

# Zur Überwachung der Höhenlage der 0°-Grenze in der Atmosphäre anhand von Radarbeobachtungen

By G. MALKOWSKI, *Institut für Meteorologie and Geophysik der Freien Universität Berlin, Berlin*

(Manuscript received July 18, 1966)

## ABSTRACT

The observation of precipitation clouds by means of a RHI-radar set allows the control of the actual height of the freezing level without the use of radiosonde measurements. Warmings and coolings of the lower and middle troposphere layers caused by air mass changes are thereby detected faster than by use of the regular radiosonde ascents, which are often available only twice a day.

Schon die ersten Radarbeobachtungen an Niederschlägen zeigten, dass dicht unterhalb der 0°-Grenze in der Atmosphäre eine schmale Schicht besonders hoher Radarreflektivität auftritt, das sog. "Bright Band" (Helle Band) (Byers *et al.*, 1947). Abb. 1 zeigt das RHI-Bild (RHI = Range Height Indicator) eines Regengebietes über Berlin mit dem in rd. 3 km Höhe deutlich erkennbaren Bright Band (BB). In großräumigen Flächenregen gebieten ist das BB eine regelmäßige Erscheinung, in konvektiven Niederschlagszellen (Schauer, Gewitter) ist das BB nur in der Auflösungsphase der Niederschlagszelle (im Dissipationsstadium) festzustellen (Malkowski, 1965). Abb. 2 zeigt das BB in einer aus drei Subzellen bestehenden großen Schauerzelle, die sich bereits in Auflösung befindet.

Die Entstehung des BB hängt dabei mit dem Phasenwechsel beim Übergang von Schnee in Regen zusammen; im einzelnen spielen folgende Effekte eine Rolle (Austin *et al.*, 1950; Wexler, 1955; Battan, 1959):

1. Zunahme der Dielektrikumskonstante beim Übergang von Eiskristallen (Schnee) in Regen.

2. Änderung der Partikelkonzentration oberhalb und unterhalb der 0°-Grenze infolge Änderung der Fallgeschwindigkeit von Schneeflocken beim Übergang in Regentropfen.

3. Änderung der Wachstumsrate durch Koaleszenz, wenn trockener Schnee zu schmelzen beginnt und sich dabei mit einer das Zusammenkleben der Partikel begünstigenden Wasserhaut überzieht.

4. Änderung des Rückstreuvermögens für Radarwellen infolge Änderung der Partikelform.

Quantitative Betrachtungen zeigen, daß die Hauptursache für die Ausbildung des BB offenbar in der Änderung der Dielektrikumskonstante, die für das Reflexionsvermögen von Radarwellen ausschlaggebend ist, zu suchen ist. Der in der Wetterradargleichung (siehe z. B. Klauser *et al.*, 1961) auftretende Faktor  $K$  bzw.  $|K|^2$ , der das Reflexionsvermögen einer Substanz beschreibt, ist nämlich:

$$|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (1)$$

wobei  $m$  der komplexe Brechungsindex ist, für den gilt:

$$m = n - ik; \quad (2)$$

$n$  ist hierbei der Brechungsindex und  $k$  der Absorptionskoeffizient der betreffenden Substanz. Rechnungen ergeben, daß  $|K|^2$  für Eis und Wasser (Schnee und Regen) bei der Radarwellenlänge 3,2 cm (Wellenlänge der Berliner PPI-RHI-Radaranlage DECCA 43 X) folgende Werte besitzt:

$$|K|^2 = \begin{array}{cc} \text{Eis} & \text{Wasser} \\ 0,197 & 0,930 \end{array}$$

diese Werte gelten für eine Temperatur von 0°C. Man sieht, allein schon der Phasenwechsel von Schnee in Regen, der beim Durchfallen der 0°-Grenze auftritt, bewirkt eine Erhöhung der Rückstreuung von Radarwellen um den Faktor

4.7. Wichtig für die Ausbildung einer echten Bandstruktur ist ferner der Effekt der Zunahme der Fallgeschwindigkeit der Partikel, wenn sich die Schneeflocken in Regentropfen umgewandelt haben: die stationäre Endfallgeschwindigkeit von Schneeflocken beträgt 1,1–1,8 m/sec (siehe Hann-Süring, 1939), die von größeren Regentropfen (Durchmesser 3–6 mm) jedoch 8,1–9,2 m/sec (siehe Linke, 1953).

Die aus den Schneeflocken entstandenen Regentropfen beginnen also unterhalb der Schmelzzone wesentlich schneller zu fallen mit dem Resultat, daß unterhalb der Schmelzzone (unterhalb der 0°-Grenze) die Partikelkonzentration (Anzahl Tropfen pro m<sup>3</sup>) merklich abnimmt. Dadurch wird jedoch auch das Radarecho aus dem Gebiet unterhalb der Schmelzzone wesentlich schwächer, da die Echoleistung (siehe z. B. Klauser *et al.*, 1961, S. 4–5) proportional der Summe der 6. Potenzen der Regentropfendurchmesser pro Volumeneinheit ist:

$$P_e \sim \sum_{\text{vol}} D_i^6 \quad (3)$$

Die Zunahme der Rückstreuung infolge Zunahme der Dielektrikumskonstanten beim Schmelzen des Schnees allein vermag ja nicht die Bandstruktur beim BB zu erklären, es muß vielmehr unterhalb der Schmelzzone ein Effekt wirksam werden, der wieder eine Abnahme der Radarreflektivität zur Folge hat. Der Einfluß der Faktoren 3 und 4 (Änderung der Wachstumsrate und Änderung der Partikelform) scheint von geringerer Bedeutung für die Ausbildung des BB zu sein.

Man hat sich nach obigen Ausführungen die Entstehung des BB ersichtlich so vorzustellen, daß die Eiskristalle bzw. Schneeflocken (Aggregate aus Eiskristallen) beim Erreichen der 0°-Grenze zu schmelzen beginnen, was einen Anstieg der Radarreflektivität etwa um den Faktor 5 infolge Zunahme der Dielektrikumskonstanten bedingt. Nach Transformation der Schneeflocken in Regentropfen etwas unterhalb der 0°-Grenze beginnen dann die Tropfen schnell aus der Schmelzzone auszufallen, da die Fallgeschwindigkeit um etwa den Faktor 4–6 zunimmt. Dies bewirkt eine Verringerung der Partikelkonzentration unterhalb der Umwandlungszone, wodurch sich dann aber auch die Radarreflektivität wieder verringert.

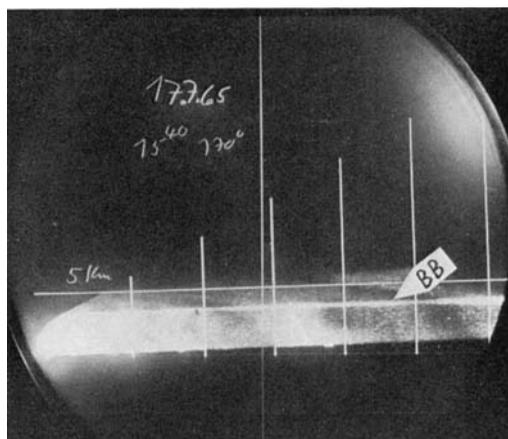


Abb. 1. RHI-Bild eines Regengebietes über Mitteldeutschland mit deutlich erkennbarem Bright Band (BB).

Fig. 1. RHI-picture of a large rain-area over Central Germany, note the well-marked Bright Band (BB). Height-marker at 5 km.

Das schon erwähnte regelmäßige Auftreten des BB in großräumigen Flächenniederschlagsgebieten wird dadurch leicht erklärt, dass hier der am Boden auftretende Regen meist nach dem Mechanismus von Bergeron (1935) entsteht, indem sich in hochreichendem Altostratus- oder Nimbostratusgewölk zunächst Eiskristalle auf Kosten der unterkühlten Wolkentropfen infolge des Effektes der Eisübersättigung bilden.

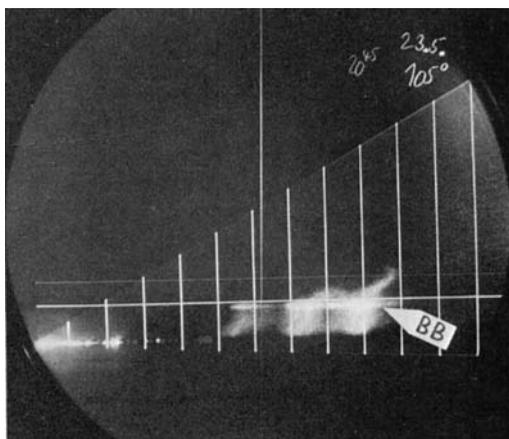


Abb. 2. RHI-Bild einer großen Schauerzelle bei Berlin mit deutlich erkennbarem Bright Band (BB).

Fig. 2. RHI-picture of a large shower-cell near Berlin with Bright Band (BB). Height-marker at 3 km.

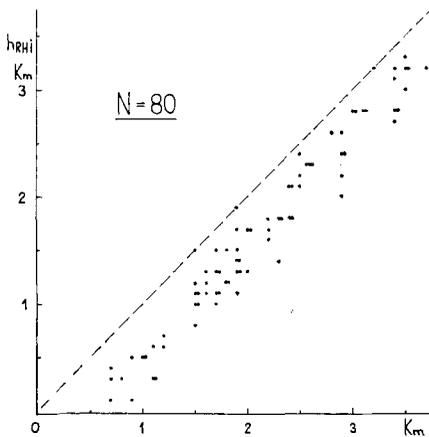


Abb. 3. Zum Zusammenhang von 0°-Grenzen-Höhe und Bright-Band-Mitte nach Berliner RHI-Beobachtungen (80 Fälle). Abszisse: 0°-Grenzen-Höhe nach den Berliner Radiosondenaufstiegen. Ordinate: Höhe der Bright-Band-Mitte nach den Berliner RHI-Messungen.

Fig. 3. The relation between freezing-level and the height of Bright Band center (80 cases), derived from RHI-observations at Berlin. Abszissa: height of freezing-level, taken from the Berlin radiosonde ascents. Ordinate: height of the Bright Band center on the Berlin RHI-radar set.

gung bilden, die dann ausfallen und sich beim Passieren der 0°-Grenze in Regentropfen umwandeln.

Abb. 3 zeigt das Ergebnis der Auswertung von 80 Fällen an BB-Beobachtungen mit dem Berliner Wetterradargerät nach Art der Abb. 1. Auf dem RHI-Bildschirm wurde dabei jeweils die Höhe des BB ermittelt (anhand der kontinuierlich verschiebbaren Höhenmeßlinie), und zwar die Höhe der Bandmitte. Die Höhe der Bandmitte wurde als Maß für die Höhenlage des BB benutzt, weil die obere Begrenzung des BB sehr diffus auf dem Radarbildschirm erscheint und daher keine genaue Einstellung der Höhenlinie erlaubt. Die Breite (vertikal) des BB ist ferner eine Funktion der Bedienungsknöpfe-Einstellung der Radaranlage, die von Fall zu Fall stets etwas verschieden ausfällt. Der Bandschwerpunkt wird davon jedoch nicht berührt.

In Abb. 3 ist auf der Abszisse die Höhe der 0°-Grenze nach dem Berliner oder Lindenberg Radiosondenaufstieg (Stationen 10384, 10393) bei den einzelnen Fällen aufgetragen (vom Termin der BB-Beobachtung), auf der Ordinate ist die Höhenlage des BB-Schwer-

punktes nach den Radarmessungen dargestellt. Man sieht, im Mittel liegt das BB dicht unterhalb der 0°-Grenze (gebrochene Linie in Abb. 3). Abb. 4 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Höhendifferenz zwischen 0°-Grenze und BB-Mitte: die meisten Fälle an BB-Messungen lagen demnach 200–600 m unterhalb der 0°-Fläche, als mittlere Höhendifferenz ergibt sich über alle 80 Fälle der Wert:

$$\Delta h = 450 \text{ m.}$$

Bei der Berliner PPI-RHI-Radaranlage erhält man demnach im Mittel die Höhenlage der 0°-Grenze, wenn man zur gemessenen Höhe der BB-Mitte diese Höhendifferenz addiert.

Die aus den Abb. 3 und 4 ersichtliche relativ enge Korrelation zwischen BB-Höhe nach RHI-Beobachtungen und 0°-Grenzen-Höhe kann man nun benutzen, um zusätzlich zu den nur zweimal oder höchstens viermal täglich erfolgenden Radiosondenaufstiegen Informationen über die Temperaturschichtung in der mittleren und unteren Troposphäre zu erhalten. Das Absinken der BB-Höhe nach den Radarmessungen ist dabei als Advektion kälterer Luftmassen zu deuten, das Ansteigen der BB-Höhe als Advektion wärmerer Luftmassen. Voraussetzung dabei ist natürlich das Vorhandensein von Niederschlagswolken im Radar kontrollbereich; die Anwendbarkeit der BB-Beobachtung zur Kontrolle der 0°-Grenzenhöhe hängt daher vom jeweiligen Klimatyp ab (Berlin hat z. B. im Mittel 171 Niederschlagstage/Jahr).

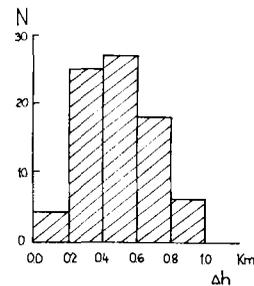


Abb. 4. Häufigkeitsverteilung der Höhendifferenzen von 0°-Grenzen-Höhe und Bright-Band-Mitte. Abszisse: Höhendifferenz  $\Delta h$  in Stufen von 200 zu 200 m. Ordinate: Anzahl Fälle (Gesamtzahl  $N = 80$ ).

Fig. 4. Frequency distribution of the height difference between freezing-level and Bright Band center. Abszissa:  $\Delta h$  from 200 to 200 m. Ordinate: number of cases (total: 80 cases).

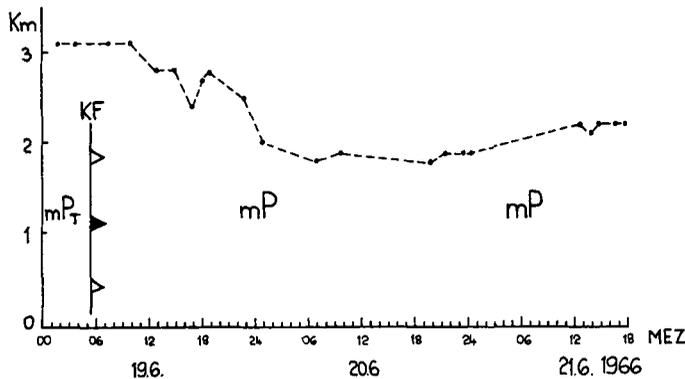


Abb. 5. Beispiel für die Änderung der Bright-Band-Höhe nach Passage einer Kaltfront am 19.6.1966 in Berlin. Abszisse: in Stunden (von 00 Uhr MEZ, 19.6., bis zum 21.6., 18 Uhr MEZ). Ordinate: Bright-Band-Höhe in km.  $mP_T$  und  $mP$  sind die Luftmassen vor und nach der Kaltfrontpassage in Berlin (Klassifikation nach R. Scherhag).

Fig. 5. Example of the variation of the Bright Band height during the passage of a coldfront in Berlin (19.6.1966). Abscissa: time in hours (00 h CET (Central European Time) 19.6. to 18 h CET, 21.6.). Ordinate: height of Bright Band in km.  $mP_T$  and  $mP$  are the airmasses ahead and after the coldfront in Berlin (classification by R. Scherhag).

Abb. 5 zeigt ein Beispiel für die Kontrolle der Höhe der 0°-Grenze über einen Zeitraum von 66 Stunden anhand von BB-Messungen. Gegen 05 Uhr MEZ passierte am 19.6.1966 eine markante Kaltfront Berlin (mit Schauern und Gewittern), die BB-Höhe lag vor der Kaltfrontpassage und auch noch einige Stunden danach konstant bei 3,1 km. Erst am Mittag des 19.6. erfolgte ein deutliches Absinken des BB, das bis zum Morgen des 20.6. anhielt, wo das BB nur noch eine Höhe von 1,8 km hatte. In der Nacht vom 20.6. zum 21.6. wurde wieder ein leichtes Ansteigen der BB-Höhe beobachtet und am 21.6., abends, hatte die BB-Höhe einen Wert von 2,2 km erreicht. Diese Höhenlage des BB hielt sich (in Abb. 5 nicht mehr dargestellt) bis zum Abend des 22.6., dann erfolgte ein weiterer Anstieg auf 3,0 km Höhe bis zum Abend des 23.6., also etwa auf den Ausgangswert am Morgen des 19.6. Man beachte, daß anhand der normalen Radiosondenaufstiege im Zeitraum von 66 Stunden allenfalls 12 direkte Messungen der 0°-Grenzen-Höhe (bei 4 Aufstiegen pro Tag) oder sogar nur 6 Messungen (bei 2 Aufstiegen pro Tag) zur Verfügung gestanden hätten. Abb. 5 enthält jedoch 22 Meßpunkte der BB-Höhe.

Das Beispiel der Abb. 5 läßt erkennen, daß man mittels regelmäßiger BB-Messungen zu einer besseren Kontrolle des Wärmegehaltes

der mittleren und unteren Troposphäre gelangt als anhand der zeitlich zu weit auseinander liegenden regulären Radiosondenaufstiege. Die nicht selten bei der Analyse der Wetterkarten auftretende Frage, ob ein (wirklicher) Luftmassenwechsel am Beobachtungsort stattgefunden hat oder nicht, kann durch BB-Beobachtungen ebenfalls mitunter klar entschieden werden, wenn z. B. ein deutliches Ansteigen oder Absinken der BB-Höhe nach einem vermuteten Frontdurchgang für einen solchen Luftmassenwechsel spricht. Bei am Boden nur noch schwach ausgeprägten Fronten kann bekanntlich die Temperaturänderung in der Bodenstörungsschicht gegen Null gehen, sich jedoch in den höheren Niveaus durch Änderung der 0°-Grenzen-Höhe noch deutlich bemerkbar machen, was anhand von BB-Messungen leicht und schnell zu kontrollieren ist.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Mittels RHI-Radarbeobachtungen an Niederschlägen kann die Höhenlage der 0°-Grenze in der Atmosphäre unabhängig von Radiosondenaufstiegen festgestellt und hinsichtlich zeitlicher Änderungen überwacht werden. Erwärmungen oder Abkühlungen in der unteren und mittleren Troposphäre infolge von Luftmassenwechseln sind dadurch schneller zu beobachten als durch die in der Regel nur zweimal täglich durchgeführten Radiosondenaufmessungen.

## LITERATUR

- Austin, P. M. & Bemis, A. C. 1950. A quantitative study of the „Bright Band“ in radar precipitation echoes. *J. Met.* 7, 145.
- Battan, L. J., 1959, *Radarmeteorology*. University of Chicago, p. 85
- Bergeron, T. 1935. On the physics of clouds and precipitation. *Proc. 5th Assembly UGGI*, 2, 156.
- Byers, H. R. & Coons, R. D. 1947. The „Bright Line“ in radar cloud echoes and its probable explanation. *J. Met.*, 4, 75.
- Hann, J. & Süring, R. 1939. *Lehrbuch der Meteorologie* Leipzig, Bd. 1, p. 435.
- Klauser, L., Malkowski, G. & Scherhag, R. 1961. Die mathematisch-technischen Grundlagen für den Einsatz des Radargerätes in der Meteorologie. *Met. Abhdlg. FU Berlin* 21, 2.
- Linke, F., 1953, *Meteorologisches Taschenbuch*. Leipzig. Herausgeber: F. Baur. Bd. 2, Tab. 74, p. 487.
- Malkowski, G. 1965. Über das Auftreten des „Bright Band“ in Schauer- und Gewitterwolken. *Arch. Met. Geoph. Biokl. A*, 15, 109.
- Wexler, R., 1955, An evaluation of the physical effects in the melting layer. *Proc. 5th Weather Radar Conf.*, 329.

### К КОНТРОЛЮ ПОЛОЖЕНИЯ ВЫСОТЫ НУЛЕВОЙ ИЗОТЕРМЫ В АТМОСФЕРЕ С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Радиационные наблюдения дождевых облаков позволяют контролировать высоту уровня замерзания, не прибегая к помощи радиозондовых измерений. Поэтому нагревания и охлаждения в нижней и средней тропосфере,

вызываемые обменом воздушных масс, могут быть обнаружены гораздо быстрее, чем при регулярных запусках радиозондов, которые часто производятся лишь дважды в сутки.