

Universität Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik

**Struktur und Auflösung von Temperaturinversionen in
Dolinen am Beispiel Grünloch**

Diplomarbeit
zur Erlangung des akademischen Grades
Mag. rer. nat.
(Magister der Naturwissenschaften)

vorgelegt bei
o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Bernhard Pospichal
Matr.-Nr. 9702651

Wien, im Oktober 2004

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	1
Abbildungsverzeichnis	3
Tabellenverzeichnis	5
1 Einleitung.....	6
2 Die geographische Lage und das Klima der Region	7
2.1 Das Grünloch.....	8
3 Die Geschichte meteorologischer Forschungen in Lunz am See und Umgebung	11
4 Messungen im Grünloch und Umgebung 2001/2002 (Ablauf, Messgeräte).....	19
4.1 Standorte der Messungen 2001/02	21
5 Mechanismen beim Auftreten der nächtlichen Temperaturinversionen.....	27
5.1 Energiebilanz an der Erdoberfläche	27
5.2 Betrachtung der einzelnen Komponenten am Beispiel Grünloch	28
5.3 Verlauf eines idealen Strahlungstages im Grünloch	30
5.3.1 Fall 1: Sommer (kein Schnee)	30
5.3.2 Fall 2: Winter (mit Schneedecke)	34
6 Statistische Übersicht über das Auftreten und die Stärke von Inversionen im Grünloch	36
6.1 Vergleich der durchschnittlichen Inversionsstärke in verschiedenen Jahreszeiten	36
6.2 Absolutes Temperaturminimum der letzten Jahre.....	39
7 Inversionen und deren Auflösung in Tälern und Becken (Literatur)	42
7.1 Spezialfall Dolinen (abflusslose Becken).....	46
8 Ein thermodynamisches Modell zur Auflösung nächtlicher Temperaturinversionen.....	48
8.1 Das Modell von Whiteman für Täler und Becken.....	48
8.2 Erweiterung des Modells für runde Becken (Dolinen) von Whiteman und Pospichal.....	53

8.3	Vergleich Modell – Beobachtungen	54
8.4	Topographic Amplification Factor (Flächen-Höhen-Verteilung)	58
9	Zusammenfassung und Ausblick	62
9.1	Übersicht über weitere Arbeiten und Ansätze für zukünftige Forschungen im Grünloch	62
10	Literaturverzeichnis	64
	Danksagung	67
	Lebenslauf	68

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Topographische Karte des Hetzkogelplateaus mit dem Grünloch in Kartenmitte. Im Osten ist der Obersee und das Seetal zu erkennen, im Nordwesten führt der Lechnergraben ins Ybbstal hinunter. Im Südosten, außerhalb des Kartenausschnittes, befindet sich der Dürrenstein.	9
Abb. 2	Umrandung des Einzugsgebiets der Doline (stellt nicht wie Abb. 9 direkt die Abschattung dar!) ..	10
Abb. 3	Blick vom Kleinen Hühnerkogel auf das Grünloch (Nov. 2001). Nach links führt vor den Felsmauern der Sattel in den Lechnergraben.	10
Abb. 4	Temperaturverlauf an einigen der bioklimatischen Stationen am 20. und 21. Jänner 1930. Hn: Höherstein, 1230 m MSL, Plateauvorsprung; Ns: Nos, 1022 m, Hangrippe im Lechnergraben; Mn: Mitterseeboden, 770 m, Grund eines engen Tales; Gm: Gstettneralm (Grünloch), 1270 m, Dolinenboden (Quelle: Schmidt 1930).....	12
Abb. 5	Profil durch das Grünloch, überhöht, mit den Beobachtungen von Temperatur und Luftbewegung am klaren Morgen des 21. Jänner 1930 (Quelle: Schmidt 1930).	12
Abb. 6	Temperaturverteilung im Grünloch am 31. März 1931 (Quelle: Aigner 1952, Mohr 1961).....	13
Abb. 7	Temperatur-Höhenschnitte im Grünloch, gemessen mit Widerstandsthermometern am Fesselballon in der Nacht vom 2. zum 3. März 1953. Die Kurven für 17.15 Uhr und 17.55 Uhr wurden aus Messungen am Südhang der Doline (Schleuderthermometer) gewonnen. Die Höhenangaben wurden vom Dolinenboden aus gerechnet. (Quelle: Sauberer und Dirmhirn 1954)	15
Abb. 8	Niederschlagskarte der Region zwischen Lunz und dem Dürrenstein. Jahressummen: 1 = unter 1750 mm, 2 = 1750 bis 2000 mm, 3 = 2000 bis 2250 mm, 4 = 2250 bis 2500 mm, 5 = 2500 bis 2750 mm, 6 = über 2750 mm. Zu beachten sind auch die Standorte der Kleinklimastationen. (Quelle: Sauberer 1947)	16
Abb. 9	Sonnenbahnen und natürliche Horizonte für verschiedene Kleinklimastationen. (Quelle: Lauscher 1937).....	18
Abb. 10	Die Standorte der Messgeräte während des Winters 2001/2002 sowie während der Intensivmessphase im Juni 2002. (vgl. auch Abb. 1)	21
Abb. 11	Tethersonde TS 1 am Morgen des 4. Juni 2002. Im Vordergrund ist der Temperatursensor SE01 zu erkennen.	24
Abb. 12	HOBO-Temperatursensor SW08 beim Auslesen der Daten im Mai 2002	26
Abb. 13	Die MAWS-Wetterstation W3 am Gipfel des Kleinen Hühnerkogel am 29. Jänner 2002.....	26
Abb. 14	Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an der Erdoberfläche. Die Bedeutung der einzelnen Komponenten wird im Text behandelt. (nach: Foken 2003).....	27
Abb. 15	Verlauf von Temperatur (orange) und Taupunkt (grün) in zwei Strahlungsnächten (18. – 20. 10. 2001). Zusätzlich ist mit roten Dreiecken die Windrichtung am Sattel zum Lechnergraben angegeben. Die erste Nacht weist einen idealen Temperaturverlauf auf, in der zweiten Nacht gab es ab Mitternacht kleine Störungen durch stärkeren Wind bis 5 m/s auf den umliegenden Gipfeln.	31
Abb. 16	Temperaturverlauf in der Nacht vom 2. zum 3. Juni 2002 im Grünloch und den südöstlichen Hangstationen. Die Lage der Stationen ist im Kapitel 4.1 erklärt. In dieser Abbildung ist deutlich zu erkennen, dass die maximale Inversionsstärke 10 K nicht übersteigt. Die astronomische Länge der Nacht beträgt nur 8 h 25 min (von 19:45 bis 4:10 MEZ)	32

Abb. 17 Temperaturverlauf in der Nacht vom 18. zum 19. Oktober 2001 im Grünloch und an den nordwestlichen Hangstationen. Die astronomische Länge der Nacht betrug 13 h 24 min (von 17:04 bis 6:28 MEZ).	33
Abb. 18 Temperaturverlauf im Grünloch und an den nordwestlichen Hangstationen in zwei Nächten (30. 11. 2001 – 2. 12. 2001).	35
Abb. 19 Vergleich der Inversionsstärke im Grünloch bei Sonnenaufgang zu unterschiedlichen Jahreszeiten	38
Abb. 20 Temperaturverlauf im Grünloch, auf der Seekopfalm und am Ahornboden (nahe Station NW16) von 23. bis 25. 12. 2003. Am 24. 12. betrug das Temperatur $_{maximum}$ im Grünloch -28°C , bevor in der darauffolgenden Nacht -47.1°C erreicht wurden.	39
Abb. 21 Radiosondenaufstieg von Wien-Hohe Warte am 25. 12. 2003 um 00 UTC (Quelle: University of Wyoming, http://weather.uwyo.edu).	40
Abb. 22 Synoptische Lage am 25. 12. 2003 um 00 UTC: Ausschnitt aus der GFS-Analyse der Wetterzentrale von Bodendruck und Geopotential in 500 hPa (Quelle: www.wetterzentrale.de)	41
Abb. 23 „Lebensgeschichte“ einer alpinen Bodeninversion, Tamsweg (Lungau), 1020 m, 22. – 23. 9. 1941. Zeitangaben in MEZ. (Quelle: Ekhart 1949).	42
Abb. 24 Drei Grundmuster der Inversionsauflösung. Auf der linken Seite sind jeweils Profile der potentiellen Temperatur, auf der rechten Seite eine Zeit-Höhen-Analyse der konvektiven Grundschicht und der Inversionsobergrenze zu sehen. (Quelle: Whiteman 1982).	44
Abb. 25 Talgeometrie und Profile der potentiellen Temperatur, die verwendet wurden, um ein mathematisches Modell zur Inversionsauflösung zu erstellen. (Quelle: Whiteman, McKee, 1982)	49
Abb. 26 Inversionsauflösung im Grünloch am 3. Juni 2002: Vergleich der Messungen mit dem Modelloutput für den jeweiligen Zeitpunkt (MEZ).	55
Abb. 27 Wie Abb. 26, jedoch am Morgen des 4. Juni 2002. Als Inversionsobergrenze wurde in diesem Fall 100 m ermittelt.	56
Abb. 28 Vergleich der Temperaturmessungen mit der Tethersonde (rote Kurve) mit den Temperaturprofilen an den Dolinenhängen (blau: NW-Hang, dunkelgrün: SE-Hang, hellgrün: SW-Hang). Messwerte vom 4. Juni 2002, zwischen 03:44 und 04:03 MEZ.	57
Abb. 29 Drei idealisierte Talquerschnitte. (a) ohne ebenen Talboden und (b) mit ebenem Talboden. (Quelle: Müller und Whiteman, 1988)	59
Abb. 30 TAF in Abhängigkeit mit der Höhe, berechnet für Grünloch und Seekopfalm nach Gl. 29. Der Ausreißer in etwa 30 m Höhe bei der Seekopfalm erklärt sich durch die rasch ansteigende Fläche des Einzugsgebiets im Bereich des Sattels.	60
Abb. 31 Fläche und Volumen des Grünlochs und seines Einzugsgebiets in Abhängigkeit von der Höhe. Diese Abbildung zeigt jene Werte, aus denen der TAF in Abb. 30 berechnet wurde.	61

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Minimumtemperaturen im Grünloch 1928 - 1942 (Quelle: Aigner 1952)	14
Tab. 2	Geometrische Informationen der Dolinen, die während der Messungen mit Messgeräten ausgerüstet waren.	22
Tab. 3	Standorte der Temperatursensoren	25
Tab. 4	Standorte der automatischen Wetterstationen	25
Tab. 5	Molekularer Wärmeleitungskoeffizient für verschiedene Unterlagen (nach: Stull 1988).....	29
Tab. 6	Übersicht über die Verteilung der Inversionsstärken nach Monaten für 2001/2002.	36
Tab. 7	Relative Häufigkeit des Auftretens von Inversionen > 5 K im Grünloch.....	37
Tab. 8	Bodenverhältnisse und verwendete Daten für Abb. 19	38
Tab. 9	Vergleich verschiedener Werte für den Topographic Amplification Factor (TAF) aus der Literatur mit den Berechnungen für das Grünloch und die Seekopfalm	60

1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit knüpft an umfangreiche meteorologische Messungen zwischen Oktober 2001 und Juni 2002 im Grünloch, einer Doline in den niederösterreichischen Kalkalpen, an. Diese Doline war bereits in früherer Zeit dank ihrer besonderen Bedingungen für tiefe Temperaturen ein Zielgebiet meteorologischer Forschungen gewesen, im Februar 1932 konnten dort sogar $-52,6^{\circ}\text{C}$ gemessen werden.

In den vergangenen Jahren wurde versucht, mithilfe moderner Messmethoden ein genaueres Bild über die Inversionsbildung in Dolinen zu bekommen. Ein extrem dichtes Messnetz aus 58 Temperatursensoren wurde durch einige automatische Wetterstationen ergänzt. Zusätzlich wurden während einer Intensivmesskampagne Fesselballonaufstiege durchgeführt.

Bei den insgesamt über sieben Monate dauernden Messungen wurde eine große Zahl an Daten gewonnen, die bei einer genauen Betrachtung viele interessante Details zeigten und viele Fragestellungen aufwarfen.

Der Versuch, Grenzen für eine Diplomarbeit zu ziehen, gestaltet sich dabei als schwierig. Diese Arbeit beschränkt sich zunächst auf einen Rückblick auf historische Messungen und einen Überblick über die Messungen zwischen Oktober 2001 und Juni 2002. In weiterer Folge werden die Mechanismen, die zum Aufbau nächtlicher Temperaturinversionen führen, beschrieben. Einen wesentlichen Bestandteil der Arbeit stellt zudem die Weiterentwicklung eines Modells zur Auflösung von Inversionen für Dolinen und dessen Überprüfung mit Messdaten aus dem Grünloch dar.

Weiterführende Fragestellungen und Anregungen für weitere Untersuchungen in diesen Dolinen sind im Kapitel 9.1 gesammelt.

2 Die geographische Lage und das Klima der Region

Die Marktgemeinde Lunz am See, in der sich das Grünloch befindet, liegt etwa 120 km südwestlich von Wien in den niederösterreichischen Kalkalpen. Der Ort Lunz (47°51'N, 15°02'E, 601 m) liegt in einem Becken im oberen Ybbstal. In der Nähe des Ortes befindet sich der Lunzer See (auch Untersee genannt), an dessen Ostufer die Biologische Station Lunz der Österreichischen Akademie der Wissenschaften liegt¹. Die höchste Erhebung der Umgebung ist der Dürrenstein (1878 m), 8 km südlich von Lunz. Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 5 km südlich von Lunz auf dem Dürrensteinplateau (siehe Abb. 1). Es handelt sich dabei um ein etwa 10 km² großes, mehrheitlich bewaldetes Kalksteinplateau mit zahlreichen Dolinen in einer Höhe zwischen 1270 m und 1650 m MSL.

Das Klima der Region lässt sich als gemäßigtes Gebirgsklima mit sowohl maritimen als auch kontinentalen Einflüssen charakterisieren. Als lokale Besonderheit sind durch die dafür günstige Lage im Nordstau der Alpen die hohen Niederschlagsmengen zu erwähnen, die zu den höchsten der Ostalpen zählen. An der Biologischen Station Lunz (610 m) beträgt die mittlere Jahressumme an Niederschlägen 1648 mm, mit einem ausgeprägten Maximum in den Monaten Mai bis August. Zum Obersee hin, einem 6 km südlich auf 1120 m Höhe am Talschluss des Seetals gelegenen See, steigt der Wert auf über 2700 mm Niederschlag pro Jahr an. (Sauberer 1947, Abb. 8).

Durch die hohen Niederschläge bildet sich gewöhnlich bis zum Spätwinter/Frühjahr eine mächtige Schneedecke aus. Die Schneehöhe kann im Bereich des Plateaus über drei Meter betragen. Aber auch im Tal gibt es im Jahresdurchschnitt an 109 Tagen eine Schneedecke, die im Extremfall auf über 1,5 m anwachsen kann. (Lauscher und Roller 1952). In den höheren Regionen sind oft bis Juni noch große Schneemengen anzutreffen, in manchen tiefen, abgeschatteten Dolinen halten sich Schneereste sogar das ganze Jahr über.

Die Vegetationsverteilung hängt in diesem Gebiet nicht so sehr von der Ausrichtung des Hanges zur Sonne ab, sondern vielmehr vom Einfluss von nächtlichen Inversionen und Kaltluftflüssen auf einen bestimmten Ort. So sind in den Tallagen Nadelwälder vorherrschend. An Hanglagen um 1000 m MSL, die über den winterlichen Talinversionen

¹ Mit Beginn 2004 wurde die Biologische Station geschlossen. Ein Weiterbetrieb ist derzeit nicht absehbar.

liegen, findet man hingegen große Bestände von Laubgehölzen (Buche, Hasel, Ahorn). In begünstigten Lagen kann man Stechpalmen und Moose atlantischer und selbst tropischer Herkunft finden. (Schmidt 1930). Die Plateaus, die zwischen 1300 m und 1500 m MSL liegen, sind vorwiegend von lockeren Fichtenwäldern bewachsen. Die Baumgrenze liegt meist auf etwa 1500 – 1600 m MSL, darüber liegt eine Zone mit Krummholz (v. a. Legföhren). Diese Pflanzen bedecken die meisten Gipfel der Region. Auf dem Dürrensteinplateau liegen eine Vielzahl kleiner und größerer Dolinen, die größte davon ist das Grünloch mit 500 m Durchmesser. Die meisten anderen Dolinen haben jedoch nur einen Durchmesser von maximal 50 m. Bei den Untersuchungen 2001/2002 wurden außer im Grünloch noch in vier anderen Dolinen unterschiedlicher Größe Messungen durchgeführt. (vgl. Kap. 4)

2.1 Das Grünloch²

Das Grünloch ist eine beinahe kreisförmige Doline auf dem Dürrensteinplateau, westlich des Großen Hetzkogels. In früherer Zeit fand in diesem Gebiet Almwirtschaft statt, und auch im Grünloch standen Almhütten. Seit rund hundert Jahren sind diese Hütten verlassen, nur die Pauschenalm, etwas östlich vom Grünloch gelegen, war noch bis ungefähr 1970 bewirtschaftet. Heute breitet sich auf dem Plateau wieder Wald aus.

Der Durchmesser des Grünlochs beträgt in der Höhe des niedrigsten Sattels zum Lechnergraben rund 500 m. Dieser niedrigste Sattel befindet sich gut 50 Meter über dem Dolinenboden (siehe Abb. 1). Die Hangneigung beträgt ziemlich einheitlich etwa 15 Grad. Der Boden der Doline (etwa 100 m im Durchmesser) ist ziemlich flach, und an der tiefsten Stelle befindet sich ein kleiner Tümpel (rund 5 m Durchmesser), der das ganze Jahr über mit Wasser gefüllt ist.

Durch die hohen Niederschläge in diesem Bereich – rund 2200 mm pro Jahr (Sauberer 1947) – ist der Boden beinahe während der gesamten schneefreien Periode feucht. Der ebene Dolinengrund ist mit einer dicken Humusschicht ausgestattet, an den Hängen kann man jedoch oft nur eine sehr dünne Erdschicht über den Felsen finden. Trotz des großen Feuchtigkeitsangebots wachsen nur an den oberen Hängen der Doline hohe Nadelbäume. Weiter unten geht die Vegetation in niedrige Latschen über, bis

² Zur Begriffsbildung: In älteren Publikationen wurde das Grünloch etwas ungenau oft als „Gstettneralm“ oder als „Doline auf der Gstettneralm“ bezeichnet. Auf den neueren topographischen Karten ist die Doline jedoch als „Grünloch“ eingezeichnet, und wird in dieser Arbeit auch immer so genannt werden.

schließlich am Boden nur noch Gräser und andere krautige Pflanzen wachsen, da die extremen Minimumtemperaturen von unter -50°C das Überleben von Bäumen unmöglich machen. Nur niedrige Pflanzen, die im Winter von einer isolierenden Schneedecke bedeckt sind, können bei diesen unwirtlichen Bedingungen überleben.

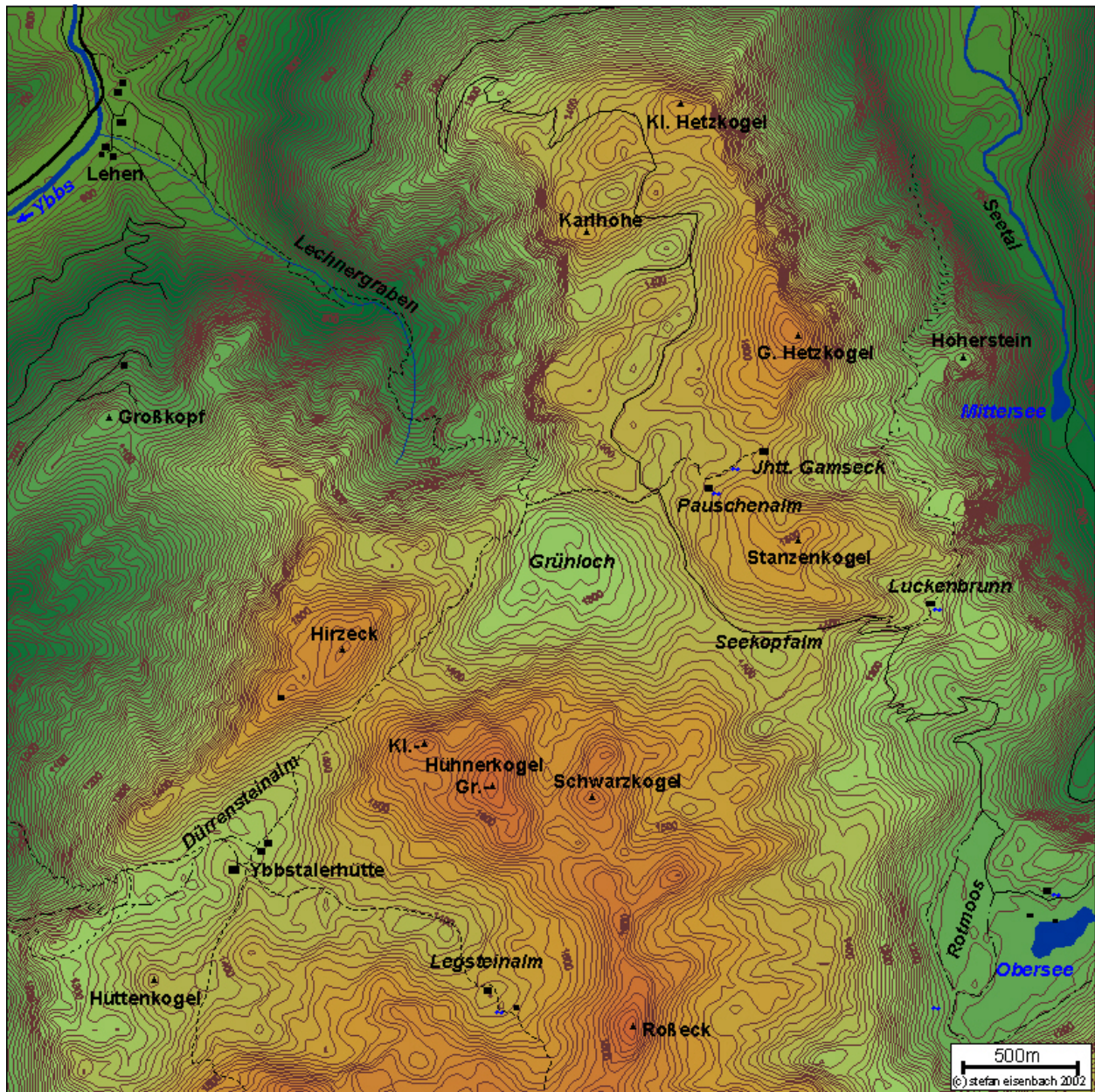


Abb. 1 Topographische Karte des Hetzkogelplateaus mit dem Grünloch in Kartenmitte. Im Osten ist der Obersee und das Seetal zu erkennen, im Nordwesten führt der Lechnergraben ins Ybbstal hinunter. Im Südosten, außerhalb des Kartenausschnittes, befindet sich der Dürrenstein.

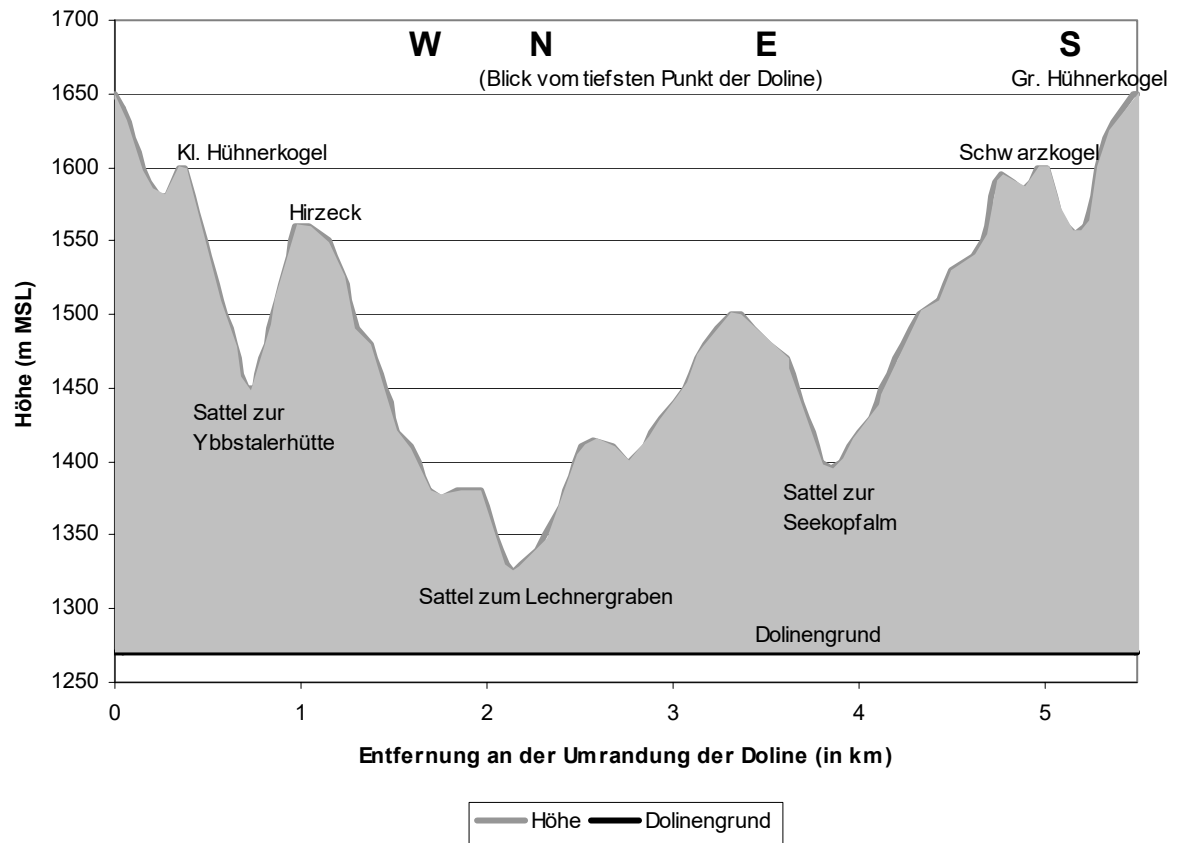


Abb. 2 Umrandung des Einzugsgebiets der Doline (stellt nicht wie Abb. 9 direkt die Abschattung dar!)



Abb. 3 Blick vom Kleinen Hühnerkogel auf das Grünloch (Nov. 2001). Nach links führt vor den Felsmauern der Sattel in den Lechnergraben.

3 Die Geschichte meteorologischer Forschungen in Lunz am See und Umgebung

Der Grundstein zu meteorologischen Forschungen in und um Lunz am See wurde im Jahr 1905 gelegt, als die Biologische Station Lunz-Seehof von Carl Kupelwieser gegründet wurde (Sauberer 1952). Das primäre Interesse lag damals in der Erforschung der Gewässer (Limnologie), denn im Gebiet um Lunz befinden sich drei Seen von gänzlich unterschiedlichem Typ. Bald wurden die Forschungen jedoch auch bis in die Berge des Dürrensteinstocks ausgedehnt, und es wurden auch bereits einige bioklimatische Untersuchungen durchgeführt.

1926 wurde bei der Biologischen Station eine Klimastation eingerichtet, allerdings reichen regelmäßige meteorologische Beobachtungen in Lunz bis ins Jahr 1898 zurück. Im Jahr 1927 wurden von F. Ruttner, dem langjährigen Leiter der Biologischen Station, erste Versuche zum Aufbau eines kleinklimatischen Beobachtungsnetzes mit Thermographen getätigt. 1928 kam es dann in Zusammenarbeit mit W. Schmidt, Professor am Institut für Meteorologie und Geophysik und Leiter der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien zum Aufbau einer aus 13 Messstellen bestehenden Stationsreihe (vgl. Schmidt et al. 1929, Schmidt 1933, Lauscher 1937). Diese führte am Osthang des Hetzkogels hinauf zum Hetzkogel-Plateau und dann weiter über das Grünloch und den Lechnergraben in einem Bogen zurück zur Biologischen Station. Die Stationen waren mit Thermohygrographen und mit insgesamt sechs Luft- sowie Bodenextremthermometern, die in verschiedenen Höhen angebracht waren, und teilweise auch mit Totalisatoren zur Niederschlagsmessung ausgerüstet. Die Registriergeräte mussten wöchentlich betreut werden. Auch bei widrigsten Umständen, wie mehrere Meter Schnee oder Lawinengefahr, waren die Mitarbeiter der Biologischen Station zu Fuß bzw. per Ski unterwegs. In diesem vielfältigen Gelände wurde bald eine ganze Reihe interessanter Messergebnisse gewonnen. Besonders überraschend waren jedoch die Ergebnisse der Messungen in der Doline Grünloch, wo bereits im ersten Winter Temperaturen von -46°C erreicht wurden (Schmidt et al. 1929). Da die Verlässlichkeit der Messgeräte angezweifelt wurde, wurden verschiedene Alkoholthermometer angebracht, die diese Werte bestätigten bzw. noch deutlich tiefere Temperaturen anzeigten (Schmidt 1930).

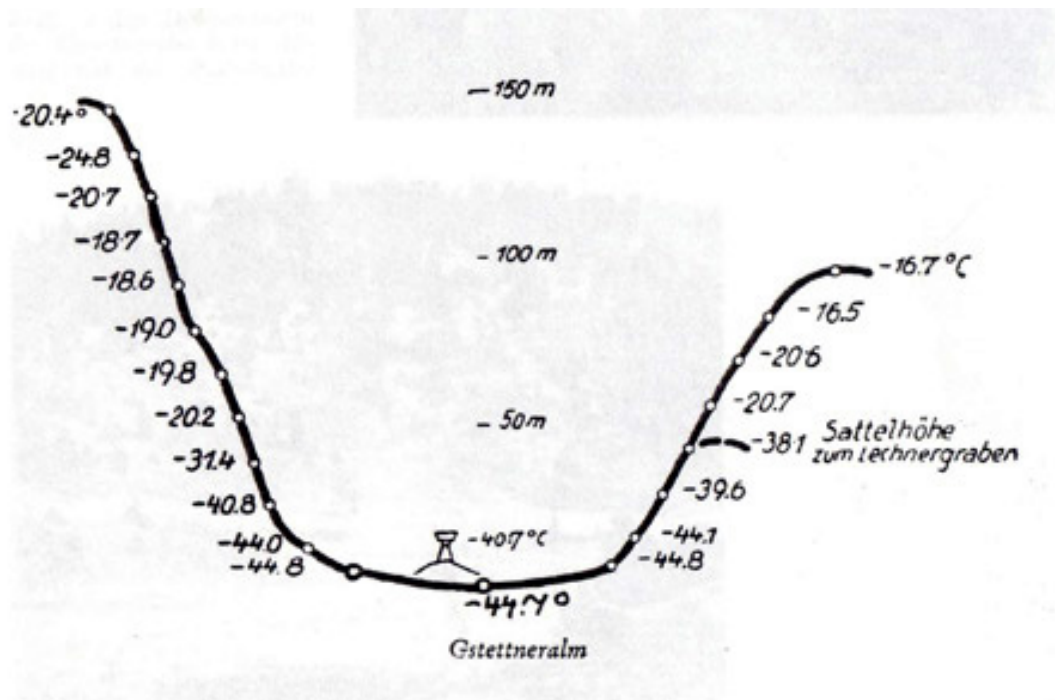


Abb. 6 Temperaturverteilung im Grünloch am 31. März 1931 (Quelle: Aigner 1952, Mohr 1961).

Jahr	Tag	°C	Jahr	Tag	°C	Jahr	Tag	°C
1928	2. VII.	– 4.0	1932	19. II.	–52.6 †	1936	13. X.	–49.3
	24. IX.	–27.9		4. III.	–18.0	1937	12. I.	–27.5
	22. X.	–11.2		20. IX.	–18.9		2. III.	–51.7 ✓
	26. XI.	–31.5	1933	2. I.	–40.7		27. III.	–28.7
1929	22. II.	–45.0		20. II.	–49.5	1938	12. II.	–50.2 ✓
	4. I.	–45.0		25. III.	50.2 ✓		30. III.	–43.0
	4. III.	–24.8		20. IV.	–42.2		10. XII.	–28.2
	8. IV.	–17.2	1934	11. I.	–49.2	1939	8. I.	30.8
	3. VI.	–6.9		6. II.	–32.5		2. II.	–44.0
	5. VIII.	–8.0		6. III.	–6.3		4. III.	–52.0 ✓
	23. IX.	–22.6		13. IV.	–23.5		20. III.	–47.9
	2. XII.	–35.6		11. V.	–3.6		1. IV.	–28.9
1930	3. II.	–48.0		26. VIII.	–43.0	1940	3. I.	–37.3
	10. III.	–19.6	1935	28. II.	–50.3 ✓		10. II.	–51.8 ✓
	5. V.	–5.9		13. III.	40.0		7. IV.	–30.9
	15. VII.	–2.4		28. III.	–26.2		10. XII.	–27.9
	1. IX.	–9.5		6. V.	–11.4	1941	18. I.	–40.3
	20. X.	–22.4		16. V.	–10.0		27. II.	–51.5 ✓
	8. XII.	–36.0		27. VI.	–3.9		25. III.	–48.5
1931	10. II.	–44.8		24. VIII.	–49.1		10. IV.	–20.8
	31. III.	–23.2	1936	11. II.	–49.2	1942	22. II.	–49.8
	8. XII.	–39.5		17. IV.	–8.4		30. III.	–38.7
1932	11. I.	–38.0		17. V.	–9.4		20. IV.	–17.9
	15. II.	–49.2		8. VIII.	–16.5		10. V.	–27.0
	19. II.			13. X.			20. VI.	–20.8
							13. XI.	

Tab. 1 Minimumtemperaturen im Grünloch 1928 - 1942 (Quelle: Aigner 1952)

Im Grünloch wurden die Temperaturmessungen mittels Minimumthermometern bis 1942 fortgesetzt (Aigner 1952, Tab. 1). Dabei wurden in 8 der 14 Winter Temperaturen von unter -50°C registriert. Das absolute Minimum betrug dabei $-52,6^{\circ}\text{C}$. Dieser Wert wurde zwischen 19. 2. und 4. 3. 1932 gemessen, er gilt bis heute als tiefste gemessene Temperatur Mitteleuropas.

Im Zweiten Weltkrieg wurden die Forschungen unterbrochen, aber nach dem Krieg begann das Interesse an der Forschung schnell wieder zu erwachen.

Sauberer (1947, 1948) behandelte in zwei Publikationen die Niederschlagsverteilung in der Region südlich von Lunz. Von der Biologischen Station ausgehend, mit einem mittleren Jahresniederschlag von etwa 1600 mm, steigen die Werte bis zum Obersee auf über 2700 mm. (vgl. auch Abb. 8)

F. Sauberer und I. Dirmhirn führten in Folge weitere Untersuchungen im Grünloch durch (Sauberer, Dirmhirn, 1954, 1956). In Anknüpfung an die Messungen von Aigner (s. o.) wurde nun versucht, mithilfe modernerer Messgeräte neue Erkenntnisse über Inversionen im Grünloch zu gewinnen. Bei zwei Messperioden im Februar/März 1953 und im Oktober 1954 wurden jeweils Aufstiege mit Fesselballons gemacht. Diese Werte wurden dann mit Temperaturmessungen an den Hängen verglichen. Zusätzlich wurden Pilotballone geflogen, um Informationen über die Windverhältnisse über der Doline zu erhalten, und es wurden Messungen der Strahlungsbilanz durchgeführt.

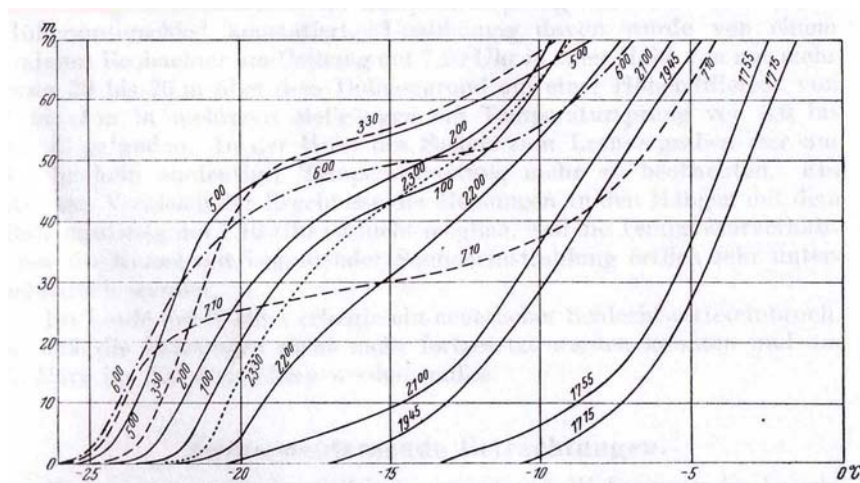


Abb. 7 Temperatur-Höhenschnitte im Grünloch, gemessen mit Widerstandsthermometern am Fesselballon in der Nacht vom 2. zum 3. März 1953. Die Kurven für 17.15 Uhr und 17.55 Uhr wurden aus Messungen am Südhang der Doline (Schleuderthermometer) gewonnen. Die Höhenangaben wurden vom Dolinenboden aus gerechnet. (Quelle: Sauberer und Dirmhirn 1954)



Abb. 8 Niederschlagskarte der Region zwischen Lunz und dem Dürrenstein. Jahressummen: 1 = unter 1750 mm, 2 = 1750 bis 2000 mm, 3 = 2000 bis 2250 mm, 4 = 2250 bis 2500 mm, 5 = 2500 bis 2750 mm, 6 = über 2750 mm. Zu beachten sind auch die Standorte der Kleinklimastationen. (Quelle: Sauberer 1947)

Wenige Jahre später (1960/61) waren das Grünloch und einige Dolinen der Umgebung erneut Ziel meteorologischer Forschungen. D. Litschauer stattete mehrere Dolinen verschiedener Größe mit Thermographen aus. Diese Temperaturreihen verwendete er dann als Grundlage für seine Dissertation über Kaltluftseen in Tälern und Becken (Litschauer 1962). Sein Hauptaugenmerk lag auf dem Vergleich der Temperaturen in diesen Dolinen mit unterschiedlicher Geometrie. Er war auch der erste, der die Minimumtemperaturen mit der stark negativen Strahlungsbilanz erklärte und den Kaltluftabflüssen in die Doline nur geringes Gewicht beimaß.

In weiterer Folge verringerte sich das Interesse der Meteorologen an Messungen in der Lunzer Gegend. Mit ein Grund dafür war sicherlich, dass sich die Biologische Station Lunz in den 70er Jahren auf die Limnologie spezialisiert hat (Bretschko, Adamicka, 1998). Erst seit dem Jahr 2001 werden wieder umfangreiche Forschungen betrieben. Die vorliegende Arbeit wird einen Teil dieser beschreiben.

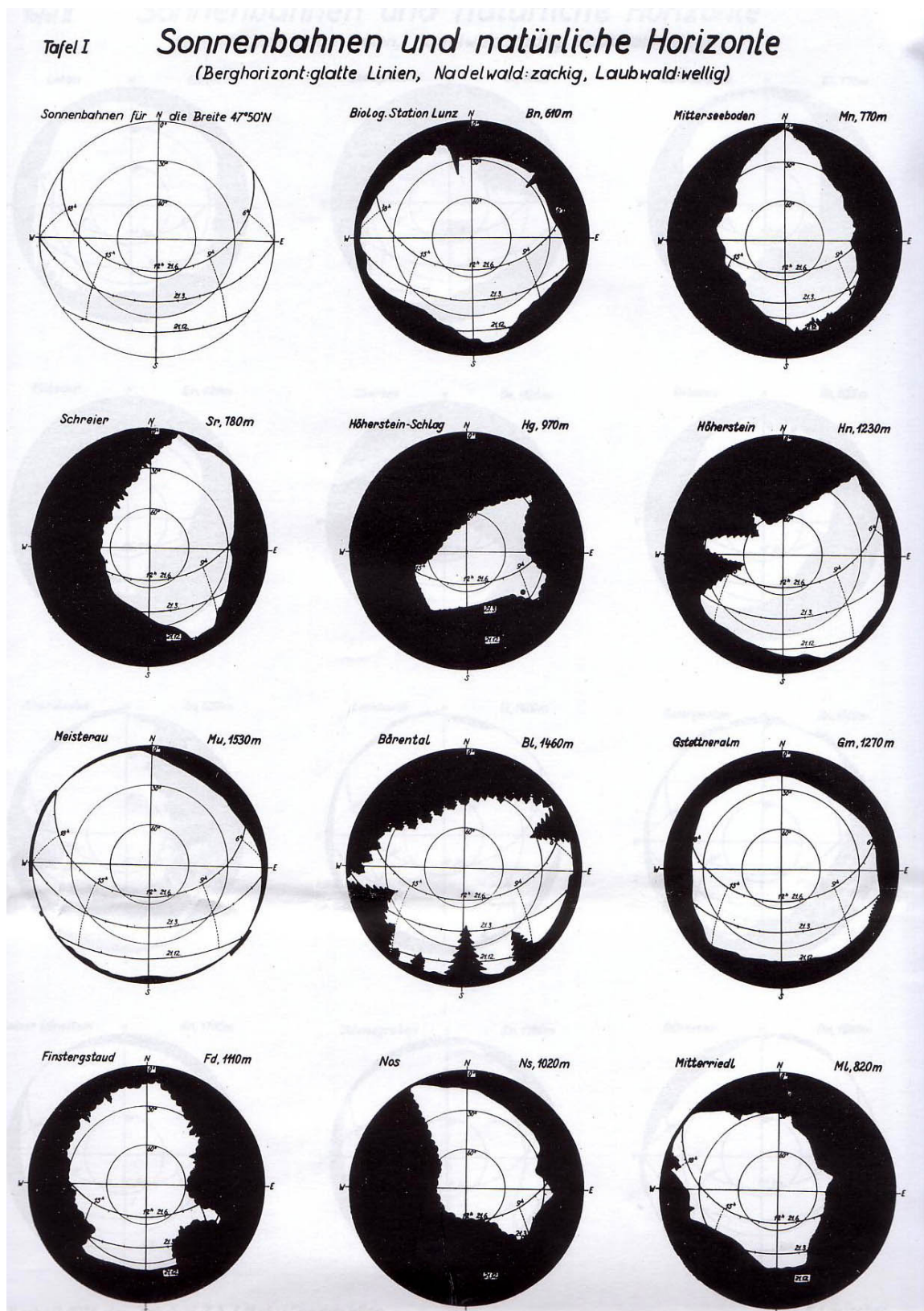


Abb. 9 Sonnenbahnen und natürliche Horizonte für verschiedene Kleinklimastationen. (Quelle: Lauscher 1937)

4 Messungen im Grünloch und Umgebung 2001/2002 (Ablauf, Messgeräte)

Schon seit einiger Zeit war wieder Interesse an meteorologischen Messungen in den Kaltluftseen dieser „geschichtsträchtigen“ Region vorhanden, doch erst im Jahr 2001 wurden diese Pläne schließlich in die Realität umgesetzt. Es war daran gedacht, die alten Forschungen mit modernen Messgeräten zu wiederholen bzw. zu erweitern. Den Stein des Anstoßes dafür gab Dave Whiteman, der in Folge eines ähnlichen Experiments in einer Doline in den USA (Peter Sinks, Utah, Clements et al., 2003), für dieses Messprojekt eine große Anzahl von Temperatursensoren zur Verfügung stellte.

Im Herbst 2001 war es schließlich so weit: In einer Kooperation des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien (IMG), des Instituts für Meteorologie und Physik der Universität für Bodenkultur in Wien (IMP) sowie des Pacific Northwest National Laboratory in Richland, USA (PNNL) wurde im Oktober 2001 begonnen, Messgeräte zu installieren. Das Hauptinteresse lag dabei in Temperaturmessungen. Dafür wurden 58 Temperatursensoren (HOBO) vom PNNL im Untersuchungsgebiet aufgestellt. Zudem wurden drei automatische Wetterstationen (Väisälä) des IMG und einige Windmasten des IMP betrieben.

Es war geplant, noch vor Wintereinbruch eine mehrere Nächte lang dauernde Intensivmesskampagne mit Fesselballons und zusätzlichen Strahlungsmessgeräten durchzuführen. Leider stellte sich keine günstige Strahlungswetterlage ein, bevor sich ab Mitte November schon eine dicke Schneedecke ausgebildet hatte, die den Zugang zum Messgebiet massiv erschwerte. Während des Winters waren zahlreiche Messgeräte unter der bis zu 2,5 m hohen Schneedecke begraben. Die Last des Schnees führte auch zu einigen Beschädigungen am Material. Um kontinuierliche Daten zu bekommen, mussten die Speicher der Temperatursensoren allerdings mehrmals geleert und die Stromversorgung der Wetterstationen gewährleistet werden, was einige winterliche Expeditionen in das Untersuchungsgebiet notwendig machte. Eine große Hilfe bei diesen Aktivitäten waren auch mehrere sehr engagierte Studenten der Universität Wien, die auch bei widrigsten Umständen bereit waren, bei diesen Begehungen mitzumachen. Erst nachdem der meiste Schnee geschmolzen war, konnte begonnen werden, die Schäden des Winters zu beheben, und Mitte Mai war schließlich alles für die Intensivmessphase bereit. Von 2. bis 4. Juni 2002 stellte sich eine Hochdruckwetterlage

ein, die für die Messungen ideale Bedingungen schuf. Zusätzlich zu den bereits im Gebiet befindlichen Temperatursensoren und Wetterstationen wurden zwei Tethersonden betrieben (eine vom IMP und eine von der ZAMG angemietet), um Informationen aus der freien Atmosphäre zu erhalten. Außerdem führte Philipp Weihs (IMP) Strahlungsmessungen durch, und es wurde ein Ultraschall-Anemometer des IMG aufgestellt.

Nach diesen Messungen wurden alle Geräte wieder entfernt. In den darauffolgenden zwei Jahren wurden im Grünloch jedoch erneut Temperatursensoren installiert, und auch für die Zukunft sind weitere Forschungen in diesem Gebiet geplant.

4.1 Standorte der Messungen 2001/02

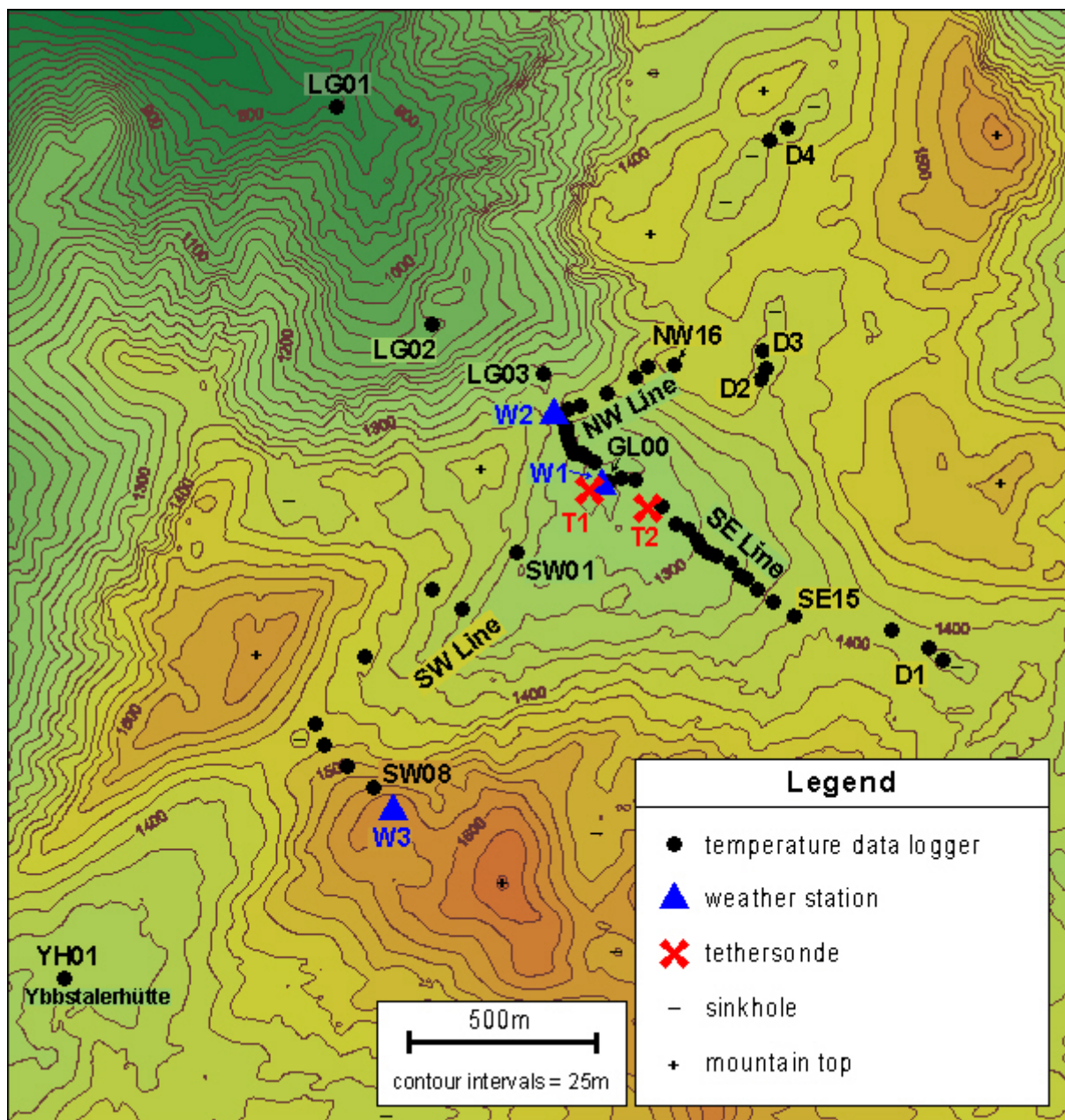


Abb. 10 Die Standorte der Messgeräte während des Winters 2001/2002 sowie während der Intensivmessphase im Juni 2002. (vgl. auch Abb. 1)

Name der Doline	Seehöhe am Grund der Doline (m MSL)	Ausflusshöhe h (m)	Durchmesser in Höhe h (m)	Einzugsgebiet A unter h (m^2)	Volumen V unter h (m^3)	Gesamtes Einzugsgebiet A_T (m^2)	Mittl. Hangneigung α unter h
D0 Grünloch	1270	54	600	295,000	7,000,000	2,120,000	11.7°
D1 Seekopfalm	1368	26	250	51,000	550,000	245,000	12.5°
D2 unbenannt	1393	7	45	1,600	2,700	313,000	12.2°
D3 unbenannt	1381	19	75	4,440	19,300	313,000	29.5°
D4 unbenannt	1372	22	76	4,560	41,000	334,500	32.3°

Tab. 2 Geometrische Informationen der Dolinen, die während der Messungen mit Messgeräten ausgerüstet waren.

Der wesentlichste Bestandteil des Feldexperiments waren 58 **HOBO-Temperatur-sensoren** (Abb. 12), die es erlaubten, Temperaturmessungen mit einer sehr hohen räumlichen Auflösung durchzuführen. Details zu diesen Geräten sind in Whiteman et al. (2000) nachzulesen. Diese Temperatursensoren wurden an zwei Hängen des Grünlochs mit einem vertikalen Abstand von nur fünf Metern aufgestellt (in nordwestlicher Richtung zum niedrigsten Sattel beim Lechnergraben und in südöstlicher Richtung zur Doline Seekopfalm). Bis zur Höhe des niedrigsten Sattels (gleichzeitig NW10) wurde jene hohe räumliche Auflösung auf diesen beiden Reihen gewählt, während weiter oben nur mehr alle 20 Höhenmeter Messgeräte aufgestellt wurden. Zusätzlich zu diesen beiden Reihen wurden noch acht HOBOS in einer Reihe in südwestlicher Richtung vom Zentrum der Doline installiert. Diese Reihe führte auf den Gipfel des Kleinen Hühnerkogels. Dadurch erhielt man auch Informationen über die Temperaturverhältnisse in den höheren Regionen. Die Bezeichnung der Stationen erfolgte immer nach dem gleichen Schema: SExx, NWxx, SWxx bezeichnen die jeweilige Reihe, die Zahlen geben in ansteigender Folge die Stationen vom Dolinenboden bis zu den höchstgelegenen an.

Die Temperatursensoren wurden auf 1,5 m hohen Holzpflocken angebracht, wobei an einigen Stellen (GL00, SE14, NW06, NW10, D301, D401) noch ein zweiter Sensor in 2,4 m Höhe angebracht wurde.

Als zeitliche Auflösung der Daten wurden fünf Minuten gewählt. Bei dieser Konfiguration konnten Werte von ungefähr drei Monaten aufgezeichnet werden, bis die Speicher geleert werden mussten.

Zusätzlich zum Grünloch wurden noch vier andere Dolinen auf dem Dürrensteinplateau mit HOBOS ausgestattet. Diese Dolinen weisen alle eine deutlich geringere Fläche als das Grünloch auf. D1 (Seekopfalm) hat bei gleicher Hangneigung wie das Grünloch nur

etwa ein Zehntel des Volumens der großen Doline, während D3 und D4 deutlich steilere Hänge aufweisen (30° verglichen mit 12° bei D0 und D1, wobei das Volumen noch viel geringer ist). Bei D2 – D4 waren jeweils der Boden und der Sattel mit einem „HOBO“ bestückt.

Tab. 3 gibt eine vollständige Auflistung aller Temperatursensoren mit den genauen Standorten.

Die drei **automatischen Wetterstationen** (Väisälä, Abb. 13) wurden am Boden des Grünlochs (W1, 1270 m), am Sattel zum Lechnergraben (W2, 1324 m) sowie auf dem Kleinen Hühnerkogel (W3, 1601 m) aufgestellt. W1 sollte die tiefen Temperaturen am Grund der Doline messen und dazu Informationen über Feuchtigkeit und Wind liefern. W2 war primär vorgesehen, um die Charakteristika des Ausflusses der kalten Luft aus der Doline zu messen. W3 sollte Informationen aus der freien Atmosphäre oberhalb der Inversion liefern. Aufgrund von Problemen bei der Stromversorgung, die teilweise über Solarpanels erfolgte, und wegen der hohen Schneelage war es leider nicht möglich, diese Stationen den ganzen Winter über kontinuierlich zu betreiben. Die vorhandenen Daten zeigen jedoch sehr interessante Ergebnisse und wurden auch in dieser Arbeit verwendet. In Tab. 4 sind die Details der Standorte nachzulesen.

Die **Tethersonde** TS1 (1270 m, Abb. 11) wurde nahe W1 und GL00 am Boden des Grünlochs betrieben, TS2 stand unmittelbar bei SE03 (1286 m), etwa 200 m südöstlich des tiefsten Punktes der Doline.



Abb. 11 Tethersonde TS 1 am Morgen des 4. Juni 2002. Im Vordergrund ist der Temperatursensor SE01 zu erkennen.

Name	Koordinaten (Grad)		Seehöhe
	N	E	[m]
GL 00	47°49'13,2"	15°02'42,5"	1270
NW 01	47°49'15,3"	15°02'41,0"	1275
NW 02	47°49'15,7"	15°02'39,9"	1282
NW 03	47°49'16,2"	15°02'39,2"	1287
NW 04	47°49'16,0"	15°02'39,2"	1294
NW 05	47°49'15,9"	15°02'38,2"	1299
NW 06	47°49'17,1"	15°02'37,5"	1304
NW 07	47°49'17,3"	15°02'37,2"	1309
NW 08	47°49'18,1"	15°02'36,8"	1315
NW 09	47°49'18,2"	15°02'36,7"	1320
NW 10	47°49'19,3"	15°02'36,6"	1324
NW 11	47°49'20,0"	15°02'37,5"	1332
NW 12	47°49'20,3"	15°02'38,8"	1337
NW 13	47°49'21,4"	15°02'41,8"	1350
NW 14	47°49'22,8"	15°02'45,5"	1370
NW 15	47°49'23,9"	15°02'46,7"	1392
NW 16	47°49'24,1"	15°02'50,1"	1412
SE 01	47°49'14,1"	15°02'43,1"	1275
SE 02	47°49'14,6"	15°02'44,9"	1280
SE 03	47°49'11,8"	15°02'49,4"	1285
SE 04	47°49'09,7"	15°02'53,1"	1291
SE 05	47°49'10,1"	15°02'53,7"	1296
SE 06	47°49'08,4"	15°02'54,8"	1300
SE 07	47°49'07,8"	15°02'55,4"	1305
SE 08	47°49'07,5"	15°02'56,0"	1310
SE 09	47°49'07,2"	15°02'56,9"	1315
SE 10	47°49'06,3"	15°02'59,0"	1320
SE 11	47°49'06,4"	15°03'00,4"	1325

Tab. 3 Standorte der Temperatursensoren

Name	Koordinaten (Grad)		Seehöhe
	N	E	[m]
SE 12	47°49'05,4"	15°03'00,8"	1331
SE 13	47°49'05,0"	15°03'01,4"	1340
SE 14	47°49'03,8"	15°03'02,1"	1360
SE 15	47°49'02,2"	15°03'07,0"	1378
SE 16	47°49'00,4"	15°03'21,0"	1394
SE 17	47°48'59,3"	15°03'25,7"	1382
SE 18	47°48'57,8"	15°03'27,8"	1368
SW 01	47°49'07,0"	15°02'30,2"	1311
SW 02	47°49'02,1"	15°02'23,6"	1352
SW 03	47°49'03,7"	15°02'19,6"	1390
SW 04	47°48'57,4"	15°02'10,5"	1433
SW 05	47°48'50,6"	15°02'03,8"	1458
SW 06	47°48'49,3"	15°02'05,2"	1472
SW 07	47°48'14,8"	15°02'09,2"	1513
SW 08	47°48'45,5"	15°02'11,9"	1550
D2 01	47°49'23,0"	15°03'01,9"	1393
D2 02	47°49'24,0"	15°03'02,6"	1400
D3 01	47°49'25,2"	15°03'02,1"	1381
D3 02=			
D2 02	47°49'24,0"	15°03'02,6"	1400
D4 01	47°49'46,8"	15°03'05,9"	1372
D4 02	47°49'44,9"	15°03'03,3"	1400
YH 01	47°48'28,2"	15°01'31,2"	1344
LG 01	47°49'27,4"	15°02'00,5"	820
LG 02	47°49'27,8"	15°02'27,8"	1100
LG 03	47°49'21,0"	15°02'33,6"	1270

Name	Koordinaten (Grad)		Seehöhe
	N	E	[m]
W1	47°49'13,2"	15°02'42,5"	1270
W2	47°49'19,3"	15°02'36,6"	1324
W3	47°48'44"	15°02'15"	1601

Tab. 4 Standorte der automatischen Wetterstationen



Abb. 12 HOBOTemperaturensensor SW08 beim Auslesen der Daten im Mai 2002



Abb. 13 Die MAWS-Wetterstation W3 am Gipfel des Kleinen Hühnerkogel am 29. Jänner 2002

5 Mechanismen beim Auftreten der nächtlichen Temperaturinversionen

5.1 Energiebilanz an der Erdoberfläche

Die Erdoberfläche stellt jenen Bereich dar, in dem der größte Teil der atmosphärischen Energieumwandlungen stattfindet (siehe Abb. 14).

Kurzwellige Strahlung ($K\downarrow$) der Sonne wird von der Erdoberfläche absorbiert, ein Teil der einfallenden kurzwelligen Strahlung ($K\uparrow$) wird gleich wieder reflektiert. Zudem gelangt ein langwelliger Strahlungsfluss ($I\downarrow$) zur Erdoberfläche. Dieser wird von Wolken, Partikeln und Gasen in der Atmosphäre emittiert. Auch die Oberfläche selbst emittiert langwellige Wärmestrahlung ($I\uparrow$) in die Atmosphäre.

Insgesamt ist die Strahlungsbilanz (Q_S) an der Erdoberfläche – global betrachtet – positiv. Der Überschuss an zugeführter Energie wird durch zwei turbulente Energieströme in Form von fühlbarer Wärme (Q_H) und latenter Wärme (Q_E) wieder abgegeben. Zusätzlich wird auch Energie in den Boden geleitet (Bodenwärmestrom, Q_G).

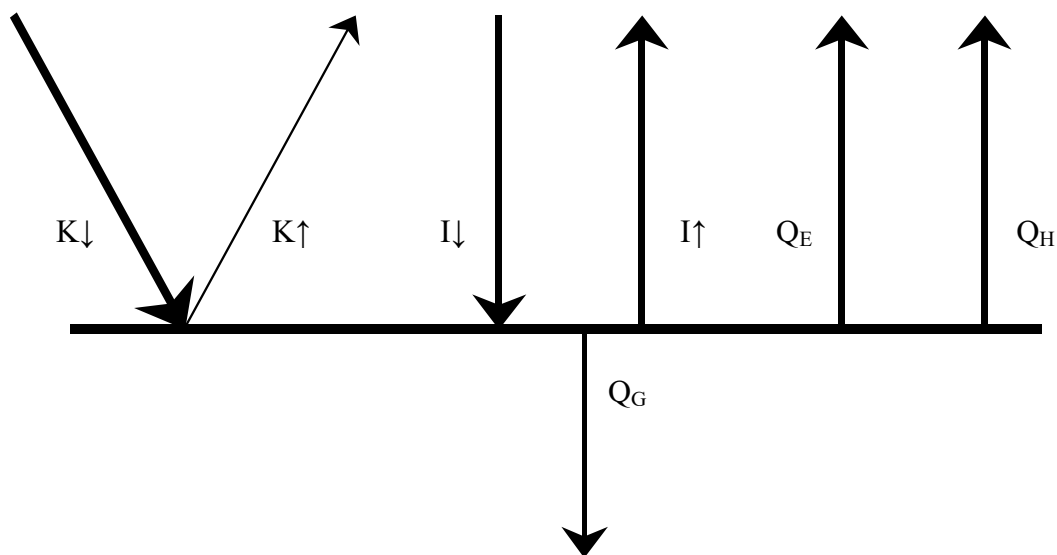


Abb. 14 Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an der Erdoberfläche. Die Bedeutung der einzelnen Komponenten wird im Text behandelt. (nach: Foken 2003)

Nach dem Energieerhaltungssatz muss die Energiebilanz ausgeglichen sein und man erhält folgende Gleichung:

$$Q_S^* + Q_H + Q_E + Q_G = 0$$

Gl. 1

wobei sich die Strahlungsbilanz Q_S^* aus der Summe der einzelnen Komponenten zusammensetzt:

$$Q_S^* = K \uparrow + K \downarrow + I \uparrow + I \downarrow$$

Gl. 2

5.2 Betrachtung der einzelnen Komponenten am Beispiel Grünloch

Die einfallende **kurzwellige Strahlung** der Sonne ($K \downarrow$) wird besonders im Winter bei Neuschnee zu einem sehr großen Teil reflektiert ($K \uparrow$). Nach Foken (2003) hat sauberer Schnee ein Reflexionsvermögen (Albedo) von 0.75 - 0.98, was bedeutet, dass bis zu 98 % der ankommenden solaren Energie wieder reflektiert werden und somit zur Erwärmung der Luft fast nicht beitragen.

Sobald die Schneedecke geschmolzen ist, ändern sich die Verhältnisse stark, denn Gras hat eine Albedo von lediglich 0.18 - 0.20.

Die **langwellige Strahlung** ($I \downarrow$) ist umso geringer, je trockener und kälter die Luftmassen über der Doline sind. Besonders tiefe Temperaturen treten daher in klaren Strahlungsnächten mit sehr trockener Luft auf. Der Strahlungsfluss wird erhöht, wenn sich Wolken über der Doline befinden. Bei klarem Himmel entspricht die infrarote Gegenstrahlung etwa einer Schwarzstrahler-Temperatur von -55°C (vgl. Foken 2003). Der vom Erdboden weg gerichtete Strahlungsfluss ($I \uparrow$) kann wie folgt beschrieben werden:

$$I = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Gl. 3

Frischer Schnee weist ein infrarotes Emissionsvermögen ε von 0.986 auf und verhält sich somit in guter Näherung wie ein schwarzer Strahler.

Bei Beobachtungen konnte festgestellt werden, dass die nächtliche Strahlungsbilanz $I_{\downarrow} + I_{\uparrow}$ am Grund der Doline in klaren, windstillen Nächten bis in die Morgenstunden negativ ist und kein Gleichgewichtszustand erreicht wird (Sauberer und Dirmhirn, 1956), d. h. die Temperatur sinkt langsam weiter ab (siehe auch Abb. 15, erste Nacht).

Bei klarem Wetter wird die Ausstrahlung in Dolinen im Gegensatz zu Ebenen durch die umliegenden Hänge gemindert. Im Fall des Grünlochs beträgt das Verhältnis der Ausstrahlung bei Abschirmung zu der bei freiem Horizont 94 % (Litschauer 1962, Lauscher 1937). Für steilere Dolinen, wie D3 oder D4, kommt man auf Werte zwischen 60 und 70 %.

Das Verhältnis zwischen **fühlbarer Wärme** (Q_H) und **latenter Wärme** (Q_E) ändert sich im Laufe eines Strahlungstages mehrfach. Bei Schneelage wird wenig solare Energie in Wärme umgewandelt. Im Sommer jedoch werden die ersten einfallenden Sonnenstrahlen in den Morgenstunden vor allem in latente Energie umgewandelt, da sich in der Nacht große Mengen an Tau oder Reif gebildet haben. Erst nach einigen Stunden, sobald das Wasser an der Oberfläche der Vegetation verdunstet ist, beginnt eine starke Tageserwärmung.

Der **Bodenwärmestrom** Q_G ist proportional zum Temperaturgradienten im Boden. Als Proportionalitätsfaktor a_G dient der molekulare Wärmeleitungskoeffizient:

$$Q_G = a_G \frac{\partial T}{\partial z}$$

Gl. 4

Es ist daher nicht überraschend, dass im Grünloch kurz nach Schneefällen die tiefsten Temperaturen und stärksten Inversionen gemessen werden, denn bei Neuschnee weist a_G den geringsten Wert auf:

Unterlage	a_G in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
Neuschnee	0.02
alter Schnee	0.34
sandiger Lehm	0.92
feuchter Sand	2.51

Tab. 5 Molekularer Wärmeleitungskoeffizient für verschiedene Unterlagen (nach: Stull 1988)

5.3 Verlauf eines idealen Strahlungstages im Grünloch

5.3.1 Fall 1: Sommer (kein Schnee)

Während des Tages, bei voller Sonneneinstrahlung, ist die Atmosphäre im Grünloch gut durchmischt. Sobald am Abend die Sonne nicht mehr direkt auf den Dolinenboden scheint, wird die Strahlungsbilanz dort negativ und die Abkühlung der bodennahen Luftschicht beginnt. Auch von den Schattenhängen fließt allmählich Kaltluft ab. Da die Kaltluft am Boden der Doline nicht abfließen kann, baut sich sehr rasch eine stabile Schichtung aus, denn die bodennahe Schicht wird durch langwellige Abstrahlung weiter abgekühlt. Die Luft, die an den Hängen abfließt, kann den Boden der Doline nicht mehr erreichen, da die dortige Luft bereits kälter und somit schwerer ist. Bald nach Sonnenuntergang stellt sich in den 50 Höhenmetern unterhalb des Sattels zum Lechnergraben eine sehr stabile Inversion ein. Die Luft, die von den höheren Hängen abfließt, strömt über die Doline hinweg in den Lechnergraben hinunter. Die Atmosphäre unterhalb dieser Schicht ist davon abgekoppelt und fast vollkommen in Ruhe, was Rauchversuche während der Intensivmessphase im Juni 2002 eindrucksvoll bestätigt haben. Die Abkühlung wird im Sommer nach wenigen Stunden durch Tau- und Reifbildung und die dadurch freiwerdende latente Wärme gebremst. Die Temperaturdifferenz zwischen Sattel und Dolinengrund beträgt im Sommer bei ungestörten Inversionen 10 bis 15 K, das bedeutet, dass ein vertikaler Temperaturgradient von 0.2 bis 0.3 Km^{-1} auftritt.

Sobald die Sonne in der Früh auf die nach Osten ausgerichteten Hänge der Doline scheint, beginnt sich die Inversion aufzulösen. Entlang der Hänge steigt die erwärmte bodennahe Luftschicht auf, und über der Dolinenmitte sinkt die Inversionsobergrenze ab. Etwa drei Stunden nach Sonnenaufgang hat sich die Inversion in der Doline aufgelöst. Dabei wurde die eintreffende solare Strahlung jedoch nur zu 6 – 8 % in fühlbare Wärme umgewandelt, das heißt zur direkten Erhöhung der Temperatur verwendet (Näheres dazu im Kap. 8). Etwa 20 % der Strahlung wird reflektiert, der bedeutendste Anteil wird allerdings für die Verdunstung von Tau und Reif aufgewendet und somit in latente Energie umgewandelt. Am Vormittag eines Strahlungstages erwärmt sich das gesamte Plateau, um dann gegen Mittag den maximalen Wert zu erreichen. Der Temperaturverlauf einer sommerlichen Nacht ist in Abb. 16 zu sehen. Als Vergleich dazu dient Abb. 17: Mitte Oktober dauert die Nacht viel länger, die Temperaturen sind aufgrund der nicht vorhandenen Schneedecke jedoch nur kaum tiefer als Anfang Juni.

Die Inversionsstärke ist in allen betrachteten Fällen nur in geringem Maße von der Länge der Nacht bestimmt. Die auf Seite 29 getroffene Aussage, dass sich die Abkühlung bis in die Morgenstunden fortsetzt, bleibt gültig, die Abkühlungsrate ist in der zweiten Nachthälfte allerdings nur gering. Vielmehr überwiegt der Einfluss unterschiedlicher Temperatur- und Feuchteverhältnisse der Luftmasse über der Doline für die beobachtete Inversionsstärke.

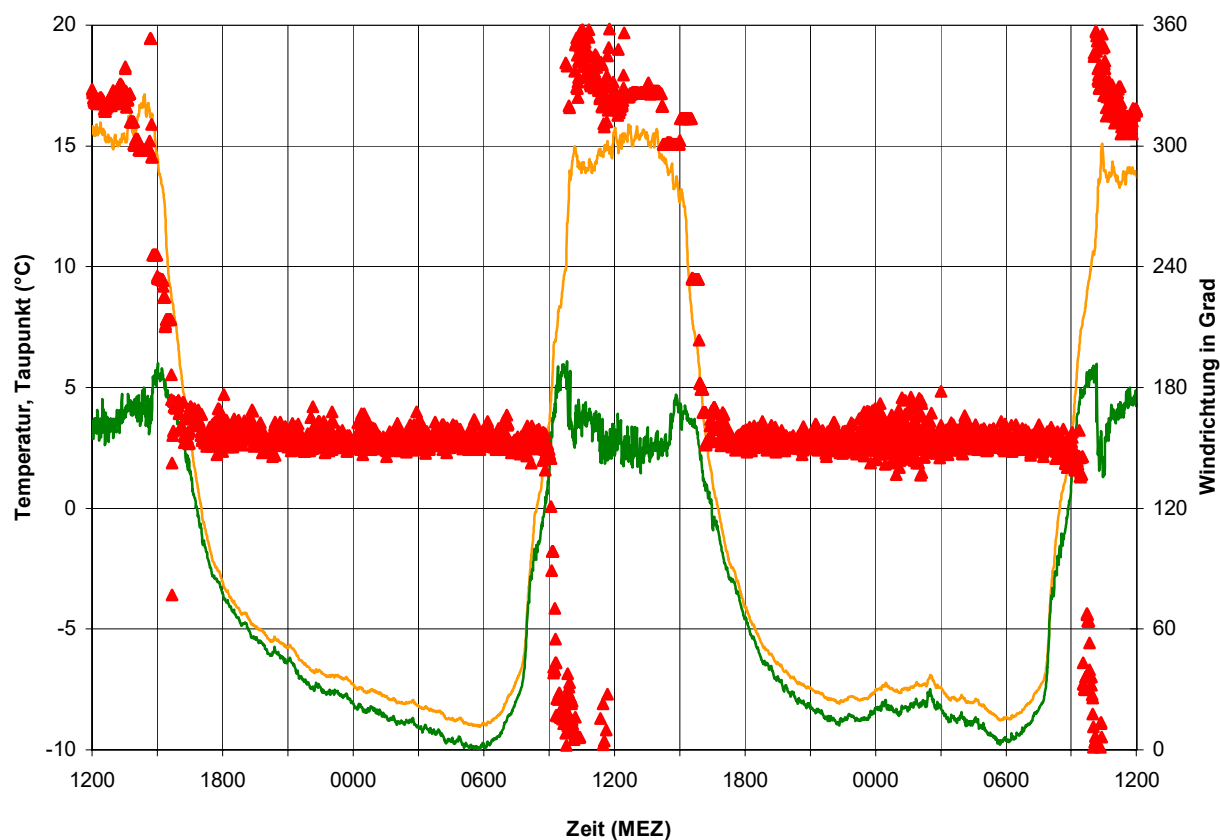


Abb. 15 Verlauf von Temperatur (orange) und Taupunkt (grün) in zwei Strahlungsnächten (18. – 20. 10. 2001). Zusätzlich ist mit roten Dreiecken die Windrichtung am Sattel zum Lechnergraben angegeben. Die erste Nacht weist einen idealen Temperaturverlauf auf, in der zweiten Nacht gab es ab Mitternacht kleine Störungen durch stärkeren Wind bis 5 m/s auf den umliegenden Gipfeln.

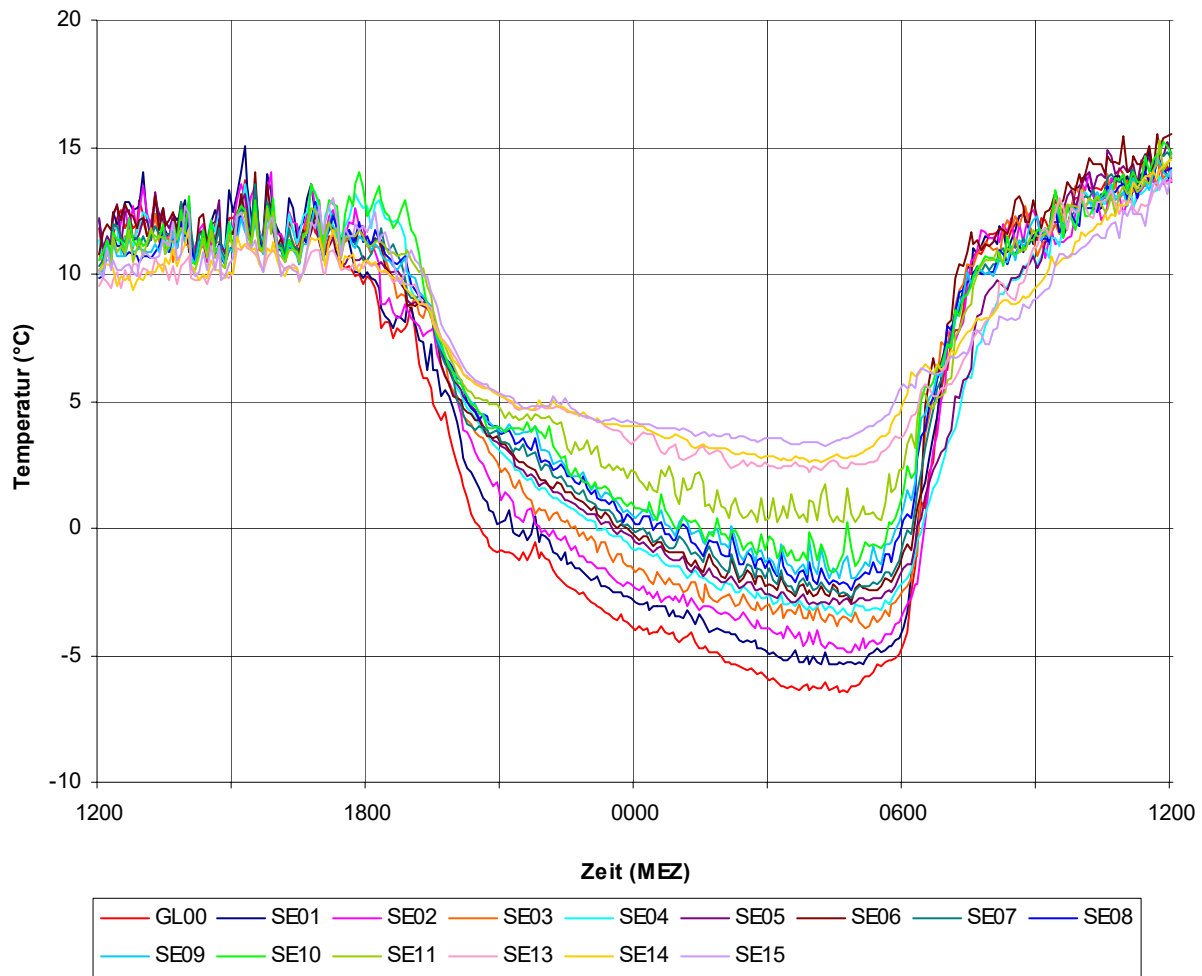


Abb. 16 Temperaturverlauf in der Nacht vom 2. zum 3. Juni 2002 im Grünloch und den südöstlichen Hangstationen. Die Lage der Stationen ist im Kapitel 4.1 erklärt. In dieser Abbildung ist deutlich zu erkennen, dass die maximale Inversionsstärke 10 K nicht übersteigt. Die astronomische Länge der Nacht beträgt nur 8 h 25 min (von 19:45 bis 4:10 MEZ)

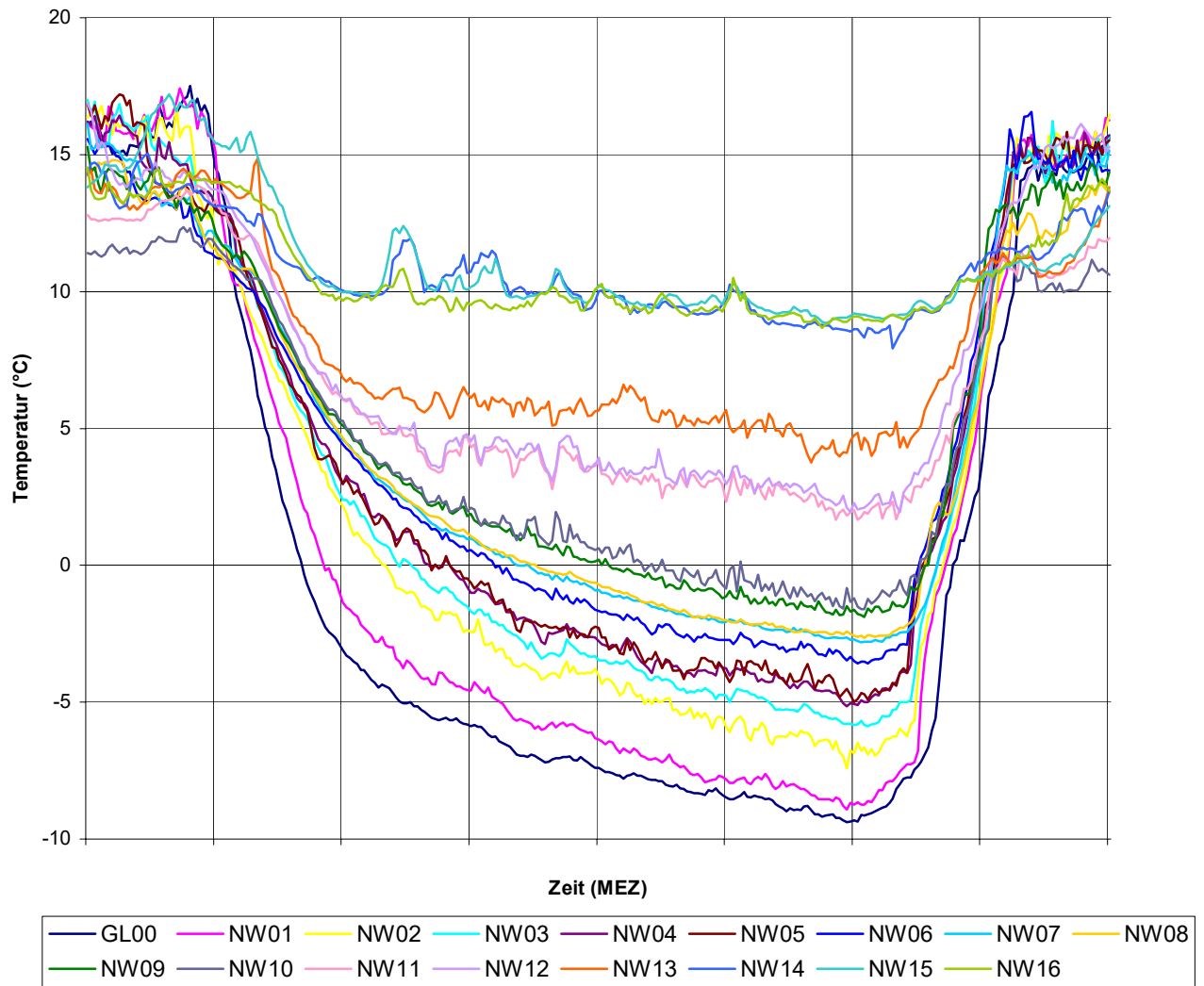


Abb. 17 Temperaturverlauf in der Nacht vom 18. zum 19. Oktober 2001 im Grünloch und an den nordwestlichen Hangstationen. Die astronomische Länge der Nacht betrug 13 h 24 min (von 17:04 bis 6:28 MEZ).

5.3.2 Fall 2: Winter (mit Schneedecke)

Sobald eine Schneedecke vorhanden ist, ändern sich die Verhältnisse deutlich. Tagsüber wird der größte Anteil der einfallenden Sonnenstrahlung vom Schnee reflektiert. Sobald der Boden der Doline nicht mehr von der Sonne beschienen wird, bildet sich sehr rasch eine bodennahe Inversion, die in dem Maße wächst, wie die umliegenden Berge ihre Schatten auf die Doline werfen. In den ersten Stunden ist die Abkühlungsrate sehr groß (bis zu 8 K pro Stunde konnten im Winter gemessen werden).

In einer ungestörten Inversionsnacht hängt das zu erwartende Temperaturminimum von folgenden Faktoren ab:

- von der Temperatur der umgebenden Luftmasse,
- von der Luftfeuchtigkeit
- von der Beschaffenheit der Oberfläche (Neuschnee, Altschnee).

Die tiefsten Temperaturen und stärksten Inversionen werden demnach bei lockerem Neuschnee und trockenen, kalten Luftmassen gemessen. Die Dauer der Nacht hat hingegen nur einen geringen Einfluss auf das Temperaturminimum, da die Abkühlungsrate bereits wenige Stunden nach Sonnenuntergang deutlich zurückgeht.

Die stärksten beobachteten Inversionen betrugen über 30 K auf 100 m Höhe. In der Doline auf der Seekopfmalm sind sogar noch höhere vertikale Temperaturgradienten möglich – bis zu 1 K pro Meter (!) konnten dort gemessen werden.

Zur Zeit der Wintersonnenwende lösen sich bei länger andauernden Strahlungswetterlagen die Inversionen im Grünloch nicht vollständig auf. So konnten etwa zwischen Ende November und Mitte Jänner auch mehrere Tage andauernde Inversionen beobachtet werden. Die tiefstehende Sonne erreicht den Boden des Grünlochs während dieser Zeit nur sehr kurz, manche Bereiche bleiben überhaupt abgeschattet. Trotz tieferer Ausgangstemperaturen wird es in der zweiten Nacht meist nicht kälter als in der ersten. Grund dafür ist einerseits die Setzung der Schneedecke und der dadurch höhere Bodenwärmestrom sowie das „Altern“ der Luftmasse in einem länger andauernden Hochdruckgebiet.

In Abb. 18 sieht man den Temperaturverlauf in zwei Winternächten. In der ersten Nacht klart es nach Schneefällen um etwa 2000 MEZ auf, danach sinkt die Temperatur in der Doline auf -28°C . Tagsüber findet eine Erwärmung der Hangstationen statt, am Boden der Doline kann die kalte Luft nicht ganz ausgeräumt werden. In der zweiten Nacht

sinkt die Temperatur nicht tiefer als in der ersten Nacht. Die Schneehöhe beträgt zu diesem Zeitpunkt ungefähr 60 cm.

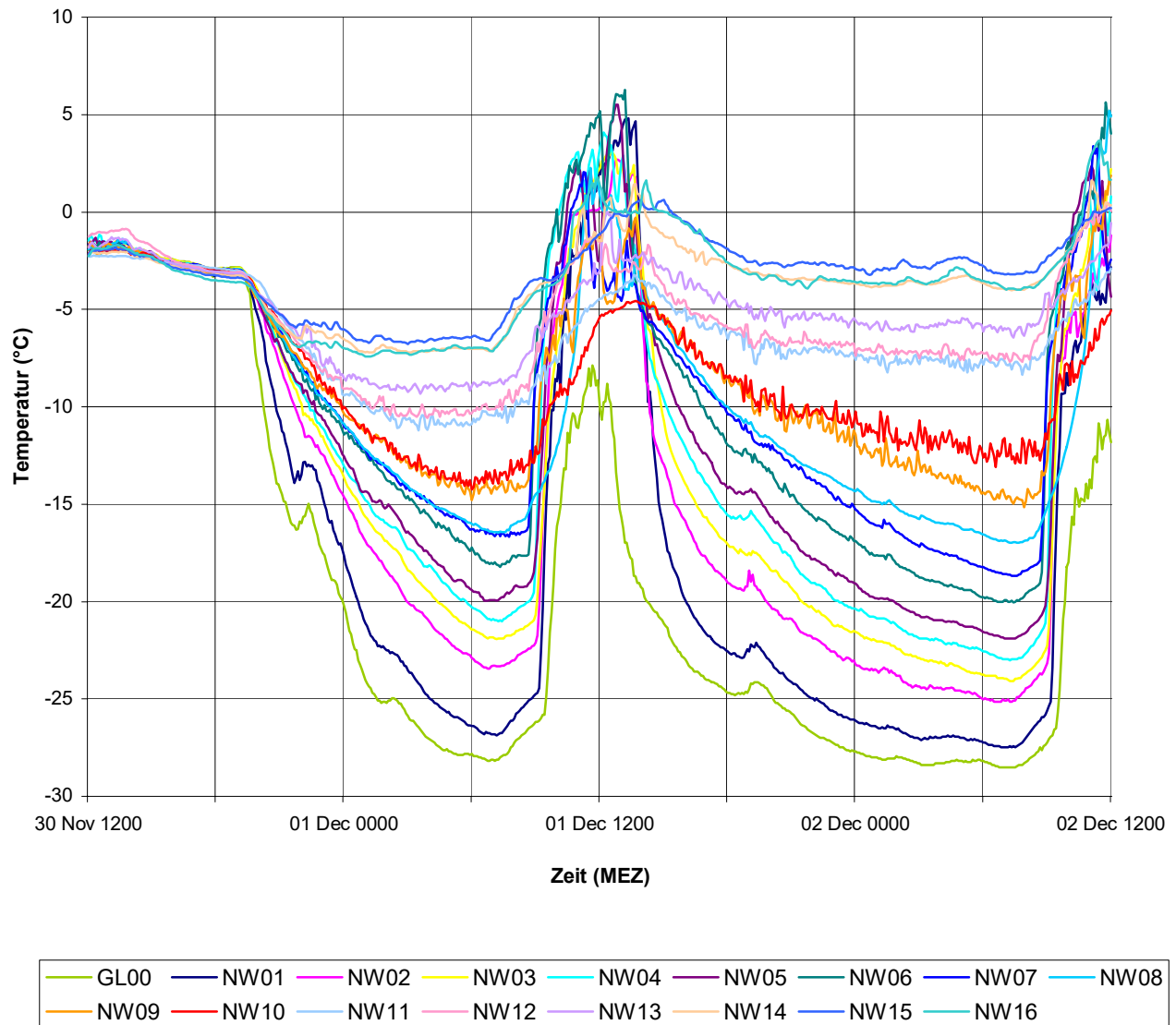


Abb. 18 Temperaturverlauf im Grünloch und an den nordwestlichen Hangstationen in zwei Nächten (30. 11. 2001 – 2. 12. 2001).

6 Statistische Übersicht über das Auftreten und die Stärke von Inversionen im Grünloch

6.1 Vergleich der durchschnittlichen Inversionsstärke in verschiedenen Jahreszeiten

Mit dem vorhandenen Datenmaterial seit 2001 bietet es sich an, einen Vergleich von Temperaturinversionen zu unterschiedlichen Jahreszeiten (d. h. mit unterschiedlichen Bodenverhältnissen) durchzuführen.

Für den Winter 2001/02 liegen die umfangreichsten Informationen vor. Zwischen 18. 10. 2001 und 4. 6. 2002 wurden für alle 230 Nächte die Temperaturen im Grünloch (Station SE01) mit dem Durchschnitt der Temperaturen von Rax und Feuerkogel verglichen. Insgesamt wiesen 99 der 230 Nächte (das sind 43 % aller Nächte) eine Inversion mit einer Stärke von >5 K auf. Man sieht allerdings aus Tab. 6, dass die Verteilung innerhalb der einzelnen Monate höchst unterschiedlich ist und stark von den vorherrschenden Großwetterlagen abhängt. Die relative Häufigkeit für das Auftreten von Inversionen ist in Tab. 7 zu sehen. In 7 Nächten (zwischen 9. 12. und 6. 1.) konnten Temperaturen unter -30°C gemessen werden, einmal (am 4. 1. 2002) sogar $-40,9^{\circ}\text{C}$.

	verfügbare Nächte	5-10 K	10-15 K	15-20 K	20-25 K	25-30K	>30K
Oktober	14	1	2	4	-	-	-
November	30	2	2	2	3	-	-
Dezember	31	2	1	2	6	2	-
Jänner	31	4	4	3	7	4	1
Februar	28	5	2	1	-	-	-
März	31	5	3	7	1	-	-
April	30	6	2	-	-	-	-
Mai	31	5	7	1	-	-	-
Juni	4	-	2	-	-	-	-
gesamt	230	30	25	20	17	6	1

Tab. 6 Übersicht über die Verteilung der Inversionsstärken nach Monaten für 2001/2002.

Im darauffolgenden Winter 2002/2003 gibt es nur vom Zeitraum zwischen 16. 11. 2002 und 11. 1. 2003 brauchbare Daten. Die Temperaturen im Grünloch wurden mit einer Station nördlich der Doline in freier Lage (nahe NW 15) verglichen. In diesen 57 Nächten traten 23 Mal Inversionen mit einer Stärke von >5 K auf (40 % aller Nächte). Dabei betrug die tiefste gemessene Temperatur -35°C (am 9. 1. 2003). Als am 12. 1. die Temperaturen unter -40°C sanken, versagten jedoch die Batterien der Messgeräte.

Im Zeitraum zwischen 10. 12. 2003 und 19. 1. 2004 traten 17 Mal Inversionen auf (41 % der Nächte). In dieser Periode sanken die Temperaturen zweimal unter -40°C . Der Rekord betrug $-47,1^{\circ}\text{C}$, er wurde am 25. Dezember 2003 erreicht.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass im Grünloch in ungefähr 4 von 10 Nächten eine deutliche Temperaturinversion auftritt. Dabei kann der Temperaturunterschied im Winter durchaus 20 K und mehr betragen. Die stärkste Inversion wurde am 25. 12. 2003 mit einer Temperaturdifferenz von 35 K gemessen (vgl. Kap. 6.2).

Jahr	Nächte gesamt	Inversionsnächte	relative Häufigkeit
2001/02	230	99	43 %
2002/03	57	23	40 %
2003/04	40	17	41 %
gesamt	327	139	42 %

Tab. 7 Relative Häufigkeit des Auftretens von Inversionen > 5 K im Grünloch

Für Abb. 19 wurden die Temperaturen verschiedener Nächte des Winters 2001/02 „normiert“. In der Abbildung dargestellt ist die Temperaturdifferenz der Stationen im Grünloch und an dessen Nordwesthang von den Werten der Station NW 15 (über den nächtlichen Inversionen), die auf Null gesetzt wurden.

Für Strahlungsnächte in verschiedenen Monaten wurde jeweils eine durchschnittliche Inversionsstärke ermittelt. Die Messwerte für diese Darstellung stammen ausschließlich vom Zeitpunkt des astronomischen Sonnenaufgangs.

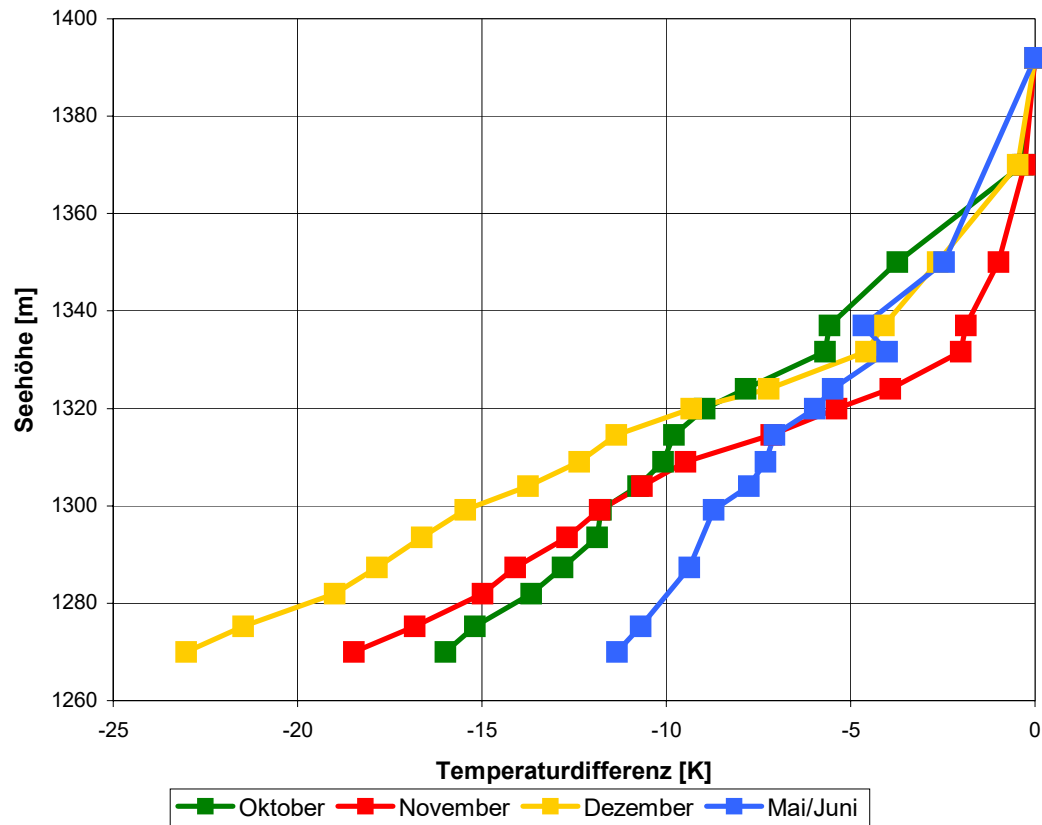


Abb. 19 Vergleich der Inversionsstärke im Grünloch bei Sonnenaufgang zu unterschiedlichen Jahreszeiten

Monat	Bodenverhältnisse	verwendete Daten	durchschnittliche Inversionsstärke
Oktober	kein Schnee, trockenes Gras	18.10., 19.10., 20.10., 27.10., 4.11.	16.0 K
November	15 cm Schnee	16.11., 17.11., 18.11., 19.11.	18.5 K
Dezember	50-100 cm Schnee	1.12., 2.12., 3.12., 9.12.	23.0 K
Mai/Juni	Schneereste, feuchter Boden	1.5., 2.5., 7.5., 11.5., 16.5., 17.5., 18.5., 31.5., 3.6., 4.6.	11.3 K

Tab. 8 Bodenverhältnisse und verwendete Daten für Abb. 19

6.2 Absolutes Temperaturminimum der letzten Jahre

Das absolute Temperaturminimum soll nun noch einmal gesondert betrachtet werden. Die tiefste Temperatur bei den Messungen der letzten Jahre trat, wie bereits erwähnt, in der Christnacht 2003 auf. Am Boden des Grünlochs (1270 m MSL) wurden $-47,1^{\circ}\text{C}$ erreicht, in der Doline auf der Seekopfalm (1368 m MSL) $-46,1^{\circ}\text{C}$. Zur selben Zeit hatte es auf dem Ahornboden (1415 m MSL), etwa 500 m nördlich der Doline, nur $-12,5^{\circ}\text{C}$ (siehe Abb. 20), wobei auch dieser Ort noch um ein paar Grad kälter war als die Temperatur in der freien Atmosphäre (Abb. 21).

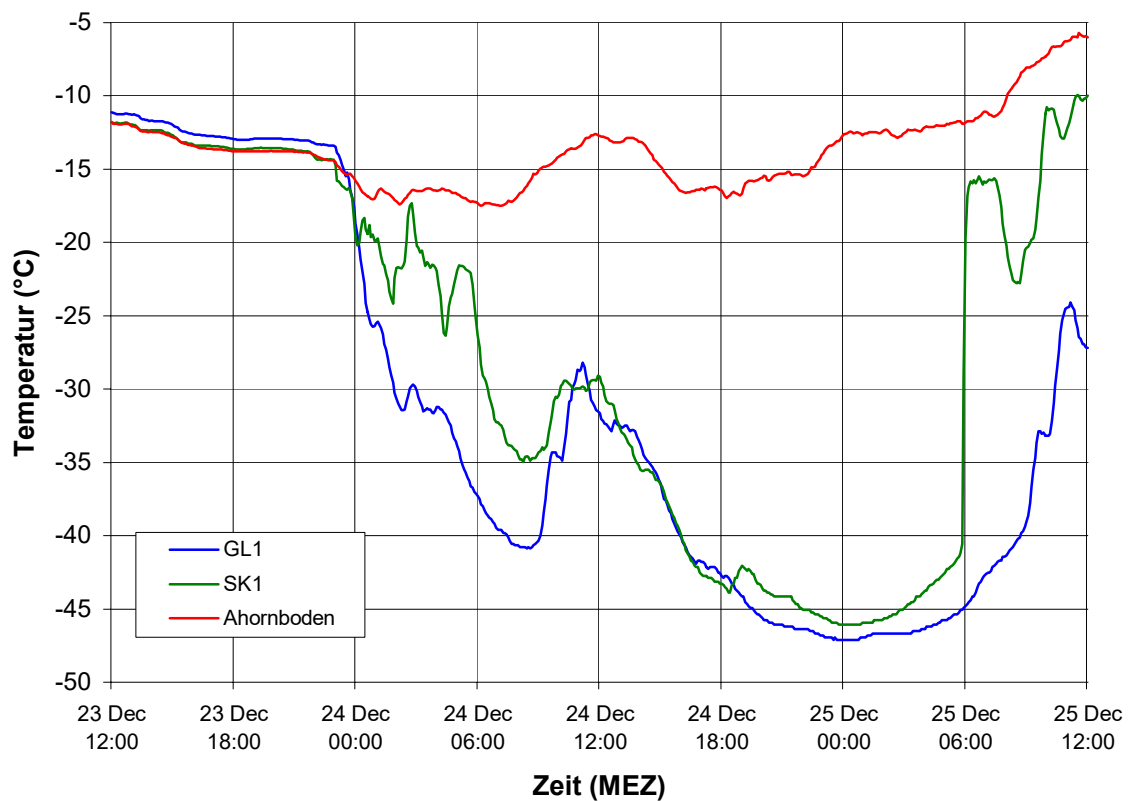


Abb. 20 Temperaturverlauf im Grünloch, auf der Seekopfalm und am Ahornboden (nahe Station NW16) von 23. bis 25. 12. 2003. Am 24. 12. betrug das Temperaturmaximum im Grünloch -28°C , bevor in der darauffolgenden Nacht $-47,1^{\circ}\text{C}$ erreicht wurden.

Als Vergleich dazu meldeten am 25. 12. 2003 um 0100 MEZ umliegende Bergstationen folgende Werte (jeweils Temperatur und Taupunkt): Rax (1546 m) $-10/-26$; Schöckl (1436 m) $-12/-28$; Feuerkogel (1618 m) $-6/-36$. Man sieht also, dass die Luftmasse tatsächlich extrem trocken war. Dies bestätigt auch der Radiosondenaufstieg von Wien (Abb. 21). Dort wurde in einer Höhe von etwa 1700 m mit -55°C ein sehr tiefer Taupunkt gemessen, während die Temperatur mit etwa -8°C für die Jahreszeit nicht sonderlich niedrig war.

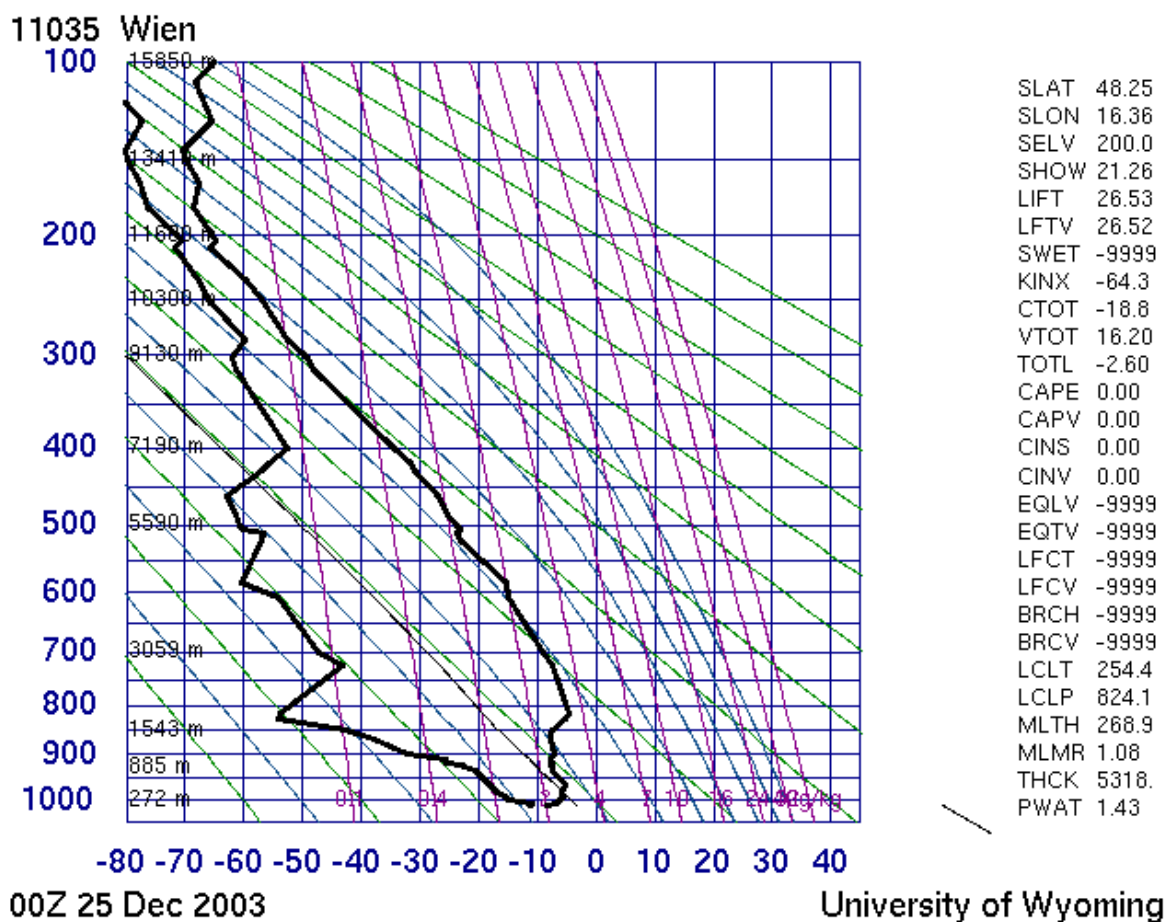


Abb. 21 Radiosondenaufstieg von Wien-Hohe Warte am 25. 12. 2003 um 00 UTC (Quelle: University of Wyoming, <http://weather.uwyo.edu>)

Auf der synoptischen Analyse (Abb. 22) kann man am Boden genau über dem Osten Österreichs einen Hochdruckkern erkennen. In der Höhe findet an der Vorderseite des nördlich von Österreich gelegenen Hochdruckkeils Absinken statt, was zu sehr trockenen Luftmassen führt.

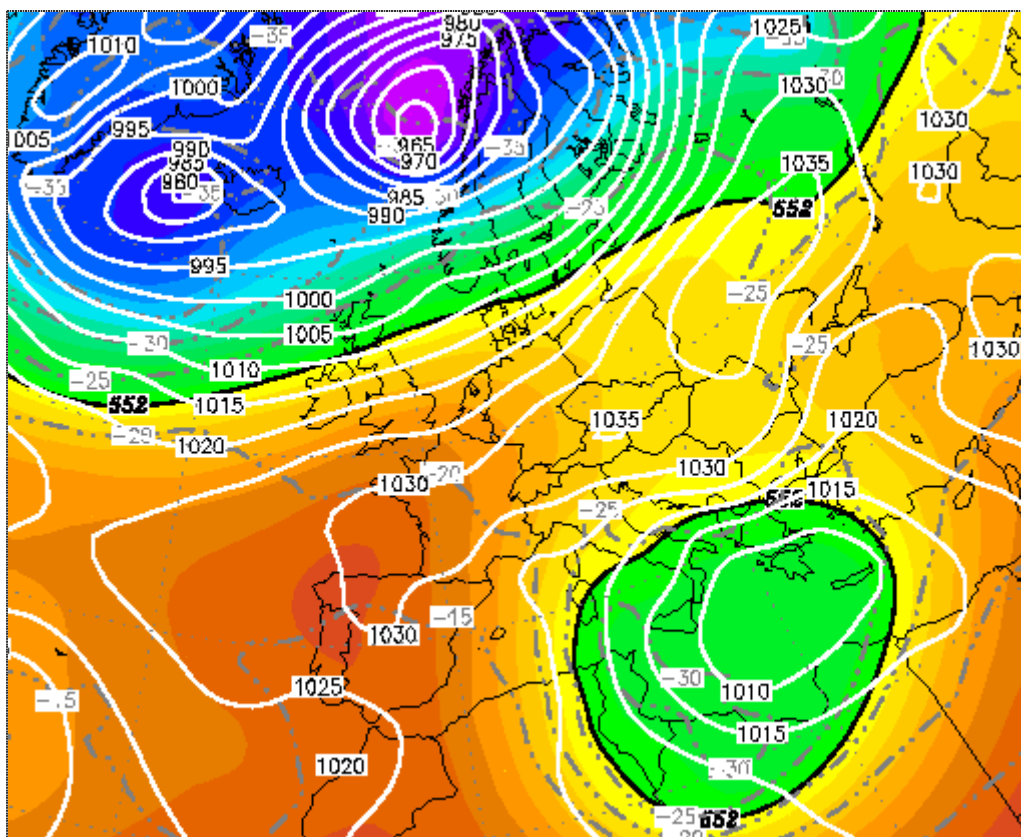


Abb. 22 Synoptische Lage am 25. 12. 2003 um 00 UTC: Ausschnitt aus der GFS-Analyse der Wetterzentrale von Bodendruck und Geopotential in 500 hPa (Quelle: www.wetterzentrale.de)

Der Messzeitraum war leider zu kurz, und die Geräte waren für derart tiefe Temperaturen nicht genügend ausgelegt, um überprüfen zu können, ob die Tiefstwerte der früheren Jahre immer noch erreicht werden können. Immerhin wurden zwischen 1929 und 1942 in 8 von 14 Jahren Temperaturen unter -50°C gemessen (vgl. Tab. 1).

7 Inversionen und deren Auflösung in Tälern und Becken (Literatur)

Schon seit langer Zeit wird den Temperaturinversionen in Tälern und Becken große Aufmerksamkeit geschenkt. Viele dicht besiedelte Gebiete in Gebirgstälern sind alljährlich im Winterhalbjahr von zähen Inversionswetterlagen betroffen. Die Luftqualität wird durch den fehlenden Austausch mit der Umgebung in längeren Inversionsperioden immer schlechter. Daher kam schon früh das Interesse, diese Phänomene näher zu erforschen, um auch bessere Vorhersagen treffen zu können. Das Fehlen umfassender Untersuchungen wurde jedoch lange Zeit bemängelt.

Frühe Messungen stammen von E. Ekhart (1949), der im Lungau nahe Tamsweg (Salzburg) mithilfe von Fesselballons Temperaturprofile erstellte. Bei seinen Messungen kann man erstmals die zwei typischen Muster bei der Inversionsauflösung erkennen: Die Ausbildung einer konvektiven Grenzschicht und das Absinken der Obergrenze der Inversion. Ekhart wertete auch Sondierungen aus Klagenfurt während des Zweiten Weltkrieges aus, indem er Inversionsstärke und -höhe in Abhängigkeit von der Jahreszeit betrachtete. Es wurde dabei festgestellt, dass die Inversionshöhe im Winterhalbjahr im Durchschnitt größer ist als im Sommerhalbjahr.

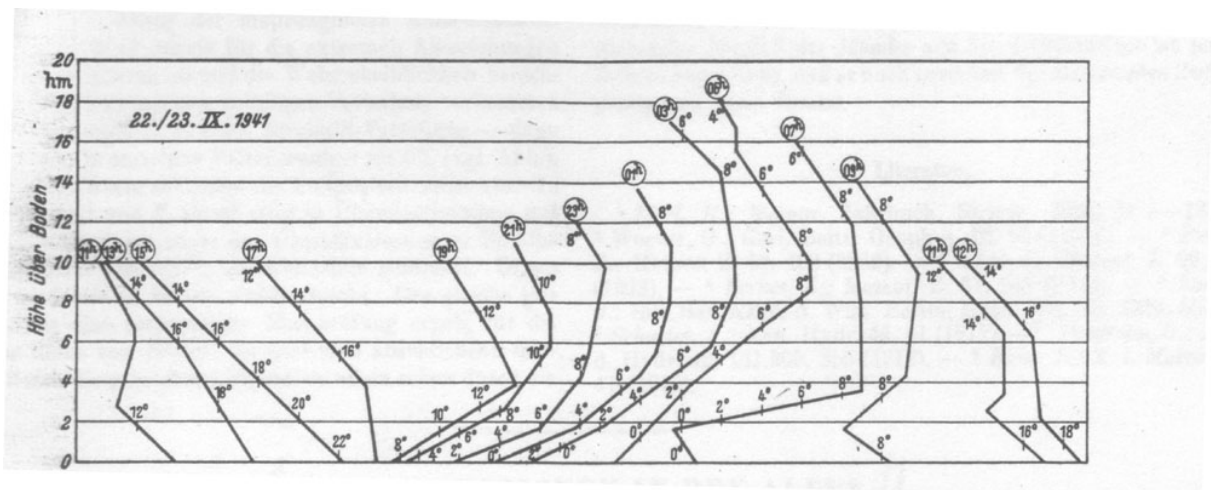


Abb. 23 „Lebensgeschichte“ einer alpinen Bodeninversion, Tamsweg (Lungau), 1020 m, 22. – 23. 9. 1941. Zeitangaben in MEZ. (Quelle: Ekhart 1949).

Machalek (1974) führte Untersuchungen im Mürztal bei Neuberg und Mürzzuschlag (Steiermark) durch. Auch hier konnten bei der Inversionsauflösung wieder ähnliche Muster wie zuvor von Ekhart beobachtet werden. Zusätzlich wurde der Unterschied zwischen Inversionen in engen Tälern und weiten Becken betrachtet. Die Bildung von Inversionen setzt in engen Tälern bereits lange vor dem astronomischen Sonnenuntergang ein. Dort sammeln sich an der Talsohle kältere Luftmassen, die von den schattseitigen Hängen abgleiten, an. In offenen Becken kann der Inversionsaufbau erst ab etwa einer halben Stunde vor Sonnenuntergang (sobald Strahlungsgleichgewicht herrscht) beobachtet werden.

Aufbauend auf die grundlegenden Arbeiten von Wagner (1938) und Defant (1949), die sich mit den Ursachen und der Beschreibung von Gebirgs- und Hangwindsystemen befassten, beschrieben Petkovšek und Hočevár (1971) ein einfaches Modell für nächtliche Hangwinde. Vergeiner (1987) fasste den aktuellen Stand der Talwindforschung zusammen, um besonders auch auf Hangwinde und die Struktur von Temperaturinversionen einzugehen. Steinacker (1984) betrachtete in diesem Zusammenhang den Einfluss der Flächen-Höhen-Verteilung in Gebirgen auf die tageszeitliche Zirkulation (siehe auch Kap. 8.4).

Petkovšek (1978, 1980) beschrieb Charakteristika von Temperaturinversionen in Talbecken, wie etwa typische Schichtungen, Luftzirkulationen oder Wettererscheinungen in diesen quasi abgeschlossenen Systemen. Zusätzlich wurde der Einfluss verschiedener geometrischer Eigenschaften der Becken auf Inversionen betrachtet.

Whiteman (1980, 1982) ging daran, ein Modell zu entwickeln, das die zeitliche Entwicklung und die Auflösung von Inversionen beschreibt. Er führte dafür eine größere Zahl von Messungen mit Fesselballons in mehreren Tälern und Becken der Rocky Mountains in Colorado (USA) durch, mit deren Hilfe er sein Modell entwickelte und überprüfte. Er stellte fest, dass die Auflösung von Inversionen nach drei verschiedenen Mustern abläuft:

- Anwachsen der konvektiven Grundschicht,
- Absinken der Inversionsobergrenze und konstante konvektive Grundschicht und
- Absinken der Inversionsobergrenze und kontinuierliches Anwachsen der konvektiven Schicht.

Die erste Kategorie beschreibt die Auflösung von Inversionen über ebenem Gelände bzw. in breiten Tälern. Charakteristisch dafür ist das Anwachsen einer konvektiven Grundsicht (CBL) nach oben mit der Zeit. Der Wert der potentiellen Temperatur in der Inversionsschicht ist zu jedem Zeitpunkt unabhängig von der betrachteten Höhe, die potentielle Temperatur ist nur abhängig vom Zeitpunkt der Betrachtung. Die Inversion ist schließlich aufgelöst, wenn die CBL bis zur Höhe der Inversionsobergrenze angewachsen ist und somit eine Atmosphäre mit konstanter potentieller Temperatur im gesamten Bereich entstanden ist.

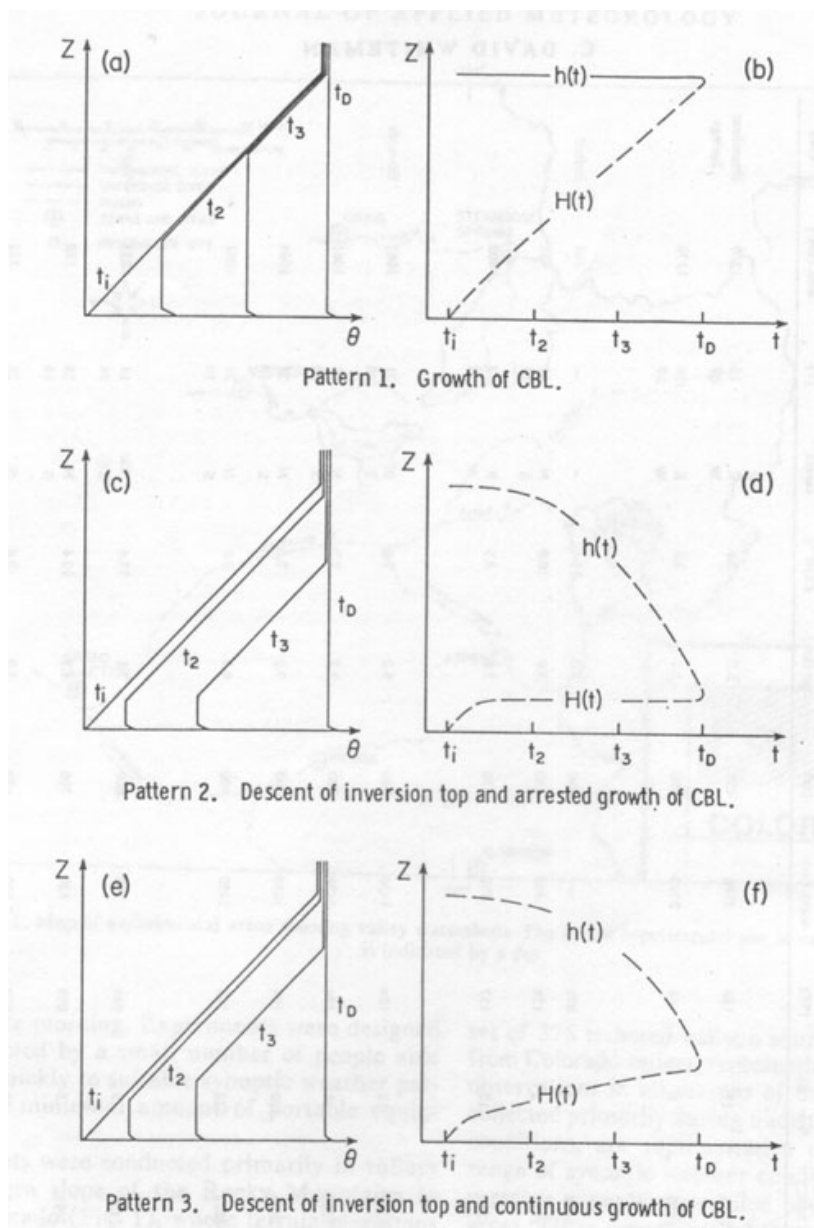


Abb. 24 Drei Grundmuster der Inversionsauflösung. Auf der linken Seite sind jeweils Profile der potentiellen Temperatur, auf der rechten Seite eine Zeit-Höhen-Analyse der konvektiven Grundsicht und der Inversionsobergrenze zu sehen. (Quelle: Whiteman 1982)

Das zweite Muster differiert stark von dem vorhergehenden: Die CBL, die sich ausbildet, sobald der Talboden von der Sonne beschienen wird, spielt hier nur eine geringe Rolle bei der Auflösung der Inversion. Vielmehr kommt es hier zu einem Absinken der Inversionsobergrenze, was mit einer Erwärmung der Talatmosphäre verbunden ist. Trotz der Erwärmung bleibt hier der vertikale Temperaturgradient konstant, bis sich die Inversion aufgelöst hat. Dieses Muster wurde vor allem im Winter in Gebirgstälern und -becken beobachtet, wenn sich dort aufgrund einer Schneedecke, die ja eine hohe Albedo aufweist, nur eine schwache konvektive Grundsicht ausbilden kann.

Die dritte Art stellt eine Kombination der ersten beiden Muster dar. Das Anwachsen der CBL, sowie das Absinken der Inversionsobergrenze treten in diesem Fall gleichzeitig auf. Die Beobachtungen von Whiteman (1980, 1982) führten zu dem Ergebnis, dass in der Praxis in den meisten Fällen – sofern keine Schneedecke vorhanden ist – das dritte Muster bei der Inversionsauflösung zu sehen ist.

Zu anderen Ergebnissen kamen Müller und Whiteman (1988), als sie die Inversionsauflösung im schweizerischen Dischmatal (nahe Davos) betrachteten. Das Ziel des Forschungsprojekts DISKUS, das vom 6. bis 15. August 1980 stattfand, war, die mesoskalige Zirkulation in einem Gebirgstal in Hinsicht auf thermodynamische Parameter (Energieflüsse) zu untersuchen (vgl. auch Hennemuth 1985). Dabei wurde festgestellt, dass die Auflösung der nächtlichen Temperaturinversion nur durch das Absinken der Inversionsobergrenze (Pattern 2) stattfand. Durch Berechnungen kam man zu dem Schluss, dass während der 4 ½ Stunden dauernden Auflösung der Inversion nur etwa 6 % der verfügbaren solaren Strahlung in fühlbare Wärme umgewandelt wurde. Dadurch bildete sich keine bedeutende konvektive Grundsicht aus.

Der Unterschied zu den Messungen in den Rocky Mountains wird von den Autoren mit der hohen Bodenfeuchte durch vorangegangene Niederschläge im Dischmatal erklärt. Bei hohem Feuchteangebot (Tau, Reif, Bodenfeuchte) wird der überwiegende Teil der solaren Strahlung in latente Wärme umgewandelt. Im Vergleich dazu ist das Klima im Westen der USA eher von Trockenheit geprägt.

In weiterer Folge kam es nicht nur in Europa (Alpen) und in den USA, sondern z. B. auch in Japan (Maki et al. 1986; Kondo et al. 1989) zu weiteren Forschungen zu

nächtlichen Inversionen in Tälern und Becken. Beide genannten Arbeiten berichten über ziemlich detaillierte Messungen der Energiebilanz in japanischen Becken. Bei der Inversionsauflösung konnte auch hier vor allem das dritte Muster beobachtet werden. Whiteman et al. (1996) betrachten bei Untersuchungen im Sindbad Basin (Colorado, USA) vor allem den Verlauf einzelner Komponenten der Energiebilanz während einer sommerlichen Strahlungswetterlage.

7.1 Spezialfall Dolinen (abflusslose Becken)

Die ersten umfangreicheren Messungen in Dolinen wurden von Sauberer und Dirmhirn (1954, 1956) im Grünloch bei Lunz/See durchgeführt. Sie betrieben dort neben einer Reihe von Thermometern an den Rändern der Doline auch Fesselballons. Die erlangten Daten wurden jedoch nicht speziell im Hinblick auf die Energiebilanz und die Inversionsauflösung betrachtet. Eine Abbildung zu diesen Messungen gibt es in Kap. 3, Abb. 7 zu sehen. Anhand dieser kann man gut die zeitliche Entwicklung der Inversion erkennen. Die Auflösung erfolgt auch hier – wie im Dischmatal – rein durch das Absinken der Inversionsobergrenze (ähnlich Muster 2). Die Ausbildung einer konvektiven Grundschicht fehlt völlig.

Im September 1999 kam es in den USA zu Messungen in einer Doline im nördlichen Utah (Peter Sinks). Diese Doline ist etwas größer als das Grünloch und unterscheidet sich von diesem unter anderem dadurch, dass das Klima in Utah im Sommer deutlich trockener ist, es ist nur spärliche krautige Vegetation vorhanden. An diesem Ort wurden im Februar 1985 -56°C gemessen. Untersuchungen zur Struktur der Temperaturinversionen kamen zu ähnlichen Ergebnissen wie im Grünloch. Bei den Messungen konnte ein Temperaturgradient von 22 K/100 m festgestellt werden. Besonderer Wert wurde auf die Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der nächtlichen Temperaturinversion gelegt (vgl. Clements et al., 2003). Leider wurden diese Messungen nur über einen Zeitraum von einer Woche durchgeführt, sodass keine allgemeinen Vergleiche zum Grünloch möglich sind.

Iijima und Shinoda (2000) führten in einer japanischen Doline Untersuchungen durch. Drei Jahre hindurch wurden im Sommer und im Herbst Temperaturen an verschiedenen Stellen gemessen. Man beobachtete in 30 % aller Nächte eine Inversion mit einer Stärke von >5 K, wobei im Herbst – aufgrund der niedrigeren Feuchte – deutlich stärkere

Inversionen auftraten. Die stärkste Inversion trat im Oktober auf und betrug 19,5 K. Der Temperaturverlauf dieser Doline weist starke Ähnlichkeiten mit dem Grünloch auf. Es wurden jedoch leider keine Messungen in den Wintermonaten durchgeführt.

In dieser Arbeit wird auch versucht, den Einfluss synoptischer Bedingungen auf das Entstehen von Inversionen darzustellen, und es konnten bei antizyklonalen Wetterlagen wie erwartet die stärksten Inversionen beobachtet werden.

8 Ein thermodynamisches Modell zur Auflösung nächtlicher Temperaturinversionen

8.1 Das Modell von Whiteman für Täler und Becken

Whiteman und McKee (1982) entwickelten ein thermodynamisches Modell, das die Auflösung von nächtlichen Temperaturinversionen in Tälern und Becken vorhersagen sollte. Dieses Modell entstand im Anschluss an umfangreiche Messungen mit Fesselballons (vgl. Whiteman 1982). Diese Messungen erlaubten es, das Modell zu evaluieren und weiterzuentwickeln. So gingen die zwei charakteristischen Phänomene bei der Inversionsauflösung, nämlich das Anwachsen der konvektiven Grundschicht sowie das Absinken der Inversionsobergrenze in dieses Modell ein.

Als Ansatz wird ein vereinfachtes thermodynamisches Modell genommen, dessen treibende Kraft der fühlbare Wärmestrom ist. Die Basis bietet eine vereinfachte Energiebilanzgleichung für die Talatmosphäre, die je nach Detailkenntnissen der geometrischen Gegebenheiten sowie der lokalen Charakteristika verfeinert werden kann. Individuelle Gleichungen für einzelne Schichten und die Kopplung dieser Gleichungen, um die Abhängigkeit der einzelnen Schichten voneinander zu beschreiben, wären für die Anwendung bei ungenügend genauen Daten unbrauchbar. Es zeigt sich, dass jedoch auch mit den vorausgesetzten Vereinfachungen sehr gute Resultate erzielt werden können.

Der Ausgangspunkt des Modells war ein Talquerschnitt mit einer Schichtdicke von einem Meter, mit den Neigungen der Hänge α_1 und α_2 und einer Breite des Talgrundes l . Zu Sonnenaufgang (t_i) besteht im Tal eine Inversion mit der Höhe h_i und einem konstanten vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur γ . Die Breite des Tales an der Obergrenze wird mit L bezeichnet und der Ursprung eines y-z-Koordinatensystems liegt in der Mitte des Talbodens. Nach Sonnenaufgang bildet sich über dem Talboden und den Hängen eine konvektive Grundschicht aus, in der Luftmassen aufwärts transportiert werden. Aus Kontinuitätsgründen muss dabei über der Talmitte eine nach unten gerichtete Bewegung vorherrschen, was dazu führt, dass die Inversionsobergrenze absinkt. Somit existiert zu jedem beliebigen Zeitpunkt t die Inversionsobergrenze $h(t)$ und

eine CBL mit der Höhe $H(t)$. Zum Zeitpunkt t_D ist die Inversion schließlich aufgelöst, und die neutral geschichtete Atmosphäre weist eine konstante potentielle Temperatur θ auf.

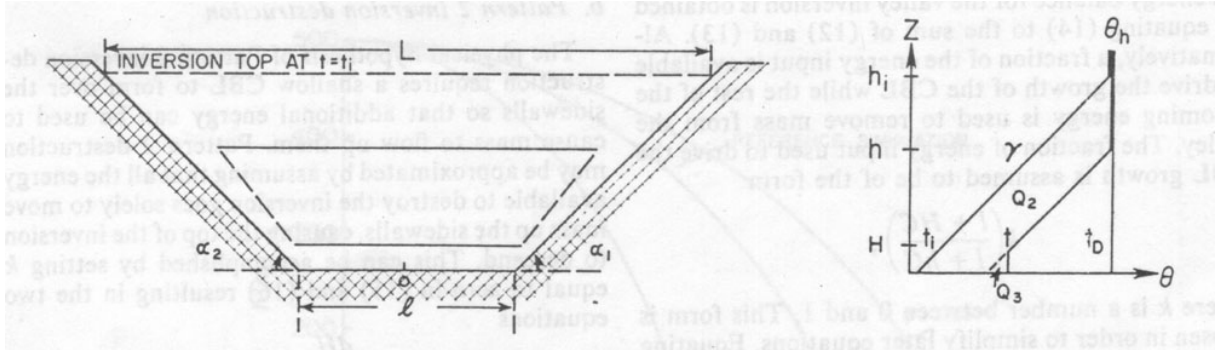


Abb. 25 Talgeometrie und Profile der potentiellen Temperatur, die verwendet wurden, um ein mathematisches Modell zur Inversionsauflösung zu erstellen. (Quelle: Whiteman, McKee, 1982)

Aus dem Ersten Hauptsatz der Thermodynamik bekommt man eine Aussage über die nötige Energie, um ein Luftpaket mit der Masse m um $\Delta\theta$ zu erwärmen:

$$\Delta Q = mc_p \frac{T}{\theta} \Delta\theta = \rho V c_p \frac{T}{\theta} \Delta\theta$$

Gl. 5

Mit Gl. 5 kann die benötigte Energie, um das Temperaturprofil in einem Tal vom Zeitpunkt t_i bis t zu ändern, bestimmt werden. Die Gesamtenergie besteht jedoch aus zwei Teilen: Q_2 bezeichnet das Energieinkrement, das Luftpakete über die Hänge aus dem Tal entfernt und die Inversionsobergrenze absenkt.

$$Q_2 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \left[\int_0^{h_i} \int_{y_L}^{y_R} \int_0^1 \Delta\theta_i dx dy dz - \int_0^h \int_{y_L}^{y_R} \int_0^1 \Delta\theta_i dx dy dz \right] = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \left[\frac{l}{2} (h_i^2 - h^2) + \frac{C}{6} (h_i^3 - h^3) \right]$$

Gl. 6

mit

$$\Delta\theta_i = \gamma(h_i - z)$$

Gl. 7

$$y_L = -\left(\frac{l}{2} + \frac{z}{\tan \alpha_2}\right)$$

Gl. 8

$$y_R = \frac{l}{2} + \frac{z}{\tan \alpha_1}$$

Gl. 9

$$C = \frac{1}{\tan \alpha_1} + \frac{1}{\tan \alpha_2}$$

Gl. 10

$$\Delta\theta_l = \gamma(h - z)$$

Gl. 11

Weiters bezeichnet Q_3 jenen Energieinput, der die konvektive Grundsicht anwachsen lässt:

$$Q_3 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \int_0^H \int_{y_L}^{y_R} \int_0^1 \Delta\theta_2 dx dy dz = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \left[\frac{l}{2} H^2 + \frac{C}{6} H^3 \right]$$

Gl. 12

mit

$$\Delta\theta_2 = \gamma(H - z)$$

Gl. 13

Zur Vereinfachung der Integration wurden folgende Annahmen getroffen: Die Temperaturstruktur im Tal sei horizontal homogen, der Gradient der potentiellen Temperatur ändere sich nicht mit der Zeit, sowie ρ und c_p werden als konstant angenommen. Durch Differentiation der individuellen Energien Q_2 und Q_3 nach der Zeit erhält man die Änderungsraten für die Höhe der Inversionsobergrenze sowie der Höhe der CBL.

$$\frac{dQ_2}{dt} = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \left[-h \frac{dh}{dt} \left(l + \frac{hC}{2} \right) \right]$$

Gl. 14

$$\frac{dQ_3}{dt} = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \left[H \frac{dH}{dt} \left(l + \frac{HC}{2} \right) \right]$$

Gl. 15

Der dazu nötige Energieinput in das Tal ist der Anteil A_0 an der Irradianz der Sonne F , die durch die Fläche L an der Obergrenze des Beckens fließt, der in fühlbare Wärme umgewandelt wird. Der Energieinput von der Sonne kann durch eine Sinusfunktion mit einer Amplitude A_1 und einer Periode τ approximiert werden:

$$\frac{dQ_1}{dt} = A_0 L F = A_0 (l + hC) A_1 \sin \frac{\pi}{\tau} (t - t_i)$$

Gl. 16

Eine Energiebilanz für die Talatmosphäre erhält man, wenn man Gl. 16 mit der Summe von Gl. 14 und Gl. 15 gleichsetzt. Der Anteil der Energie, der zum Wachsen der CBL verwendet wird, kann wie folgt ausgedrückt werden:

$$k \left(\frac{l + HC}{l + hC} \right) \text{ mit } 0 < k < 1$$

Gl. 17

Dieser Anteil wird nun bei den resultierenden Modellgleichungen berücksichtigt:

$$\frac{dH}{dt} = \frac{\theta}{T} \frac{k}{\rho c_p} \left(\frac{l + HC}{l + 0.5HC} \right) \times \frac{A_0 A_1}{\gamma H} \sin \left[\frac{\pi}{\tau} (t - t_i) \right]$$

Gl. 18

$$\frac{dh}{dt} = - \frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{l + HC - k(l + HC)}{l + 0.5hC} \right) \times \frac{A_0 A_1}{\gamma H} \sin \left[\frac{\pi}{\tau} (t - t_i) \right]$$

Gl. 19

Diese Gleichungen zeigen die Abhängigkeit des Absinkens der Inversionsobergrenze bzw. das Wachstum der CBL von den individuellen Eigenschaften der Inversion, von der zugeführten Energie sowie von der Topographie des Tales.

Bei bekanntem θ_h (Wert der potentiellen Temperatur an der Inversionsobergrenze) und konstantem vertikalen Temperaturgradienten γ benötigt man lediglich die Änderung von h und H mit der Zeit, um vorherzusagen, wie sich die Vertikalprofile der potentiellen

Temperatur mit der Zeit ändern. Für $k = 0$ liefern die Gleichungen eine Simulation einer Inversionsauflösung des zweiten Typs. Für $k = 1$ wird die Inversion nur durch ein Anwachsen der CBL aufgelöst. Wenn der Talboden sehr breit wird, nähert sich die Simulation an die Inversionsauflösung über Ebenen an.

Der Wert für A_0 kann aus der Energiebilanz an der Erdoberfläche gewonnen werden. A_0 liegt zwischen 0 und 1 und bezeichnet den Anteil der solaren Strahlung, der in fühlbare Wärme umgewandelt wird. Messungen dieser Größen sind schwierig und werden nur selten durchgeführt. Wenn keine Energiebilanzmessungen vorhanden sind, kann man den Wert für A_0 als Restterm aus energetischen Betrachtungen bei der Inversionsauflösung erhalten. Dieser Wert ist jedoch starken Schwankungen unterworfen: Whiteman (1982) kam bei seinen Messungen in Colorado auf einen Wert von 0,19 im Winter und 0,45 im Sommer. Müller und Whiteman (1988) kamen im schweizerischen Dischmatal bei Davos jedoch zu einem Wert von lediglich 0,056. Bei den Messungen im Grünloch erhielten wir Werte zwischen 0,065 und 0,08. Das heißt, dass während der Auflösung der Inversion nur 5 – 10 % der solaren Einstrahlung in fühlbare Wärme umgewandelt werden.

Wie kommt es zu diesen großen Unterschieden? Im Westen der USA (Colorado) wird aufgrund der allgemein vorherrschenden Trockenheit im Sommer ein viel geringerer Anteil der einfallenden Strahlung in latente Wärme umgewandelt. In der Früh kann auch nur selten Tau oder Reif beobachtet werden. Die Messungen in den Alpen wurden bei viel feuchteren Verhältnissen durchgeführt. An den drei Tagen vor den Messungen im Dischmatal am 11. August 1980 gab es in Davos insgesamt 215 mm Niederschlag (Müller, Whiteman, 1988), was bedeutet, dass die oberen Bodenschichten einen hohen Wassergehalt aufgewiesen haben. Dasselbe ist von den Messungen im Grünloch zu berichten. Auch hier kam es an den Tagen vor den Messungen von 2. bis 4. Juni 2002 immer wieder zu stärkeren Niederschlägen. Hinzu kommt, dass die Schneeschmelze im Grünloch erst gerade zu Ende gegangen war, wodurch der Boden gut mit Wasser gesättigt war. Am Morgen war die Oberfläche regelmäßig mit einer dicken Reif- bzw. Tauschicht überzogen. Deshalb musste ein großer Teil der solaren Strahlung in latente Wärme übergehen. Bei beiden Messungen, sowohl im Dischmatal als auch im Grünloch, konnte keine Bildung einer konvektiven Grundsicht beobachtet werden. Diese Inversionsauflösungen liefen also nach Typ 2 ab, den Whiteman (1982) in den USA nur im Winter beobachten konnte.

8.2 Erweiterung des Modells für runde Becken (Dolinen) von Whiteman und Pospichal

Für das Grünloch musste das Modell allerdings überarbeitet werden. Es wird nun nicht mehr ein Talquerschnitt, sondern das tatsächliche Volumen, das in diesem Fall als Kegelstumpf approximiert werden kann, betrachtet.

r_0 bezeichnet hier den Radius des Dolinenbodens und θ den Neigungswinkel des Hanges. Somit beträgt der Radius r in der Höhe z :

$$r = r_0 + \frac{z}{\tan \theta}$$

Gl. 20

Das Volumen eines Kegelstumpfes beträgt:

$$V = \pi \left(r_0^2 h + r_0 h^2 \cot \alpha + \frac{h^3}{3} \cot^2 \alpha \right)$$

Gl. 21

Daraus ergibt sich analog zu Gl. 6:

$$Q_2 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \left(\int_0^{V(h_i)} \gamma(h_i - z) dV - \int_0^{V(h)} \gamma(h - z) dV \right)$$

Gl. 22

$$Q_2 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \pi \gamma \left(\frac{(h_i^2 - h^2)}{2} r_0^2 + \frac{(h_i^3 - h^3)}{3} r_0 \cot \alpha + \frac{(h_i^4 - h^4)}{12} \cot^2 \alpha \right)$$

Gl. 23

Ebenso ergibt sich analog zu Gl. 12 für Q_3 :

$$Q_3 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \int_0^{V(H)} \gamma(H - z) dV$$

Gl. 24

$$Q_3 = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \pi \left[\frac{r_0^2}{2} H^2 + \frac{r_0}{3} \cot \alpha H^3 + \frac{\cot^2 \alpha}{12} H^4 \right]$$

Gl. 25

Aus Gl. 23 und Gl. 25 ergeben sich nun folgende Aussagen für die zeitliche Änderung:

$$\frac{dQ_2}{dt} = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \pi \left[-h \frac{dh}{dt} \left(r_0^2 + h r_0 \cot \alpha + \frac{\cot^2 \alpha}{3} h^2 \right) \right]$$

Gl. 26

$$\frac{dQ_3}{dt} = \rho c_p \frac{T}{\theta} \gamma \pi \left[H \frac{dH}{dt} \left(r_0^2 + H r_0 \cot \alpha + \frac{\cot^2 \alpha}{3} H^2 \right) \right]$$

Gl. 27

Für das Grünloch kann man für das Absinken der Inversionsobergrenze schließlich folgende Aussage treffen:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho c_p} \left[\frac{A_h}{V_h} \right] \frac{A_0 A_1}{\gamma} \sin \left[\frac{\pi}{\tau} (t - t_i) \right]$$

Gl. 28

Gl. 28 ist analog zu Gl. 19, mit dem Unterschied, dass $[A_h/V_h]$ hier die Geometrie der Doline berücksichtigt. Das Verhältnis $[A_h/V_h]$ vergleicht die Querschnittsfläche in der Höhe h mit dem Luftvolumen in der Doline unterhalb der Höhe h . (vgl. Kap. 8.4)

8.3 Vergleich Modell – Beobachtungen

Mit Gl. 28 kann nun das Absinken der Inversionsobergrenze und bei vorausgesetztem konstanten Temperaturgradienten die Auflösung der Inversion vorhergesagt werden. Es werden hier die Beobachtungen der Fesselballonaufstiege vom Juni 2002 mit den Berechnungen verglichen. Als Ausgangsdaten gingen eine Inversionsobergrenze von 112 m über Grund sowie ein Wert für $A_0 = 0,075$ ein. (s.o.). In Abb. 26 und Abb. 27 sind die gemessenen und die jeweils zugehörigen berechneten Kurven dargestellt. Die Erwärmung der Bereiche oberhalb der Inversion wurde über die Temperaturmessungen auf dem Kleinen Hühnerkogel bestimmt.

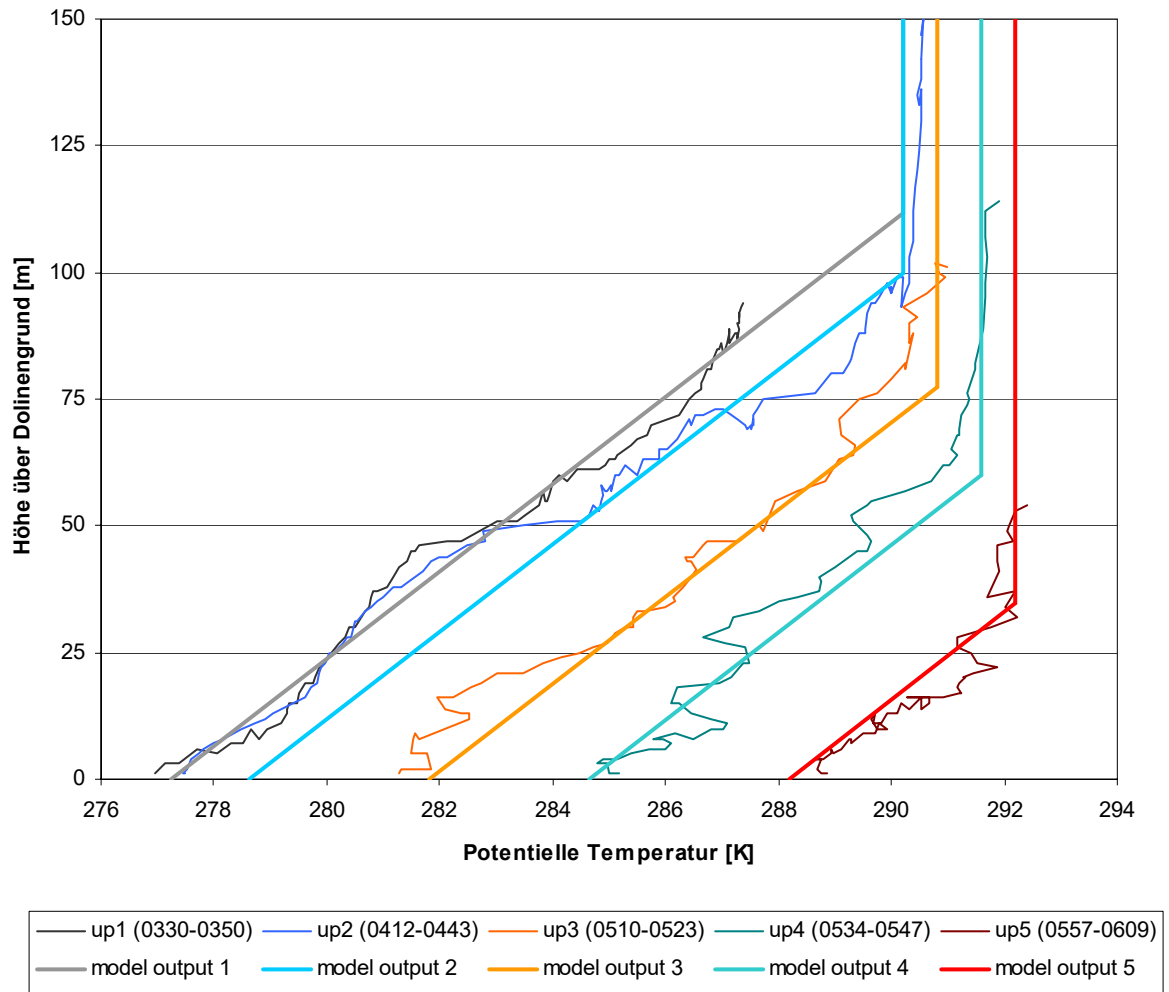


Abb. 26 Inversionsauflösung im Grünloch am 3. Juni 2002: Vergleich der Messungen mit dem Modelloutput für den jeweiligen Zeitpunkt (MEZ).

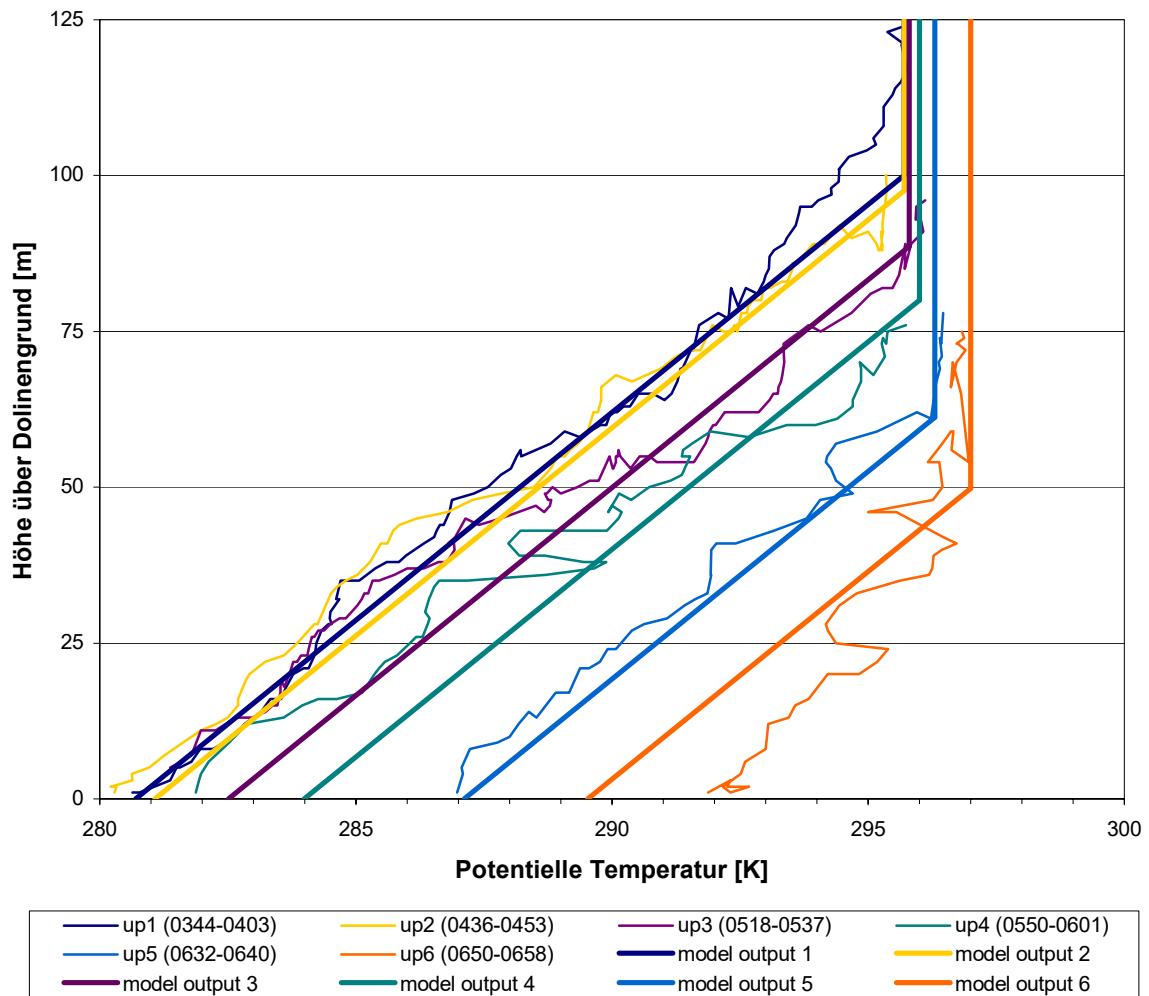


Abb. 27 Wie Abb. 26, jedoch am Morgen des 4. Juni 2002. Als Inversionsobergrenze wurde in diesem Fall 100 m ermittelt.

Die Kurven „up1“ bis „up6“ stellen die Messungen des Fesselballons zu den angegebenen Uhrzeiten dar. Die dicken Kurven („model output“) bezeichnen die Modellberechnungen für den jeweiligen Zeitpunkt.

Die Modellergebnisse stimmen gut mit den Beobachtungen überein, eine zeitliche Entwicklung der Inversionsauflösung kann somit bei diesen einfachen geometrischen Gegebenheiten gut vorausgesagt werden. Auch der Zeitpunkt, zu dem die Temperatur am Boden des Beckens den Wert der Umgebung erreicht hat, kann damit errechnet werden.

Es bot sich an, die mit dem Fesselballon gewonnenen Temperaturprofile mit den Hangstationen zu vergleichen. Dabei zeigte sich, dass die Übereinstimmung unterhalb des niedrigsten Sattels der Doline (54 m über Grund) während der Nachtstunden sehr gut ist. Dies lässt darauf schließen, dass die Temperaturschichtung vollkommen horizontal verläuft und sich keine hangnahe Kaltluftschicht ausbildet. Erst in den höheren Bereichen weisen die Hangstationen tendenziell etwas tiefere Temperaturen als die Atmosphäre über der Mitte der Doline auf.

Es zeigt sich also, dass man bei ruhigen Verhältnissen aus den Hangmessungen ein Temperaturprofil der Atmosphäre in der Doline abschätzen kann. Dadurch lässt sich das Modell zur Inversionsauflösung auch für Becken, in denen man nur Messwerte von Hangstationen besitzt, anwenden (vgl. auch Whiteman et al. 2004c).

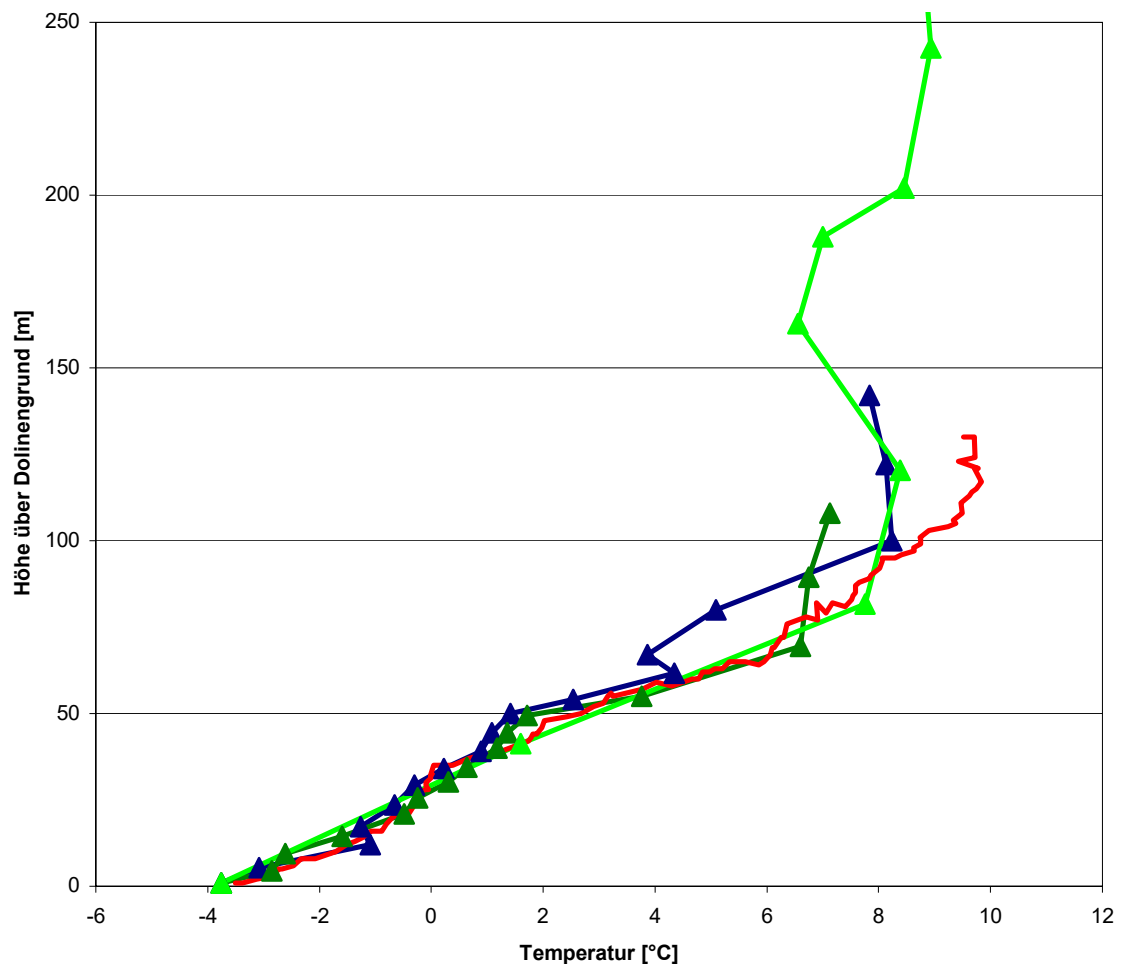


Abb. 28 Vergleich der Temperaturmessungen mit der Tethersonde (rote Kurve) mit den Temperaturprofilen an den Dolinenhängen (blau: NW-Hang, dunkelgrün: SE-Hang, hellgrün: SW-Hang). Messwerte vom 4. Juni 2002, zwischen 03:44 und 04:03 MEZ.

8.4 Topographic Amplification Factor (Flächen-Höhen-Verteilung)

Der Quotient $[A_h/V_h]$ in Gl. 28 ist einer der entscheidenden Faktoren für die Auflösung von nächtlichen Temperaturinversionen. Dieses Verhältnis berücksichtigt nämlich die geometrischen Eigenschaften des Beckens.

Steinacker (1984) beschrieb die „Area-height-relation“ für das Inntal und seine Seitentäler im Raum Innsbruck und erkannte diese topographischen Besonderheiten als wesentliche Ursache für die thermisch induzierte Zirkulation in Gebirgen bzw. zwischen Gebirge und Ebene.

Es ist bekannt, dass ein bestimmter Input an thermischer Energie die Temperatur eines Luftvolumens verändert. Je kleiner dieses Volumen ist, desto größer ist die Temperaturänderung für eine bestimmte Energiemenge. Das bedeutet, dass die Geometrie eines Tales bzw. Beckens eine Schlüsselrolle bei allen Überlegungen zur Energiebilanz spielt.

Für das Inntal verglich Steinacker das Luftvolumen unterhalb der Kammhöhe mit dem Volumen über einer Ebene.

Müller und Whiteman (1988) bezeichneten diesen Zusammenhang als „Topographic Amplification Factor“ (kurz TAF genannt), eine dimensionslose Zahl, die das Luftvolumen eines Beckens bis zur Höhe h über Grund mit dem über einer Ebene vergleicht:

$$TAF = \frac{\frac{A_h}{V_h}}{\frac{A_p}{V_p}} = \frac{\frac{A_h}{V_h}}{\frac{1}{h}} = h \frac{A_h}{V_h}$$

Gl. 29

A_p und V_p bezeichnen die Fläche der Ebene und das Volumen über dieser Fläche. Da dieses Volumen quaderförmig ist, kann man V_p auch als hA_p anschreiben. Nach Kürzen von A_p ergibt sich dann die Aussage auf der rechten Seite von Gl. 29.

Nun betrachten wir drei idealisierte Talquerschnitte:

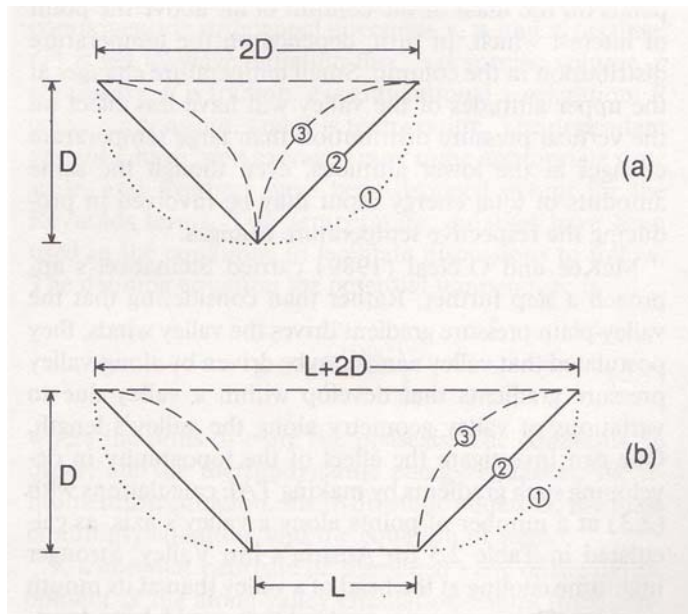


Abb. 29 Drei idealisierte Talquerschnitte. (a) ohne ebenen Talboden und (b) mit ebenem Talboden. (Quelle: Müller und Whiteman, 1988)

Alle drei Täler sollen den gleichen Energieinput erfahren, zumal sie die selbe Breite in Kammhöhe aufweisen und somit in gleichem Ausmaß der solaren Strahlung ausgesetzt sind.

Im Fall 1, bei einem U-förmigen Querschnitt, beträgt der TAF etwa 1,27, im Fall 2 erhält man genau den Wert 2. Im dritten Fall, bei konvexen Hängen, liegt der Wert sogar bei 4,66. In der Praxis sind die meisten Täler mit Seitentälern im oberen Bereich konvex geformt, somit ergeben sich TAF-Werte, die größer als 2 sind (Steinacker 1984).

Bei Talquerschnitten mit weiten Talböden (Fall b) sind die TAF-Werte stark reduziert.

Bei verschiedenen Untersuchungen wurden gute Übereinstimmungen mit den theoretischen Überlegungen gefunden: Steinacker (1984) errechnete für das Tiroler Inntal samt Seitentälern einen Wert von 2,1, für das Stubai- und Wipptal sogar 3. Müller und Whiteman (1988) bestimmten für das Dischmatal bei Davos (Schweiz) einen Wert von 2,67.

Im Grünloch erhielten wir einen gemittelten TAF-Wert von 2,2 und auf der Seekopfalm betrug dieser Faktor 2,4 (siehe Abb. 30). Diese Werte wurden ermittelt, indem die Messwerte unter der Kammhöhe gemittelt wurden.

Die praktische Bestimmung des TAF erfolgte jeweils mit genauen topographischen Karten, aus denen die Fläche in vielen verschiedenen Höhen bestimmt wird. Daraus kann dann auch schichtweise das Volumen berechnet werden.

Ort	bestimmt durch	Wert für TAF
Inntal (+ Seitentäler)	Steinacker 1984	2.1
Wipptal	Steinacker 1984	3.0
Dischmatal	Müller u. Whiteman 1988	2.67
Grünloch		2.2
Seekopfalm		2.4

Tab. 9 Vergleich verschiedener Werte für den Topographic Amplification Factor (TAF) aus der Literatur mit den Berechnungen für das Grünloch und die Seekopfalm

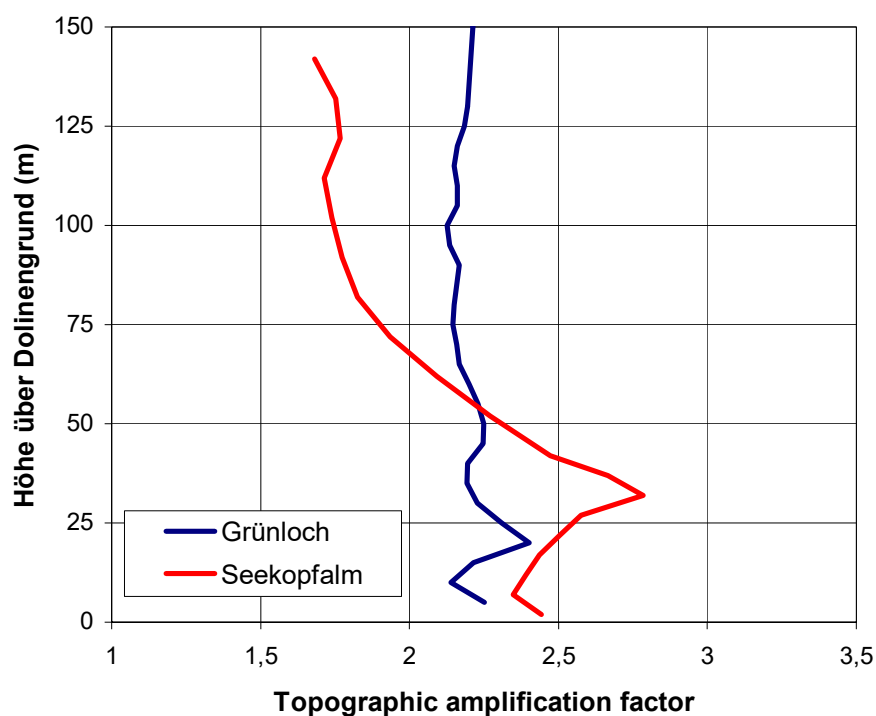


Abb. 30 TAF in Abhängigkeit mit der Höhe, berechnet für Grünloch und Seekopfalm nach Gl. 29. Der Ausreißer in etwa 30 m Höhe bei der Seekopfalm erklärt sich durch die rasch ansteigende Fläche des Einzugsgebiets im Bereich des Sattels.

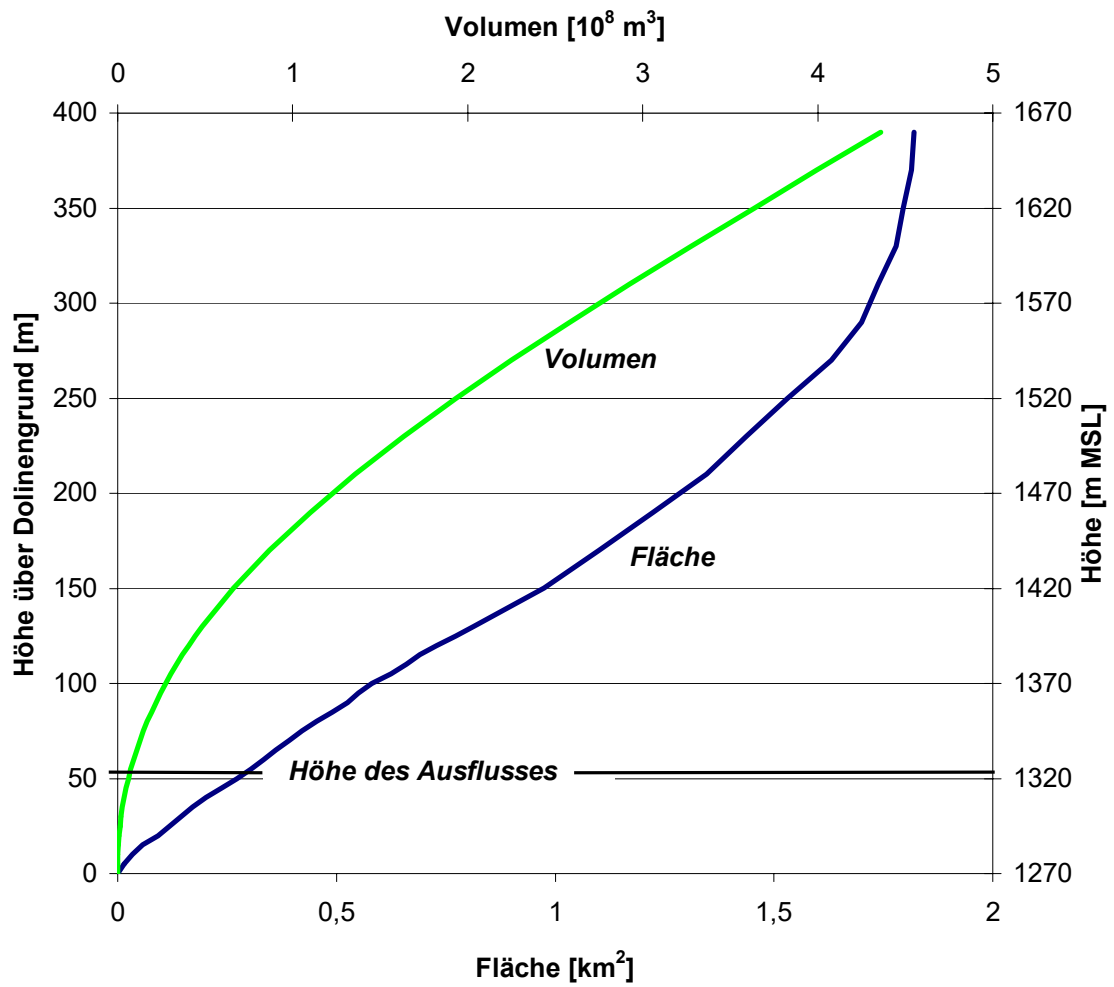


Abb. 31 Fläche und Volumen des Grünlochs und seines Einzugsgebiets in Abhängigkeit von der Höhe. Diese Abbildung zeigt jene Werte, aus denen der TAF in Abb. 30 berechnet wurde.

9 Zusammenfassung und Ausblick

2001/02 wurden im Grünloch, einer Doline nahe Lunz am See, Niederösterreich, umfangreiche meteorologische Messungen durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit wurden diese Messungen dokumentiert, und es wurde auch ein Rückblick auf frühere meteorologische Forschungen in diesem Gebiet sowie in anderen Dolinen gegeben. Mit den gewonnenen Erkenntnissen wurde hier versucht, die Auflösung von Temperaturinversionen in Dolinen mittels eines mathematischen Modells zu beschreiben. Im Anschluss daran wurden die Ergebnisse dieses Modells mit den Beobachtungen verglichen, und sie zeigten eine hohe Übereinstimmung.

9.1 Übersicht über weitere Arbeiten und Ansätze für zukünftige Forschungen im Grünloch

Trotz des Umfangs des vorhandenen Datenmaterials bleiben jedoch noch viele Bereiche, die es wert sind, einer genaueren Betrachtung unterzogen zu werden.

- Bedingungen für die Ausbildung von Kaltluftseen: Welche Rolle spielen Wind, Luftfeuchtigkeit und Bewölkung?
- Vertikale und horizontale Struktur der Inversionen: Gibt es Bewegungen innerhalb des Kaltluftsees? Bildet sich Nebel? Kann man von Temperaturprofilen an den Hängen auf die „freie“ Atmosphäre schließen? (Whiteman et al. 2004c)
- Bildung und zeitliche Entwicklung der Inversion: Ist eine Vorhersage des Minimums durch ein Modell möglich? (Zängl 2004)
- Was bewirken Störungen in der Inversion durch Wind oder Wolken (verminderte Ausstrahlung)? Wie ist eine Erosion des Kaltluftsees durch Wind abhängig vom Volumen der Doline?
- Weiterführender Vergleich der Inversionen in verschiedenen Jahreszeiten (Beschaffenheit des Untergrunds – Schneelage, Bodenfeuchte, Sonnenstand, Vegetation, etc.): Ändert sich dabei die Inversionshöhe bzw. der Temperaturgradient? (Eisenbach et al. 2003)

- Wie wirkt sich der Kaltluftfluss von den Hängen auf die Inversion aus? Gibt es im Winter ganztags „Kaltluftbildung“ über den schattigen Hängen?
- Kaltluftabfluss in den Lechnergraben: Fließt die kalte Luft von den Hängen über die noch kältere Luft in der Doline hinweg? Kann man eine Quantifizierung des Kaltluftflusses vornehmen? (Pospichal et al. 2003)
- Wie wirken sich unterschiedliche geometrische Verhältnisse (Form, Hangneigung, Größe) der Dolinen auf die Bildung und Stärke von Inversionen aus? (Whiteman et al. 2004b)
- Wie verhalten sich Strahlungs- bzw. Energiebilanz während der Nacht und in den Übergangsperioden?

In den letzten Jahren erschienen bereits einige Publikationen über die neuen Messungen im Grünloch. Einige der oben genannten Fragestellungen wurden bereits in Teilaspekten behandelt.

Steinacker et al. (2002) gibt einen kurzen Überblick über die Messungen. In Pospichal et al. (2003) wird der Kaltluftabfluss in den Lechnergraben in idealen Nächten beschrieben. Eisenbach et al. (2003) versucht, die Inversionen im Grünloch nach typischen Merkmalen zu klassifizieren. Dem umfangreichen Thema der Inversionsauflösung im Grünloch im Vergleich zur Doline „Peter Sinks“ in Utah widmen sich Whiteman et al. (2003, 2004a). Erste Vergleiche von Dolinen unterschiedlicher Größe von Whiteman et al. (2004b) zeigen, dass es eine ideale Form für Dolinen gibt, um besonders tiefe Temperaturen hervorzubringen. Zängl (2004) präsentiert ein numerisches Modell zur Vorhersage des Temperaturverlaufs in Dolinen und vergleicht diese mit den Daten aus dem Grünloch. In Whiteman et al. (2004c) wird gezeigt, dass unter bestimmten Umständen Temperaturmessungen an den Hängen eine gute Information über die Temperaturverhältnisse in der Mitte des Beckens darstellen.

Weitere Untersuchungen sind in Planung, und es ist zu wünschen, dass das „Freiluftlabor“ Grünloch noch Stoff für viele Publikationen liefert.

10 Literaturverzeichnis

- Aigner S., 1952: Die Temperaturminima im Gstettnerboden bei Lunz am See, Niederösterreich, *Wetter und Leben*, **Sonderheft**, 34-37.
- Bretschko G., and P. Adamicka, 1998: Meteorology and the Biological Station Lunz, *Wetter und Leben*, **50**, 89-101.
- Clements, C. B., C. D. Whiteman, and J. D. Horel, 2003: Cold air pool structure and evolution in a mountain basin: Peter Sinks, Utah. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 752-768.
- Defant, F., 1949: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol., Ser. A*, **1**, 421-450.
- Eisenbach, S., B. Pospichal, C. D. Whiteman, R. Steinacker, and M. Dorninger, 2003: Classification of cold air pool events in the Gstettneralm, a sinkhole in the Eastern Alps. Extended Abstracts, *Int. Conf. on Alpine Meteorology and MAP-Meeting*, Brig, Switzerland, Meteo Swiss, Publication 66, 157-160
- Ekhart, E., 1949: Über Inversionen in den Alpen. *Met. Rundschau*, **2**, 153-159.
- Foken, T., 2003: *Angewandte Meteorologie*, Springer, Heidelberg, 290 pp.
- Hennemuth, B., 1985: Temperature field and energy budget of a small Alpine valley. *Contrib. Atmos. Phys.*, **58**, 545-559.
- Iijima, Y., and M. Shinoda, 2000: Seasonal changes in the cold-air pool formation in a subalpine hollow, central Japan. *International J. of Climatology*, **20**, 1471-1483.
- Kondo, J., T. Kuwagata, and S. Haginoya, 1989: Heat budget analysis of nocturnal cooling and daytime heating in a basin. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2917-2933.
- Lauscher F., 1937: *Grundlagen des Strahlungsklimas der Lunzer Kleinklimastationen*. Beiheft 4 der Jahrbücher der ZAMG in Wien
- Lauscher F. und M. Roller, 1952: Über die Struktur der Schneedeckenzeit in einem Alpental (Lunz am See), *Wetter und Leben*, **Sonderheft**, 15-19.
- Litschauer D., 1962: *Untersuchung der Entwicklung von Kaltluftseen in Dolinen- und Beckenlagen*. Dissertation Universität Wien, 129 pp.
- Machalek, A., 1974: Inversionsuntersuchungen in einem Gebirgstal. *Wetter und Leben*, **26**, 157-168.
- Maki, M., T. Harimaya, and K. Kikuchi, 1986: Heat budget studies on nocturnal cooling in a basin. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 727-740.
- Mohr E., 1961: Die Gstettneralm – der mitteleuropäische „Kältepol“. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere*, **26**, 38-42.
- Müller, H., and C. D. Whiteman, 1988: Breakup of a nocturnal temperature inversion in the Dischma Valley during DISKUS. *J. Climate Appl. Meteor.*, **27**, 188-194.

- Petkovšek, Z., 1978: Relief meteorologically relevant characteristics of basins. *Z. Meteor.*, **28**, 333-340.
- Petkovšek, Z., and A. Hočevár, 1971: Night drainage winds. *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol., Ser. A*, **20**, 353-360.
- Pospichal, B., S. Eisenbach, C. D. Whiteman, R. Steinacker, and M. Dorninger, 2003: Observations of the cold air outflow from a basin through a low pass. Extended Abstracts, *Int. Conf. on Alpine Meteorology and MAP-Meeting*, Brig, Switzerland, Meteo Swiss, Publication 66, 153-156
- Sauberer F., 1947: Kleinklimatische Niederschlagsuntersuchungen im Lunzer Gebiet, *Die Umwelt*, **Heft 11**, 410-415.
- Sauberer F., 1948: Niederschlagsmessungen am Nordhang des Kleinen Hetzkogels, *Wetter und Leben*, **1**, 297-302.
- Sauberer F., 1952: Kleinklimatische und bioklimatische Arbeiten an der Biologischen Station Lunz, *Wetter und Leben*, **Sonderheft**, 4-12.
- Sauberer F. und I. Dirmhirn, 1954: Über die Entstehung der extremen Temperaturminima in der Doline Gstettner-Alm. *Arch. f. Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B*, **5**, 307-326.
- Sauberer F. und I. Dirmhirn, 1956: Weitere Untersuchungen über die Kaltluftansammlungen in der Doline Gstettner-Alm bei Lunz in Niederösterreich, *Wetter und Leben* **8**, 187-196.
- Schmidt W., 1930: Die tiefsten Minimumtemperaturen in Mitteleuropa. *Die Naturwissenschaften* **18**, 367-369.
- Schmidt W., 1933: Kleinklimatische Beobachtungen in Österreich, *Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XVI. Band*.
- Schmidt W., H. Gams, W. Kühnelt, J. Furlani und H. Müller, 1929: Bioklimatische Untersuchungen im Lunzer Gebiet. *Die Naturwissenschaften* **17**, 176-179.
- Steinacker, R., 1984: Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind. *Contrib. Atmos. Phys.*, **57**, 64-71.
- Steinacker R., M. Dorninger, S. Eisenbach, A. Holzer, B. Pospichal, C. D. Whiteman, and E. Mursch-Radlgruber, 2002: A sinkhole field experiment in the Eastern Alps. Preprints, *10th Conf. on Mountain Meteorology*, Park City, Amer. Meteorol. Soc., 91-92
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary-layer meteorology*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 665 pp.
- Vergeiner, I., and E. Dreiseitl, 1987: Valley winds and slope winds-observations and elementary thoughts. *Meteor. Atmos. Phys.*, **36**, 264-286.
- Wagner, A., 1938: Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **52**, 408-449

- Whiteman, C. D., 1980: Breakup of temperature inversions in Colorado mountain valleys., Ph.D. dissertation, Colorado State University
- Whiteman, C. D., 1982: Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. Observations. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 270-289.
- Whiteman, C. D., and T. B. McKee, 1982: Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part II. Thermodynamic model. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 290-302.
- Whiteman, C. D., 1986: Temperature inversion buildup in Colorado's Eagle valley. *Meteor. Atmos. Physics*, **35**, 220-226.
- Whiteman, C. D., T. B. McKee, and J. C. Doran, 1996: Boundary layer evolution within a canyonland basin. Part I. Mass, heat, and moisture budgets from observations. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2145-2161.
- Whiteman, C. D., J. M. Hubbe, and W. J. Shaw, 2000: Evaluation of an inexpensive temperature data logger for meteorological applications. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 77-81.
- Whiteman C. D., B. Pospichal, S. Eisenbach, R. Steinacker, M. Dorninger, E. Mursch-Radlgruber, and C. B. Clements, 2003: Temperature inversion breakup in the Gstettneralm sinkhole. Extended Abstracts, *Int. Conf. on Alpine Meteorology and MAP-Meeting*, Brig, Switzerland, Meteo Swiss, Publication 66, 263-266
- Whiteman C. D., B. Pospichal, S. Eisenbach, P. Weihs., C. B. Clements, R. Steinacker, E. Mursch-Radlgruber, and M. Dorninger, 2004a: Inversion breakup in small Rocky Mountain and Alpine basins. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1069-1082
- Whiteman C. D., T. Haiden, B. Pospichal, S. Eisenbach, and R. Steinacker, 2004b: Minimum temperatures, diurnal temperature ranges, and temperature inversions in limestone sinkholes of different sizes and shapes. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1224-1236
- Whiteman C. D., S. Eisenbach, B. Pospichal, and R. Steinacker, 2004c: Comparison of vertical soundings and sidewall air temperature measurements in a small Alpine basin. *J. Appl. Meteor.*, in press.
- Zängl G., 2004: Formation of extreme cold-air pools in elevated sinkholes: An idealized numerical process study. *Mon. Wea. Rev.*, in press.

Danksagung

Die Teilnahme an den „Expeditionen“ nach Lunz und ins Grünloch bleibt mir noch lange in guter Erinnerung. Für mich brachte das Mitwirken an einem derartigen Messprojekt eine Menge neuer Erkenntnisse. Ich konnte vieles, was ich zuvor bereits als – manchmal trockene – Theorie gelernt habe, nun in der Praxis hautnah beobachten und verstehen.

Auch die Suche nach Literatur zu diesem Thema gestaltete sich als sehr abwechslungsreich, ich konnte viele alte Arbeiten über meteorologische Forschungen in Lunz finden.

Dank gebührt dem Grundbesitzer des Gebiets um das Grünloch, Herrn DI Kupelwieser vom Schloss Seehof in Lunz, der sich bei unseren Aktivitäten sehr kooperativ zeigte. Er gestattete uns, auf seinem Grund mehrere Winter hindurch Messgeräte in diesem interessanten Gebiet zu installieren.

Besonders danken möchte ich auch Dave Whiteman für seine Einladung ins Pacific Northwest National Laboratory in Richland (USA). Ich konnte mich in einem großen Forschungszentrum für einige Monate komplett der Arbeit mit den im Grünloch gewonnenen Daten widmen. Dave Whiteman war eine große Hilfe beim Lösen von auftretenden Problemen und beim Finden von neuen Ideen. Es machte großen Spaß, miteinander zu arbeiten.

Ebenfalls danken möchte ich meinem Studienkollegen Stefan Eisenbach, der gemeinsam mit mir in den USA war und von dem auch viele Anregungen zu dieser Arbeit stammen.

Nach meinem USA-Aufenthalt unterstützten mich in Wien Prof. Reinhold Steinacker und Dr. Manfred Dorninger. Sie fanden immer wieder die Zeit, für die vorliegende Arbeit weiterführende Ideen und Hinweise zu geben. Dafür möchte ich ihnen danken.

Meiner Schwester Irene gebührt besonderer Dank für das Korrekturlesen der vorliegenden Arbeit, das sie als Studentin der Germanistik mit besonderer Akribie durchgeführt hat.

Meinen Eltern möchte ich für die Ermöglichung und die Unterstützung meines Studiums ebenfalls danken.

Lebenslauf

Persönliche Daten:

Name:	Bernhard Pospichal
geboren am	22. März 1979 in Wien
Eltern:	Josef Pospichal, Direktor einer Polytechnischen Schule Maria Pospichal, geb. Zimmermann, Berufsschullehrerin
Zivilstand:	ledig
Staatsbürgerschaft:	Österreich

Bildungsweg:

1985 bis 1989	Volksschule (Wien 15, Benedikt-Schellinger-Gasse 1-3)
1989 bis 1997	Bundesgymnasium (Wien 15, Auf der Schmelz 4)
1997 bis 2004	Studium der Meteorologie an der Universität Wien
1999 bis 2002	Studium der Handelswissenschaften an der WU Wien (1. Abschnitt)

Berufserfahrung (u.a.):

Aug. 1999	Ferialpraxis bei der ZAMG
März - Juni 2002	Tutor für die Wetterbesprechung
Sept. - Dez. 2002	Forschungsaufenthalt am Pacific Northwest National Laboratory in Richland (USA) bei Dave Whiteman
Juni 2003 - Mai 2004	Zivildienst bei der Caritas Wien
seit April 2004	Mitarbeit bei Meteomedia Österreich