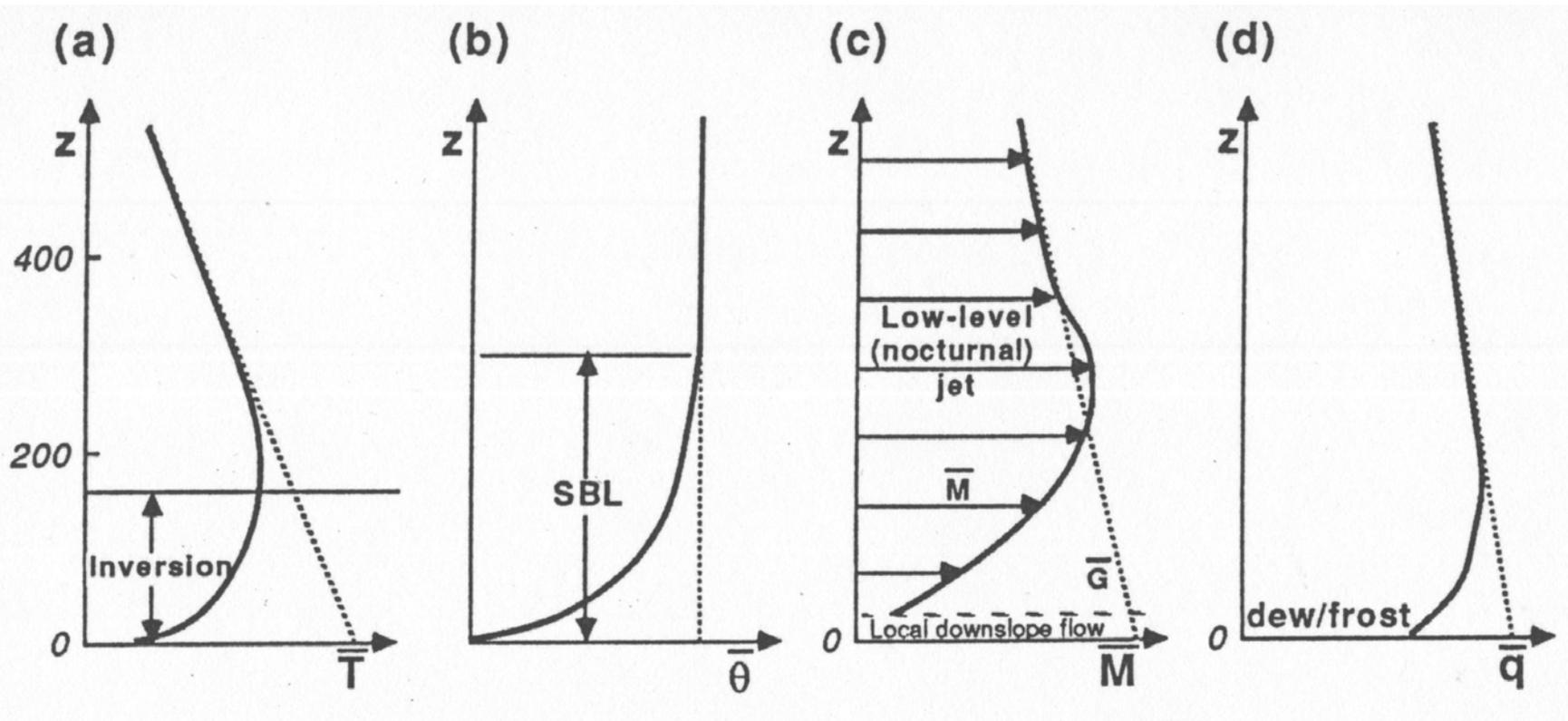


Kapitel 12: Stabile Grenzschicht



Stabile Grenzschicht

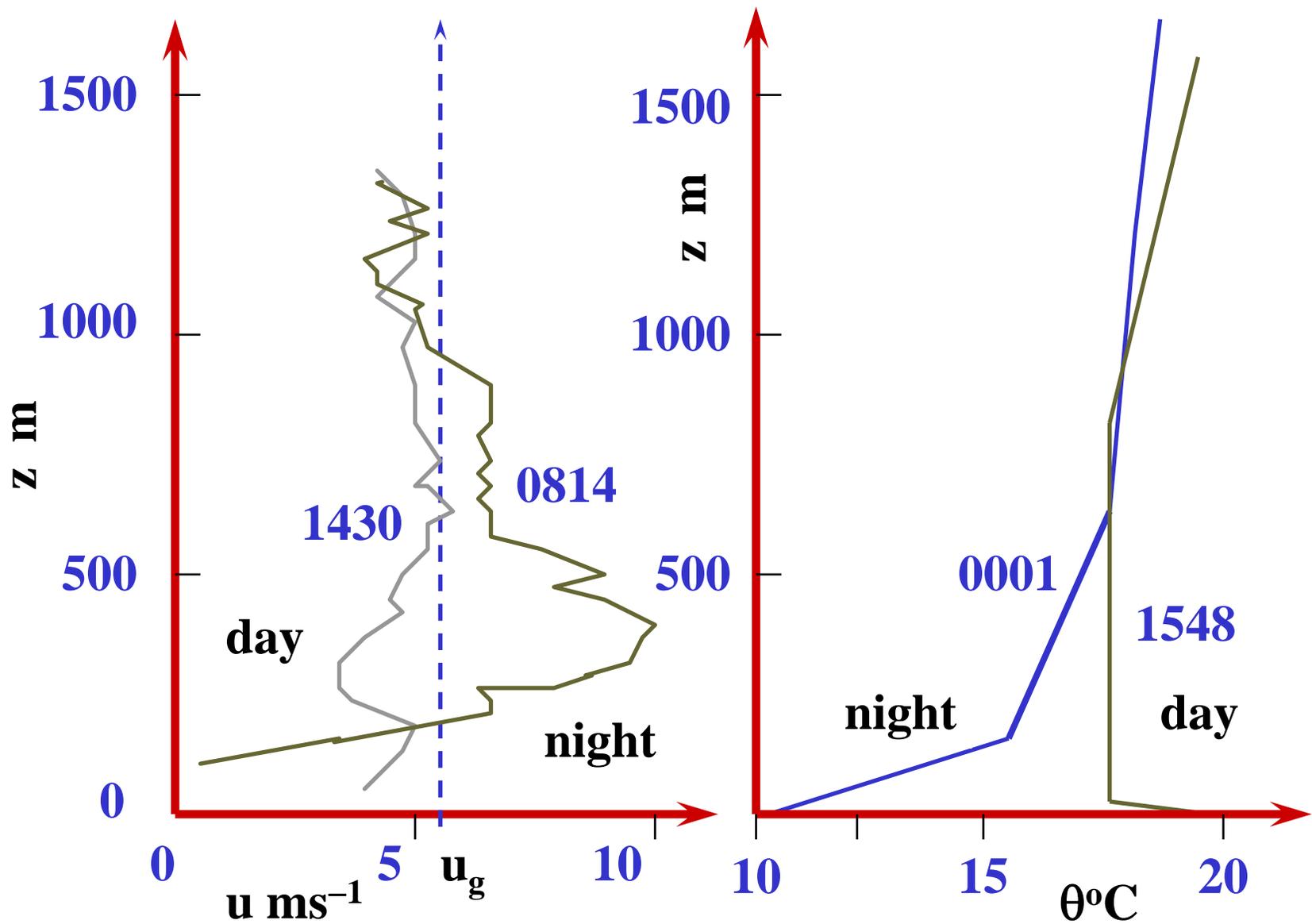
- Die Grenzschicht (GS) ist immer dann stabil geschichtet, wenn die Oberfläche kälter ist als die darüberliegende Luft.
- Die stabile Grenzschicht (engl. stable boundary layer, SBL) bildet sich oft in der Nacht über Landflächen \Rightarrow nächtliche Grenzschicht (engl. nocturnal boundary layer, NBL).
- Sie kann sich auch bilden durch die Advektion von wärmerer Luft über einen kälteren Boden.
- Das Gleichgewicht zwischen mechanischer Anregung von Turbulenz und Dämpfung variiert durch den Grad der Stabilität von Fall zu Fall. Dies führt dazu, dass eine stabile GS sowohl gut durchmischt (d.h. turbulent) als auch ruhig (d.h. nicht turbulent) sein kann.
- Deshalb ist in der stabilen GS das Auftreten von Turbulenz sporadisch und unregelmäßig.



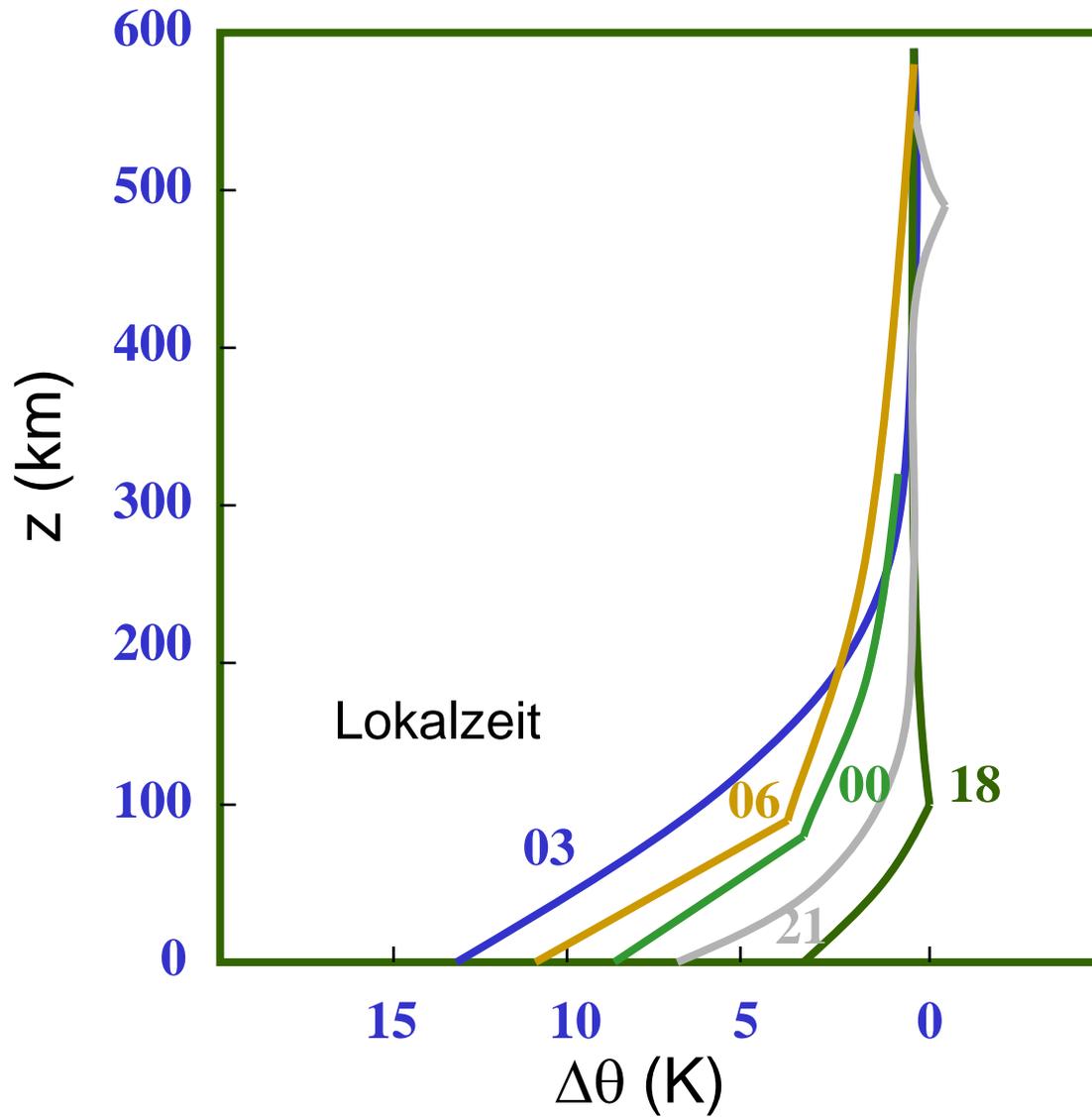
Diese Abbildung zeigt typische Profile von mittleren Variablen in der stabilen Grenzschicht für den Fall einer schwachen turbulenten Mischung. Größte statische Stabilität wird in Bodennähe gefunden; die statische Stabilität nimmt mit der Höhe ab, bis neutrale Stabilität erreicht wird (Oberkante der stabilen Grenzschicht).

Nächtlicher Windjet in der SBL

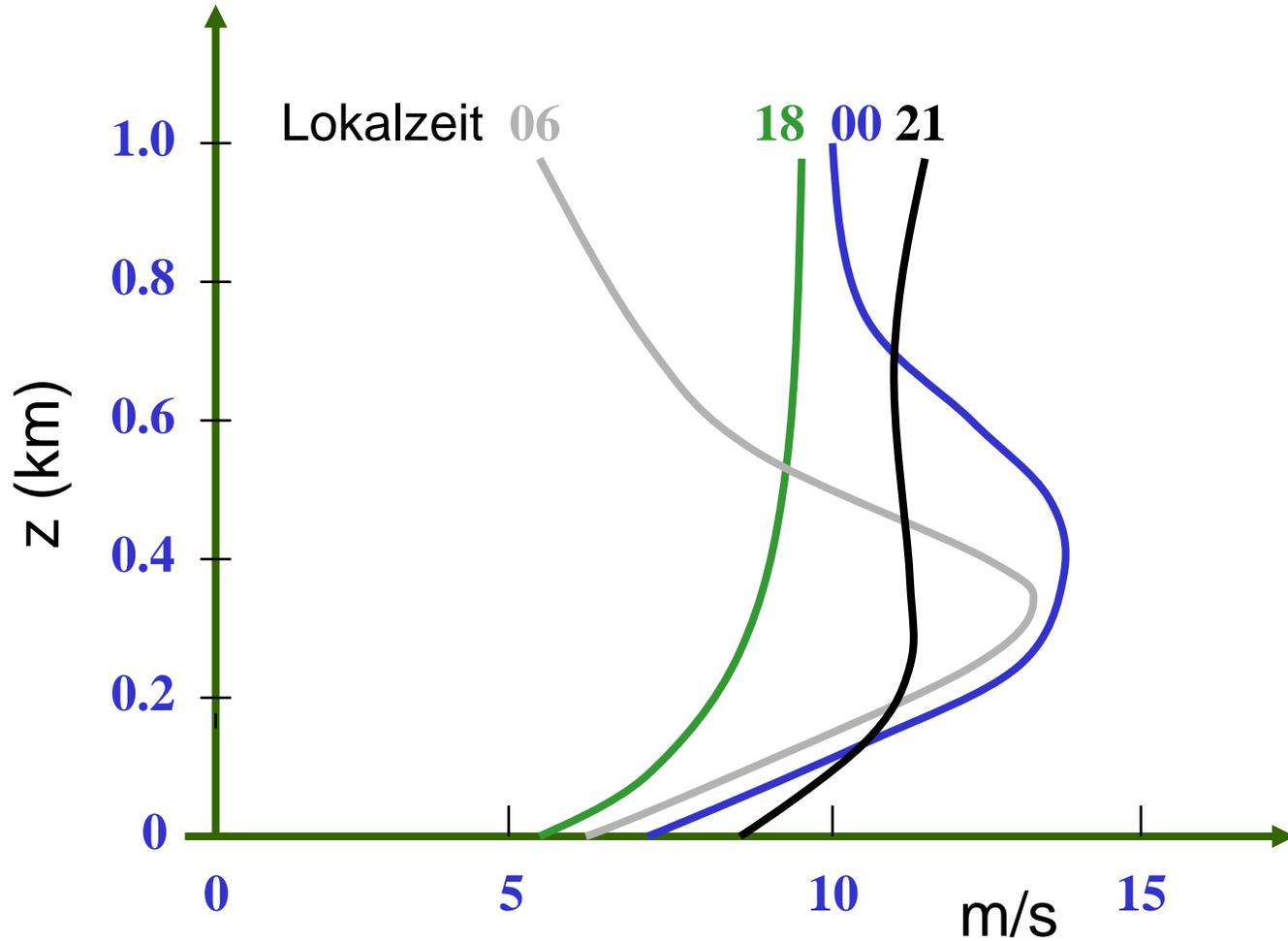
- Wie schon am Ende von Kapitel 1 beschrieben, existiert in der SBL ein nächtlicher Windjet (engl. the low-level jet, LLJ); in Höhen von 100 bis 300 m (bis 900 m) über Grund werden in einer dünnen Schicht maximale Windgeschwindigkeiten von 10 bis 20 ms^{-1} (sogar bis 30 ms^{-1}) erreicht.
- Dieser LLJ kann eine Breite von einigen hundert Kilometern aufweisen und eine Länge von einigen tausend Kilometern.
- In den meisten Fällen bildet sich der LLJ während der Nacht und erreicht maximale Windgeschwindigkeiten in der Morgendämmerung.
- Der LLJ wird oft als "nächtlicher" (engl. nocturnal) Jet bezeichnet.



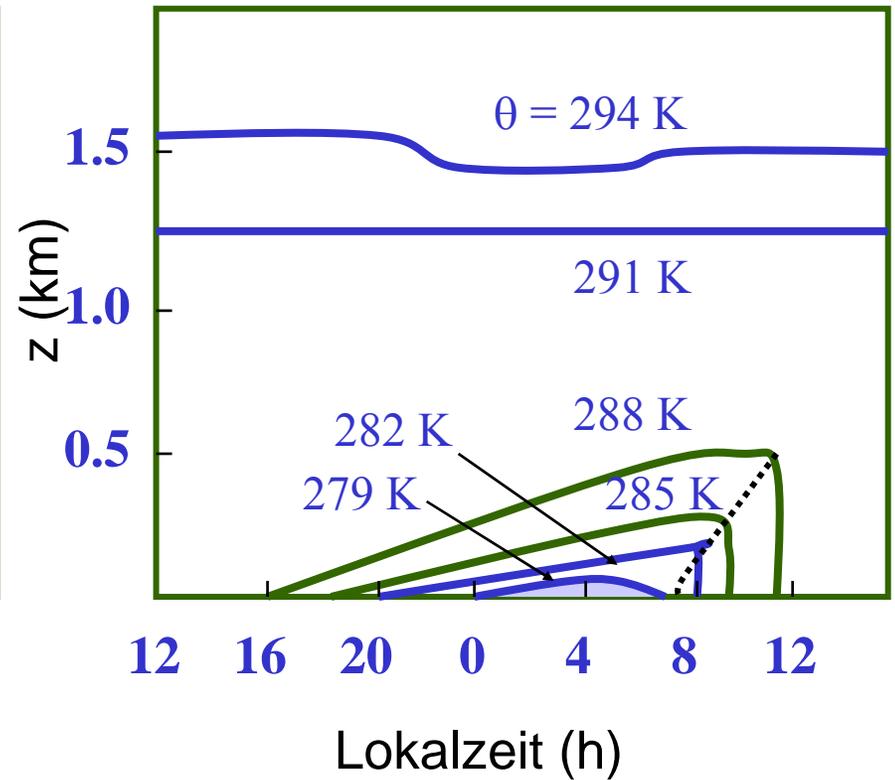
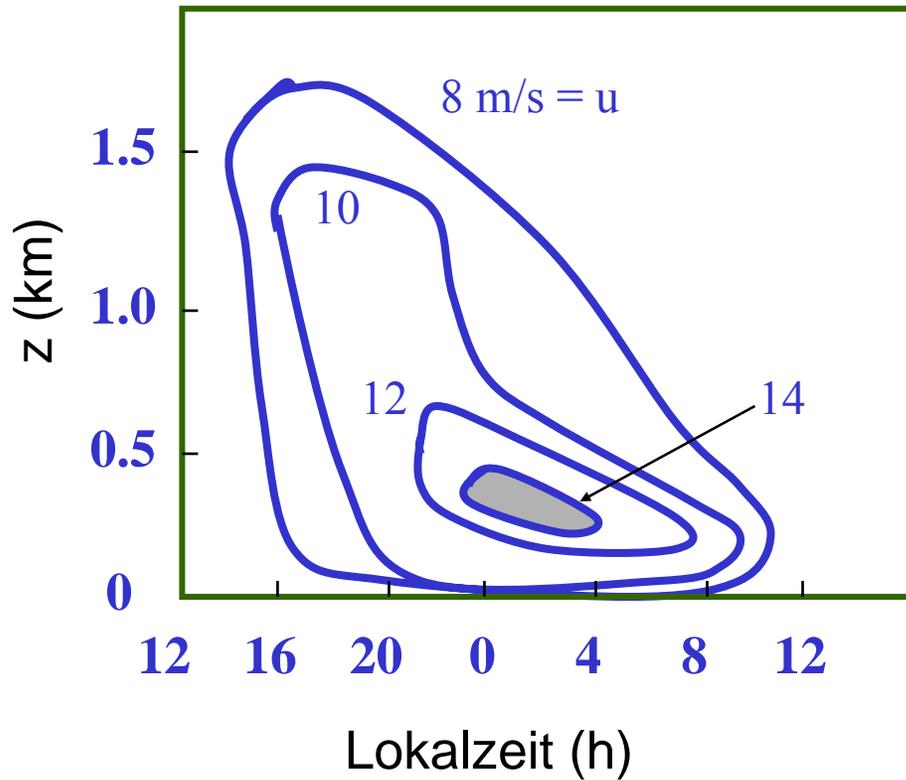
Windprofil (u) in Richtung des geostrophischen Windes (u_g); es zeigt sich deutlich ein LLJ in der Nacht, verglichen mit dem Profil am Vortag.



Beispiel für die Entwicklung einer stabilen nächtlichen Grenzschicht.



Beispiel für die Entwicklung eines nächtlichen Jets in der SBL.



Beispiel für die Entwicklung der nächtlichen SBL.

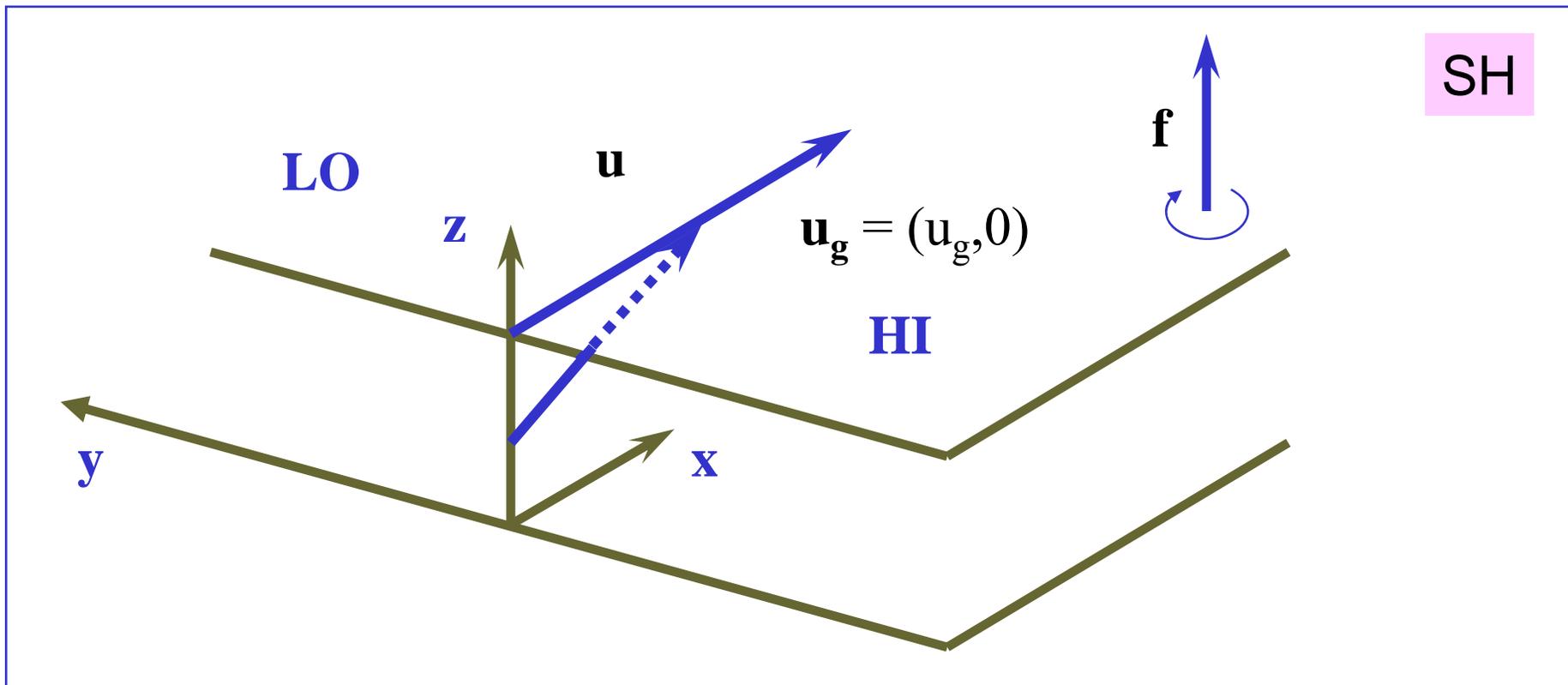
Eine einfache Theorie für den nächtlichen LLJ

- Am Tage sind die Winde in der ML aufgrund der starken Reibungskräfte am Erdboden subgeostrophisch. Bei Sonnenuntergang, wenn die Turbulenz in der ML endet, tendieren die Druckgradienten dazu, den Wind auf geostrophische Werte zu beschleunigen. Aber die Corioliskraft induziert eine Trägheitsoszillation (engl. inertial oscillation*) die dazu führt, dass im Verlaufe der Nacht die Winde auf supergeostrophische Werte beschleunigt werden.

* periodische Bewegung, bei der die Trägheit eines Fluids ausschließlich durch die Corioliskraft balanciert wird. Die Periode der Trägheitsoszillation ist $2\pi/f$, wobei f der Coriolisparameter ist.

Eine einfache Theorie für den nächtlichen LLJ

- Diskussion dieser Oszillation: Betrachte eine homogene Schicht nicht-viskoser Fluide, begrenzt durch starre horizontale Ränder.



Mathematische Formulierung

Der Startpunkt für die Analyse sind die Impulsgleichungen (Kap. 3) für die Grenzschicht. Der Einfachheit halber wird wieder angenommen, dass $v_g = 0$ ist.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\mu u$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = fu_g - \mu v$$

μ ist die dynamische Viskosität.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\mu u,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = fu_g - \mu v$$

Tag

Gleichgewicht $\left(\frac{\partial u}{\partial t}, \frac{\partial v}{\partial t} \right) = 0$

$$-fv = -\mu u$$

$$fu = fu_g - \mu v$$

$$\varepsilon = \frac{\mu}{f}$$

$$u = \frac{u_g}{1 + \varepsilon^2}, \quad v = \frac{\varepsilon u_g}{1 + \varepsilon^2}, \quad |u| = \frac{u_g}{1 + \varepsilon^2}$$

Nacht

Keine Reibung $\mu = 0$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -fu_g$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) (u, v) = f^2 (u_g, 0)$$

Tag

$$v = \varepsilon u$$

$$u = u_g - \varepsilon v$$

$$\varepsilon = \frac{\mu}{f}$$

$$u = \frac{u_g}{1 + \varepsilon^2}, \quad v = \frac{\varepsilon u_g}{1 + \varepsilon^2}, \quad |u| = \frac{u_g}{1 + \varepsilon^2}$$

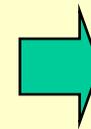
Nacht

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) (u, v) = f^2 (u_g, 0)$$

$$u = u_g + A \cos ft + B \sin ft$$

$$u = C \cos ft + D \sin ft$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = 0$$



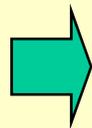
$$B = C$$

$$D = -A$$

t = 0

$$u = \frac{u_g}{1 + \varepsilon^2}$$

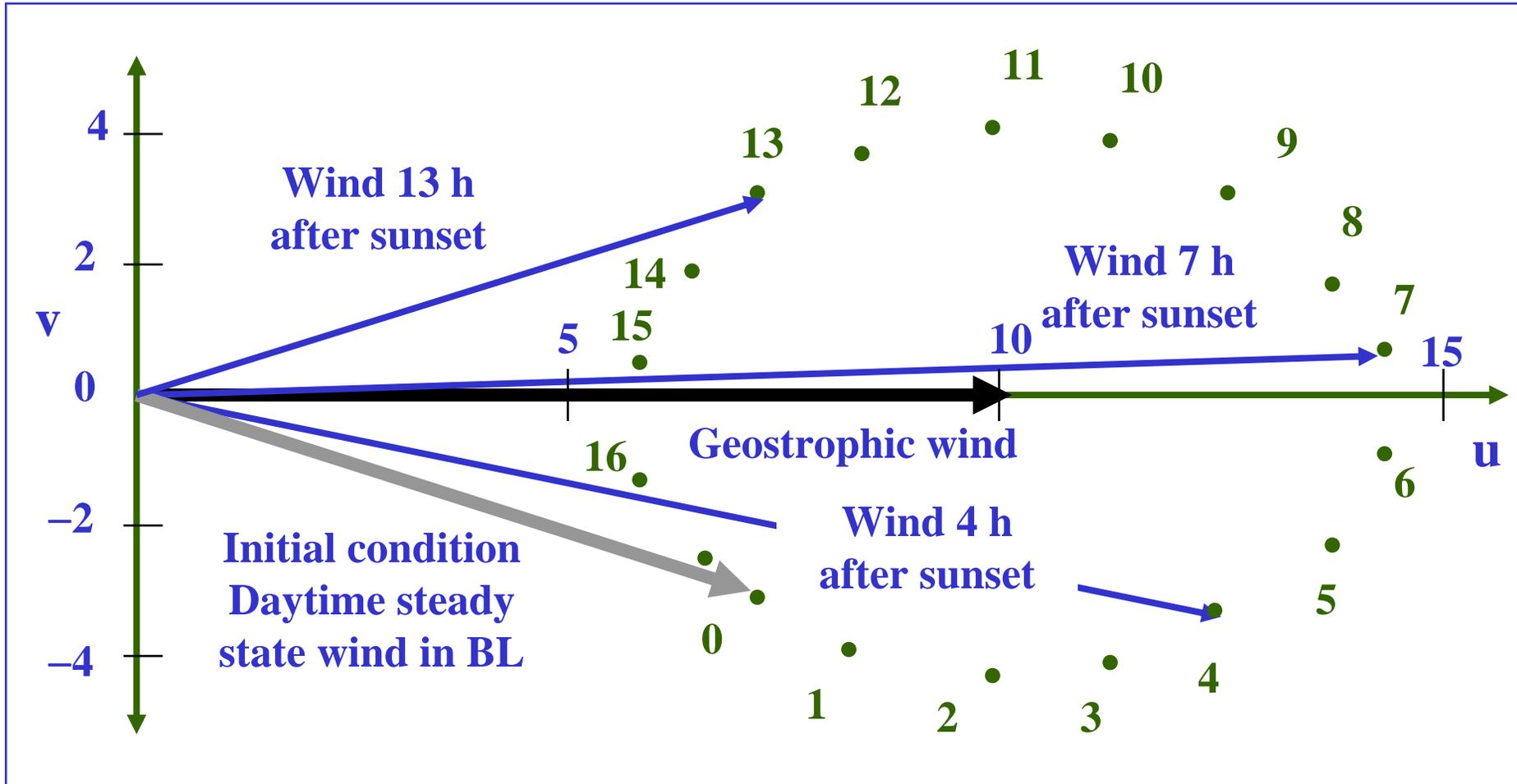
$$v = \frac{\varepsilon u_g}{1 + \varepsilon^2}$$



$$u = u_g + \frac{\varepsilon u_g}{1 + \varepsilon^2} (-\varepsilon \cos ft + \sin ft)$$

$$v = -\frac{\varepsilon u_g}{1 + \varepsilon^2} (\cos ft + \varepsilon \sin ft)$$

Verhalten des LLJ



Südhemisphäre

Man erkennt, dass der aktuelle Wind um den Wert für den geostrophischen Wind herum oszilliert und nie (in diesem idealisierten Szenario) gegen den geostrophischen Wert konvergiert. Die Periode der Oszillation wird Trägheitsperiode (engl. inertial period; siehe oben) genannt.

Q. J. R. Meteorol. Soc. (1995), **121**, pp. 987–1003

The Australian nocturnal jet and diurnal variations of boundary-layer winds over Mt. Isa in north-eastern Australia

By PETER T. MAY*

Bureau of Meteorology Research Centre, Australia

(Received 28 October 1993; revised 28 October 1994)

SUMMARY

An analysis of radiosonde data shows the nocturnal boundary-layer jet over Australia to be continental in scale. The detailed temporal development of the jet is described using two years of boundary-layer wind-profiler data from Mt. Isa in north-eastern Australia. A distinct isallobaric wind is found, which has a spectral peak near the inertial period. This is associated with the diurnal pressure-oscillation and developments in the heat low over central and western Australia. However, it is not important for the development of the nocturnal jet. The nocturnal jet begins as a shallow disturbance and grows through the night. Most of the year the wind maximum is at about 500 m above the ground and has a well-defined jet-profile. In the summer-monsoon season the vertical extent of the wind maximum increases, but has weaker vertical shear. The jet results from an inertial response, but is affected by other processes. The amplitude of the jet is less than would be expected from a straightforward response to the daytime ageostrophic flow and there is super-inertial rotation and damping of the wind vector late in the night.



Ende Kapitel 12