



Dietrich Spänkuch (MLS)

Was ist eine Wolke?

Gedanken zu einer präziseren Definition¹

Veröffentlicht: 04.12.2018

„Although extensively studied for decades, there is no clear definition of a cloud“.
(Hirsch et al. 2014)

Zusammenfassung. Wolken sind allgegenwärtige Erscheinungen in der Erdatmosphäre. Sie spielen eine bedeutende Rolle in Wetter-, Klima- und luftchemischen Prozessen. Jedermann weiß, was eine Wolke ist. Dennoch ist eine Definition einer Wolke nicht so einfach, wie es auf den ersten Blick erscheint. Wolkenphysiker definieren eine Wolke durch ihre Partikelkonzentration bzw. ihren Wasser- oder Eisgehalt, Modellierer durch die relative Feuchte, und Strahlungsexperten durch ihre optische Dicke. Die gegenwärtigen Definitionen der World Meteorological Organization (WMO) und der American Meteorological Society (AMS), zwei führenden meteorologischen Institutionen, sind nicht kongruent. Diese Sachlage ist nicht befriedigend und bedarf einer Klärung. Der Beitrag diskutiert das Für und Wider beider Definitionen und schlägt eine präzisere Definition vor.

Wolken werden vom Weltraum instrumentell durch aktive oder passive Sensoren und vom Boden daneben auch visuell erfasst. Die instrumentelle Wahrnehmbarkeitsschwelle aus dem Weltraum überstreicht dabei mehr als zwei Größenordnungen an optischer Dicke im sichtbaren Spektralbereich von etwa 0,005 für einfache Lidarimpulse bis 0,07 im Fall ihrer vertikalen und horizontalen Mittelung bis zu etwa 0,3 bis 0,45 für multispektrale Bildgeräte. Die visuelle Wahrnehmbarkeitsschwelle liegt bei etwa 0,03 am Tage und 0,05 unter nächtlichen Bedingungen.

Abstract. Clouds are conspicuous features in the Earth atmosphere. They play a significant role in weather, climate, and air chemistry. Everybody can describe a cloud. Nevertheless, the definition of a cloud is not as simple as it seems to be. Cloud physicists define clouds by their particle concentration or their water and ice content. Modelers define clouds by their relative humidity, and radiation experts by their optical thickness. The current definitions of clouds of the World Meteorological Organization (WMO) and of the American Meteorological Society (AMS), two prominent institutions in meteorology, differ in some aspects. This fact is not satisfactory and needs clarification. The paper discusses the pro and cons of these definitions resulting in a proposal of a more precise definition.

Clouds are detected by human observers from ground and by active and passive sensors from satellites and from ground. The detection limit of satellite instruments span more than

¹ Die Arbeit wurde angeregt durch den Vortrag „Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen – Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme“ von O. Hellmuth am 14.09.2017 vor der Klasse Natur- und Technikwissenschaftler.

two orders of magnitude in visible optical thickness ranging from about 0.005 for single satellite lidar shots to about 0.07 in case of their horizontal and vertical averaging up to about 0.3 to 0.45 for multispectral satellite imaging spectrometers. Human observers see clouds when their optical thickness is larger than about 0.03 at day and 0.05 at night.

The paper gives a short overview of cloud detection from ground and space, and in particular of subvisible clouds, their occurrence, characteristics, and impacts.

1. Einleitung

Der Begriff „Wolke“ erscheint so plausibel, dass es offenbar keiner besonderen Erklärung oder Definition bedarf. So schrieb Wilhelm von Humboldt in *Lathium und Hellas oder Betrachtungen über das classische Alterthum*: „Wer das Wort Wolke ausspricht, denkt sich weder die Definition noch ein bestimmtes Bild dieser Naturerscheinung“ (Lämmert 1997). Gelegentlich fehlt eine Begriffsbestimmung von Wolke sogar in entsprechenden Fachbüchern (Ludlam und Mason 1957, Mazin und Chrgian 1989). Eine Wolke ist „eine Ansammlung feindisperser Teilchen im Gasgemisch der Luft“ (<https://wikipedia.org/Wolke>). Diese Definition ist umfangreicher als die klassische Definition von „frei schwebenden Kondensations- oder Sublimationsprodukten von Wasserdampf“ (Süring 1950), die so oder ähnlich in vielen Textbüchern und Monographien zu finden ist (z. B. WMO 1975, Matveev 1976, Schneider 1998), da sie neben Eis-, Wasser- und Mischwolken auch Wolken aus Staub oder Ruß enthält.

2. Traditionelle Bodenbeobachtung von Wolken

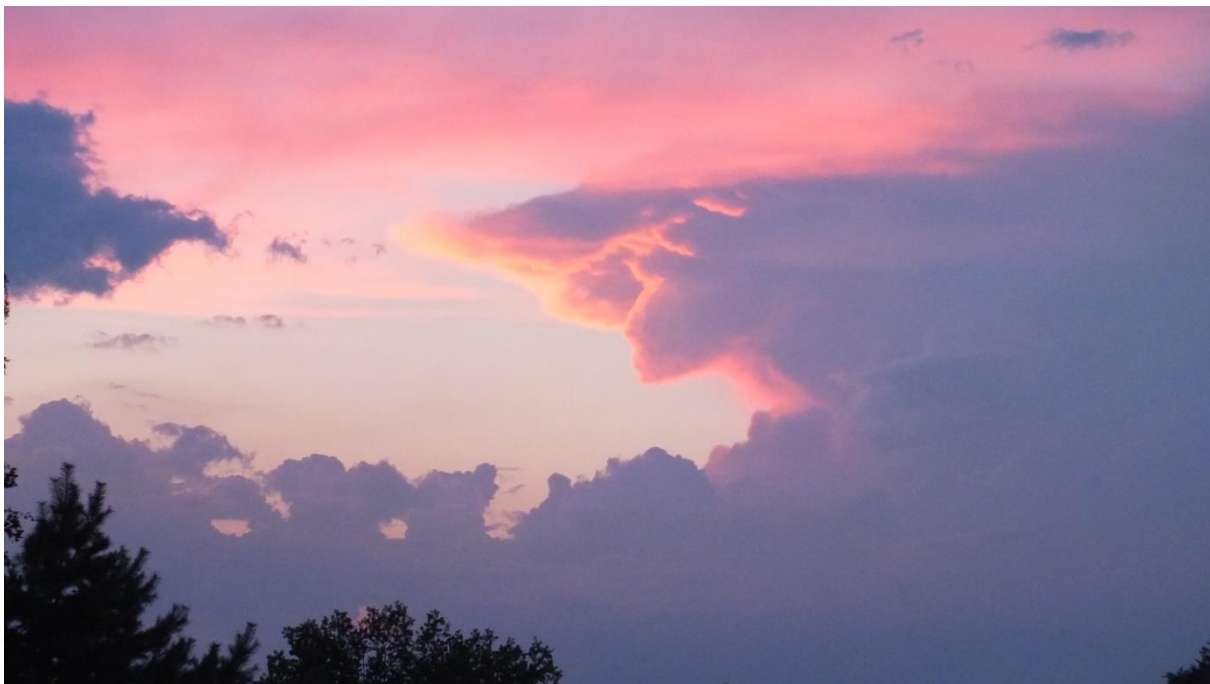


Abb. 1: Abendhimmel über Caputh am 27.07.2018, 21:49 MEZ. Deutlich sind die nicht mehr beschienenen niedrigen Cumuluswolken (Cu con sowie Cb cap im rechten Teil) und deren Wolkenketten sowie Altostratus und Altocumulus zu sehen. Aber was ist die blassblaue Lücke zwischen den Wolken, hohe Cirrusbewölkung mit optischer Dicke τ von $0.03 < \tau < 0.3$ (bläuliche Zirren nach Sassen und Cho 1992) und Aerosol oder ausschließlich Aerosol? Die nahegelegene Säkulärstation Potsdam meldete 7/8 Gesamtbedeckung und die o. a. Wolkengattungen. Foto: D. Spänkuch

Eine Wolke ist eine visuelle Naturerscheinung. Die hervorstechendste Eigenschaft einer Wolke ist ihre Sichtbarkeit. Landschaftsmaler wissen das per se (Gezdelman 1989). Die American Meteorological Society (AMS) (2018) betont daher ebenso wie Meyers kleines Lexikon Meteorologie (1987) diese Sichtbarkeit. Danach ist eine Wolke „1. A **visible aggregate of minute water droplets and/or ice particles in the atmosphere above the earth’s surface**; 2. Any collection of particulate matter in the atmosphere **dense enough to be perceptible to the eye, as a dust cloud or smoke cloud**“². Die World Meteorological Organization (WMO) dagegen bezieht sich auf die Beobachtungspraxis der Wetter- oder meteorologischen Dienste der Mitgliedsländer, indem sie eine Wolke definiert als „an aggregate of very small water droplets, ice crystals, or a mixture of both, with its base above the Earth’s surface, which is **perceivable from the observation location**“ (WMO 2014). Wer die Wolke wahrnimmt, ein menschlicher Beobachter oder ein automatisches Gerät, bleibt dabei völlig offen. Um eine Wolke wahrnehmen zu können, ist ein Kontrast C_b gegenüber ihrer Umgebung notwendig, der im Folgenden für einen menschlichen Beobachter abgeschätzt wird. In der klassischen Theorie der meteorologischen Sichtweite (Normsichtweite) von Koschmieder (1924) wird für die Kontrastschwelle des menschlichen Auges bei Flächenzielen ein Wert von 0,02 angenommen, $C_b = 0,02$. Unter Laborbedingungen ist die Kontrastschwelle etwa 0,01, die International Labour Organization (ILO) verwendet aus Sicherheitsgründen dagegen einen Wert von 0,05 (von Hoyningen-Huene o. J.). Bei der Auswertung von Sichtmessgeräten wird für C_b sowohl der Wert 0,02 (Horvath 1971, Pinnick et al. 1979, Zhang et al. 2014) als auch der Wert 0,05 (Gultepe et al. 2009) verwendet. Eine Kontrastschwelle von 0,05 wird von der WMO in Anlehnung an ILO auch bei der Definition der meteorologischen Sichtweite zugrunde gelegt (WMO 2014). C_b ergibt sich bei atmosphärischen Zielen aus

$$C_b = T \times C_c$$

mit C_c als Kontrast zwischen Wolke und wolkenlosem Himmel in unmittelbarer Wolkennähe und T als atmosphärischer Transmittanz zwischen Wolke und Beobachter. T ergibt sich aus den Transmittanzen einer reinen Rayleigh-Atmosphäre T_R , der gasförmigen Absorber (H_2O , O_3 , etc.) T_G und des atmosphärischen Aerosols T_A zu

$$T = T_R \times T_G \times T_A$$

Als Grobabschätzung genügt hier die monochromatische Betrachtung im Bereich der maximalen Tagesempfindlichkeit des menschlichen Auges ($\lambda=550\text{nm}$) für eine Modellatmosphäre³ mit Blickrichtung Zenit. $T_A = 0,65$ für die US-Standard Atmosphäre mit ländlichem Aerosol bei 25 km horizontaler Sichtweite (Gueymard 2001), $T_R = 0,9066$ (Baur 1970) und T_G ist angenähert 1,0. Daraus ergibt sich für ein C_b von 0,02 bzw. 0,05 für C_c ein Wert von 0,034 bzw. 0,084. Dieser Kontrast der Wolke gegenüber ihrer wolkenfreien Umgebung wird im Wesentlichen durch ihre Reflektanz verursacht. Um als Wolke erkannt zu werden, muss also deren Reflektanz mindestens 3,4% (8,5%)⁴ bei dunklem Hintergrund und eine um 3,4% (8,5%) höhere Reflektanz als die der Umgebung bei aufgehellter Umgebung haben⁵. Damit ist auch die Transmittanzschwelle einer Wolke an der Grenze ihrer Sichtbarkeit gegeben, nämlich 0,966 (0,915), und die dazugehörige optische Dicke τ von 0,035 (0,089) entsprechend einer Extinktion von $0,035 \text{ km}^{-1}$. Damit kann auch die Schwelle für den Flüssigwasserweg (Liquid Water Path LWP) für Wasserwolken abgeschätzt werden. Nach Stephens (1994) gilt näherungsweise

² Hervorhebung durch den Autor.

³ Die Zahlen beziehen sich auf die Gesamtatmosphäre bei senkrechtem Einfall. Der geschätzte Schwellenwert dürfte daher die obere Grenze sein.

⁴ Die Zahlen in Klammern gelten für eine Kontrastschwelle von 0,05.

⁵ Die Sichtweitentheorie von Koschmieder gilt streng genommen für dunkle Ziele vor hellem Hintergrund. Bei unserer Diskussion wird stillschweigend angenommen, dass die Kontrastschwelle des Auges von 0,02 auch für helle Ziele vor dunklerem Hintergrund gilt.

$$\text{LWP} \approx 2/3 \rho r_{\text{eff}} \tau$$

mit ρ Dichte von flüssigem Wasser und r_{eff} effektivem Tropfenradius. LWP, das vertikal über die Wolkenmächtigkeit den Wolkenwassergehalt (in g/m^3) ergibt, ändert sich also linear mit der Tropfengröße. Bei einem τ von 0,03 und einem r_{eff} von $1 \mu\text{m}$ wird $\text{LWP} \approx 0,02 \text{ g}/\text{m}^2$ und für Schönwettercumuli (Cu hum) mit einem r_{eff} zwischen 3 und $4 \mu\text{m}$ (Mazin und Chgrian 1989) etwa $0,07 \text{ g}/\text{m}^2$. Eine derartige, gerade noch sichtbare Wolke hat also bei 550 nm eine höhere Transmittanz als eine Rayleigh-Atmosphäre, und zwar um 10,6 % (1%). Aggregate kleiner Partikel mit Reflektanzen kleiner als etwa 3,4% (8,5%) und den entsprechenden Werten für Transmission und optische Dicke sind nicht sichtbar und nach Definition der AMS keine Wolken. Was sind sie dann? Sie sind unsichtbare Wolken (subvisual clouds, im Weiteren SVC), ein Paradoxon.

3. Unsichtbare Wolken (SVC; in Englisch als subvisual, subvisible oder auch invisible clouds bezeichnet)

Leider ist die Verwendung von SVC in der Literatur nicht einheitlich, sondern vom jeweiligen „Sinnesorgan“ abhängig. Wir werden später darauf zurückkommen. Im Folgenden halten wir uns mit dem Auge als Sinnesorgan an die Nomenklatur von Sassen und Cho (1992), die bei ihren Untersuchungen nicht oder kaum sichtbare (barely visible) Zirren solche mit $\tau \approx < 0,03$ bzw. $\tau \approx < 0,05$ im sichtbaren Spektralbereich bei Tages- bzw. Nachtbeobachtungen definierten, ein Kriterium, das mit unserer groben Abschätzung gut übereinstimmt, und mit $0,03 \approx < \tau \approx < 0,3$ dünne Zirren. Mit extrem dünnen Zirren (ultrathin tropical tropopause clouds), die nahe der tropischen Tropopause gefunden wurden, werden Wolken mit $\tau < 0,01$ bezeichnet (Peter et al. 2003, Luo et al. 2003a,b, Gensch et al. 2008, Davis et al. 2010). Dinh et al. (2010) nehmen als Sichtbarkeitsschwelle für SVC ein $\tau < 0,02$ an. Andere Autoren setzen eine bis um den Faktor 3 ($\tau < 0,09$) höhere Sichtbarkeitsschwelle an (Lawson et al. 2008), ein Wert, der einer Kontrastschwelle von 0,05 entspricht (siehe oben). Die Sichtbarkeit von Wolken ist auch von den Beleuchtungsverhältnissen abhängig. So sind dünne Wolkenschleier vor der Sonne eher sichtbar als an sonnenfernen Himmelsstellen. In der Praxis hat sich die Einteilung von Sassen und Cho (1992) dennoch bewährt. Tabelle 1 gibt zur besseren Orientierung für einige Wolken die jeweiligen optischen Dicken bzw. ihre Detektierbarkeit bei Einsatz verschiedener Messsysteme an.

Tabelle 1: Wolkenbezeichnungen nach optischen Dicken

Wolkenbezeichnung bzw. Phänomen	Optische Dicke τ	Literatur	Bemerkungen
optisch extrem dünne unsichtbare Wolken (ultrathin subvisual cl.)	$\tau \approx < 0,001$	Luo et al. (2003a,b)	Von CALIOP (siehe Tab. 2) nur bestimmbar bei 80 km Auflösung
unsichtbare Wolken (subvisual clouds)	$\tau \approx < 0,02$ $\tau \approx < 0,03$ $\tau \approx < 0,05$ nachts	Dinh et al. (2010) Sassen und Cho (1992)	
unsichtbare Wolken ausschließlich aus IR-Satellitensondierungen	$\tau \approx < 0,1$	Wiley und Menzel (1999)	
nicht detektierbare Wolken für multispekturale Satellitenbildgeräte (MODIS und AVHRR)	$\tau \approx < 0,3$ für MODIS $\tau \approx < 0,35$ tags $\tau \approx < 0,45$ Dämmerung für AVHRR	Sun et al. (2011) Karlsson und Johansson (2013)	Gegenwärtige globale Wolkenklimatologien basieren zum großen Teil auf diesen Daten
undurchlässig für Lidar	$\tau \approx > 3$	Winker und Trepte (1998)	
Nebel, „dem Erdboden aufliegende Wolke“	$\tau > 3,91$	Koschmieder (1924)	Definition von Nebel: Sichtweite < 1 km (WMO 2014)
Unsichtbarkeit der Sonnenscheibe	$\tau \geq 10$	Bohren, Linsens und Churma (1995)	
dünne Wasserwolken (thin liquid water cl.)	$\tau \approx < 25$ für $r_{\text{eff}} = 6\mu\text{m}$ $\tau \approx < 12,3$ für $r_{\text{eff}} = 12\mu\text{m}$	Turner et al. (2007)	definiert als $\text{LWP} < 100\text{g/m}^2$ LWP: Flüssigwasserweg

Der Begriff SVC nach Sassen und Cho (1992) tauchte erstmals Mitte der 80er Jahre auf. Andrew J. Heymsfield vom National Center for Atmospheric Research (NCAR) in Boulder, CO, hatte am 17.12.1973 über den Marshallinseln durch gleichzeitige in situ Messungen mit einem langsam steigenden Flugzeug und Messungen mit einem Lidar am Boden in 16 bis 17 km Höhe eine 500 m mächtige Wolke mit einer horizontalen Ausdehnung von etwa 350 km gefunden, die in Satellitenfotos nicht detektierbar war (Heymsfield 1986). Einige Jahre später beschrieb eine Arbeitsgruppe der University of Utah um Kenneth Sassen nicht sichtbare Zirren mit etwa 750 m Dicke in Tropopausennähe, die ausschließlich mittels Bodenmessungen entdeckt worden waren, und zwar einem Polarisationslidar, Strahlungsflussmessungen im solaren Bereich ($\lambda < 3 \mu\text{m}$) und solaren Koronamessungen (Sassen et al. 1989). Ihre Abschätzungen führten zu Eiskristallgrößen von etwa $25 \mu\text{m}$ effektivem Durchmesser bei einer Konzentration von 25 Teilchen pro Liter entsprechend einem Eisgehalt von $0,2 \text{ mg/m}^3$. Die Schwelle der optischen Dicke τ für Sichtbarkeit bei $0,694 \mu\text{m}$ wurde mit etwa 0,03 in Übereinstimmung mit Sassen und Cho (1992) angegeben. Schließlich erbrachten die Satellitenmission Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II (SAGE II) (Wang et al. 1996) und das Lidar In-space Technology Experiment (LITE) der Space Shuttle Mission STS-64 im September 1994 (Winker und Trepte 1998) Mitte der 90er Jahre erste Kenntnis über die globale Verteilung der SVC mit Hauptverbreitungsgebiet in den Tropen, die durch die Entdeckung extrem dünner Wolken mit $\tau \approx 0,0001$ im westlichen tropischen Pazifik Anfang dieses Jahrhunderts noch ergänzt wurden (Peter et al. 2003, Luo et al. 2003a,2003b). Seitdem sind zahlreiche Untersuchungen zu SVC erschienen, deren Ergebnisse hier kurz zusammengefasst werden. Sie betreffen ausschließlich Zirren, obgleich in der Natur auch andere

Partikelaggregate mit $\tau < 0,03$ auftreten (Koren et al. 2007, Sun et al. 2011, Calbó et al. 2017). Im Folgenden wird also SVC mit nicht sichtbaren Zirren gleichgesetzt.

SVC entstehen in den Tropen entweder als Rudimente hochreichender tropischer Cumulusnimbuswolken, die durch Windscherung von der Mutterwolke getrennt werden und im Laufe der Zeit durch Sedimentation größerer Eiskristalle (mit effektiven Radien $> 10 \mu\text{m}$) zu unsichtbaren Zirren verdünnen (Sassen und Cho 1992, Jensen et al. 1996, Reverdy et al. 2012), durch langsames Aufsteigen an Fronten, Kelvinwellen (Virts et al. 2010, Heymsfield et al. 2017) oder mesoskaligen konvektiven Systemen (Jensen 1996, Durran et al. 2009, Krämer et al. 2016, Heymsfield et al. 2017), durch turbulente Mischung infolge Scherung (Heymsfield et al. 2017), als Folge sich auflösender Kondensstreifen (Schumann 1996) oder in situ (Pfister et al. 2001, Schwartz und Mace 2010, Jensen et al. 2013, Heymsfield et al. 2017). SVC sind am häufigsten in den Tropen längs der innertropischen Konvergenzzone, und zwar in den Gebieten hochreichender Konvektion (Winker und Trepte 1998, Massie et al. 2010, Martins et al. 2011, Reverdy et al. 2012, Heymsfield et al. 2017), also in der sich über mehrere Kilometer in der Vertikalen erstreckenden Übergangsschicht zwischen Troposphäre und Stratosphäre, die als „tropische Tropopausenschicht“ (tropical tropopause layer) für atmosphärische Spurenstoffe das Tor zur Stratosphäre bildet (Fueglistaler et al. 2009) und damit für das globale Klima von besonderer Bedeutung ist. Die Angaben über die absolute Häufigkeit der SVC schwanken beträchtlich, je nachdem, ob die extrem dünnen Wolken mit $\tau < 0,01$, die nach Davis et al. (2010) und Pandit et al. (2015) mehr als 50% der SVC ausmachen und selbst von aktiven Satellitensensoren zu 2/3 nicht erkannt werden (Davis et al. 2010, Martins et al. 2011), berücksichtigt werden oder nicht. Nach Sassen et al. (2009) ist die Häufigkeit von SVC etwa 4% außerhalb der Tropen und 10% bzw. 18% in den Tropen am Tage bzw. in der Nacht. Nach Davis et al. (2010), Comstock et al. (2003) und Pandit et al. (2015) ist die SVC-Häufigkeit in den Tropen über 50%. In mittleren Breiten wurden SVC-Häufigkeiten über 30% in Greenbelt, Maryland (38,99°N, 76,84°W) (Campbell et al. 2016) und über Lindenberg (52,2°N, 14,1°E) (Immler et al. 2008), etwa 20% am Observatoire de Haute Provence (44°N, 6°E) (Goldfarb et al. 2001) und nur 3% über Thessaloniki (40,6°N, 22,9°E) gefunden (Giannakaki et al. 2007). In den Polargebieten weist der vom klaren Himmel als Diamantenstaub (diamond dust) fallende Niederschlag von Eiskristallen auf das Vorhandensein von SVC hin. Intrieri und Shupe (2004) fanden ihn über dem Arktischen Ozean mit 13 % Häufigkeit im arktischen Winter und Frühling bei Schichtdicken zwischen 100 m und 1 km. Langzeitige Lidarmessungen über 16 Jahre an der südindischen Station Gadanki (13,5°N, 79,2°E) zeigen eine Zunahme von SVC um knapp 10% und eine Höhenzunahme um $41 \pm 21 \text{ m/Jahr}$ (Pandit et al. 2015).

Zusammenfassend können SVC wie folgt charakterisiert werden (Davis et al. 2010): SVC können in den Tropen im Höhenbereich von 8 km bis 19 km auftreten bei einer durchschnittlichen Höhe der Wolkenobergrenze von $14,3 \pm 1,7 \text{ km}$ (Martins et al. 2011, Pandit et al. 2015). In mittleren Breiten liegt die mittlere Wolkenobergrenze der SVC um 4 km niedriger bei 10,5 km (Martins et al. 2011). Wesentlich niedriger ist der Höhenbereich der SVC in der Arktis, wo von Lampert et al. (2009) eine SVC in 3 km Höhe mit einer Dicke von etwa 500m untersucht wurde. In den Tropen findet man sie am häufigsten bei Temperaturen zwischen -70°C und -80°C (Pandit et al. 2015) und in mittleren Breiten um -55°C (Martins et al. 2011). Ihre geometrische Dicke liegt i. A. zwischen 100 m und 1 km mit Mittelwerten bei 0,6 km in den Tropen und 0,4 km in mittleren Breiten (Martins et al. 2011). Maximal wurden 4 km erreicht (Sassen und Cho 1992). Die horizontale Ausdehnung beträgt einige 100 km bis über 1000 km. Die Partikelkonzentration liegt i. A. zwischen 10 und 100 Teilchen pro Liter bei einem effektiven Partikelradius zwischen $10 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$, einer Extinktion von etwa 10^{-4} bis $10^{-3}/\text{km}$ und einem Eiswassergehalt von 10^{-4} bis 10^{-3} gm^{-3} entsprechend 0,1 – 1 ppmv. Kristalle größer als $65 \mu\text{m}$ sind mit etwa 5 Kristallen/ m^3 relativ selten. Der größte Kristall wurde mit $225 \mu\text{m}$ gefunden (Lawson et al. 2008). Eiswassergehalt und vorherrschender Temperaturbereich unterscheiden sich nicht wesentlich von denen dünner Cirren mit $0,03 \approx \tau \approx 0,3$ (Pandit et al. 2015, Heymsfield et al. 2017), die somit entweder eine größere vertikale Mächtigkeit und/oder kleinere Eiskristalle als die SVC besitzen.

Eine besondere Kategorie der SVC sind die optisch extrem dünnen SVC (ultrathin SVC) (Peter et al. 2003, Luo et al. 2003a,b). Da sie trotz ihrer extrem geringen optischen Dicken eine erhebliche Wirkung haben, auf die des Weiteren näher eingegangen wird, ist hier eine detailliertere Charakterisierung angebracht. Sie wurden bisher ausschließlich in der tropischen Troposphärenschicht nur einige hundert Meter unter der thermischen Tropopause gefunden, (charakterisiert durch ein Temperaturminimum, „cold point tropopause“), mit Partikelkonzentrationen von 1 bis 10/l, vertikalen Mächtigkeiten von wenigen hundert Metern (200-300 m), horizontalen Ausdehnungen von mehreren 10^5 km², Lebenszeiten bis zu 24 Stunden und mehr und τ - Werten $< 0,001$, sodass sie selbst von den Piloten der Forschungsflugzeuge, die durch diese Wolken flogen, nicht erkannt wurden (Peter et al. 2003, Luo et al. 2003a,b). Sie sind in ihrem Zentralbereich sehr homogen, bestehen aus Eiskristallen mit effektiven Radien von 5 bis 6 μm mit einer Eismasse entsprechend 30 bis 60 ppbv H₂O (Peter et al. 2003) und erfordern zu ihrer Entstehung und Aufrechterhaltung ein besonderes Zirkulationssystem, das nur geringe vertikale Amplituden von etwa 100 m entsprechend Temperaturänderungen kleiner als 1 K zulässt (Luo et al 2003a, Spichtinger und Krämer 2013). Da sie auch von aktiven Satellitensensoren (Lidar) oft nicht erfasst werden (Heymsfield et al. 2017), fehlen verlässliche Angaben über ihre Häufigkeit.

4. Wirkungen von SVC

Die Frage liegt nahe, ob diese unsichtbaren Wolken überhaupt einen Einfluss auf atmosphärische Prozesse haben. Im sichtbaren Spektralbereich ist jedenfalls ihre Wirkung marginal, sonst wären sie ja nicht unsichtbar. SVC können aber im Infrarot einen erheblichen Einfluss auf den Strahlungstransport ausüben, da Eisteilchen insbesondere im langwelligen Teil des großen atmosphärischen Fensters (8-12 μm) zwischen 11 und 12 μm merkliche Absorption zeigen (Smith et al. 1998). Direkte Messungen der kurz- und langwelligen Strahlungsströme unter- und oberhalb einer tropischen Zirkuswolke in 13 bis 15 km Höhe und einer optischen Dicke zwischen 0,01 und 0,1 erbrachten infrarote Erwärmungsraten von 2,5-3,4 K/Tag (Bucholtz et al. 2010) in guter Übereinstimmung mit theoretischen Berechnungen, in denen bei optischen Dicken von 0,01 eine tägliche Erwärmungsrate von 1,66 K/Tag entsprechend einem Strahlungsantrieb von $1,6 \text{ W/m}^2$ (McFarquhar et al. 2000) und bei einem τ von 0,022 eine Erwärmung von 3,1 K/Tag erhalten wurde (Comstock et al. 2003). Im kurzwelligen Spektralbereich ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) war der gemessene Effekt, wie erwartet, marginal. Die infraroten Erwärmungsraten der SVC sind in der tropischen Tropopausenschicht um eine Größenordnung stärker als die Erwärmungsraten der gasförmigen atmosphärischen Absorber (Corti et al. 2006) und, bezogen auf Bedeckungsgrad und Lebensdauer, dort von gleicher Größenordnung, nämlich etwa 0,2 K/Tag (Fueglistaler et al. 2009). Ihre Strahlungswirkung ist somit nicht vernachlässigbar.

Schwieriger als in den Tropen ist die Abschätzung der Strahlungswirkung von SVC in den Polargebieten. Für einen im April 2007 über der Barentssee in etwa 3 km Höhe befindlichen optisch dünnen Zirkus mit einem mittleren $\tau \approx 0,048$ ermittelten Lampert et al. (2009) eine leichte Abkühlung von $-0,4 \text{ Wm}^{-2}$, die aus einem Albedoeffekt von $-3,2 \text{ Wm}^{-2}$ im solaren Bereich des Spektrums und einer Erwärmung von $+ 2,8 \text{ Wm}^{-2}$ im infraroten Spektralbereich resultiert. Bei nächtlichen Bedingungen ist der Erwärmungseffekt daher beträchtlich. SVC in größeren Höhen bei somit kälteren Temperaturen haben einen geringeren Erwärmungseffekt als SVC in mittleren Höhen und führen somit zu stärkerer bodennaher Abkühlung. Möglicherweise sind auch die signifikant um etwa 6% geringeren Werte der Globalstrahlung, die in Potsdam an wolkenlosen Tagen in Abhängigkeit vom Ångströmschen Trübungscoeffizienten, einem Trübungsmaß, das den Einfluss des Wasserdampfes durch Beschränkung auf den Spektralbereich $\lambda < 625 \text{ nm}$ minimiert, gefunden wurden (Spänkuch und Schöne 1981), auf die Wirkung von unsichtbaren Wolken zurückzuführen (Abb. 2).

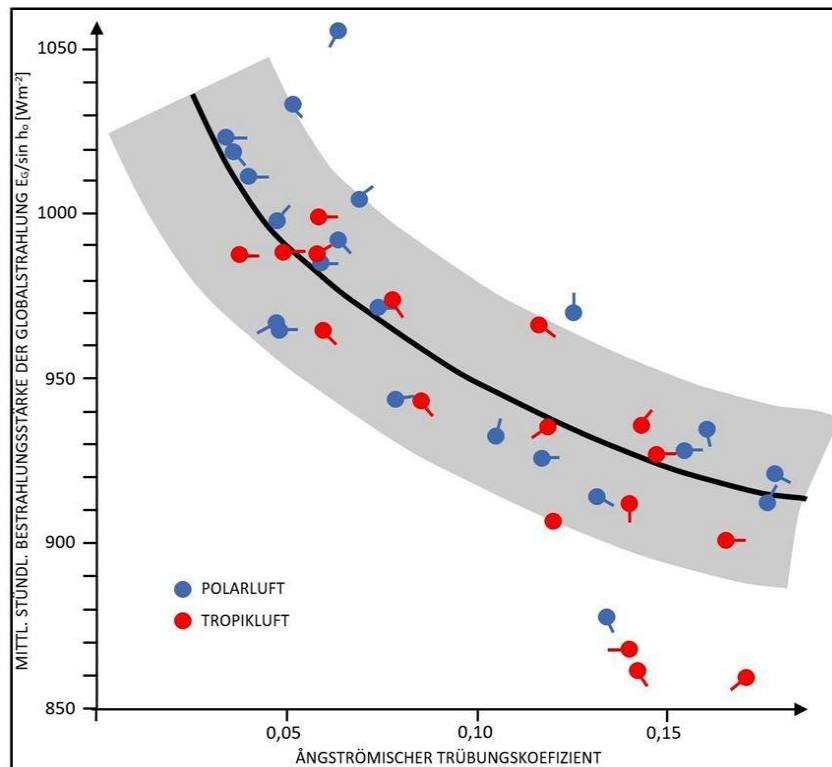


Abb.2: Mittlere stündliche Globalstrahlung an wolkenlosen Tagen in Potsdam in Abhängigkeit vom Trübungs­koeffizienten nach Ångström. Der schattierte Bereich gibt die Unsicherheit an, die Striche an den Kreisen die Wind­richtung. Ziel der Arbeit war, ob unterschiedliche Aerosoltypen sich in der Globalstrahlung merklich unterscheiden (nach Spänkuch und Schöne 1981, modifiziert). Die negativen Ausreißer von bis zu 8% sind möglicherweise der erste Hinweis auf einen Effekt unsichtbarer Wolken.

Die infrarote Strahlungsabsorption induziert in der tropischen Tropopausenschicht eine mesoskalige⁶ Zirkulation mit aufsteigender Luft innerhalb der Wolke und Absinkbewegung außerhalb, verbunden mit horizontalem Einfließen an der Wolkenuntergrenze und entsprechendem Ausfluss an der Wolkenobergrenze mit günstigen Bedingungen für die Wolkenerhaltung, die nach Dinh et al. (2010) zu einer Lebenszeit der SVC von bis zu zwei Tagen führen kann. Diese Zirkulation, obwohl nur mesoskaliger Natur, ist jedoch für das Klimasystem von eminenter Bedeutung (Corti et al. 2006, Fueglistaler et al. 2009), und zwar deshalb, weil sie in der tropischen Tropopausenschicht⁷ stattfindet, dem Einfallstor troposphärischer Luft in die Stratosphäre, wo die sogenannte Brewer-Dobson-Zirkulation für eine globale Verteilung der Luftmassen bis in die obere Stratosphäre sorgt. Hochreichende Konvektion transportiert Luft in den Tropen in der Regel bis etwa 13 km Höhe, wenn auch vereinzelt durch sehr starke Konvektion bodennahe Luft direkt in die Stratosphäre gelangen kann (Kelly et al. 1993). Strahlungserwärmung innerhalb der Wolken führt zu weiterer langsamer Hebung bis 16 km Höhe innerhalb von etwa zwei Wochen, während in den wolkenfreien Zonen dieses Höhenbereichs durch Strahlungsabkühlung die Luft absinkt (Corti et al. 2006). Oberhalb 16 km wird Luft generell durch Strahlungsabsorption erwärmt und steigt infolgedessen weiter, wenn auch in geringerem Maße als darun-

⁶ Mesoskalig sind in der Meteorologie Prozesse und Phänomene mit horizontalen Dimensionen zwischen 2 und 2000 km (Orlanski 1975)

⁷ Schicht zwischen etwa 14-18,5 km entsprechend 150-70 hPa mit Temperaturminimum (cold point tropopause) bei etwa 17 km

ter, sodass sie nach etwa 50 Tagen 17 km und nach etwa drei Monaten die obere Grenze der tropischen Tropopausenschicht in 18,5 km Höhe erreicht (Corti et al. 2006).

Neben der Beeinflussung von atmosphärischem Strahlungstransport und atmosphärischer Dynamik beeinflussen Wolken und damit auch die SVCs nicht zuletzt auch die chemische Zusammensetzung ihrer Umgebung durch Wechselwirkung mit Aerosolpartikeln und gasförmigen Beimengungen. Um nicht ins Uferlose abzugleiten, weisen wir hier nur auf die Wechselwirkung mit Wasserdampf hin. Größere Eiskristalle sedimentieren gegen die langsame thermische Hebung der Zirren und führen zu einer Dehydration der unteren tropischen Stratosphäre. Luo et al. (2003b) schätzen allein das Dehydrationspotenzial der extrem dünnen SVC mit etwa 0,35 ppmv oder mehr ein, was etwa 10% der mittleren Einströmmenge von Wasserdampf in die Stratosphäre entspricht (Fueglistaler et al. 2009). Der Wasserdampf in der Stratosphäre ist trotz seiner geringen Konzentration für das globale Klimasystem aber von eminenter Bedeutung, zum einen als Treibhausgas, zum anderen in seiner Rolle in der stratosphärischen Chemie als Primärquelle für HO_x (OH, HO_2) (Stenke und Grewe 2005).

Die Wechselwirkung von SVC mit weiteren atmosphärischen Beimengungen ist Gegenstand intensiver Forschung.

5. Wolkenbestimmung von Satelliten

Die Erfassung der Bewölkung aus dem Weltraum hat unsere Kenntnis über die globale Verteilung der Wolken und ihrer Charakteristika entscheidend erweitert, da das Bodenmessnetz über weiten Gebieten der Erde große Lücken aufweist. Die Wolkendetektion von Satelliten unterscheidet sich aber grundlegend von der visuellen Bodenbeobachtung von Wolken. Zum einen sehen Satellitengeräte nicht mit dem menschlichen Auge. Die Satellitensensoren können Wolken mit den unterschiedlichsten Sensoren in allen geeigneten Bereichen des elektromagnetischen Spektrums mittels verschiedener Methoden detektieren, also nicht nur im sichtbaren Spektralbereich.

Die grundlegenden Geräte, die wegen ihrer langen Messreihen die Basis für globale Wolkenklimatologien, etwa dem International Satellite Climatology Project (ISCCP) (Rossow und Schiffer 1999) oder dem Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) (Stubenrauch et al. 2013) bilden, sind in Tabelle 2 mit ihren wesentlichen Charakteristika zusammengestellt. Die längsten Messreihen stammen von passiven Sensoren polarumlaufender und geostationärer Satelliten, und zwar von Bildgeräten und Infrarotspektrometern⁸. Letztere wurden zwar für die Ableitung von Vertikalprofilen atmosphärischer Parameter durch Messungen längs der Flanken entsprechender Absorptionsbanden atmosphärischer Spurenstoffe entwickelt (für die Temperatursondierung und Schätzung von Wolkenbetrag und -höhe sind es die IR-Banden von CO_2), das Signal in diesen Spektralkanälen wird aber bei Bewölkung modifiziert, sodass durch geeignete Auswerteverfahren auch Aussagen über Wolken ableitbar sind. Wir können hier diese Diskussion nicht weiter vertiefen. Für uns ist nur wichtig zu konstatieren, dass die Wolkendetektion von Satelliten wegen der Vielfalt der einsetzbaren und eingesetzten Messgeräte mit ihren unterschiedlichen räumlichen Auflösungsvermögen und Auswerteverfahren, alles in ständiger Veränderung und Optimierung begriffen, im Gegensatz zu visuellen Bodenbeobachtungen nicht standardisiert ist. Dementsprechend ist die Detektierbarkeit von Wolken vom jeweiligen Messgerät und dem angewendeten Auswerteverfahren abhängig.

Beiden Beobachtungsmethoden, der visuellen Bodenbeobachtung wie den Satellitenverfahren, ist aber gemein, dass eine bestimmte Kontrastschwelle gegenüber dem Hintergrund überschritten werden muss, damit Wolken detektierbar werden. Im sichtbaren Spektralbereich sind es Helligkeitskontraste, im Infraroten Temperaturkontraste und für das Satellitenlidar CALIOP ist es ein Schwellenwert über dem Rückstreusignal einer reinen Atmosphäre⁹. Die Schwellenwerte werden dabei den jeweili-

⁸ Zur Terminologie der Satellitengeräte siehe Köpke(2012)

⁹ Ausführliche Darstellung der Wolken- und Aerosolerkennung mit CALIOP siehe Vaughan et al. (2009) und Winker et al. (2009)

gen Situationen angepasst wie Tabelle 3 dies für ISCCP bei Nutzung von AVHRR-Daten (Tab. 1) illustriert (Rossow und Garder 1993; Jin, Rossow und Wylie 1996)¹⁰.

Vielfach werden Kombinationen von Schwellenwerten benutzt. Die Festlegung der Schwellenwerte wird dabei vom jeweiligen Fokus der Untersuchung und der Mission bestimmt (Chepfer et al. 2013). So werden vom MODIS Science Team (MODIS-ST) drei unterschiedliche Wolkenmasken verwendet, je nachdem, ob Eigenschaften der Unterlage, von Aerosolen oder von Wolken vorwiegend untersucht werden sollen (Platnick et al. 2003). Für unsere Diskussion ist nur die Wolkendetektion – Wolke oder nicht im Gesichtsfeld des Geräts – wichtig, während die letztendliche Aufgabe der Auswerteverfahren aber vorrangig darin besteht, weitere wolkenphysikalische Parameter aus den Messdaten abzuleiten.

Tabelle 2: Wichtige Satellitengeräte zur Wolkenerkennung (Auswahl)

Gerät/ Plattform	Gerätetyp	Horizont. Auflösung (km) ¹	Zeitintervall	Anzahl Wolken- kanäle	Auswerte- verfahren	Literatur
AVHRR/ NOAA MetOp/ EUMETSAT	multispektrales Bildgerät	1	1978 bis Gegenwart	4 plus 2 für semitranspar. Wolken	Sequenzen von Schwellentests	Dybbroe et al. (2005)
HIRS/ NOAA MetOp/ EUMETSAT	Infrarotsondierer	17	1978 bis Gegenwart	5	Nutzung von CO ₂ - Kanälen unterschiedlicher Eindringtiefe (CO ₂ -slicing)	Wylie und Menzel (1999) Menzel et al. (2018)
MODIS/ Terra (NASA) Aqua (NASA)	multispektrales Bildgerät	0,25 (sichtbar) 1 (IR)	ab 1999 ab 2002	6 6	Schwellentests gekoppelt mit Fuzzylogik	Frey et al. (2008) Menzel et al. (2008)
AIRS/ Aqua (NASA)	Infrarotsondierer	13,5	ab 2002	8	CO ₂ -slicing mit Wichtung der CO ₂ -Kanäle „χ ² -Methode“	Stubenrauch et al. (1999)
CALIOP/ (NASA) (CNES)	Polarisationslidar	0,33 ² 1 5 20 80	ab 2006	3	Lidar-Rückstreuung von 532 und 1064 nm, Szenenklassifikation aus 3 Kanälen; Die verwendete Auflösung hängt davon ab, ob Wolken, Aerosole oder unsichtbare Wolken vorwiegend detektiert werden sollen.	Vaughan et al. (2009) Winker et al. (2009) Chepfer et al. (2013)

¹ im Nadir

² Die gewählte räumliche Auflösung hängt von der Stärke des rückgestreuten Signals ab. Für Höhen über 8,2 km ist die höchste Auflösung 1 km.

¹⁰ Eine Weiterentwicklung des Auswertalgorithmus ist bei Dybbroe et al. (2005) zu finden.

Erklärung der Abkürzungen:

AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
HIRS	High resolution Infrared Radiation Sounder
MetOp	Meteorological Operational Satellite
MODIS	MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

Tabelle 3: Kontrastschwellen des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) für verschiedene Oberflächen (Rossow und Garder 1993, Jin et al. 1996)

Oberflächentyp	IR-Schwellenwert (in Kelvin)	Schwellenwert im Sichtbaren (skalierte Radianz)
Offener Ozean	2,5	0,03
Küstennahe Meere, Seen	3,5	0,03
Meereis	3,5	0,12
Land	6,0	0,06
Schneebedecktes Land	6,0	0,12
Gebirge oder gegliederte Topographie	8,0	0,06

Ab welchen optischen Dicken sind nun Wolken aus Satellitendaten erkennbar (siehe auch Tab. 1)? Für die IR-Sondierungsgeräte geben Wiley und Menzel (1999) ein $\tau \approx 0,1$ an, für multispektrale Bildgeräte (AVHRR und MODIS) beträgt die Schwelle nach Sun et al. (2011) und Karlsson und Johansson (2013) etwa 0,3 bis 0,35. Damit sind die passiven Satellitensensoren bis um eine Größenordnung unempfindlicher als das menschliche Auge. Für $\tau < 1,3$ differieren die abgeleiteten Bedeckungsgrade beträchtlich – bis um 20 % - je nachdem, wie die als teilweise bewölkt geschätzten Pixel deklariert werden (Pincus et al. 2012). Dagegen ist das Satellitenlidar CALIOP mit einer Wolkenerkennung ab $\tau \approx 0,001$ (Vaughan et al. 2009) um eine Größenordnung empfindlicher als das menschliche Auge. Allerdings wird diese hohe Detektierbarkeit durch eine geringe räumliche Auflösung von 80 km erkauft. Wegen der großen räumlichen Ausdehnung der optisch extrem dünnen Wolken von über 100 bis 1000 km (Peter et al. 2003, Luo et al. 2003a,b) ist die geringe Auflösung als Folge des Auswerteverfahrens nicht bedeutungsvoll. Bei einer Auflösung von 330 m werden mit CALIOP Wolken erst ab einem τ von etwa 0,07 erfasst (Chepfer et al. 2013). Wie alle Satellitenverfahren hat aber auch die aktive Sondierung von Wolken Schwierigkeiten der Wolkenerkennung in den Polargebieten. So werden niedrige marine Stratuswolken über arktischen Gewässern mit optischen Dicken $\tau \approx 11$, teilweise sogar bis $\tau = 18(!)$, von CALIOP nicht erkannt (Chan und Cosimo 2011, 2013). Leider werden die nicht detektierbaren Wolken von einigen Autoren auch mit „invisible“ oder „subvisible“ bezeichnet (Lawson et al. 2008, Sun et al. 2011), was, wie bereits ausgeführt, zu Verwirrung führt.

Eine weitere Besonderheit der Satellitenverfahren – neben der Nutzung verschiedener Spektralbereiche – ist das unterschiedliche räumliche Auflösungsvermögen der verschiedenen Gerätetypen, das von 250 m bzw. 1 km im sichtbaren bzw. Infrarotbereich bei MODIS bis 17 km bei HIRS reicht (Tab. 2). Auf dieser Pixelebene gibt es nur die Alternativaussage: bedeckt oder wolkenlos, auch wenn eine Wahrscheinlichkeitsangabe eine zusätzliche Interpretationshilfe anbietet. Das bedeutet aber, dass im Falle teilweiser Bewölkung im Gesichtsfeld des Geräts entschieden werden muss, ob dieser Pixel als wolkenfrei oder bedeckt deklariert wird. Je geringer die Auflösung, umso geringer ist dabei die Wahrscheinlichkeit, reine wolkenlose oder reine bewölkte Pixel zu finden. So sinkt nach Krijger et al. (2007) die Wahrscheinlichkeit des Auffindens wolkenfreier Pixel von 16% auf 3% bei Änderung der Pixelgröße von 100 km² auf 10000 km². Pincus et al. (2012) finden aus MODIS-Daten eine Differenz

im Bedeckungsgrad von 17% global und von mehr als 20% in den Subtropen, je nachdem, ob Pixel, deklariert als bewölkt und wahrscheinlich bewölkt, zur Wolkenbestimmung benutzt werden oder nur die als einwandfrei bewölkt geschätzten Pixel.

In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass die auf passiven Satellitensensoren basierenden Wolkenabschätzungen bei vollständig bewölkt geschätzten Pixeln eine horizontal und vertikal gleichförmige Wolkenschicht annehmen. Erst der erfolgreiche abgestimmte Einsatz aktiver Verfahren wie die in der A-Train Konstellation der Satelliten CloudSat und CALIPSO (Stephens et al. 2018) eingesetzten Geräte – CALIOP auf CALIPSO und das Cloud Profiling Radar (CPR) an Bord von CloudSat – erlauben die Ableitung von Vertikalverteilungen von Wolken- und Aerosolparametern.

Welchen Beitrag leisten nun die Wolken, die kleiner als die Pixelgröße sind und von den Pixeln deshalb nicht aufgelöst werden (subpixel clouds)? Da die Größenverteilung der Wolken nahezu durch ein Potenzgesetz beschrieben werden kann (Wood und Field 2011)

$$n(x) \propto x^{-\beta}$$

mit $n(x)$ Anzahl der Wolken der Größe x und $\beta \approx 1,7$ als globales Mittel, ergibt sich für Wolken zwischen 0,1 und 1 km ein Beitrag von 6% (Wood und Field 2011). Das bedeutet aber, dass von HIRS mit einer Auflösung von 17 km im Nadir (Tab. 2) mehr als 20% und von AVHRR und MODIS mit 1 km Auflösung (Tab. 2) 6% des Bedeckungsgrades nicht eindeutig erfasst werden. Die Anzahl von Pixeln mit nicht auflösbaren Wolken ist besonders groß in Gebieten mit vereinzelt auftretenden Wolken. So fanden Zhao und Di Girolamo (2006) über dem westlichen tropischen Atlantik (12°-20°N, 55°-66°W) durch Vergleich von MODIS-Daten mit 1,1 km Auflösung mit denen des Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) auf dem Satelliten EOS Terra mit 15 m Auflösung, dass ein Drittel der von MODIS als wolkenfrei detektierten Pixel Wolken enthielt. Die mit diesen unklaren Pixeln abgeleiteten Reflektanzen sind daher per se mit systematischen Fehlern behaftet. Wird ein mit Subpixelwolken versehener Pixel als wolkenlos deklariert, wird die durch diese Wolken verursachte höhere Reflektanz als Aerosolreflektanz interpretiert (Koren et al. 2008, Levy et al. 2013).

6. Instrumentelle Bodenbeobachtung von Wolken

Mit der fortschreitenden Automatisierung meteorologischer Beobachtungen werden auch zunehmend die visuellen Bodenbeobachtungen von Wolken durch eine instrumentelle Wolkenerkennung ersetzt. So sieht z. B. der Deutsche Wetterdienst den Einsatz eines vollautomatischen Messnetzes für 2022/2023 vor (DWD 2017). Welche Konsequenzen ergeben sich daraus? Der größte Vorteil automatischer gegenüber visuellen Beobachtungen ist die quasikontinuierliche Erfassung des Himmelszustandes wie auch für viele Fragestellungen, z. B. für die Nutzung von Solaranlagen, gefordert. Ein zweiter Vorteil ist die Objektivität und Reproduzierbarkeit der Ergebnisse (Long et al. 2006a,b). Den visuellen Beobachtungen wird dagegen immer ihre Subjektivität und Nichtreproduzierbarkeit angelastet. Diese Kritik trifft zwar für Bedeckungsgrad und Wolkenhöhe zu, da beide Parameter geschätzt werden, weniger aber auf die Erkennbarkeitsschwelle, die für unsere Fragestellung von Bedeutung ist, wenn auch die Erkennbarkeitsschwelle von den Beleuchtungsverhältnissen und dem jeweiligen Beobachter abhängt. Die Detektionsschwelle instrumenteller Wolkenbestimmung von der Erdoberfläche war aber offenbar bisher auch nicht im Fokus der Untersuchungen.

Für die instrumentelle Wolkenbestimmung vom Erdboden bieten sich mehrere Verfahren an. Tabelle 4 listet diejenigen Methoden auf, deren Einsatz auch netzmäßig aus Kosten- und Wartungsgründen möglich ist. Auch diese Verfahren benötigen wie die Wolkenbestimmung von Satelliten eine Definition des wolkenlosen Himmels oder Hintergrunds. Nach Dupont et al. (2008) wird aus visuellen Bodenbeobachtungen des Öfteren ein wolkenloser Himmel bei Anwesenheit dünner Zirren mit $\tau \leq 0,15 - 0,20$ gemeldet. Für hohe Bewölkung sind also gelegentlich Zirren mit $\tau \leq 0,15 - 0,20$ nicht detektierbar.

Tabelle 4: Automatische und netzmäßig geeignete Wolkenerfassung von der Erdoberfläche

Gerätetyp	Bemerkungen	Literatur
Pyrgeometer	geringe Empfindlichkeit bei hohen Wolken	Long und Ackerman (2000) Dürr und Philipona (2004)
Pyranometer mit Filtern	nur bei Tageslicht anwendbar, beschränkt auf Sonnenhöhen > 10°; geringe Empfindlichkeit bei hohen optisch dünnen Wolken	Long et al. (2006) Calbó et al. (2017)
Scanner im solaren Spektralbereich	nur bei Tageslicht anwendbar	
IR-Scanner	von schmalbandigen (z. B. Takato et al. 2003) bis breitbandigen Ausführungen in atmosphärischen Fenstern; einfache Ausführung als Pyrometer, das die Strahlungstemperatur aus Messungen im Bereich 8-14 µm bestimmt. Kommerzielles Pyrometer: Nubiscope, Gesichtsfeld 3°, Dauer eines vollständigen Scan 6,5 min, Beeinträchtigung durch Wasserdampfabsorption, deshalb Beschränkung auf Zenitdistanzen ≤ 70°	Boers et al. (2010) Genkova et al. (2004) Wauben (2006) Wauben et al. (2010)
Himmelskamera (All-Sky Kamera)	der konventionellen visuellen Beobachtung am nächsten; verschiedene technische Ausführungen mit Spektralfiltern, die fortgeschrittensten Tag und Nacht einsetzbar; einziges Verfahren für Wolkenklassifikation	Shields et al. (2013), Redman et al. (2018) Calbó et al. (2017) Liu et al. (2018)
Lidar	Bei Zenitrichtung mit Ceilometern zeitliche Mittelung von 1 h nötig, um Gesichtsfeld von 160° zu repräsentieren; nur für $\tau < 3$ anwendbar; untere τ -Schranke von Lidarstärke abhängig und mit Wolkenhöhe abnehmend; Bestimmung von Wolkenuntergrenzen	Dupont et al. (2008)

Pyrgeometer messen die integrale langwellige Gegenstrahlung, sind also rund um die Uhr einsetzbar und sind Standardgeräte im meteorologischen Strahlungsmessnetz. Sie wären daher im Prinzip auch zur automatischen Wolkenerfassung geeignet, sind aber nahezu unempfindlich gegenüber hoher Bewölkung (Long und Ackerman 2000, Dürr und Philipona 2004), da etwa 90% der Gegenstrahlung bei wolkenlosem Himmel aus dem untersten km stammt (Ohmura 2001). Das ebenfalls als Standardgerät eingesetzte Pyranometer zur Messung der Globalstrahlung ist nur tagsüber einsetzbar und ebenfalls relativ unempfindlich gegenüber hoher Bewölkung (Long et al. 2006, Calbó et al. 2017).

Der konventionellen visuellen Wolkenbeobachtung am nächsten ist die Wolkenbestimmung mit Himmelskameras, die simultan das gesamte Himmelsgewölbe erfassen (All-Sky Kameras), die fortgeschrittensten mit Infrarotempfängern und entsprechender Sammeloptik auch nachts (Takato et al.

2003, Thurairajah und Shaw 2005, Lewis et al. 2010, Shields et al. 2013, Klebe et al. 2015, Redman et al. 2018). Der wolkenlose Himmel ist aber nicht der einer reinen Rayleigh-Atmosphäre sondern ein Himmel mit einem zeitlich und örtlich variablen Aerosolgehalt (Long 2010, Boers et al. 2010, Yabuki et al. 2014, Calbó et al. 2017), wobei die Grenze zwischen dünnen Wolken und Aerosol neben objektiven Kriterien (geringe spektrale Unterschiede der Strahldichte und geringere zeitliche Variabilität der Strahldichten bei Aerosol gegenüber Wolken) auch subjektive Züge tragen. Für All-Sky Kameras, gegenwärtig routinemäßig nur bei Tagesbeleuchtung im Einsatz, kann man wegen der subjektiven Komponente als Erkennbarkeitsschwelle ein $\tau \gg 0,03$ für Tageslicht und nachts ein $\tau \gg 0,05$ annehmen (siehe Tab. 1), wahrscheinlich liegt der Wert aber nach den Untersuchungen von Dupont et al. (2008) wesentlich höher. Dies gilt auch für die von Schwartz et al. (2017) räumlich hoch aufgelösten Himmelsaufnahmen mit einer kommerziellen Kamera im Zenit, bei denen beträchtliche τ -Variabilität bis zu einer Größenordnung innerhalb von 15 m in einem Schönwettercumulus (Cu hum) gefunden wurde (innerhalb von 14 cm ein Unterschied von 0,034). Die Himmelskameras sind auch die einzige Informationsquelle der automatischen Verfahren, die eine detailliertere Wolkenklassifikation, d. h. eine Erkennung von Wolkenarten, gestatten.

Ceilometer, d. h., Lidargeräte mäßiger Leistung¹¹, die Tag und Nacht einsetzbar sind, messen Wolkenuntergrenzen und -profile quasikontinuierlich (i. A. im Abstand von 15 s) im Zenit. Der Wolkenbedeckungsgrad ergibt sich aber erst aus einer zeitlichen Mittelung, und zwar einstündigen Registrierungen unter der Voraussetzung, dass die während der Integrationszeit von einer Stunde das Gesichtsfeld des Ceilometers passierenden Wolken repräsentativ für eine augenblickliche Wolkenverteilung des Himmels sind¹². Dies ist jedoch insbesondere wegen teilweise ungenügender räumlicher Repräsentativität der Ceilometerdaten nicht immer der Fall. Scannende Ceilometer wären eine Alternative, sind aber teuer, und die erforderliche Messzeit ist zu lang¹³ für repräsentative Messungen (Wauben 2006). Ceilometer sind in mehreren Ländern bereits vollautomatisch im Einsatz (Wauben 2006, Wauben et al. 2010). Die für unsere Fragestellung wichtige Größe, die Detektionsschwelle, liegt bei tiefen Wolken bei einem $\tau \approx 0,01$ (Dupont et al. 2008), nimmt aber mit der Höhe kontinuierlich ab. Das bisher in den Niederlanden an 40 Stationen eingesetzte Vaisala LD40¹⁴ hat unter günstigsten Bedingungen eine Reichweite von 13,1 km, erreicht aber gewöhnlich infolge Trübung nicht mehr als 7 km Höhe (Boers et al. 2010).

Eine Wolkenerfassung rund um die Uhr, also auch nachts, ist passiv nur mit Infrarotdetektoren möglich. Eine kostengünstige Lösung ist ein scannendes Pyrometer bzw., wie von Genkova et al. (2004) erprobt, eine Anordnung mehrerer Pyrometer. Kommerziell verfügbar ist ein Pyrometer, das voll automatisch arbeitende Nubiscope, das mit einer entsprechenden Montierung zur Abtastung des Himmels versehen, das Himmelsgewölbe bis 70° Zenitdistanz in diskreten Schritten¹⁵ im großen atmosphärischen Fenster 8 bis 14 μm mit einem Öffnungswinkel von 3° abtastet. Wolkenbestimmung erfolgt in Anlehnung an die traditionellen synoptischen Wolkenmeldungen in den folgenden Kategorien: klarer Himmel mit weniger als 0,5% Wolken, vollständige Bedeckung bei 100% niedriger Bewöl-

¹¹ Das beim DWD zukünftig netzmäßig eingesetzte Ceilometer CHM15k der Firma Lufft Mess- und Regeltechnik mit einer Reichweite bis 15 km hat eine Pulsleistung von etwa 8 μJ (Wiegner und Geiß 2012). CALIOP's Pulsenergie beträgt dagegen 110 mJ.

¹² Für Cirren in 10 km Höhe und 20 m/s Windgeschwindigkeit bedeutet eine einstündige Integration in etwa einem Himmelsausschnitt von 150° quer über den Himmel (Dupont et al. (2008)).

¹³ Übliche Scanzeiten sind 15 s bis 30 s für einen Scan. Für hohe Wolken wird über einen längeren Zeitraum integriert, bei Vaisala LD40 sind es 10 min (Boers et al. (2010)).

¹⁴ Vaisala LD 40 hat eine Pulsenergie von 77 μJ , wird aber auch in den Niederlanden durch das stärkere CHM15k ersetzt (pers. Mitteilung von U. Görsdorf, Lindenberg).

¹⁵ Azimutabstand in 10°-Schritten und Höhenabstand in 3°-Schritten von 1,5° bis 88,5° Höhenwinkel. Die Messzeit beträgt 6,5°, Messzyklen alle 10 min. Da wegen der merklichen Wasserdampfabsorption im Fenster (weitere Spurengase wie Ozon u.a. spielen in diesem Zusammenhang keine Rolle) die Scans zur Wolkenerkennung nur bis zu Zenitdistanzen von 70° ausgewertet werden können, liegen insgesamt 828 Pixel bei 36 Azimut- und 23 Höhenwinkeln vor (Wauben et al. 2010).

kung, mehrschichtige Bewölkung, hohe Bewölkung (Zirren), nicht unterscheidbar ob Wolke oder Nebel, leichter Nebel und starker Nebel (Wauben et al. 2010). Wolkendetektion erfolgt durch Kontrast gegen ein wolkenloses Himmelsgewölbe, das durch dynamische Anpassung an wolkenfreie Himmelsstellen erfolgt. Nubiscopes sind pflegeleicht und werden daher in mehreren Ländern erprobt, auch in Deutschland (Feister et al. 2010).

Eine besondere Herausforderung für die automatische Wolkenerkennung ist die Unterscheidung von Wolkenarten, die Wolkenklassifikation. Eine sehr grobe Unterscheidung ist sowohl mit Nubiscope, wie oben angegeben, als auch mit dem Ceilometer möglich. Eine detailliertere Klassifikation ist allerdings nur aus Aufnahmen von Himmelskameras möglich. Die Anzahl der Klassen ist mit weniger als 10 (in Abhängigkeit von den benutzten Verfahren) allerdings wesentlich geringer als die 27 Gattungen des traditionellen Wetterschlüssels für Bodenbeobachtungen. Die Treffergenauigkeit der modernsten Verfahren unter Nutzung struktureller, textueller und spektraler Merkmale mit um 90% ist erstaunlich hoch (Liu et al. 2018 und die dort zitierte Literatur).

Wie ist nun die Qualität der automatischen Messungen einzuschätzen? Eine Bewertung kann gegenwärtig nur vorläufig sein, da eine Erprobung an vielen Stationen bei unterschiedlichen klimatischen Bedingungen noch aussteht. Auch sind die Vergleiche zwischen automatischer und visueller Erfassung z. T. widersprüchlich. So berichten Boers et al. (2010) für teilweise bedeckten Himmel (2 bis 6 Oktas) einen geringeren Bedeckungsgrad der automatischen Erfassung als die Beobachter, während Wanner et al. (2015) diese Unterschiede am stärksten zwischen 0 und 3 Oktas finden. Die Detektion niedriger Wolken ist i. A. kein Problem. Die Ergebnisse aller Verfahren, automatisch und visuell, unterscheiden sich für diese Wolken nicht wesentlich. Signifikante Unterschiede treten aber darüber auf (Boers et al. 2010) und sind besonders groß für hohe Bewölkung (Huo und Lu 2012), einmal bedingt durch die geringere Empfindlichkeit der Sensoren im Vergleich zum menschlichen Auge, zum anderen, dass bei hohem Aerosolgehalt der Beobachter Aerosol fälschlich als Zirrus identifizieren kann. Calbó et al. (2017) schätzen die Unsicherheit der Trennung zwischen Wolke oder Aerosol für passive Systeme in mittleren Breiten mit mehr als 10% ein. Himmelskameras und Nubiscope geben überraschender Weise ähnliche Werte bezüglich Bedeckungsgrad, obwohl sie auf völlig unterschiedlichen Verfahren beruhen (Boers et al. 2010). Dagegen beginnen bereits ab 2 km Höhe die Ceilometer (allerdings für LD 40) systematisch niedrigere Wolkenwerte anzugeben als Allsky-Kamera und Nubiscope (Boers et al. 2010). Generell gilt, dass systematische Unterschiede von der Bewölkungsart abhängen (Wanner et al. 2015).

Welche der in Tab. 4 genannten möglichen Verfahren netzmäßig eingesetzt werden wird, erscheint gegenwärtig noch nicht entschieden. Wahrscheinlich ist eine Kombination von Ceilometer mit Nubiscope oder nachtauglicher All-Sky Kamera.

Der Wechsel von visueller zu automatischer Wolkenbestimmung hat aber nicht nur positive Seiten. Zunächst geht die Homogenität des Messnetzes verloren, da anzunehmen ist, dass auch noch für längere Zeit visuelle Beobachtungen in Entwicklungsländern durchgeführt werden. Visuelle Wolkenbeobachtungen und automatische Wolkenerkennung ergeben aber, wie oben angeführt, insbesondere für mittlere Bedeckungsgrade systematische Unterschiede, die auch noch von der Wolkenart abhängig sind. Dazu befinden sich die automatischen Verfahren in ständiger Weiterentwicklung. Auch wenn eine internationale Einigung darüber erfolgt, welche Geräte und Auswerteverfahren zum Einsatz kommen, lässt die Vielzahl der auf dem Markt verfügbaren Gerätetypen nationale Besonderheiten erwarten. Mit anderen Worten: Es kann nicht unbedingt angenommen werden, dass die Meldungen der einzelnen Länder direkt miteinander vergleichbar werden. Hinzu kommt, dass die beträchtliche Reduzierung der Wolkengattungsklassen auch zu einer Informationsreduzierung führt. Offenbar ist aber dieser Informationsverlust für die moderne Wettervorhersage nicht von Belang. Ebenfalls wird eine klimatologische Nutzung der automatischen Wolkenbodenmessung offenbar nicht angestrebt (DWD 2017).

7. Nebeldunst oder die Grauzone zwischen Dunst und Wolke

Kolloidchemisch besteht zwischen Aerosolpartikeln und Wolke kein Unterschied (Schmauss 1922; Calbó et al. 2017). Aerosol ist ein kolloidales System von feindispersen flüssigen, festen oder Mischpartikeln in einem Gas (Hinds 1999). In der meteorologischen Literatur werden dagegen Aerosolpartikel laxerweise oft einfach als Aerosol bezeichnet. Die Unterscheidung zwischen Wolke und Aerosol in der Meteorologie ergibt sich aus der Bedeutung ersterer für den atmosphärischen Wasserkreislauf. Der Unterschied zwischen Wolken- und Aerosolpartikeln besteht nur darin, dass Wolkenteilchen überwiegend aus Wasser oder Eis bestehen. Dennoch ist der Übergang von Aerosol zu Wolke fließend, oft zu sehen an der verwaschenen oder faserigen Struktur der Wolkengrenzen. So reicht nach Koren et al. (2007) der Übergang von Wolke zu Aerosol, von den Autoren als „twilight zone between clouds and aerosols“ bezeichnet, als Bereich erhöhter Feuchte mit verdunstenden und sich bildenden Wolkenelementen und entsprechend feuchteangereicherten Aerosolpartikeln zig Kilometer in den wolkenfreien Raum.

Ein weiteres instruktives Beispiel eines allmählichen Übergangs von Wolke zu Aerosol ist der Übergang von Nebel zu Dunst. Bis gegen Ende der 50er Jahre wurden Sichtweiten zwischen 1 und 2 km als Übergangsbereich zwischen Nebel und Dunst im Wetterschlüssel der DDR mit der schönen Wortschöpfung „Nebeldunst“ bezeichnet (Abb. 3) (HMD 1953), während die gebräuchliche Bezeichnung für diesen Bereich der Sichtweite „starker Dunst oder leichter Nebel“ war (z. B. Scherhag 1948, S.3). Nebeldunst entspricht in etwa dem englischen „mist“. Allerdings findet der Übergang zwischen Dunst und Nebel zwischen etwa 0,5 und 1,2 km statt (Eldridge 1969), nachweisbar durch Änderung der ursprünglichen Aerosolgrößenverteilung, näherungsweise durch ein Potenzgesetz beschrieben, in eine Verteilung mit einem sekundären Maximum um etwa 4 μm (Bullrich 1963).

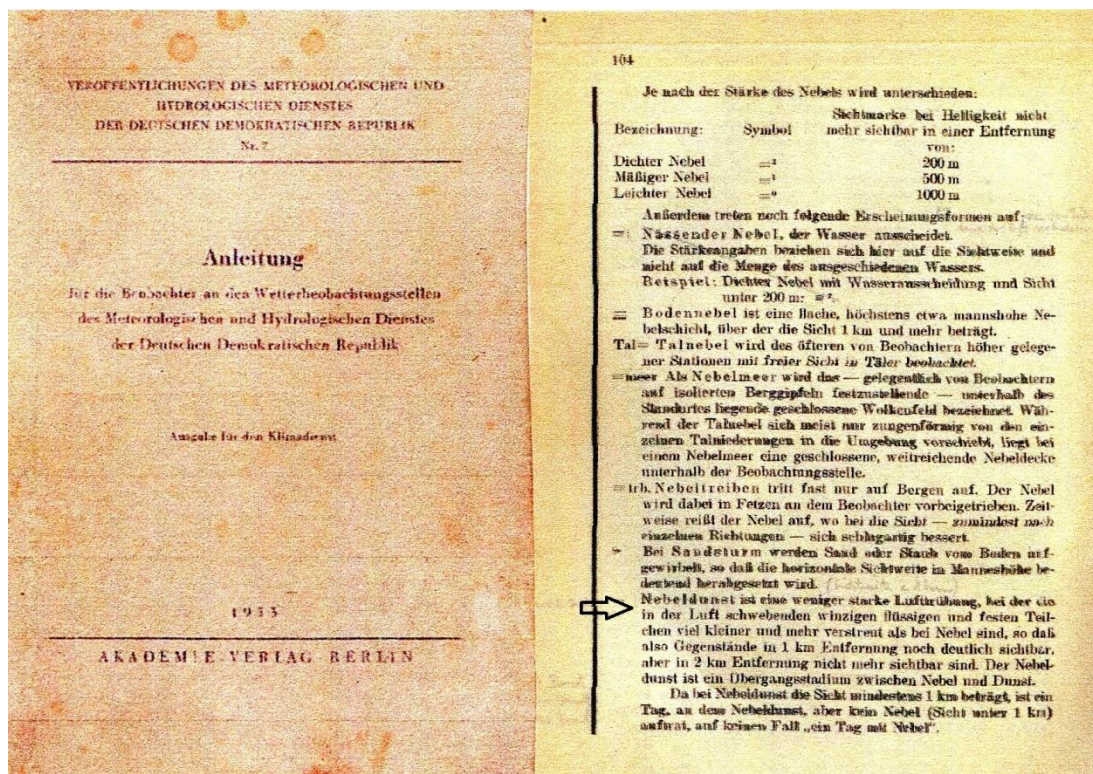


Abb. 3: Textbeschreibung für Nebeldunst (rechts ab Pfeil) in der Anleitung für die Beobachter an den Wetterbeobachtungsstellen des MHD der DDR (links Titelblatt). Danach ist Nebeldunst eine weniger starke Lufttrübung, bei der die in der Luft schwebenden winzigen flüssigen und festen Teilchen viel kleiner und mehr verstreut als bei Nebel sind, so dass also Gegenstände in 1 km Entfernung noch deutlich sichtbar, aber in 2 km nicht mehr sichtbar sind. Der Nebeldunst ist ein Übergangsstadium zwischen Nebel und Dunst.

Die Bezeichnung Nebeldunst war offensichtlich nur beim HMD der DDR und MD der DDR gebräuchlich, da weder bei Scherhag (1948) noch bei Keil (1950) erwähnt. Anfang der 1960er Jahre – wann genau, konnte noch nicht ermittelt werden – wurde Nebeldunst in feuchter Dunst abgeändert. In den dem Autor zugänglichen Exemplaren der Anleitung wurde diese Änderung handschriftlich vorgenommen.

Zum Abschluss noch eine Bemerkung zur Definition von Nebel. Die WMO (2014) definiert Nebel als Lufttrübung an der Erdoberfläche mit Sichtweiten kleiner als 1 km. Diese Definition ist rein pragmatisch und physikalisch nicht begründet. In vielen Textbüchern als auch im Glossary der AMS (2018) wird diese Definition mit dem Zusatz versehen, dass Nebel „nur“ eine dem Erdboden aufliegende Wolke ist. Nach der Sichtweitentheorie entspricht einer Sichtweite von 1 km eine optische Dicke im Sichtbaren von 3,912. Damit ist dieser Nebel von 1 km Sichtweite optisch wesentlich dünner als eine dünne Wasserwolke (Tab. 1), aber optisch um eine Größenordnung dichter als eine visuell gerade noch wahrnehmbare Wolke. Es erscheint daher ratsam, auf diesen Zusatz in der Definition von Nebel zu verzichten bzw. diese Ergänzung zu präzisieren.

8. Fazit

Der Begriff Wolke ist kein fachspezifischer Begriff sondern ein Wort der Alltagssprache. Jedes Kind weiß was eine Wolke ist. Die Sichtbarkeit einer Wolke entspricht der Alltagserfahrung. Es ist daher nur folgerichtig, dass eine Definition von Wolke eine Aussage über ihre Sichtbarkeit enthält. Andererseits ist Wolke als Fachterminus keineswegs eindeutig (Tabelle 4). Wolkenphysiker definieren eine Wolke über Schwellenwerte von Wasser- und Eisgehalt bzw. Partikelanzahl (nach Wood und Field (2011) $> 0,03$ g/kg für Wasserwolken und > 5 Teilchen/Liter für Eiswolken, wobei eine Angabe über Teilchendichte nicht aussagekräftig ist, da nicht bekannt, wie viele Volumeneinheiten den Schwellenwert übersteigen). Modellierer definieren Wolken über Schwellenwerte der relativen Feuchte oder von Wasser- und Eisgehalt (Senior und Mitchell 1993).

Eine Definition sollte eindeutig, präzise und umfassend sein. Weder die Definition der AMS noch die der WMO (WMO 2014) genügt diesen Anforderungen. Beide Definitionen gehen von einer Ansammlung (aggregate) sehr kleiner (minute bzw. very small) Partikel in der Atmosphäre aus. Es gibt aber keinerlei Aussage, wie klein diese Partikel sein sollen oder können und welche Partikeldichte gefordert ist. Bezüglich Teilchengröße wird bei Wasserwolken meist ein Radius von $r \approx 4$ μm als untere Grenze angegeben, weil die Verweilzeit eines wachsenden Tröpfchens in aufsteigender Luft mit r zwischen 1 und 3 μm sehr kurz ist (Hirsch et al. 2014). Die kleinsten Tröpfchen haben Radien zwischen 1 und 2 μm (Baur 1970), in den von Hirsch et al. (2014) als Wolken der Übergangszone genannten Wolken ist r_{eff} zeitweilig unter 1 μm . Für die obere Grenze des Größenbereichs gibt immerhin die WMO einen Wert an, nämlich einen Durchmesser von 200 μm in Abgrenzung zu Nieseltröpfchen. Aussagen über die Partikeldichte lassen sich nur über die optische Dicke machen. Die Beziehung zwischen optischer Dicke und Partikeldichte ist aber nicht eindeutig, sondern hängt von der Größenverteilung der Partikel als auch von der Wolkendicke bzw. der Wolkenmächtigkeit längs des Messstrahls ab.

Die AMS definiert Wolke nach ihrer Sichtbarkeit (visible bzw. perceptible to the eye) in Übereinstimmung mit der Alltagserfahrung und in Einklang mit historischen Wolkenbeobachtungen. Die WMO definiert Wolke als wahrnehmbar (perceivable) gemäß der meteorologischen Praxis in ihrem internationalen Messnetz, das Bodenbeobachtungen, visuell oder instrumentell, und Satellitenbeobachtungen, per se instrumentell, einschließt. Beide Definitionen schließen also Partikelaggregate unterhalb ihrer definierten Schwellenwerte (visible versus perceivable) aus. Für die AMS sind dies die unsichtbaren Wolken (invisible clouds) mit $\tau \approx < 0,03$. Das ist wenigstens eine quantitative Angabe, explizit allerdings nicht genannt. Für die WMO ist die Wahrnehmbarkeitsschwelle dagegen nicht eindeutig, weil sie vom jeweiligen Verfahren abhängt. Streng genommen müsste man also zumindest von Wolken des jeweiligen Gerätetyps sprechen, also von MODIS-Wolken, die mit dem Satellitengerät MODIS detektierbar sind, AVHRR-Wolken, usw., wie auch de facto in der wissenschaftlichen Lite-

ratur praktiziert. Die Detektionsschwelle zwischen den einzelnen Satellitengeräten unterscheidet sich dabei um etwa eine Größenordnung (Tab. 1), und zwar von einem $\tau \approx 0,07$ für CALIOP (bei Auflösung von 330 m) (Chepfer et al. 2013) bis zu Werten um 0,3 für MODIS und AVHRR (Sun et al 2011, Karlsson und Johansson 2013). Und um ganz exakt zu sein, gehört hierzu auch noch die Angabe des Verfahrens, seiner Ausführung und, wie von Chepfer et al. (2013) überzeugend demonstriert, die Zielstellung der Untersuchung.

Die Wolkendefinitionen von WMO und AMS unterscheiden sich noch in einem weiteren Punkt, nämlich welche Arten von Partikeln einbezogen werden (siehe Kap. 1 für die dort angegebenen verkürzten Definitionen von WMO und AMS). Für die WMO sind dies ausschließlich kleine Wassertröpfchen, Eiskristalle oder eine Mischung beider, also die klassische Definition. Für die AMS zählen dazu auch jegliche anderen Partikelansammlungen, wenn sie die Sichtbarkeitsschwelle überschreiten. Die Definition der AMS ist logisch entsprechend dem Sichtbarkeitskriterium, widerspricht aber der üblichen Definition von Aerosolpartikeln, die ausdrücklich alle Partikel außer Wolkenelementen umfasst (Mészáros 1981, Calbó et al. 2017). Die von der AMS im erweiterten Sinn als Wolken definierten Partikelaggregate werden aber immer, auch in der Alltagssprache, mit einem entsprechenden Präfix gebraucht, also als Asche-, Ruß-, Rauch-, Staubwolke usw. bezeichnet.

Als Fazit der Ausführungen bietet sich die folgende Definition von Wolken an:

Eine Wolke ist eine Ansammlung winziger Hydrometeore (Wasser- oder Eisteilchen oder eine Mischung von beiden) in der freien Atmosphäre (Wolke im engeren Sinn) sowie sichtbare Ansammlungen anderer Partikel, die zur Unterscheidung von Wolken im eigentlichen Sinn mit entsprechenden Zusätzen (Staub-, Aschewolken, usw.) versehen werden (Wolken im erweiterten Sinn). Wolken sind für einen menschlichen Beobachter am Tage ab einer optischen Dicke von etwa 0,03 sichtbar. In Wasserwolken können Tropfengrößen von etwa 1 μm bis 100 μm vorkommen.

Der vorgeschlagene Text definiert Wolke über eine minimale optische Dicke, ab der eine Wolke sichtbar wird. Auch wenn jeder Mensch anders sieht, ist die damit gegebene Unsicherheit wesentlich geringer (mindestens um den Faktor 5) als die gegenwärtig durch die verschiedenen Messsysteme erreichbaren Schwellenwerte.

Danksagung: Der Autor ist MLS Olaf Hellmuth (Leipzig) und dem langjährigen Leiter der Säkularstation Potsdam des DWD Ralf Schmidt für fruchtbare Diskussionen dankbar.

Literatur

American Meteorological Society, cited 2018: Cloud. Glossary of Meteorology (available online at <http://glossary.ametsoc.org/wiki/cloud>)

American Meteorological Society, cited 2018: Fog. Glossary of Meteorology (available online at <http://glossary.ametsoc.org/wiki/fog>)

Baur, F. (Hrsg.) (1970): Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausgabe, 2. Aufl., Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig

Boers, R. et al. (2010): Optimized fractional cloudiness determination from five ground-based remote sensing techniques. J. Geophys. Res. 115, D24116, doi:10.1029/2010JD014661

Bohren, C.F., J.R. Linskens und M.E. Churma (1995): At what optical thickness does a cloud completely obscure the sun? J. Atmos. Sci. 52, 1257-1259

Bucholtz, A. et al. (2010): Directly measured heating rates of a tropical subvisible cirrus cloud. J. Geophys. Res. 115, D10, doi:10.1029/2009JD013128

Bullrich, K. (1963): Der Beginn der Nebelbildung und seine optische Auswirkung. Z. angew. Mathematik und Physik 14, 434-441

- Calbó, J., C.N. Long, J.-A. González, J. Augustine und A. McComiskey (2017): The thin border between cloud and aerosol: Sensitivity of several ground based observation techniques. *Atmos. Res.* 196, 248-260
- Campbell, J.R., S. Lolli, J.R. Lewis, Y. Gu und E.J. Welton (2016): Daytime cirrus cloud top-of-the-atmosphere radiative forcing properties at a midlatitude site and their global consequences. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 55, 1667-1679
- Chan, M.A. und J.C. Cosimo (2011): Cloud features detected by MODIS but not by CloudSat and CALIOP. *Geophys. Res. Lett.* 38, L24813, doi:10.1029/2011GL050063
- Chan, M.A. und J.C. Cosimo (2013): Arctic cloud characteristics as derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *J. Climate* 26, 3285-3306, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00204.1
- Chepfer, H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich und M. Vaughan (2013): Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP Level 1 observations: The CALIPSO-ST and the CALIPSO – GOCCP. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 30, 725-744, doi:10.1175/JTECH-D-12-00057.1
- Comstock, J.M., T.P. Ackerman und G.G. Mace (2003): Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru Island: Cloud statistics and radiative impacts. *J. Geophys. Res.* 107, D23, doi: 10.1029/2002JD002203
- Corti, T., B.P. Luo, Q. Fu, H. Vömel und T. Peter (2006): The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 2539-2547
- Davis, S. et al. (2010): In situ and lidar observations of tropopause subvisible cirrus clouds during TC4. *J. Geophys. Res.* 115, D10. doi: 10.1029/2009JD013093
- Dinh, T.P., D.R. Durran und T.P. Ackerman (2010): Maintenance of tropical tropopause layer cirrus. *J. Geophys. Res.* 115, D2, doi: 10.1029/2009JD012735
- Dupont, J.-C., M. Haeffelin und C.N. Long (2008): Evaluation of cloudless-sky periods detected by shortwave and longwave algorithms using lidar measurements. *Geophys. Res. Lett.* 35, L10815, doi:10.1029/2008GL033658
- Dürr, B. und R. Philipona (2004): Automatic cloud amount detection by surface longwave downward radiation measurements. *J. Geophys. Res.* 109, D05201, doi:10.1029/2003JD004182
- Durran, D.R., T. Dinh, M. Ammerman und T. Ackerman (2009): The mesoscale dynamics of thin tropical tropopause cirrus. *J. Atmos. Sci.* 66, 2859-2873, doi:10.1175/2009JAS3046.1
- DWD (2017): Von der Augenbeobachtung zum automatischen Messnetz. *Deutscher Wetterdienst* 2.17
- Dybbroe, A., K.-G. Karlsson und A. Thoss (2005): NWCSAF AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modeling. Part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteorol.* 44, 39-54
- Eldridge, R.G. (1969): Mist – the transition from haze to fog. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 50, 422-426
- Feister, U. et al. (2010): Comparison of macroscopic cloud data from ground-based measurements using VIS/NIR and IR instruments at Lindenberg, Germany. *Atmos. Res.* 96, 395-407
- Frey, R.A. et al. (2008): Cloud detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS cloud mask for collection 5. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 25, 1057-1072, doi: 10.1175/2008JTECHA1052.1
- Fueglistaler, S., A.E. Dessler, T.J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu und P.W. Mote (2009): Tropical tropopause layer. *Rev. Geophys.* 47, doi: 10.1029/2008RG000267
- Genkova, I., C. Long, T. Besnard und D. Gillotay (2004): Assessing cloud spatial and vertical distribution with Cloud Infrared Radiometer CIR-7, *Proc. SPIE* 5571, Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere IX. (30 Nov 2004): doi: 10.1117/12.564234; <https://doi.org/10.1117/12.564234>

- Gensch, I.V. et al. (2008): Supersaturations, microphysics and nitric acid partitioning in a cold cirrus cloud observed during CR-AVE 2006: An observation-modelling intercomparison study. *Environ. Res. Lett.* 3, 035003, doi: 10.1088/1748-9326/3/3/035003
- Gesell, G. (2012): Wolken, in: Köpke, P. und M. Sachweh (Hrsg.): *Satellitenmeteorologie*, Eugen Ulmer KG Stuttgart
- Gezdelman, S.G. (1989): Cloud classification before Luke Howard. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 70, 381-395
- Giannakaki, E., D.S. Balis, V. Amiridis und S. Kazadzis (2007): Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a Southern European lidar station. *Atmos. Chem. Phys.* 7, 5519-5530
- Goldfarb, L., P. Keckhut, M.-L. Chanin und A. Hauchecorne (2001): Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E). *Geophys. Res. Lett.* 28, 1687-1690, doi: 10.1029/2000GL012701
- Gueymard, C.A. (2001): Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy* 71, 325-346
- Gultepe, I. et al. (2009): The fog remote sensing and modeling field project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90, 341-359
- Heymsfield, H.J. (1986): Ice particles observed in a cirriform cloud at -83°C and implications for polar stratospheric clouds. *J. Atmos. Sci.* 43, 851-855
- Heymsfield H.J. et al. (2017): Cirrus clouds. *AMS Monographs* doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0010.1
- Hinds, W.C. (1999): *Aerosol Technology*. Wiley, New York
- Hirsch, E., I. Koren, Z. Levin, O. Altaratz und E. Agassi (2014): On transition-zone water clouds. *Atmos. Chem. Phys.* 14, 9001-9012, doi: 10.5194/acp-14-9001-2014
- HMD (1953): *Anleitung für die Beobachter an den Wetterbeobachtungsstellen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik. Ausgabe für den Klimadienst. Veröffentlichungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 7*
- Horvath, H. (1971): On the applicability of the Koschmieder visibility formula. *Atmos. Environment* 5, 177-184
- Huo, J, und D. Lu (2012): Comparison of cloud cover from all-sky imager and meteorological observer. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 29, 1093-1101, doi:10.1175/JTECH-D-11-00006.1
- Immler, F., R. Treffeisen, D. Engelbart, K. Krüger und O. Schrems ((2008): Cirrus, contrails, and ice supersaturated regions in high pressure systems at northern midlatitudes. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 1689-1699
- Intrieri, J.M. und M.D. Shupe (2004): Characteristics and radiative effects of diamond dust over the Western Arctic Ocean region. *J. Climate* 17, 2953-2960
- Jennings, S.G. (1983): Extinction and liquid water content of fog at visible wavelengths. *Appl. Optics* 22, 2514-2515
- Jensen, E.J., O.B. Toon, H.B. Selkirk, J.D. Spirnhirne und M.R. Schoeberl (1996): On the formation and persistence of subvisible clouds near the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.* 101, 21361-21375, doi:10.1029/95JD03575
- Jensen, E.J., et al. (2013): Ice nucleation and dehydration in the Tropical Tropopause Layer. *PNAS* 110, No. 6, 2041-2046, doi 10.1073/pnas.1217104110
- Jin, Y., W.B. Rossow und D.P. Wylie (1996): Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP. *J. Climate* 9, 2850-2879

- Karlsson, K.-G. und E. Johansson (2013): On the optimal method for evaluating cloud products from passive satellite imagery using CALIPSO-CALIOP data: example investigating the CM SAF CLARA-A1 dataset. *Atmos. Meas. Tech.* 6, 1271-1286, doi:10.5194/amt-6-1271-2013
- Keil, K. (1950): *Handwörterbuch der Meteorologie*. Frankfurt
- Kelly, K.K. et al. (1993): Water-vapor and cloud water measurements over Darwin during the Step 1987 Tropical Mission. *J. Geophys. Res.* 98, 8713-8723
- Klebe, D.I., R.D. Blatherwick und V.R. Morris (2014): Ground-based all-sky mid-infrared and visible imagery for purposes of characterizing cloud properties. *Atmos. Meas. Tech.* 7, 637-645, www.atmos-meas-tech.net/7/637/2014/doi:10.5194/amt-7-637-2014
- Köpke, P. (2012): Was bedeutet Satellitenmeteorologie? In: Köpke, P. und M. Sachweh (Hrsg.): *Satellitenmeteorologie*, Eugen Ulmer KG 2012, S. 20ff
- Koren, I., L.A. Remer, Y.J. Kaufman, Y. Rudich und J.V. Martins (2007): On the twilight zone between clouds and aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 34, L08805, doi:10.1029/2007GL029225, 2007
- Koren, I., L. Oreopoulos, G. Feingold, L.A. Remer und O. Altaratz (2008): How small is a cloud? *Atmos. Chem. Phys.* 8, 3855-3864
- Koschmieder, H. (1924): Theorie der horizontalen Sichtweite. *Beitr. Phys. Atmos.* 12, 33-53
- Krämer, M. et al. (2016): A microphysics guide to cirrus clouds. Part I: Cirrus types. *Atmos. Chem. Phys.* 16, 3463-3483, doi:10.5194/acp-16-3463-2016
- Krijger, J.M., M. van Weele, I. Aben und R. Frey (2007): Technical Note: The effect of sensor resolution on the number of cloud-free observations from space. *Atmos. Chem. Phys.* 7, 2881-2891, <http://atmos-chem-phys.net/7/2881/2007/>
- Lämmert, E. (1997): Kleine literarische Wolkenlehre, in: *Wolken – Malerei – Klima* (Hrsg. W. Wehry und F. J. Ossing), S. 9-24, Deutsche Meteorologische Gesellschaft, Berlin 1997
- Lampert, A., A. Ehrlich, A. Dörnbrack, O. Jourdan, J.-F. Gayet, G. Mioche, V. Shcherbakov, C. Ritter und M. Wendisch (2009): Microphysical and radiative characterization of a subvisible midlevel Arctic ice cloud by airborne observations – a case study. *Atmos. Chem. Phys.* 9, 2647-2661
- Lawson, R.P. et al. (2008): Aircraft measurements of microphysical properties of subvisible cirrus in the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 1609-1620
- Levy, R.C. et al. (2013): The collection 6 of MODIS aerosol products over land and ocean. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* 6, 159-259, doi:10.5194/amtd-6-159-2013
- Lewis, P.M., H. Rogers und R.H. Schindler (2010): A radiometric all-sky infrared camera (RASICAM) for DES/CTIO. *Proc. SPIE 7735, Ground-based and Airborne Instrumentation for Astronomy III*, 77353C (19 July 2010); doi: 10.1117/12.856483; <https://doi.org/10.1117/12.856483>
- Liu, S., M. Li, Z. Zhang, B. Xiao und X. Cao (2018): Multimodal ground-based cloud classification using joint fusion convolutional neural network. *Remote Sens.* 822; doi:10.3390/rs10060822
- Long, C.N. (2010): Correcting for circumsolar and near-horizon errors in sky cover retrievals from sky images. *Open Atmos. Sci. J.* 4, 45-52
- Long, C.N., T.P. Ackerman, K.L. Gaustad und J.N.S. Cole (2006a): Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements., *J. geophys. Res.* 111, D11204, doi:10.1029/JD006475
- Long, C.N., J.M. Saba, J. Calbó und D. Pagès (2006b): Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 23, 633-652
- Ludlam, F.H. und B.J. Mason (1957): The physics of clouds, in: S. Flügge (Hrsg.): *Handbuch der Physik*, Band XLVIII (Red. J. Bartels): *Geophysik II*, 479-540, Springer-Verlag

- Luo, B.P. et al. (2003a): Ultrathin tropical tropopause clouds (UTTC's): II. Stabilization mechanisms. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 1093-1100
- Luo, B.P. et al. (2003b): Dehydration potential of ultrathin clouds at the tropical tropopause. *Geophys. Res. Lett.* 30 (11), 2003. doi: 10.1029/2002GL016737
- Martins, E., Noel, V. und H. Chepfer (2011): Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud-Aerosol Lidar Othogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor. *J. Geophys. Res.* 116, D02208, doi: 10.1029/2010JD014519
- Massie, S.T. et al. (2010): HIRDLS and CALIPSO observations of tropical cirrus. *J. Geophys. Res.* 115, D00H11, doi: 10.1029/2009JD012100
- Matveev, L. T. (1976): Kurs obščej meteorologii. *Gidrometeoizdat Leningrad*, S. 389
- Mazin, I.P. und A.Ch. Chrgian (Hrsg.) (1989): Oblaka i oblačnaja atmosfera. *Cpravočnik. Gidrometeoizdat Leningrad*
- McFarquhar, G.M., A.J. Heymsfield, J. Spirnhirne und B. Hart (2000): Thin and subvisual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts. *J. Atmos. Sci.* 57, 1841-1853
- Menzel, W.P. et al. (2008): MODIS global cloud-top pressure and amount estimation: Algorithm description and results. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 1175-1198, doi:10.1175/2007JAMC1705.1
- Menzel, W.P., T.J. Schmit, P. Zhang und J. Li (2018): Satellite-based atmospheric infrared sounder development and applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 583-603, doi:10.1175/BAMS-D-16-0293.1
- Mészáros, E. (1981): *Atmospheric Chemistry*, Elsevier Amsterdam
- Meyers kleines Lexikon Meteorologie (1987)
- Ohmura, A. (2001): Physical basis for the temperature-based melt-index method. *J. Appl. Meteorol.* 40, 753-761
- Orlanski, I. (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 55, 527-530
- Pandit, A.K., H.S. Gadhavi, M.V. Ratnam, K.Raghunath, S.V.B. Rao und A. Jayaraman (2015): Long-term trend analysis and climatology of tropical cirrus clouds using 16 years of lidar data set over Southern India. *Atmos. Chem. Phys.* 15, 13833-13848, doi:10.5194/acp-15-13833-2015
- Peter, Th. et al. (2003): Ultrathin tropical tropopause clouds (UTTCs): I. Cloud morphology and occurrence. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 1083-1091
- Pfister, L. et al. (2001): Aircraft observations of thin cirrus clouds near the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.* 106, 9765-9786,
- Pincus, R., S. Platnick, S.A. Ackerman, R.S. Hemler und R.J.P. Hofmann (2012): Reconciling simulated and observed views of clouds: MODIS, ISCCP, and the limits of instrument simulators. *J. Climate* 25, 4699-4720, doi:10.1175/JCLI-D-11-00267.1
- Pinnick, R.G., S.G. Jennings, P. Chýlek und H.J. Auvermann (1979): Verification of a linear relation between ir extinction, absorption and liquid water content of fogs. *J. Atmos. Sci.* 36, 1577-1586
- Platnick, S. et al. (2003): The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41, 459-473
- Popp, P.J. et al. (2007): Condensed-phase nitric acid in a tropical subvisible cirrus cloud. *Geophys. Res. Lett.* 34, issue 24, doi: 10.1029/2007GL031832
- Redman, B.J., J.A. Shaw, P.W. Nugent, R.T. Clark und S. Piazzolla (2018): Reflective all-sky thermal infrared cloud imager. *Optics Express* 26, No. 9, 30. Apr 2018, <https://doi.org/10.1364/OE.26.011276>
- Reverdy, M., V. Noel, H. Chepfer und B. Legras (2012): On the origin of subvisible clouds in the tropical upper troposphere. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 12081-12101

- Rossow, W.B. und C.L. Garder (1993): Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *J. Climate* 6, 2341-2369
- Rossow, W.B. und R.A. Schiffer (1999): Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 80, 2261-2287
- Sassen, K. und B.S. Cho (1992): Subvisible-thin cirrus lidar data set for satellite verification and climatological research. *J. Appl. Meteorol.* 31, 1275-1285
- Sassen, K., M.K. Griffin und G.C. Dodd (1989): Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications. *J. Appl. Meteorol.* 28, 91-98
- Sassen, K., Wang, Z. und D. Liu (2009): Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from CALIPSO and CloudSat. *J. Geophys. Res.* 114,D4,doi:10.1029/2009/D011916
- Scherhag, R. (1948): *Wetteranalyse und Wetterprognose*. Springer-Verlag Berlin Göttingen Heidelberg
- Schmauss, A. (1922): *Kolloidchemie und Meteorologie*. *Kolloid-Zeitschrift* 31, 266-269
- Schneider, S.H. (Hrsg.) (1998): *Encyclopedia of Climate and Weather*. Oxford Univ. Press
- Schumann, U. (1998): On conditions for trail formation from aircraft exhausts, *Meteorol. Z.* 5, 4-23
- Schwartz, C. und G.G. Mace (2010): Co-occurrence statistics of tropical tropopause layer cirrus with lower cloud layers as derived from CloudSat and CALIPSO data. *J. Geophys. Res.* 115, D20, doi: 10.1029/2009JD012778
- Schwartz, S.E., D. Huang und D.V. Vladutescu (2017): High-resolution photography of clouds from the surface: Retrieval of optical depth of thin clouds down to centimeter scales. *J. Geophys. Res.* doi: 10.1029/2016DJ0255384
- Shaw, J.A., P.W. Nugent, N.J. Pust, B.J. Redman und S. Piazzolla (2012): Cloud optical depth measured with ground-based uncooled infrared imagers. *Proc. SPIEE* 8523, 85231D
- Shields, J.E., M.E. Karr, R.W. Johnson und A.R. Burden (2013): Day/night whole sky imagers for 24-h cloud and sky assessment: history and overview. *Appl. Optics* 52, 1605-1616
- Senior, C.A. und J.F.B. Mitchell (1993): Carbon dioxide and climate: The role of cloud parameterization. *J. Climate* 6, 393-418
- Smith, W. L., S. Ackerman, H. Revercomb, H. Huang, D.H. DeSolver, W. Feltz, L. Gumley und A. Collard (1998): Infrared spectral absorption of nearly invisible cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1137-1140
- Spänkuch, D. und Schöne, W. (1981): Die Globalstrahlung als Funktion des Trübungskoeffizienten in Potsdam. *Z. Meteorol.* 31, 53-55
- Spichtinger, P. und M. Krämer (2013): Tropical tropopause ice clouds: a dynamic approach to the mystery of low crystal numbers. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 9801-9818
- Stenke, A. und V. Grewe (2005): Simulation of stratospheric water vapor trends: impact on stratospheric ozone chemistry. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 1257-1272, doi: 10.5194/acp-5-1257-2005.
- Stephens, G. L. (1994): *Remote Sensing of the Lower Atmosphere*. Oxford University Press
- Stephens, G. et al. (2018): CloudSat und CALIPSO within the A-Train. Ten years of actively observing the Earth system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 569-581, doi:10.1175/BAMS-D-16-0324.1
- Stubenrauch, C.J., et al. (2013): Assessment of global cloud data sets from satellites. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* ,1031-1049
- Stubenrauch, C.J., A. Chédin, R. Armante und N. Scott (1999): Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP): Part II: A new approach for cloud parameter determination in the 3I algorithms. *J. Climate* 12, 2214-2223
- Süring, R. (1950): *Die Wolken*, 3. Aufl. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig, S. 1

- Sun, W., G. Videen, S. Kato, B. Lin, C. Lukashin und Y. Hu (2011): A study of subvisual clouds and their radiation effect with a synergy of CERES, MODIS, CALIPSO, and AIRS data. *J. Geophys. Res.* 116, D22, doi: 10.1029/2011JD016422
- Takato, N. et al. (2003): All-sky 10 μm cloud monitor on Mauna Kea. *Proc. SPIE* 4837, 872-877
- Thuraiajah, B. und J.A. Shaw (2005): Cloud statistics measured with the infrared cloud imager (ICI), *IEEE T. Geosci. Remote* 43, 2000-2007
- Turner, D.D., et al. (2007): Thin liquid water clouds. Their importance and our challenge. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 88, 177-190, doi: 10.1175/BAMS-88-2-177
- Vaughan, M.A. et al. (2009): Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements. *J. Atmos. Oceanic Techn.* 26, 2034-2050
- Virts, K.S., Wallace, J.M., Fu, Q. und T.P. Ackerman (2010): Tropical tropopause transition layer cirrus as represented by CALIPSO lidar observations. *J. Atmos. Sci.* 67, 3113-3129, doi: 10.1175/2010JAS3412.1
- von Hoyningen-Huene, W. (o.J.): Zur Grobabschätzung von Schwebstaubkonzentrationen aus Sichtweitenbeobachtungen. qucosa.de
- von Humboldt, W.: Latium und Hellas oder Betrachtungen über das classische Alterthum. In: *Ges. Schriften, Bd. III = Werke III*, Hrsg: A. Leitzmann, B. Behr's Verlag Berlin 1904, S. 169
- Wanner, S. et al. (2015): Cloud observations in Switzerland using hemispherical sky cameras. *J. Geophys. Res.. Atmos.*, 120, 695-707, doi:10.1002/2014JD022643
- Wang, P.-H., P. Minnis, M.P. McCormick, G.S. Kent und K.M. Skeens (1996): A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II observations (1985-1990). *J. Geophys. Res.* 101, 29407-29429
- Wauben, W. (2006): Evaluation of the Nubiscope. KNMI Technical Report TR-291
- Wauben, W., F. Bosveld und H. Klein Baltink (2010): NubiScope laboratory tests and field observations. WMO TECO, Helsinki 2010
- Wiegner, M. und A. Geiß (2012): Aerosol profiling with the Jenoptik ceilometer CHM15kx. *Atmos. Meas. Tech.* 5, 1953-1964, doi:10.5194/amt-5-1953-2012
- Winker, D.M. und C.R. Trepte (1998): Lamina cirrus observed near the tropical tropopause by LITE. *Geophys. Res. Lett.* 25, 3351-3354
- Winker, D.M., M.A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu und K.A. Powell (2009): Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP data processing algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 26, 2310-2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1
- WMO (1975): International Cloud Atlas. Vol. 1: Manual on the Observations of Clouds and other Meteors. World Meteorological Organization, Geneva
- WMO (2017): Guide to meteorological instruments and methods of observation. World Meteorological Organization. WMO-No. 8, 2014 edition, updated 2017
- Wood, R. und P.R. Field (2011): The distribution of cloud horizontal sizes. *J. Climate* 24, 4800-4816 doi: 10.1175/2011JCLI4056.1
- Wylie, D.P. und W.P. Menzel (1999): Eight years of high cloud statistics using HIRS. *J. Climate* 12, 170-184
- Yabuki, M., M. Shiobara, K. Nishinaka und M. Kuji (2014): Development of a cloud detection method from whole-sky color images. *Polar Sci.* 8, 315-326
- Zhang, J. et al. (2014): A comparison of the parameterization schemes of fog visibility using the in-situ measurements in the North China Plain. *Atmos. Environment* 92,44-50

Zhao, G. und L. Di Girolamo (2006): Cloud fraction errors for trade wind cumuli from EOS-Terra instruments. Geophys. Res. Lett. 33, L20802, doi:10.1029/2006GL027088

<https://wikipedia.org/Wolke>, letzter Zugriff 24.04.2018

Adresse des Verfassers: dietrichspaenkuch@web.de