



universität  
wien

# MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

## **Alpinmeteorologische Effekte ausgelöst durch Hügellandschaften wie den Wienerwald**

verfasst von / submitted by

**Clemens Bauer, BSc**

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of

**Master of Science (MSc)**

Wien, 2023 / Vienna, 2023

Studienkennzahl lt. Studienblatt /  
degree programme code as it appears on  
the student record sheet:

UA 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt /  
degree programme as it appears on  
the student record sheet:

Masterstudium Meteorologie

Betreut von / Supervisor:

Ass.-Prof. Mag. Dr. Manfred Dorninger



## **Zusammenfassung**

Der Wienerwald ist eine Hügellandschaft, dessen höchste Erhebung im Vergleich zum Umland rund 600 m bis 700 m hoch ist. Er stellt den nordöstlichen Ausläufer der Europäischen Alpen dar. In der Vergangenheit wurden in der nahen Umgebung des Wienerwaldes trotz der geringen topographischen Höhe wiederholt alpinmeteorologische Effekte beobachtet.

Die bisherigen Arbeiten und Messkampagnen auf diesem Fachgebiet befassen sich hauptsächlich mit Mittel- und Hochgebirgen wie den Alpen in Mitteleuropa oder den Rocky Mountains in Nordamerika. Neben einer qualitativen Aussage über das Auftreten eines bestimmten Effektes soll daher auch untersucht werden, ob und welche Adaptionen beim Übergang dieser Konzepte auf eine Hügellandschaft vollzogen werden müssen.

Konkret werden sechs Effekte aus dem Fachgebiet der Alpinmeteorologie in Zusammenhang mit dem Wienerwald untersucht. Dies geschieht zum einen durch statistische Auswertungen, zum anderen durch die Analyse von acht Fallbeispielen. Hierfür stehen neben zeitlich hochauflösenden Mess- und Beobachtungsdaten, Fernerkundungsdaten wie Satellitenbildern oder Radardaten auch Analysemodelle zur Verfügung.

Diese Arbeit zeigt, dass jeder der betrachteten Effekt zumindest in abgeschwächter Form auch in Zusammenhang mit dem Wienerwald beobachtet werden kann. Eine Adaption zu den Konzepten aus höheren Gebirgen ist hierbei nahezu überall nötig.

## **Abstract**

The Wienerwald is a hilly landscape representing the most northeastern parts of the European Alps. The highest mountain within this region is about 600 m to 700 m higher than the surrounding area. In the past, alpine meteorology effects have been observed repeatedly nearby the Wienerwald.

Existing studies and field experiments in the field of the alpine meteorology are mostly considering middle or high mountains like the European Alps or the Rocky Mountains in North America. Therefore, a qualitative statement about the occurrence of the effects in relation to a hilly landscape should be conducted. In addition it should also be investigated which adaptations have to be carried out during the transition of the concepts to a hilly landscape like the Wienerwald.

In this master's thesis, six effects from the field of alpine meteorology are investigated in connection with the Wienerwald. This is done partly by statistical evaluations and partly by the analysis of eight case studies. For this purpose, high temporal resolution measurements, observations, remote sensing data such as satellite images or radar data and analysis models are available.

It turns out that each of the considered alpinometeorological effects can be observed in connection with the Wienerwald, at least in a weakened form. An adaptation to the concepts from higher mountains is necessary almost everywhere.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Motivation . . . . .	1
1.2. Formulierung der Forschungsfragen . . . . .	1
1.3. Allgemeine Methode und Aufbau . . . . .	2
1.4. Aktueller Wissensstand . . . . .	3
<b>2. Der Wienerwald</b>	<b>4</b>
<b>3. Die verwendeten Daten</b>	<b>6</b>
3.1. 10 minütige, qualitätsgeprüfte Messdaten . . . . .	6
3.2. SYNOP-Daten . . . . .	7
3.3. Radiosonden . . . . .	9
3.4. INCA . . . . .	9
3.5. SPARTACUS . . . . .	9
3.6. Satellitenbilder und Niederschlagsradardaten . . . . .	10
3.7. Auftretende Probleme aufgrund der Daten . . . . .	10
<b>4. Temperaturextrema im Gebirge</b>	<b>11</b>
4.1. Theoretisches Konzept der Temperaturextrema im Gebirge . . . . .	11
4.1.1. Berechnung des SkyView-Faktors . . . . .	12
4.2. Überlegung zu den Temperaturextrema im Wienerwald . . . . .	16
4.3. Auswertung der Temperaturminima im Wienerwald . . . . .	17
4.3.1. Filterung von Strahlungsnächten . . . . .	17
4.3.1.1. Gesamtanzahl der gefilterten Strahlungsnächte . . . . .	18
4.3.2. Temperaturminima im und um den Wienerwald . . . . .	18
4.3.3. Temperaturmaxima im und um den Wienerwald . . . . .	20
4.4. Direkter Vergleich einzelner Stationen . . . . .	21
4.4.1. Erläuterung zu erstellten Grafiken . . . . .	21
4.4.2. Wien-Unterlaa (11040) vs. Wien-Mariabrunn (11080) . . . . .	22
4.4.3. Wien-Innere Stadt (11034) vs. Wien-Mariabrunn (11080) . . . . .	24
4.4.4. Klausen-Leopoldsdorf (11391) vs. Wien-Mariabrunn (11080) . . . . .	26
4.5. Fallbeispiel I - Nacht auf 17.10.2019 . . . . .	28
4.5.1. Allgemeine Wetterlage . . . . .	28
4.6. Schlussfolgerung aus den durchgeführten Analysen . . . . .	31
<b>5. Thermisch getriebene Windsysteme im Gebirge</b>	<b>32</b>
5.1. Konzepte thermisch getriebener Windsysteme & des Alpinen Pumpens . . . . .	32
5.1.1. Täglicher Zyklus der Hangwinde und der Winde entlang eines Tales . . . . .	33
5.1.1.1. Abendwechsel . . . . .	33
5.1.1.2. Nächtliche Phase . . . . .	34
5.1.1.3. Morgenwechsel . . . . .	34
5.1.1.4. Tagesphase . . . . .	35
5.1.2. Abwandlung durch veränderten Strahlungshaushalt an der Oberfläche . . . . .	35
5.1.3. Alpines Pumpen im nördlichen Alpenvorland . . . . .	35
5.2. Überlegungen zum Alpinen Pumpen über dem Wienerwald . . . . .	36

5.3. Statistische Auswertung der Daten . . . . .	37
5.3.1. Mittelung der Windgeschwindigkeiten . . . . .	37
5.3.2. Der Einfluss der Filterung . . . . .	38
5.3.3. Windrosen einzelner Stationen . . . . .	40
5.3.3.1. Windrosen der Station Berndorf . . . . .	40
5.3.3.2. Windrosen der Bergstationen Buchberg und Wien-Jubiläumswarte . . . . .	42
5.3.3.3. Wien-Mariabrunn . . . . .	43
5.4. Fallbeispiel II - Nacht auf 21.08.2020 . . . . .	44
5.5. Schlussfolgerungen und Zusammenfassung aus den durchgeführten Analysen . . . . .	48
<b>6. Frontendeformation</b>	<b>49</b>
6.1. Konzepte der orographischen Frontendeformation . . . . .	49
6.1.1. Der $D_p$ -Wert . . . . .	49
6.1.2. Die äquivalentpotentielle Temperatur $\Theta_e$ . . . . .	50
6.1.3. Die Modifikation von Kaltfronten durch die Alpen . . . . .	51
6.2. Frontendeformation durch den Wienerwald . . . . .	53
6.3. Methodik zur Auswahl und Auswertung von Frontdurchgängen . . . . .	53
6.4. Die Fallbeispiele . . . . .	54
6.4.1. Fallbeispiel III - unmaskierte Kaltfront am 06.06.2017 . . . . .	54
6.4.1.1. Allgemeine Wetterlage . . . . .	54
6.4.1.2. Betrachtung der Bergstationen . . . . .	55
6.4.1.3. Betrachtung der Stationen im Tal vor dem Wienerwald . . . . .	56
6.4.1.4. Betrachtung der Stationen im Wienerwald . . . . .	57
6.4.1.5. Betrachtung der Stationen nach dem Wienerwald . . . . .	58
6.4.1.6. Vergleich aller Stationen . . . . .	59
6.4.1.7. INCA-Analyse . . . . .	62
6.4.2. Fallbeispiel IV - maskierte Kaltfront in der Nacht auf 04.01.2020 . . . . .	63
6.4.2.1. Allgemeine Wetterlage . . . . .	63
6.4.2.2. Betrachtung der Bergstationen . . . . .	63
6.4.2.3. Betrachtung der Stationen im Tal vor dem Wienerwald . . . . .	66
6.4.2.4. Betrachtung der Stationen im Tal im Wienerwald . . . . .	68
6.4.2.5. Betrachtung der Stationen nach dem Wienerwald . . . . .	69
6.4.2.6. Vergleich aller Stationen . . . . .	70
6.4.2.7. INCA-Analyse . . . . .	72
6.4.2.8. Konzept und Beobachtung einer Leewellenbildung . . . . .	74
6.5. Schlussfolgerungen aus den Fallbeispielen . . . . .	75
<b>7. Föhn</b>	<b>77</b>
7.1. Die Theorie des Föhns . . . . .	77
7.1.1. Föhnentypus I - Schweizer Föhnentypus . . . . .	77
7.1.2. Föhnentypus II - Österreichischer Föhnentypus . . . . .	78
7.1.3. Theorien als Föhnauslöser . . . . .	78
7.1.3.1. Vertikale Aspirationstheorie . . . . .	79
7.1.3.2. Exkurs: Die (Bulk) Richardson Number . . . . .	79
7.1.3.3. Horizontale Aspirationstheorie . . . . .	80
7.1.3.4. Leewellentheorie . . . . .	80
7.1.3.5. Wasserfalltheorie . . . . .	81

7.1.3.6. Hydraulische Theorie . . . . .	81
7.1.4. Überlegungen zum Auftreten von Föhn über dem Wienerwald . . . . .	84
7.2. Datenauswertungen . . . . .	85
7.2.1. Vorbemerkung Tageszusammenstellungen . . . . .	86
7.2.2. Fallbeispiele V - Föhn am 09.12.2016 . . . . .	87
7.2.2.1. Allgemeine Wetterlage . . . . .	87
7.2.2.2. Tageszusammenstellungen zeigen Föhndurchbruch im Lee des Wienerwaldes . . . . .	88
7.2.2.3. Analyse der potentiellen Temperaturen . . . . .	92
7.2.2.4. Bewertung der Föhntheorien . . . . .	93
7.2.3. Fallbeispiele VI - Föhn am 09.11.2015 . . . . .	95
7.2.3.1. Allgemeine Wetterlage . . . . .	95
7.2.3.2. Tageszusammenstellungen und INCA-Analyse . . . . .	96
7.2.3.3. Analyse der potentiellen Temperatur . . . . .	102
7.2.3.4. Bewertung der Föhntheorien . . . . .	103
7.2.4. Föhnstatistik im Zusammenhang mit dem Wienerwald . . . . .	105
7.3. Erkenntnisse aus den Analysen . . . . .	107
<b>8. Topographisch induzierte Wellenausbildung</b>	<b>109</b>
8.1. Theorie der Schwerewelle . . . . .	109
8.1.1. Unterscheidung in externe und interne Schwerewellen . . . . .	109
8.1.2. Auslösung und Auswirkung einer Leewelle in der Atmosphäre . . . . .	110
8.1.3. Überlegung zu Leewellen ausgelöst durch den Wienerwald . . . . .	112
8.2. Statistische Analyse . . . . .	112
8.2.1. Auswertung der Station Wien-Hohe Warte . . . . .	112
8.3. Schlussfolgerung und Zusammenfassung . . . . .	115
<b>9. Orographisch induzierter Niederschlag</b>	<b>116</b>
9.1. Theorie des orographisch induzierten Niederschlags . . . . .	116
9.1.1. Steigungsregen . . . . .	116
9.1.2. Seeder-Feeder-Mechanismus . . . . .	119
9.1.3. Orographisch bedingte Konvektion . . . . .	120
9.2. Orographisch induzierter Niederschlag über dem Wienerwald . . . . .	120
9.3. Die jährliche Niederschlagssumme und Blitzdichte . . . . .	121
9.4. Fallbeispiel VII - 23.12.2019 . . . . .	123
9.5. Fallbeispiel VIII - 13.08.2020 . . . . .	125
9.6. Schlussfolgerungen aus den Auswertungen . . . . .	128
<b>10. Zusammenfassung der Ergebnisse</b>	<b>130</b>
10.1. Beantwortung der Forschungsfragen . . . . .	130
10.2. Weitere Arbeitsthemen . . . . .	131



# 1. Einleitung

Dieses Kapitel enthält einige einleitende Worte über diese Masterarbeit. Mithilfe der zugrundeliegenden Motivation werden zwei Forschungsfragen formuliert und der aktuelle Stand der Wissenschaft auf diesem Gebiet dargestellt. Abschließend wird der weitere Aufbau der gesamten Arbeit erläutert.

## 1.1 Motivation

Die fachliche Motivation dieser Masterarbeit entspringt ursprünglich aus der Lehrveranstaltung UE PM-WV<sup>1</sup>, welche laut Studienplan in den ersten zwei Semestern des Masterstudiums zu absolvieren war. Die in diesem Zuge regelmäßig entstandenen Wetteranalysen und -prognosen mit Schwerpunkt Wien zeigten oftmals unerwartete, eher aus dem Hochgebirge bekannte, Effekte auf. Folgende Phänomene erregten dabei besonders die Aufmerksamkeit der Studierenden und die des Betreuers:

- Föhnerscheinungen im Lee des Wienerwaldes.
- Deutliche Unterschiede in der Minimumtemperatur.
- Tagesperiodische Windrichtungen an gewissen Stationen, vor allem in Strahlungs Nächten.
- Geringere Niederschlagsmengen im Lee des Wienerwaldes.
- Zeitlich versetzter Durchgang fronttypischer Parameterveränderungen.
- Ausbildung einer Leewelle stromabwärts des Wienerwaldes.

Ziel dieser Arbeit ist es nun, anhand von Fallbeispielen und statistischer Auswertung die genannten und weitere alpinmeteorologische Phänomene aufzufinden, auf deren Häufigkeit zu untersuchen und ihre Entstehung bestmöglich zu analysieren. Die Praxis der Vergangenheit lässt vermuten, dass operationell verwendete numerische Wettermodelle aufgrund ihrer zu geringen Auflösung die Effekte des Wienerwaldes tendenziell unterschätzen und nicht im Stande sind derartige Effekte vorherzusagen.

Für das Hochgebirge sind die Theorien hinter alpinmeteorologischen Effekten bereits sehr gut bekannt. Sie erklären jedoch nicht immer wie genannte Effekte auch von einer Hügellandschaft wie dem Wienerwald ausgelöst werden können. Daher soll in dieser Arbeit auch eine möglicherweise notwendige Adaption der klassischen Konzepte erfolgen.

Eine zweite, weniger fachliche sondern eher private Motivation ist mein Wohnort in der Marktgemeinde Gablitz, im nordöstlichen Wienerwald. Gerade als nun nahezu fertig ausgebildeter Meteorologe mit dem langfristigen Berufswunsch im operationellen Dienst zu arbeiten, ist es für mich erstrebenswert das Wetter am Wohnort so gut wie möglich zu verstehen und vorhersagen zu können.

## 1.2 Formulierung der Forschungsfragen

Das Thema der vorliegenden Arbeit lässt sich in zwei Forschungsfragen fassen. Zum Ende dieser Arbeit wird auf diese Forschungsfragen zurückgegriffen und mit den gefundenen Ergebnissen dezidiert

---

<sup>1</sup>häufig simpel als 'Wetterbesprechung' bezeichnet

beantwortet. Zentraler Punkt der ersten Forschungsfrage soll sein, welche alpinmeteorologischen Effekte überhaupt im und um den Wienerwald beobachtet werden können:

Welche Konzepte der alpinen Meteorologie lassen sich vom Hochgebirge auf eine Hügellandschaft wie den Wienerwald übertragen?

Aufbauend auf diesem Wissen, soll detaillierter geklärt werden, ob die aus dem Hochgebirge bekannten Konzepte dieser Effekte für das Vorkommen in Zusammenhang mit dem Wienerwald adaptiert werden müssen:

Welche Adaptionen müssen bei der Übertragung vom Hochgebirge vorgenommen werden?

### 1.3 Allgemeine Methode und Aufbau

Nach dieser Einleitung werden grundlegende Eckdaten dieser Arbeit erläutert. So werden neben einer geografischen Definition und einer Übersicht des Wienerwaldes auch die verwendeten Daten detailliert aufgelistet. Anschließend wäre der klassische Aufbau einer wissenschaftlichen Arbeit die Behandlung der theoretischen Grundlagen, gefolgt von der Präsentation der geplanten Methodik, bevor die eigene Auswertung durchgeführt und deren Ergebnisse diskutiert werden.

Diese Arbeit behandelt jedoch unterschiedliche Effekte, welche nur in Einzelfällen miteinander verknüpft sind. Daher wird jedes einzelne Teilgebiet in Theorie, Methodik, Auswertung und Diskussion der Ergebnisse unterteilt.

Konkret werden folgende sechs Teilgebiete der alpinen Meteorologie in dieser Reihenfolge in je einem eigenständigen Kapitel bezogen auf den Wienerwald behandelt:

1. Beeinflussung der Temperaturextrema
2. Thermisch getriebene Windsysteme
3. Frontendeformation
4. Föhn
5. Ausbildung einer Leewelle
6. Orographisch induzierter Niederschlag

Im Allgemeinen finden sich in dieser Arbeit zwei unterschiedliche Herangehensweisen. Diese werden von Effekt zu Effekt individuell eingesetzt, um die alpinmeteorologischen Effekte des Wienerwaldes zu untersuchen. Zum einen wird mit statistischen Analysen untersucht, wie häufig Effekte auftreten und wie stark deren Einfluss ist. Dieses Werkzeug liefert vor allem bei häufig auftretenden Konzepten, wie der Beeinflussung der Temperaturextrema und dem Alpinen Pumpen, aussagekräftige Ergebnisse.

Zum anderen soll die Analyse einzelner Fallbeispiele im Fokus dieser Arbeit stehen. Diese Methode ist vor allem bei Einzelereignissen, wie dem Auftreten von Föhn oder Frontdurchgängen, gewinnbringend. Ein Fallbeispiel beschränkt sich nicht immer nur auf einen Aspekt. Daher wird nicht in jedem Kapitel neu zum Zählen begonnen, sondern die Fallbeispiele werden über die gesamte Arbeit durchnummeriert. Die konkrete Vorgehensweise für die Analyse der einzelnen Effekte wird im jeweiligen Kapitel dargelegt.

## 1.4 Aktueller Wissensstand

Wie bereits in den vorherigen Kapiteln angedeutet, sind meteorologische Prozesse im Hochgebirge zum einen gut verstanden und bekannt und konnten zum anderen bereits in einigen gezielten Messkampagnen untersucht und nachgewiesen werden. Bekannte Messkampagnen aus den Alpen sind zum Beispiel ALPEX (ALPine EXperiment) und MAP (Mesoscale Alpine Project). WMO, 1985 geht auf die ALPEX-Messkampagne und die daraus gewonnen Erkenntnisse ein. Eine der großen Errungenschaften dieser Messkampagne ist die Klärung der Luftmassenherkunft des Föhns aus höheren Luftschichten sowie das wachsende Interesse am flachen Föhn (Hoinka, 1992). Während der MAP-Kampagne konnte als eine der größten Errungenschaften detaillierteres Verständnis über die orographische Beeinflussung des Niederschlages in den Alpen gesammelt werden. Hierzu wurden unter anderem Radar- und Satelliten-Daten verwendet, Messflüge durchgeführt und hochauflösende Niederschlagsdaten herangezogen (Richard et al., 2007). Das T-REX (Terrain-induced Rotor EXperiment) Projekt fand hauptsächlich an der Sierra Nevada in Kalifornien statt und untersuchte die Ausbildung von Rotoren und Wellen im Lee von Gebirgen (Grubišić et al., 2008). Im Zuge dieser Messkampagne wurden auch Simulationen, unter anderem an mit dem Wienerwald vergleichbaren Hügeln mit einer Höhe von 100 m, durchgeführt (Doyle et al., 2011). COPS (The Convective and Orographically-induced Precipitation Study) wurde an den Vogesen, dem Schwarzwald und dem Gebiet ums Rheintal durchgeführt (Wulfmeyer et al., 2011). Diese Gebirge sind zwar deutlich niedriger als die Alpen oder die Rocky Mountains, sind aber immer noch höher als der Wienerwald. Im Zuge dieser Kampagne wurden eine Vielzahl an Daten rund um die Entstehung und die weitere Entwicklung von konvektivem Niederschlag über komplexem Terrain gesammelt.

Vergleichbar mit der Hügellandschaft des Wienerwaldes ist das Setting der COLPEX-Studie (COLD air Pooling EXperiment), welche die nächtlichen Temperaturminima und orographisch beeinflusste Windsysteme in einer Hügellandschaft in England untersucht und nachweist (Vosper et al., 2014). Der Fakt, dass dies das einzig größere Projekt für eine vergleichbare Hügellandschaft darstellt, unterstreicht die Notwendigkeit und Motivation dieser Masterarbeit.

Neben den genannten Messkampagnen finden sich Simulationen, welche sich zum Teil auch mit niedrigeren Gebirgen beschäftigen. Als Beispiel sei hier die Arbeit von Colle, 2004 angeführt, welche sich dem orographisch verstärkten Niederschlag widmet. Unter anderem auf diese Arbeit wird im weiteren Verlauf näher eingegangen.



Wie bereits erwähnt, ist der Schöpfl die höchste Erhebung im Wienerwald. Er weist eine absolute Seehöhe von 893 m auf. Für diverse alpinmeteorologische Effekte ist jedoch vor allem die relative Höhe im Vergleich mit dem Umland ausschlaggebend. Das nördlich gelegene Tullnerfeld weist hierbei eine Seehöhe von rund 250 m auf. Das Wiener Becken im Südosten eine Seehöhe von rund 200 m. Zwischen dem Umland und dem Schöpfl ergibt sich somit eine relative Höhe von rund 640 m bis 690 m.

Der Schöpfl weist laut Wikipedia, 2022 eine Dominanz<sup>1</sup> von 9.9 km bis zum 1037 m hohen Hocheck auf, welches bereits im südlich angrenzenden Gebirge, den Gutensteiner Alpen, liegt. Eine topographische Karte des Wienerwaldes und der Umgebung ist in Kapitel 3, Abbildung 2 gezeigt.

---

<sup>1</sup>Die Dominanz gibt die Entfernung bis zum nächstgelegenen, höheren Berg an.

### 3. Die verwendeten Daten

Der überwiegende Anteil der in dieser Arbeit verwendeten Daten entstammt dem ZAMG-Datenportal, welches unter folgendem Link abrufbar ist: <https://data.hub.zamg.ac.at>. Stand November 2022 stehen hier unter anderem qualitätsgeprüfte TAWES-Messdaten, SYNOP-Daten und diverse Gitterdatensätze der ZAMG zum Download bereit. Da das Datenangebot in diesem Portal seitens der ZAMG laufend erweitert wird, können zu einem späteren Zeitpunkt auch weitere Datensätze zur Verfügung stehen. Radiosondendaten konnten nicht aus diesem Portal bezogen werden und wurden von einer weiteren, in einem der folgenden Unterkapitel vorgestellten Datenquelle bezogen.

#### 3.1 10 minütige, qualitätsgeprüfte Messdaten

Auf den TAWES<sup>1</sup>-Daten der ZAMG basieren die meisten im Zuge der vorliegenden Arbeit durchgeführten Auswertungen. Die TAWES-Daten liefern eine maximale zeitliche Auflösung von 10 Minuten und wurden, wo verfügbar, von 01.01.1995 bis 31.12.2020 (entspricht 26 Jahren) bezogen. Von diesem Datensatz wurden folgende Parameter heruntergeladen, wobei anzumerken ist, dass nicht alle Stationen alle Parameter messen:

tl - Lufttemperatur in 2 m über Grund

tlmax - Maximum der Lufttemperatur in 2 m über Grund

tlmin - Minimum der Lufttemperatur in 2 m über Grund

tp - Taupunktstemperatur

dd - Windrichtung (10-Minutenmittel)

ff - Windgeschwindigkeit (10-Minutenmittel)

ddx - Windrichtung der stärksten Windböe der vergangenen 10 Minuten

ffx - Geschwindigkeit der stärksten Windböe der vergangenen 10 Minuten

p - An der Station gemessene Luftdruck

pred - Auf Meeresniveau reduzierte Luftdruck

so - Sonnenscheindauer der vergangenen 10 Minuten

rr - Niederschlagsmenge der vergangenen 10 Minuten

rrm - Niederschlagsdauer der vergangenen 10 Minuten

Die Metadaten zu den einzelnen Parametern können aus dem Datenportal der ZAMG bezogen werden.

Eine Übersicht von welchen Stationen diese Daten heruntergeladen werden, liefert Tabelle 1. Die SYNOP-Nummer wurde zu den Stationsnamen dazugeschrieben, da aus Platzgründen mithilfe dieser in den meisten Abbildungen die Stationsstandorte markiert werden. Zusätzlich zu dieser Tabelle zeigt die nachstehende Abbildung 2 eine topographische Karte des Wienerwaldes, in welcher die Positionen der aufgelisteten Stationen, inklusive zugehöriger SYNOP-Nummer, geplottet sind:

---

<sup>1</sup>TAWES steht für teilautomatische Wetterstation.

Tabelle 1: Übersicht der verwendeten Stationen aus dem Datensatz Messstationen Zehnminutendaten. Weitere Metadaten der Stationen können im ZAMG-Datenportal eingesehen werden.

SYNOP-Nr.	Stationsname	Seehöhe [m]	Startdatum	Enddatum
11024	Jauerling	955	23.11.1993	aktiv
11027	Stockerau	203	11.04.2002	aktiv
11030	Langenlebarn	175	21.10.1992	aktiv
11034	Wien-Innere Stadt	177	13.05.1994	aktiv
11035	Wien-Hohe Warte	198	05.11.1992	aktiv
11036	Schwechat	183	12.02.2010	aktiv
11037	Groß-Enzersdorf	154	12.01.1994	aktiv
11040	Wien-Unterlaa	200	09.09.1997	aktiv
11042	Wien-Stammersdorf	191	02.01.2009	aktiv
11044	Wien-Jubiläumswarte	450	07.09.2009	aktiv
11066	Buchberg	460	11.11.2009	aktiv
11072	Neusiedl/See	117	20.01.2017	aktiv
11077	Brunn am Gebirge	291	25.09.2008	aktiv
11079	Berndorf	337	03.08.2007	aktiv
11080	Wien-Mariabrunn	225	17.02.1997	aktiv
11082	Gumpoldskirchen	219	14.04.1994	29.03.2018
11082	Gumpoldskirchen	212	30.03.2018	aktiv
11180	Rax-Seilbahnbergstation	1547	20.10.1994	aktiv
11182	Wr.Neustadt/Flugplatz	275	20.10.1992	aktiv
11090	Wien-Donaufeld	160	15.06.2001	aktiv
11194	Neusiedl/See	135	05.11.1992	01.08.2004
11194	Neusiedl/See	148	01.08.2004	aktiv
11387	Seibersdorf	185	27.08.2002	aktiv
11389	St.Pölten/Landhaus	274	04.07.2003	aktiv
11391	Klausen-Leopoldsdorf	389	15.01.2008	aktiv
11394	Bruckneudorf	166	27.11.2007	aktiv
11395	Andau	118	02.08.1995	aktiv

### 3.2 SYNOP-Daten

Die SYNOP-Daten werden ebenfalls aus dem Datenportal der ZAMG bezogen. SYNOP-Meldungen werden üblicherweise stündlich abgesetzt und enthalten häufig auch Parameter der Himmelbeobachtung durch einen Beobachter. Da die meisten Parameter in den bereits vorgestellten TAWES-Daten hochauflösend und qualitätsgeprüft vorliegen, werden nur noch wenige Parameter aus dem SYNOP-Datensatz benötigt. Konkret werden von 01.01.1995 bis 31.12.2020 die folgenden Parameter bezogen:

N - Gesamtbedeckung des Himmels mit Wolken

CL - Art der tiefen Wolken

CM - Art der mittelhohen Wolken

CH - Art der hohen Wolken

h - Höhe der tiefsten Wolken

vv - Sichtweite

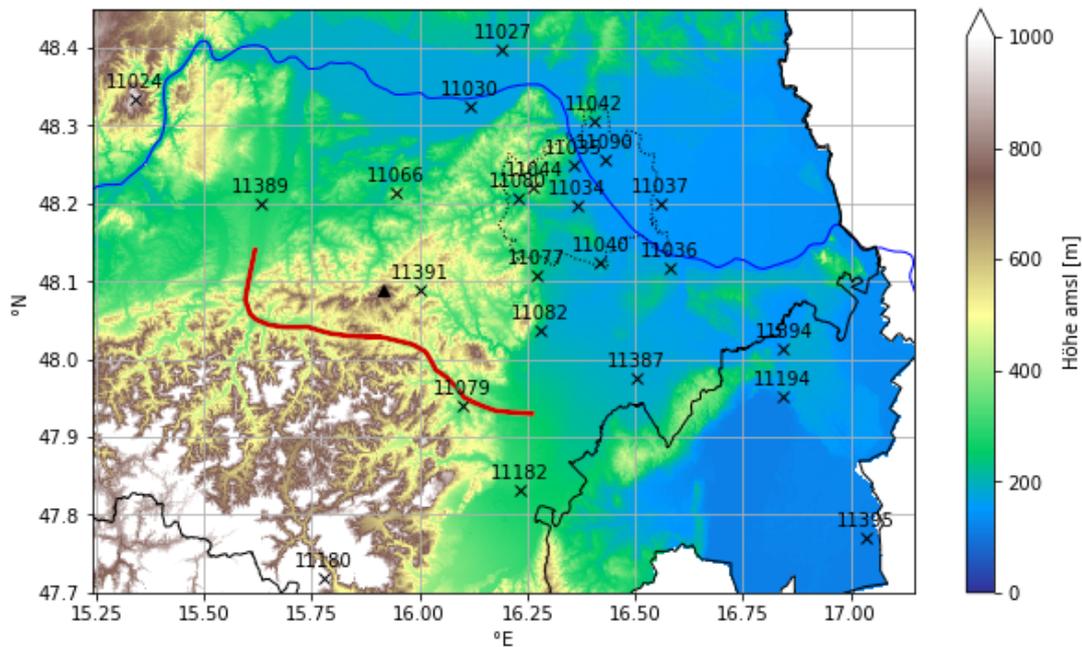


Abbildung 2: Topographische Karte des Wienerwaldes mit den in Tabelle 1 angeführten TAWES-Stationen. Rot: südliche und westliche Grenze zu höheren Gebirgen; schwarzes Dreieck: Schöpfung. Datenquelle des digitalen Höhenmodells: <https://www.data.gv.at>, abgerufen am 15.05.2022.

Die Verschlüsselung dieser und der weiteren Parameter kann im SYNOP Blatt1 (ZAMG, 2010) nachgeschlagen werden. Dieses Übersichtsblatt steht ebenfalls im Datenportal ZAMG im Bereich des SYNOP-Datensatzes zum Download bereit.

SYNOP-Meldungen werden jedoch nicht von allen Stationen abgesetzt. Tabelle 2 führt aus Tabelle 1 jene Stationen an, von welchen auch SYNOPs gemeldet werden.

Tabelle 2: Übersicht der verwendeten Stationen aus dem SYNOP-Datensatz. Weitere Metadaten der Stationen können im ZAMG-Datenportal eingesehen werden.

SYNOP-Nr.	Stationsname	Seehöhe [m]	Startdatum	Enddatum
11024	Jauerling	955	01.01.1972	aktiv
11027	Stockerau	203	10.04.2002	aktiv
11030	Langenlebar	175	03.01.1972	aktiv
11034	Wien-Innere Stadt	177	09.03.1990	aktiv
11035	Wien-Hohe Warte	198	01.01.1972	aktiv
11036	Wien/Schwechat-Flughafen	183	01.01.1972	aktiv
11037	Groß-Enzersdorf	154	12.01.1994	aktiv
11040	Wien-Unterlaa	200	09.09.1997	aktiv
11080	Wien-Mariabrunn	225	17.02.1997	aktiv
11082	Gumpoldskirchen	212	07.11.1991	aktiv
11090	Wien-Donaufeld	160	30.05.2001	aktiv
11180	Rax-Seilbahn-Bergstat	1547	01.01.1972	aktiv
11182	Wiener Neustadt	275	03.01.1972	aktiv
11194	Neusiedl am See	148	05.12.1944	aktiv
11387	Seibersdorf	185	09.12.2002	aktiv
11389	St.Pölten Landhaus	274	04.07.2003	aktiv
11395	Andau	117	02.08.1995	aktiv

### 3.3 Radiosonden

Im Gegensatz zu Mess- und Beobachtungsdaten von Bodenstationen bieten Radiosonden umfangreiche Informationen über die vertikale Zusammensetzung der Atmosphäre. Sie sind daher eine unerlässliche Datenquelle sowohl für die Durchführung von statistischen Auswertungen, als auch für die Analyse von Fallbeispielen. Für diese Arbeit wurden hauptsächlich Radiosondendaten von der Station Wien-Hohe Warte verwendet, von welcher im Normalfall zwei mal täglich (00 UTC und 12 UTC) ein Aufstieg stattfindet. Wie die zehnmütigen TAWES- und auch SYNOP-Daten werden für die Bearbeitung dieser Arbeit die Radiosondendaten von 01.01.1995 bis 31.12.2020 bezogen. Dies geschieht über die Internetseite der University of Wyoming, wobei hier zwei verschiedene Datenquellen zum Einsatz kommen.

Bis Oktober 2019 können die Daten über folgenden Link bezogen werden: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Danach wurde jedoch die Übertragung zwischen der aufsteigenden Radiosonde und der Bodenstation auf das BUFR-Format umgestellt. Die Daten ab diesem Zeitpunkt stehen unter <https://weather.uwyo.edu/upperair/bufrab.shtml> zur Verfügung.

Das BUFR-Format brachte auch zwei kleine Änderungen innerhalb der Daten mit sich. So sind die Daten der Radiosondenaufstiege zum einen seither vertikal mit Schrittweiten von 1 hPa feiner aufgelöst. Zum anderen wurde die Windgeschwindigkeit bis dahin in kt angegeben, seither in m/s. Dieser Umstand muss vor allem bei statistischen Auswertungen im weiteren Verlauf berücksichtigt werden.

### 3.4 INCA

Einen weiteren umfassenden Datensatz aus dem ZAMG-Datenportal stellt der INCA<sup>2</sup>-Datensatz in stündlicher Auflösung dar. INCA ist ein Analyse- und Nowcastingmodell (Haiden et al., 2011), wobei nur ersteres frei zugänglich auf dem Datenportal abrufbar ist (Stand Dezember 2022). Es hat eine Gitterweite von 1 km über ganz Österreich und beruht neben Messdaten auf einem hochauflösenden Geländemodell, Radar- und Satellitendaten. Laut ZAMG, 2022a ist die Entwicklung von diesem Datensatz noch nicht abgeschlossen und es werden laufend Updates vorgenommen, wodurch der Analysedatensatz keine zeitlich homogenen Daten liefert. In der vorliegenden Arbeit wird der INCA-Datensatz zur Unterstützung bei der Analyse von Fallbeispielen verwendet. In der stündlichen Auflösung liefert dieser Datensatz folgende Parameter:

- 2 m-Temperatur
- 2 m-Feuchte
- 2 m-Taupunkt
- Reduzierter Luftdruck
- 10 m-Wind
- Globalstrahlung
- 1-stündige Niederschlagssumme

### 3.5 SPARTACUS

Neben dem INCA-Datensatz wird in dieser Arbeit auch der SPARTACUS<sup>3</sup>-Analysedatensatz (Hiebl und Frei, 2016 sowie Hiebl und Frei, 2018) verwendet. Dieser liegt bei identer räumlicher Auflösung von

<sup>2</sup>INCA steht für **I**ntegrated **N**owcasting through **C**omprehensive **A**nalysis (Haiden et al., 2011).

<sup>3</sup>SPARTACUS steht für **s**patiotemporal **r**eanalysis **d**ataset for **c**limate in **A**ustria (Hiebl und Frei, 2016).

1 km in einer zeitlichen Auflösung von einem Tag und einem Monat im Datenportal auf. Im Gegensatz zu INCA liefert dieser Datensatz seit 01.01.1961 homogene Daten und ist dadurch laut ZAMG, 2022b vor allem für klimatologische Auswertungen geeignet. In der vorliegenden Arbeit wurde er im Kapitel 9 verwendet. Folgende Parameter stehen im ZAMG-Datenportal aus dem SPARTACUS-Datensatz zum Download bereit:

- Tägliche Niederschlagssumme
- Tägliche Minimumtemperatur
- Tägliche Maximumtemperatur

### **3.6 Satellitenbilder und Niederschlagsradardaten**

Da auf dem Datenportal der ZAMG weder Satellitenbilder noch Daten des Österreichischen Niederschlagsradarmessnetzes zum Download bereits stehen, müssen diese Daten von einer anderen Quelle bezogen werden. Als Datenquelle hierfür wird in dieser Arbeit folgende Internetseite herangezogen: <https://kachelmannwetter.com/at>. Niederschlagsradardaten über Österreich stehen hier seit Ende Oktober 2017 in 5 minütiger Auflösung zur Verfügung. 15 minütige hochauflösende sichtbare Satellitenbilder stehen schon seit Anfang 2004 zur Verfügung.

### **3.7 Auftretende Probleme aufgrund der Daten**

Trotz dieses breiten Angebotes an Daten bringen diese einige Probleme mit sich. Durch das im Vergleich mit gezielten Messkampagnen dünnere Stationsmessnetz, können Analysen einzelner Fallbeispiele nicht so detailreich wie bei Messkampagnen ausfallen. Dieser Umstand betrifft vor allem weiter zurück liegende Jahre. Tabelle 1 und Tabelle 2 zeigen, dass die Stationsdichte erst mit fortschreitenden Jahren die heutige Dichte erreicht. Neben den Stationsmessungen liefern die Radiosonden im Regelfall nur alle 12 Stunden Daten über die vertikale Zusammensetzung der Atmosphäre. Häufigere Aufstiege oder kontinuierliche Erfassungen von Vertikalprofilen, wie sie bei Messkampagnen oft eingerichtet sind, würden ebenfalls eine detailliertere Analyse ermöglichen.

Auch die Verfügbarkeit von Satellitenbildern und vor allem von Radardaten konzentriert sich auf die letzten Jahre. Aus all diesen Gründen beziehen sich die durchgeführten Fallbeispiele vor allem aus der näheren Vergangenheit der betrachteten Periode. Die älteren Daten zurück bis 1995 werden ausschließlich für statistische Auswertungen herangezogen.

## 4. Temperaturextrema im Gebirge

Dieser Effekt hängt sehr eng mit dem Kapitel 5 über das Alpine Pumpen zusammen. Aus Hochgebirgen, wie den Alpen, ist die Beeinflussung der täglichen und nächtlichen Temperaturextrema gut bekannt. Zusammengefasst, werden vor allem an Strahlungstagen höhere Temperaturen als im umgebenden Flachland und während Strahlungsnächten tiefere Temperaturen als im Flachland beobachtet. Vor allem die Bildung einer nächtlichen Inversion ist typisch für inneralpine Täler. Hierbei treten die absoluten Minimumtemperaturen im Normalfall nicht an den Berghängen oder gar -gipfeln auf, sondern in der Talsohle. Das theoretische Konzept für diesen Effekt wird in dem folgenden Unterkapitel behandelt.

### 4.1 Theoretisches Konzept der Temperaturextrema im Gebirge

Nach Winkler et al., 2006 führen vor allem drei Mechanismen zu thermischen Unterschieden zwischen Gebirgstälern und dem flachen Vorland.

Der erste dieser Mechanismen beruht auf dem in einem Tal vorhandenen geringeren Luftvolumen als über einer dem Gebirge vorgelagerten Ebene. Durch dieses geringere Luftvolumen ist weniger Luftmasse im Tal als über der ebenen Fläche. Bei gleicher zur Erwärmung bereitstehenden Energiemenge, steigt die Temperatur des geringeren Luftvolumens als logische Konsequenz schneller an. Selbiges gilt nachts, da hier in dem geringeren Luftvolumen weniger Wärmeenergie gespeichert ist und die Temperatur so schneller sinken kann. McKee und O'Neal, 1989 zeigen in ihrer Arbeit zum Beispiel, dass die nächtliche Abkühlung in einem idealisierten Tal mit dreieckigem Querschnitt (Abbildung 3 links) doppelt so stark als in einem gleich weiten Tal mit rechteckigem Querschnitt (Abbildung 3 rechts) ausfällt.

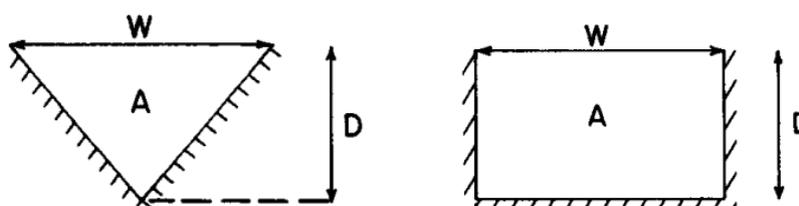


Abbildung 3: Idealisierte Talquerschnitte aus der Arbeit von McKee und O'Neal, 1989. W ... Weite des Tales, A ... Querschnittsfläche des Tales, D ... Tiefe des Tales.

Bei dieser Überlegung ist zu erwähnen, dass eine abgeschlossene Grenzschicht im Talvolumen angenommen wird. Gerade untertags wächst die Grenzschicht vertikal an und es kann zum Austausch mit umgebenden Luftmassen kommen, wodurch die Auswirkung durch diesen Mechanismus gebremst wird.

An diesen Mechanismus anknüpfend sorgt die geografisch oftmals größere Höhe der Talsohle im Gegensatz zum Flachland für einen ähnlichen Effekt. Durch die zunehmende Höhe nimmt der Druck gemäß der barometrischen Höhenformel ab, wodurch erneut weniger Luftmasse im Talvolumen enthalten ist und eine stärkere Erwärmung, beziehungsweise Abkühlung stattfinden kann. Ein weitläufiges Hochplateau stellt von diesem Mechanismus eine Ausnahme dar.

Der dritte Mechanismus hängt mit den, vor allem nach Süden ausgerichteten, geneigten Hangflächen zusammen. Auf diese trifft die solare Strahlung in der Regel senkrechter auf als auf ebenen Boden, wodurch die Hänge stärker erwärmt werden können. Dieser Mechanismus hat nachts keinen gegenteiligen Effekt und trägt somit nur zu einem höheren Temperaturmaximum untertags bei.

Neben diesen von Winkler et al., 2006 angeführten Mechanismen spielen vor allem nachts die Berge selbst eine große Rolle für das Ausmaß der Abkühlung der im Tal befindlichen Luftmassen. Unabhängig von der umgebenden Topographie spielt die atmosphärische Gegenstrahlung eine wichtige Rolle. Ist diese groß, so gibt es neben dem von der Erdoberfläche weggerichteten Energiefluss auch einen nennenswerten Beitrag von der Atmosphäre in den Boden. Diese Gegenstrahlung ist vor allem bei hoher Bewölkung groß und vice versa bei geringer Bewölkung gering. Daher werden Nächte mit letzteren Bedingung auch Strahlungsnächte genannt. Denkt man nun an eine Talsohle, so emittieren aus dem oberen Halbraum neben potentiellen Wolken vom Himmel auch die Berge ringsum langwellige Strahlung, welche die vom Boden nach oben gerichtete Strahlungsbilanz und damit einhergehende Auskühlung in der Talsohle verringert. Eine wichtige Kennzahl wie "frei" der Himmel an einem bestimmten Ort ist, ist der sogenannte Skyview-Faktor  $SVF$ .

Allerdings begünstigen die umliegenden Berge im gleichen Moment eine stärkere Abkühlung der Luft in der Talsohle. Durch die komplexe Topographie wird nämlich die mittlere Windgeschwindigkeit, insbesondere bei senkrechter Anströmung, im Tal reduziert. Durch diese geringere Luftbewegung bildet sich schneller eine höhere nächtliche Inversion aus, durch welche die tiefsten Temperaturen typischerweise an der Talsohle auftreten. In der Ebene wird eine vergleichbar ausgeprägte Inversion häufig durch dort schwächer gebremsten synoptischen Wind verhindert. Bildet sich in der Nacht innerhalb eines Tales ein thermisch getriebener Wind<sup>1</sup>, so verhindert dieser die weitere Ausbildung der nächtlichen Inversion. Daher sind die tiefsten Temperaturen in hochgelegenen und isolierten Senken, sogenannten Dolinen, im Gebirge zu finden. Der zuvor angeführte Punkt zeigt auf, dass ein hoher Skyview-Faktor eine starke Auskühlung begünstigt. Doch ein hoher Skyview-Faktor geht oftmals mit einer nicht so guten topographischen Abschirmung gegen den synoptischen Wind einher.

Da die zwei eben aufgezählten Punkte dem genannten Skyview-Faktor eine große Rolle zukommen lassen, soll für diesen in den nachstehenden Zeilen eine Berechnung abgeleitet werden, und in weiterer Folge für den Wienerwald gemessen und berechnet werden.

#### 4.1.1 Berechnung des SkyView-Faktors

Der SkyView-Faktor, der in den nachstehenden Formeln mit  $SVF$  abgekürzt wird, entspricht dem Verhältnis vom sichtbaren Teil des Himmels zum gesamten oberen Halbraum (Dirksen et al., 2019). Daraus ergibt sich Gleichung 1.

$$SVF = \frac{\Omega_{VisibleSky}}{\Omega_{Hemisphäre}} \quad (1)$$

In dieser Formel bezeichnet  $\Omega$  den jeweiligen Raumwinkel des sichtbaren Himmels, oder der gesamten Hemisphäre. Es gilt demnach:  $0 \leq SVF \leq 1$ . Der Wert 0 entspricht hierbei überhaupt keinem sichtbaren Himmel, verbildlicht sind diese Verhältnisse in einer Höhle vorzufinden. Der Wert 1 liegt vor, wenn

<sup>1</sup>Details hierzu werden in Kapitel 5 besprochen.

im oberen Halbraum keine Hindernisse wie Berge, Gebäude oder Pflanzen die Sicht auf den Himmel verdecken. Vorstellbar ist dieser Grenzfall zum Beispiel auf einem Schiff fernab der Küste.

Mit folgender Definition gelingt die Berechnung des Raumwinkel einer Hemisphäre sehr schnell.  $\Omega_{Hemisphäre}$  ist eine Konstante, wodurch diese Berechnung nur einmalig durchgeführt werden muss.

$$\Omega = \int_{\varphi} \int_{\gamma} \sin(\gamma) d\gamma d\varphi \quad (2)$$

$\varphi$  steht hier für den Azimut- und  $\gamma$  für den Elevationswinkel. Setzt man für eine Hemisphäre in Formel (2) für  $\varphi = [0, 2\pi]$ , und für  $\gamma = [0, \frac{\pi}{2}]$  ein, so ergibt sich:

$$\Omega_{Hemisphäre} = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\gamma=0}^{\frac{\pi}{2}} \sin(\gamma) d\gamma d\varphi = \int_{\varphi=0}^{2\pi} -\cos(\gamma) \Big|_0^{\frac{\pi}{2}} d\varphi \quad (3)$$

$$= \int_{\varphi=0}^{2\pi} 1 d\varphi = \varphi \Big|_0^{2\pi} = 2\pi \quad (4)$$

Formel (1) wird somit zu:

$$SVF = \frac{\Omega_{VisibleSky}}{2\pi} \quad (5)$$

$\Omega_{VisibleSky}$  wird nun nicht direkt, sondern über den Umweg der komplementären Fläche, also jener, die von Topographie oder Gebäuden verdeckt wird, bestimmt. Hierfür wird das Panorama von 360° in Abschnitte mit der Breite  $\varphi$  geteilt, und  $\Omega_{LS}$  (wobei LS für Landscape/Landschaft steht) durch rechteckige Flächen mit der Höhe entsprechend des Winkels  $\gamma$  genähert. Jedes dieser Rechtecke stellt, wenn man es auf die nicht vorhandene untere Hemisphäre spiegelt und vom Betrachter Linien zu den Eckpunkten zieht, eine gerade Pyramide mit rechteckiger Grundfläche dar. Abbildung 4 zeigt sowohl die Annäherung des Geländes in rechteckige Flächen (Abbildung 4 links) als auch die Skizze einer einzelnen Pyramide (Abbildung 4 rechts).

$$SVF = \frac{2\pi - \Omega_{LS}}{2\pi} \quad (6)$$

Bei der Berechnung des Raumwinkels dieser Pyramide wird von der Oosterom-und-Strackee-Formel (Van Oosterom und Strackee, 1983) Gebrauch gemacht, welche den Raumwinkel eines beliebigen Dreiecks berechnen lässt. Die hier vorgenommene Herleitung beruht auf jener von Pahio, 2018.

$$\tan\left(\frac{\Omega_{LS}}{2}\right) = \frac{(\vec{r}_1, \vec{r}_2, \vec{r}_3)}{|\vec{r}_1| \cdot |\vec{r}_2| \cdot |\vec{r}_3| + (\vec{r}_1 \cdot \vec{r}_2) \cdot |\vec{r}_3| + (\vec{r}_2 \cdot \vec{r}_3) \cdot |\vec{r}_1| + (\vec{r}_3 \cdot \vec{r}_1) \cdot |\vec{r}_2|} \quad (7)$$

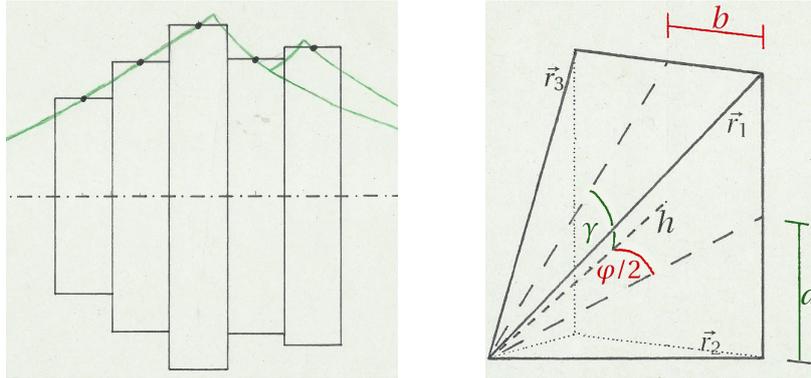


Abbildung 4: Skizzen zur Berechnung des SVE. Links: Unterteilung der Landschaft in gleichmäßige Abschnitte der Breite  $\varphi$ . In schwarz punktstrichliert: Der Horizont, grün: Die umhüllende Geländeform, schwarze Punkte: Die anvisierten Geländepunkte; Rechts: Detaillierte Skizze einer der Abschnitte von der linken Skizze.  $h$ : Die Höhe der Pyramide;  $\vec{r}_1 - \vec{r}_3$ : Die Vektoren zu den Eckpunkten.

$\vec{r}_1$ ,  $\vec{r}_2$  und  $\vec{r}_3$  stellen hierbei die Vektoren zu den drei Eckpunkten des Dreiecks dar.  $|\vec{r}_x|$  die Länge des jeweiligen Vektors. Alle drei Vektoren und ihre einzelnen Komponenten sind in 4 rechts zu sehen. Sie lauten:

$$\vec{r}_1 = \begin{pmatrix} a \\ b \\ h \end{pmatrix} \quad \vec{r}_2 = \begin{pmatrix} -a \\ b \\ h \end{pmatrix} \quad \vec{r}_3 = \begin{pmatrix} a \\ -b \\ h \end{pmatrix} \quad (8)$$

$$|\vec{r}_1| = |\vec{r}_2| = |\vec{r}_3| = \sqrt{a^2 + b^2 + h^2} = |\vec{r}| \quad (9)$$

$(\vec{r}_1, \vec{r}_2, \vec{r}_3)$  in Formel (7) stellt das Spatprodukt dar, welches sich als Determinante der  $3 \times 3$ -Matrix, bestehend aus  $\vec{r}_1$ ,  $\vec{r}_2$  und  $\vec{r}_3$ , berechnet:

$$\det \begin{pmatrix} a & -a & a \\ b & b & -b \\ h & h & h \end{pmatrix} = abh + (-a)(-b)h + abh - abh - (-a)bh - a(-b)h = 4 \cdot abh \quad (10)$$

Der Zähler aus Gleichung 7 erfordert nur die Bildung einiger Skalarprodukte:

$$|\vec{r}|^3 + (\vec{r}_1 \cdot \vec{r}_2) \cdot |\vec{r}| + (\vec{r}_2 \cdot \vec{r}_3) \cdot |\vec{r}| + (\vec{r}_3 \cdot \vec{r}_1) \cdot |\vec{r}| = \quad (11)$$

$$= |\vec{r}|^3 + (-a^2 + b^2 + h^2) \cdot |\vec{r}| + (-a^2 - b^2 + h^2) \cdot |\vec{r}| + (a^2 - b^2 + h^2) \cdot |\vec{r}| = \quad (12)$$

$$= |\vec{r}| \cdot (|\vec{r}|^2 - a^2 + b^2 + h^2 - a^2 - b^2 + h^2 + a^2 - b^2 + h^2) = \quad (13)$$

$$= \sqrt{a^2 + b^2 + h^2} \cdot (a^2 + b^2 + h^2 - a^2 + b^2 + h^2 - a^2 - b^2 + h^2 + a^2 - b^2 + h^2) = \quad (14)$$

$$= 4 \cdot h^2 \cdot \sqrt{a^2 + b^2 + h^2} \quad (15)$$

Mit diesen neu gewonnen Ausdrücken für Zähler und Nenner, schreibt sich die Oosterom-und-Strackee-Formel folgendermaßen:

$$\tan\left(\frac{\Omega_{LS}}{2}\right) = \frac{4 \cdot abh}{4 \cdot h^2 \cdot \sqrt{a^2 + b^2 + h^2}} \quad (16)$$

$$= \frac{ab}{h \cdot \sqrt{a^2 + b^2 + h^2}} \quad (17)$$

Umgeformt auf  $\Omega$  ergibt dies:

$$\Omega_{LS} = 2 \cdot \arctan\left(\frac{ab}{h \cdot \sqrt{a^2 + b^2 + h^2}}\right) \quad (18)$$

Da im weiteren Verlauf, weder die Höhe und Breite noch die Entfernung eines Objektes gemessen wird, sondern nur der Elevationswinkel  $\gamma$  einzelner Punkte, werden im nächsten Schritt  $a$ ,  $b$  und  $h$  durch die Winkelfunktionen ersetzt. Hierbei wird davon ausgegangen, dass der Fusspunkt eines jeden Objektes in einer Entfernung von  $h = 1$  m vom Beobachtungspunkt liegt:

$$a = h \cdot \tan(\gamma) = \tan(\gamma) \quad b = h \cdot \tan(\varphi/2) = \tan(\varphi/2) \quad (19)$$

Eingesetzt ergibt sich dadurch:

$$\Omega_{LS} = 2 \cdot \arctan\left(\frac{\tan(\gamma) \cdot \tan(\varphi/2)}{\sqrt{\tan^2(\gamma) + \tan^2(\varphi/2) + 1}}\right) \quad (20)$$

Den Ausgang für die Berechnung dieses Raumwinkels bildet nach wie vor die Oosterom-und-Strackee-Formel, welche sich auf den Raumwinkel eines beliebigen Dreiecks bezieht. Die Vektoren  $\vec{r}_1$  bis  $\vec{r}_3$  spannen ein solches Dreieck auf, stellen aber nur die Hälfte der Grundfläche von der gewünschten Pyramide dar. Daher muss die zuletzt angegebene Formel noch mit 2 multipliziert werden. Da jedoch der Mittelpunkt der erstellten Pyramide direkt am Horizont liegt und die untere Hälfte somit nicht sichtbar ist, muss erneut durch 2 dividiert werden, was die eben besprochene Multiplikation obsolet macht.

In der Praxis muss diese Messung nun für mehrere Himmelsrichtungen wiederholt werden, nämlich alle  $\Delta\varphi$  Grad. Um im Anschluss den Raumwinkel  $\Omega_{LS}$  zu bekommen, müssen die so entstandenen Pyramiden summiert werden:

$$\Omega_{LS} = \sum_i 2 \cdot \arctan\left(\frac{\tan(\gamma_i) \cdot \tan(\varphi/2)}{\sqrt{\tan^2(\gamma_i) + \tan^2(\varphi/2) + 1}}\right) \quad (21)$$

Eingesetzt in Formel (6) ergibt sich als Endergebnis:

$$SVF = \frac{2\pi - \sum_i 2 \cdot \arctan\left(\frac{\tan(\gamma_i) \cdot \tan(\varphi/2)}{\sqrt{\tan^2(\gamma_i) + \tan^2(\varphi/2) + 1}}\right)}{2\pi} = \quad (22)$$

$$= 1 - \frac{\sum_i \arctan\left(\frac{\tan(\gamma_i) \cdot \tan(\varphi/2)}{\sqrt{\tan^2(\gamma_i) + \tan^2(\varphi/2) + 1}}\right)}{\pi} \quad (23)$$

Durch die Annäherung des Geländes als Rechtecke entsteht eine Unsicherheit in dieser Berechnung. Durch eine große Anzahl an Rechtecken kann diese jedoch geringer gehalten werden, wodurch diese Methode für die Anwendung in dieser Arbeit ausreichend genau ist. Genauere Ergebnisse ließen sich mit einem speziellen Fischaugenobjektiv und einer anschließend computergestützten Auswertung erzielen.

## 4.2 Überlegung zu den Temperaturextrema im Wienerwald

Mit dem bisherigen theoretischen Hintergrundwissen soll überlegt werden, wie sich die Temperaturextrema im Wienerwald im Vergleich zum Umland verhalten.

Der Skyview-Faktor wurde an der Ortsgrenze zwischen Gablitz und Purkersdorf an der B1<sup>2</sup> nach Formel 23 mit einem Ergebnis von  $SVF \approx 0.85$  aus selbst durchgeführten Messungen berechnet. Hierbei ist anzumerken, dass der Skyview-Faktor räumlich stark variabel ist und dieser Wert keine allgemein repräsentative Kennzahl für den Wienerwald darstellt. Zur Durchführung der Messung des Elevationswinkel stand kein hochtechnischer Winkelmesser zur Verfügung, sondern diese wurde auf einem ausgerichteten Stativ mit selbstgebaute Winkelscheiben durchgeführt. Unter der Annahme einer Ungenauigkeit dieser Messungen von  $\pm 1^\circ$  ergibt sich eine Ungenauigkeit im Resultat von  $SVF \approx 0,85 \pm 0,02$ . Diese Messungen wurden mit einer horizontalen Auflösung von  $\Delta\varphi = 20^\circ$  durchgeführt. Daraus ergibt sich, dass dem berechneten  $SVF$ -Wert 18 Messpunkte zugrunde liegen.

Es ist zu erwarten, dass der errechnete Wert höher ist als Vergleichswerte aus gebirgigeren Regionen wie dem Inntal, wodurch die in der Talsohle von umliegenden Bergen ankommende Gegenstrahlung im Wienerwald geringer ist. Wobei erneut anzumerken ist, dass auch der SVF des Inntales stark variiert und dieser lokal höher sein wird als an manchen Standorten im Wienerwald. Durch die geringere Kammhöhe des Wienerwaldes wird synoptisch skaliger Wind im Allgemeinen schlechter abgeschirmt, was zu einer Abschwächung des nächtlichen Effektes führt. Whiteman et al., 2004 führt in seiner Arbeit das Grünloch mit einer SVF von 0.91 und die Seekopfbalm mit 0.91 als Beispielwerte an. Besonders das Grünloch ist für seine tiefen Temperaturminima bekannt. An der dortigen Messstation wurde der aktuelle zentraleuropäische Temperaturtiefstwert von  $-52.6^\circ\text{C}$  gemessen (Lehner et al., 2017).

Das Konzept des geringeren Luftvolumens aufgrund der Talgeometrie und der höheren Lage gegenüber dem umliegenden Flachland, kann direkt auf den Wienerwald übertragen werden. Wobei anzumerken ist, dass die Höhenunterschiede sehr gering sind, wodurch das geringere Talvolumen den größeren Beitrag liefert. Als Beispiel sei hier ein Höhenunterschied von 189 m zwischen den Stationen Klausen-Leopoldsdorf und Wien-Unterlaa, als einer der markantesten Höhenunterschiede im Untersuchungsgebiet, angeführt.

<sup>2</sup>Die genauen Koordinaten des Messstandpunktes lauten: 48.21624°N und 16.16604°E.

Als starker Kontrast zum Wienerwald liegt östlich des nördlichen Wienerwaldes die knapp 1.9 Millionen Einwohner<sup>3</sup> fassende Großstadt Wien, welche unter dem Einfluss eines städtischen Wärmeinseleffektes steht. Der Unterschied zwischen den Temperaturextrema innerhalb des Wienerwaldes und jenen in Wien wird daher als besonders markant erwartet.

Wie bereits in Kapitel 2 angeführt, weist diese Region eine besonders hohe Bewaldungsdichte auf. Vor allem in alpinen Regionen ist diese aufgrund steilerer und felsiger Hänge zumeist deutlich geringer. Wie zum Beispiel bei Renaud, 2007 nachzulesen ist, sind die Temperaturextrema im Wald gegenüber dem Freiland abgeschwächt. Es bleibt also untertags im Bestand kühler als im Freiland und umgekehrt in der Nacht wärmer. Der Unterschied ist laut der Auswertung von Renaud, 2007 in beide Richtungen im Winter- größer als im Sommerhalbjahr. Dieser Fakt spricht für eine Abschwächung der Unterschiede zwischen dem Wienerwald und dem umliegenden Flachland.

Das geringere Talvolumen und die letztendlich leicht höhere Lage lassen darauf schließen, dass im Wienerwald veränderte Temperaturextrema zur Umgebung auftreten. Besonders stark könnten diese im Vergleich zur Stadt Wien sein. Allerdings wird durch die geringere Kammhöhe und die hohe Bewaldungsdichte ein, im Gegensatz zum Hochgebirge abgeschwächter Effekt, erwartet.

Dem Konzept des geringeren Talvolumens liegt, wie in Abschnitt 4.1 erwähnt zu Grunde, dass die Grenzschicht innerhalb dieses Talvolumens abgeschlossen ist. In Strahlungsnächten ist dies im Allgemeinen auch im Wienerwald gut erfüllt, jedoch wird diese Annahme an ausgeprägten Strahlungstagen bereits inneralpin gebrochen. Durch die geringere Kammhöhe des Wienerwaldes wird diese Bedingung voraussichtlich noch seltener eingehalten, wodurch ein höheres Temperaturmaximum untertags im Wienerwald nicht zwingend vorliegen muss.

Um den Einfluss des Wienerwaldes auf die lokalen Temperaturextrema festzustellen, wird mit einer statistischen Analyse begonnen. Die so festgestellte Beeinflussung wird vertiefend mit zwei Fallbeispielen detailreicher analysiert.

## 4.3 Auswertung der Temperaturminima im Wienerwald

Die Temperaturminima fallen wie im Kapitel 4.1 angeführt vor allem in Strahlungsnächten niedriger als im Flachland aus. Daher werden die Daten in einem ersten Schritt nach Strahlungsnächten gefiltert.

### 4.3.1 Filterung von Strahlungsnächten

Für die Entscheidung über das Vorhandensein einer Strahlungsnacht muss neben einem schwach bewölkten Himmel auch eine windschwache Großwetterlage vorherrschen. Erst genannte Bedingung wird mithilfe der SYNOP-Daten festgestellt, zweitens mit der Windmessung aus den Radiosondendaten. Um als Strahlungsnacht zu gelten, werden folgende Grenzwerte für jede Nacht individuell geprüft:

1. Die Bewölkung muss an der Station Wien-Hohe Warte im Mittel zwischen 18 UTC und 06 UTC maximal 4 Achtel betragen.
2. Der Wind in einer Höhe von 850 hPa darf beim Radiosondenaufstieg von der Station Wien-Hohe Warte um 00 UTC maximal bei 15 m/s liegen.

---

<sup>3</sup>Stand 2022

Die eben genannten und für diese Arbeit definierten Schwellwerte konnten aus keiner bestehenden Arbeit übernommen werden und würden erwartungsgemäß in anderen Untersuchungsgebieten abweichend zu wählen sein. Diese Grenzen resultieren aus einem Kompromiss möglichst ungestörte Strahlungsnächte zu filtern, aber gleichzeitig noch eine genügend große Fallanzahl für eine statistische Auswertung zu erhalten. Details zu diesem Kompromiss sind in Kapitel 5.3.2 nachzulesen.

#### 4.3.1.1 Gesamtanzahl der gefilterten Strahlungsnächte

Im Zeitraum von 1995 bis 2020 ergibt sich mit obiger Definition eine Gesamtanzahl von 3135 Strahlungsnächten. Diese sind jedoch bei weitem nicht gleichmäßig verteilt und konzentrieren sich vor allem auf das Sommerhalbjahr mit Maximum im August. Die genaue Verteilung ist Abbildung 5 zu entnehmen.

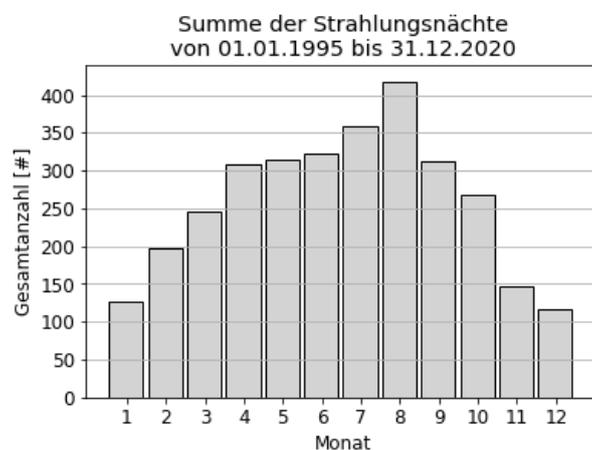


Abbildung 5: Gesamtanzahl der Strahlungsnächte in der Periode vom 01.01.1995 bis zum 31.12.2021 aufgeteilt nach den Monaten.

Gesamt liegen in der Periode von 01.01.1995 bis 31.12.2020 aus 9275 Nächten alle notwendigen Daten vor, wodurch sich eine relative Häufigkeit von rund 33.8 % an Strahlungsnächten ergibt. Am größten ist diese relative Häufigkeit mit 52.9 % im August und am geringsten im Dezember mit 14.9 %.

Diese Verteilung ist das Resultat aus gradientschwachen Hochdruckwetterlagen, welche ab dem August häufig auftreten. Ab September und während der Herbstmonate beginnen sich jedoch Wetterlagen mit Hochnebel zu häufen, wodurch die Anzahl der Strahlungsnächte stark abnimmt. Im Winter gelangen zudem häufiger Sturmtiefs nach Mitteleuropa, welche ebenfalls die Anzahl an Strahlungsnächten senkt.

Die Auswertung zeigt auch, dass in den schwächsten Monaten Dezember (117 Strahlungsnächte), Jänner (126 Strahlungsnächte) und November (147 Strahlungsnächte) genug Strahlungsnächte vorkommen, um deren Anzahl statistisch zu analysieren. Wird der Zeitraum jedoch kürzer, weil es diverse Stationen erst später in Betrieb gingen, wird auch diese Zahl zunehmend kleiner und es muss beachtet werden, dass die Anzahl der betrachteten Nächte für eine statistische Analyse ausreichend hoch ist.

#### 4.3.2 Temperaturminima im und um den Wienerwald

Um die mittleren Minimumtemperaturen besser vergleichen zu können, wurden sie mit einer durch den Wienerwald beeinflussten Station verglichen. Als Referenz wurde die Station Wien-Mariabrunn



Stationsdruck von  $\approx 985$  hPa und für die Station Klausen-Leopoldsdorf (Seehöhe 389 m) ein Druck von  $\approx 965$  hPa. Der relative Unterschied der Luftdrücke und damit einhergehend der Luftdichte von rund 2 % reicht nicht aus um eine Differenz der durchschnittlichen Temperaturminima von knapp  $3^\circ\text{C}$  auszulösen.

Obwohl die Station Wien-Mariabrunn auf vergleichbarer Seehöhe wie die Stationen Schwechat oder Wien-Unterlaa liegt, weist sie eine deutlich niedrigere mittlere Minimumtemperatur in Strahlungsnächten auf. Dieser Unterschied muss durch die Lage im Wienerwald hervorgerufen werden, da sogar die Stationsumgebung an der Station Wien-Mariabrunn urbaner als bei der Station Wien-Unterlaa oder Schwechat ist. Im Anschluss an diese Auswertung wird ein Vergleich einzelner Stationen vorgenommen, in welcher genau dieses Stationspaar Wien-Mariabrunn und Wien-Unterlaa direkt gegenübergestellt wird. Zudem lässt sich der Ursprung, der in Wien-Mariabrunn gemessenen Luftmasse durch die Analyse der Windrichtung im Folgekapitel 5 endgültig klären.

Berndorf liegt am Ausgang des Wienerwaldes, am Ende des Triestingtales und fällt durch seine ebenfalls tiefere Temperatur als in Wien-Mariabrunn auf. Das Triestingtal hat seinen Ursprung, wie jenes in dem auch Klausen-Leopoldsdorf liegt, in der Region um den Schöpfl. Es wird daher die Hypothese aufgestellt, dass die kalte Luft vom Herzen des Wienerwaldes das Triestingtal entlang fließt und auch die Station Berndorf erreicht. Untermauert wird diese Theorie im folgenden Kapitel 5 durch die Analyse des Windes an dieser Station.

Bereits jetzt bestätigt wurde die im Unterkapitel 4.2 aufgestellte Vermutung, dass der Kontrast zwischen dem Wienerwald und der Stadt Wien durch den städtischen Wärmeineffekt besonders stark ausfällt. Der Temperaturunterschied zwischen den Stationen Klausen-Leopoldsdorf und Wien-Innere Stadt beträgt in Strahlungsnächten im Mittel  $8^\circ\text{C}$ .

### 4.3.3 Temperaturmaxima im und um den Wienerwald

Eine idente Auswertung für die an Strahlungstagen gemessene Höchsttemperatur ergibt eine deutlich gleichmäßigere Temperaturverteilung. Als Kriterium für einen Strahlungstag wurden idente Schwellwerte mit  $N_{max} = 48$  und einer maximalen Windgeschwindigkeit von 15 m/s in einer Höhe von 850 hPa angesetzt. Als beachteter Zeitraum des Bewölkungsgrades wurde allerdings die Zeitspanne von 06 UTC bis 18 UTC und anstatt dem Mitternachtsaufstieg wurde der Radiosondenaufstieg zu Mittag herangezogen. Die an diesen Tagen gemittelte Maximaltemperatur ist in Abbildung 7 dargestellt.

Die Spanne der mittleren Temperaturmaxima reicht, ohne Berücksichtigung der Bergstationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg, von  $20.4^\circ\text{C}$  in Schwechat bis  $21.6^\circ\text{C}$  an der Station Wien-Donaufeld. Diese Spanne ist um knapp eine Größenordnung kleiner als die Spanne der Temperaturminima in Strahlungsnächten. Im direkten Vergleich weist die Station Wien-Mariabrunn eine vergleichbare Temperatur mit Stationen auf ähnlicher Seehöhe im Flachland auf. Temperaturabweichungen von im Mittel rund  $0.2^\circ\text{C}$  zum Messstandort Wien-Unterlaa oder  $0.1^\circ\text{C}$  zu Gumpoldskirchen, weisen auf keinen markanten Einfluss auf die Maximaltemperatur durch den Wienerwald hin. Daher wird im weiteren Kapitel ausschließlich die Beeinflussung des Temperaturminimums behandelt.

Es kommen vor allem zwei Gründe für das Nicht-Auftreten dieses Effektes in Frage. Zum einen sind die Täler des Wienerwaldes nicht so tief wie in den Zentralalpen, wodurch die Talgeometrie das Luftvolumen (siehe Kapitel 4.1) nur über eine geringere vertikale Erstreckung verringert. Hat sich im Talvolumen durch die Strahlung eine trockenisentrope Schichtung eingestellt, gewinnt die Talatmosphäre Anschluss an die freie Atmosphäre wie es auch über dem Freiland vorzufinden ist. Durch die

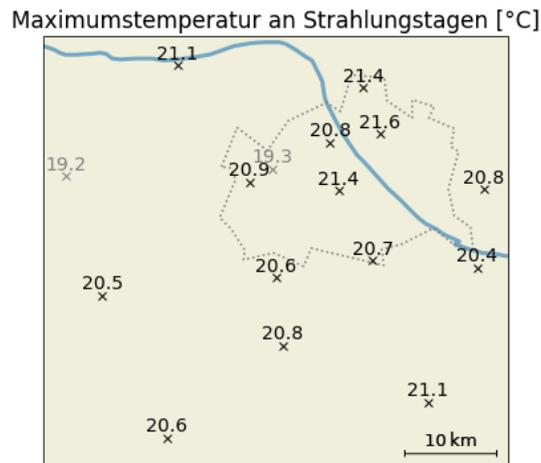


Abbildung 7: Temperaturmaxima an Strahlungstagen in und um den Wienerwald, unter Zuhilfenahme der längstmöglichen Zeitreihe einer jeden Station; in grau: Bergstationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg; grau punktiert: Wiener Stadtgrenze; blau: Die Donau.

tiefere Täler in den Zentralalpen gewinnt die Talatmosphäre seltener Anschluss an die darüberliegende freie Atmosphäre als über einer Hügellandschaft, wodurch auch ein Unterschied zwischen den Zentralalpen und dem vorgelagerten Flachland häufiger auftritt.

Zweitens weist der Wienerwald eine überdurchschnittlich hohe Bewaldung auf, durch welche die Temperaturmaxima untertags gedämpft werden. Im Kontrast dazu wird nicht versiegelte Fläche im Umland des Wienerwaldes häufig landwirtschaftlich genutzt, weshalb dort typischerweise höhere Temperaturmaxima als im Bestand zu finden sind.

## 4.4 Direkter Vergleich einzelner Stationen

Zum detaillierteren Vergleich einzelner Stationen werden zwei weitere Darstellungsarten herangezogen. Mittels eines Histogramms wird untersucht, wie die Differenzen der Minima verteilt sind. In einem weiteren Schritt wird dieses Histogramm um eine zweite Dimension, die Unterteilung in Monate, erweitert. So lässt sich feststellen, ob der Wienerwald zu bestimmten Jahreszeiten besonders starken Einfluss aufweist. Es bleibt jedoch bei einem Vergleich zweier Stationen, da die Werte einer Station alleine den Einfluss des Wienerwaldes nicht zur Geltung bringen.

### 4.4.1 Erläuterung zu erstellten Grafiken

Da alle hier gezogenen Vergleiche in analoger Weise gezogen werden, wird auch immer idente Darstellungsweise gewählt. Diese wird hier eingangs einmalig genauer erklärt. Das 1D-Histogramm (jeweils links) vergleicht die Temperaturminima an den ausgewählten zwei Stationen. Um auch eine bessere Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen Abbildungen herzustellen, ist die Balkenbreite immer 1 °C und der auf der x-Achse dargestellte Bereich immer 6 °C unter und über dem Mittelwert. Genau beim arithmetischen Mittel ist eine schwarze, durchgezogene Linie eingezeichnet. Da es sich zumeist um eine Normalverteilungs-ähnliche Streuung der Werte handelt, macht es auch Sinn neben dem Erwartungswert die Standardabweichung und das damit einhergehende Konfidenzintervall von rund

68.2%<sup>4</sup> einzuzeichnen. Diese Intervallgrenzen werden durch zwei graue, ebenfalls durchgezogene Linien links und rechts des Mittelwertes markiert.

Das 2D-Histogramm enthält eine zusätzliche Aufteilung der auftretenden Temperaturregense nach den Monaten. Der Temperaturunterschied ist auf der y-Achse dargestellt und auf der x-Achse werden die Monate aufgetragen. Wie viele Nächte in einem bestimmten Monat mit einer bestimmten Abweichung auftreten, wird durch die Färbung des jeweiligen Feldes festgehalten. Verbildlicht gesprochen, reiht diese Abbildung viele 1D-Histogramme je eines Monats nebeneinander und betrachtet diese von oben. Hierbei sind die Deckflächen der Balken in Abhängigkeit von ihrer Höhe eingefärbt. Wie schon bei dem 1D-Histogramm, wurde auch bei dieser erweiterten Abbildung auf gute Vergleichbarkeit geachtet: Die Temperaturintervalle entsprechen wieder 1 °C und das dargestellte Intervall geht von 6 °C unter dem Mittelwert bis 6 °C über diesem. In schwarz/grau sind erneut der Mittelwert/Standardabweichung eingezeichnet, allerdings für jedes Monat. Der Mittelwert des ganzen Jahres ist als weiße strichlierte Linie markiert. Zur besseren Orientierung ist bei  $\Delta T = 0^\circ\text{C}$  eine dicke weiße Linie eingezeichnet.

#### 4.4.2 Wien-Unterlaa (11040) vs. Wien-Mariabrunn (11080)

Diese beiden Stationen wurden zu einem direkten Vergleich ausgewählt, weil sie beide innerhalb der Stadtgrenzen liegen. Wien-Mariabrunn liegt jedoch an einem Ausgang des Wienerwaldes, während Wien-Unterlaa bereits im Wiener Becken liegt und keine nennenswerte Erhebung in der Umgebung ist. Die Landnutzung im unmittelbaren Stationsumkreis ist auch unterschiedlich, so wird die Station Wien-Unterlaa hauptsächlich von Feldern, Wiesen und einem Umspannwerk umgeben. Letzteres stellt zwar eine versiegelte Fläche dar, stellt aber bei weitem nicht so dichte und hohe Verbauung wie ein Siedlungsgebiet dar. Die Umgebung der Station Wien-Mariabrunn ist hingegen urbaner und weist neben Grünflächen auch großflächig versiegelte und bebaute Flächen auf. Um dies besser vergleichen zu können, finden sich in Abbildung 8 die Umgebungskarten beider Stationen.

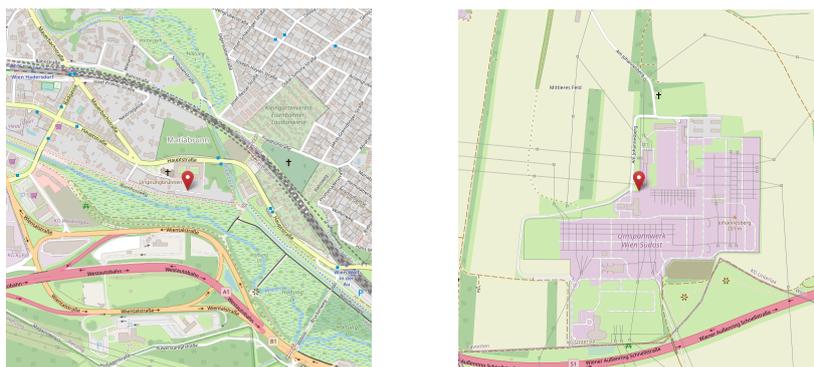


Abbildung 8: Umgebung der Stationen (rote Markierungen) Wien-Mariabrunn (links) und Wien-Unterlaa (rechts). Quelle: [www.openstreetmap.org](http://www.openstreetmap.org)

Wie bereits aus der statistischen Auswertung aller Stationen hervorgeht, ist es in Wien-Unterlaa in Strahlungsnächten im Durchschnitt um 2.28 °C wärmer als in Wien-Mariabrunn, was vor allem in Anbetracht der urbaneren Umgebung in Wien-Mariabrunn überraschend ist. Abbildung 9<sup>5</sup> zeigt die

<sup>4</sup>Unter Annahme einer idealen Normalverteilung

<sup>5</sup>In Klammer in der Bildunterschrift werden statistische Kenngrößen des 1D-Histogramms angegeben.  $\overline{\Delta T}$  steht für das arithmetische Mittel von  $\Delta T$ ,  $\sigma$  für die Standardabweichung und  $\widehat{\Delta T}$  für den Median. Die Kombination aus Mittelwert und Median lässt Rückschlüsse über die Links- oder Rechtsschiefe der Verteilung zu.

Verteilung der Temperaturunterschiede. Die niedrigeren Temperaturen in Mariabrunn können auf die nahezu abgeschlossene Beckenlage zurückgeführt werden, welche lediglich bei Hütteldorf einen schmalen Ausgang entlang des Wienflusses aufweist.

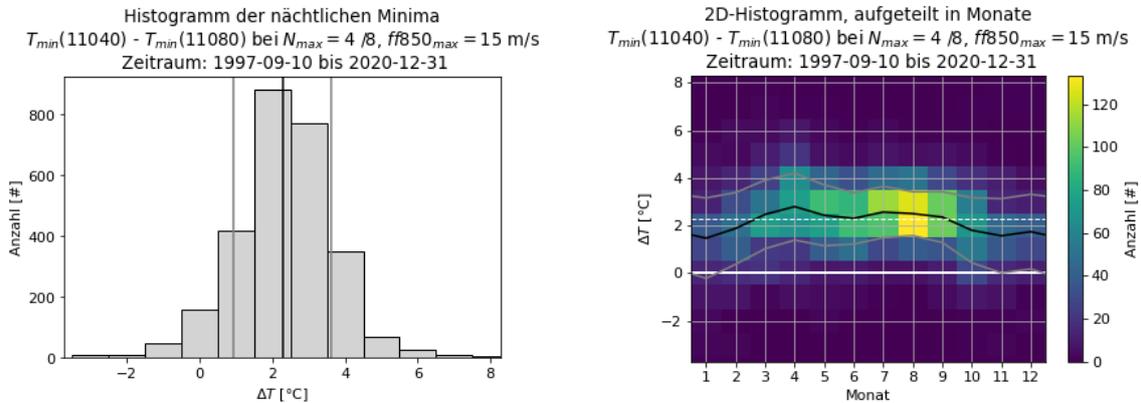


Abbildung 9: links: 1D Histogramm ( $\overline{\Delta T} = 2.28$  °C,  $\sigma = \pm 1.33$  °C,  $\widetilde{\Delta T} = 2.30$  °C) der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungsnächten; rechts: 2D Histogramm der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungsnächten, und zusätzlicher Aufteilung nach Monaten. Für das 2D-Histogramm werden keine statistischen Kenngrößen angegeben, da hier für jedes Monat andere Werte gelten.

Das 2D-Histogramm in Abbildung 9 zeigt hierbei eine Abhängigkeit der Beeinflussung der Temperaturminima von der Jahreszeit/dem Monat. Laut diesen Daten wirkt sich die Beckenlage von Mariabrunn von Frühlingsbeginn (März) bis in den frühen Herbst (September) hinein stärker aus, als zwischen Oktober und Februar. Die im Mittel größten Unterschiede der Minimumstemperaturen treten im April auf, während die geringsten Differenzen im Jänner liegen. Wie bereits in Abbildung 5 gezeigt wurde, treten Strahlungsnächte am seltensten im Jänner auf, während deren maximale Häufigkeit im August liegt. Abbildung 10 zeigt, in welchen Monaten hoch gewählte Schwellenwerte der Temperaturdifferenz überschritten werden.

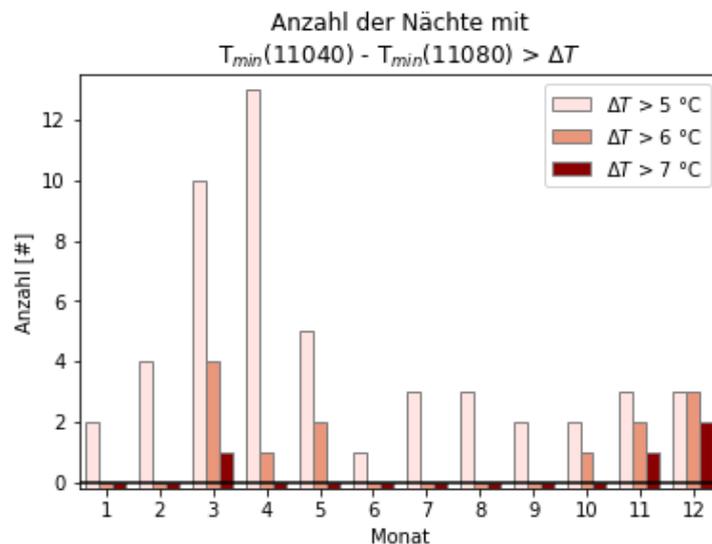


Abbildung 10: Absolute Anzahl der Nächte, in denen Temperaturdifferenzen zwischen den Stationen Wien-Unterlaa und Wien-Mariabrunn von 5 °C, 6 °C und 7 °C überschritten werden.

Es zeigt sich, dass Nächte mit Unterschieden von  $\Delta T > 5^\circ\text{C}$  am häufigsten im April auftreten. Seltener in den übrigen Monaten von Februar bis Mai und nahezu konstant selten zwischen Juni und Jänner. Allerdings ist hierbei zu beachten, dass dabei nur die Rede von den absoluten Zahlen ist. Denkt man an die Verteilung der Strahlungsnächte in Abbildung 5, so wird klar, dass die relative Häufigkeit ein noch höheres Maximum im Frühjahr hätte, als unter Betrachtung der absoluten Zahlen. Im Sommer hingegen würde die relative Häufigkeit aufgrund des hohen Auftretens von Strahlungsnächten unter jene Häufigkeit vom Winter fallen, da deutlich weniger Strahlungsnächte auftreten.

Vor allem unter Betrachtung der höher angesetzten Schwellwerte zeigt sich, dass die Gesamtanzahl der Fälle mit einem entsprechenden Temperaturunterschied Datenlage zu gering für eine statistische Auswertung ist. Es ist jedoch auffällig, dass von Juni bis September keine Nacht mit einer Temperaturdifferenz von zumindest  $6^\circ\text{C}$  auftritt.

Jene Nacht mit der größten Differenz zwischen den zwei betrachteten Stationen, ist die Weihnachtsnacht vom 24.12.2013 auf den 25.12.2013. Der Unterschied zwischen dem Minimum in Wien-Unterlaa und jenem in Wien-Mariabrunn beträgt in dieser Nacht  $9.8^\circ\text{C}$ .

Wie bereits erwähnt treten Nächte mit großem Unterschied bevorzugt im Winterhalbjahr auf. Im Winter unterstützen vor allem 2 Umstände eine stärkere Abkühlung im Gebirge:

1. **Längere Nächte:** Astronomisch bedingt ist die Dauer zwischen Sonnenunter- und -aufgang länger als im Sommer. Dadurch können die physikalischen Antriebe, die einen Temperaturunterschied zwischen Hügellandschaft und Ebene hervorrufen, länger wirken.
2. **Schnee im Wienerwald:** Eine (auch nur dünne) Schneedecke reicht, um den Strahlungshaushalt zu beeinflussen. Eine Schneedecke kommt im langwelligen Bereich einem schwarzen Körper sehr nahe, wodurch die langwellige Ausstrahlung verstärkt wird. Aufgrund der leicht höheren Höhenlage und der deutlich geringeren Verbauung ist eine solche Schneedecke im Wienerwald wahrscheinlicher und häufiger. Details zu der Veränderung des Strahlungshaushaltes sind in Kapitel 5 zu finden.

Auch im Frühjahr treten Nächte mit sehr großem Temperaturunterschied auf. Für diese Jahreszeit wird zwar das erste von den eben angeführten Argumenten entkräftet, da die Nächte bereits deutlich kürzer werden (Tag-Nachtgleiche am 19./20./21. März eines jeden Jahres). Allerdings ist eine spätwinterliche Wetterlage mit einer Ausbildung einer Schneedecke nicht ausgeschlossen. Zusätzlich kann sich bereits ein gewisser Wärmeinseleffekt durch die solare Einstrahlung unter Tags über der Stadt bilden und so für einen größeren Unterschied sorgen.

#### 4.4.3 Wien-Innere Stadt (11034) vs. Wien-Mariabrunn (11080)

Dieser Vergleich fällt erwartungsgemäß extremer aus als jener zwischen Wien-Mariabrunn und Wien-Unterlaa.

Der Vergleich der Stationsumgebung in Abbildung 11 ergibt, dass Wien-Innere Stadt wesentlich urbaner als Wien-Mariabrunn positioniert ist. Wie auch aus Zuvella-Aloise et al., 2017 hervorgeht, ist Wien-Innere Stadt mit unter am stärksten von dem städtischen Wärmeinseleffekt betroffen. Dies stellt einen starken Kontrast zu Wien-Mariabrunn, jener Station die im Wiener Stadtgebiet am stärksten vom Wienerwald beeinflusst ist, dar.

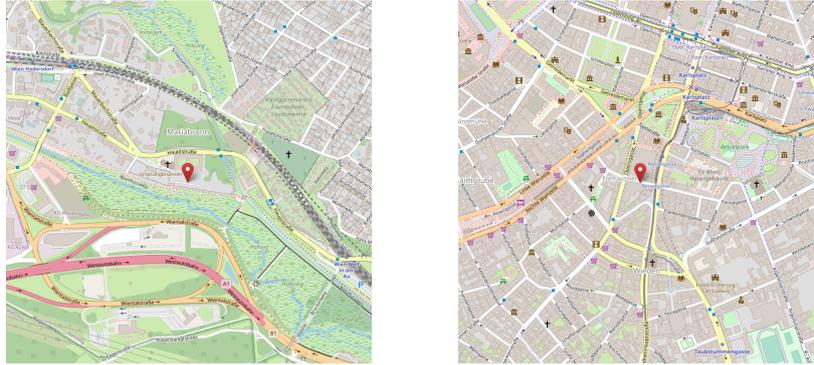


Abbildung 11: Umgebung von den Stationen (rote Markierungen) Wien-Mariabrunn (links) und Wien-Innere Stadt (rechts). Quelle: www.openstreetmap.org

Die Histogramme für dieses Stationspaar zeigt Abbildung 12. Im Vergleich zur vorherigen Gegenüberstellung fällt auf, dass die Verteilung schlechter durch eine Normalverteilung angenähert werden kann, da die hier vorliegende Verteilung linksschief ist. Dies macht vor allem die berechnete Standardabweichung weniger aussagekräftig.

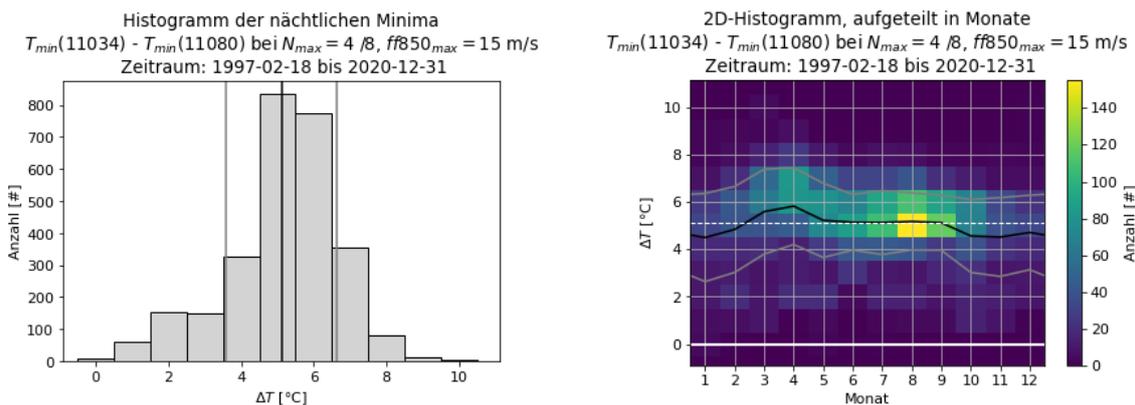


Abbildung 12: links: 1D Histogramm ( $\overline{\Delta T} = 5.11$  °C,  $\sigma = \pm 1.53$  °C,  $\widehat{\Delta T} = 5.30$  °C) der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungs Nächten; rechts: 2D Histogramm der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungs Nächten, und zusätzlicher Aufteilung nach Monaten.

Das 2D-Histogramm in Abbildung 12 zeigt ein ähnliches Bild wie der Vergleich zwischen Wien-Mariabrunn und Wien-Unterlaa: Die Beckenlage um Mariabrunn wirkt sich im Mittel am stärksten im April und allgemein vom März bis in September stärker aus als vom Oktober bis zum Februar. Die meisten Strahlungs Nächte treten im August auf, was an der tief gelblichen Färbung zu erkennen ist, während im Dezember und Jänner die geringste Anzahl an Strahlungs Nächten auftritt.

In Abbildung 13 zeigt sich, dass die Nächte mit eher großem Unterschied ( $\Delta T > 7$  °C) am häufigsten im April auftreten. Zwischen September und Jänner liegt die Gesamtzahl der Nächte mit einem größeren Temperaturunterschied konstant unter 10 Nächten pro Monat. Bei einem größeren  $\Delta T$  von über 8 °C liegt das Maximum der Anzahl ebenso im April, wobei zwischen Mai und Jänner deutlich weniger auftreten. Obwohl die größte Temperaturdifferenz, wie schon beim Vergleich zuvor, im Dezember auftrat (10.4 °C in der Nacht auf 17. Dezember 2010) tritt das Maximum der Nächte mit einer Temperaturdifferenz von  $\Delta T > 9$  °C zwischen den Stationen Wien-Mariabrunn und Wien-Innere Stadt im März (mit einer Gesamtsumme von 5 Nächten) auf.

In diesem Fall treten 50 % der Nächte mit einem Unterschied von  $\Delta T > 7^\circ\text{C}$  im März und April auf. Beim vorherigen Vergleich zwischen Wien-Unterlaa und Wien-Mariabrunn treten bei einer vergleichbaren Abweichung von  $\Delta T > 5^\circ\text{C}$  rund  $\approx 45.1\%$  der Nächte in den selbigen Monaten (März und April) auf.

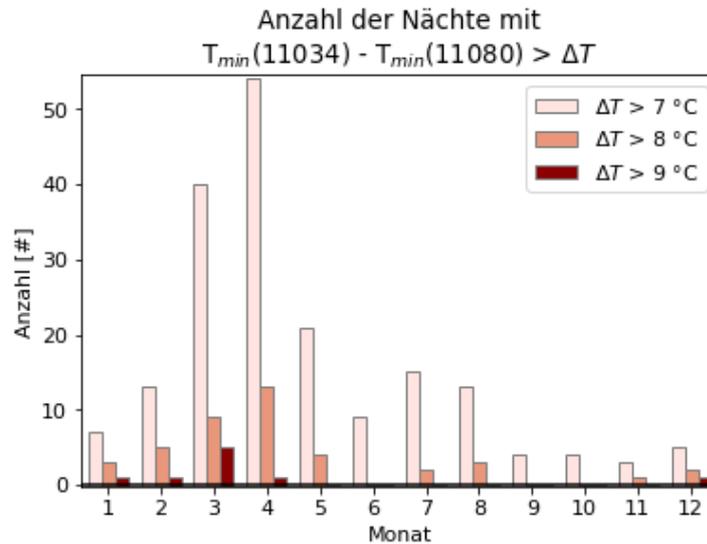


Abbildung 13: Absolute Anzahl der Nächte, in denen eine Temperaturdifferenz zwischen den Stationen Wien-Innere Stadt und Wien-Mariabrunn von  $7^\circ\text{C}$ ,  $8^\circ\text{C}$  und  $9^\circ\text{C}$  überschritten wird.

#### 4.4.4 Klausen-Leopoldsdorf (11391) vs. Wien-Mariabrunn (11080)

Klausen-Leopoldsdorf ist die erste Station in diesen direkten Vergleichen, die nicht innerhalb der Wiener Stadtgrenzen liegt. Sie liegt in der gleichnamigen Gemeinde an einem Oberlauf der Schwechat auf einer Seehöhe von 389 m, was um 164 m höher als Wien-Mariabrunn ist. Der direkte grafische Vergleich der beiden Station in Abbildung 14 zeigt die deutlich ländlichere Umgebung von Klausen-Leopoldsdorf im Vergleich mit Wien-Mariabrunn.

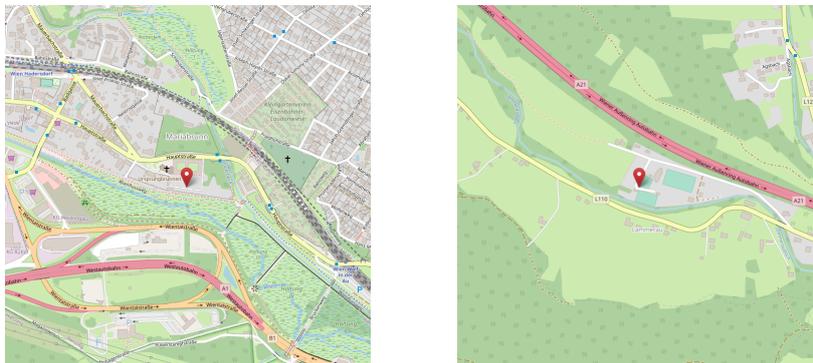


Abbildung 14: Umgebung von den Stationen (rote Markierungen) Wien-Mariabrunn (links) und Klausen-Leopoldsdorf (rechts). Quelle: [www.openstreetmap.org](http://www.openstreetmap.org)

Die durchschnittliche Differenz der Minimumtemperatur in Strahlungsnächsten zwischen diesem Stationspaar beträgt  $-2.85^\circ\text{C}$ , wobei Wien-Mariabrunn im Mittel die höhere Minimumtemperatur misst. Das eindimensionale Histogramm in Abbildung 15 zeigt in sehr guter Näherung eine Normalverteilung.

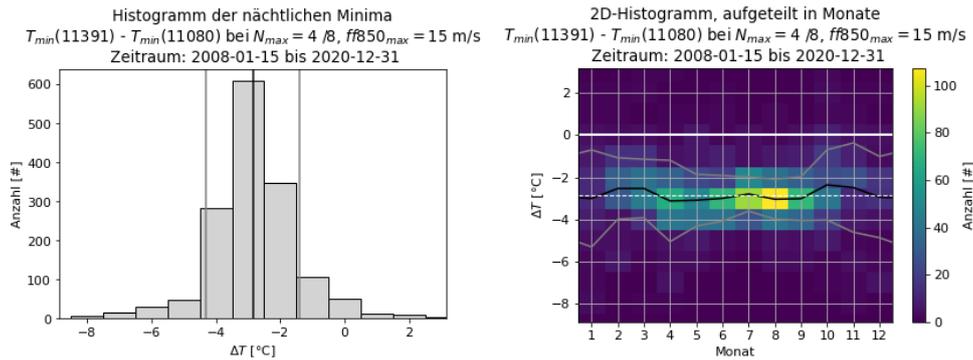


Abbildung 15: links: 1D Histogramm ( $\overline{\Delta T} = -2.85^\circ\text{C}$ ,  $\sigma = \pm 1.45^\circ\text{C}$ ,  $\widetilde{\Delta T} = -2.90^\circ\text{C}$ ) der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungs Nächten ; rechts: 2D Histogramm der Differenz der Temperaturminima in gefilterten Strahlungs Nächten, und zusätzlicher Aufteilung nach Monaten.

Strahlungsnächte in denen es in Klausen-Leopoldsdorf wärmer als in Wien-Mariabrunn war, stellen eine absolute Ausnahme dar. In der betrachteten Periode wurden 45 solcher Spezialfälle gefunden. Als Beispiel ist hier die Nacht auf 14.10.2018 ausgewählt, in welcher das Temperaturminimum an der Station Klausen-Leopoldsdorf um  $2.8^\circ\text{C}$  über jener an der Station Wien-Mariabrunn blieb. In einer Höhe von 850 hPa wurde eine Windgeschwindigkeit von rund 13 m/s gemessen, also nahe der Grenze um als Strahlungsnacht zu gelten. Es war durchgehend wolkenlos. An der Bergstation Buchberg wehte der Wind um 00 UTC mit rund 9 m/s, anschließend stieg er nach 01 UTC jedoch erneut auf knapp 17 m/s an. Diese erneute Zunahme ist auch in den Messwerten von Klausen-Leopoldsdorf zu sehen, wo der Wind in der zweiten Nachthälfte zwischen 5 m/s und 10 m/s wehte, während er in Wien-Mariabrunn konstant unter 5 m/s blieb. Dadurch konnte sich über Klausen-Leopoldsdorf keine so ausgeprägte Inversion wie über Wien-Mariabrunn ausbilden, wodurch die Minimumtemperatur höher blieb.

Das zweidimensionale Histogramm zeigt eine geringere jahreszeitliche Abhängigkeit der mittleren Temperaturdifferenz als in den vorherigen Vergleichen. Dies kommt daher, dass beide Stationen durch ihre Beckenlage beeinflusst werden. Was jedoch in Abhängigkeit der betrachteten Monate schwankt ist die Streuung. Diese ist im Winter deutlich größer als im Sommer, was in Zusammenhang mit der geringeren Anzahl an Strahlungsnächten gebracht werden kann.

Der Unterschied, dass Klausen-Leopoldsdorf in diesem Vergleich die kühlere Station ist, schlägt sich auch auf die analysierten, extremen Temperaturunterschiede nieder. Aus Abbildung 16 geht hervor, dass die Nächte mit einem maximal Unterschied von  $\Delta T < -5^\circ\text{C}$  wie bei den bisherigen Stationsvergleichen am häufigsten im April auftreten. Es bestätigt sich auch bei dieser Betrachtung, dass die Abhängigkeit von der Jahreszeit bei diesem Vergleich nicht so deutlich ausfällt. Ausnahme hierbei bilden die Sommermonate, wo unter Betrachtung der absoluten Zahlen, kaum Strahlungsnächte mit einem Temperaturunterschied über einem der gezeigten Schwellwerte auftreten. An dieser Stelle muss einmal mehr erwähnt werden, dass diese Abbildung die absolute Häufigkeit zeigt, würde man diese mit Hilfe der Anzahl aller Strahlungsnächte aus Abbildung 5 auf relative Häufigkeiten umrechnen, so würde deren Anzahl im Sommer nahezu verschwinden.

Nach den Vergleichen von zwei Stationen wird noch ein Fallbeispiel behandelt, bevor ein Resümee über die Beeinflussung der Temperaturextrema durch den Wienerwald gezogen wird.

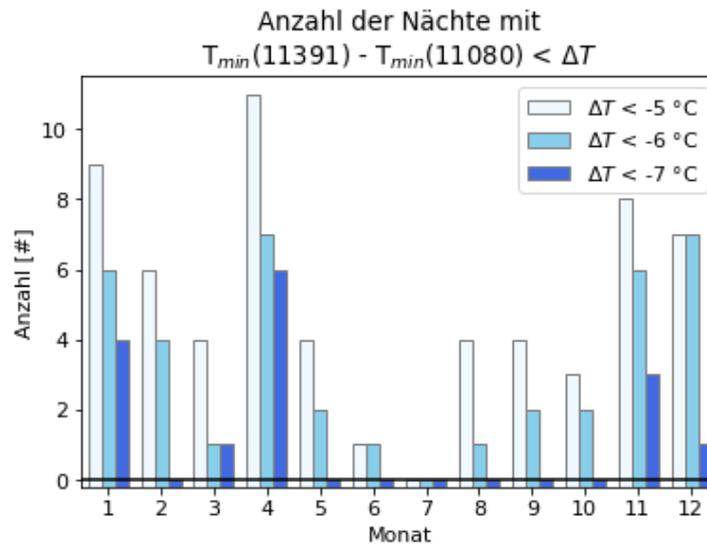


Abbildung 16: Absolute Anzahl der Nächte, in denen eine Temperaturdifferenz zwischen den Stationen Klausen-Leopoldsdorf und Wien-Mariabrunn von  $-5 \text{ °C}$ ,  $-6 \text{ °C}$  und  $-7 \text{ °C}$  unterschritten wird. Da im Gegensatz zu den bisherigen Stationen Wien-Mariabrunn der Standort mit den im Mittel höheren Temperaturen ist, wurde die rötliche Farbskala zu einer bläulichen adaptiert.

## 4.5 Fallbeispiel I - Nacht auf 17.10.2019

Dieses Fallbeispiel wurde beispielhaft ausgewählt. Die Temperaturverteilung weist in dieser Nacht die, durch die statistische Analyse als typisch gefilterte Temperaturverteilung auf.

### 4.5.1 Allgemeine Wetterlage

Abbildung 17 zeigt die Boden- und Höhenwetterkarte des 17.10.2019 um 00 UTC. Vor allem in der Bodenwetterkarte ist zu diesem Zeitpunkt eine auffallend gradientschwache Wetterlage vorzufinden, was für einen geringen synoptischen Wind sorgt. Die Isohypsen in der Höhe weisen über Österreich ebenfalls einen verhältnismäßig weiten Abstand auf. Ostösterreich liegt zudem unter einer nicht ausgeprägten Keilachse, was für absinkende Luftmassen und stabile Wetterverhältnisse spricht. Diese ist aber zu schwach, um eine Absinkinversion auszulösen, was der Radiosondenaufstieg dieser Nacht bestätigt.

Der Radiosondenaufstieg dieser Nacht (nicht gezeigt) weist, abgesehen von der bodennahen Inversionsschicht, einen großen Spread<sup>6</sup> auf. Es ist daher mit einer geringen Bewölkung zu rechnen. An der Wetterstation Wien-Hohe Warte wurden während dieser Nacht die in Tabelle 3 angeführten Bedeckungsgrade beobachtet:

Aufgrund der Messung des höheren Bewölkungsgrades in der Früh, wurde zu dieser Zeit das sichtbare Satellitenbild betrachtet, welches aufziehenden Hochnebel über Wien zeigt. Da der Wert von 7 Achtel jedoch nur zu einem Zeitpunkt in dieser Nacht gemessen wurde und sonst wolkenarme Verhältnisse vorherrschten, bleibt der mittlere Bewölkungsgrad gering genug, um nach den Kriterien aus Unterkapitel 4.3.1 nicht als Strahlungsnacht auszuscheiden. Beim Radiosondenaufstieg um Mitternacht wird in einer Höhe von 850 hPa eine Windgeschwindigkeit von 5 m/s gemessen, wodurch diese Nacht

<sup>6</sup>Als Spread wird die Differenz zwischen Lufttemperatur und Taupunkttemperatur bezeichnet.

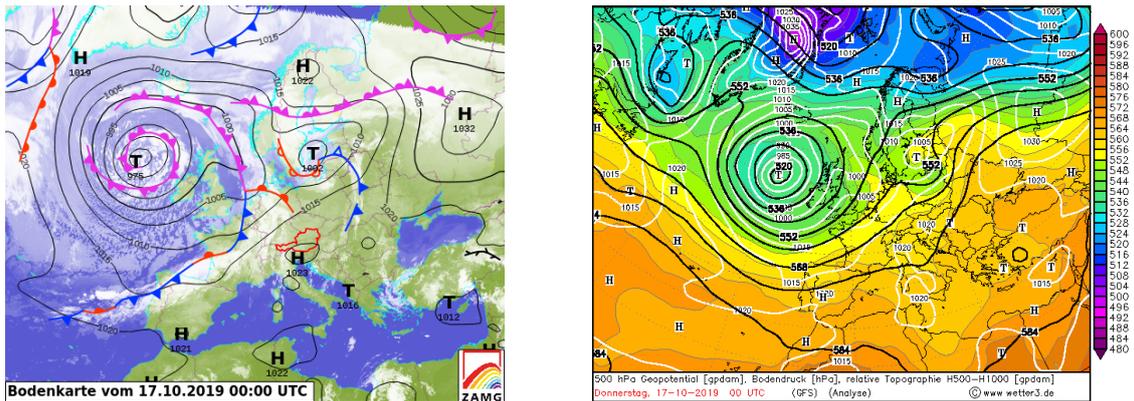


Abbildung 17: Analysekarten des 17.10.2019 links: Bodenwetterkarte inklusive Frontenanalyse von der ZAMG; rechts: Analyse der Isohypsen in 500 hPa (schwarz), des Bodendrucks (weiß) und der rel. Topographie (farbig) des GFS-Modells, Quelle: [https://www.wetter3.de/archiv\\_gfs\\_dt.html](https://www.wetter3.de/archiv_gfs_dt.html)

Tabelle 3: Beobachtungswerte des Gesamtbedeckungsgrades in der Nacht von 16.10.2019 auf 17.10.2019 an der Station Wien-Hohe Warte.

Uhrzeit [UTC]	Gesamtbedeckungsgrad [ /8]
18.00	1
19.00	0
20.00	0
00.00	0
05.00	0
06.00	7
Mittel	1.3

als Strahlungsnacht einzustufen ist. Es ist daher anzunehmen, dass das Temperaturminimum im Wienerwald unter jenem des umliegenden Flachlands liegt. Die konkreten Tiefstwerte dieser Nacht können aus Abbildung 18 entnommen werden.

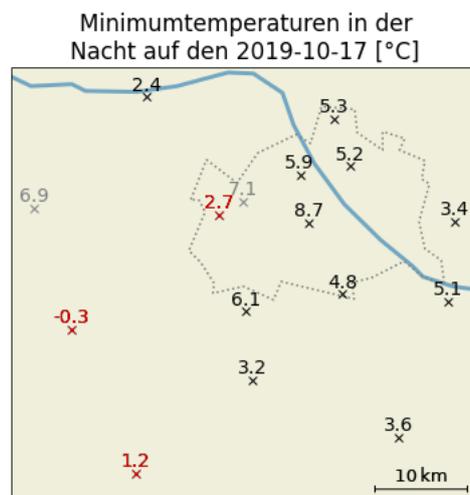


Abbildung 18: Minimumtemperaturen (Absolutwerte) in der Nacht auf den 17.10.2019 im Bereich Wien, Wienerwald und Umgebung. In grau: Wien-Jubiläumswarte und Buchberg; rot hervorgehoben: Wien-Mariabrunn, Klausen-Leopoldsdorf und Berndorf; schwarz punktiert: Wiener Stadtgrenze; blau: Donau.

Es zeigt sich, dass die im Bereich des Wienerwaldes liegenden Stationen (hier: Wien-Mariabrunn, Klausen-Leopoldsdorf und Berndorf) niedrigere Temperaturen als die meisten anderen Stationen im Flachland aufweisen. So messen auch weiter von Wien entfernte Stationen wie Gumpoldskirchen oder Seibersdorf eine um bis zu 1 °C höhere Minimumtemperatur.

Abbildung 19 zeigt neben den absoluten nächtlichen Minima auch den Temperaturverlauf an verschiedenen Stationen. Zusätzlich wurden die Zeiten für den Sonnenauf- und -untergang eingezeichnet.

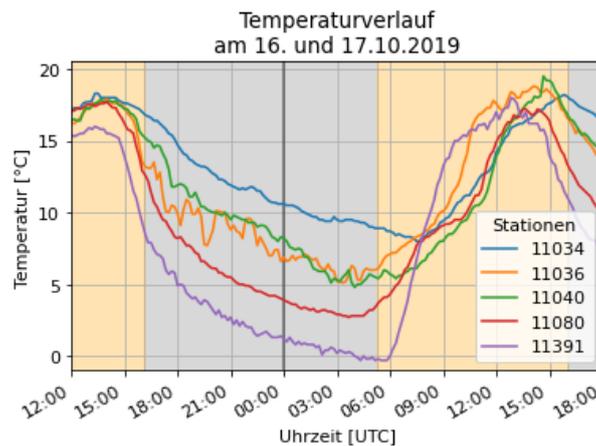


Abbildung 19: Temperaturverlauf in der Nacht von 16.10.2019 auf 17.10.2019; gelblicher Hintergrund: Zeit zwischen astronomischem Sonnenauf- und -untergang (Tag); grauer Hintergrund: Zeit zwischen astronomischen Sonnenunter- und aufgang (Nacht); die vertikale dunkelgraue Linie markiert den Tageswechsel.

Die Temperaturverläufe zeigen, dass die Abkühlungsraten der einzelnen Stationen bereits vor Sonnenuntergang verschieden sind. Mit Ausnahme der Station Klausen-Leopoldsdorf liegen die Temperaturmaxima am 16.10.2019 zwischen 17.9 °C in Wien-Mariabrunn und 18.5 °C an der Station Wien-Innere Stadt sehr nah beieinander. Während die Temperatur an der Station Wien-Innere Stadt nur langsam sinkt, geht der Temperaturrückgang an der Station Wien-Mariabrunn vor allem in der ersten Nachthälfte rasant und stetig zurück. Die Sprünge, vor allem an den Stationen Wien-Unterlaa und Schwechat, entstehen durch kurzfristige Zunahmen der Windgeschwindigkeit, wodurch die bodennahe Inversion immer wieder zerstört wird und die Lufttemperatur in 2 m über Grund dadurch immer wieder ansteigt. An den Stationen Wien-Mariabrunn und Klausen-Leopoldsdorf verhindert die windabschirmende Wirkung der umliegenden Berge derartige Temperaturanstiege. Im Gegensatz zu den täglichen Temperaturmaxima sind die absoluten Minima weit gestreut.

Mit Einsetzen der solaren Strahlung steigen die Temperaturen an den einzelnen Stationen. Sowohl an der Station Wien-Mariabrunn und Klausen-Leopoldsdorf setzt der Sonnenschein knapp vor 08.00 Uhr, kurz nach dem astronomischen Sonnenaufgang ein. Der Hochnebel breitet sich jedoch in den Vormittagsstunden über die Station Wien-Mariabrunn aus, wodurch die Erwärmung dort ab rund 08.30 UTC eine Dämpfung erfährt. Klausen-Leopoldsdorf wird von diesem Hochnebel nicht erreicht und die Temperatur kann ungehindert ansteigen. Über Wien löst sich der Hochnebel um rund 11.00 UTC auf, wodurch ab diesem Zeitpunkt dort ebenfalls die Temperatur wieder stärker ansteigen kann. Allgemein passiert dieser Temperaturanstieg wesentlich einheitlicher als die nächtliche Abkühlung. Um diese letzte Aussage zu untermauern, wird der Temperaturverlauf einer anderen Periode aus dem Frühjahr 2020 zusätzlich in Abbildung 20 dargestellt. Da auf diese Periode ansonsten nicht weiter eingegangen wird, wird diese Analyse nicht als extriges Fallbeispiel ausgewiesen.

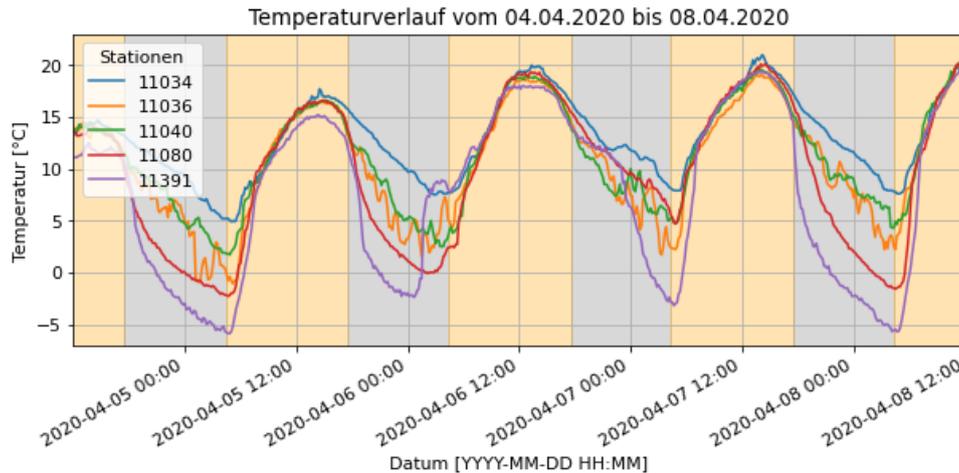


Abbildung 20: Temperaturverlauf vom 04.04.2020 mittags bis 08.04.2020 mittags; gelblicher Hintergrund: Zeit zwischen astronomischem Sonnenauf- und -untergang (Tag); grauer Hintergrund: Zeit zwischen astronomischen Sonnenunter- und aufgang (Nacht).

Der Temperaturrückgang passiert in den Nächten von Station zu Station unterschiedlich, wobei Wien-Mariabrunn (rot) und Klausen-Leopoldsdorf (lila) den schnellsten und am tiefsten reichenden Rückgang verzeichnen. Im Kontrast dazu verläuft der Temperaturanstieg an jedem Vormittag sehr einheitlich und mündet in vergleichsweise ähnliche Tageshöchstwerte.

## 4.6 Schlussfolgerung aus den durchgeführten Analysen

Aus der statistischen Analyse wird der Einfluss des Wienerwaldes auf das Temperaturminimum eindeutig. Dieses ist in Strahlungs Nächten innerhalb des Wienerwaldes im Schnitt um bis zu 5 °C niedriger als in ähnlich unbebautem Flachland. Im Vergleich zu Stationen, die vom städtischen Wärmeinseleffekt betroffen sind, beträgt der Unterschied im Mittel sogar bis zu 8 °C. Entgegengesetzter Effekt ist bei den Tageshöchstwerten nicht zu beobachten, wodurch im Zusammenhang mit dem Wienerwald korrekter Weise nicht von der Beeinflussung der Temperaturextrema, sondern von der Beeinflussung der Temperaturminima gesprochen werden sollte.

Obwohl die meisten Strahlungs Nächte im Spätsommer stattfinden, weisen Nächte mit großen Temperaturunterschieden zwischen dem Wienerwald und seinem Umland ihr Maximum im Frühjahr auf. Nächte mit sehr großen Unterschieden treten generell vom Spätherbst bis ins Frühjahr auf.

## 5. Thermisch getriebene Windsysteme im Gebirge

Das Kapitel der thermisch getriebenen Windsysteme steht in engem Zusammenhang mit dem vorherigen Kapitel 4 der Beeinflussung der Temperaturextrema. Somit wird die Theorie dieses Kapitels hier weiter geführt.

### 5.1 Konzepte thermisch getriebener Windsysteme & des Alpinen Pumpens

Winkler et al., 2006 erklärt Alpinen Pumpen über die zuvor geklärten Temperaturextrema von Tälern im Gegensatz zum umliegenden Flachland. Durch die höhere Temperatur untertags bildet sich ein Hitzetief, welches Luft aus dem Alpenvorland ansaugt. Nachts passiert durch die Bildung eines Kältehochs der umgekehrte Effekt, nämlich dass die Luft aus den Alpen ins Umland strömt. Diese zwei Phasen werden Einströmphase (unter Tags) und Ausströmphase (in der Nacht) genannt. Die zum Hitzetief und Kältehoch führenden Prozesse, können in Abschnitt 4.1 nachgelesen werden.

Whiteman, 2000 geht genauer darauf ein, wie sich die tageszyklischen Windsysteme bilden und postuliert, dass sich tagesperiodische Windsysteme über Bergen jeglicher Größe bilden. Am intensivsten entstehen diese bei klarem Himmel und schwachen synoptischen Windverhältnissen, was mit der stärksten Beeinflussung der inneralpinen Temperaturextrema zusammenfällt. Konkret führt Whiteman, 2000 vier Aspekte der thermisch getriebenen Windsysteme an. Nummer 1,2 und 4 der folgenden Auflistung sind für die Ein- und Ausströmphase in Abbildung 21 am Beispiel der nordamerikanischen Appalachen dargestellt:

1. **Hangwinde** bewirken einen Luftaustausch über den Hängen und der Talmitte. In Abbildung 21 ist dieses System orange eingezeichnet.
2. **Winde entlang eines Tales** werden angetrieben durch Temperaturunterschiede innerhalb eines Tales, oder zwischen dem Tal und dem flachen Vorland. In Abbildung 21 sind diese Systeme grün markiert.
3. **Durchkreuzender Talwind** entsteht wenn zwischen den beiden Seitenhängen ein thermischer Unterschied vorherrscht. Als klassisches Beispiel ist hier die, aufgrund der senkrechter einfallenden solaren Strahlung, höhere Temperatur über einem nach Süden ausgerichteten Hang im Gegensatz zu seinem nach Norden blickenden Gegenüber angeführt.
4. **Berg-Ebene-Winde** entstehen im Gegensatz zu Punkt 2 zwischen einem Hang am Rand des Gebirges und der vorgelagerten Ebene. In Abbildung 21 ist dieses System in rot eingezeichnet.

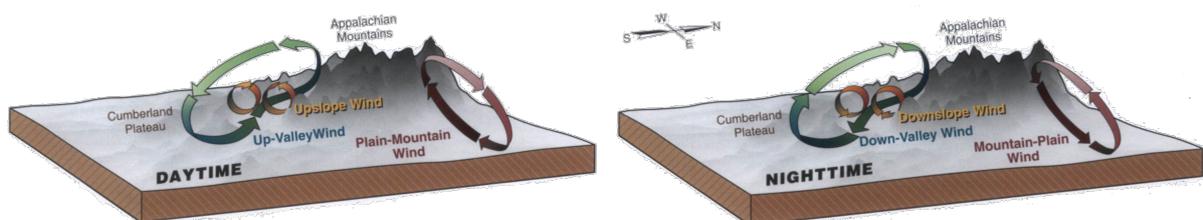


Abbildung 21: Drei der vier thermisch getriebenen Windsysteme untertags (links) und während der Nacht (rechts) aus Whiteman, 2000.

### 5.1.1 Täglicher Zyklus der Hangwinde und der Winde entlang eines Tales

In Anlehnung an das entsprechende Kapitel von Whiteman, 2000 und die Arbeit von Steinacker und Seibert, 2016 soll auch in dieser Arbeit der tagesperiodische Zyklus der Hangwinde und der Winde entlang eines Tales behandelt werden. Diese Abfolge ist eng mit der thermischen Struktur innerhalb des Tales verbunden und wird in vier Hauptphasen geteilt: Der Abendwechsel, die nächtliche Phase, der Morgenwechsel und die Tagesphase. Es gibt weitere Arbeiten welche diese Hauptphasen weiter unterteilen, als Beispiel hierfür sei die Arbeit von Defant, 1949 genannt.

Die vier Hauptphasen werden in den folgenden Absätzen vorgestellt. Der Fokus liegt hierbei auf Winden entlang des Tales, da diese laut Whiteman, 2000 den größten Einfluss in gebirgigen Regionen haben.

#### 5.1.1.1 Abendwechsel

Die Phase des Abendwechsels setzt ein, wenn die Temperatur der Oberfläche zu sinken beginnt. Physikalisch betrachtet ist dies der Fall, wenn der netto Strahlungsfluss vom Boden in die Atmosphäre zeigt, sprich die ausgehende langwellige Strahlung die eintreffende kurzwellige Strahlung überwiegt. Ein abwärtsgerichteter Wärmestrom von der untersten Luftschicht in die Erdoberfläche bewirkt eine Abkühlung dieser Luftschicht über der Talsohle und den Berghängen. In der Talmitte ist die Luft nun wärmer als an den Hängen, wodurch es zu geneigten  $\Theta$ -Flächen und damit einhergehenden zu Ausgleichsströmungen in Richtung der Talsohle kommt. Die typische Temperaturverteilung innerhalb eines Tales ist in Abbildung 22 dargestellt.

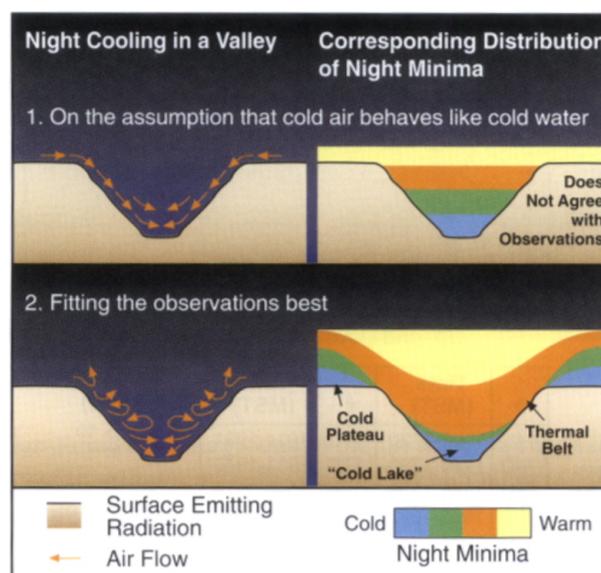


Abbildung 22: Typische Temperaturverteilung während des Abendwechsels und der nächtlichen Phase innerhalb eines Talquerschnittes aus Whiteman, 2000.

Durch das Zusammenfließen der kälteren Luft in der Talsohle entsteht und wächst die dortige Inversion an. Zudem beginnt sich diese Luftmasse der Schwerkraft folgend talauswärts zu bewegen. Hierbei gilt, dass die Geschwindigkeit dieser Strömung mit anwachsender Inversionshöhe zunimmt. Herrschen die Talauswinde über die gesamte Höhe der Inversion und hat sich der Aufbau dieser verlangsamt, so ist der Abendwechsel beendet. Zuvor kann die Inversionshöhe laut Whiteman, 2000 bis zu 500 m in 3 Stunden anwachsen.

### 5.1.1.2 Nächtliche Phase

Während der nächtlichen Phase ist die Höhe der Inversion nahezu konstant. Während diese bei flachen Tälern durchaus die Hügelkämme übersteigen kann, sind tiefere Täler nicht immer zur Gänze von der Inversion ausgefüllt. Die Hangab- und Talauswinde bleiben in dieser Phase bestehen, während die Luft im Tal von jener darüber entkoppelt ist. Diese Entkopplung bezieht sich zum Einen auf die stabile Temperaturschichtung innerhalb des Tales, welche einen Austausch mit dem vom Tag übergebliebenen Residual Layer<sup>1</sup> darüber verhindert. Zum Anderen schirmen die umgebenden Berge die im Tal befindliche Luftmasse vom synoptischen Wind ab.

Aus Gründen der Massenerhaltung kann als Gegenspieler zu dem bodennahen talauswärtigen Wind häufig eine Ausgleichsströmung oberhalb der Inversion beobachtet werden. Diese weist entgegengesetzte Windrichtung vom Flachland ins Tal auf.

### 5.1.1.3 Morgenwechsel

Analog zum Abendwechsel beginnt die Phase des Morgenwechsels, wenn sich die Erdbodenoberfläche zu erwärmen beginnt. Dies ist der Fall sobald die solare Einstrahlung kurz nach Sonnenaufgang die ausgehende langwellige Strahlung übersteigt. Durch die nun wärmere Oberfläche kommt es zu einem Strom fühlbarer Wärme vom Boden in die unterste Luftschicht, welche dadurch ebenfalls erwärmt wird und in weiterer Folge aufsteigt. Durch die aufsteigende Luft weht der Wind vom Tal in Richtung des Bergkammes, weshalb dieser Hangaufwind genannt wird. So beginnt sich die konvektive Grenzschicht aufzubauen. Der nach wie vor wehende Talauswind wird durch diese konvektive Grenzschicht von der Talsohle gehoben. Durch den kontinuierlichen Hangaufwind sinkt die Inversionshöhe in Richtung Talsohle ab. Ist diese schlussendlich zur Gänze verschwunden, markiert dies das Ende des Morgenwechsels. Diese Phase dauert rund 3.5 bis 5 Stunden. Durch den stetigen Hangaufwindwind bildet sich bodennah zunehmend ein Taleinwind. Diese Situation ist in Abbildung 23 dargestellt:

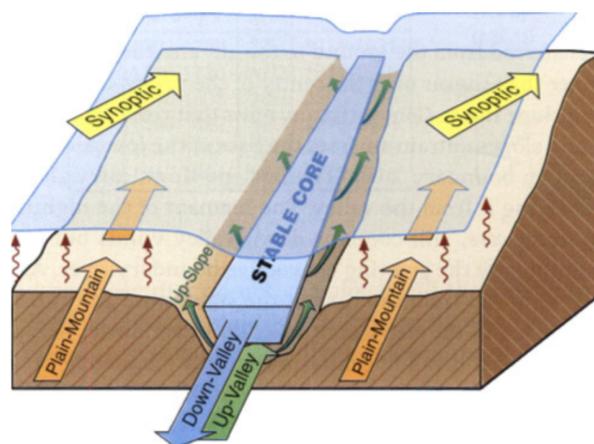


Abbildung 23: Typische Windverhältnisse während des Morgenwechsels aus Whiteman, 2000.

<sup>1</sup>Aufgrund des häufigen Gebrauchs diverser englischen Ausdrücke auch in der deutschsprachigen Meteorologie, wurde darauf verzichtet alle mikrometeorologischen Begriffe ins Deutsche zu übersetzen.

#### 5.1.1.4 Tagesphase

Die Zerstörung der nächtlichen Inversion ist der Beginn der täglichen Phase. Während dieser dominieren der Hangauf- und Taleinwind und es kommt zur Konvektion von der Talsohle über die Seitenwände des Tales über die Bergkämme. Die Windgeschwindigkeit nimmt hierbei typischerweise mit Anwachsen der konvektiven Grenzschicht zu und erreicht ihr Maximum in den Nachmittagsstunden. Weht über der Grenzschicht ein starker synoptischer Wind, so kann dieser auch das im Tal herrschende Windsystem beeinflussen. Laut Whiteman, 2000 gilt hierfür bei Annahme eines mitteltiefen Tales und mittelstarker Inversion ein Grenzwert der mittleren Windgeschwindigkeit von 6 m/s bis 7 m/s im Kammniveau, bevor das Taleinwindssystem beeinflusst wird. Mit Einsetzen des Abendwechsels endet die Tagesphase und der Kreislauf schließt sich.

Allgemein ist zu sagen, dass nicht jede dieser Phasen gleich stark ausgeprägt sein muss. So fehlt laut einer von Whiteman, 2000 zitierten Studie im deutschen Loisach-Tal im Dezember im Mittel die Tagesphase.

### 5.1.2 Abwandlung durch veränderten Strahlungshaushalt an der Oberfläche

Wie in den vorherigen Absätzen beschrieben, ist der fühlbare Wärmestrom eine wichtige Komponente zur Ausbildung der einzelnen Phasen. Änderungen in diesem wirken sich dementsprechend stark auf die periodischen Winde aus. Im Allgemeinen sind die thermischen Windsysteme über hochgelegenen, trockenen Tälern am stärksten. Durch die fehlende Bodenfeuchtigkeit fällt der latente Wärmetransport geringer aus, wodurch mehr Energie für den fühlbaren Wärmestrom zur Verfügung steht. Niederschlag hat demnach nicht nur während dem Fallen Einfluss auf das lokale Windsystem, sondern durch eine erhöhte Bodenfeuchte auch im Nachhinein.

Liegt Schnee auf den Flächen im Tal, so reflektiert dieser, durch seine höhere Albedo, die solare Strahlung untertags stärker, wodurch der fühlbare Wärmestrom untertags gehemmt wird und ein abgeschwächter Hangauf- und Taleinwind weht. Nachts hat eine Schneeoberfläche gegenteiligen Effekt: Diese emittiert mehr terrestrische Strahlung, weshalb durch eine stärkere Abkühlung der Hangab- und Talauswind stärker ausgebildet werden kann.

Doch nicht nur Veränderungen der Bodenoberfläche spielen eine Rolle. Durch einen hohen Bewölkungsgrad kann einerseits untertags weniger solare Strahlung bis zum Erdboden durchdringen, weshalb erneut die tägliche Phase abgeschwächt wird. Andererseits kommt am Erdboden in der Nacht eine erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung an, wodurch die Temperatur nicht so schnell und tief sinken kann wie in klaren Strahlungsnächten. Dadurch schwächt sich auch die nächtliche Phase ab.

Wie bereits angedeutet, unterliegen die Phasen der thermischen Windsysteme einer jahreszeitlichen Schwankung, welche auf einen geänderten Strahlungshaushalt zurückzuführen ist. Im Sommer kann durch einen höheren Sonnenstand und längere Sonnenscheindauer eine intensivere Tagesphase als im Winter entstehen.

### 5.1.3 Alpines Pumpen im nördlichen Alpenvorland

Vor allem der Talein- und Talauswind kann weit ins Vorland eines Gebirges reichen. Es kann dadurch zum sogenannten Alpen Pumpen kommen, wo untertags die Luft im Vorland von einem Gebirge regelrecht angesaugt wird, und nachts die Luft aus den Gebirgstälern hinausfließt. In der Arbeit von Winkler et al., 2006 wird vor allem das Alpine Pumpen im nördlichen Alpenvorland untersucht. Als

Datengrundlage wurden aus den Jahren 1996 bis 2000 340 Tage anhand der stündlich gemessenen Windgeschwindigkeit analysiert. Diese Tage wurden durch eine täglich aufgetretene Globalstrahlung von zumindest  $20 \text{ MJm}^{-2}$  ausgewählt. Das Ergebnis von Winkler et al., 2006 ist in Abbildung 24 zu sehen.

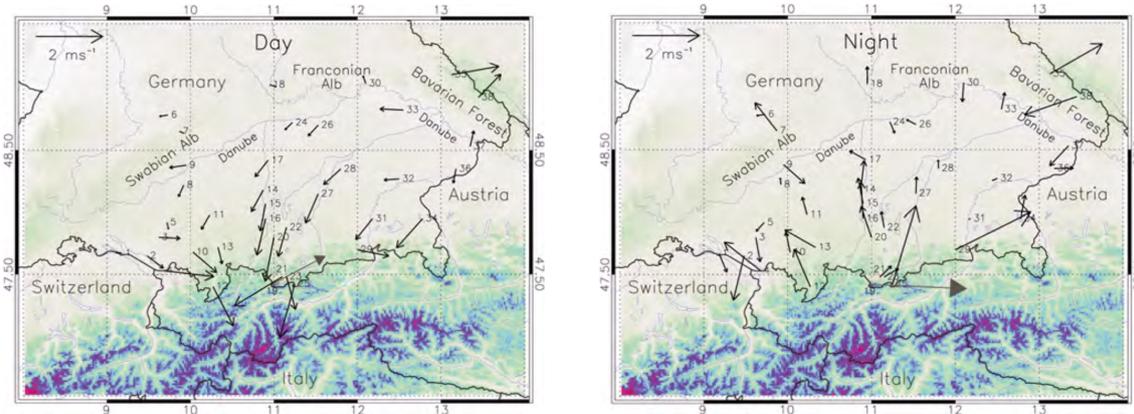


Abbildung 24: An Strahlungstagen gemittelter Wind während der täglichen Einströmphase (links) und der nächtlichen Ausflussphase (rechts) vorwiegend im bayrischen Alpenvorland aus Winkler et al., 2006.

Diese Auswertung zeigt wie weit der Effekt des Alpen Pumpens vom Gebirge reicht. München (Station 27 und 28 in Abbildung 24) liegt rund 70 km nördlich der Nordalpen und weist trotz dem untertags eine deutliche Komponente in Richtung der Alpen auf. Nachts tritt umgekehrter Effekt auf und es ist bodennah ein deutliches Ausfließen aus den Alpen bis über München hinaus zu beobachten.

## 5.2 Überlegungen zum Alpen Pumpen über dem Wienerwald

Wie bereits angedeutet, wächst die Grenzschicht untertags in einer Vielzahl der Fälle deutlich über die Bergkämme, wodurch eine stärkere Beeinflussung der Talatmosphäre zu erwarten ist. Da bereits kein nennenswerter Unterschied hinsichtlich der Tagesmaxima der Temperatur zwischen dem Wienerwald und seinem Umland festgestellt wurde, wird hier von vorn herein ausschließlich die nächtliche Ausströmphase erwartet und untersucht.

In Strahlungsnächten kann die Inversion ebenso leichter bis in die Höhe der Bergkämme ansteigen. Ein interessanter Punkt wird somit sein, ob die Bergstationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg inner- oder außerhalb der Inversion liegen.

Zudem liegt direkt neben dem Wienerwald die Großstadt Wien, welche einen deutlichen Kontrast zu ersterem darstellt. Nach Pongrácz et al., 2010 gilt für den städtischen Wärmeineffekt in Mitteleuropa, dass dieser vom Herbst bis ins Frühjahr in den Nachtstunden ausgeprägter als untertags ist. In den Sommermonaten verhält es sich umgekehrt und der Effekt ist während der Nachmittagsstunden am stärksten zu messen. Er ist zu diesen Zeiten ausgeprägter als in den Nächten vom Herbst bis ins Frühjahr. Allgemein gilt, dass die Eigenheiten des städtischen Wärmeineffekts regional sehr unterschiedlich sind. So tritt laut Cui und de Foy, 2012 in Mexiko City der stärkste Wärmeineffekt nachts im Februar auf. Der städtische Wärmeineffekt sorgt im Kontrast zum Kältehoch über dem Gebirge für ein 'Hitzetief' über der Stadt, wodurch die Zirkulation zwischen dem Wienerwald und der ebenen Stadt verstärkt erwartet wird.

Kann ein nächtliches Ausfließen aus dem Wienerwald festgestellt werden, so ist zu erwarten, dass dieses nicht so weit wie ins nördliche Alpenvorland reicht. Grund hierfür sind die geringeren Talhöhen und damit verbundenen geringeren Inversionshöhen, wodurch nach Whiteman, 2000 auch schwächere Winde entstehen.

### 5.3 Statistische Auswertung der Daten

Wie bereits in Kapitel 4 soll auch hier zuerst eine statistische Auswertung der Strahlungs Nächte durchgeführt werden, bevor eine Analyse einer einzelnen Nacht im Rahmen eines Fallbeispiels durchgeführt wird.

#### 5.3.1 Mittelung der Windgeschwindigkeiten

Für die statistische Auswertung wird erneut auf die bereits aus dem vorherigen Kapitel 4.3.1 bekannte Filterung der Strahlungs Nächte zurückgegriffen. Es wurde hierbei ein maximaler Bewölkungsgrad von  $N_{max} = 4$  Achtel im Mittel aller Beobachtungen einer Nacht, sowie eine maximale Windgeschwindigkeit von  $f_{ff_{max}} = 15 \text{ m/s}$  in einer Höhe von 850 hPa vorausgesetzt. Aus den so gefilterten Nächten wurden zwischen 18 UTC und 06 UTC alle verfügbaren 10-Minuten Messwerte der Windrichtung gemittelt, um den mittleren Wind in den Strahlungs Nächten zu erhalten. Hierbei wurde sowohl die Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit vektoriell gemittelt. Dies ist für die Mittelung der Windrichtung unabdingbar, da das Mittel bei der reinen arithmetischen Mittelung aus Nordost- ( $45^\circ$ ) und Nordwestwind ( $315^\circ$ ) nicht Wind aus Norden ( $0^\circ$ ), sondern Südwind ( $\frac{45^\circ + 315^\circ}{2} = 180^\circ$ ) ergibt. Das Ergebnis dieser Mittelung ist in Abbildung 25 zu sehen. Hierbei wurden von jeder Station alle verfügbaren Messwerte dargestellt. Den einzelnen Richtungspfeilen liegen daher unterschiedlich viele Strahlungs Nächte zugrunde.

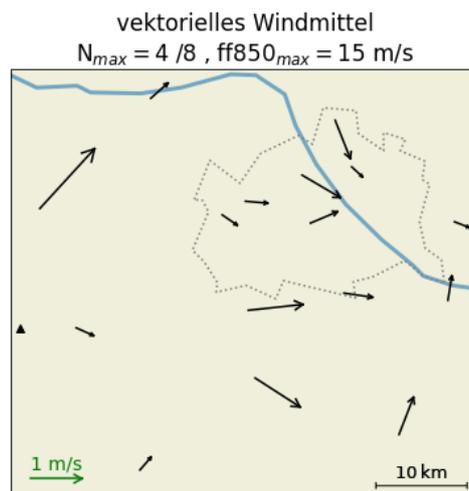


Abbildung 25: Mittlere Windgeschwindigkeit und -richtung an unterschiedlichen Stationen in und um den Wienerwald. Die Länge der Pfeile repräsentiert hierbei die mittlere Windstärke. grüner Pfeil: Referenzwert von 1 m/s an; schwarzes Dreieck: Der Schöpfel.

Bei der Betrachtung des Ergebnisses sticht sofort der verhältnismäßig starke Wind der Station Buchberg ins Auge. Da es sich hierbei um eine Bergstation handelt, ist der starke Wind hier nicht weiter verwunderlich. Im Gegensatz dazu ist der Mittelwind an der Station Wien-Jubiläumswarte überraschend

schwach. Dies bedeutet jedoch nicht zwangsläufig eine schwache Windgeschwindigkeit, sondern kann auch auf viele unterschiedlich vorkommende Windrichtungen hindeuten, was im Mittel einen sehr schwachen Wind ergibt. Aufklärung hierüber ist in Unterkapitel 5.3.3.2 zu finden, wo diese Station alleinig analysiert wird.

Die Station Gumpoldskirchen weist eine zur Abbruchkante des Wienerwaldes normale Richtungskomponente auf. Im nächsten Talausgang aus dem Wienerwald, welcher rund 2.3 km weiter südlich bei Pfaffstätten liegt, entsteht dieser Wind nicht durch einen Talauswind, sondern durch eine, wie in Kapitel 5.1 erwähnte, Zirkulation zwischen dem Gebirgshang und der Ebene. In Berndorf wäre durch die Lage im Ausgang des Triestingtals eine ebenfalls deutliche nordwestliche Richtungskomponente zu erwarten gewesen.

Die Station Seibersdorf weist ebenfalls einen im Mittel starken Wind auf, was in diesem Kontext als sehr richtungskonstant interpretiert wird. Der Auslöser an diesem Standort dürfte jedoch nicht der Wienerwald, sondern das zu Seibersdorf wesentlich näher gelegene Leithagebirge sein.

In der Arbeit von Winkler et al., 2006 ist die Abnahme des Einflusses durch das Alpine Pumpen in Abbildung 24 deutlich zu erkennen. Ein ähnlicher Effekt könnte hier zwischen den Stationen Brunn am Gebirge, Wien-Unterlaa und Schwechat zu erkennen sein. Die näher am Wienerwald gelegene Station Brunn am Gebirge zeigt eine deutlich ausgeprägte westliche Komponente. Weiter östlich in Wien-Unterlaa ist von dieser bereits nur mehr rund die Hälfte übrig und nochmal weiter östlich in Schwechat ist sie nicht mehr vorhanden.

Allgemein dürfen jedoch die gemessenen Windgeschwindigkeiten der einzelnen Stationen nicht unmittelbar miteinander verglichen werden. Auch wenn es Vorgaben seitens der WMO<sup>2</sup> zur korrekten und möglichst einheitlichen Windmessung gibt, sind diese Standards vor allem in urbanen Messgegenden schwer und teilweise unmöglich einzuhalten. Durch die diversen Stationsumgebungen sind Abweichung von der empfohlenen Höhe des Anemometers in 10 m häufig anzutreffen. Dadurch wird es schwer die Messungen an den unterschiedlichen Standorten zu vergleichen. Als Beispiel seien hier die Station Wien-Hohe Warte (35 m), Wien-Innere Stadt (42 m), Buchberg (25 m) sowie Wien-Jubiläumswarte (36 m) angeführt.

### 5.3.2 Der Einfluss der Filterung

Um die Effekte der Filterung nach Bewölkungsgrad und Höhenwind zu verdeutlichen, sind in Abbildung 26 28 verschiedene Varianten gezeigt. Diese sind rasterförmig angeordnet, wobei jede Zeile/Spalte für einen konkreten Wert des maximalen Bedeckungsgrad/maximalen Höhenwindes steht. In dieser Abbildung ist bei jeder Einzelgrafik zusätzlich die Anzahl der verbleibenden Nächte unter der Verwendung der jeweiligen Schwellwerte angeführt. Um diese Aussage für alle in den Plots gezeigten Stationen konsistent zu halten, wurde nur jener Zeitraum analysiert, in welchem alle gezeigten Stationen bereits aktiv waren.

---

<sup>2</sup>WMO steht für **W**orld **M**eteorological **O**rganization

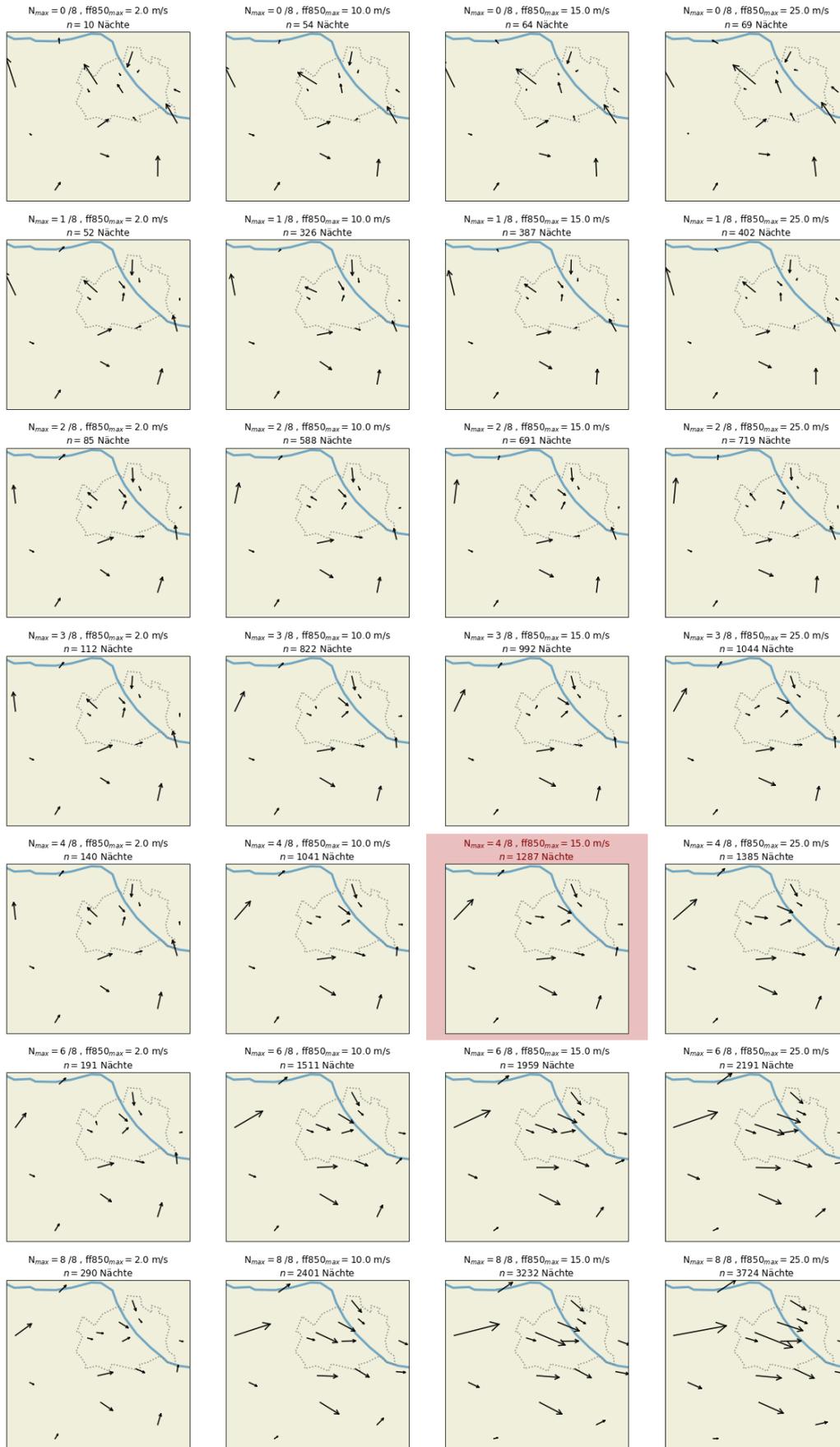


Abbildung 26: Der Effekt der Selektion anhand unterschiedlicher  $N_{max}$  (Zeilen, steigend nach unten) und  $ff850_{max}$  (Spalten, steigend nach rechts). In rot hervorgehoben: In dieser Arbeit häufig verwendete Filterung.

Wie zu erwarten, hängt die Anzahl der dem jeweiligen Plot zugrunde liegenden Nächte sehr stark von den aktuell gewählten Maximalwerten des Bewölkungsgrades und Höhenwindes ab. Bei nahezu windstillen Verhältnissen und wolkenlosem Himmel während der gesamten Nacht, bleiben aus der gesamten Periode lediglich 10 Nächte über. Nach rechts (höherer erlaubter Höhenwind) und nach unten (mehr erlaubte Bewölkung) nimmt die Anzahl der Nächte kontinuierlich zu, bis ein Maximum von 3724 Nächten erreicht ist. Somit fallen nur 69 Nächte von insgesamt 3793 Nächten aufgrund noch stärkeren Höhenwindes nicht in die großzügigste Filterung.

Bei einer sehr geringen Bewölkung von 0 Achtel oder 1 Achtel kann sich nachts eine stärkere Inversion ausbilden, die auch bei stärkerem Wind nicht ausgeräumt werden kann. Der bodennahe Wind weht dann nahezu unbeeinflusst von dem Wind in 850 hPa Höhe. Bei einer dementsprechend schwachen Bewölkung ist der Höhenwind also nicht ausschlaggebend für die Ausbildung des nächtlichen Windsystems aus dem Wienerwald. Vor allem höhere Windgeschwindigkeiten kommen in Mitteleuropa typischerweise aus westlicher Richtung, keine der analysierten Stationen zeigt bei einer so geringen Bewölkung diese Windrichtung an. Mit zunehmender Bewölkung nimmt die westliche Windkomponente an allen analysierten Stationen zu. Mit zusätzlich zunehmendem Höhenwind überlagert diese die anderen Hauptwindrichtung weitgehend. Der Vollständigkeit halber ist zu erwähnen, dass der Südostwind eine am Alpenostrand zweite typische Hauptwindrichtung darstellt. Die mittlere Windgeschwindigkeit bei dieser Windrichtung ist jedoch niedriger als bei Westwind.

Bei durchgehend dichter Bewölkung und starkem Höhenwind wird die Ausbildung eines nächtlichen thermischen Windsystems unterbunden. So sind die aus Strahlungsnächten bekannten typischen Windrichtungen gar nicht mehr vorzufinden und werden an den meisten betrachteten Station durch eine starke Westwindkomponente ersetzt. Eine Ausnahme bildet hierbei die Station Berndorf, an welcher auch unter Berücksichtigung der bedeckten und stürmischen Nächten im Mittel nur schwacher Westwind weht.

Allgemein ist hierbei anzumerken, dass die Grenzen für die Bewölkung und den Höhenwind lediglich die Maximalwerte darstellen. Bei der Filterung bis zu einer Windgeschwindigkeit von 25 m/s werden nach wie vor auch alle nahezu windstillen Nächte berücksichtigt. Am Beispiel von Berndorf ist es somit durchaus möglich, dass in einer gesonderten Betrachtung der Starkwindnächten auch hier eine deutliche Windkomponente zu sehen ist.

### **5.3.3 Windrosen einzelner Stationen**

Der Vorteil der bisher präsentierten Abbildungen ist, dass die durchschnittlichen Windverhältnisse an verschiedenen Stationen auf einen Blick miteinander verglichen werden können. Der Nachteil daran ist, dass pro Station genau eine mittlere Windrichtung und -geschwindigkeit angegeben ist und keine Information geliefert wird, wie sich diese zusammensetzt. Hier sollen Windrosen Abhilfe schaffen. Nach dem Vorbild von Bradley Jemmet-Smith, 2018 werden daher nun für einige Stationen (nicht alle) Windrosen erstellt, und zwischen den gefilterten und ungefilterten Nächten verglichen. Hierfür wird der längstmögliche Zeitraum jeder Station herangezogen.

#### **5.3.3.1 Windrosen der Station Berndorf**

Da diese Station am Ostrand des Wienerwaldes liegt, wäre eine stärkere Komponente aus Westen zu erwarten. Stattdessen weht der Wind dort im Mittel aus Südwesten. Bei der Betrachtung der Stationsumgebung auf einer topographischen Karte wird allerdings klar, dass die Messstation nicht

direkt in der Talsohle des Triestingtales liegt, sondern in einem südlichen Nebental, in Richtung des Ortes Veitsau. Durch das Neusiedlbachtal, das Grillenbergtal, den großen Geyergraben sowie den Talarm in Richtung Pöllau erklärt sich die Windrichtung aus Südwesten. Diese geografischen Bezeichnung können auf der Seite 'https://opentopomap.org' nachvollzogen werden.

Die Station Berndorf wurde bereits als auffallend unbeeinflusst durch den Höhenwind beschrieben. An dieser Station hat die Filterung eine der größten Auswirkungen, welche in einer Gegenüberstellung zweier Windrosen in Abbildung 27 deutlich wird.<sup>3</sup> Allgemein sind die Windgeschwindigkeiten in Berndorf im Vergleich zu anderen Stationen sehr gering. Dies kommt daher, dass die Station in einem Nebental des Triestingtales liegt, welches sich wiederum in kleinere Täler verzweigt, diese jedoch auch für Wienerwaldverhältnisse kurz und nicht tief sind. Dadurch schwächt sich der Effekt der Tal-/Bergwindzirkulation und damit verbunden auch die talauswertige Windkomponente ab. Die Windrose der gefilterten Daten zeigt trotzdem nur zwei Windrichtungen<sup>4</sup> an. Alle anderen Windrichtungen kamen im untersuchten Zeitraum mit einer relativen Häufigkeit von unter 1 % je Richtung äußerst selten vor. Es fällt zudem auf, dass stärkerer Wind unter Betrachtung der ungefilterten Nächte nahezu ausschließlich aus nordwestlicher Richtung kommt, während der Südwestwind in gefilterten Nächten Windgeschwindigkeiten von 0.4 m/s so gut wie nie übersteigt.

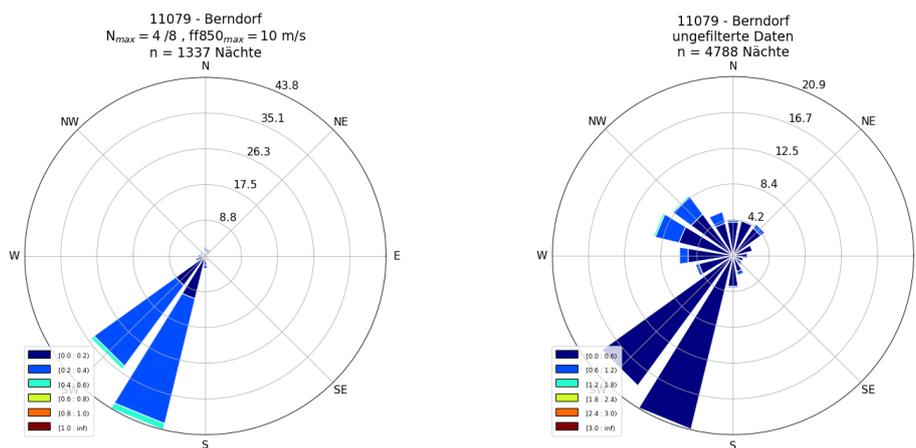


Abbildung 27: Windrosen der Station Berndorf; links: gefilterte Nächte; rechts: ungefilterte Nächte. Achtung auf unterschiedliche Farbskalen!<sup>3</sup>

Die Station Berndorf liegt zwar von Westen durch die umliegenden Berge (in unmittelbarer Nähe: Am Berg mit 492 m, Steinberg mit 450 m, Rauher Stein mit 498 m) sehr geschützt. Trotzdem kann sich starker Wind bis zum Talboden auf rund 340 m durchmischen, was in der Windrose mit den ungefilterten Daten auch klar zum Vorschein kommt. Dabei dürfte das von Nordwesten nach Südosten verlaufende Triestingtal sehr richtungsbestimmend sein. Da im Großraum Nordwest- oder Westwind die vorherrschende Windkomponente ist, wird dieser sehr wahrscheinlich durch den Talverlauf meistens auf Nordwestwind umgelenkt. In Berndorf angekommen, kann die Strömung relativ ungehindert auch in das Nebental eindringen, in welchem sich die Messstation befindet und sorgt dort für überwiegend nordwestlichen Wind. Der Wind aus Osten ist noch seltener, da von dort erstens weniger oft synoptischer Wind herweht und zweitens ähnlich hohe Berge wie im Westen näher an der Station stehen.

<sup>3</sup>Die Farbskalen wurden bewusst nicht vereinheitlicht, da die Windgeschwindigkeiten zwischen gefilterten und ungefilterten Nächten stark variieren. Eine vereinheitlichte Farbskala würde hier zu nicht aussagekräftigen Farben bei zumindest einer der Windrosen führen.

<sup>4</sup>Bei der Darstellung der Windrosen wurden in dieser Arbeit Sektoren von 22.5° verwendet. Es findet also eine Unterscheidung in 16 Windrichtungen statt.

### 5.3.3.2 Windrosen der Bergstationen Buchberg und Wien-Jubiläumswarte

Bei der Station Buchberg wurde eine zusätzliche Filterungsstufe eingeführt und so ist in Abbildung 28 links die Filterung nach einer maximalen Bewölkung von 2 Achtel und einer maximalen Windgeschwindigkeit in 850 hPa von 10 m/s zu sehen.

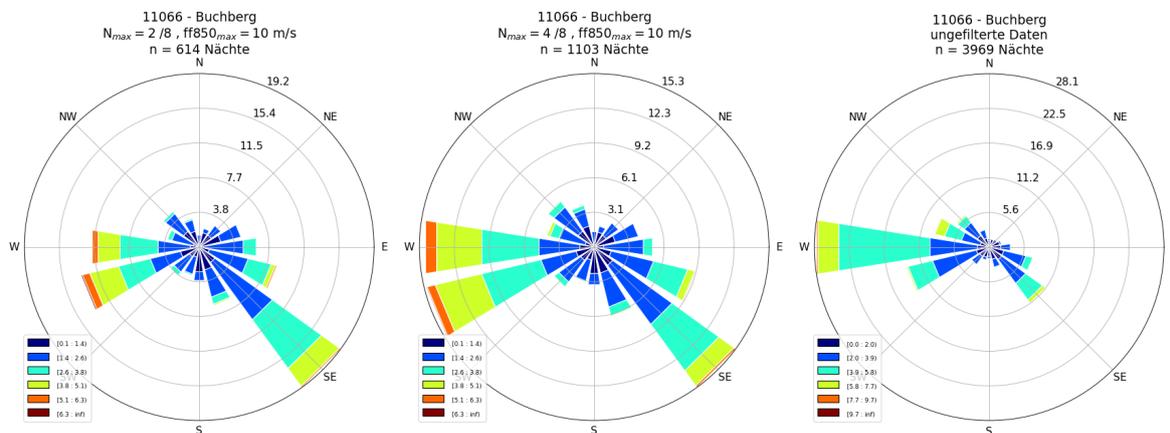


Abbildung 28: Windrosen der Station Buchberg; links: Filterung mit  $N_{max} = 2$  Achtel; mitte: Filterung mit  $N_{max} = 4$  Achtel; rechts: ungefilterte Nächte. Achtung auf unterschiedliche Farbskalen!<sup>3</sup>

Allgemein sind den Windrosen zufolge an dieser Station hauptsächlich zwei Windrichtungen vorzufinden. Die strikteste Filterung (Abbildung 28 links) zeigt, dass in Strahlungs Nächten vor allem Südostwind weht, während bei stärkeren Bewölkungsgraden die Westwindkomponente deutlich zunimmt. Unter Betrachtung der ungefilterten Nächte macht die Westwindkomponente den deutlich größten Anteil aus.

Der Zusammenhang des südöstlichen Windes in den Strahlungs Nächten ist daher evident. Was jedoch nicht in das klassische Bild des Alpenen Pumpens passt, ist diese Windrichtung in Zusammenhang mit der lokalen Topographie. Der Buchberg ist ein von Südwesten nach Nordosten verlaufender Berg, in wessen benachbarten Tälern während der nächtlichen Phase des Alpenen Pumpens eben diese Windrichtung vorherrschen sollte.

Das die südliche Windrichtung nicht auf die lokale Topographie zurückzuführen ist suggeriert auch der Fakt, dass an der weiter östlich gelegenen Bergstation Wien-Jubiläumswarte selbiger Effekt zu sehen ist. Die diesbezüglichen Windrosen sind in Abbildung 29 dargestellt. Das Auftreten an dieser Station zeigt zudem, dass der Südostwind nicht auf die nördliche Flanke des Wienerwaldes beschränkt ist, da die Station Wien-Jubiläumswarte am östlichen Rand des Wienerwaldes liegt.

Aus dem Auftreten dieser Windrichtung bevorzugt in Strahlungs Nächten an der nördlichen sowie der östlichen Flanke des Wienerwaldes wird folgende Hypothese aufgestellt:

Synoptischskaliger Südostwind stellt sich besonders oft bei einem Hoch über Ost-/Südosteuropa ein. Im Herbst und Frühjahr treten bei dieser Strömung typischerweise Nebel oder Hochnebel auf. Im Frühjahr oder Sommer, wo das Maximum der Strahlungs Nächten (Abbildung 5) liegt, kann sich während einer Strahlungsnacht jedoch öfters eine Inversion ausbilden. Durch diese Bodeninversion kann der Wind oberhalb von der Bodenreibung nahezu unbeeinflusst wehen. Es bildet sich also ein Low-Level-Jet, welcher in Richtung des synoptischen Windes weht. Darüber hinaus ist eine Verstärkung dieses Windes durch eine kanalisierende Wirkung der weiter westlich gelegenen Alpen denkbar. Durch die exponierte Lage der Stationen Bruchberg und Wien-Jubiläumswarte ist es möglich, dass diese diesen

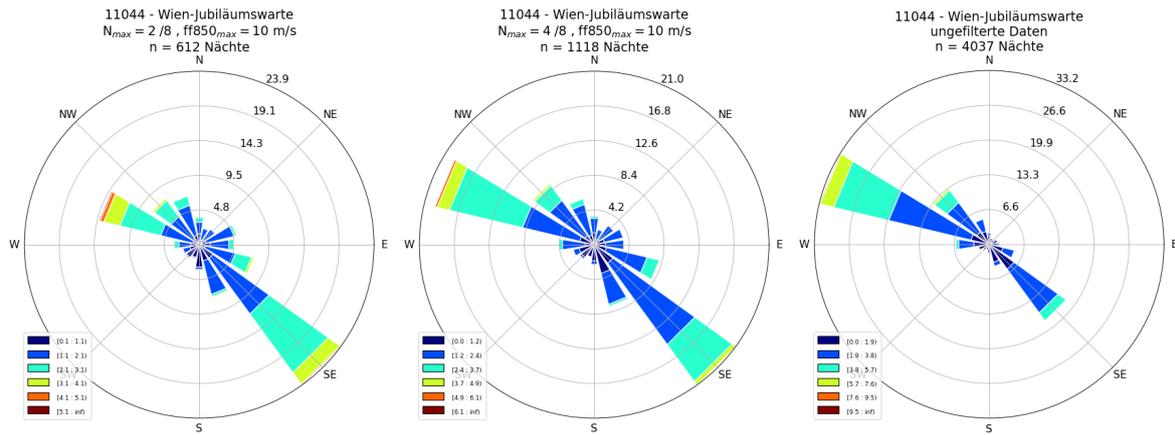


Abbildung 29: Windrosen der Station Wien-Jubiläumswarte; links: Filterung mit  $N_{max} = 2$  Achtel; mitte: Filterung mit  $N_{max} = 4$  Achtel; rechts: ungefilterte Nächte. Achtung auf unterschiedliche Farbskalen!<sup>3</sup>

Low-Level-Jet messen. Diese Hypothese wird bei der Behandlung eines Fallbeispiels in Kapitel 5.4 erneut aufgegriffen.

### 5.3.3.3 Wien-Mariabrunn

Beim Aufstellungsort der Station Wien-Mariabrunn ist zu erwähnen, dass die Windmessung nicht wie die restlichen Messungen im Garten der Pfarr- und Wallfahrtskirche Mariabrunn erfolgen, sondern im rund 170 m entfernten Einfluss des Rückhaltebeckens Auhof des Wienflusses. Dort ist das Anemometer auf einer Höhe von 11 m über dem Flussbett an einer Fußgängerbrücke montiert. Die Höhe des Anemometers über dieser Wehr beträgt 6 m. Ein Einfluss dieses Überganges auf die Windmessung ist daher nicht auszuschließen. Zudem stehen in der Umgebung im bewachsenen Rückhaltebecken auch einige Bäume, welche die Messung ebenfalls beeinflussen können. Im Allgemeinen gilt Wien-Mariabrunn als windschwache Messstelle. Die Windrosen dieser Station sind in Abbildung 30 zu sehen.

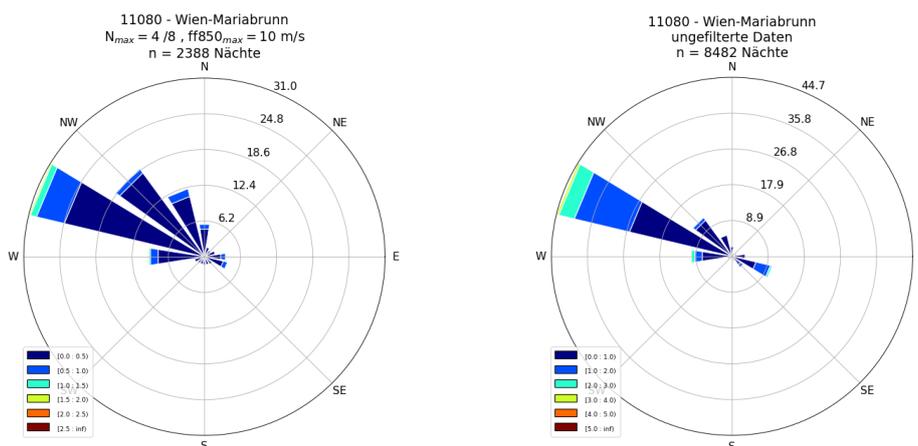


Abbildung 30: Windrosen der Station Wien-Mariabrunn; links: gefilterte Nächte; rechts: ungefilterte Nächte. Achtung auf unterschiedliche Farbskalen!<sup>3</sup>

Überraschend ist, dass die Streuung des Windes unter Betrachtung der gefilterten Strahlungsnächte (Abbildung 30 links) wesentlich größer als unter Berücksichtigung aller Nächte (Abbildung 30 rechts) ist. Der Grund liegt sehr wahrscheinlich am eher nach Westen ausgerichteten Wiental. Stärkerer

Wind kommt wie bereits erwähnt zumeist aus westlichen Richtungen, und kann sich in, nicht als Strahlungsnacht klassifizierten, Nächten im Wiental daher bereits ab Pressbaum gut bis zum Boden mischen. Das breitere Tal aus Gablitz ermöglicht selbiges vor allem bei nordwestlicher Windrichtung. Das Tal aus Gablitz mündet in Purkersdorf erneut in das Wiental, welches sich bei Auhof aufweitet und die Beckenlage um die Messstelle Wien-Mariabrunn bildet. Bei westlichem bis nordwestlichem Wind ist also mit einer Strömung entlang dieses Tales zu rechnen, wodurch sich an der Station Wien-Mariabrunn häufig eine westnordwestliche Windrichtung einstellt (Abbildung 30 rechts). Das Mauerbachtal ist enger und nördlicher ausgerichtet als die zwei weiter westlich gelegenen genannten Täler. Dadurch kann westlicher Höhenwind hier nicht so gut durchgreifen, wodurch an der Scheide in Mariabrunn der Wind aus dem Wiental kommend dominiert.

Anders ist die Lage bei wolkenarmen Nächten mit geringerem Höhenwind (= Strahlungsnächte): Der aufgrund des Effektes des Talauswindes aus dem Wiental induzierte Wind dominiert nach wie vor. Allerdings kann durch die geringeren Windgeschwindigkeiten auch die Strömung aus dem Mauerbachtal zu einer merkbaren Ablenkung führen. Hinzuzufügen ist, dass schwächerer Wind typischerweise aus variabler Richtung weht.

## 5.4 Fallbeispiel II - Nacht auf 21.08.2020

Bei der statistischen Auswertung blieb vor allem die Frage nach dem an den Bergstationen des Wienerwaldes auftretenden Südostwind offen. Für weitere Rückschlüsse soll der Verlauf der Windverhältnisse an unterschiedlichen Wetterstationen anhand eines Fallbeispiels näher analysiert werden. In diesem soll gezielt eine Nacht mit schwächerem Höhenwind untersucht werden. Besonderes Augenmerk soll dabei auf die Windverhältnisse an den Bergstationen Buchberg und Wien-Jubiläumswarte gelegt werden. In Abbildung 31 ist in den Wetterkarten sowohl am Boden als auch in der Höhe ein schwacher Druckgradient zu sehen, der für windarme Verhältnisse spricht. Der Radiosondenaufstieg dieser Nacht bestätigt mit einer gemessenen Windgeschwindigkeit von 3.9 m/s in einer Höhe von 850 hPa diese Vermutung. Ansonsten verspricht sowohl das Hoch mit Kern knapp östlich von Österreich und die Keilachse über Österreich großflächiges Absinken der Luftmassen.

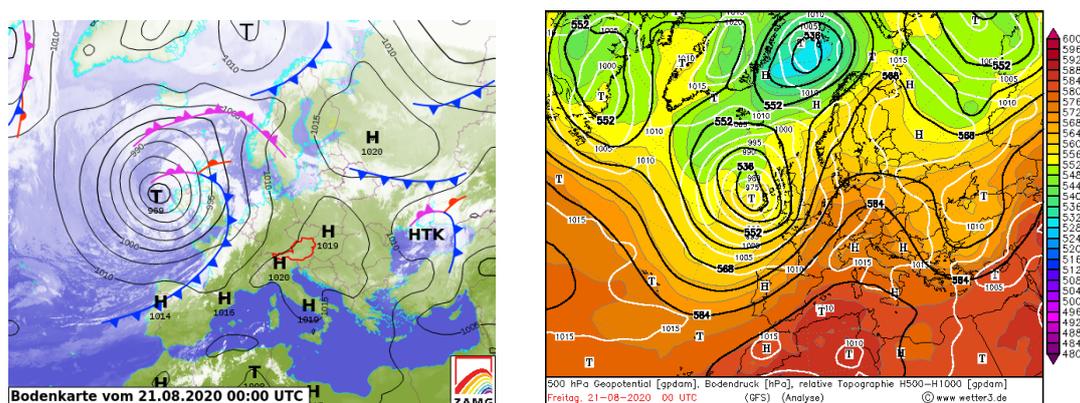


Abbildung 31: links: Bodenwetterkarte der ZAMG vom 21.08.2020 um 00 UTC, Quelle: [www.zamg.ac.at](http://www.zamg.ac.at); rechts: GFS-Analyse mit eingezeichnetem Bodendruck(weiß), Geopotential 500 hPa (schwarz), relative Topographie (Färbungen) vom 21.08.2020 um 00 UTC, Quelle: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

Da das Alpine Pumpen in engem Zusammenhang mit den auftretenden Temperaturmaxima steht, werden auch diese zu Beginn dieses Fallbeispiels in Abbildung 32 dargestellt und überblicksartig diskutiert.

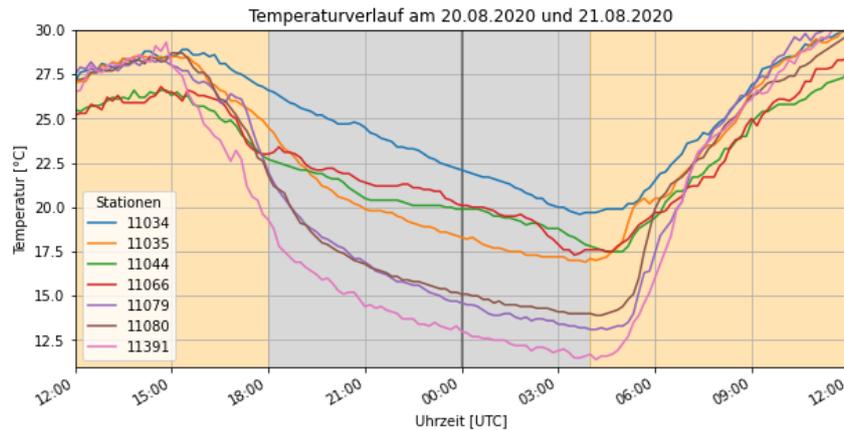


Abbildung 32: Temperaturverlauf an ausgewählten Stationen in der Nacht von 20.08.2020 auf 21.08.2020; gelblicher Hintergrund: Zeit zwischen astronomischem Sonnenauf- und -untergang (Tag); grauer Hintergrund: Zeit zwischen astronomischem Sonnenunter- und -aufgang (Nacht).

Wie es für eine Strahlungsnacht typisch ist, treten die Temperaturminima an jeder Station der zweiten Nachthälfte, um oder kurz nach Sonnenaufgang auf. Die Bergstationen Buchberg und Wien-Jubiläumswarte zeigen erwartungsgemäß den geringsten Tagesgang der Temperatur. Abgesehen von diesen Stationen ist jedoch einmal mehr anzumerken wie ähnlich die Tagesmaxima am 20.08.2020 sind und wie groß die Unterschiede im Gegensatz dazu in der Nacht ausfallen.

Wie nach der Auswertung in Kapitel 4 zu erwarten, weisen die drei vom Wienerwald beeinflussten Stationen (Klausen-Leopoldsdorf, Berndorf und Wien-Mariabrunn) ein deutlich niedrigeres Temperaturminimum auf als alle anderen betrachteten Messstandorte.

Abbildung 33 zeigt an den Messstandorten im Tal bereits vor Sonnenuntergang eine Drehung der Windrichtung. Bei der Station Berndorf weht der Wind während der Ausströmphase aus Süden bis Südwesten, was sehr gut mit der ausgewerteten Windrose in Abbildung 27 übereinstimmt. In Klausen-Leopoldsdorf weist der Wind eine größere Variabilität auf und kommt aus Windrichtungen zwischen Südwesten und Nordwesten. Die größte Variabilität der Windrichtung ist jedoch an der Station Wien-Mariabrunn zu finden, wo von Süden über Westen bis Norden alle Richtungen vertreten sind. Zuvor weht der Wind in Wien-Mariabrunn unter anderem auch aus östlicher Richtung, diese Komponente fällt bereits vor Sonnenuntergang mit einsetzender Abkühlung nahezu komplett weg.

Knapp vor Sonnenuntergang geht die Windgeschwindigkeit an den betrachteten Wetterstationen im Tal zurück. Am geringsten ist sie nachts im Wiental, wo auch wie bereits beschrieben die größte Variabilität der Windrichtung zu finden ist. Die höchste Windgeschwindigkeit ist in Berndorf zu finden, wo auch der richtungskonstanteste Wind weht. Obwohl die Station nur in einem Nebental des Triestingtales liegt, bildet sich hier somit eine zeitlich stabile Ausströmphase.

Kurz nach Sonnenaufgang ist ein erneuter Anstieg der Windgeschwindigkeit zu verzeichnen. Die Windrichtung dreht hierbei an den Stationen Wien-Mariabrunn und Klausen-Leopoldsdorf auf einheitlichen und konstanten Südost- bis Ostwind. An der Station Berndorf stellt sich Nordostwind ein. Diese einheitliche Strömung ist allerdings nicht durch eine Einströmphase des Alpenen Pumpens ausgelöst, sondern durch eine Verschärfung des Druckgradienten in den Vormittagsstunden über Nordostösterreich. Diese Verschärfung ist anhand der vier dargestellten Zeitschritte in Abbildung 34 deutlich zu sehen.

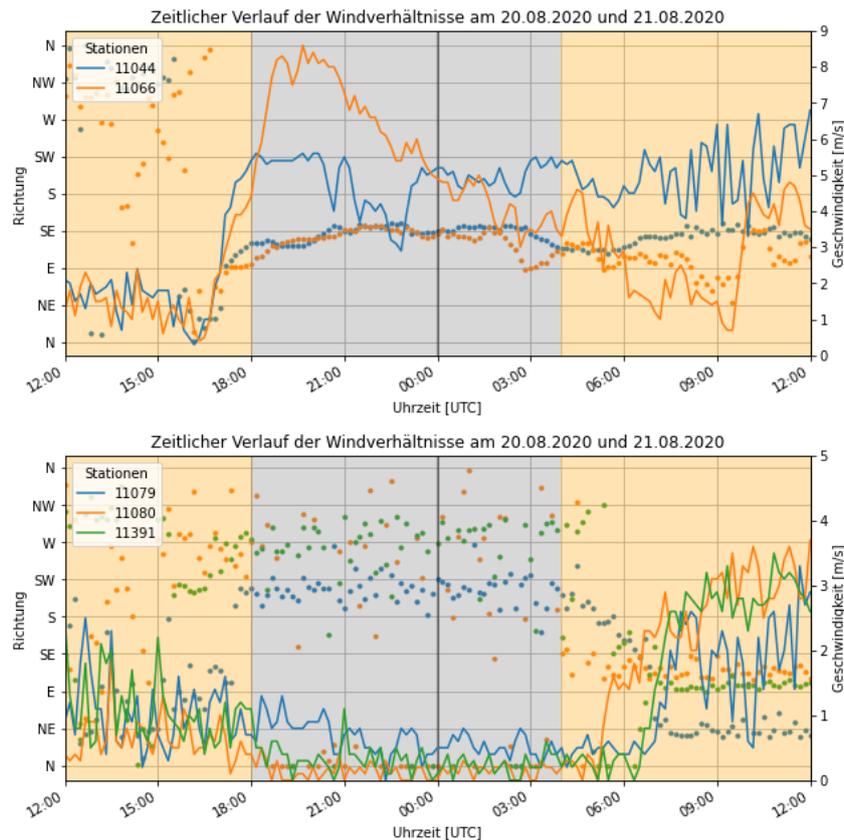


Abbildung 33: Verlauf der Windverhältnisse am 20.08.2020 und 21.08.2020 an unterschiedlichen Stationen. Oben: exponiertere Stationen ; Unten: Stationen im Tal. Die gelben Balken am unteren Rand markieren die Zeiten zwischen (astronomischem) Sonnenauf- und untergang (für Wien). Die Punkte markieren die Windrichtung, die Linien die Geschwindigkeit.

In Abbildung 33 oben ist Windrichtung und -geschwindigkeit an den Bergstationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg dargestellt. Hierbei zeigt sich ein überraschendes Bild. Aufgrund der gradientschwachen Wetterlage herrscht am 20.08.2020 untertags schwacher Wind aus variabler Richtung. Gegen 17 UTC nimmt die Windgeschwindigkeit schlagartig zu und dreht an beiden Stationen auf Ost bis Südost. Während der Wind an der Station Buchberg noch während der ersten Nachthälfte wieder abzunehmen beginnt, weht dieser am Messstandort Wien-Jubiläumswarte ohne nachhaltige Abnahme der Windgeschwindigkeit. Die Ursache für diesen Wind kann mithilfe der vorliegenden Daten nicht endgültig und definitiv geklärt werden. Es wird jedoch erneut die in Kapitel 5.3.3.2 aufgestellte Hypothese aufgegriffen: Die Bildung eines Low-Level-Jets oberhalb der bodennahen Inversion. Mit dem Bodenhoch südlich und östlich von Österreich (Abbildung 31 sowie 34) ist ein synoptischer Wind aus Südosten zu erwarten. Eine Beeinflussung durch den sich, wie in Abbildung 34 gezeigten, verschärfenden Druckgradienten kann ausgeschlossen werden. Dieser ist nämlich in der ersten Nachthälfte über Nordostösterreich noch nicht vorhanden und würde unter geringem Reibungseinfluss und Annahme einer fast geostrophischen Strömung nicht mit dem vorliegenden Druckfeld zusammenpassen.

Ein solcher Low-Level-Jet bildet sich häufig wenn der Reibungseinfluss durch den Boden abnimmt. Bildet sich eine nächtliche Inversion aus, so findet durch diese hindurch kaum mehr vertikaler Impulsaustausch statt und Wind kann oberhalb dieser Inversion unter geringerem Reibungseinfluss wehen. Das Vorhandensein eines solchen Low-Level-Jets kann mithilfe von Radiosondendaten überprüft werden, welche bis in eine Höhe von 850 hPa von dieser Nacht in Abbildung 35 zu sehen sind.

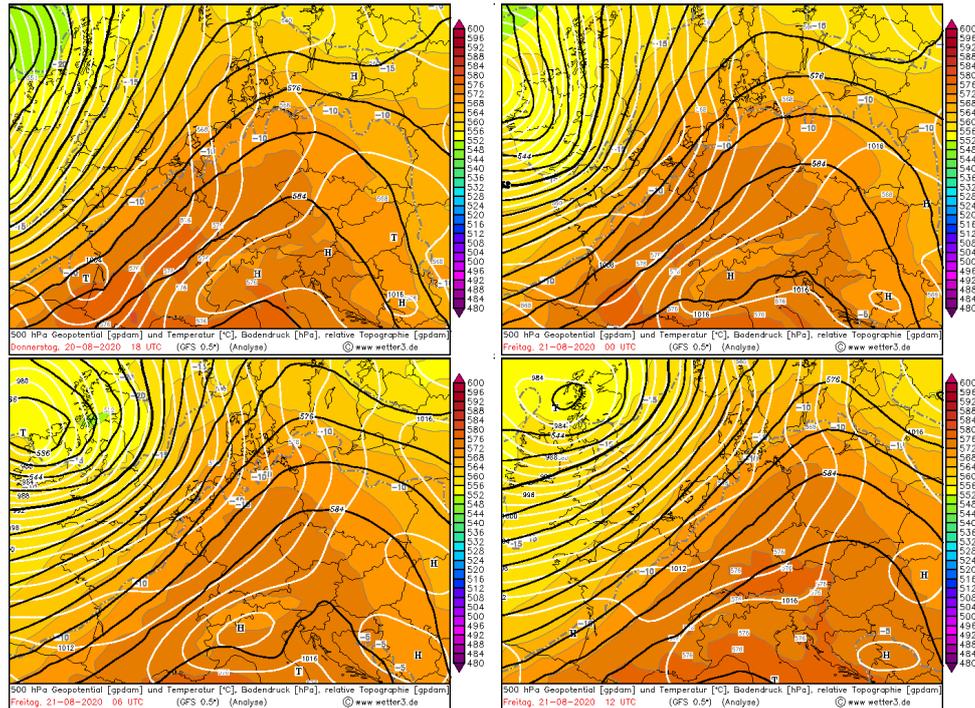


Abbildung 34: GFS-Analyse zu den Zeitpunkten 18 UTC, 00 UTC, 06 UTC und 12 UTC rund um die Nacht von 20.08.2020 auf 21.08.2020 - Bodendruck(weiß), Geopotential 500 hPa (schwarz), relative Topographie (Färbungen), Quelle: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

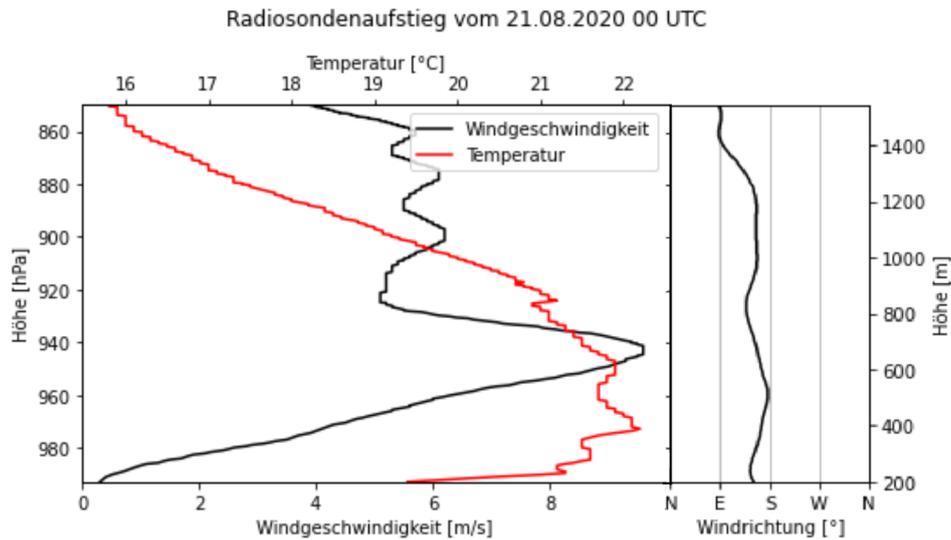


Abbildung 35: Windgeschwindigkeit, Temperaturprofil (linker Abschnitt) und Windrichtung (rechter Abschnitt) vom Radiosondenaufstieg vom 21.08.2020 um 00 UTC.

Zum Zeitpunkt des Aufstieges um rund 00 UTC ist eine markante Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu sehen. Ihr Maximum von 9.6 m/s erreicht sie in einer Höhe von rund 650 m bis 650 m, knapp über der Obergrenze der Inversion. Der Wind kommt in dieser Schicht, wie auch an den Stationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg, von Südosten. Über dieser Schicht geht die Windgeschwindigkeit erneut auf rund 5 m/s zurück und pendelt auch darüber um diesen Wert. Hierbei muss erwähnt werden, dass bis in eine Höhe von rund 600 m mehrere teils kleine Inversionen vorzufinden sind. Bei der Angabe der Höhe des Low-Level-Jets wurden all diese Inversionen berücksichtigt.

Das Bild der abnehmenden Windgeschwindigkeit an der Station Buchberg passt ebenfalls in diese Theorie. Wird angenommen, dass der Low-Level-Jet mit anwachsender Inversionshöhe weiter nach oben wandert, würde Buchberg zu Beginn der Nacht deutlicher innerhalb dieses liegen als um 00 UTC.

Insgesamt ergibt die Auswertung der Radiosonde, dass die Stationen Wien-Jubiläumswarte (450 m) und Buchberg (460 m) zwar unterhalb einer der genannten Inversionen bis in einer Höhe von 600 m liegen, jedoch nicht in der ausgeprägtesten untersten Inversion der Talsohle. Da es sich um eine Nacht mit großem Temperaturunterschied zwischen den vom Wienerwald beeinflussten Stationen und dem flachen Umland handelt, ist nicht davon auszugehen, dass die genannten Bergstationen nie bis kaum innerhalb dieser Inversionen liegen.

Die Windrichtung des Low-Level-Jets aus Südosten wird in dieser Hypothese dem Hoch südlich und östlich von Österreich zugeschrieben.

## **5.5 Schlussfolgerungen und Zusammenfassung aus den durchgeführten Analysen**

Wie in Kapitel 5.2 angeführt, wurde aufgrund der fehlenden Beeinflussung des Temperaturmaximums auch nur die nächtliche Ausströmphase aus dem Wienerwald untersucht. Diese konnte vor allem an den Station direkt im Wienerwald oder direkt an dessen Ausgängen festgestellt werden. Daher sollte im Zusammenhang mit dieser Hügellandschaft nicht vom Alpinen Pumpen, sondern viel eher von einem thermisch induziertem Windfeld die Rede sein.

Der Vergleich der Windrosen zeigt einen deutlichen Unterschied zwischen Strahlungs Nächten und der Gesamtheit an Nächten auf. Während Ersteren treten in den Tälern des Wienerwaldes vor allem durch das Konzept des Alpinen Pumpens erwartbare Windrichtungen auf.

Die aufgestellte Hypothese des Low-Level-Jets, welcher von den Stationen Wien-Jubiläumswarte und Buchberg in Strahlungs Nächten gemessen wird, ließ sich durch das behandelte Fallbeispiel untermauern. Dieser Effekt bedarf aber unbedingt noch intensivere Analysen, wofür sich zum Beispiel auch WRF-Simulationen eignen würden. Allgemein ist jedoch nicht zu erwarten, dass die genannten höher gelegenen Stationen innerhalb der nächtlichen Inversion zu liegen kommen. Viel eher handelt es sich hierbei um mehrere, schwächere Inversionen oberhalb einer stark ausgeprägten Inversion.

Im Vergleich zu den Zentralalpen weist der Wienerwald eine geringere Reichweite des nächtlichen Ausströmens ins Flachland auf. Sind nördlich der Alpen bis rund 100 km nach Norden die Auswirkungen des Alpinen Pumpens feststellbar, so handelt es sich beim Wienerwald um rund 10 km bis 20 km. Aufgrund der nicht vergleichbaren Tiefen der Täler und damit auch schwächeren mittleren Ausströmgeschwindigkeiten war dieses Ergebnis erwartbar.

## 6. Frontendeformation

Die nachfolgende konzeptionelle Behandlung dieses Effekts ist eng mit der Arbeit von Kaufmann, 1989 verknüpft.

### 6.1 Konzepte der orographischen Frontendeformation

Fronten automatisiert zu detektieren ist aufgrund von in der Praxis auftretenden Abweichung zur klassischen Frontentheorie nicht zuverlässig möglich. Es ist daher unerlässlich die Zeitpunkte der Frontdurchgänge in dieser Arbeit manuell zu detektieren. Kaufmann, 1989 verwendet in ihrer Arbeit hierfür folgende vier Parameter:

1. Der  $D_P$ -Wert
2. Die äquivalentpotentielle Temperatur  $\Theta_e$
3. Die Windverhältnisse
4. Der Niederschlag

Von den genannten Parametern werden Nummer 1 bis 3 auch für diese Arbeit übernommen. Auf Nummer 4 (den Niederschlag als Frontparameter) wird verzichtet, da der Modifikation des Niederschlags im Zuge dieser Arbeit Kapitel 9 gewidmet ist. Eine Berücksichtigung des Niederschlags um Frontendurchgänge zeitlich genau einzugrenzen, würde dieses Wissen jedoch voraussetzen.

Da vor allem Nummer 1 und 2 nicht als Messdaten vorliegen, sondern berechnet werden müssen, wird deren Definition und der zugrunde liegende Rechenweg vorgestellt.

#### 6.1.1 Der $D_P$ -Wert

Der  $D_P$ -Wert dient der besseren Vergleichbarkeit von Messdaten auf unterschiedlichen Seehöhen. Er ersetzt die Reduktion der Druckmesswerte auf Meeresniveau und berechnet sich nach Kaufmann, 1989 wie folgt:

$$D_P = h - h_S(p) \quad (25)$$

wobei  $h$  die Stationshöhe, und  $h_S(p)$  die Höhe der Druckfläche  $p$  in der US-Standardatmosphäre (*U.S. Standard Atmosphere, 1976, 1976*) angibt.

$h$  ist eine stationsabhängige Konstante und aus der Übersichtstabelle 1 in Kapitel 3 zu entnehmen.  $h_S(p)$  lässt sich mithilfe der barometrischen Höhenformel für eine Atmosphäre mit linearer Temperaturschichtung nach Hantel, 2013[S.67] wie folgt berechnen:

$$Z - Z_0 = \frac{T_0}{\gamma} \left[ 1 - \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\gamma/\gamma_0} \right] \quad (26)$$

wobei  $Z$  die Rolle von  $h_S(p)$  zukommt. Aufgrund der Verwendung der definierten US-Standardatmosphäre ergibt sich für die weiteren Variablen:

- Die Temperatur in Meeresniveau  $T_0 = 288.15 \text{ K} = 15^\circ \text{C}$
- Der vertikaler Temperaturgradient  $\gamma = 0.0065 \text{ K/gpm} \approx 6.5 \text{ K/km}$
- Der Luftdruck in Meeresniveau  $p_0 = 1013.25 \text{ hPa}$
- Die Gaskonstante für trockene Luft  $R = 287.058 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}$  aufgrund der Annahme von nicht vorhandener Luftfeuchtigkeit

Für  $g_0$  gilt wie üblich  $g_0 = 9.8 \text{ m/s}$ .

Der  $D_p$ -Wert wandelt, wie bei einer Überprüfung der Dimension schnell hervorgeht, Druck in eine Länge um. Bildlich gesprochen handelt es sich hierbei um die Höhendifferenz einzelner Druckflächen zwischen der aktuellen und der US-Standardatmosphäre. Durch die unterschiedlichen geometrischen Höhen der betrachteten Stationen wäre das Drucksignal dieser nur schwer vergleichbar. Durch den  $D_p$ -Wert werden diese Unterschiede berücksichtigt, weshalb er auch von Kaufmann, 1989 verwendet wurde. In hochgebirgigen Regionen wie dem Inntal und den Gebirgsketten nördlich und südlich ist die Verwendung davon unerlässlich. Würde die Berechnung des  $D_p$ -Wertes für eine Analyse im und um den Wienerwald nicht durchgeführt werden, wäre der Fehler aufgrund der geringeren Unterschiede in der Seehöhe kleiner als in den Zentralalpen. Um diese Ungenauigkeit jedoch zur Gänze zu vermeiden wird auch in dieser Arbeit der Übergang zum  $D_p$ -Wert vollzogen. Die folgende Abbildung 36 verdeutlicht seinen Vorteil.

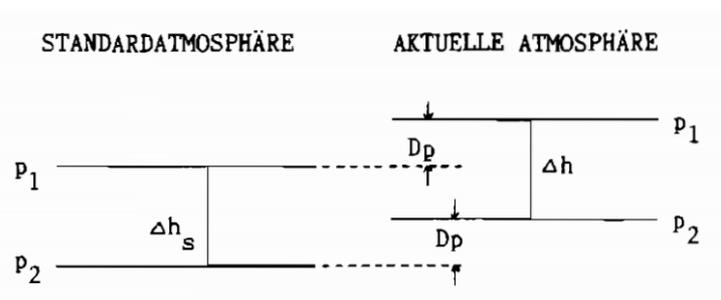


Abbildung 36: Die Verdeutlichung des  $D_p$ -Wertes. Egal auf welcher Höhe eine Druckdifferenz betrachtet wird, der Zahlenwert des Wertes bleibt ident. Abbildung aus Kaufmann, 1989[S.16].

### 6.1.2 Die äquivalentpotentielle Temperatur $\Theta_e$

Die Formel zur Berechnung der äquivalentpotentiellen Temperatur lautet:

$$\Theta_e = \Theta \cdot \exp\left(\frac{L \cdot m}{c_p \cdot T}\right) \quad (27)$$

Mit  $\Theta$  der potentiellen Temperatur in K,  $L$  der latenten Wärme (Kondensation) in J/kg,  $q$  der spezifischen Feuchte in kg/kg,  $c_p$  der spezifischen Wärmekapazität in  $\text{W/m}^2\text{K}$  bei konstanten Druck und  $T$  der Temperatur in K.

Das Mischungsverhältnis  $m$  wird ursprünglich aus der relativen Feuchte und der Temperatur, über den Umweg des Dampfdruckes  $e$  und des Sättigungsdampfdruckes  $e_s$ , berechnet. Zur Berechnung von  $e_s$  kommt die Magnusformel, wie in Schöberl, 2012 angeführt, zum Einsatz.

$$m = 0.622 \cdot \frac{e}{p - e} \quad (28)$$

$$e = e_s \cdot \frac{rh}{100} \quad (29)$$

$$e_s = 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{c1 \cdot t}{t + c2}\right) \quad (30)$$

mit  $c1 = 17.0809$  und  $c2 = 234.175$ , welche für Wasser zwischen  $0^\circ\text{C}$  und  $100^\circ\text{C}$  gelten, und der Temperatur  $t$  in  $^\circ\text{C}$ .

Die potentielle Temperatur  $\Theta$  berechnet sich wie folgt:

$$\Theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (31)$$

wobei der Exponent  $\frac{R}{c_p}$  durch  $\frac{2}{7} \approx 0,286$  angenähert werden kann.  $p$  ist der Druck, bei dem die Temperatur  $T$  gemessen wird, und  $p_0$  ist der Druck auf den reduziert wird ( $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ ).

Der  $D_p$ -Wert und die äquivalentpotentielle Temperatur  $\Theta_e$  müssen für die weitere Analyse berechnet werden und können nicht direkt aus den Messdaten entnommen werden. Der Parameter des Windes kann direkt aus den 10-minütigen Messdaten übernommen werden.

### 6.1.3 Die Modifikation von Kaltfronten durch die Alpen

Fronten, insbesondere Kaltfronten, lassen sich in der synoptischen Meteorologie in der Regel auf Wetterkarten als klare und großräumig geformte Trennlinie unterschiedlicher Luftmassen finden. Dies gilt insbesondere für den Ozean und ebene Landmassen. Treffen Fronten auf orographische Hindernisse wie Gebirge, verlassen sie jedoch diese einheitlich strukturierte Formung und typische zyklonale Krümmung der Fronten. Um die Lage und den Durchgang der Fronten in Zusammenhang mit Gebirgen zu beschreiben, reicht die synoptische Skala nicht mehr aus, wodurch eine Analyse auf der Meso- oder Mikroskala durchgeführt werden muss. Am stärksten von dieser Deformation betroffen ist die bodennahe Frontfläche, welche auch typischerweise in Bodenwetterkarten, wie sie auch zur Beschreibung einer Wetterlage in dieser Arbeit oft gezeigt werden, eingezeichnet ist. Kaufmann, 1989 beispielsweise schreibt hierzu, dass in der Nähe der europäischen Alpen meistens keine Frontfläche mehr vorliegt, sondern eher eine hyperbarokline Zone, in welcher die Diskontinuitäten in Druck und Temperatur zeitlich und räumlich verschoben sind.

Die Modifikation von Fronten im Alpenraum war Bestandteil der ALPEX-Messkampagne. Während der Messkampagne überquerte am 2. März 1982 eine Kaltfront die Alpen, deren Durchgang über den Alpen anschließend detailliert analysiert wurde. Die Ergebnisse sind in Abbildung 37 zu sehen.

Steinacker, 1982 zeigt das bodennahe Eindringen der energieärmeren Luftmasse in einzelne Alpentäler, während die Front in der Höhe (hier: 700 hPa) unbeirrt voranschreitet. Dadurch entkoppelt sich die Frontfläche in Bodennähe von jener in der Höhe. Durch die 3-stündige Frontanalyse in Steinacker, 1982, wird diese Entkoppelung deutlich sichtbar. Um 00 UTC ist die Bodenfront vor der Höhenfront eingezeichnet, wie es auch der Fronttheorie einer rückwärts geneigten Frontfläche entspricht. Bis 03 UTC findet kaum eine Veränderung am Abstand zwischen den beiden eingezeichneten Kaltfronten

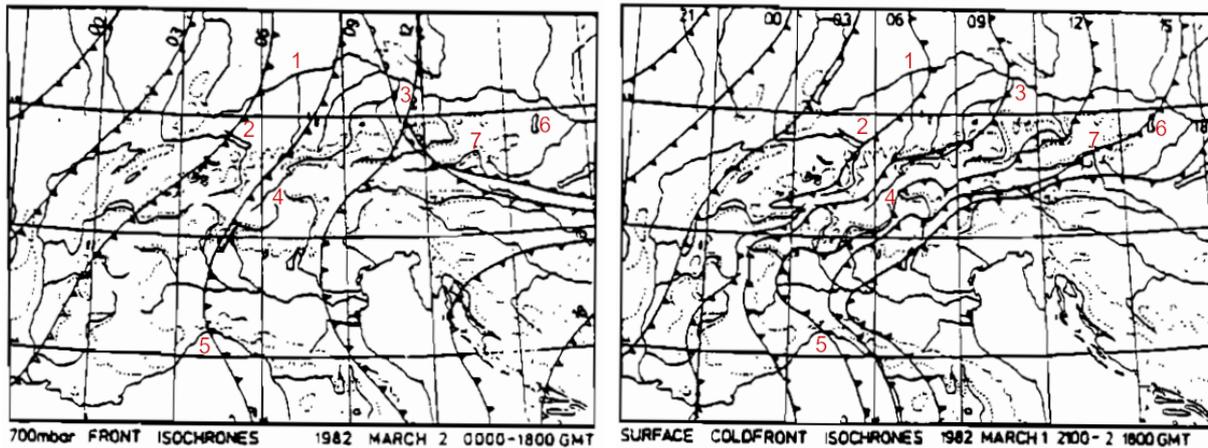


Abbildung 37: Ergebnisse der von Steinacker, 1982 durchgeführten detaillierten Frontanalyse über den Alpen. Links: Frontenlage in 700 hPa; rechts: Frontenlage am Boden. Die Referenzpunkte (rote Ziffern) wurden nachträglich eingezeichnet.

statt. Die Bodenfront erfährt allerdings bereits eine leichte Verformung, wodurch man auch ohne topographische Information den Alpenbogen erahnen kann.

Zum nächsten Analyseschritt um 06 UTC ist der Abstand zwischen Boden- und Höhenfront über Bayern nach wie vor groß. In Abbildung 37 kann hierfür die markante rechtwinkelige Mündung der Lech in die Donau (in Abbildung 37 mit 1 markiert) als Referenzpunkt verwendet werden. Diese Distanz ist weiter südlich, zum Beispiel in der Bodenseeregion, mit 2 markiert, bereits deutlich geringer. Die Bodenfront wird hier bereits von der komplexer werdenden Topographie abgebremst.

Dieser Trend setzt sich bis 09 UTC fort, und so liegt die Front in Bodennähe nördlich der Alpen nach wie vor weiter östlich als in der Höhe (Referenzpunkt 3, die Mündung des Inns in die Donau). Weiter südlich ist an der Lage zum Inn (Referenzpunkt 4) zu sehen, dass die Front in beiden betrachteten Höhen ungefähr gleich weit fortgeschritten ist. Südlich der Alpen hat die Front in der Höhe zu diesem Zeitpunkt jene am Boden eingeholt. Ersichtlich ist dies an der Region um Genua, der Referenzmarke 5. Die Bodenfront liegt noch deutlich westlich davon, während die Höhenfront den Golf von Genua zu diesem Zeitpunkt überquert.

Um 12 UTC ist die Bodenfront an der Alpennordseite nach wie vor vor der Front in der Höhe. Der Abstand zwischen der mittlerweile voreilenden Höhenfront in den Alpen und südlich davon wird jedoch größer. Um 15 UTC hat die Front in der Höhe schlussendlich auch im Norden das Bodensignal deutlich überholt. Zu diesem Zeitpunkt ist sie nahezu zur Gänze aus dem südöstlichen Abbildungsbereich verschwunden, während die Bodenfront noch über dem Neusiedler See (Referenzpunkt 6) und dem Murtal (Referenzpunkt 7) liegt.

Dies Analyse geht nur auf eine Front ein. Kaufmann, 1989 führt in ihrer Arbeit drei hauptsächliche Einflüsse der Alpen auf die Frontflächen an:

1. Die kalte Luftmasse hinter der Frontfläche wird durch die Alpen umgelenkt und fließt entlang der Alpennordseite nach Osten. Hierbei wird die Luftmasse weiterhin vom Druckgradienten beschleunigt und gleichzeitig durch die Corioliskraft nach rechts, also nach Süden gegen die Alpen gedrückt.
2. Die kalte Luft fließt die Täler aufwärts ins Alpeninnere anstatt die Gebirgskämme zu überwinden. Dieses Phänomen trifft vor allem bei stabil geschichteter postfrontaler Luftmasse auf.

3. Die Alpen blockieren die bodennahe Luftströmung und die Front beginnt in der Höhe voranzueilen, wie es auch bereits in Abbildung 37 zu sehen ist. Laut einer von Kaufmann, 1989 zitierten Studie, welche von Davis durchgeführt wurde, wird das bodennahe Vorankommen von hochreichenden Fronten über flach ansteigendem Gebirge am schwächsten blockiert. Umgekehrt führen steil ansteigende Gebirge bei flachen Fronten zur deutlichsten Entkopplung zwischen Boden- und Höhenfront.

## 6.2 Frontendeformation durch den Wienerwald

Um zu untersuchen, ob die Front durch die Taleinschnitte in den Wienerwald gelangt, müsste das Stationsmessnetz innerhalb dieser Hügellandschaft dichter sein. Daher würde ein zu den Alpen äquivalenter Effekt des Taleinwärtsfließens der kalten Luft ins Innere des Wienerwaldes nicht detektiert werden, selbst wenn dieses Merkmal auftreten sollte.

Aus den, diese Arbeit motivierenden, Beobachtungen ist eine Deformation der Frontfläche vor allem bei winterlichen, maskierten Kaltfronten zu erwarten. Hierbei wird erwartet, dass der Wienerwald die Durchmischung im Lee begünstigt, während sich die Inversionsschicht im Luv noch länger hält.

Da in der Wetterbesprechung der Universität Wien immer wieder beobachtet wurde, dass das Drucksignal der Front vor dem Windsprung oder einer Temperaturveränderung passiert, ist von einem Vorausschieben der Höhenfront auszugehen. Der Wienerwald könnte diesen Zeitversatz zwischen der Boden- und Höhenkaltfront verstärken.

Da eine zuverlässige automatische Frontdetektion, insbesondere bei zeitversetzten Durchgangstendenzen, für diese Arbeit nicht zur Verfügung steht, ist dieses Kapitel auf die händische Auswertungen von Fallbeispielen angewiesen. Aus diesem Grund wird auf eine statistische Analyse verzichtet und stattdessen nur mit Fallbeispielen untersucht, welchen Effekt der Wienerwald auf Fronten hat. In Anlehnung an andere Arbeiten über Fronten, wie etwa jene von Kaufmann, 1989 werden ausschließlich Kaltfrontdurchgänge analysiert. Diese sind zumeist markanter und eindeutiger zu identifizieren.

Um trotz der Beschränkung auf Fallbeispiele eine möglichst objektive Untersuchung zu ermöglichen, werden die Frontdurchgänge auf einheitliche Weise herausgefiltert. Dieser Vorgang ist im folgenden Unterkapitel dargelegt.

## 6.3 Methodik zur Auswahl und Auswertung von Frontdurchgängen

Zur Auswahl der Fallbeispiele werden alle verfügbaren Wetterkarten von der Website der ZAMG unter <https://www.zamg.ac.at/cms/de/wetter/wetterkarte> heruntergeladen und abgespeichert. Diese stehen dort von den Analyseterminen um 00, 06, 12 und 18 UTC ab dem Jahr 2010 zur Verfügung und werden bis zum 31.12.2020 bezogen.

Auf Basis dieser Wetterkarten werden Frontdurchgänge in Nordostösterreich herausgefiltert. Um sich für eine weitere Analyse zu qualifizieren, müssen von den ZAMG-Bodenwetterkarten folgende Kriterien erfüllt sein:

1. Es werden nur Kaltfronten berücksichtigt. Sowohl Warmfronten als auch Okklusionen werden nicht weiter analysiert.
2. Höhenkaltfronten werden nicht beachtet.

3. Es werden nur typische Frontdurchgänge analysiert. Daher muss die Zugrichtung der Kaltfronten aus West bis Nord kommend sein.
4. Die Front muss deutlich vorankommen. Aus dieser Anforderung ergeben sich gleich zwei Detailkriterien:
  - a. Die Front darf nicht als stationäre Front eingezeichnet sein.
  - b. In den zum Frontdurchgang in Wien umgebenden Zeitschritten, muss ein eindeutiges Voranschreiten der Front erkennbar sein. Verläuft die Frontfläche zu einem Analysezeitpunkt direkt durch Nordostösterreich, so muss diese zum Zeitschritt davor und danach eine eindeutige Bewegung aufweisen. Zieht die Front zwischen zwei Analysezeitpunkten über die Region um den Wienerwald, so muss dies auf die zwei Analysekarten vor und nach dem Durchgang im Wienerwald zutreffen.

Insgesamt konnten in den 11 Jahren von 2010 bis 2020 rund 75 diesen Kriterien entsprechenden Frontdurchgänge gefunden werden. Diese wurden alle überblicksartig betrachtet und vier typische und markante Frontdurchgänge wurden zur genauen Analyse ausgewählt. Hierbei wurde darauf geachtet, dass zwei maskierte und zwei unmaskierte Frontdurchgänge untersucht werden.

Die so ausgewählten Fallbeispiele, werden in separat betrachtete Bereiche auf Bergen, vor, im und nach dem Wienerwald unterteilt. Dadurch lässt sich ein durch den Wienerwald hervorgerufener Unterschied deutlich ausarbeiten. Von jedem Bereich wird der  $D_p$ -Wert, die  $\Theta_e$  und der Windverlauf möglichst getrennt voneinander analysiert.

## 6.4 Die Fallbeispiele

Zu Beginn wird ein Fallbeispiel eines unmaskierten Kaltfrontdurchganges analysiert. Nach diesem wird im Kontrast dazu ein Fallbeispiel einer maskierten Kaltfronten behandelt, bevor aus diesen zwei Fallbeispielen Schlüsse gezogen werden.

### 6.4.1 Fallbeispiel III - unmaskierte Kaltfront am 06.06.2017

#### 6.4.1.1 Allgemeine Wetterlage

Anfang Juni bildet sich bis zum hier analysierten Kaltfrontdurchgang ein großflächiges Azorenhoch über dem Atlantik. Im Gegensatz dazu befindet sich im Norden ein mächtiger Tiefdruckkomplex, welcher sich in der Höhe von der Neufundländischen Küste über Grönland und Island bis über die Britischen Inseln ausbreitet. Zwischen dem Hoch und Tief werden immer wieder kleinere Systeme nach Osten advehiert, welche über der Französischen Küste das Europäische Festland erreichen und im Großen und Ganzen nur nördlich von Österreich weiter nach Osten vorrücken können. Am 05.06.2017 findet unter der Left-Exit-Region des Jetsreaks (nicht gezeigt) eine bemerkenswerte Zyklonogenese statt und es kommt damit einhergehend zu einer Frontogenese. Die Kaltfront dieses Systems erreicht laut den ZAMG-Bodenwetterkarten (Abbildung 38) zu Mittag des 06.06.2017 Österreich und überquert zwischen 18 UTC und 00 UTC der folgenden Nacht auf 07.06.2017 Ostösterreich.

Der Radiosondenaufstieg zu Mittag des 06.06.2017 zeigt in Abbildung 39 eine gut durchmischte Atmosphäre. In Bodennähe ist sogar eine Überadiabatie zu sehen, wodurch Konvektion im weiteren

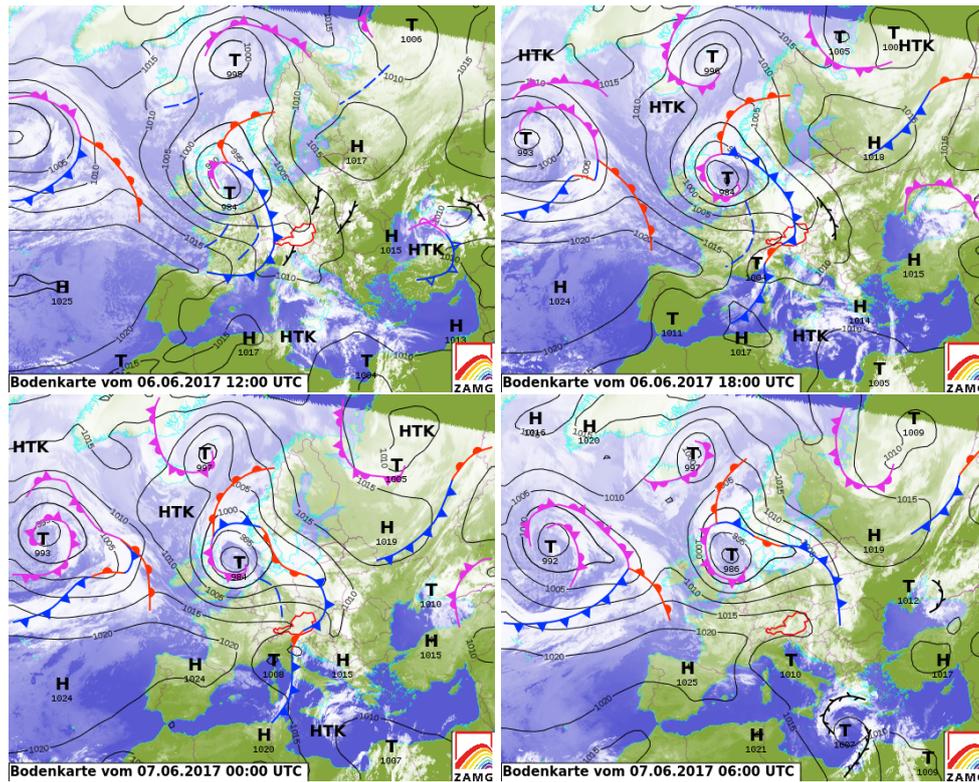


Abbildung 38: Bodenwetterkarten der ZAMG zu vier aufeinanderfolgenden Terminen zwischen 06.06.2017 12 UTC und 07.06.2017 06 UTC über Ostösterreich.

Tagesverlauf möglich und durch die erwartete Kaltfront sogar wahrscheinlich ist. Dies äußert sich auch in  $CAPE = 826.1 \text{ J/kg}$ . Zum Radiosondentermin um 12 UTC erreicht die Bodenfront laut den ZAMG-Bodenwetterkarten bereits den Westen Österreichs.

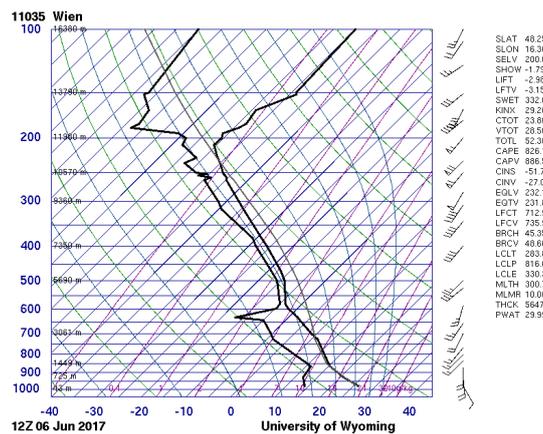


Abbildung 39: Radiosondenaufstieg der Station Wien-Hohe Warte vom 06.06.2017 12 UTC. Quelle: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

### 6.4.1.2 Betrachtung der Bergstationen

Der Verlauf der Frontparameter an den betrachteten Bergstationen ist in Abbildung 40 zu sehen.

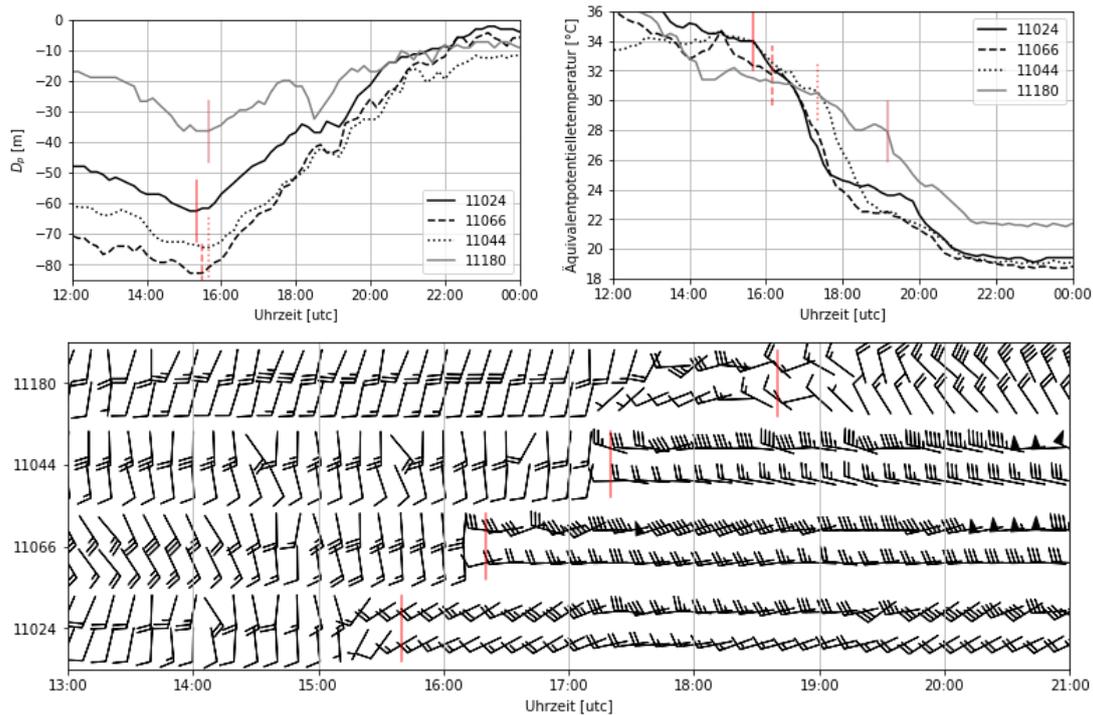


Abbildung 40: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Bergstationen am 06.06.2017. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Laut dem Drucksignal geht die Front an den unterschiedlichen Stationen sehr zeitnah durch: Am Jauerling um 15.20 UTC, am Bucherg um 15.30 UTC und an der Jubiläumswarte und an der Rax um 15.40 UTC.

Unter Betrachtung des  $\Theta_e$ -Signales geht die Front am Jauerling um 15.40 UTC, am Bucherg um 16.10 UTC, an der Jubiläumswarte um 17.20 UTC und auf der Rax um 19.10 UTC durch.

Die Frontdurchgänge sind anhand des Windes sehr eindeutig zu legen und stimmen mit jenen nach der  $\Theta_e$  mit geringer Abweichung überein. An der Station Jauerling findet der Windsprung um 15.40 UTC, am Bucherg um 16.20 UTC, an der Jubiläumswarte um 17.20 UTC und auf der Rax um 18.40 UTC statt. Ein kurzzeitiger Anstieg der  $\Theta_e$  unmittelbar bei dem Durchgang einer Kaltfront, wie er unter der Annahme des Frontdurchganges um 18.40 UTC an der Station Rax-Seilbahnbergstation beobachtet werden kann, ist ein typischer Verlauf. Dies liegt an der Feuchtigkeitszunahme durch Niederschlag, welche im ersten Moment die Abnahme der Lufttemperatur bei der Berechnung der  $\Theta_e$  überkompensieren kann. Daher wird als Zeitpunkt des Frontdurchganges an dieser Station jener des markierten Windsprunges festgelegt, während an den anderen Stationen jener durch die äquivalentpotentielle Temperatur festgelegte Zeitpunkt übernommen wird.

### 6.4.1.3 Betrachtung der Stationen im Tal vor dem Wienerwald

Der Verlauf der betrachteten Parameter ist in Abbildung 41 dargestellt.

Nach dem Drucksignal ist der Frontdurchgang an allen Stationen identisch um 15.30 UTC zu legen.

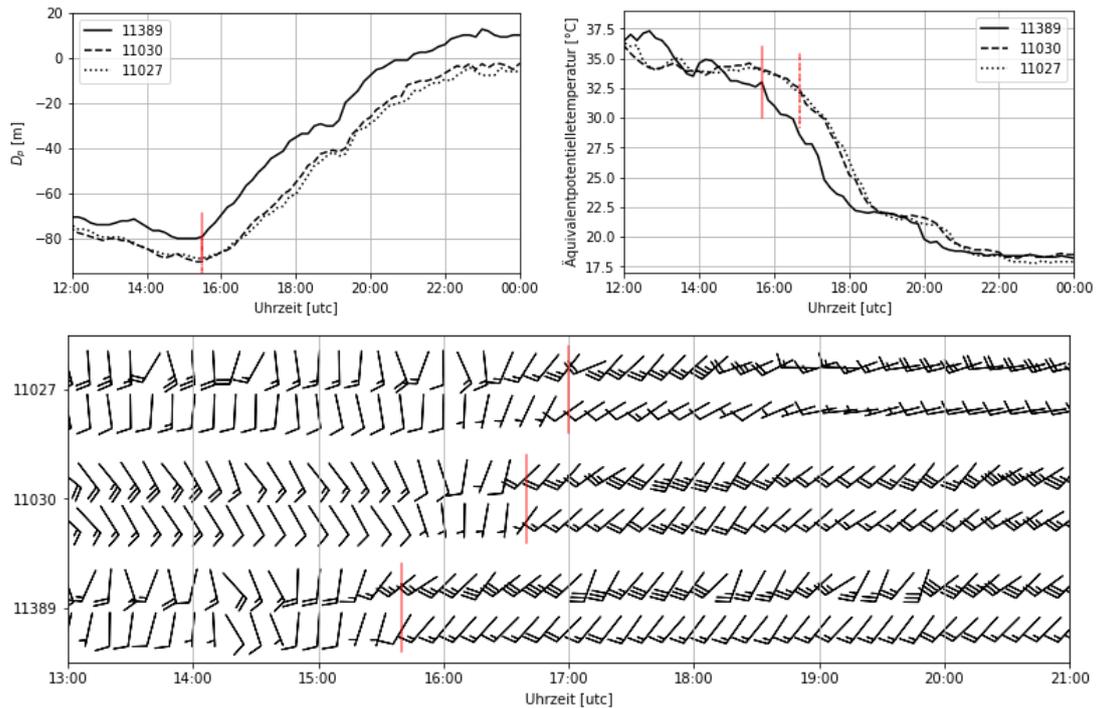


Abbildung 41: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen im Luv des Wienerwaldes am 06.06.2017. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Unter Betrachtung der  $\Theta_e$  ist der Frontdurchgang an der Station St.Pölten/Landhaus um 15.40 UTC und an den Stationen Langenlebarn und Stockerau eine Stunde später um 16.40 UTC festzumachen. Zu diesen Zeitpunkten beginnt die Temperatur, welche durch den Tagesgang ohnehin sinkt, sichtbar stärker zurückzugehen.

Der Windsprung passiert ebenfalls in der geografisch zu erwartenden Reihenfolge und gar nicht bis wenig unterschiedlich zu dem Rückgang der  $\Theta_e$ . In St. Pölten dreht und verstärkt sich der Wind um 15.40 UTC, in Langenlebarn um 16.40 UTC und in Stockerau um 17.00 UTC.

#### 6.4.1.4 Betrachtung der Stationen im Wienerwald

Der Verlauf der relevanten Frontparameter an den Stationen im Wienerwald ist in Abbildung 42 zu sehen.

Nach dem Drucksignal ist der Frontdurchgang an den Stationen Klausen-Leopoldsdorf, Wien-Mariabrunn und Brunn am Gebirge um 15.30 UTC und an der Station Berndorf um 15.40 UTC zu legen. Dies entspricht mit geringer Abweichung den aus bisher gefundenen Zeitpunkten an den Bergstationen und jenen vor dem Wienerwald.

Laut der  $\Theta_e$  geht die Front an der Station Berndorf um 16.40 UTC und an der Station Klausen-Leopoldsdorf um 17.00 UTC durch. An der Station Wien-Mariabrunn passiert dies um 17.10 UTC und an der Station Brunn am Gebirge um 17.30 UTC.

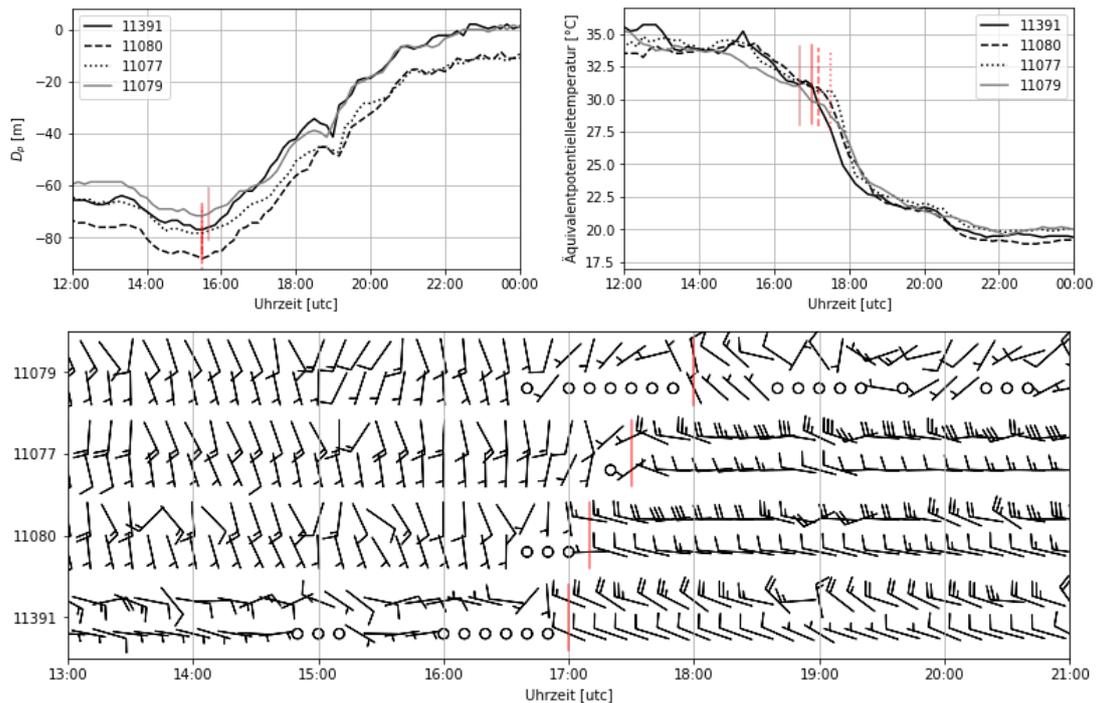


Abbildung 42: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen innerhalb des Wienerwaldes am 06.06.2017. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Der Windsprung entspricht an allen betrachteten Stationen, ausgenommen Berndorf, dem Zeitpunkt des Beginns der Abkühlung. In Berndorf wäre der Frontdurchgang unter alleiniger Betrachtung des Windes um 18.00 UTC zu legen, da hier erstmals eine nordwestliche Windkomponente gemessen wird. Da der Rückgang der äquivalentpotentiellen Temperatur in Berndorf im Gegensatz zu einem fronttypischen Windsprung eindeutig auszumachen ist, wird auch der Zeitpunkt um 16.40 UTC als Frontdurchgang an dieser Station festgelegt. Dieser Zeitpunkt ist etwas überraschend, da er rund 20 Minuten vor der weiter stromaufwärts gelegenen Station Klausen Leopoldsdorf liegt.

#### 6.4.1.5 Betrachtung der Stationen nach dem Wienerwald

Die zeitlichen Verläufe an den Stationen nach dem Wienerwald sind in Abbildung 43 zu sehen. Da am 06.06.2017 auch schon die Station Neusiedl/See aktiv ist, können bei diesem Fallbeispiel wieder sechs Stationen im Lee des Wienerwaldes analysiert werden.

Dem Drucksignal zufolge geht die Front an der Station Wien-Hohe Warte und Gumpoldskirchen um 15.30 UTC durch. An der Station Seibersdorf passiert dies 10 Minuten später um 15.40 UTC und an der Station Schwechat um 15.50 UTC. An den letzten Stationen der Linien, Bruckneudorf und Neusiedl/See, ist der Frontdurchgang nach dem  $D_p$ -Signal um 16.20 UTC zu legen. Diese Zeitpunkte liegen nach den Durchgängen der Drucktendenzen an den stromaufwärts liegenden Stationen und sind somit in sich konsistent.

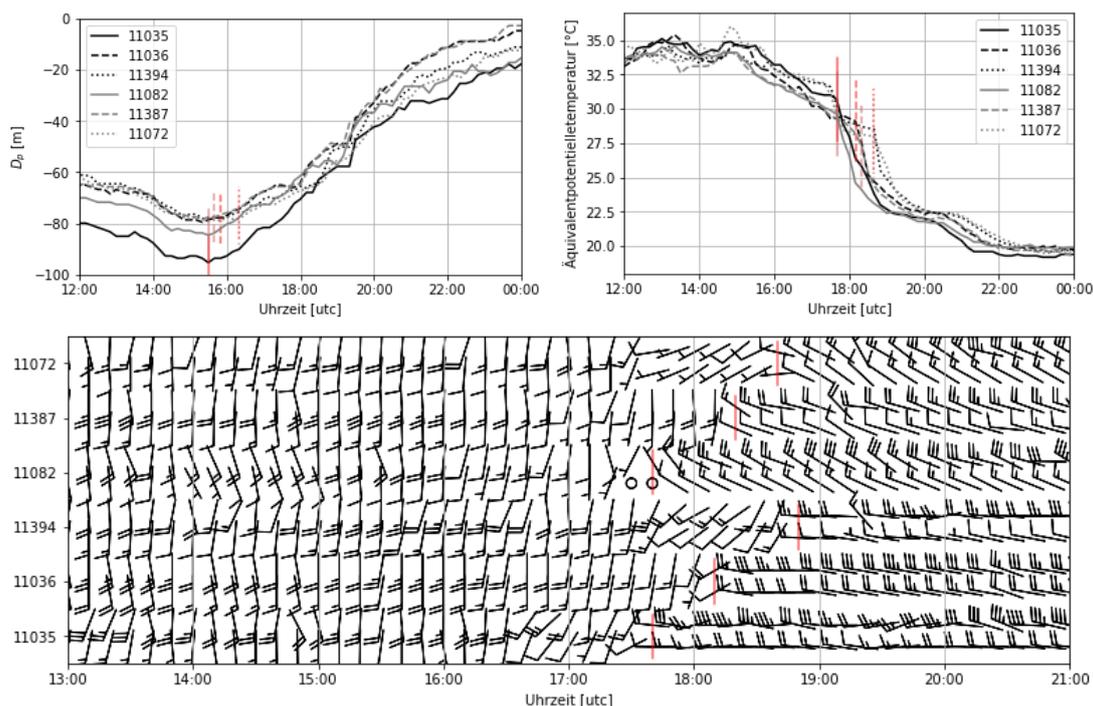


Abbildung 43: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen im Lee des Wienerwaldes am 06.06.2017. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Anhand der  $\Theta_e$  kann der Frontdurchgang, wie schon in den bisherigen Regionen, eindeutig definiert werden. An der Station Wien-Hohe Warte und Gumpoldskirchen setzt der markante Temperaturrückgang um 17.40 UTC ein, an der Station Schwechat um 18.10 UTC und an der Station Seibersdorf um 18.20 UTC. Bei diesem Fallbeispiel werden auch erstmals die am weitesten im Lee des Wienerwaldes liegenden Stationen, Bruckneudorf und Neusiedl/See, um 18.40 UTC von der postfrontalen Luftmasse erreicht.

Der Windsprung stimmte bis auf wenige Ausnahmen exakt mit den Zeiten des Frontdurchganges, festgelegt durch das  $\Theta_e$ -Signal, zusammen. An der Station Bruckneudorf findet dieser 10 Minuten später um 18.50 UTC statt. An der Station Gumpoldskirchen wird die Front nach dem Windsprung um 17.40 UTC zu einem Zeitpunkt gelegt, wo im Mittel noch Kalme herrscht, die stärkste Windböe jedoch bereits aus Nordwestlicher Richtung kommt.

#### 6.4.1.6 Vergleich aller Stationen

Abbildung 44 zeigt, wie bei den vorhergehenden Fallbeispielen, die Lage der Stationen. Ähnlich zu den vorherigen Fallbeispielen wird eine westliche bis nordwestliche Frontlinie gewählt.

Die nachstehende Tabelle 4 fasst die analysierten Zeitpunkte des Frontdurchganges zusammen.

Die Kaltfront zieht in 3 Stunden über das betrachtete Gebiet und überquert die einzelnen Messstationen mit wenigen Ausnahmen in geografischer Reihenfolge. Die Ausnahmen sind die Station St. Pölten/Landhaus, wo die Station trotz geografischen Versatz gleichzeitig wie am Jauerling registriert

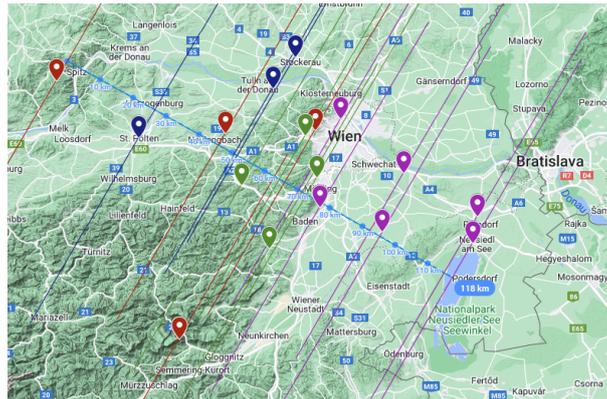


Abbildung 44: Übersichtskarte der analysierten Stationen und dazu eingeblendete Linien normal zur Zugrichtung der Front. Bergstationen sind rot, Stationen vor dem Wienerwald blau, im Wienerwald grün und danach lila. Diese Karte wurde mit Google Maps erstellt.

Tabelle 4: Zusammengefasste und gereichte Zeitpunkte des Kaltfrontdurchganges am 06.06.2017. Die Nummern in der Spalte Region stehen für Bergstationen (1), Stationen vor dem Wienerwald (2), Stationen im Wienerwald (3) und Stationen nach dem Wienerwald, aufgeteilt auf zwei in Reihen gelegenen Stationen (4.1 und 4.2).

Station [Name, Nummer]	Zeitpunkt [UTC]	$\Delta t$ [Minuten]	$\Delta x$ [km]	Region
Jauerling, 11024	15.40	0	0.0	1
St. Pölten/Landhaus, 11389	15.40	0	26.5	2
Buchberg, 11066	16.10	30	46.0	1
Langenlebar, 11030	16.40	60	50.5	2
Stockerau, 11027	16.40	60	51.5	2
Berndorf, 11079	16.40	60	71.5	3
Klausen-Leopoldsdorf, 11391	17.00	80	56.5	3
Wien-Mariabrunn, 11080	17.10	90	64.5	3
Wien-Jubiläumswarte, 11044	17.20	100	66.0	1
Brunn am Gebirge, 11077	17.30	110	73.0	3
Wien-Hohe Warte, 11035	17.40	120	70.5	4.1
Gumpoldskirchen, 11082	17.40	120	77.5	4.2
Schwechat, 11036	18.10	150	92.0	4.1
Seibersdorf, 11387	18.20	160	95.0	4.2
Rax-Seilbahnbergstation, 11180	18.40	180	62.5	1
Bruckneudorf, 11394	18.40	180	115	4.1
Neusiedl/See, 11072	18.40	180	118	4.2

wird. Grund hierfür kann das klassische Bild einer Kaltfront sein, wonach sich diese unter die alte Luftmasse schiebt, wodurch der Frontdurchgang an einer Talstation vor jenem an einer Bergstation gemessen wird. Eine weitere Ausnahme ist die Station Berndorf, wo die Front zu diesem Zeitpunkt 15 bis 20 km weiter fortgeschritten ist als an den anderen Stationen. Ein ähnliches Bild zeigt sich an der Station Brunn am Gebirge, wo der Frontdurchgang knapp vor jenem an der Station Wien-Hohe Warte stattfindet, obwohl Brunn am Gebirge weiter stromabwärts liegt. Ein Unsicherheitsfaktor dieser Betrachtung ist die Annahme einer geradlinigen Frontlinie und deren Ausrichtung. Bei einer geringfügigen Änderung der Orientierung der Frontfläche können sich Distanzen in Strömungsrichtung zwischen zwei Stationen um einige Kilometer verändern. Eine weitere Ursache für die Abweichungen zur geografisch zu erwartenden Reihenfolge können auch präfrontale Gewitter sein. Da das Radararchiv unter <https://kachelmannwetter.com/> erst mit Oktober 2017 startet, stehen von die-

sem Kaltfrontdurchgang über diese Datenquelle keine historischen Radardaten zur Verfügung. Unter <https://www.blitzortung.org> sind von diesem Tag ebenfalls keine Blitzdaten einsehbar, wodurch diese Überlegung weder be- noch widerlegt werden kann. Das sichtbare Satellitenbild (nicht gezeigt) zeigt zwar konvektive Strukturen, es ist jedoch kein Gewitteramboss zu erkennen.

Aus dem  $\Delta x$  und  $\Delta t$  in Tabelle 4 lässt sich nach der allgemein bekannten Formel  $v = s/t$  die Geschwindigkeit der Bodenfront zwischen zwei Stationen berechnen. Die Geschwindigkeit der Bodenfront beträgt demnach zwischen St. Pölten und Langenlebarn rund  $v = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{24 \text{ km}}{60 \text{ Minuten}} = 24 \text{ km/h}$ . An der nördlichen Linie nach dem Wienerwald zwischen Wien-Hohe Warte und Bruckneudorf rund 45 km/h und an der südlichen Linie nach dem Wienerwald zwischen Gumpoldskirchen und Neusiedl/See rund 40 km/h. Die Geschwindigkeit der Bodenfront vor und nach dem Wienerwald liegt somit im selben Größenordnungsbereich.

Beim Vergleich der Stationspaare Buchberg versus Langenlebarn und Wien-Jubiläumswarte versus Wien-Hohe Warte zeigt sich folgendes: Die Bergstationen dieser Stationspaare liegen um jeweils 4.5 km stromaufwärts der tiefer gelegenen Station. Zwischen dem Frontdurchgang an den Stationen Buchberg und Langenlebarn vergehen 30 Minuten, während der Zeitversatz beim Stationspaar Wien-Jubiläumswarte und Wien-Hohe Warte 20 Minuten beträgt. Dieser Unterschied von 33 % darf aufgrund der zeitlichen Auflösung der Messdaten von 10 Minuten nicht überbewertet werden und zeigt, dass die Frontgeschwindigkeit an beiden Flanken des Wienerwaldes vergleichbar ist.

Da der Frontdurchgang an den am weitesten stromabwärts gelegenen Stationen, Neusiedl/See und Bruckneudorf, ebenfalls eindeutig auszumachen ist, lassen sich die Frontengeschwindigkeiten bis zu diesen Messstandorten berechnen:

Tabelle 5: Geschwindigkeit der Bodenfront zwischen den Stationen nach dem Wienerwald. Werte auf ganze Zahlen gerundet.

Station 1	Station 2	Geschwindigkeit [km/h]
Wien- Hohe Warte	Schwechat	43
Schwechat	Bruckneudorf	46
Gumpoldskirchen	Seibersdorf	26
Seibersdorf	Neusiedl/See	69

Es zeigt sich, dass das Signal der Bodenfront im Falle der nördlich untersuchten Linie annähernd konstant weiterbewegt. An der südlichen Linie ist eine Zunahme der berechneten Windgeschwindigkeit zu sehen. Diese muss nicht zwingend durch eine Geschwindigkeitszunahme in der Realität hervorgerufen werden, sondern kann auch durch Unsicherheiten in der Legung des Zeitpunktes des Frontdurchganges oder in einer Unsicherheit in der Orientierung der Frontlinie in Abbildung 44 ihren Ursprung haben. Es ist jedoch anzumerken, dass die Windgeschwindigkeit an der Station Neusiedl/See nach dem Frontdurchgang höher als jene in Seibersdorf ist, was die Hypothese einer Beschleunigung der Front unterstützt. Auch an diesem Punkt muss jedoch vor Überinterpretation Abstand genommen werden, da die höhere Windgeschwindigkeit auch durch eine durch Konvektion ausgelöste Böenlinie hervorgerufen werden könnte.

Die INCA-Analyse ist mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde leider zu grob um die eben diskutierte Beschleunigung der Front genauer zu untersuchen, wodurch dieser Punkt im Zuge dieser Arbeit nicht endgültig geklärt werden kann. Nichts desto trotz ist der Frontdurchgang in den INCA-Daten deutlich zu sehen, wodurch diese im nachfolgenden Unterkapitel diesbezüglich analysiert werden.

### 6.4.1.7 INCA-Analyse

Die INCA-Analyse zu vier aufeinanderfolgenden Zeitschritten zeigt in Abbildung 45 ein eindeutiges Voranschreiten der Kaltfront von Nordwest nach Südost. Es wird deutlich, dass im Bereich um Berndorf bereits zwischen 16 und 17 UTC die energieärmere Luftmasse einfließt. Ansonsten ist eine Abkühlung um 17 UTC hauptsächlich über dem Waldviertel und dem westlichen Tullnerfeld zu sehen. In Wien und dem Wiener Becken geht die Lufttemperatur von 16 bis 17 UTC nur schwach zurück, was auf den Tagesgang der Temperatur zurückgeführt werden kann.

Um 18 UTC zeigt sich eine markante Grenze der Lufttemperatur über Wien. Während östlich davon, wie etwa an der Station Schwechat, nach wie vor die präfrontale Luftmasse vorzufinden ist, beginnt die Lufttemperatur westlich davon, zum Beispiel an den Stationen Wien-Mariabrunn oder Wien-Hohe Warte, bereits deutlich zu sinken.

Bis 19 UTC verlagert sich diese Grenze weiter nach Osten und an allen betrachteten Stationen ist bereits ein, im Vergleich zum normalen Tagesgang, verstärkter Temperaturrückgang zu beobachten.

Die nach dem Frontdurchgang im Osten höhere Lufttemperatur lässt sich zum größten Teil auf die niedrigere geometrische Höhe zurückführen. Dieser Effekt zeigt sich auch im ebenfalls tiefer gelegenen Tullnerfeld.

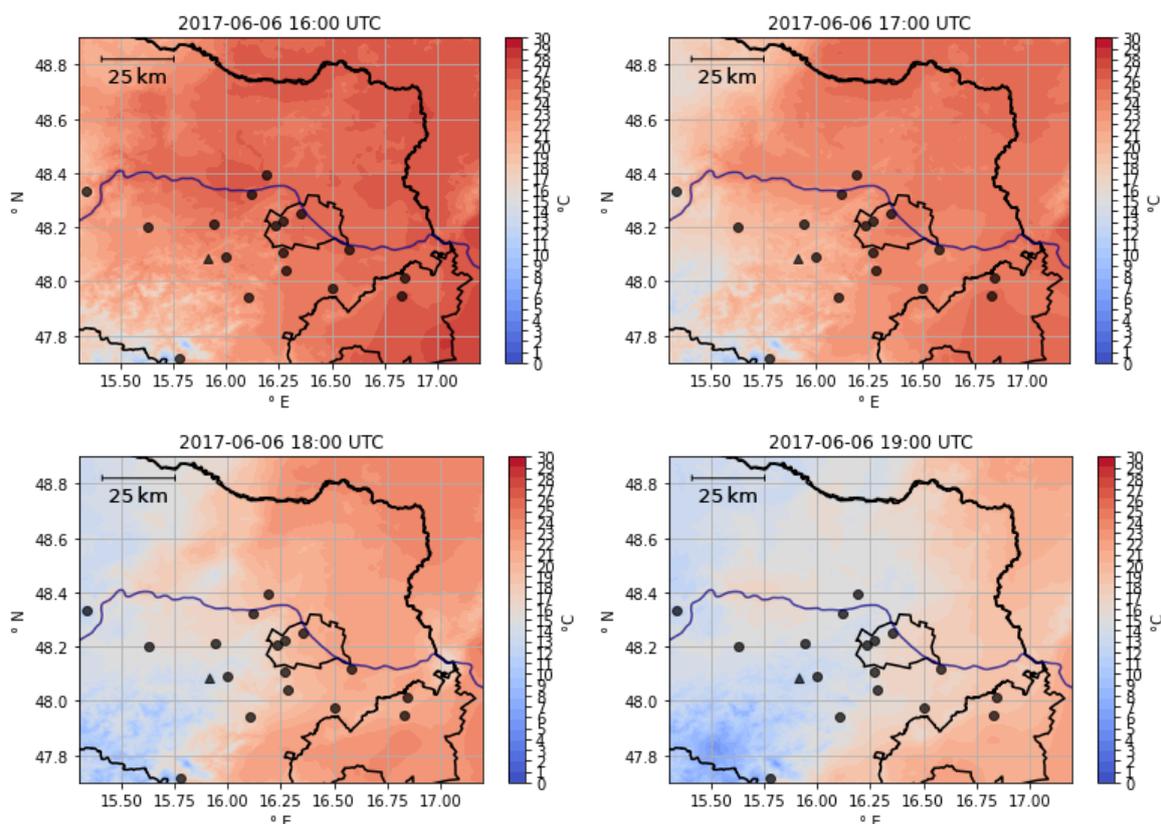


Abbildung 45: Stündliche INCA-Analyse der Temperatur zu vier aufeinanderfolgenden Zeitpunkten.

Bei Abbildung 45 ist es wichtig die Farbskala genau zu beachten. Auch wenn nach dem Frontdurchgang im Lee des Wienerwaldes nach wie vor rötliche Färbung eingezeichnet ist, hat die Lufttemperatur im Vergleich zum Zeitpunkt um 16.00 UTC um rund 8 bis 10 °C abgenommen.

## 6.4.2 Fallbeispiel IV - maskierte Kaltfront in der Nacht auf 04.01.2020

### 6.4.2.1 Allgemeine Wetterlage

In den Abendstunden des 31.12.2019 liegt Mitteleuropa unter der Vorderseite eines von der Iberischen Halbinsel bis über die Britischen Inseln hinaus reichenden Keils. Bereits zu diesem Zeitpunkt liegt südlich von Irland ein Höhentief. Östlich von der Keilachse und dem Höhentief befindet sich der Kern eines Hochdruckgebietes. In den nächsten Tagen wandert dieses Gebilde, bedingt durch seine große Wellenlänge, nur langsam ostwärts. Die Keilachse liegt am Nachmittag des 02.01.2020 über Ostösterreich.

Dieses Setting begünstigt die Bildung einer markanten Inversion, welche besonders deutlich im Radiosondenaufstieg von Wien-Hohe Warte vom 03.01.2020 00 UTC in Abbildung 46 zu sehen ist. Das Maximum der Temperatur liegt bei 9.7 °C in einer Höhe von knapp über 1300 m bei einem Druck von rund 877 hPa. Zum Vergleich: Die Tageshöchstwerte der Lufttemperatur liegen an der Station Wien Hohe Warte am 02.01.2020 bei 3.6 °C, und am 03.01.2020 bei -0.3 °C. Der resultierende Unterschied in der potentiellen Temperatur beträgt rund 21.9 °C. Die Lage der energiereicheren Luftmasse oberhalb der energieärmeren, beschreibt eine höchst stabile atmosphärische Schichtung. Eine solch ausgeprägte Inversion stellt die geeignete Ausgangslage für den Durchgang einer maskierten Kaltfront dar.

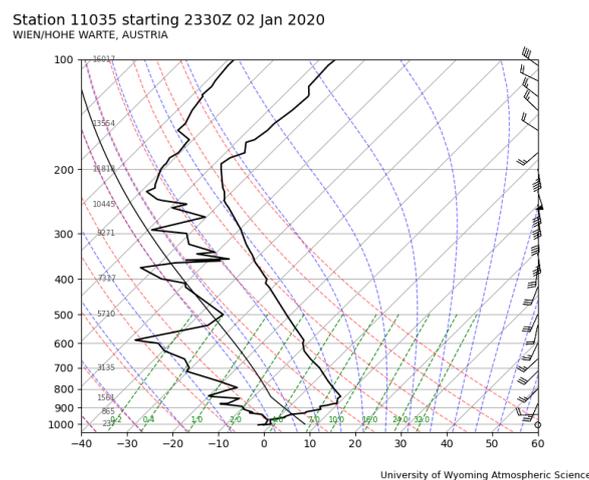


Abbildung 46: Radiosondenaufstieg der Station Wien-Hohe Warte vom 03.01.2020 um 00 UTC.

Das bereits angesprochene Höhentief bettet sich hinter dem Keil in die Höhenströmung wieder ein, und wandert als Trog ohne geschlossene Isohypse über Deutschland hinweg, bis er am 03.01.2020 über Polen und dem südlichen Baltikum liegt. Von diesem Höhentief geht ein bereits okkludiertes Frontensystem aus, welches mit einem weiteren System mit Tiefkern über der Barentsee verbunden ist. Die Kaltfront des Höhentiefs soll Hauptakteur dieses Fallbeispiels sein und liefert den zu analysierenden Frontendurchgang über Ostösterreich. Laut den Karten der ZAMG in Abbildung 47 findet zwischen 18 UTC des 03.01.2020 und 00 UTC des 04.01.2020 über Ostösterreich der Durchgang der beschriebenen Kaltfront statt.

### 6.4.2.2 Betrachtung der Bergstationen

Um diese Kaltfront neben den Wetterkarten auch durch Messwerte zu belegen, werden zu Beginn Bergstationen betrachtet.

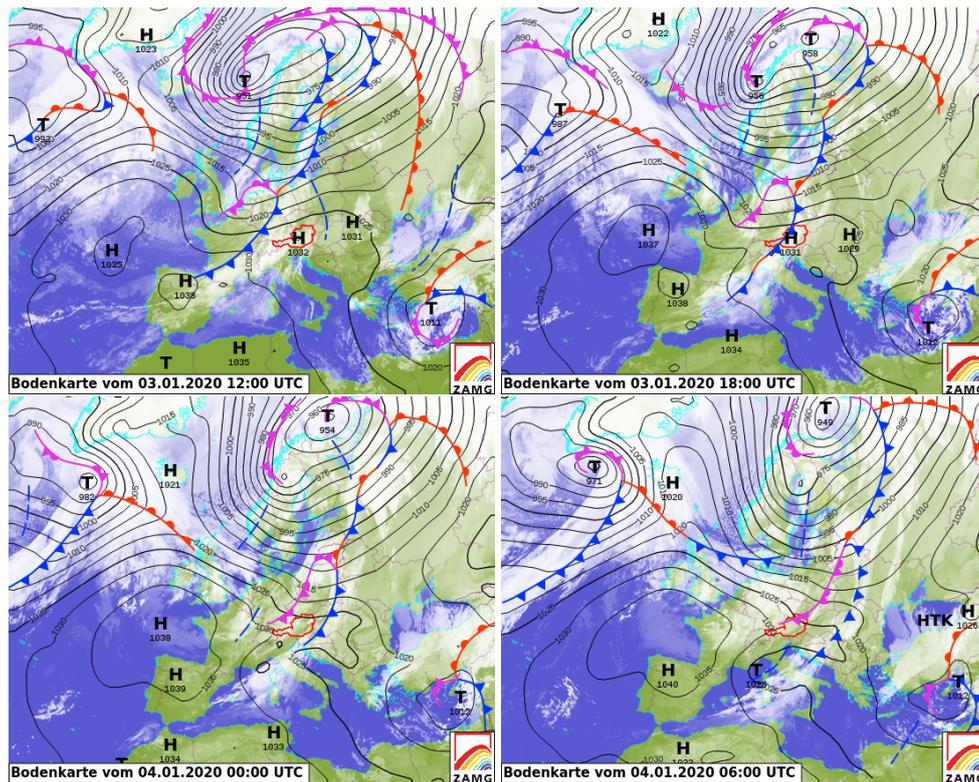


Abbildung 47: Bodenwetterkarten der ZAMG zu vier aufeinanderfolgenden Terminen zwischen 03.01.2020 12 UTC und 04.01.2020 06 UTC mit Kaltfrontdurchgang über Ostösterreich.

Die Rax liegt zwar nicht mehr im Wienerwald, zählt jedoch mit einer Seehöhe von 1547 m zu den höheren Punkten in der Rax-Schneeberggruppe, wodurch diese Station weitestgehend entkoppelt von der im Wienerwald vorherrschenden Atmosphärenschicht ist. Der Vergleich mit der Radiosonde zeigt, dass diese Station rund 250 m über der Inversionsobergrenze liegt.

Mit 955 m ist die Station am Jauerling auch deutlich höher als das Umland, insbesondere als das südöstliche Umland über dem Dunkelsteinerwald in Richtung Tullnerfeld. Direkt an der Flanke des Wienerwaldes steht die Wetterstation am Buchberg auf einer Seehöhe von 460 m. Die zuletzt genannten Stationen liegen deutlich innerhalb der in der Radiosonde zu sehenden Inversionsschicht.

Die Verläufe der unterschiedlichen Parameter werden von allen genannten Bergstationen zusammengekommen in Abbildung 48 dargestellt. Einerseits um eine bessere Übersicht zu gewährleisten und andererseits, um eine direkte Vergleichbarkeit zu bieten.

Nach dem Drucksignal findet der Frontdurchgang als erstes an der Station am Jauerling um 12.40 UTC statt, an der Station Buchberg um 13.00 UTC und an der Station Rax-Seilbahnbergstation um 14.30 UTC. Diese Reihenfolge und Durchgangszeitpunkte passen sehr gut mit der geografischen Lage der Stationen und der Zugrichtung der Front zusammen.

Unter der Betrachtung der äquivalent potentiellen Temperatur ergeben sich folgende Uhrzeiten für den Frontdurchgang, wobei besonderes Augenmerk darauf gelegt wird, dass der Frontdurchgang bei Beginn der Temperaturabnahme beziehungsweise bei dem letzten Messpunkt vor der Abkühlung gesetzt wird: An der Station Jauerling passiert dies um 12.50 UTC, an der Station Rax-Seilbahnbergstation um 14.30 UTC und an der Station Buchberg um rund 16.40 UTC. An letzterer Station ist zwar ab 14.40 UTC eine Abnahme der Temperatur zu sehen, diese ist aber mit einem normalen Tagesgang in Verbindung zu bringen. Da die Sonne am 03.01.2020 die meiste Zeit des Tages scheint, ist mit einem Tagesgang der

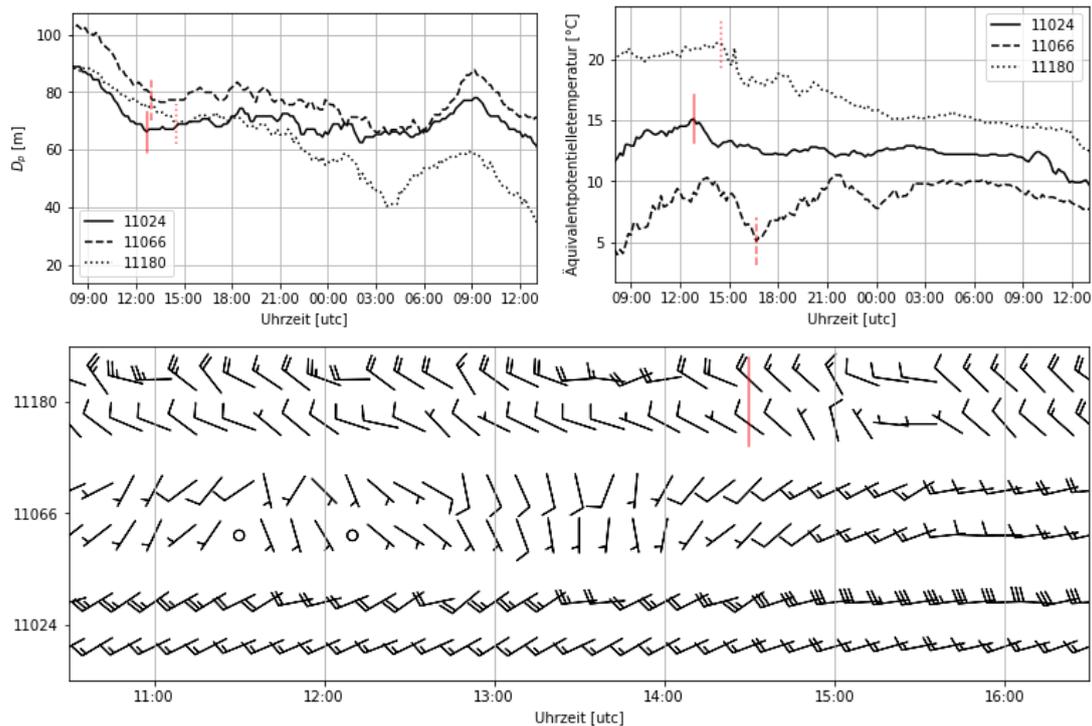


Abbildung 48: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Bergstationen am 03.01.2020 und 04.01.2020. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Temperatur zu rechnen. Somit ist die Front auf der Rax nach Temperaturrückgang und Drucksignal zu identem Zeitpunkt zu legen, während sich bei den niedriger gelegenen Bergstationen ein Zeitversatz zeigt. Am Jauerling beträgt er 10 Minuten, am Buchberg rund 210 Minuten.

Dieser Zeitversatz ist vermutlich auf die vor der Front über Ostösterreich liegende markante Inversion zurückzuführen. Die Front eilt oberhalb dieser Inversion davon und schafft es nur langsam die Inversion auszuräumen, wodurch sich Temperatur und Wind in Bodennähe erst deutlich später verändern. Das Gewicht der Luftsäule oberhalb der Inversion ändert sich jedoch unabhängig davon ob die Front den Boden erreicht. Dadurch ist das Drucksignal bereits bei Frontdurchgang in der Höhe zu sehen, ein Temperatursprung jedoch erst, wenn der auflebende Wind hinter der Front die Inversion bis zur Station ausgeräumt hat.

Diese Überlegung ist vor allem auch mit dem Fakt konsistent, dass der Zeitversatz zwischen Druck- und Temperatursignal an der Station Rax-Seilbahnbergstation (oberhalb der Inversion) nicht, an der Station Jauerling (knapp unterhalb der Inversion) nur gering und an der Station Buchberg (deutlich innerhalb der Inversion) wesentlich ausgeprägter gegeben ist. Die Betrachtung der Verläufe der  $\Theta_e$  zeigt neben der Inversion vor der Front, wo höher gelegene Messstationen höhere Temperaturen messen, eine ähnliche Luftschichtung nach Frontdurchgang. Zu Mittag des 04.01.2020 messen tiefer gelegene Stationen nach wie vor tiefere Temperaturen als höher gelegene. Die Front dürfte daher nicht die komplette Inversion erodiert haben.

Unter Betrachtung des Windes lassen sich keine vergleichbar eindeutigen Frontdurchgänge an den Bergstationen ausmachen. Am Jauerling nimmt die Geschwindigkeit der Böen zwar ab 12.50 UTC von rund 20 kt auf rund 25 kt zu, allerdings ist im Mittelwind weder eine Veränderung der Richtung noch der Geschwindigkeit auszumachen. Ab rund 14.30 UTC nimmt die Böengeschwindigkeit auf 30 kt zu und der Wind dreht von zuvor Südwest auf West, was zu einem Frontdurchgang passt. An der Station Buchberg findet zwar ein zyklonaler Windsprung zwischen 12.40 UTC und 12.50 UTC statt, allerdings liegt dieser zeitlich vor dem  $\Theta_e$ - sogar vor dem  $D_P$ -Signal, wodurch diese Drehung nicht mit der Front in Verbindung zu bringen ist. Eine weitere Drehung des Windes findet ab 13.50 UTC kontinuierlich bis 15.40 UTC statt. Diese geht nicht sprunghaft, sondern eher gleitend und mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit vor sich. An der Station Rax-Seilbahnbergstation ist zu erwarten, dass auch der Windsprung ziemlich zeitgleich mit dem Drucksignal und dem Rückgang von  $\Theta_e$  passiert. Es ist in den Windböen tatsächlich direkt um 14.30 UTC zu sehen, allerdings unterscheidet sich dieser nicht von anderen Windsprüngen früher oder später an diesem Tag, wodurch er nicht eindeutig und ausschließlich dem Frontdurchgang zugeordnet werden kann.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass zumindest vom Drucksignal eine Front gut festzumachen ist. An der Station Rax-Seilbahnbergstation fällt dieses zeitlich auch sehr gut mit einem Temperaturrückgang und einer Veränderung des Windes zusammen. Vor allem an der niedrigsten hier betrachteten Bergstation, Buchberg, ist ein großer Zeitversatz zwischen der Höhen- und Bodenfront zu sehen.

#### 6.4.2.3 Betrachtung der Stationen im Tal vor dem Wienerwald

Auf der Luv-Seite des Wienerwaldes werden folgende Stationen zur Betrachtung herangezogen: St. Pölten/Landhaus, Langenlebarnd und Stockerau. Diese Stationen sind die einzigen, die vor dem Wienerwald liegen und nicht unter direktem Einfluss von anderen Hügellandschaften stehen. Die Stationen Krems und Langenlois bieten keine Referenz, da diese von der Wachau und den Ausläufern des Waldviertels beeinflusst werden. Der Verlauf der betrachteten drei Parameter ist in Abbildung 49 gezeigt.

Nach dem  $D_P$ -Wert geht die Front an der Station St. Pölten/Landhaus um 13.30 UTC durch, an der Station Langenlebarnd um 13.50 UTC und an der östlichsten Station Stockerau um 14.00 UTC. Es wird versucht diese Zeitpunkte unabhängig von den bereits gefundenen Zeitpunkten der Frontdurchgänge an den Bergstationen zu lokalisieren. Allerdings passen die späteren Zeiten nicht einwandfrei zu den bisher gefunden Daten. So liegen zwischen der Station Buchberg und Langenlebarnd 50 Minuten, obwohl diese beiden räumlich nur rund 17 km entfernt voneinander liegen.

Dafür sind die Zeitpunkte zwischen St. Pölten/Landhaus, Langenlebarnd und Stockerau untereinander in Zusammenschau mit der geografischen Reihenfolge stimmig. Eine Ursache für die Differenz zu den Bergstationen ist, dass alle nun betrachteten Stationen im Tal liegen, und somit eine mächtigere Inversionsschicht über sich haben, welche das Drucksignal zusätzlich beeinflusst.

Anhand der  $\Theta_e$  lässt sich das Durchgreifen der Fronten an den einzelnen Stationen sehr eindeutig festlegen, da die Kaltfront an allen betrachteten Stationen maskiert durchgeht. Die Reihenfolge des Eintreffens der postfrontalen Luftmasse an den Stationen entspricht hierbei der geografischen Reihenfolge von West nach Ost. Der markante Temperatursprung und damit der Durchgang der Front findet in St. Pölten/Landhaus um 16.30 UTC statt, in Langenlebarnd um 22.20 UTC und in Stockerau um 23.20 UTC.

Vor Frontdurchgang ist vor allem die Temperaturkurve und deren starker Anstieg an der Station St. Pölten/Landhaus von Interesse. In St. Pölten wird am 03.01.2020 nahezu die maximal mögliche

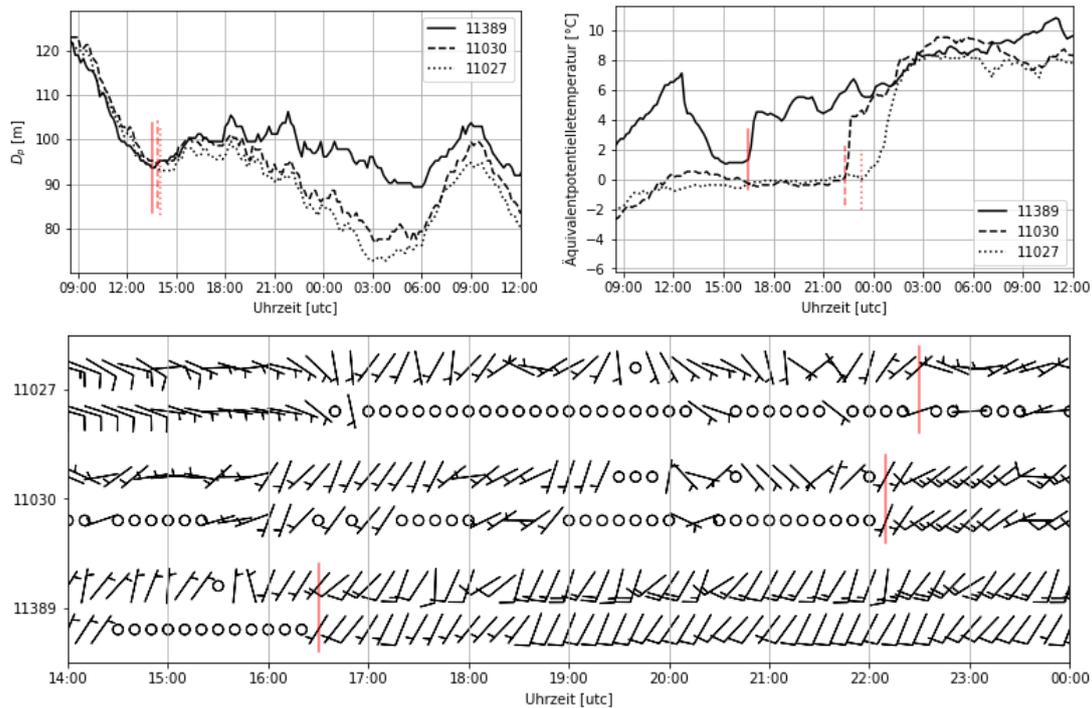


Abbildung 49: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen im Luv des Wienerwaldes am 03.01.2020 und 04.01.2020. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (idente Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Sonnenscheindauer gemessen. Dieser verursacht einen Tagesgang der Temperatur, welcher sich auch in der äquivalentpotentiellen Temperatur niederschlägt. An den Stationen Langenlebar und Stockerau wird hingegen keine Sonnenscheindauer erfasst, da diese Messstandorte unter einer dichten Hochnebelschicht liegen, wodurch eine Erwärmung untertags ausbleibt.

Im Gegensatz zu den Bergstationen passen an diesen Stationen die Frontdurchgänge anhand des Windes nahezu ohne zeitlichen Versatz zu jenen Durchgangszeiten der äquivalentpotentiellen Temperatur. Leichte zeitliche Verzögerungen können auf Ungenauigkeiten bei der Interpretation von  $\Theta_e$  zurückgeführt werden. Oftmals passiert zwischen den Messungen vor den hier markierten Zeitpunkten ein Anstieg von wenigen Zehntel  $^{\circ}\text{C}$  pro 10 Minuten, und nach dem markierten Zeitpunkt ein Anstieg von  $1^{\circ}\text{C}$  oder mehr. Es wurde zwar erwähnt, dass die Frontdurchgänge anhand von  $\Theta_e$  zu Beginn der Temperaturänderung gelegt werden, jedoch lässt sich eine zu geringfügige Änderung nicht von natürlicher Variabilität, wie sie meistens vorzufinden ist, unterscheiden.

An den Stationen St. Pölten/Landhaus und Langenlebar ist der Frontdurchgang um 16.30 UTC und 22.10 UTC nach dem Parameter des Windes sehr klar zu legen. Die Abweichung zum Zeitpunkt des Temperaturanstieges beträgt in Langenlebar 10 Minuten, in St. Pölten gibt es keinen zeitlichen Versatz. An der Station Stockerau wird der Frontdurchgang anhand des Windes um 22.30 UTC gelegt, da hier der Wind im Mittel erstmals aus westlicher Richtung gemessen wird. Dieser Zeitpunkt liegt 50 Minuten vor dem markierten Temperaturanstieg. Im Zweifelsfall wird der durch die Temperaturveränderung markierte Zeitpunkt stärker gewichtet, da es im Zuge dieses Frontdurchganges zu einem deutlichen

Temperatursprung kommt, wohingegen die Veränderung des Windes nicht von ähnlicher Klarheit geprägt ist.

#### 6.4.2.4 Betrachtung der Stationen im Tal im Wienerwald

Die Auswahl an Stationen mitten im Wienerwald beschränkt sich genau genommen auf Klausen-Leopoldsdorf. Werden jedoch auch Stationen in Randlagen des Wienerwaldes berücksichtigt, dann erweitert sich die Liste um Wien-Mariabrunn, Brunn am Gebirge und Berndorf. Die zeitliche Entwicklung an diesen Stationen ist in Abbildung 50 dargestellt.

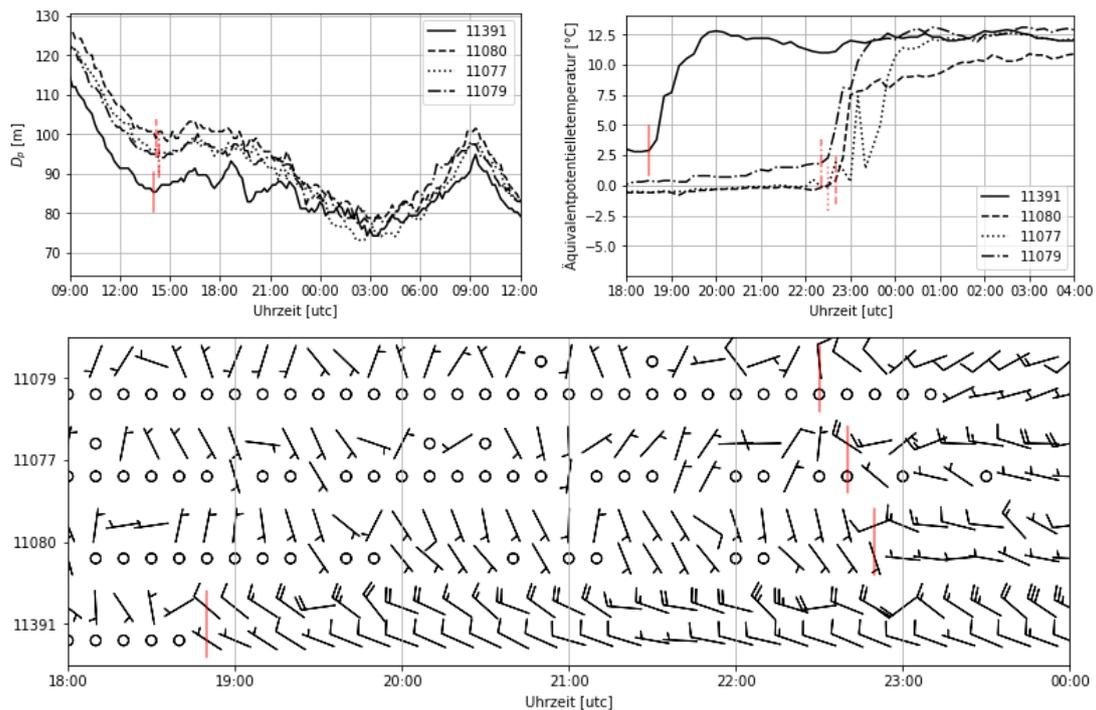


Abbildung 50: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen innerhalb des Wienerwaldes am 03.01.2020 und 04.01.2020. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (identische Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

Der Frontdurchgang ist nach dem Drucksignal sehr eindeutig zu legen. In Klausen-Leopoldsdorf passiert er am frühesten um 14.00 UTC, dicht gefolgt von Wien-Mariabrunn um 14.10 UTC und wiederum dicht gefolgt von den Stationen Brunn am Gebirge und Berndorf um 14.20 UTC. Diese Reihenfolge passt mit dem Bild einer von Nordwest nach Südost ziehenden Kaltfront zusammen. Auch in der Zusammenschau mit den Stationen vor dem Wienerwald sind diese Uhrzeiten sehr stimmig.

Nach der  $\Theta_e$  passiert der Frontdurchgang wesentlich später und ist aufgrund des maskierten Charakters der Kaltfront eindeutig auszumachen. An der Station Klausen-Leopoldsdorf setzt der Temperaturanstieg um 18.30 UTC, an der Station Berndorf um 22.20 UTC, an der Station Brunn am Gebirge um 22.30 UTC und an der Station Wien-Mariabrunn um 22.40 UTC ein.

Anhand des Windsprunges lassen sich zum Temperatursignal sehr ähnlich Zeitpunkte ausmachen: In Klausen-Leopoldsdorf um 18.50 UTC, Berndorf um 22.30 UTC, Brunn am Gebirge um 22.40 UTC und

Wien-Mariabrunn um 22.50 UTC. Am Beispiel Wien-Mariabrunn zeigt sich der Frontdurchgang zuerst in der Windrichtung der stärksten Windböe und nicht jener des Mittelwindes.

Besonders eindrucksvoll sichtbar ist die Wechselwirkung zwischen der kalten Inversionsluft und den Luftmassen der Kaltfront an der Station Brunn am Gebirge. Bereits vor dem hier markierten Zeitpunkt steigt die  $\Theta_e$  kurzzeitig um wenige Zehntel °C an, und sinkt bei der nächsten Messung 10 Minuten später wieder ab. Dieser kurzzeitige Anstieg geht auch mit einer kurzen Zunahme der Windgeschwindigkeit einher. Diese Temperatursprünge intensivieren sich innerhalb der nächsten Stunde und betragen schlussendlich über 7 °C. Dies deutet auf ein 'Zurückschwappen' der einmal bereits verdrängten Inversionsluft hin.

#### 6.4.2.5 Betrachtung der Stationen nach dem Wienerwald

Die bisherigen Analysen haben gezeigt, dass nach der Front in der freien Atmosphäre Wind aus Nordwesten herrscht. In dieser Zugrichtung werden nun zwei annähernd linienförmig angeordnete Stationstripel gebildet, anhand welcher der Frontdurchgang im Lee des Wienerwaldes analysiert werden soll. Abbildung 51 enthält die Zeitserien beider Stationslinien. Die nördliche Linie ist hierbei schwarz geplottet, die Daten der Südlichen grau. Konkret liegen auf diesen Linien folgende Stationen:

N Wien-Hohe Warte - Schwechat - Bruckneudorf

S Gumpoldskirchen - Seibersdorf - Neusiedl/See

Nach dem  $D_P$ -Wert ist der Frontdurchgang in der geografisch zu erwarteten zeitlichen Abfolge an den betrachteten Messstationen zu legen. Einzige Ausnahmen bilden die Station Wien-Hohe Warte und Schwechat, wo laut dem  $D_P$ -Wert die Front trotz der horizontalen Distanz von knapp über 20 km gleichzeitig um 14.30 UTC durchgeht. An der ebenfalls auf dieser Linie gelegenen Station Bruckneudorf findet der Frontdurchgang um 14.50 UTC statt. An der südlicheren Stationslinie sind mit 14.30 UTC in Gumpoldskirchen, 14.40 UTC in Seibersdorf und 14.50 UTC in Neusiedl/See nahezu idente Zeitpunkte zu finden.

Nach der Temperatur ist der Frontdurchgang an der Station Wien-Hohe Warte einige Stunden später um 23.50 UTC und an der Station Schwechat um 01.30 UTC. Auf der zweiten Linie ist er um 00.30 UTC an der Station Gumpoldskirchen und um 01.20 UTC an der Station Seibersdorf. An den Stationen Bruckneudorf und Neusiedl/See kann anhand der  $\Theta_e$  keine Front ausgemacht werden. Die dortige Erwärmung erfolgt nicht so schlagartig wie an den anderen Stationen, tritt stark verzögert auf und geht erst in den frühen Vormittagsstunden mit zumindest zeitweisem Sonnenschein einher. Dieser löst einen einstrahlungsbedingten Tagesgang der Temperatur aus, wodurch diese Erwärmung nicht mit der analysierten Kaltfront in Verbindung zu bringen ist.

Unter Berücksichtigung des Windsprunges ergeben sich folgende Zeitpunkte für den Frontdurchgang: An der Station Wien-Hohe Warte ist er um 23.50 UTC zu setzen, an der Station Schwechat um 02.20 UTC, was 50 Minuten später als der Sprung in der  $\Theta_e$  ist. An der Station Bruckneudorf bleibt die Windrichtung Süd bis in die erste Tageshälfte des 04.01.2020 bestehen, wodurch auch unter Betrachtung dieses Parameters hier kein Frontdurchgang gefunden werden kann. An der Station Gumpoldskirchen ist der Frontdurchgang nach dem Wind um 00.40 UTC auszumachen. An der Station Seibersdorf kann kein eindeutiger Frontdurchgang gelegt werden. Um 01.50 UTC wird die Windrichtung der stärksten Böe in den vergangenen 10 Minuten erstmals aus westlicher Richtung gemessen. Danach drehen auch die Böen nochmals auf östliche Richtungen, bevor um rund 03.10 Uhr auch der 10-minütige Mittelwind

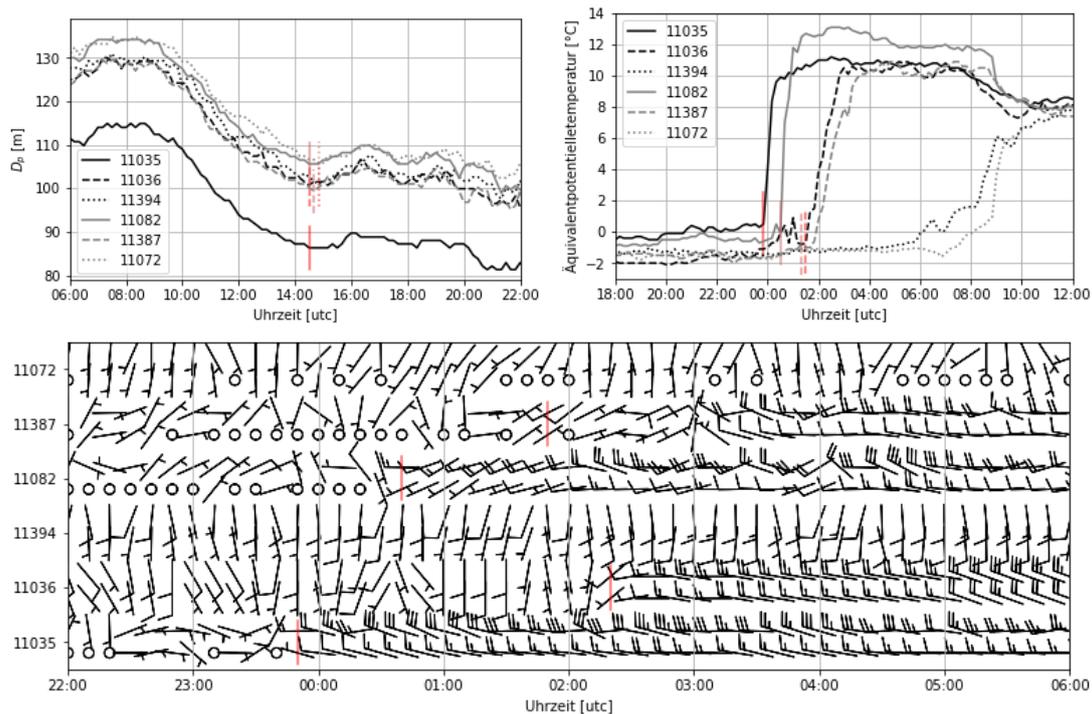


Abbildung 51: Verlauf des  $D_p$  und  $\Theta_e$ -Wertes sowie des Windes an den ausgewählten Stationen im Lee des Wienerwaldes am 03.01.2020 und 04.01.2020. Die untere Messreihe in der Abbildung für den Wind einer jeden Station stellt den 10-minütigen Mittelwind dar, die obere die maximale Böe der vergangenen 10 Minuten. Die senkrechten roten Striche zeigen den manuell lokalisierten Frontdurchgang an der jeweiligen Station (idente Linienart), jeweils unter isolierter Betrachtung des jeweiligen Parameters. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

aus Westen weht. An der Station Neusiedl/See bleibt ähnlich wie in Bruckneudorf die Windrichtung Süd bzw. Windstille bis in die erste Tageshälfte des 04.01.2020 bestehen. Daher wird auch an dieser Station kein Frontdurchgang markiert.

Bei großen Diskrepanzen des Zeitpunkts des Frontdurchganges wurde jener laut der  $\Theta_e$  gewählt, da dieser Temperatursprung von über  $10^\circ\text{C}$  das markanteste Merkmal des Frontdurchganges darstellt.

#### 6.4.2.6 Vergleich aller Stationen

Um einen aussagekräftigen Vergleich aller Stationen anstellen zu können, wird die Distanz zwischen den einzelnen Stationen ermittelt, allerdings nicht von Station zu Station, sondern in Strömungsrichtung. Hierfür wird der Wind nach der Kaltfront mit West bis Nordwest als Zugrichtung angenommen. Die Distanz zwischen den einzelnen Stationsparallelen in dieser Himmelsrichtung ist in Abbildung 52 zu sehen.

Es ist an diesem Punkt anzumerken, dass in der Realität nicht von einer geraden Frontlinie auszugehen ist, sondern sich diese viel eher an die topographischen Bedingungen anpasst, wie Kaufmann, 1989 aus der Arbeit von Steinacker anführt. In der nachstehenden Tabelle 6 wird der Frontdurchgang an der Station Jauerling als Referenzpunkt verwendet. Dies gilt sowohl hinsichtlich der Zeitdifferenz, da die Front an dieser Station als erstes durchgeht, als auch hinsichtlich der horizontalen Entfernung, da sie die erste der betrachteten Stationen in Strömungsrichtung ist.

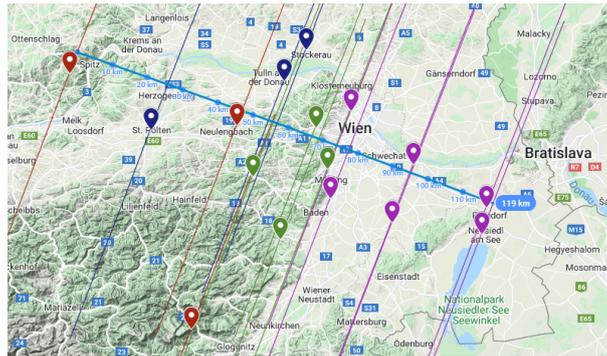


Abbildung 52: Übersichtskarte der analysierten Stationen und dazu eingeblendete Linien normal zur Zugrichtung der Front. Bergstationen sind rot, Stationen vor dem Wienerwald blau, im Wienerwald grün und danach violett eingezeichnet. Karte erstellt mit Google Maps.

Tabelle 6: Zusammengefasste und gereihte Zeitpunkte des Kaltfrontdurchganges am 03.01. und 04.01.2020. Die Nummern in der Spalte Region stehen für Bergstationen (1), Stationen vor dem Wienerwald (2), Stationen im Wienerwald (3) und Stationen nach dem Wienerwald, aufgeteilt auf zwei in Reihen gelegenen Stationen (4.1 und 4.2). Erklärung der Abkürzungen: BKF ... Bodenkaltfront, HKF ... Höhenkaltfront.

Station [Name, Nummer]	Zeitpunkt [UTC]	$\Delta t$ [Minuten]	$\Delta x$ [km]	Region	$\Delta t$ BKF-HKF
Jauerling, 11024	12.50	0	0.0	1	10
Rax-Seilbahnbergst., 11180	14.30	100	55.5	1	0
St. Pölten/Landhaus, 11389	16.30	220	26.0	2	180
Buchberg, 11066	16.40	230	47.0	1	220
Klausen-Leopoldsdorf, 11391	18.30	340	55.5	3	270
Langenlebar, 11030	22.10	560	54.0	2	500
Berndorf, 11079	22.20	570	68.5	3	480
Brunn am Gebirge, 11077	22.30	580	73.5	3	490
Wien-Mariabrunn, 11080	22.40	590	66.5	3	510
Stockerau, 11027	23.20	630	56.5	2	560
Wien-Hohe Warte, 11035	23.50	660	74.0	4.1	560
Gumpoldskirchen, 11082	00.30	700	77.0	4.2	600
Seibersdorf, 11387	01.20	750	95.0	4.2	640
Schwechat, 11036	01.30	760	95.0	4.1	660

Diese Tabelle zeigt, dass die Front im Allgemeinen der geografischen Reihenfolge entsprechend über die einzelnen Regionen zieht. Die größte Abweichung davon gibt es gegen Mitternacht (Lokalzeit). Zu dieser Zeit trifft die Front an der Station Stockerau ein, nachdem sie an allen Bergstationen, den übrigen Stationen vor dem Wienerwald und den Stationen im Wienerwald durchgeht. Unmittelbar danach findet bereits der Frontdurchgang an der Station Wien-Hohe Warte statt. Anschließend folgen ausschließlich Stationen nach dem Wienerwald.

Zusätzlich zu den in Tabelle 6 angeführten Stationen wird auch der Frontdurchgang an der Station Wien-Stammersdorf betrachtet. Das Eintreffen der postfrontalen Luftmasse in Bodennähe ist hierbei zwischen 00.00 UTC und 00.10 UTC zu legen. Nach Durchgang der Front weht Nordwestwind. Daraus kann geschlossen werden, dass der Wienerwald über- und nicht umströmt wird. Im Falle einer Umströmung müsste der Frontdurchgang an der Station Wien-Stammersdorf aufgrund der geografischen Nähe zur Wiener Pforte früher als an anderen Stationen wie Wien-Hohe Warte stattfinden. Bei dieser Überlegung wird davon ausgegangen, dass die Wiener Pforte aufgrund ihrer Talgröße bei einer

Umströmung des Wienerwaldes als hauptsächliches Durchgangstal gelten würde. Die in Unterkapitel 6.4.2.7 mithilfe der INCA-Daten näher analysierte Temperaturverteilung schließt eine Umströmung des Wienerwaldes ebenfalls aus.

Zwischen der Station St. Pölten/Landhaus und Langenlebarn ergibt sich eine Geschwindigkeit von 4.9 km/h. Zwischen Langelebarn und Stockerau verlangsamt sich diese auf 2.1 km/h. Nach dem Wienerwald liegt die Geschwindigkeit auf der nördlichen Linie bei 12.6 km/h, auf der südlichen Linie bei 21.6 km/h. Zusammenfassend ist also die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Bodenfront nach dem Wienerwald rund 3 bis 4 mal höher als davor.

#### **6.4.2.7 INCA-Analyse**

Um die stattgefunden Prozesse besser verstehen zu können, werden die Daten des INCA-Gitterdatensatzes für eine flächige Analyse der Temperaturverteilung herangezogen. Ausgewählte Zeitpunkte aus dem vorliegenden Fallbeispiel sind in Abbildung 53 dargestellt.

Vor Eintreffen der Kaltfront um 12.00 UTC zeigt sich die Inversion in der INCA-Analyse deutlich. Höhere Lagen im Wienerwald oder dem Rax-Schneeberg-Gebiet weisen hierbei höhere Temperaturen als die tiefen Lagen des Tullnerfeldes oder des Wiener Beckens auf. Zu beachten ist, dass hier die Lufttemperatur in 2 m über Grund und nicht die Potentielle Temperatur  $\Theta$  dargestellt ist. Unter Betrachtung dieser würde die Inversion noch deutlicher zu sehen sein.

Um 17.00 UTC zeigt die INCA-Analyse nach wie vor ein ähnliches Bild wie 5 Stunden zuvor. Die in vielen Bereichen allgemein niedrigere Temperatur, im Vergleich zu der Analyse um 12.00 UTC, hängt zum Großteil noch nicht mit der hier analysierten Kaltfront zusammen, sondern lässt sich auf einen normalen Tagesgang der Temperatur zurückführen.

Um 19.00 UTC zeigt sich in der INCA-Analyse eine Veränderung hinsichtlich der Inversionsstärke. Am Südrand des betrachteten Gebietes ist nach wie vor eine deutliche Inversion zu sehen, wobei hier besonders der Schneeberg nordöstlich der Station Rax-Seilbahnbergstation hervortritt. Weiter nördlich verschwimmen die lokalen Temperaturmaxima westlich des Schöpfels, wodurch sich die Auflösung der Inversion andeutet. Das Tullnerfeld liegt nach wie vor unter der verbleibenden Inversion, was auch mit den Temperaturmessungen aus den Stationen Langenlebarn und Stockerau einhergeht.

Bis 22.00 UTC nimmt die Temperatur laut der INCA-Analyse großflächig zu. Sowohl im Wald- und Weinviertel sind größere Bereiche zu sehen, in denen die Kaltluft bereits bis zum Boden ausgeräumt werden konnte. Das Gebiet rund um den Schöpfel und Klausen-Leopoldsdorf ist ebenfalls bereits von wärmerer Luft umgeben. Auch um die Stationen St. Pölten/Landhaus und Wien-Jubiläumswarte greift bereits die energiereichere Luftmasse durch. Das östliche Tullnerfeld sowie das Wiener Becken liegen nach wie vor unter der Kaltluft der ursprünglichen Inversion.

Zwei Stunden später ist um 00 UTC an den restlichen Stationen im Luv des Wienerwaldes ein Durchgreifen der energiereicheren Luftmasse zu erkennen, was mit den Messwerten zusammenpasst, laut welchen die Front an der Station Stockerau um 23.20 UTC durchgeht. Hierbei ist anzumerken, dass der INCA-Datensatz, wie in Kapitel 3 beschrieben, unter anderem auf diesen Messwerten beruht, wodurch diese Übereinstimmung zu erwarten ist. Im Lee des Wienerwaldes werden zu diesem Zeitpunkt noch keine Stationen von der Front erfasst.

In der Stunde bis 01.00 UTC findet eine bemerkenswerte Veränderung im Temperaturfeld der INCA-Analyse statt. Während die Kaltluft im Luv des Wienerwaldes kontinuierlich weiter ausgeräumt wird, breitet sich im Südosten des Wienerwaldes die postfrontale Luftmasse rasant aus. Zu diesem Zeitpunkt

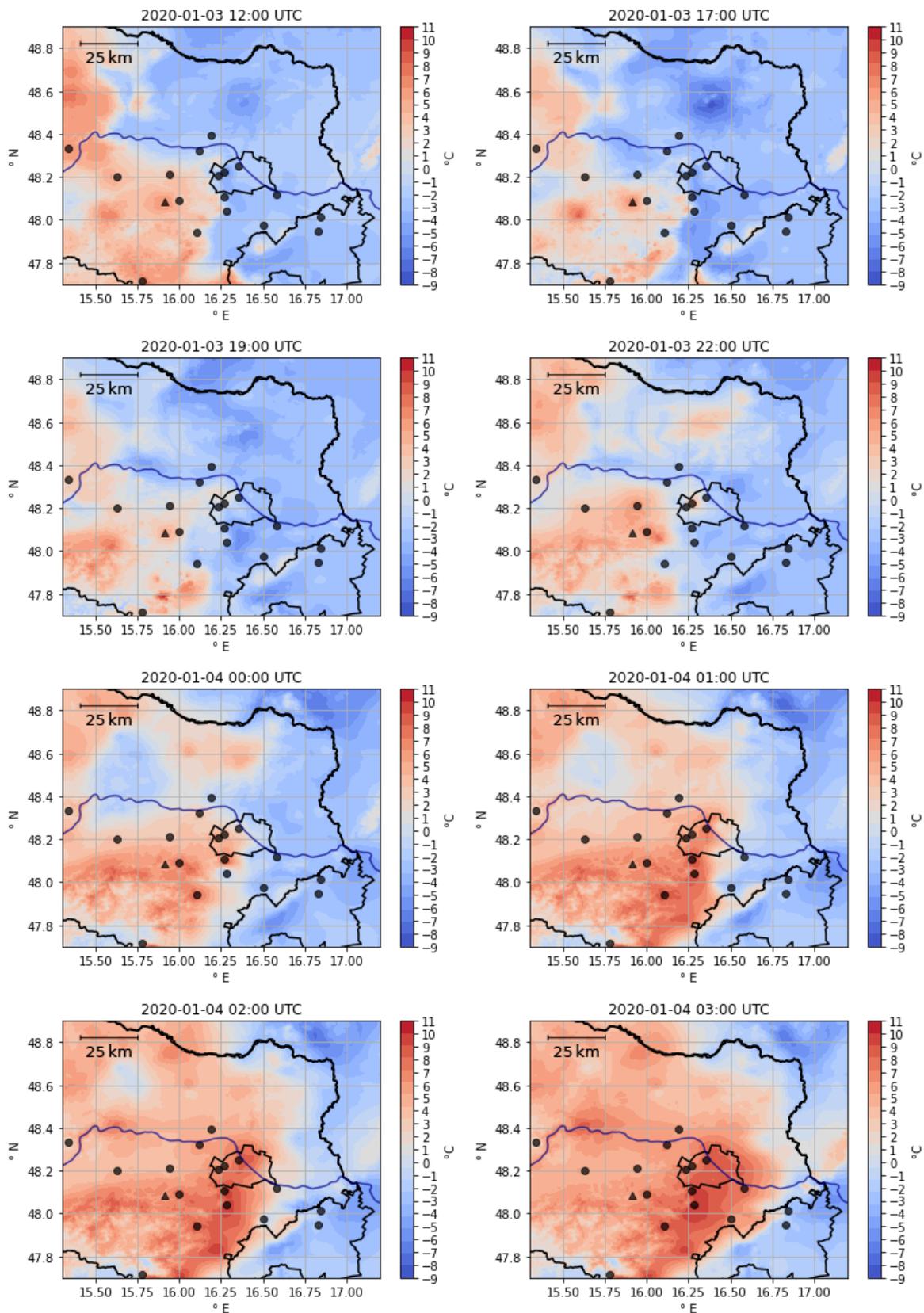


Abbildung 53: Temperaturfeld nach dem INCA-Analysmodell zu verschiedenen Zeitpunkten rund um den Frontdurchgang. Achtung: Es wurden einige Zeitschritte nicht dargestellt! Schwarze Punkte: In diesem Fallbeispiel herangezogene Stationen, restlichen geografischen Daten wie bei bisherigen Kartenabbildungen.

liegen die ersten Stationen im Lee des Wienerwaldes (Wien-Hohe Warte und Gumpoldskirchen) nicht nur in dieser energiereicheren Luftmasse, sondern weisen auch deutlich höhere Temperaturen als jene im Luv auf. Am weitesten ausgeräumt ist die präfrontale Luftmasse bereits im Lee des südlichen Wienerwaldes. Die höhere Temperatur im Lee des Wienerwaldes schließt eine im vorherigen Kapitel 6.2 angesprochene Umströmung des Wienerwaldes aus. Dieser Temperaturunterschied ist nur durch eine bessere vertikale Durchmischung im Lee erklärbar, welche durch eine Umströmung nicht ausgelöst werden würde.

In den nächsten zwei Stunden ist im Luv des Wienerwaldes nur mehr eine leichte Erwärmung zu sehen, während sich die Luftmasse mit der höheren Temperatur im Lee des Wienerwaldes bis über die Stationen Schwechat und Seibersdorf hinaus ausbreitet.

Der mithilfe der INCA-Daten beschriebene Verlauf der Temperaturverteilung passt mit dem Konzept einer durch den Wienerwald ausgelösten Leewelle zusammen. Dieser Hypothese wird im folgenden Unterkapitel 6.4.2.8 nachgegangen.

#### 6.4.2.8 Konzept und Beobachtung einer Leewellenbildung

Die beschriebenen Ergebnisse aus diesem Fallbeispiel lassen sich mit dem Konzept einer Leewelle beschreiben. Das Vorhandensein einer solchen über dem Wiener Becken kann vor allem durch folgende drei Messungen und Beobachtungen bestätigt werden:

- **Radiosondendaten:** Die Daten aus dem Radiosondenaufstieg vom 03.01.2020 zu Mittag zeigen in einer Höhe von rund 900 hPa bis 700 hPa ein sprunghaftes Verhalten des Taupunktes. Diese Sprünge entstehen typischerweise beim Durchgang des Wetterballons durch eine Welle in der Atmosphäre und die dazugehörigen auf- und absteigenden Äste. Grafisch dargestellt sind diese Daten in Abbildung 54.

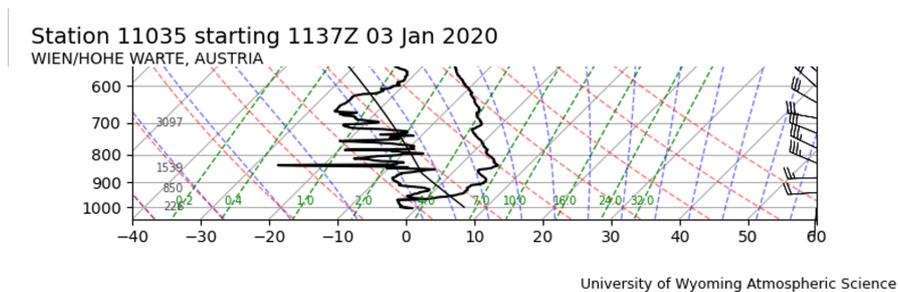


Abbildung 54: Auszug aus dem Radiosondenaufstieg vom 03.01.2020 zu Mittag.

- **Webcambild:** Das Webcambild vom 04.01.2020 um 06.00 UTC aufgenommen am Bisamberg in Wien zeigt wellenartige Strukturen im Wolkenbild. Die beschriebene Aufnahme ist in Abbildung 55 zu sehen.
- **Wolkenbeobachtung:** Diese Wolken sind nicht nur in dem gezeigten Webcambild zu erkennen, sondern wurden auch an der Beobachtungsstation Wien-Hohe Warte gemeldet. In den SYNOP-Daten ist für den 06 UTC-Beobachtungstermin die Art der mittelhohen Wolken mit  $C_M = 4$  verschlüsselt, was laut dem ZAMG, 2010 für 'schollen- oder linsenförmige Wolken, eventuell mit verschiedenen Untergrenzen, z.B. **Ac. lent.**' steht. Hierbei ist nicht auszuschließen, dass am Beobachtungsstandort Wien-Hohe Warte auch weitere, höher am Himmel stehende Wolken dieser Art beobachtet werden können als im Webcambild aus Abbildung 55.

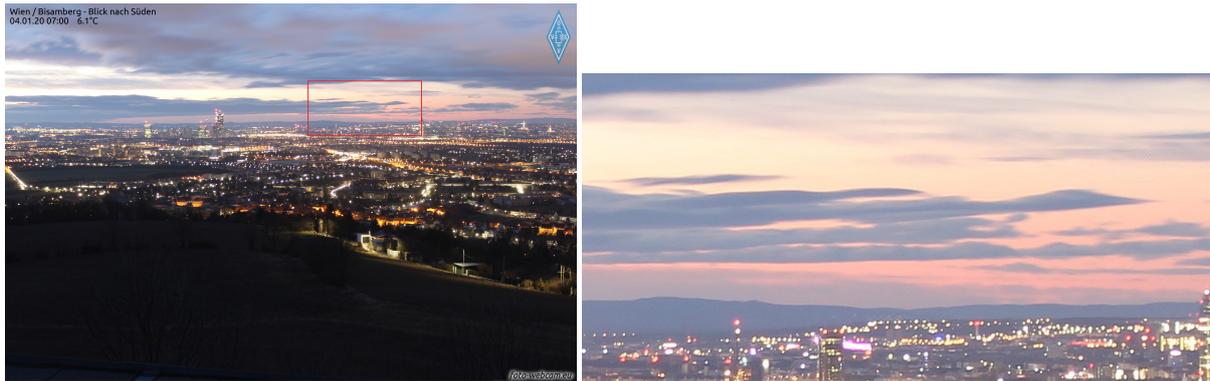


Abbildung 55: Links: Originales Webcambild vom Bisamberg Blickrichtung Süd, aufgenommen am 04.01.2020 um 07.00 Uhr MEZ. In rot markiert: Zoombereich im rechten Bild. Quelle: <https://www.foto-webcam.eu>

Die INCA-Analyse zeigt, wie auch schon die Analyse der Messdaten, dass der Bereich der höheren Temperatur nur bis knapp stromabwärts der Stationen Schwechat und Seibersdorf reicht. Dies legt nahe, dass die Welle nur einmal direkt nach dem Wienerwald bis zum Boden reicht und im Anschluss oberhalb der verbleibenden Inversion weiterschwingt. Dieses Konzept ist schematisch in der folgenden Abbildung 56 zu sehen.

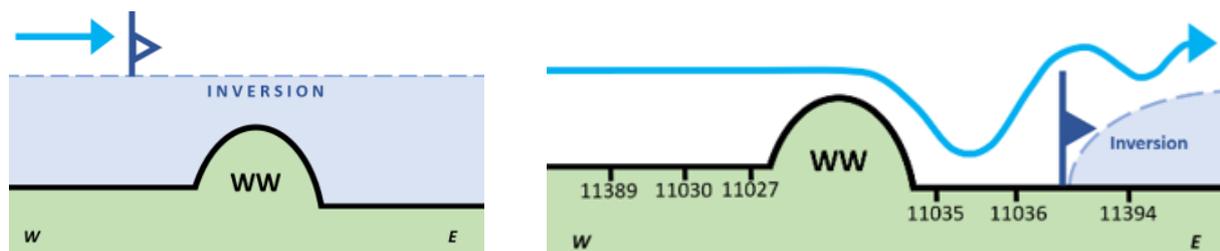


Abbildung 56: Links: Situation vor Durchgang der Kaltfront; Rechts: Situation nach Frontdurchgang; Abkürzungen: WW - Wienerwald, W - West, E - East/Ost; Die Synopnummern stellen die Lage behandelter Messstationen schematisch dar.

Diese Hypothese kann im Zuge dieser Arbeit leider nicht zur Gänze bestätigt werden, da an diesem Punkt alle vorhandenen Daten ausgewertet sind. Für eine endgültig Überprüfung wäre zum Beispiel eine dreidimensionale, feinskalige Simulation dieses Fallbeispiels notwendig.

## 6.5 Schlussfolgerungen aus den Fallbeispielen

Die Fallbeispiele zeigen, dass der Wienerwald einen deutlichen Einfluss auf Frontdurchgänge hat. Dieser Einfluss hängt von der Art der Front ab. Es wurde insbesondere der Unterschied zwischen unmaskierten und maskierten Kaltfront analysiert, wobei dem Wienerwald bei Zweiteren eine größere Rolle zuzuschreiben ist.

Fallbeispiel IV zeigte ohne Zweifel, dass der Wienerwald im Fall von maskierten Fronten einen erheblichen Einfluss hat und sich der Zeitpunkt des Frontdurchganges vor allem zwischen dem Luv und Lee des Wienerwaldes stark unterscheidet.

Bei der Analyse dieses Fallbeispiels hat sich gezeigt, dass die postfrontale Luftmasse den Erdboden im Lee des Wienerwaldes leichter, beziehungsweise früher als stromaufwärts erreicht. Hierbei wird

teilweise die geografisch zu erwartende Reihenfolge verlassen und es ist nach dem Wienerwald eine bessere Durchmischung der Atmosphäre zu sehen, während davor die Inversion nicht immer zur Gänze ausgeräumt werden kann. Dieses Verhalten lässt sich mit der Ausbildung einer Leewelle erklären, welche nur einmal den Erdboden erreicht. Es wurde das Konzept aufgestellt, dass die weiteren absteigenden Äste dieser Leewelle an der verbleibenden Inversion abprallen und den Erdboden dadurch nicht erreichen.

Zusammenfassend lässt sich aus diesen Punkten sagen, dass der Wienerwald auf die untersuchten maskierten Fronten einen reaktivierenden Effekt ausübt. Zuvor über dem Tullnerfeld und weiter stromabwärts über dem nordöstlichen Burgenland schaffen sie es kaum bis gar nicht die bisherige Luftmasse auszuräumen, während unmittelbar nach dem Wienerwald perfekte Durchmischung und klare Frontdurchgänge vorzufinden sind.

Fallbeispiel III analysiert hingegen einen unmaskierten Frontdurchgang, wobei der Wienerwald einen geringeren Einfluss als bei maskierten Frontdurchgängen aufwies. Im Gegensatz zu Fallbeispiel IV erreichte die Front alle analysierten Stationen in ähnlicher Ausprägung. Hierbei konnte jedoch im Lee des Wienerwaldes eine schnellere Bodenfront als im Luv beobachtet werden. Diesem Umstand darf jedoch, aufgrund der bei der Geschwindigkeitsberechnung geradlinig und als unveränderlich angenommenen Frontfläche, nicht allzu viel Bedeutung zugeschrieben werden.

Diese Erkenntnisse beruhen nicht nur auf diesem einen Fallbeispiel. Aus Übersichtlichkeitsgründen wurden jedoch jene Detailanalysen vom 10.08.2018 (unmaskierte Front) und vom 02.11.2012 (maskierte Front) in diesem Kapitel nicht verschriftlicht.

Im Allgemeinen ist zu erwarten, dass diese Fallbeispiele nicht den vollen Umfang des Einflusses durch den Wienerwald hinsichtlich der Frontendeformation zeigen. Es ist jedoch klar ersichtlich, dass der Wienerwald Fronten beeinflussen und deformieren kann. Auf die erste der in Kapitel 1.2 gestellten Forschungsfragen lässt sich somit festhalten, dass der Wienerwald den alpinmeteorologischen Effekt der Frontendeformation auslöst.

Hinsichtlich der zweiten Forschungsfrage lässt sich sagen, dass maskierte Fronten wesentlich stärker deformiert werden als unmaskierte. Um weitere Details zu klären würde sich wahrscheinlich eine Studie mit mehreren Fallbeispielen, sowie die dreidimensionale Simulation dieser als gewinnbringend herausstellen.

## 7. Föhn

Das Auftreten des Föhns wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels, wie zuvor bei der Frontendeformation, enger mit der Ausbildung einer Leewelle in Zusammenhang gebracht. Das Auftreten dieses Effektes wird einerseits durch eine statistische Auswertung und andererseits durch Fallbeispiele behandelt. Vorab wird aber wie bei den bisherigen Kapiteln die Theorie hinter dem Föhn dargelegt, der Arbeit von Steinacker, 2006 folgend.

### 7.1 Die Theorie des Föhns

Der Sammelbegriff Föhn vereint Windsysteme, welche im Lee eines Gebirges eine schlagartige Erwärmung und Abtrocknung der bodennahen Luftschicht bewirken. Dieser Wind tritt nicht nur an den Alpen auf, ist jedoch in Mitteleuropa aus Süden kommenden der wohl bekannteste Spezialfall. Er hat erhebliche Auswirkungen auf das Leben an der Alpennordseite. Wie Steinacker, 2006 zusammenfasst, umfassen diese Auswirkungen, neben der Möglichkeit wärmeliebende Pflanzen bis in ungewöhnliche Höhen zu kultivieren, auch negativere Auswirkungen wie verheerende Brandkatastrophen, welche durch den warmen und trockenen Wind ausgelöst und verschlimmert wurden.

Obwohl dieses Teilgebiet laut Steinacker, 2006 zu einem der Traditionsreichsten der alpinen Meteorologie zählt, sind vor allem folgende zwei Punkte nach wie vor Gegenstand aktueller Föhnforschungen:

1. Wo liegt der Ursprung der warmen Luftmasse?
2. Wieso mischt sie sich bis ins Bodenniveau im Lee des Gebirges, obwohl dort oftmals stabil geschichtete Luftmassen liegen?

Erstere Frage lässt sich durch die zwei Theorien des Schweizer und Österreichischen Föhntypus erklären, wobei auf beide dieser Theorien in den folgenden Unterkapiteln kurz eingegangen wird. Die Ursachenforschung nach dem Grund des Erreichens des Tieflands des Föhnwindes im Lee des Gebirges bietet mehrere Theorien, wobei die gängigsten ebenfalls in dieser Arbeit dargelegt werden.

#### 7.1.1 Föhntypus I - Schweizer Föhntypus

Dieser erste Föhntypus stellt die gängige und allgemein bekannte Erklärung des Föhns dar. Hierbei steigt die Luft an der Luvseite eines Gebirges auf, wobei ein gedachtes Luftpaket während dieses Aufstiegs durch die adiabatische Abkühlung bedingt mit der Zeit Sättigung erreicht. Beginnt die vorhandene Luftfeuchtigkeit zu kondensieren, setzt erst Wolkenbildung und in weiterer Folge auch Niederschlagsbildung ein, wodurch das Luftpaket zumindest einen Teil der enthaltenen Luftfeuchtigkeit verliert. Die Abkühlung findet ab diesem Punkt durch die freiwerdende latente Wärmeenergie bis zum Erreichen des Kammniveaus schwächer als vor dem Kondensationsniveau statt. Die im vorherigen Kapitel der Frontendeformation betrachtete Größe der äquivalentpotentiellen Temperatur  $\Theta_e$  bleibt bei diesem Aufstieg erhalten, während die potentielle Temperatur  $\Theta$  ab Erreichen des Kondensationsniveaus zunimmt.

Im Kammniveau des Gebirges endet der Aufstieg des Luftpaketes und im Lee des Kammes beginnt dieses abzustiegen. Bei diesem Abstieg steigt die Temperatur des Luftpaketes, wodurch die vorhandenen Wolkenröpfchen aufgrund des mit der Temperatur steigenden Sättigungsdampfdruckes verdunsten.

Bei diesem Abstieg bis ins Tal bleiben sowohl  $\Theta_e$  als auch  $\Theta$  konstant. Vergleicht man also  $\Theta$  im Luv und Lee des Gebirges, so hat sich diese erhöht, während  $\Theta_e$  konstant bleibt. Aus diesem Grund wird zur Identifikation des Föhns die potentielle anstatt der äquivalentpotentiellen Temperatur, wie bei der Identifikation einer Front, herangezogen. Nachstehende Abbildung 57 links zeigt schematisch die eben beschriebene Funktionsweise des Schweizer Föhntypus.

Bereits Hann, 1901 erkannte, dass Niederschlag an der Luv-Seite eines Gebirges, wie es bei den Schweizer Alpen üblich ist, keine Notwendigkeit für das Auftreten von Föhn darstellt. Seibert, 1990 zeigt, dass am Beispiel von Bozen nur 21 % und am Beispiel von Paganella 35 % der Südföhnbeobachtungen mit Niederschlag einhergehen. Der maximal auftretende Temperaturunterschied zwischen Bozen und Innsbruck bei Föhnfällen ohne Niederschlag wird in der zitierten Arbeit mit 13 °C angegeben, was nur 1 °C weniger als bei Fällen mit Niederschlag ist. Dieser Umstand macht neben dem Föhntypus I eine weitere Erklärung zur Entstehung des Föhns notwendig.

### 7.1.2 Föhntypus II - Österreichischer Föhntypus

Die eben dargelegten Fälle des Auftretens von Föhn ohne dazugehörigen Niederschlag im Luv eines Gebirges lassen sich durch die alternative Betrachtung des Föhntypus II oder Österreichischen Föhntypus beschreiben.

Hierbei fließt die Annahme ein, dass die im Lee absteigende Luft nicht zuvor im Luv aufsteigt, sondern aus größerer Höhe an den Leehängen des Gebirges absteigt. Im Luv liegt unter dem Wind in der Höhe eine stabil geschichtete Luftmasse, wodurch  $\Theta$  mit der Höhe zunimmt. Beim Abstieg im Tal auf der Leeseite ist sowohl  $\Theta_e$  als auch  $\Theta$ , wie beim Schweizer Föhntypus, konstant und die Lufttemperatur steigt über jenen Wert im Tal an der Luv-Seite des Gebirges an.

Dieser Effekt ist am Beispiel des Südföhns über den Alpen am effektivsten, wenn die Poebene mit kälterer Luft gefüllt ist. Dies verstärkt den Kontrast der potentiellen Temperatur zwischen der Alpennord- und -südseite.

Nach Steinacker, 2006 tritt Föhn meistens als Mischform zwischen diesen beiden Typen auf, wobei dem zweiten Mechanismus der größere Teil der Erwärmung zuzuschreiben ist.

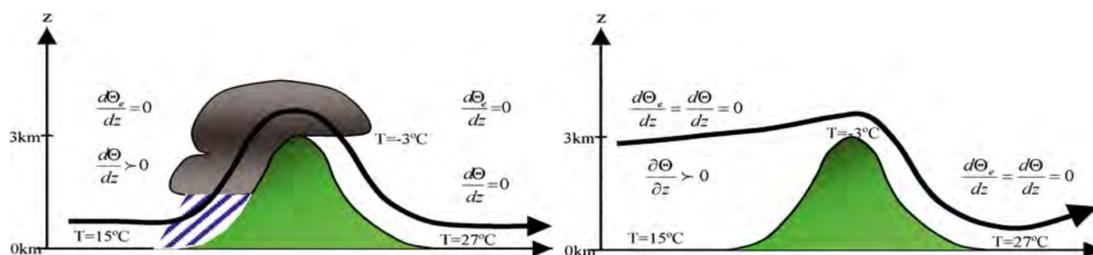


Abbildung 57: Schematische Abbildungen des Schweizer (links) und des Österreichischen (rechts) Föhntypus aus Steinacker, 2006 nach Hann, 1901.

### 7.1.3 Theorien als Föhnauslöser

Wie bereits angedeutet, ist neben dem Ursprung der Luftmasse auch interessant wieso diese am Leehang des Gebirges überhaupt absteigt, obwohl dort ebenfalls eine stabile Schichtung vorliegt. Der Beantwortung dieser Frage dienen einige Theorien, wovon die gängigsten hier erläutert werden sollen. Die Auswahl ist an jene von Steinacker, 2006 angelehnt.

### 7.1.3.1 Vertikale Aspirationstheorie

In der Arbeit von Kuhn, 1984 wird die von Streiff-Becker veröffentlichte vertikale Aspirationsstheorie dargelegt. Letzterer verglich die Strömung durch Bergpässe mit der Strömung durch die Düse eines Injektors, wobei im Steigrohr ein Unterdruck entsteht. Schematisch dargestellt ist dieser Sachverhalt in Abbildung 58.

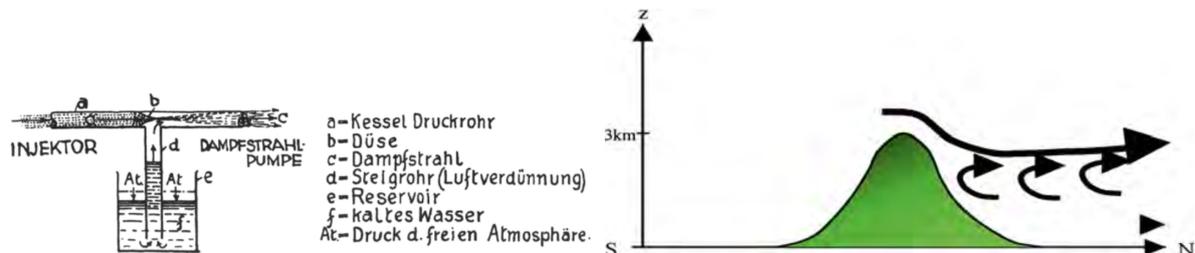


Abbildung 58: links: Skizzierte Funktionsweise eines Injektors aus Kuhn, 1984; rechts: Schematische Darstellung der vertikalen Aspirationsstheorie aus Steinacker, 2006.

Laut der umgemünzten Theorie von Streiff-Becker auf die Atmosphäre, entsteht statt im Steigrohr des Injektors unterhalb der schnellen Strömung, aufgrund von Bergpässen und -kämmen, Unterdruck. Dieser Unterdruck lenkt die Strömung nach unten ab und soll der Theorie zu Folge dazu führen, dass sie den Talboden erreicht. Diese Theorie wurde bei Veröffentlichung in meteorologischen Fachkreisen sehr ablehnend empfangen. Föst, 2006 fasst in seiner Arbeit zusammen, dass der von Streiff-Becker angeführte Sogeffekt bei guten Bedingungen nur bis etwa 100 m unter Kammniveau reicht und somit nicht für das Durchgreifen des Föhns in den Alpen, mit einem Höhenunterschied zwischen Bergkamm und Talsohle von oftmals mehr als 1 km, verantwortlich sein kann.

Steinacker, 2006 gibt in seiner Zusammenfassung über die von Streiff-Becker aufgestellte Theorie auch der turbulenten Erosion eine große Rolle zur Ausräumung der Kaltluft im Lee. Verdeutlicht wird das in der aus seiner Arbeit bezogenen Abbildung 58 rechts, wo zum einen der Abstieg der Luftströmung durch die vertikale Aspirationsstheorie knapp unter Kammniveau zu sehen ist und zum anderen das weitere Heruntermischen der Luftmasse durch turbulente Erosion (angezeigt durch gebogene Pfeile für die Turbulenz) eingezeichnet ist.

In Zusammenhang mit turbulenter Durchmischung von zwei unterschiedlichen Luftschichten, lohnt es sich die gradient Richardson Number oder bei Vorliegen von diskreten Messwerten die Bulk Richardson Number<sup>1</sup> zu betrachten. Daher werden diese zwei Kenngrößen in einem kurzen Exkurs in den folgenden Zeilen erläutert.

### 7.1.3.2 Exkurs: Die (Bulk) Richardson Number

Wie unter AMS, 2012b nachzulesen ist, lautet die Formel für die gradient Richardson Number  $Ri$  wie folgt:

$$Ri = \frac{g\beta}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (32)$$

<sup>1</sup>Es werden hier absichtlich die englischsprachigen Begrifflichkeiten verwendet, da diese auch in der deutschsprachigen Meteorologie gängig sind. Gradient Richardson Zahl beziehungsweise Bulk Richardson Zahl finden im deutschsprachigen Raum keine bis kaum Verwendung.

wobei  $g$  für die Erdbeschleunigung in  $\frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ ,  $\beta$  für die statische Stabilität der Atmosphäre in  $\text{m}^{-1}$  und  $\partial u/\partial z$  für die vertikale Windscherung in  $\text{s}^{-1}$  steht. Für die gradient Richardson Number ist ein kritischer Wert von  $Ri_c = 0.25$  definiert. Werte unter dieser Grenze sprechen für eine turbulente oder turbulent werdende Atmosphäre. Da infinit nah aneinander liegende Werte durch Messungen nicht erbracht werden können, ist die Bulk Richardson Number eine Näherung der gradient Richardson Number. Diese wurde durch finite Differenzen angenähert und wird wie unter AMS, 2012a angeführt, mit folgender Formel berechnet:

$$R_B = \frac{\frac{g}{T_v} \cdot \Delta\Theta_v \cdot \Delta z}{\Delta u^2 + \Delta v^2} \quad (33)$$

dividiert man an dieser Stelle durch  $\Delta z^2$ , so erhält man eine anschaulichere Version:

$$R_B = \frac{\frac{g}{T_v} \cdot \frac{\Delta\Theta_v}{\Delta z}}{\frac{\Delta u^2 + \Delta v^2}{\Delta z^2}} \quad (34)$$

Hierbei steht  $T_v$  bzw.  $\Theta_v$  für die (potentielle) virtuelle Temperatur in  $^\circ\text{C}$ ,  $u$  für die Windgeschwindigkeit nach Osten und  $v$  für die Windgeschwindigkeit nach Norden jeweils in  $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ . Im Zähler von Formel 34 ist nun erneut der thermodynamische Auftrieb zu erkennen, während über den Nenner die Windscherung einfließt. Ist die Atmosphäre thermisch instabil, sprich  $\frac{g}{T_v} \cdot \frac{\Delta\Theta_v}{\Delta z}$  sehr klein oder gar negativ, dann kommt es zur Durchmischung der zwei betrachteten Luftschichten. Es kann jedoch auch eine sehr stabile Luftschichtung durchmischung werden, nämlich wenn die Windscherung mit der Höhe stark genug ist. Dadurch wird der Zähler größer, wodurch  $R_B$  erneut sinkt. Bei schwachen Windverhältnissen können Inversionswetterlagen somit nicht ausgeräumt werden. Diese Aussage von Formel 34 deckt sich mit unzähligen Beobachtungen in der Praxis.

### 7.1.3.3 Horizontale Aspirationstheorie

Einer der Kritiker von Streiff-Beckers Theorie war Heinrich v. Ficker, welcher auch die horizontale Aspirationstheorie für das Absteigen des Föhns in die Täler aufstellte. Steinacker, 2006 fasst hierbei zusammen, dass die bodennahe Luft durch ein sich annäherndes Tief abgesaugt wird und durch die darüber liegende potentiell wärmere Luftmasse sukzessive ersetzt wird. Abbildung 59 zeigt, wie bei diesem Prozess Luft höherer potentieller Temperatur im Lee eines Gebirges zum Boden absteigt. Gerade bei Südföhn in den Alpen gilt diese Theorie als wahrscheinlicher und wichtiger Auslöser für das Hinabsteigen des Föhns ins Tal, da hier Föhn in den meisten Fällen mit einem sich annähernden Tief nördlich der Alpen einhergeht.

### 7.1.3.4 Leewellentheorie

Des weiteren schreibt Steinacker, 2006 von einer Leewelle als Auslöser für das Hinabsteigen der Föhnluft ins Tal. Bildet sich eine solche über dem Gebirge und reichen die absteigenden Äste bis ins Bodenniveau, so wird der Durchbruch des Föhns durch die Leewelle verursacht. Auch wenn der absteigende Ast nicht zur Gänze bis zur Talsohle reicht, so verringert er die Mächtigkeit der verbleibenden kalten Luftmasse, wodurch in Kombination mit anderen Effekten, wie der turbulenten



und rechts davon eine schießende Strömung zu sehen. Wird zum Beispiel durch höhere Reibung im Versuchsrohr die Strömungsgeschwindigkeit verringert, so wird die kritische Geschwindigkeit unterschritten und die schießende Strömung geht erneut in eine fließende über. Dieser Vorgang ist in Abbildung 61 rechts zu sehen.



Abbildung 61: links: Fließende Strömung wird zu schießender Strömung; rechts: schießende Strömung wird zu fließender Strömung; Abbildungen aus Schweitzer, 1952

Der Übergang von schießender zu fließender Strömung geht typischerweise nicht stetig vor sich, sondern passiert unter Turbulenzbildung und einem sogenannten hydraulischen Sprung. Ein bekanntes Alltagsbeispiel für einen solchen hydraulischen Sprung ist in Abbildung 62 festgehalten.

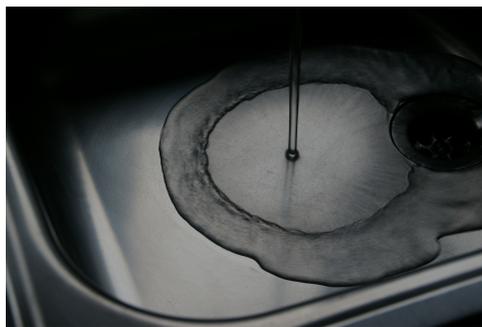


Abbildung 62: Hydraulischer Sprung in einem Waschbecken. Um den am Waschbeckenboden aufkommenden Wasserstrahl strömt das Wasser mit überkritischer Geschwindigkeit. Nach einem kreisförmig angeordneten hydraulischen Sprung fließt es deutlich langsamer, mit unterkritischer Geschwindigkeit. Bildquelle: <https://www.kids-and-science.de>.

Das bisher behandelte Beispiel einer Wasserströmung und einer darüberliegenden Luftschicht, lässt sich laut Schweitzer, 1952 auf zwei unterschiedlich dichte, übereinander liegende Luftschichten umlegen. Hierbei wird die Grenzfläche zwischen Wasser und Luft durch eine Inversion ersetzt. Die untere, kältere Luftmasse hat wie beim bisherigen Beispiel eine höhere Dichte als das darüberliegende Medium, die wärmere Luft. Während der Term  $\frac{\rho'_0}{\rho_0}$  in Formel 35 beim Beispiel mit Luft und Wasser aufgrund des großen Dichteunterschiedes verschwindend gering ist, kommt ihm hier aufgrund des geringeren Unterschiedes eine größere Rolle zu. Wird für die Dichte der kalten Luft  $\rho_0 = 1.2 \text{ kg/m}^3$ , für jene der wärmeren Luft über der Inversion  $\rho'_0 = 1.1 \text{ kg/m}^3$  und eine Inversionshöhe von  $h = 800 \text{ m}$  angenommen, so ergibt sich eine kritische Geschwindigkeit von  $v_c \approx 93 \text{ km/h}$ . Dieser Wert ist in einem Gebirgspass, wie dem Brenner, bei ausgeprägtem Südföhn durchaus plausibel. Zumal beachtet werden muss, dass diese Geschwindigkeit nicht wie die übliche Messung der Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund erreicht werden muss, sondern durchaus auch höher im Gebirgseinschnitt auftreten kann.

Die Entwicklung zur schießenden Strömung geht laut Schweitzer, 1952 immer in Richtung der allgemeinen Grundströmung, die Rückbildung zur fließenden Strömung jedoch entgegen der allgemeinen Grundrichtung. Dies deckt sich mit den Beobachtungen des Föhns, welcher sich auch in Strömungsrichtung ausbreitet, jedoch entgegengesetzt wieder aufhört.

Laut Schweitzer, 1952 kann der hydraulische Sprung auch bei Föhnfällen am Wolkenbild beobachtet werden. Bei der folgenden Abbildung 63 lässt sich die Ähnlichkeit zwischen dem Wolkenbild und der Wasserströmung aus Abbildung 62 erkennen.



Abbildung 63: Hydraulischer Sprung im Wolkenbild bei einem Föhnfall über dem Owens-Tal in der Sierra Nevada. Quelle: Schweitzer, 1952

Mithilfe der hydraulischen Theorie kann auch die jahreszeitliche Verteilung der Föhnfälle über den Alpen erklärt werden. Laut Schweitzer, 1952 tritt Föhn am häufigsten im Frühjahr und Herbst auf. Die seltenere Anzahl im Sommer kann durch die zumeist höhere Grenzschicht und damit einhergehend auch höhere Inversion begründet werden. Dadurch wird  $h$  in Formel 35 sehr groß, was auch eine nicht erreichbare kritische Geschwindigkeit mit sich zieht. Im Winter hingegen reicht die Inversion oftmals nicht über die Alpeineinschnitte wie den Brenner hinaus, wodurch sich ebenfalls keine Strömung, wie von dieser Theorie beschrieben, einstellen kann.

Zum Abschluss der hydraulischen Föhntheorie soll noch darauf hingewiesen werden, dass auch sie keine endgültige Begründung für das Hinabsteigen des Föhns ins Tal liefert, sondern das vorfindbare Strömungsmuster sehr gut beschreibt.

Steinacker, 2006 fasst in den Kapiteln *Ausgewählte Ergebnisse der Föhnstudien im Rheintal während MAP<sup>2</sup>* und *Synthese und Ausblick* seiner Arbeit den Einfluss der einzelnen Theorien mithilfe von Ergebnissen aus der MAP-Messkampagne zusammen. Die für diese Arbeit relevanten Kernaussagen lauten:

- Die turbulente Erosion ist zwar effektiv, wird aber von advektiven Prozessen dominiert.
- Die horizontale Aspirationstheorie ist in vielen Fällen dafür verantwortlich, dass sich um das Gebirge ein Temperatur- und Druckgefälle ausbildet. Allerdings kann neben einem Absaugen der Luftmassen im Lee des Gebirges auch der gegenteilige Effekt, nämlich ein Anstauen von Luftmassen im Luv für einen identen Effekt, verantwortlich sein.

<sup>2</sup>MAP steht für 'Mesoscale Alpine Project', siehe Kapitel 1.4.

- Vor allem die zu Beginn eines Föhnereignisses auftretende flache Strömung (seichter Föhn), lässt sich durch die hydraulische Theorie hinreichend genau beschreiben.
- Die Ausbildung einer Leewelle sorgt beispielsweise im Vorarlberger Brandnertal für starke kleinräumige Unterschiede im Durchgreifen des Föhns. Während im einen Ortsteil starker Wind weht, ist ein wenige Kilometer weiter nördlich gelegener Ortsteil nicht mehr betroffen. Allgemein muss für die Ausbildung einer Leewelle die Geometrie des Gebirges passen.
- Die Wasserfalltheorie kann als alleiniger Auslöser für das Absteigen des Föhns nicht dienen, sondern liefert maximal einen verstärkenden Beitrag in Einzelfällen.

#### 7.1.4 Überlegungen zum Auftreten von Föhn über dem Wienerwald

Nach dieser theoretischen Einführung in das Thema des Föhns sollen nun Überlegungen angestellt werden, wie dieser Effekt in Zusammenhang mit einer Hügellandschaft wie dem Wienerwald auftreten könnte.

Aufgrund der Erstreckung des Wienerwaldes vor allem von Südwesten nach Nordosten ist die Möglichkeit auf Föhn erwartungsgemäß bei nordwestlicher oder südöstlicher Anströmung am größten. Aufgrund der Lage in der Westwindzone ist Föhn bei Nordwestwind häufiger zu erwarten. Hinsichtlich der zwei Föhntypen sei folgende Überlegung im Zusammenhang mit dem Wienerwald angestellt:

Abbildung 64 links zeigt das aus Abbildung 57 bereits bekannte Konzept des Schweizer Föhntypus mit angenommenen Zahlenwerten, welche größenordnungsmäßig den Dimensionen der Alpen entsprechen. Abbildung 64 rechts zeigt ein für den Wienerwald modifiziertes Bild. Die Strömung geht für dieses Beispiel vom Niveau vor dem Wienerwald (267 m Seehöhe entspricht der Seehöhe von der Stadt St. Pölten) über den den Schöpfl mit 893 m hinunter nach Gumpoldskirchen im Lee des Wienerwaldes auf rund 250 m. Zudem wird angenommen, dass der Wienerwald bereits von gesättigter Luft angeströmt wird, wodurch der Aufstieg bereits im Talniveau feuchtadiabatisch beginnt. Durch diesen Aufstieg ergibt sich eine Temperatur des Luftpaketes am Schöpfl von  $\approx 11.2^\circ\text{C}$ . Beim folgenden trockenadiabatischen Abstieg auf 250 m würde sich dieses Luftpaket auf  $\approx 17.6^\circ\text{C}$  erwärmen.

Insgesamt würde sich durch das Konzept des Schweizer Föhntypus umgemünzt auf den Wienerwald eine Erwärmung von  $2.6^\circ\text{C}$  ergeben. Da St. Pölten und Gumpoldskirchen mit einem Unterschied von 17 m eine kaum verschiedene Seehöhe aufweisen, wird in dieser Demonstration auf den Vergleich der potentiellen Temperaturen verzichtet. Die durchgeführte Berechnung stellt jedoch aus folgenden zwei Gründen eine starke Überschätzung dar:

- 1) Der Aufstieg des Luftpaketes beginnt bereits im Luv des Wienerwald gesättigt. Üblicherweise beginnt der Aufstieg des Luftpaketes im Luv des Gebirges ungesättigt bis zum Erreichen des Kondensationsniveaus und findet von da an gesättigt bis ins Kammniveau statt. Unter Betrachtung der Zahlenwerte in der Abbildung von Steinacker, 2006, dürfte dort selbige Annahme getroffen werden. Steigt das Luftpaket erst für einige hundert Höhenmeter auf, so fällt die netto Erwärmung nach dem Wienerwald schwächer als in der durchgeführten Rechnung aus.
- 2) Das gedankliche Luftpaket steigt vom Tullnerfeld direkt über den Gipfel des Schöpfls bevor es wieder ins Wiener Becken absteigt. In der Realität wird nur ein Bruchteil der Luft diesen Weg wählen. Der Großteil würde am Schöpfl vorbeiströmen und müsste nicht bis in eine Höhe von knapp 900 m steigen. Durch den Aufstieg in die geringere Höhe würde die gesamte Erwärmung durch den Schweizer Föhntypus erneut schwächer ausfallen.

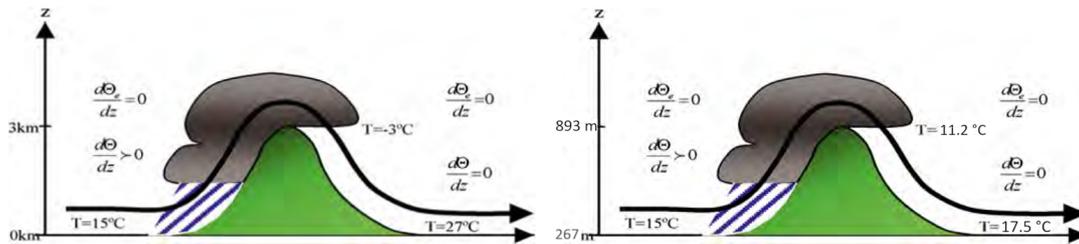


Abbildung 64: links: Schematische Abbildung des Schweizer Föhnwindtypus aus Steinacker, 2006, rechts: für den Wienerwald adaptierte Abbildung.

Trotz der Überschätzung des Schweizer Föhnwindtypus über dem Wienerwald wird deutlich, dass er nicht der am Wienerwald ausschließlich auftretende Föhnwindtypus sein kann. Wie die Analyse der Fallbeispiele zeigen wird, tritt ein Temperaturunterschied von weitaus mehr als  $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf.

Angelehnt an die Zusammenfassung des vorhergehenden Unterkapitels 7.1.3 werden nun Überlegungen angestellt, welche Auslöser der Föhnwind nach dem Wienerwald haben könnte, um ins Tal herabzusteigen.

Der vertikalen Aspirationstheorie könnte eine größere Rolle zukommen, da der Föhnwind eine geringere Mächtigkeit vor dem Durchbrechen im Tal überwinden muss. In der schematischen Abbildung 58 aus Steinacker, 2006 ist die Angabe von 3 km an vertikaler Distanz in den Alpen zu finden. Auch wenn das im Mittel ein bisschen übertrieben scheint, ist es bedeutend mehr als im Wienerwald mit nur einigen 100 m.

Beim vorherigen Kapitel 6 der Frontendeformation wurde bereits ein Beispiel für eine Leewellenausbildung durch den Wienerwald aufgezeigt. Der Wienerwald dürfte also eine dafür geeignete Form haben, was auch eine Leewelle als Grund für das Durchbrechen des Föhnwindes ermöglicht und wahrscheinlicher macht.

Hinsichtlich der horizontalen Aspirationstheorie sei auf die im Vergleich zu den Zentralalpen veränderten Größenverhältnisse hingewiesen. Es ist zweifelhaft, dass die geringe und vergleichsweise schmale Hinderniskette des Wienerwaldes ausreichend ist, um einen wie aus Norditalien und Tirol bekannten Druckgradienten von mehreren hPa zwischen Luv- und Leeseite aufzubauen.

In der Arbeit von Schweitzer, 1952 sind keine Punkte genannt, die eine Strömung mit überkritischer Geschwindigkeit im und nach dem Wienerwald ausschließen. Daher gilt auch diese Theorie als potentiell passende Beschreibung der vorzufindenden Strömung.

Allgemein wird erwartet, dass der Föhnwind in Zusammenhang mit einer Hügellandschaft wie dem Wienerwald eine geringere statistische Auswirkung wie in den Zentralalpen aufweist.

Diese Vermutungen werden in der folgenden Datenauswertung untersucht. Zu Beginn geschieht dies mit zwei Analysen von Fallbeispielen, bevor statistisch untersucht wird ob der durch den Wienerwald ausgelöste Föhnwind einen klimatologischen Einfluss auf die Region hat.

## 7.2 Datenauswertungen

Zur Detektion von Föhnwindfallbeispielen im Lee des Wienerwaldes werden Tageszusammenstellungen aus TAWES-, SYNOP-, und Radiosondendaten geplottet. Um bei dem ersten Fallbeispiel nicht den

Lese- und Gedankenfluss zu unterbrechen werden diese Tageszusammenstellung hier eingangs und unabhängig von einem Fallbeispiel erklärt.

### 7.2.1 Vorbemerkung Tageszusammenstellungen

Quasi per Zufall wurde für diese Demonstration der 28. Mai 1996 ausgewählt, von welchem die Tageszusammenstellung in Abbildung 65 zu sehen ist:

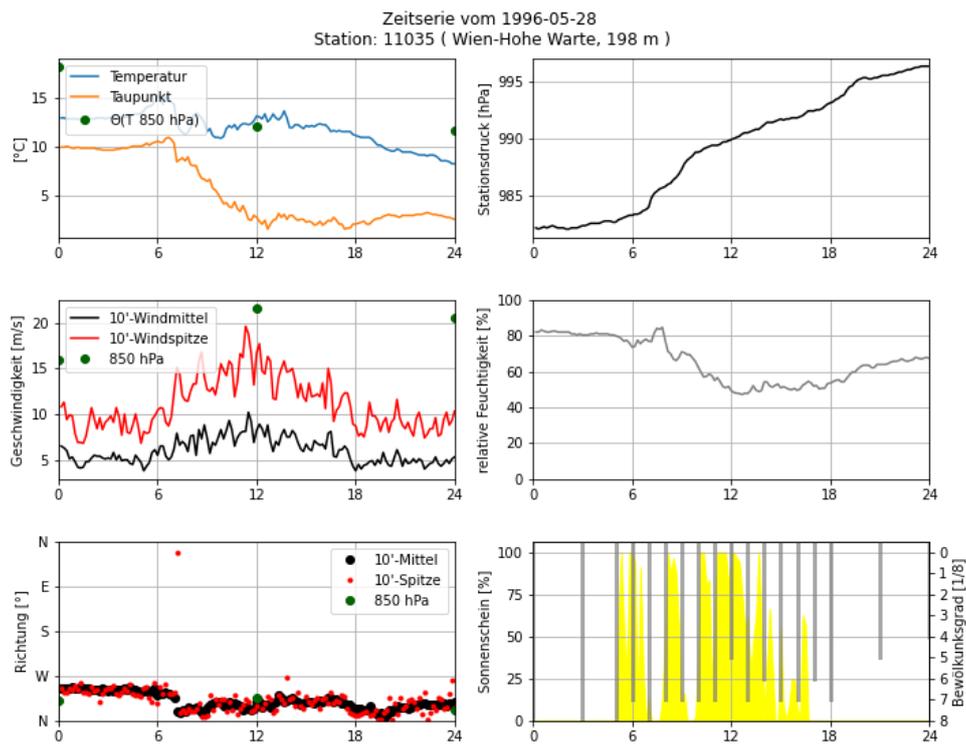


Abbildung 65: Die Tageszusammenstellung aus TAWES-, SYNOP-, und Radiosondendaten vom 28.05.1996 für Erklärungszwecke.

Auf der x-Achse eines jeden Plots ist die Uhrzeit in UTC angegeben.

Die meisten der dargestellten Parameter sind selbsterklärend, es gibt aber die eine oder andere erwähnenswerte Besonderheit. Die linke obere Abbildung zeigt den Verlauf der Lufttemperatur und des Taupunkts in 2 m über Grund. Zusätzlich wurde mit grünen Punkten die von der Radiosonde in einer Höhe von 850 hPa gemessene Temperatur dargestellt. Zuvor wurde diese jedoch auf die Seehöhe der jeweiligen Station trockenisotrop herunter gerechnet. Durch diesen Schritt lässt sich auf einen Blick erkennen, ob eine Inversion, gute Durchmischung oder Überadiabasis vorherrscht. Egal welche Bodenstation dargestellt wird, die Radiosondendaten stammen immer vom Radiosondenaufstieg von Wien-Hohe Warte.

Die zwei Plots darunter beziehen sich auf Windrichtung und -geschwindigkeit. In schwarz ist der Mittelwind, in rot die Windböen dargestellt. Grüne Punkte markieren erneut Windgeschwindigkeit und -richtung in einer Höhe von 850 hPa, gemessen von der Radiosonde aus Wien. Radiosondendaten beinhalten keine Information über Windböen.

Die Abbildung rechts oben beinhaltet den an der Station gemessenen Luftdruck. Direkt darunter findet sich ein Plot der relativen Luftfeuchtigkeit.

Bis zu diesem Punkt stammen alle Daten, mit Ausnahme der Radiosondendaten, von den zehnmütigen TAWES-Daten. Dies gilt auch für die Sonnenscheindauer, welche in gelb in der rechten unteren Grafik dargestellt ist. Im selben Plot in grau gehalten von oben nach unten ansteigend sind die Beobachtungen des Bewölkungsgrades aus den SYNOP-Daten dargestellt. Hierbei nochmals der Hinweis, dass nicht alle Stationen zu jeder Stunde einen SYNOP absetzen und diese Informationen somit nicht immer und überall gegeben sind. Um Termine mit 0 Achtel Bewölkung von Terminen ohne Beobachtung zu unterscheiden, beginnt die Achse bei geringeren Werten als 0 Achtel. Gibt es zu diesem Zeitpunkt keine Messung, so ist gar kein grauer Balken eingezeichnet. Beträgt der beobachtete Bedeckungsgrad 0 Achtel, dann ist ein kurzer grauer Balken bis 0 zu sehen.

## 7.2.2 Fallbeispiele V - Föhn am 09.12.2016

Mithilfe der vorgestellten Auswertungsmethode werden zwei Fallbeispiele mit dem Auftreten von Föhn im Lee vom Wienerwald analysiert.

### 7.2.2.1 Allgemeine Wetterlage

Abbildung 66 links zeigt für den 09.12.2016 um 06.00 UTC in Bodennähe ein ausgeprägtes Hoch mit Kern über Bayern, Westösterreich, Norditalien und der Schweiz. Der Kerndruck weist über 1035 hPa auf. Der Wienerwald und das Wiener Becken liegen durch diese Konstellation am nordöstlichen Rand dieses Hochs. Würde man geostrophische Bedingungen ansetzen, weht über dem Wienerwald Wind aus nordwestlicher Richtung. Diese Windrichtung ermöglicht wie im Kapitel 7.1.4 beschrieben das Auftreten von Föhn über dem Wienerwald. Der Höhenwetterkarte in Abbildung 66 rechts ist über Nordostösterreich auch in der Höhe eine nordwestliche Windrichtung zu entnehmen. Durch die relativ enge Drängung der Isohypsen ist von einer hohen Windgeschwindigkeit auszugehen. Auf der Bodenwetterkarte ist zum nächsten Analysetermin um 12 UTC (nicht gezeigt) der Druckgradient über Nordostösterreich weitgehend verschwunden. In der Höhe bleibt der starke Gradient auch zu den Folgeanalyseterminen erhalten.

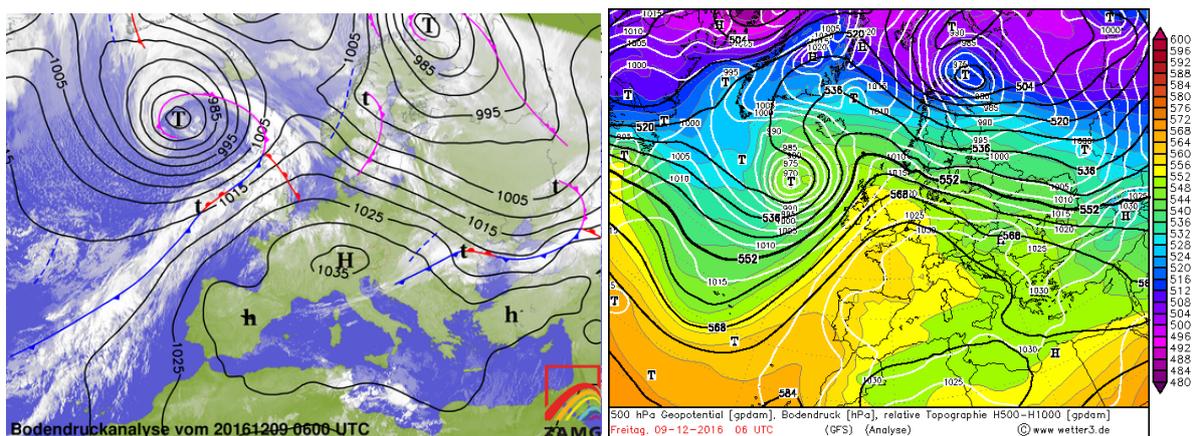


Abbildung 66: links: Bodenwetterkarte vom 09.12.2016 06 UTC. Quelle: ZAMG; rechts: Analyse des GFS-Modells zum selben Zeitpunkt. Weiß: Bodendruck [hPa], schwarz: Geopotential 500 hPa, bunt: relative Topographie 500 über 1000. Quelle: <https://www.wetter3.de/Archiv/>

Wie unter Hochdruckeinfluss für das Winterhalbjahr typisch, zeigt sich in der Nacht auf 09.12.2016 um 22 UTC eine deutliche Inversion. Auf mikrometeorologischer Skala zeigen die Stationspaare Langenlebern ( $-2.3^{\circ}\text{C}$ ) im Vergleich zu Buchberg ( $2.2^{\circ}\text{C}$ ) und Wien-Mariabrunn ( $-2.7^{\circ}\text{C}$ ) im Vergleich zu

Wien-Jubiläumswarte (1.4 °C) eine nächtliche Inversion. Im Gegensatz zu diesen Stationen zeigt sich an der Station Rax-Seilbahnbergstation (6.9°C) eine mesoskalige Inversion, welche zu dieser Jahreszeit<sup>3</sup> alleine durch solare Strahlung am Folgetag erwartungsgemäß nicht zur Gänze durch Strahlungswärme aufgelöst werden würde.

### 7.2.2.2 Tageszusammenstellungen zeigen Föhndurchbruch im Lee des Wienerwaldes

An den höher gelegenen Stationen im Wienerwald, Buchberg und Wien-Jubiläumswarte, setzt in der zweiten Tageshälfte des 08.12.2016 richtungskonstanter Wind aus westlicher bis nordwestlicher Richtung ein. Der 08.12.2016 wurde hier nicht dargestellt, der 09.12.2016 ist an der Station Wien-Jubiläumswarte in Abbildung 67 zu sehen.

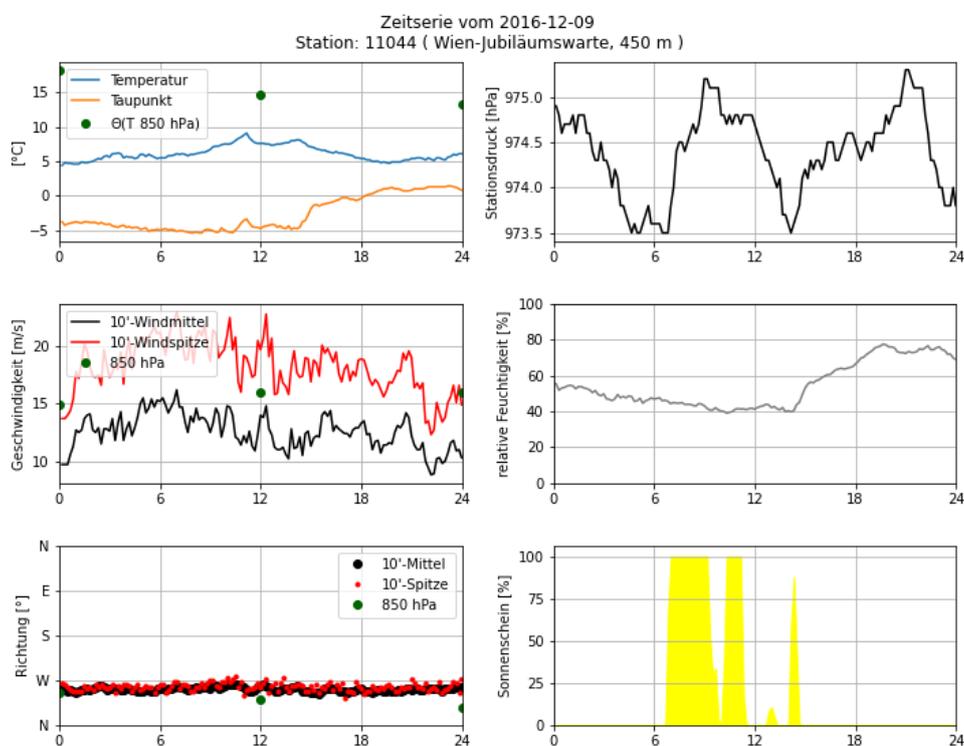


Abbildung 67: Tageszusammenstellung des 09.12.2016 an der Station Wien-Jubiläumswarte.

Der Wind in einer Höhe von 850 hPa, gemessen von der Radiosonde, passt sowohl in Richtung als auch Geschwindigkeit zu jenem an der Station Wien-Jubiläumswarte. Die Temperatur zeigt trotzdem das Vorhandensein einer stabilen Schichtung, da die von der Radiosonde gemessene potentielle Temperatur höher als jene an der Station ist. Der Radiosondenaufstieg vom 09.12.2016 12 UTC, in Abbildung 68 links zu sehen, bestätigt dies und zeigt zudem eine nahezu isotherme Schicht mit kleinen Inversionen zwischen rund 600 hPa und 700 hPa. Bis zum folgenden Radiosondenaufstieg um 00 UTC in der Nacht auf 10.12.2016, Abbildung 68 rechts, sinkt diese Schicht ab und wird noch stabiler, wodurch nun eine Inversion zwischen rund 750 hPa und 850 hPa vorliegt. Der in der allgemeinen Wetterlage beschriebene Keil wandert unterdessen weiter nach Osten, wodurch von einer Absinkinversion gesprochen werden kann.

<sup>3</sup>Der 09.12.2016 lag immerhin nur 15 Tage von der Wintersonnenwende (= Sonnentiefstand) am 21.12.2016 entfernt.

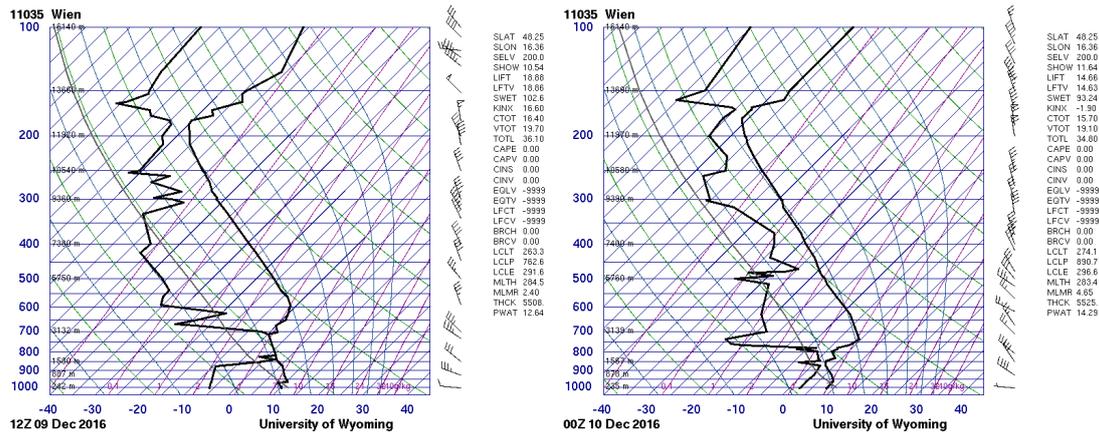


Abbildung 68: Radiosondenaufstiege von der Station Wien-Hohe Warte am 09.12.2019 um 12 UTC (links) und am 10.12.2016 um 00 UTC (rechts). Quelle: university of wyoming.

Durch diese Inversion wird die Luftströmung darunter eingeschlossen. Der untere Rand wird entweder durch die Erdoberfläche oder eine weitere Inversion definiert. Somit sind sehr ähnliche Ausgangsbedingungen wie im Kapitel der hydraulischen Theorie dargelegt.

Im Lee des Wienerwaldes erreichen diese Luftmassen in weiterer Folge den Boden. An den meisten Stationen äußert sich das als sprunghafter Anstieg der Temperatur und damit einhergehend einem Rückgang der relativen Luftfeuchte von rund 90 % bis 100 % auf 20 % bis 40 %. Damit verbunden dreht der Wind auf Westnordwest und frischt auf. Der genaue Zeitpunkt des Einsetzens dieses Föhnwindes ist von Station zu Station stark unterschiedlich. Unabhängig von der Uhrzeit, wird er zwischen Wien-Stammersdorf und Wr.Neustadt/Flugplatz an jeder im Lee des Wienerwaldes befindlichen Station im, in Kapitel 3 vorgestellten, Stationsmessnetz gemessen.

Die höchste Temperatur im Zuge dieses Ereignisses wird in Berndorf mit 16.2 °C auf einer Seehöhe von 337 m gemessen. Im Vergleich mit der Station Wien-Jubiläumswarte entspricht das einer um rund 6 °C höheren potentiellen Temperatur. Durch diesen Umstand und die stabile Schichtung zwischen der Jubiläumswarte und der Höhe von 850 hPa zeigt sich, dass diese Luftmasse von einer größeren Höhe nach Berndorf herabsteigt. Dies deckt sich mit der westnordwestlichen Anströmung und dem Fakt, dass in dieser Richtung von Berndorf aus gesehen höhere Topographie als die Jubiläumswarte zu finden ist. Westnordwestlich von Berndorf liegt als höchster Berg das Hocheck mit einer Höhe von knapp über 1000 m, bevor das Gölsental kommt und wir wieder im als Wienerwald definierten Bereich sind. Es kann also nicht ausgeschlossen werden, dass für diesen Effekt die Topographie außerhalb des Wienerwaldes verantwortlich ist, wodurch Berndorf in diesem Fallbeispiel außen vor gelassen werden soll. Woher die Luftmasse in Berndorf kommt, ließe sich mithilfe einer Rückwärtstrajektorie genauer klären, welche jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Verfügung steht.

Mit einem Tageshöchstwert von 13.6 °C weist Gumpoldskirchen am 09.12.2016 die zweithöchste Temperatur der Stationen im Wienerwald oder im Lee davon auf. Die Tageszusammenstellung aus Gumpoldskirchen ist in Abbildung 69 zu sehen.

Das Durchgreifen des Föhns ist an der Station Gumpoldskirchen in allen dargestellten Parametern einwandfrei zu erkennen. Sonnenschein wird an diesem Messstandort erst kurz vor Einsetzen des Föhns gemessen, was damit zusammenhängt, dass die Föhnströmung bodennahe Wolken auflöst. Durch die relative Feuchte von über 90 % war das Vorhandensein von Hochnebel oder Nebel wahrscheinlich.

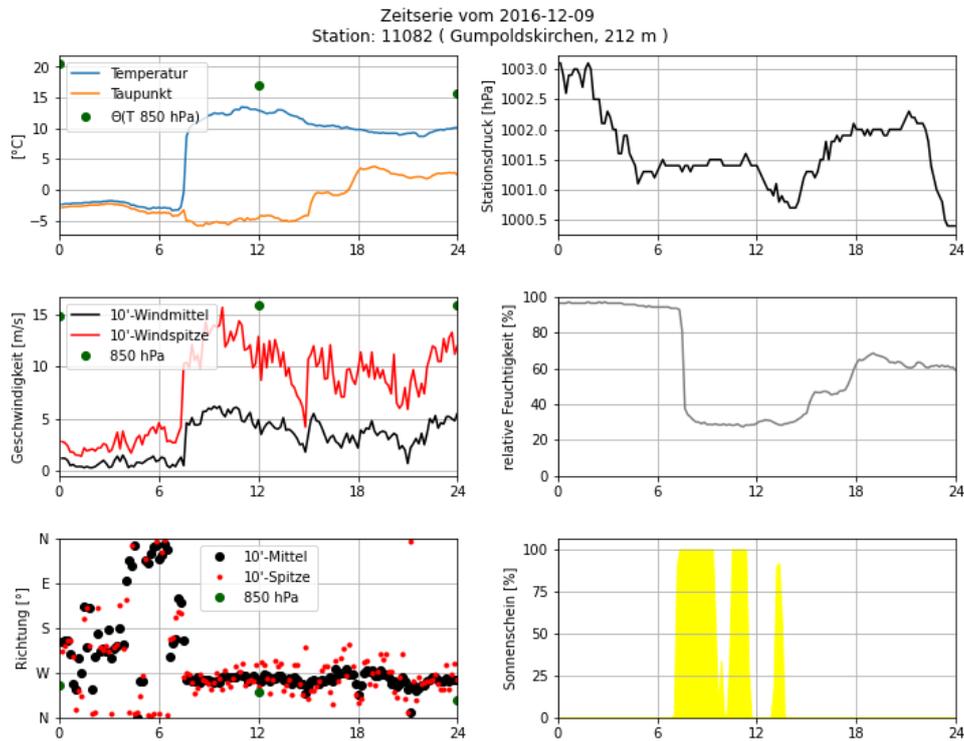


Abbildung 69: Tageszusammenstellung des 09.12.2016 an der Station Gumpoldskirchen.

Sonnenaufgang war an diesem Tag um 06.34 UTC <sup>4</sup>, wodurch bei wolkenlosen Bedingungen schon früher durchgehender Sonnenschein registriert werden müsste. Folgende Tabelle 7 zeigt die Messwerte zwischen 07.00 UTC und 07.50 UTC, woraus hervorgeht, dass der Sprung der einzelnen Parameter innerhalb weniger Minuten zwischen 07.30 UTC und 07.40 UTC vonstatten ging.

Tabelle 7: Auszug der 10-minütigen Messdaten am 09.12.2016 an der Station Gumpoldskirchen. Die Parameterabkürzungen können in Kapitel 3 eingesehen werden.

UTC	TL [°C]	TP [°C]	RF [%]	SO [s]	DD [°]	DDX [°]	FF [m/s]	FFX [m/s]	P [hPa]
07.00	-3,3	-4,2	94	9	202	158	0,4	2,7	1001,4
07.10	-3,3	-4,2	94	537	121	148	0,9	3,5	1001,4
07.20	-2,8	-3,8	93	600	128	150	1,3	4,2	1001,4
07.30	-0,4	-3,3	82	600	206	278	0,5	10,3	1001,3
07.40	8,6	-5,1	38	600	283	271	4,6	10,4	1001,4
07.50	10,0	-5,1	36	600	282	274	4,4	9,9	1001,4

Um die Reihenfolge des Durchgreifens des Föhns und die betroffene Region ausmachen zu können, wird in der folgenden Abbildung 70 mehrere Zeitschritte der INCA-Analyse des 09.12.2016 präsentiert.

Die stündlichen Zeitschritte der INCA-Analyse bestätigen, dass bereits in der Nacht in höheren Lagen wärmere Luft advehiert wird. Um 07 UTC hat der Föhn an den westlicheren Wiener Stationen (Wien-Mariabrunn, Wien-Hohe Warte und Wien-Innere Stadt) sowie Brunn am Gebirge durchgegriffen. Dies ist in den Tageszusammenstellungen dieser Stationen in ähnlicher Qualität wie in Abbildung 69 am Beispiel von Gumpoldskirchen zu sehen. Aus Übersichtlichkeitsgründen sind diese jedoch nicht explizit dargestellt. Zudem ist östlich von Berndorf bereits eine Zunge mit höheren Temperaturen

<sup>4</sup>Angabe für Wien von <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimauebersichten/ephemeriden/wien?jahr=2016>, durch die geografische Nähe ist diese Zeit mit einer geringen Ungenauigkeit auch für Gumpoldskirchen gültig.

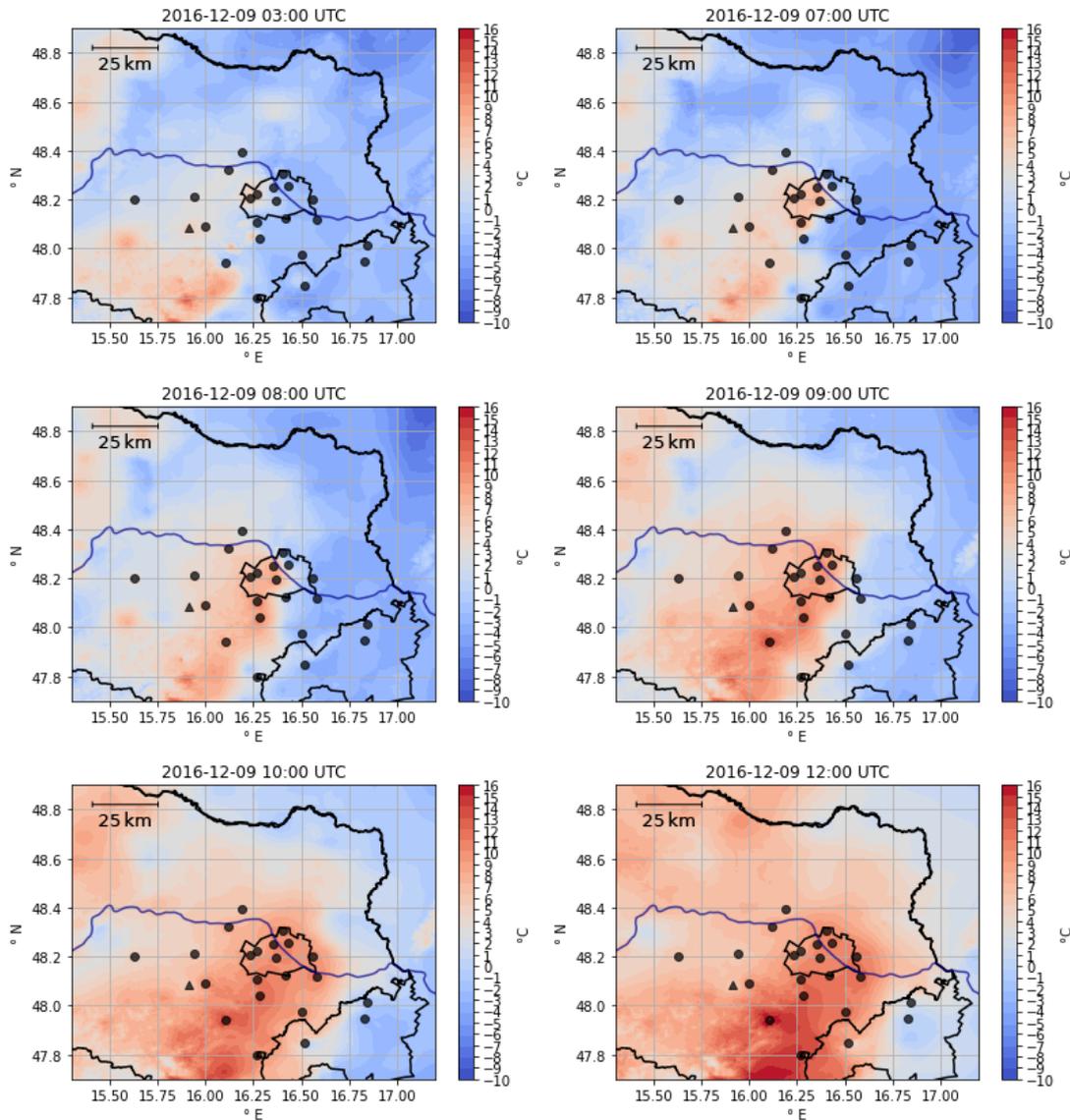


Abbildung 70: Ausgewählte Zeitpunkte der stündlichen INCA-Analyse vom 09.12.2016 der Lufttemperatur in 2 m Höhe. Ausgewählte Stationen und der Schöpfl (schwarzes Dreieck) wurden zur besseren Orientierung eingeblendet

zu sehen. Bis 08 UTC verändert sich das Bild über Wien und südlich von Berndorf kaum, aber die Region dazwischen, um die Station Gumpoldskirchen, wird mit wärmerer Luft gefüllt. In den weiteren Stunden nimmt die Temperatur südlich der Station Brunn am Gebirge in einem direkt an den Wienerwald folgenden Streifen zu. Die vom Föhn betroffene Region mit höherer Temperatur reicht im Osten bis zum Leithagebirge. Nordwestwind mit einer mittleren Geschwindigkeit von 4.1 m/s und Böen bis 11.8 m/s um 12.00 UTC am 09.12.2016 bestätigt den Föhnwind bis dorthin. Bei all diesen Überlegungen ist es wichtig die horizontale Auflösung des INCA-Modells von 1 km zu bedenken. Diese ist in einigen angesprochenen Punkten bereits erreicht, wodurch eine noch feinskaligere Betrachtung als die Vorliegende mit diesen Daten nicht möglich ist.

Im Luv des Wienerwaldes ist ebenfalls eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht zu sehen. Diese passiert jedoch zum einen nicht sprunghaft, wie im Lee des Wienerwaldes, und erreicht zum anderen keine vergleichbaren Temperaturen. Die Tageszusammenstellung der Station St. Pölten/Landhaus in

Abbildung 71 bestätigt dies. Es wurde diese Station ausgewählt, da sie am im Luv des Wienerwaldes in Anströmrichtung vor Gumpoldskirchen liegt.

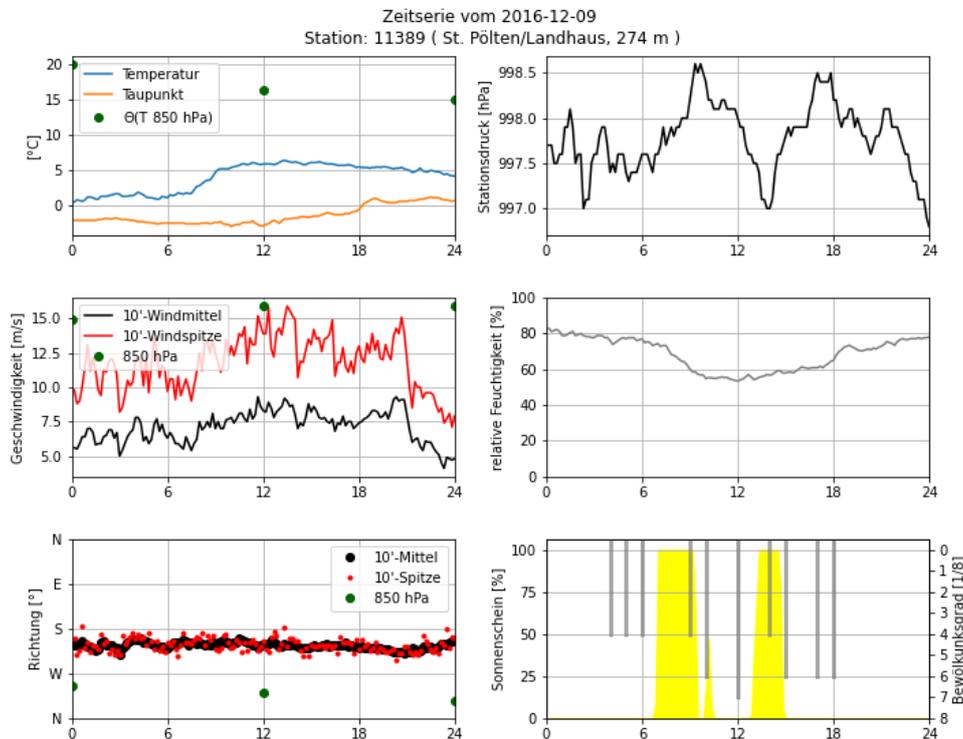


Abbildung 71: Tageszusammenstellung des 09.12.2016 an der Station St. Pölten/Landhaus.

Wie sich zeigt, herrschen im Luv des Wienerwaldes markant andere Bedingungen vor. Geprägt von frischem Wind und gelegentlichem Sonnenschein findet untertags eine schwächere Erwärmung auf einen Tageshöchstwert von  $6,3^{\circ}\text{C}$  statt. An den weiteren Stationen im Luv des Wienerwaldes liegt der Tageshöchstwert bei  $7,5^{\circ}\text{C}$  in Stockerau, beziehungsweise  $8,7^{\circ}\text{C}$  in Langenlebar. Der Unterschied zwischen dem Tageshöchstwert zwischen Langenlebar und Gumpoldskirchen beträgt also  $4,9^{\circ}\text{C}$ , was etwa dem doppelten in Kapitel 7.1.4 errechneten Wert durch den überschätzten Schweizer Föhnentypus entspricht. Korrekterweise gilt es jedoch nicht die gemessenen Lufttemperaturen, sondern die potentiellen Temperaturen zu vergleichen. Dieser Schritt wird im folgenden Unterkapitel 7.2.2.3 durchgeführt.

### 7.2.2.3 Analyse der potentiellen Temperaturen

Die potentielle Temperatur  $\Theta$  wurde nach Formel 31 aus den 10-minütigen Messwerten berechnet. Hierbei ergeben sich für ausgewählte Messstationen folgende Maxima der potentiellen Temperatur am 09.12.2016.

Die Werte aus Tabelle 8 bestätigen das bisherige Bild dieses Fallbeispiels. Besonders passen die Werte der Station Wien-Jubiläumswarte, Wien-Innere Stadt und Schwechat zusammen. Diese drei Stationen liegen annähernd in der westnordwestlichen Strömungsrichtung, wodurch nach den Föhntheorien auch die Luftmasse von der Station Wien-Jubiläumswarte an den diesen beiden Stationen im Lee ankommen sollte. Dies zeigt sich auch in den nahezu identen Werten für die  $\Theta$ . Der leicht höhere Wert in der Inneren Stadt kann auf den städtischen Wärmeineffekt zurückgeführt werden.

Tabelle 8: Maximale berechnete potentielle Temperatur  $\Theta$  am 09.12.2016 an ausgewählten Messstationen. Gerundet auf eine Nachkommastelle.

Station	$\Theta$ [°C]	Station	$\Theta$ [°C]
St. Pölten/Landhaus	6.5	Wien-Innere Stadt	11.5
Langenlebarn	8.0	Schwechat	11.3
Stockerau	7.2	Seibersdorf	12.9
Klausen-Leopoldsdorf	12.6	Brunn am Gebirge	12.5
Wien-Jubiläumswarte	11.3	Gumpoldskirchen	13.5
Wien-Mariabrunn	11.9	Berndorf	17.2

Die südwestlicheren Stationen weisen eine höhere potentielle Temperatur auf, was in Zusammenhang mit der höher werdenden Topographie steht. Durch diese steigt Luft aus höheren Schichten als weiter im Norden ins Wiener Becken ab. Durch die stabile Schichtung der Atmosphäre führt diese zu höheren Temperaturen im südlichen Wiener Becken.

Die nicht sehr einheitlichen potentiellen Temperaturen vor dem Wienerwald erschweren den Vergleich der potentiellen Temperaturen im Luv und Lee des Wienerwaldes. Der Vergleich zwischen St. Pölten und Gumpoldskirchen fällt mit  $\Delta\Theta = 7.0^\circ\text{C}$  stärker aus als jener zwischen Langenlebarn und Gumpoldskirchen mit  $\Delta\Theta = 5.5^\circ\text{C}$ .

#### 7.2.2.4 Bewertung der Föhntheorien

Nachdem die vorherigen Unterkapitel gezeigt haben, dass am 09.12.2016 im Lee Föhn auftrat und einen Unterschied der maximalen potentiellen Temperatur zum Luv des Wienerwaldes von über  $5^\circ\text{C}$  bewirkte, gilt es nun zu analysieren, welche von den in Kapitel 7.1.3 genannten Prozesse hierfür hauptverantwortlich sind.

Die horizontale Aspirationstheorie kann hierbei ausgeschlossen werden, da im Luv und Lee des Wienerwaldes annähernd der selbe Druck herrscht, wie der Vergleich von Abbildung 69 und 71 zeigt. Ein nennenswerter Druckunterschied zeigt sich erst nach Einsetzen des Föhns, wobei hier der Föhn und die damit einhergehende höhere Lufttemperatur an der Station Gumpoldskirchen für den niedrigeren reduzierten Luftdruck hauptverantwortlich ist.

Die Leewellentheorie ist, wie bereits beschrieben, eine plausible Erklärung für das Absinken des Föhns, da bereits bei der Analyse des Fallbeispiel III eine Leewelle verifiziert werden konnte. An der SYNOP-Station Wiener Neustadt wird am 09.12.2016 an den Beobachtungsterminen um 09 UTC, 12 UTC, 15 UTC und 18 UTC für das mittlere Wolkenstockwerk die Kennziffer 4, schollen- oder linsenförmige Wolken, ev. mit verschiedenen Untergrenzen z.B. Ac lent., verschlüsselt. Neben dieser spricht keine weitere Wolkenbeobachtung im Lee des Wienerwaldes für die bei Föhn typischen *Alto cumulus lenticularis* Wolken. Ähnlich wie in Berndorf ist bei diesem Fallbeispiel die Gefahr, dass der Auslöser für diese Wolken nicht mehr der Wienerwald, sondern eine weiter südlich gelegene, höhere Topographie ist, sehr groß. Auch bei den Radiosondenaufstiegen von 12 UTC am 09.12.2016 und 00 UTC am 10.12.2016 lässt sich eine Welle nicht eindeutig nachweisen. All diese Umstände sprechen nicht zwingend gegen eine Leewelle als Auslöser, bestätigen eine solche aber auch nicht.

Die Wasserfalltheorie kann ausgeschlossen werden, da bei der Sichtung der Satelliten- und Webcambilder keine Föhnmauer entdeckt werden kann.

Die hydraulische Föhntheorie kann zwar wie die Wellentheorie mit den vorliegenden Messdaten nicht bestätigt werden, allerdings sprechen folgende zwei Punkte dafür:

- ~ An der Station Schwechat wird nach Durchgreifen des Föhns ab 09.30 UTC in den folgenden 3 Stunden eine mittlere Windgeschwindigkeit von  $\approx 8.8$  m/s mit einer mittleren Böengeschwindigkeit von  $\approx 12.2$  m/s gemessen. An der Station Wien-Jubiläumswarte weht der Wind im identen Zeitraum im Mittel mit  $\approx 12.9$  m/s mit einer mittleren Böengeschwindigkeit von  $\approx 19.4$  m/s. Die schießende Strömung müsste die Stadt Wien überqueren, was durch die erhöhte Rauigkeit zu einer Verlangsamung der Luftströmung führt, wodurch eine leicht geringere Windgeschwindigkeit in Schwechat unter dem Gesichtspunkt der hydraulischen Theorie plausibel erscheint. Da für diese Auswertung jedoch keine Vergleichswerte, insbesondere von diesem Stationspaar, vorliegen, wird dieser Punkt mit einer ~ weder eindeutig für noch gegen die hydraulische Theorie markiert.
- + Die INCA-Analyse in Abbildung 70 zeigt zu den meisten präsentierten Zeitpunkten eine deutliche Grenze zwischen der vom Föhn betroffenen Region und Regionen mit kühlerer Luft weiter im Lee des Wienerwaldes. Ein solcher Temperaturgradient ließe sich mit dem Konzept des hydraulischen Sprunges in Verbindung bringen.

Als letzte zu bewertende Theorie bleibt jene der vertikalen Aspirationstheorie beziehungsweise der turbulenten Durchmischung über. Um den Beitrag der turbulenten Durchmischung besser abschätzen zu können, wird die Bulk Richardson Number zu mehreren Zeitpunkten nach der Formel 34 berechnet. Für diese Berechnung werden Messwerte der Stationen Wien-Jubiläumswarte und Schwechat herangezogen. Es ergeben sich um den Zeitpunkt des Durchgreifens folgende Werte:

Tabelle 9: Errechnete Werte für die Bulk Richardson Number zwischen der Station Wien-Jubiläumswarte und Schwechat am 09.12.2016. Das Durchgreifen des Föhns ist mit einer horizontalen Linie zwischen 09.10 UTC und 09.20 UTC markiert.

Uhrzeit [UTC]	$R_B$	Uhrzeit [UTC]	$R_B$
06.00	0.40	09.00	0.44
07.00	0.39	09.10	0.36
08.00	0.60	09.20	0.12
08.40	0.43	09.30	-0.12
08.50	0.44	10.00	-0.10

Wie in Kapitel 7.1.3.2 beschrieben, ist für die Bulk-Richardson-Number, im Gegensatz zur Richardson Number, kein eindeutiger Grenzwert definiert. Werte zwischen 0.36 und 0.60, überwiegend um 0.4, sind jedoch nahe an der kritischen Richardson Number  $Ri_c = 0.25$ , wodurch eine turbulente Durchmischung nicht nur ermöglicht, sondern auch begünstigt wird. Für eine genauere Einordnung der errechneten Werte, wäre eine umfassendere und längerfristige Analyse der zwischen diesem Stationspaar auftretenden Bulk Richardson Number notwendig.

Nach Durchgreifen des Föhns sinken die Werte für die  $R_B$  deutlich ab. Dies spricht jedoch keineswegs für eine weitere Produktion von Turbulenz, sondern ist vielmehr ein Ergebnis für die nun vorhandene gute Durchmischung zwischen den Stationen Wien-Jubiläumswarte und Schwechat. Die  $R_B$  fällt sogar stark in den negativen Bereich, was nur möglich ist, wenn in Formel 34 der Term  $\frac{\Delta\Theta_v}{\Delta z}$  negativ wird. Dies ist bei labiler Schichtung oder auch einer Überadiabatie in Bodennähe der Fall. Um 09.30 UTC beträgt der Unterschied vernachlässigbare  $\Delta\Theta_v \approx -0.33$  °C und um 10.00 UTC ebenfalls nicht erwähnenswerte

$\Delta\Theta_v \approx -0.40^\circ\text{C}$ . Dieser Unterschied kann auch durch die horizontale Distanz zwischen den beiden Messstationen von rund 26 km und die dazwischenliegende Großstadt entstehen.

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass für dieses Fallbeispiel mit den vorhandenen Messdaten kein alleiniger eindeutiger Auslöser für das Durchgreifen des Föhns gefunden werden kann. Mithilfe der vorliegenden Messdaten absteigender Priorität und Wahrscheinlichkeit gereiht, liefert die turbulente Durchmischung und die Ausbildung einer Leewelle einen Beitrag. Die vorgefundene Strömungssituation geht auch mit der hydraulischen Theorie gut einher.

### 7.2.3 Fallbeispiele VI - Föhn am 09.11.2015

Ähnlich wie beim vorherigen Fallbeispiel soll eingangs die zugrunde liegende Wetterlage besprochen werden.

#### 7.2.3.1 Allgemeine Wetterlage

Abbildung 72 links zeigt in Bodennähe ein großflächiges Hoch mit verhältnismäßig flacher Druckverteilung, deren höchste Isobare den Bereich vom östlichen Atlantik über die iberische Halbinsel und Südwestfrankreich bis in das westlichen Mittelmeer und darüber hinaus bis Algerien und Tunesien umfasst. Der Kerndruck liegt hier über 1030 hPa. Der Wienerwald und das Wiener Becken liegen am nordöstlichen Rand dieses Hochs. Würde man geostrophische Bedingungen ansetzen, weht über dem Wienerwald Wind aus nordwestlicher Richtung. Diese Windrichtung ermöglicht, wie im Kapitel 7.1.4 beschrieben und wie schon beim vorherigen Fallbeispiel gezeigt, das Auftreten von Föhn im Wienerwald und im Lee davon. Ausgehend von einem Tief über dem Europäischen Nordmeer ist auf der Bodenwetterkarte der ZAMG ein bereits okkludiertes Frontensystem eingezeichnet, dessen Kaltfront von Südschweden ausgehend über Deutschland und Frankreich bis über die Biskaya nach Galicien reicht. Diese Kaltfront äußert sich vor allem durch ein markantes Wolkenband, welches ebenfalls in Abbildung 72 links zu erkennen ist. Das diese eingezeichnete Kaltfront keine sonderlich scharfe Luftmassengrenze darstellt, zeigt Abbildung 72 rechts, wo in besagtem Gebiet kaum ein Gradient in der relativen Topographie zu sehen ist.

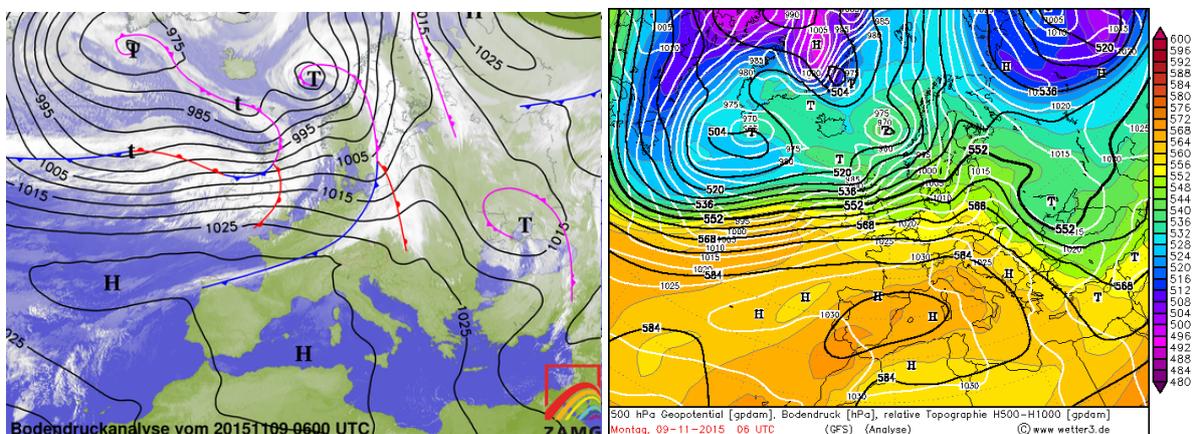


Abbildung 72: links: Bodenwetterkarte vom 09.11.2015 06 UTC. Quelle: ZAMG; rechts: Analyse des GFS-Modells zum selben Zeitpunkt. weiß: Bodendruck [hPa], schwarz: Geopotential 500 hPa, bunt: relative Topographie 500 über 1000. Quelle: <https://www.wetter3.de/Archiv/>

Diese Kaltfront wird zum nächsten Analysezeitpunkt der ZAMG um 12 UTC Wien bereits überquert haben. Die Radiosondenaufstiege in Abbildung 73 zeigen zwischen 00 UTC und 12 UTC am 09.11.2015 kaum eine Abkühlung. Der frühere Radiosondenaufstieg zeigt eine Inversion, welche am Oberrand eine maximale Temperatur von  $14.6^{\circ}\text{C}$  in einer Höhe von 1016 m bei einem Druck von 909 hPa aufweist. Diese Inversion schwächt sich im Vergleich zur bodennah gemessenen Temperatur bis zum Aufstieg um 12 UTC etwas ab und erreicht in einer geringeren Höhe von 635 m eine Temperatur von  $14.8^{\circ}\text{C}$ . Dies ist die Auswirkung der angesprochenen Kaltfront. Ein markanter Unterschied zwischen diesen beiden Radiosondenaufstiegen ist die Windgeschwindigkeit, welche durch den Kaltfrontdurchgang merklich ansteigt. Bis in eine absolute Seehöhe von 1000 m liegt die von der Radiosonde maximal aufgezeichnete Windgeschwindigkeit bei dem Aufstiege von 00 UTC bei 14 kt, um 12 UTC werden in selbiger Schicht bis zu 48 kt gemessen. Durch die Abnahme der Temperatur in der Höhe und der Zunahme der Windgeschwindigkeit ausgelöst durch die Kaltfront, verringert sich  $R_B$  und das Durchgreifen des Föhns wird ermöglicht.

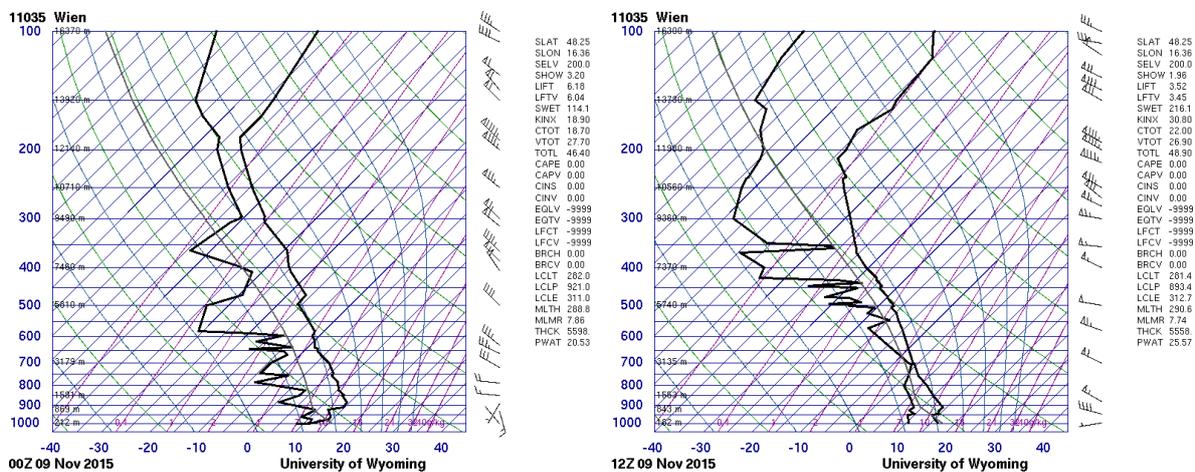


Abbildung 73: Radiosondenaufstiege von der Station Wien-Hohe Warte am 09.11.2015 um 00 UTC und 12 UTC. Quelle: university of wyoming.

### 7.2.3.2 Tageszusammenstellungen und INCA-Analyse

An der Station Wien-Jubiläumswarte findet die bereits an den Daten aus den Radiosonden besprochene Zunahme der Windgeschwindigkeit nicht sprunghaft, sondern in einem kontinuierlichen dreistündigen Anstieg vom nächtlichen Minimum der mittleren Windgeschwindigkeit mit  $0.4\text{ m/s}$  um 02.40 UTC statt. Nach 05.40 UTC bleibt die mittlere Windgeschwindigkeit mit wenigen Ausnahmen über  $10\text{ m/s}$ . Während einer Periode stärkeren Mittelwindes von rund 09.00 UTC bis 11.10 UTC, tritt mit  $15.1\text{ m/s}$  der stärkste gemessene Mittelwind zwischen 10.00 UTC und 10.10 UTC und zwischen 10.40 UTC und 10.50 UTC auf. Die stärkste Windböe an diesem Tag wird um 10.01 UTC mit  $22.8\text{ m/s}$  gemessen. Zu Beginn dieser Periode wird die Tageshöchsttemperatur mit  $15.5^{\circ}\text{C}$  gemessen. Verläufe weiterer Parameter können aus der Tageszusammenstellung der Station Wien-Jubiläumswarte in Abbildung 74 entnommen werden.

Folgende Abbildung 75 zeigt die Tageszusammenstellung vom 09.11.2015 an der Station Gumpoldskirchen. Die relative Luftfeuchtigkeit liegt bis rund 08.40 UTC bei 100 % oder nur knapp darunter, was auf vorherrschenden Nebel hindeutet. Die weiteren Parameter, wie eine geringe Windgeschwindigkeit und variable Windrichtung, unterstützen die Vermutung auf vorhandenen Nebel. Die Sonnenscheindauer spricht ab rund 07.30 UTC gegen ein Vorhandensein von Nebel, da zwischen 07.30 UTC und 07.40 UTC

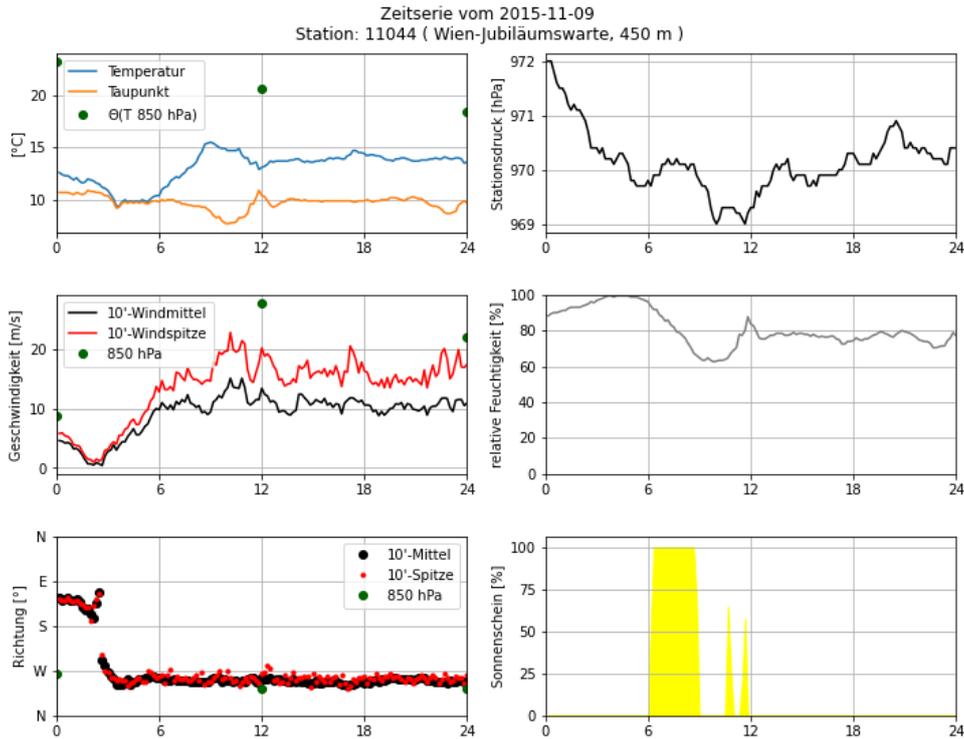


Abbildung 74: Tageszusammenstellung des 09.11.2015 an der Station Wien-Jubiläumswarte.

mit 42 Sekunden erstmals an diesem Tag direkter Sonnenschein an der Station Gumpoldskirchen gemessen wird. Ab diesem Zeitpunkt, ausgelöst durch solare Einstrahlung, steigt die Lufttemperatur von zuvor nahezu konstanten Niveau auf bis zu 11.2 °C um 08.40 UTC. Bis zu diesem Zeitpunkt steigt die Taupunktstemperatur mit der Lufttemperatur gemeinsam an, wodurch die relative Luftfeuchte bei rund 100 % bleibt.

Da die zweite Nachthälfte durchwegs eine hohe relative Luftfeuchte aufweist, kann sich der Nebel am Boden und an umliegenden Objekten sehr wahrscheinlich absetzen. Dieses flüssige Wasser verdampft durch den Sonnenschein wieder, wodurch die relative Luftfeuchtigkeit trotz der Erwärmung für eine gewisse Zeit bei rund 100 % liegen kann und der Taupunkt gemeinsam mit der Lufttemperatur ansteigt. Um 08.40 UTC sind Lufttemperatur (11.2 °C) und Taupunkt (11.3 °C)<sup>5</sup> noch nahezu ident, während der Spread um 08.50 UTC bereits 5.1 °C beträgt.

Der ab 07.30 UTC einsetzende Sonnenschein nimmt um 08.40 UTC vorerst ein Ende, da hier das dichte Wolkenband der in der Bodenwetterkarte eingezeichneten Kaltfront Nordostösterreich überquert. Dahinter folgt eine vor allem im Lee des Wienerwaldes durchbrochene Wolkendecke, wodurch ab rund 11.00 UTC erneut gelegentlich Sonnenschein registriert wird.

Die angestellten Vermutungen und Theorien rund um das Vorhandensein von Nebel und der Bildung von Tau sind zwar in sich schlüssig, lassen sich aber nur schwer verifizieren. Eine Möglichkeit bietet das Satellitenbild im sichtbaren Kanal, welches in Abbildung 76 zu sehen ist. Hier können um 07.30 UTC noch tiefliegende Wolken südlich von Wien ausgemacht werden. Die letzten von ihnen lösen sich laut Satellitenbild um rund 09.10 UTC (hier nicht gezeigt) auf. Als weiteres Indiz wird das Webcambild aus Kaisermühlen, einem Stadtteil im 22.ten Wiener Gemeindebezirk, herangezogen. Auf

<sup>5</sup>Physikalisch betrachtet kann der Taupunkt nicht höher als die Lufttemperatur sein. Der vorliegende Unterschied von 0.1 °C kann auf eine Messunsicherheit oder einen Rundungsfehler zurückgeführt werden.

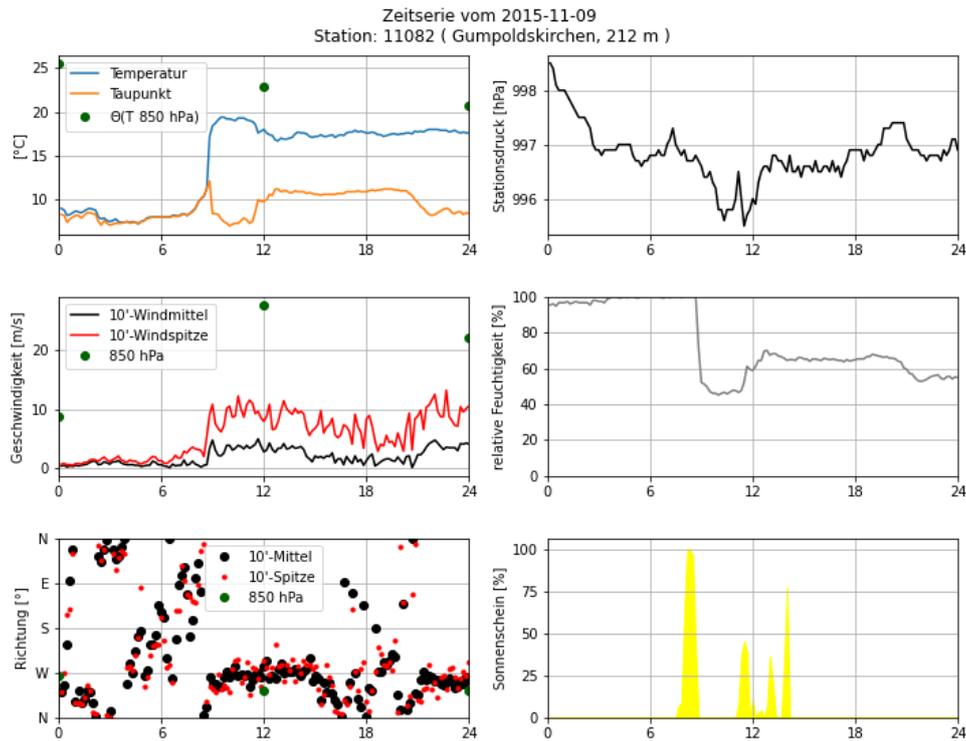


Abbildung 75: Tageszusammenstellung des 09.11.2015 an der Station Gumpoldskirchen.

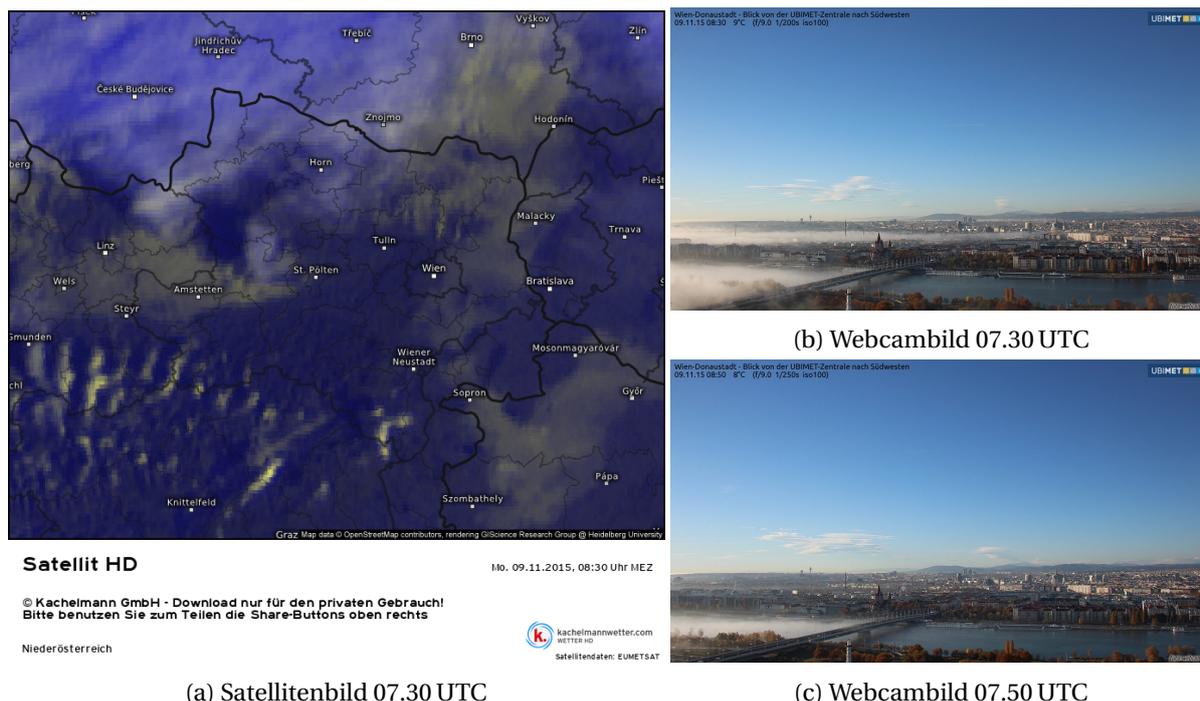
den Webcambildern ist ebenfalls die Auflösung von eingangs vorhandenem Bodennebel zu sehen. Die Repräsentativität dieses Webcamstandortes für die Messstation Gumpoldskirchen ist jedoch aufgrund der Entfernung von über 23 km für so kleinräumige meteorologische Erscheinungen wie Nebel stark herabgesetzt. Die deutlich näheren Webcams direkt in Gumpoldskirchen nahmen ihren Betrieb jedoch erst Jahre später auf, wodurch dies die nächstgelegene frei einsehbare Webcam mit Archiv bis November 2015 ist. Zusammengefasst bestätigen die Bildaufnahmen das Vorhandensein von Nebel bis kurz nach Sonnenaufgang in der betrachteten Region.

Die mittlere Windgeschwindigkeit nimmt nach 08.40 UTC von zumeist unter 0.5 m/s auf Werte von über 3 m/s zu. Die Windrichtung ist bis 08.40 UTC nicht richtungskonstant und bleibt nach 08.50 UTC mit geringer Abweichung bei rund  $290^\circ$ . Diese Windrichtung entspricht grob der an der Station Wien-Jubiläumswarte gemessenen.

Tabelle 10 zeigt auszugsweise die Messwerte zwischen 07.30 UTC und 09.50 UTC an der Station Gumpoldskirchen. Aus ihnen geht hervor, dass der Sprung der einzelnen Parameter innerhalb weniger Minuten zwischen 08.40 UTC und 08.50 UTC vonstatten ging.

Unter Betrachtung von allen Parametern lässt sich der Durchbruch des Föhns zwischen 08.40 UTC und 08.50 UTC festlegen. In diesen zehn Minuten ist in den Messdaten neben dem Einsetzen eines markanten Temperaturanstieges auch ein Rückgang der relativen Luftfeuchte, sowie eine Windrichtungsänderung mit einer deutlichen Zunahme der Windgeschwindigkeit auf im Mittel konstante 3 bis 4 m/s zu sehen.

Die INCA-Analyse zeigt wie bereits beim vorherigen Fallbeispiel die vom Föhn betroffenen Regionen und die Reihenfolge des Durchgreifens. Abbildung 77 zeigt mehrere Zeitschritte der INCA-Analyse vom 09.11.2015.



(a) Satellitenbild 07.30 UTC

(b) Webcambild 07.30 UTC

(c) Webcambild 07.50 UTC

Abbildung 76: links: Sichtbares Satellitenbild vom 09.11.2015. Quelle: Kachelmannwetter; rechts: Webcambilder aus Kaisermühlen, Blickrichtung Südwesten vom 09.11.2015. Quelle: foto-webcam.eu

Tabelle 10: Auszug der 10-minütigen Messdaten am 09.11.2015 an der Station Gumpoldskirchen. Auf ausgelassene Zeitschritte wird durch horizontale Linien aufmerksam gemacht.

UTC	TL [°C]	TP [°C]	RF [%]	SO [s]	DD [°]	DDX [°]	FF [m/s]	FFX [m/s]	P [hPa]
07.30	8,2	8,2	100	0	112	112	0,4	2,5	997,0
07.40	8,4	8,4	100	42	196	117	0,6	3,1	996,9
08.20	10,1	10,1	100	600	108	25	0,1	2,9	996,7
08.30	10,4	10,4	100	572	355	12	0,4	1,9	996,7
08.40	11,2	11,3	100	249	338	327	0,5	5,3	996,8
08.50	17,2	12,1	89	0	280	297	3,3	9,1	996,7
09.00	18,4	8,4	56	0	291	304	4,7	10,8	996,6
09.10	18,7	8,4	51	0	291	308	3,0	7,5	996,4
09.50	19,2	7,3	46	0	268	301	3,8	10,1	996,2

Die Analysen um 04.00 UTC und 06.00 UTC zeigen im Flachland verbreitet tiefe Temperaturen. Ausnahme hiervon bilden vor allem höhere Lagen. Während sich dies um 04.00 UTC vor allem auf die Gutensteiner Alpen und die Schneeberg-Rax-Region begrenzt, zeichnen sich um 06.00 UTC auch einzelne Gipfel des Wienerwaldes durch lokale Temperaturmaxima ab.

Bis 08.00 UTC, also nach Sonnenaufgang, zeichnet sich eine großflächige Erwärmung ab. Diese betrifft nicht nur die bereits besprochene Region um Gumpoldskirchen, sondern auch die Luvseite des Wienerwaldes. Um 08.00 UTC ist bereits ein ausgeprägtes Temperaturmaximum in der Neunkirchner Region<sup>6</sup> auszumachen. Ein früheres Durchbrechen des Föhns durch den Schneeberg ausgelöst, ist hier wahrscheinlich.

Zwischen 08.00 UTC und 09.00 UTC bildet sich im Lee des Wienerwaldes, wie aus dem vorhergehenden Fallbeispiel bereits bekannt, eine zur Abbruchkante zwischen dem Wienerwald und dem Wiener

<sup>6</sup>Neunkirchen liegt am südlichen Rand des in Abbildung 77 gezeigten Ausschnittes zwischen 16.00°E und 16.25°E

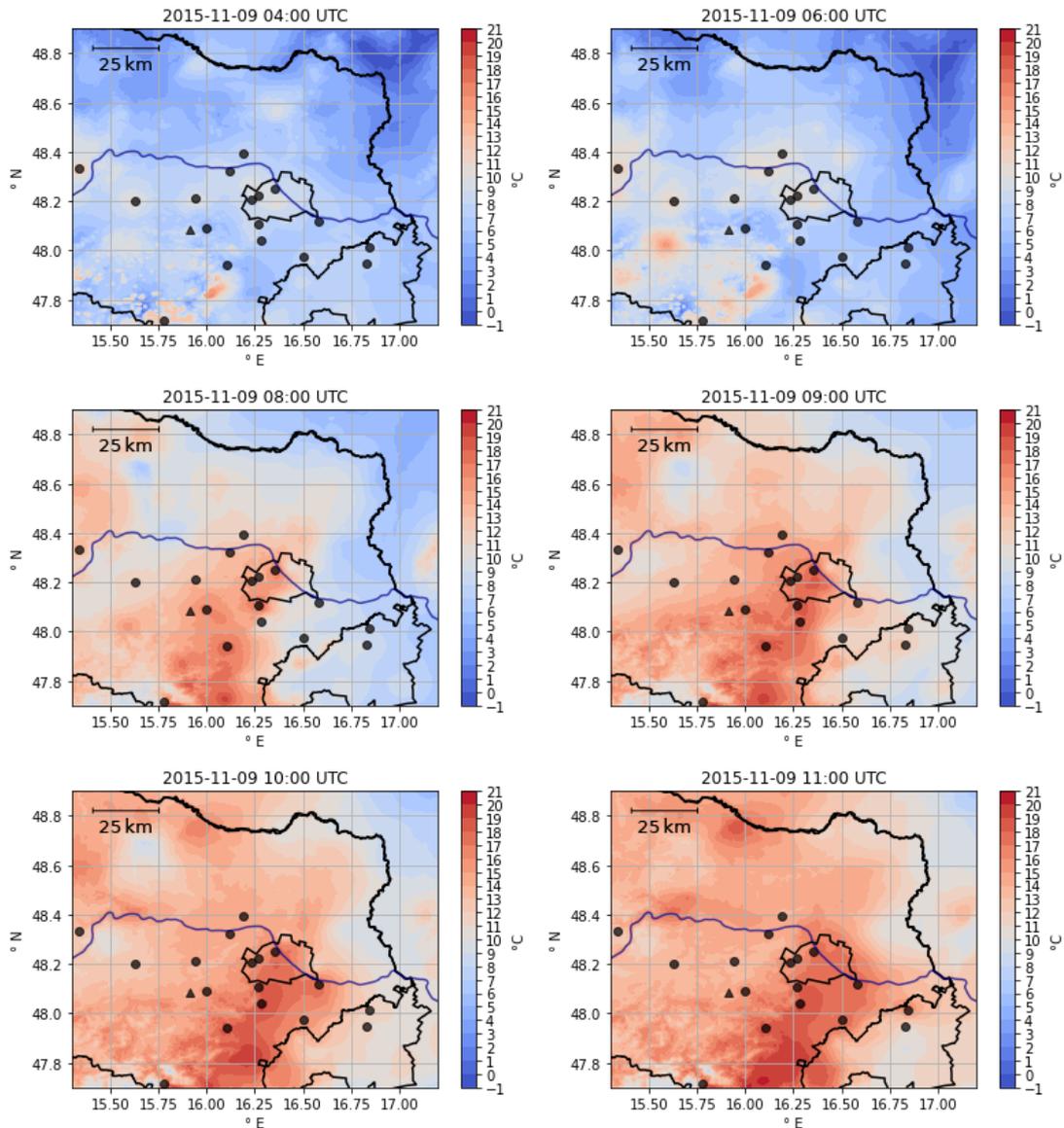


Abbildung 77: Ausgewählte Zeitpunkte der stündlichen INCA-Analyse vom 09.11.2015 der Lufttemperatur in 2 m über Grund. Ausgewählte Stationen und der Schöpfl (schwarzes Dreieck) wurden zur besseren Orientierung eingeblendet.

Becken parallel verlaufende Zunge mit höherer Lufttemperatur. Nordwestlich des Wienerwaldes erwärmt sich die Luft bis 09.00 UTC ebenso, allerdings deutlich schwächer als im Südosten davon.

Während sich die Temperaturverteilung bis 10.00 UTC im Luv des Wienerwaldes nur mehr geringfügig verändert, breitet sich die Warmluftzunge im Lee weiter aus. Zwischen 10.00 UTC und 11.00 UTC ist im Luv des Wienerwaldes vor allem die weitere Erwärmung im Waldviertel auffällig. Da dieses jedoch nicht im untersuchten Einflussgebiet liegt, wird darauf nicht weiter eingegangen. In der Gegend zwischen St. Pölten und Stockerau verändert sich die Temperatur in dieser Stunde kaum, während sich die Region der höheren Temperatur im Lee des Wienerwaldes nochmals deutlich ausbreitet. Am höchsten ist die Temperatur in der Gegend um Neunkirchen bis Wiener Neustadt<sup>7</sup>.

<sup>7</sup>Wiener Neustadt liegt ungefähr bei den in der Abbildung 77 eingeblendeten Gitterlinien 47.80°N, 16.25°E.

Die INCA-Analyse zeigt einen deutlichen Unterschied hinsichtlich der Temperaturverteilung zwischen dem Luv und Lee des Wienerwaldes. Im Luv ist in den INCA-Daten vor allem in den Stunden zwischen 06.00 UTC und 09.00 UTC eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht zu sehen. Abbildung 78 zeigt die Tageszusammenstellung von der Station Langenlebar, welche nur minimale Abweichungen zu jenen der Stationen St. Pölten/Landhaus und Stockerau aufweist.

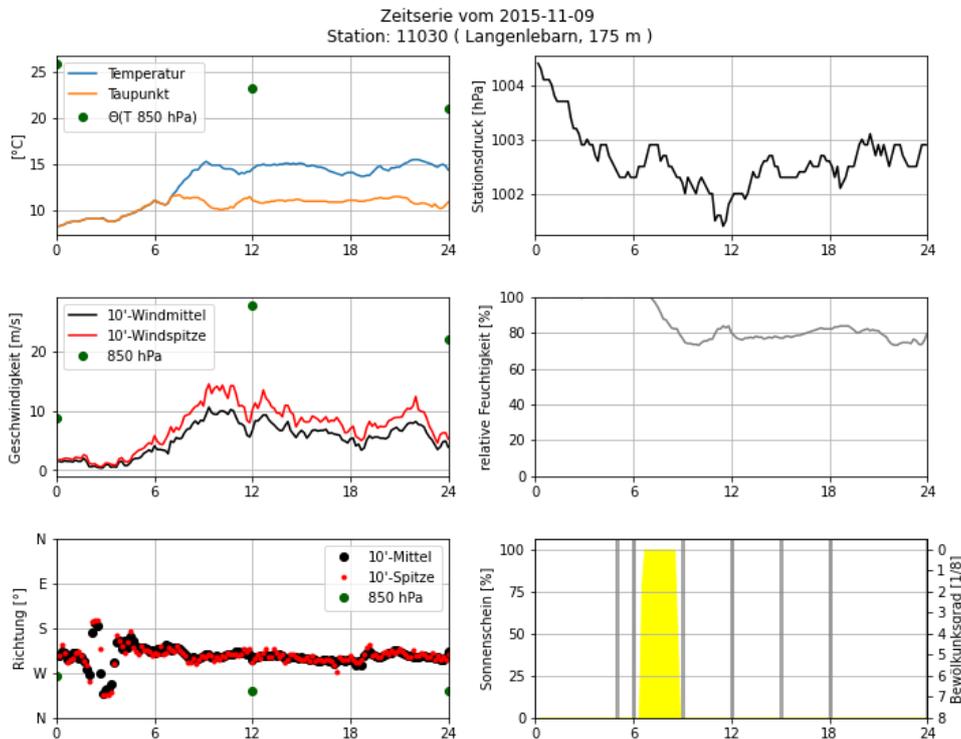


Abbildung 78: Tageszusammenstellung des 09.11.2015 an der Station Langenlebar.

Rund 40 Minuten nach Sonnenaufgang wird in Langenlebar ab 06.30 UTC direkter und durchgehender Sonnenschein registriert. Kurz nach Einsetzen des Sonnenscheins beginnt auch die Lufttemperatur von einem Minimum von 10.5 °C zu steigen. Bis 08.40 UTC wird nahezu durchgehend direkter Sonnenschein gemessen, wodurch die Temperatur bis zu diesem Zeitpunkt auf 14.4 °C steigt. Dies entspricht nahezu dem Temperaturhöchstwert zwischen 06.00 UTC und 18.00 UTC, welcher mit 15.3 °C kurz später um rund 09.10 UTC erreicht wird.

In der sonnigen Phase ist wahrscheinlich ein geringerer Bewölkungsgrad als die gemessenen 8 Achtel vorzufinden. Neben dem Satellitenbild aus Abbildung 76 links spricht auch eine Messung von 6 Achtel aus St.Pölten um 09.00 UTC aus den SYNOP-Daten dafür. Der Sonnenschein endet an der Station Langenlebar um 09.40 UTC durch den Aufzug eines dichten Wolkenbandes einer, in Abbildung 72 gezeigten Bodenwetterkarte eingezeichneten, Kaltfront.

Die restlichen Parameter weisen an diesem Tag keine nennenswerten Besonderheiten auf. Der Durchgang der Kaltfront äußert sich weder in einer Temperatur- noch einer Windänderung. Einzig über das Drucksignal kann am späten Vormittag ein Frontdurchgang ausgemacht werden. Der Wind nimmt vor allem mit Sonnenaufgang zu und weht im Anschluss nahezu richtungskonstant aus südwestlicher bis westlicher Richtung.

### 7.2.3.3 Analyse der potentiellen Temperatur

Bei der Berechnung der potentiellen Temperatur  $\Theta$  ergeben sich folgende Werte für die Maximalwerte am 09.12.2016 zwischen 06.00 UTC und 18.00 UTC.

Tabelle 11: Maximale berechnete potentielle Temperatur  $\Theta$  am 09.12.2016 zwischen 06.00 UTC und 18.00 UTC an ausgewählten Messstationen. Gerundet auf eine Nachkommastelle.

Station	$\Theta$ [°C]	Station	$\Theta$ [°C]
St. Pölten/Landhaus	15.1	Wien-Innere Stadt	18.9
Langenlebarndorf	15.1	Schwechat	17.8
Stockerathaus	15.1	Seibersdorf	18.3
Klausen-Leopoldsdorf	19.4	Brunn am Gebirge	19.7
Wien-Jubiläumswarte	18.0	Gumpoldskirchen	19.8
Wien-Mariabrunn	19.2	Berndorf	22.9

Die einheitliche Verteilung der potentiellen Temperatur im Luv des Wienerwaldes an den Stationen St. Pölten/Landhaus, Langenlebarndorf und Stockerathaus, lässt einen guten Vergleich mit jenen im Lee zu. Der maximale Unterschied ergibt sich im Vergleich zu Gumpoldskirchen mit einem Unterschied  $\Delta\Theta = 4.7^\circ\text{C}$ . Weiter nördlich liegt der Unterschied bei  $\Delta\Theta = 3.8^\circ\text{C}$  im Vergleich mit der Station Wien-Innere Stadt.

Aus dieser Betrachtung ausgenommen wurde wie bereits beim vorherigen Fallbeispiel Berndorf, da hier unter Annahme der westnordwestlichen Windrichtung höhere Berge, außerhalb des Wienerwaldes, stromaufwärts der Station liegen. Diese bestimmen die dort gemessene Temperatur mit, wodurch das Ziel dieser Arbeit, die Auswirkung einer Hügellandschaft wie dem Wienerwald zu untersuchen, bei Berücksichtigung der Station Berndorf verfehlt werden würde.

Es fällt auf, dass im allgemeinen die potentiellen Temperaturen weiter südlich im Luv des Wienerwaldes höher als jene weiter nördlich sind. Dies ist auf die nach Süden ansteigende Topographie zurückzuführen. Bei westnordwestlicher Strömung passiert ein gedankliches Luftpaket in Gumpoldskirchen zuvor die Region um den 893 m hohen Schöpfl. Ein Luftpaket, welches die Station Wien-Innere Stadt passiert, strömt maximal über Berge wie dem Troppberg, welcher zwischen den Wienerwaldgemeinden Gablitz und Tullnerbach liegt und eine Höhe von 543 m aufweist. Wie bei der Beschreibung der Wetterlage angeführt, liegt über der betrachteten Region eine Inversion. Dadurch kann von höherer Topographie auch energiereichere Luft, als von niedrigerer Topographie ins Tal absteigen.

Neben dem Gefälle der potentiellen Temperatur im Lee entlang des Wienerwaldes, zeigen die berechneten Werte für  $\Theta$  auch, dass  $\Theta$  mit der Entfernung zum Wienerwald abnimmt. Die Stationen Schwechat und Seibersdorf liegen beide 20 bis 25 km in ost-südöstlicher Richtung von den letzten Erhebungen des Wienerwaldes. Im Norden ist die maximale potentielle Temperatur an der Station Schwechat um  $1.1^\circ\text{C}$  unter jener an der Station Wien-Innere Stadt. Weiter südlich beträgt der Unterschied zwischen Gumpoldskirchen und Seibersdorf  $1.5^\circ\text{C}$ . Hierbei ist anzumerken, dass die Vergleichsstation Gumpoldskirchen nur wenige 100 m hinter der Abbruchkante des Wienerwaldes steht, die Vergleichsstation Wien-Innere Stadt jedoch einige Kilometer. Daher ist der Vergleich dieser zwei Zahlen nicht einwandfrei möglich. Zudem ist die Station Wien-Innere Stadt durch den städtischen Wärmeinseleffekt beeinflusst, was einen zusätzlichen Unterschied ausmacht. Nichts desto trotz zeigt sich die Abnahme der potentiellen Temperatur mit zunehmender Entfernung zum Wienerwald.

### 7.2.3.4 Bewertung der Föhntheorien

Nachdem die letzten Absätze dargelegt haben, dass es am 09.11.2015 im Lee des Wienerwaldes zu einem Föhnfall gekommen ist und dieser einen Unterschied in der maximal aufgetretenen potentiellen Temperatur von bis zu 4.7 °C ausgemacht hat, gilt es nun zu bewerten, welche der in Kapitel 7.1.4 genannten Prozesse zur Beschreibung dieses Fallbeispiels dienen kann.

Die horizontale Aspirationstheorie kann wie schon beim vorherigen Beispiel ausgeschlossen werden, da im Luv und Lee des Wienerwaldes annähernd der selbe Druck herrscht.

Die Leewellentheorie gilt als wahrscheinlicher Auslöser des Föhndurchbruches an diesem Tag. Dieser Aussage zugrunde liegt eine Wolkenbeobachtung (Tabelle 12) von der Wetterstation mit Beobachtungen Wien-Hohe Warte. Hier wird folgendes verschlüsselt:

Tabelle 12: Auszug aus den SYNOP-Meldungen vom 09.11.2015 des Beobachtungsstandorts Wien-Hohe Warte. CL ... Art der tiefen Wolken, CM ... Art der mittelhohen Wolken, CH ... Art der Hohen Wolken, N ... Gesamtbedeckungsgrad.

Uhrzeit [UTC]	CL	CM	CH	N	Uhrzeit [UTC]	CL	CM	CH	N
00.00	0	0	1	1	05.00	-	-	-	9
01.00	-	-	-	-	06.00	-	-	-	9
02.00	-	-	-	-	07.00	-	-	-	9
03.00	-	-	-	9	08.00	0	4	1	3
04.00	-	-	-	9	09.00	0	2	6	5

Tabelle 13: Legende des SYNOP-Schlüssels der in Tabelle 12 vorkommenden Verschlüsselung.

Parameter	Zahl	Beschreibung
CL	0	Keine CL-Wolken
CM	0	Keine CM-Wolken
	2	dichte oder mächtige Schichtwolkendecke <b>As opac.</b> oder <b>Ns</b>
	4	schollen- oder linsenförmige Wolken, ev. mit verschiedenen Untergrenzen z.B. <b>Ac lent.</b>
CH	1	dünne, faserige Federwolken, zerstreut und nicht zunehmend <b>Ci fil.</b>
	6	Schleierwolkendecke, die aufzieht und mehr als 45° erreicht hat; noch nicht vollständig bedeckt. <b>Cs</b>
N	1	1/8 oder Spuren
	3 und 5	3/8 bzw. 5/8
	9	Himmel nicht erkennbar (weg. Nebels usw.)
alle	-	keine Beobachtung gemeldet

Von besonderem Interesse ist hierbei die Verschlüsselung einer 4 für die mittelhohen Wolken um 08.00 UTC, welche wie aus Tabelle 13 ersichtlich für *Alto cumulus Lenticularis* stehen. Diese sind die klassischen Föhnwolken und zeigen eine Welle in der Atmosphäre an. Auf Webcam-Bildern sind diese *Alto cumulus Lenticularis* Wolken nur schlecht erkennbar, weswegen diese im Zuge dieser Arbeit nicht gezeigt werden.

Die Wasserfalltheorie kann wie im vorherigen Fallbeispiel ausgeschlossen werden, da bei der Sichtung der Satelliten- und Webcambilder keine Föhnmauer zu sehen ist.

Für und gegen die hydraulische Föhntheorie finden sich vor allem folgende Argumente:

- ~ Die mittlere Windgeschwindigkeit nach dem Durchgreifen des Föhns beträgt von 10.00 UTC bis 10.50 UTC im Mittel an der Station Schwechat 10.3 m/s aus im Mittel 278°. Im selbigen Zeitraum beträgt der mittlere Wind an der Station Wien-Jubiläumswarte 14.0 m/s aus im Mittel 291°. Bei einer idealen schießenden Strömung müssten diese beiden Werte ident sein. Leider liegt kein Vergleichswert vor, mit dem eine genauere Einschätzung möglich wäre. Daher wurde dieser Punkt mit erneut einer ~ markiert. Eine gewisse Abnahme der Windgeschwindigkeit ist allerdings durch die Reibung der Stadt Wien zu erwarten.
- Die höhere Lufttemperatur hat stromabwärts kein abruptes Ende wie es für den hydraulischen Sprung zu erwarten ist, sondern verläuft eher fließend in ein lokales Minimum der Temperatur.

Alles in allem beschreibt die hydraulische Föhntheorie dieses Fallbeispiel nicht gut.

Als letzte zu bewertende Theorie bleibt jene der vertikalen Aspirationstheorie beziehungsweise der turbulenten Durchmischung. Um diesen Beitrag besser einschätzen zu können, wird erneut die Bulk Richardson Number nach Formel 34 vom Stationspaar Wien-Jubiläumswarte und Schwechat berechnet. Folgende Werte ergeben sich:

Tabelle 14: Errechnete Werte für die Bulk-Richardson-Number zwischen der Station Wien-Jubiläumswarte und Schwechat am 09.11.2015. Das Durchgreifen des Föhns ist mit einer horizontalen Linie zwischen 09.30 UTC und 09.40 UTC markiert.

Uhrzeit [UTC]	$R_B$	Uhrzeit [UTC]	$R_B$
06.00	0.61	09.20	0.31
07.00	0.52	09.30	0.29
08.00	0.55	09.40	0.25
09.00	0.51	09.50	0.17
09.10	0.34	10.00	-0.44

Bereits seit den Morgenstunden sind die Werte für die Bulk Richardson Number mit rund 0.5 bis 0.6 in der Größenordnung des für die Richardson Number definierten kritischen Wert  $Ri_c = 0.25$ . Kurz vor Durchbruch des Föhns ist schließlich ein markanter Abfall der  $R_B$  zu sehen. Nachdem der Föhn an der Station Schwechat einsetzt, wird die  $R_B$  sogar negativ. Dies ist wiederum nur möglich, wenn in Formel 34 der Term  $\frac{\Delta\Theta_v}{\Delta z}$  negativ wird, was der Fall ist, wenn  $\Theta_v$  an der tiefer gelegenen Messstelle höher als an der höher gelegen ist. Im vorliegenden Fall beträgt der vernachlässigbare  $\Delta\Theta_v \approx -0.34^\circ\text{C}$ . Dieser Unterschied kann auch auf die horizontale Distanz zwischen den Messstation Wien-Jubiläumswarte und Schwechat von rund 26 km zurückgeführt werden und spricht nicht zwangsweise für eine konvektive Grenzschicht. Die turbulente Erosion trägt somit mit großer Wahrscheinlichkeit auch einen Teil zum Hinabsteigen des Föhns bei. Ob ihr die Rolle als alleiniger Auslöser zugesprochen werden kann, ist jedoch unklar. Dies liegt nicht zuletzt daran, dass eine genaue Einordnung der Bulk Richardson Number für dieses Stationspaar nur im Vergleich mit vielen weiteren ausgewerteten Fallbeispielen möglich wäre.

Zusammenfassend lassen sich für dieses Fallbeispiel zwei Theorien für das Durchgreifen des Föhns ausmachen. Zum einen die Ausbildung einer Leewelle und zum anderen die turbulente Erosion. Bei letzterer ist noch anzumerken, dass hier nicht die Werte nach Durchgreifen des Föhns ausschlaggebend sind. Diese sind nur eine logische Konsequenz aus dem Durchgreifen des Föhns. Auffälliger ist die Abnahme der  $R_B$  in der halben Stunde bevor der Föhn die Station Schwechat erreicht.

## 7.2.4 Föhnstatistik im Zusammenhang mit dem Wienerwald

Die statistische Analyse des Föhns erfolgt über die Berechnung der potentiellen Temperatur für ausgewählte Messstationen. Hierbei werden aus den zuvor behandelten Fallbeispielen folgende zehn Messstandorte ausgewählt:

- 11027 - Stockerau
- 11079 - Berndorf
- 11030 - Langenlebarn
- 11082 - Gumpoldskirchen
- 11034 - Wien-Innere Stadt
- 11387 - Seibersdorf
- 11036 - Schwechat
- 11389 - St. Pölten/Landhaus
- 11077 - Brunn am Gebirge
- 11394 - Bruckneudorf

In weiterer Folge wird von diesen Stationen die mittlere potentielle Temperatur in Abhängigkeit der Windrichtung berechnet. Ausschlaggebend für die Windrichtung ist hierbei die Messung der Station Wien-Jubiläumswarte. Da diese Station erst im September 2009 ihren Betrieb aufnahm, fließen nur die Daten von 07.09.2009 bis 31.12.2020 ein. Die TAWES-Station in Schwechat liefert erst seit Mitte Februar 2010 Daten, wodurch dies die einzige hier analysierte Station mit einer kürzeren Messreihe ist. Diesem Umstand wird jedoch in der weiteren Analyse keine Beachtung geschenkt.

Zu Beginn wird die gemittelte potentielle Temperatur unabhängig von der Windrichtung an der Station Wien-Jubiläumswarte berechnet. Durch die stark unterschiedlichen Aufstellungsorte (geografisch, topographisch, umgebende Landnutzung) sind auch unterschiedliche mittlere potentielle Temperaturen zu erwarten. Abbildung 79 enthält den Mittelwert aus allen von 07.09.2009 bis 31.12.2020 zur Verfügung stehenden 10-minütigen Messdaten.

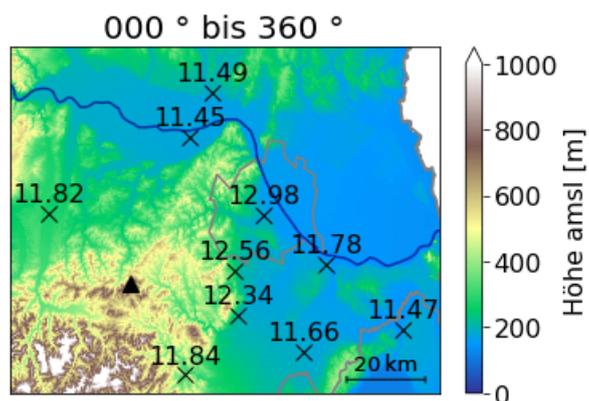


Abbildung 79: Aus 10-Minutendaten ausgewählter Stationen gemittelte potentielle Temperatur über alle vorhandenen Messwerte zwischen 07.09.2009 und 31.12.2020. Die Angabe über dem Bild gibt an, dass alle Windrichtungen bei der Auswertung berücksichtigt wurden. Der Hintergrund repräsentiert die topographische Höhe. Das schwarze Dreieck repräsentiert den Schöpfl.

Wenig überraschend ist, dass Wien-Innere Stadt jene Station mit der in diesem Vergleich höchsten potentiellen Temperatur ist. Hierfür hauptverantwortlich ist der städtische Wärmeinseleffekt. Zwischen Langenlebarn und Stockerau ist ein vergleichsweise geringer Unterschied der potentiellen Temperatur fest zu stellen, was durch die geografische Nähe sowie die topographisch ähnliche Umgebung auch zu erwarten ist.

Vergleicht man die in den Fallbeispielen bereits betrachtete Station Gumpoldskirchen mit den drei Messstandorten im Luv des Wienerwaldes, so ergibt sich ein mittlerer Unterschied der potentiellen Temperatur von  $\approx 0.5^\circ\text{C}$  bis  $\approx 0.9^\circ\text{C}$ . Um unter anderem diesen Wert nun in Zusammenhang mit der statistischen Auswirkung des Föhns zu bringen, wird die Analyse in 12 Himmelsrichtungssektoren zu je  $30^\circ$  geteilt. Das Ergebnis dieser Aufsplittung ist in Abbildung 80, angeordnet nach der Windrichtung, zu sehen.

Die allgemein größten Werte der potentiellen Temperatur sind mit bis zu  $16.9^\circ\text{C}$  bei Wind aus  $150^\circ$  bis  $180^\circ$  zu sehen. Dies hängt mit der Advektion energiereichere Luft aus dem Süden zusammen. Im Gegensatz dazu sind die im Mittel niedrigsten Temperaturen mit minimal  $10.45^\circ\text{C}$  bei Wind aus  $300^\circ$  bis  $330^\circ$  an der Station Langenlebrn zu finden.

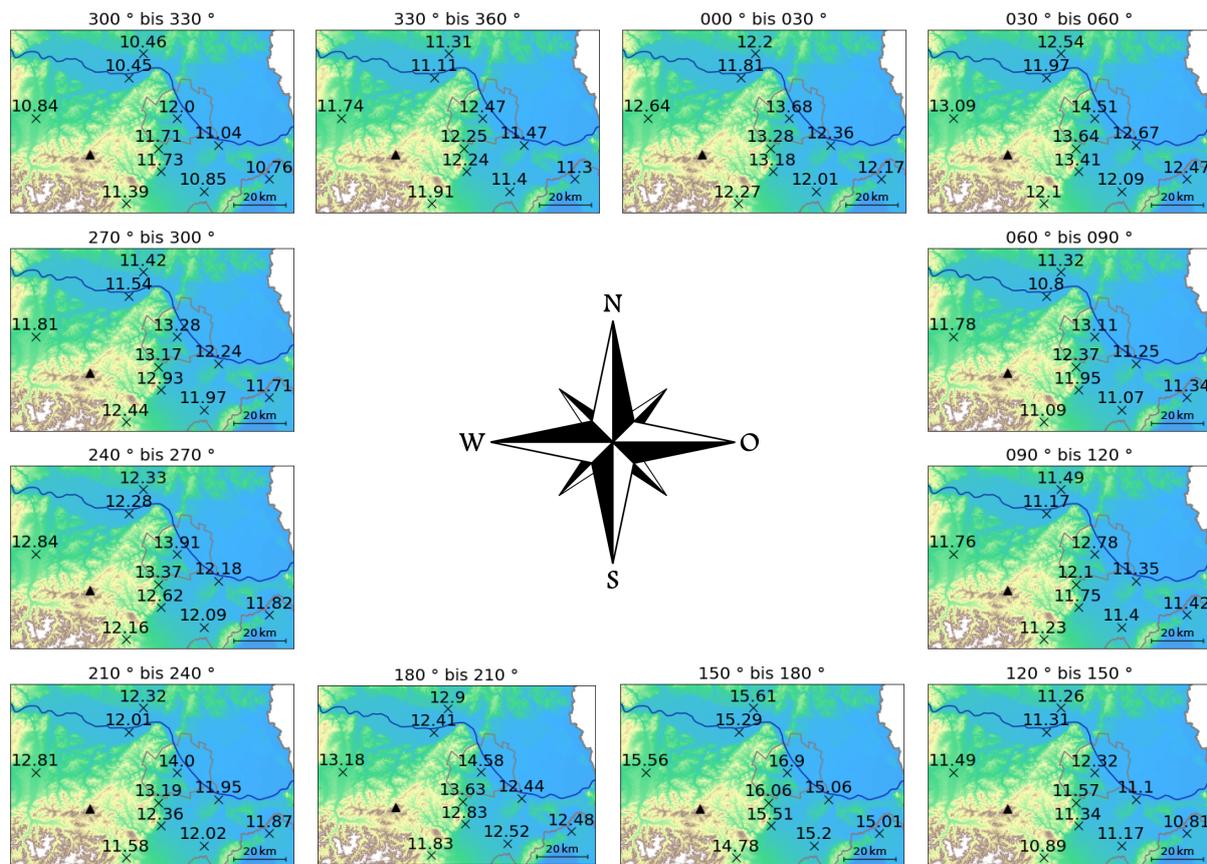


Abbildung 80: Die potentielle Temperatur an ausgewählten Stationen in Abhängigkeit der Windrichtung an der Station Wien-Jubiläumswarte. Die Bildüberschrift der einzelnen Abbildungen gibt die berücksichtigte Windrichtung an. Datenquelle: 10-Minutendaten zwischen 07.09.2009 (Betriebsaufnahme Wien-Jubiläumswarte) und 31.12.2020. Der Hintergrund repräsentiert die topographische Höhe nach der Farbskala aus Abbildung 79. Das schwarze Dreieck repräsentiert den Schöpfpl.

Der größte Unterschied der potentiellen Temperatur zwischen Gumpoldskirchen und dem Luv des Wienerwaldes tritt bei einer Windrichtung aus  $270^\circ$  bis  $300^\circ$  auf. Er beträgt bei diesem Vergleich  $\approx 1.1^\circ\text{C}$  bis  $\approx 1.5^\circ\text{C}$ . Im Vergleich zur Betrachtung aller Windrichtungen entspricht dieser Wert in etwa der doppelten Differenz.

Während die größte Differenz mit der an den letzten Hängen des Wienerwaldes gelegenen Station Brunn am Gebirge noch größer ausfallen würde, nimmt sie mit größer werdender Entfernung zum Wienerwald ab. Nichts desto trotz ist bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung die potentielle

Temperatur auch an der Station Schwechat um  $\approx 0.4^\circ\text{C}$  bis  $\approx 0.8^\circ\text{C}$  höher als im Luv des Wienerwaldes. Ohne Filterung der Windrichtung weist dieser Standort einen zur Luvseite des Wienerwaldes vergleichbaren Wert der potentiellen Temperatur auf. Ähnlicher Effekt ist an der Station Bruckneudorf zu sehen. Windrichtungsunabhängig liegt die potentielle Temperatur dort in der Gegend von jener in Langenlebar und Stockerau. Bei einer gefilterten Windrichtung aus  $270^\circ$  bis  $300^\circ$  beträgt der Unterschied jedoch  $\approx 0.2^\circ\text{C}$  bis  $\approx 0.3^\circ\text{C}$ . Da dieser Unterschied bereits verschwindend gering ist, stellt die Entfernung bis nach Bruckneudorf auch die Grenze des Gebietes dar, in dem der Föhn für einen nennenswerten Unterschied in der potentiellen Temperatur sorgt.

Bereits im nächst nördlicheren Segment, bei Windrichtungen zwischen  $300^\circ$  und  $330^\circ$ , fällt der Unterschied mit  $\approx 0.9^\circ\text{C}$  bis  $\approx 1.3^\circ\text{C}$  zwischen der Station Gumpoldskirchen und dem Luv des Wienerwaldes um  $\approx 0.2^\circ\text{C}$  geringer als bei einer Windrichtung aus  $270^\circ$  bis  $300^\circ$  aus. Unter Filterung der Windrichtung nach Werten zwischen  $330^\circ$  und  $360^\circ$  sinkt der Unterschied auf  $\approx 0.5^\circ\text{C}$  bis  $\approx 1.1^\circ\text{C}$  ab, was nahezu den ungefilterten Differenzen aus Abbildung 79 entspricht.

### 7.3 Erkenntnisse aus den Analysen

Die zwei analysierten Fallbeispiele zeigen, dass der Wienerwald Föhn auslösen kann. Hierbei treten zwischen dem Luv und Lee des Wienerwaldes Unterschiede der potentiellen Temperatur  $\Theta$  von  $4.7^\circ\text{C}$  bis  $7.5^\circ\text{C}$  auf. Derartige Temperaturunterschiede übersteigen den durch den Schweizer Föhntypus zu erwartenden Temperaturunterschied deutlich. Daraus resultiert, dass der Österreichische Föhntypus den dominierend Teil zum beobachteten Temperaturunterschied beitragen muss. Die Aussage von Steinacker, 2006, dass der Föhntypus II hauptverantwortlich für die Erwärmung im Lee ist, lässt sich also auch auf eine Hügellandschaft wie den Wienerwald übertragen.

Die Auswahl der Föhntheorien, weshalb der Föhn im Lee des Wienerwaldes herabsteigt, lässt sich durch die Analyse der Fallbeispiele zwar einschränken, aber nicht restlos klären. Dies liegt zu einem geringen Teil an der geringen Anzahl an Fallbeispielen und hauptsächlich an einem Datenmangel, sodass bei jedem Fallbeispiel kein alleiniger Auslöser identifiziert werden konnte. Abhilfe würde zum Beispiel ein dichteres Stationsmessnetz, wie etwa im Zuge einer großangelegten Messkampagne, schaffen. Ebenso wichtig wie bodennahe Informationen wären hierbei auch hochaufgelöste Daten aus den Atmosphärenschichten bis in eine Höhe von einigen 100 m. Dies ließe sich neben Messkampagnen mit Fernerkundungssystemen (z.B. SODAR-RASS, Windlidar, Radiosonden, Drohnenflüge) auch mit dreidimensionalen Simulationen (z.B. WRF-Simulationen) bewerkstelligen. Durch diese Daten ließen sich Prozesse, wie eine langsame turbulente Durchmischung, die Ausbildung einer Leewelle oder eine eventuell vorhandene schießende Strömung mit dazugehörigem hydraulischen Sprung eindeutig identifizieren.

Während der Betrachtung der hier analysierten Föhnfälle und bei der Sichtung weitere Fallbeispiele, wurde kein einziges mal eine Föhnmauer über dem Wienerwald gefunden. Daher wird die Wasserfalltheorie als irrelevant im Zusammenhang mit dem Wienerwald eingestuft. Die horizontale Aspirations-theorie gilt ebenfalls als in diesem Zusammenhang unwichtig, da der beobachtete Druckunterschied zwischen dem Luv und Lee des Wienerwaldes wesentlich geringer als bei Föhnfällen über den Zentralalpen ausfällt. Die hydraulische Föhntheorie kann zwar nicht konkret nachgewiesen werden, jedoch lässt das abrupte Ende der Region wärmerer Luft beim Fallbeispiel V einen vorhandenen hydraulischen Sprung vermuten. Die turbulente Erosion trägt wahrscheinlich bei beiden detailliert analysierten Fällen zum Absteigen des Föhns bei, was sich mit der Berechnung der Bulk Richardson Number schlüssig erklären lässt. Durch die im Zusammenhang mit dem Wienerwald geringere zu überwindende vertikale

Distanz, welche die Luftströmung absteigen kann und muss, ist die turbulente Erosion effektiver als bei höheren Gebirgen. Die Ausbildung einer Leewelle ist über dem Wienerwald ein wichtiger Treiber für den Durchbruch des Föhns, was durch die Beobachtung einer solchen unter anderem im Zuge des Fallbeispiel VI verdeutlicht wurde.

Natürlich wurden für die Analyse der Fallbeispiele die mitunter eindeutigsten Föhnfälle ausgewählt. Die statistische Auswertung der potentiellen Temperatur in Kapitel 7.2.4 zeigt, dass die Windrichtung auch abseits dieser Einzelfälle einen erheblichen Einfluss auf die Temperaturverteilung hat. Der vorgefundene Unterschied in der potentiellen Temperatur von über 1 °C lässt zwar wahrscheinlich nicht wie in von Föhn stark betroffenen Alpentälern die Kultivierung exotischer Pflanzen zu, ermöglicht aber beispielsweise den Anbau anderer Weinsorten als im Tullnerfeld. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass auch der durch den Wienerwald ausgelöste Föhn einen klimatologischen Unterschied bewirkt.

## 8. Topographisch induzierte Wellenausbildung

Dieses Kapitel hängt eng mit den vorherigen Kapiteln der Frontendeformation 6 und des Föhns 7 zusammen. Im Zuge dieser Kapitel wurde bei einigen Fallbeispielen unter anderem die Bildung einer Leewelle gezeigt. Dass eine solche über dem Wienerwald entstehen kann, wurde daher schon anhand mehrerer Fallbeispiele dargelegt. In diesem eigenen Kapitel über topographisch induzierte Leewellen wird daher nach einer theoretischen Einführung auf die Präsentation weiterer Fallbeispiele verzichtet und ausschließlich eine statistische Analyse durchgeführt.

Der Vollständigkeit halber wird darauf hingewiesen, dass Leewellen nicht die einzigen in der Atmosphäre auftretenden Wellen sind. Wie Etling, 2008 beschreibt, treten in der Atmosphäre drei verschiedene Arten von Wellen auf:

- **Schallwellen:** Hierbei handelt es sich um Wellen, welche in Ausbreitungsrichtung schwingen, sogenannte Longitudinalwellen. Wie Etling, 2008 schreibt, kommt ihnen in der Atmosphäre keine nennenswerte Bedeutung zu. Lediglich in der numerischen Wettervorhersage spielen sie eine größere Rolle.
- **Schwerewellen:** Die treibende Kraft hinter dieser, normal zur Ausbreitungsrichtung stattfindenden Schwingung ist die Schwerkraft. Sie werden oftmals durch topographische Hindernisse im Strömungsfeld ausgelöst und in diesem Fall zumeist Leewellen genannt. Ausschließlich diese sollen in dem folgenden Theorieabschnitt thematisiert werden.
- **Trägheitswellen:** Der in der Meteorologie bekannteste Vertreter dieser Wellen sind die Rossby-Wellen. Sie weisen eine horizontale Schwingungs- und Ausbreitungsrichtung auf und laufen auf einer deutlich größeren, als in dieser Arbeit behandelten, zeitlichen und räumlichen Skala ab.

### 8.1 Theorie der Schwerewelle

In umfassenden Abhandlungen über Wellen in der Atmosphäre findet sich häufig die Aufteilung in externe und interne Schwerewellen. Eine detaillierte Analyse und Bearbeitung der Bewegungsgleichungen wird aufgrund der Vielseitigkeit dieser Arbeit bewusst nicht explizit angeführt. Eine solche ist zum Beispiel bei Etling, 2008 nachzulesen.

#### 8.1.1 Unterscheidung in externe und interne Schwerewellen

Wie Etling, 2008 schreibt, treten **externe Schwerewellen** an der Grenzfläche zweier Medien unterschiedlicher Dichte auf. Hierbei ist eine stabile Schichtung, wo das dichtere Medium geometrisch betrachtet unter dem dünneren Medium liegt, eine Grundvoraussetzung. Die Welle äußert sich dann an der schwingenden Grenzfläche zwischen den zwei beteiligten Medien.

Als bekanntes Beispiel solcher Wellen führt Etling, 2008 die Oberflächenwellen der Ozeane an. Wellenlängen von mehreren Kilometern, bei Ozeantiefen von einigen hundert Metern bis wenigen Kilometern, sind namensgebend für die sogenannten *Langen Wellen*. Im Extremfall sind diese Wellen verantwortlich für Tsunamis. Aber auch in der Atmosphäre finden sich beispielsweise an scharfen Inversionsgrenzen ähnliche Bedingungen und es können sich externe Schwerewellen bilden. Sind

Phasengeschwindigkeit und Strömungsgeschwindigkeit gleich, so bricht die Welle und es kann im zuletzt genannten Beispiel zur Ausbildung der eindrucksvollen Kelvin-Helmholtz-Wolken kommen.

Im Gegenzug dazu entstehen **interne Schwerewellen**, wie Kubitschke, 2011 schreibt, innerhalb eines kontinuierlichen und stabil geschichteten Mediums. In der Atmosphäre sind solche Bedingung zum Beispiel innerhalb einer hochreichenden Inversionsschicht gegeben. Sie stellen die in der Meteorologie typischerweise als Leewellen genannte Strömungsform dar und sollen in dem kommenden Unterkapitel 8.1.2 erläutert werden, bevor deren Häufigkeit in Zusammenhang mit dem Wienerwald untersucht wird.

### 8.1.2 Auslösung und Auswirkung einer Leewelle in der Atmosphäre

In einem individuellen Luftpaket herrscht, wie bei Hantel, 2013 beschrieben, typischerweise per Definition der selbe Druck wie in der Umgebung, jedoch kann das Luftpaket eine individuelle Luftfeuchte und Lufttemperatur aufweisen. Wird ein solches Luftpaket beispielsweise durch ein topographisches Hindernis wie einen Berg ausgelenkt, so schwingt es wie von Kubitschke, 2011 beschrieben bei kontinuierlich stabiler Luftschichtung wieder in Richtung seiner Ausgangslage zurück. Grund hierfür ist die zur Umgebung niedrigere Lufttemperatur und damit einhergehend höhere Dichte. Erreicht es die anfängliche Gleichgewichtslage, kommt es allerdings nicht sofort zum Stehen, sondern bewegt sich aufgrund der Trägheit darüber hinaus weiter nach unten. Durch die nun im Vergleich zur Umgebung höhere Temperatur des Pakets bremst die Auftriebskraft diesen Abstieg und bewirkt in weiterer Folge ein erneutes Aufsteigen.

Wie bereits angedeutet, ist hierfür die Luftschichtung ausschlaggebend und muss stabil sein. Diese Bedingung geht im allgemeinen mit einer Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe einher:  $\frac{\partial\Theta}{\partial z} > 0$ . Dieser Term geht auch in die Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  ein, welche wie bei Etling, 2008 beschrieben, die Eigenfrequenz eines ausgelenkten Luftpakets in einer stabilen Schichtung darstellt:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\Theta} \frac{\partial\Theta}{\partial z}} \quad (36)$$

Da  $g$  in diesem Zusammenhang als Konstante betrachtet werden kann, geht aus Formel 36 hervor, dass  $N$  vor allem bei einer besonders stabilen Schichtung ( $\frac{\partial\Theta}{\partial z} \gg 0$ ) groß ist. Hierbei gilt es zu beachten, dass eine hohe Frequenz mit einer kurzen Schwingungsdauer gleichzusetzen ist. Unter besonders stabilen Verhältnissen dauert eine Schwingung somit kürzer als unter nahezu neutral geschichteter Umgebung.

Um aus der durch die Brunt-Väisälä-Frequenz beschriebene Schwingung eine wellenförmige Bewegung zu machen, kommt die horizontale Bewegung des Luftpakets ins Spiel, welche auch ursprünglich für die vertikale Auslenkung verantwortlich ist. Das Zusammenspiel aus der Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  und der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit  $u_0$  ergibt die Wellenlänge  $L$  einer Leewelle. Wie bei Kubitschke, 2011 angegeben, lautet diese Beziehung:

$$L = 2\pi \cdot \frac{u_0}{N} \quad (37)$$

Die Gebirgsform hat einen massiven Einfluss auf die Ausbildung einer Schwerewelle. Lorenzen, 2002 schreibt, dass höhere Berge auch Wellen mit einer größeren Amplitude auslösen können. Dies steht in Zusammenhang mit der größeren Auslenkung aus der Gleichgewichtslage. Neben der Höhe spielt

jedoch die Gebirgsform eine wichtige Rolle, wobei laut Lorenzen, 2002 die Gebirgsform den Einfluss der Gebirgshöhe übersteigt. Eine besonders ausgeprägte Welle entsteht, wenn der Berg mit der natürlichen Form der Leewelle möglichst genau übereinstimmt. In Simulationen wird nicht zuletzt deswegen oftmals mit einem Sinus- oder Gaußglockenförmigen Hügel gearbeitet. Abbildung 81 enthält eine diesbezügliche Übersicht:

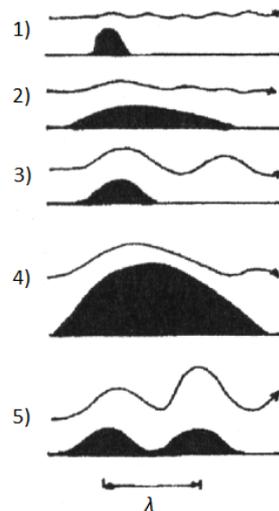


Abbildung 81: Einfluss der Gebirgsform auf die Ausbildung einer Leewelle aus Lorenzen, 2002. Von oben nach unten: 1) zu kurz, 2) zu lang, 3) Idealhindernis, 4) zu lang trotz Höhe, 5) ideale Hinderniskette als Resonanzverstärkung mit  $\lambda$  = Wellenlänge.

Lorenzen, 2002 schreibt zudem, dass die Form des Leeabhanges besonders wichtig ist. Steile Leeabhängen erzeugen große Amplituden und begünstigen die Bildung kräftiger Rotoren. Das letzte Beispiel in Abbildung 81 zeigt, dass weitere Berge im richtigen Abstand verstärkend wirken und die Wellenamplitude somit weiter anwachsen kann. Im umgekehrten Fall sind so auch Dämpfungen der Leewelle möglich. Sichtbare Indikatoren für das Auftreten von Leewellen sind sogenannte *Alto cumulus lenticularis* Wolken. Im aufsteigenden Ast der Wellenbewegung kondensiert der in den Luftpaketen enthaltene Wasserdampf und es kommt in den Wellenbergen zur Bildung der bekannten linsenförmigen, scharfkantigen Wolken. Abbildung 82 zeigt zwei Beispiele für diesen Wolkentypus.



Abbildung 82: Links: selbstaufgenommene *Alto cumulus lenticularis* über dem Wienerwald, fotografiert aus Gablitz in südöstlicher Richtung. Rechts: *Alto cumulus lenticularis* (duplicatus) südöstlich des Yorkshire Pennines Gebirges (Nordengland). Quelle: WMO, 2017

### 8.1.3 Überlegung zu Leewellen ausgelöst durch den Wienerwald

Da für die Ausbildung einer Leewelle hindernisnormale Strömungsrichtungskomponenten notwendig sind, wird die Bildung einer solchen bei Nordwest- oder Südostwind erwartet. Aufgrund der geografischen Lage in der Westwindzone wird vor allem erstere als Windrichtung mit der häufigsten Wellenbildung erwartet.

## 8.2 Statistische Analyse

Wie bereits angedeutet, sind Wellen in dem ein oder anderen Fallbeispiel vorgekommen. Daher steht diesem Kapitel eine statistische Analyse im Mittelpunkt. Der Fakt, dass es Leewellen in der Region des Wienerwaldes gibt, ist durch die Fallbeispiele und das in Abbildung 82 präsentierte Foto hinreichend belegt. Im nächsten Schritt soll neben der Häufigkeit auch eine Abhängigkeit von Windrichtung und -stärke analysiert werden.

Neben der typischen Wolkenform zeigen sich Wellen auch häufig in den Daten aus Radiosondenaufstiegen, wobei es zwei Hürden gibt:

1. Von der Station Wien-Hohe Warte starten standardmäßig um 00 UTC und 12 UTC Wetterballone. Existiert eine Welle ausschließlich zwischen diesen Zeitpunkten, so wird sie von der Radiosonde nicht abgebildet.
2. Eine automatisierte Auswertung und Detektion von Leewellen aus Radiosondendaten ist ein umfangreiches Projekt, welches den Rahmen der hier vorliegenden Arbeit übersteigt.

Aus diesen zwei Gründen wird auf der Annahme aufgebaut, dass eine Leewelle die Ausbildung einer Altocumulus Lenticularis Wolke mit sich bringt. Gegenüber der Auswertung von Radiosonden hat dies vor allem den Vorteil einer kontinuierlicheren Erfassung. An einer Station mit manueller Wetterbeobachtung, wie es Wien-Hohe Warte eine ist, wird untertags stündlich die Wolkengattung und -art bestimmt. In der Nacht geschieht dies ebenfalls zumindest an den Beobachtungsterminen um 18, 21, 00, 03 und 06 UTC.

### 8.2.1 Auswertung der Station Wien-Hohe Warte

Da Wien-Hohe Warte als eine Station von ausgezeichneter Beobachtungsqualität gilt, werden auch die Beobachtungsdaten aus dem SYNOP-Datensatz dieser Station herangezogen. Hier besonders ausschlaggebend ist der Parameter  $C_M$  (Art der mittelhohen Wolken). Wird dieser mit  $C_M = 4$  verschlüsselt, so bedeutet dies laut ZAMG, 2010: Schollen- oder linsenförmige Wolken, ev. mit verschiedenen Untergrenzen **z. B. Ac lent** (vergleiche Tabelle 13). Insgesamt wird an der Station Wien-Hohe Warte in dem Zeitraum von 1995 bis 2020 an 9947 Beobachtungsterminen die gesuchte Wolkenart beobachtet. In diesen 26 Jahren wurden an 112301 Beobachtungstermine  $C_M$  gemeldet. In rund 8.9 % der Fälle wird somit ein Altocumulus Lenticularis beobachtet.

Idealerweise repräsentiert die zu den Beobachtungen gemessene Windrichtung die Windverhältnisse im Kammniveau des Wienerwaldes. Daher werden die Beobachtungsdaten der Station Wien-Hohe Warte mit der Windmessung der Station Wien-Jubiläumswarte verglichen. Dies limitiert die ausgewertete Periode auf den Zeitraum von 07.09.2009 bis 31.12.2020, da die Station Wien-Jubiläumswarte erst im Jahr 2009 ihren Betrieb aufnahm.

Eine jahreszeitliche Analyse der Häufigkeit von Altocumulus Lenticularis Wolken ist mit Hilfe der SYNOP-Daten nicht einwandfrei durchzuführen, weil die Anzahl der täglichen Beobachtungen stark von der Tageslänge abhängt. Da im Sommer die Tage astronomisch bedingt länger sind, können in diesen Monaten auch mehr Beobachtungen bei Tageslicht durchgeführt werden und somit mehr  $C_M = 4$  Beobachtungen gemeldet werden. In der Periode von 1995 bis 2020<sup>1</sup> wurden an der Station Wien-Hohe Warte im Juli mit einer Anzahl von 1163 am häufigsten Ac. lent. klassifiziert. Am geringsten ist die Anzahl im Dezember mit insgesamt 543 Meldungen.

Aussagekräftiger ist die Filterung nach der Windrichtung, welche in Abbildung 83 gezeigt wird. Neben der aus der Föhnstatistik bereits bekannten Aufteilung in 30°-Intervalle, wurde hierfür auch nach unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten gefiltert.

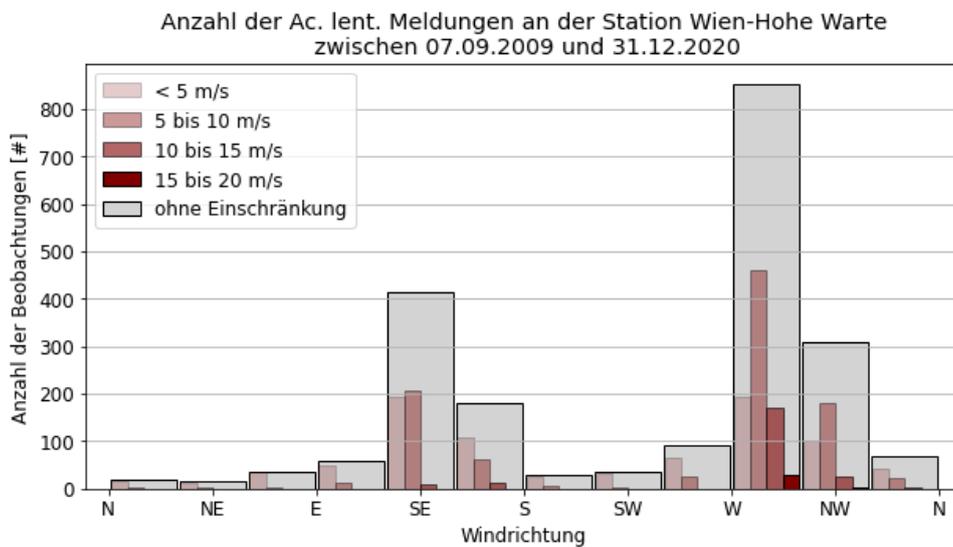


Abbildung 83: Absolute Häufigkeit der Altocumulus lenticularis Beobachtungen von der Station Wien-Hohe Warte unterteilt nach Windrichtung und Windgeschwindigkeitsklassen. Für diese Einteilung werden Messwerte der Station Wien-Jubiläumswarte verwendet. Die gemessene Windrichtung wird ausschließlich von der Position der grauen Balken repräsentiert. Die Abstufungen der roten Balken beziehen sich nur auf die Geschwindigkeit. Datenquelle der Wolkenbeobachtungen: SYNOP-Datensatz (siehe Kapitel 3).

Mathematisch betrachtet, ergibt die Summe der farbigen Balken den Wert des grauen Balkens. Eine Ausnahme würde hierbei entstehen, wenn aus einem Windrichtungssektor auch mittlere Windgeschwindigkeiten von über 20 m/s auftreten. Da dieser Wert als mittlerer Wind jedoch vergleichsweise sehr groß ist, wurde auf die Darstellung dieser Einzelfälle verzichtet. In den vorliegenden Daten wurde bei einer Windgeschwindigkeit von über 20 m/s kein einziges mal eine Altocumulus lenticularis Wolke beobachtet.

Abbildung 83 zeigt, dass die Anzahl der beobachteten Altocumulus lenticularis eine deutliche Abhängigkeit der Windrichtung aufweist, wobei vor allem zwei Maxima auszumachen sind:

- SE Das kleinere dieser Maxima liegt bei südöstlicher Windrichtung aus 120° bis 150° mit insgesamt 413 Beobachtungen. Diese teilen sich nahezu zu gleichen Teilen auf eine Windgeschwindigkeit von 0 m/s bis 5 m/s (195 Beobachtungen) und 5 m/s bis 10 m/s (208 Beobachtungen) auf. Auch der nächst südlichere Sektor mit Wind aus 150° bis 180° weist mit 181 mehr  $C_M = 4$ -Meldungen

<sup>1</sup>Da diese Auswertung unabhängig von den Messwerten der Station Wien-Jubiläumswarte ist, können hier Daten seit 1995 einfließen.

als die meisten anderen Windrichtungen auf. Die meisten finden in diesem Sektor bei der schwächsten Windgeschwindigkeitsstufe statt. Als topographische Auslöser für Wellen, welche von Wien aus sichtbare *Alto cumulus lenticularis* Wolken verursachen, kommen folgende Gebirge in Frage:

- \* Wienerwald: Allerdings würden hier die Wolken auf der nordwestlichen Seite des Wienerwaldes entstehen, während der Beobachtungsstandort Wien-Hohe Warte an der südöstlichen Flanke liegt. Da jedoch der Wienerwald in dieser Region maximal rund 540 m hoch ist, kann davon ausgegangen werden, dass auch im Lee davon eine wenige Kilometer über dem Boden befindliche Wolke beobachtet werden kann.
- \* Leithagebirge: Mit einer maximalen Höhe von 484 m ist dieses nochmals deutlich niedriger als der Wienerwald. Aufgrund der nahezu perfekt normalen Anströmung bei Südostwind, kann auch hier eine Wellenbildung nicht ausgeschlossen werden.
- \* Kleine Karpaten: Sie beginnen in einer Entfernung von rund 55 km östlich der Station Wien-Hohe Warte, wodurch eine Sichtverbindung zu den, durch sie ausgelösten, Wolken bei guter Fernsicht möglich ist. Durch die Ausrichtung von Südwesten nach Nordosten und einer maximalen Höhe von 768 m sind auch sie ein potentieller Kandidat um eine Leewelle auszulösen.

WNW Das größere dieser Maxima tritt mit 852 Beobachtungen bei Wind aus  $270^\circ$  bis  $300^\circ$  auf, wobei die meisten davon bei mittleren Windgeschwindigkeiten von 5 m/s bis 10 m/s (460 Beobachtungen) getätigt werden. Platz 2 teilen sich 0 m/s bis 5 m/s (194 Beobachtungen) und 10 m/s bis 15 m/s (169 Beobachtungen) nahezu ex aequo. 29 mal werden *Ac. lent.* auch bei Windgeschwindigkeiten von 15 m/s bis 20 m/s gesichtet. Auch aus dem nordwestlichen Windsektor wird insgesamt 308 mal  $C_M = 4$  verschlüsselt. Die meisten Fälle davon (180 Beobachtungen) erneut bei einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s bis 10 m/s. Die generell höhere Anzahl an entsprechenden Beobachtungen kann auf die Lage in der Westwindzone zurückgeführt werden. Als topographische Auslöser kommen bei dieser Windrichtung folgende Gebirge in Frage:

- \* Wienerwald: Bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung bildet sich eine Leewelle potentiell über dem Wiener Becken, welches vom Standort der Hohen Warte ideal überblickt werden kann. Allerdings ist bei guter Sichtweite auch eine Detektion von weiter südlich gelegenen *Ac. lent.* nicht ausgeschlossen.
- \* Gutensteiner Alpen/Rax-Schneeberg-Gruppe: Dadurch kann auch nicht ausgeschlossen werden, dass vom Beobachtungsstandort *Alto cumulus lenticularis* über dem südlichen Wiener Becken im Wr. Neustädter Raum gesehen werden können. Gerade bei sehr westlicher Anströmung kommt die Luftmasse hierbei nicht mehr über den Wienerwald, sondern über höhere, weiter südlicher gelegenen Gebirgsteile.

Obwohl in dieser Analyse auch andere Hügellandschaften und Gebirge als der Wienerwald als Auslöser einer Leewelle in Frage kommen, wird die Hypothese aufgestellt, dass der Großteil der beobachteten *Alto cumulus lenticularis* Wolken durch den Wienerwald ausgelöst wird. Diese Aussage beruht auf dem Fakt, dass in den Fallbeispielen bereits mehrmals Leewellen durch den Wienerwald ausgelöst gefunden wurden und die Wahrscheinlichkeit nähere Wolken zu sehen größer ist, als Beobachtungen in der Ferne zu machen, wobei die meteorologische Sichtweite ein limitierender Faktor ist. Um mittelhohe Wolken in einer Entfernung von 50 km oder mehr klar ausmachen zu können, muss ausgesprochen gute Fernsicht vorherrschen. Zudem wird der Bereich direkt über dem Horizont<sup>2</sup> bei meteorologischen

<sup>2</sup>Als Faustregel gilt hierbei rund zwei Fingerbreiten bei ausgestrecktem Arm über dem Horizont.

Wolkenbeobachtungen nicht berücksichtigt. Gerade weiter entfernte Wolken würden eher knapp über dem Horizont stehen und somit nicht mehr in der Beobachtung notiert werden.

Abbildung 83 zeigt, dass am Beobachtungsstandort Wien-Hohe Warte die meisten Altocumulus lenticularis Wolken bei einer Windgeschwindigkeit an der Messstation Wien-Jubiläumswarte zwischen 5 m/s und 10 m/s beobachtet werden. Alle Windrichtungen aufsummiert, sind es in diesem Geschwindigkeitsintervall 984 Fälle. Rund 92.5 % davon (910 Beobachtungen) treten bei einem der vier oben angeführten Windrichtungssektoren (120° bis 150°, 150° bis 180°, 270° bis 300° und 300° bis 330°) auf.

Bei Windgeschwindigkeiten unter 5 m/s finden sich insgesamt 872  $C_M = 4$ -Meldungen. Allerdings sind diese wesentlich weiter verteilt und so treten hier nur rund 68.3 % der Beobachtungen bei einer der vier besprochenen Windrichtungen auf. Dafür werden die restlichen Windrichtungen, zwischen Nordnordwest und Ostsüdost und zwischen Süd und West, nahezu ausschließlich mit Beobachtungen bei diesen geringen Windgeschwindigkeiten getätigt.

Allgemein gilt es als unwahrscheinlich, dass Windgeschwindigkeiten von unter 5 m/s bei der Ausbildung einer Leewelle eine Rolle spielen. Daher werden beobachtete Leewellen bei diesen Geschwindigkeiten nicht in Zusammenhang mit den herangezogenen Messungen gebracht. Dies ist beispielsweise der Fall, wenn der Wienerwald zu tief in der vorhandenen Inversion liegt und die für die Ausbildung der Leewelle verantwortliche Strömung die Gipfel im Nordosten (noch) nicht erreicht. In diesem Fall misst auch die Station Wien-Jubiläumswarte noch die entkoppelten Windverhältnisse in den unteren Schichten der Inversion, während höhere Berge weiter südlich, aber immer noch im Wienerwald gelegen, bereits Leewellen auslösen können, da diese bis zu  $\approx 400$  m höher sind. Die Wahrscheinlichkeit auf ein weiteres Heruntermischen des stärkeren Windes bis zu den Gipfeln rund um die Jubiläumswarte und in weiterer Folge die Ausbildung einer Leewelle in den nördlichen Teilen des Wienerwaldes ist trotzdem gegeben.

Bei Windgeschwindigkeiten zwischen 10 m/s und 15 m/s tritt im betrachteten Zeitraum insgesamt 218 mal eine Altocumulus lenticularis Wolke auf. Rund 99.1 % (216 Fälle) bei Wind aus 120° bis 180° oder 270° bis 330°.

### 8.3 Schlussfolgerung und Zusammenfassung

Zusammenfassend hat die Analyse die in Abschnitt 8.1.3 aufgestellte Erwartung erfüllt. Neben westlichem bis nordwestlichem Wind als häufigstem Auslöser für eine Leewelle, entsteht diese auch oft bei südöstlicher bis südlicher Anströmung. Eine mittlere Windgeschwindigkeit von 5 m/s bis 10 m/s, was laut DWD, 2022a schwachem bis frischem Wind entspricht, ist hierbei die am häufigst beobachtete Windgeschwindigkeit. Diese Angabe bezieht sich auf die Messung der Windgeschwindigkeit an der Messstation Wien-Jubiläumswarte. Auch wenn diese Station bereits einen exponierten Standort aufweist, ist noch höher über der Erdoberfläche nochmals leicht stärkerer Wind zu erwarten.

## 9. Orographisch induzierter Niederschlag

Das Auftreten von orographisch induziertem Niederschlag steht nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit einem der bisherigen Kapitel. Die orographische Abhängigkeit vom Niederschlag spielt eine wichtige Rolle in der regionalen und auch größer skaligen Klimatologie. Ob der Wienerwald einen signifikanten Einfluss auf das Niederschlagsfeld in der unmittelbaren Nähe hat, wird in diesem Kapitel neben der statistischen Analyse durch zwei Fallbeispiele demonstriert. Vorab wird aber wie bei bisherigen Kapiteln die Theorie des orographisch induzierten Niederschlages dargelegt.

### 9.1 Theorie des orographisch induzierten Niederschlags

Die Grundvoraussetzung zur Entstehung von Niederschlag ist das Vorhandensein einer gesättigten Luftmasse. Diese Sättigung wird in den meisten Fällen durch Abkühlung erreicht, ausgelöst durch einen Hebungsprozess. Diese Hebung kann aufgrund eines Tiefdruckgebiets, thermischer Erwärmung oder an topographischen Hindernissen erfolgen. Der Fokus wird nun auf den letztgenannten Auslöse- oder Verstärkungsmechanismus gelegt. Wastl, 2008 fasst in seiner Arbeit aus der Abhandlung von Houze, 1993 folgende drei Hauptinteraktionen zwischen Topographie und Niederschlag zusammen:

1. Steigungsregen
2. Seeder-Feeder-Mechanismus
3. Orographisch bedingte Konvektion

Abbildung 84 zeigt die drei genannten Interaktionen zwischen Topographie und Niederschlag. a) repräsentiert den Seeder-Feeder-Mechanismus und b) den Steigungsregen. Die Bilder c) bis g) zeigen Spezialformen der orographisch bedingten Konvektion. Die einzelnen Interaktionen werden in den folgenden Abschnitten genauer erläutert.

#### 9.1.1 Steigungsregen

Voraussetzung zur Ausbildung von Steigungsniederschlag ist eine gewisse Anströmgeschwindigkeit des Hindernisses und eine nicht zu stark ausgeprägte Stabilität der Luftmasse. Steigungsniederschlag bildet sich, wenn das Setting aus diesen zwei Parametern eine Überströmung des Hindernisses ermöglicht. Einen diesbezüglichen Hinweis liefert die Froude-Number  $FR$ , welche wie unter AMS, 2014 beschrieben die Trägheitskraft mit der Auftriebskraft mithilfe folgender Beziehung gegenüberstellt:

$$FR = \frac{U}{N \cdot h} \quad (38)$$

wobei hierbei  $N$  für die Brunt-Väisälä-Frequenz,  $U$  für die Windgeschwindigkeit und  $h$  für die Hindernishöhe steht. Der Zähler in Formel 38 repräsentiert hierbei die Trägheitskraft, der Nenner die Auftriebskraft.

Überwiegt die Trägheitskraft, so gilt  $FR > 1$  und es kommt zur Überströmung des vorliegenden Gebirges. Im umgekehrten Fall wird das Hindernis umströmt, wenn eine Überströmung durch eine zu

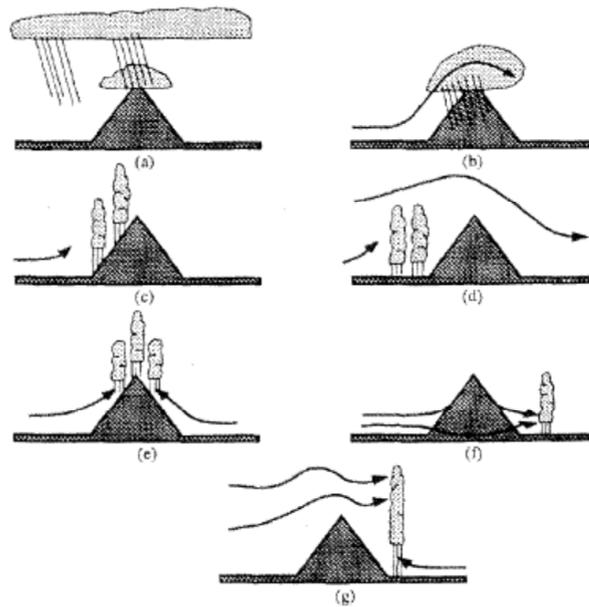


Abbildung 84: Mechanismen für orographisch induzierten Niederschlag nach Houze, 1993.

stabile Schichtung verhindert wird und  $FR < 1$  gilt. Bei einer stark stabilen Schichtung wird  $N$  größer, wodurch der Zahlenwert des Zählers ansteigt.

Bei der Überströmung des Gebirges steigt die Luft im Luv des Gebirges auf und erfährt hierbei bis zur Sättigung eine Abkühlung entsprechend des trockenisentropen Temperaturgradienten von  $\approx 1 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Steigt die Luft weiter, so beginnt die enthaltene Feuchte zu kondensieren, wodurch sich zum einen Wolken- und in weiterer Folge Niederschlagströpfchen bilden. Zum anderen wird Kondensationswärme frei, welche den vertikalen Temperaturgradienten verringert. Im Lee des Berges oder Gebirges kommt es wieder zum Absinken der Luft, weshalb es zur Auflösung der Wolkenströpfchen kommt.

Aus der Arbeit von Smith und Barstad, 2004 geht hervor, dass die Hebung im Luv des Gebirges über eine gewisse Zeit bestehen muss, bevor es zur Bildung von Bewölkung und Steigungsregen kommt.

Colle, 2004 analysiert in seiner Arbeit 2-dimensionale Modellsimulationen eines mesoskaligen Modells mit einer Gitterweite von 4 km. Er behandelt hierbei Gebirge mit einer Höhe zwischen 500 m und 3500 m bei einer Halbwertsbreite  $a$  von 25 km und 50 km, wobei die Gebirgskurven folgendermaßen definiert werden:

$$h(x) = \frac{h_m}{\left(\frac{x}{a}\right)^2 + 1} \quad (39)$$

mit  $h(x)$  der topographischen Höhe an der Stelle  $x$ , und  $h_m$  der Gebirgshöhe. Diese Gebirgsform ist mit dem Parameter  $a = 50 \text{ km}$  in Abbildung 85 a) zu sehen. Bei den Berechnung wird eine einheitliche relative Luftfeuchte von 98 % angenommen. In der Arbeit von Colle, 2004 wird zudem eine dimensionslose feuchte Gebirgshöhe  $M_m$  eingeführt, welche folgendermaßen definiert ist:

$$M_m = \frac{N_m h_m}{U} \quad (40)$$

wobei  $N_m$  für die Brunt-Väisälä-Frequenz der feuchten Luftmasse und  $U$  für die vorherrschende Windgeschwindigkeit steht.  $h_m$  ist wie zuvor die Kammhöhe des Gebirges, wobei der Index  $m$  hier für *mountain* und nicht für *moist* wie jener von  $M$  und  $N$  steht.

In Abbildung 85 sind Ergebnisse dieser Simulation zu sehen, wobei als Stabilität eine Brunt-Väisälä-Frequenz von  $N = 0.01 \text{ s}^{-1}$  und die  $0^\circ\text{C}$ -Grenze in einer Höhe von 750 hPa bei drei verschiedenen Windgeschwindigkeiten (10, 20 und 30 m/s) angenommen wurde.

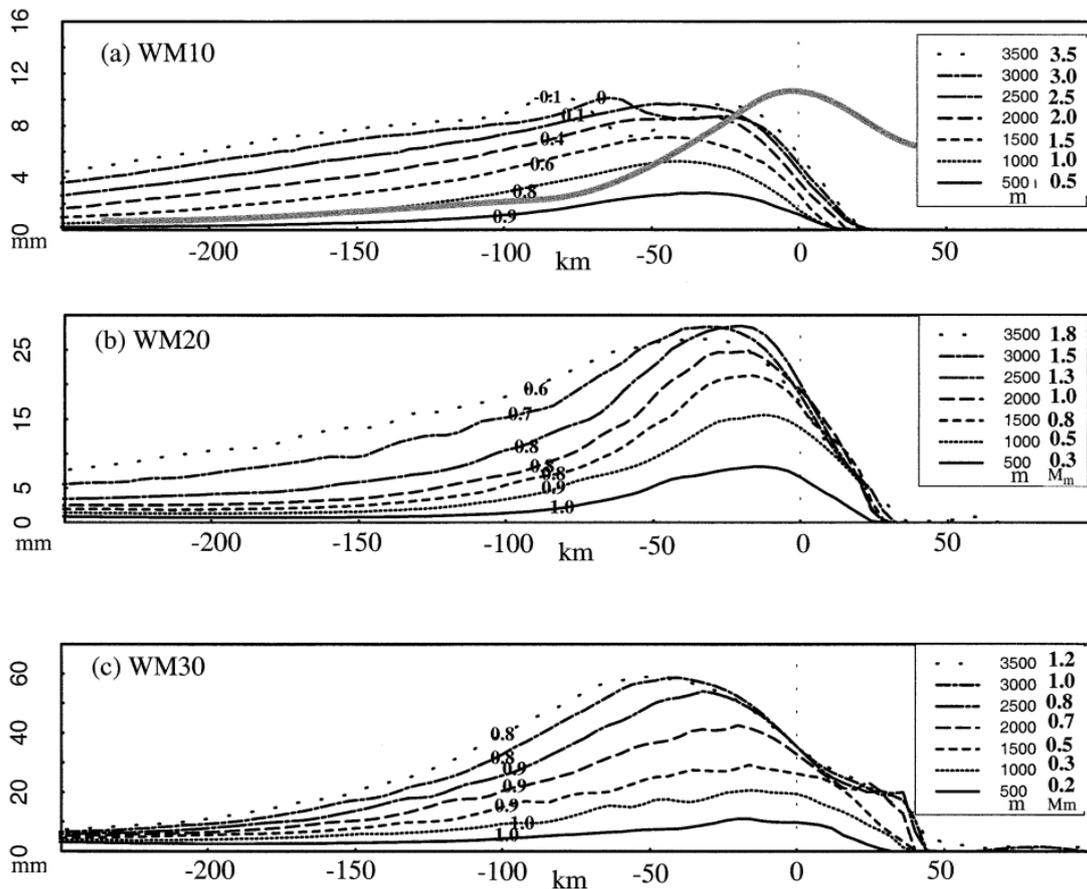


Abbildung 85: 6-stündig akkumulierter Niederschlag in Abhängigkeit zur Distanz zum Gebirgskamm für Gebirgshöhen zwischen 500 m und 3500 m bei einer Windgeschwindigkeit von a) 10 m/s, b) 20 m/s und c) 30 m/s. In der Legende ist rechts neben der absoluten Gebirgshöhe eine dimensionslose Gebirgshöhe  $M_m$  angegeben. Das Gebirgsprofil ist in Abbildung a) eingetragen. Die Zahl neben den geplotteten Linien gibt die jeweilige minimale relative Windgeschwindigkeit in Bodennähe an. Quelle: Colle, 2004

Aus Abbildung 85 leitet Colle, 2004 einige Eigenschaften des Steigungsregens ab:

- Die Gefahr eines Blockings besteht vor allem bei niedrigen Windgeschwindigkeiten. Dies äußert sich vor allem in der abnehmenden Windgeschwindigkeit in Bodennähe bei höheren Gebirgen.
- Bei geringer Windgeschwindigkeit entfernt sich das Niederschlagsmaximum vom Gebirgskamm mit zunehmender Gebirgshöhe. Im Falle von Blocking (laut Colle, 2004  $M_m \geq 3.0$ ) sinkt die Niederschlagsmenge im oberen Bereich der Luvseite markant ab.
- Bei höheren Windgeschwindigkeiten liegt das Niederschlagsmaximum näher am Gebirgskamm, auch wenn die Strömung zumindest zum Teil geblockt wird.

- Bei Windgeschwindigkeiten von 30 m/s wird ein Teil des Niederschlages über den Gebirgskamm getragen und fällt erst im Lee zu Boden.

In Abbildung 85 ist deutlich zu sehen, dass die Niederschlagsmenge im Allgemeinen mit anwachsender Gebirgshöhe zunimmt.

Um den Effekt der Halbwertsbreite des betrachteten Gebirges zu untersuchen, führt Colle, 2004 die in Abbildung 85 dargestellte Simulation auch mit einem halb so breiten Gebirge durch. Das Ergebnis dieser Berechnung ist in Abbildung 86 zu sehen, wobei diesmal nicht die Verteilung des Niederschlages gezeigt wird, sondern die maximal aufgetretene Niederschlagsmenge in Abhängigkeit zur dimensionslosen feuchten Gebirgshöhe gesetzt wird. Die einzelnen Maxima aus Abbildung 85 a) finden sich in Abbildung 86 a) somit in der weit gestrichelten Linie.

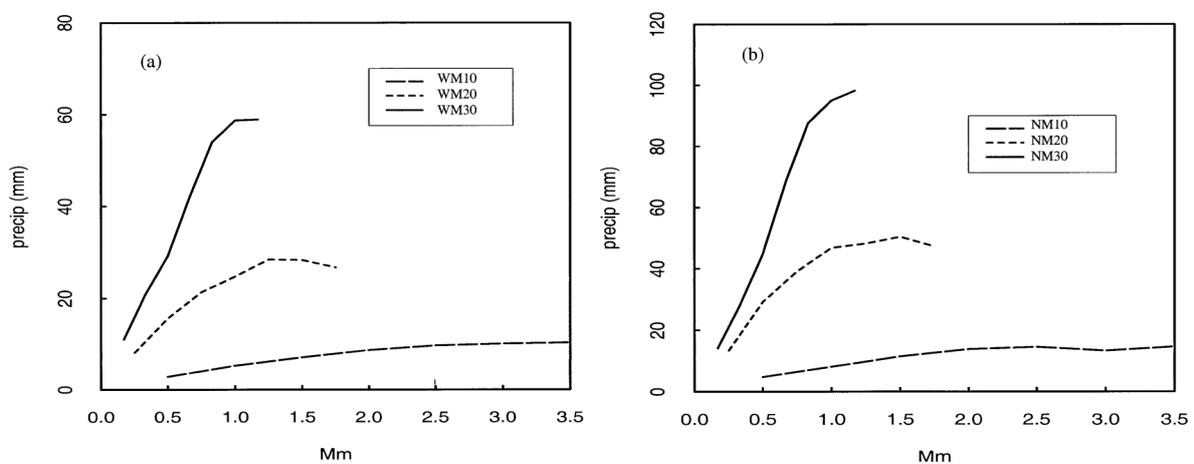


Abbildung 86: Plot der maximalen 6-stündigen Niederschlagsmenge in Abhängigkeit von der feuchten dimensionslosen Gebirgshöhe  $M_m$  für Windgeschwindigkeiten von 10 m/s, 20 m/s und 30 m/s. a) berücksichtigt ein breiteres Gebirge (*WM - wide mountain*) mit einer Halbwertsbreite von  $a = 50$  km, b) ein schmäleres (*NM - narrow mountain*) Gebirge mit  $a = 25$  km. Quelle: Colle, 2004

Abbildung 86 zeigt, dass der Zusammenhang zwischen dem maximalen Niederschlag bei wachsendem  $M_m$  sowohl beim weiten als auch beim schmalen Gebirge in äquivalenter Weise besteht. Der markanteste Unterschied ist, dass die maximale Niederschlagsmenge am schmälere Gebirge im Allgemeinen höher ausfällt als am breiteren, was laut Colle, 2004 auf die steileren Hänge zurückzuführen ist. Diese steileren Hänge ergeben sich zwangsläufig aus der schmälere Gebirgsweite bei unveränderter Kammhöhe.

Ein weiterer Unterschied: Schmäler Gebirge blockieren luvseitige Luftmassen eher. In den maximalen Niederschlagsmengen zeigt sich das laut Colle, 2004 vor allem an der Abnahme der Regenmenge bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s und einer Gebirgshöhe von  $M_m = 3.0$ .

### 9.1.2 Seeder-Feeder-Mechanismus

Wastl, 2008 bezeichnet den Seeder-Feeder-Mechanismus als einen der wichtigsten Effekte bei der orographischen Niederschlagsverstärkung. Gerade bei niedrigeren Bergen, bei denen der bereits vorgestellte Steigungsregen nicht so effektiv ist, lässt sich mit diesem Konzept eine erhöhte Niederschlagsmenge erklären. Beim Seeder-Feeder-Effekt sind zwei Wolkenschichten beteiligt. Die obere, die

Seeder-Wolke<sup>1</sup> gehört zu einem synoptischskaligen Niederschlagsfeld. Die tiefere, die Feeder-Wolke<sup>2</sup> bildet sich laut Wastl, 2008 durch Aufsteigen feuchter Luftmasse an der Luvseite des Gebirges und würde ohne das Zutun der Seeder-Wolke keinen nennenswerten Niederschlag verursachen. Fällt der Niederschlag von der Seeder-Wolke durch die Wolkentröpfchen der Feeder-Wolke, so lagern sich diese an den Niederschlagsteilchen an, vergrößern diese und erhöhen im Endeffekt die Niederschlagsmenge.

Choulaton und Perry, 1986 postulieren in ihrer Arbeit, dass der Seeder-Feeder-Mechanismus bei festem Niederschlag effektiver als bei Regen ist. Dies ist vor allem auf die langsamere Fallgeschwindigkeit, den verringerten Sättigungsdampfdruck sowie die größere Querschnittfläche der festen Hydrometeore zurückzuführen.

Wastl, 2008 fasst in seiner Arbeit zudem zusammen, dass der Seeder-Feeder-Mechanismus bei schmalen Bergen mit steilen Hängen effektiver als bei breiteren Gebirgen ist, wobei gerade bei stärkeren Windgeschwindigkeit durch Verdriftung das Niederschlagsmaximum in Richtung Lee des Gebirges verschoben wird.

### 9.1.3 Orographisch bedingte Konvektion

Wie die Bilder c) bis g) in Abbildung 84 verdeutlichen, kann Konvektion durch Orographie auf viele Arten beeinflusst werden. Im Allgemeinen wird durch komplexe Topographie die für hochreichende Konvektion nötige Vertikalbewegung begünstigt. Dies kann zum einen durch die Anströmung des Hindernisses bei bedingt labiler<sup>3</sup> Luftschichtung geschehen. Zum anderen begünstigt hügeliges oder gebirgisches Gelände einen schnelleren Anstieg der Temperatur in den bodennahen Atmosphärenschichten, wie es bereits in Kapitel 4 genauer erläutert wurde. Das wiederum begünstigt die Ausbildung von konvektiven Zellen durch thermische Konvektion. In diesem Fall ist das Maximum der Niederschläge in den Gipfelregionen zu finden, oder wird bei Vorhandensein einer großräumigen Strömung ins Lee davon verschoben. Jedoch darf diese Strömung nicht zu stark sein, da sonst die thermischen Konvektionsblasen kontinuierlich zerstört werden.

Wastl, 2008 fasst zusammen, dass kleinskalige topographische Strukturen zu großen räumlichen Differenzen in der Niederschlagsmenge führen können.

Abbildung 84 f) stellt einen Sonderfall dar, bei welchem sich die Luftströmung an einem solitären Berg aufteilt und danach wieder zusammenströmt, wobei durch diese Konvergenz Konvektion ausgelöst wird.

## 9.2 Orographisch induzierter Niederschlag über dem Wienerwald

In Zusammenhang mit dem Wienerwald ist nur eine geringe Auswirkung durch Steigungsregen zu erwarten. Die von Colle, 2004 simulierte Gebirgskammhöhe von 500 m passt zwar im Vergleich mit Abschnitt 2 gut zum Wienerwald, allerdings wird hierbei wie beschrieben eine relative Luftfeuchtigkeit von 98 % angenommen, was in der Praxis einen sehr hohen Wert für den Bereich unter der Wolke darstellt. Trotz dieser hohen relativen Luftfeuchtigkeit fällt in der Simulation von Colle, 2004 im Luv eines

<sup>1</sup>Seeder-Wolke bedeutet so viel wie säende Wolke.

<sup>2</sup>Feeder-Wolke bedeutet so viel wie fütternde Wolke.

<sup>3</sup>In einer bedingt labilen Luftmasse kann es ab dem level of free convection (kurz: LFC) zu einem selbstständigen Aufstieg eines Luftpakets kommen.

vergleichbaren Gebirges eine maximale 6-stündige Niederschlagsmenge von rund 4 mm bis 12 mm<sup>4</sup>, abhängig von der vorherrschenden Windgeschwindigkeit. Vor allem bei nördlicher bis östlicher Anströmung muss darauf Acht gegeben werden, dass Steigungsniederschläge, welche eigentlich durch die höheren Gebirgszüge im Süden bis Westen ausgelöst werden, nicht dem Wienerwald zugeschrieben werden.

Wie bereits erwähnt, erklärt der Seeder-Feeder-Mechanismus über niedrigen Gebirgen stärkere Niederschläge besser als das Konzept des Steigungsregen, wodurch er auch für den Wienerwald eine wahrscheinliche Erklärung darstellt.

Konvektion löst im Gegensatz zu den anderen zwei Effekten vor allem lokale Niederschlagsmaxima aus. Das vorliegende Messnetz ist zu dünn, um derart kleinräumige Unterschiede in der Niederschlagsverteilung qualitativ abzubilden. Aus Abbildung 84 sind von c) bis g), mit Ausnahme von f), alle Konzepte der orographisch bedingten Konvektion in Zusammenhang mit dem Wienerwald denkbar. f) fällt aus dieser Betrachtung, da es sich hierbei um die Strömung um einen solitären Berg handelt, womit der Wienerwald als Ausläufer der Alpen nicht verglichen werden kann.

### 9.3 Die jährliche Niederschlagssumme und Blitzdichte

Bei der Analyse der jährlichen Niederschlagssumme kann auf keine Vollständige 30-jährige Klimanormalperiode zurückgegriffen werden, da einige der Stationen im betrachteten Gebiet noch keine 30 Jahre aktiv sind. Als Beispiel sei hier die Station Klausen-Leopoldsdorf genannt welche erst Ende 2007 in Betrieb ging, für den Vergleich der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge aufgrund ihrer Lage mitten im Wienerwald aber unerlässlich ist. Für die folgenden Auswertungen der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen gehen daher für alle betrachteten Stationen die Jahre 2008 bis 2020 (13 Jahre) ein. Die Ergebnisse sind in Tabelle 15 gezeigt.

Tabelle 15: Mittlere jährliche Niederschlagssumme in mm an ausgewählten Stationen im Nordwesten des Wienerwaldes, innerhalb des Wienerwaldes und südöstlich davon. Datengrundlage sind die Jahre 2008 bis 2020.

Lage			
NW	St. Pölten/Landhaus 770 mm	Langenlebar 699 mm	
im	Klausen-Leopoldsdorf 855 mm	Berndorf 736 mm	Wien-Mariabrunn 799 mm
SE	Wien-Hohe Warte 688 mm	Wien-Unterlaa 542 mm	Seibersdorf 655 mm

Im Allgemeinen geht aus den Werten in Tabelle 15 hervor, dass die Niederschlagsmengen an den Stationen innerhalb des Wienerwaldes im Allgemeinen größer sind als an den Stationen im Umland. Eine Ausnahme bildet Berndorf, wo 34 mm weniger als in St. Pölten pro Jahr fallen. Mit 855 mm pro Jahr fällt an der Station Klausen-Leopoldsdorf der meiste Niederschlag der betrachteten Stationen. Im direkten Vergleich zwischen zwei betrachteten Regionen im Flachland fällt auf, dass im Südosten zum Teil deutlich weniger Niederschlag fällt. Der Unterschied zwischen Wien-Unterlaa und Langenlebar beträgt beispielsweise 157 mm.

<sup>4</sup>Was laut der Einteilung nach dem DWD, 2022b leichter Intensität entspricht, ausgenommen der Niederschlag fällt in Form von Schnee, dann handelt es sich um mäßige Intensität.

Die Daten zeigen, dass der Wienerwald eine messbar höhere Niederschlagsmenge als über dem umliegenden Flachland aufweist. Das Niederschlagsmaximum direkt über der Hügellandschaft lässt sich am geeignetsten mit dem Seeder-Feeder-Mechanismus und der orographisch bedingten Konvektion erklären.

Der Umstand, dass im Nordwesten des Wienerwaldes mehr Niederschlag als südöstlich davon fällt kann ein Indiz für das Auftreten von Steigungsregen sein. Durch die westliche bis nordwestliche Hauptwindrichtung würde das Staugebiet über dem Tullnerfeld liegen, in welchem sich auch die Station Langenlebarn befindet. Durch den zum Beispiel geringeren Unterschied der jährlichen Niederschlagssumme zwischen Langenlebarn und Wien-Hohe Warte ist der Effekt des Steigungsregens allgemein als gering einzustufen. Die im Vergleich zu Langenlebarn höhere Niederschlagsmenge an der Station St. Pölten/Landhaus kann auch in Zusammenhang mit dem höheren Gebirgsabschnitt der Türnitzer Alpen gebracht werden, welche südlich von St. Pölten beginnen.

Neben dieser statistischen Analyse soll die orographische Beeinflussung der Niederschlagsverteilung an zwei Fallbeispielen demonstriert werden. Diese wurden mithilfe des SPARTACUS-Datensatzes in täglicher Auflösung ausgewählt. Hierbei gilt zu beachten, dass der Parameter der täglichen Niederschlagsmenge bei diesem Datensatz von 06 UTC bis 06 UTC des Folgetages vorliegt.

Um einen statistischen Einfluss des Wienerwaldes auf die vorherrschende Konvektion zu sehen, wird in dieser Arbeit die durchschnittliche jährliche Blitzdichte pro km<sup>2</sup> herangezogen. Diese Daten wurden im Zeitraum von 2012 bis 2021 dankenswerter Weise von ALDIS ausgewertet und bereitgestellt. Das Ergebnis ist in Abbildung 87 zu sehen.

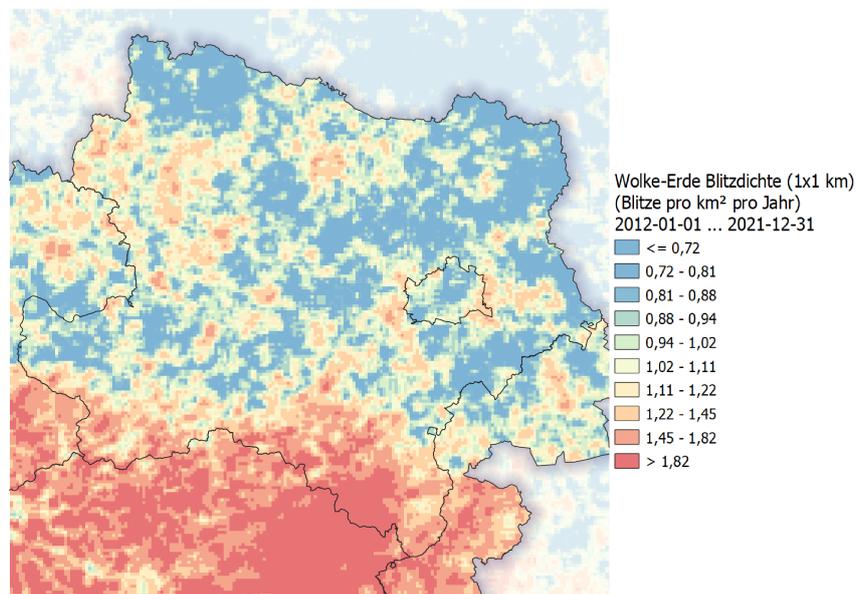


Abbildung 87: Wolke-Erde-Blitzdichte auf einem 1 km x 1 km Gitter pro Jahr über Niederösterreich und den angrenzenden Regionen. Ausgewertet und zur Verfügung gestellt von ALDIS.

Hierbei zeigt sich ein lokales Maximum der Blitzdichte über dem Wienerwald. Vergleichbare Maxima sind auch abseits des Wienerwaldes, über flacherer Topographie zu finden. Als Beispiel sei hier die östliche Wiener Stadtgrenze genannt, wo kaum Erhebungen sind, aber eine vergleichbare Blitzdichte gemessen wird. Die Blitzdichte über den höheren Gebirgszügen der Alpen und dem Mittelburgenland ist deutlich höher als über dem Wienerwald. Wie Abbildung 84 zeigt, gibt es mehrere Möglichkeiten der orographischen Niederschlagsbeeinflussung, welche zu unterschiedlichen Niederschlagsverteilungen führen. Auf welche Art die Konvektion bei einem gegebenen Fallbeispiel beeinflusst wird, ist stark von

der vorherrschenden Wetterlage abhängig. Dadurch verschwimmen lokale Maxima der Konvektion und damit einhergehend die Blitzdichte, wie in Abbildung 87 zu erkennen ist.

## 9.4 Fallbeispiel VII - 23.12.2019

In der Nacht auf den 23.12.2019 liegt in der Höhe eine Trogachse über dem östlichen Alpenraum, wie auf der Höhenwetterkarte in Abbildung 88 rechts zu sehen ist. Der Kern des dazugehörigen Tiefdruckgebiets liegt leicht östlich von Österreich und ein bereits okkludiertes Frontensystem reicht laut der Bodenwetterkarte der ZAMG bis an die Österreichische Grenze, zu sehen in Abbildung 88 links. Aus den Isobaren lässt sich nordwestlicher Wind vermuten, was alle Messstationen aus der Umgebung bestätigen. In den Folgestunden wandert der Trog weiter in Richtung Osten und das Höhentief tropft ab, was sich an einer geschlossenen Isohypse ab 12 UTC zeigt. Ursprünglich bildet sich dieses Tief rund einen Tag zuvor über dem Golf von Genua, wo die Luftmasse über dem rund 14 bis 15 °C warmen nördlichen Mittelmeer<sup>5</sup> Feuchtigkeit aufnehmen kann. Alles in allem ist das eine für den östlichen Alpenraum niederschlagsträchtige Wetterlage.

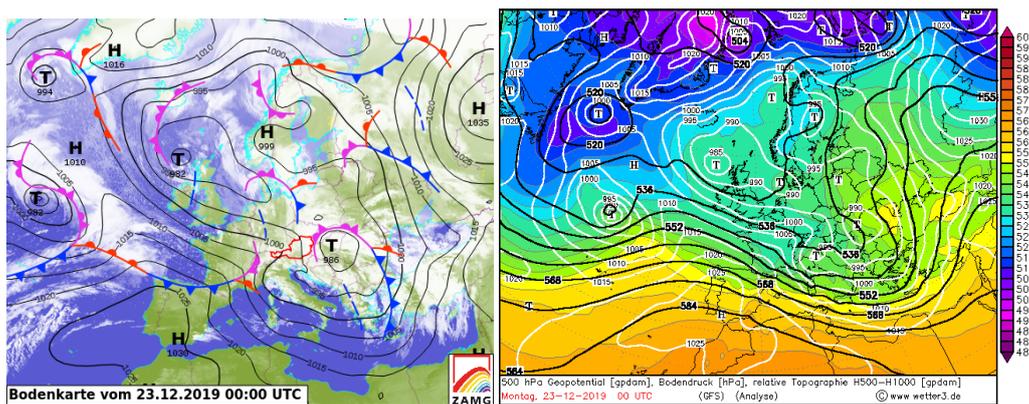


Abbildung 88: links: Bodenwetterkarte der ZAMG; rechts: Bodendruck (weiß), Geopotential 500 hPa (schwarz), relative Topographie (Färbung) aus der Analyse des GFS-Modells, Quelle: www.wetter3.de

Die SPARTACUS-Analyse vom 23.12.2019 zeigt in Abbildung 89, dass im Luv und Lee des Wienerwaldes eine deutlich geringere Niederschlagsmenge als direkt über dem Wienerwald fällt. Nördlich von St. Pölten und in den östlicheren Teilen des Nordburgenlandes fällt kein Niederschlag.

Die dargestellte Niederschlagsverteilung entspricht mit dem Niederschlagsmaximum über dem Hauptkamm und nicht im Luv oder Lee davon dem durch den Seeder-Feeder-Mechanismus erwarteten Bild. Wie in Kapitel 9.1.2 angeführt, ist hierfür das Vorhandensein einer niedrigeren Feeder-Wolke Grundbedingung. Da über dieser eine höhere, synoptischskalige Seeder-Wolke liegt, ist das Satellitenbild keine geeignete Methode um die eine tieferliegende Wolke zu identifizieren. Abbildung 90 zeigt das sichtbare Satellitenbild um 10.00 MEZ. Zu sehen ist eine über dem Wienerwald geschlossene Wolkenoberfläche mit Temperaturen an der Wolkenobergrenze zwischen  $-37^{\circ}\text{C}$  und  $-32^{\circ}\text{C}$ . Beim Vergleich mit dem Radiosondenaufstieg um 12 UTC von der Station Wien-Hohe Warte ergibt das eine Wolkenobergrenze von rund 6500 m bis 7000 m. Die Möglichkeit die Temperatur an der Wolkenobergrenze abzugreifen steht online unter <https://kachelmannwetter.com> zur Verfügung und kann aus Abbildung 90 direkt nicht entnommen werden.

<sup>5</sup>Diese Messwerte wurden von <https://kachelmannwetter.com> entnommen.

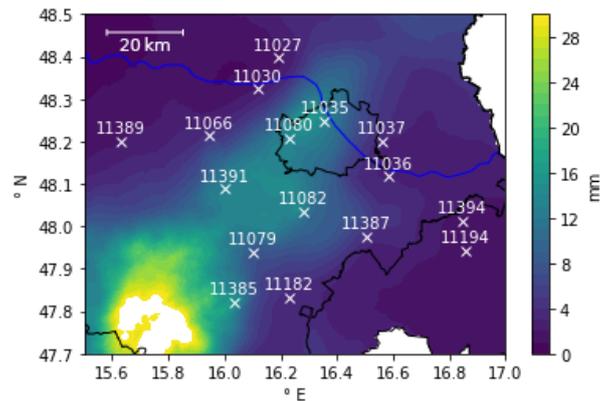


Abbildung 89: SPARTACUS-Analyse (räumliche Auflösung von 1 km) der 24 h-Niederschlagssumme vom 23.12.2019. Ausgewählte Stationen wurden eingezeichnet. Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

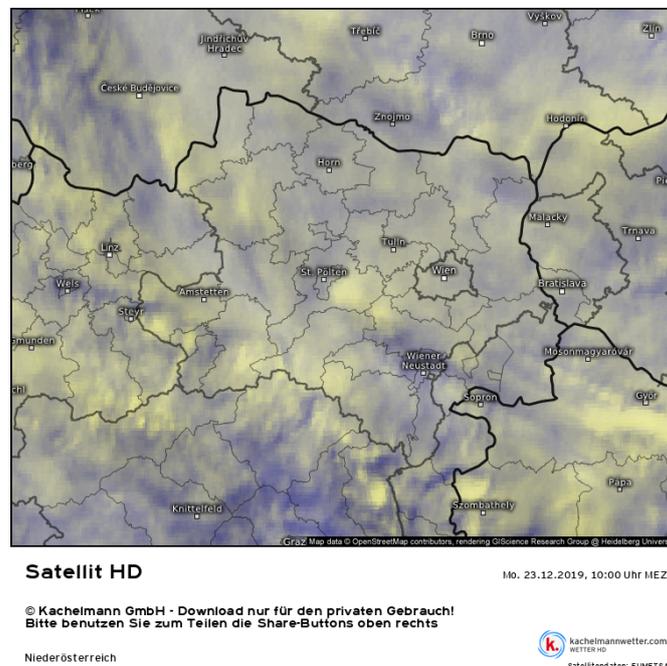


Abbildung 90: Satellitenbild im VIS-Kanal vom 23.12.2019 um 10.00 MEZ. Quelle: <https://kachelmannwetter.com>

Die Feeder-Wolke muss somit von Messungen unterhalb der Wolke verifiziert werden. Da die Webcam-bilder jedoch stark durch den fallenden Niederschlag verfälscht werden und sich keine Wolkenuntergrenze mehr erkennen lässt, werden die SYNOP-Daten analysiert. Der Parameter der Wolkenuntergrenze über Grund wird zur selben Uhrzeit wie das Satellitenbild an der Station St.Pölten/Landhaus mit 600 m bis 1000 m angegeben. Bei den näher am Wienerwald gelegenen Stationen Langenlebarnd und Wien-Hohe Warte wird zur selben Uhrzeit und bei vergleichbarer Seehöhe eine Wolkenuntergrenze von 300 m bis 600 m angegeben. Bei der Analyse dieser Werte ist anzumerken, dass durch den bereits fallenden Niederschlag eine tiefere Wolkenbasis zu erwarten ist. Die Frage ob diese tiefen Wolken bereits vor Einsetzen des Niederschlags über dem Wienerwald hingen kann mit den vorliegenden Daten nicht endgültig geklärt werden, da knapp vor dem Einsetzend es Niederschlages keine Beobachtungsdaten der Wolkenuntergrenze an allen genannten Stationen vorliegen.

Steigungsregen als hauptsächliche Niederschlagsverstärkung ist auszuschließen, da hier das Niederschlagsmaximum bei einer Windgeschwindigkeit<sup>6</sup> von 14.4 m/s, wie in Abbildung 85 aus Colle, 2004 zu sehen ist, deutlich vor dem Gebirgskamm liegen sollte und durch den Wind noch nicht ins Kammniveau oder gar ins Lee des Gebirges getragen wird. Für konvektive Prozesse ist der Niederschlag zu regelmäßig verteilt und die Radiosondenaufstiege von 12 UTC am 22.12.2019 bis 12 UTC am 23.12.2019 lassen keine Konvektion zu. Zudem ist die Niederschlagsaktivität von mehreren Stunden atypisch für konvektive Ereignisse.

Wie in Kapitel 9.1.2 erwähnt, kann auch der durch den Seeder-Feeder-Mechanismus verstärkte Niederschlag ins Lee eines Gebirges getragen werden. Abbildung 89 zeigt ein zu diesem Effekt passendes Muster. Nördliche bis nordwestliche Winde verfrachten den Niederschlag bis zu den Messstationen Gumpoldskirchen und Seibersdorf, wo zwar bereits ebene Topographie herrscht, an diesem Tag jedoch mit dem Wienerwald vergleichbare Niederschlagsmengen fallen.

Als weiterer Unsicherheitsfaktor bei der Analyse dieses Fallbeispiels sei die Okklusion über Ostösterreich, zu sehen in Abbildung 88, erwähnt. Diese Luftmassengrenze kann, unbeeinflusst vom Wienerwald, die Niederschlagsverteilung ebenfalls maßgebend beeinflussen. Zusammenfassend gilt also der Seeder-Feeder-Mechanismus als wahrscheinlichste der in Kapitel 9.1 vorgestellten niederschlagsverstärkenden Mechanismen, wobei auch eine Beeinflussung durch die über der Region befindlichen Okklusion nicht auszuschließen ist.

## 9.5 Fallbeispiel VIII - 13.08.2020

Am 13.08.2020 liegt der Großraum um den Wienerwald um 12 UTC am östlichen Rand eines am Boden schwach ausgeprägten Tiefdruckgebietes. Details hierzu sind der Bodenwetterkarte in Abbildung 91 links zu entnehmen. Zum nächsten Analysezeitpunkt um 18 UTC ist anstatt der in der Bodenwetterkarte eingezeichneten Trogachse eine Konvergenzlinie über Ostösterreich eingezeichnet. In der Höhenwetterkarte, Abbildung 91 rechts, ist zu sehen, dass sich Ostösterreich unter der Keilachse der relativen Topographie befindet. Dort liegt für gewöhnlich die energiereichste Luftmasse, was gerade in Zusammenhang mit einer Trogachse oder Konvergenzlinie hochreichende Konvektion begünstigt.

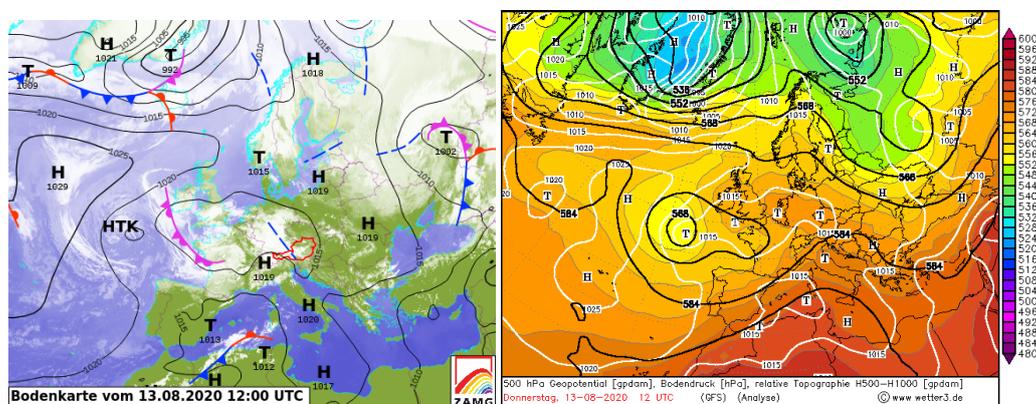


Abbildung 91: links: Bodenwetterkarte der ZAMG vom 13.08.2020 um 12 UTC; rechts: Analyse des GFS-Modells mit dem Bodendruck (weiß), dem Geopotential 500 hPa (schwarz) und der relative Topographie (Färbung) vom 13.08.2020 um 12 UTC, Quelle der Höhenwetterkarte: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)

<sup>6</sup>Messung von der Station Wien-Jubiläumswarte am 23.12.2019 um 10.00 MEZ.

Der Radiosondenaufstieg von der Station Wien-Hohe Warte um 12 UTC am 13.08.2020, in Abbildung 92 zu sehen, zeigt eine höchst labile Atmosphäre. Hochreichende Konvektion wird zum Zeitpunkt des Aufstiegs hauptsächlich durch eine kleine Inversion in einer Höhe von rund 2000 m verhindert. Der Aufstieg eines Luftpaketes würde erst in einer Höhe von über 12 km bei einer Temperatur zwischen  $-60^{\circ}\text{C}$  und  $-55^{\circ}\text{C}$  enden, was auf die Ausbildung von Gewittern hindeutet. Alles in allem spricht an diesem Tag sehr viel für die Ausbildung von hochreichender Konvektion und Gewittern.

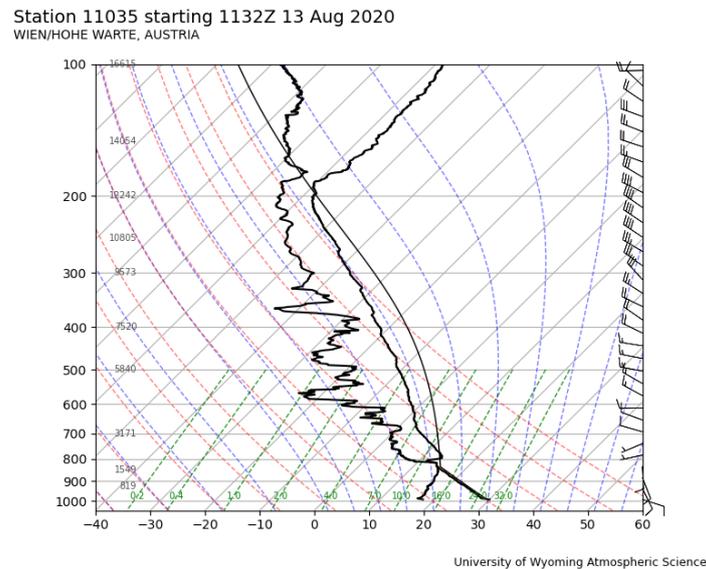


Abbildung 92: Radiosondenaufstieg von der Station Wien-Hohe Warte am 13.08.2020 um 12 UTC. Quelle: <https://weather.uwyo.edu/upperair/bufr/aob.shtml>

Die SPARTACUS-Daten dieses Tages zeigen in Abbildung 93 links, dass die Konvektion im nordöstlichen Bereich des Wienerwaldes im Lee des Hauptkammes die höchste Niederschlagsmenge bringt. Ein Blick auf die Blitzortungsdaten<sup>7</sup> bestätigt anhand registrierter Blitzentladungen, dass es sich hierbei um Gewitter handelt.

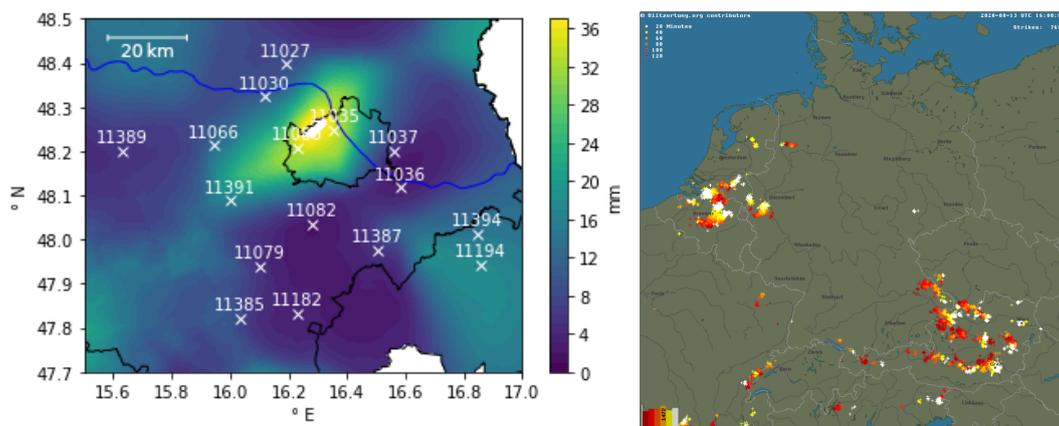


Abbildung 93: links: SPARTACUS-Analyse (räumliche Auflösung von 1 km) der 24 h-Niederschlagssumme vom 13.08.2020. Ausgewählte Stationen wurden eingezeichnet; rechts: Karte mit an diesem Tag detektierten Blitzentladungen. Quelle: [https://www.blitzortung.org/de/historical\\_maps.php](https://www.blitzortung.org/de/historical_maps.php). Zuordnung der Stationsnummern laut Tabelle 1.

<sup>7</sup>Zum Beispiel unter [https://www.blitzortung.org/de/historical\\_maps.php](https://www.blitzortung.org/de/historical_maps.php) kostenfrei einzusehen.

An der Messstation Wien-Hohe Warte wird der meiste Niederschlag gemessen. In zwei Stunden fallen zwischen 15 UTC und 17 UTC 37.3 mm Niederschlag. Die maximale Niederschlagsintensität tritt mit 19.9 mm/10 Minuten zwischen 15.20 UTC und 15.30 UTC auf. Nach der Intensitätseinstufung des DWD, 2022b ist dies klar als sehr starker Niederschlag einzuordnen. Diese Werte stellen mit Abstand die Maxima dieses Tages in der Region des Wienerwaldes dar.

Die Wetterstationen über Wien messen bis 15.10 UTC einheitlichen Wind aus südöstlicher Richtung. Höher gelegene Wetterstationen, der Radiosondenaufstieg von 12 UTC, sowie die Analysedaten des GFS-Modells zeigen, dass in der Höhe westlicher bis nordwestlicher Wind weht. Zuvor ist die Gewitterzelle noch in Aufbau und bereits im Radar sichtbar, wie im ersten Zeitschritt der in Abbildung 94 dargestellten Radarbilder zu sehen ist.

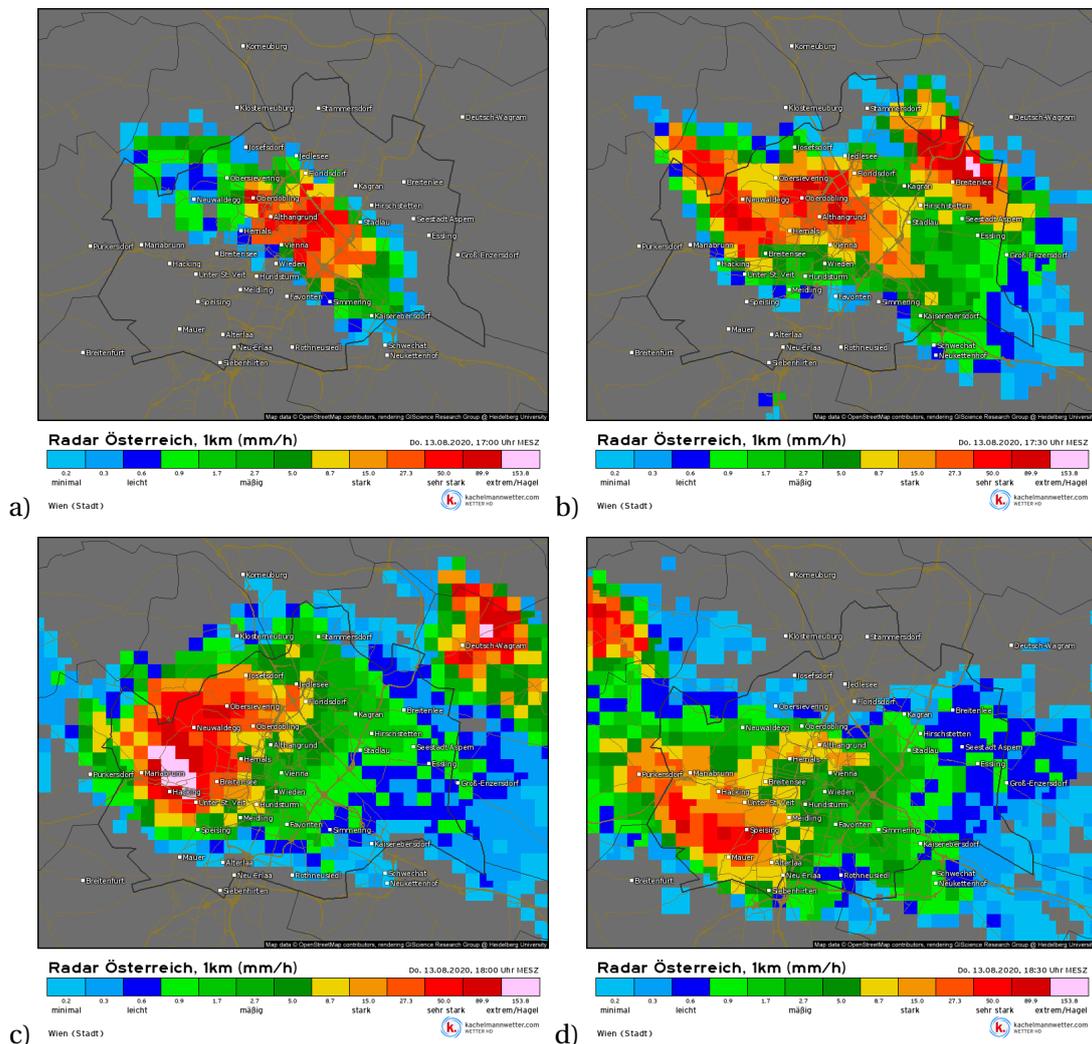


Abbildung 94: Radarbild am 13.08.2020 um a) 15.00 UTC, b) 15.30 UTC, c) 16.00 UTC und d) 16.30 UTC. Quelle: <https://kachelmannwetter.com/at/gewitter>

Bis 15.30 UTC zeigt das Niederschlagsradar in Bild 94 b) eine Intensivierung und Ausbreitung der Gewitterzelle. Es zeichnet sich bereits eine Splittung in zwei getrennte konvektive Gebilde ab. Der Wind in Bodennähe weht zu diesem Zeitpunkt nicht mehr aus einer einheitlichen Richtung, was in Zusammenhang mit dem bereits fallendem Niederschlag und der aus der Gewitterwolke ausströmender Luft steht.

Bis 16.00 UTC trennen sich die zwei Gewitterzellen deutlicher (siehe Abbildung 94 c)), wobei die westliche, größere Zelle am Rand des Wienerwaldes weiter an Intensität zunimmt. Die östlichere Zelle nordöstlich von Wien ist dem Radarbild zufolge bis zu diesem Zeitpunkt vergleichbar bis leicht schwächer als um 15.30 UTC.

Bis 16.30 UTC fällt, wie in Bild d) zu sehen, die östlichere Zelle weitgehend zusammen, während die westlichere laut dem Radar nach wie vor für starken Niederschlag sorgt. Das von Nordwesten in den Kartenausschnitt ziehende Gebilde bildet sich rund eine Stunde zuvor südwestlich von Tulln an den Luvhängen des Wienerwaldes.

Aus der Lage der konvektiven Zelle im Lee des Wienerwaldes und dem beschriebenen Verlauf der Windrichtung, ergibt sich Typ g) der orographisch beeinflussten Konvektion aus Abbildung 84 als auslösender Mechanismus für dieses Fallbeispiel. Ein Zusammenhang der Konvektion durch die Stadt Wien ist auszuschließen, da sich der städtische Wärmeinseleffekt an diesem Tag nicht bemerkbar macht. Folgende Tabelle 16 zeigt diesbezüglich die berechneten potentiellen Temperatur  $\Theta$  zu zwei Zeitpunkten aus Wien und dem Umland vor Einsetzen des Niederschlages.

Tabelle 16: Potentiellen Temperatur  $\Theta$  in °C am 13.08.2020 um 12 UTC und 14 UTC an ausgewählten Station in Wien und dem Wiener Umland in absteigender Reihenfolge.

Station	$\Theta$ um 12 UTC	$\Theta$ um 14 UTC
Wien-Unterlaa	32.1	33.3
Klausen-Leopoldsdorf	33.7	33.1
Wien-Stammersdorf	32.6	32.9
Wien-Mariabrunn	32.1	32.7
Gänsersdorf-Stadt	31.6	32.4
Wien-Jubiläumswarte	32.6	32.3
Wien-Innere Stadt	32.2	32.1
Langenlebarndorf	30.7	31.8
Wien-Hohe Warte	31.8	30.7

Aus Tabelle 16 geht hervor, dass im Wiener Stadtzentrum, wo sich der städtische Wärmeinseleffekt am stärksten zeigen würde, am 13.08.2020 niedrigere potentielle Temperaturen gemessen wurden als am Stadtrand oder in weiten Teilen des Umlands. Der städtische Wärmeinseleffekt machte sich somit an diesem Tag nicht bemerkbar wodurch er als Auslöser für die hochreichende Konvektion ausgeschlossen werden kann.

## 9.6 Schlussfolgerungen aus den Auswertungen

Die statistische Analyse des mittleren jährlichen Niederschlages an ausgewählten Stationen in der Region in und um den Wienerwald hat gezeigt, dass eine deutliche Beeinflussung des Niederschlagsfeldes vorzufinden ist. Innerhalb des Wienerwaldes fällt mehr Niederschlag als im flachen Umland.

Von den in Kapitel 9.1 vorgestellten Konzepten kommen vor allem der Seeder-Feeder-Mechanismus und die orographische Beeinflussung der Konvektion als beeinflussende Faktoren in Frage. Vor allem die Beeinflussung der Konvektion konnte in Fallbeispiel VIII gezeigt werden. Die Niederschlagsverteilung in Fallbeispiel VII ist zwar typisch für den Seeder-Feeder-Mechanismus und es konnten auch Indizien für sein tatsächliches Vorhandensein gefunden werden, ein zweifelsfreier Nachweis war jedoch nicht möglich. Das Konzept des Steigungsregen ist im Zusammenhang mit dem Wienerwald, vor allem im Vergleich zu bereits genannten Mechanismen, zu vernachlässigen. Obwohl sich bei Auswer-

---

tung der langjährigen Daten eine dahingehende Tendenz bei nordwestlicher Anströmung abzeichnet, konnte kein plakatives Fallbeispiel gefunden werden.

Hinsichtlich der orographisch beeinflussten Konvektion lässt sich ergänzen, dass der Wienerwald diese zwar in Einzelfällen verstärkt, klimatologisch betrachtet jedoch zu keinem nennenswerten Maximum der Blitze führt.

## 10. Zusammenfassung der Ergebnisse

Am Ende jedes einzelnen Kapitels ist in dieser Arbeit eine Zusammenfassung des jeweiligen Effektes zu finden. Daher fällt dieses, die ganze Arbeit betreffende, Resümee sehr allgemein aus. Insgesamt wurden acht Fallbeispiele sowie statistische Analysen bei fünf von sechs behandelten alpinmeteorologischen Effekten für die Bearbeitung dieser Masterarbeit durchgeführt.

### 10.1 Beantwortung der Forschungsfragen

Zum fachlichen Abschluss dieser Arbeit sollen die in Kapitel 1.2 formulierten Forschungsfragen beantwortet werden:

1. Welche Konzepte der alpinen Meteorologie lassen sich vom Hochgebirge auf eine Hügellandschaft wie den Wienerwald übertragen?

Diese erste Frage lässt sich kurz mit „Alle untersuchten Effekte kommen in zumindest abgeschwächter Form vor“ beantworten. Tabelle 17 zeigt, welche alpinmeteorologischen Effekte in dieser Arbeit untersucht und nachgewiesen werden konnten und auf welche Methode diese analysiert wurden.

Tabelle 17: Übersicht der behandelten Effekte. ✓... dieser Effekt kommt vor; '✓' ... dieser Effekt kommt nur zum Teil vor; ✗... dieser Effekt kommt nicht vor; sA - statistische Analyse; FB - Analyse von Fallbeispielen

Effekt	Kommt vor?	Methode
Beeinflussung der Temperaturextrema	'✓'	FB, sA
Alpines Pumpen	'✓'	FB, sA
Frontendeformation	✓	FB
Föhn	✓	FB, sA
Wellenausbildung	✓	sA
orogr. induz. Niederschlag	✓	FB, sA

2. Welche Adaptionen müssen bei der Übertragung vom Hochgebirge vorgenommen werden?

Diese zweite Forschungsfrage lässt sich nicht so überblicksartig beantworten. Daher werden in folgender Auflistung die wichtigsten Adaptionen namentlich erwähnt. Der Weg zu diesen Schlussfolgerungen sowie das konkrete Ausmaß davon sind in den einzelnen Fachkapiteln nachzulesen:

- Die Beeinflussung der Temperaturextrema macht sich vor allem in der Nacht bemerkbar. Stationen innerhalb des Wienerwaldes und in der direkten Umgebung weisen hierbei eine deutlich tiefere Temperatur als im Flachland auf. Details hierzu finden sich in Unterkapitel 4.6.
- Abschnitt 5.5 fasst zusammen, dass das Alpine Pumpen nicht annähernd so weit ins Flachland wie vor hohen Gebirgen reicht und nur während der nächtlichen Ausströmphase zu beobachten ist, wodurch es treffender als thermisch induziertes Windsystem zu bezeichnen ist.

- Es werden vor allem maskierte Fronten deformiert. Diese gehen anschließend im Lee des Wienerwaldes über dem Wiener Becken deutlicher durch und haben einen markanteren Einfluss als über dem Tullnerfeld im Luv. Detaillierte Ergebnisse hierzu sind in Sektion 6.5 nachzulesen.
- Das Auftreten von Föhn über dem Wienerwald kann sowohl in Fallbeispielen als auch statistisch gezeigt werden. Das Absteigen des Föhns im Lee des Wienerwaldes lässt sich hierbei mit der turbulenten Erosion, der hydraulischen Föhntheorie und der Entstehung einer Leewelle beschreiben. Die Wasserfalltheorie sowie die horizontale Aspirationstheorie konnten über dem Wienerwald nicht bestätigt werden. Begründungen für diese Schlüsse können in Unterkapitel 7.3 nachgelesen werden.
- Leewellen spielen sowohl bei der Frontendeformation als auch beim Föhn eine große Rolle. Sie können am häufigsten bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung des Wienerwaldes beobachtet werden, was unter Abschnitt 8.3 nachgelesen werden kann.
- Es findet eine deutliche Beeinflussung des Niederschlagfeldes am Wienerwald statt. Eine große Rolle könnte hierbei dem Seeder-Feeder-Mechanismus zukommen, wobei zur Bestätigung dieser Aussage noch weitere Untersuchung notwendig sind. Der Wienerwald beeinflusst zwar in Einzelfällen die Konvektion, diese Beeinflussung zeichnet sich in einer statistischen Analyse der Blitzdichte jedoch nur gering ab. Steigungsregen konnte in direktem Zusammenhang mit dem Wienerwald nur in vernachlässigbarem Ausmaß nachgewiesen werden. Details hierzu finden sich in Unterkapitel 9.6.

## 10.2 Weitere Arbeitsthemen

Während der Bearbeitung der einzelnen alpinmeteorologischen Effekte wird gelegentlich darauf verwiesen, dass die Grenzen der möglichen Analysen mit den vorliegenden Daten erreicht sind. Mit diesen konnte vor allem die erste Forschungsfrage einwandfrei beantwortet werden. Für die endgültige Beantwortung der zweiten Forschungsfrage bräuchte es hingegen eigens im und um den Wienerwald angelegte Messkampagnen, oder zeitlich und räumlich hochauflösende Modellberechnungen. Beide Methoden könnten dreidimensionale Daten liefern, was vor allem Föhndurchbrüche, die Entstehung von Konvektion und die Bildung einer Leewelle besser darstellen würde. Neben vertiefenden Projekten im Zusammenhang mit dem Wienerwald wäre auch eine Untersuchung im Zusammenhang mit vergleichbaren Hügellandschaften spannend. Solche Studien würden nicht nur das theoretische Verständnis alpinmeteorologischer Effekte im Zusammenhang mit Hügellandschaften nachhaltig verbessern, sondern auch eine Verbesserung der regionalen Wetterprognose bedeuten.

## Literatur

- AMS. (2012a). *bulk Richardson Number* [zuletzt besucht am 21.12.2022]. American Meteorological Society. [https://glossary.ametsoc.org/wiki/Bulk\\_richardson\\_number](https://glossary.ametsoc.org/wiki/Bulk_richardson_number)
- AMS. (2012b). *Richardson Number* [zuletzt besucht am 21.12.2022]. American Meteorological Society. [https://glossary.ametsoc.org/wiki/Richardson\\_number](https://glossary.ametsoc.org/wiki/Richardson_number)
- AMS. (2014). *Froude number* [zuletzt besucht am 21.12.2022]. American Meteorological Society. [https://glossary.ametsoc.org/wiki/Froude\\_number](https://glossary.ametsoc.org/wiki/Froude_number)
- BiosphärenparkWienerwald. (2022). *Website des Biosphärenpark Wienerwald* [zuletzt besucht am 10.11.2022]. Biosphärenpark Wienerwald Management GmbH. <https://www.bpww.at>
- Bradley Jemmet-Smith, P. S., Andrew N. Ross. (2018). A short climatological study of cold air pools and drainage flows in small valleys. *Royal Meteorological Society*, 73(8), 256–262.
- Choullarton, T. W., & Perry, S. J. (1986). A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(472), 335–345.
- Colle, B. A. (2004). Sensitivity of Orographic Precipitation to Changing Ambient Conditions and Terrain Geometries: An Idealized Modeling Perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(5), 588–606.
- Cui, Y. Y., & de Foy, B. (2012). Seasonal Variations of the Urban Heat Island at the Surface and the Near-Surface and Reductions due to Urban Vegetation in Mexico City. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 855–868.
- Defant, F. (1949). Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 1*, 421–450. <https://doi.org/10.1007/BF02247634>
- Dirksen, M., Ronda, R., Theeuwes, N., & Pagani, G. (2019). Sky view factor calculations and its application in urban heat island studies. *Urban Climate*, 30, 100498. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.100498>
- Doyle, J. D., Gaberšek, S., Jiang, Q., Bernardet, L., Brown, J. M., Dörnbrack, A., Filaus, E., Grubišić, V., Kirshbaum, D. J., Knoth, O., Koch, S., Schmidli, J., Stiperski, I., Vosper, S., & Zhong, S. (2011). An Intercomparison of T-REX Mountain-Wave Simulations and Implications for Mesoscale Predictability. *Monthly Weather Review*, 139(9), 2811–2831. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/MWR-D-10-05042.1>
- DWD. (2022a). *Beaufort-Skala* [zuletzt besucht am 21.12.2022]. DWD. <https://www.dwd.de/DE/service/lexikon/Functions/glossar.html?lv3=100390&lv2=100310>

- DWD. (2022b). *Niederschlagsintensität* [zuletzt besucht am 21.12.2022]. DWD. <https://www.dwd.de/DE/service/lexikon/Functions/glossar.html?lv2=101812&lv3=101906>
- Etling, D. (2008). *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer Berlin Heidelberg.
- Föst, F. (2006). *Eine objektive Föhnklimatologie für das Wipp- und Inntal* [Magisterarb., Freie Universität Berlin].
- Grubišić, V., Doyle, J. D., Kuettner, J., Mobbs, S., Smith, R. B., Whiteman, C. D., Dirks, R., Czyzyk, S., Cohn, S. A., Vosper, S., Weissmann, M., Haimov, S., Wekker, S. F. J. D., Pan, L. L., & Chow, F. K. (2008). THE TERRAIN-INDUCED ROTOR EXPERIMENT: A Field Campaign Overview Including Observational Highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(10), 1513–1534. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2008BAMS2487.1>
- Haiden, T., Kann, A., Wittmann, C., Pistotnik, G., Bica, B., & Gruber, C. (2011). The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather and Forecasting*, 26(2), 166–183. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2010WAF2222451.1>
- Hann, J. (1901). *Lehrbuch der Meteorologie*. Tauchnitz.
- Hantel, M. (2013). *Einführung Theoretische Meteorologie* (1. Aufl.). Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg.
- Hiebl, J., & Frei, C. (2016). Daily temperature grids for Austria since 1961 - concept, creation and applicability. *Theoretical and Applied Climatology*, 124, 161–178. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1411-4>
- Hiebl, J., & Frei, C. (2018). Daily precipitation grids for Austria since 1961—development and evaluation of a spatial dataset for hydroclimatic monitoring and modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, 132, 327–345. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2093-x>
- Hoinka, K.-P. (1992). Gebirgsüberströmung, Leewellen und Impulsfluss. *promet*, 22(1), 1–16.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- Kaufmann, H. (1989). *Erarbeitung der Feinstruktur der Frontdurchgänge im Inntal* [Magisterarb., Leopold-Franzens-Universität in Innsbruck].
- Kubitschke, N. (2011). *Leewellen und Wellensegelflug im Mittelgebirge* [Magisterarb., Institut für Meteorologie und KlimatologieGottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover].
- Kuhn, W. (1984). Rudolf Streiff - Becker als Föhnforscher. In *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus, Heft XIV: "Dr. h.c. Rudolf Streiff-Becker"* (S. 25–47). Arbeitsgemeinschaft Föhn Rheintal-Bodensee.

- LandTirol. (2022). *Waldinventur* [zuletzt besucht am 10.11.2022]. [https://www.tirol.gv.at/umwelt/wald/waldzustand/waldinventur/#:~:text=Seit%20den%2060%20er%20Jahren,derzeit%20bei%2041,2%](https://www.tirol.gv.at/umwelt/wald/waldzustand/waldinventur/#:~:text=Seit%20den%2060%20er%20Jahren,derzeit%20bei%2041,2%20).
- Lehner, M., Whiteman, C. D., & Dorninger, M. (2017). Inversion Build-Up and Cold-Air Outflow in a Small Alpine Sinkhole. *Boundary-Layer Meteorology*, 163, 497–522. <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0232-7>
- Lorenzen, E. (2002). *Entstehung, Eigenschaften und Vorhersage von Leewellen - ein allgemeiner Überblick* [Internetseite]. DWD. <http://www.mittelgebirgslleewelle.de/treffen02/erland/elo030302.htm#2.5.1%20Die%20Wellenl%C3%A4nge>
- McKee, T. B., & O'Neal, R. D. (1989). The Role of Valley Geometry and Energy Budget in the Formation of Nocturnal Valley Winds. *Journal of Applied Meteorology*, 28, 445–456.
- Pahio. (2018). *solid angle of rectangular pyramid*. <https://planetmath.org/solidangleofrectangularpyramid>
- Pongrácz, R., Bartholy, J., & Dezsö, Z. (2010). Application of remotely sensed thermal information to urban climatology of Central European cities. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, 95–99.
- Renaud, V. *Vergleich zwischen klimatischen Eigenheiten im Freiland und im Bestand*. 2007, Juli.
- Richard, E., Buzzi, A., & Zängl, G. (2007). Quantitative precipitation forecasting in the Alps: The advances achieved by the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625), 831–846. <https://doi.org/10.1002/qj.65>
- Schöberl, J. (2012). *Vergleich thermodynamischer Größen* [Magisterarb., Universität Wien].
- Schweitzer, H. (1952). Versuch einer Erklärung des Föhns als Luftströmung mit überkritischer Geschwindigkeit. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, 350–371.
- Seibert, P. (1990). South foehn studies since the ALPEX experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 43, 91–103.
- Smith, R. B., & Barstad, I. (2004). A Linear Theory of Orographic Precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(12), 1377–1391.
- Steinacker, R. (1982). The first ALPEX-SOP cold-front on March 2, 1982. *ALPEX Preliminary Scientific Results*, 87, 96.
- Steinacker, R. (2006). Alpiner Föhn – eine neue Strophe zu einem alten Lied. *promet*, 32(1/2), 3–10.
- Steinacker, R., & Seibert, P. (2016). Thermische Windsysteme über alpiner Topografie. *promet*, (98), 25–42.
- U.S. Standard Atmosphere, 1976*. (1976). United States. National Oceanic, Atmospheric Administration, United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, United States. National Aeronautics, Space Administration und United States. Department of the Air Force. <https://ntrs.nasa.gov/api/citations/19770009539/downloads/19770009539.pdf>

- Van Oosterom, A., & Strackee, J. (1983). The Solid Angle of a Plane Triangle. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering, BME-30*(2), 125–126. <https://doi.org/10.1109/TBME.1983.325207>
- Vosper, S. B., Hughes, J. K., Lock, A. P., Sheridan, P. F., Ross, A. N., Jemmett-Smith, B., & Brown, A. R. (2014). Cold-pool formation in a narrow valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 140*(679), 699–714. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2160>
- Wastl, C. (2008). *Klimatologische Analyse von orographisch beeinflussten Niederschlagsstrukturen im Alpenraum* [Diss., Ludwig-Maximilians-Universität München].
- Whiteman, C. D., Haiden, T., Pospichal, B., Eisenbach, S., & Steinacker, R. (2004). Minimum Temperatures, Diurnal Temperature Ranges, and Temperature Inversions in Limestone Sinkholes of Different Sizes and Shapes. *Journal of Applied Meteorology, 43*(8), 1224–1236. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<1224:MTDTRA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<1224:MTDTRA>2.0.CO;2)
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. New York: Oxford University Press. 2000.
- Wikipedia. (2022). *Schöpfung* [zuletzt besucht am 06.09.2022]. <https://de.wikipedia.org/wiki/Sch%C3%B6pfung>
- Winkler, P., Lugauer, M., & Reitebuch, O. (2006). Alpines Pumpen. *promet, 32*(1/2), 34–42. <https://core.ac.uk/download/pdf/30977236.pdf>
- WMO. (1985). *Scientific results of the alpine experiment (ALPEX)* (Bd. 2). Joint Scientific Committee. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=9189](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=9189)
- WMO. (2017). Clouds. <https://cloudatlas.wmo.int/en/clouds.html>
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Barthlott, C., Craig, G. C., Hagen, M., Althausen, D., Aoshima, F., Arpagaus, M., Bauer, H.-S., Bennett, L., Blyth, A., Brandau, C., Champollion, C., Crewell, S., Dick, G., Di Girolamo, P., Dorninger, M., ... Wirth, M. (2011). The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137*(S1), 3–30. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.752>
- WWF. (2022). *8 Fakten zum Wald in Österreich* [zuletzt besucht am 10.11.2022]. <https://www.wwf.at/artikel/8-fakten-zum-wald-in-oesterreich/#:-:text=%C3%96sterreich%20ist%20ein%20Land%20der,also%20406%20B%C3%A4umer%20pro%20Einwohner>
- ZAMG. (2010). *SYNOP Blatt1 - Bodenwettermeldungen von Landstationen*. <https://data.hub.zamg.ac.at/dataset/synop-v1-1h>
- ZAMG. (2022a). *INCA Datensatzbeschreibung* [zuletzt besucht am 16.12.2022]. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/forschung/wetter/inca>
- ZAMG. (2022b). *SPARTACUS Datensatzbeschreibung* [zuletzt besucht am 16.12.2022]. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/forschung/klima/klimatografien/spartacus>

Zuvela-Aloise, M., de Wit, R., Hollosi, B., & Andre, K. (2017). *ZAMG Urban Modelling*. ZAMG. Hohe Warte 38, 1190 Wien.