

## 4.2 Niederschläge in den Polarregionen und ihre Erfassung

ANDREAS BECKER & BRUNO RUDOLF

**Precipitation in polar regions and their registration:** Arctic precipitation is measured directly by a rain gauge in the majority of cases. For rain the measurement error of these gauges is about 5–10% and increases up to more than 100% for snow, depending on the wind. Therefore, different kinds of wind shields are usually mounted on arctic rain gauges, partly specific for the country (Nipher in Canada, Tretjakov in Russia). Precipitation radar networks are available in many countries but do not cover the polar regions despite a few systems north of 70 °N in Alaska, Norway, Sweden and Finland. The precipitation estimates from satellites are very rough for ice/snow covered surfaces. The model forecasts are also insufficient in comparison to ground based measurements. An overall integrated precipitation estimate can be calculated from atmospheric moisture fluxes. Taking all sources into account the mean average precipitation north of 70 °N is estimated to 10 mm/mon in winter and 20 mm/mon in summer. In the Antarctic the average is in the scale of the arctic winter-time precipitation.

Wie hoch sind die polaren Niederschläge, haben auch sie sich mit dem globalen Klimawandel verändert? Dieser Beitrag widmet sich im Besonderen der Problematik mit welchen Methoden und wie genau die polaren Niederschläge beobachtet werden können. Es wird ersichtlich, dass eine quantitative Bestimmung der polaren Niederschläge auf der Basis von Beobachtungsdaten äußerst schwierig ist. Die unterschiedlichen vorhandenen Methoden, wobei auch Ergebnisse der Modell-Reanalysen einbezogen werden, liefern durchaus unterschiedliche Niederschlagsverteilungen.

### Motivation

Flächendeckende Niederschlagsanalysen für die Polargebiete können eine wichtige Information über das globale Klimasystem sowie über den Klimawandel liefern. Besonders die hydrologischen Verhältnisse in der inneren Arktis und Antarktis sind noch wenig bekannt. Gesicherte quantitative Niederschlagsanalysen zur Darstellung der räumlichen Verteilung und deren zeitlicher Entwicklung wären eine Basis zur Bewertung der regionalen Folgen der beobachteten globalen Erwärmung. Im Klimasystem spielt die thermohaline Zirkulation im Arktischen Meer eine wichtige Rolle. Eine Änderung des Süßwassereintrags infolge eines sich ändernden Niederschlagsregimes würde auch auf die Ozeanzirkulation einwirken. Daher dürfen sich die Betrachtungen nicht auf die inneren Polargebiete beschränken, vielmehr muss der Niederschlag über dem gesamten hydrologischen Einzugsgebiet des Arktischen Ozeans analysiert werden (MACHEL et al. 2005).

### Die direkte Beobachtung der Niederschlagshöhe

Unter der Messgröße »Niederschlagshöhe« versteht man die Wassermenge, die innerhalb einer bestimmten Zeitspanne auf eine horizontale Bodenfläche fällt. Nur bodengestützte Messmethoden, welche das Volumen oder die Masse des auf eine bekannte Fläche gefallenen Wassers in definierten Zeitintervallen erfassen,

liefern ein direktes Messergebnis der Niederschlagshöhe. Alle anderen Methoden, ob Radar oder Satelliteninstrumente, messen Strahlungsintensitäten, wobei die Ausbreitung der Strahlung mehr oder weniger deutlich von dem in der Atmosphäre befindlichem Wasser abhängt. Die Niederschlagshöhe wird üblicherweise in der Einheit Millimeter angegeben. 1 mm entspricht einem Liter oder Kilogramm pro Quadratmeter. Der Zeitbezug wird durch die Bezeichnung tägliche, monatliche oder jährliche Niederschlagshöhe hergestellt oder durch eine zeitbezogene Einheit (mm/Minute, mm/Stunde, mm/Tag, mm/mon, mm/Jahr) angegeben.

Das vorherrschende bodengebundene System der Niederschlagsmessung hat sich seit Jahrhunderten kaum geändert. Der in einen Trichter gefallene und in einem Topf gesammelte Niederschlag wird über sein Volumen oder Gewicht quantitativ gemessen. Abgelesen bzw. registriert wird manuell durch Beobachter oder automatisch durch mechanische oder elektronische Techniken. Prinzipiell erfasst dieses Verfahren den fallenden Niederschlag direkt, jedoch nicht vollständig. Ein Teil des Niederschlags drifft durch Windeffekte (Umströmung des Gerätekörpers) über das Gerät hinweg und gelangt somit nicht in den Messtrichter. Dieser Effekt hängt von der Windgeschwindigkeit am Ort und während der Messung sowie von der Niederschlagsart ab. Der Verlust beträgt etwa 5–10% bei Regen, deutlich mehr aber bei Schnee, in Extremfällen bis zu 90% des tatsächlich gefallenen Niederschlags (YANG et al. 2005). Verringert werden kann der windbedingte Fehler durch einen geeigneten Windschutz am Gerät. Fernerhin kann ein Teil des Niederschlags bei der Messung verloren gehen, indem Wasser aus dem benetzten Trichter oder dem Sammelgefäß heraus verdunstet. Da als Schnee oder Eis gefallener Niederschlag durch Heizung des Messtrichters getaut werden muss, ist auch der verdunstungsbedingte Messfehler bei festen Niederschlägen erheblich. Die Höhe dieser systematischen Messfehler hängt nicht nur von den Wetterbedingungen sondern auch von der Bauweise, Aufstellungshöhe und Umgebung des Instrumentes ab.

Auf der Basis von weltweiten Vergleichsmessungen mit Standard- und Referenzgeräten wurden empirische, geräte- und windabhängige Korrekturfunktionen ermittelt, die bei der Analyse der Daten berücksichtigt werden können (WMO, GOODISON et al. 1998). Trotz solcher Korrekturen bleibt die Niederschlagsmessung unter extremen Bedingungen, wie sie in den polaren und subpolaren Regionen oder im Gebirge herrschen, sehr problematisch (vgl. *Abb. 4.2-1*). Dort kommen noch zwei weitere Faktoren hinzu: Zum einen kann vom Wind aufgewehter und heran getriebener Schnee nicht von gefallenem Neuschnee unterschieden werden. Zum anderen gibt es dort nur sehr wenige meteorologische Messstationen.

Wie *Abb. 4.2-2* zeigt, liegen die meisten Stationen der Antarktis in Küstennähe. Die mit synoptischen Wettermeldungen gelieferten Messdaten (bis zu 300 mm/mon) sind keinesfalls repräsentativ für das innere Hochland (Vostok bis 10 mm/mon). Die dargestellten Datenreihen zeigen große Datenlücken sowie unplausible Unterschiede der gemeldeten Daten in verschiedenen Jahren. Ähnlich dünn ist die Datenbasis für Grönland, wo es ca. 30 Küstenstationen gibt, aber keine einzige Niederschlagsstation auf dem Eisschild. Auch über den weiten nördlichen Bereichen Kanadas und Sibiriens ist die Stationsdichte viel zu gering, um aus den Messdaten alleine halbwegs genaue Gebietsniederschläge zu ermitteln.

Experimentelle Niederschlagsmessungen wurden auf dem Polaren Meereissschild durchgeführt (NSIDC 1996). Die USA betreiben seit 1947 eine bemannte Station auf dem Eis. Von 1950 bis 1991 hatte die Sowjetunion 30 Treibeisstationen in der Arktis betrieben,

deren Lebensdauer jeweils rund ein Jahr betrug, während dem die Station mit dem Eis driftete. Auf diesen Stationen hielten sich jeweils mehrere Wissenschaftler auf. Unter anderem wurde auch der Niederschlag sehr sorgfältig gemessen. Es handelt sich hierbei um punktuelle aber wandernde Daten. Mehrmals täglich wurden auch Radiosondenaufstiege durchgeführt und Temperatur, Feuchte und Druck bis in eine Höhe von 10–15 km gemessen und per Funk weitergegeben.

Niederschlagssensoren werden im zunehmenden Maße automatisiert betrieben was natürlich insbesondere in den Polarregionen aufgrund des hohen Potentials zur Kostenbegrenzung geschieht. Die Automatisierung stellt aber auch eine besondere Herausforderung für Erhalt und Pflege der Datenqualität dar. Die »Commission for Instruments and Methods of Observations« (CI-MO) der WMO führt daher das »Solid Precipitation Intercomparison Experiment« (SPICE) aus, um insbesondere die Performanz automatischer Stationen zu testen und zu verbessern. SPICE sammelt die Ergebnisse von unterschiedlichsten Vergleichsmessungen der nationalen Wetterdienste aus. RASMUSSEN et al. (2012) beschreiben sehr schön und übersichtlich so eine Messumgebung und führen umfänglich in die relevanten Aspekte bei der Bestimmung der Genauigkeit von Schneemessungen ein.

### Indirekte Bestimmung des Niederschlags

Fernerkundung von Niederschlag. Inzwischen verfügen zahlreiche nationale Wetterdienste über flächendeckende Radarnetze zur Niederschlagsbeobachtung. Dies gilt allerdings kaum für die Polarregionen (*Abb. 1*



*Abb. 4.2-1: Anschauliches Beispiel für die Problematik der Niederschlagsmessung unter extremen Bedingungen (DWD, Wetterstation Brocken. Photo S. Rösner, mit seiner freundlichen Genehmigung).*

in HEISTERMANN et al. 2013). Eine hohe quantitative Genauigkeit würde ohnehin nur durch die Anreicherung der Radarergebnisse an hinreichend dichte bodengestützte Messdaten erreicht. Es gibt aber inzwischen erste Initiativen der WMO, den globalen Austausch und die zweckmäßige Abspeicherung globaler Radardaten zu standardisieren, und damit überhaupt die technischen Voraussetzung zu schaffen, Radardaten der hydroklimatologischen Forschergemeinschaft bereitzustellen (MICHELSON et al. 2013).

Damit verbleiben bis auf weiteres nur noch die Daten der polar umlaufenden Satelliten. Leider lassen sich die physikalisch »niederschlagsnahen« Frequenzen (Mikrowellen bei 19–22 GHz und bei 85 GHz) nur über eisfreien Land- oder Ozeangebieten zur Niederschlagsbestimmung heranziehen. Jegliche Eis- oder Schneebedeckung der Oberfläche führt zu einer Überdeckung des Niederschlagssignals. Wegen dieser Problematik wurden gemeinsam von USA und Japan sowie auch von Europa neue Techniken entwickelt, bei denen über die Laufzeit eines Laserimpulses vom Satelliten zum Boden und zurück die geometrische Entfernung äußerst exakt und damit die Höhe der Eisdecke vermessen werden kann. »IceSat«, der erste zur Polarforschung konzipierte Lasersatellit der USA (ZWALLY et al. 2002) hat

wegen eines Defekts des ersten der drei Laser kurz nach dem Start der Messungen im Februar 2003 und dem Versagen des letzten Lasers im Oktober 2009 nur eine limitierte Betriebsdauer. Leider war die erste europäische »CryoSat-Mission« aufgrund des Absturzes der Trägerrakete in 2005 gescheitert, aber inzwischen liefert die Nachfolgemission »CryoSat-2« seit Juli 2010 Daten (WINGHAM et al. 2006). Der Start der »IceSat-2« Mission ist derzeit von der NASA für Juli 2016 vorgesehen.

Die globalen monatlichen Niederschlagsanalysen des *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP V2.2) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) decken auch die Polargebiete mit Rasterdaten ab (ADLER et al. 2003). Allerdings beruhen die Daten in den höheren Breiten auf einer sehr vereinfachten empirischen Beziehung zwischen der langwelligen Ausstrahlung und der Niederschlagsbildung. Über Land werden die satellitengestützten Niederschlagsfelder an die Analysen der direkt gemessenen Daten unter Berücksichtigung der regionalen Stationsdichte angepasst. Die bisher vorhandene Zeitreihe der globalen monatlichen (täglichen) Analysen umfasst bereits knapp 35 (13) Jahre von 1979 (1996) bis 2013 (2009), im Hinblick auf Inhomogenität, verursacht durch den Fort-

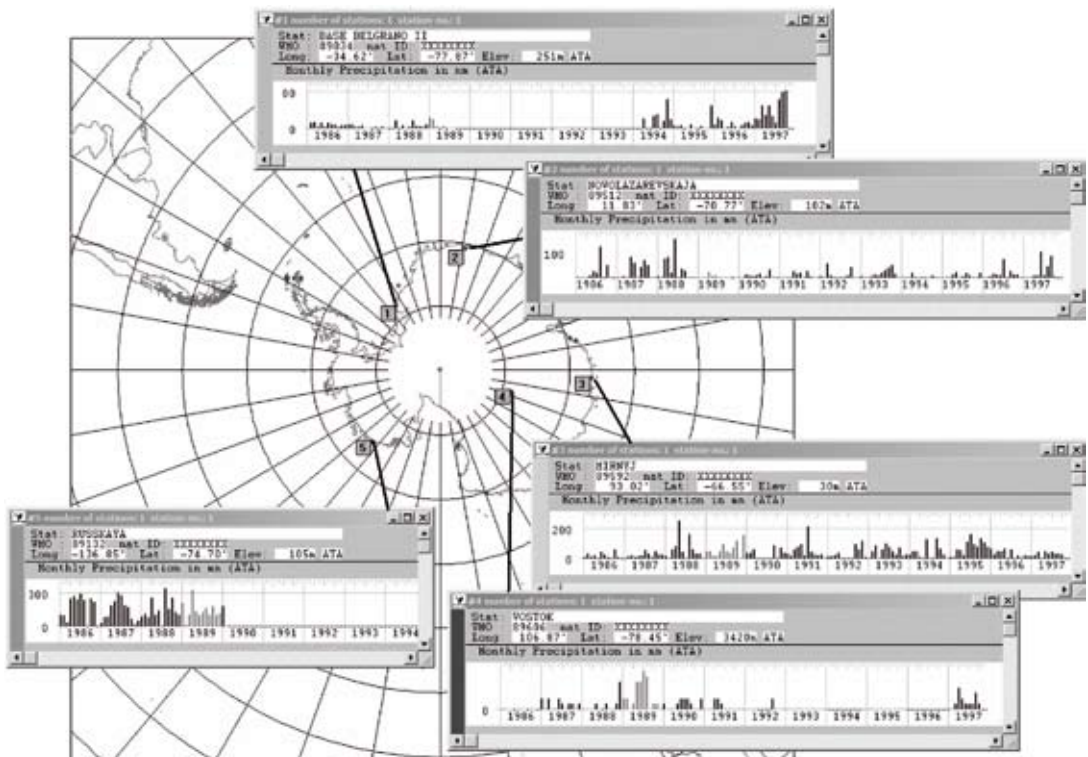


Abb. 4.2-2: Lage der antarktischen stationen und zeitlicher Verlauf der monatlichen Niederschlagshöhe für einige ausgewählte Stationen (Vostok, Maximum = 10 mm/mon).

schritt der eingesetzten Satellitensensorik, ist sie aber zur Untersuchung des Niederschlagstrends im Rahmen des Klimawandels weniger geeignet.

**Modellgestützte Niederschlagsabschätzung:** Mit dem Ziel, die globalen Wettervorhersagemodelle zur Analyse des Klimas zu verwenden, haben sowohl die Wetterdienste der USA (Kooperation von NOAA und NCAR) sowie Europa (EZMW) mit ihren Modellen rückwirkend tägliche numerische Vorhersagen für mehr als 40 Jahre berechnet (KALNAY et al. 1996, UPPALLA 2005). Dabei sind alle verwendbaren Beobachtungsdaten eingeflossen. Diese Reanalysen liefern vierdimensionale (Zeit und Raum) global flächendeckende Datensätze.

**Niederschlagsabschätzung aus atmosphärischen Feuchteflüssen:** Eine weitere mögliche Methode zur Schätzung des polaren Niederschlags beruht auf der Massenbilanz der atmosphärischen Feuchte. Dabei werden vertikal integrierte horizontale Feuchteflüsse betrachtet. Deren Konvergenz im betrachteten Gebiet muss zur Erhaltung der Massenbilanz durch den horizontal integrierten vertikalen Feuchtefluss, also der

Differenz von Niederschlag und Verdunstung, ausgeglichen werden. Aber auch diese Niederschlagsbestimmung hat ihre Grenzen und Ungenauigkeiten, da die Verdunstung nur vage geschätzt werden kann. Die zur Berechnung der Feuchteflüsse benötigten Radiosondenstationen liegen fast ausschließlich auf dem Land und das in nur geringer Zahl.

### Vergleich der polaren Niederschläge aus verschiedenen Abschätzungen

Um einen Eindruck der räumlichen Verteilung der Niederschläge in der Arktis und deren Unsicherheiten zu erhalten wurden die saisonalen vieljährigen Mittelwerte der jährlichen Niederschlagshöhe aus dem GPCP und die Verteilung für die Zonen 60 °N bis 90 °N, den kombinierten Satelliten- und Stationsdaten des GPCP (GPCP-V2.2, ADLER et al. 2003, *Abb. 4.2-3* oben) denjenigen aus den Reanalysen des EZMW (ERA 40 und ERA-Interim) gegenüber gestellt (*Abb. 4.2-4a,b*). Die innere Arktis weist mit weniger als 240 mm/Jahr bzw. 20 mm/mon ein lokales Minimum auf. Dort sind auch kaum Unterschiede festzustellen. Trockener ist es

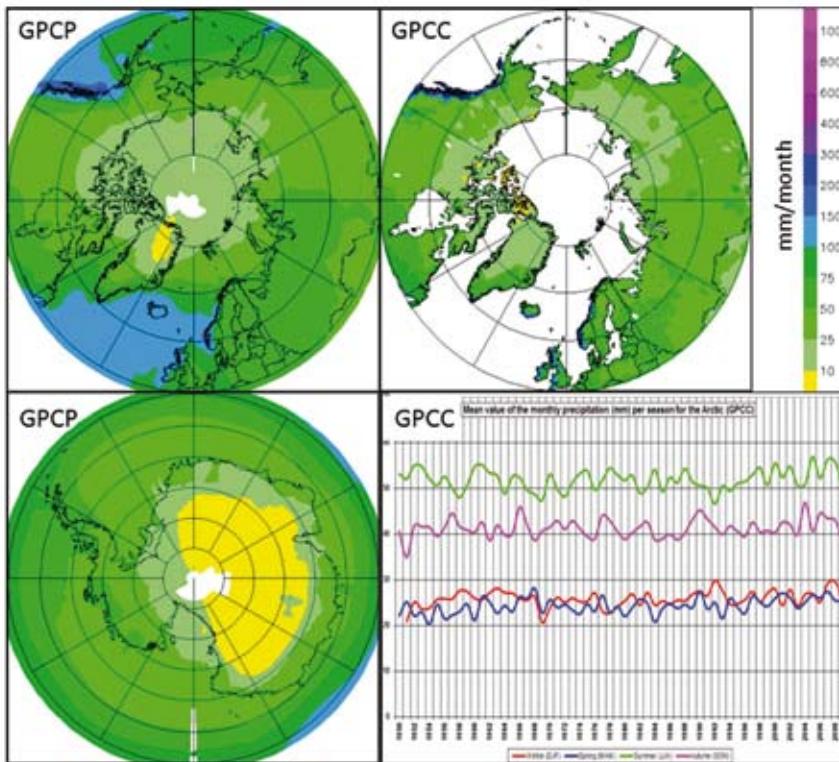


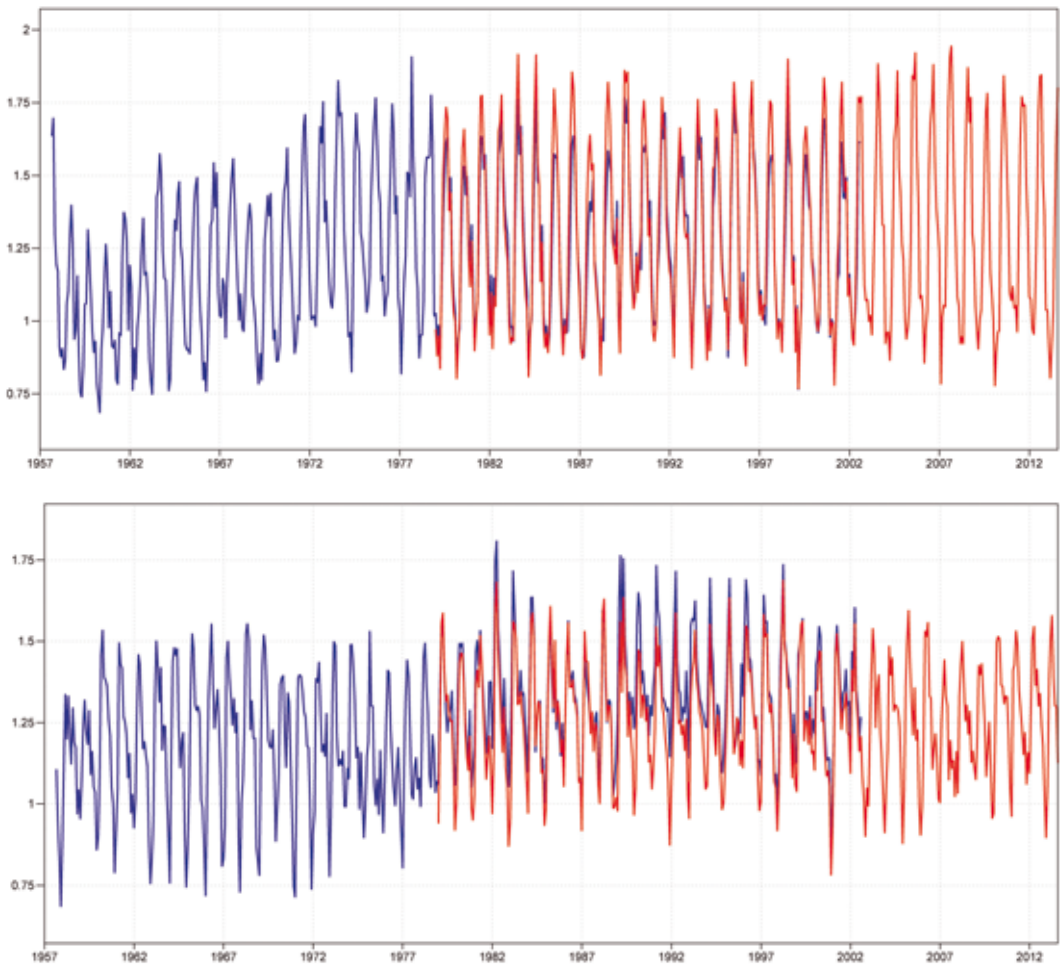
Abb. 4.2-3: Mittlerer Jahresniederschlag in der Arktis (*obere Reihe*) und in der Antarktis (*links unten*) gemäß der Klimanormalen der globalen gerasterten Datenprodukte GPCP V2.2 (*links*) und GPCC Klimatologie V2011 (*rechts oben*). Darüber hinaus zeigt die Abbildung *rechts unten* die mittleren Niederschläge pro Jahreszeit in der Arktis (*grün*: Sommer; *pink*: Herbst; *blau*: Frühjahr; *rot*: Winter). Es werden mm/Monat gezeigt, für die jährliche respektive saisonale Summen sind die Werte mit 12 bzw. 3 zu multiplizieren.

nur noch auf dem nördlichen Rand des Grönlandeises mit unter 120 mm/Jahr bzw. 10 mm/mon (*Abb. 4.2-3* oben). An den Westküsten der Kontinente treten die maximalen Niederschläge auf durch die Gebirgszüge in der Westwindzone. Hier gibt es auch die größten Differenzen zwischen den beiden Produkten. Auch die Südspitze von Grönland weist mit über 1.500 mm/Jahr ein Maximum auf, bedingt durch die von Neufundland nach Island ziehenden Tiefs.

In die Vergleichsstudie wurden noch weitere Daten- und Modellprodukte einbezogen, die globalen Niederschlagsklimatologien von JAEGER (1976) und LEGATES & WILLMOTT (1990), die Kombination von Satelliten- und Stations- und Modelldaten von XIE & ARKIN (1997, CMAP) sowie die Modell-Reanalyse des NCEP (KALNAY et al. 1996). Die mittleren antarktischen

und arktischen jährlichen Niederschläge für die Zonen 70 °N bis 90 °N bzw. 70 °S bis 90 °S sind in *Tab. 4.2-1* zusammengestellt. Trotz der sehr unterschiedlichen Methoden und der Schwächen jedes der einzelnen Produkte, stimmen die fünfjährigen arktischen Gebietsmittel von GPCP-V2, CMAP und der ERA-40-Reanalyse (HAGEMANN et al. 2005) teilweise gut überein. ERA-40 (UPPALA 2005) liefert jedoch einen vergleichsweise hohen Niederschlag für die Arktis (*Abb. 4.2-4a*) und die Antarktis (*Abb. 4.2-4b*). NCEP und JAEGER liefern für beide Polargebiete geringere Werte. LEGATES & WILLMOTT überschätzen deutlich den Niederschlag für die Antarktis, da sie einen nach Ansicht der Autoren problematischen Ansatz zur Korrektur des oben erläuterten systematischen Messfehlers verwendeten.

Nimmt man die nächsten 10 Grad südlich hinzu



**Abb. 4.2-4:** Monatlich gemittelter Niederschlag in mm/Tag für die Arktis (90 °N-60 °N, oben) und die Antarktis (90 °S-60 °S, unten) von Januar 1957 bis August 2013 basierend auf den ERA40 (blau) und der ERA-Interim Reanalysen des EZMWF.

**Tab. 4.2-1:** Antarktische und arktische mittlere Jahresniederschläge in mm/Jahr nach verschiedenen Quellen (RUDOLF & RUBEL 2005).

Quelle	GPCP-V2	CMAP	ERA-40	NCEP	Jaeger	Legates (cor)
Zeitraum	1991–1995 (1979–2000)	1991–1995	1991–1995 (1979–2000)	(1979–2000)	Langzeit	Langzeit
Arktis (70–90 °N)	266 (220)	259	354 (302)	198	215	274
Antarktis (70–90 °S)	245 (252)	234	226 (174)	177	197	548

(60 °N bis 90 °N, Abb. 4.2-3 rechts unten) so erhöhen sich die mittleren polaren Jahresniederschläge je nach Saison erheblich auf über 50 mm/mon im Sommer, rund 40 mm/mon im Herbst und immerhin noch 25 mm/mon in Winter und Frühjahr. In der Antarktis gibt es im Jahresmittel gemäß der GPCP V2.2 Analyse (Abb. 4.2-3, links unten) für die Zonen 70 °N bis 90 °N eine Zweiteilung je nach geographischer Länge, mit unter 10 mm/mon für die 180 Grad östlich von Greenwich und rund 30 mm/mon für die wesentlich feuchtere Hälfte westlich von Greenwich bis zur Datumsgrenze. Auch hier erhöhen sich die Niederschläge durch Hinzunahme der Zone 60 °S bis 70 °S erheblich, allerdings reicht nur die antarktische Halbinsel nördlich von 65 °S, sodass in diesem Breitengürtel nun die Hälfte westlich von Greenwich mit seinen maritimen Niederschläge über dem ganzjährig weitgehend eisfreien Süd-Pazifik die Feuchtere ist.

### Schlussbetrachtung

Mit den vorhandenen Daten können die polaren Niederschläge nur näherungsweise bestimmt werden. Modelle und Daten zeigen beträchtliche Abweichungen zueinander. Zieht man alle verfügbaren Quellen in Betracht so ergibt sich für die Arktis (70–90 °N) eine Niederschlagshöhe im Winter von etwa 10 mm/mon und im Sommer etwa 20–30 mm/mon, wobei auch im Sommer immer noch die Hälfte als Schnee fällt.

Aufgrund der allgemeinen Erwärmung ist ein Rückgang des Schneeanteils am Gesamtniederschlag auch in den höheren Breiten der Nordhemisphäre zu verzeichnen. Dies gilt nicht für die sehr kalten Bereiche der Antarktis. Eine Änderung der fest-flüssig Verteilung des Niederschlages kann bei der Trendanalyse basierend auf Messreihen mit Überwehungskorrektur zur Inhomogenität und zu unrealistischen Trends führen. Dies ist eine der Hauptherausforderungen bei der Quantifizierung des globalen Wasserkreislaufes (HEGERL et al, 2014). Während die Zukunft langfristig sicher neue, bessere Satellitensysteme bringen wird, ist die Anzahl der meteorologischen Stationen, an denen der Niederschlag direkt gemessen wird, jedoch seit ca. 25 Jahren weltweit rückläufig. Besonders in den dünn besiedelten höheren Breiten, d.h. in Kanada und Russland, wurden

die Messnetze erheblich ausgedünnt. Auch die Referenzmessung durch Abwiegen des Neuschnees wird an vielen Stationen nicht mehr durchgeführt. Das von den Vereinten Nationen ausgerufenen Internationale Polarjahr das tatsächlich von 2007 bis 2009 andauerte hat die polare Klima-Problematik wieder stärker in das allgemeine Bewusstsein gehoben und mit der jüngsten Verabschiedung eines Implementierungsplanes zum Aufbau eines Global Cryosphere Watch (KEY et al. 2013) wird auch das Problem der genauen Niederschlagsbeobachtung in den Polarregionen wieder aufgegriffen.

### Literatur

- ADLER, R. F., G. J. HUFFMAN, A. CHANG, R. FER-RARO, P.-P. XIE, J. JANOWIAK, B. RUDOLF, U. SCHNEIDER, S. CURTIS, D. BOLVIN, A. GRUBER, J. SUSSKIND, P. ARKIN & E. NELKIN (2003): The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147-1167.
- BECKER, A., P. FINGER, A. MEYER-CHRISTOPHER, B. RUDOLF, K. SCHAMM, U. SCHNEIDER & M. ZIESE (2013): A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 71-99, doi:10.5194/essd-5-71-2013.
- CULLATHER, R. I., D. H. BROMWICH & M. C. SERREZE (2000): The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic Basin from reanalyses. Part I. Comparison with observations and previous studies. *J. Climate*, 13, 923-937.
- GÖBER, M., R. HAGENBROCK, F. AMENT & A. HENSE (2003): Comparing mass-consistent atmospheric moisture budgets on an irregular grid: An Arctic example. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129, 2383-2400.
- GOODISON, B. E., P. Y. T. LOUIE & D. YANG (1998): WMO solid precipitation measurement intercomparison. Final report. WMO/TD No. 872.
- HAGEMANN, S., K. ARPE & L. BENGTTSSON (2005): Validation of the hydrological cycle of ERA40. ECMWF ERA-40 Proj. Rep. Ser. 24, Reading, UK.
- HEGERL, G., E. BLACK, R. P. ALLAN, W. J. INGRAM, D. POLSON, K. E. TRENBERTH, R. S. CHADWICK, P. A. ARKIN, B. B. SAROJINI, A. BECKER, E. M. BLYTH, A. DAI, P. DURCK, D. EASTERLING, H. FOWLER, E. KENDON, G. J. HUFFMAN, C. LIU, R. MARSH, M. NEW, T.J. OS-

- BORN, N. SKLIRIS, P.A. STOTT, P.-L. VIDALE, S. E. WIJFFELS, L. J. WILCOX, K. M. WILLET & X. ZHANG (2014): Challenges in quantifying changes in the global water cycle. Submitted to *Bul. Am. Meteorol. Soc.*
- HEISTERMANN, M., S. JACOBI & T. PFAFF (2013): Technical Note: An open source library for processing weather radat data (wradlib). *Hydrol Earth Syst. Sci.*, 17, 863-871.
- HENSE, A. (Koordinator) (2005): ACSYS-2 Abschlussbericht. September 2005.
- JAEGER, L. (1976): Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde; *Ber. Dtsch. Wetterdienstes* 139, 33 S.
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, A. LEETMAA, B. REYNOLDS, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, R. JENNE & D. JOSEPH (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bul. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437-472.
- KEY, J., M. ONDRÁŠ & B. GOODISON (2013): WMO Global cryosphere watch (GCW) Implementation plan Version 1.1. [http://www.wmo.int/pages/prog/www/polar/GCW/GCW\\_IP.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/www/polar/GCW/GCW_IP.pdf).
- LEGATES, D. R. & C. J. WILLMOTT (1990): Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation; *Int. J. Climatol.* 10, 111-127.
- MÄCHEL, H., B. RUDOLF, T. MAURER, S. HAGEMANN, R. HAGENBROCK, L. KITAEV, E. J. FØRLAND, V. RASUVAEV & O. E. TVEITO (2005): Chapter 5: Observed Hydrological Cycle. In: LEMKE, P. & H.-W. JACOBI (eds.) »ARCTIC Climate Change – The ACSYS Decade and Beyond«, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, 43, Springer, DOI 10.1007/978-94-007-2027-5.
- MICHELSON, D., P. JOE, D. LOCKETT, S. GOLDSTRAW, L. BAI, A. BECKER, K. GEORGEKAKOS, S. FOREMAN, E. FUCILE, R. GIRAUD, T. HOHMANN, A. KAMILIDDIN, M. KITCHEN, E. KYTE, J.-F. MAHFOUF, S. MATTHEWS, J. M. REZENDE, O. SIRCI & M.A. de B. TEIXEIRA (2013): WMO Initiative for the Global Exchange of Radar Data, Proceed. to 36th Conf. On Radar Meteorology, 16-20 Sept. 2013, Breckenridge, CO.
- NSIDC (1996): Arctic Ocean snow and meteorological observations from drifting stations: 1937, 1950-1991. National Snow and Ice Data Center. Version 1.0. CD-ROM.
- PEIXOTO, J. P. & A. H. OORT (1983): The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In: A. STREET-PERROTT, A., M. BERAN & R. RATCLIFFE (eds.): Variations in the global water budget. D. Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster. 5-65.
- RASMUSSEN, R., B. BAKER, J. KOCHENDORFER, T. MEYERS, S. LANDOLT, A. P. FISCHER, J. BLACK, J.M. THERIAULT, P. KUCERA, D. GOCHIS, C. SMITH, R. NITU, M. HALL, K. IKEDA & E. GUTMANN (2012): How well are we measuring snow? The NOAA/FAA/NCAR Winter Precipitation Test Bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 811–829.
- RUDOLF, B. & H. MÄCHEL (2003): The Arctic hydrological cycle - An overview of available data and some results. »The ACSYS Decade and Beyond«. WCRP-118(CD), WMO/TD/No 1232, September 2004.
- RUDOLF, B. & F. RUBEL (2005): Global precipitation (Chapter 11). In: HANTEL (ed.): Observed global climate, Landolt-Börnstein (Numerical data and functional relationships), Group V: Geophysics, Volume 6, Springer-Verlag, ISSN 0942-8003 (Geophysics), ISBN-10: 3-540-20206-4 Springer Berlin Heidelberg New York, ISBN-13: 978-3-540-20206-6 Springer Berlin Heidelberg New York, 11-1 to 11-24.
- SERREZE, M. C., R. G. BARRY & J. E. WALSH (1995): Atmospheric Water Vapor Characteristics at 70°N. *J. Clim.*, 8, 719-731.
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., ANDRAE, U., DA COSTA BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J. K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. A., LI, X., ONOGI, K., SAARINEN, S., SOKKA, N., ALLAN, R. P., ANDERSSON, E., ARPE, K., BALMASEDA, M. A., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., CAIRES, S., CHEVALLIER, F., DETHOF, A., DRAGOSAVAC, M., FISHER, M., FUENTES, M., HAGEMANN, S., HÖLM, E., HOSKINS, B. J., ISAKSEN, I., JANSSEN, P. A. E. M., JENNE, R., MCNALLY, A.P., MAHFOUF, J.-F., MORCRETTE, J.-J., RAYNER, N. A., SAUNDERS, R. W., SIMON, P., STERL, A., TRENBERTH, K. E., UNTCH, A., VASILJEVIC, D., VITERBO, P. & J. WOOLEN (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131. 2961-3012, doi: 10.1256/qj.04.176.
- WINGHAM D. J., C. R. FRANCIS, S. BAKER, C. BOUZINAC, R. CULLEN, P. de CHATEAU-THIERRY, S. W. LAXON, U. MALLOW, C. MAVROCORDATOS, L. PHALIPPOU, G. RATIER, L. REY, F. ROSTAN, P. VIAU & D. WALLIS (2006): CryoSat: A Mission to determine the fluctuations in earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research* 37 (2006) 841-871.
- XIE, P. & P. A. ARKIN (1997): Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2539-2558.
- YANG, D., D. KANE, Z. ZHANG, D. LEGATES & B. GOODISON (2005): Bias correction of long-term (1973-2004) daily precipitation data over the northern regions, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19501, doi:10.1029/2005GL024057.
- ZWALLY, H. J., B. SCHUTZ, W. ABDALATI, J. AB-SHIRE, C. BENTLEY, A. BRENNER, J. BUFTON, J. DEZIO, D. HANCOCK, D. HARDING, T. HERRING, B. MINSTER, K. QUINN, S. PALM, J. SPINHIRNE & R. THOMAS (2002): ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean and land. *Journal of Geodynamics*, 34, 3-4, 405-445.

**Kontakt:***Dr. Andreas Becker**Dr. Bruno Rudolf**Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN)**c/o Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main**andreas.becker@dwd.de; gpcc@dwd.de*