

DATENSATZBESCHREIBUNG

Monatsmittel der stündlichen Raster der Windgeschwindigkeit für Deutschland (Projekt TRY-Weiterentwicklung)

Version V001

Zitieren mit: Krähenmann, S., Walter, A., Brienen, S., Imbery, F., Matzarakis, A.: Monatsmittel der stündlichen Raster der Windgeschwindigkeit für Deutschland (Projekt TRY-Weiterentwicklung), Version V001, DWD Climate Data Center (CDC), DOI:10.5676/DWD_CDC/TRY_Basis_v001, 2016.

ZWECK

Dieses Dokument beschreibt öffentlich zugängliche Daten des DWD Climate Data Center (CDC). Es handelt sich dabei um die Rohdaten die als Input zur Erstellung der Deutschen Testreferenzjahre (2017) verwendet wurden. Das Ressortforschungsprojekt „TRY-Weiterentwicklung“ wurde über die Forschungsinitiative Zukunft Bau durch das BBSR finanziert.

KONTAKT

Deutscher Wetterdienst
CDC - Vertrieb Klima und Umwelt
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach
Tel.: + 49 (0) 69 8062-4400
Fax.: + 49 (0) 69 8062-4499
Mail: Klima.Vertrieb@DWD.de

DATENBESCHREIBUNG

Räumliche Abdeckung	Deutschland
Zeitliche Abdeckung	01.01.1995 - 31.12.2012
Räumliche Auflösung	1 km x 1 km
Zeitliche Auflösung	monatlich
Projektion	ETRS89 / ETRS-LCC, Ellipsoid GRS80, EPSG: 3034, siehe http://spatialreference.org/ref/epsg/3034/
Format(e)	NetCDF
Parameter	mittlere Windgeschwindigkeit [1/10 m/s] in 10m Höhe über Grund in den Daten FF_*monmean.nc
Unsicherheiten	Unsicherheiten ergeben sich aus dem Interpolationsverfahren und aus fehlerhaften oder fehlenden Beobachtungen. Werden Raster verschiedener Jahre miteinander verglichen, ist zu beachten, dass sich das zugrundeliegende Messnetz über die Zeit verändert hat.

DATENHERKUNFT

Datenquellen sind die MIRAKEL Datenbank des Deutschen Wetterdienstes (SYNOP) und das mittels Reanalysedaten (ERA-Interim; Dee et al., 2011) angetriebene regionale Klimamodell COSMO-CLM (Doms et al., 2011). Unten beschriebenes Rasterverfahren wird auf stündliche Werte angewendet. Das Monatsmittel ergibt sich aus den gemittelten interpolierten Stundenwerten. Da der Winddatensatz

die Geschwindigkeit in 10 m Höhe repräsentieren soll, die Messhöhe jedoch einen entscheidenden Einfluss auf den Windmesswert hat, werden nur Messungen in Höhen von $10\text{ m} \pm 2\text{ m}$ verwendet. Zudem wurden die Messdaten im Vorfeld zur Interpolation auf deren Vollständigkeit, Plausibilität (Vogelsang, 1993) und Homogenität (SNHT-Test; Alexandersson, 1997) übergeprüft. Es+N3 werden nur Messwerte jener Stationen verwendet, deren relative Höhe (Walter et al., 2006) mit derjenigen im Modellgitter übereinstimmt (max. Differenz 50 m) um möglichst vergleichbare Bedingungen hinsichtlich Luv-/Leebedingungen zu schaffen. Im Endeffekt blieben rund 150 Stationen übrig. Die Windkarten werden mittels eines 3-Schrittverfahrens erstellt. Das regionale Klimamodell COSMO-CLM erzeugt ein Hintergrundfeld stündlicher Windgeschwindigkeit und Windrichtung mit einer Gitterweite von 2.8 km. Stationsdaten werden zur Biaskorrektur des Modellwinds verwendet. Transformation der Windgeschwindigkeit auf die lokale Rauigkeitslänge (unter Verwendung des logarithmischen Windprofils) liefert das Windfeld in 1 km^2 Auflösung. Die Rauigkeitslängen des Modellgitters und der Stationen wurden mittels des „topografische Karten“ (TK) Verfahrens (Kofmann und Namyslo, 2007) bestimmt. An den Messstationen wurden dazu im Umkreis von je 3 km für 8 Richtungssektoren der Landnutzungsinformation (CORINE, 100 m Auflösung; Keil et al., 2011) aerodynamische Rauigkeitslängen zugeordnet. Anschließend wurden für 25 Distanzklassen mittlere (logarithmisches Mittelungsverfahren; Taylor, 1987) Rauigkeitswerte bestimmt. Die Gewichte zur Mittelung distanzabhängiger Rauigkeitslängen wurden, basierend auf einer Weibull-Verteilung, in Anlehnung an sogenannte Footprint-Verfahren (z.B. Kljun et al., 2004), berechnet. Für das Modellgitter (2.8 km) und das Zielgitter (1 km^2) wurden flächenspezifische Rauigkeitswerte berechnet. Dazu wurden landnutzungsspezifische Rauigkeitslängen, entsprechend ihrer prozentuellen Flächenanteile, unter Anwendung des logarithmischen Mittelungsverfahrens, bestimmt. Modellwind und Modellrauigkeit liegen jeweils als Flächenmittelwerte vor, Stationswerte sind hingegen punktuell gültig bezogen auf lokal gültige Rauigkeitslängen. Modell- und Stationswind müssen daher zunächst „vergleichbar“ gemacht werden, bevor eine Biaskorrektur der modellierten Windgeschwindigkeit erfolgen kann. Dazu werden die modellierten (für eine Modellrauigkeit gültigen) Windgeschwindigkeiten auf die lokale Rauigkeit der Station transformiert. Zur Übertragung vom Modell berechneter Windgeschwindigkeiten von einer regional gültigen (Modellgitter) auf eine lokale Rauigkeitslänge wird das Konzept von De Rooy et al. (2004) angewendet. Diesem Verfahren liegt zum einen das theoretische Konzept der internen Grenzschicht und zum anderen die empirische Erkenntnis zugrunde, dass sich ein Bezugsniveau (Ablösehöhe) finden lässt, in welchem der auf einer Fläche gültige Modellwind nicht mehr von der lokalen, sondern von der regionalen Rauigkeit bestimmt wird. Das Verfahren setzt somit voraus, dass eine Ablösehöhe gefunden werden kann, auf welcher die mittleren Windprofile über einer gegebenen Modellgitterzelle und einer Messstation in einem strukturell vergleichbaren Übertragungsraum auf den gleichen Wert der Windgeschwindigkeit (den Regionalwind) konvergiert. Die tatsächliche Ablösehöhe ist nicht bekannt und variiert mit der Wetterlage. Verschiedene Autoren schlagen vor, dass die exakte Ablösehöhe nicht entscheidend ist, da vertikale Gradienten auf dieser Höhe gering sind (z.B. McNaughton and Jarvis, 1994). Dennoch kann sie unter anderem von der Stabilität der Atmosphäre und der Struktur der Landoberfläche abhängen. Um konsistent mit De Rooy et al. (2004) zu sein, wird auch hier eine Ablösehöhe von 140 m angenommen. Die Transformation des Modellwinds von der Ablösehöhe auf 10 m und lokale Rauigkeit basiert auf der Fluss-Profil Beziehung entsprechend Monin-Obukhovs (1971) Oberflächentheorie. Um die Stabilität der Atmosphäre zu berücksichtigen wird folgende Annahme getroffen: Wird der Modellwind in 140 m, unter Berücksichtigung der Modellrauigkeit aber ohne Stabilitätskorrektur auf 10 m transformiert, weicht der Schätzwert vom modellierten Wert in 10 m Höhe ab. Die Abweichung entspricht der anzubringenden Stabilitätskorrektur des Modells zwischen 140 m und 10 m und wird einfach addiert. Im zweiten Schritt wird eine statistische Bias-Korrektur angebracht. Dabei werden zwei Annahmen getroffen: 1) das Modell beschreibt das Windfeld generell richtig, 2) der Modellbias hängt ab von den Koordinaten. Der Bias, der nur an den Station bekannt ist, wird mittels multipler linearer Regression interpoliert, wobei geographische Koordinaten, relative Höhe (Höhe eines Gitterpunkts im Vergleich zur mittleren Höhe der Gitterpunkte im Umkreis von 5 km; siehe Walter et al. (2006) und Küstendistanz als Prädiktoren dienen. Die Regressionskoeffizienten werden stündlich aktualisiert, wobei alle Beobachtungen der aktuellen Stunde ± 1 Stunde verwendet werden, um das Sample zu vergrößern und den Einfluss von Beobachtungsfehlern zu verringern.

QUALITÄTSABSCHÄTZUNG

Die 1 km^2 Auflösung der Karten entspricht der Auflösung des digitalen Höhenmodells. Die tatsächliche Informationsdichte der Winddaten ist von der Stationsverteilung, der zugrundeliegenden Rauigkeitsinformation abhängig. Die Repräsentativität topographisch induzierter Flüsse (z.B. Kanalisierungseffekt) ist durch die Auflösung des Geländemodells von COSMO-CLM (2.8 km) limitiert. Im Zeitraum 1995-2012 sind Stundenwerte an etwa 150 Stationen in die Berechnung eingegangen. Die Anzahl variiert mit der Zeit, Änderungen der Stationshöhen aufgrund von Stationsverlegungen werden im Interpolationsprozess berücksichtigt.

HINWEISE FÜR ANWENDUNGEN

Bei der Interpolation stündlicher Werte liegt der Fokus auf zeitlicher Konsistenz über einen Tag und der Konsistenz unter den Parametern. Aufgrund von Änderungen im Stationsnetz (Schließung oder Neueröffnung von Stationen, Stationsverlegungen) ist eine klimatologische Analyse (z.B. Identifikation von langzeitlichen Trends) nicht sinnvoll. Topographisch induzierte Flüsse wie z.B. der Kanalisierungseffekt sind nur in der Auflösung des Geländemodells von COSMO-CLM repräsentativ. Die Interpolationsverfahren basieren auf der Annahme, dass sowohl die u- als auch die v-Komponente des Windfelds großräumig korreliert sind. Diese Annahme ist nur selten erfüllt. Dieser Rasterdatensatz ist eine erste pragmatische Schätzung eines zeitlich und räumlich sehr variablen Felds und nur mit großer Vorsicht zu benutzen, d.h., er muss für die jeweilige Anwendung vorher validiert werden.

LITERATUR

Alexandersson H, Moberg A (1997) Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. Int J Climatol 17:25-34.

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kaallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato , Thepaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553-597. doi:10.1002/qj.828

De Rooy WC, Kok K (2004) A Combined Physical–Statistical Approach for the Downscaling of Model Wind Speed. *Weather Forecasting* 19:485-495. DOI:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0485:ACPAFT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0485:ACPAFT>2.0.CO;2)

Doms G (2011) A description of the non-hydrostatic regional COSMO model part 1: Dynamics and numeric. Deutscher Wetterdienst, Offenbach. <http://www.cosmo-model.org>

Keil M, Bock M, Esch T, Metz A, Nieland S, Pfitzner A (2011) CORINE Land Cover 2006 - Europaweit harmonisierte Aktualisierung der Landbedeckungsdaten für Deutschland. Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum, Weßling. <http://www.uba.de/uba-info-medien/4086.html>.

Kljun N, Calanca P, Rotach MW, Schmid HP (2004) A simple parameterisation for flux footprint prediction. *Bound Layer Met* 112:503-523.

Koßmann M, Namyslo J (2007) Bestimmung effektiver aerodynamischer Rauigkeitslängen an Windmessstationen aus topographischen Karten (TK-Verfahren). Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Krähenmann S, Walter A, Imbery F, Brien S, Matzarakis A (2016): High-resolution grids of hourly meteorological variables for Germany. TAAC. DOI:10.1007/s00704-016-2003-7

McNaughton KG, Jarvis PG (1984) Using the Penman–Monteith equation predictively. *Agric Water Manage* 8:263–246.

Obukhov AM (1971) Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Bound Layer Meteor*, 2(1), 7-29. DOI:10.1007/BF00718085

Taylor, P.A., 1987: Comments and further analysis on effective roughness lengths for use in numerical three-dimensional models. *Bound. Layer Met.*, 39, 403-418.

Vogelsang R (1993) Plausibilitätskontrollen meteorologischer Daten. Deutscher Wetterdienst, Abschlussbericht des FE-Vorhabens, AMS-Nr. 90/08.

Walter A, Keuler K, Jacob D, Knoche R, Block A, Kotlarsk S, Müller-Westermeier G, Rechid D, Ahrens W (2006) A high resolution reference data set of German wind velocity 1951-2001 and comparison with regional climate model results. *Met Z* 15(6):585-596. DOI:10.1127/0941-2948/2006/0162

COPYRIGHT

Beachten Sie die Nutzungsbedingungen in ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/Nutzungsbedingungen_German.pdf. Auf der Webseite des Deutschen Wetterdienstes sind die Nutzungsbedingungen und Quellenangaben ausführlich erklärt.

REVISIONEN

Diese Daten sind das Ergebnis eines Projekts und ändern sich nicht mehr. Dieses Dokument wird gepflegt vom Referat Zentrales Klimabüro (KU11), DWD, zuletzt editiert 27.02.2017.