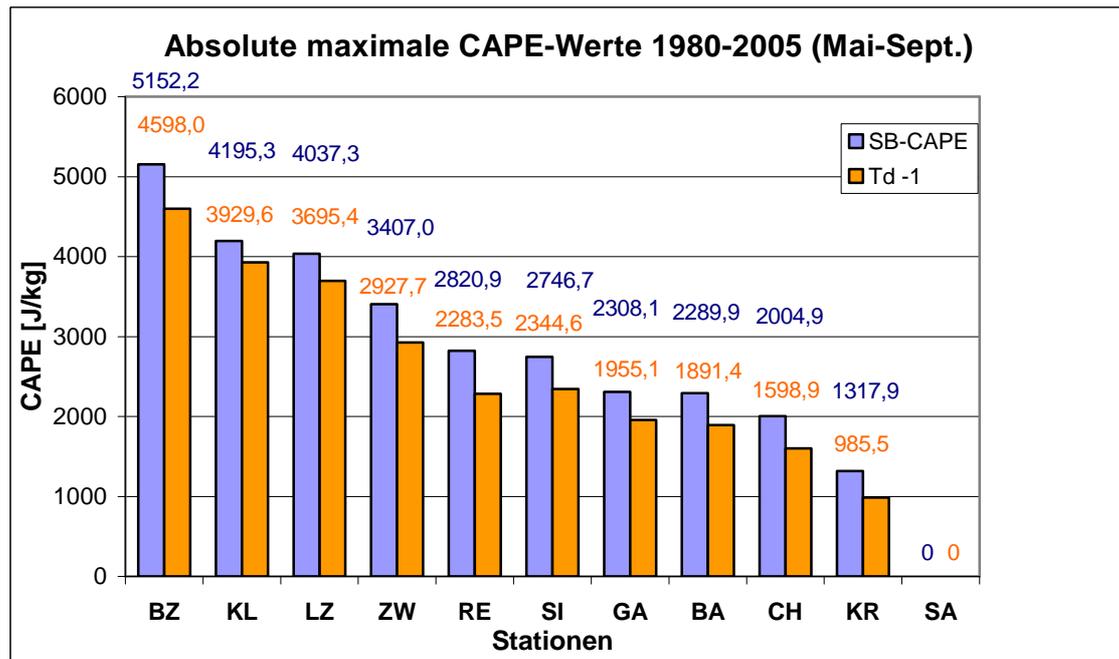


Abb. 5.28: Absolute maximale CAPE- Werte aller Stationen, jeweils von SB-CAPE (blau) und CAPE berechnet mit entsprechend niedrigerem Taupunkt (orange)

Auffallend sind natürlich die deutlich höheren Werte im südlichen Alpenbereich (Bozen, Klagenfurt, Lienz), da diese Stationen leichter Anschluss an labil geschichtete Luftmassen aus südlicher Richtung haben. Etwas geringere Maxima treten hingegen in den nördlichen Bereichen sowie an höher gelegenen Stationen und inneralpinen Gebieten auf. Krimml und speziell Samedan bieten nur bescheidene beziehungsweise gar keine CAPE- Maxima.

Es folgen nun Darstellungen der Trendanalyse an jenen Stationen, welche mit den meisten Jahren ohne größere Datenlücken behaftet sind. Zahlreiche fehlende Jahre wie zum Beispiel in Reichenau/Rax oder Bad Aussee lassen keine aussagekräftigen Trendanalysen zu.

Abbildung 5.29 zeigt eine Gegenüberstellung der jährlichen Maximalwerte der SB- CAPE von Bozen und Lienz. Zusätzlich wird mit Regressionsgeraden und den dazugehörigen Gleichungen versucht, einen Trend herauszulesen. Der Signifikanztest gibt Aufschluss über die Güte der Korrelation.

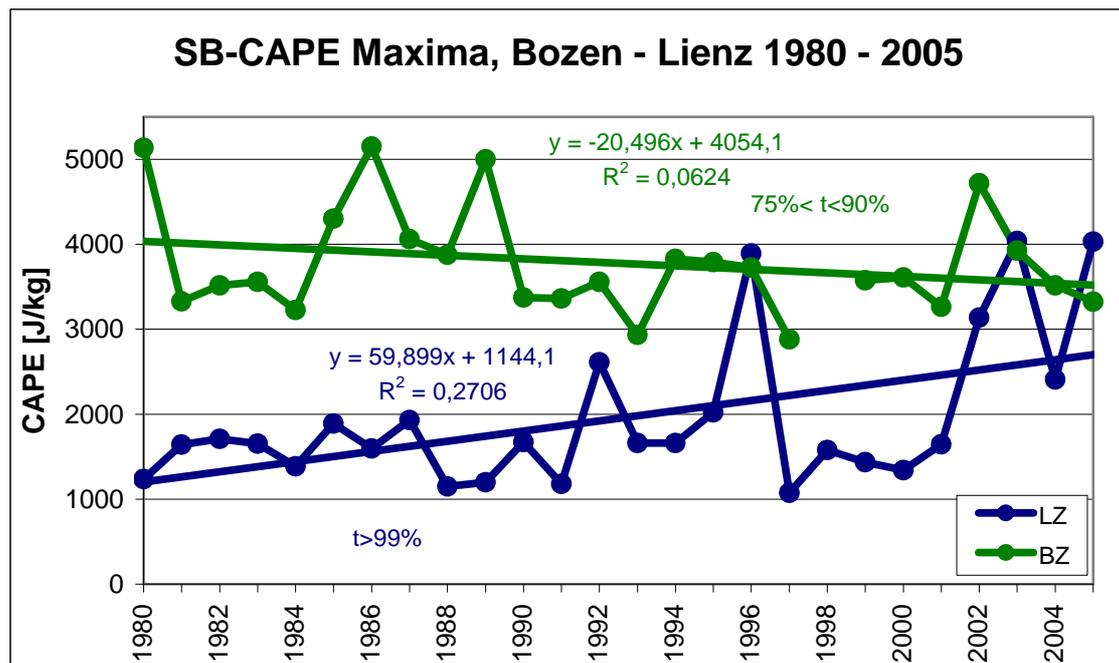


Abb. 5.29: SB-CAPE- Maxima der Jahre 1980 bis 2005 an den Stationen Bozen (grün) und Lienz (blau) sowie Regressionsanalyse und Signifikanztest. Das Jahr 1998 ist in Bozen nicht vorhanden

Beide Stationen liegen an der Alpensüdseite in näherer Umgebung zueinander. Auffallend sind natürlich die höheren Maxima in Bozen, was in vorhergehenden Kapiteln bereits erwähnt wurde.

An der Station Bozen ist ein leichter Abfall feststellbar, jedoch ist das Bestimmtheitsmaß R^2 sehr gering. Ein Zusammenhang besteht dadurch kaum. Zusätzlich ist das Ergebnis des t-Tests recht dürftig und stuft den errechneten Trend als nicht vertrauenswürdig ein.

Lienz zeigt hingegen eine deutliche Zunahme des Extremwertes der SB-CAPE innerhalb der untersuchten 25 Jahre. So ergibt sich rein rechnerisch eine Zunahme des höchsten Wertes von knapp 1500J/kg in 25 Jahren. Die Signifikanz fällt mit über 99% sehr hoch aus und stuft im Gegensatz zu Bozen das Ergebnis als vertrauenswürdig ein.

Abb. 5.30 zeigt die gleiche Darstellung und Trendanalyse für die Schweizer Stationen Chur und Sion. Beide zeigen leichte Trends nach oben, jedoch sind diese nach erfolgten t-Tests wenig signifikant.

Ähnliche Ergebnisse liefern die Untersuchungen in Zeltweg und Klagenfurt, wobei Klagenfurt im Gegensatz zur steirischen Station im Murtal einen deutlichen Anstieg

verzeichnet (Abb. 5.31). Während die Signifikanz den Trend in Zeltweg nicht sehr unterstützt, ist dieser in Klagenfurt etwas besser gestützt.

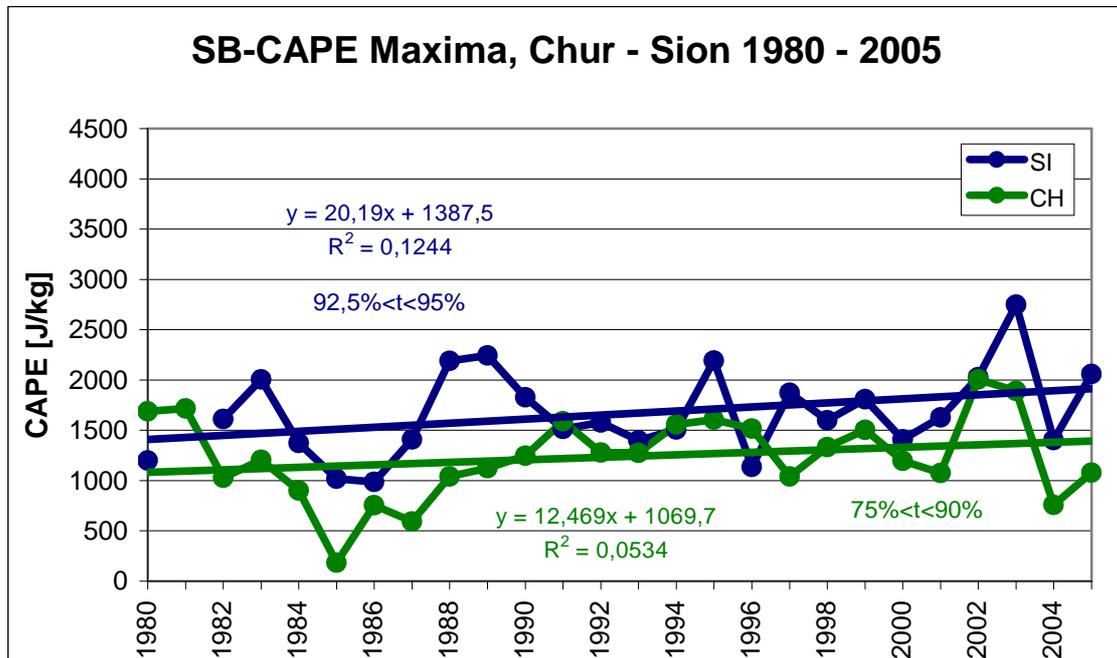


Abb. 5.30: Wie Abb. 5.29 nur für Chur (grün) und Sion (blau).

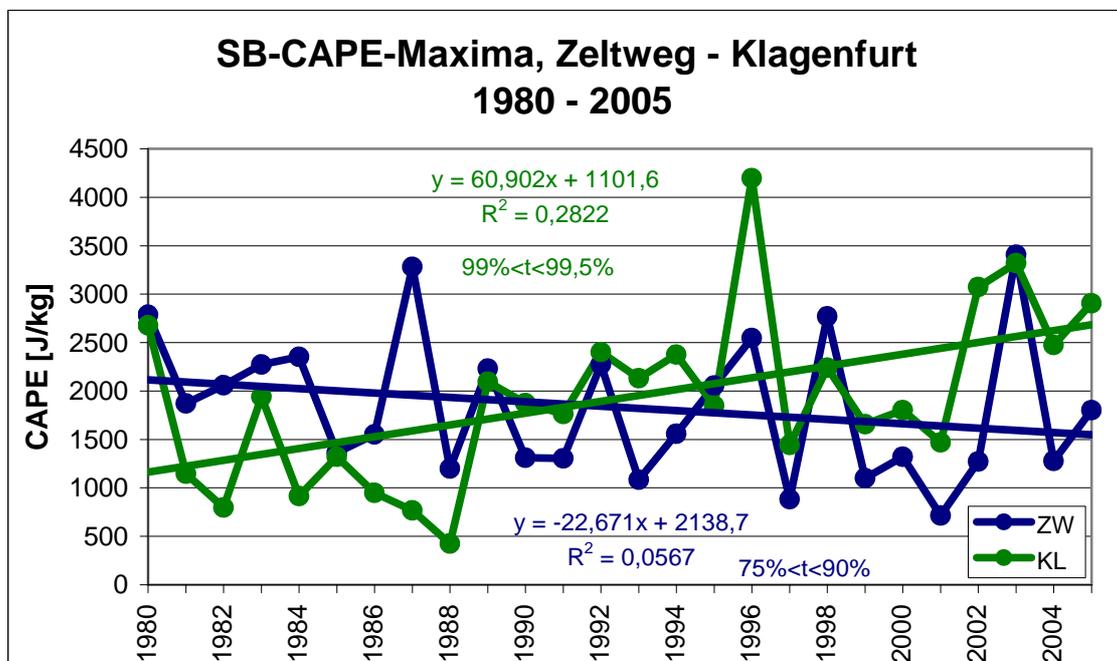


Abb. 5.31: Wie Abb. 5.29 nur für Klagenfurt (grün) und Zeltweg (blau).

Ein eindeutiger gemeinsamer Trend an allen Stationen wurde nicht gefunden. Die Maxima der jährlichen CAPE- Werte nehmen an einigen Stationen leicht zu, an anderen wiederum leicht ab. Allesamt sind die Signifikanztest der Trends wenig zufrieden stellend, eine deutliche Veränderung wurde – im Gegensatz zu den Tagen mit CAPE – in den ausgewerteten 25 Jahren nicht gefunden.

5.3 Gewitterauslöse und CAPE

5.3.1 Allgemeine Betrachtungen

Die errechneten CAPE- Werte werden mit den entsprechenden ww und WW- Synop- Meldungen an den Stationen verglichen und dargestellt. Liegt eine Gewittermeldung 3 bis 24 Stunden nach dem 12UTC-Termin vor, so wird die um 12UTC errechnete CAPE als umgewandelt betrachtet. Viele hohe CAPE- Werte werden oft nicht umgewandelt und bleiben erhalten, falls es zu keiner Auslöse kommt. Bei einem Gewitter kann man von einer Umwandlung der CAPE in kinetische Energie ausgehen.

Lückenhafte Stationsmeldungen oder fehlerhafte Synop- Verschlüsselungen wirken sich natürlich negativ auf die Auswertungen aus. In diesem Fall sind lediglich für die Stationen Bozen, Lienz, Garmisch, Klagenfurt und Zeltweg ausreichende Daten vorhanden, mit denen auch gut belegbare Auswertungen durchgeführt werden. Die restlichen Stationen liefern nur dürftige und daher unbrauchbare Meldungen und werden daher nicht in Betracht gezogen.

Es muss noch vermerkt werden, dass es natürlich auch zu Gewittern kommen kann, falls keine positive CAPE vorhanden ist. Solche Situationen sind unter anderem bei Frontdurchgängen zu verzeichnen. Diese Fälle mit $CAPE = 0 \text{ J/kg}$ werden ebenfalls berücksichtigt.

In einigen Fällen steht vor beobachteten Gewittern aufgrund diverser Datenlücken kein CAPE- Wert zur Verfügung. Diese werden in den Abbildungen als „keine Daten“ erwähnt.

5.3.2 Zeltweg

In Zeltweg liegt die CAPE- Klasse mit 0 bis 500 J/kg in 26 ausgewerteten Jahren unangefochten an der Spitze mit 450 Gewitterauslösetagen. Dies entspricht in dieser Klasse in Relation zum Gesamtwert einer Trefferquote von 28,6%.

Selbst an 168 Tagen gibt es bei einer CAPE von 0 J/kg nachfolgende Gewitter. An 47 Terminen zeigt sich hochreichende Konvektion, falls die CAPE nicht bestimmbar ist. Verlässlicher wird es bei höheren Klassenwerten. So gibt es in 92,3% der Fälle mit CAPE zwischen 2000 und 2500 J/kg eine Gewitterauslöse in Zeltweg. Dies entspricht 12 von 13 Fällen und bedeutet ein recht verlässliches Umsetzen der CAPE. In 2 von 5 Fällen zeigen sich bei einer CAPE von 2500 bis 3000 J/kg Gewitter, jedoch ist die Gesamtanzahl der Tage mit dieser CAPE- Größenordnung schon recht klein.

Das sicherlich Auffälligste in Zeltweg sind die relativ hohen Prozentzahlen der Auslöse in den ersten vier Klassen mit positiver CAPE. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die überwiegende Zahl mit positiver CAPE in der Klasse mit 0 bis 500 J/kg zu finden sind und es darüber nur wenige höhere CAPE- Werte gibt (siehe Abb. 5.32). Die wenigen höheren Werte sind jedoch in vielen Fällen mit Gewitterauslöse verbunden.

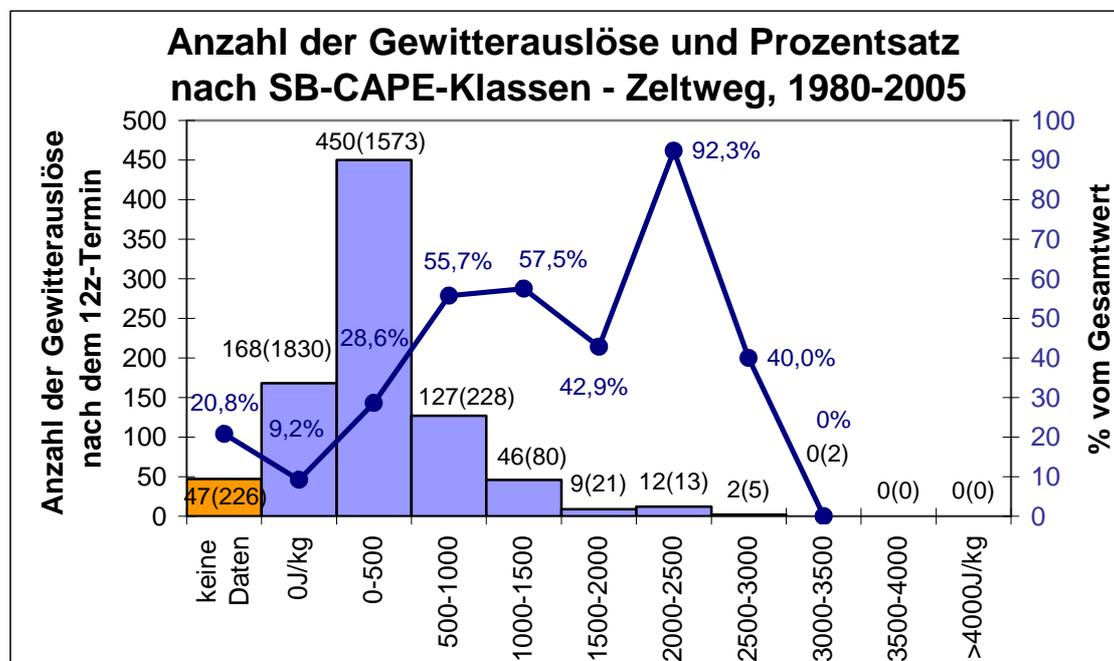


Abb. 5.32: Anzahl der 12UTC- Termine der errechneten SB-CAPE mit nachfolgender Gewittermeldung und dazugehörigem Prozentsatz in Relation zur gesamt aufgetretenen SB-CAPE- Anzahl (Werte in Klammern) für Zeltweg. Zeitraum: 1980 bis 2005

5.3.3 Garmisch- Partenkirchen

Dasselbe Schema gilt für Abbildung 5.33 in Garmisch – Partenkirchen. Wie aus Kapitel 5.1.3 ersichtlich, bewegt sich der überwiegende Teil der aufgetretenen CAPE- Werte zwischen 0 und 500 J/kg und nimmt dann markant ab.

Gerade in dieser ersten Klasse der positiven CAPE von 0 bis 500 J/kg gibt es in 169 von 1082 Fällen eine Gewittermeldung danach, was sich in 15,6% vom Gesamtwert niederschlägt. Im Vergleich zu Zeltweg sind dies deutlich weniger. Die Prozentzahl steigt dann in höheren Klassen leicht an, erreicht aber niemals solche hohen Werte wie in Zeltweg. Natürlich sind höhere CAPE- Werte in Garmisch-Partenkirchen weniger vertreten. Zudem fehlen hier die letzten Jahre von 2001 bis 2005 mangels Synopmeldungen. Der höchste Prozentsatz von 50% in der Klasse von 2000 bis 2500 J/kg sollte nicht überbewertet werden, da hier nur zwei Fälle im gesamten untersuchten Zeitraum auftreten.

Sehr geringe Auslöse von lediglich 4,4% erfolgt hier logischerweise wie bei den anderen Stationen bei einer CAPE von 0 J/kg. Vermutlich führen Fronten oder auch in Kaltluftadvektion und/oder in Höhenkaltluft entstandene Schauer- und Gewitterzellen zu einer Gewittermeldung, was dann eher mit abgehobener Konvektion (MU- CAPE) gedeutet werden könnte. In diesem Fall erreicht die SB- CAPE aufgrund kühler und energiearmer Luft in Bodennähe naturgemäß keinen oder einen sehr geringen positiven Wert.

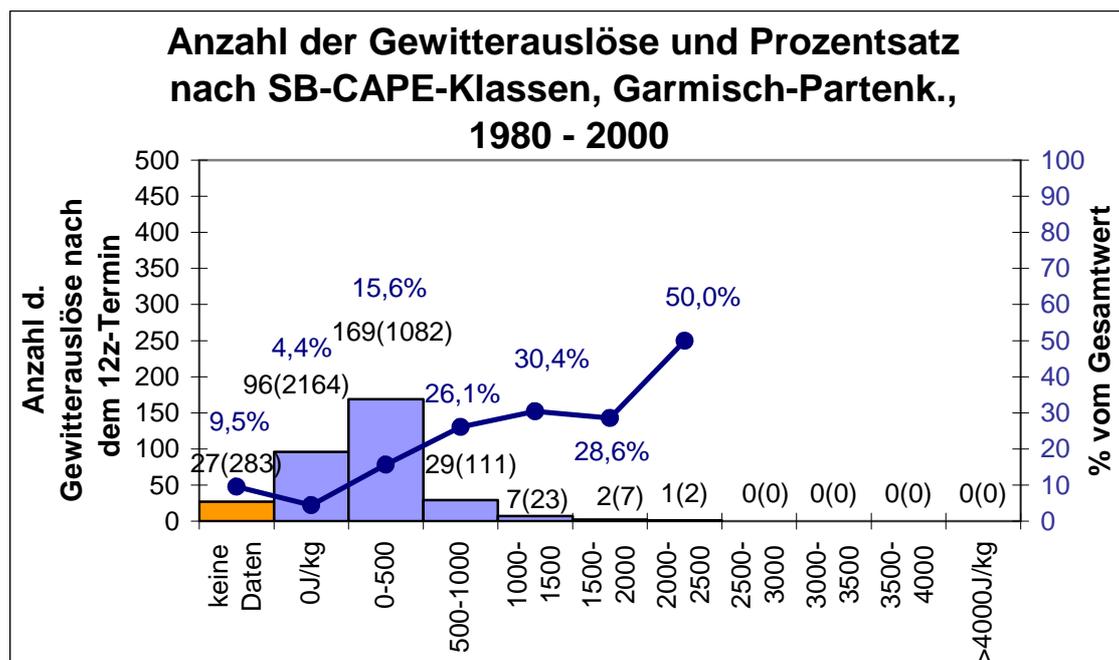


Abb. 5.33: Wie Abb. 5.32 nur für Garmisch-Partenkirchen. Zeitraum: 1980 bis 2000

5.3.4 Bozen

Wie schon mehrfach hingewiesen, zeigt Bozen eine deutliche Verschiebung der CAPE-Verteilung zu den höheren Werten hin. Auch in Bozen sind zwar die Werte zwischen 0 und 500 J/kg dominant, jedoch treten wesentlich mehr höhere Werte als an den übrigen Stationen auf. Abbildung 5.34 zeigt in Bozen jedoch erstaunliche Merkmale. So treten mit einem CAPE- Wert zwischen 0 und 500 J/kg in nur 76 von 1159 Fällen (6,6%) Gewitter auf, was auch aufgrund der hohen absoluten Zahl in dieser Gruppe doch recht überraschend ist.

Das Verhältnis steigt in höheren Klassen leicht an, erreicht jedoch nicht wie etwa in Zeltweg eine solche Zuverlässigkeit an Gewitterauslöse. Extrem hohe CAPE- Werte von über 3500 J/kg lassen das Verhältnis jedoch wieder deutlich zunehmen. In Bozen werden daher hohe CAPE- Werte auch sehr oft umgesetzt. In 9 von 10 Fällen (90%) wird eine CAPE von über 4000 J/kg frei, sodass es zu hochreichender Konvektion und zu registrierten Gewittern kommt.

Leider gibt es auch in Bozen einige Tage ohne CAPE- Wert (Ausfall der Messungen, fehlende Radiosonde in Mailand oder Udine). Somit ist an 61 Tagen (10,2% vom Gesamtwert) mit unbekannter CAPE eine Gewitterauslöse verzeichnet worden.

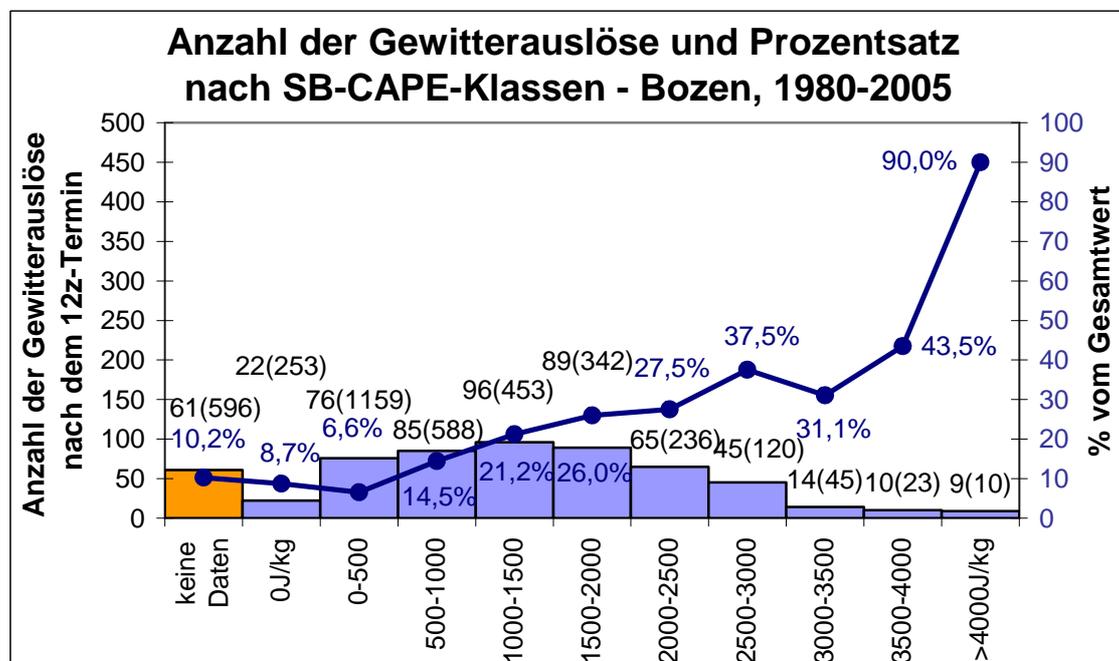


Abb. 5.34: Wie Abb. 5.32 nur für Bozen. Zeitraum: 1980 bis 2000

5.3.5 Lienz und Klagenfurt

Als Abschluss der ausgewerteten Stationen werden noch Lienz und Klagenfurt als Vertreter der österreichischen Südalpen gezeigt (Abb. 5.35 und Abb. 5.36).

In Lienz selbst treten generell eher wenig Gewitter auf. Dies könnte man vielleicht auf vermehrt föhnige Tendenzen und daraus resultierenden Absinkbewegungen erklären, da durch oftmalige Südwestströmungen die nahen Gebirge (Lienzer Dolomiten sowie Karnischen Alpen) die Gewitter im Lee verhindern. Unter anderem wirkt sich die trockenere Grenzschicht in den Gebirgen ebenso aus, da durch die Hangwindzirkulation bodennahe Feuchte verringert wird.

So gibt es in der größten Gruppe mit positiver CAPE von 0 bis 500 J/kg lediglich in 171 von 1650 Fällen nach dem 12UTC- Termin eine Gewittermeldung, was nur knapp über 10% entspricht.

Etwas verlässlicher ist in Lienz die Auslöse bei höheren CAPE- Werten, jedoch sind die Prozentzahlen im Vergleich zu anderen Stationen auf niedrigem Niveau. Im Vergleich zu Lienz schneidet hier Klagenfurt, ähnlich wie Zeltweg deutlich besser ab. Ab höheren Werten stellt sich hier eine Auslöse in 50% der Fälle ein. Hohe CAPE- Werte sind in Klagenfurt somit ein guter Garant für konvektive Umsetzung und Gewitter. Klagenfurt und auch Zeltweg sind daher in den Klassen mit mittelhoher CAPE (Klassen zwischen 500 und 2000 J/kg) statistisch gesehen relativ gewitteranfällig.

Bei einer berechneten 12UTC- CAPE zwischen 2500 und 3000 J/kg werden in Klagenfurt in 7 von 8 Fällen Gewitter gemeldet, was satten 87,5% entspricht.

Eine Untersuchung der Auslöse bei noch höheren CAPE- Werten ist hingegen nicht mehr sinnvoll, da die absolute Zahl dieser aufgetretenen Werte zu gering ist.

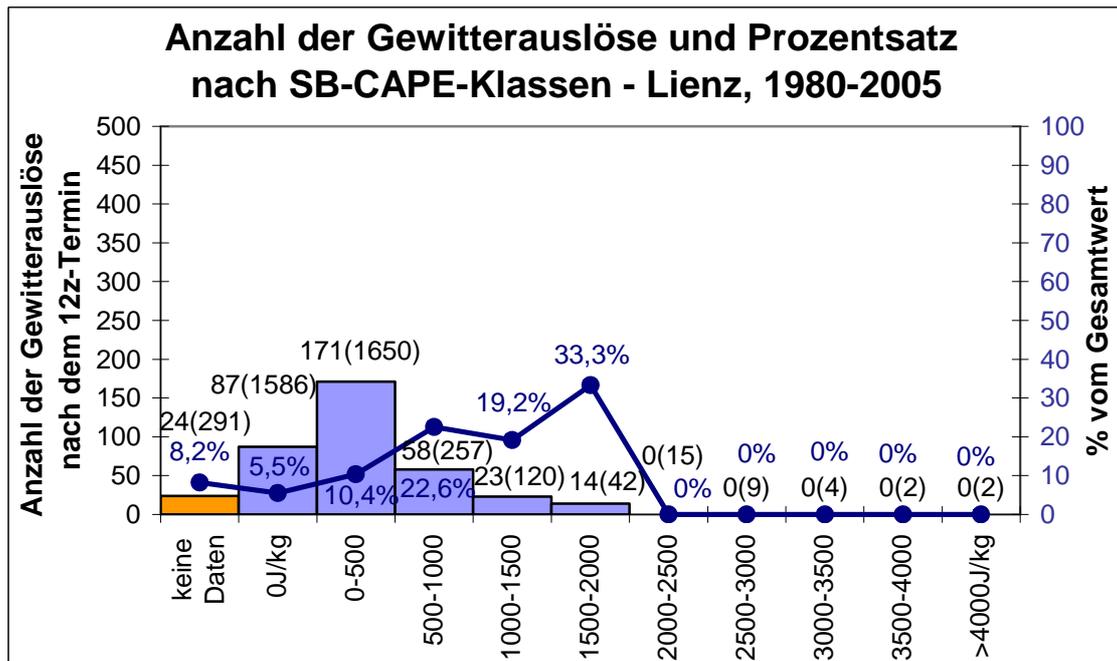


Abb. 5.35: Wie Abb. 5.32 nur für Lienz. Zeitraum: 1980 bis 2000

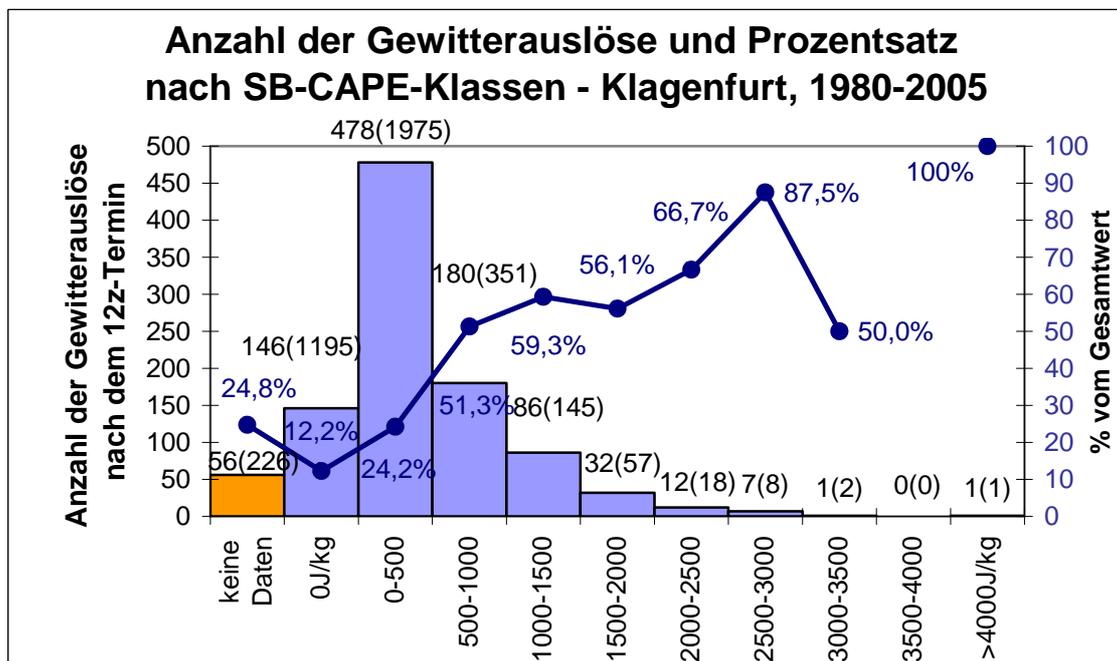


Abb. 5.36: Wie Abb. 5.32 nur für Klagenfurt. Zeitraum: 1980 bis 2000

5.3.6 Zusammenfassung

Im Grunde erkennt man an allen Stationen eine erhöhte Chance für Gewitterauslöse in den Klassen zwischen 0 und 2000 J/kg. Speziell die in inneralpinen Becken gelegenen Stationen Zeltweg und Klagenfurt erweisen sich hier mit jeweils deutlich über 50% recht verlässlich.

Höhere CAPE- Werte werden oft nicht mehr für registrierte Gewitter umgewandelt, besonders in Garmisch- Partenkirchen und Lienz ist die Chance dafür sehr gering. Zudem treten solche hohen Werte nicht sehr oft in Erscheinung.

Eine Ausnahme zeigt hier Bozen. Bei sehr hohen CAPE- Werten kommt es speziell mit einer CAPE von über 4000 J/kg in 9 von 10 Fällen zu nachträglichen Gewittermeldungen. Die teils sehr hohen CAPE- Werte sind in Bozen somit oft mit Gewitterauslöse verbunden. Natürlich hängt diese Auswertung stark von der Zuverlässigkeit der ww und WW- Beobachtungen ab. Teilweise sind kräftige konvektive Umlagerungen und die entsprechende Umwandlung der CAPE nur von Schauern begleitet. In dieser Auswertung wird jedoch nur auf die Gewittermeldung Rücksicht genommen.

Ein weiterer Nachteil sind lückenhafte Beobachtungen. Manche Stationen verzeichnen teils eklatante Ausfälle an Meldungen, was die Überprüfung der CAPE- Umwandlung natürlich unmöglich macht. Daher konnte die Auswertung in dieser Arbeit auch nur an fünf der ursprünglich elf Stationen durchgeführt werden.

Abbildung 5.37 verschafft einen Überblick über die kumulative Häufigkeit nach den jeweiligen Klassen. Dies dient dazu die vorhergehenden Ergebnisse gewissermaßen auf eine gleiche Ebene zu stellen, um die einzelnen Stationen besser vergleichen zu können. In Abbildung 5.37 wird somit die prozentuelle Häufigkeit in Prozent einer Gewittermeldung in den jeweiligen Klassen aufsummiert und dargestellt.

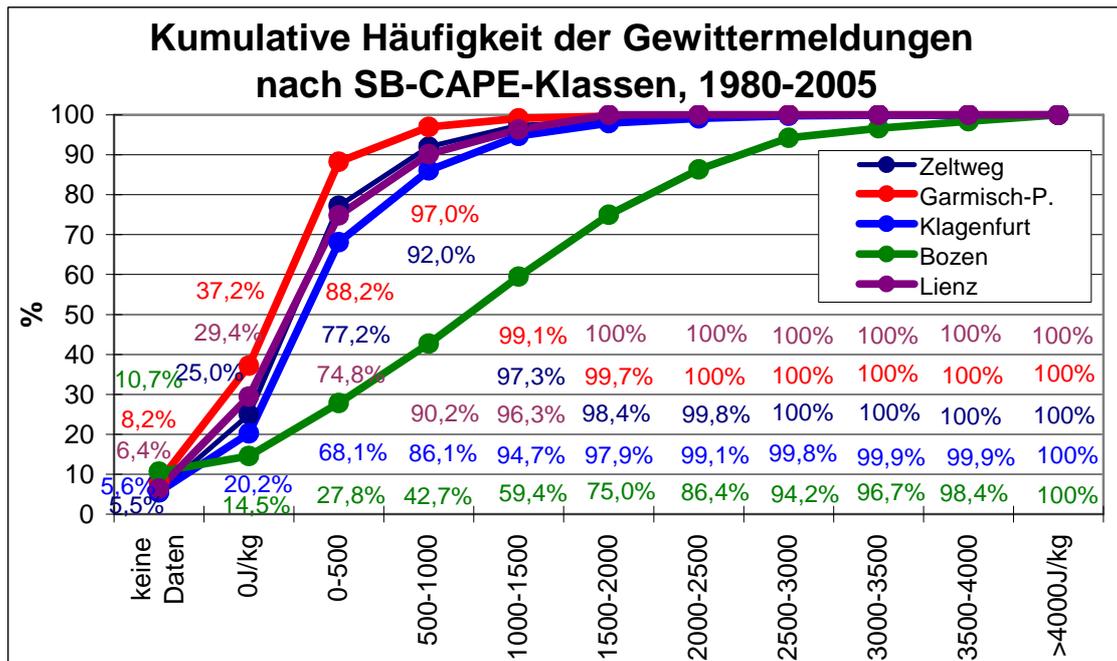


Abb. 5.37: Kumulative Häufigkeit der Gewittermeldungen nach SB-CAPE-Klassen an ausgewählten Stationen von 1980 bis 2005

Auf den ersten Blick fällt sofort die Ausnahmestellung von Bozen auf, deren grüne Kurve eklatant von den anderen Alpenstationen abweicht. Dies zeigt somit die Bestätigung, dass hier hohe CAPE- Werte oftmals mit Gewitterauslöse verbunden ist, während an den anderen Stationen dies kaum ins Gewicht fällt. Speziell in der Klasse 1500 – 2000 J/kg kommen in Garmisch- Partenkirchen fast keine Gewittermeldungen hinzu (Kurve waagrecht bei 100%), während die Steigung der Kurve in Bozen noch einige Gewittermeldungen zeigt.

Dies bestätigt die Vermutung der labil geschichteten Luftmassen am Südrand der Alpen, welche vermehrt hohe CAPE und auch eine höhere Gewitterwahrscheinlichkeit gegen Süden hin zulässt. Um dies als Ausblick weiter zu unterstreichen, können zusätzliche Stationen am Nord- und Südalpenrand untersucht werden.

6 Kurze Fallstudien

In diesem letzten Kapitel werden ausgewählte CAPE- Berechnungen einzeln präsentiert. Als Darstellung wird das in MATLAB generierte Skew-T log p- Diagramm eines an einem ausgewählten 12UTC-Termin errechneten Temperaturprofils verwendet. Zusätzlich werden die entsprechende Aufstiegskurve und die resultierende CAPE gezeigt. Kurze Erläuterungen über die vorherrschende Großwetterlage ergänzen die Studien in Hinblick auf die synoptischen Merkmale.

6.1 Das Münchner Hagelunwetter am 12.7.1984

Am Abend des 12. Juli 1984 zieht ein Hagelunwetter von Westen kommend über den Münchner Raum hinweg und hinterlässt eine Spur der Verwüstung aufgrund massiven Hagelschlags.

Ein kräftiger Trog mit Achse über Westeuropa lässt an dessen Vorderseite subtropische Warmluft nach Süddeutschland advehieren. Eine Kaltfront erreicht Bayern in der Nacht auf den 12. 7. ohne merkliche Gewitterauslöse. Vermutlich hat die föhnige SW-Strömung jegliche Auslöse verhindert (Jaeneke, 2002, ff). Die Radiosonde von München um 12 UTC zeigt unterhalb einer Absinkinversion in etwa 800hPa eine deutliche Kaltluftadvektion. Darüber lagert jedoch die hochenergetische subtropische Luftmasse, welche sich auch mit einer ihr typischen Steep Lapse Rate, einem Bereich mit starkem Temperaturgefälle zwischen 800hPa und knapp unter 600hPa bemerkbar macht.

Thermische Auslöse wird aufgrund der kräftigen Absinkinversion nicht erwartet. Die CAPE hat laut Münchner Radiosonde von 12UTC nur einen sehr geringen Wert. Dennoch bewirkt ein Kurzwellentrog in 500hPa einen markanten Hebungsimpuls, was zu einer kräftigen Labilisierung führt. Die verheerende Superzelle entstand im Laufe des Tages im Berner Oberland und erreicht nicht nur wegen der guten Scherung in München (0-6km bis zu 60 Knoten) und der bereits erwähnten Labilisierung gute Bedingungen für kräftigen Hagelschlag am Abend in der bayerischen Metropole.

Garmisch- Partenkirchen liegt in etwa 80km südlich der Stadt München und bleibt von dieser Superzelle verschont. Erst am Folgetag, dem 13.7. wird hier gegen Abend ein Gewitter

verzeichnet. Die berechnete CAPE in Abbildung 6.1 erreicht in Garmisch, so wie in München nur sehr geringe Werte, was auch auf die anfänglich stabile Lage in den unteren Schichten hindeutet.

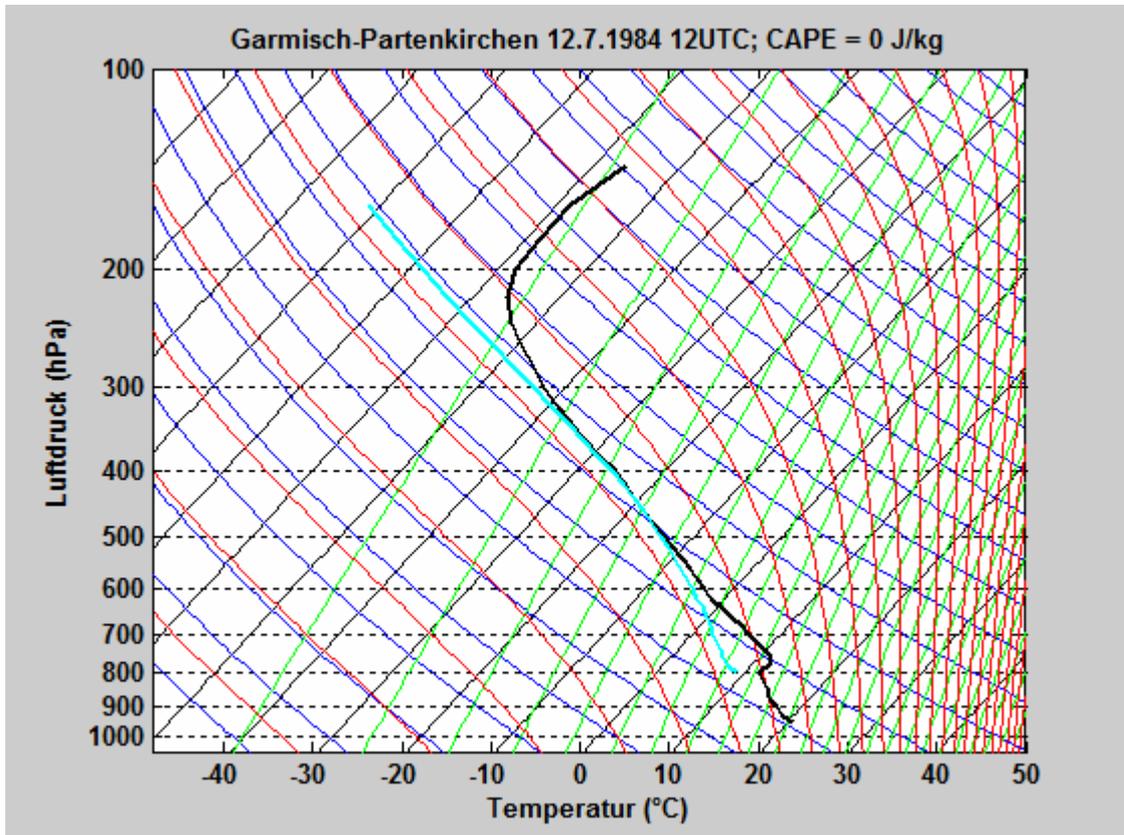


Abb. 6.1: Berechnetes Temperaturprofil (schwarze, dicke Kurve) sowie Hebungskurve (türkis) vom 12.7.1984 in Garmisch-Partenkirchen, 12 UTC (CAPE mit um 1K niedriger berechneten Taupunkt). Der berechnete CAPE-Wert beträgt hier 0 J/kg. Die Darstellung erfolgt in einem SkewT-logp-Diagramm

Die CAPE-Berechnung startet in bodennah kühler Luftmasse, was somit nur sehr geringe Werte der CAPE zulässt. Synoptische Hebung generiert jedoch abgehobene Konvektion, welche in der Berechnung der SB-CAPE oder ML-CAPE nicht zu Tage kommt.

Selbst an Tagen mit keiner oder kaum nennenswerter CAPE zeigen sich allgemein heftigste Unwetter, welche dann meist dynamisch gesteuert werden. Dies zeigt sicherlich die Schwäche einer bodennah berechneten CAPE, in Hinblick auf hochreichende Konvektion.

6.2 Zwei Stationen im Vergleich: Klagenfurt – Reichenau/Rax

Die ersten Tage des Augusts im Jahr 2003 sind von einer lang anhaltenden Antizyklonalität und großräumigem Absinken über dem Alpenraum geprägt. Ein Trog vor Westeuropa advehiert zudem subtropische heiße Luft nach Mitteleuropa.

Abbildung 6.2 zeigt die Auswertung des Temperaturprofils und der errechneten SB-CAPE am 4.8.2003 um 12 UTC für Klagenfurt, die Abbildung 6.3 für Reichenau/Rax.

Die Auswertungen der Radiosonden von Wien und Udine spiegeln sehr hohe CAPE-Werte von über 2000 J/kg in Wien und knapp 1000 J/kg in Udine wieder, jedoch ist eine thermische Auslöse aufgrund der Sperrschichten in den unteren Niveaus und der vor allem in Udine sehr trockenen Grenzschicht nicht gegeben. Labile Luftschichtung herrscht nur in höheren atmosphärischen Schichten vor.

Klagenfurt zeigt eine recht hohe CAPE von knapp 1300 J/kg, im Vergleich dazu ist in Reichenau/Rax die CAPE mit 700 J/kg ebenfalls beachtlich.

Während in Reichenau/Rax eine erhöhte CIN das Erreichen des LFC verhindert, gibt die Auswertung von Klagenfurt den Anschein, dass das LFC knapp erreicht werden kann. An diesen Tagen zeigen sich zwar im Bergland einige regionale Wärmegewitter, jedoch ist aufgrund fehlender Beobachtungen am 4.8. nicht ganz ersichtlich, ob es auch an den untersuchten Stationen Klagenfurt und Reichenau/Rax zu Gewittern kommt. In Klagenfurt kann aufgrund des Temperaturverlaufs und der noch höheren CAPE am Folgetag von keiner Auslöse am Abend oder in der Nacht auf den 5.8. ausgegangen werden. Zudem befindet sich Österreich im Bereich eines kräftigen Hochdruckkeils, welcher hochreichende Konvektion in weiten Gebieten, speziell in den Niederungen unterdrückt. Erst am Abend des 5.8. wird in Klagenfurt ein Gewitter verzeichnet.

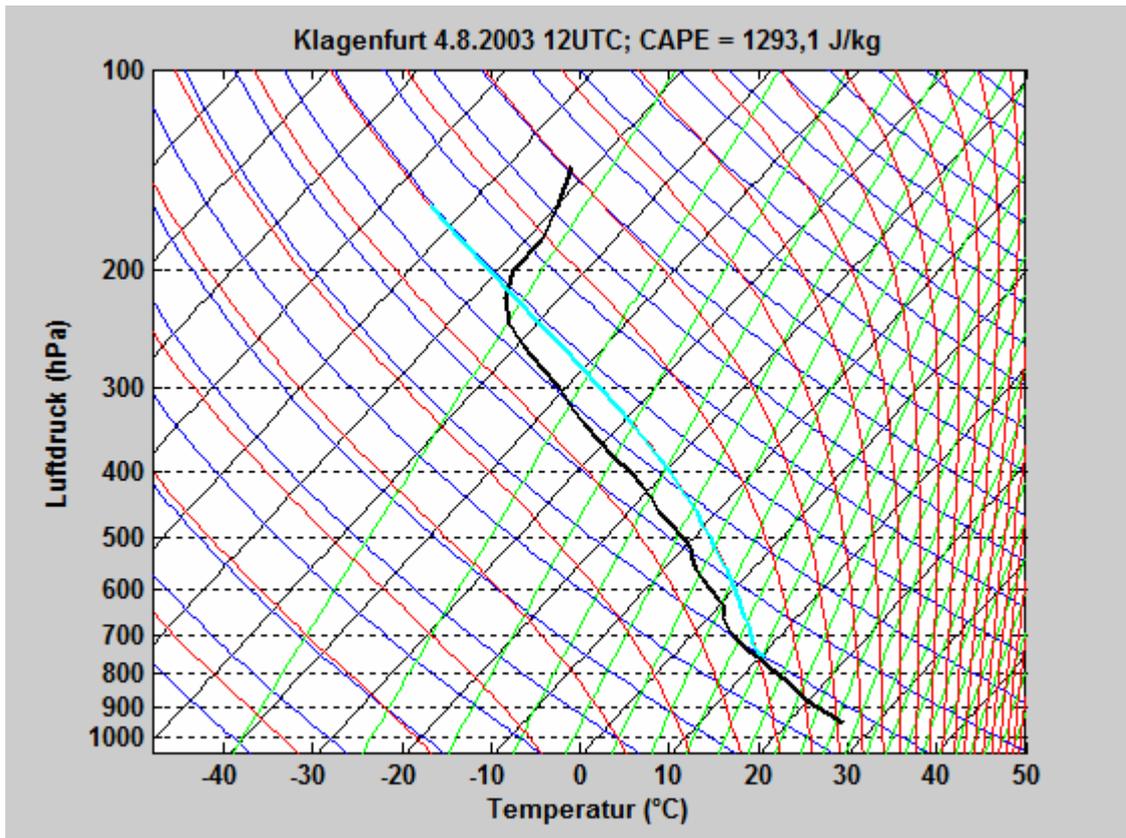


Abb. 6.2: Wie Abb. 6.1, jedoch für Klagenfurt, am 4.8. 2003

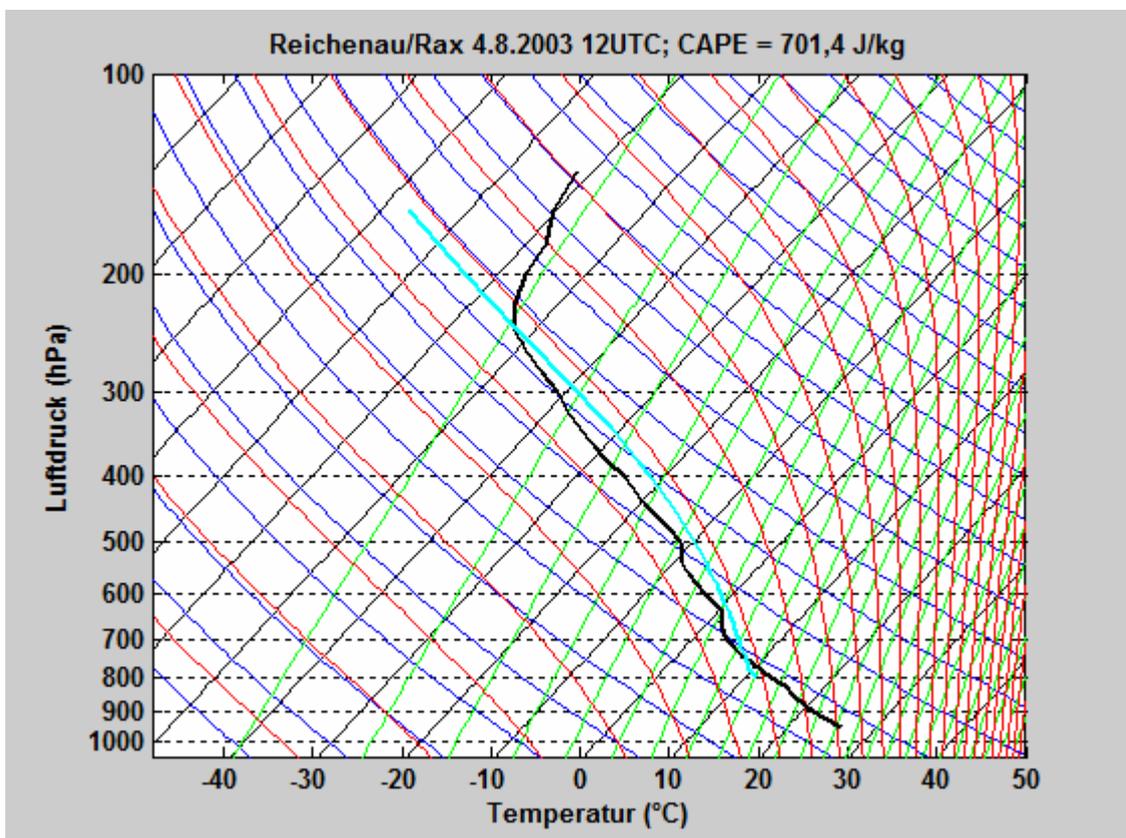


Abb. 6.3: wie Abb. 6.1, jedoch für Reichenau/Rax, am 4.8. 2003

An solchen Tagen mit gradientschwacher Lage zeigt sich die Bedeutung der richtigen CAPE-Berechnung. Hier erreicht der SB-CAPE aufgrund der stark überhitzten Schicht am Boden natürlich einen viel zu hohen Wert und ist daher nicht zu empfehlen.

Abbildung 6.4 zeigt noch einmal das simulierte Temperaturprofil samt Hebungskurven für den 4.8. 2003 in Klagenfurt. Die linke türkise Hebungskurve wird mit dem um 1K niedrigerem Taupunkt berechnet (siehe Abb. 6.1). Die zweite knapp rechts ist diejenige Feuchtadiabate, welche mit dem normal gemessenen Bodentaupunkt eruiert wird (Surface-Based). Auf den ersten Blick unterscheiden sich beide Kurven kaum, jedoch hat die geringe versetzte Lage einen deutlichen Einfluss auf die jeweilige CAPE-Berechnung. Würde man also den Bodentaupunkt um 1K senken, so geht die zuvor berechnete CAPE von 1654 J/kg (SB-CAPE) auf 1293 J/kg zurück, was 341 J/kg Differenz bedeuten. Speziell bei Lagen mit schwacher Convective Inhibition (CIN) sind solche Unterschiede von großer Bedeutung für die Gewitterauslöse.

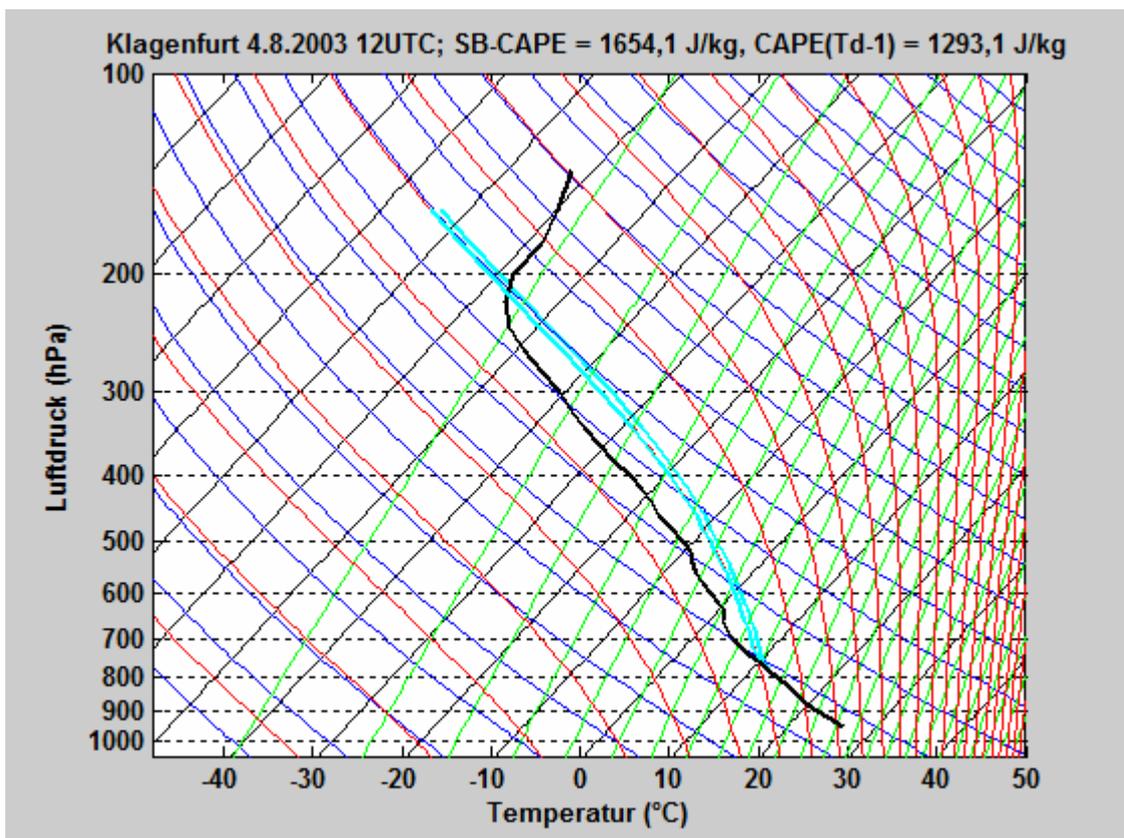


Abb. 6.4: Wie Abbildung 6.1, jedoch mit zusätzlicher Hebungskurve der SB-CAPE-Berechnung

7 Schluss und Ausblick

Im Wesentlichen wurde in dieser Arbeit eine zufrieden stellende Antwort auf die Frage der CAPE- Verteilung an den ausgewählten Stationen gefunden. Die Häufigkeitsanalyse erbrachte viele interessante Aspekte. So tritt zum Beispiel ein deutlicher Unterschied zwischen Stationen an der Alpennordseite und an der Alpensüdseite auf (siehe Abbildung 7.1). Im Süden werden wesentlich mehr höhere CAPE- Werte verzeichnet als im Norden. Speziell Bozen ragt in dieser Auswertung mit einer großen Anzahl an hohen CAPE- Werten hervor. Die CAPE ist zudem stark höhenabhängig. Höher gelegene Stationen ergeben kaum hohe CAPE- Werte, andere Stationen wie Samedan auf 1700m Seehöhe zeigen überhaupt keine positive CAPE, da die trockene Gebirgsluft zu großen Einfluss hat.

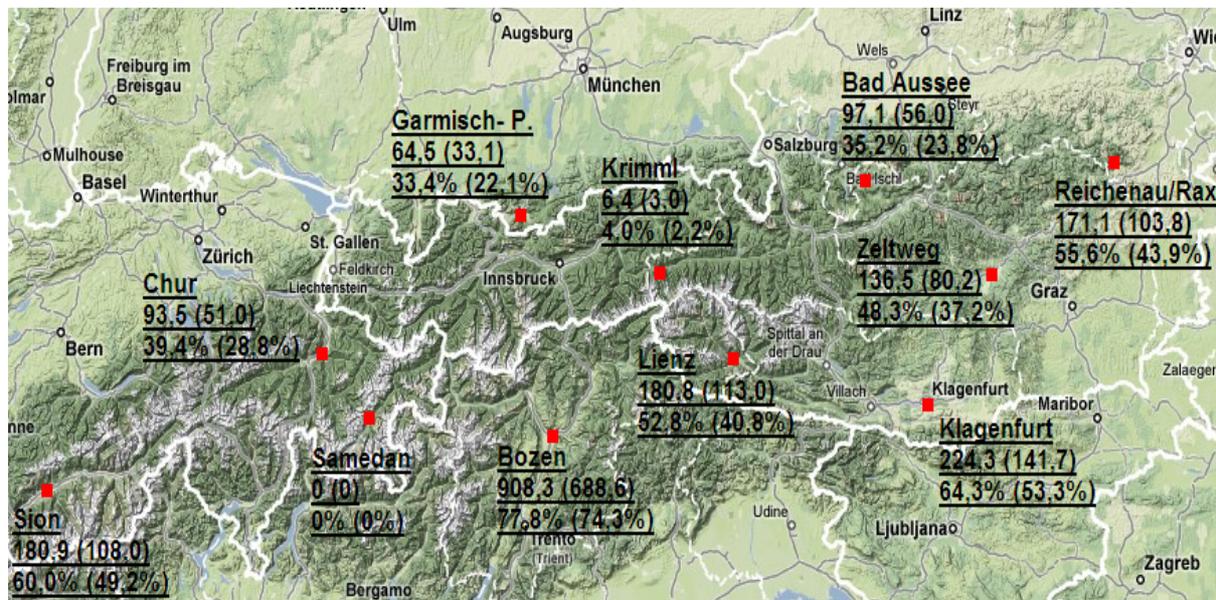


Abb. 7.1: Präsentation einiger erzielten Ergebnisse. Die obere linke Zahl an der jeweiligen Station gibt den mittleren SB-CAPE- Wert im untersuchten Zeitraum des konvektiven Jahres zwischen Mai und September an. Rechts davon in Klammer steht der Mittelwert der um 1K niedriger berechneten CAPE. Die prozentuelle Anzahl der Tage mit SB-CAPE (CAPE mit Taupunkt -1) > 0 J/kg (von Mai bis September, 153 Tage = 100%) spiegeln die jeweils darunter liegenden Werte wieder.

In Zeiten des immer mehr gravierenden Themas des Klimawandels stellte sich vor dem Erstellen dieser Arbeit die Frage, ob auch die CAPE gewisse Trends zeigt. Die Tage mit positiver CAPE nehmen an fast allen Stationen innerhalb des untersuchten Zeitraums

tatsächlich deutlich zu. Es wäre hier natürlich noch notwendig die Verhältnisse vor dem ersten Auswertungsjahr (1980) zu eruieren, um einen länger gültigen Trend zu ermitteln.

Hier drängt sich natürlich die Frage auf, in wie weit dieser Anstieg mit dem allgemeinen Temperaturanstieg korreliert.

Eine Entwicklung der aufgetretenen jährlichen CAPE- Maximalwerte wurde hingegen nicht gefunden.

Die Gewitterauslöse in Relation zu den errechneten CAPE- Werten ist unter anderem Kern dieser Arbeit. Die Analyse ergibt ein meist einheitliches Bild. So zeigt sich bei vielen Stationen mit hohen CAPE- Werten eine Gewitterauslöse. Die Verhältnisse bei niedrigen CAPE- Werte bringen jedoch einige interessante Unterschiede. Während Bozen und die höher gelegenen Alpenstationen in diesen CAPE- Klassen nur wenige Gewitter aufbringen, stellen Klagenfurt und Zeltweg eine erstaunlich hohe Auslösewahrscheinlichkeit. Die Vermutung liegt nahe, dass die Bedingungen in großen, inneralpinen Becken die Gewittertätigkeit etwas besser zur Geltung kommen lässt als in engen Tälern.

Leider waren viele Stationen nur unzureichend mit Gewittermeldungen ausgestattet und so konnte die Analyse nur für einige wenige Stationen durchgeführt werden. Für ein genaueres Bild in den Alpen wäre es natürlich wünschenswert, wenn mehrere Stationen mit unterschiedlichen topografischen Verhältnissen eingebracht werden. Dies betrifft auch ausführliche Synop- Meldungen an den Stationen.

Es muss als Ausblick dieser Arbeit noch hinzugefügt werden, dass die Methode zur CAPE- Bestimmung nur auf den SB- CAPE hinzielt. Realistischere Werte an den Stationen bietet der Mixed- Layer CAPE, welcher jedoch aufgrund des unbekanntes Temperatur- und Feuchteprofils in der untersten Schicht nicht umsetzbar ist. Gerade in den Feuchteverhältnissen liegt die Feinheit der CAPE- Berechnung, eklatant unterschiedliche Werte können bei Änderung des Taupunkts auftreten. Um die Qualität der Ergebnisse dennoch zu steigern, sollte es möglich sein, die Modellierung der CAPE im komplexen Gelände numerisch zu verbessern.

Das Auftreten von mehreren heftigen Unwettern und Superzellen innerhalb und am Rande der Alpen zeigt jedoch die Bedeutung der CAPE- Verhältnisse im Alpenraum. In der

synoptischen Wettervorhersage wäre es daher von großer Wichtigkeit, die genaue CAPE-Verteilung in Zukunft zu kennen.

Literatur

Bergmann & Schäfer 2001: Erde und Planeten, 2. Auflage, Berlin, New York, de Gruyter-Verlag

Colby, F. P. Jr. 1984: Convective Inhibition as a Predictor of Convection during AVE-SESAMW II, Monthly Weather Review, 2239-2252

Doswell C. A. & E. N. Rasmussen 1994: The Effect of Neglecting the Virtual Temperature Correction on CAPE Calculations, Weather and Forecasting, 625-629

Doswell C. A. 2001: Severe Convective Storms, American Meteorological Society

Emanuel, K. A. 1994: Atmospheric Convection, Oxford University Press

Emery, W. J., B. E. Schwartz & R. J. Slonaker 1996: Occurrence of Nonsurface Superadiabatic Lapse Rates within RAOB Data, Weather and Forecasting, 350-359

Etling, D. 2002: Theoretische Meteorologie – eine Einführung, 2. Auflage, Berlin, Heidelberg: Springer Verlag

Haiden, T. 1990: Analytische Untersuchungen zur konvektiven Grenzschicht im Gebirge, Dissertation am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien

Hermant, A. 2001: Gewitter – Faszination eines Phänomens, 1. Auflage, Bielefeld, Verlag Delius Klasing

Jaeneke, M. 2002: Ein Markstein: Münchner Hagelunwetter 12.07.1984, Bericht im Forum von „Interessante Beiträge“ auf www.wetterzentrale.de (<http://www.wetterzentrale.de/cgi-bin/webbbs/wzconfig1.pl?noframes;read=9>)

Kurz, M. 1990: Synoptische Meteorologie, 2. Auflage, Offenbach am Main, Deutscher Wetterdienst

Liljequist, G. & K. Cihak 1984, Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Braunschweig; Wiesbaden: Verlag Vieweg

Randall, D.A. & G. J. Huffman 1982: Entrainment and Detrainment in a Simple Cumulus Cloud Model, Journal of the Atmospheric Sciences, 2793-2806

Sanders, F. 1986: Temperatures of Air Parcels Lifted from the Surface: Background, Application and Nomograms, Weather and Forecasting, 190-205

Schönwiese, Christian D. 1992: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler, 2. Auflage, Berlin, Stuttgart: Gebr. Bornträger

Steinacker, R. 2007: FWF-Endbericht: Veraclim

Stull, Roland B. 2000: Meteorology for Scientists and Engineers, 2. Auflage, British Columbia: Brooks/Cole, Thomson Learning

<http://maps.google.de>

<http://www.skywarn.at>

<http://www.uwyo.edu>

<http://www.wetteran.de>

Danksagung

Zuallererst möchte ich mich recht herzlich bei meinem Betreuer Hr. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker für die vielen Antworten und Hilfe auf meine themenbezogenen Fragen bedanken. Ein großes Dankeschön gebührt auch meinem ehemaligen Studienkollegen Mag. Alexander Bihlo, welcher mich bei der programmiertechnischen Umsetzung der CAPE- Berechnung tatkräftig unterstützte. Für seine Hilfe in Fragen zur Konvektion möchte ich auch Felix Welzenbach danken. Ein Dank geht auch an die Kolleginnen und Kollegen von SKYWARN AUSTRIA, mit denen ich unter anderem konvektive Phänomene in Theorie und Praxis diskutieren und selbst miterleben konnte.

Weiters möchte ich mich bei meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung und Geduld bei meinem langen Studienweg bedanken. Zum Schluss möchte ich herzlich meiner Studienkollegin und Freundin Mag. Liliane Hofer danken, welche mich bei der Korrektur dieser Arbeit unterstützte und mich neben meteorologischen Ratschlägen immer wieder motivieren konnte.

Curriculum vitae

Name: Christian Ortner

Geburtsdatum: 29. 12. 1981 in Wels/OÖ

Eltern: Charlotte (geb. Auinger) und Guntram Ortner

Geschwister: Martina, Doris

Schulbildung: 1988-1992: Volksschule Thalheim bei Wels
1992-2000: Bundesrealgymnasium Wels- Wallererstraße

Studium: WS 2001/02 Inskription an der Uni Wien (Meteorologie und Geophysik)
WS 2005/06 - SS 2006: Tutor für die Lehrveranstaltung „Aktuelle Wetterbesprechung“ an der Uni Wien
WS 2005/06 – SS2008 Tutor für die Lehrveranstaltungen „Übungen zu Synoptik I“ und „Wetteranalyse und -prognose“

Sonstiges: Okt. 2000 – Sept. 2001: Zivildienst bei der Lebenshilfe Oberösterreich in Wels
August 2006: Praktikum bei Austrocontrol, Wien
August 2007: Praktikum an der ZAMG- Wien, Hohe Warte
Seit März 2008: Teilzeitmeteorologischer Dienst in der Abteilung Synoptik, ZAMG- Wien, Hohe Warte