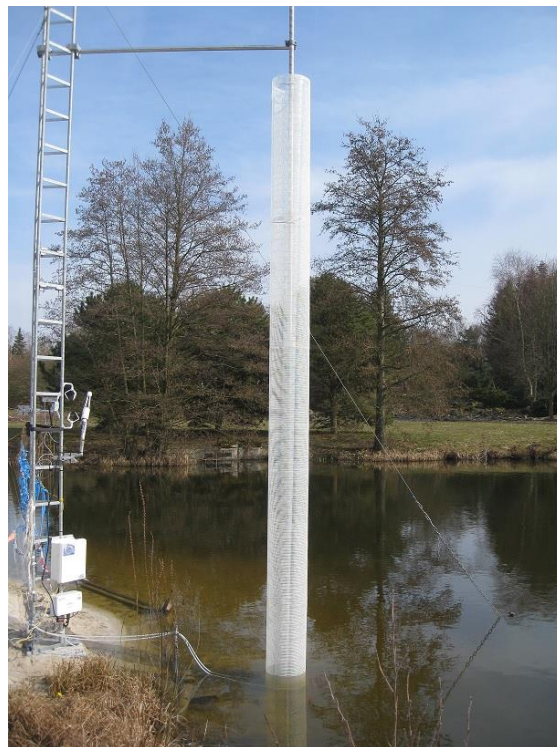


Untersuchung der bodennahen Temperaturgradienten bei Kaltluftentstehung an einem schwach geneigten Hang mithilfe der Distributed Temperature Sensing - Methode



Bachelorarbeit

Armin Sigmund

Betreuer:
Prof. Dr. Christoph Thomas

August 2015

Gutachter:

Prof. Dr. Christoph Thomas (Mikrometeorologie-Gruppe, Universität Bayreuth)

Dr. Wolfgang Babel (Mikrometeorologie-Gruppe, Universität Bayreuth)

Titelbild:

Säule zur Messung des Temperaturprofils im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth

Inhaltsverzeichnis

Erklärung des Verfassers	II
Abbildungsverzeichnis	II
Tabellenverzeichnis	VI
1 Zusammenfassung	1
2 Einleitung	2
3 Material und Methoden	3
3.1 Laborversuch	3
3.2 Experiment	4
3.3 Methoden der Auswertung	6
3.3.1 Analyse der Temperaturprofile	6
3.3.2 Modellierung des Messfehlers	9
4 Ergebnisse	13
4.1 Laborversuch	13
4.2 Fallstudien zum nächtlichen Temperaturprofil	13
4.2.1 21./22. April: Hohes Potential für Kaltluftbildung	13
4.2.2 22./23. März: Wechselnde Strahlungsverhältnisse	17
4.2.3 15./16. März: Wechselnde Windgeschwindigkeiten	20
4.3 Bestimmung der Kaltluftmächtigkeit	24
4.4 Messfehler der Vertikalprofile	25
5 Diskussion	28
6 Schlussfolgerungen	32
7 Danksagung	33
8 Literaturverzeichnis	34
9 Anhang: Materialeigenschaften	36

Erklärung des Verfassers

Mit meiner Unterschrift versichere ich, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst und alle verwendeten Quellen und Hilfsmittel angegeben habe.

Armin Sigmund

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Wasserbad des Laborversuchs: Auf den beiden Spulen waren unterschiedliche Abschnitte des Glas-faserkabels aufgewickelt. Außerdem ist rechts die Aquariumpumpe und links ein Pt-100-Sensor zur Messung der Referenztemperatur zu erkennen..... 4
- Abb. 2: **a** Standort des CADEX-Experiments im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth. Δh : Höhendifferenz zwischen oberem und unterem Hangbereich (A und D). Auf der Wiese im mittleren Hangabschnitt befindet sich eine permanente meteorologische Messstation (B). Dort und über dem See (D) wurden Säulen zur Messung des vertikalen Temperaturprofils (o) und Ultraschallanemometer (X) für Wind- und Flussmessungen installiert. **b** Schematischer Aufbau der Säulen am See (D) und auf der Wiese (B) mit aufgewickelter Glasfaser zur hochaufgelösten Messung des Temperaturprofils. Nahe der Unterlage betrug der Windungsabstand ca. 1 cm, weiter oben ca. 5 cm. Die horizontalen Balken stellen Befestigungsringe aus Plexiglas dar..... 5
- Abb. 3: Säulen aus weißem Armierungsgewebe mit aufgewickelter Glasfaser im Ökologisch-Botanischen Garten: **a** Standort See. **b** Standort Wiese. **c** Punktuelle Befestigung der Glasfaser mit Heißklebstoff..... 6
- Abb. 4: Räumliche Standardabweichung s der Temperatur T in Abhängigkeit der Messzeit Δt im Laborversuch. Die Messzeit ist die Zeitdauer, nach der sich die Messrichtung umkehrt. Das DTS-Gerät wurde im double-ended-Modus betrieben. Im Wasserbad befanden sich zwei Spulen mit unterschiedlichen Abschnitten der Glasfaser. Dargestellt ist der Mittelwert von sieben Wiederholungen bei jeder Messzeit. Zum Vergleich ist der Term $1/n^{1/2}$ eingetragen, wobei n die Anzahl der Probenahmen in der zweifachen Messzeit ist. 13
- Abb. 5: DTS-Messungen am 21. und 22.04.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3 \text{ m}$ zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 m und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7 \text{ m}$. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b). 14
- Abb. 6: Vertikalprofile der Temperatur ΔT mit logarithmischer Auftragung der Höhe z über der **Wiese** (**a**) und über dem **See** (**b**) in der Nacht vom 21./22.04.2015. Um die Profile besser vergleichen zu können, wurde die Temperatur der untersten Messhöhe von der

- jeweiligen Temperatur subtrahiert. Es handelt sich um die gleichen Profile wie in Abb. 5a, c. Der Zeitpunkt 3 Uhr wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen..... 15
- Abb. 7: Stabilität der bodennahen Schichtung am 21./22.04.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Am Abend entstanden zwei Datenlücken aufgrund eines Glas-faserbruches. Die Nacht wurde in eine Phase mit relativ hoher (durchgezogener Rahmen) und eine Phase mit relativ niedriger statischer Stabilität (gestrichelter Rahmen) eingeteilt. **b** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch $\zeta = z L - 1$ für 30-min-Intervalle **c** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In b und c wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können. 16
- Abb. 8: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) z_1 - z_2 - 1$ in der Nacht vom 21./22.04.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 7 eingerahmten Phasen mit relativ hoher bzw. geringer statischer Stabilität wurden getrennt untersucht. **a** Standort **Wiese von 19 bis 22 Uhr**. **b** Standort **See von 19 bis 22 Uhr**. **c** Standort **Wiese von 22 bis 06 Uhr**. **d** Standort **See von 22 bis 6 Uhr**. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurde die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Auf der Wiese wurden die untersten 12 cm aufgrund von Abweichungen zwischen den gefilterten und den gemessenen Daten nicht untersucht, während über dem See die untersten 5 cm aufgrund möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht betrachtet wurden. 17
- Abb. 9: DTS-Messungen am 22. und 23.03.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3 \text{ m}$ zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 m und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7 \text{ m}$. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b). 18
- Abb. 10: Stabilität der bodennahen Schichtung am 22./23.03.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Zusätzlich ist die über der Wiese gemessene langwellige Strahlungs-bilanz L_{netto} eingetragen. Hervorgehoben sind Phasen mit geringer (durchgezogener Rahmen) und hoher langwelliger Strahlungsbilanz (punktierter Rahmen). **b** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch $\zeta = z L - 1$ für 30-min-Intervalle. **c** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In b und c wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können. 19

- Abb. 11: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) z_1 - z_2 - 1$ in der Nacht vom 22./23.03.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 10 eingerahmten Phasen mit hoher bzw. geringer langwelliger Strahlungsbilanz wurden getrennt untersucht. **a** Standort **Wiese bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz**. **b** Standort **See bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz**. **c** Standort **Wiese bei geringer langwelliger Strahlungsbilanz**. **d** Standort **See bei geringer langwelliger Strahlungsbilanz**. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurde die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die untersten 5 cm wurden aufgrund möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht betrachtet..... 20
- Abb. 12: DTS-Messungen am 15. und 16.03.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3 \text{ m}$ zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7 \text{ m}$. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b)..... 21
- Abb. 13: Stabilität der bodennahen Schichtung am 15./16.03.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Zusätzlich sind die 10-min-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit u des Ultraschallanemometers am See ein-getragen. Hervorgehoben sind Phasen mit geringer (durchgezogener Rahmen) und hoher Windgeschwindigkeit (gestrichelter Rahmen) **b** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch $\zeta = z L - 1$ für 30-min-Intervalle. **c** dynamische Stabilität am **See**, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In b und c wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können. 22
- Abb. 14: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) z_1 - z_2 - 1$ in der Nacht vom 15./16.03.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 13 eingerahmten Schwach- und Starkwindphasen wurden getrennt untersucht. **a** Standort **Wiese** während der **Schwachwindphasen**. **b** Standort **Wiese** während der **Starkwindphasen**. **c** Standort **See** während der **Schwachwindphasen**. **d** Standort **See** während der **Starkwindphasen**. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurden die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die untersten 5 cm wurden aufgrund von Abweichungen zwischen den gefilterten und den

- gemessenen Daten sowie möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht untersucht. 23
- Abb. 15: Kaltluftabfluss auf der Wiese am 20.04.2015, visualisiert mit freigesetztem Nebel und Laserlicht. 24
- Abb. 16: Fallstudie zur Bestimmung der Kaltluftmächtigkeit über der Wiese am 21.04.2015. **a** Bodennahe Windrichtung r in 10 cm Höhe, gemessen mit dem Ultraschallanemometer über der Wiese nahe der Profilmessung. Die horizontale graue Linie markiert die Richtung des größten Hanggefälles (60°), die mithilfe eines Kompasses abgeschätzt wurde. Die vertikalen grauen Linien grenzen den Zeitraum mit hangabwärts gerichteter Strömung ein, für den die Kaltluftmächtigkeit in **b** angegeben wird. **b** Mächtigkeit z_K der Kaltluftschicht für 30s-Intervalle in einem 18-minütigen Zeitraum mit hangabwärts gerichtetem Wind. z_K wurde als Höhe des maximalen Temperaturgradienten berechnet. Für die markierten Zeitpunkte t_1 bis t_4 sind die Temperaturprofile in **c** bis **f** dargestellt. **c-f** Temperatur T über der Wiese bis in $z = 1.5\text{ m}$ Höhe zu ausgewählten Zeitpunkten t_1 bis t_4 . Die horizontale Linie markiert die berechnete Kaltluftmächtigkeit z_K . Zur Vermeidung von Fehlern aufgrund der Streuung der Temperaturdaten wurden die gemessenen Profile (graue Linie) mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet (schwarze Linie), wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die Lücke in ca. 1 m Höhe entstand durch die getrennte Filterung der Bereiche mit unterschiedlichem Windungsabstand. Die untersten Messwerte wurden nicht in die Filterung einbezogen, um eine bessere Übereinstimmung zwischen den gefilterten und den gemessenen Temperaturen zu erreichen. Dies geschah durch Ausprobieren und visuellen Vergleich der gefilterten und gemessenen Daten. Zu jedem Profil ist die Messrichtung (ch 1 bzw. ch 2) angegeben. . 25
- Abb. 17: Zeitlich gemittelte Temperatur T in Abhängigkeit der Höhe z in den Nächten (18:00 bis 06:00 Uhr) vom 15./16.03.2015 (**a**) und 21./22.04.2015 (**b**). Zum Vergleich zu den hochaufgelösten Profilen (Säulen) sind die Messwerte des nahe gelegenen Transektabschnitts dargestellt. 26
- Abb. 18: Modellierter Temperaturänderung $TG,1 - TG,0$ der Glasfaser durch Konduktion zwischen dem Armierungsgewebe und der Glasfaser am 10.04.2015 (7 bis 17 Uhr) in 2 m Höhe über der **Wiese (a)** und in 2.13 m Höhe über dem **See (b)**. $TG,1$ bezeichnet die modellierte Glasfasertemperatur unter Berücksichtigung der Konduktion und $TG,0$ die modellierte Glasfasertemperatur unter Ausschluss der Konduktion. Die Differenz dieser beiden Temperaturen ist in Abhängigkeit des zuvor modellierten Temperaturunterschieds $TA,0 - TG,0$ zwischen Armierungsgewebe und Glasfaser dargestellt. Dabei steht der Index A für Armierungsgewebe und 0 bedeutet, dass die Temperatur unter Ausschluss der Konduktion modelliert wurde. Für die thermische Leitfähigkeit wurde auf der Grundlage von Internetrecherchen zunächst ein Wert von $0.1\text{ W K}^{-1}\text{ m}^{-1}$ angenommen, der jedoch mit Unsicherheiten behaftet ist. Zum Vergleich wurde die Modellierung mit höheren Leitfähigkeiten bis zu $1\text{ W K}^{-1}\text{ m}^{-1}$ wiederholt, da reines Glas eine Leitfähigkeit von $1\text{ W K}^{-1}\text{ m}^{-1}$ besitzt (Quelle: http://www.engineeringtoolbox.com/thermal-conductivity-d_429.html). 27
- Abb. 19: Modellierter und gemessener Temperaturunterschied ΔT zwischen einer Glasfaserwindung und der Luft am 10.04.2015 in 2 m Höhe **über der Wiese (a)** und in 2.13

m Höhe über dem **See (b)**. $TG, 1$ bezeichnet die modellierte Glasfasertemperatur unter Berücksichtigung der Konduktion und TL die gemessene Lufttemperatur, die auf der Wiese der Temperatur eines Psychrometers und am See der Schalltemperatur des Ultraschallanemometers entsprach. Die am See gemessene Windgeschwindigkeit wurde auf den Standort Wiese übertragen. Für die thermische Leitfähigkeit wurde der Wert $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ verwendet. Die Modellierung wurde für 10-min-Intervalle durchgeführt. Zum Vergleich ist der Unterschied zwischen der gemessenen Glasfasertemperatur T_{DTS} und der gemessenen Lufttemperatur TL eingezeichnet. 27

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Verwendete Eigenschaften des Glasfaserkabels und des Armierungsgewebes.....	36
Tab. 2: Eigenschaften trockener Luft in Abhängigkeit der Temperatur bei atmosphärischem Druck (Bejan, 2013). ν ist die kinematische Viskosität, k die Wärmeleitfähigkeit und α die molekulare Temperaturleitfähigkeit.....	36

1 Zusammenfassung

Die glasfasergestützte DTS-Methode (Distributed Temperature Sensing) ermöglicht es, die Temperaturen eines Gebiets sowohl mit hoher räumlicher und als auch hoher zeitlicher Auflösung zu messen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde dieses Verfahren in Verbindung mit Wind- und Flussmessungen zur Untersuchung der Kaltluftbildung an einem schwach geneigten Hang eingesetzt. Um an zwei Standorten Temperaturprofile mit besonders hoher vertikaler Auflösung zu erfassen, wurde das Glasfaserkabel um einen neu entworfenen Zylinder aus Armierungsgewebe gewickelt. Die vorliegende Arbeit gibt Aufschluss über die Güte dieser Profilmessungen. Darüber hinaus wurden die beiden Temperaturprofile in drei Nächten mit unterschiedlichen Wind- und Strahlungsbedingungen analysiert, um die Variabilität und Dynamik der nächtlichen bodennahen Temperaturen zu beschreiben und zu erklären. Zudem wurden die Temperaturgradienten hochaufgelöst bestimmt, sodass damit die Mächtigkeit der am Hang gebildeten Kaltluft abgeschätzt werden konnte.

In einer klaren und windschwachen Nacht wurden über einer Wiese beachtliche Temperaturgradienten mit bis zu 30 K m^{-1} bestimmt. Die atmosphärische Stabilität war während der Abenddämmerung am größten und wurde im Verlauf der Nacht geringer. Die schwache Hangneigung reichte bei klarem Himmel und schwachem Wind für die Entstehung eines Kaltluftabflusses aus, der allerdings nur phasenweise auftrat. Die berechnete Mächtigkeit dieser Kaltluftschicht lag zwischen ca. 0.17 m und 0.6 m. Über dem See am unteren Ende des Hanges waren keine Anzeichen für die Ausbildung eines Kaltluftsees erkennbar. Stattdessen war dort ab ca. 22 Uhr eine labile Schichtung vorhanden, nachdem die Lufttemperatur bereits weit unter die Wassertemperatur abgefallen war. In den ausgewählten Nächten wurden verschiedene Stabilitätsparameter verglichen. Die vertikale Temperaturdifferenz und der Obukhov-Stabilitätsparameter $\zeta = z L^{-1}$ stimmten in ihrer Aussage weitgehend überein. Die Bulk-Richardson-Zahl wich jedoch davon ab, wenn die beiden anderen Stabilitätsparameter eine labile Schichtung anzeigten.

Bei den hochaufgelösten Temperaturprofilen kam es vor allem auf Höhe einiger Befestigungsringe zu Messfehlern. Mithilfe eines Energiebilanzmodells für die aufgewickelte Glasfaser wurde angedeutet, dass das Armierungsgewebe zumindest in ca. 2 m Höhe nur einen vernachlässigbaren Fehler durch Konduktion verursacht. Zudem sagte das Modell tagsüber in 2 m Höhe einen Gesamtfehler von bis zu 0.9 K bei hoher Globalstrahlung vorher.

Es lässt sich festhalten, dass die DTS-Methode in der angewendeten Form einzigartige Informationen über die bodennahe Luftschicht bereitstellt. Am Tag sind die Daten aufgrund des Strahlungsfehlers vor allem bei schwachem Wind und in direkter Bodennähe mit Vorsicht zu interpretieren. Im Hinblick auf die Prozesse der Kaltluftbildung hat sich gezeigt, dass Kaltluftabfluss auf der schwach geneigten Wiese vorkommt. Jedoch wurde die Entstehung eines Kaltluftsees über dem Wasser verhindert, weil das warme Seewasser zu einer labilen Schichtung und damit zu einer Durchmischung von Kalt- und Warmluft führte.

2 Einleitung

Die Temperaturen in der Erdatmosphäre werden vom Energiehaushalt der Luft und der Erdoberfläche bestimmt. Während des Tages spielt die kurzwellige Solarstrahlung als Energiequelle die entscheidende Rolle. In der Nacht ist die langwellige Strahlungsbilanz von besonderer Bedeutung. In beiden Fällen findet der wesentliche Energieumsatz an der Erdoberfläche statt (Foken 2003), sodass in der bodennahen Luft sehr große räumliche und zeitliche Temperaturänderungen auftreten. Dies prägt die Lebensbedingungen vieler Organismen, die ihren Lebensraum an der Erdoberfläche haben. Auch der Mensch und sein wesentlicher Aktivitätsbereich sind unmittelbar vom Wärmehaushalt an der Erdoberfläche und der daraus resultierenden Temperaturverteilung betroffen.

Tagsüber führt die Solarstrahlung typischerweise zu einer Erwärmung der Unterlage und damit in der darüber liegenden Luft zu einer Temperaturabnahme mit der Höhe, d.h. zu negativen vertikalen Temperaturgradienten. In der Nacht entstehen dagegen typischerweise Inversionen, d.h. positive Temperaturgradienten, da sich die Unterlage aufgrund des Energieverlusts durch langwellige Strahlung am stärksten abkühlt. Sowohl Messungen als auch theoretische Überlegungen ergeben in beiden Fällen vom Betrag her eine rasche Abnahme der Gradienten mit der Höhe (Geiger 2013). Bei der Messung des Temperaturprofils ist deshalb besonders in Bodennähe eine hohe vertikale Auflösung erforderlich. Die genaue Ausprägung des Temperaturprofils hängt jedoch von mehreren Faktoren ab. Dazu zählen unter anderem die Eigenschaften der Unterlage wie Albedo, Emissivität, spezifische Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit. Die Oberfläche eines Sees erwärmt sich beispielsweise schwächer oder sie kühlt sich langsamer ab als eine Wiese oder gar eine Asphaltdecke (Häckel 2012). Auch der Wind hat einen wichtigen Einfluss auf das Temperaturprofil. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit steigt der turbulente Wärmeaustausch, der die Temperaturgradienten vom Betrag her verringert. Außerdem kann durch Advektion Luft aus einer wärmeren oder kälteren Umgebung herangetragen werden (Geiger 2013). Ein weiterer Faktor ist die Bewölkung. Z.B. verringert sie nachts durch erhöhte Gegenstrahlung die Abkühlung an der Erdoberfläche und schwächt damit die Temperaturgradienten ab.

Zudem kann das Temperaturprofil durch eine Kaltluftschicht modifiziert werden. Kaltluftabfluss entsteht in klaren und windschwachen Nächten insbesondere an steilen Hängen, lässt sich aber auch an sehr schwach geneigten Hängen bei sehr stabiler Schichtung zumindest zeitweise beobachten (Mahrt u. Larsen 1990). Aufgrund ihrer hohen Dichte sammelt sich die Kaltluft gewöhnlich in Senken und staut sich zu Kaltluftseen auf. Das Phänomen der nächtlichen Kaltluftbildung stand im Mittelpunkt des CADEX-Experiments (Cold Air Drainage Experiment), auf dem die vorliegende Arbeit beruht. Das Projekt hatte zum Ziel, das Ausmaß und die Bedingungen der Kaltluftbildung an einem schwach geneigten Hang zu untersuchen. In flachen Gebieten ist die Kaltluftdynamik noch relativ wenig erforscht. Zur räumlich hochaufgelösten Messung der Temperaturen entlang des Hanges wurde das DTS-Verfahren (Distributed Temperature Sensing) eingesetzt. Bei dieser Methode werden Laserimpulse durch ein Glasfaserkabel gesandt und die Intensitäten der unelastischen Rückstreuung des Lichts gemessen. Da bei der zugrunde liegenden Raman-Streuung die Intensität des Anti-Stokes-Signals temperaturabhängig ist, kann auf die Temperaturen entlang der Glasfaser

zurückgeschlossen werden (Selker et al. 2006). Das Verfahren bietet gegenüber einzelnen Punktmessungen den Vorteil, dass relativ kostengünstig an sehr vielen Punkten gleichzeitig gemessen wird, ohne dass gerätespezifische Unterschiede auftreten (Selker et al. 2006). In den letzten Jahren wurde die DTS-Methode erfolgreich in der atmosphärischen Forschung eingesetzt (Keller et al. 2011; Thomas et al. 2012; Sayde et al. 2015).

Das CADEX-Experiment fand im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth vom 13. März bis 29. April 2015 statt. Das DTS-Verfahren wurde mit einer räumlichen Auflösung von 1 m entlang der Glasfaser eingesetzt. Um an zwei Orten Vertikalprofile mit höherer Auflösung zu erhalten, wurde das Glasfaserkabel dort um einen Zylinder gewickelt. Da die Temperaturprofile zum ersten Mal auf diese Weise erfasst wurden, musste der Zylinder neu entworfen werden. Dadurch, dass die Glasfaser direkten Kontakt zum Zylinder hatte, war eine Verfälschung der Messung durch Konduktion möglich. Bei dieser Art des Wärmetransports wird die Energie von einem zum nächsten Atom in Richtung des Temperaturgefälles weitergegeben. Wenn sich der Zylinder stärker als die anliegende Glasfaser erwärmt oder abkühlt, verändert sich dadurch die Temperatur der Glasfaser und somit das Messergebnis. Eine weitere Fehlerquelle stellt der Wärmetransport durch Strahlung dar. Am Tag ist die Glasfaser der energiereichen Solarstrahlung ungeschützt ausgesetzt und erwärmt sich deshalb stärker als die Luft. Nachts kann sich die Glasfaser aufgrund der Ausstrahlung stärker als die Luft abkühlen. Da die Strahlungsbilanz tagsüber vom Betrag her größere Werte als in der Nacht annehmen kann, sind die größten Fehler am Tag zu erwarten. Beeinflusst wird der Messfehler zudem von der Windgeschwindigkeit, die den konvektiven Energieaustausch mit der Luft maßgeblich beeinflusst.

In diesem Zusammenhang wurden mit dieser Arbeit folgende Hauptziele verfolgt:

- Mithilfe der hochaufgelösten Vertikalprofile sollen die zeitlichen und räumlichen Muster der bodennahen Temperaturen in Nächten mit unterschiedlichem Potential für Kaltluftbildung charakterisiert und erklärt werden.
- Die vertikalen Temperaturgradienten sollen berechnet und zur Ermittlung der Kaltluftmächtigkeit genutzt werden.
- Der Messfehler der neu konzipierten Profilmessungen soll für den Tag durch Modellierung der Energiebilanz quantifiziert werden.

3 Material und Methoden

3.1 Laborversuch

Das verwendete DTS-Gerät (Modell ORYX DTS, SensorNet Ltd, Elstree, HERTS, United Kingdom) sendet Laserimpulse mit einer Frequenz von 8.5 kHz aus und bildet den Mittelwert der gemessenen Signale über ein vom Nutzer festgelegtes Zeitintervall. Je kürzer diese Messzeit gewählt wird, desto besser lassen sich kurzfristige Prozesse untersuchen, aber desto ungenauer werden die einzelnen Messwerte. Um die Genauigkeit der Messungen einschätzen zu können und eine geeignete Messzeit zu bestimmen, wurde ein Laborversuch im Vorfeld des Experiments durchgeführt. Dabei wurde die gleiche Multimode-Glasfaser (Modell

FBR00259 DRAKA 50/125 BIF OM2, AFL, Mönchengladbach, Deutschland) wie im Experiment verwendet. Sie besitzt einen Kerndurchmesser von 50 μm , umgeben von einem Glasmantel (cladding) mit 125 μm Durchmesser. Zur Stabilisierung und zum Schutz wird die Glasfaser von Kevlarfasern sowie einem weißen PVC-Schutzmantel mit 900 μm Durchmesser eingehüllt. Beide Enden der Glasfaser wurden an das DTS-Gerät angeschlossen. Die Messrichtung kehrte sich nach der eingestellten Messzeit um. Der Laborversuch wurde im double-ended-Modus durchgeführt, d.h. aus den Signalen beider Messrichtungen wurde geräteintern die mittlere Temperatur pro zweifacher Messzeit berechnet. Zwei ca. 50 m lange Glasfaserabschnitte wurden auf jeweils eine Spule aufgewickelt und in ein Wasserbad bekannter Temperatur gelegt, ohne dass die aufgewickelte Glasfaser die Wand des Behälters berührte (Abb. 1). Um eine möglichst konstante und homogene Wassertemperatur zu erhalten, wurde der Versuch in einer Kühlbox und mit einer Aquariumpumpe durchgeführt. Der Deckel des Behälters blieb offen, um das Glasfaserkabel nicht einzuengen und zu beschädigen. Für folgende Messzeiten wurden die Temperaturen entlang der Glasfaser jeweils sieben Mal erfasst: 15 s, 20 s, 30 s, 60 s, 120 s, 240 s. Das Wasser war mit ca. 11 °C kälter als die Luft im Laborraum, sodass sich das Temperatursignal des Wasserbads deutlich vom übrigen Signal unterscheiden ließ.



Abb. 1: Wasserbad des Laborversuchs: Auf den beiden Spulen waren unterschiedliche Abschnitte des Glasfaserkabels aufgewickelt. Außerdem ist rechts die Aquariumpumpe und links ein Pt-100-Sensor zur Messung der Referenztemperatur zu erkennen.

Anschließend wurde pro Spule die räumliche Standardabweichung der Temperaturmessungen berechnet. Bei einer räumlich und zeitlich konstanten Wassertemperatur wird die räumliche Standardabweichung der Messungen nur von der Genauigkeit des DTS-Geräts und der Messzeit beeinflusst. Nach Grundlagen der Statistik hängt die Standardabweichung $\sigma_{\bar{x}}$ des Mittelwerts wie folgt mit der Stichprobenanzahl n zusammen (Precht et al. 2005):

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1)$$

Dabei ist σ die Standardabweichung einer einzelnen Probenahme ($n = 1$). n entspricht der Anzahl der Probenahmen und ergibt sich durch Multiplikation der Probenahme-Frequenz (8.5 kHz) mit der zweifachen Messzeit. Nach Gl. (1) ist ein proportionaler Zusammenhang zwischen der räumlichen Standardabweichung der Messungen und dem Term $1/\sqrt{n}$ zu erwarten.

3.2 Experiment

Das CADEX-Experiment wurde an einem leicht geneigten Hang (ca. 1.3 °) und einem angrenzenden See im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth durchgeführt. Im Zeitraum vom 13. März bis 29. April 2015 wurden mithilfe des DTS-Verfahrens Temperaturen entlang eines ca. 170 m langen Transekts vom oberen Hangabschnitt bis zum See am unteren

Ende des Hanges erfasst. Dazu wurde ein zusammenhängendes, ca. 2 km langes Glasfaserkabel verlegt und gespannt. Gegenstand dieser Arbeit sind zwei Teilabschnitte, die für hochaufgelöste Vertikalprofile genutzt wurden. Das eine Profil befand sich auf der freien Wiese im mittleren Hangabschnitt, um vor allem die Mächtigkeit des Kaltluftabflusses zu erfassen. Das andere Profil wurde in und über dem See in Ufernähe am unteren Ende der Messtrecke bestimmt, um die Mächtigkeit eines potentiellen Kaltluftsees zu ermitteln. Daneben ermöglichte ein Ultraschallanemometer (Modell CSAT3, Campbell Sci., Logan, UT, USA) in Verbindung mit einem Open-Path-Hygrometer (Modell LI 7500, LI-COR, Lincoln, NE, USA) begleitende Messungen der turbulenten Flüsse nach der Eddy-Kovarianz-Methode (Abb. 2a). Dieser Messkomplex befand sich in 2.13 m Höhe. Auf der Wiese wurde ein Ultraschallanemometer des gleichen Modells zur Messung der bodennahen Windgeschwindigkeit und -richtung in 10 cm Höhe installiert. Außerdem befindet sich dort eine permanente meteorologische Messstation, die unter anderem Strahlungs- und Temperaturdaten als 10-min-Mittelwerte bereitstellte.

Für die DTS-Messungen wurden eine räumliche Auflösung von 1 m und eine zeitliche Auflösung von 30 s gewählt. Beide Enden des Glasfaserkabels wurden an das Gerät angeschlossen, aber im Gegensatz zum Laborversuch wurde der single-ended-Modus verwendet. Bei dieser Konfiguration werden die Temperaturen für beide Messrichtungen getrennt aufgezeichnet. Nach jeweils 30 s wechselte die Messrichtung, wodurch sich die Vertikalprofile abwechselnd am Anfang und am Ende der durchlaufenen Glasfaserstrecke befanden. Durch das Aufwickeln der Glasfaser um einen Zylinder (im Folgenden: Säule) wurde bei den Profilmessungen eine hohe vertikale Auflösung erreicht. Der Umfang der Säule betrug ca. 1 m,

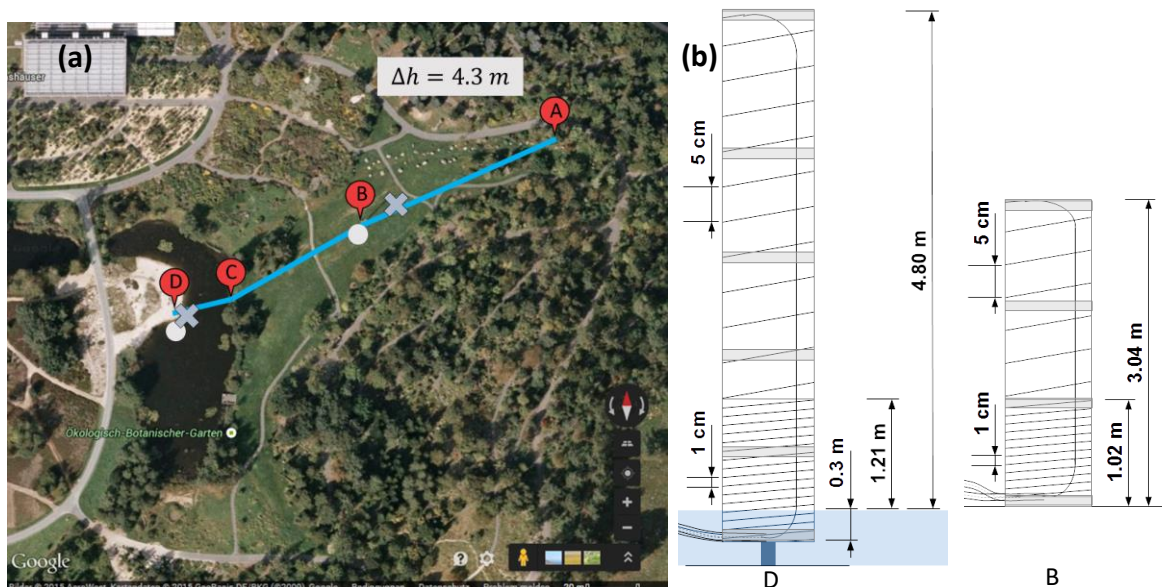


Abb. 2: **a** Standort des CADEX-Experiments im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth. Δh : Höhendifferenz zwischen oberem und unterem Hangbereich (A und D). Auf der Wiese im mittleren Hangabschnitt befindet sich eine permanente meteorologische Messstation (B). Dort und über dem See (D) wurden Säulen zur Messung des vertikalen Temperaturprofils (o) und Ultraschallanemometer (X) für Wind- und Flussmessungen installiert. **b** Schematischer Aufbau der Säulen am See (D) und auf der Wiese (B) mit aufgewickelter Glasfaser zur hochaufgelösten Messung des Temperaturprofils. Nahe der Unterlage betrug der Windungsabstand ca. 1 cm, weiter oben ca. 5 cm. Die horizontalen Balken stellen Befestigungsringe aus Plexiglas dar.

sodass pro Glasfaserwindung ein Messwert zustande kam. Nahe der Unterlage wurde ein enger Windungsabstand von ca. 1 cm gewählt (Abb. 2b), da dort die größten Temperaturgradienten auftreten. Weiter oben betrug der Abstand zwischen den Windungen 5 cm. Mit der Säule am See wurden Temperaturen von 0.3 m Wassertiefe bis in eine Höhe von 4.8 m über dem Wasser gemessen, mit der Säule auf der Wiese bis in eine Höhe von ca. 3 m. Zur Minimierung des Strahlungsfehlers wurde die Säule aus weißem Armierungsgewebe mit ca. 3.8 mm Maschenweite gefertigt (Abb. 3). Das Armierungsgewebe bestand ebenfalls aus Glasfasern und wurde mit Heißklebstoff zu einer Röhre geformt, die in ca. 1-m-Abständen an transparenten Plexiglasringen befestigt war. Die Säule auf der Wiese besaß Plexiglasringe in den Höhen 0 m, 1 m, 2 m und 3 m über dem Boden, die Säule am See in den Höhen -0.3 m, 0.6 m, 1.6 m, 2.6 m, 3.6 m und 4.8 m über dem Wasserspiegel. Das Glasfaserkabel wurde mit Heißklebstoff viermal pro Windung punktuell befestigt (Abb. 3c) und am Ende geradlinig wieder an der Säule heruntergeführt.

Ergänzend zu den Messungen wurde am 11. und 20. April die Luftströmung bei Nacht mithilfe einer Nebelmaschine und Laserlicht beobachtet, um das Auftreten von Kaltluft zu visualisieren und zu verifizieren.

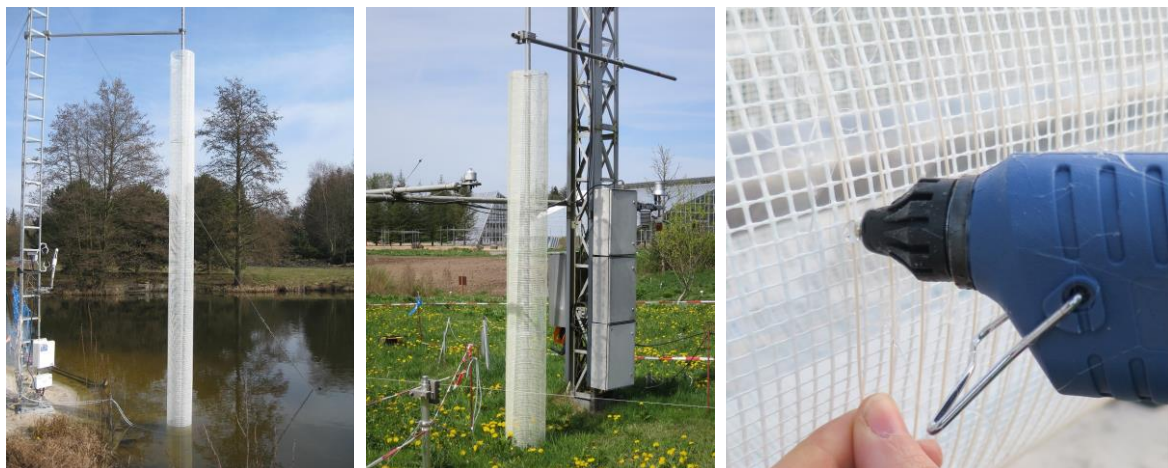


Abb. 3: Säulen aus weißem Armierungsgewebe mit aufgewickelter Glasfaser im Ökologisch-Botanischen Garten: **a** Standort See. **b** Standort Wiese. **c** Punktuelle Befestigung der Glasfaser mit Heißklebstoff.

3.3 Methoden der Auswertung

Zur Datenauswertung wurde das Computerprogramm MATLAB (Version R2014b, The MathWorks, Inc., Natick, MA, USA) genutzt. Die Berechnung einzelner Größen aus den Eddy-Kovarianz-Daten wurde mit der bmm-flux-Software durchgeführt (Thomas et al. 2009), worauf an entsprechender Stelle näher eingegangen wird.

3.3.1 Analyse der Temperaturprofile

Von den 46 Nächten der Messperiode wurden drei ausgewählt, um in Fallstudien die Temperaturprofile bei unterschiedlichem Potential für Kaltluftbildung zu analysieren. Um noch repräsentivere Aussagen treffen zu können, müssten mehrere ähnliche Nächte als Ensemble untersucht werden. Doch auch aus Fallstudien lassen sich im Rahmen dieser Arbeit erste Erkenntnisse ableiten. Die Auswahl der Nächte erfolgte unter Berücksichtigung

folgender Voraussetzungen für Kaltluftbildung: geringe Windgeschwindigkeit, hohe langwellige Strahlungsbilanz und möglichst wenig Taufall. Um den Extremfall stabiler Schichtung sowie Prozesse der Kaltluftbildung zu untersuchen, wurde eine Nacht ausgewählt, in der alle drei Voraussetzungen weitgehend erfüllt waren. Des Weiteren wurden zwei Nächte mit mäßigen und schwankenden Voraussetzungen analysiert, um herauszufinden, wie groß der Einfluss einzelner Faktoren auf die Temperaturgradienten und die Kaltluftentstehung ist.

Zunächst wurden die Temperaturprofile zu einzelnen Zeitpunkten sowie der zeitliche Verlauf in unterschiedlichen Höhen visualisiert und charakterisiert. Dabei wurden jeweils zwei aufeinander folgende single-ended-Messungen zu einem 1-min-Mittelwert zusammengefasst. Auf Höhe der Befestigungsringe mussten einige Messwerte aufgrund einer starken strahlungsbedingten Abkühlung ausgeschlossen und durch linear interpolierte Werte ersetzt werden. Nach der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie kann das Temperaturprofil in der Bodenschicht folgendermaßen beschrieben werden (Monin u. Obukhov 1954):

$$T(z) - T(z_0) = T_* \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta \frac{z}{L} \right] \quad (2)$$

wobei $T(z)$ [K] die Temperatur in der Höhe z [m], z_0 die Rauigkeitslänge und β eine universelle Konstante ist. L [m] ist die Obukhov-Länge, auf die weiter unten näher eingegangen wird und T_* [K] ist die dynamische Temperatur, die sich wie folgt ausdrücken lässt (Monin u. Obukhov 1954):

$$T_* = - \frac{1}{\kappa u_*} \frac{Q_H}{\rho \cdot c_p} \quad (3)$$

Dabei ist κ [1] die von-Kármán-Konstante, u_* [$m s^{-1}$] die Schubspannungsgeschwindigkeit, ρ [$kg m^{-3}$] die Luftdichte, c_p [$J kg^{-1} K^{-1}$] die spezifische Wärmekapazität der Luft und Q_H [$W m^{-2}$] der fühlbare Wärmestrom. Bei neutraler Schichtung gilt $z L^{-1} = 0$, sodass sich nach Gl (2) ein logarithmisches Temperaturprofil ergibt. Dagegen weicht das Temperaturprofil bei stabiler ($z L^{-1} > 0$) und labiler Schichtung ($z L^{-1} < 0$) nach Gl. (2) systematisch von der logarithmischen Form ab. Vor diesem Hintergrund wurden einige bei Nacht gemessene Temperaturprofile in einem Diagramm mit logarithmischer Auftragung der Höhe dargestellt, um die Form der Profile visuell einordnen zu können.

Zur Beurteilung der Luftschichtung wurde unter anderem die statische Stabilität berechnet. Dies geschah durch Subtraktion der Temperatur in 2.82 m Höhe von der Temperatur in 0.10 m Höhe, da diese Messhöhen an beiden Vertikalprofilen nicht von Artefakten aufgrund der Befestigungsringe betroffen waren. Um die Streuung der Daten zu verringern, wurden zuvor 5-min-Mittelwerte der Temperatur gebildet. Die statische Stabilität berechnet sich normalerweise aus der potentiellen Temperatur, die sich durch trockenadiabatischen Auf- oder Abstieg eines Luftpakets auf das 1000-hPa-Druckniveau ergibt. Um auf dieses Niveau zu gelangen müsste die Luft in 2.82 m Höhe 2.72 m weiter absinken und würde sich dabei um den folgenden Wert stärker erwärmen als die Luft in 0.10 m Höhe:

$$\Gamma_d \cdot \Delta z = 0.01 K m^{-1} \cdot 2.72 m \approx 0.03 K \quad (4)$$

Dabei ist $\Gamma_d [K m^{-1}]$ der trockenadiabatische Temperaturgradient und $\Delta z [m]$ die Höhendifferenz. Daraus folgt, dass die Differenz der potentiellen Temperatur für die genannten Höhen nur um ca. 0.03 K von der Differenz der absoluten Temperatur abweicht. Deshalb wurde die absolute Temperatur zur Berechnung der statischen Stabilität verwendet.

Zusätzlich wurde mithilfe der Wind- und Flussmessungen die dynamische Stabilität über dem See in Form des Obukhov-Stabilitätsparameters $\zeta [1]$ bestimmt:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (5)$$

$z [m]$ ist hierbei die Höhe und $L [m]$ die Obukhov-Länge, die sich wie folgt berechnet (Monin u. Obukhov 1954):

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T} \frac{Q_H}{\rho \cdot c_p}} \quad (6)$$

Die Variablen haben die gleiche Bedeutung wie oben. Der fühlbare Wärmestrom $Q_H [W m^{-2}]$ wurde nach der Eddy-Kovarianz-Methode bestimmt. Diese Methode erfordert bei stabiler Schichtung mindestens eine Messzeit von etwa 30 min (Foken 2003). Deshalb wurde der Obukhov-Stabilitäts-Parameter ζ mit der bmm-flux-Software jeweils für 30-min-Intervalle berechnet. Dieses Programm sortiert diejenigen Messwerte aus, die vom Messgerät als fehlerhaft gekennzeichnet wurden oder die außerhalb der Plausibilitätsgrenzen liegen (Thomas et al. 2009). Anschließend werden Ausreißer entfernt, eine Rotation der Koordinaten (im Fall dieser Arbeit eine dreidimensionale Rotation) durchgeführt und die Zeitverschiebung der Messsignale korrigiert. Der fühlbare Wärmestrom wird nach dem Korrekturverfahren von Schotanus et al. (1983) aus dem Auftriebsstrom berechnet.

Außerdem wurde die Bulk-Richardson-Zahl B als ein weiteres Maß für die dynamische Stabilität parametrisiert (Lettau u. Davidson 1957; Golder 1972):

$$B = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta / \partial z}{u^2} \bar{z}^2 \quad (7)$$

Dabei wird die Windgeschwindigkeit $u [m s^{-1}]$ in nur einer Höhe $\bar{z} [m]$ benötigt. Im Experiment betrug \bar{z} 2.13 m. Die betrachtete Schicht wird gewöhnlich so gewählt, dass \bar{z} das geometrische Mittel der Ober- und Unterseite darstellt. Der Vertikalgradient der potentiellen Temperatur $\partial \theta / \partial z [K m^{-1}]$ wurde durch den Differenzenquotient der absoluten Temperatur für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m angenähert. Als Temperatur $T [K]$ wurde der Mittelwert der Temperaturen an der Ober- und Unterseite der Schicht eingesetzt. $g [m s^{-2}]$ ist wie oben die Schwerebeschleunigung. Die Bulk-Richardson-Zahl wurde wie die vertikale Temperaturdifferenz jeweils für 5-min-Intervalle berechnet.

Darüber hinaus wurden die vertikalen Temperaturgradienten in Abhängigkeit der Höhe in den ausgewählten Nächten quantifiziert. Die gerätebedingte Streuung der Messwerte kann insbesondere bei engen Glasfaserwindungen zu großen Fehlern führen, wenn der Gradient als Differenzenquotient benachbarter Messpunkte berechnet wird. Deshalb wurde ein Wavelet-Filter auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 zur Glättung der Temperauroprofile

verwendet (Thomas u. Foken 2005). Dieser Filter führte eine Orthogonalzerlegung des Temperatursignals mit einer kritischen Länge von 2.4 cm im Bereich der engen Windungen und einer kritischen Länge von 11.8 cm im Bereich der weiten Windungen durch. Aufgrund der getrennten Filterung der beiden Bereiche mit unterschiedlichem Windungsabstand war der Gradient am Übergang dieser Bereiche fehlerbehaftet und wurde ausgeschlossen. Direkt über der Unterlage konnten die gefilterten Daten den gemessenen Temperaturverlauf nur unzureichend wiedergeben, vor allem auf der Wiese, wo sich die Temperaturgradienten in Oberflächennähe sehr stark mit der Höhe änderten. Aus diesem Grund wurden die Messwerte in den untersten 4 bis 5 cm auf der Wiese nicht in die Wavelet-Filterung einbezogen, wodurch eine bessere Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den gefilterten Daten erreicht wurde. Durch den Ausschluss der untersten Messwerte wurden außerdem mögliche Artefakte aufgrund des Kontakts zur Unterlage vermieden. Anhand der gefilterten Daten wurden die Gradienten zu jedem Zeitpunkt zwischen den benachbarten Messpunkten berechnet.

Schließlich wurde anhand der berechneten Gradienten die Mächtigkeit der Kaltluftschicht in einem geeigneten Zeitraum abgeschätzt. In einer Nacht mit sehr stabiler Schichtung über der Wiese wurde eine Phase mit hangabwärts gerichteter bodennaher Luftströmung ausgewählt. Für diesen 18 min dauernden Zeitraum wurde der Ansatz nach Thomas et al. (2012) zur Bestimmung der Kaltluftmächtigkeit mithilfe hochaufgelöster Temperaturprofile getestet. Dabei wird die Obergrenze $z_K [m]$ der Kaltluftschicht als Höhe des maximalen Temperaturgradienten $\Delta T (\Delta z)^{-1} [K m^{-1}]$ definiert. Aufgrund der hohen zeitlichen Variabilität des Kaltluftabflusses wurde diese Höhe für jedes 30-s-Intervall ermittelt.

3.3.2 Modellierung des Messfehlers

Um den Messfehler der Vertikalprofile während des Tages einschätzen zu können, wurden die Temperaturunterschiede zwischen der aufgewickelten Glasfaser und der Luft mithilfe eines Energiebilanzmodells berechnet. Die Energiebilanz $Q [W]$ einer Glasfaserwindung ergibt sich aus der Summe der aufgenommenen und abgegebenen Energieflüsse (verändert nach Sayde et al. 2015):

$$Q = Q_{in}^S + Q_{in}^L + Q_{aus}^L + Q^{Konv} + Q^{Kond} \quad (8)$$

Q_{in}^S ist der Energiegewinn durch kurzwellige Strahlung, Q_{in}^L der Energiegewinn durch langwellige Strahlung von der Atmosphäre und der Unterlage sowie Q_{aus}^L der Energieverlust durch langwellige Ausstrahlung von der Glasfaseroberfläche. Der konvektive Energieaustausch Q^{Konv} mit der Luft und der konduktive Energieaustausch Q^{Kond} mit dem Armierungsgewebe können je nach Bedingungen zu einem Energiegewinn oder -verlust führen. Alle Energieflüsse sind in W ausgedrückt. Sie werden positiv angegeben, wenn sie Energie von der Glasfaser abführen und negativ, wenn der Glasfaser Energie zugeführt wird. Die Energiebilanz entspricht der Änderungsrate der in der Glasfaserwindung gespeicherten Energie und lässt sich unter der Annahme einer homogenen Glasfasertemperatur $T [K]$ wie folgt ausdrücken (Sayde et al. 2015):

$$c_p \rho V \frac{dT}{dt} = Q \quad (9)$$

wobei c_p [$J kg^{-1} K^{-1}$] die spezifische Wärmekapazität, ρ [$kg m^{-3}$] die Dichte, V [m^3] das Volumen und t [s] die Zeit ist.

Zunächst wurde untersucht, wie stark die Glasfaser Temperatur durch den konduktiven Energieaustausch mit dem Armierungsgewebe verändert wird. Die Konduktion Q^{Kond} [W] lässt sich nach dem Fourier-Gesetz in Differenzenschreibweise abschätzen (Çengel 1998):

$$Q^{Kond} = k A \frac{T_G - T_A}{\Delta x} \quad (10)$$

Δx [m] ist die Dicke der betrachteten Schicht und entspricht dem Abstand zwischen der Mitte der Glasfaser und der Mitte des anliegenden Armierungsgewebestranges. T_G [K] ist die Temperatur der Glasfaser und T_A [K] die Temperatur des Armierungsgewebes. Die Fläche A [m^2] steht rechtwinklig zum Energiefluss und entspricht der Kontaktfläche einer Glasfaserwindung mit dem Armierungsgewebe. Diese Kontaktfläche wurde mit 0.5 cm^2 abgeschätzt. Für die thermische Leitfähigkeit k wurde ein Wert von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ als angenommen, was dem Mittelwert der Leitfähigkeiten von Glasfaserarmierung (Fiberglass: $0.04 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$, Quelle: http://www.engineeringtoolbox.com/thermal-conductivity-d_429.html) und PVC ($0.15 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$, Quelle: <http://www.kern.de/cgi-bin/riweta.cgi?nr=2690&lng=2>) entspricht. Es war jedoch nicht eindeutig, ob unter Fiberglass Glasfaserarmierung oder Glasfaserdämmplatten verstanden wurden. Dämmplatten besitzen vermutlich eine geringere thermische Leitfähigkeit als das Armierungsgewebe, weshalb die Berechnung zum Vergleich mit höheren Leitfähigkeiten wiederholt wurde. Die Stränge des Armierungsgewebes wurden zylindrisch mit gleichem Radius wie das Glasfaserkabel angenommen. Eine Auflistung weiterer bei der Fehlermodellierung verwendeten Materialeigenschaften und Quellen befindet sich im Anhang.

Zur Berechnung der Konduktion müssen die Temperaturen der Glasfaser und des Armierungsgewebes bekannt sein. Diese Temperaturen wurden jeweils anhand einer Energiebilanzgleichung auf Grundlage von Gl. (8) und (9) modelliert. In diesem ersten Schritt blieb die Konduktion Q_{Kond} unberücksichtigt. Sie wurde erst in einem zweiten Schritt in die Energiebilanz der Glasfaser einbezogen, um dann die zusätzliche Temperaturänderung durch Konduktion bestimmen zu können. Nach Einsetzen und Umformen von Gl. (8) und (9) ergibt sich folgende Energiebilanzgleichung unter Ausschluss der Konduktion (verändert nach Sayde et al. 2015):

$$-\frac{1}{2} c_p \rho r \frac{dT_S}{dt} = (\overline{S}_b + \overline{S}_d + \rho \overline{S}_t)(1 - a) + (\overline{L}_\downarrow + \overline{L}_\uparrow)\varepsilon + \varepsilon \sigma T_S^4 + h(T_S - T_L) \quad (11)$$

Dabei sind \overline{S}_b , \overline{S}_d , $\rho \overline{S}_t$, \overline{L}_\downarrow , \overline{L}_\uparrow jeweils die mittleren Intensitäten der direkten, diffusen, Reflex-, Gegen- und Ausstrahlung in $W m^{-2}$, wobei die Mittelwerte über die Oberfläche einer Glasfaserwindung bzw. eines Armierungsgewebestrangs gemeint sind. a [1] bezeichnet die Albedo, ε [1] die Emissivität, σ [$W m^{-2} K^{-4}$] die Stefan-Boltzmann-Konstante, h [$W K^{-1} m^{-2}$] den turbulenten Wärmeleitungskoeffizienten und r [m] den Radius. Ist die Lufttemperatur T_L [K] bekannt, lässt sich die gesuchte Temperatur T_S [K] (s steht für surface) der Glasfaser bzw. des Armierungsgewebes mit Gl. (11) berechnen. Dies erfolgte für die Höhe, in der am Standort Wiese die Trockentemperatur eines Psychrometers bzw. am Standort See

die Schalltemperatur des Ultraschallanemometers als Lufttemperatur zur Verfügung stand. Die Temperaturänderung $dT_s (dt)^{-1} [K s^{-1}]$ wurde sowohl im Fall der Glasfaser als auch im Fall des Armierungsgewebes den DTS-Messungen entnommen. Über der Wiese wurden alle dort benötigten Strahlungskomponenten gemessen. Für den Standort See wurden die Reflexstrahlung mithilfe der Albedo von Wasser und die Ausstrahlung anhand der Wassertemperatur und des Stefan-Boltzmann-Gesetzes berechnet. Die mittleren Intensitäten der diffusen Strahlung, Reflex-, Gegen- und Ausstrahlung entsprechen der Hälfte der auf eine horizontale Fläche bezogenen, gemessenen Intensitäten (Monteith u. Unsworth 2007). Im Falle der direkten Strahlung ist die Abhängigkeit von der Sonnenhöhe zu beachten. Dies kann durch folgende Beziehung für einen horizontalen Zylinder geschehen (Monteith u. Unsworth 2007):

$$\overline{S_{b,Zyl}} = \frac{\operatorname{cosec} \beta (1 - \cos^2 \beta \cos^2 \theta)^{0.5}}{\pi} S_{b,h} \quad (12)$$

$S_{b,h} [W m^{-2}]$ ist die Intensität der direkten Strahlung auf einer horizontalen Fläche, $\overline{S_{b,Zyl}} [W m^{-2}]$ der zugehörige Mittelwert über die Oberfläche eines horizontalen Zylinders, $\beta [^\circ]$ die Sonnenhöhe und $\theta [^\circ]$ der Winkel zwischen der Zylinderachse und dem Azimutwinkel der Sonne. Eine Glasfaserwindung bzw. ein Armierungsgewebestrang lässt sich durch mehrere horizontale Zylinder mit unterschiedlicher Orientierung, also mit verschiedenen Winkeln θ , annähern. Aus diesem Grund berechnete sich die benötigte mittlere Intensität $\overline{S_b}$ als Mittelwert aus den Intensitäten $\overline{S_{b,Zyl}}$ für eine Folge von zehn Winkeln θ ($0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, \dots, 90^\circ$). Je mehr Winkel θ für diese Mittelwertbildung verwendet werden, desto genauer ist prinzipiell die Näherung. Die mittlere Intensität $\overline{S_{b,Zyl}}$ wurde beispielhaft für verschiedene Anzahlen der Winkel θ berechnet und verglichen. Dabei änderte sich die mittlere Intensität $\overline{S_{b,Zyl}}$ bei Erhöhung der Winkelanzahl von 10 auf 20 nur um weniger als 0.5 %, weshalb die Näherung mit 10 Winkeln ausreicht. Die Sonnenhöhe wurde mithilfe der oben erwähnten bmm-flux-Software aus der Zeit und den geographischen Koordinaten ermittelt.

Der turbulente Wärmeleitkoeffizient $h [W K^{-1} m^{-2}]$ aus Gl. (11) lässt sich folgendermaßen parametrisieren (Sayde, et al., 2015):

$$h = C (2r)^{m-1} Pr^n \left(\frac{Pr}{Pr_S} \right)^{1/4} K_L \nu_L^{-m} U_N^m \quad (13)$$

Dabei ist $r [m]$ der Radius, $K_L [W m^{-1} K^{-1}]$ die Wärmeleitfähigkeit der Luft, $\nu_L [m^2 s^{-1}]$ die kinematische Viskosität der Luft, $U_N [m s^{-1}]$ die Windgeschwindigkeit rechtwinklig zur Glasfaser- bzw. Armierungsgewebeoberfläche, $Pr [1]$ die Prantl-Zahl und $Pr_S [1]$ die Prantl-Zahl für die Temperatur der Glasfaser bzw. des Armierungsgewebes. Zwar ist Pr_S unbekannt, doch lässt sich im Rahmen der auftretenden Temperaturen folgende Näherung durchführen:

$$\left(\frac{Pr}{Pr_S} \right)^{1/4} \approx 1 \quad (14)$$

Dies lässt sich an folgendem Beispiel verdeutlichen: Angenommen die Temperatur der Glasfaser beträgt 20 °C und die Lufttemperatur nur 0 °C, dann ergibt sich für den Ausdruck in Gl. (14) ein Wert von 0.9987.

Die Konstanten C und m aus Gl. (13) betragen jeweils 0.52 und 0.5 für Reynolds-Zahlen von 40 bis 1000 sowie 0.75 und 0.4 für Reynolds-Zahlen zwischen 1 und 40 (Zukauskas 1987). n beträgt nach derselben Quelle 0.37 für $Pr \leq 10$, was im Experiment erfüllt war. Für U_N wurde die Windgeschwindigkeit des Ultraschallanemometers am See eingesetzt, obwohl sie nicht an jeder Stelle rechtwinklig auf die Glasfaser bzw. das Armierungsgewebe traf. Dies lässt sich damit rechtfertigen, dass die Glasfaser um die Säulen gewickelt und nicht entlang einer Geraden gespannt war. Dadurch wird auch an einer Stelle, wo die Glasfaser parallel zur Windströmung ausgerichtet ist, Wärme von der Glasfaser weg transportiert. Weitere Details der Berechnung sind dem Anhang zu entnehmen.

Im nächsten Schritt wurden die modellierten Temperaturen der Glasfaser und des Armierungsgewebes genutzt, um auch die Konduktion in der Energiebilanz der Glasfaser zu berücksichtigen. Dazu wurde Gl. (11) um einen Konduktionsterm nach Gl. (10) ergänzt:

$$-\frac{1}{2}c_p\rho r\frac{dT_S}{dt} = (\overline{S}_b + \overline{S}_d + \rho\overline{S}_t)(1 - a) + (\overline{L}_\downarrow + \overline{L}_\uparrow)\varepsilon + \varepsilon\sigma T_S^4 + h(T_S - T_L) + kA\frac{T_G - T_A}{2r}\frac{1}{2\pi r B} \quad (15)$$

Dabei sind T_G [K] und T_A [K] die zuvor modellierten Temperaturen der Glasfaser und des Armierungsgewebes unter Ausschluss der Konduktion, während T_S [K] die gesuchte Temperatur der Glasfaser unter Berücksichtigung der Konduktion ist. B bezeichnet die Länge einer Glasfaserwindung. Um den Effekt der Konduktion auf die DTS-Messung abzuschätzen, wurde die folgende Differenz ΔT_{Kond} gebildet:

$$\Delta T_{Kond} = T_{G,1} - T_{G,0} \quad (16)$$

$T_{G,1}$ ist die modellierte Glasfasertemperatur unter Berücksichtigung der Konduktion und $T_{G,0}$ die modellierte Glasfasertemperatur bei Ausschluss der Konduktion. Zum Vergleich wurde der modellierte Gesamtfehler ΔT_{ges} einer Glasfaserwindung als Differenz zwischen der modellierten Glasfasertemperatur $T_{G,1}$ und der vorgegebenen, gemessenen Lufttemperatur T_L berechnet:

$$\Delta T_{ges} = T_{G,1} - T_L \quad (17)$$

Um belastbare Aussagen zum Gesamtfehler treffen zu können, müsste das Energiebilanzmodell validiert werden. Doch im Rahmen dieser Arbeit wurde das Modell als gültig angenommen, um eine erste Abschätzung des Fehlers zu erhalten.

4 Ergebnisse

Nachfolgend sind alle Uhrzeiten in Mitteleuropäischer Zeit (MEZ) angegeben.

4.1 Laborversuch

Die räumliche Standardabweichung der im Wasserbad erfassten Temperaturen lag zwischen ca. 0.06 K bei einer Messzeit von 15 s und ca. 0.02 K bei einer Messzeit von 240 s (Abb. 4). Beide Teilabschnitte der Glasfaser besaßen sehr ähnliche Standardabweichungen. Die Abnahme der Standardabweichung war nahezu proportional zum Term $1/\sqrt{n}$. Mit steigender Mittelungszeit nahm die Standardabweichung immer schwächer ab.

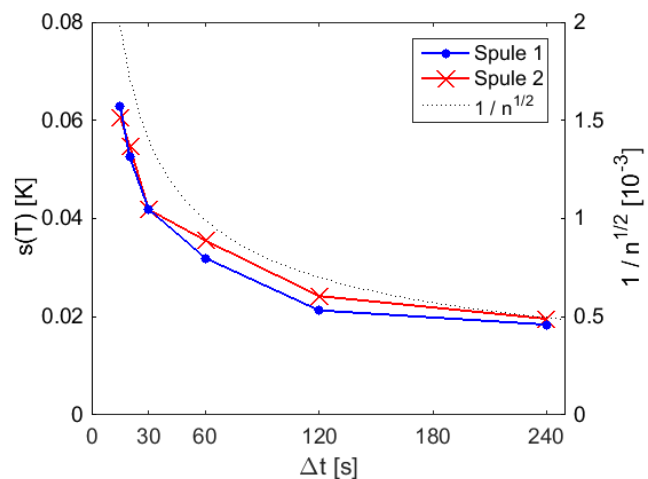


Abb. 4: Räumliche Standardabweichung s der Temperatur T in Abhängigkeit der Messzeit Δt im Laborversuch. Die Messzeit ist die Zeitdauer, nach der sich die Messrichtung umkehrt. Das DTS-Gerät wurde im double-ended-Modus betrieben. Im Wasserbad befanden sich zwei Spulen mit unterschiedlichen Abschnitten der Glasfaser. Dargestellt ist der Mittelwert von sieben Wiederholungen bei jeder Messzeit. Zum Vergleich ist der Term $1/n^{1/2}$ eingetragen, wobei n die Anzahl der Probenahmen in der zweifachen Messzeit ist.

4.2 Fallstudien zum nächtlichen Temperaturprofil

In die Messperiode fielen einige Nächte mit geringer Windgeschwindigkeit und hoher langwelliger Strahlungsbilanz. Zur Beurteilung wurden die Mediane der Windgeschwindigkeit eines Ultraschallanemometers in 17 m Höhe und der langwelligigen Strahlungsbilanz über der Wiese im Zeitraum 19 bis 7 Uhr herangezogen. In 13 der 46 Nächte war der Median der Windgeschwindigkeit kleiner als 1.1 m s^{-1} und zugleich der Median der langwelligigen Strahlungsbilanz größer als 55 W m^{-2} (Pfister, pers. comm.). In zehn dieser 13 Nächte wurde der Taupunkt bereits vor 2 Uhr und in drei dieser 13 Nächte erst nach 2 Uhr erreicht. Im Folgenden wird eine dieser drei Nächte mit spätem Taufall näher betrachtet. In einer weiteren Fallstudie wird der Einfluss schwankender Strahlungsverhältnisse und in einer dritten Fallstudie der Einfluss schwankender Windgeschwindigkeiten untersucht.

4.2.1 21./22. April: Hohes Potential für Kaltluftbildung

Wetterverhältnisse:

In der Nacht vom 21. auf den 22.04.2015 traten zwischen 20 und 6 Uhr durchgehend sehr geringe Windgeschwindigkeiten auf. Für das Ultraschallanemometer am See betrug der Mittelwert der horizontalen Windkomponente in diesem Zeitraum 0.27 m s^{-1} . Gleichzeitig war die langwellige Strahlungsbilanz anhaltend hoch. Das Pyrgeometer der meteorologischen Routinemessungen erfasste im Mittel eine langwellige Nettostrahlung von 58 W m^{-2} über der Wiese. Der Taupunkt wurde erst sehr spät gegen 4:50 erreicht (Pfister, pers. comm.).

Temperaturprofile:

Über der Wiese nahm die Temperatur außer direkt über dem Boden stark mit der Höhe zu (Abb. 5a). In den untersten 8 cm bis 12 cm war allerdings mit Ausnahme des Abends eine starke Temperaturabnahme zu beobachten. Innerhalb des untersten Meters war der Verlauf stark nicht-linear. Zwischen 18 und 21 Uhr traten in Bodennähe über der Wiese die größten vertikalen Temperaturgradienten auf (Abb. 5a, b). Im gleichen Zeitraum kühlte sich die Luft am schnellsten ab. Im weiteren Verlauf der Nacht schwächten sich die Gradienten über der Wiese zunehmend ab. Über dem See lag die Lufttemperatur um 18 Uhr noch über der Wassertemperatur und nahm mit der Höhe leicht zu (Abb. 5c). Um 21 Uhr war die Luft bereits ca. 7.5 K kälter als das Wasser. Trotz der warmen Unterlage war zu diesem Zeitpunkt noch eine schwache Zunahme der Lufttemperatur bis in 2.5 m Höhe zu beobachten. Um 0 Uhr hatte sich dagegen eine labile Schicht im untersten 1 m über der Wasseroberfläche ausgebildet, die in der restlichen Nacht erhalten blieb. Der Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft erreichte bis zu 13 K um 3 Uhr. Über dem See wurden nicht so große vertikale Temperaturunterschiede wie über der Wiese gemessen (Abb. 5b, d).

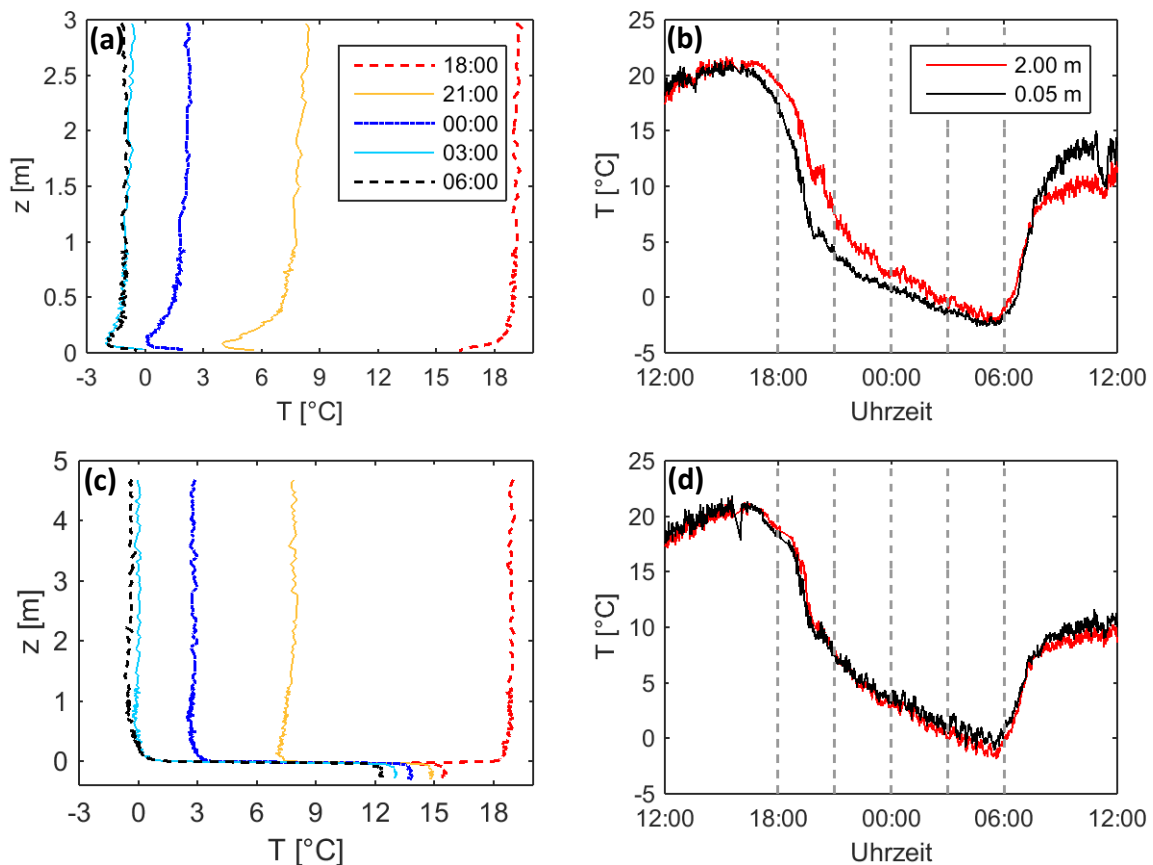


Abb. 5: DTS-Messungen am 21. und 22.04.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3$ m zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 m und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7$ m. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b).

Um die Form der Temperaturprofile aus Abb. 5a und c näher zu untersuchen, wurde eine logarithmische Einteilung der Höhenachse vorgenommen (Abb. 6). Für keines der dargestellten Profile ergab sich ein durchgehend linearer Verlauf. Am Standort Wiese war die Temperaturabnahme in den untersten 10 cm zu allen dargestellten Zeitpunkten bei logarithmischer Darstellung nahezu geradlinig (Abb. 6a). Darüber ergab sich eine Temperaturzunahme mit einem leicht gekrümmten Verlauf. Über dem See besaßen die Temperaturprofile bei logarithmischer Darstellung außer um 21 Uhr bis in ca. 1 m Höhe eine weitgehend lineare Form (Abb. 6b). Außerdem fällt auf, dass die Temperatur am See ab 21 Uhr nicht monoton mit der Höhe abnahm, sondern in einem mittleren Höhenabschnitt wieder etwas anstieg.

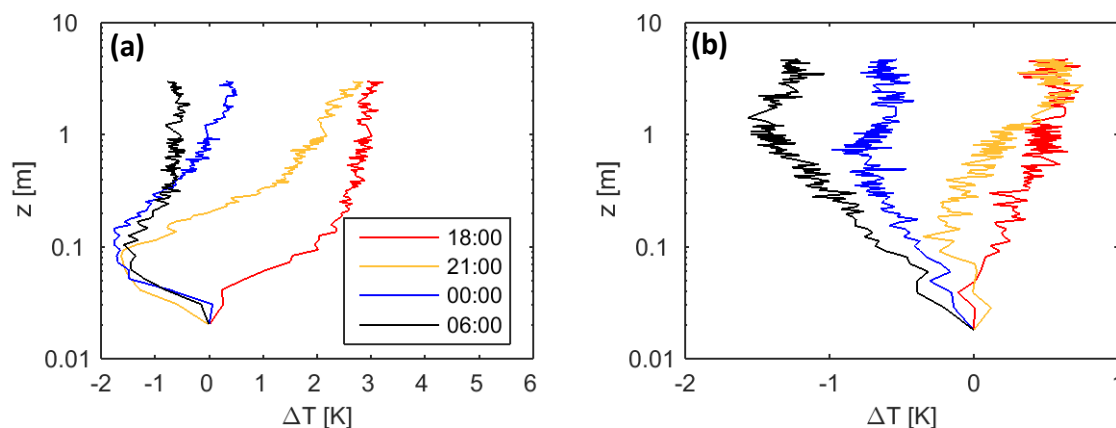


Abb. 6: Vertikalprofile der Temperatur ΔT mit logarithmischer Auftragung der Höhe z über der **Wiese** (a) und über dem **See** (b) in der Nacht vom 21./22.04.2015. Um die Profile besser vergleichen zu können, wurde die Temperatur der untersten Messhöhe von der jeweiligen Temperatur subtrahiert. Es handelt sich um die gleichen Profile wie in Abb. 5a, c. Der Zeitpunkt 3 Uhr wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen.

Stabilität der bodennahen Schichtung:

Die statische Stabilität war anhand der oben beschriebenen Parameter an den Standorten Wiese und See unterschiedlich (Abb. 7a). Während über der Wiese die gesamte Nacht hindurch eine positive Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m, d.h. eine stabile Schichtung, auftrat, war dies über dem See nur am Abend zwischen ca. 17 und 21 Uhr der Fall. Ab ca. 22 Uhr waren die Werte am See mit kurzzeitigen Ausnahmen negativ. Folglich herrschten labile Verhältnisse. Die maximale Temperaturdifferenz wurde gegen 20 Uhr erreicht und betrug über der Wiese 6.6 K, über dem See dagegen nur 2.8 K. Der grundsätzliche Verlauf des Parameters war an beiden Standorten ähnlich. Die Nacht lässt sich anhand der statischen Stabilität in folgende zwei Phasen einteilen: eine Phase mit besonders stabiler Schichtung über der Wiese und ebenfalls stabiler Schichtung über dem See (durchgezogener Rahmen in Abb. 7a) sowie eine Phase mit geringerer Stabilität über der Wiese und labiler Schichtung über dem See (gestrichelter Rahmen in Abb. 7a).

Auch der Obukhov-Stabilitätsparameter ζ und die Bulk-Richardson-Zahl besaßen am Standort See gegen 20 Uhr die größten positiven Werte (Abb. 7b, c). Während ζ anschließend in den negativen Bereich übergang und mehrmals stark abfiel, schwankte die Bulk-Richardson-Zahl danach um den Nullpunkt.

Temperaturgradienten:

Die Temperaturgradienten unterlagen großen räumlichen und zeitlichen Schwankungen. Die Häufigkeitsverteilungen für einzelne Höhenklassen geben einen Überblick über die aufgetretenen Werte (Abb. 8), wobei die beiden in Abb. 7a eingerahmten Phasen mit unterschiedlicher statischer Stabilität getrennt dargestellt sind. In der untersten betrachteten Höhenklasse über der Wiese (0.12 m bis 0.17 m) wurden zwischen 19 und 22 Uhr sehr große vertikale Temperaturgradienten erreicht (Abb. 8a). Dort betrug der Mittelwert in diesem Zeitraum 12 K m^{-1} und das Maximum 30 K m^{-1} . Mit zunehmender Höhe wurden der mittlere Gradient und die Spannweite der Gradienten geringer (Abb. 8a). In der zweiten Phase von 22 bis 6 Uhr waren deutlich niedrigere Gradienten mit einer geringeren Spannweite über der Wiese vorhanden (Abb. 8c). Über dem See traten zwischen 19 und 22 Uhr nur schwache Gradienten mit einer geringen Höhenabhängigkeit auf (Abb. 8b). Nahe der Wasseroberfläche überwogen die negativen Gradienten etwas, während zwischen 0.30 m und 0.70 m Höhe eher positive Gradienten vorkamen. In der zweiten Phase lagen die Gradienten in den untersten 0.30 cm am See überwiegend im negativen Bereich (Abb. 8d). Die unterste Höhenklasse besaß in dieser Phase einen Mittelwert von -3.2 K m^{-1} und ein Minimum von -8.9 K m^{-1} . Ab 0.70 m Höhe war am See zwischen 22 und 6 Uhr weitgehende Isothermie zu beobachten.

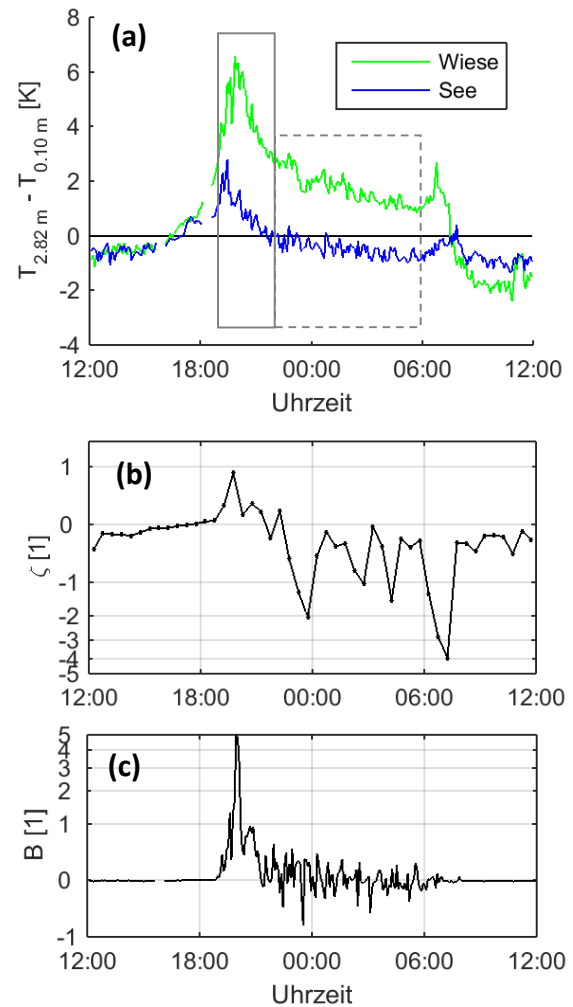


Abb. 7: Stabilität der bodennahen Schichtung am 21./22.04.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Am Abend entstanden zwei Datenlücken aufgrund eines Glasfaserbruches. Die Nacht wurde in eine Phase mit relativ hoher (durchgezogener Rahmen) und eine Phase mit relativ niedriger statischer Stabilität (gestrichelter Rahmen) eingeteilt. **b** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch $\zeta = z L^{-1}$ für 30-min-Intervalle **c** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In **b** und **c** wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können.

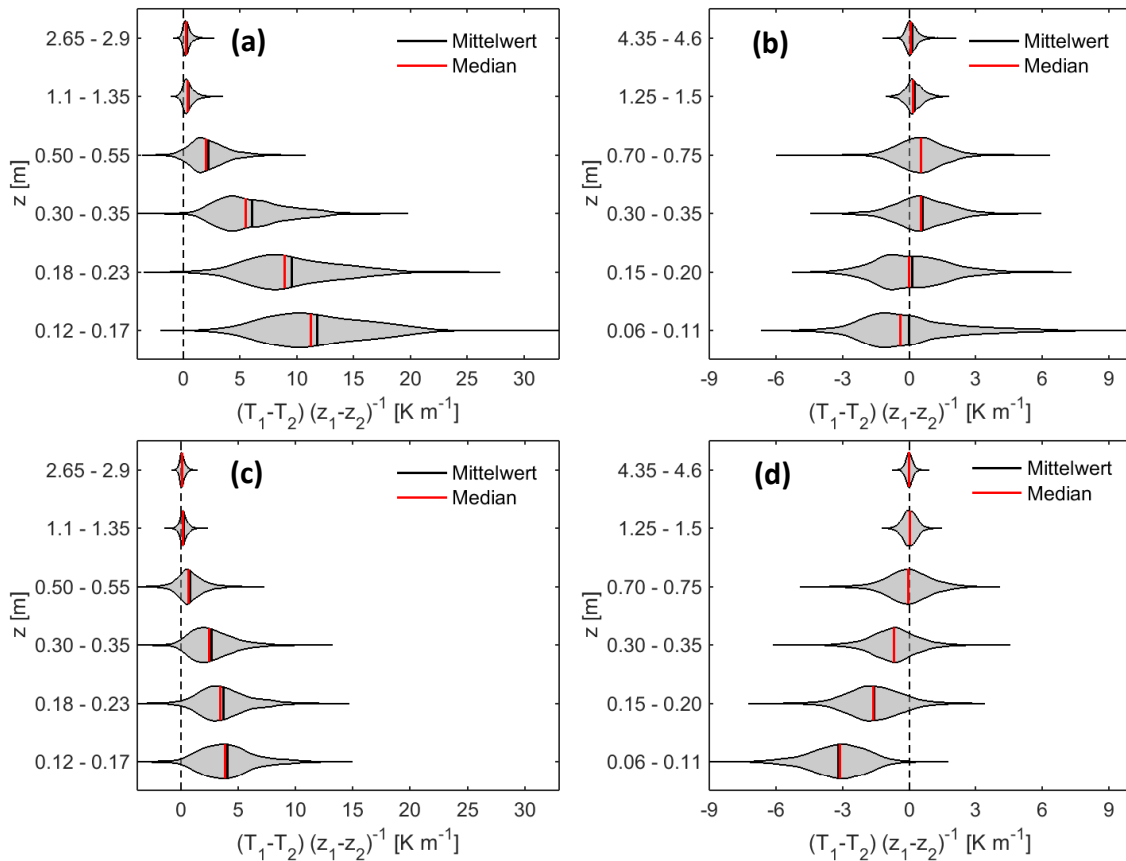


Abb. 8: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) / (z_1 - z_2)^{-1}$ in der Nacht vom 21./22.04.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 7 eingerahmten Phasen mit relativ hoher bzw. geringer statischer Stabilität wurden getrennt untersucht. **a** Standort **Wiese** von **19 bis 22 Uhr**. **b** Standort **See** von **19 bis 22 Uhr**. **c** Standort **Wiese** von **22 bis 06 Uhr**. **d** Standort **See** von **22 bis 6 Uhr**. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurden die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Auf der Wiese wurden die untersten 12 cm aufgrund von Abweichungen zwischen den gefilterten und den gemessenen Daten nicht untersucht, während über dem See die untersten 5 cm aufgrund möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht betrachtet wurden.

4.2.2 22./23. März: Wechselnde Strahlungsverhältnisse

Wetterverhältnisse:

In der Nacht vom 22. auf den 23.03.2015 wehte zwischen 20 und 6 Uhr durchgehend ein sehr schwacher Wind mit einer mittleren Geschwindigkeit von 0.30 m s^{-1} am See. Der Energieverlust durch langwellige Strahlung war nur zwischen 20 und 2 Uhr sehr hoch (Abb. 10a). Davor und danach wurde er vermutlich durch Bewölkung begrenzt und fiel bis auf 12 W m^{-2} um 3 Uhr ab. Der Taupunkt wurde bereits um 22:30 unterschritten (Pfister *pers. comm.*).

Temperaturprofile:

Während um 21 Uhr über der Wiese eine typische Temperaturzunahme mit der Höhe vorhanden war, kam es um 3 Uhr zu einer Temperaturabnahme mit der Höhe (Abb. 9a). Wie das Profil um 21 Uhr zeigt, lag das Temperaturminimum im Gegensatz zum 21 April

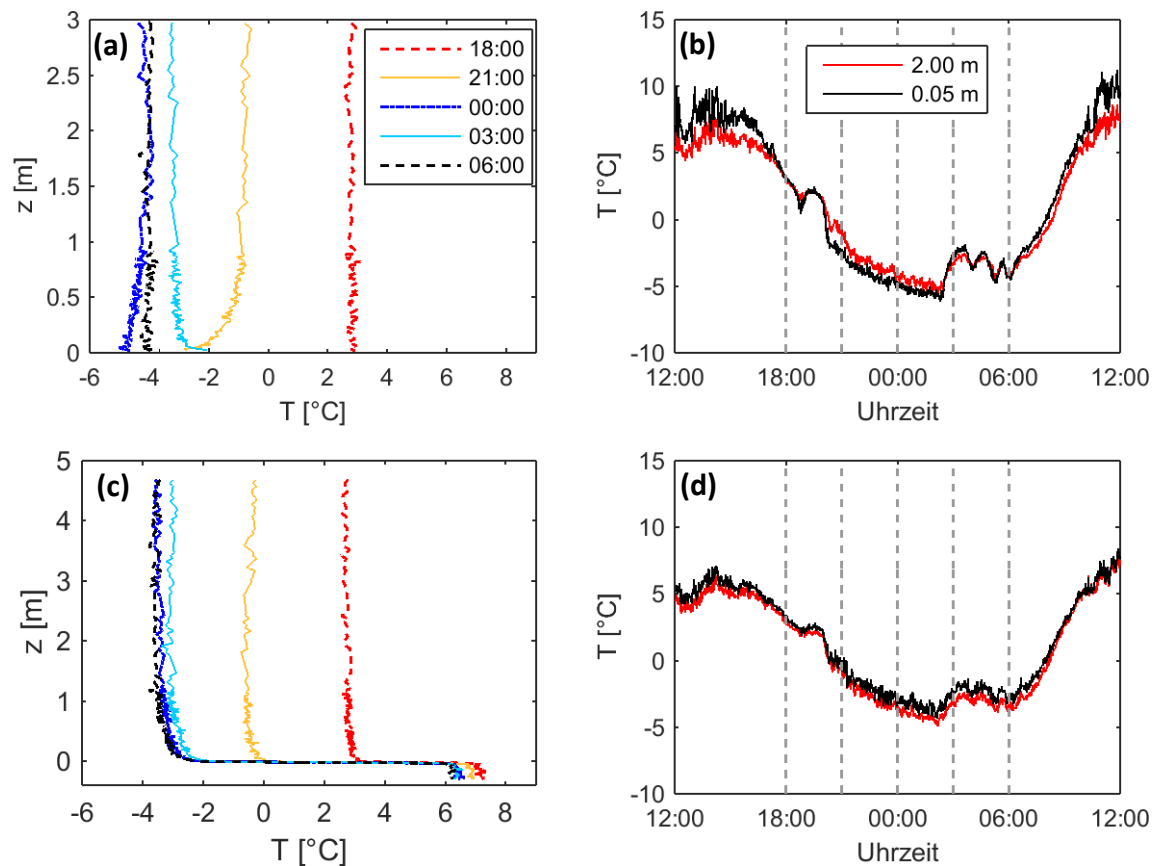


Abb. 9: DTS-Messungen am 22. und 23.03.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3$ m zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 m und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7$ m. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b).

unmittelbar über dem Boden. Die Temperaturen fielen in der Nacht nicht kontinuierlich ab, sondern waren durch zwei Erwärmungsphasen gegen 19 und 3 Uhr gekennzeichnet (Abb. 9a-d). Die tiefsten Temperaturen wurden daher gegen 2 Uhr erreicht. Während der gesamten Nacht war das Seewasser wärmer als die Luft und die Lufttemperatur nahm vor allem nahe der Wasseroberfläche mit der Höhe ab (Abb. 9c).

Stabilität der bodennahen Schichtung:

Auf der Wiese lag die Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m während der Nacht überwiegend im stabilen Bereich und erreichte gegen 21 Uhr mit ca. 2 K das Maximum (Abb. 10a). In den zwei Phasen vor 20 und nach 2 Uhr war die statische Stabilität über der Wiese besonders gering und teilweise stellten sich labile Bedingungen ein, die mit einer verringerten langwelligen Strahlungsbilanz einhergingen. Über dem See nahm die Temperatur zwischen 0.10 m und 2.82 m beinahe die gesamte Nacht hindurch mit der Höhe zu (Abb. 10a). Die statische Stabilität änderte sich dort nicht bei wechselnden Strahlungsverhältnissen. Der Obukhov-Stabilitätsparameter ζ nahm gegen 20 Uhr kurzzeitig positive Werte an, aber lag ab 21 Uhr wie die statische Stabilität im negativen Bereich (Abb.

10b). Im Gegensatz dazu schwankte die Bulk-Richardson-Zahl zwischen labilen und stabilen Bedingungen hin und her (Abb. 10c).

Temperaturgradienten:

Da die langwellige Strahlungsbilanz L_{netto} einen wesentlichen Einfluss auf die statische Stabilität hatte (Abb. 10a), wurden die Temperaturgradienten für Phasen mit niedriger (durchgezogener Rahmen mit $L_{netto} < 50 \text{ W m}^{-2}$) und hoher (punktierter Rahmen mit $L_{netto} > 50 \text{ W m}^{-2}$) langwelliger Strahlungsbilanz getrennt quantifiziert. Über der Wiese traten in Bodennähe bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz vorwiegend positive, aber im Vergleich zum 21. April schwache Gradienten auf (Abb. 11a). Dabei wurde mit zunehmender Höhe allmählich Isothermie erreicht. Bei geringer langwelliger Strahlungsbilanz waren die Gradienten in der untersten betrachteten Höhenklasse (0.06 m bis 0.11 m) auf der Wiese mit bis zu -13 K m^{-1} überwiegend negativ (Abb. 11c). Bereits ab 0.12 m Höhe herrschte unter diesen Bedingungen über der Wiese im Mittel Isothermie. Über dem See traten nahe der Wasseroberfläche meist negative Gradienten auf, die wie die statische Stabilität unabhängig von der langwelliger Strahlungsbilanz waren (Abb. 11b, d).

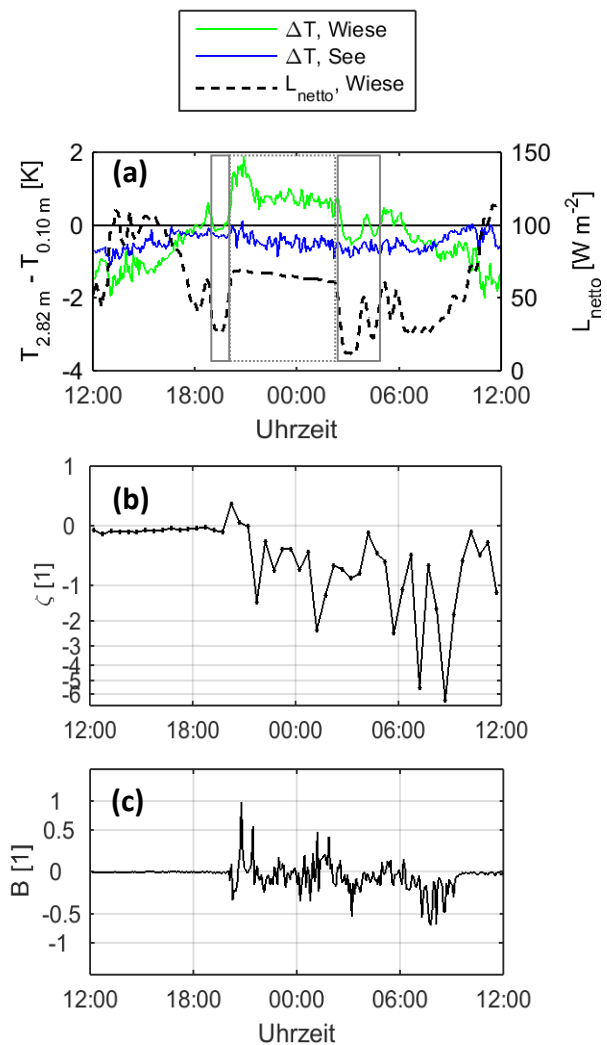


Abb. 10: Stabilität der bodennahen Schichtung am 22./23.03.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Zusätzlich ist die über der Wiese gemessene langwellige Strahlungsbilanz L_{netto} eingetragen. Hervorgehoben sind Phasen mit geringer (durchgezogener Rahmen) und hoher langwelliger Strahlungsbilanz (punktierter Rahmen). **b** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch $\zeta = z L^{-1}$ für 30-min-Intervalle. **c** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In b und c wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können.

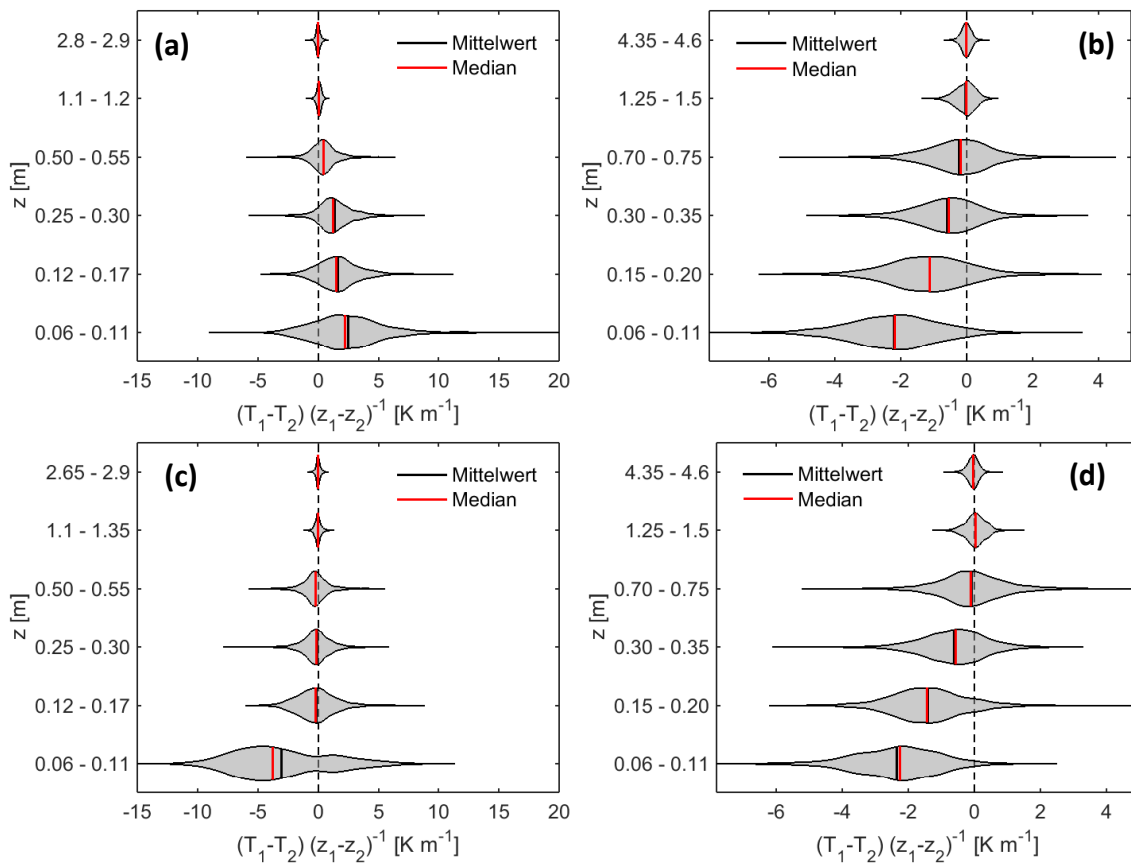


Abb. 11: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) / (z_1 - z_2)^{-1}$ in der Nacht vom 22./23.03.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 10 eingerahmten Phasen mit hoher bzw. geringer langwelliger Strahlungsbilanz wurden getrennt untersucht. **a** Standort Wiese bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz. **b** Standort See bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz. **c** Standort Wiese bei geringer langwelliger Strahlungsbilanz. **d** Standort See bei geringer langwelliger Strahlungsbilanz. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurde die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die untersten 5 cm wurden aufgrund möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht betrachtet.

4.2.3 15./16. März: Wechselnde Windgeschwindigkeiten

Wetterverhältnisse:

In der Nacht vom 15. auf den 16.03.2015 wurden am See wechselnde Windgeschwindigkeiten gemessen. Die Windgeschwindigkeit war zunächst zwischen 18 und 20 Uhr gering, stieg dann bis auf ca. 1.7 m s^{-1} an und fiel nach mehreren Schwankungen gegen 4 Uhr wieder stark ab (Abb. 13a). Die langwellige Strahlungsbilanz war zwischen 18 und 6 Uhr anhaltend hoch und betrug über der Wiese im Mittel 67 W m^{-2} . Die Taupunkttemperatur wurde erst gegen 5:10 Uhr erreicht.

Temperaturprofile:

Während der gesamten Nacht nahm die Temperatur über der Wiese mit der Höhe zu (Abb. 12a). Bei starkem Wind um 21, 0 und 3 Uhr erfolgte die Temperaturzunahme in Bodennähe besonders rasch, bei schwachem Wind um 18 und 6 Uhr dagegen allmählich. Die nächtliche Abkühlung verlief nicht kontinuierlich, sondern wurde von Erwärmungsphasen unterbrochen (Abb. 12a-d). Besonders gegen 20 Uhr stieg die Temperatur bei auffrischendem Wind an (Abb. 12b, d). Gegen 4 Uhr fiel sie bei nachlassendem Wind stark ab. Über dem See herrschten zu fast allen betrachteten Zeitpunkten isotherme Verhältnisse bei geringfügig wärmerer Wassertemperatur (Abb. 12c). Um 6 Uhr nahm die Temperatur jedoch im untersten halben Meter über dem See leicht ab und darüber wieder zu.

Stabilität der bodennahen Schichtung:

Sowohl über der Wiese als auch über dem See bildete sich zunächst zwischen 18 und 20 Uhr eine stabile Luftschichtung aus, die sich in allen drei verwendeten Stabilitätsmaßen niederschlug (Abb. 13a-c). Anschließend verringerte sich die vertikale Temperaturdifferenz

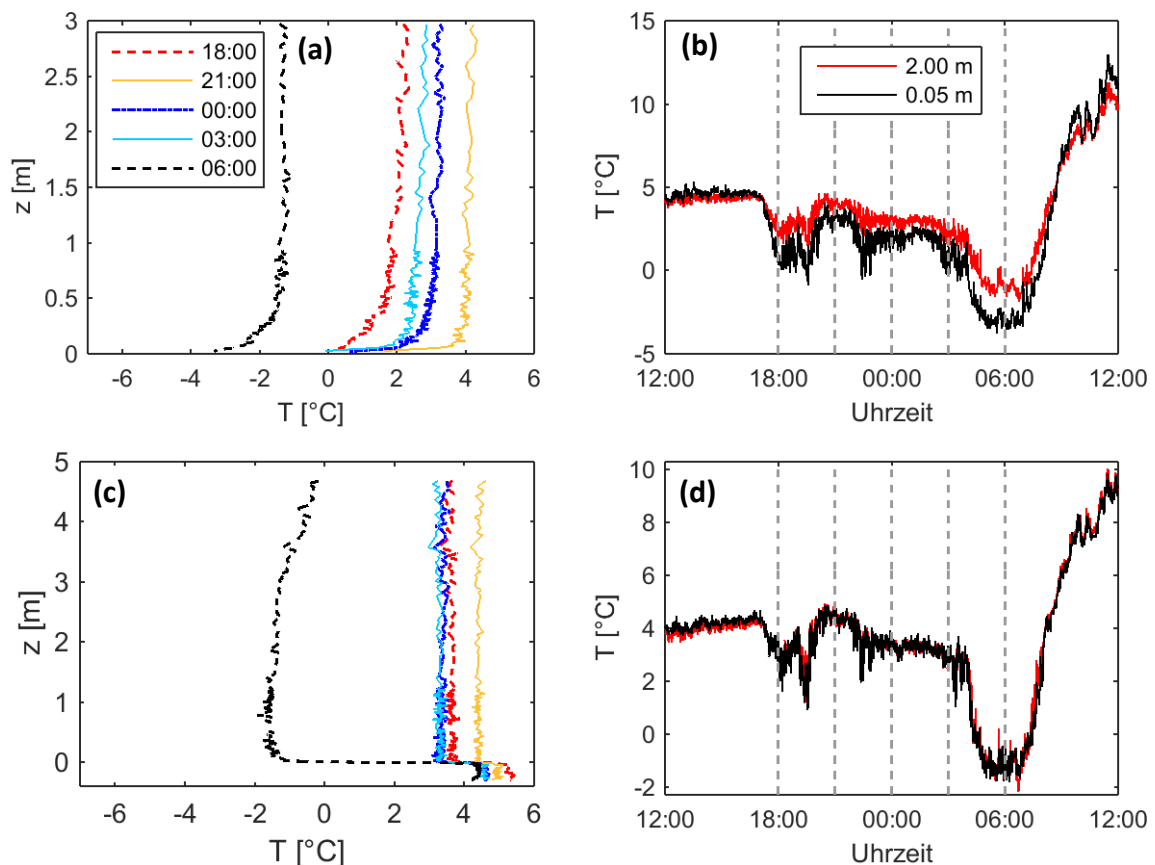


Abb. 12: DTS-Messungen am 15. und 16.03.2015. Die an den Befestigungsringen entstandenen Artefakte wurden mit Ausnahme des unteren und oberen Endes der Säulen durch linear interpolierte Werte ersetzt. **a** Vertikalprofile der Temperatur T über der **Wiese** bis in eine Höhe von $z = 3$ m zu ausgewählten Zeitpunkten in der Nacht. **b** Tagesgang der Temperatur über der **Wiese** in den Höhen 2.00 und 0.05 m. Die gestrichelten Linien markieren die in (a) dargestellten Zeitpunkte. **c** Vertikalprofile der Temperatur in und über dem **See** bis in eine Höhe von $z = 4.7$ m. **d** Tagesgang der Temperatur über dem **See** in gleicher Darstellungsweise wie in (b).

an beiden Standorten bei auffrischendem Wind und stieg später bei nachlassendem Wind wieder an (Abb. 13a). Während die Werte über der Wiese in der Nacht durchgehend im stabilen Bereich blieben, stellten sich am See bei erhöhter Windgeschwindigkeit neutrale Verhältnisse ein. Der Obukhov-Stabilitätsparameter ζ und die Bulk-Richardson-Zahl zeigten einen ähnlichen Verlauf (Abb. 13b, c). Abweichungen gab es im Zeitraum von 4:30 bis 6:00, für den ζ labile Verhältnisse angab, während nach der Temperaturdifferenz und der Bulk-Richardson-Zahl stabile Bedingungen herrschten. Außerdem verzeichnete die Bulk-Richardson-Zahl kurz nach 22 Uhr im Gegensatz zu den anderen beiden Stabilitätsparametern kaum einen Anstieg.

Temperaturgradienten:

Da eine erhöhte Windgeschwindigkeit u die statische Stabilität erheblich abschwächte (Abb. 13a), wurden die Schwachwind- (durchgezogener Rahmen mit $u < 1 \text{ m s}^{-1}$) und Starkwindphasen (punktierter Rahmen mit $u > 1 \text{ m s}^{-1}$) getrennt voneinander untersucht. Während der Schwachwindphasen herrschten über der Wiese positive Gradienten vor, die im Mittel allmählich mit der Höhe abnahmen (Abb. 14a). In den Starkwindphasen verringerte sich auf der Wiese sowohl der Mittelwert als auch die Spannweite aller Gradienten ab 0.12 m Höhe (Abb. 14c). Direkt über dem Boden wurden dagegen etwas höhere Gradienten als in den Schwachwindphasen erreicht. Über dem See bildeten sich sowohl bei geringer als auch bei hoher Windgeschwindigkeit nur schwache Gradienten aus, die in allen Höhen beinahe symmetrisch um den isothermen Zustand verteilt waren (Abb. 11b, d).

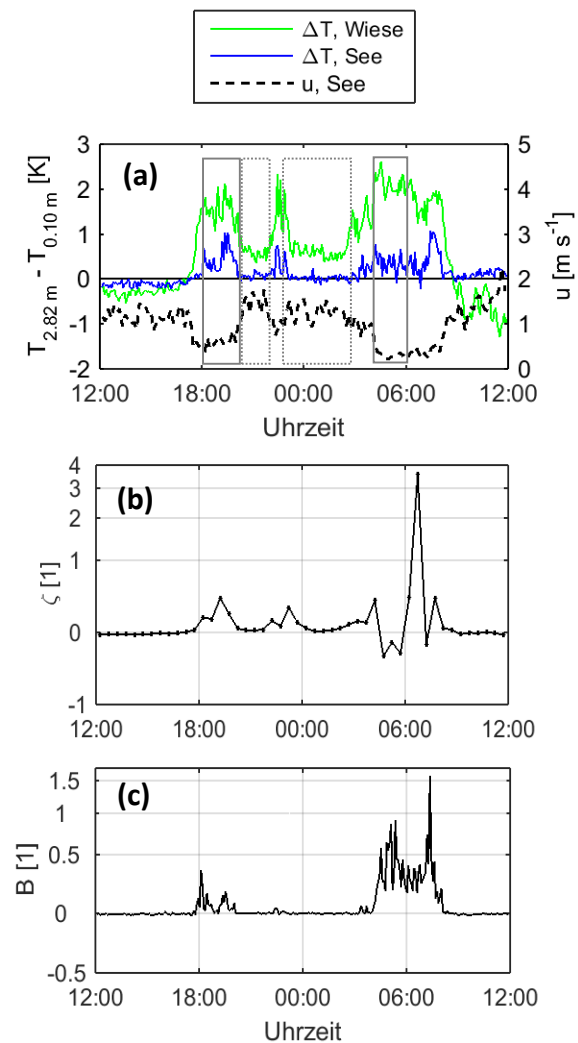


Abb. 13: Stabilität der bodennahen Schichtung am 15./16.03.2015: **a** statische Stabilität, parametrisiert als Temperaturdifferenz zwischen den Höhen 2.82 m und 0.10 m der Vertikalprofile. Dazu wurden 5-min-Mittelwerte der Temperatur verwendet. Zusätzlich sind die 10-min-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit u des Ultraschallanemometers am See eingetragen. Hervorgehoben sind Phasen mit geringer (durchgezogener Rahmen) und hoher Windgeschwindigkeit (gestrichelter Rahmen) **b** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch $\zeta = z L^{-1}$ für 30-min-Intervalle. **c** dynamische Stabilität am See, parametrisiert durch die Bulk-Richardson-Zahl B für die Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m in 5-min-Intervallen. In **b** und **c** wurde eine logarithmische Skala gewählt, um den Bereich neutraler Schichtung besser erkennen zu können.

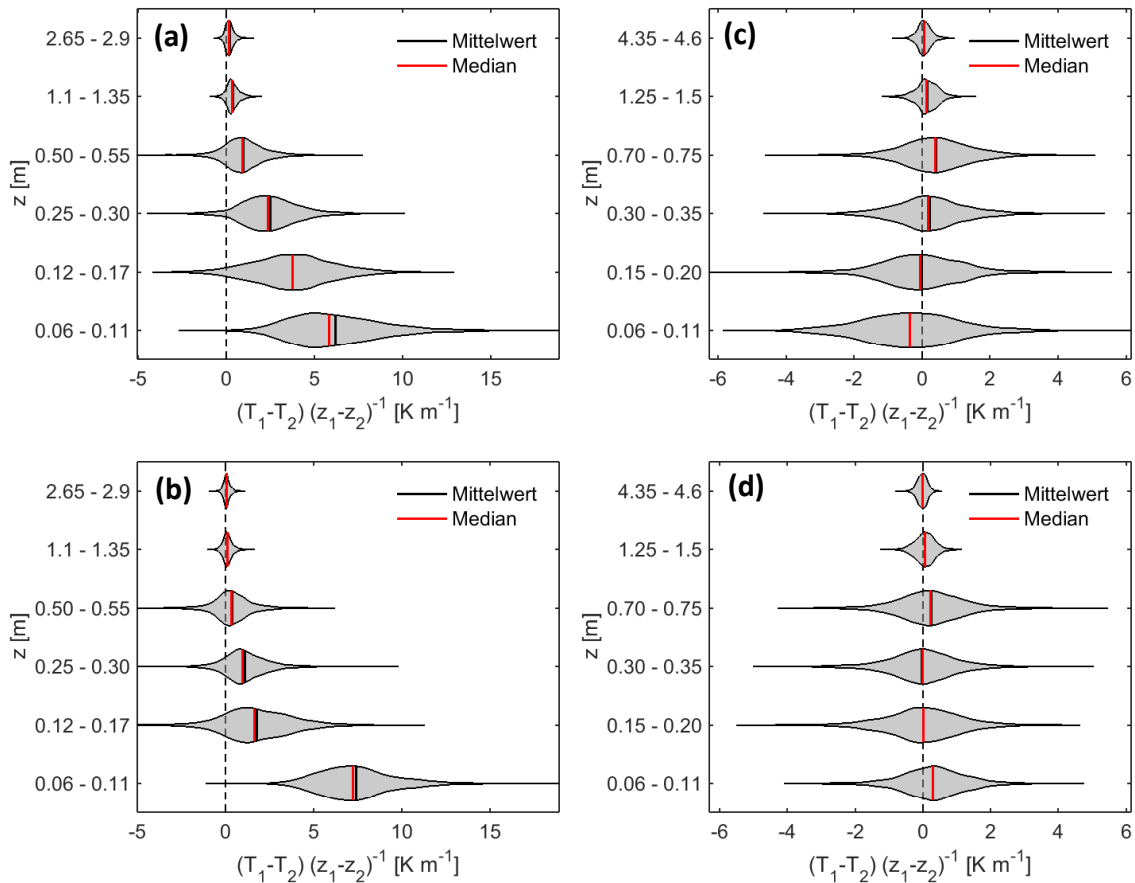


Abb. 14: Temperaturgradienten $(T_1 - T_2) (z_1 - z_2)^{-1}$ in der Nacht vom 15./16.03.2015, wobei 1 für den oberen und 2 für den unteren zweier benachbarter Messpunkte des Vertikalprofils steht. Dargestellt sind Violinplots für ausgewählte Höhenklassen z , in denen jeweils fünf Höhen zusammengefasst sind. Die in Abb. 13 eingerahmten Schwach- und Starkwindphasen wurden getrennt untersucht. **a** Standort **Wiese** während der **Schwachwindphasen**. **b** Standort **Wiese** während der **Starkwindphasen**. **c** Standort **See** während der **Schwachwindphasen**. **d** Standort **See** während der **Starkwindphasen**. Um Fehler aufgrund der gerätebedingten Streuung der Temperaturdaten zu vermeiden, wurden die Temperaturprofile zuvor mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet, wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die untersten 5 cm wurden aufgrund von Abweichungen zwischen den gefilterten und den gemessenen Daten sowie möglicher Artefakte durch Kontakt mit der Unterlage nicht untersucht.

4.3 Bestimmung der Kaltluftmächtigkeit

Durch Nebelfreisetzung wurde in der Nacht vom 20. April das Auftreten von Kaltluftabfluss auf der schwach geneigten Wiese exemplarisch nachgewiesen (Abb. 15). Die Beobachtungen zeigten jedoch, dass die hangabwärts gerichtete Strömung räumlich und zeitlich sehr variabel war. Der Kaltluftabfluss wurde immer wieder von Phasen mit entgegen gerichteter Strömung unterbrochen. Über dem See konnte in dieser Nacht kein Aufstauen der Kaltluft zu einem Kaltluftsee beobachtet werden. Auch das vertikale Temperaturprofil über dem See zeigte keine anwachsende Kaltluftschicht, auch nicht in anderen Nächten. Stattdessen wurde die Luft durch das meist wärmere Wasser erwärmt.

Deshalb wurde die Kaltluftmächtigkeit nur am Vertikalprofil über der Wiese untersucht. Dafür wurde die Nacht vom 21./22. April ausgewählt, da wie bereits gezeigt ein hohes Potential für Kaltluftbildung und mit einer Temperaturdifferenz von bis zu 6.6 K zwischen den Höhen 0.10 m und 2.82 m eine sehr stabile Schichtung vorhanden war (Abb. 7). Die bodennahe Windrichtung über der Wiese mäandrierte in dieser Nacht häufig um ca. 90 ° herum, wie in Abb. 16a beispielhaft für einen 2-h-Zeitraum gezeigt ist. Die Richtung des stärksten Gefälles am Hang beträgt 60 °, was mit einem Kompass vor Ort abgeschätzt wurde. Demnach war die Windrichtung überwiegend hangabwärts gerichtet, auch wenn sie sich immer wieder etwas von der Richtung des stärksten Gefälles entfernte (Abb. 16a). Hin und wieder änderte sich die Windrichtung stark, sodass auch hangaufwärts gerichtete Strömungen vorkamen. Zwischen 22:50 und 23:08 trat ein hangabwärts gerichteter Wind mit relativ geringen Richtungsschwankungen auf, der auf eine Phase mit Kaltluftabfluss hinweist (Abb. 16a). Für diesen Zeitraum wurde die Kaltluftmächtigkeit durch Berechnung der Höhe des maximalen Temperaturgradienten bestimmt. Innerhalb dieser 18 min bewegte sich die Kaltluftmächtigkeit hauptsächlich zwischen 0.17 m und 0.3 m und stieg zu einem Zeitpunkt auf den Maximalwert 0.6 m an (Abb. 16b). Die Temperaturprofile ausgewählter Zeitpunkte (Abb. 16c-f) geben einen Eindruck von der Ausprägung der Kaltluftschicht und ermöglichen eine visuelle Überprüfung des verwendeten Ansatzes zur Ermittlung der Kaltluftmächtigkeit. Zudem ist ersichtlich, dass die Streuung der Temperaturdaten bei der einen Messrichtung (ch 1) größer als bei der anderen (ch 2) war, was einen Einfluss auf die Zuverlässigkeit des Ansatzes hat.



Abb. 15: Kaltluftabfluss auf der Wiese am 20.04.2015, visualisiert mit freigesetztem Nebel und Laserlicht.

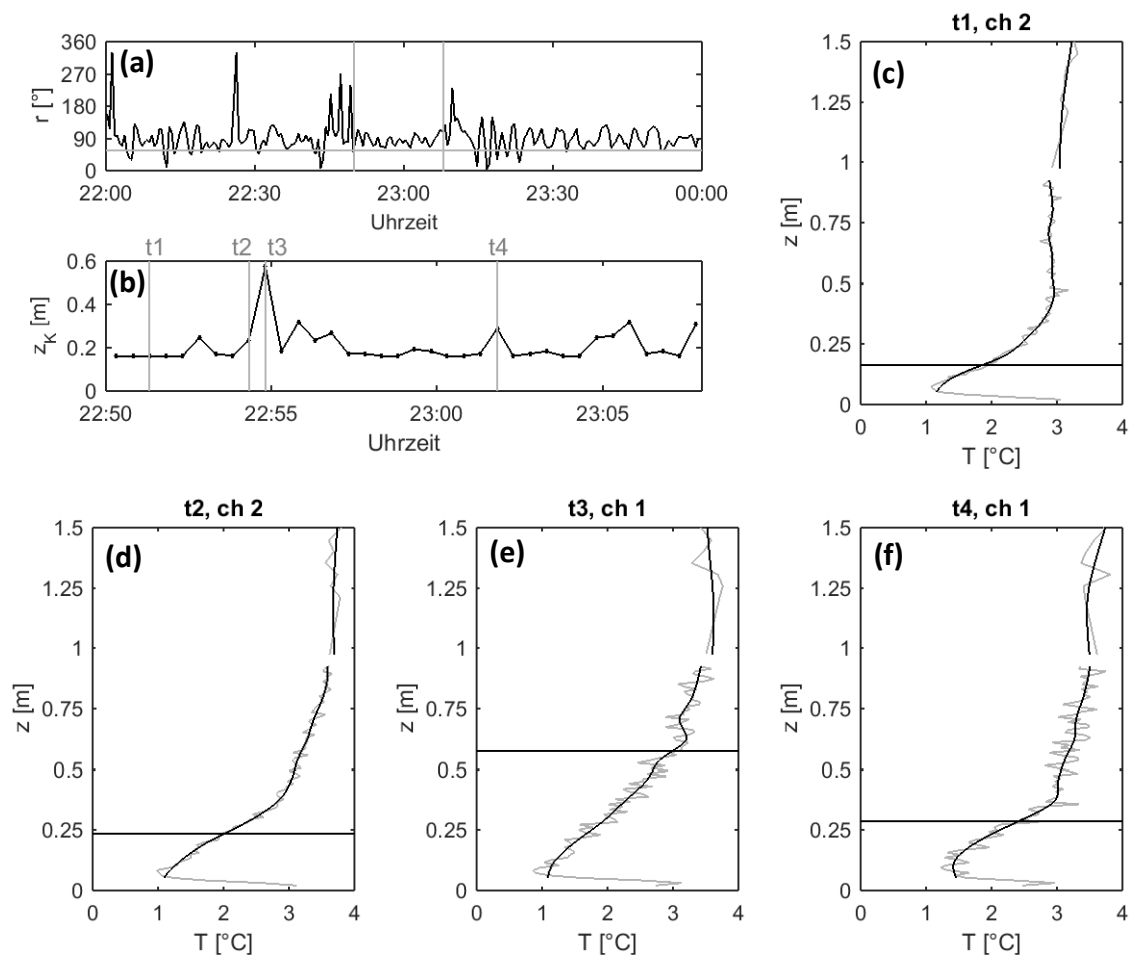


Abb. 16: Fallstudie zur Bestimmung der Kaltluftmächtigkeit über der Wiese am 21.04.2015. **a** Bodennahe Windrichtung r in 10 cm Höhe, gemessen mit dem Ultraschallanemometer über der Wiese nahe der Profilmessung. Die horizontale graue Linie markiert die Richtung des größten Hanggefälles (60°), die mithilfe eines Kompasses abgeschätzt wurde. Die vertikalen grauen Linien grenzen den Zeitraum mit hangabwärts gerichteter Strömung ein, für den die Kaltluftmächtigkeit in **b** angegeben wird. **b** Mächtigkeit z_k der Kaltluftschicht für 30s-Intervalle in einem 18-minütigen Zeitraum mit hangabwärts gerichtetem Wind. z_k wurde als Höhe des maximalen Temperaturgradienten berechnet. Für die markierten Zeitpunkte t_1 bis t_4 sind die Temperaturprofile in **c** bis **f** dargestellt. **c-f** Temperatur T über der Wiese bis in $z = 1.5$ m Höhe zu ausgewählten Zeitpunkten t_1 bis t_4 . Die horizontale Linie markiert die berechnete Kaltluftmächtigkeit z_k . Zur Vermeidung von Fehlern aufgrund der Streuung der Temperaturdaten wurden die gemessenen Profile (graue Linie) mithilfe eines Wavelet-Filters auf Grundlage der Wavelet-Menge BIOR5.5 geglättet (schwarze Linie), wobei die kritische Länge bei engem Windungsabstand 2.4 cm und bei weitem Windungsabstand 11.8 cm betrug. Die Lücke in ca. 1 m Höhe entstand durch die getrennte Filterung der Bereiche mit unterschiedlichem Windungsabstand. Die untersten Messwerte wurden nicht in die Filterung einbezogen, um eine bessere Übereinstimmung zwischen den gefilterten und den gemessenen Temperaturen zu erreichen. Dies geschah durch Ausprobieren und visuellen Vergleich der gefilterten und gemessenen Daten. Zu jedem Profil ist die Messrichtung (ch 1 bzw. ch 2) angegeben.

4.4 Messfehler der Vertikalprofile

Bei der Auswertung der Nachtdaten fiel auf, dass die Höhen der Befestigungsringe eine durchschnittlich niedrigere Temperatur besaßen als die umliegenden Bereiche (Abb. 17). Am stärksten war dieser Effekt in 1 m Höhe über der Wiese und 0.60 m über dem See ausgeprägt, wo die Abweichung bis zu ca. 1 K betrug. Des Weiteren wurden Unterschiede zwischen den

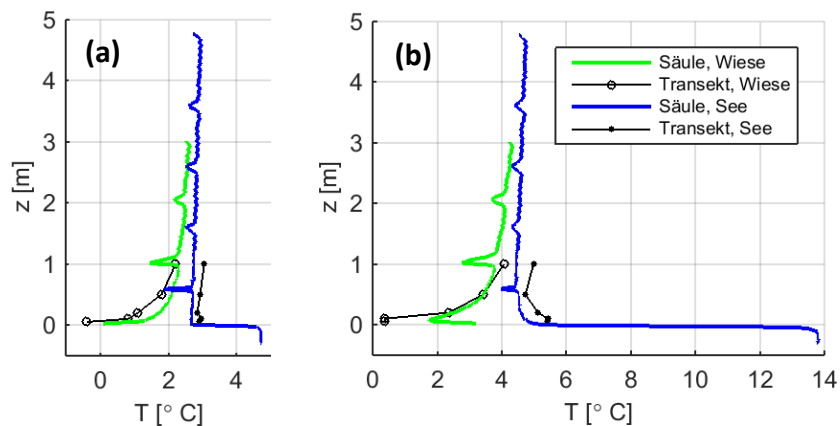


Abb. 17: Zeitlich gemittelte Temperatur T in Abhängigkeit der Höhe z in den Nächten (18:00 bis 06:00 Uhr) vom 15./16.03.2015 (a) und 21./22.04.2015 (b). Zum Vergleich zu den hochaufgelösten Profilen (Säulen) sind die Messwerte des nahe gelegenen Transektabschnitts dargestellt.

Temperaturen der Säulen und des nahegelegenen Glasfaser-Transekts festgestellt (Abb. 17). Über der Wiese war der Mittelwert in der Nacht vom 15. auf den 16. März am Transekt bis zu ca. 0.5 K niedriger als an der Säule (Abb. 14a). In der Nacht vom 21. auf den 22. April lag das Transekt in den untersten beiden Höhen (0.05 m, 0.10 m) über der Wiese sogar ca. 2 K unter der Säule, stimmte aber in den übrigen Höhen im Wesentlichen mit der Säule überein (Abb. 17b). Am See waren die Temperaturen des Transekts in beiden Nächten etwas höher als die der Säule, wobei der Unterschied maximal ca. 0.5 K betrug (Abb. 17). Darüber hinaus zeigt sich in Abb. 17, dass die Luft über dem See in beiden Nächten durchschnittlich wärmer als über der Wiese war.

Im Folgenden wird der modellierte Messfehler während des Tages behandelt. Der Effekt der Konduktion zwischen Glasfaser und Armierungsgewebe auf die Glasfasertemperatur ist in Abb. 18 für den 10.04.2015 zwischen 7 und 17 Uhr dargestellt. Dieser Tag war von einer hohen Globalstrahlung und einer geringen Windgeschwindigkeit geprägt, weshalb ein relativ großer Fehler zu erwarten war. Wie der Abszissenachse in Abb. 18 zu entnehmen ist, ergab die Modellierung einen Temperaturunterschied zwischen Glasfaser und Armierungsgewebe von bis zu 0.11 K in 2 m Höhe über der Wiese und 0.15 K in 2.13 m Höhe über dem See, wobei das Armierungsgewebe wärmer als die Glasfaser war. Deshalb resultierte aus der Konduktion eine Erwärmung der Glasfaser. Abb. 18 zeigt das Ausmaß dieser Erwärmung in Abhängigkeit der modellierten Temperaturdifferenz zwischen Armierungsgewebe und Glasfaser für verschiedene thermische Leitfähigkeiten. Wie in Kapitel 3.3.2 begründet wurde, kann von einer thermischen Leitfähigkeit von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ausgegangen werden. In diesem Fall beträgt die Erhöhung der Glasfasertemperatur durch Konduktion am 10.4.2015 maximal 0.004 K (Abb. 18a). Bei einer Leitfähigkeit von $1.0 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$, die für reines Glas gilt (Quelle: http://www.engineeringtoolbox.com/thermal-conductivity-d_429.html), ergibt sich eine Erhöhung der Glasfasertemperatur von bis zu 0.032 K über der Wiese und bis zu 0.036 K über dem See (Abb. 18b). Wie zu erwarten war, gab das Modell im Allgemeinen einen Anstieg des durch

Konduktion verursachten Fehlers bei zunehmender Temperaturdifferenz zwischen Armierungsgewebe und Glasfaser wieder (Abb. 18).

Der modellierte Gesamtfehler einer Glasfaserwindung ist in Abb. 19 als Zeitreihe für den 10.04.2015 dargestellt, wobei mit einer thermischen Leitfähigkeit von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ gerechnet

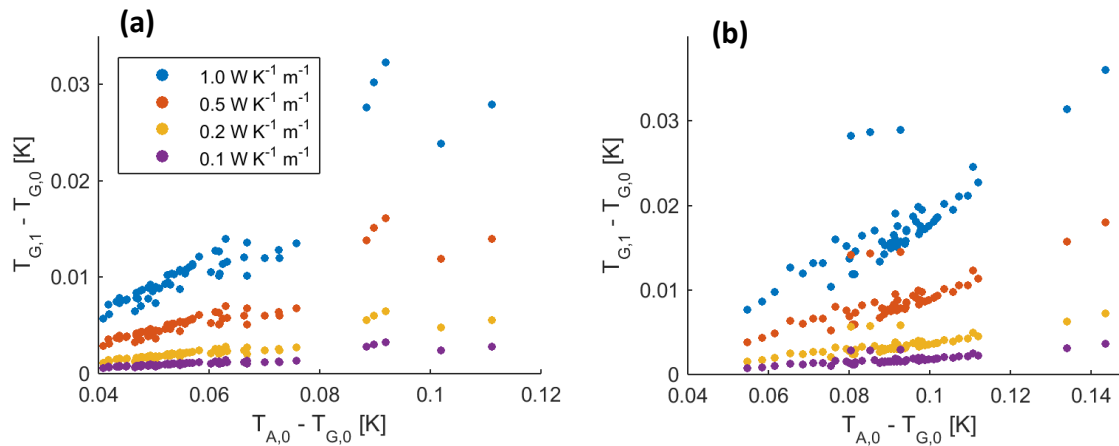


Abb. 18: Modellierte Temperaturänderung $T_{G,1} - T_{G,0}$ der Glasfaser durch Konduktion zwischen dem Armierungsgewebe und der Glasfaser am 10.04.2015 (7 bis 17 Uhr) in 2 m Höhe über der **Wiese (a)** und in 2.13 m Höhe über dem **See (b)**. $T_{G,1}$ bezeichnet die modellierte Glasfasertemperatur unter Berücksichtigung der Konduktion und $T_{G,0}$ die modellierte Glasfasertemperatur unter Ausschluss der Konduktion. Die Differenz dieser beiden Temperaturen ist in Abhängigkeit des zuvor modellierten Temperaturunterschieds $T_{A,0} - T_{G,0}$ zwischen Armierungsgewebe und Glasfaser dargestellt. Dabei steht der Index A für Armierungsgewebe und 0 bedeutet, dass die Temperatur unter Ausschluss der Konduktion modelliert wurde. Für die thermische Leitfähigkeit wurde auf der Grundlage von Internetrecherchen zunächst ein Wert von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ angenommen, der jedoch mit Unsicherheiten behaftet ist. Zum Vergleich wurde die Modellierung mit höheren Leitfähigkeiten bis zu $1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ wiederholt, da reines Glas eine Leitfähigkeit von $1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ besitzt (Quelle: <http://www.engineeringtoolbox.com/thermal-conductivity-d429.html>).

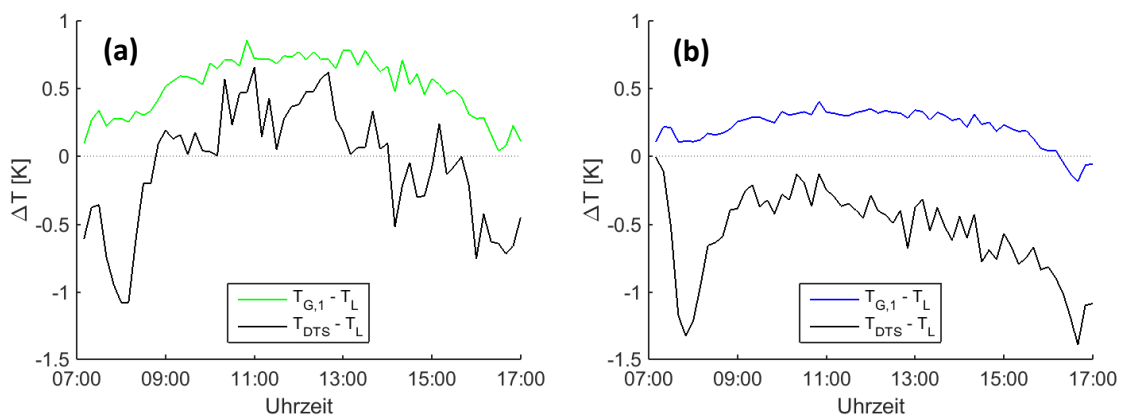


Abb. 19: Modellierter und gemessener Temperaturunterschied ΔT zwischen einer Glasfaserwindung und der Luft am 10.04.2015 in 2 m Höhe **über der Wiese (a)** und in 2.13 m Höhe über dem **See (b)**. $T_{G,1}$ bezeichnet die modellierte Glasfasertemperatur unter Berücksichtigung der Konduktion und T_L die gemessene Lufttemperatur, die auf der Wiese der Temperatur eines Psychrometers und am See der Schalltemperatur des Ultraschallanemometers entsprach. Die am See gemessene Windgeschwindigkeit wurde auf den Standort Wiese übertragen. Für die thermische Leitfähigkeit wurde der Wert $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ verwendet. Die Modellierung wurde für 10-min-Intervalle durchgeführt. Zum Vergleich ist der Unterschied zwischen der gemessenen Glasfasertemperatur T_{DTS} und der gemessenen Lufttemperatur T_L eingezeichnet.

wurde. In 2 m Höhe über der Wiese war die modellierte Glasfasertemperatur bis zu 0.9 K höher als die gemessene Lufttemperatur, in 2.13 m Höhe über dem See bis zu 0.4 K (Abb. 19). Zur Mittagszeit war die Überwärmung der Glasfaser am stärksten. Die gemessene DTS-Temperatur über der Wiese lag zwar nicht so weit über der Referenztemperatur des Psychrometers wie modelliert, doch scheint die gemessene Differenz im Vergleich zur modellierten Differenz in Richtung der Ordinatenachse verschoben zu sein (Abb. 19a). Dies traf auch auf die gemessene Temperaturdifferenz am See zu, wobei die DTS-Temperatur permanent unter der Schalltemperatur lag (Abb. 19b).

5 Diskussion

Im Laborversuch war die räumliche Standardabweichung auf beiden Spulen annähernd gleich groß und der Zusammenhang zwischen der räumlichen Standardabweichung und der Anzahl der Probenahmen entsprach im Wesentlichen den Erwartungen (Abb. 4). Dies deutet darauf hin, dass das Wasser tatsächlich eine homogene Temperatur besaß und die berechnete Standardabweichung ein gutes Maß für die Messgenauigkeit darstellt. Es zeigt sich, dass eine Messzeit von 30 s mit einer räumlichen Standardabweichung von durchschnittlich 0.04 K ein geeigneter Kompromiss für das CADEX-Experiment war. Bei kürzeren Messzeiten nimmt die Genauigkeit stark ab, während bei längeren Messzeiten kurzfristige Prozesse wie die Schwankung der Kaltluftmächtigkeit nicht erfasst werden können. Der Laborversuch wurde zwar im Gegensatz zum Experiment im double-ended-Modus durchgeführt, doch das Ergebnis lässt sich auf den Mittelwert zweier aufeinander folgender single-ended-Messungen übertragen.

Beim Feldexperiment wurde in der Nacht vom 21. auf den 22. April eine starke bodennahe Abkühlung über der Wiese beobachtet (Abb. 5a, b). Dennoch blieb es unmittelbar über dem Boden relativ warm und die Temperatur nahm in den untersten 8 cm bis 12 cm mit der Höhe ab (Abb. 5a, Abb. 17b). Der Hauptgrund dafür ist vermutlich die Krautschicht der Wiese, die im Verlauf der Messperiode immer höher wurde. Diese These wird durch die Beobachtung unterstützt, dass das Phänomen im März noch nicht zu beobachten war (Abb. 9, Abb. 12). Erst im April war das untere Ende der Säule so stark eingewachsen, dass die Ausstrahlung innerhalb des Pflanzenbestands durch mehrfache Absorption und Reemission zurückgehalten wurde. Deshalb traten nachts die tiefsten Temperaturen an der Oberseite der Krautschicht auf. Ein weiterer Grund für die erhöhten Messwerte in direkter Bodennähe könnte der Kontakt der Säule mit dem Boden sein. Wenn der Boden durch eine ausreichend hohe Krautschicht vor starker Auskühlung geschützt wird, überträgt er durch Konduktion Wärme auf die Säule und die Glasfaser und verfälscht damit die Temperaturmessung. Dies erklärt auch, dass die mittlere Temperatur in der Nacht vom 21. auf den 22. April an der Säule bis in 10 cm Höhe um ca. 2 K höher als am nahe gelegenen Transekt lag (Abb. 17).

Die Temperaturprofile ähnelten in der Nacht vom 21. auf den 22. April zwar teilweise einem logarithmischen Profil, aber zeigten auch markante Abweichungen vom logarithmischen Verhalten (Abb. 6). Auf der Wiese führte der Einfluss der Krautschicht und des Bodenkontakts in den untersten 10 cm zu einer annähernd logarithmischen Temperaturabnahme mit der

Höhe. Darüber wurde eine geringfügige und zu allen dargestellten Zeitpunkten gleichartige Abweichung vom logarithmischen Verhalten festgestellt (Abb. 6a), was nach der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie bei einer nicht-neutralen Schichtung zu erwarten war (Gl. (2)). Am See wurde dennoch bei labiler Schichtung zumindest im untersten Meter ein nahezu logarithmischer Temperaturverlauf beobachtet (Abb. 6b). Eine besondere Form besaß das Temperaturprofil über dem See um 21 Uhr: Unten nahm die Temperatur mit der Höhe zu und weiter oben mit der Höhe ab (Abb. 5c). Dies war allerdings nur eine Momentaufnahme. Zu dieser Zeit war das Temperaturprofil über dem Wasser sowohl räumlich als auch zeitlich sehr variabel, vermutlich weil die zuvor stabile Schichtung aufgrund des größer werdenden Temperaturunterschieds zwischen Luft und Wasser immer wieder kurzzeitig in eine labile Schichtung überging (Abb. 5c, d).

Die statische Stabilität war bei klarem Himmel und schwachem Wind an beiden Standorten während der Abenddämmerung am höchsten und ging im weiteren Verlauf der Nacht immer weiter zurück (Abb. 10a). Der Hauptgrund dafür ist die schnelle Abkühlung der Erdoberfläche am Abend, wenn nach Sonnenuntergang die Energiezufuhr durch kurzweilige Strahlung ausbleibt. Danach kühlt sich die Oberfläche immer langsamer ab, während der fühlbare Wärmestrom die vertikalen Temperaturunterschiede verringert. Bei Erreichen des Taupunkts im Verlauf der Nacht kann die Stabilität zusätzlich verringert werden, da die Kondensation durch Freisetzung latenter Energie zu einer Erwärmung am Boden führt.

Über einem See ist das nächtliche Temperaturprofil stark vom Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft abhängig. In klaren und windschwachen Nächten wie am 21.04.2015 kühlt sich die Luft viel stärker als das Wasser ab (Abb. 5c), was sich schließlich in den höheren mittleren Lufttemperaturen über dem Wasser im Vergleich zur Wiese niederschlägt (Abb. 17b). Unter diesen Bedingungen können sich nur am Abend und in der frühen Nacht eine stabile Schichtung und positive Temperaturgradienten über dem See ausbilden, wenn die Luft noch wärmer als das Wasser ist (Abb. 7). Sobald die Luft- unter die Wassertemperatur sinkt, wird die oberflächennahe Abkühlung der Luft verringert. Je größer die Temperaturdifferenz wird, desto mehr Wärme gibt die Wasseroberfläche an die darüber liegende Luft ab, sodass negative Temperaturgradienten und eine labile Schichtung entstehen. Dies verhinderte vermutlich die Bildung eines Kaltluftsees über dem Wasser. Wenn Kaltluft vom Hang auf den See trifft, wird sie vermutlich aufgrund der labilen Verhältnisse mit der warmen Luft über dem See vermischt und erwärmt. Ein Kaltluftsee bliebe über dem Wasser nur bestehen, wenn die Temperatur des Wassers am Abend noch niedriger als die der Kaltluft wäre. Der Kaltluftabfluss fand aber vermutlich erst später statt, weil es gewöhnlich bis ca. 20 Uhr zu windig war. Denkbar ist auch, dass die Kaltluft nicht weit auf den See vordrang, sondern aufgehalten und um den See herumgelenkt wurde.

Bei bedecktem Himmel bildete sich sowohl über dem See als auch über der Wiese keine stabile Schichtung aus, weil die erhöhte Gegenstrahlung eine Abkühlung verhinderte und teilweise sogar eine Erwärmung in der Nacht verursachte (Abb. 9, Abb. 10). Solange der Himmel bedeckt blieb war über der Wiese eine statisch neutrale bis labile Schichtung vorhanden. Mit aufklarendem Himmel kühlte sich die Wiese wieder rasch ab, wodurch sich stabile Verhältnisse einstellten. Bei der vertikalen Temperaturdifferenz am See war keine

Veränderung infolge des wechselnden Bedeckungsgrades erkennbar, da Wasser seine Temperatur nur langsam ändert.

In der Nacht vom 15. auf den 16. März wurde die stabile Schichtung über der Wiese und über dem See in Phasen mit auffrischendem Wind erheblich abgeschwächt (Abb. 13). Dies lag an der stärkeren vertikalen Durchmischung und dem höheren fühlbaren Wärmestrom bei erhöhter Windgeschwindigkeit. Am See war diese Nacht nicht von labilen Verhältnissen geprägt, weil der Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft gering blieb (Abb. 12c), vermutlich aufgrund der vertikalen Einmischung warmer Luft bei erhöhter Windgeschwindigkeit. Zwischen 4:30 und 6:00 zeigte der Obukhov-Stabilitätsparameter ζ im Gegensatz zu den anderen Stabilitätsmaßen eine labile Schichtung an. Diese Abweichung könnte daher rühren, dass ζ die Verhältnisse auf Höhe der Eddy-Kovarianz-Messungen (2.13 m) wiedergibt, während die vertikale Temperaturdifferenz und die Bulk-Richardson-Zahl die mittleren Bedingungen für eine bestimmte Schicht angeben. Die Temperatur über dem See nahm zu dieser Zeit unten mit der Höhe zu und oben mit der Höhe ab (Abb. 12), sodass die Bestimmung der Stabilität nicht eindeutig war.

Abgesehen davon ist in allen untersuchten Nächten eine gute Übereinstimmung zwischen ζ und der vertikalen Temperaturdifferenz festzustellen. ζ schwankte zwar in windschwachen Nächten relativ stark, hatte aber fast immer das gleiche Vorzeichen wie die Temperaturdifferenz (Abb. 7, Abb. 10, Abb. 13). Die Schwankungen kommen vermutlich daher, dass bereits geringe Fehler in der Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms bei einer sehr niedrigen Schubspannungsgeschwindigkeit große Auswirkungen auf ζ haben (Gl. (5)). Bei der Bulk-Richardson-Zahl ist auffällig, dass sie besonders dann von den beiden anderen Stabilitätsparametern abwich, wenn diese eine labile Schichtung anzeigten (Abb. 7, Abb. 10). Der Grund hierfür sind die geringen Temperaturunterschiede in der Schicht zwischen 1.5 m und 3.0 m, für die die Bulk-Richardson-Zahl berechnet wurde. Die stärkeren Temperaturgradienten nahe der Wasseroberfläche fanden in der Bulk-Richardson-Zahl keine Berücksichtigung.

Durch die hohe Auflösung der Vertikalprofile war es möglich, bei sehr stabiler Schichtung Gradienten bis zu 30 K m^{-1} über der Wiese zu ermitteln (Abb. 8a). Auch die stärksten negativen Gradienten kamen in den untersuchten Nächten über der Wiese vor. Dort wurden bei zwischenzeitlicher Bedeckung des Himmels Werte bis zu -13 K m^{-1} bestimmt (Abb. 11c). Dass die Gradienten über dem See mit bis zu 9 K m^{-1} und -8.9 K m^{-1} (Abb. 8b, d) wesentlich schwächer waren, liegt vor allem an der größeren Wärmespeicherung des Wassers im Vergleich zum Erdboden, wodurch die Oberflächentemperatur von Wasser eine geringere Dynamik als diejenige der Wiese aufweist. Die berechneten Temperaturgradienten offenbarten im Gegensatz zur statischen Stabilität, dass eine erhöhte Windgeschwindigkeit bei hoher langwelliger Strahlungsbilanz die Gradienten unmittelbar über der Wiese vergrößert (Abb. 14a, c). Dies kommt daher, dass der Wind in etwas größerer Höhe nahezu isotherme Verhältnisse bewirkt, während sich die Unterlage trotzdem stark abkühlt.

Anhand der Höhe des größten Temperaturgradienten wurden am flach geneigten Hang in einem beispielhaften Zeitraum Kaltluftmächtigkeiten von 0.17 m bis 0.6 m berechnet (Abb. 16b). Auch die visuellen Beobachtungen des Kaltluftabflusses legen eine geringe Kaltluft-

mächtigkeit nahe (Abb. 15). Wie die Temperaturprofile in Abb. 16c-f zeigen, erzielte der verwendete Ansatz realistische Ergebnisse, auch wenn er die Kaltluftmächtigkeit meist ein wenig unterschätzte. Die bodennahe Windrichtung war bei hohem Kaltluftpotential häufig hangabwärts gerichtet, aber schwankte relativ stark (Abb. 16a). Dies bestätigt die Beobachtung, dass der Kaltluftabfluss auf dem flach geneigten Hang nur zeitweise stattfand.

Der Messfehler der Profilmessungen war im Bereich der transparenten Plexiglasringe besonders groß (Abb. 14). Während sich die Ringe nachts durch langwellige Ausstrahlung sehr stark abkühlten, erwärmten sie sich am Tag durch Absorption der kurzwelligen Strahlung erheblich und befanden sich aufgrund ihrer Breite und Dicke in einem schlechten konvektiven Wärmeaustausch mit der Luft. Da die Windgeschwindigkeit annähernd logarithmisch mit der Höhe zunimmt, war der konvektive Wärmeaustausch unten am geringsten. Deshalb war die Temperaturabweichung an den Ringen in 1 m Höhe über der Wiese und 0.6 m Höhe über dem See besonders groß (Abb. 14). Durch Konduktion wurden auch die Messwerte in einigen Zentimeter Entfernung von den Ringen beeinflusst. Hinzu kommt, dass die Temperaturen an zwei benachbarten Messpunkten nicht völlig unabhängig voneinander sind. Obwohl jeder Ring nur 2.8 cm breit war, musste jeweils ein 7 cm bis 29 cm breiter Abschnitt des Profils verworfen und linear interpoliert werden. Es ist denkbar, dass auch die untersten Messwerte über dem Boden und der Wasseroberfläche durch Konduktion an der Säule verfälscht wurden. Insbesondere bei viel wärmerem Wasser im Vergleich zur Luft, könnte sich die Säule nahe der Wasseroberfläche zusätzlich erwärmt haben. Da die nächtlichen Mitteltemperaturen an der See-Säule in der Nacht vom 21. auf den 22. April nicht höher als am nahe gelegenen Transekt waren (Abb. 14b), spielte dies vermutlich keine bedeutende Rolle. Auf der Wiese lässt sich das Ausmaß dieses Fehlers nicht abzuschätzen, weil auch das Transekt durch den Kontakt zur Krautschicht in 0.05 m und 0.10 m Höhe von Artefakten betroffen war.

Nach der Fehlermodellierung war das Armierungsgewebe in 2 m bzw. 2.13 m Höhe tagsüber bei hoher Globalstrahlung um bis zu 0.15 K wärmer als die Glasfaser (Abb. 18). Wie in Kapitel 3.3.2 begründet, kann eine thermische Leitfähigkeit von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ angenommen werden. Unter dieser Voraussetzung entsprach der durch Konduktion verursachte Fehler mit maximal 0.004 K nur 0.1 % bis 1 % des modellierten Gesamtfehlers, obwohl am untersuchten Tag eine hohe Globalstrahlung vorherrschte. Da durch Recherche keine eindeutige thermische Leitfähigkeit für das Armierungsgewebe gefunden werden konnte, muss dieses Ergebnis mit Vorsicht interpretiert werden. Für den Extremfall einer zehnfachen thermischen Leitfähigkeit, die für reines Glas zutrifft, wäre der Fehler durch Konduktion nicht mehr vernachlässigbar (Abb. 18). Da die thermische Leitfähigkeit aber auch von der Glasfaser beeinflusst wird und für den PVC-Mantel ein geringer Wert von $0.15 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ gilt, kann das Ergebnis für die Leitfähigkeit von $0.1 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$ als erste Abschätzung angesehen werden. Neben der Unsicherheit in der Größe der thermischen Leitfähigkeit sind die folgenden Vereinfachungen des Modells zu beachten: Es wurde nicht berücksichtigt, dass das Armierungsgewebe einen ca. 12 cm breiten Überlappungsbereich mit Klebeflächen aus Heißklebstoff besaß. In diesem Bereich ist am Tag eine stärkere Überwärmung aufgrund des dickeren Materials, der größeren Kontaktfläche zur Glasfaser und des größeren Strömungswiderstands zu erwarten. Des Weiteren wurde angenommen, dass die Stränge des Armierungsgewebes eine zylindrische Form und den gleichen Durchmesser wie die Glasfaser besaßen, obwohl die horizontalen

Stränge ca. 1.25 mm breit und 0.4 mm dick waren. Durch diese Annahme wird vor allem die Absorption direkter Strahlung durch das Armierungsgewebe bei geringer Sonnenhöhe unterschätzt. Außerdem war die genaue Albedo des Armierungsgewebes und des Glasfaserkabels unbekannt. Aufgrund der weißen Farbe wurde für beide Materialien derselbe Wert wie für weißes Papier (0.7) angenommen. Da die kurzwellige Strahlung eine wichtige Energiequelle darstellt, könnte jedoch auch ein geringer Unterschied zwischen der Albedo der Glasfaser und des Armierungsgewebes von Bedeutung sein. Aufgrund dieser Vereinfachungen ist nur eine Aussage über die Größenordnung des durch Konduktion verursachten Messfehlers möglich.

Dem Energiebilanzmodell zufolge erreichte der gesamte Messfehler in 2 m Höhe über der Wiese mit bis zu 0.9 K größere Werte als über dem See (Abb. 19). Dies ist auf die höhere Albedo und die höhere langwellige Ausstrahlung der Wiese zurückzuführen. Nahe der Unterlage ist am Tag mit einem noch höheren Fehler aufgrund der geringeren Windgeschwindigkeit zu rechnen. Die gemessene Temperaturdifferenz zwischen Glasfaser und Psychrometer bzw. Ultraschallthermometer stimmte nicht mit dem modellierten Fehler überein. Die Ursache kann in einer geringfügig unterschiedlichen Kalibrierung der Messgeräte liegen, zumal die gemessene Differenz einen ähnlichen Verlauf wie die modellierte Differenz aufwies. Im Fall der Schalltemperatur kommt hinzu, dass sie per Definition etwas höher als die tatsächliche Lufttemperatur liegt.

6 Schlussfolgerungen

Im Hinblick auf die Ziele dieser Arbeit sind folgende Schlussfolgerungen zu ziehen:

Das bodennahe Temperaturprofil über der Wiese kann sich nachts erheblich von demjenigen über dem See unterscheiden. Während sich über der Wiese bei klarem Himmel und geringer Windgeschwindigkeit eine sehr stabile Schichtung mit besonders großen Temperaturgradienten ausbildete, herrschte über dem See eine labile Schichtung mit mittelmäßigen Temperaturgradienten vor, da sich Wasser vor allem aufgrund seiner hohen Wärmekapazität wesentlich langsamer als die Luft abkühlt. In Phasen mit bedecktem Himmel sind auch über der Wiese labile Bedingungen mit stark negativen Temperaturgradienten möglich. Zudem erwies sich die Windgeschwindigkeit als wichtiger Einflussfaktor für die vertikalen Gradienten und den zeitlichen Temperaturverlauf. Erhöhte Windgeschwindigkeiten schwächen die Gradienten außer in unmittelbarer Bodennähe aufgrund der stärkeren vertikalen Durchmischung ab und können das Temperaturniveau deutlich anheben.

Die schwache Hangneigung auf der Wiese reichte bei sehr stabiler Schichtung zur Entstehung eines Kaltluftabflusses aus, der jedoch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität besaß. Anhand der Höhe des maximalen Temperaturgradienten wurde eine geringe Mächtigkeit dieses Kaltluftabflusses von 0.17 m bis 0.6 m festgestellt. Über dem Seewasser konnte sich kein Kaltluftsee bilden, vermutlich da geeignete Bedingungen für Kaltluftbildung, d.h. eine geringe Windgeschwindigkeit und eine hohe langwellige Ausstrahlung, zu labilen Verhältnissen über dem See führen, sodass ankommende Kaltluft mit der vorhandenen Warmluft vermischt wird.

Die zur Profilmessung eingesetzten Säulen aus Armierungsgewebe stellen eine geeignete Möglichkeit dar, das bodennahe Temperaturprofil in der Nacht mit hoher Auflösung zu bestimmen. Allerdings müssen Messfehler auf Höhe der Plexiglasringe in Kauf genommen werden. Daher sollten Ringe nahe der Unterlage, wo die größten Gradienten auftreten, vermieden werden. Die Fehlermodellierung deutet für den Tag zumindest in ca. 2 m Höhe einen vernachlässigbaren durch Konduktion verursachten Fehler an. In 2 m Höhe wurde in erster Abschätzung ein Gesamtfehler von bis zu 0.9 K modelliert.

7 Danksagung

Hiermit möchte ich mich ausdrücklich bei allen bedanken, die mit ihrer Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Ich danke Prof. Dr. Christoph Thomas für die Vergabe des Themas sowie die Betreuung und Beratung in allen Arbeitsphasen. Weiterhin bedanke ich mich bei Lena Pfister für die gute Zusammenarbeit bei der Durchführung des Experiments und für die Aufbereitung des Datensatzes. Ebenso danke ich Johannes Olesch, der das Experiment mit seiner technischen Erfahrung begleitet hat. Zudem waren die Messungen nur durch die freundliche Unterstützung von PD Dr. Gregor Aas und den Mitarbeitern des Ökologisch-Botanischen Gartens möglich. Bei Dr. Wolfgang Babel und Elena Michel bedanke ich mich für die Hilfe bei der Installation und Konfiguration der Messgeräte und bei Craig Walton für die Datenkonvertierung. Außerdem danke ich meinen Eltern, die mir durch ihre Unterstützung und ihren Zuspruch das Studium und diese Arbeit ermöglicht haben.

8 Literaturverzeichnis

- Çengel, Y. A. (1998): Heat transfer. A practical approach. WBC McGraw-Hill. Boston, Mass. 1006 S.
- Foken, T. (2003): Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden. Springer Berlin Heidelberg. Berlin, Heidelberg, s.l. 289 S.
- Geiger, R. (2013): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Springer Vieweg. Wiesbaden. 646 S.
- Golder, D. (1972): Relations among Stability Parameters in the Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology* 3: 47–58.
- Häckel, H. (2012): Meteorologie. Ulmer. Stuttgart. 447 S.
- Keller, C. A.; Huwald, H.; Vollmer, M. K.; Wenger, A., Hill, M.; Parlange, M. u. Reimann, S. (2011): Fiber optic distributed temperature sensing for the determination of the nocturnal atmospheric boundary layer height. *Atmospheric Measurement Techniques* 4 (2): 143–149.
- Lettau, H. H. u. Davidson, B. (1957): Exploring the Atmosphere's First Mile. Pergamon Press, Inc. New York.
- Mahrt, L. u. Larsen, S. (1990): Relation of Slope Winds to the Ambient Flow over Gentle Terrain. *Boundary-Layer Meteorology* 53: 93–102.
- Monin, A. S. u. Obukhov, A. M. (1954): Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.* 24 (151): 163–187.
- Monteith, J. u. Unsworth, M. (2007): Principles of environmental physics. Edward Arnold. London.
- Precht, M.; Kraft, R. u. Bachmaier, M. (2005): Angewandte Statistik. Oldenbourg. München. 306 S.
- Sayde, C.; Thomas, C. K.; Wagner, J. u. Selker, J. S. (2015): High-resolution wind speed measurements using actively heated fiber optics. *Geoph.*: under review.
- Schotanus, P.; Nieuwstadt, F. T. u. Bruin, H. A. de (1983): Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* 26 (81-92).
- Selker, J. S.; Thévenaz, L.; Huwald, H.; Mallet, A.; Luxemburg, W.; van de Giesen, N.; Stejskal, M.; Zeman, J.; Westhoff, M. u. Parlange, M. B. (2006): Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research* 42 (12).
- Stull, R. B. (2009). An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Springer.
- Thomas, C. K. u. Foken, T. (2005): Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. *Theoretical and Applied Climatology* 80: 91–104.
- Thomas, C. K.; Kennedy, A. M.; Selker, J. S.; Moretti, A.; Schroth, M. H.; Smoot, A. R.; Tufillaro, N. B. u. Zeeman, M. J. (2012): High-Resolution Fibre-Optic Temperature

- Sensing. A New Tool to Study the Two-Dimensional Structure of Atmospheric Surface-Layer Flow. *Boundary-Layer Meteorology* 142 (2): 177–192.
- Thomas, C. K.; Law, B. E.; Irvine, J.; Martin, J. G.; Pettijohn, J. C. u. Davis, K. J. (2009): Seasonal hydrology explains inter-annual and seasonal variation in carbon and water exchange in a semi-arid mature Ponderosa Pine forest in Central Oregon. *J. Geophys. Res.-Biogeosci.*
- Zukauskas, A. (1987). Heat Transfer from Tubes in Crossflow. *Advances in Heat Transfer*, 18: 87-158.

9 Anhang: Materialeigenschaften

Die Kontaktfläche zwischen einer Glasfaserwindung und dem Armierungsgewebe wurde mit 0.5 cm^2 abgeschätzt. Weitere verwendete Eigenschaften der Glasfaser und des Armierungsgewebes sind in Tab. 1 aufgelistet.

Tab. 1: *Verwendete Eigenschaften des Glasfaserkabels und des Armierungsgewebes*

Eigenschaft	Einheit	Glasfaserkabel	Armierungsgewebe
Radius	mm	0.45	0.45
Länge (1 Windung/Strang)	m	1.01	1.01
Dichte	g cm^{-3}	1.8 ¹⁾	2.4 ²⁾
spezifische Wärmekapazität	$\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	1.06 ³⁾	0.84 ⁴⁾
Albedo	1	0.7 ⁵⁾	0.7 ⁵⁾
Emissivität	1	0.92 ⁶⁾	0.75 ⁷⁾

Hinweise und Quellen (Zugriff: 20.08.2015):

- 1) Mittelwert für die Bestandteile PVC (<http://www.kern.de/cgi-bin/riweta.cgi?nr=2690&lng=1>), Kevlarfaser (<http://www.matweb.com/search/datasheet.aspx?matguid=77b5205f0dcc43bb8cbe6fee7d36cbb5&ckck=1>) und E-Glas (<http://www.r-g.de/wiki/Glasfasern>)
- 2) <http://www.matweb.com/search/datasheet.aspx?matguid=8f9003366c9044bdb91bcd86e1fa6e42>
- 3) Mittelwert für die Bestandteile PVC (http://www.engineeringtoolbox.com/physical-properties-thermo-plastics-d_808.html), Kevlarfaser (<http://www.matweb.com/search/datasheet.aspx?matguid=77b5205f0dcc43bb8cbe6fee7d36cbb5&ckck=1>) und Glas (https://de.wikibooks.org/wiki/Tabellensammlung_Chemie/_spezifische_W%C3%A4rmekapazit%C3%A4ten)
- 4) http://www.heiz-tipp.de/ratgeber-787-glasfasern_glaswolle.html
- 5) gleichgesetzt mit der Albedo von weißem Papier (<http://de.academic.ru/dic.nsf/meyers/3314/Alb%C4%93do>)
- 6) gleichgesetzt mit der Emissivität von PVC (http://www.thermoworks.com/emissivity_table.html)
- 7) <http://www.infrared-thermography.com/material-1.htm>

Um die Reflex- und Ausstrahlung über dem See zu ermitteln, wurde für Wasser eine Albedo von 0.08 (Stull 2009) und eine Emissivität von 0.96 (Geiger 2013) vorausgesetzt. Bei der Berechnung des konvektiven Wärmetransports nach Gl. (13) wurden einige Eigenschaften der Luft benötigt, die auf der Grundlage von Tab. 2 durch lineare Inter- und Extrapolation in Abhängigkeit der Temperatur berechnet wurden. Die Prantl-Zahl Pr ergab sich durch folgende Formel (Foken 2003):

$$Pr = \frac{\nu}{\alpha} \quad (18)$$

wobei ν die kinematischen Viskosität und α die molekulare Temperaturleitfähigkeit bezeichnet.

Tab. 2: *Eigenschaften trockener Luft in Abhängigkeit der Temperatur bei atmosphärischem Druck (Bejan, 2013). ν ist die kinematische Viskosität, k die Wärmeleitfähigkeit und α die molekulare Temperaturleitfähigkeit.*

Temperatur [°C]	ν [$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$]	k [$\text{W K}^{-1} \text{m}^{-1}$]	α [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]
0	0.132	0.024	0.184
10	0.141	0.025	0.196
20	0.150	0.025	0.208
30	0.160	0.026	0.223