Leibniz Online, Nr. 25 (2017)
Zeitschrift der Leibniz-Sozietät e. V.
ISSN 1863-3285

Rainer Feistel (MLS)

Salzgehalt des Meeres und relative Feuchte der Luft: Rolle im Klimasystem und Probleme ihrer Definition

Vortrag in der Klasse für Naturwissenschaften und Technikwissenschaften am 10. 11. 2016

Veröffentlicht: 02.01.2017

Zusammenfassung:

Wasser spielt die zentrale Rolle in der „Dampfmaschine Klima" unserer Erde. Wasserdampf dominiert den Treibhauseffekt der Atmosphäre, gefolgt von Wolken und Kohlendioxid (CO_2). Verdunstung von der Meeresoberfläche ist der Hauptprozess des Energie-Exports aus dem Ozean, jedoch ist deren Transportrate nur im Rahmen einer Unsicherheit von 20 % bekannt. Regionale Trends von Verdunstung und Niederschlag zeigen sich in kleinen Änderungen des Oberflächensalzgehalts der Ozeane.

Beobachtungsdaten des Salzgehalts und der relativen Luftfeuchte sollten – innerhalb geforderter Unsicherheiten – über Jahrzehnte und Jahrhunderte weltweit vergleichbar sein, jedoch mangelt es den vorhandenen, jahrhundert-alten provisorischen Standards an klarer Stabilität und/oder eindeutigen Definitionen. Diese Probleme bestehen schon lange; ihre immer dringender werdende Lösung erfordert eine strikte metrologische Rückführbarkeit auf das Internationale System der Einheiten (SI). Im Einklang mit solchen SI-basierten Definitionen sollten moderne empirische Gleichungen entwickelt werden für die thermophysikalischen Eigenschaften von Wasser, Meerwasser, Eis und feuchter Luft, zur Datenanalyse und zur numerischen Modellierung, und als internationale Standards empfohlen für alle Bereiche der Klimaforschung, für die Meereskunde, die Meteorologie und Glaziologie, ähnlich dem jüngsten ozeanographischen Standard, TEOS-10.

Das „IAPSO/SCOR/IAPWS Joint Committee on the Properties of Seawater" (JCS) hat sich diese Ziele zur Aufgabe gestellt in Zusammenarbeit mit dem BIPM, der WMO und anderen internationalen Organisationen. Der Beitrag beschreibt die Klima-Relevanz der existierenden Probleme und Ansätze zu deren Lösung.

1. Einführung

Quantitative wissenschaftliche Aussagen sind nur im Rahmen bestimmter Unsicherheiten möglich. „Without such an indication, measurement results cannot be compared, either among themselves or with reference values given in a specification or standard"[1] (GUM, 2008, p. viii). In der Meereskunde und der Klimaforschung ist die systematische Angabe von Unsicherheiten, z.B. in Datenbanken von Langzeitreihen, aber noch längst nicht immer und überall die gängige Praxis (BIPM, 2010). Ohne diese Information sind jedoch, wie das vorige Zitat unterstreicht, Beobachtungsdaten prinzipiell nicht miteinander vergleichbar, und jegliche Trendaussagen bleiben zweifelhaft. In diesem Beitrag wird die Unsicherheit von Messwerten des Salzgehalts im Ozean und der relativen Feuchte der Luft, deren Relevanz im Klimasystem und Mängel ihrer metrologischen Verankerung im SI, dem Internationalen System der Maßeinheiten diskutiert.

[1] Deutsche Übersetzung: „Ohne eine solche Angabe können Messergebnisse nicht verglichen werden, weder mit sich selbst noch mit Referenzwerten, die durch eine Spezifikation oder einen Standard gegeben sind"

2. Energiebilanz der Erde

Das einfachste denkbare Klimamodell der Erde (Hertz, 1885; Abbot und Fowle, 1908; Budyko, 1969; Sellers, 1969; Hansen et al., 2011; Trenberth et al., 2014; von Schnuckmann, 2016; Bernhardt, 2014, 2016) ist das einer integralen Energiebilanz auf einer gedachten Kugel, die die Erde an der Obergrenze der Atmosphäre einhüllt („top of atmosphere“, TOA). Eine weitere fundamentale Energiebilanz kann am Fuß der Atmosphäre aufgestellt werden („bottom of atmosphere“, BOA). In diesem Abschnitt geben wir einen Überblick über einige ausgewählte Werte dieser Bilanzen. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt muss jedoch eingeräumt werden, dass "quantifying the absolute energy imbalance requires a level of accuracy not available from any direct measurements whether from satelliteborne instruments … or others"[2] (Trenberth et al., 2014). Um mit relativ anschaulichen Zahlenwerten zu operieren, werden wir im Folgenden, soweit nicht anders angemerkt, die global integrierten Energietransporte durch die Größe der Erdoberfläche (A = 5.1 × 10^{14} m^2) dividieren. Unter einem klimatischen *Antrieb* wollen wir verstehen, was Hansen et al. (2011) definieren als „a climate forcing [that] is an imposed perturbation of Earth’s energy balance, … measured in watts per square meter (W m^{-2}) averaged over the planet“[3].

Die Solarkonstante von 1366 W m^{-2} (Tobiska und Nusinov, 2006; Schmutz, 2010) ist bekannt im Rahmen einer messtechnischen Unsicherheit von 0.4 W m^{-2}, oder 0.03 % (Schmutz et al., 2009; Schmutz, 2010). Umgerechnet vom Querschnitt auf einen Mittelwert pro Erdoberfläche betragen diese Werte 341.5 W m^{-2} und 0.1 W m^{-2}. Durch den elliptischen Orbit der Erde schwankt die solare Einstrahlung jahreszeitlich um etwa 3.5 %, oder 12 W m^{-2} (Peixoto und Oort, 1992), und durch den Sonnenfleckenzyklus um etwa 0.1 %, oder 0.3 W m^{-2} (Palle et al., 2004). Aus der Häufigkeit von Berylliumisotopen in Eiskernen wurde abgeschätzt (Steinhilber et al., 2009), dass zur Zeit des Maunder-Minimums der Kleinen Eiszeit (1645-1715) die Sonnenstrahlung um 0.2 W m^{-2} geringer war als heute. Die Antwort des Klimasystems auf kleine Schwankungen der Einstrahlung erfolgt durch ein nichtlineares dynamisches Gedächtnis; sie ist viel komplexer als nur unmittelbare Erwärmung oder Abkühlung, und bislang nur unvollständig verstanden (Sofia, 1984; Meehl et al., 2009; Haigh, 2010; Haigh et al., 2010; Šesták et al., 2010).

Zum Vergleich der Zahlenwerte sei angemerkt, dass der Energieverbrauch der Menschheit nur etwa 0.02 W m^{-2} beträgt, davon 0.004 W m^{-2} als elektrische Energie (Lu et al., 2009, Zhang et al., 2013). Der geothermale Wärmefluss beträgt an der Oberfläche 0.087 W m^{-2} im globalen Mittel (Pollack et al., 1993), wobei der Hauptteil durch die dünne ozeanische Kruste austritt.

Betrachtet man die Erde im optischen Spektralbereich als grau mit einer Albedo von 30 %, und im Infraroten als homotherme schwarze Kugel, so gleicht deren Wärmestrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz bei 255 K die Solarkonstante aus (Peixoto und Oort, 1992, Feistel und Ebeling, 2011). Diese Temperatur liegt deutlich unter der globalen Durchschnittstemperatur von 287 K an der Erdoberfläche (IPCC, 2007), aber andererseits auch deutlich über der der Tropopause von 223 K (oder kälter). Bei klarem Himmel liegt das entsprechende atmosphärische Niveau für die Wärmeemission in den niederen Breiten bei etwa 500 hPa (Schneider et al., 1999). Natürliche Albedo-Fluktuationen verändern die Absorption des Sonnenlichts um typischerweise etwa 1 % (Wielicki et al., 2005). Die Differenz zwischen der Strahlungstemperatur der Erde und unserer tatsächlichen Umgebungstemperatur wird gern durch den sogenannten „Treibhauseffekt“ (Arrhenius, 1896) erklärt. Jedoch versagt dieses einfache Modell, wenn es etwa die bekannte Verzögerung der Oberflächentemperatur des Ozeans von 2-3 Monaten nach dem jahreszeitlichen Signal der Sonneneinstrahlung beschreiben soll (Feistel und Ebeling, 2011). Dies gelingt nicht ohne Berücksichtigung des hydrologischen Zyklus. Da

---

[2] Deutsche Übersetzung: „… die Quantifizierung der Verletzung der absoluten Energiebilanz einen Grad von Genauigkeit verlangt, der von keiner direkten Messung erreicht wird, weder durch satellitengestützte Instrumente … noch durch andere“

[3] Deutsche Übersetzung: „… einen Klimaantrieb, der eine auferlegte Störung des irdischen Energiehaushalts darstellt, … gemessen in Watt pro Quadratmeter (W m^{-2}), gemittelt über den Planeten“

der Ozean den Hauptteil der Oberfläche unseres Planeten bedeckt, ähnelt das Klimasystem viel mehr einer „Dampfmaschine“ (Hertz, 1885) als einem „Gewächshaus“ (Arrhenius, 1896).

Welche quantitative Rolle spielt das CO_2 der Atmosphäre in der Strahlungsbilanz? Seine Verteilung ist in guter Näherung homogen in der Troposphäre, und seine Absorption von Wärmestrahlung kann als proportional zu seiner Konzentration angenommen werden. Stellt man sich eine augenblickliche Verdopplung dieser Konzentration vor, so würde sich die Absorption durch CO_2 um ca. 4 W m^{-2} verstärken (Cubasch and Cess, 1990; Hansen et al., 2011; Drijfhout, 2015). Bezogen auf die jetzigen 400 ppm CO_2 in der Atmosphäre, können wir auf einen groben Richtwert für die Klimasensitivität vom 1 W m^{-2} je 100 ppm CO_2 schließen. Da die an der Oberfläche absorbierte, und in der ausgeglichenen Bilanz auch wieder abgegebene Wärmemenge ca. 160 W m^{-2} beträgt (MacDonald und Baringer, 2013), beeinträchtigen 100 ppm CO_2 entsprechend ca. 0.6 % des mittleren Wärmeexports. Die Menge an Wärmestrahlung, die von der Oberfläche (BOA) durch das „atmosphärische Fenster“ direkt in der Weltraum (TOA) gelangt, beträgt 40 W m^{-2} (MacDonald und Baringer, 2013). Der anthropogen verursachte CO_2-Anstieg von 315 auf 403 ppm seit 1958 (Scripps, 2016) hat das Fenster durch direkten Einfluss demnach um etwa 1 W m^{-2} schrumpfen lassen. Der entsprechende Wärmefluss muss entweder auf andere Exportprozesse umgeleitet worden sein, oder wurde innerhalb des Klimasystems gespeichert. Nach jetzigem Kenntnisstand trifft beides etwa zur Hälfte zu. Daraus kann man folgern, dass sich der Anstieg der Temperatur durch die nicht exportierte Hälfte fortsetzen wird über das Jahr hinaus, in dem irgendwann der weitere CO_2-Anstieg möglichweise beendet wird. Man kann über den Zeitraum, wie lange es danach noch bis zum erneuten Einpendeln der globalen Strahlungsbilanz und Temperatur dauern mag, heute kaum verlässliche Vorhersagen erwarten.

Das Abschmelzen von Eismassen in den 20 Jahren 1992-2011 betrug 4260 Gt mit einer Unsicherheit von 1200 Gt, oder 28 % (Vaughan et al., 2013). Aus dem Zeitraum von 20 yr = 6.3×10^8 s, der Fläche von 5.1×10^{14} m^2 und der Schmelzwärme von 333.5 kJ kg^{-1} folgt ein zugehöriger Antrieb von 0.0044 W m^{-2}. Dieser Wert stimmt, nebenbei bemerkt, in etwa überein mit dem Verbrauch elektrischer Energie durch die Menschen. Eine zweite Möglichkeit des Klimasystems, Energie zu speichern, ist die Erwärmung der Atmosphäre und damit der Treibhauseffekt im engeren Sinne. Aus dem Luftdruck von 100 kPa am Boden folgt die Masse der Luftsäule zu rund 10^4 kg m^{-2} mit einer Wärmekapazität von etwa 1 kJ kg^{-1} K^{-1}. Nehmen wir eine globalen Erwärmung von 0.72 °C (Unsicherheit 0.2 °C) für den Zeitraum 1951-2012 an (Hartmann et al., 2013), also einen Trend von 1.2 °C pro Jahrhundert, so erfordert dieser eine mittlere „Heizleistung“ von etwa 0.004 W m^{-2} (Feistel und Ebeling, 2011; Feistel, 2015). Auch diese Wärmemenge entspricht der durch die Nutzung von Elektroenergie freigesetzten.

Unter der Bezeichnung „Hiatus“ wurde eine Spanne von etwa 15 Jahren zwischen 1998 und 2013 bekannt, während derer der Trend der berechneten globalen Mittelwerte der Lufttemperatur eine Pause zeigt (Kosaka und Xie, 2013). Schnell kam es zu lebhaften Debatten darüber, wo denn die „verlorene Wärme“ geblieben sei (Tollefsen, 2014; Karl et al., 2015; Lovell-Smith et al., 2016). Jedoch liegt der Antrieb von 0.004 W m^{-2}, der für die Erwärmung der Atmosphäre erforderlich ist, um Größenordnungen unter der Unsicherheit, mit der wir die Energiebilanz der Erde überhaupt schließen können, und macht nur ein verschwindend kleines „Leck“ von weniger als 40 ppm des gewaltigen Energiestroms aus, der unablässig durch das Klimasystem transportiert wird. Klimatische Fluktuationen über einen Zeitraum von ca. 14 Jahren sind keineswegs ungewöhnlich, so findet sich eine solche Periode auch in den Regenzeiten der Insel St. Helena (Feistel et al., 2003) und in der Strenge der Ostseewinter (Hagen und Feistel, 2008).

Der mit Abstand wichtigste globale klimatische Wärmespeicher ist der Ozean, für dessen Temperaturanstieg ein Antrieb von 0.42 W m^{-2} angegeben wird (Rhein et al., 2013). In den oberen 75 m des Meeres, also der Deckschicht, in der die Sonnenstrahlung absorbiert wird, steigt die Temperatur mit einer Rate von etwa als 1 °C pro Jahrhundert (Unsicherheit 0.2 °C), also im Rahmen der Unsicherheiten ebenso wie die der Luft darüber (Karl et al., 2015). Aus den Zahlenwerten für Antrieb und Trend ergibt sich mit der Wärmekapazität des Wassers formal eine effektiven Dicke der erwärmten Schicht von etwa 450 m. Jedoch wurde die Signifikanz dieses Trends kritisch hinterfragt (Trenberth, 2010),

während andere Autoren (Knox und Douglass, 2010) sogar eine Abkühlung des Ozeans von 2003 bis 2008 feststellten. Das nachweislich rapide Abschmelzen des arktischen Eises (Lindsay und Schweiger, 2015) ist allerdings ein deutlicher Indikator für steigende Meerestemperaturen.

Gleckler et al. (2016) weisen in ihrer Analyse des Zeitraums 1865-2015 ausdrücklich auf den Umstand hin, dass „the ocean gains heat through multiple poorly observed mechanisms, making their relative contributions to global heat uptake difficult to quantify“[4]. Die einfachste Annahme für einen kontinuierlichen Temperaturausgleich zwischen Ozean und mariner Atmosphäre ist eine enge Strahlungskopplung zwischen beiden durch die hohe spezifische Luftfeuchtigkeit über dem Meer. Der Temperaturunterschied Luft-Wasser an der Meeresoberfläche ist generell klein, im Mittel selten mehr als 1 °C (Kara et al., 2007); entsprechend klein sind Netto-Transporte, die durch diesen Gradienten angetrieben werden.

Mit einem einfachen 2-Box-Modell kann man untersuchen, wie schnell sich ein Ozean durch Strahlung abkühlt. Die Wärmebilanzen seien

$$C_{\mathrm{W}}\frac{\mathrm{d}T_{\mathrm{W}}}{\mathrm{d}t}=(1-a)\Phi-F(T_{\mathrm{W}},T_{\mathrm{A}})-(1-\gamma)\sigma(T_{\mathrm{W}})^4\,, \tag{1}$$

$$C_{\mathrm{A}}\frac{\mathrm{d}T_{\mathrm{A}}}{\mathrm{d}t}=a\Phi+F(T_{\mathrm{W}},T_{\mathrm{A}})-\gamma\sigma(T_{\mathrm{A}})^4\,. \tag{2}$$

Hier sind T_{A} und T_{W} die Temperaturen von Luft und Wasser, C_{A} und C_{W} die Wärmekapazitäten pro Grundfläche der Atmosphäre und der ozeanischen Deckschicht, Φ ist die Sonnenstrahlung (reduziert durch die Albedo) und a ist deren Anteil, der von der Atmosphäre absorbiert wird. Die Stärke des Treibhauseffekts, γ, wird durch den Wertebereich $0 < \gamma \leq 1$ charakterisiert, σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante, und

$$F(T_{\mathrm{W}},T_{\mathrm{A}})=\gamma\sigma\left[(T_{\mathrm{W}})^4-(T_{\mathrm{A}})^4\right] \tag{3}$$

ist die Ozean-Atmosphäre-Kopplung durch thermische Strahlung. Die Atmosphäre wird hier als grauer, isothermer Körper extrem vereinfacht beschrieben; kompliziertere analytische Lösungen der Strahlungsgleichungen unter Berücksichtigung vertikaler Temperaturgradienten wurden beispielsweise für ein 3D-Modell (Pelkowski, 1995, 2014) und ein 1D-Modell (Feistel, 2011) angegeben.

Mit der Näherung $C_{\mathrm{A}} \ll C_{\mathrm{W}}$ kann T_{A} als „versklavte“ Variable quasistationär aus den Gleichungen (1, 2) eliminiert werden. Für den Ordnungsparameter T_{W} folgt die Relaxationszeit von Störungen der Temperatur T_{W}^0 des Strahlungsgleichgewichts zu

$$\tau=\frac{C_{\mathrm{W}}}{2\sigma(2-\gamma)(T_{\mathrm{W}}^0)^3}\,. \tag{4}$$

Für eine ozeanische Deckschicht von 75 m ergibt sich $C_{\mathrm{W}} \approx 3 \times 10^8$ J K^{-1} m^{-2}, und bei $T_{\mathrm{W}}^0 = 300$ K und $\gamma = 1$ erhält man eine Abklingzeit von $\tau \approx 10^8$ s, also von etwa 3 Jahren (Schwartz, 2007; Feistel und Ebeling, 2011). Diese lange Zeit steht im deutlichen Gegensatz zum beobachteten Nachhinken der Meerestemperatur von nur 2-3 Monaten gegenüber dem Jahresgang der Sonneneinstrahlung (Prescott und Collins, 1951; Feistel und Ebeling, 2011). Neben der Strahlung gibt es einen weiteren relevanten Prozess, durch den der Ozean die Sonnenwärme wesentlich schneller wieder verliert.

---

[4] Deutsche Übersetzung: “…der Ozean gewinnt Wärme durch diverse, kaum überwachte Mechanismen, was die Quantifizierung ihrer relativen Beiträge zur globalen Erwärmung schwierig gestaltet“

3. „Dampfmaschine“ Klima

Im Gegensatz zu Strahlung und fühlbarem Wärmestrom ist bei Verdunstung das chemische Potential des Wassers die thermodynamische Kraft; latente Wärme kann auch ohne oder sogar gegen ein existierendes Temperaturgefälle exportiert werden. Die Differenz des chemischen Potentials des Wassers, $\Delta\mu$, zwischen Ozean und Atmosphäre kann näherungsweise durch die relative Luftfeuchte, ψ, ausgedrückt werden (Kraus, 1972; Feistel et al., 2010a; Feistel und Ebeling, 2011; Lovell-Smith et al., 2016),

$$\Delta\mu = RT \ln\psi \,. \tag{5}$$

Hier ist R die molare Gaskonstante und T die absolute Temperatur. Der vertikale Transport von latenter Wärme wird durch Treibhausgase wie CO_2 nicht beeinträchtigt. Sie wird erst bei der Kondensation der Wolken wieder freigesetzt, zumeist in den Schichten der Troposphäre oberhalb der hohen Dichte von CO_2.

Die fundamentale Bedeutung des hydrologischen Kreislaufs für das Klima und die globale Erwärmung steht in gravierendem Gegensatz zur der Tatsache, dass die verantwortlichen Prozesse bisher nur sehr ungenau bekannt sind. Für den Beitrag der latenten Wärme zur Kühlung das Ozeans geben Fachbücher Werte zwischen 45 % (Emery et al., 2006) und 90 % (Wells, 2012) an. Im Rahmen des Projekts „Objectively Analyzed Air–Sea Fluxes“ wurde gefunden (Yu, 2007), dass die mittlere globale Verdunstung über dem eisfreien Ozean zunächst von 1130 mm yr^{-1} (1964) auf 1040 mm yr^{-1} (1977) zurückging und danach wieder auf 1140 mm yr^{-1} (2003) anstieg. Satellitendaten des „Special Sensor Microwave Imager“ von 1987 bis 2006 ergaben dagegen nur eine Verdunstungsrate von 951 mm yr^{-1}, also fast 20 % weniger (Wentz et al., 2007). Wird eine Rate von 1100 mm yr^{-1} auf den entsprechenden latenten Wärmestrom umgerechnet, so ergeben sich rund 86 W m^{-2} pro Meeresoberfläche, oder 61 W m^{-2} relativ zur gesamten Erdoberfläche. Dieses „Schwitzen des Ozeans“ reicht aus, um eine ozeanische Deckschicht bis 75 m Tiefe um etwa 0.7 °C pro Monat abzukühlen, d.h., fast 1000 Mal schneller als der gegenläufige Trend der globalen Erwärmung um 1 °C pro Jahrhundert.

Als Unsicherheiten der Verdunstungsrate wurden 27 mm yr^{-1} (Yu, 2007) bzw. 10 mm yr^{-1} (Wentz et al., 2007) geschätzt, mit 3-1 % also wesentlich kleiner als die tatsächliche Differenz der jeweiligen Werte. Für die natürliche Variabilität von etwa 10 % werden hauptsächlich klimatische Änderungen im Windfeld verantwortlich gemacht. Dadurch bedingte Anomalien der mittleren Meeresoberflächentemperatur wären denkbar, sind jedoch nicht bekannt. Globale Modelle beschreiben die Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche nur im Rahmen einer Unsicherheit von 30 W m^{-2} (Chahine, 1992; Katsaros, 2001; Stephens et al., 2012; Josey et al., 2013), bezogen auf die Ozeanoberfläche, ein Wert deutlich außerhalb der angegebenen klimatischen Variation.

Gelegentlich wird auf eine starke Beschleunigung des globale Wasserkreislaufs als Folge der Erwärmung geschlossen (Durack et al., 2012). Als Begründung wird angegeben, dass einerseits die spezifische Feuchte der Atmosphäre zunimmt, und andererseits, dass sich in ariden Regionen des Weltmeers (Passatbreiten) die Verdunstung verstärkt, ebenso wie der Niederschlag in humiden Regionen (Tropen, gemäßigte Breiten). Beide Argumente sind jedoch keineswegs zwingend. Die Menge des Wassers in der Atmosphäre kann bei gleicher Verdunstungsrate steigen, wenn lediglich dessen Verweilzeit zwischen Verdunstung und Niederschlag zunimmt. Die Kontraste zwischen ariden und humiden Gebieten können zunehmen, falls sich Verdunstung und Niederschlag bei gleichem globalem Mittelwert regional umverteilen. Tatsächlich scheint der globale Niederschlag im 20. Jahrhundert eher um 1 % abgenommen zu haben (Held und Soden, 2006). Im Gegensatz zur beobachteten Erwärmung würde eine tatsächliche Beschleunigung des hydrologischen Zyklus zu einem verstärkten Export latenter Wärme aus dem Ozean führen, und damit zu zusätzlicher Abkühlung. Eine abschließende Klärung dieser Fragen ist nur durch genauere Bilanzen der Flüsse von Wasser und Wärme an der Oberfläche des Ozeans zu erwarten.

Gemittelt über Wetterfluktuationen ist die relative Feuchte (RH) der Luft über dem Ozean weitgehend konstant bei etwa 80 %rh, unabhängig von der Jahreszeit und der globalen Erwärmung (Albrecht, 1940; Gill, 1982; Mitchell, 1989; Peixoto und Oort, 1996; Allen und Ingram, 2002; Dai, 2006; Santer et al., 2007; Pierrehumbert, 2010). Regional treten Unterschiede auf zwischen etwa 75 %rh in ariden und 85 %rh in humiden Klimazonen. Es wird empfohlen (WMO, 2008), dass die Unsicherheit von meteorologischen RH-Messungen 1-5 %rh nicht übersteigen sollte, jedoch werden in der Praxis, und insbesondere über dem Meer, diese Genauigkeiten nicht immer erreicht (Lovell-Smith et al., 2016). Aus Gl. (5) folgt, dass eine Unsicherheit von 1 %rh der relativen Feuchte eine Unsicherheit von ca. 6 % in der chemischen Potentialdifferenz zur Folge hat, und damit von etwa 5 W m^{-2} im latenten Wärmestrom bezogen auf den Ozean, oder 4 W m^{-2} bezogen auf die gesamte Erdoberfläche. Diese Unsicherheit übersteigt den Antrieb des marinen Temperaturanstiegs um einen Faktor 10, und den der Atmosphäre um einen Faktor von 1000. Die Prozesse der globalen Erwärmung können wegen dieses extrem ungünstigen Signal-Rausch-Verhältnisses in RH-Messungen an der Erdoberfläche gegenwärtig nicht aufgelöst werden.

Im Umkehrschluss bedeutet die starke Empfindlichkeit des latenten Wärmestroms gegenüber der relativen Feuchte über dem Ozean, dass letztere durch (weitgehend unbekannte) Rückkopplungsprozesse in der Natur innerhalb einer sehr geringen Schwankungsbreite stabil gehalten wird. Ein Zusammenhang mit dem unsicheren Trend in der globalen Bewölkung (Dai et al., 2006; Evan et al., 2007), dem wichtigsten „Einlassventil“ für Sonnenenergie, kann vermutet werden (Randall, 2012; Feistel, 2013). In einigen Klimamodellen wird RH als empirisch gegebene Konstante betrachtet (Wentz et al., 2007); eine Untersuchung der Relevanz von RH-Fluktuationen ist mit solchen Modellen kaum möglich. Die Zunahme der spezifischen Feuchte mit der Temperatur der Luft ist konsistent mit einem gleich bleibenden RH-Wert. Eine geringfügige, natürliche systematische Verringerung der Luftfeuchte könnte aber, bei sonst unveränderten Bedingungen, die CO_2-bedingte Erwärmung des Meeres, und damit auch die der Luft, völlig kompensieren, ebenso wie eine leichte Vergrößerung den Anstieg der Temperatur erheblich beschleunigen würde. Die Reaktion der relativen Feuchte auf den Treibhauseffekt könnte wesentlich dramatischere Folgen haben als wir es im Moment bei der spezifischen Feuchte beobachten. Eine weitere Schlussfolgerung aus dem Dilemma von hoher Empfindlichkeit gepaart mit unzureichender Kenntnis besteht darin, dass Versuche, den Treibhauseffekt durch ein „geo-engineering“ anderer Prozesse auszugleichen, wie etwa mittels „solar dimming“, mit erheblichen unvorhersehbaren Risiken verbunden sind (Schmidt et al., 2012).

Die wesentliche Unsicherheit in der Kenntnis des latenten Wärmestroms macht Abschätzungen regionaler Trends von Verdunstung und Niederschlag schwierig. Da Verdunstung und Eisbildung den Salzgehalt des Meeres erhöhen, Niederschlag und Schmelze ihn verringern, ist die Analyse von Trends im sehr genau messbaren Salzgehalt zu einem wichtigen indirekten Indikator für Prozesse an der Oberfläche des Ozeans geworden. In den letzten 50 Jahren ist in Regionen mit hohem Salzgehalt dieser weiter gestiegen, in solchen mit geringem weiter gefallen (Boyer et al., 2005; Durack und Wijffels, 2010; Min et al., 2011; Durack et al., 2012; Josey et al., 2013), d.h., die lateralen Kontraste haben sich verstärkt. Ein Zusammenhang dieses Befunds mit möglichen Änderungen der Luftfeuchte ist unklar.

Im Nordatlantik wird die Abnahme des Salzgehalts weiter verstärkt durch das Schmelzwasser des Inlandeises von Grönland und den Rückgang der arktischen Eisdecke. Die damit verbundene Verringerung der Dichte des Meerwassers wird als mögliche Ursache für die Abschwächung der dortigen Tiefenkonvektion (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) diskutiert, die ihrerseits unmittelbar mit der Stärke des Golfstroms verknüpft ist (Lozier, 2010; Rayner et al., 2011; Rahmstorf et al., 2015). Solchen Anomalien werden dramatische globale klimatische Effekte zugeschrieben, wie etwa die grüne Sahara vor 50 000 und 120 000 Jahren (Castañeda et al., 2009).

Zur Aufklärung der Stoff- und Energiebilanzen am „Fußboden“ der Atmosphäre (BOA) bedarf es umfangreicher weiterer wissenschaftlicher Untersuchungen, um die Prozesse besser zu verstehen und Klimaprognosen zuverlässiger stellen zu können. Dafür sind die Möglichkeiten der Beobachtung der Meeresoberfläche von Satelliten aus von großem Vorteil. Das trifft in ähnlicher Weise zu für die

Prozesse der Wolkenbildung (Tollefsen, 2012; Randall, 2012; Hellmuth et al., 2013; Schiermeier, 2015). Zu den notwendigen Grundlagen für diese Arbeiten gehört es, dass

(i) die thermodynamischen Eigenschaften der beteiligten Stoffe genau bekannt und untereinander konsistent sind an den Grenzflächen zwischen Ozean, Atmosphäre und Eisdecke, und dass

(ii) die Messungen zur Bestimmung dieser Eigenschaften weltweit und über Generationen von Forschern hinweg stabil und vergleichbar sind, um sehr kleine, aber systematische räumliche und zeitliche Änderungen sicher bestimmen zu können.

Mit diesen beiden Forderungen befassen sich die nächsten Abschnitte.

4. Meerwasserstandard TEOS-10

Im Jahr 1899 fand in Stockholm die 1. Vorbereitungskonferenz zur Gründung des ICES[5] statt. Auf ihr schlug Martin Knudsen (1903) vor, eine internationale Institution einzurichten, die allen Ozeanographen der Welt ein zertifiziertes „Standard-Meerwasser“ als gemeinsame Referenz für die Messung des Salzgehalts auf See zur Verfügung stellt. Obwohl die Konferenz den Vorschlag seinerzeit abwies, bildet bis heute das Standard-Meerwasser den Maßstab, der die Messungen weltweit untereinander vergleichbar macht. Für dieses Wasser wurde eine Dichte-Formel ermittelt (Forch et al., 1902), die erst 1982 durch einen Satz von verbesserten empirischen Zustandsgleichungen, bekannt als EOS-80, abgelöst wurde (JPOTS, 1981; Millero, 2010; Pawlowicz et al., 2012).

Der Salzgehalt wurde auf der 2. Vorbereitungskonferenz 1901 in Kristiania (heute Oslo) definiert durch eine Vorschrift: „The ratios between salinity, density and chlorine given in Dr. Martin Knudsen‘s Hydrographical Tables are to be adopted; and the salinity is to be calculated by use of these Tables from the determinations of chlorine or from the specific gravity.[6]“ Für diese “Hydrographischen Tabellen” war der Salzgehalt als Trockenmasse pro Kilogramm Meerwasser bestimmt worden, die beim Eindampfen einer Probe zurückbleibt, deren Chlorgehalt durch Titration mit Silberchlorid ermittelt wurde (Forch et al., 1902). Obwohl diese „Knudsen-Salinität“ sich später um etwa 0.5 % geringer erwies (Millero et al., 2008; Pawlowicz et al., 2016) als die Gesamtmasse von gelöstem Meersalz, dem „Absoluten Salzgehalt“, wurde ihr Zahlenwert als „Praktischer Salzgehalt“ bis in die Gegenwart aus Gründen der Vergleichbarkeit beibehalten. Seit 1978 existiert die „Practical Salinity Scale 1978“, PSS-78 (JPOTS, 1981), nach der der Praktische Salzgehalt berechnet wird, indem man das Leitfähigkeitsverhältnis zwischen der gegebenen Probe und einer Referenz von IAPSO[7]-Standard-Meerwasser bestimmt, in der ozeanographischen Praxis mit entsprechend kalibrierten elektronischen Sensoren.

Der Standard EOS-80 stellte keine Gleichungen bereit zur Berechnung der Entropie und Enthalpie des Meerwassers, der latenten Wärmen des Schmelzens und der Verdunstung, oder für das chemische Potential des Wassers in Meerwasser und in feuchter Luft. Ein Gibbs-Potential für Meerwasser, konsistent mit EOS-80, wurde erstmals 1991 in Wien auf der Generalversammlung der IUGG[8] vorgestellt, im Rahmen des letzten Berichts der Akademie der Wissenschaften der DDR (Feistel, 1991,

---

[5] ICES: The International Council for the Exploration of the Sea. http://www.ices.dk

[6] Deutsche Übersetzung: „Die Verhältnisse zwischen Salzgehalt, Dichte und Chlorgehalt, die in Dr. Martin Knudsens Hydrographischen Tabellen angegeben sind, sind zu übernehmen; der Salzgehalt ist aus Bestimmungen des Chlorgehalts oder dem spezifischen Gewicht unter Benutzung dieser Tabellen zu berechnen“

[7] IAPSO: The International Association for the Physical Sciences of the Oceans. http://iapso.iugg.org

[8] IUGG: The International Union of Geodesy and Geophysics. http://www.iugg.org

1993). Ausgehend von dieser Grundlage wurde, 20 Jahre und 5 Generalversammlungen später, EOS-80 ersetzt durch TEOS-10 als der offiziellen Beschreibung der Eigenschaften von Meerwasser, von Eis und von feuchter Luft in den Meereswissenschaften (IOC et al., 2010; IUGG, 2011).

Abb. 1: Gründungsmitglieder der SCOR/IAPSO WG 127 in Warnemünde 2006. Von links nach rechts: C.-T. Arthur Chen (Taiwan), Frank J. Millero (USA), Brian A. King (UK), Rainer Feistel (Deutschland), Daniel G. Wright (Canada), Trevor J. McDougall (Australien), Giles M. Marion (USA)

TEOS-10 wurde entwickelt von der SCOR[9]/IAPSO Working Group 127, die sich konstituierte bei ihrem ersten Meeting 2006 im jetzigen Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), Abb. 1, dem Nachfolger des ehemaligen Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR. TEOS-10 besteht aus vier empirischen Funktionen, die untereinander konsistent sind, nämlich einem Helmholtz-Potential für fluides Wasser, einem Gibbs-Potential für hexagonales Eis, einem Gibbs-Potential für Meersalz, das in reinem Wasser gelöst ist, und einem Helmholtz-Potential für trockene Luft, die mit Wasserdampf gemischt ist. Diese Zustandsgleichungen wurden in enger Zusammenarbeit mit der IAPWS[10] entwickelt und jeweils einzeln als internationale IAPWS-Standards verabschiedet (IAPWS, 2008, 2009, 2010, 2014; Feistel, 2012). TEOS-10 ist der erste ozeanographische Standard, der ein Modell für die chemische Zusammensetzung von Meerwasser formuliert; darauf basiert eine neue Definition des Salzgehalts (Millero et al., 2008), wie er in der Zustandsgleichung verwendet wird.

Im Gegensatz zu seinen Vorgängern besitzt TEOS-10 die axiomatischen Eigenschaften der Widerspruchsfreiheit, Unabhängigkeit und Vollständigkeit. Widerspruchsfreiheit bedeutet die Unmöglichkeit, aus den vorhandenen Gleichungen zwei unterschiedliche Ergebnisse für dieselbe Größe abzuleiten. Unabhängigkeit heißt, dass kein Teil der Gleichungen aus einem anderen Teil der Gleichungen gefolgert werden kann. Vollständigkeit schließlich meint, dass alle thermodynamischen Eigenschaften von reinem Wasser, Wasserdampf, Eis, Meerwasser und feuchter Luft, sowie von deren Phasengleichgewichten und Gemischen, im Gültigkeitsbereich der Gleichungen berechnet werden können, siehe Abb. 2.

---

[9] SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research. http://www.scor-int.org

[10] IAPWS: The International Association for the Properties of Water and Steam. http://www.iapws.org

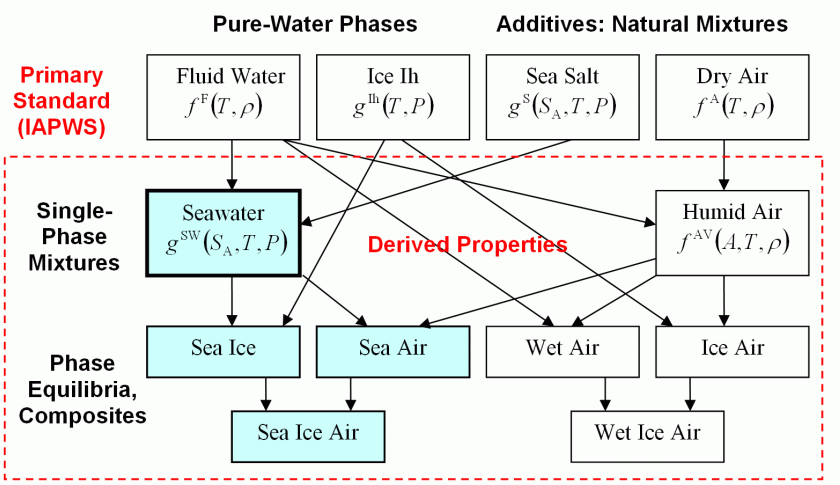

Abb. 2: Modulare Struktur von TEOS-10. Aus den vier thermodynamischen Potentialen (obere Reihe) können rein mathematisch alle Eigenschaften der reinen Stoffe, der Gemische und Phasengleichgewichte berechnet werden (Feistel et al., 2010b; Wright et al., 2010).

TEOS-10 beschreibt die Eigenschaften der genannten Substanzen mit höchster bekannter Genauigkeit. So ergibt sich auf der Temperaturskala ITS-90 der Gefrierpunkt von reinem (luftfreiem) Wasser bei Atmosphärendruck zu 273.152 519 K mit einer Unsicherheit von nur 2 µK (Feistel und Wagner, 2006). Innerhalb der wechselseitigen Unsicherheiten ist TEOS-10 konsistent mit der CIPM-2001-Geichung für die Dichte von flüssigem Wasser (Tanaka et al., 2001; Harvey et al., 2009) und mit der CIPM-2007-Gleichung für feuchte Luft (Picard et al., 2008), die vom CIPM[11] für Präzisionsmessungen empfohlen werden.

Mit der Einführung von TEOS-10 zur Beschreibung der thermodynamischen Eigenschaften der wichtigsten Stoffe des Klimasystems wurde ein wichtiger Fortschritt erzielt zur Messung und Modellierung von geophysikalischen Prozessen, insbesondere im Ozean, in der Atmosphäre und an ihrer gemeinsamen Grenzfläche. Die Arbeiten an TEOS-10 haben die Aufmerksamkeit aber auch auf weitere fundamentale Probleme gelenkt, deren Lösung im Rahmen der Kooperation zwischen der SCOR/IAPSO WG 127 und der IAPWS allein nicht möglich war. Diese Fragen werden im folgenden Abschnitt erläutert.

5. Einbettung in das SI-System

Klimaforschung erstreckt sich über den gesamten Planeten, über Generationen von Forschern und Instrumenten, und schließt unterschiedlichste Messtechniken und Technologien ein, von direkten Laboruntersuchungen über autonome Messstationen bis zur Fernerkundung durch Satelliten. Zu den fundamentalen Beobachtungsgrößen zählen der Salzgehalt der Ozeane, deren pH-Wert, und die Feuchte der Luft. Kleine räumliche und zeitliche Änderungen dieser Größen, oft an der Grenze der Messbarkeit, können wichtige Informationen zum globalen Klimawandel liefern (Feistel et al., 2016a). Die zuverlässige Bestimmung dieser Änderungen erfordert die Vergleichbarkeit der Messergebnisse, und diese wiederum ist nur gegeben, wenn diese Messungen metrologisch rückführbar sind auf eine gemeinsame Referenz (Meinrath, 2000; de Bievre, 2010). Wenn diese Referenzen sogenannte Artefakte sind, also Objekte, die künstlich hergestellt wurden, so ist nicht auszuschließen, dass diese Objekte „altern“, sich also im Laufe der Zeit durch innere Vorgänge oder den Kontakt mit der Umgebung verändern. Es ist nicht möglich festzustellen, ob diese Objekte nach einem längeren Zeitraum tatsächlich noch eine „gemeinsame Referenz“ darstellen. Ändern sich Messwerte mit der Zeit, so kann

[11] CIPM: International Committee for Weights and Measures. http://www.bipm.org/en/committees/cipm

das bedeuten, dass das Messobjekt sich verändert, aber genauso gut auch, dass das Referenzobjekt sich verändert hat. Wegen dieser grundsätzlichen Probleme arbeitet das BIPM[12] an einem „neuen SI“, in dem historische Referenzobjekte wie das Urmeter, das Urkilogramm oder Tripelpunktzellen ersetzt sind durch Kombinationen von Naturkonstanten (Milton et al., 2014), deren Unveränderlichkeit nach bestem Wissen vorausgesetzt werden kann. Die bevorzugte Methode, kleine Langzeittrends im Klimasystem zuverlässig zu messen, ist es, die Rückführbarkeit dieser Messungen auf das SI zu sichern.

Die Messung des Salzgehalts basiert seit mehr als einem Jahrhundert auf Artefakten wie Reinstsilber („Atomgewichtssilber“, Jacobsen und Knudsen, 1940) oder einer definierten Kaliumchloridlösung (JPOTS, 1981), mit deren Hilfe zertifizierte Proben von Standardmeerwasser hergestellt werden (Culkin und Smed, 1979; Pawlowicz et al., 2016). Die Neudefinition des Salzgehalts im Rahmen von TEOS-10 (Millero et al., 2008; Wright et al., 2011) hat diese, ursprünglich als Provisorium eingeführte Praxis nicht angetastet. Eine Rückführbarkeit auf das SI besteht bisher nicht (Seitz et al., 2011), deshalb wird, abweichend vom jetzigen Standard PSS-78, eine neue Definition auf der Grundlage von Dichtemessungen angestrebt (Pawlowicz et al., 2016).

Die relative Feuchte (RH) der Luft kann sehr genau durch Messung der Taupunkttemperatur ermittelt werden (Lovell-Smith et al., 2016), wobei die Temperatur innerhalb des SI definiert ist, also das Problem der Rückführbarkeit der eigentlichen Messung nicht besteht. Es existiert jedoch keine SI-Definition von RH, und ebenfalls kein einheitlicher Standard für die Umrechnung von Taupunkt auf RH. In verschiedenen Bereichen von Wissenschaft und Technik wird RH unterschiedlich definiert; so werden etwa in manchen neuen Lehrbüchern oder Artikeln zur Meteorologie und Klimatologie andere Formeln verwendet als die von der WMO (2008) empfohlenen. Der häufig verwendete Partialdruck bestimmt nur für ideale Gase das chemische Potential des Wasserdampfs; seine Verallgemeinerung für reale Gase ist die Fugazität. Auch ist es mit den meist benutzten Definitionen von RH nicht möglich, bei Temperaturen oberhalb des Siedepunkts oder Drücken unterhalb des Dampf- oder Sublimationsdrucks die Feuchte der Luft zu beschreiben, obwohl Feuchtesensoren dort sinnvolle Werte liefern.

Die Erarbeitung, Verabschiedung und allgemeine Empfehlung von neuen SI-Standards für den Salzgehalt oder die relative Luftfeuchte sollte in enger Kooperation mit dem BIPM erfolgen. Mit dem Ziel, für diese Arbeiten ein Konzept zu entwerfen, trafen sich führende Vertreter von BIPM und IAPWS im Februar 2012 im Pavillon de Breteuil bei Paris, siehe Abb. 3.

Im Oktober 2012 wurde daraufhin in Boulder, Colorado, das JCS gegründet, das permanente „IAPWS/SCOR/IAPSO Joint Committee on the Properties of Seawater“, dessen Aufgabe es ist, den neuen Meerwasserstandard TEOS-10 zu pflegen und zu verbessern, sowie die Zusammenarbeit mit BIPM und WMO[13] zu entwickeln und zu koordinieren. Darunter fällt insbesondere die Aufgabe, für den Salzgehalt und den pH-Wert des Meerwassers und die relative Luftfeuchte neue Definitionen und Messverfahren zu entwickeln, die die Rückführbarkeit auf das SI gewährleisten und damit die Vergleichbarkeit von Messungen über klimatologische Zeiträume von Dekaden und Jahrhunderten zu sichern. Arbeitsprogramme für diese Aufgaben wurde auf gemeinsamen Workshops von IAPWS und BIPM im September 2013 in Greenwich bei London aufgestellt (Hellmuth et al., 2014). Als erster Schritt wurde beschlossen, in gemeinsamen Positionspapieren die existierenden Probleme und Ansätze zu deren Lösung im Detail herauszuarbeiten. Diese Überblicksartikel fanden nach ihrem Erscheinen im Dezember 2015 außergewöhnlich rege Aufmerksamkeit (Feistel et al., 2016a; Pawlowicz et al., 2016; Dickson et al., 2016; Lovell-Smith et al., 2016).

---

[12] BIPM: Bureau International des Poids et Mesures. http://www.bipm.org

[13] WMO: World Meteorological Organization. http://www.wmo.int

Abb. 3: Teilnehmer des Meetings IAPWS-BIPM am 7. Februar 2012 im BIPM, Pavillon de Breteuil, Paris-Sèvres. Von links nach rechts: Dan Friend (IAPWS), Karol Daucik (IAPWS-Präsident), Jeff Cooper (IAPWS), Alain Picard (BIPM), Petra Spitzer (IAPWS), Rainer Feistel (IAPWS), Michael Kühne (BIPM-Direktor), Andy Henson (BIPM), Robert Wielgosz (BIPM).

Es hat sich in der Metrologie als zweckmäßig erwiesen, die Definition einer Größe grundsätzlich zu trennen von Vorschriften, wie diese Größe mit höchster Genauigkeit zu messen sei („mise en pratique“, BIPM, 2008). Diesem Ansatz folgt auch das Konzept des JCS. Ein vorläufiger Stufenplan zur Erreichung der gestellten Ziele sieht für jede der Größen sieben Schritte vor:

(i) eine strenge theoretische Definition der Größe durch thermodynamische Eigenschaften von Meerwasser oder feuchter Luft. So könnte der Salzgehalt als Anteil der gelösten Substanzen an der Gesamtmasse einer Meerwasserprobe definiert werden, die relative Feuchte als Verhältnis der Fugazität einer Probe zur Fugazität bei Sättigung.

(ii) die Spezifikation einer oder mehrerer Surrogat-Eigenschaften, die mit der jeweiligen Originalgröße stark korrelieren, rückführbar auf das SI sind, und in der Praxis mit der geforderten Genauigkeit gut messbar. Die vorgesehenen Surrogate wären die Dichte des Meerwassers und die Temperatur des Taupunkts.

(iii) die Entwicklung und formale Festschreibung von Gleichungen, die die Originalgrößen mit deren Surrogaten verknüpfen. Diese Aufgabe könnte von TEOS-10-Gleichungen übernommen werden.

(iv) die Entwicklung und anschließende Festlegung von „best-practice“-Verfahren zur Messung der Surrogat-Eigenschaften, einschließlich der Kalibrierungsvorschriften, die die Verbindung zu den SI-Einheiten herstellen.

(v) die Abschätzung von Unsicherheiten, die zu den Schritten (i)-(iv) gehören.

(vi) die Entwicklung von empfohlenen Umrechnungsmethoden zwischen historischen Messwerten und den neuen Größen, und

(vii) die Publikation von Empfehlungen zu den Schritten (i) bis (vi) auf internationaler und interdisziplinärer Ebene in der Form von Resolutionen, Anleitungen oder Handbüchern.

Erste Schritte in diesen Richtungen wurden erfolgreich unternommen in der Kooperation zwischen BIPM und IAPWS unter dem gemeinsamen Dach des JCS (BIPM, 2012, 2014; IAPWS, 2015; Feistel et al., 2016b). Gegenwärtig gehören zum JCS 17 Experten aus 11 Ländern[14].

6. Diskussion und Ausblick

Es ist für den Menschen als Landbewohner ganz natürlich, bei den Themen Klima und Treibhauseffekt ein Bild vor Augen zu haben, das Sonne und Wärme auf dem Land malt, und das CO_2 in der Luft als eine Art von unsichtbarer Glocke darüber. Jedoch sind es die Ozeane der Erde, die etwa 70 % der Sonnenwärme empfangen und sie für 2-3 Monate speichern, während erhitztes Land in nur einer Nacht erkaltet. Die globale Erwärmung findet zu über 90 % im Meer statt. Wasser, das von der weiten Meeresoberfläche unmerklich, aber stetig in gewaltigen Mengen verdunstet, verstärkt den direkten Treibhauseffekt des CO_2 auf das Vierfache. Die Verdunstung kühlt den Ozean und setzt diese latente Wärme bei der Wolkenbildung wieder frei, zumeist in oberen Schichten der Atmosphäre, außerhalb der „CO_2-Glocke“. Eine geringfügige Beschleunigung oder Verzögerung des globalen Wasserkreislaufs könnte den bestehenden Temperaturtrend leicht umkehren oder ebenso erheblich weiter anheizen. Ob sich das Verhalten der „Dampfmaschine Klima“ auch weiterhin linear in die Zukunft extrapolieren lässt, kann niemand mit Sicherheit vorhersagen. Die Genauigkeit, mit der wir die Energieströme des Wasserkreislaufs kennen und modellieren, ist um Größenordnungen schlechter als es nötig wäre, die Prozesse der globalen Erwärmung im Detail verfolgen zu können. Die Vielzahl der spontanen Deutungsversuche des unerwarteten Hiatus 1998-2013 ist ein klarer Hinweis auf unseren Mangel an solcher soliden Kenntnis. Weiterhin besteht diesbezüglich dringender grundlegender Forschungsbedarf.

Kleine Änderungen im Salzgehalt des Ozeans oder der relativen Luftfeuchte können erhebliche Auswirkungen auf die Wärmetransporte im gekoppelten System Ozean-Atmosphäre haben. Deshalb ist es unerlässlich, solche kleinen Änderungen über Zeiträume von Jahrzehnten und Jahrhunderten stabil und metrologisch vergleichbar erfassen und ihre thermodynamischen Effekte ebenso zuverlässig theoretisch berechnen zu können. Mit TEOS-10 wurde durch UNESCO und IUGG ein neuer internationaler Meerwasserstandard etabliert, der die thermodynamischen Eigenschaften von Meerwasser, Eis und feuchter Luft erstmals umfassend, konsistent und mit hoher Genauigkeit beschreibt. Für die einheitliche Definition von Salzgehalt und relativer Feuchte, sowie für die Sicherstellung der Rückführbarkeit ihrer Messungen auf das SI, bedarf es weiterer gemeinsamer Anstrengungen von internationalen Organisationen wie BIPM und IAPWS, die gegenwärtig vom JCS, dem IAPSO/SCOR/IAPWS Joint Committee on the Properties of Seawater, koordiniert werden[15]. Eine aktuelle Zwischenbilanz zum Stand der Arbeiten wird während der ICPWS[16] in Prag 2018 erwartet.

7. Danksagung

Dieser Artikel entstand nach dem entsprechenden Vortrag, gehalten auf der Sitzung der Klasse Naturwissenschaften und Technikwissenschaften der Leibniz-Sozietät am 10. November 2016. Der Autor dankt Lutz-Günther Fleischer (MLS) und den Kollegen der Klasse für die Einladung, in diesem Artikel für die Berichte der Leibniz-Sozietät die aktuellen Aktivitäten des JCS zu erläutern und dem Kreis der Mitglieder vorzustellen. Für eine kritische Durchsicht und Diskussion gebührt Olaf Hellmuth ein herzlicher Dank, sowie Karl-Heinz Bernhardt (MLS) für freundliche ergänzende Literaturhinweise.

---

[14] JCS members: http://www.teos-10.org/about_JCS.htm

[15] JCS news and documents. http://www.teos-10.org/JCS.htm

[16] ICPWS: 17th International Conference on the Properties of Water and Steam. http://www.icpws2018.com

8. Literaturverzeichnis

Abbot, C.G., Fowle, F.E. Jr. (1908): Income and Outgo of Heat from the Earth, and the Dependence of Its Temperature Thereon. Annals of the Astrophysical Observatory (Smithsonian Institution, Washington DC) 2, 159-176

Albrecht, F. (1940): Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Julius Springer, Berlin

Allen, M.R., Ingram, W.J. (2002): Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. Nature 419, 224-232

Arrhenius, S. (1896): On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. Philosophical Magazine and Journal of Science 41, 237-276

Bernhardt, K.-H. (2014): Das Klimasystem der Erde im Licht des fünften IPCC-Sachstandsberichtes. Erweiterte Fassung eines Vortrages vor der Klasse Naturwissenschaften und Technikwissenschaften der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin am 12. 06. 2014. Leibniz Online 2014, Internet: http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2014/11/bernhardt.pdf

Bernhardt, K.-H. (2016): Klima und Menschheit im Wandel. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin 129, 23-45

BIPM (2008): What is a *mise en pratique*? Internet: http://www.bipm.org/en/measurement-units/new-si/mise-en-pratique.html

BIPM (2010): WMO-BIPM Workshop on Measurement Challenges for Global Observation Systems for Climate Change Monitoring: Traceability, Stability and Uncertainty. WMO Headquarters, Geneva, Switzerland, 30 March - 1 April 2010. Internet: www.bipm.org/utils/common/pdf/rapportBIPM/2010/08.pdf

BIPM (2012): Synopsis on the Actions and Decisions Arising from the 26th Meeting of the CCT 2012. Internet: www.bipm.org/cc/AllowedDocuments.jsp?cc=CCT

BIPM (2014): Reports of the Presidents of the CIPM Consultative Committees (CCs), CC presentations and CC posters. Internet: www.bipm.org/en/cgpm-2014/reports-presidents.html

Boyer, T.P., Levitus, S., Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Garcia, H.E. (2005): Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. Geophysical Research Letters 32, L01604, doi: 10.1029/2004GL021791

Budyko, M.I. (1969): The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. Tellus 21, 611-619

Castañeda, I.S., Mulitza, S., Schefuß, E., Lopes dos Santos, R.A., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S. (2009): Wet phases in the Sahara/Sahel region and human migration patterns in North Africa. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106, 20159-20163

Chahine, M.T. (1992): The hydrological cycle and its influence on climate. Nature 359, 373-380

Cubasch, U., Cess, R.D. (1990): Processes and modelling. In: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 69-91

Culkin, F., Smed, J. (1979): The history of standard seawater. Oceanologica Acta 2, 355-364

Dai, A. (2006): Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. Journal of Climate 19, 3589-3605

Dai, A., Karl, T.R., Sun, B., Trenberth, K.E. (2006): Recent trends in cloudiness over the United States: a tale of monitoring inadequacies. Bulletin of the American Meteorological Society 87, 597-606

De Bievre, P. (2010): Metrological traceability is a prerequisite for evaluation of measurement uncertainty. Accreditation and Quality Assurance 15, 437-438, doi: 10.1007/s00769-010-0680-y

Dickson, A., Camões, M.F., Spitzer, P., Fisicaro, P., Stoica, D., Pawlowicz, R., Feistel, R. (2016): Metrological challenges for measurements of key climatological observables. Part 3: seawater pH. Metrologia 53, R26-R39, doi: 10.1088/0026-1394/53/1/R26

Drijfhout, S. (2015): Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance. Scientific Reports 5, 14877, doi: 10.1038/srep14877

Durack, P.J., Wijffels, S.E. (2010): Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. Journal of Climate 23, 4342-4362

Durack, P.J., Wijffels, S.E., Matear, R.J. (2012): Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification During 1950 to 2000. Science 336, 455-458, doi: 10.1126/science.1212222

Emery, W.J., Talley, L.D., Pickard, G.L. (2006): Descriptive Physical Oceanography. Elsevier, Amsterdam

Evan, A.T., Heidinger, A.K., Vimont, D.J. (2007): Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts. Geophysical Research Letters 34, L04701, doi: 10.1029/2006GL028083

Feistel, R. (1991): Thermodynamics of Seawater. In: Striggow, K., Schröder, A. (eds.): German Democratic Republic National Report for the period 1.1.1987-2.10.1990 (Final Report). IAPSO, Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik bei der Akademie der Wissenschaften der Deutschen Demokratischen Republik. Presented at the XX. General Assembly of the IUGG, Wien 1991. Institut für Meereskunde, Warnemünde

Feistel, R. (1993): Equilibrium thermodynamics of seawater revisited. Progress in Oceanography 31, 101-179

Feistel, R. (2011): Radiative entropy balance and vertical stability of a gray atmosphere. European Physical Journal B 82, 197-206, doi: 10.1140/epjb/e2011-20328-2

Feistel, R. (2012): TEOS-10: A New International Oceanographic Standard for Seawater, Ice, Fluid Water, and Humid Air. International Journal of Thermophysics 33, 1335-1351, doi: 10.1007/s10765-010-0901-y

Feistel, R. (2013): Water, steam and climate. Proc. 16th Int. Conf. on the Properties of Water and Steam (Greenwich, UK, 1–5 September 2013), doi: 10.13140/2.1.3855.9043

Feistel, R. (2015): Salinity and relative humidity: climatological relevance and metrological needs. Acta IMEKO 4, 57-61, doi: IMEKO-ACTA-04 (2015)-04-11

Feistel, R., Ebeling, W. (2011): Physics of Self-Organization and Evolution. Wiley-VCH, Weinheim

Feistel, R., Hagen, E., Grant, K. (2003): Climatic changes in the subtropical Southeast Atlantic: the St. Helena Island Climate Index (1893–1999). Progress in Oceanography 59, 321-337, doi: 10.1016/j.pocean.2003.07.002

Feistel, R., Lovell-Smith, J.W., Saunders, P., Seitz, S. (2016b): Uncertainty of empirical correlation equations. Metrologia 53, 1079-1090, doi: 10.1088/0026-1394/53/4/1079

Feistel, R., Wagner, W. (2006): A new equation of state for H_2O Ice Ih. Journal of Physical and Chemical Reference Data 35, 1021-1047

Feistel, R., Wielgosz, R., Bell, S.A., Camões, M.F., Cooper, J.R., Dexter, P., Dickson, A.G., Fisicaro, P., Harvey, A.H., Heinonen, M., Hellmuth, O., Kretzschmar, H.-J., Lovell-Smith, J.W., McDougall, T.J.,

Pawlowicz, R., Ridout, R., Seitz, S., Spitzer, P., Stoica, D., Wolf, H. (2016a): Metrological challenges for measurements of key climatological observables: Oceanic salinity and pH, and atmospheric humidity. Part 1: overview. Metrologia 53, R1–R11, doi: 10.1088/0026-1394/53/1/R1

Feistel, R., Wright, D.G., Jackett, D.R., Miyagawa, K., Reissmann, J.H., Wagner, W., Overhoff, U., Guder, C., Feistel, A., Marion, G.M. (2010b): Numerical implementation and oceanographic application of the thermodynamic potentials of liquid water, water vapour, ice, seawater and humid air - part 1: background and equations. Ocean Science 6, 633-677, doi: 10.5194/os-6-633-2010

Feistel, R., Wright, D.G., Kretzschmar, H.-J., Hagen, E., Herrmann, S., Span, R. (2010a): Thermodynamic Properties of Sea Air. Ocean Science, 6, 91-141, doi: 10.5194/os-6-91-2010

Forch, C., Knudsen, M., Sørensen, S.P.L. (1902): Berichte über die Konstantenbestimmungen zur Aufstellung der hydrographischen Tabellen. D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter 6. Raekke, naturvidensk. og mathem. Afd. XII, 1

Gill, A.E. (1982): Atmosphere Ocean Dynamics. Academic Press, San Diego

Gleckler, P.J., Durack, P.J., Stouffer, R.J., Johnson, G.C., Forest, C.E. (2016): Industrial-era global ocean heat uptake doubles in recent decades. Nature Climate Change 6, 394-398, doi: 10.1038/NCLIMATE2915

GUM (2008): Evaluation of measurement data – Guide to the expression of uncertainty in measurement. JCGM 100:2008. Internet: http://www.bipm.org/en/publications/guides/gum.html

Hagen, E., Feistel, R. (2008): Baltic Climate Change. In: Feistel, R., Nausch, G., Wasmund, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005. John Wiley and Sons, Hoboken, NJ, pp. 93-120

Haigh, J.D. (2010): Climate sensitivity to solar variability. WMO-BIPM workshop on measurement challenges for global observation systems for climate change monitoring: Traceability, stability and uncertainty: 30 March to 1 April 2010, World Meteorological Organisation, Geneva, IOM-Report 105, WMO/TD 1557.
Internet: http://www.bipm.org/ws/BIPM/WMO-BIPM/Allowed/Session_C/C.06-Haigh.pdf

Haigh, J.D., Winning, A.R., Toumi, R., Harder, J.W. (2010): An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. Nature 467, 696-699

Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P., von Schuckmann, K. (2011): Earth's Energy Imbalance and Implications. Atmospheric Chemistry and Physics 11, 13421-13449, doi: 10.5194/acp-11-13421-2011.

Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M., Zhai, P.M. (2013): Observations: Atmosphere and Surface. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Harvey, A.H., Span, R., Fujii, K., Tanaka, M., Davis, R.S. (2009): Density of water: roles of the CIPM and IAPWS standards. Metrologia 46, 196-198

Held, I.M., Soden, B.J. (2006): Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. Journal of Climate 19, 5686-5699

Hellmuth, O., Khvorostyanov, V.I., Curry, J.A., Shchekin, A.K., Schmelzer, J.W.P., Feistel, R., Djikaev, Yu.S., Baidakov, V.G. (2013): Selected Aspects of Atmospheric Ice and Salt Crystallisation. Joint Institute for Nuclear Research, Bogoliubov Laboratory of Theoretical Physics, Dubna, Russia

Hellmuth, O., Feistel, R., Lovell-Smith, J., Kalova, J. (2014): Metrological aspects of humidity: state of discussion on common positions, challenges, and needs. Technical Report of the Joint BIPM CCT-WG6/CCQM & JCS Workshop on Hygrometry, 16th Int. Conf. on the Properties of Water and Steam. Greenwich, UK, 2013. Internet: http://www.teos-10.org/JCS.htm

Hertz, H. (1885): Über den Energiehaushalt der Erde. Antrittsvorlesung an der Technischen Hochschule Karlsruhe am 20. April 1885. Manuskript ins Englische übersetzt und veröffentlicht von Mulligan, J.F., Hertz, G.G. (1997): An unpublished lecture by Heinrich Hertz: "On the energy balance of the Earth". American Journal of Physics 65, 36-45, doi: 10.1119/1.18565

IAPWS (2008): Release on the IAPWS formulation 2008 for the thermodynamic properties of seawater. The International Association for the Properties of Water and Steam (Internet: www.iapws.org)

IAPWS (2009): Revised release on the equation of state 2006 for H_2O ice Ih. The International Association for the Properties of Water and Steam (Internet: www.iapws.org)

IAPWS (2010): Guideline on an equation of state for humid air in contact with seawater and ice, consistent with the IAPWS formulation 2008 for the thermodynamic properties of seawater. The International Association for the Properties of Water and Steam (Internet: www.iapws.org)

IAPWS (2014): Revised release on the IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use. The International Association for the Properties of Water and Steam (Internet: www.iapws.org)

IAPWS (2015): Guideline on a Virial Equation for the Fugacity of H_2O in Humid Air. The International Association for the Properties of Water and Steam (Internet: www.iapws.org)

IOC, SCOR, IAPSO (2010): The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp, Paris. Internet: http://www.TEOS-10.org

IPCC (2007): IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4). Intergovernmental Panel on Climate Change.
Internet: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.shtml#1

IUGG (2011): Resolutions adopted by the council at the XXV IUGG General Assembly, Melbourne, Australia (26 June - 7 July 2011).
Internet: http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IUGG_Resolutions_2011.pdf

Jacobsen, J.P., Knudsen, M. (1940): Urnormal 1937 or primary standard sea-water 1937. Association d'Oceanographie Physique, Publication Scientifique No. 7.
Internet: http://iapso.iugg.org/images/stories/pdf/IAPSO_publications/Pub_Sci_No_7.pdf

Josey, S.A., Gulev, S., Yu, L. (2013): Exchanges through the ocean surface. In: Ocean Circulation and Climate. A 21st Century Perspective. G. Siedler, S.M. Griffies, J. Gould, J.A. Church (editors). Elsevier, Amsterdam, pp. 115-140

JPOTS (1981): The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. Tenth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (JPOTS), Sidney, B.C., Canada, 1-5 September 1980. Unesco technical papers in marine science 36, Unesco, Paris, pp. 13-21. Internet: http://unesdoc.unesco.org/images/0004/000461/046148eb.pdf

Kara, A.B., Hurlburt, H.E. Loh, W.-Y. (2007): Which near-surface atmospheric variable drives air-sea temperature differences over the global ocean? Journal of Geophysical Research - Ocean 112, C05020, doi: 10.1029/2006JC003833

Karl, T.R., Arguez, A., Huang, B., Lawrimore, J.H., McMahon, J.R., Menne, M.J., Peterson, T.C., Vose, R.S., Zhang, H.-M. (2015): Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Science 348, 1469-1472, doi: 10.1126/science.aaa5632

Katsaros, K. (2001): Evaporation and humidity: Encyclopedia of Ocean Sciences, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 870-877

Knox, R.S., Douglass, D.H. (2010): Recent Energy Balance of Earth. International Journal of Geosciences 2010, 99-101

Knudsen, M. (1903): On the standard-water used in the hydrographical research until July 1903. Conseil permanent international pour l'exploration de la mer. Publications de circonstance no. 2

Kosaka, Y. Xie, S.-P. (2013): Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. Nature 501, 403–437, doi: 10.1038/nature12534

Kraus, E.B. (1972): Atmosphere–Ocean Interaction. Clarendon Press, Oxford

Lindsay, R., Schweiger, A. (2015): Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations. The Cryosphere 9, 269–283, doi: 10.5194/tc-9-269-2015

Lovell-Smith, J.W., Feistel, R., Harvey, A.H., Hellmuth, O., Bell, S.A., Heinonen, M., Cooper, J.R. (2016): Metrological challenges for measurements of key climatological observables. Part 4: atmospheric relative humidity. Metrologia 53, R40–R59, doi: 10.1088/0026-1394/53/1/R40

Lozier, M.S. (2010): Deconstructing the Conveyor Belt. Science 328, 1507-1511

Lu, X., McElroy, M.B., Kiviluoma, J. (2009): Global potential for wind-generated electricity. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106, 10933-10938, doi: 10.1073/pnas.0904101106

Macdonald, A.M., Baringer, M.O. (2013): Ocean heat transport. In Siedler, G. et al. (eds.): Ocean Circulation and Climate. A 21st Century Perspective. Elsevier, Amsterdam, pp. 759-785

Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Matthes, K., Sassi, F., van Loon, H. (2009): Amplifying the Pacific Climate System Response to a Small 11-Year Solar Cycle Forcing. Science 325, 1114-1118

Meinrath, G. (2000): Comparability of thermodynamic data - a metrological point of view. Fresenius Journal of Analytical Chemistry 368, 574-584

Millero, F.J. (2010): History of the Equation of State of Seawater. Oceanography 23, 18-33

Millero, F.J., Feistel, R., Wright, D.G., McDougall, T.J. (2008): The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale. Deep-Sea Research I 55, 50-72

Milton, M.J.T., Davis, R., Fletcher, N. (2014): Towards a new SI: a review of progress made since 2011. Metrologia 51, R21-R30, doi: 10.1088/0026-1394/51/3/R21

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C. (2011): Human contribution to more-intense precipitation extremes. Nature 470, 378–381

Mitchell, J.F.B. (1989): The 'Greenhouse' effect and climate change. Review of Geophysics 27, 115-139

Palle, E., Goode, P.R., Montañes-Rodriguez, P., Koonin, S.E. (2004): Changes in Earth's reflectance over the past two decades. Science 304, 1299-1301

Pawlowicz, R., McDougall, T., Feistel, R. Tailleux, R. (2012): An historical perspective on the development of the thermodynamic equation of seawater - 2010. Ocean Science 8, 161-174, doi: 10.5194/os-8-161-2012

Pawlowicz, R., Feistel, R., McDougall, T.J., Ridout, P., Seitz, S., Wolf, H. (2016): Metrological challenges for measurements of key climatological observables Part 2: Oceanic salinity. Metrologia 53 (2016) R12–R25, doi:10.1088/0026-1394/53/1/R12

Peixoto, J.P., Oort, A.H. (1992): Physics of Climate. American Institute of Physics, New York

Peixoto, J.P., Oort, A.H. (1996): The climatology of relative humidity in the atmosphere. Journal of Climate 9, 3443-3463

Pelkowski, J. (1995): Entropieerzeugung eines strahlenden Planeten: Studien zu ihrer Rolle in der Klimatheorie. Verlag Harry Deutsch, Thun, Frankfurt am Main

Pelkowski, J. (2014): On the Clausius-Duhem Inequality and Maximum Entropy Production in a Simple Radiating System. Entropy 16, 2291-2308; doi:10.3390/e16042291

Picard, A., Davis, R.S., Gläser, M. Fujii, K. (2008): Revised formula for the density of moist air (CIPM-2007). Metrologia 45, 149-155

Pierrehumbert, R.T. (2010): Principles of Planetary Climate. Cambridge University Press, Cambridge

Pollack, H.N., Hurter, S.J., Johnson, J.R. (1993): Heat Flow from the Earth's Interior: Analysis of the Global Data Set. Reviews of Geophysics 30, 267-280

Prescott, J.A., Collins, J.A. (1951): The lag of temperature behind solar radiation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 77, 121-126

Rahmstorf, S., Box, J.E., Feulner, G., Mann, M.E., Robinson, A., Rutherford, S., Schaffernicht, E.J. (2015): Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. Nature Climate Change 5, 475-480, doi: 10.1038/NCLIMATE2554

Randall, D. (2012): Atmosphere, Clouds, and Climate. Princeton University Press, Princeton

Rayner, D., Hirschi, J.J.-M., Kanzow, T., Johns, W.E., Wright, P.G., Frajka-Williams, E., Bryden, H.L. Meinen, C.S., Baringer, M.O. Marotzke, J., Beal, L.M., Cunningham, S.A. (2011): Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation. Deep-Sea Research II, 58, 1744-1753

Rhein, M., Rintoul, S.R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R.A., Gulev, S., Johnson, G.C., Josey, S.A., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L.D., Wang, F. (2013): Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Santer, B.D., Mears, C., Wentz, F.J., Taylor, K.E., Gleckler, P.J., Wigley, T.M.L., Barnett, T.P., Boyle, J.S., Brüggemann, W., Gillett, N.P., Klein, S.A., Meehl, G.A., Nozawa, T., Pierce, D.W., Stott, P.A., Washington, W.M., Wehner, M.F. (2007): Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 104, 15248-15253

Schiermeier, Q. (2015): Climatologists to physicists: your planet needs you. Nature 520, 140-141

Schmidt, H., Alterskjær, K., Bou Karam, D., Boucher, O., Jones, A., Kristjansson, J.E., Niemeier, U., Schulz, M., Aaheim, A., Benduhn, F., Lawrence, M., Timmreck, C. (2012): Solar irradiance reduction to counteract radiative forcing from a quadrupling of CO_2: climate responses simulated by four earth system models. Earth System Dynamics 3, 63-78, doi:10.5194/esd-3-63-2012

Schmutz, W. (2010): Total solar irradiance: Challenges for the future. WMO-BIPM Workshop on Measurement Challenges for Global Observation Systems for Climate Change Monitoring: Traceability, Stability and Uncertainty: 30 March to 1 April 2010, Geneva, IOM-Report 105,

WMO/TD 1557.
Internet: http://www.bipm.org/ws/BIPM/WMO-BIPM/Allowed/Session_C/C.02-Schmutz.pdf

Schmutz, W., Fehlmann, A., Hüsen, G., Meindl, P., Winkler, R., Thuillier, G., Blattner, P., Buisson, F., Egorova, T., Finsterle, W., Fox, N., Gröbner, J., Hochedez, J.-F., Koller, S., Meftah, M., Meisonnier, M., Nyeki, S., Pfiffner, D., Roth, H., Rozanov, E., Spescha, M., Wehrli, C., Werner, L., Wyss, J.U. (2009): The PREMOS/PICARD instrument calibration. Metrologia, 46, S202-S206

Schneider, E.K., Kirtman, B.P., Lindzen, R.S. (1999): Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity. Journal of the Atmospheric Sciences 56, 1649-1658

Schwartz, S.E. (2007): Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system. Journal of Geophysical Research 112, D24S05, doi: 10.1029/2007JD008746

Scripps (2016): The Keeling Curve. A daily record of atmospheric carbon dioxide from Scripps Institution of Oceanography at UC San Diego.
Internet: https://scripps.ucsd.edu/programs/keelingcurve/

Seitz, S., Feistel, R., Wright, D.G., Weinreben, S., Spitzer, P., de Bievre, P. (2011): Metrological traceability of oceanographic salinity measurement results. Ocean Science 7, 45-62, doi: 10.5194/os-7-45-2011

Sellers, W.D. (1969): A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. Journal of Applied Meteorology 8, 392-400

Šesták, J., Hubík, P., Mareš, J.J. (2010): Thermal analysis scheme aimed at better understanding of the Earth's climate changes due to the alternating irradiation. Journal of Thermal Analysis and Calorimetry 101, 567-575

Sofia, S. (1984): Solar Variability as a Source of Climate Change. In: Hansen, J. E., Takahashi, T. (Eds.): Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, American Geophysical Union, Washington D.C., p. 202-206

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C. (2009): Total solar irradiance during the Holocene. Geophysical Research Letters 36, L19704, doi: 10.1029/2009GL040142

Stephens, G.L., Li, J., Wild, M., Clayson, C.A,, Loeb, N., Kato, S., L'Ecuyer, T., Stackhouse, P.W., Lebsock, M., Andrews, T. (2012): An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. Nature Geoscience 5, 691–696

Tanaka, M., Girard, G., Davis, R., Peuto, A. Bignell, N. (2001): Recommended table for the density of water between 0 °C and 40 °C based on recent experimental reports. Metrologia 38, 301-319

Tobiska, W., Nusinov, A. (2006): ISO 21348 – Process for determining solar irradiances. In: 36th COSPAR Scientific Assembly, vol. 36 of COSPAR, Plenary Meeting, p. 2621–2462

Tollefsen, J. (2012): Climate forecasting: a break in the clouds. Nature 485, 164-166

Tollefsen, J. (2014): Climate change: the case of the missing heat. Nature 505, 276-278, doi:10.1038/505276a

Trenberth, K.E. (2010): The ocean is warming, isn't it? Nature 465, 304

Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., Balmaseda, M.A. (2014): Earth's Energy Imbalance. Journal of Climate 27, 3129-3144, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00294.1

Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen, T. Zhang (2013): Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K.

Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

von Schuckmann, K., Palmer, M.D., Trenberth, K. (2016): An imperative to monitor Earth's energy imbalance. Nature Climate Change 6, 138-144, doi: 10.1038/NCLIMATE2876

Wells, N.C. (2012): The Atmosphere and Ocean. Wiley-Blackwell, Oxford

Wentz, F.J., Ricciardulli, L., Hilburn, K., Mears, C. (2007): How Much More Rain Will Global Warming Bring? Science 317, 233-235, doi: 10.1126/science.1140746

Wielicki, B.A., Wong, T., Loeb, N., Minnis, P., Priestley, K., Kandel, R. (2005): Changes in Earth's albedo measured by satellite. Science 308, 825

WMO (2008): Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, 7th ed. World Meteorological Organization, Geneva. Internet: www.wmo.int/pages/prog/gcos/documents/gruanmanuals/CIMO/CIMO_Guide-7th_Edition-2008.pdf

Wright, D.G., Feistel, R., Reissmann, J.H., Miyagawa, K., Jackett, D.R., Wagner, W., Overhoff, U., Guder, C., Feistel, A., Marion, G.M. (2010): Numerical implementation and oceanographic application of the thermodynamic potentials of liquid water, water vapour, ice, seawater and humid air - part 2: The library routines. Ocean Science 6, 695-718, doi: 10.5194/os-6-695-2010

Wright, D.G., Pawlowicz, R., McDougall, T.J., Feistel, R., Marion, G.M. (2011): Absolute Salinity, ''Density Salinity'' and the Reference-Composition Salinity Scale: present and future use in the seawater standard TEOS-10. Ocean Science 7, 1-26, doi: 10.5194/os-7-1-2011

Yu, L. (2007): Global Variations in Oceanic Evaporation (1958–2005): The Role of the Changing Wind Speed. Journal of Climate 20, 5376-5390, doi: 10.1175/2007JCLI1714.1

Zhang, G.J., Cai, M., Hu, A. (2013): Energy consumption and the unexplained winter warming over northern Asia and North America. Nature Climate Change 3, 466-470, doi: 10.1038/nclimate1803

Adresse des Verfassers:
rainer.feistel@io-warnemuende.de