

Besonderheiten der Temperaturstruktur nahe der Unterlage

Th. Foken

Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Bayreuth, Deutschland

Abstract

Normally, a temperature profile near the surface consists of parts in the molecular sublayer, the buffer layer, and the turbulent layer (influenced or not influenced by stratification). In some older publications, there have been reports about counter gradient fluxes and near surface inversions over the sea. Neither effects can be explained by thermal internal boundary layers which occur in the afternoon. The findings from the 1973-1976 expeditions made by the 'Working group Oceanology' of the University of Leipzig are here-in discussed from a new perspective. Special analyses made with the temperature profile data measured during the Antarctic FINTUREX experiment (NEUMAYER station, Jan-Febr. 1994) showed that these inversion effects are also related to stable stratification. In comparison with long-wave radiation measurements, these effects are described as decoupling the lowest (appr. 1 m thick) layer above the snow from the turbulent regime above this layer.

1. Einleitung

Bei den Arbeiten der 60er Jahre des vergangenen Jahrhunderts am Maritimen Observatorium Zingst (HUPFER, 1970) mit vorwiegend lokalklimatologischen Aspekten zeigte sich, dass die kleinräumigen Strukturen der meteorologischer Felder sowohl hinsichtlich der Grundlagenforschung als auch bezüglich angewandter Richtungen ein außerordentlich lohnendes Forschungsobjekt sind. Davon zeugen Arbeiten in diesem Band zu küstennahen Strömungs- und Windfeldern, wobei nachfolgend die Temperaturstrukturen näher untersucht werden sollen. Dies erfolgt allerdings nicht im lokalklimatologischen Sinn hinsichtlich der Temperaturverteilungen über dem Meer und dem Land, wie es durch NITZSCHKE (1970) untersucht wurde, sondern bezüglich der vertikalen Temperaturstruktur mit einem stärker grundlagenorientiertem Blick. Neben der klassischen Temperaturprofilmessung kam Anfang der 70er Jahre ein thermistorbestückter Temperaturlift zum Einsatz (FOKEN, 1974), der u. a. zur Ermittlung der Temperaturstruktur interner Grenzschichten eingesetzt worden ist (HUPFER ET AL., 1976). Zur gleichen Zeit legten HINZPETER und LOBEMEYER (1969) erste Untersuchungen zur Temperaturmikrostruktur unmittelbar über dem Meer mit einer platindrahtbestückten Fallsonde vor. Die damit gemessenen sehr hohen Temperaturgradienten nahe der Unterlage konnten mit dem Thermistorlift nur erahnt werden. Nach dem Nachbau der Fallsonde 1973 (FOKEN, 1975) konnten dann über mehrere Jahre derartige Untersuchungen durchgeführt werden (s. Abschn. 3). Diese Messungen waren zwar sehr aufwendig, lieferten jedoch eine Reihe von Grundlagen für die Modellierung des Energie- und Stoffaustausches zwischen weitgehend glatten Oberflächen und der Atmosphäre. Es zeigten sich aber auch eine Reihe von Besonderheiten, die z. T. noch nicht publiziert sind, weil sie den gängigen Theorien widersprechen und nur schwer reproduzierbar sind, um sie eingehender untersuchen zu können. Der vorliegende Beitrag widmet sich auch diesen bislang kaum beschriebenen Erscheinungen und soll zu deren weiteren Untersuchung anregen.

2. Physik der oberflächennahen Temperaturstruktur

Für die Temperaturstruktur nahe weitgehend glatter Oberflächen lassen sich die Gesetzmäßigkeiten der Hydrodynamik, wie sie für Platten und Rohre gelten, problemlos übertragen. Der Energieaustausch erfolgt unmittelbar an der Unterlage durch molekulare (laminare) Austauschprozesse in der nur ca. 1 mm starken molekularen Grenzschicht. Dieser schließt sich die ca. 1 cm starke zähe Zwischenschicht mit molekularen und turbulenten Austauschbedingungen an. Die darüber liegende Schicht ist völlig turbulent. Die vertikalen Flüsse sind höhenkonstant, woraus für die molekulare Schicht folgt, dass die Gradienten wegen der sehr kleinen molekularen Leitungskoeffizienten relativ groß sein müssen. Wie in Abb. 1 gezeigt, lässt sich für den Austausch von fühlbarer Wärme das Temperaturprofil in dimensionslosen Koordinaten darstellen mit der dimensionslosen Höhe $z^+ = z \cdot u_* / \nu$ (z : Höhe, u_* : Schubspannungsgeschwindigkeit, ν : kinematische Zähigkeit) und der dimensionslosen Temperatur $T^+ = T/T_*$ (T_* : dynamische Temperatur) bzw. analog das Windprofil mit der dimensionslosen Geschwindigkeit $u^+ = u/u_*$ (CSANADY, 2001; LANDAU und LIFSCHITZ, 1974; SCHLICHTING und GERSTEN, 1997). In der molekularen bzw. laminaren Grenzschicht gilt $T^+ \sim z^+$ bzw. $u^+ \sim z^+$. Oberhalb der zähen Unterschicht ist der Fluss turbulent, wobei die typischen logarithmischen Profilgleichungen gelten: $T^+ \sim \ln z^+$ bzw. $u^+ \sim \ln z^+$. Das größte Problem bei der Parametrisierung ist die Behandlung der zähen Zwischenschicht, wobei man allerdings entsprechend Abb. 1 die Ähnlichkeit der Profile in der Natur und bei hydrodynamischen Untersuchungen nutzen kann (FOKEN, 2002).

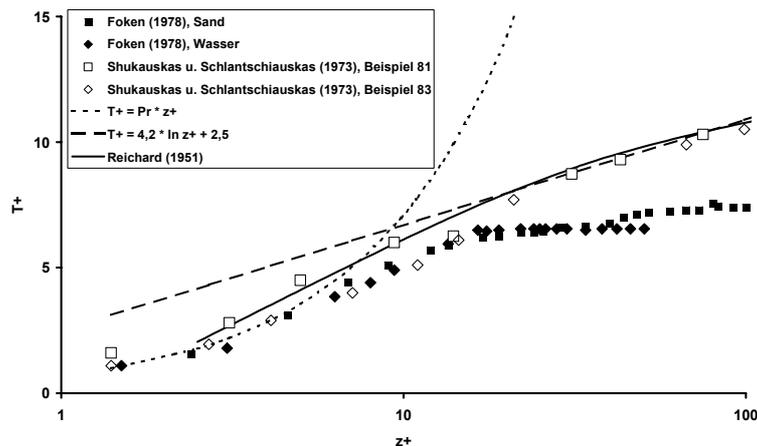


Abb. 1: Dimensionslose Temperaturprofile (T^+ : dimensionslose Temperatur, z^+ : dimensionslose Höhe) nach Labormessungen (SHUKAUSKAS und SCHLANTSCHIAUSKAS, 1973), Freilandmessungen (FOKEN, 1978) und Ausgleichsprofilen für die molekulare Schicht (gepunktet) und die turbulente Schicht (gestrichelt) sowie einem Ausgleichprofil nach REICHARDT (1951) aus FOKEN (2002)

Zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes aus Temperaturmessungen geht man in der Regel von Bulk-Ansätzen aus, wobei man statt der Bulk-Koeffizienten den sogenannten Profilkoeffizienten Γ einfügt und diesen durch Integration über alle Schichten bestimmt:

$$Q_H = \Gamma [T_0 - T(z)] \quad (1)$$

$$\Gamma = \left(\int_0^z \frac{dz}{K_T + \nu_{Tt} + \nu_T} \right)^{-1} \quad (2)$$

Dabei sind K_T der turbulente Diffusionskoeffizient für die Temperatur, ν_T die molekulare Temperaturleitfähigkeit und ν_{Tt} die molekular-turbulente Temperaturleitfähigkeit.

In den 1960er and 1970er Jahren erschienen mehrere Artikel, in denen eine Integration des Profilkoeffizienten über alle drei Schichten erfolgte (BJUTNER, 1974; KITAJGORODSKIJ und VOLKOV, 1965; MANGARELLA et al., 1972; MANGARELLA ET AL., 1973).

Aus den Messungen der molekularen Temperaturgrenzschicht über dem Meer (s. Abschn. 3) konnte unter teilweiser Berücksichtigung der Wellenstruktur einer Wasseroberfläche für die dimensionslose Dicke der molekularen Grenzschicht folgende Beziehung gefunden werden (FOKEN ET AL., 1978):

$$\delta_T^+ = 7,5 \cdot \frac{u_*}{\nu} \cdot \left[2 + \sin\left(\zeta - \frac{\pi}{2}\right) \right] \quad (3)$$

Dabei gilt $\zeta=0$ für die Luv- und $\zeta=\pi$ für die Leeseite der Welle.

Aus den Messungen dimensionsloser Temperaturprofile nahe der Meeresoberfläche war es auch möglich, die dimensionslose Temperaturdifferenz in der zähen Zwischenschicht zu $\Delta T^+ \approx 4$ zu bestimmen (FOKEN, 1984; FOKEN ET AL., 1978). Auf dieser Grundlage ergibt sich für den Profilkoeffizienten unter Berücksichtigung von Gl. (3) mit $\zeta=0$, der auch für geringe Schubspannungsgeschwindigkeiten ($u_* < 0,23 \text{ m s}^{-1}$) gilt:

$$\Gamma = \frac{\kappa \cdot u_*}{(\kappa \cdot \text{Pr} - \frac{1}{6}) \cdot \delta_T^+ + 5 + \ln \frac{u_* \cdot z}{30 \nu}} \quad (4)$$

Dieses Modell zeigte im Vergleich mit experimentellen Daten gute Ergebnisse (FOKEN, 1984; FOKEN, 1986) und kann beispielsweise auch zur Bestimmung der Oberflächentemperatur bei bekanntem fühlbaren Wärmestrom eingesetzt werden. Für Höhenbereiche $> 1 \text{ m}$ kann entsprechend der Ähnlichkeitstheorie nach MONIN und OBUKHOV (1954) noch ein stabilitätsabhängiger Term eingefügt werden.

Allerdings fanden alle diese Ansätze keinen praktischen Einsatz und Studien aus den letzten 20 Jahren liegen kaum vor. Die Ursache liegt nicht in den Ansätzen begründet, sondern vielmehr im völlig anderen Herangehen an die Energieaustauschproblematik für die Bodenschicht in gegenwärtigen Modellen (GEERNAERT, 1999):

Der fühlbaren Wärme ergibt sich in kinematischen Einheiten [m K s^{-1}] unter Berücksichtigung des turbulenten Diffusionskoeffizienten bei neutraler Schichtung in Form der Profogleichung:

$$\overline{w'T'} = \alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z} \quad (5)$$

Dabei ist α_0 die reziproke turbulente PRANDTL-Zahl, das Verhältnis der Austauschkoeffizienten von fühlbarer Wärme (K_H) und Impuls (K_m):

$$\alpha_0 = \frac{1}{\text{Pr}_t} = \frac{K_H}{K_m} \approx 1,05 \dots 1,35 \quad (6)$$

Die Integration dieser Gleichung (5) ergibt:

$$T(z) - T(z_{0T}) = \frac{T_*}{\alpha_0 \cdot \kappa} \ln \frac{z}{z_{0T}} \quad (7)$$

Dabei erhält man in Analogie zur Rauigkeitshöhe beim Windprofil eine so genannte Rauigkeitstemperatur z_{0T} . Während beim Windprofil die Bestimmung der Rauigkeitshöhe als Integrationskonstante für $u(z_0) = 0$ aus der Extrapolation des logarithmischen Windprofils leicht möglich ist, ist diese Extrapolation des logarithmischen Temperaturprofils bis zur Bodenoberflächentemperatur nicht ohne weiteres gegeben. Daraus erklärt sich die Problematik bei der Anwendung dieser Gleichung, die Bestandteil der meisten Modelle entsprechend dem Ansatz nach LOUIS (1979) ist.

3. Temperaturstruktur nahe der Oberfläche

Die beschriebenen Messungen der Temperaturstruktur in der molekularen Grenzschicht über dem Meer erfolgten sowohl in der Küstenzone bei Zingst als auch im Kaspischen Meer. Die eingesetzte Fallsonde verfügte über einen 1 mm langen und 2 μm starken Platindraht, der bei einer Fallgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} nahezu trägheitslos arbeitete. Einen Überblick zur Anzahl der durchgeführten Messungen gibt Tab. 1. Weiterhin fanden auch Messungen über Sand und während des antarktischen Turbulenzexperimentes FINTUREX im Jahr 1994 an der NEUMAYER-Station (FOKEN, 1996) über Schnee statt. Die typische vertikale Temperaturverteilung ist in Abb. 2 dargestellt..

Tabelle 1: Übersicht zu den Messungen mit dem an der Universität Leipzig entwickelten Fallsondensystem.

Jahr	Experiment	Messort	Zahl der Messungen	Publikation
1972/73	Versuche	ufernahe Zone bei Zingst	6	HUPFER ET AL. (1975)
1973	EKAM-73		143	
1974			31	
1975	KASPEX-75	Kaspisches Meer, nordöstlich Halbinsel Artjem	57	FOKEN ET AL. (1978)
1976	KASPEX-76		121	
1976		ufernahe Zone bei Zingst	22	
1994	FINTUREX	Antarktis, Neumayer-Station	5	vorliegende Arbeit

Während die Messungen für Schubspannungsgeschwindigkeiten kleiner 0,2 bis 0,3 ms^{-1} übereinstimmend (FOKEN ET AL., 1978)

$$\delta_T^+ = (6,0 \pm 3,4) \cdot \frac{u^*}{\nu} \quad (8)$$

zeigten, konnte für größere Schubspannungsgeschwindigkeiten über dem Kaspischen Meer eine deutliche Abhängigkeit der dimensionslosen Höhe der molekularen Temperaturgrenzschicht von der Luv- bzw. Leeseite einer Welle festgestellt werden (Abb. 3). Die daraus folgende Parametrisierung ist in Gl. (3) dargestellt. Der Übergang zwischen beiden Regime erfolgt bei einer kritischen REYNOLDS-Zahl, die im oben angegebenen Bereich der Schubspannungsgeschwindigkeit liegt, und etwa dem Übergangsstadium von der Entwicklung von Windwellen zu ausgebildeten Windwellen entspricht.

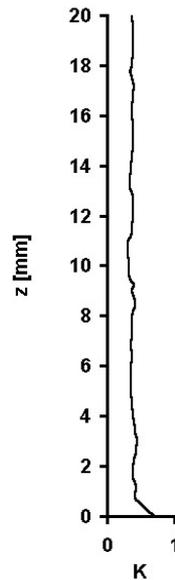


Abb. 2: Temperaturverlauf nahe der Wasseroberfläche mit molekularer Grenzschicht, die einen linearen Temperaturgradienten aufweist (FOKEN ET AL., 1978).

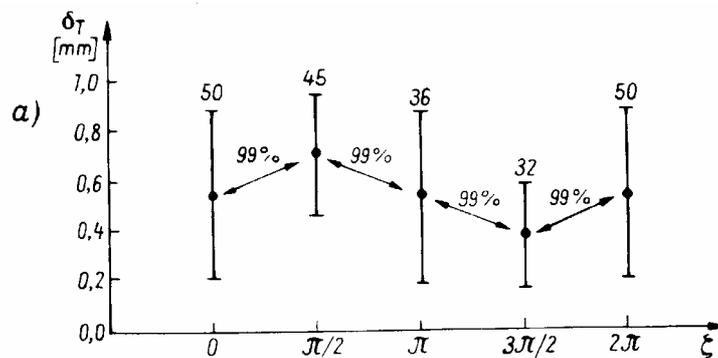


Abb. 3: Höhe der dimensionslosen molekularen Temperaturgrenzschicht in Abhängigkeit von der Luv ($3\pi/2$)- und Leeseite ($\pi/2$) der Welle mit Angabe der Signifikanzschwellen (FOKEN ET AL., 1978).

Die fast 20 Jahre später in der Antarktis durchgeführten Messungen erwiesen sich als äußerst kompliziert, da niedrige Temperaturen und großen Temperaturunterschiede zwischen Fühlerherstellung und -einsatz die Messungen erschwerten. Dennoch gelang es, 5 Messungen durchzuführen, die ab etwa 8 m Höhe bis zur Unterlage ein kontinuierliches Profil lieferten. Die Messungen deuteten darauf hin, dass es bei Windgeschwindigkeiten kleiner 1 m s^{-1} in 1 m Höhe (höhere Windgeschwindigkeiten waren wegen Schneedrift für diese Messungen nicht geeignet) zu keiner dynamisch geprägten Ausbildung einer molekularen Grenzschicht kommt. Vielmehr ist zu beobachten, dass die oberflächennahe Schicht von der darüber liegenden Schicht entkoppelt ist und die Bedingungen durch die langwellige Strahlungsbilanz geprägt werden. Abb. 4 zeigt zwei Temperaturprofile in ca. 1 Stunde Abstand gemessen. Während in den Luftschichten oberhalb ca. 0,5 m eine deutliche Abkühlung im Zeitverlauf festzustellen ist, tritt an der Oberfläche sogar eine Erwärmung auf. Ursache dafür ist offensichtlich eine Bewölkungsverdichtung von 6/8 auf 8/8 Ac, die die langwellige Strahlungsbilanz veränderte.

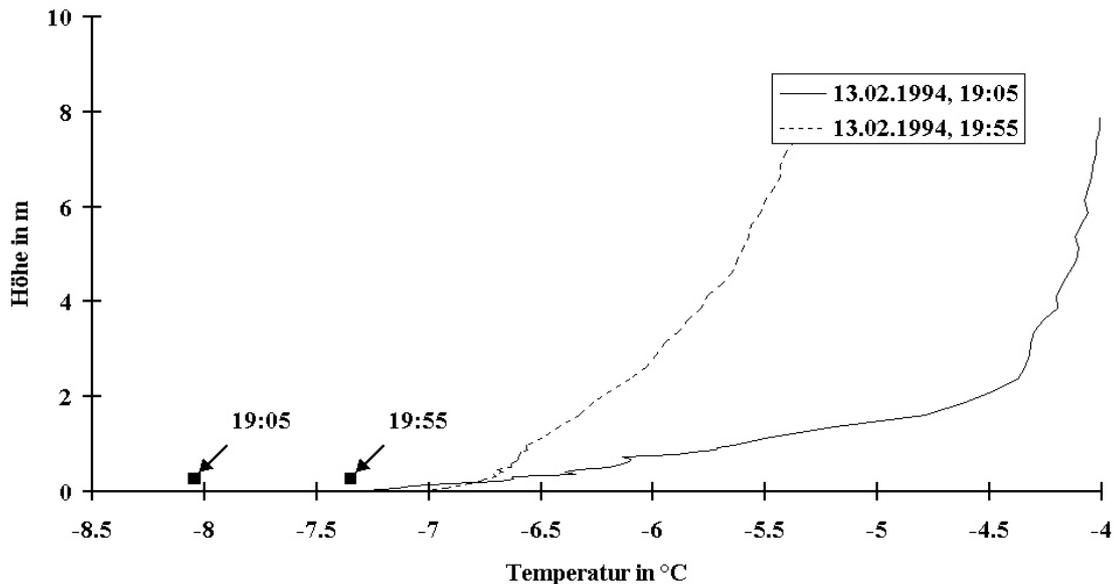


Abb. 4: Temperaturstruktur bei abendlicher Abkühlung über Schnee während FINTUREX (NEUMAYER-Station, Antarktis). Zusätzlich eingetragen sind die aus der langwelligen Ausstrahlung bestimmten Oberflächentemperaturen.

4. Besonderheiten in der Temperaturstruktur in der Bodenschicht

Messungen der Temperaturstruktur in der Bodenschicht zeigen immer wieder Abweichungen, die nicht in Übereinstimmung mit der Theorie nach MONIN und OBUKHOV (1954) stehen. Derartige Messungen sind wegen dieses Widerspruches kaum publiziert. Erst die Publikation von Counter-Gradienten im Wald (DENMEAD und BRADLEY, 1985), die durch kohärente Strukturen erklärt werden können, ermöglichte es, von der Theorie abweichende Darstellungen in der referierten Literatur zu publizieren. Derartige Abweichungen treten aber offensichtlich auch über glatten Oberflächen auf. CHUNDSHUA und Mitarbeiter (ANDREEV ET AL., 1969; CHUNDSHUA und ANDREEV, 1980) berichteten von einer Inversionsschicht, die sie in ca. 1 m Höhe über dem Schwarzen Meer fanden. Ähnliche Verhältnisse fanden auch FOKEN und KUZNECOV (1978) über dem Kaspischen Meer vor. Eine klare Interpretation konnten die Autoren nicht vorlegen. Während erstere chemische Umwandlungen für die Inversion verantwortlich machten, definierten letztere eine ‚Kondensationsschicht‘ nahe der Wasseroberfläche, wobei die freiwerdende Verdampfungswärme die Inversion verursachen sollte. Bemerkenswert sind aber die gefundenen Counter-Gradienten des fühlbaren Wärmestroms, die durch Messungen in der turbulenten und der molekularen Schicht belegt werden konnten. Interne Temperaturgrenzschichten durch nachmittägliche bodennahe Abkühlung sind ausgeschlossen. Die mit der Fallsonde gemessenen Temperaturprofile und die turbulenten Flüsse sind in Abb. 5 gezeigt. Dabei muss ausdrücklich auf Schichten erhöhter Turbulenz hingewiesen werden, die in 4-6 m Höhe gefunden wurden (Abb. 5a).

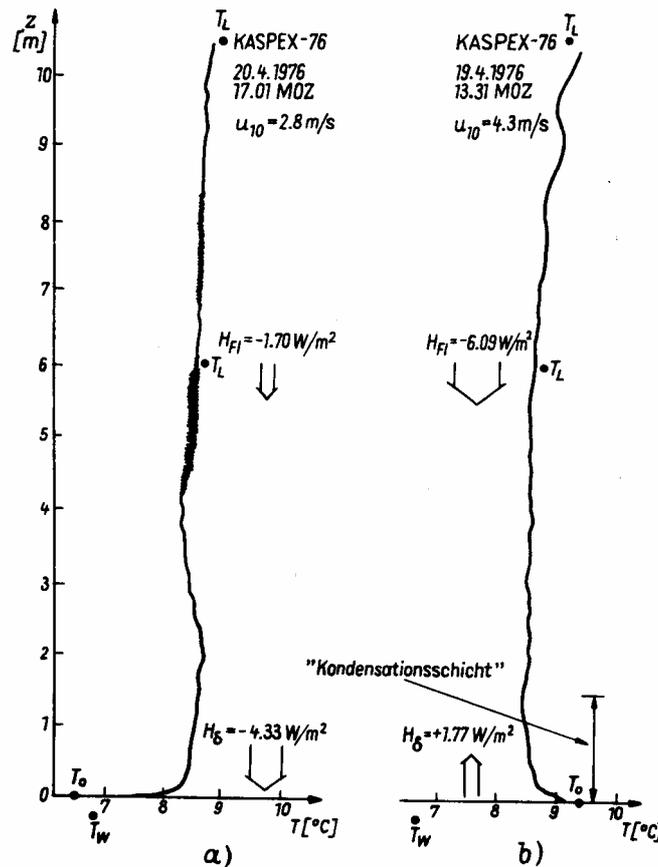


Abb. 5: Temperaturstruktur in den untersten 10 m über Wasser gemessen mit der Fallsonde und Angabe zu den fühlbaren Wärmeströmen gemessen in der molekularen Grenzschicht und in der turbulenten Schicht (Eddy-Kovarianz-Methode) nach FOKEN und KUZNECOV (1978), a: einheitlich stabile Schichtung mit Inversionsschicht in 1,5 m Höhe, b: Counter-Gradienten durch labile Schichtung in Wassernähe.

Derartige Inversionsschichten wurden auch beim FINTUREX-Experiment festgestellt und kürzlich intensiver untersucht (SODEMANN, 2002). Dabei konnte bei stabiler Schichtung nahe der Unterlage eine Inversionsschicht in ca. 1-2 m Höhe beobachtet werden. Die darüber liegende Schicht ist leicht labil bevor in Höhen von mehreren Metern wiederum stabile Schichtung, durch die Hintergrund-Stabilität verursacht, eintritt (FORRER und ROTACH, 1997; HANDORF ET AL., 1999). Die Inversion bildet sich bevorzugt am Tage aus und erreicht Unterschiede zu den benachbarten Schichten von 0,1 bis 0,2 K. Mit zunehmender Ausstrahlung am Abend bildet sich wieder das logarithmische Temperaturprofil. Durch die Variation im Tagesgang können Messfehler ausgeschlossen werden. Abb. 6 zeigt für eine Schwachwindperiode vom 28.01. bis 02.02.1994 (DOY: 28-32) den Wechsel zwischen der oben beschriebenen Struktur und der einheitlich stabilen Schichtung in der Nacht. Damit konnten über dem antarktischen Schelfeis ähnliche Strukturen beobachtet werden, wie über dem Meer, allerdings mit weitaus regelmäßigerer Ausbildung. Die Untersuchungen zeigten aber auch, wie im Abschn. 3 bereits angedeutet, dass häufig die Strahlungstemperatur der Oberfläche höher ist als die Temperatur in 0,5 m Höhe. Zu einige Zeitpunkten war es möglich, diesen Effekt durch Bewölkungseinflüsse (sogar Ci) zu erklären, die die Ausstrahlung am Boden leicht reduzierten.

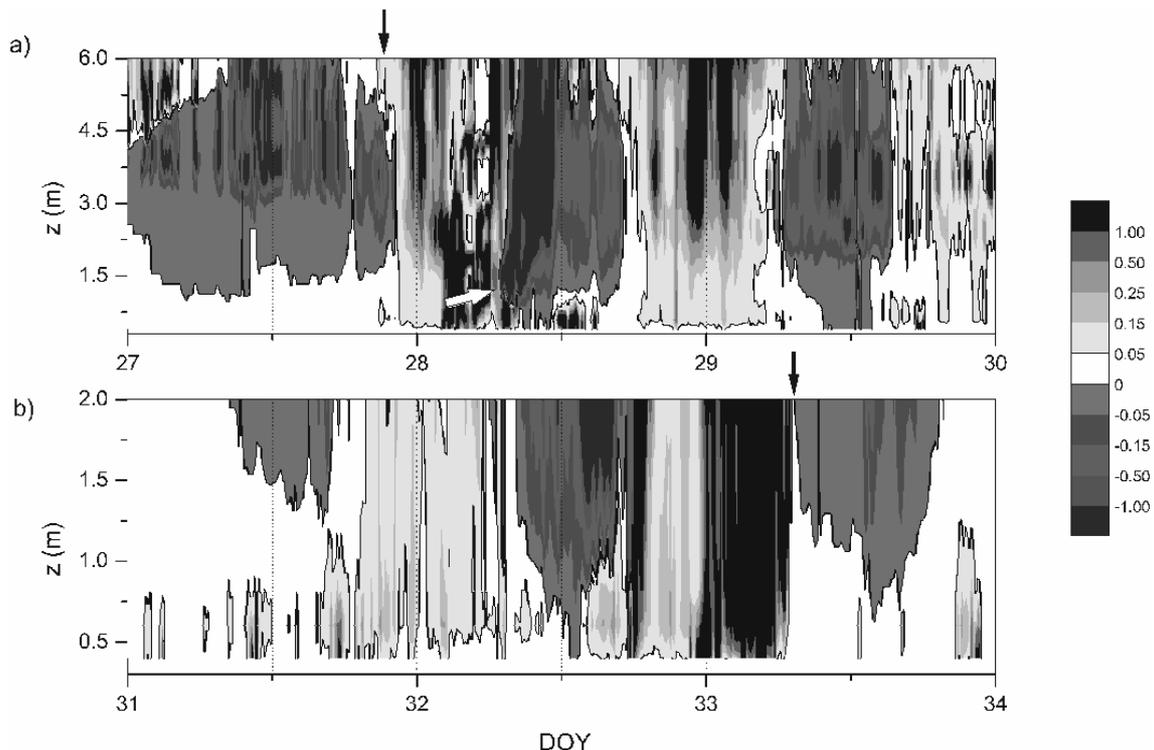


Abb. 6: Zeit-Höhen-Profil der Gradient-RICHARDSON-Zahl vom 27.01. bis 03.02.1994 für eine Schwachwindperiode (zwischen schwarzen Pfeilen). Der weiße Pfeil zeigt die Entwicklung einer labilen Schicht (dunkelgrau) über einer stabilen Schicht (weiß – schwarz) nach Sonnenaufgang (SODEMANN, 2002).

5. Schlussfolgerungen

In obigen Ausführungen konnte geklärt werden, dass sich eine bodennahe Temperaturstruktur mit molekularer und turbulenter Schicht nur bei gut entwickelter Turbulenz ausbildet. Über glatten Unterlagen und bei nahezu neutraler Schichtung kann es zur Ausbildung einer Inversionsschicht in 1-2 m Höhe und damit zu Counter-Gradient-Flüssen kommen. Eine eindeutige Ursache kann noch nicht festgestellt werden, doch könnten Entkopplungserscheinungen bei stark stabiler Schichtung nahe der Unterlage nicht ausgeschlossen werden. Aber auch die Idee einer ‚Kondensationsschicht‘ (FOKEN und KUZNECOV, 1978) ist nicht von der Hand zu weisen, denn man könnte sich über dem Eis Sublimationsvorgänge vorstellen, ggf. auch verstärkt durch eine teilweise wärmere Oberfläche infolge veränderter langwelliger Ausstrahlungsbedingungen.

Diese Besonderheiten der oberflächennahen Temperaturstruktur sind nicht ohne Auswirkung bei der Bestimmung turbulenter Flüsse u.a. über Schnee- und Eisflächen. Die Bestimmung der Flüsse nach Gl. (7) bei Ermittlung der Oberflächentemperatur beispielsweise mit Fernerkundungsmethoden, kann nicht nur wegen des Fehlers dieser Methoden, sondern auch durch die Temperaturstruktur nahe der Unterlage, die nicht durch Gl. (7) wiedergegeben wird, merklich beeinflusst werden. Dies macht sich besonders bei der Bestimmung der Stabilität, beispielsweise mit der Bulk-RICHARDSON-Zahl, bemerkbar, die zu völlig falschen Aussagen führen kann. Wie SODEMANN (2002) zeigen konnte, lässt sich die Stabilität der Schichtung jedoch zuverlässig mit dem durch Gl. (1)-(4) beschriebenen Parametrisierungen der oberflächennahen Temperaturstruktur bestimmen, da nur Daten aus der turbulenten Schicht benötigt werden.

Weiterführende Untersuchungen zur oberflächennahen Struktur meteorologischer Parameter sind somit ein weiterhin wichtiger Forschungsschwerpunkt, der durch die Notwendigkeit der Modellierung stabiler Schichtungsverhältnisse für arktische und antarktische Verhältnisse in Klimamodellen eine neue Relevanz erfährt.

Literatur

- ANDREEV, E. G., V. S. LAVORKO, A. A. PIVOVAROV, G. G. CHUNDSHUA: O vertikalnom profile temperatury vblizi granicy rasdela more - atmosfera. Okeanologija 9(1969), 348-352.
- BJUTNER, E. K.: Teoreticeskij rascet soprotivlenija morskoy poverchnosti. In: A.S. DUBOV (Editor), Processy perenosa vblizi poverchnosti razdela okean - atmosfera. Gidrometeoizdat, Leningrad 1974, pp. 66-114.
- CHUNDSHUA, G. G., E. G. ANDREEV: O mechanizme formirovanija inversii temperatury v privodnoim sloe atmosfery nad morem. Dokl. AN SSSR, 255(1980), 829-832.
- CSANADY, G. T.: Air-sea interaction, Laws and mechanisms. Cambridge University Press, Cambridge, New York 2001, 239 pp.
- DENMEAD, D. T., E. F. BRADLEY: Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: B.A. HUTCHISON, B.B. HICKS (Editors), The forest-atmosphere interaction. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Boston, London 1985, pp. 421-442.
- FOKEN, TH.: Punktförmige Temperaturmessung mit Perlthermistoren in Luft und Wasser. Geophys. Veröff. KMU Leipzig 3. Serie, 1(1974), 103-112.
- FOKEN, TH.: Die Messung der Mikrostruktur der vertikalen Lufttemperaturverteilung in unmittelbarer Nähe der Grenze zwischen Wasser und Atmosphäre. Z. Meteorol. 25(1975), 292-295.
- FOKEN, TH.: The molecular temperature boundary layer of the atmosphere over various surfaces. Archiv Meteorol., Geophys. & Bioklim., Ser. A 27(1978), 59-67.
- FOKEN, TH.: The parametrisation of the energy exchange across the air-sea interface. Dynamics of Atm. & Oceans 8(1984), 297-305.
- FOKEN, TH.: An operational model of the energy exchange across the air-sea interface. Z. Meteorol., 36(1986), 354-359.
- FOKEN, TH.: Turbulenzexperiment zur Untersuchung stabiler Schichtungen. Ber. Polarforschung, 188(1996), 74-78.
- FOKEN, TH.: Some aspects of the viscous sublayer. Meteorol. Z. 11(2002), 267-272.
- FOKEN, TH., S. A. KITAJGORODSKIJ, O. A. KUZNECOV: On the dynamics of the molecular temperature boundary layer above the sea. Boundary-Layer Meteorol. 15(1978), 289-300.
- FOKEN, TH., O. A. KUZNECOV: Die wichtigsten Ergebnisse der gemeinsamen Expedition "KASPEX-76" des Institutes für Ozeanologie Moskau und der Karl-Marx-Universität Leipzig. Beitr. Meeresforsch. 41(1978), 41-47.
- FORRER, J., M. W. ROTACH: On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. Boundary-Layer Meteorol. 85(1997), 111-136.
- GEERNAERT, G. L. (Editor): Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht 1999, 578 pp.
- HANDORF, D., TH. FOKEN, C. KOTTMEIER: The stable atmospheric boundary layer over an Antarctic ice sheet. Boundary-Layer Meteorol. 91(1999), 165-186.
- HINZPETER, H., P. LOBEMEYER: Versuche zum Nachweis laminarer Grenzschichten über dem Meer. Ann. Meteorol. 4(1969), 19-20.
- HUPFER, P.: Über einige Probleme der maritimen Meteorologie im Bereich der westlichen Ostsee. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig XIX(1970)4, 339-445.

- HUPFER, P., TH. FOKEN, U. BACHSTEIN: Fine structure of the internal boundary layer in the near shore zone of the sea. *Boundary-Layer Meteorol.* 10(1976), 503-505.
- HUPFER, P., TH. FOKEN, G. N. PANIN: Existence and structure of the laminar boundary layer of the atmosphere in the near-shore zone of the sea. *Z. Meteorol.* 25(1975), 94-102.
- KITAJGORODSKIJ, S. A., J. A. VOLKOV: O rascete turbulentnych potokov tepla i vlagi v privodnom sloe atmosfery. *Izv. AN SSSR, Fiz. Atm. i Okeana* 1(1965), 1317-1336.
- LANDAU, L. D., E. M. LIFSCHITZ: *Lehrbuch der Theoretischen Physik, Bd. VI, Hydrodynamik.* Akademie-Verlag 1974, Berlin, 618 pp.
- LOUIS, J. F.: A parametric model of vertical fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.* 17(1979) 187-202.
- MANGARELLA, P. A., A. J. CHAMBERS, R. L. STREET, E. Y. HSU: Laboratory and field interfacial energy and mass flux and prediction equations. *J. Geophys. Res.* 77(1972), 5870-5875.
- MANGARELLA, P. A., A. J. CHAMBERS, R. L. STREET, E. Y. HSU: Laboratory studies of evaporation and energy transfer through a wavy air-water interface. *J. Phys. Oceanogr.* 3(1973) 93-101.
- MONIN, A. S., A. M. OBUKHOV, A. M.: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *Trudy geofiz. inst. AN SSSR* 24 (151)(1954), 163-187.
- NITZSCHKE, A.: Zum Verhalten der Lufttemperatur in der Kontaktzone zwischen Land und Meer bei Zingst. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* XIX(1970)4, 339-445.
- REICHARDT, H.: Vollständige Darstellung der turbulenten Geschwindigkeitsverteilung in glatten Röhren. *Z. angew. Math. Mech.* 31(1951), 208-219.
- SCHLICHTING, H., K. GERSTEN, K.: *Grenzschicht-Theorie.* Springer, Berlin, Heidelberg 1997, 851 pp.
- SHUKAUSKAS, A., A. SCHLANTSCHIAUSKAS: Teploodatscha v turbulentnom potoke shidkosti. *Izd. Mintis, Vil'njus* 1973, 327 pp.
- SODEMANN, H.: Evaluation of the parametrisation for turbulent fluxes of momentum and heat in stably stratified surface layers. *Diploma Thesis, Universität Bayreuth, Bayreuth* 2002, 97 pp.