

Diskussion der Modellierung der Vertikalrefraktion mit dimensionslosen atmosphärischen Parametern

Discussion of Modelling Vertical Refraction Using Dimensionless Atmospheric Parameters

Fritz K. Brunner

Für die Bestimmung der Refraktionseffekte wurde vor Jahren von Mozzhukhin ein Modell entwickelt. Seither wurde in einer Serie von Publikationen über verschiedene Anwendungen berichtet. Hier wird das Mozzhukhin-Modell kritisch analysiert und seine Fehler diskutiert. Es werden zwei alternative Modelle vorgestellt: (1) Verwendung der Obukhov-Länge, (2) freie Konvektion. Dieser Beitrag soll die Diskussion zum Thema der Modellierung von Refraktionseffekten anregen.

Schlüsselwörter: Vertikalrefraktion, Buckingham- π -Theorem, Dimensionsanalyse, Obukhov-Länge, Modellierung

Years ago Mozzhukhin developed a model for the determination of refraction effects. Since then various applications were reported in a series of publications. Here the Mozzhukhin model will be critically analysed and its flaws will be discussed. Two alternative models will be presented: (1) application of the Obukhov length, (2) free convection. This paper should incite the discussion about the topic of refraction modelling.

Keywords: Vertical refraction, Bucking- π -theorem, dimensional analysis, Obukhov length, modelling

Lieber Willfried,

in unseren Gesprächen hast du oft den Mangel an fachlichen Diskussionen bedauert. Ein gemeinsames Interessensgebiet ist die geodätische Refraktion und daher ist meine Diskussion auf dieses Thema fokussiert. Damit möchte ich mich für die schöne und nützliche Zusammenarbeit bedanken und dir viel Freude in der „entpflichteten“ Zeit wünschen.

Beste Wünsche, Fritz.

1 MOTIVATION

In vielen Publikationen hat sich Prof. Dr. O. A. Mozzhukhin mit der Modellierung der geodätischen Refraktionseffekte, insbesondere beim geometrischen und trigonometrischen Nivellement, beschäftigt. Da alle Publikationen das gleiche Modell verwenden, wird hier nur eine Arbeit /Mozzhukhin 2001/ als Referenz verwendet. Auf der Basis der Ähnlichkeitstheorie wurde für die bodennahe Luftschicht das Modell

$$\pi = A \cdot \pi_1^m \cdot \pi_2^n \quad (1)$$

entwickelt, worin für den Prozess (Refraktion) π dimensionslos ist, aber die gewählte Variable beinhaltet, π_1 und π_2 sind gemessene Größen, A , m und n sind zu bestimmende Konstanten. In mehreren Experimenten in Russland wurden die Konstanten bestimmt /Mozzhukhin 2001/. Nach mehreren Umformungen findet

/Mozzhukhin 2001/ eine Formel für den Mittelwert des Temperaturgradienten, $\bar{\gamma}_z$, entlang der Visur in der Höhe z_m über dem Boden

$$\bar{\gamma}_z = 0,83 \gamma_1^{0,2} z_m^{-1}, \quad (2)$$

worin γ_1 der gemessene Temperaturgradient in der Höhe 1 m über dem Boden auf der Beobachtungsstation ist. Der Exponent 0,2 wurde in verschiedenen Experimenten bestimmt. Gleichung (2) wird in allen Testmessungen verwendet und ist auch die Grundlage der Untersuchungen in Bonn /Binnenbruck et al. 2005/.

Prof. Mozzhukhin gebührt Anerkennung, dass er die Ähnlichkeitstheorie in die Refraktionsforschung eingebracht hat. Allerdings gibt es mehrere Gründe, warum sein Ansatz kritisch diskutiert werden soll. Den Anfang macht eine Betrachtung der Dimensionsanalyse,

da die Buckingham- π -Theorie eine allgemeine Basis für die Modellierung von natürlichen Prozessen liefert und in der Geodäsie wenig bekannt ist. Anschließend wird die Obukhov-Länge abgeleitet, mit der die Temperaturverteilung in der bodennahen Luft modelliert werden kann. Nun ist es möglich, die Berechnung der Temperaturgradienten zu formulieren, wobei die Grenzen der Anwendbarkeit dieses Modells zur Berechnung der Refraktionseffekte ausführlich diskutiert werden. Erst jetzt ist es sinnvoll, das Modell von Mozzhukhin zu evaluieren und diese Evaluation einer Diskussion zu öffnen.

2 BUCKINGHAM- π -THEOREM UND DIE BODENNAHE LUFTSCHICHT

Bei komplizierten natürlichen Prozessen, die von mehreren Variablen beeinflusst werden, hat die Anwendung des Buckingham- π -Theorems aus dem Jahr 1914 zur nützlichen Reduktion der Anzahl der Variablen geführt /Buckingham 1914/. Ein Beispiel dafür ist die Beschreibung der atmosphärischen Prozesse in der Grenzschicht zwischen Boden und Atmosphäre /Foken 2003/ und /Stull 1988/. Ein Prozess kann durch die n Variablen x_i beschrieben werden:

$$F(x_1, x_2, \dots, x_n) = 0 \quad (3)$$

Die n Variablen x_i benötigen k fundamentale Dimensionen. In der Geodäsie und Meteorologie werden die Dimensionen Länge L , Zeit T , Temperatur K und Masse M am häufigsten gebraucht. Dem Buckingham- π -Theorem folgend, können nun $(n - k)$ dimensionslose voneinander unabhängige Parameter π_i konstruiert werden, mit denen sich die reduzierte Funktion beschreiben lässt:

$$\Phi(\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_{(n-k)}) = 0 \quad (4)$$

Besonders wichtig ist die Auswahl der Parameter x_i , die den Prozess beschreiben, da dieser Schritt von der Erfahrung abhängig ist und es dafür keine Regeln gibt. Der große Vorteil der Anwendung des Buckingham- π -Theorems ist die Reduktion der Anzahl der Variablen.

Von großer Bedeutung für die Refraktionsmodellierung ist der Zustand der bodennahen Luftschicht, vor allem die Variation des

Brechungsindex der Luft entlang der Visur, also der atmosphärischen Parameter (Druck p , Temperatur T und Wasserdampf e). Der Zustand der bodennahen Luftschicht wird durch die mikrometeorologischen Parameter, die in Tab. 1 zusammengestellt sind, bestimmt /Foken 2003/.

Parameter		Dimension
Höhe	z	L
Schubspannungsgeschwindigkeit	u_*	LT ⁻¹
Fühlbarer Wärmefluss	$\frac{H}{\rho c_p} = \overline{w'\theta'}$	KL T ⁻¹
Auftrieb	g/θ	LT ⁻² K ⁻¹

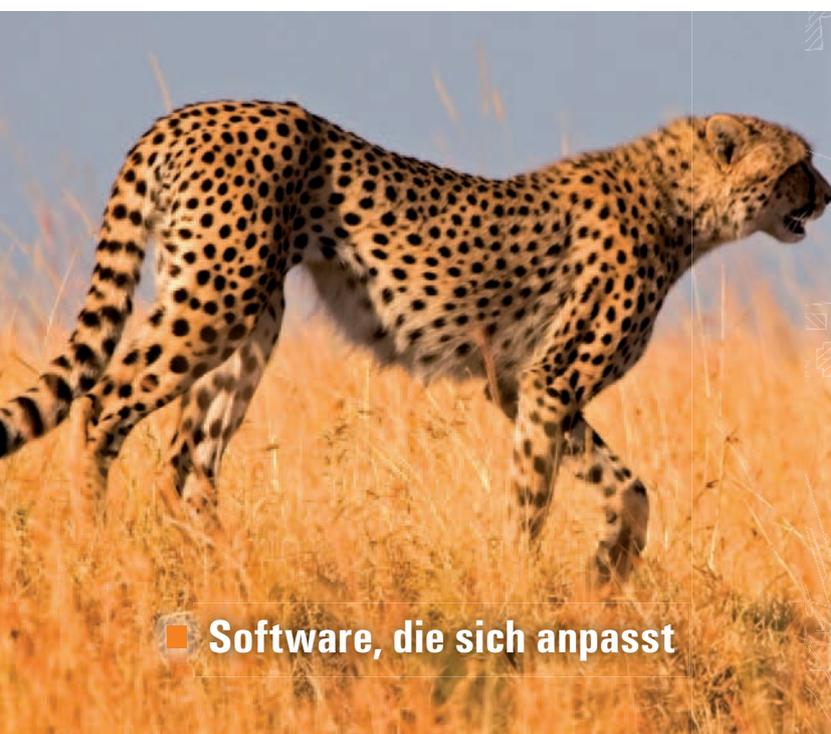
Tab. 1 | Parameter der bodennahen Luftschicht

Anstelle der Temperatur T wird in der Mikrometeorologie die potenzielle Temperatur θ verwendet, die bei adiabatischen Zustandsänderungen konstant bleibt

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma_d \cdot z \quad (5)$$

Γ_d ist der adiabatische Temperaturgradient für trockene Luft, der als g/c_p definiert ist und ungefähr 0,00977 K/m beträgt. Der fühlbare Wärmefluss H wird mit dem Produkt von Luftdichte ρ und der spezifischen Wärme der Luft bei konstantem Druck c_p skaliert, was dem Mittelwert (Querstrich) des Produkts der Fluktuationen der vertikalen Windgeschwindigkeit w' und der Fluktuationen der potenziellen Temperatur θ' entspricht. Die Windsituation wird durch die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* parametrisiert. Für den Auftriebsparameter wird noch die Erdbeschleunigung g benötigt.

Die vier Parameter in Tab. 1 benötigen aber nur drei physikalische Dimensionen (L, T, K) und können daher auf einen einzigen dimensionslosen Parameter vereint werden. In der Mikrometeorologie ist es üblich, die Höhe z dimensionslos zu machen. Daher wird nach einer Funktion der verbleibenden drei Parameter der Tab. 1 gesucht

$$z = u_*^a \cdot (H / (\rho c_p))^b \cdot (g / \theta)^c, \quad (6)$$


■ Software, die sich anpasst

■ **CARD/1**

Die Sprache des Ingenieurs

**Schnell und zielbewusst –
Die CARD/1 Software für die Vermessung.**

Vermessungstechnische Aufgaben effektiv bearbeiten,
Grafisches Feldbuch einsetzen, ALKIS-Daten
übernehmen, Projektdaten leicht transformieren,
Punktwolken wirtschaftlich nutzen

... mehr unter card-1.com



wobei die rechte Seite von (6) durch die Wahl der Exponenten (a, b, c) die Dimension Länge ergeben soll. In Dimensionen ausgedrückt ergibt (6)

$$L^1 = (L T^{-1})^a (K L T^{-1})^b (L T^{-2} K^{-1})^c \quad (7)$$

Das ergibt je Dimension eine Gleichung für die drei Exponenten

$$l: 1 = a + b + c \quad (8a)$$

$$t: 0 = -a - b - 2c \quad (8b)$$

$$k: 0 = b - c \quad (8c)$$

mit der Lösung $a = 3$ und $b = c = -1$.

3 OBUKHOV-LÄNGE UND DIE UNIVERSELLEN PROFILFUNKTIONEN

Es soll nochmals betont werden, dass die Wahl der Parameter, die den Prozess beschreiben sollen, den Erfolg bestimmen wird. Obukhov hat 1946 eine Skalierung mit L_* eingeführt, die Obukhov-Länge genannt wird /Foken 2003/. L_* hat die Dimension Länge und wird bestimmt durch

$$L_* = - \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{H}{(\rho c_p)}} \quad (9)$$

die sich durch die Verwendung der im vorigen Kapitel bestimmten Exponenten ($a = 3, b = c = -1$) ergibt. In (9) wurde die dimensionslose Kármán-Konstante k eingeführt, für die der Wert 0,40 in vielen Experimenten bestimmt wurde /Foken 2003/. L_* ist mit dem Minuszeichen definiert, damit wird L_* negativ für instabile Zustände der Atmosphäre. Für neutrale atmosphärische Zustände wird z/L_* ungefähr null und positiv für stabile atmosphärische Zustände. Mit L_* kann die dimensionslose Höhe z/L_* gebildet werden, mit der sowohl die Ähnlichkeit verschiedener atmosphärischer Profile als auch die Stabilität der Atmosphäre beschrieben werden kann.

L_* ist stark durch die Windgeschwindigkeit beeinflusst und zwar durch die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* mit der Dimension LT^{-1}

$$u_*^2 = \frac{\tau}{\rho} \quad (10)$$

τ ist die Schubspannung des Winds auf den Boden und ρ die Dichte der Luft. Für die folgende Temperaturmodellierung ist noch der Temperaturmaßstab θ_* notwendig /Foken 2003/ mit der Dimension K

$$\theta_* = - \frac{\overline{w'\theta'}}{u_*} \quad (11)$$

w' ist die Fluktuation der vertikalen Windgeschwindigkeit und θ' ist die Fluktuation der Temperatur. Ähnlich kann ein zweiter Ausdruck für u_* angegeben werden

$$u_*^2 = - \overline{u'w'} \quad (12)$$

Hier ist u' die Fluktuation der horizontalen Windgeschwindigkeit.

Für die Modellierung der Refraktion ist der vertikale Temperaturgradient $\partial\theta/\partial z$ der wichtigste Parameter. Wegen der turbulenten Fluktuationen ist es nur sinnvoll, den vertikalen Temperaturgradienten für den Mittelwert der Temperatur $\bar{\theta}$ zu modellieren. Die folgende Formulierung ist zum Standard geworden (die Herleitung findet man in allen Textbüchern, z. B. /Foken 2003/)

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{\theta_*}{k z} \phi_h \left(\frac{z}{L_*} \right) \quad (13)$$

$\phi_h(z/L_*)$ ist die universale dimensionslose Profildfunktion für den Temperaturgradienten. /Kaimal & Finnigan 1994/ haben auf der Basis vieler bekannter Messungen die folgenden Funktionen vorgeschlagen:

$$\phi_h(z/L_*) = \begin{cases} (1 + 16z/L_*)^{-1/2} & -2 \leq z/L_* < 0 \\ (1 + 5z/L_*) & 0 \leq z/L_* < 1 \end{cases} \quad (14)$$

Die Beschreibung des Temperaturgradienten mit (13) und (14) bezieht sich auf die Höhe z über Boden. Sie setzt eine voll ausgebildete atmosphärische Grenzschicht voraus. Im Allgemeinen wird z nicht mit null vom Bodenpunkt, sondern von der Verschiebungshöhe d gezählt. Die Verschiebungshöhe d ist abhängig von der Art des Bewuchses und wird ungefähr mit $2/3$ der Bestandshöhe geschätzt.

4 MODELLIERUNG DER REFRAKTIONSEFFEKTE

4.1 Topographie und Bewuchs

In der Modellierung der geodätischen Refraktionseffekte wird fast nie die Windgeschwindigkeit \bar{u} berücksichtigt, vermutlich deshalb, da \bar{u} in den Formeln für den Brechungsindex nicht vorkommt. In (13) wird der aktuelle Wert von \bar{u} verwendet und zwar durch u_* in der Berechnung von L_* . Die hier zusammengestellten Gleichungen haben vor allem Gültigkeit in der bodennahen Luftschicht, deren Höhe mit $|L_*|$ angegeben werden kann. Daher wird sich die bodennahe Luftschicht, in der ja die meisten terrestrischen geodätischen Messungen ausgeführt werden, mit $|L_*|$ in der Höhe ausdehnen und zusammenziehen.

Prinzipiell sind die Gleichungen, die bisher verwendet wurden, nur in einer voll entwickelten atmosphärischen Grenzschicht gültig, also flaches Gelände mit keinen Hindernissen und Änderungen des Bewuchses in Windrichtung. Jede Änderung ist der Startpunkt für die Entwicklung einer neuen atmosphärischen Grenzschicht, die nur langsam an Höhe gewinnen wird /Foken 2003/. Mit einem Beispiel soll die schwierige Situation beschrieben werden: Wind auf einer Windwirklänge von 100 m über einem flachen und homogenen Boden wird nur eine atmosphärische Grenzschicht von 3 m Höhe erzeugen. Das Gelände und der Bewuchs unterhalb der geodätischen Visuren werden kaum diese Anforderungen erfüllen. Dennoch haben Messungen auf einem Hang mit diesem Modell brauchbare Resultate ergeben /Brunner 1978/.

Der Refraktionswinkel δ einer Zenitwinkelmessung ζ kann mit genügender Genauigkeit durch

$$\delta = - \frac{\sin \zeta}{n} \int_0^S \left(1 - \frac{l}{S} \right) \frac{\partial n(l)}{\partial z} dl \quad (15)$$

bestimmt werden, wobei S für die Länge der Visur verwendet wird. Der Ausdruck

$$\left(1 - \frac{l}{S} \right) \quad (16)$$

ist eine Gewichtsfunktion für eine einseitige Zenitwinkelmessung. Der nächste Schritt ist die Erweiterung von $\partial n/\partial z$ mit den entsprechenden atmosphärischen Parametern, z. B. /Brunner & Williams

1982/. Bis auf den vertikalen Gradienten der potenziellen Temperatur kann man alle anderen Parameter (zusammengefasst in A und B) mit genügender Genauigkeit konstant entlang der Visur annehmen. Damit wird

$$\frac{\partial n}{\partial z} = A - B \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (17)$$

und somit wird der Refraktionswinkel

$$\delta = -\frac{\sin \zeta}{n} \int_0^S \left(1 - \frac{l}{S}\right) \left[A - B \frac{\partial \theta(l)}{\partial z}\right] dl \quad (18)$$

Durch die komplexe Struktur der Atmosphäre (Boden, Bewuchs, Feuchte, Wind etc.) wird $\partial \theta(l)/\partial z$ entlang der Visur eine bestimmte Verteilung haben, die aber von der Tageszeit stark abhängig sein wird. Zusätzlich wird im Allgemeinen der Temperaturgradient wegen der Turbulenz in der Atmosphäre zufälligen Schwankungen unterliegen. Daher werden zeitliche Mittelwerte bei den Messungen gebildet. Für die weitere Diskussion ist es sinnvoll, einen Wert für den vertikalen Temperaturgradienten in der noch unbekanntenen Höhe einzuführen, der dem Mittelwert von $\bar{\delta}$ entspricht:

$$\bar{\delta} = -\frac{\sin \zeta}{n} \frac{S}{2} \left[A - B \frac{\partial \bar{\theta}(\bar{z})}{\partial z}\right] \quad (19)$$

Durch die Mittelwertbildung ist die Gewichtsfunktion ausgeschaltet worden, da keine Information über die Verteilung von $\partial \theta(l)/\partial z$ entlang der Visur vorliegt. Aus geodätischer Sicht geht es um die Schätzung der Höhe \bar{z} , mit der zum Zeitpunkt der Zenitwinkelmessung der vertikale Temperaturgradient und damit der korrekte Wert für den Refraktionswinkel $\bar{\delta}$ berechnet werden kann. Im Folgenden sollen zwei Ansätze vorgestellt und diskutiert werden. Da die Zenitwinkelmessungen bei Tageslicht (mit nur wenigen Ausnahmen) durchgeführt werden, sollen hier nur die instabilen Zustände der bodennahen Luftschicht untersucht werden.

4.2 Messung des Temperaturgradienten auf der Beobachtungsstation

Das Mozzhukhin-Modell verwendet den gemessenen Temperaturgradienten in der Höhe 1 m auf der Beobachtungsstation. Ohne Wertung soll dieser Vorschlag weiterverfolgt werden, allerdings mit der hier benutzten Formulierung.

Der vertikale Gradient der potenziellen Temperatur in 1 m Höhe über dem Bezugspunkt (Verschiebungshöhe d) kann mit (13) und (14) ausgeschrieben werden:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \Big|_1 = \frac{\theta_*}{k} \left(1 + \frac{16}{|L_*|}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (20)$$

und für \bar{z} über der Verschiebungshöhe d

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \Big|_{\bar{z}} = \frac{\theta_*}{k \bar{z}} \left(1 + 16 \cdot \frac{\bar{z}}{|L_*|}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (21)$$

Unter der Annahme, dass $\partial \bar{\theta} / \partial z \Big|_1$ gemessen wurde, kann man θ_*/k zwischen den beiden Gleichungen (20) und (21) eliminieren mit dem Ergebnis

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \Big|_{\bar{z}} = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \Big|_1 \frac{1}{\bar{z}} \frac{(1 + 16/|L_*|)^{\frac{1}{2}}}{(1 + 16\bar{z}/|L_*|)^{\frac{1}{2}}} \quad (22)$$

Die Dimensionen in (22) stimmen, wenn man beachtet, dass im Zähler „1 m“ nicht explizit ausgeschrieben ist.

4.3 Kompositorische Konvektion

Für instabile Zustände der Atmosphäre ($z/L_* < 0$) wurde im experimentell bestimmten Bereich $0,03 < z/|L_*| < 1,0$ festgestellt, dass der potenzielle Temperaturgradient dem $z^{-4/3}$ Gesetz folgt, aber für größere Höhen $z > |L_*|$ null wird /Webb 1984/. In dieser bodennahen Luftschicht mit einer Höhe von ungefähr $|L_*|$ und während Sonneneinstrahlung wird der Temperaturgradient unabhängig von der Windgeschwindigkeit. Der Gradient der potenziellen Temperatur kann daher als

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = C z^{-4/3} \quad (23)$$

mit der Konstanten C

$$C = -\left(\frac{\theta}{g}\right)^{1/3} \left(\frac{H}{\rho c_p}\right)^{2/3} \quad (24)$$

ausgedrückt werden. Diese Gleichungen wurden wieder durch Anwendung des Buckingham- π -Theorems gefunden. /Webb 1984/ sieht das $z^{-4/3}$ Gesetz als das Resultat einer kompositorischen Konvektion, bei der sich die Erzeugung von konvektiven Elementen und deren Diffusion die Waage halten. Es lässt sich leicht zeigen, dass die Dimensionen in (23) korrekt sind. Für geodätische Messungen ergibt sich der Vorteil, dass für eine typische Obukhov-Länge von $L_* = 50$ m die untere Schichthöhe mit $0,03 \cdot L_* = 1,50$ m knapp oberhalb der Instrumentenhöhe ist. Bleibt die Visur innerhalb der kompositorischen Konvektionsschicht, dann wird für das $z^{-4/3}$ Gesetz

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \Big|_{\bar{z}} = C \cdot \bar{z}^{-4/3} \quad (25)$$

Oberhalb dieser Schicht werden sich adiabatische Zustände entwickelt haben mit den bereits erwähnten Temperaturgradienten. Der Mittelwert des Refraktionswinkels wird mit (25)

$$\bar{\delta} = -\frac{\sin \zeta}{n} \frac{S}{2} \left[A - B \cdot C \bar{z}^{-4/3}\right] \quad (26)$$

Experimente an sonnigen Tagen ergaben nützliche Resultate bei Verwendung von (26) für die Berechnung der Refraktionseffekte, obwohl die Messungen an einem Hang durchgeführt wurden, auf dem sich sicherlich keine voll ausgebildete atmosphärische Grenzschicht (Kapitel 3) entwickeln konnte /Brunner 1978/.

5 DISKUSSION

Die Evaluierung des Mozzhukhin-Modells (2) möchte ich mit einer Betrachtung der Dimensionen beginnen. Mozzhukhin beginnt mit dem dimensionslosen Parameter π als Verhältnis der vertikalen Gradienten der Temperatur in der Höhe z_m und 1 m, also $\bar{\gamma}_z / \gamma_1$.

Dieses Verhältnis wird dem Ansatz (2) entsprechend nur von der Höhe z_m abhängig angesetzt. Also spielen im Verhältnis π der Tagesgang der atmosphärischen Zustände, der fühlbare Wärmestrom und vor allem die Windgeschwindigkeit keine Rolle. Oder wird angenommen, dass sie durch die Messung von γ_1 erfasst werden? Im Vergleich mit der Modellierung mit der Obukhov-Länge L_* erscheint (2) extrem unterparametrisiert. Nun zu den Dimensionen. /Mozzhukhin 2001/ findet bei der Analyse von Messdaten einen funktionalen Zusammenhang zwischen π und γ_1 . Eigentlich ist diese Analyse nicht erlaubt, da ja γ_1 zur Berechnung von π verwendet wurde. Sein Resultat ist

$$\pi \propto \gamma_1^{0.8} \quad (27a)$$

oder

$$\bar{\gamma}_z \propto \gamma_1^{0.2}. \quad (27b)$$

/Mozzhukhin 2001/ führt nun dieses Resultat in (1) ein und erhält damit (2), die allen seinen Untersuchungen und auch Folgeuntersuchungen /Binnenbruck et al. 2005/ zugrunde liegt. Damit wurde aber die Dimensionalität von (1) zerstört.

Zum Vergleich habe ich im Kapitel 2 das Buckingham- Π -Theorem vorgestellt und auf die atmosphärischen Prozesse in der Grenzschicht zwischen Boden und Luft angewendet. Vier Parameter steuern den Prozess: Höhe z , Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , fühlbarer Wärmefluss $H / (\rho c_p)$ und Auftriebsparameter g/θ . Wird z zur Bildung des dimensionslosen π gewählt, dann gibt es für die verbleibenden drei Parameter nur eine Kombination (9) mit der Dimension Länge, eben die Obukhov-Länge L_* . Damit kann der vertikale Temperaturgradient beschrieben werden (13), worin die Abhängigkeiten von den atmosphärischen Bedingungen durch θ_* und einer empirischen Funktion $\phi_h(z/L_*)$ des dimensionslosen Parameters (z/L_*) ausgedrückt werden.

Zum besseren Vergleich mit dem Mozzhukhin-Modell führe ich seine Notation ein. Der Mittelwert des vertikalen Temperaturgradienten in der Höhe \bar{z} ergibt sich auf der Basis von $\bar{\gamma}_1$ als

$$\bar{\gamma}_z = \bar{\gamma}_1 \bar{z}^{-1} [F(\bar{z}/L_*)]^{1/2}; \quad (28)$$

die dimensionslose Funktion $F(\bar{z}/L_*)$ ist in (22) ersichtlich. Jetzt stimmen die Dimensionen und die atmosphärischen Zustände werden mit L_* entsprechend modelliert.

Alternativ zum L_* Modell habe ich das Modell der kompositorischen Konvektion vorgestellt, das bei Sonneneinstrahlung zutrifft (Kapitel 4.3). Bei diesem einfachen Modell folgt der vertikale Temperaturgradient dem $z^{-4/3}$ Gesetz (23) und (24). Zum Vergleich mit dem Mozzhukhin-Modell nehme ich an, dass $\bar{\gamma}_1$ gemessen wurde. Dann ergibt sich

$$\bar{\gamma}_z = \bar{\gamma}_1 \bar{z}^{-4/3}, \quad (29)$$

wobei die atmosphärische Funktion C durch die Verwendung von $\bar{\gamma}_1$ eliminiert werden konnte. Auch in (28) stimmen die Dimensionen. Meine Argumente gegen das Mozzhukhin-Modell gelten auch weiterhin.

Die Voraussetzung für diese Formulierungen ist eine voll ausgebildete atmosphärische Grenzschicht mindestens bis zur Höhe \bar{z} . Das bedingt eine lange Windwirklänge mit flachem Gelände, ohne Hindernisse und Änderungen des Bewuchses. Dennoch haben die schon erwähnten Experimente gute Resultate geliefert.

Ein weiteres Problem sehe ich darin, dass Mozzhukhin die einmal bestimmten empirischen Parameter A , m , n auch für andere Refraktionsbestimmungen verwenden möchte. Es werden sogar Untersuchungen angestellt, ob die russischen Werte der Parameter auch in Bonn

gültig sind, so als ob das Klima, der atmosphärische Zustand, die Topographie, das Windfeld, der Bewuchs etc. keinen Einfluss auf diese Parameter hätten. Die Formulierung mit L_* und $\phi_h\left\{\frac{z}{L_*}\right\}$ wird dafür zu einer wesentlich differenzierteren Modellierung führen. Natürlich müssen dafür auch die entsprechenden atmosphärischen Daten erfasst oder modelliert werden, was aber nicht das Thema dieser Arbeit ist.

Schwierig ist die Bestimmung der Höhe \bar{z} , mit der (gezählt ab der Verschiebungshöhe d), in die Profilkfunktion eingesetzt, der richtige Wert für $\bar{\delta}$ erhalten wird. Im Laufe der vielen Publikationen von Prof. O. A. Mozzhukhin werden verschiedene Berechnungen von z_m (entspricht \bar{z}) gebracht, ohne die Grundlagen dafür zu erläutern.

Warum möchte ich diese Diskussion anregen? In erster Linie ist das Mozzhukhin-Modell falsch in den physikalischen Dimensionen. Auch ist die Modellierung des Refraktionseffektes mit γ_1 und z_m ohne gültigen Zeitbereich zu grob, um die große Variabilität der Refraktionsercheinungen adäquat modellieren zu können. Aber es wird ein großer Aufwand in Feldmessungen zur Untersuchung des Modells investiert, ohne die Grundlagen zu hinterfragen. Mit meiner Diskussion möchte ich dazu einen – wie es scheint ersten – Beitrag liefern.

DANK

Bei Prof. Dr. Maria Hennes und Prof. Dr. Werner Lienhart bedanke ich mich für die Diskussionen zu diesem Thema.

LITERATUR

Binnenbruck, B.; Laumen, C.; Mozzhukhin, O.; Seegers, G.; Witte, B. (2005): Anwendung der Ähnlichkeitstheorie zur Berechnung der Refraktion bei der trigonometrischen Höhenübertragung. In: Allgemeine Vermessungs-Nachrichten (AVN), 111(2004)4, 122 – 127.

Brunner, F. K. (1978): Experimental Determination of the Coefficients of Refraction from Heat Flux Measurements. In: Richardus, P. (Ed.): Proc. Int. Symp. EDM and Influence Atmos. Refraction, Wageningen, 245 – 255.

Brunner, F. K.; Williams, D. C. (1982): On the Correction for Humidity in Two Colour Refraction Measurements. In: Zeitschrift für Vermessungswesen (zfv), 107(1982), 108 – 118.

Buckingham, E. (1914): On Physically Similar Systems. In: Physical Reviews, II-4, 345 – 376.

Foken, T. (2003): Angewandte Meteorologie. Springer, Berlin.

Kaimal, J. C.; Finnigan, J. J. (1994): Atmospheric Boundary Layer Flows. Oxford University Press.

Mozzhukhin, O. A. (2001): Die Refraktion beim geometrischen Nivellament – Theorie und Praxis. In: Allgemeine Vermessungs-Nachrichten (AVN), 108(2011)2, 78 – 84.

Stull, R.B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publisher.

Webb, E. K. (1984): Temperature and Humidity Structure in the lower Atmosphere. In: Brunner, F. K. (Ed.): Geodetic Refraction. Springer, Berlin.

em. Univ.-Prof. Dr. Fritz K. Brunner

TECHNISCHE UNIVERSITÄT GRAZ
INSTITUT FÜR INGENIEURGEODÄSIE UND
MESSSYSTEME

Steyrergasse 30 | 8010 Graz
fritz.brunner@tugraz.at

