

**Deutscher Wetterdienst**  
Wetter und Klima aus einer Hand



Bundesinstitut  
für Bau-, Stadt- und  
Raumforschung

im Bundesamt für Bauwesen  
und Raumordnung



# Handbuch

## **Ortsgenaue Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere, extreme und zukünftige Witterungsverhältnisse**

Ein Gemeinsames Projekt im Auftrag des  
Bundesamtes für Bauwesen und Raumordnung (BBR)  
in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD)

letzte Aktualisierung: Offenbach im Juli 2017

## Inhalt

<b>Zusammenfassung</b> .....	2
<b>1 Einleitung</b> .....	2
<b>2 Struktur der TRJ-Datensätze</b> .....	5
<b>3 Die Elemente der TRJ-Datensätze</b> .....	8
3.1 Übersicht und Beschreibung .....	8
3.2 Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit sowie des städtischen Wärmeinseleffekts in den TRJ-Datensätzen .....	10
3.3 Vorgehensweise bei der Berechnung der kurzwelligen Strahlungsgrößen .....	11
3.4 Vorgehensweise bei der Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen .....	12
3.5 Vorgehensweise bei der Berechnung des Windes .....	12
<b>4 Datenaufbereitung</b> .....	13
4.1 Prüfung, Ergänzung und Anpassung der Daten .....	13
4.2 Interpolation der TRJ-Basisdaten .....	14
4.3 Interpolation der Lufttemperatur und Bewertung des Stadteffekts in Form der städtischen Wärmeinsel .....	15
4.3.1 Lufttemperatur .....	15
4.3.2 Urbane Wärmeinsel .....	15
4.4 Berechnung und Interpolation des Luftdrucks in Stationshöhe ..	18
4.5 Berechnung der Feuchtegrößen .....	19
4.6 Berechnung und Interpolation kurzwelliger Strahlungsgrößen ..	20
4.6.1 Globalstrahlung .....	22
4.6.2 Direktstrahlung .....	23
4.7 Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen .....	25
4.7.1 Atmosphärische Gegenstrahlung (SDL) .....	26
4.7.2 Terrestrische Ausstrahlung (SOL) .....	27
4.8 Berechnung und Interpolation des Windes .....	28
<b>5 Zeitliche Auswahl zum Testreferenzjahr</b> .....	31
<b>6 Daten für extreme Jahre</b> .....	33
6.1 Anwendungszweck .....	33
6.2 Auswahl extremer Testreferenzjahre .....	34
<b>7 Berücksichtigung des Klimawandels in den TRJ-Datensätzen</b> .....	35
7.1 Vorgehensweise bei der Erstellung zukünftiger TRJ .....	36
7.2 Auswahl der mittleren Zukunfts-TRJ .....	37
7.3 Auswahl der extremen Zukunfts-TRJ .....	39
<b>Literatur</b> .....	42

## Zusammenfassung

Die bestehenden Testreferenzjahre (TRJ) für Deutschland sind aufgrund der sich verändernden klimatischen Verhältnisse und daraus erwachsender neuer Anforderungen durch die Nutzerseite aktualisiert und deren räumliche Repräsentanz erhöht worden. Die Modifikation der Lufttemperatur und der Feuchtegrößen durch den Stadteinfluss und die Höhenlage wurden bereits in die Datensätze integriert. Bezüglich der Grundstruktur orientieren sich die nun herausgegebenen TRJ jedoch weiterhin an den bisher vorhandenen Datensätzen.

So bestehen die Testreferenzjahre nach wie vor aus Datensätzen ausgewählter meteorologischer Parameter für jede Stunde eines Jahres. Der Bezug auf Klimaregionen mit festen Repräsentanzstationen wurde allerdings fallen gelassen. An dessen Stelle tritt die Bestimmung individueller TRJ-Datensätze für jeden beliebigen Ort in Deutschland, wobei eine räumliche Auflösung von 1 km<sup>2</sup> erzielt wurde.

Die langjährigen Mess- und Beobachtungsreihen stündlicher Auflösung zahlreicher deutscher Stationen wurden zunächst mittels geeigneter Methoden in die Fläche interpoliert. Dabei wurde auch die Modifikation der Lufttemperatur und der Feuchtegrößen durch Städte und städtische Ballungsräume auf Basis eines Landnutzungsdatensatzes berücksichtigt. Aus den interpolierten Mess- und Beobachtungsreihen an den einzelnen Gitterpunkten wurden die erforderlichen stündlichen Daten für die Testreferenzjahre gewonnen. Die TRJ werden aus konkret aufgetretenen Witterungsabschnitten so zusammengesetzt, dass die Monats- und Jahreszeitenmittelwerte der Lufttemperatur und der Globalstrahlung möglichst gut mit den langjährigen Mittelwerten der Basisperiode 1995-2012 übereinstimmen.

Da Heiz- und raumluftechnische Anlagen auch für extreme Belastungen ausgelegt werden, wurden zusätzlich Datensätze für je ein Jahr mit einem sehr kalten Winterhalbjahr (Oktober bis März) und einem sehr warmen Sommerhalbjahr (April bis September) erstellt. Bei diesen sog. winter- bzw. sommer-fokussierten extremen Jahren handelt es sich um reale Jahreszeiträume.

Um die klimatischen Anforderungen an die Heiz-, Klimatisierungs- und Lüftungstechnik auch für eine längere Betriebsdauer berücksichtigen zu können, wurden zusätzlich Testreferenzjahre auf Basis von 24 regionalen Klimamodellen für den Zeitraum 2031-2060 entwickelt. Diese Zukunfts-TRJ enthalten sowohl die mittleren als auch die extremen Testreferenzjahre und sind mit dem Aufbau der übrigen TRJ-Datensätze identisch.

## 1 Einleitung

Vor dem Hintergrund des Klimawandels und knapper werdender Ressourcen gewinnt die Bereitstellung eines optimalen Gebäudeinnenraumklimas mit möglichst geringem Energieeinsatz weiter an Bedeutung. Der Einsatz neuer Technologien ermöglicht die Verbesserung der energetischen Qualität von Gebäuden. Insbesondere die Einbeziehung von Solarenergie und fortschrittlicher Regelungstechnik stellt allerdings höhere Anforderungen an die Repräsentativität und räumliche Genauigkeit der Testreferenzjahre für Deutschland, die gemäß der international gebräuchlichen Nomenklatur als TRJ = **T**est **R**eferenz **J**ahr abgekürzt werden.

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) wurde 2013 vom Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (BBR) im Rahmen der Forschungsinitiative Zukunft Bau mit der Weiterentwicklung der bestehenden TRJ-Datensätze beauftragt. Die Methodik sollte sich dabei eng an diejenigen der bestehenden Testreferenzjahre orientieren. Bei Testreferenzjahren handelt es sich um spezielle Wetterdatensätze zur thermischen Gebäudesimulation sowie zur Auslegungsberechnung von Heizungs-, Klima- und Lüftungsanlagen. Außerdem dienen sie der Abschätzung des Energieaufwands im Rahmen der Gebäudeklimatisierung. Die Datensätze bilden daher eine wesentliche Grundlage bei der Errichtung klimagerechter Gebäude, was sowohl die Planung neuer als auch die Sanierung bestehender Gebäude betrifft. Damit wird der Forderung nach einer nachhaltigen Bauweise und der Verminderung von Treibhausgasemissionen im Sinne des Klimaschutzes nachgekommen.

TRJ-Datensätze existieren bereits seit 1986 und fassen auf statistische Weise den charakteristischen Witterungsverlauf eines Jahres zusammen. Dazu wurde Deutschland bisher in 15 Klimaregionen eingeteilt (Christopher et al., 2004), deren typische Witterungsverhältnisse durch je eine Repräsentanzstation dargestellt werden. TRJ-Datensätze wurden zuletzt 2011 von der Firma Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH (CEC) im Auftrag des DWD aktualisiert (Spekat et al., 2011). Zu diesem Zeitpunkt wurden erstmals auch Ergebnisse von fünf Klimamodellen verwendet, um sogenannte „zukünftige“ TRJ für den Zeitraum 2021-2050 zu erstellen. Eine weitere Neuerung stellte die Entwicklung extrem warmer bzw. extrem kalter TRJ dar, die sich jeweils auf einen ganzen Jahreszeitraum anstatt wie bisher nur auf die meteorologischen Jahreszeiten Sommer (Juni bis August) und Winter (Dezember bis Februar) beziehen. Ergänzt wurden die TRJ um ein Stadtklimamodul, mit dem die Auswirkungen der städtischen Wärmeinsel bewertet werden kann sowie um ein Werkzeug zur Berechnung der Höhenkorrektur von Lufttemperatur und Wasserdampfgehalt.

Aufgrund ihrer Konzeptionierung weisen die derzeitigen TRJ-Datensätze einige Defizite auf. Die 15 Repräsentanzstationen bilden die meteorologischen Bedingungen an einem beliebigen Untersuchungsort oftmals nur unvollkommen ab, zumal die von den Stationen repräsentierten Klimaregionen teilweise recht groß ausfallen bzw. zergliedert sind. Weiterhin ergeben sich im Grenzbereich zwischen einzelnen Klimaregionen Schwierigkeiten bei der räumlichen Zuordnung der Untersuchungsstandorte. Schließlich müssen derzeit für die thermische Gebäudesimulation die Lufttemperatur sowie der Wasserdampfgehalt manuell bezüglich ihrer Höhenabhängigkeit korrigiert werden.

Um Einschränkungen in der Anwendung der aktuellen TRJ weitestgehend zu eliminieren, wurden diese in einem Projekt des Bundesinstituts für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR) und des Deutschen Wetterdienstes (DWD) methodisch weiterentwickelt. Die bisherige Methodik zur Extraktion der TRJ aus Klimadaten-sätzen blieb zwar unverändert, allerdings wurde der Bezug auf Klimaregionen mit festen Repräsentanzstationen fallen gelassen. An dessen Stelle trat die Bestimmung individueller TRJ-Datensätze für jeden beliebigen Ort in Deutschland, wobei eine räumliche Auflösung von  $1 \text{ km}^2$  angestrebt wird.

Bei den Testreferenzjahren handelt es sich um Datensätze ausgewählter meteorologischer Parameter für jede Stunde eines Jahres für unterschiedliche Regionen in Deutschland. Die mittleren TRJ repräsentieren den charakteristischen Witterungsverlauf eines kompletten Jahres. Sie werden aus realen Witterungsab-

schnitten derart zusammengesetzt, dass Mittel und Streuung vor allem der Lufttemperatur bestmöglich zu den langjährigen monatlichen und jahreszeitlichen Mittelwerten der jeweiligen Repräsentanzstation passen. Die langjährigen Vergleichswerte sowie die Witterungsabschnitte für die TRJ-Datensätze werden aus den Mess- und Beobachtungsreihen von Stationen des DWD der Periode 1995-2012 gewonnen. Mit Glättungs- und Interpolationsverfahren werden die einzelnen Witterungsabschnitte aneinander angeglichen.

Die extremen Testreferenzjahre umfassen jeweils einen realen Jahreszeitraum, bestehen sozusagen aus einem Jahr „am Stück“. Das extrem kalte TRJ, auch als winter-fokussiert extrem kaltes TRJ bezeichnet, enthält dabei ein sehr kaltes Winterhalbjahr (Oktober bis März), das extrem warme TRJ, auch sommer-fokussiert extrem warmes TRJ benannt, beinhaltet eine sehr warmes Sommerhalbjahr (April bis September). Zur Klarstellung sei nochmals betont, dass beide Extremjahre aus 365 Tagen, also einem kompletten Jahr, bestehen. Die genannten Halbjahre (Oktober bis März) bzw. (April bis September) dienen dabei als Auswahlkriterium des betreffenden Jahres.

Sowohl die mittleren als auch die extremen Testreferenzjahre basieren auf räumlich hochauflösenden Mess- und Beobachtungsdaten, den sogenannten TRJ-Basisdaten (siehe Krähenmann et al.,2016). Zur Erstellung der TRJ-Basisdaten, wie der Lufttemperatur, der relativen Feuchte und des Luftdrucks, kommen moderne Interpolationsverfahren zum Einsatz. Größere Stadtgebiete modifizieren das lokale Klima nicht unerheblich. Das gilt insbesondere für die Lufttemperatur. Aus einer Vielzahl von Untersuchungen ist die Überhöhung der Lufttemperatur in der Stadt unter dem Begriff „städtische Wärmeinsel“ bekannt. **In den vorliegenden Testreferenzjahren wurde der Einfluss der Stadt auf die Lufttemperatur und die Feuchtegrößen auf Basis empirisch ermittelter statistischer Beziehungen abgeschätzt und direkt in die TRJ-Datensätzen eingebracht. Auch die Höhenabhängigkeit diverser Parameter wurde den Datensätzen berücksichtigt.** Der kurzweilige Strahlungskomplex basiert auf Satellitendaten die mittels stationsbasierter Messungen Bias-korrigiert wurden. Die sowohl wolken- als auch temperaturabhängigen langwelligen Strahlungskomponenten entspringen einer Kombination aus Modell-, Satelliten- sowie interpolierten Temperaturdaten. Da lokale Windverhältnisse entscheidend durch die Oberflächenbeschaffenheit beeinflusst werden, sind der Übertragbarkeit von Winddaten von einer Messstation enge Grenzen gesetzt. Zur Erstellung stündlicher Windfelder werden daher neben stationsbasierten Messungen auch Modelldaten verwendet. Insgesamt ergeben sich jeweils ca. 340'000 mittlere, extrem warme und extrem kalte Testreferenzjahre.

Gebäude aber auch deren technische Ausrüstung zur Heizung, Klimatisierung und Lüftung werden für längere Zeiträume von zum Teil mehreren Jahrzehnten geplant. Aus diesem Grund ist bei deren Planung die zukünftige Klimaentwicklung besonders unter dem Aspekt des Klimawandels von Interesse. Unter dieser Voraussetzung wurden in den neuen Testreferenzjahren auch zukünftige Datensätze auf Basis von Ergebnissen mehrerer regionaler Klimamodelle für den Zeitraum 2031-2060 integriert. Diese sog. Zukunfts-TRJ bestehen sowohl aus mittleren als auch extremen Testreferenzjahren. Sie ermöglichen eine Abschätzung der Auswirkungen des zu erwartenden zukünftigen Klimas auf das thermische Verhalten bestehender bzw. geplanter Gebäude und auf die Funktion der Gebäudetechnik.

**Die zyklischen TRJ-Datensätze für ein komplettes Jahr haben den Zweck, klimatologische Randbedingungen zur Simulation heiz- und raumlufttechnischer Anlagen und des thermischen Verhaltens von Gebäuden zu liefern.** Sie haben sich in den vergangenen 20 Jahren als Grundlage für entsprechende Simulationsrechnungen bewährt. **Bei Anwendung der TRJ-Daten für andere Zwecke als den eben beschriebenen ist daher zunächst die Verwendbarkeit der Testreferenzjahre für das jeweilige Problem zu überprüfen.** Wie die Erfahrung mit den bisherigen Testreferenzjahren zeigt, verleitet die Existenz eines repräsentativen stündlichen Wetterdatensatzes aber dazu, diese Daten auch für Fragestellung zu verwenden, für die sie nicht geeignet sind, wie zum Beispiel die Berechnung von Windenergiepotentialen, Simulationen zur Ausbreitung von Schadstoffen und Kühlturmschwaden, die Ermittlung von Andauer Statistiken von Windflauten oder die Berechnung solarer Gewinne mittels solarthermischer Kollektorsimulationen.

## **2 Struktur der TRJ-Datensätze**

Der Aufbau der TRJ-Datensätze wurde im Vergleich zu den Vorgänger-TRJ, entsprechend den neuen Anforderungen (ortsgenauere Klimadatensätze), teilweise verändert, die Testreferenzjahre enthalten jedoch weiterhin stündliche meteorologische Daten für 365 Tage eines Jahres. Der Bezug auf Klimaregionen mit Repräsentanzstationen wurde hingegen fallen gelassen. Stattdessen werden nun individuelle TRJ-Datensätze für jeden beliebigen Ort in Deutschland angeboten. Jeder dieser Datensätze besteht aus 8760 Einträgen im ASCII-Format, wobei jeder Eintrag Daten verschiedener Klimavariablen einer Stunde des Jahres enthält.

Jeder Eintrag beinhaltet für jede Stunde eines Jahres die folgenden Angaben:

- Koordinaten: Hoch und Rechtswert in der Lambert-konform konischen Projektion in Meter (EPSG-Code: 3034)
- Monat
- Tag
- Stunde
- Bedeckungsgrad
- Windrichtung
- Windgeschwindigkeit
- Lufttemperatur
- Wasserdampfgehalt
- Relative Feuchte
- Direkte Sonnenbestrahlungsstärke bezogen auf die horizontale Fläche
- Diffuse Sonnenbestrahlungsstärke bezogen auf die horizontale Fläche
- Bestrahlungsstärke der atmosphärischen Wärmestrahlung bezogen auf die horizontale Fläche
- Spezifische Ausstrahlung der Wärmestrahlung der Erdoberfläche
- Qualitätsbit bezüglich der Auswahlkriterien (Werte siehe Tab. 5 und 7)

Die einzelnen Parameter sind (siehe Kapitel 3) zur besseren Übersichtlichkeit jeweils durch Leerzeichen voneinander getrennt. Jeder Eintrag umfasst 77 Zeichen im folgenden **Datenformat:**

I7,1X,I7,1X,I2,1X,I2,1X,I2,1X,F5.1,1X,I4,1X,3I,1X,F4.1,1X,I1,1X,F4.1,1X,I3,1X,I4,1X,I4,1X,I3,1X,I4,2X,I1

Der erste Eintrag im Datensatz bezieht sich auf den 1. Januar 01 Uhr MEZ und der letzte Eintrag auf den 31. Dezember 24 Uhr MEZ. Die Daten können über den Jahreswechsel hinweg zyklisch miteinander verbunden werden.

Den Testreferenzjahren wurde ein Informationsblock in Form eines Headers vorangestellt. Der Header enthält alle wesentlichen Informationen zum jeweiligen TRJ-Datensatz und endet mit der Zeile „\*\*\*“. Der Inhalt dieses Informationsblocks variiert etwas je nachdem, ob es sich um ein „Gegenwarts-TRJ“ auf Basis von Mess- und Beobachtungsdaten des Zeitraums 1995-2012 oder um ein „Zukunfts-TRJ“ auf Basis regionaler Klimamodelle für den Zeitraum 2031-2060 handelt, wie in der Tab. 1 dargestellt.

**Tab. 1:** Beispiel eines Headers der TRJ-Datensätze

Koordinatensystem : Lambert konform konisch															
Rechtswert : 3869500 Meter															
Hochwert : 2441500 Meter															
Höhenlage : 629 Meter ueber NN															
Erstellung des Datensatzes im Mai 2016															
Art des TRJ : mittleres Jahr															
Bezugszeitraum : 1995-2012															
Datenbasis : Beobachtungsdaten Zeitraum 1995-2012															
Format: (i7,1x,i7,1x,i2,1x,i2,1x,i2,1x,f5.1,1x,i4,1x,3i,1x,f4.1,1x,i1,1x,f4.1,1x,i3,1x,i4,1x,i4,1x,i3,1x,i4,2x,i1)															
Reihenfolge der Parameter:															
RW Rechtswert															[m] {3670500;3671500..4389500}
HW Hochwert															[m] {2242500;2243500..3179500}
MM Monat															{1..12}
DD Tag															{1..28,30,31}
HH Stunde (MEZ)															{1..24}
t Lufttemperatur in 2m Höhe ueber Grund															[GradC]
p Luftdruck in Standorthöhe															[hPa]
WR Windrichtung in 10 m Höhe ueber Grund															[Grad] {0..360;999}
WG Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ueber Grund															[m/s]
N Bedeckungsgrad															[Achte1] {0..8;9}
x Wasserdampfgehalt, Mischungsverhaeltnis															[g/kg]
RF Relative Feuchte in 2 m Höhe ueber Grund															[Prozent] {1..100}
B Direkte Sonnenbestrahlungsstaerke (horiz. Ebene)															[W/m^2] abwaerts gerichtet: positiv
D Diffuse Sonnenbestrahlungsstaerke (horiz. Ebene)															[W/m^2] abwaerts gerichtet: positiv
A Bestrahlungsstaerke d. atm. Waermestrahlung (horiz. Ebene)															[W/m^2] abwaerts gerichtet: positiv
E Bestrahlungsstaerke d. terr. Waermestrahlung															[W/m^2] aufwaerts gerichtet: negativ
IL Qualitaetsbit bezueglich der Auswahlkriterien															{0;1;2;3;4}
***															
RW	HW	MM	DD	HH	t	p	WR	WG	N	x	RF	B	D	A	E IL
3869500	2441500	1	1	1	-0.9	928	175	1.6	7	3.7	95	0	0	295	-326 1
3869500	2441500	1	1	2	-0.3	928	165	1.3	7	3.9	96	0	0	294	-326 1
3869500	2441500	1	1	3	0.3	928	175	0.9	7	4.1	97	0	0	296	-326 1

Der erste Block des Headers in Tab. 1 enthält Informationen zum Hochwert (HW) und Rechtswert (RW) in Metern in der Lambert-konform konischen Projektion (EPSG-Code: 3034) sowie zur Höhenlage über NN und zum Zeitpunkt der Erstellung des jeweiligen TRJ-Datensatzes.

Bei der Art der TRJ werden mittleres Jahr, extremer Sommer und extremer Winter unterschieden. Sowohl beim extremen Sommer als auch beim extremen Winter handelt es sich um einen ganzen Jahreszeitraum mit jeweils einem sehr warmen Sommer- bzw. einem sehr kalten Winterhalbjahr. Die vollständige Bezeichnung für die beiden extremen Testreferenzjahre lautet „sommer-fokussiertes extrem warmes“ bzw. „winter-fokussiertes extrem kaltes“ TRJ.

Bei der nachfolgend aufgeführten Datenbasis gibt es einen Unterschied zwischen den sog. Gegenwarts-TRJ und den Zukunfts-TRJ. Im ersteren Fall (siehe Tab. 1) ist als Datenbasis der Zeitraum 1995-2012 angegeben, was den verwendeten Mess- und Beobachtungsdaten entspricht. Im Fall der Zukunfts-TRJ sind insgesamt 3 Datenbasen aufgeführt. Die erste Datenbasis bezieht sich wieder auf die Mess- und Beobachtungsdaten 1995-2012. Datenbasis 2 beschreibt den Kontrollzeitraum 1971-2000 sowie in Klammern das berücksichtigte Emissionsszenario. In Datenbasis 3 schließlich stehen der Zeitraum für den die Zukunfts-TRJ ermittelt wurden, also 2031-2060 sowie in Klammern die berücksichtigten Emissionsszenarien. Näheres zum Zukunfts-TRJ ist im Kapitel 7 zu finden.

Anschließend folgt ein umfangreicherer Block mit einer Erläuterung der in den Testreferenzjahren verwendeten Parameter. Neben der Parameterbezeichnung sind darin die zugehörigen Abkürzungen nebst Einheiten in eckigen Klammern und dem Wertebereich in geschweiften Klammern enthalten. Zum Abschluss des Headers sind die Parameterabkürzungen in der letzten Zeile eingetragen.

Auch die Dateinamen der Testreferenzjahre folgen einer definierten Namenskonvention, um bereits aus der Dateibezeichnung die TRJ-Datensätze unterscheiden zu können. Es gilt nachfolgend aufgeführte **Namenskonvention** für die Dateibezeichnung: **TRJJJJ\_RRRRRRHHHHHHH\_AAAA**

**JJJJ:** Schlüsseljahr zur Unterscheidung zwischen aktuellem und zukünftigem TRJ (JJJJ = 2015 entspricht dem Gegenwarts-TRJ auf Basis der Mess- und Beobachtungsdaten 1995 bis 2012; JJJJ = 2045 entspricht dem Zukunfts-TRJ auf Basis der regionalen Klimamodelle für 2031 bis 2060)

**RRRRRRHHHHHHH:** Kennziffer zusammengesetzt aus Rechtswert in Ostrichtung und Hochwert in Nordrichtung in Metern in der Lambert-konform konischen Projektion (EPSG-Code: 3034)

**AAAA:** Art des TRJ (AAAA = Jahr für mittleres Jahr; AAAA = Somm für sommer-fokussiertes extrem warmes Jahr; AAAA = Wint für winter-fokussiertes extrem kaltes Jahr)

- |    |                                     |
|----|-------------------------------------|
| 1) | <b>TRJ2015_ 41695002541500_Jahr</b> |
| 2) | <b>TRJ2015_ 41695002541500_Somm</b> |
| 3) | <b>TRJ2045_ 41695002541500_Wint</b> |

Im Detail lesen sich die genannten Beispiele folgendermaßen:

- 1) Gegenwärtiges mittleres TRJ mit Erstellungsjahr 2015 des Koordinatenpunkts mit Rechtswert 4169500 Meter und Hochwert 2541500 Meter basierend auf interpolierten Mess- und Beobachtungsreihen des Zeitraums 1995-2012.
- 2) Gegenwärtiges sommer-fokussiertes extrem warmes TRJ mit Erstellungsjahr 2015 des Koordinatenpunkts mit Rechtswert 4169500 Meter und Hochwert 2541500 Meter basierend auf interpolierten Mess- und Beobachtungsreihen des Zeitraums 1995-2012.
- 3) Zukünftiges winter-fokussiertes extrem kaltes TRJ basierend auf regionalen Klimamodellen für den Zeitraum 2031-2060 (mittleres Jahr 2045) des Koordinatenpunkts mit Rechtswert 4169500 Meter und Hochwert 2541500 Meter auf interpolierten Mess- und Beobachtungsreihen des Zeitraums 1995-2012.



### 3 Die Elemente der TRJ-Datensätze

Für die vorliegenden Testreferenzjahre wurde der Parameterumfang der Vorgänger-TRJ nahezu unverändert übernommen. Der Parameter „Wetterereignis der aktuellen Stunde“ wurde eliminiert, da er zum einen bei der Beurteilung des Innenraumklimas nicht benötigt wird und zum anderen nicht räumlich interpoliert werden kann. Bei den Strahlungsgrößen wurden neben den Daten von Strahlungsmessstation auch Satellitendaten verwendet um die große räumliche Variabilität infolge unterschiedlicher Wetterbedingungen, z.B. Wechsel zwischen wolkenlosem Himmel und Nebel, bestmöglich erfassen zu können. Näheres dazu ist in den Abschnitten 4.6 und 4.7 enthalten.

#### 3.1 Übersicht und Beschreibung

Eine Übersicht der in den TRJ-Datensätzen verwendeten meteorologischen Parameter wird in Tab. 2 gegeben. Hierin sind neben den jeweiligen Bezeichnungen die entsprechenden Abkürzungen, in eckigen Klammern die Einheiten sowie in geschweiften Klammern der Wertebereich enthalten. In der letzten Spalte finden sich zudem die Zahlenformate der Parameter.

**Tab. 2:** Bezeichnungen, Abkürzungen, [Einheiten], {Wertebereiche} (oder Zusatzinformationen) der meteorologischen Parameter in den Testreferenzjahren

Rechtswert	RW	[m]	{3670500..4389500}
Hochwert	HW	[m]	{2242500..3179500}
Monat	MM		{1..12}
Tag	DD		{1..28,30,31}
Stunde (MEZ)	HH		{1..24}
Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund	t	[°C]	
Luftdruck in Stationshöhe	p	[hPa]	
Windrichtung in 10 m Höhe über Grund	WR	[°]	{0;10..360;999}
Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund	WG	[m/s]	
Bedeckungsgrad	N	[Achtel]	{0..8}
Wasserdampfgehalt, Mischungsverhältnis	x	[g/kg]	
Relative Feuchte in 2 m Höhe über Grund	RF	[%]	{1..100}
Direkte Sonnenbestrahlungsstärke (horiz. Ebene)	B	[W/m <sup>2</sup> ] abwärts gerichtet: positiv	
Diffuse Sonnenbestrahlungsstärke (horiz. Ebene)	D	[W/m <sup>2</sup> ] abwärts gerichtet: positiv	
Bestrahlungsstärke der atmos. Wärmestrahlung (horiz. Ebene)	A	[W/m <sup>2</sup> ] abwärts gerichtet: positiv	
Bestrahlungsstärke der terr. Wärmestrahlung	E	[W/m <sup>2</sup> ] aufwärts gerichtet: negativ	
Qualitätsbit bezüglich der Auswahlkriterien	IL		{0;1;2;3;4;5;6;7}

**Die einzelnen Wetterelemente bzw. Qualitätsmerkmale sind wie folgt definiert:**

#### Lufttemperatur (t):

Gemessene bzw. interpolierte Lufttemperatur in °C mit Vorzeichen, gemessen in 2 m Höhe in der Wetterhütte. Die Messung erfolgt ½ Stunde vor der angegebenen Stunde mit einer Ventilationszeit von ca. 3 Minuten mit dem Aspirationspsychrometer nach Aßmann oder entsprechendem Widerstandsthermometer (Pt100). Die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur wurde im Interpolationsprozess berücksichtigt. Die Modifikation der Lufttemperatur durch Städte und städtische Ballungsräume wurde gesteuert durch Landnutzungsdaten mit einbezogen.

Die Lufttemperatur wird in einer Klimahütte in 2 m Höhe über einer Rasenfläche gemessen. Die Klimahütte schützt die Thermometer vor der direkten Sonneneinstrahlung. Wände, Boden und Decke der Hütte bestehen aber aus luftdurchlässigen Lamellen, die die Umgebungsluft ungehindert passieren lassen. Ein der Sonnenstrahlung direkt ausgesetztes Thermometer würde verfälschte Werte der Lufttemperatur liefern. Eine objektive Vergleichbarkeit der Temperaturmessungen zwischen verschiedenen Orten bzw. Terminen wäre nicht mehr möglich.

**Luftdruck (p):**

Gemessener und interpolierter Luftdruck in Stationshöhe in hPa.

**Bedeckungsgrad (N):**

Bedeckung des Himmels mit Wolken in Achteln aus Satellitenbeobachtung.

**Windrichtung (WR):**

Vorherrschende Richtung, aus der der Wind im 10-Minuten-Mittelungsintervall vor der vollen Stunde weht. Nach der 360°-Windrose in Grad, z.B. 90° (Ost); 180° (Süd); 270° (West); 0° bzw. 360° (Nord). Der Wert gilt in 10 m über Grund. Die Windrichtungsdaten basieren auf Stations- und Modelldaten.

**Windgeschwindigkeit (WG):**

Mittlere Windgeschwindigkeit im 10-Minuten-Mittelungsintervall vor der vollen Stunde in m/s. Messbedingungen wie bei der Windrichtung. Die Windgeschwindigkeit basieren auf Stations- und Modelldaten.

Nach einer internationalen Vorschrift der WMO soll der Wind in 10 m Höhe über Grund in einer hindernisfreien Umgebung gemessen werden. An hindernisreichen Standorten, z.B. in städtischer oder bewaldeter Umgebung, wird die Störung des bodennahen Windfeldes dadurch kompensiert, dass der Wind in entsprechend größerer Höhe gemessen wird. Weil die lokalen Windverhältnisse entscheidend durch die Oberflächenbeschaffenheit und das Relief vor Ort beeinflusst werden, sind der Übertragbarkeit der Winddaten vom Messstandort auf andere Orte enge Grenzen gesetzt. Im Mittelgebirgsraum und in den Alpen wird die Luftströmung z.B. durch das Geländere Relief so beeinflusst, dass die Hauptwindrichtungen talachsenparallel verlaufen. Im Einzelfall ist es daher sinnvoll, sich bezüglich der Windverhältnisse an den Deutschen Wetterdienst zu wenden.

**Wasserdampfgehalt oder Mischungsverhältnis (x):**

Anteil des Wasserdampfes in g/kg trockener Luft. Berechnet aus der trockenen und feuchten Temperaturmessung nach Åbmann (in 2 m Höhe in der Wetterhütte) und dem Luftdruck in Stationshöhe. Die Höhenabhängigkeit des Wasserdampfgehalts wurde im Interpolationsprozess berücksichtigt. Die Modifikation des Wasserdampfgehalts und durch Städte und städtische Ballungsräume wurde an das veränderte Temperaturniveau angepasst.

**Relative Feuchte (RF):**

Quotient aus dem aktuellen Dampfdruck und dem Sättigungsdampfdruck und Multiplikation mit 100, Angabe in %. Die Höhenabhängigkeit der relativen Feuchte wurde im Interpolationsprozess berücksichtigt. Die Modifikation der relativen Feuchte durch Städte und städtische Ballungsräume an das veränderte Temperaturniveau angepasst.

**Bestrahlungsstärke der direkten Sonnenstrahlung (B) auf der horizontalen Ebene:**

In den TRJ Daten wird die mittlere Strahlungsintensität der vergangenen Stunde MEZ (Stundensumme/3600s) angegeben. Einheit in  $\text{W/m}^2$ . Basis sind Stations- und Satellitendaten.

**Bestrahlungsstärke der diffusen Sonnenstrahlung (D) auf der horizontalen Ebene:**

Durch Streuung und Reflexion an atmosphärischen Bestandteilen aus dem oberen Halbraum einfallende Strahlung, vermindert um die direkte Sonnenstrahlung (die Summe aus der direkten und diffusen Sonnenstrahlung ist die Globalstrahlung **G**). Zeitbezug wie bei der direkten Sonnenstrahlung. Einheit in  $\text{W/m}^2$ . Basis sind Stations- und Satellitendaten.

Die Geräte zur Messung der Solarstrahlung sind so aufgestellt, dass der Horizont durch keine Hindernisse eingeschränkt ist, die die Geräte beschatten können.

**Bestrahlungsstärke der Wärmestrahlung der Atmosphäre (A) auf der horizontalen Ebene:**

Berechnete Werte, die zur vollen Stunde in MEZ bestimmt wurden. Einheit in  $\text{W/m}^2$ . Basis sind Stations-, Modell- und Satellitendaten.

**Spezifische Ausstrahlung der Wärmestrahlung (E) der Erdoberfläche einschließlich der von ihr reflektierten Wärmestrahlung der Atmosphäre:**

Berechnete Werte, die zur vollen Stunde in MEZ bestimmt wurden. Einheit in  $\text{W/m}^2$ . Das Vorzeichen ist negativ, da E aufwärts gerichtet ist. Basis sind Stations-, Modell- und Satellitendaten.

**Qualitätsbit bezüglich der Auswahlkriterien (IL):** Dieses Qualitätsmerkmal gibt Auskunft über die maximal auftretende monatliche Abweichung des jeweiligen TRJ-Datensatzes zum mittleren Jahresgang des Zeitraums 1995-2012 bezüglich Mittelwert bzw. Standardabweichung der Lufttemperatur und Mittelwert der Globalstrahlung. Der Wertebereich reicht von 0 bis 7, wobei allgemein gilt: Je geringer der Wert, desto geringer sind die maximal auftretenden monatlichen Differenzen eines TRJ-Datensatzes hinsichtlich der Auswahlparameter (näheres dazu im Unterabschnitt 5.1).

Weitere Informationen zu den Begriffen können z.B. Meyers Lexikonverlag (1987), speziell zu den Strahlungskomponenten auch der VDI 3789-2 (1994) entnommen werden. Die Abkürzungen für die Strahlungskomponenten orientieren sich an der VDI 3789-2 und weichen von der DIN 4710 (2003) ab.

### **3.2 Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit sowie des städtischen Wärmeinseleffekts in den TRJ-Datensätzen**

Die Urbanisierung beeinflusst das Klima insbesondere auf der Mikro- und Mesoskala. Ein bedeutender Effekt ist die Ausbildung einer städtischen Wärmeinsel (Urban Heat Islands, kurz UHI; z.B. Kuttler, 1997) durch die veränderte Strahlungsbilanz, Energiebilanz und anthropogene Wärme in Ballungsräumen.

In den bisherigen TRJ-Datensätzen diente ein Programmmodul zur Abschätzung des Einflusses der städtischen Wärmeinsel bzw. der Höhenabhängigkeit von Luft-

temperatur und Wasserdampfgehalt am Anwendungsort. Die Intensität der geschätzten UHI hing dabei sowohl von der Stadtgröße als auch von der Wetterlage ab. Durch Eingabe der Einwohnerzahl für die ausgewählte Stadt und Auswahl des Testreferenzjahres einer der 15 Repräsentanzstationen konnte der Stadteffekt in diesem Testreferenzjahr aufgeprägt werden. Die Höhenkorrektur erfolgte im selben Programmmodul unter Eingabe der Geländehöhe des in Frage stehenden Standorts.

In den neuen, ortsgenauen TRJ-Datensätze ( $1 \text{ km}^2$ ) sind sowohl die UHI- Intensität als auch die Höhenabhängigkeit bereits integriert. Die Bewertung des städtischen Wärmeineffekts auf die Lufttemperatur erfolgte wiederum durch Anwendung des für die bisherigen TRJ-Datensätze entwickelten Programmmoduls. Aufgrund der hohen Anzahl zu erstellender TRJ-Datensätze (über 300,000) wurde die maximal mögliche Wärmeinselintensität jedoch nicht mehr aus der Einwohnerzahl abgeleitet, sie basiert nun vielmehr auf flächendeckend vorhandene Information aus Landnutzungsdaten (CORINE; Keil et al., 2011). Die Höhenkorrektur erfolgte, unter Berücksichtigung der Geländehöhe, mit Hilfe statistischer Interpolation. Die Methodik dazu wird in Kapitel 4.3 ausführlich erläutert.

Gleichzeitig wurden die relative Feuchte und der Wasserdampfgehalt an das veränderte Temperaturniveau angepasst.

### **3.3 Vorgehensweise bei der Berechnung der kurzwelligen Strahlungsgrößen**

Von der kurzwelligen Sonneneinstrahlung, die im Wesentlichen das sichtbare Spektrum sowie das nahe Infrarot in einem Wellenlängenbereich von 300 nm bis  $1 \text{ }\mu\text{m}$  umfasst, wird beim DWD in der Regel die diffuse und die Globalstrahlung gemessen. Die Globalstrahlung entspricht der gesamten am Messstandort ankommenden kurzwelligen Solarstrahlung, die sich aus der diffusen und der direkten Sonnenstrahlung zusammensetzt. Die direkte Sonnenstrahlung kann daher aus den beiden gemessenen Parametern wie diffuse und Globalstrahlung ermittelt werden.

Die in den TRJ-Datensätzen enthaltene direkte und diffuse Sonnenstrahlung wurde nach der in Kapitel 4.6 dargestellten Methode hergeleitet. Im Zeitraum 1995-2012 wurden an rund 30 Stationen des DWD Messungen der kurzwelligen Sonnenstrahlung durchgeführt.

Aufgrund des relativ dünnen Strahlungsmessnetzes treten zwischen einem beliebigen Ort über Deutschland und dessen nächstgelegener Strahlungsmessstation Distanzen von teilweise über 60 km auf. Dadurch würde eine alleine auf Stationsdaten basierte Interpolation der kurzwelligen Strahlungsparameter zu einem unbefriedigenden Resultat führen. Beispielsweise kommt es zu Inkonsistenzen wenn der Himmel an einem beliebigen Ort bedeckt ist, während es an der Strahlungsmessstation wolkenlos ist. Um derartige Inkonsistenzen zu minimieren, wurden in den vorliegenden Testreferenzjahren neben bodenbasierten Messungen der kurzwelligen Sonnenstrahlung (diffuse und Globalstrahlung) auch Satellitendaten berücksichtigt.

### **3.4 Vorgehensweise bei der Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen**

Die in den TRJ-Datensätzen aufgeführten langwelligen Strahlungsgrößen (sie umfassen das thermische Infrarot von etwa 4  $\mu\text{m}$  bis 20  $\mu\text{m}$ ), die Wärmestrahlung der Erdoberfläche bzw. die atmosphärische Gegenstrahlung, werden im DWD nur an einzelnen Stationen routinemäßig erfasst. Bei den Repräsentanzstationen der Vorgänger-TRJ traf dies nur auf die beiden Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel und Potsdam zu. Für die Vorgänger-TRJ-Datensätze wurden die langwelligen Strahlungsgrößen daher generell berechnet. Die zur Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung erforderlichen Angaben zum Bedeckungsgrad in unterschiedlichen Atmosphärenschichten sind in den Stationsdaten allerdings nur unvollständig vorhanden. Die Daten enthalten lediglich Angaben zum Bedeckungsgrad (in Achtel) im untersten Stockwerk (erste 3 km ab Boden), in dem Wolken auftraten, sowie zur Art dieser Wolken. Daher mussten Annahmen getroffen werden, die die Qualität der berechneten atmosphärischen Gegenstrahlung beeinträchtigt haben.

Aus diesem Grund wurde zur Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen der ortsgenauen TRJ-Datensätze ein Verfahren angewendet, das auf deutlich umfangreichere Informationen zurückgreift. Zur Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung kam ein Verfahren zum Einsatz, welches einen aus Modelldaten ermittelten bewölkungsabhängigen Strahlungsantrieb mit satellitenbasierten Bedeckungsgraden kombiniert. Die Methodik dazu wird in Kapitel 4.7.1 ausführlich erläutert.

Die terrestrische Ausstrahlung der horizontalen Erdoberfläche wird hauptsächlich durch die Bodenoberflächentemperatur und die Oberflächenemissivität bestimmt. Zur Erstellung räumlich hochauflösender Daten terrestrischer Ausstrahlung wurde auf hochauflösende Reanalysedaten sowie Landnutzungsdaten zurückgegriffen. Die Methodik wird in Kapitel 4.7.2 erläutert.

### **3.5 Vorgehensweise bei der Berechnung des Windes**

Der Wind setzt sich als vektorielle Größe aus Windrichtung und Windgeschwindigkeit zusammen und wird an ca. 350 Stationen im Messnetz des DWD erfasst. Die Windgeschwindigkeit wird meist in 10 m Höhe über Grund erfasst, dieser Wert kann allerdings abhängig von der Messumgebung variieren. Die Windrichtung wird mittels Windfahnen gemessen, wobei die Angabe der Windrichtung an Klimastationen in einer 8-teiligen und an synoptischen Stationen in einer 36-teiligen Skala im Uhrzeigersinn erfolgt.

Die Interpolation des Windes ist besonders diffizil, da Windmessungen nur für die unmittelbare Umgebung eines Standorts repräsentativ sind. Hierbei liefern numerische Wetter- bzw. Klimamodelle unter einem hohen Rechenaufwand relativ genaue Ergebnisse. Dabei werden keine lokalen Messungen, sondern großräumige meteorologische Größen wie z.B. horizontale Druckgradienten und vertikale Feuchte- und Temperaturprofile verwendet. Das Modell erfasst die mesoskalige Zirkulation, wobei u.a. Felder der Windrichtung und Windgeschwindigkeit erzeugt werden. Zudem werden Um- und Überströmungen von Bergen, Kanalisierungen in komplexem Gelände und Regionalwinde unter Berücksichtigung physikalischer Gesetzmäßigkeiten simuliert. Daher können besonders in Gebieten komplexer Topographie sowie in Küstennähe Daten mit einer hohen regionalen Genauigkeit erstellt werden.

Stationsdaten dienen in den ortsgenauen TRJ der Bias-Korrektur, wobei die Zielauflösung von 1 km<sup>2</sup> schließlich mittels einer Anpassung an die lokale Oberflächenrauigkeit erreicht wurde. Die Methodik wird in Kapitel 4.8 erläutert.

## **4 Datenaufbereitung**

Zur Erstellung der TRJ-Datensätze wurden Zeitreihen in stündlicher Auflösung aus dem Zeitraum 1995-2012 herangezogen. Dabei handelte es sich um Mess- und Beobachtungsdaten von ca. 700 Stationen des DWD aus der sogenannten MIRAKEL-Datenbank (MIRAKEL = **M**eteorologische **I**nformationen in einer **R**elationalen Datenbank **A**blegen sowie **K**omfortabel und **E**ffektiv **L**esen). Dieses Datenkollektiv wurde einer Plausibilitätskontrolle (Vogelsang, 1993) und einem Homogenitätstest (Alexandersson et al., 1997) unterzogen.

### **4.1 Prüfung, Ergänzung und Anpassung der Daten**

Um einen Überblick bezüglich der Datenlage und Datenqualität für die Erstellung der TRJ-Datensätzen zu erhalten, wurden mehrere Tests durchgeführt, die nachfolgend kurz beschrieben sind:

- 1 Vollständigkeit der Daten
- 2 Plausibilität der Einzelwerte
- 3 Suche nach Inhomogenitäten
- 4 Lückenfüllen der Zeitreihen während der Interpolation

**ad 1:** Die Nutzbarkeit eines Datensatzes nimmt mit dessen Lückenhaftigkeit ab. Gegebenenfalls wurden fehlende Informationen innerhalb des Interpolationsprozesses aus Zeitreihen nahegelegener Stationen in der Umgebung rekonstruiert und eingefügt. Die Prüfung auf Vollständigkeit ergab bei den Zeitreihen der Mess- und Beobachtungsdaten aus der MIRAKEL-Datenbank teils kürzere, teils aber auch längere Lücken. Zur Interpolation wurden nur Stationszeitreihen verwendet, die eine Mindestlänge von fünf Jahren aufwiesen.

**ad 2:** Hauptinhalt der Plausibilitätsprüfung war die Prüfung auf innere Konsistenz, d.h. auf Widerspruchsfreiheit innerhalb eines meteorologischen Datensatzes. So kann z.B. die Lufttemperatur nicht niedriger sein als die Taupunkttemperatur. Bei der Prüfung auf zeitliche Konsistenz werden die Terminwerte der einzelnen meteorologischen Parameter mit dem Vor- und Folgetermin verglichen. Überschritten die zeitlichen Änderungen klimatologische Erfahrungswerte, wurden die Terminwerte nicht weiter verwendet. Die Test- und Korrekturverfahren sind ausführlich in Jansen und Sedlatschek (2001) dokumentiert worden. Auf eine weitere Prüfung der Einzelwerte im Rahmen der Erstellung von TRJ-Datensätzen wurde verzichtet.

**ad 3:** Die Suche nach Inhomogenitäten erfolgte auf Basis des Alexandersson-Tests (Alexandersson et al., 1997). Hierzu wurde jeweils die Differenz der Jahresmittelwerte zwischen der zu untersuchenden Station und den fünf klimatologisch ähnlichsten Umgebungsstationen (Ähnlichkeit basiert auf Korrelation der Zeitreihen) berechnet und über den Zeitraum der Datenreihe (1995-2012) bewertet.

**ad 4:** Die Mess- und Beobachtungsdaten dienten als Basis für die Konstruktion der TRJ. Lücken in den Zeitreihen wurden im Zuge der statistischen Interpolation gefüllt.

Die Lücken in den Stationsdaten nehmen nach 1994 deutlich ab. Daher wurden sämtliche Datenreihen, die eine Mindestlänge von fünf Jahren und im Zeitraum 1995-2012 keine Inhomogenitäten aufwiesen (SYNOP und Klimadaten), verwendet.

Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen: Basierend auf allen zum jeweiligen Zeitpunkt vorhandenen Daten wurden zunächst parameterweise stündliche Rasterkarten für den gesamten Zeitraum (1995–2012) erstellt. Die Segmente der Testreferenzjahre wurden anschließend individuell für jeden Rasterpunkt aus den Jahren 1995-2012 gewonnen.

## **4.2 Interpolation der TRJ-Basisdaten**

In den Vorgänger-TRJ war für einen bestimmten Untersuchungsstandort der TRJ-Datensatz der Repräsentanzstation in der entsprechenden Klimaregion verwendet worden. Wuch die Geländehöhe am Untersuchungsstandort um mindestens 100 m von der Repräsentanzstation ab, musste vom Nutzer eine Höhenkorrektur angebracht werden. Im Zuge der TRJ-Weiterentwicklung wurden mit Hilfe geeigneter Verfahren ortsgenaue TRJ-Datensätze auf Basis von stations- und satellitenbasierten Messdaten sowie Modelldaten hergeleitet (Krähenmann et al., 2016).

Wie bereits bei den Vorgänger-TRJ erfolgte die Erstellung der TRJ-Datensätze auch im aktuellen Projekt mittels einer Strategie, wie sie auch bei der Synthetisierung von Zeitreihen für die statistische Regionalisierung zum Einsatz kommt, dem stochastischen Wettergenerator (Enke et al., 2005). Dazu werden Datenzeitreihen segmentiert und die Segmente zu neuen Zeitreihen rekombiniert. Die Entscheidung, ob ein mögliches Segment tatsächlich als Baustein in der neukombinierten Reihe Verwendung findet, hängt von den gewählten Kriterien ab. Zur Erstellung der TRJ erfolgte die Auswahl tagesscharf entsprechend den Optimierungskriterien (siehe auch Spekat et al., 2011). Tagesscharf bedeutet, dass eine Episode, welche an Tag  $x$  beginnt auch nur ab Tag  $x$  in die synthetische Reihe eingebaut werden kann. Zudem darf ein bestimmtes Zeitreihensegment nur ein einziges Mal verwendet werden. Die bestmögliche Reproduktion des mittleren Jahresgangs sowie der zeitlichen Varianz der Lufttemperatur und der Globalstrahlung bestimmt welches Segment verwendet wird.

Im Zuge der TRJ-Weiterentwicklung wurden zunächst sämtliche TRJ-Parameter, unter Berücksichtigung deren Relevanz und deren physikalischer Eigenschaften, mittels geeigneter Verfahren für den Zeitraum 1995-2012 räumlich interpoliert (Produkt im Folgenden TRJ-Basisdaten genannt). Die Herausforderung bestand darin, dass stündliche Werte vorlagen und dementsprechend angepasste Interpolationsverfahren verwendet werden mussten.

## **4.3 Interpolation der Lufttemperatur und Bewertung des Stadteffekts in Form der städtischen Wärmeinsel**

### **4.3.1 Lufttemperatur**

Stündliche Felder der Lufttemperatur sind räumlich hoch variabel. So können sich beispielsweise je nach Wetterlage teils deutliche atmosphärische Anomalien (z.B. Inversionslagen) ausprägen. Insbesondere in topographisch heterogenen Gebieten, wie dem Bayerischen Alpenvorland, weist die Verteilung der stündlichen Lufttemperatur oftmals merkbare horizontale Gegensätze auf (z.B. Kaltluftseen als Folge nächtlicher Auskühlung). Zur Erstellung der TRJ-Basisdaten (Rasterdaten auf deren Basis die ortsgenauen TRY erstellt werden) wurde daher ein Verfahren angewendet das in Regionen komplexer Topographie auch für stündliche Werte der Lufttemperatur gute Resultate liefert (Frei, 2014; Krähenmann et al., 2016). Das Verfahren wird hier in gekürzter Form wiedergegeben.

Zunächst wurde der vertikale Temperaturgradient mittels einer nichtlinearen parametrischen Profilfunktion modelliert. Das Temperaturprofil besteht aus zwei linearen Teilbereichen, oberhalb sowie unterhalb einer Inversionsschicht, mit jeweils demselben Vertikalgradienten. Die Profile beider Schichten können zueinander versetzt sein und sind gegebenenfalls in der mittleren Schicht über eine kontinuierlich verlaufende Funktion miteinander verbunden. Die hier angewendete Funktion lässt Inversionsschichten unterschiedlicher Stärke, Mächtigkeit und Höhe zu.

Um die Vermengung horizontaler und vertikaler Temperaturgradienten zu verringern, wurden die Vertikalprofile in acht sich überlappenden Regionen separat angepasst (u.a. maritim beeinflusster Norden, südliches Alpenvorland). Anwendung der regionsweise bestimmten Temperaturprofile auf das digitale Höhenmodell (Gewichtung der Profile entsprechend der Klimaregionen) lieferte das Hintergrundfeld.

Die mittels Profilfunktion unzureichend aufgelösten Strukturen, sowie mesoskalige Anomalien mit starker topographischer Gliederung (z.B. lokale Inversionen in Alpentälern) (jeweils Abweichungen zum Hintergrundfeld) wurden mit Hilfe eines speziellen Distanzgewichtungsschemas (nichteuklidische Distanzen; siehe Frei, 2014) interpoliert. Die Kombination aus Hintergrundfeld und interpolierten Residuen liefert schließlich die stündliche Temperaturkarte.

### **4.3.2 Urbane Wärmeinsel**

Die Urbanisierung beeinflusst das Klima insbesondere auf der Mikro- und Mesoskala. Ein bedeutender Effekt ist die Ausbildung einer städtischen Wärmeinsel (Urban Heat Islands, kurz UHI; z.B. Kuttler, 1997) durch die veränderte Strahlungsbilanz, Energiebilanz und anthropogene Wärme in Ballungsräumen. Ein Überblick zum Stadtklima als Teilgebiet der Umweltmeteorologie findet sich z.B. in Hupfer et al. (2005).

Damit eine nachweisbare UHI entstehen kann, ist eine Mindestgröße des Ballungsraumes erforderlich. Daneben hängt die Intensität der UHI auch von der Wetterlage ab. Insbesondere in windschwachen, wolkenarmen Wettersituationen erreicht die UHI ihre stärkste Ausprägung. Großstädte können dann durchaus um



6 - 8 K wärmer als das Stadtumland sein. Selbst im Jahresmittel dokumentiert sich der Stadteffekt durch eine um etwa 0,5 - 2 K höhere Temperatur.

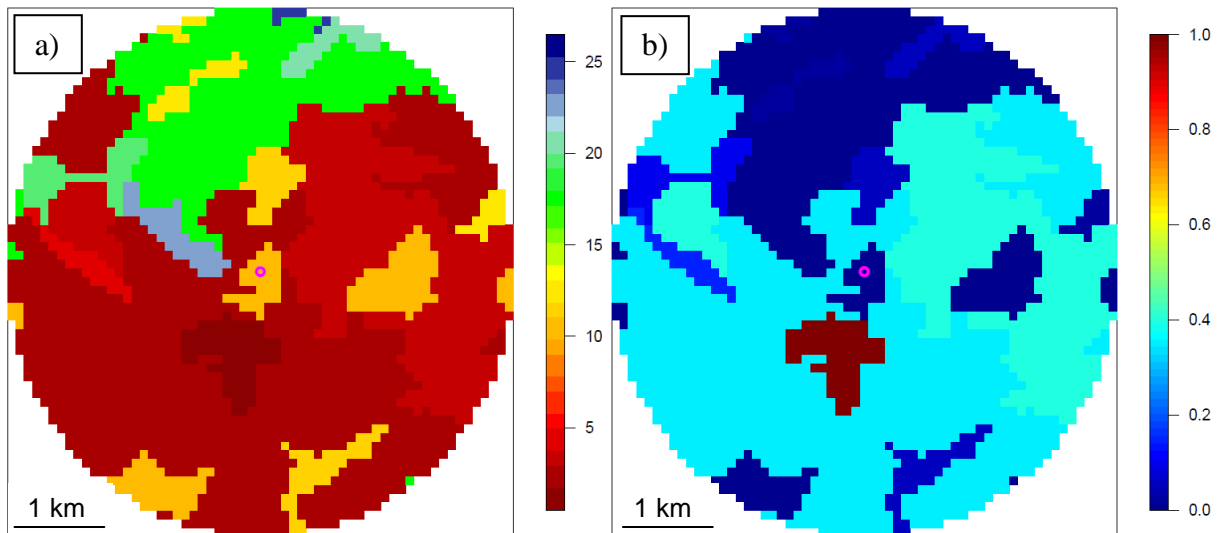
In den bisherigen TRJ-Datensätzen diente ein Programmmodul zur Abschätzung des Einflusses der städtischen Wärmeinsel bzw. der Höhenabhängigkeit auf die Lufttemperatur am Untersuchungsstandort. **In den ortsgenauen TRJ-Datensätzen (1 km<sup>2</sup>) sind sowohl die UHI-Intensität als auch die Höhenabhängigkeit bereits integriert** (Krähenmann et al., 2016). Zur Bestimmung der UHI-Intensität wurde im Prinzip dasselbe empirische Verfahren verwendet, wie bereits für die bisherigen TRJ. Aufgrund der hohen Anzahl zu erstellender TRJ-Datensätze (über 300,000) musste das Verfahren allerdings modifiziert werden. Nachfolgend wird die in den Vorgänger-TRJ verwendete Methodik zur Parametrisierung dieses Faktors kurz vorgestellt (eine ausführliche Diskussion findet sich in Wienert et al., 2013).

In den bisherigen TRJ-Datensätzen wurde die maximal mögliche UHI-Intensität eines Standorts über die Einwohnerzahl und dessen Lage innerhalb eines Ballungsraums (Innenstadt, Stadtrand) definiert (Wienert et al., 2013). In den neuen TRJ erfolgte die Bewertung der UHI auf Basis von Landnutzungsdaten (CORINE; Keil et al., 2011). Zunächst wurde die Messumgebung jeder Wetterstation untersucht. Dazu wurden Gitterpunkten im Umfeld jeder Station, entsprechend den CORINE-Landnutzungstypen (z.B. Innenstadt oder Grünfläche), UHI-Potentiale zwischen 0 und 1 zugeordnet (in Anlehnung an: Oke 1990; Stewart et al., 2012; siehe Tab. 3). Der Landnutzungstyp „Innenstadt“ mit einem Potential von 1 liefert den maximal möglichen Beitrag zur UHI, Nutzungsflächen mit einem Potential von 0 (z.B. Wälder, Grünflächen) verstärken die UHI nicht.

**Tab. 3:** Zuordnung von UHI-Indizes zu CORINE-Landnutzungsklassen 1 bis 11

Gitter-Index	Klasse	UHI-Index
<b>1</b>	Durchgängig städtische Prägung	1,00
<b>2</b>	Nicht durchgängig städtische Prägung	0,35
<b>3</b>	Industrie/Gewerbeflächen	0,40
<b>4</b>	Straßen/Eisenbahnnetze, funktionell zugeordnete Flächen	0,15
<b>5</b>	Hafengebiete	0,25
<b>6</b>	Flughäfen	0,25
<b>7</b>	Abbauflächen	0,05
<b>8</b>	Deponien, Abraumhalden	0,05
<b>9</b>	Baustellen	0,30
<b>10</b>	Städtische Grünflächen	0,01
<b>11</b>	Sport/Freizeitanlagen	0,05

Abb. 1a illustriert die Messumgebung der Station Aachen im Umkreis von 3 km. Südlich der Station finden sich hauptsächlich städtische Strukturen mit wenigen Grünflächenanteilen, nördlich der Station Weideflächen und Wiesen sowie ein kleines Waldstück. Abb. 1b zeigt die zugewiesenen UHI-Indizes. Entsprechend sind die UHI-Potentiale südlich der Station bedeutend höher als über dem nördlichen Teil des Gebiets. Der UHI-Effekt auf eine Messreihe setzt sich aus lokalen Einflüssen (z.B. Wärmeemission umgebender Gebäudefassaden und Straßenschluchten) und aus Wärmeemissionen des weiteren (z.B. städtischen) Umlands zusammen. Diese erzeugen zusammen eine Hintergrund-UHI (Brandsma et al., 2012). Dank der hohen räumlichen Auflösung (100 m) der CORINE-Landnutzungsdaten können beide Effekte berücksichtigt werden.



**Abb. 2:** a) CORINE-Landnutzungsklassen und b) zugeordnete UHI-Potentiale an der synoptischen Wetterstation Aachen

Die Schätzung der Stadtgröße einer jeden Station basierte auf mittleren UHI-Potentiale im Umkreis von 2.5 km. Lokale Effekte wurden an Hand der UHI-Potentiale im Umkreis von 100 m einer Station bewertet werden, wobei hohe Werte (UHI-Potential > 0.5) einen zentralen und niedrige Werte (UHI-Potential < 0.2) einen Randbereich eines Ballungsraums kennzeichnen. Untersuchungen an Hand von Temperaturmessreihen in den Städten Berlin, Frankfurt und München ergaben leicht variierende optimale Mittelungsradien. Diese Unterschiede traten auf, da beispielsweise die CORINE-Landnutzungsklasse „lockere Bebauung“ weder Informationen zum Bebauungstyp (z.B. Reihenhaussiedlung oder einzelne Gebäude) noch zum Grad der Begrünung zwischen den Gebäuden liefert. Auch lokale Senken innerhalb von Städten, in denen sich Kaltluftseen ausbilden können, beeinflussen die UHI-Intensität.

Da im Verfahren nach Wienert (2013) zur Bestimmung der maximal möglichen UHI-Intensität ( $UHI_{max}$ ) nicht das UHI-Potential sondern die Einwohnerzahl ( $E_w$ ) benötigt wird, musste eine Abhängigkeit zwischen  $E_w$  und dem UHI-Potential gefunden werden. Basierend auf Untersuchungen für drei Städte (Berlin, München, Frankfurt) konnte folgende Abhängigkeit gefunden werden:

$$E_w = 5 \cdot 10^6 \cdot UHI - Potential^{2.1} \quad (4.1)$$

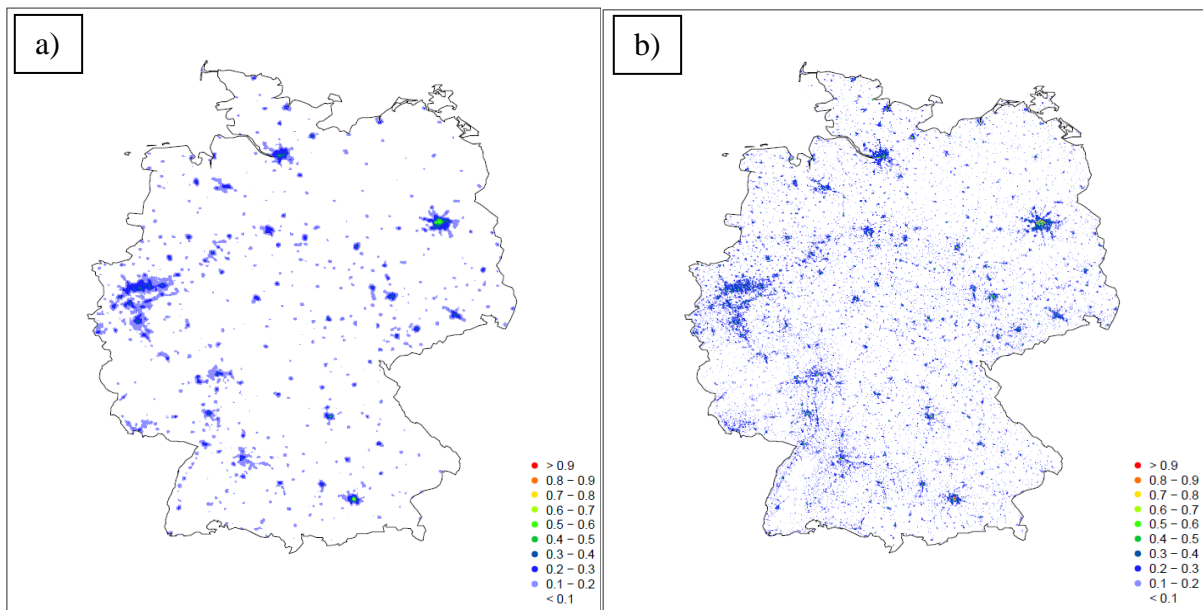
Der Zuschlag  $\Delta UHI(t)$ , den eine Stationszeitreihe zu einem Zeitpunkt  $t$  erhält, errechnet sich aus  $UHI_{max}$ , dem 24 Stunden Mittel für den Wind  $f(v_{24})$  und die Bedeckung  $f(N_{24})$  sowie der Tagesphase  $f(UHI_t)$ :

$$\Delta UHI(t) = UHI_{max} \cdot f(v_{24}) \cdot f(N_{24}) \cdot f(UHI_t) \quad (4.2)$$

Um eine Extrapolation der urbanen Wärmeinsel ins ländliche Umland zu verhindern, wurden betroffene UHI-beeinflusste Messreihen vor der Interpolation, unter Berücksichtigung der Landnutzung, der Tagesphase sowie der meteorologischen Bedingungen, von UHI-Effekten bereinigt.

Im Anschluss an die Interpolation wurde den stündlichen Temperaturfeldern, unter Berücksichtigung der Tagesphase, der meteorologischen Gegebenheiten und

einer Landnutzungskarte (CORINE) die aktuelle UHI-Intensität aufgeprägt. Zur Abschätzung der mesoskaligen Effekte wurde für jede Gitterzelle, entsprechend dem Flächenanteil der auftretenden Landnutzungstypen im Umkreis von 2.5 km, ein mittleres UHI-Potential bestimmt (deckt eine Fläche von rund 25 km<sup>2</sup> ab; siehe Abb. 2a). Um die aktuelle UHI berechnen zu können, wurde das UHI-Potential mittels Gleichung 4.1 in eine lokal (d.h. für einen Punkt im 1 km<sup>2</sup> Raster) gültige Einwohnerzahl transformiert. Der lokale Effekt wurde aus dem UHI-Potential des 1 km<sup>2</sup> Zielgitters (Abb. 2b) abgeleitet. Für ein UHI-Potential > 0.5 gilt eine Gitterzelle als zentral gelegen und die mittels Gleichung 4.2 berechnete UHI wird mit eins multipliziert. Ist das UHI-Potential kleiner als 0.2, wird eine Stadtrandlage angenommen und die berechnete UHI mit 0.5 multipliziert, andernfalls (0.2 < UHI-Potential < 0.5) mit 0.7.



**Abb. 2:** UHI-Potentiale für Deutschland, gemittelt über a) 25 km<sup>2</sup> und b) 1 km<sup>2</sup>

Aufgrund des ähnlichen Verhaltens von Luft- und Taupunkttemperatur wurde der Taupunkt mit demselben Verfahren wie die Lufttemperatur interpoliert. Taupunkttemperaturen die über der Lufttemperatur lagen, wurden auf den Wert der Lufttemperatur gesetzt (die Lufttemperatur kann nicht unter die Taupunkttemperatur fallen).

#### 4.4 Berechnung und Interpolation des Luftdrucks in Stationshöhe

Für die Berechnung des Wasserdampfgehaltes und der relativen Feuchte in den TRJ-Daten wird der Luftdruck in Barometerhöhe (Stationshöhe plus Aufstellungshöhe in der Wetterstation) benötigt. Im aktuellen Projekt wurde allerdings auf Normal Null (NN) reduzierter Luftdruck interpoliert, da er sich kontinuierlicher im Raum verhält als Luftdruck in Barometerhöhe. Die Quelldaten enthielten bis auf wenige Ausnahmen den gemessenen Luftdruck in Barometerhöhe und den reduzierten Luftdruck. Die Reduktionsrechnung beruht auf einem international vereinbarten Verfahren (WMO, 1959), das sich auf das Niveau des mittleren Amsterdamer Pegels (gleich NN) bezieht.

Für mitteleuropäische Stationen wird der reduzierte Luftdruck nach Gleichung 4.3 (Deutscher Wetterdienst, 2008) aus dem Luftdruck in Barometerhöhe berechnet.

Zur Bestimmung des aktuellen Wasserdampfdrucks  $E$  mit dem Aspirations-Psychrometer wird auf Deutscher Wetterdienst (1998) verwiesen.

$$p_0 = p(h) e^{\frac{g_0 z}{R \left( T + Ch^* E + \frac{a}{2} z \right)}} \quad [\text{hPa}] \quad (4.3)$$

$p_0$	=	reduzierter Luftdruck auf NN [hPa]
$p(h)$	=	Luftdruck in Barometerhöhe [hPa]
$g_0$	=	Normalfallbeschleunigung: $9.80665 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$
$R$	=	Gaskonstante trockener Luft: $287.05 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{K}^{-1}$
$z$	=	Barometerhöhe [m]
$T$	=	Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund [K]
$E$	=	Wasserdampfdruck in Stationshöhe [hPa]
$Ch$	=	Beiwert zur Berücksichtigung der mittleren Dampfdruckänderung mit der Höhe [K / hPa] (hier Eins gesetzt; WMO, 1959)
$a$	=	vertikaler Temperaturgradient $0.65 \text{ K} / 100 \text{ m}$

Zur Interpolation des auf NN reduzierten Luftdrucks wurde ein von Van den Beselaar (2011) und Haylock et al. (2008) beschriebenes Zweischrittverfahren verwendet. Da das hierbei angewendete Kriging-Verfahren eine gleichmäßige Stationsverteilung in der Fläche voraussetzt, mussten die Daten zunächst räumlich homogen gemacht werden. Hierzu wurde durch Interpolation des Tagesmittels, unter Verwendung zweidimensionaler Thin Plate Splines (TPS; Breite und Länge als unabhängige Variable), zunächst ein Hintergrundfeld des reduzierten Luftdrucks erzeugt. Im Anschluss daran wurden stündliche Abweichungen zum Tagesmittelwert mittels Kriging interpoliert. Die Kombination aus Hintergrundfeld und interpolierten Abweichungen lieferte schließlich die stündliche Karte des auf NN reduzierten Luftdrucks. Die inverse Anwendung von Gleichung 4.3 lieferte den Luftdruck in Geländehöhe. Eine detaillierte Beschreibung des Verfahrens findet sich in Krähenmann et al. (2016).

Es existiert eine Reihe unterschiedlicher Formeln zur Transformation des Stationsdrucks auf den Druck auf NN und umgekehrt. Während die Barometrische Höhenformel lediglich den Luftdruck und die Lufttemperatur verwendet, wird in der Formel des Deutschen Wetterdiensts (2008) zudem der Wasserdampfdruck benötigt. Allen Formeln gemein ist die zunehmende Ungenauigkeit mit steigender Geländehöhe. Um im Interpolationsprozess keine zusätzlichen Ungenauigkeiten zu generieren, wurden nur Stationsdaten bis maximal 600 m berücksichtigt (der nach DWD 2008 berechnete Wert weicht auf der Zugspitze ca. 10 hPa vom Messwert ab).

#### 4.5 Berechnung der Feuchtegrößen

Sowohl die relative Feuchte als auch der Wasserdampfgehalt können aus der Beziehung zwischen Lufttemperatur, Taupunkttemperatur und Luftdruck in Barometerhöhe hergeleitet werden. Denn der Taupunkt ist diejenige Temperatur, auf die Luft gekühlt werden muss, bei konstantem Dampfdruck, so dass der Dampfdruck gleich dem Sättigungsdampfdruck wird. Daher wurden zunächst die beiden Temperaturgrößen (Kapitel 4.3) sowie der Luftdruck (Kapitel 4.4) interpoliert (Krähenmann et al., 2016).

Der **Wasserdampfgehalt**  $x$  [g/kg] kann aus der Lufttemperatur, der Taupunkttemperatur  $t_d$  und dem Luftdruck (s.o.) abgeleitet werden. Hierzu stehen zum einen Aspirations-Psychrometer-Tafeln (Deutscher Wetterdienst, 1998) zur Verfügung, zum anderen lässt sich der Wasserdampfgehalt nach folgenden Gleichungen berechnen.

$$x = \frac{621,98 \cdot 1,0047 \cdot e(t_d)}{p_b - 1,0047 \cdot e(t_d)} \quad (4.4)$$

Der Sättigungsdampfdruck über Eis  $e_i$  ist etwas niedriger als derjenige über unterkühltem Wasser  $e_w$ . Er wird wie folgt berechnet:

$$\ln e_w(t) = -6096,9385 \cdot T^{-1} + 16,635794 - 2,711193 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1,673952 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + 2,433502 \cdot \ln T \quad (4.5)$$

$$\ln e_i(t) = -6024,5282 \cdot T^{-1} + 24,7219 - 1,01613868 \cdot 10^{-2} \cdot T - 1,3198825 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 - 0,49382577 \cdot \ln T \quad (4.6)$$

$T$	=	Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund in K, berechnet aus der Lufttemperatur $t$ in °C nach: $T = 273.15 + t$
$e$	=	Sättigungsdampfdruck über Wasser $e_w$ oder über Eis $e_i$ in hPa
$t_d$	=	Taupunkttemperatur °C
$p_b$	=	Luftdruck in Stationshöhe in hPa

Für eine Taupunkttemperatur von 16.2 °C und einen Luftdruck von 990 hPa ergibt sich beispielsweise ein Wasserdampfgehalt von 11.85 g Wasserdampf pro kg trockener Luft.

Hinweis: Bei der Berechnung des Sättigungsdampfdrucks wurde ausschließlich auf Gleichung 4.5 zurückgegriffen, da die zugrunde liegenden Beobachtungsdaten keine Auskunft darüber geben, ob die Messung der Taupunkttemperatur über Wasser oder über Eis stattfand. Dies führt bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt zu einem zumeist geringen Fehler. Lediglich bei strengem Frost (unter -10 °C) sind die Unterschiede von größerer Bedeutung.

Die relative Feuchte [%] wird aus der Lufttemperatur  $t$  und der Taupunkttemperatur  $t_d$  bestimmt:

$$RH = 100 \frac{e(t_d)}{e(t)} \quad (4.7)$$

Für eine Lufttemperatur  $t = 21$  °C und eine Taupunkttemperatur  $t_d = 7$  °C muss für  $t$  und  $t_d$  jeweils der Sättigungsdampfdruck nach Gleichung 4.5 berechnet werden und in Gleichung 4.7 eingesetzt werden. Es ergibt sich  $U = 40$  %.

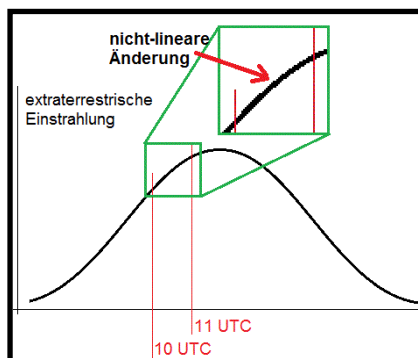
#### 4.6 Berechnung und Interpolation kurzweiliger Strahlungsgrößen

Beim DWD werden an rund 30 Stationen Messungen der kurzweiligen Strahlungskomponenten durchgeführt. Die kurzweiligen Strahlungskomponenten ge-

hören zu den wichtigsten TRJ-Parameter, da sie über Rückkopplungsprozesse die Innenraumtemperatur von Gebäuden merklich beeinflussen. Neben deren Mittelwert müssen daher auch Strahlungstages- bzw. Jahresgang, sowie die Extrema möglichst genau bekannt sein. Um eine gleichmäßig hohe Qualität kurzwelliger Strahlungsparameter in den ortsgenauen TRJ zu erzielen, wurden zur Erstellung der TRJ-Basisdaten neben Stationsmessungen auch satellitengestützte Messungen verwendet. Das Verfahren wird im Folgenden kurz beschrieben, für weitere Details sei auf Krähenmann et al. (2016) verwiesen.

Satelliten liefern mittels radiometrischer Messungen flächendeckende Informationen zu solaren Strahlungsflüssen zwischen der Atmosphäre und der Erdoberfläche. Es existiert ein im Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF) erstellter 30-jähriger Klimadatensatz (1983-2015) für die kurzwelligen Strahlungskomponenten Globalstrahlung (SIS) und direkte Einstrahlung (SID), mit einer räumlichen Auflösung von ca.  $0.05^\circ$  und einer zeitlicher Auflösung von bis zu 15 Minuten (Posselt et al., 2011). SIS und SID basieren auf Messungen der sichtbaren Kanäle der auf den METEOSAT-Satelliten installierten Sensoren MVIRI (bis 2005) und SEVIRI (ab 2005). Sie wurden mit Hilfe des Heliosat-Algorithmus (z.B. Cano et al., 1986) berechnet, wobei eine Selbstkalibrierungsmethode verwendet wurde. Die Selbstkalibrierungsmethode gewährleistet die Homogenität der Datensätze trotz Satellitendegradation und Satellitenwechsel.

Bodenbasierten Strahlungsdaten liegen in Wahrer Ortszeit (WOZ) vor. Die instantan erfassten Satellitendaten, welche halbstündlich in MEZ Zeit vorliegen, wurden daher an den entsprechenden Bildpunkten über den Bodenstationen in Mittelwerte der Stunde WOZ umgerechnet. Da WOZ standortspezifisch ist (hängt ab von Jahreszeit und geographischer Länge), erfolgte die Umrechnung stündlich sowie stationsweise. Dazu wurden für eine bestimmte Stunde WOZ zunächst die drei nächstgelegenen Messzeitpunkte der Satellitendaten (in MEZ) ermittelt. Die entsprechenden Messwerte wurden, nach zeitlichem Abstand gewichtet, gemittelt. Der resultierende Mittelwert enthält einen geringen Fehler, da der Tagesgang der solaren Einstrahlung nicht linear ist (siehe Abb. 3). Zur Korrektur wurde ein Faktor bestimmt, der dem Verhältnis aus der für Bodendaten in WOZ angegebenen extraterrestrischen Strahlung (EXT) und der im Mittelungsverfahren errechneten EXT (zu denselben Zeitpunkten) entspricht. Die aus den Satellitendaten errechneten Werte wurden schließlich mit dem Korrekturwert multipliziert.



**Abb. 3:** Hypothetischer Tagesgang der extraterrestrischen Strahlung (EXT). Die zeitliche Änderung von EXT ist nicht linear (vergrößerter Ausschnitt).

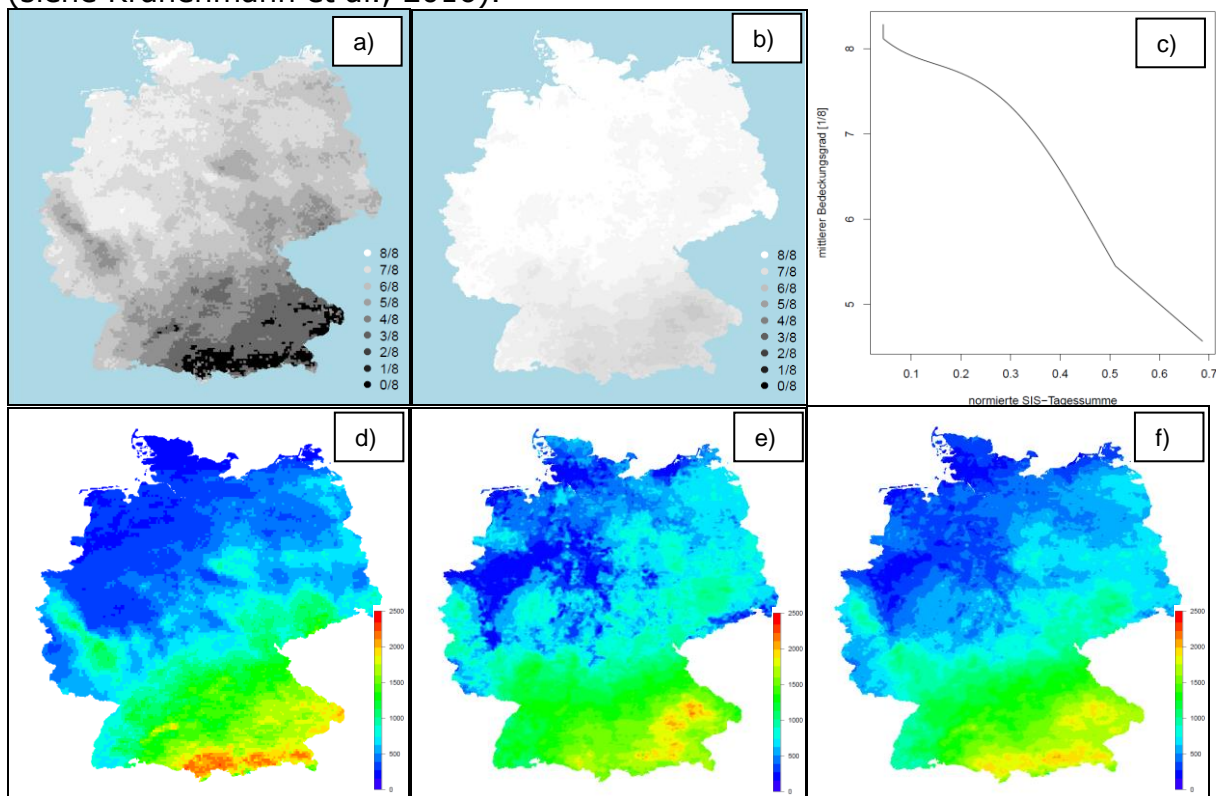
Der satellitenbestimmte Strahlungstagesgang weist einen orts-, jahreszeit- und tageszeitspezifischen Bias (Satellitenwert minus Stationswert) auf. Der absolute Fehler ist im Sommer und zur Mittagszeit am höchsten. Der relative Fehler (Fehler im Verhältnis zum Messwert) überwiegt dagegen in den Morgenstunden bzw.

im Winter. Dies liegt einerseits am flacheren Einstrahlungswinkel im Winter sowie am Morgen, wodurch der Kontrast der Wolken zum Untergrund (worauf die Ableitung der Strahlungsdaten basiert) vermindert wird. Andererseits kann vom Satelliten Schnee nur schwer von Wolken unterschieden werden, woraus ebenfalls ein größerer relativer Fehler resultiert.

Ungenauigkeiten in der Wolkenalbedo (aus dieser werden SIS und SID abgeleitet) können zu großen Fehlern im satellitenbasierten Strahlungsdatensatz führen. Frisch gefallener Schnee bewirkt beispielsweise eine deutliche Aufhellung des Untergrunds und kann daher irrtümlich als Wolke interpretiert werden, was zu einer Unterschätzung kurzweiliger Strahlungsparameter führt. Umgekehrt reduziert eine plötzlich abschmelzende Schneedecke die Helligkeit des Untergrunds deutlich und dies resultiert wiederum in einer Überschätzung von SIS bzw. SID.

#### 4.6.1 Globalstrahlung

Die Korrektur des SIS-Datensatzes erfolgte in zwei Schritten. Zunächst wurde eine wolkenmaskenbasierte Korrektur durchgeführt, gefolgt von einer Residuen-Interpolation. Bei der wolkenmaskenbasierten Korrektur steht auf der einen Seite die fehlerhafte satelliten-basierte Wolkenmaske aus welcher SIS abgeleitet wird und auf der anderen Seite ein aus Stationsdaten und typischen Wolkenmustern abgeleiteter Wolkendatensatz (siehe Krähenmann et al., 2016).



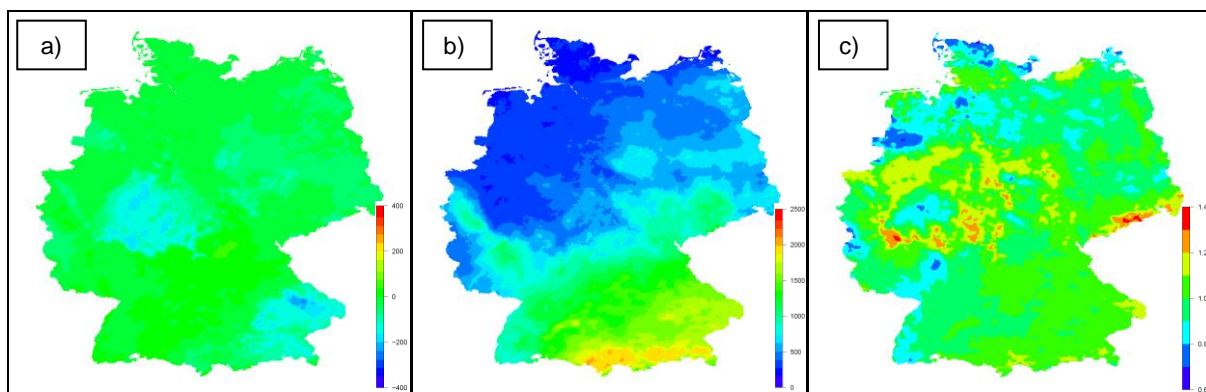
**Abb. 4:** a) satellitenbasierter mittlerer Bedeckungsgrad, b) aus Stationsdaten und typischen Wolkenmustern abgeleiteter Bedeckungsgrad, c) normierte SIS-Tagessumme als Funktion des mittleren Bedeckungsgrads, d) satellitenbasierte SIS-Tagessumme, e) SIS nach Anwendung der Funktion in c) auf b) und f) gewichtete Summe von d) und e) am 26.1.1995

Die tatsächliche Abhängigkeit der SIS vom Bedeckungsgrad wurde an den Pyranometer-Stationen ermittelt. Dazu wurden normierte SIS-Tagessummen gegen den mittleren Bedeckungsgrad aufgetragen (Abb. 4c). Anwendung dieser Abhängigkeit auf den stationsbasierten Wolkendatensatz (Abb. 4b) lieferte einen „wol-

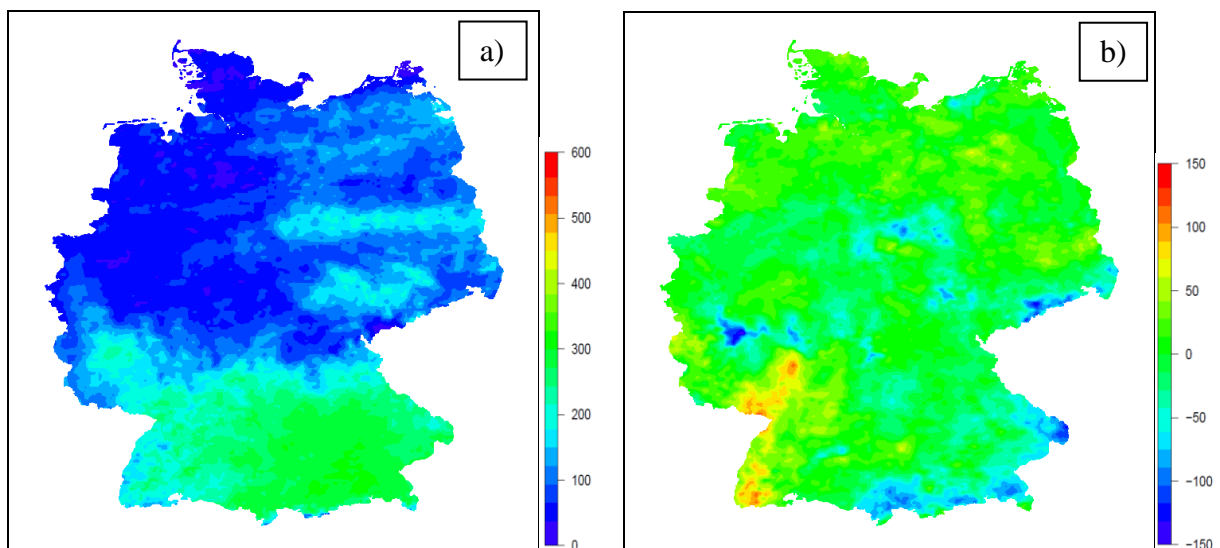


kenreferenzierten“ SIS-Datensatz (Abb. 4e). Die in Abb. 4a und 4b ersichtlichen Bewölkungsmuster sind zwar ähnlich, allerdings ist der Bedeckungsgrad (4a) besonders über Süddeutschland zu gering. Eine mögliche Erklärung dafür ist das Abschmelzen einer Schneedecke, die tags zuvor noch deutlich ausgeprägter war. Der stationsbasierte Bedeckungsgrad (Abb. 4b) ist ebenfalls mit Unsicherheiten verbunden. Um Fehler in der daraus abgeleiteten Globalstrahlung zu reduzieren, wurde diese mit der satellitenbasierten Globalstrahlung gewichtet summiert (Abb. 4f). Die Gewichtung der Globalstrahlungsdatensätze in Abb. 4a und 4b basierte auf den Differenzen zwischen den Bodenmessungen und dem jeweilig der Station nächstgelegenen Gitterpunktswert beider Rasterdatensätze.

In einem weiteren Schritt wurden die normierten Differenzen zwischen den Bodenmessungen und der SIS-Tagesumme (Abb. 4f) interpoliert (liefert Abb. 5a). Die Summe aus Abb. 4f und Abb. 5a liefert Abb. 5b. Der korrigierte Stundenwert (Abb. 6a) ergibt sich aus Multiplikation des Verhältnisses aus korrigierter und satellitenbasierter SIS-Tagesumme (Abb. 5c) mit dem aktuellen SIS-Stundenwert.



**Abb. 5:** a) Interpolierte Differenzen ( $\text{W/m}^2$ ), b) gewichtete Summe aus a) und 4f) ( $\text{W/m}^2$ ) und c) Verhältnis aus b) zu 1.6d) am 26.1.1995



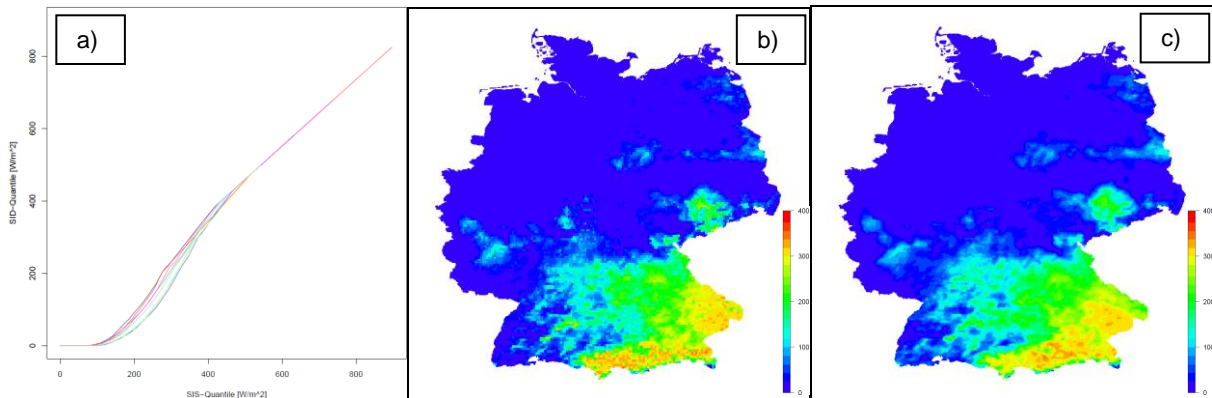
**Abb. 6:** a) Korrigiertes Feld der Globalstrahlung und b) Differenz zum nicht korrigierten Rasterfelder am 26.1.1995 zur Stunde 12 MEZ [ $\text{W/m}^2$ ]

#### 4.6.2 Direktstrahlung

Das SID zu SIS Verhältnis hängt von mehreren Größen ab, dazu gehören der Bedeckungsgrad, die atmosphärische Feuchte, die Tages- und die Jahreszeit. All



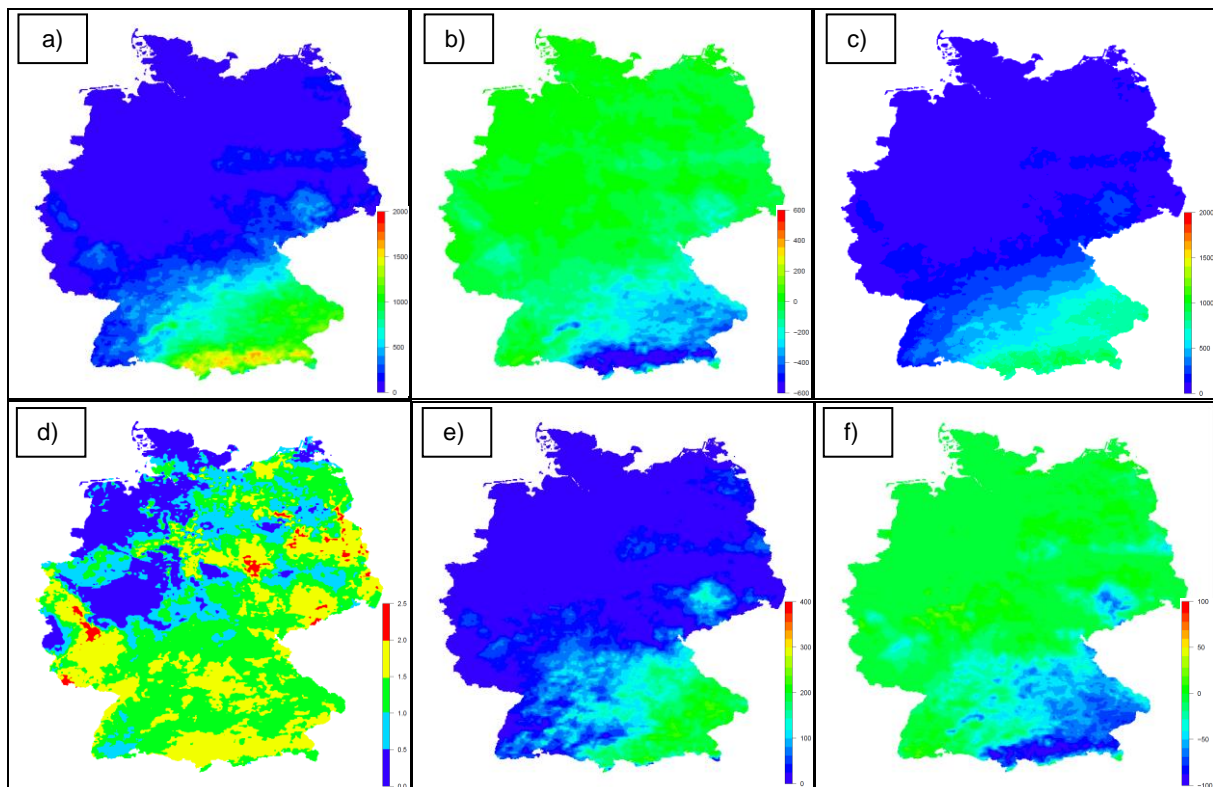
dies wurde bei der Erstellung des Satellitendatensatzes bereits berücksichtigt (siehe z.B. Mueller et al., 2009). Da die SIS-Felder beim Korrekturvorgang (siehe Kapitel 4.6.1) verändert wurden, mussten die SID-Felder allerdings angepasst werden. Die Anpassung der SID-Felder erfolgte in zwei Schritten; zunächst wurde das (der aktuellen Wetterlage angepasste) SID- zu SIS- Verhältnis aus dem originalen Satellitendatensatz berechnet und auf den korrigierten SIS-Datensatz angewendet, gefolgt von einer Residuen-Interpolation.



**Abb. 7:** a) SID-Quantile aufgetragen gegen SIS-Quantile für 8 Regionen (Linienfarbe) im Zeitraum 21.-31.1.1995 um jeweils 12 MEZ, b) satellitenbasierte Direktstrahlung, c) aktualisierte stündliche SID nach Anwendung der originalen SID zu SIS Abhängigkeit (a) auf korrigierte stündliche SIS (Abb. 6a) am 26.1.1995 um 12 MEZ

Um den tages- und jahreszeitlichen Einfluss sowie denjenigen der aktuellen Wetterlage zu berücksichtigen und dennoch ein möglichst umfangreiches Sample zu gewährleisten, erfolgte die Abschätzung der SID- zu SIS-Abhängigkeit in einem Zeitfenster von jeweils 11 Tagen (aktueller Tag +/- 5 Tage). Da die SID- zu SIS-Abhängigkeit von der atmosphärischen Feuchte und dem Sonnenstand abhängt, wurde diese stündlich in acht sich überlappenden Regionen Deutschlands (u.a. maritim beeinflusster Norden, südliches Alpenvorland) separat ermittelt und auf die korrigierten SIS-Stundensummen angewendet (Abb. 7).

Während Satelliten Flächenmittelwerte ( $\sim 25 \text{ km}^2$ ) liefern, messen Stationen nur punktuell, weshalb beide Datensätze nicht direkt vergleichbar sind. Dies kann zu gravierenden Unterschieden zwischen den beiden Datensätzen führen, insbesondere wenn der Bedeckungsgrad stark variiert. Je länger allerdings die Mittelungsperiode ist, desto besser lassen sich beide Datensätze vergleichen. Daher wurde die Interpolation auf Residuen der SID-Tagessummen angewendet. Zunächst mussten aus den aktualisierten stündlichen SID-Feldern (Anwendung SID-zu-SIS Verhältnis auf korrigierte SIS-Felder) Tagessummen berechnet werden. Anschließend wurden die Residuen (Differenzen zwischen boden- und aktualisierter satellitenbasierter SID-Tagessummen (siehe Abb. 4.8f)), mittels multilinearer Regression interpoliert. Als Prädiktoren dienten Länge, Breite, Geländehöhe und die korrigierte SIS-Tagessumme (Abb. 5b). Um der nach Süden zunehmenden solaren Einstrahlung Rechnung zu tragen, wurden mit dem extraterrestrischen Strahlungswert normierte Residuen interpoliert.



**Abb. 8:** a) Aktualisierte SID-Tagessumme, b) Interpolierte Residuen, c) gewichtete Summe aus a) und b), d) Verhältnis aus c) zu a), e) korrigierte SID-Stundensumme und f) Differenz zur originalen SID-Stundensumme am 26.1.1995 um 12 MEZ [ $\text{W/m}^2$ ]

Summation der aktualisierten SID-Tagessumme (Abb. 8a) und den interpolierten und rücktransformierten (Multiplikation mit extraterrestrischen Strahlungswert) täglichen Residuen (Abb. 8b) liefert die korrigierte SID-Tagessumme (Abb. 8c). Zur Korrektur der Stundenwerte (8e) wurde das Verhältnis aus der korrigierten SID-Tagessumme zur aktualisierten SID-Tagessumme (Abb. 8d) mit dem aktualisierten SID-Stundewert multipliziert (Abb. 7c).

#### 4.7 Berechnung der langwelligen Strahlungsgrößen

Die in den TRJ-Datensätzen enthaltenen langwelligen Strahlungsgrößen ( $\sim 4 \mu\text{m}$  bis  $\sim 20 \mu\text{m}$ ) terrestrische Ausstrahlung (SOL) und atmosphärische Gegenstrahlung (SDL), werden im DWD nur an einzelnen Stationen routinemäßig erfasst. In den bisherigen TRJ-Datensätzen wurden die langwelligen Strahlungsgrößen daher generell berechnet. Die bisher zur Berechnung der SDL erforderlichen Angaben zum Bedeckungsgrad in unterschiedlichen Atmosphärenschichten sind in den Stationsdaten allerdings nur unvollständig vorhanden. Die Daten enthalten lediglich Angaben zum Bedeckungsgrad im untersten Stockwerk, in welchem Wolken auftreten, sowie zur Art der Wolken. Zur Berechnung der langwelligen Strahlungskomponenten in den bisherigen TRJ mussten Annahmen getroffen werden, die deren Qualität beeinträchtigten. Beispielsweise wurde bei einem Bedeckungsgrad der niedrigen Wolken von 8/8 angenommen, dass weder mittleren noch hohen Wolken vorhanden waren. Obschon SDL hauptsächlich durch tiefe Wolken bestimmt wird, führte alleine diese Vereinfachung zu teils beträchtlichen Fehlern.

Das Verfahren wird im Folgenden kurz beschrieben, für weitere Details sei auf Krähenmann et al. (2016) verwiesen.

#### 4.7.1 Atmosphärische Gegenstrahlung (SDL)

Die atmosphärische Gegenstrahlung (SDL) der neuen TRJ-Daten basiert auf einem Verfahren, das bereits am CM SAF erfolgreich angewendet wurde (Karlsson et al., 2013): ein aus Modelldaten ermittelter bewölkungsabhängiger Strahlungsantrieb ( $SDL_{as} - SDL_{cs}$ ) wird auf einen satelliten- und stations-basierten Wolken Datensatz (CFC) angewendet. Die Modelldaten entstammen einer Simulation des Modells COSMO-CLM (Rockel et al., 2008), liegen stündlich vor und weisen eine horizontale Auflösung von  $2.8 \times 2.8 \text{ km}^2$  auf.

Zunächst musste ein Wolkenkorrekturfaktor (CCF) aus den Modelldaten ermittelt werden:

$$CCF^{CLM} = \frac{SDL_{as}^{CLM} - SDL_{cs}^{CLM}}{CFC^{CLM}} \quad (4.8)$$

CCF ist das Verhältnis aus dem modellierten Strahlungsantrieb ( $SDL_{as} - SDL_{cs}$ ; siehe) und dem modellierten Bedeckungsgrad CFC (1/8).  $SDL_{as}$  ist die atmosphärische Gegenstrahlung bei bewölktem Himmel und  $SDL_{cs}$  diejenige bei wolkenlosem Himmel [ $\text{Wm}^{-2}$ ].

Da COSMO-CLM lediglich  $SDL_{as}$  modelliert,  $SDL_{cs}$  jedoch zur Bestimmung des CCF benötigt wird, musste  $SDL_{cs}$  aus der Lufttemperatur der bodennahen Atmosphäre  $T_a$  und deren Emissivität  $\varepsilon_a$  berechnet werden:

$$SDL_{cs} = \varepsilon_a \cdot \delta \cdot T_a^4 \quad (4.9)$$

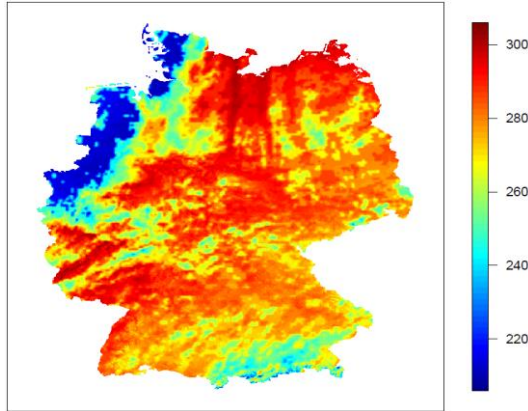
Die Emissivität lässt sich aus der Lufttemperatur und dem Wasserdampfgehalt ( $e_a$ ) ableiten (Sugita and Brutsaert, 1993):

$$\varepsilon_a = 0.714 \cdot \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{0.0687} \quad (4.10)$$

Die Berechnung der  $SDL_{as}$  auf dem  $1 \text{ km}^2$  Zielgitter erfolgte durch Anwendung von CCF auf den satelliten- und stations-basierten Wolkendatensatz CFC (ergibt den aktuellen Strahlungsantrieb), sowie Addition der langwelligen Gegenstrahlung bei wolkenlosem Himmel  $SDL_{cs}$ :

$$SDL_{as}^{1km} = SDL_{cs}^{CLM} + CCF^{CLM} * CFC^{1km} \quad (4.11)$$

Um den Einfluss der Temperatur und des Wasserdampfgehalts, die beide mit zunehmender Höhe abnehmen, auf  $SDL_{as}$  zu berücksichtigen, erfolgte entsprechend der Höhendifferenz zwischen dem Modellgitter und dem  $1 \text{ km}^2$  Zielgitter ein Zuschlag von  $2.8 \text{ Wm}^{-2}$  pro 100 Meter (Wild et al., 1995). Das Ergebnis ist in Abb. 9 abgebildet.



**Abb. 9:**  $SDL_{as}$  auf dem 1 km<sup>2</sup> Zielgitter, am 12.1.1995 um 13 MEZ

#### 4.7.2 Terrestrische Ausstrahlung (SOL)

Die terrestrische Ausstrahlung der horizontalen Erdoberfläche ( $SOL_{as}$ ) wird hauptsächlich durch die Bodenoberflächentemperatur ( $T_{srf}$ ) und die Oberflächenemissivität ( $\epsilon_{srf}$ ) bestimmt:

$$SOL_{as} = \epsilon_{srf} \cdot \sigma \cdot T_{srf}^4 + (1 - \epsilon_{srf}) \cdot SDL_{as} \quad (4.12)$$

Da Wolken langwellige Strahlung emittieren, können Satelliten die Bodenoberflächentemperatur lediglich bei wolkenlosem Himmel erfassen. Die hohe Sensitivität der terrestrischen Ausstrahlung gegenüber  $T_{srf}$  (proportional zu  $T_{srf}^4$ ) führt allerdings auch unter idealen Bedingungen zu erheblichen Ungenauigkeiten satellitenbestimmter SOL. Dies schließt eine Anwendung von Satellitendaten aus. Zur Erstellung räumlich hochauflösender SOL-Daten wurde daher auf hochauflösende Reanalysedaten zurückgegriffen (Karlsson et al., 2013; Rockel et al., 2008; Dee et al., 2011; Kotlarski, et al., 2014). Dies wird im Folgenden anhand eines Beispiels für den 12.1.195 um 13 MEZ illustriert.

Zunächst wurde  $T_{srf}^{CLM}$  aus  $SOL^{CLM}$  abgeleitet:

$$T_{srf}^{CLM} = \sqrt[4]{\frac{SOL^{CLM}}{\epsilon_{srf} \cdot \sigma}} \quad (4.13)$$

Die Oberflächenemissivität ( $\epsilon_{srf}$ ) wurde aus Landnutzungsdaten des Global Land Cover 2000 Datensatzes (GLC2000; Bartholome et al., 2005) abgeleitet. GLC2000 wurde hauptsächlich aus Beobachtungen des Vegetation Sensors auf SPOT4 ermittelt und steht in 1 km<sup>2</sup> Auflösung zur Verfügung. Zur Berechnung der Emissivität wurden die Landnutzungsdaten zunächst in Landnutzungsklassen umgewandelt und anschließend nach Wilber et al. (1999) weiterverarbeitet. Zur Bestimmung von  $T_{srf}^{CLM}$  wurde die auf das Modellgitter (COSMO-CLM) aggregierte Oberflächenemissivität verwendet.

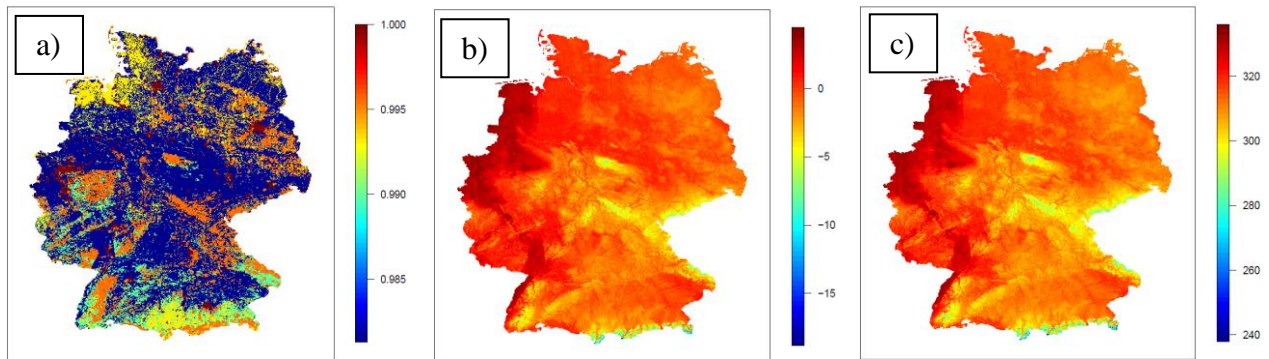
Zur Interpolation der in Modellauflösung vorliegenden Bodenoberflächentemperatur  $T_{srf}^{CLM}$  (Abb. 10b) wurde ein trockenadiabatischer Temperaturgradient von  $\Delta T = -9.81$  °C pro km angenommen:

$$\Delta T_{srf} = \Delta z * \Delta T, \quad (4.14)$$

mit  $\Delta z$  der Höhendifferenz zwischen Modell- und Zielgitter [ $1 \text{ km}^2$ ]. Zudem wurde die Oberflächenemissivität ( $\varepsilon_{srf}$ , Abb. 10a) in der Auflösung des Zielgitters benötigt. Die spezifische terrestrische Ausstrahlung ( $SOL_{as}$ ) wurde nach Gleichung 4.15 auf das  $1 \text{ km}^2$  Zielgitter transformiert:

$$SOL_{as}^{1km} = \varepsilon_{srf} \cdot \sigma \cdot (T_{srf}^{CLM} + \Delta T_{srf})^4 + (1 - \varepsilon_{srf}) \cdot SDL_{as}^{1km} \quad (4.15)$$

Der zweite Term auf der rechten Seite von Gleichung 4.15 ermöglicht die Berücksichtigung des Anteils reflektierter atmosphärischer Gegenstrahlung an der terrestrischen Ausstrahlung.



**Abb. 10:** a)  $\varepsilon_{srf}$ , b) höhenkorrigierte  $T_{srf}$  [°C] und c)  $SOL_{as}$  [W/m²] am Zielgitter ( $1 \text{ km}^2$ ) am 12.1.1995 um 13 MEZ

#### 4.8 Berechnung und Interpolation des Windes

Der Wind setzt sich als vektorielle Größe aus Windrichtung und Windgeschwindigkeit zusammen und wird an ca. 350 Stationen im DWD gemessen. In Mulden und Tälern wird der Wind abgeschwächt, an Bergrücken oder Hochebenen jedoch verstärkt. Zusätzlich kann es zu Um- und Überströmungen von Bergen oder Kanalisierungen in Tälern kommen. Nicht zu vernachlässigen ist auch der Einfluss durch die Vegetation und die städtische Bebauung, deren Rauigkeit zu teils deutlichen Verminderungen der Windgeschwindigkeit führen kann (Friedrich, 2000). Die Interpolation des Windes ist diffizil, da Windmessungen nur für die unmittelbare Umgebung eines Standorts repräsentativ sind. Besonders auf der stündlichen Zeitskala weisen Windgeschwindigkeit und Windrichtung oft merkbare horizontale Unterschiede auf, die nicht alleine mittels statistischer Ansätze erfasst werden können. Hierbei liefern numerische Wetter- bzw. Klimamodelle mit einem hohen Rechenaufwand relativ genaue Ergebnisse (Senkler und Streit, 2000).

Das regionale Klimamodell COSMO-CLM (Rockel et al., 2008; bereitgestellt von Susanne Brien, DWD Offenbach) erstellt hochauflösende Rasterdaten mit einer horizontalen Auflösung von  $2.8 \times 2.8 \text{ km}^2$ . Als randlicher Antrieb für die Simulationen wird im ersten Schritt (global) die ERA-Interim-Reanalyse (Dee et al., 2011; Berrisford et al., 2009), und im zweiten Schritt (Zwischennestung) die  $0.11^\circ$  Evaluationsläufe für Euro-CORDEX (Kotlarski, et al., 2014; bereitgestellt von Klaus Keuler, BTU Cottbus-Senftenberg) verwendet. COSMO-CLM erfasst die mesoskalige Zirkulation sowie Um- bzw. Überströmungen von Bergen, Kanalisierungen in komplexem Gelände und Regionalwinde unter Berücksichtigung physikalischer Gesetzmäßigkeiten.

Für die ortsgenauen TRJ wurden stündliche Windfelder mit einem Mehrschrittverfahren erstellt. Die hochauflösende Klimasimulation (hier COMSO-CLM) lieferte ein first-guess Windfeld, Stationsdaten dienten der Bias-Korrektur. Die Zielauflösung von 1 km<sup>2</sup> wurde schließlich mittels Anpassung an die lokale Oberflächenrauigkeit erzielt. Dieses Verfahren wurde in Krähenmann et al. (2016) ausführlich beschrieben und wird hier nur in gekürzter Form wiedergegeben.

Modellierte Windgeschwindigkeiten und Modell-Rauigkeitslängen sind Flächenmittelwerte. Bodenmessungen stellen Punktmessungen bezogen auf lokal gültige Rauigkeitslängen und Anemometerhöhen dar. Modellwerte und Stationsmesswerte mussten daher zunächst „vergleichbar“ gemacht werden. Dazu wurde die modellierte (für die Modell-Rauigkeit gültigen) Windgeschwindigkeit auf die lokal gültige Rauigkeitslänge der jeweiligen Messstation transformiert. Hierzu wurde 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 finden lässt, in welchem der auf einer Fläche gültige Modellwind nicht mehr von der lokalen (stationsbezogenen), sondern von der regionalen Rauigkeit (für eine Fläche bezogen) bestimmt wird.

Bevor die Umrechnung der Modellwindgeschwindigkeit auf lokale Verhältnisse erfolgen konnte, mussten die Rauigkeitslängen des Modellgitters und der Stationen bestimmt werden. Hierzu wurde das TK-Verfahren nach Kossmann und Namyslo (2007) angewendet. Dabei werden in einem Umkreis von 3 km um jede Messstation für 8 Richtungssektoren (DD) von je 45 Grad Breite entsprechend Tab. 4 den CORINE Landnutzungsdaten (Keil et al., 2011) effektive Rauigkeitslängen ( $z_0$ ) zugeordnet. In Anlehnung an sogenannte „footprint“-Verfahren (Taylor, 1987; Kjün et al., 2004) wurde die Weibull-Verteilung zur entfernungsabhängigen Mittelung der Rauigkeitswerte verwendet.

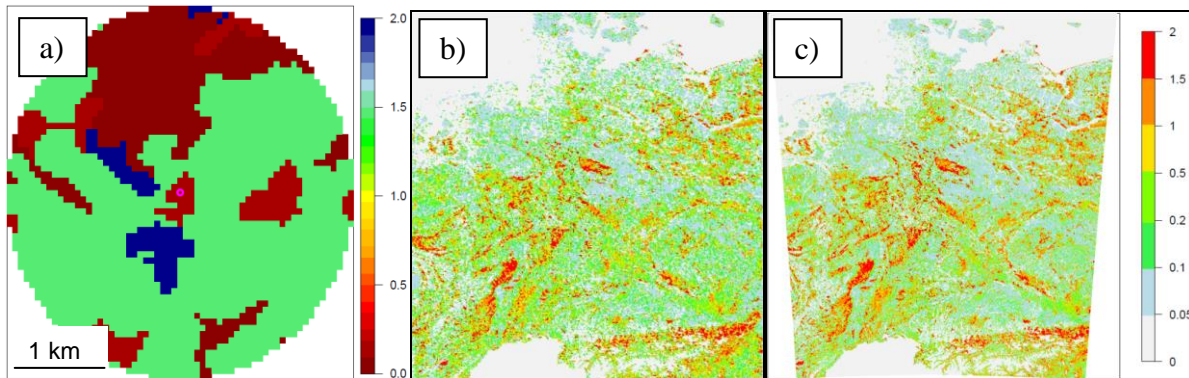
**Tab. 4:** Zuordnung effektiver  $z_0$ -Werte zu CORINE-Klassen (Auszug)

Gitter-Index	Klasse	Rauigkeit ( $z_0$ )
<b>1</b>	Durchgängig städtische Prägung	2,000
<b>2</b>	Nicht durchgängig städtische Prägung	1,500
<b>3</b>	Industrie/Gewerbeflächen	1,500
<b>4</b>	Straßen/Eisenbahnnetze, funktionell zugeordnete Flächen	0,010
<b>6</b>	Flughäfen	0,020
<b>8</b>	Deponien, Abraumhalden	0,010
<b>9</b>	Baustellen	1,000
<b>10</b>	Städtische Grünflächen	0,100
<b>11</b>	Sport/Freizeitanlagen	0,050
<b>23</b>	Laubwälder	2,000
<b>24</b>	Nadelwälder	1,500
<b>25</b>	Mischwälder	2,000
<b>26</b>	Natürliches Grünland	0,030
<b>33</b>	Brandflächen	0,005
<b>41</b>	Wasserflächen	0,001
<b>44</b>	Meer und Ozean	0,001

Abb. 11 zeigt  $z_0$ -Werte für die Messumgebung der Station Aachen (a), das Modellgitter (b) und das Zielgitter (c). Für die beiden Gitter wurden flächenspezifi-



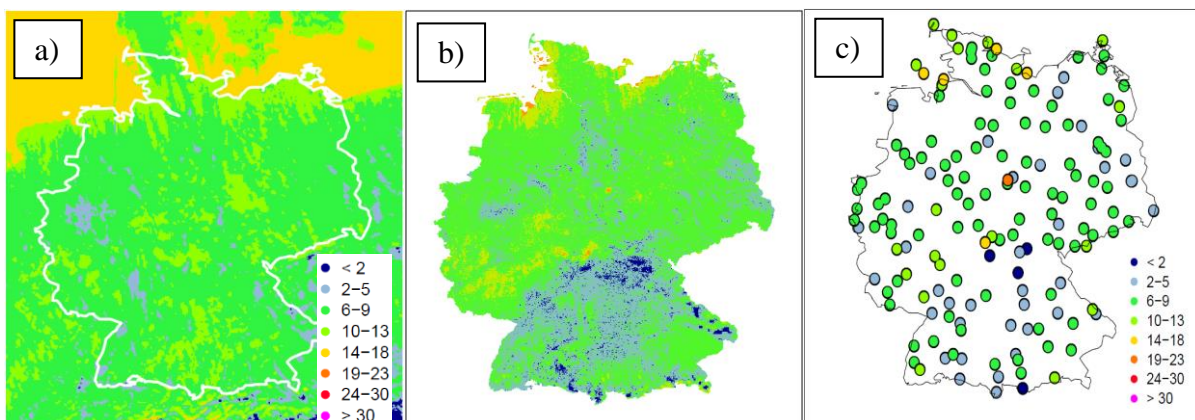
sche  $z_0$ -Werte berechnet. Dazu wurden die landnutzungsspezifischen  $z_0$ -Werte, entsprechend ihrer prozentuellen Flächenanteile, unter Anwendung des logarithmischen Mittelungsverfahrens (nach Taylor, 1987) bestimmt. Neben der Rauigkeitslänge beeinflusst auch die Messhöhe die Windgeschwindigkeit. Es existieren einige empirische Formeln zur Transformation der Windgeschwindigkeit in beliebiger Messhöhe auf 10 m Höhe. Da eine solche Windanpassung allerdings stets mit Unsicherheiten verbunden ist, erfolgte diese nur an Stationen mit einer Messhöhe von  $10\text{ m} \pm 2\text{ m}$ .



**Abb. 11:**  $z_0$ -Werte a) der synoptischen Wetterstation Aachen, b) im CLM-Gitter mit  $2.8 \times 2.8 \text{ km}^2$  bzw. c) im Zielgitter mit  $1 \text{ km}^2$  Auflösung

### Kombination der physikalischen Methode mit linearer Regression

Im ersten Schritt wurden der Modellwind (auf Ablösehöhe in 140 m und in 10 m) und die lokale Rauigkeitsinformation verwendet um Schätzwerte des 10 m Windes an den Windmessstationen zu berechnen. Für die anschließende statistische Bias-Korrektur wurden zwei Annahmen getroffen: 1. Das Modell beschreibt das aktuelle Windfeld generell richtig; 2. Der Modell-Bias hängt von der geographischen Lage ab (daher erfolgt eine Aufteilung Deutschlands in vier sich um 100 km überlappende Gebiete, Unterteilung bei  $51^\circ\text{N}$  und  $11^\circ\text{E}$ ). Der lediglich an den Messstationen bekannte Modell-Bias wurde mittels multipler linearer Regression (Länge, Breite, relative Geländehöhe (siehe WALTER et al., 2006) sowie Distanz zur Küste sind Prädiktoren) interpoliert. Um ein möglichst großes Sample zu erhalten, bzw. den Einfluss von Messfehlern zu reduzieren, wurden die Regressionskoeffizienten jeweils aus allen Wertepaaren der aktuellen Stunde MEZ  $\pm 1$  Stunde bestimmt.



**Abb. 12:** Windgeschwindigkeit [m/s] am 12.1.1995 um 13 MEZ der regionalen Klimasimulation mittels COSMO-CLM (a-b) und an SYNOP-Stationen beobachtet (c). a) Modelloutput im original, sowie b) nach Bias-Korrektur und  $z_0$ -Anpassung

Abb. 12 zeigt das modellierte (a-b) Windfeld sowie die Stationsmesswerte (c) am 12.1.1995 um 13 MEZ. In Abb. 12b ist das endgültige Windfeld nach Bias- und  $z_0$ -Anpassung dargestellt. Die Bias-Korrektur erfolgte durch Summation des interpolierten Bias und des modellierten Windfelds (Abb. 12a). Anschließend wurden die Bias-korrigierten für das  $2.8 \times 2.8 \text{ km}^2$  (12a) Gitter gültigen Windgeschwindigkeiten, unter Berücksichtigung der Rauigkeitslänge, auf das  $1 \text{ km}^2$  Gitter (11c) transformiert. Im oben gezeigten Beispiel führen die angebrachten Korrekturen im Tiefland sowie in Tälern im Süden Deutschlands zu einer deutlichen Reduktion und an der Küste sowie in Gipfellen zu einer Steigerung der Windgeschwindigkeit.

Es ist bekannt, dass COSMO-CLM die Windgeschwindigkeit tendenziell überschätzt (Susanne Brien, pers. com.), dem wirken die angebrachten Korrekturen entgegen. Die Bias-Korrektur senkt zwar die mittlere Windgeschwindigkeit, bewahrt aber deren lokale Variabilität, die im Modell richtig wiedergegeben wird. Die  $z_0$ -Anpassung berücksichtigt zudem lokale, landnutzungsabhängige Unterschiede in der Windgeschwindigkeit, die in der größeren Modellauflösung nicht erfasst werden können. Wie eine Untersuchung für den Januar 1995 zeigte, führte die Kombination aus  $z_0$ - sowie Bias-Korrektur zu einer deutlichen Steigerung der Korrelation zwischen gemessenem und modelliertem Wind (von 0,55 auf 0,73), der Modell-Bias sank gleichzeitig von 0,3 m/s auf 0 m/s.

## **5 Zeitliche Auswahl zum Testreferenzjahr**

Für ein Testreferenzjahr müssen die Datensätze stündliche Werte der meteorologischen Parameter aufweisen, wie sie während konkreter Wetterabläufe auftreten. Zugleich sollen diese Datensätze die wahrscheinlichsten Wetterabläufe enthalten und so miteinander verknüpft sein, dass die Abweichungen vom monatlichen und jahreszeitlichen Mittel der Periode 1995-2012 so gering wie möglich sind. Daneben ist es wünschenswert, dass auch die Variabilität der Parameter, in Form der jeweiligen Streuung, berücksichtigt wird. Weiterhin sollen die Datensätze zyklisch sein, d.h. zum Jahreswechsel kontinuierlich in sich selbst übergehen.

Diesen Forderungen kann nur teilweise entsprochen werden. Der Versuch ein einzelnes reales Jahr zu finden, das am besten die monatlichen und jahreszeitlichen Klimamittel erfüllt, enthält mit großer Wahrscheinlichkeit eine Folge von Wetterabläufen, deren Auftreten und Andauer statistisch nicht zur Gänze repräsentativ sind. Außerdem können nicht alle Parameter gleich gut an ihre Klimamittel und ihre mittlere Variabilität angepasst werden. Für die Simulation des thermischen Verhaltens von Gebäuden sowie zur Auslegung von Heizungs-, Lüftungs- und Klimatisierungsanlagen als Schwerpunktanwendung der Testreferenzjahre sind besonders die Lufttemperatur, daneben auch noch die Strahlung (vor allem direkte und diffuse Sonneneinstrahlung) und der Wasserdampfgehalt der Luft von Bedeutung.

Die Auswahl der Witterungsabschnitte zur Konstruktion der ortsgenauen TRJ-Datensätze erfolgte unter Berücksichtigung der Lufttemperatur und der Globalstrahlung entsprechend nachfolgender Kriterien:



1. Für jeden der über 300'000 Standorte individuelle Auswahl geeigneter Witterungsabschnitte derart, dass Mittelwert und Streuung der stündlichen Lufttemperatur auf Basis der Periode 1995 bis 2012 monats- und jahreszeitenweise bestmöglich getroffen werden. Gewichtung bei der Anpassung zu 70% Mittelwert und zu 30% Streuung (dieselbe Gewichtung wurde bereits für die 2011 veröffentlichten TRJ verwendet).
2. Mittelwert- und Streuung der Lufttemperatur und der Mittelwert der Globalstrahlung dürfen in jedem Monat - im Vergleich zur Periode 1995-2012 - einen bestimmten Grenzwert nicht überschreiten (Tab. 5).
3. Mindestlänge eines Witterungsabschnitts : 10 Tage; Höchstlänge: 30 Tage. Ausnahmen sind am Jahresende möglich.
4. Maximale Temperaturdifferenz (Delta TT) zweier aneinander grenzender Witterungsabschnitte um 00 Uhr: 4.5 K
5. Witterungsabschnitt muss sich „tagesscharf“ an der richtigen Position im TRJ-Datensatz befinden.
6. Wird kein geeigneter TRJ-Datensatz gefunden der alle Kriterien erfüllt, werden die Kriterien entsprechend Tab. 5 schrittweise gelockert. Abhängig von der maximal auftretenden monatlichen Differenz eines TRJ-Datensatzes zum mittleren Jahresgang des Zeitraums 1995-2012 (hinsichtlich Mittelwert und Standardabweichung der Lufttemperatur sowie Mittelwert der Globalstrahlung) wird dem TRJ-Datensatz ein Qualitätsbit IL zwischen 0 und ein 7 zugeordnet.

**Tab. 5:** Maximale erlaubte monatliche Abweichung für das mittlere Gegenwarts-TRJ zum Jahresgang des Zeitraums 1995-2012 für ein bestimmtes Qualitätsniveau (IL)

IL	Delta TT [°C]	Mittel TT [°C]	Streuung TT [%]	Mittel SIS [%]
0	4,5	0,30	15	10
1	5,0	0,30	20	10
2	5,0	0,30	25	15
3	5,5	0,35	30	20
4	6,0	0,40	35	25
5	6,0	0,45	40	30
6	6,0	1,00	50	50
7	6,0	> 1,0	> 50	> 50

In Tab. 6 sind als Beispiel für die Auswahl der Witterungsabschnitte für die Zusammenstellung der TRJ-Datensätze für die Koordinaten 4336500 / 2728500 (8 km nördlich von Görlitz) und 4150500 / 2503500 (3 km östlich von Teublitz) die realen Zeiträume aufgeführt, aus denen die entsprechenden Segmente stammen.

Die Daten der Testreferenzjahre und die zugrundeliegenden realen Witterungsabschnitte aus den in Tab. 6 aufgeführten Auswahlzeiträumen entsprechen den gleichen Kalendertagen, d.h. die Daten vom 01.01. stammen tatsächlich von einem 01. Januar. Darüber hinaus wird deutlich, dass die Auswahlzeiträume von Standort zu Standort variieren.

**Tab. 6:** Beispiel für die Auswahlzeiträume der Witterungsabschnitte der TRJ-Datensätzen der Koordinaten 4336500 / 2728500 (8 km nördlich von Görlitz) und 4150500 / 2503500 (3 km östlich von Teublitz)

<b>Standort: 4336500 / 2728500</b>		<b>Standort: 4150500 / 2503500</b>	
<b>Testreferenzjahr</b>	<b>Auswahlzeiträume</b>	<b>Testreferenzjahr</b>	<b>Auswahlzeiträume</b>
01.01. - 27.01.	01.01.2002 - 27.01.2002	01.01. - 17.01.	01.01.2001 - 17.01.2001
28.01. - 06.02.	28.01.2003 - 06.02.2003	18.01. - 28.01.	18.01.2011 - 28.01.2011
07.02. - 16.02.	07.02.2007 - 16.02.2007	29.01. - 10.02.	29.01.1997 - 10.02.1997
17.02. - 27.02.	17.02.1999 - 27.02.1999	11.02. - 22.02.	11.02.2004 - 22.02.2004
28.02. - 20.03.	28.02.1998 - 20.03.1998	23.02. - 20.03.	23.02.1999 - 20.03.1999
21.03. - 19.04.	21.03.2006 - 19.04.2006	21.03. - 31.03.	21.03.1997 - 31.03.1997
20.04. - 09.05.	20.04.2007 - 09.05.2007	01.04. - 24.04.	01.04.2006 - 24.04.2006
10.05. - 28.05.	10.05.2003 - 28.05.2003	25.04. - 06.05.	25.04.2004 - 06.05.2004
29.05. - 07.06.	29.05.2002 - 07.06.2002	07.05. - 25.05.	07.05.2008 - 25.05.2008
08.06. - 21.06.	08.06.2010 - 21.06.2010	26.05. - 04.06.	26.05.2007 - 04.06.2007
22.06. - 14.07.	22.06.2011 - 14.07.2011	05.06. - 23.06.	05.06.2012 - 23.06.2012
15.07. - 09.08.	15.07.2001 - 09.08.2001	24.06. - 04.07.	24.06.1998 - 04.07.1998
10.08. - 25.08.	10.08.2010 - 25.08.2010	05.07. - 14.07.	05.07.2012 - 14.07.2012
26.08. - 14.09.	26.08.2000 - 14.09.2000	15.07. - 28.07.	15.07.2009 - 28.07.2009
15.09. - 08.10.	15.09.2005 - 08.10.2005	29.07. - 12.08.	29.07.2012 - 12.08.2012
09.10. - 31.10.	09.10.1999 - 31.10.1999	13.08. - 22.08.	13.08.2004 - 22.08.2004
01.11. - 11.11.	01.11.2007 - 11.11.2007	23.08. - 17.09.	23.08.2000 - 17.09.2000
12.11. - 21.11.	12.11.2003 - 21.11.2003	18.09. - 27.09.	18.09.2011 - 27.09.2011
22.11. - 01.12.	22.11.2001 - 01.12.2001	28.09. - 10.10.	28.09.1999 - 10.10.1999
02.12. - 13.12.	02.12.2003 - 13.12.2003	11.10. - 27.10.	11.10.2004 - 27.10.2004
14.12. - 31.12.	14.12.2005 - 31.12.2005	28.10. - 14.11.	28.10.2011 - 14.11.2011
		15.11. - 12.12.	15.11.1997 - 12.12.1997
		13.12. - 26.12.	13.12.1999 - 26.12.1999
		27.12. - 31.12.	27.12.2000 - 31.12.2000

## 6 Daten für extreme Jahre

Die Repräsentanz bildet den Kernbegriff bei den TRJ-Datensätzen. Für die mittleren TRJ wird ein Verfahren angewendet, das Segmente aus gemessenen Klimareihen aneinanderfügt und darauf optimiert ist, monatliche und jahreszeitliche Verläufe sowie Variabilität und Auftretens Häufigkeiten meteorologischer Parameter repräsentativ darzustellen. Neben diesen sog. mittleren TRJ sind jedoch auch spezielle TRJ-Datensätze für Zeiträume, die als charakteristisch für extreme Witterungsverhältnisse gelten können, zu Zwecken z.B. der thermischen Gebäudesimulation von Bedeutung.

### 6.1 Anwendungszweck

Insbesondere für die Auslegung heiz- und raumluftechnischer Anlagen sind auch TRJ-Datensätzen extremer Witterungsabschnitte erforderlich. Für die Extremwertbetrachtungen wurden anders als bei den mittleren TRJ keine neuen synthetischen aus realen Witterungsabschnitten zusammengesetzte Zeitreihen erstellt, sondern jeweils ein realer Jahreszeitraum gewählt. Diese Datensätze wurden wie schon die mittleren TRJ ortsgenau erstellt. Damit sind Vergleichsrechnungen zwischen den mittelwerttreuen und den extremen Wetterdatensätzen möglich.

## 6.2 Auswahl extremer Testreferenzjahre

Für die Gegenwart wurden zwei unterschiedliche Typen extremer TRJ-Datensätze definiert und zwar ein sommer-fokussiertes extrem warmes sowie ein winter-fokussiertes extrem kaltes Testreferenzjahr. Bei diesen TRJ wurde zunächst ein extrem warmes Sommerhalbjahr (April bis September) und ein extrem kaltes Winterhalbjahr (Oktober Vorjahr bis März Folgejahr) ausgewählt. Das jeweilige Halbjahr wurde dann um den angrenzenden Jahreszeitraum ergänzt.

Beispiel: Stammt das extrem warme Sommerhalbjahr aus dem Jahr 2006, so entspricht der gesamte Jahreszeitraum 01.01.2006 bis 31.12.2006 dem sommer-fokussierten extrem warmen TRJ. Fällt das extreme Winterhalbjahr in den Zeitraum vom 01.10.2004 bis zum 31.03.2005, umfasst das winter-fokussierte extrem kalte TRJ den Jahreszeitraum vom 01.07.2004 bis zum 30.06.2005.

Um die extremen TRJ-Datensätze für thermische Gebäudesimulationsprogramme handhabbar zu halten, müssen diese prinzipiell am 01.01. beginnen und am 31.12. enden. Daher wurde für das winter-fokussierte extrem kalte TRJ das zweite vor das erste Halbjahr gestellt. Beispielsweise wird aus dem winter-zentrierten TRJ 2004/2005 ein solches, das mit dem 01.01.2005 beginnt und mit dem 31.12.2004 endet. Somit umfassen auch die extremen TRJ-Datensätze stets eine Jahreszeitspanne (365 Tage) vom 01. Januar bis zum 31. Dezember.

Die extremen Datensätze enthalten dieselben Wetterelemente wie die mittleren Testreferenzjahre. Die Datenstruktur ist ebenfalls dieselbe. Das Auswahlprinzip für die extremen Testreferenzjahre bestand zunächst darin, einen geeigneten zusammenhängenden realen Zeitraum (keine Segmentierung) für je ein Sommerhalbjahr (April bis September) und ein Winterhalbjahr (Oktober bis März), zu finden. Der Auswahlzeitraum umfasste die Periode 1995-2012.

Vorgehen bei der Auswahl extremer Halbjahre:

a) extrem warmes Sommerhalbjahr (01.04. bis 30.09.):

- Bestimmung des 90%-Quantils der stündlichen Lufttemperatur (T90)
- Berechnung des 95%-Quantils der Tageshöchsttemperatur (Tx95)
- Bestimmung der Anzahl von Tagen (NTx95), an denen das errechnete 95%-Quantil der Tageshöchsttemperatur überschritten wird
- Erstellung von Rangfolgen der Sommerhalbjahre für T90 und NTx95; gemeinsame Betrachtung beider Rangfolgen mit den Gewichten 0,7 (T90) und 0,3 (NTx95).
- Nutzung des Sommerhalbjahres mit der dritthöchsten Position in dieser Rangfolge (90%-Wert der Rangfolge)

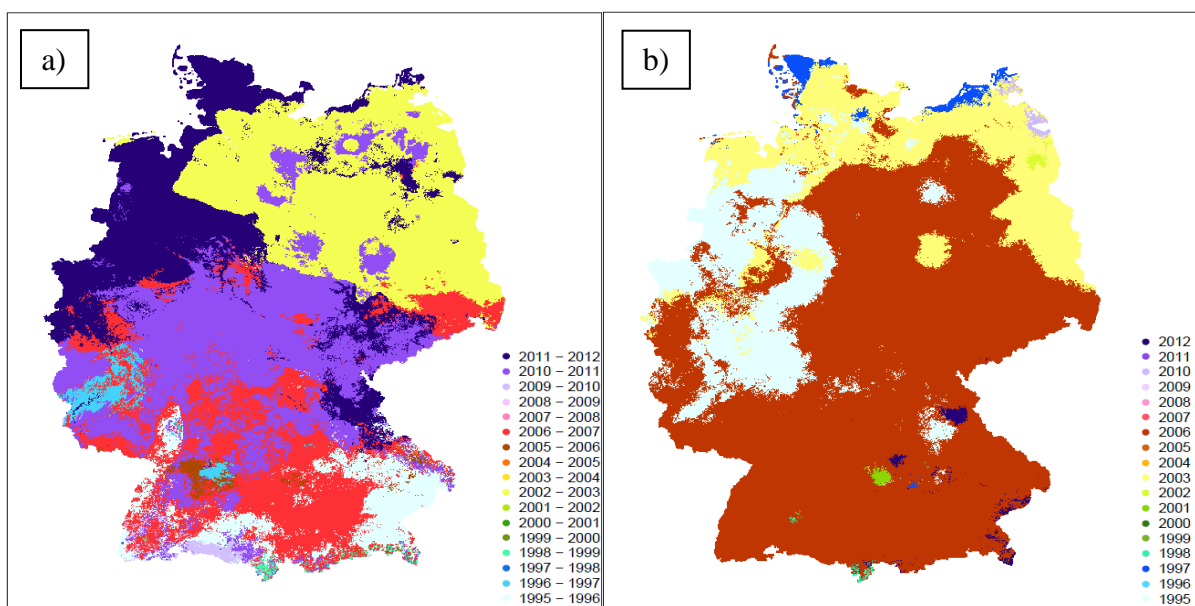
b) extrem kaltes Winterhalbjahr (01.10. bis 31.03.):

- Berechnung der Gradtagsumme (GTS) bezogen auf 12 °C
- Berechnung des 5%-Quantils der Tageshöchsttemperatur (Tx05)
- Bestimmung der Anzahl der Tage (NTx05), an denen das berechnete 5%-Quantil der Tageshöchsttemperatur unterschritten wird
- Erstellung von Rangfolgen der Winterhalbjahre für GTS und NTx05; gemeinsame Betrachtung beider Rangfolgen mit den Gewichten 0,7 (GTS) und 0,3 (NTx05)
- Nutzung des Winters mit der dritthöchsten Position in dieser kombinierten Rangfolge (90%-Wert der Rangfolge)

Das extrem warme sommer-fokussierte TRJ wurde aus dem Gesamtjahr (01.01. bis 31.12.), in dem das gemäß a) bestimmte Sommerhalbjahr liegt, gebildet. Das extrem kalte winter-fokussierte TRJ entspricht dem Gesamtjahreszeitraum (01.07. bis 30.06.), in dem sich das gemäß b) ermittelte Winterhalbjahr befindet, wobei zwecks Einsatz in Gebäudesimulationsprogrammen die Halbjahre für das winter-kalte TRJ getauscht wurden, so dass auch dieses TRJ mit dem 01.01. beginnt und mit dem 31.12. endet. Abb. 13a und 13b zeigen die ausgewählten Zeiträume für die extremen Testreferenzjahre für ganz Deutschland.

Die Auslegung der technischen Gebäudeausstattung auf Basis des im betrachteten Zeitraum absolut kältesten oder wärmsten Jahres stellt keine sehr wirtschaftliche Lösung dar. In Abstimmung mit anwendenden Ingenieuren in der Projektbegleitgruppe dieses Projekts wurde daher entschieden, das Jahr als extrem auszuwählen, welches in der Reihung nach den weiter oben in a) und b) genannten Kriterien dem 90%-Wert der Rangfolge entspricht. Im vorliegenden Fall ist dies jeweils das drittwärmste bzw. drittkälteste Jahr.

Für jeden Gitterpunkt des 1 km<sup>2</sup> Rasters wird eine ASCII-Datei des extrem warmen Sommer- und des extrem kalten Winter-TRJ zur Verfügung gestellt, die 16 Variablen und eine Kontrollgröße (IL) enthält. IL nimmt in den extremen Gegenwarts-TRJ zwar immer den Wert 0 an, da das Auswahlkriterium (3. Extremster Sommer bzw. 3. Extremster Winter) immer gleichermaßen gut erfüllt wird. Allerdings weist die ASCII-Datei dadurch dasselbe Datenformat auf wie die mittleren Testreferenzjahre.



**Abb. 13:** Ausgewählte Zeiträume für die a) extremen winter-fokussierten und b) extremen sommer-fokussierten Testreferenzjahre im 1 km<sup>2</sup> Raster

## 7 Berücksichtigung des Klimawandels in den TRJ-Datensätzen

Gebäude und deren technische Ausstattung zur Lüftung, Heizung und Kühlung werden für einen längeren Zeitraum, in der Regel mehrere Jahrzehnte, geplant. Bei der Planung ist es daher erforderlich nicht nur die gegenwärtigen, sondern auch die zukünftig zu erwartenden Klimaverhältnisse zu berücksichtigen. Im Fall der ortsgenauen TRJ-Datensätze wurde, wie bereits für die Vorgänger-TRJ, die

als wahrscheinlich anzunehmende Klimaentwicklung bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts in die Testreferenzjahre berücksichtigt.

Basis für Zukunftsaussagen hinsichtlich der Klimaentwicklung sind Simulationen von Klimamodellen. Die direkte Verwendung derartiger Berechnungen globaler Modelle (GCM) ist wegen deren grober räumlicher Auflösung nicht möglich. Vielmehr werden Regionalisierungsstrategien eingesetzt, um räumlich höher aufgelöste Daten zu generieren. Häufig werden dynamische Regionalisierungen verwendet, um in einem räumlich eingeschränkten Bereich das Klimasystem mit hoher Auflösung zu simulieren. Dazu wird in das relativ grob aufgelöste globale Modell ein regionales Fenster gesetzt. Der Antrieb außerhalb des Fensters erfolgt durch das globale Modell.

Sechs unterschiedliche Regionale Klimamodelle (RCMs), angetrieben durch fünf verschiedene GCMs und basierend auf zwei Repräsentative Konzentrationspfaden (RCPs; jeweils 12 Simulationen pro RCP), wurden mit ihren jeweiligen Klimasignalen für die vorliegenden Testreferenzjahre eingesetzt. Diese Vorgehensweise entspricht anerkannter Praxis bei Studien der zukünftigen Klimaentwicklung, wonach in einer Ensemble-Betrachtung mehrere Modelle einzusetzen sind. Dabei wurden die Klimasignale für den Zeitraum 2031–2060 als relevant für die zukünftigen TRJ erachtet.

Die RCP, die für den fünften Beurteilungsbericht des IPCC (Moss et al., 2010) definiert wurden, basieren auf verschiedenen Strahlungsantrieben ( $\text{W/m}^2$ ) am Ende des 21. Jahrhunderts bzw. den zeitlichen Verläufen der Strahlungsantriebe sowie zugehöriger Emissionspfade. Aktuelle Entwicklungen lassen zurzeit eher das Hochemissionsszenario RCP8.5 (anthropogener Strahlungsantrieb beträgt demnach  $8.5 \text{ W/m}^2$  zum Ende des 21. Jahrhundert) erwarten, es werden allerdings zunehmend Anstrengungen unternommen, um eine Umsetzung des RCP4.5 (anthropogener Strahlungsantrieb beträgt demnach  $4.5 \text{ W/m}^2$  zum Ende des 21. Jahrhundert) zu ermöglichen. Das RCP4.5 Szenario kann als untere bzw. das RCP8.5 Szenario als obere Grenze der zu erwartenden Entwicklungen der globalen Treibhausgasemissionen und Treibhauskonzentrationen gesehen werden. Daher wurden die Zukunfts-TRJ auf Basis eines Ensembles aus RCP4.5- sowie RCP8.5-basierten Szenarien erstellt.

Die hier verwendeten regionalen Klimasimulationen wurden im Rahmen des World Climate Research Programme (WCRP) Coordinated Downscaling Experiments (CORDEX, <http://www.cordex.org/>; Giorgi et al. 2006) erstellt. Die breit angelegte europäische CORDEX Initiative (<http://www.euro-cordex.net>) erstellte auf Basis der CMIP5 (Coupled Model Intercomparison; Taylor et al., 2012) regionale Klimaprojektionen für Europa in  $12,5 \text{ km}$  horizontaler Auflösung.

## **7.1 Vorgehensweise bei der Erstellung zukünftiger TRJ**

Bei der Erstellung von Testreferenzjahren, die die zukünftige Klimaentwicklung berücksichtigen, galt es mehrere Anforderungen zu erfüllen:

- Verwendung eines Ensembles von Klimamodellen zur Erhöhung der Repräsentativität der Datenbasis
- Erzeugung eines mittleren bzw. zweier extremer TRJ-Datensätze

- Die TRJ werden in stündlicher Auflösung erzeugt – von den regionalen Modellen ist dies zumeist nicht erfüllt. Der „gemeinsame Nenner“ aller Modelle ist die tägliche Auflösung

Um den genannten Anforderungen gerecht zu werden, wurde eine Kombination der bereits für die Vorgänger-TRJ benutzten Verfahren angewandt. Dabei erfolgte eine Zusammensetzung der TRJ aus Witterungsepisoden des Zeitraumes 1995-2012. Die für den Zusammenbau benötigten Witterungsepisoden wurden so ausgewählt, dass sie den Jahresgang und die Streuung der von den regionalen Klimamodellen projizierten Lufttemperatur möglichst treffend wiedergeben.

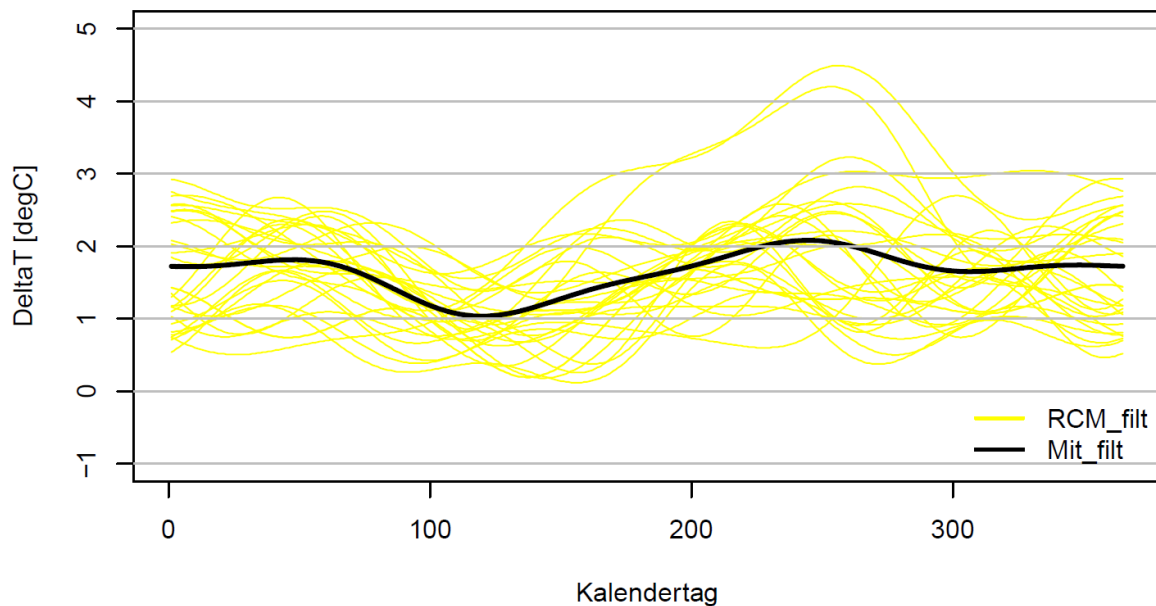
Des Weiteren war bei der Auswertung von Modellsimulationen zu beachten, an welchen Ortskoordinaten diese ihre Ergebnisse erzeugen. Dynamische Modelle geben ihre Ergebnisse auf einem Rasterfeld mit einer räumlichen Auflösung von  $0.11^\circ$  ( $\sim 12$  km) aus. Die Rasterfeldausgabe der dynamischen Modelle bringt mit sich, dass in jedem Feld dessen mittlere Höhe verwendet wird. Besonders auffällige Unterschiede zum  $1 \text{ km}^2$  Zielraster finden sich in orografisch stark gegliedertem Gelände. Um eine Übereinstimmung mit den ortsgenauen gegenwärtigen TRJ zu gewährleisten wurden die Ergebnisse der RCMs daher, unter Berücksichtigung der Geländehöhe, auf das  $1 \text{ km}^2$  Zielgitter interpoliert.

## 7.2 Auswahl der mittleren Zukunfts-TRJ

Ähnlich zum gegenwärtigen Testreferenzjahr wurde auch das zukünftige TRJ durch Zusammenfügen realer Witterungsabschnitte aus dem Zeitraum 1995-2012 erstellt. Allerdings wurden dazu nur der Jahresgang und die Standardabweichung der Lufttemperatur herangezogen. Die Globalstrahlung wurde nicht berücksichtigt, da regionale Klimamodelle gegenwärtig keine zuverlässigen Aussagen bezüglich der zukünftigen Änderung der kurzwelligen Strahlungsparameter zulassen. Basis für das mittlere zukünftige TRJ war das Temperaturmittel über alle verfügbaren Modelljahre des Zeitraums 2031-2060 ausgedrückt als modellspezifische Abweichung vom jeweiligen Mittelwert (Klimasignal  $\Delta T$ ), den das Modell für den sogenannten Kontrollzeitraum 1971-2000 berechnet hat. Wie bei den mittleren gegenwärtigen TRJ wurden zunächst strenge Auswahlkriterien definiert, die, falls kein geeigneter TRJ-Datensatz gefunden werden konnte, sukzessive gelockert wurden (siehe Tab. 7). Abhängig von der maximal auftretenden monatlichen Differenz des TRJ-Datensatzes zum mittleren Jahresgang des Zeitraums 1995-2012 erhielt dieser ein Qualitätsbit IL zwischen 0 und ein 7.

**Tab. 7:** Maximal zulässige monatliche Abweichung für mittlere und extreme Zukunfts-TRJs für ein bestimmtes Qualitätsniveau (IL)

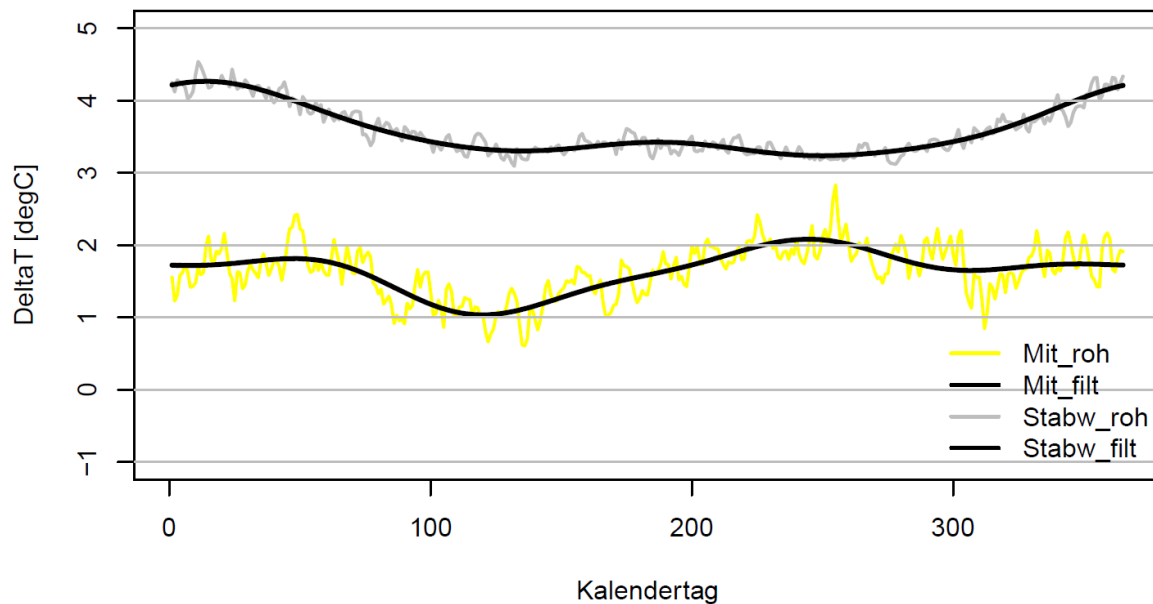
IL	Delta TT [°C]	Mittel TT [°C]	Streuung TT [%]
0	4,5	0,30	15
1	5,0	0,30	20
2	5,5	0,35	25
3	6,0	0,40	30
4	6,5	0,45	35
5	6,5	0,50	40
6	6,5	1,00	45
7	6,5	> 1,0	50



**Abb. 14:** Beispiel für die Abweichungen zwischen den mittleren Tagesmitteltemperaturen des Projektionszeitraums 2031-2060 und den modellspezifischen Tagesmitteltemperaturen des Kontrollzeitraums 1971-2000 für den Gitterpunkt 8,81°E und 48,78°N. Dargestellt sind die mittels eines harmonischen Filters geglätteten mittleren täglichen Temperaturabweichungen (°C) im Verlauf des Jahres

Abb. 14 zeigt beispielhaft für den Gitterpunkt 8,81°E und 48,78°N die modellspezifischen Abweichungen der gefilterten mittleren täglichen Lufttemperatur des Zeitraumes 2031-2060 von den entsprechenden Werten des Kontrollzeitraumes 1971-2000. Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen sind deutlich erkennbar, insbesondere im zweiten Teil des Jahresverlaufs.

Summation des aus allen verwendeten regionalen Klimamodellen gewonnenen mittleren Änderungssignals des Temperaturjahresganges und des aus Messungen gebildeten mittleren Temperaturjahresgang der Periode 1971-2000 lieferte einen mittleren zukünftigen Jahresverlauf der Lufttemperatur für den Projektionszeitraum 2031-2060. Zur Ermittlung des mittleren Zukunfts-TRJ wurden nun reale Witterungsabschnitte aus dem Zeitraum 1995-2012 so ausgewählt, dass der für 2031-2060 projizierte mittlere Temperaturjahresgang sowie dessen Streuung (siehe Abb. 15) bestmöglich repräsentiert werden.



**Abb. 15:** Beispiel für einen mittleren zukünftigen Temperaturjahresgang für den Zeitraum 2031-2060 zusammengesetzt als Mittel aus allen verwendeten regionalen Klimasimulationen am Gitterpunkt 8,81°E und 48,78°N. Dargestellt sind die Abweichungen der mittleren Tagestemperatur vom Kontrollzeitraum 1971-2000 (untere Kurve) und die mittlere Standardabweichung der Tagesmitteltemperatur des Zeitraum 2031-2060 (obere Kurve). Beide sowohl als Einzelwerte als auch als mittels eines harmonischen Filters geglättete Kurve

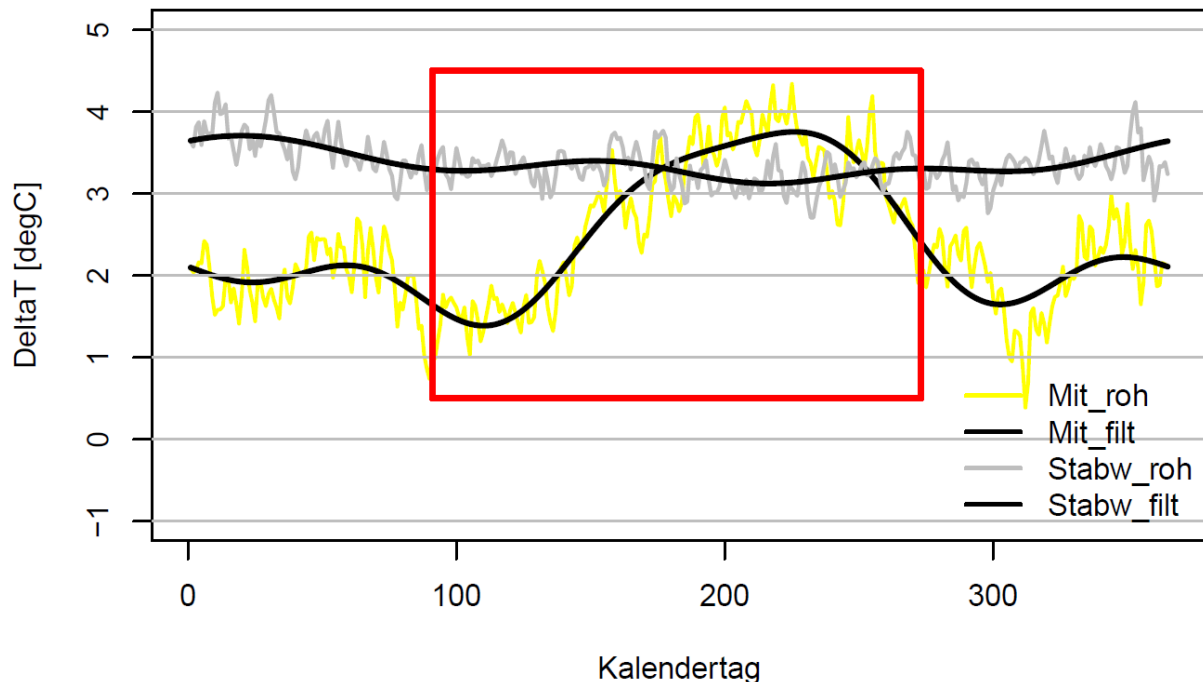
### 7.3 Auswahl der extremen Zukunfts-TRJ

Getrennt für jeden Standort auf dem 1 km<sup>2</sup> Gitter wurde zunächst für jede der 24 verwendeten regionalen Klimasimulationen (zwei RCP-Szenarien) eine Rangfolge der simulierten Jahre 2031-2060 gebildet. Zur Beurteilung warmer Sommerhalbjahre (April bis September) war das Sortiermaß die Zahl der Tage, an denen das 90%-Quantil der Tagesmaximumtemperatur überschritten wird. Zur Beurteilung kalter Winterhalbjahre (Oktober bis März) wurde die Gradtagsumme bezogen auf 12 °C herangezogen. Von den sortierten Modelljahren wurde dasjenige ausgewählt, welches dem 90%-Wert der Rangfolge entspricht. Bei 30 Modelljahren ist dies der 4. Rang.

Um die Repräsentativität der Aussage zu erhöhen, wurden zusätzlich für jedes Modell die benachbarten drei Ränge ober- und unterhalb des ausgewählten Jahres einbezogen. Danach wurde die Differenz der mittleren täglichen Lufttemperatur der Szenariodaten zu den Werten des Kontrollzeitraumes 1971-2000 bestimmt, um den Bias zu eliminieren. Verwendet wurde hierzu der mittlere Jahresgang der Lufttemperatur aller 24 regionalen Klimasimulationen für den Zeitraum 1971-2000.

Die so gewonnenen 7 (90%-Wert der Rangfolge sowie jeweils 3 Nachbarn darüber und darunter) x 24 (regionale Klimasimulationen) Jahre in Einheiten der Abweichung zum mittleren Jahresgang 1971-2000 der Lufttemperatur wurden für jeden Tag des Jahres gemittelt und es wurde die Streuung der an jedem Tag verwendeten 7 x 24 Szenarienwerte berechnet. Es entstand ein modifizierter Jahresgang der Lufttemperatur und der täglichen Streuung der Modelldaten. Dieser Jahresgang ist charakteristisch für Extreme im Klima der Periode 2031-2060 und basiert auf einem Ensemble von Regionalisierungen.





**Abb. 16:** Beispiel für einen aus 168 beitragenden modellierten Jahren im Bereich des 90%-Wertes der Rangfolge bezüglich dem 90%-Quantil der Tagesmitteltemperatur aus den Projektionszeitraum 2031-2060 gewonnenen mittleren Jahresverlauf der Temperaturabweichung zum modellspezifischen Vergleichszeitraum 1971-2000 sowie der Standardabweichung der Tagesmitteltemperatur. Der rote Rahmen markiert den Auswahlzeitraum für das Sommerhalbjahr. (Es bedeuten: Mit\_roh: Einzelwerte Abweichung Tagesmitteltemperatur, Stabw\_roh: Einzelwerte Standardabweichung Tagesmitteltemperatur, Mit\_filt bzw. Stabw\_filt: mittels eines harmonischen Filters geglättete Kurve der Temperaturabweichung bzw. der Standardabweichung)

Abb. 16 zeigt als Beispiel für den Gitterpunkt 8,81°E und 48,78°N die mittleren Abweichungen der Tagesmitteltemperaturen aus den 24 regionalen Klimasimulationen zur Kontrollperiode 1971-2000 sowie die mittlere Streuung der Tagesmitteltemperaturen. Der rote Rahmen markiert in diesem Fall das hinsichtlich des extremen Temperaturverhaltens untersuchte Sommerhalbjahr.

Die aus den 168 Modelljahren gefundene mittlere Abweichung der Tagesmitteltemperatur zum Kontrollzeitraum 1971-2000 wurde anschließend auf den gemessenen mittleren Jahresgang der Lufttemperatur 1971-2000 addiert, woraus der zu erwartende zukünftige extreme Temperaturjahresgang für den Zeitraum 2031-2060 resultierte. Nun wurden, anders als beim Verfahren für die extremen TRJ der Gegenwart (siehe Kap. 6.2), reale Witterungsabschnitte aus dem Zeitraum 1995-2012 derart ausgewählt und zusammengefügt, dass sich eine bestmögliche Anpassung an den projizierten Jahresgang der Lufttemperatur und deren mittleren Streuung ergab. Die Globalstrahlung wurde nicht berücksichtigt, da regionale Klimamodelle gegenwärtig keine zuverlässigen Aussagen bezüglich deren zukünftiger Änderungen zulassen. Wiederum wurden zunächst harte Auswahlkriterien definiert, die, falls kein geeigneter TRJ-Datensatz gefunden werden konnte, sukzessive gelockert wurden (siehe Tab. 7). Abhängig von der Härte der schließlich erfüllten Auswahlkriterien wurde dem TRJ-Datensatz ein Qualitätsbit IL zwischen 0 und ein 7 zugeordnet.

Die auf diese Weise bestimmten extrem warmen sommer- bzw. extrem kalten winter-fokussierten Testreferenzjahre liegen für jeden der rund 300'000 Gitterpunkte über Deutschland in einer ASCII-Datei vor. Format und Parameterumfang entsprechen dem der gegenwärtigen TRJ-Datensätzen (siehe Kap. 2).

## Literatur

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

Bartholome, E., and A.S. Belward, 2005: GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9), 1959–1977.

Brandsma, T., and D. Wolters, 2012: Measurement and Statistical Modeling of the Urban Heat Island of the City of Utrecht (the Netherlands). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 1046–1060. <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0206.1>

Berrisford, P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, and S. Uppala, 2009: The ERA-Interim Archive. In ERA Report Series; ECMWF: Shinfield Park: Reading, UK, pp. 16–17.

Cano, D., J.M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas, and L. Wald, 1986: A method for the determination of the global solar-radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37, 31–39.

Christoffer, J., T. Deutschländer und M. Webs, 2004: Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach.

Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656), 553–597.

De Rooy, W.C., and K. Kok, 2004: A combined physical-statistical approach for the downscaling of model wind speed. *Weather Forecast.*, 19, 485–495.

Deutscher Wetterdienst, 1998: Aspirations-Psychrometer-Tafeln 7, vollständig überarbeitete Auflage. Vieweg, Braunschweig / Wiesbaden.

Deutscher Wetterdienst, 2008: Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 3, Beobachtungsbuch (BHB) 6.11. Offenbach am Main.

DIN 4710, 2003: Statistiken meteorologischer Daten zur Berechnung des Energiebedarfs von heiz- und raumluftechnischen Anlagen in Deutschland. Beuth-Verlag, Berlin.

Enke, W., T. Deutschländer, F. Schneider, und W. Küchler, 2005: Results of five regional climate studies applying a weather pattern based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. *Met. Z.*, 14, 247–257.

Frei, C., 2014: Interpolation of temperature in a mountainous region using non-linear profiles and non-Euclidean distances. *Int. J. Climatol.* doi:10.1002/joc.3786.

Friedrich, M., 2000: Die raumzeitliche Differenzierung der thermischen Bedingungen des Menschen im Klima der Stadt – Die Erweiterung eines Stadtklimamodells unter Berücksichtigung tagesperiodischer Windsysteme und seine Bereitstellung im Internet. Dissertation, Geowiss. Fak. Univ. Freiburg i Br.

Giorgi, F., Jones, C., G.R. Asrar, 2006: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *Bulletin World Meteorol. Organ.*, 58, 175-183.

Haylock M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones, and M. New, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *J. Geophys. Res.* 113:D20119. doi:10.1029/2008JD010201.

Hupfer, P., F.M. Chmielewski, H. Pethe und W. Kuttler, 2005: *Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie.* Stuttgart, Leipzig, Wiesbaden, B.G. Teubner, 554 pp.

Jansen, W. und R. Sedlatschek, 2001: Ablauf der Datenprüfung und –vervollständigung im Geschäftsbereich Landwirtschaft. *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 216.

Karlsson, K.-G., A. Riihelä, R. Müller, J.F. Meirink, J. Sedlar, M. Stengel, M. Lockhoff, J. Trentmann, F. Kaspar, R. Hollmann, and E. Wolters, 2013: CLARA-A1: a cloud, albedo, and radiation dataset from 28yr of global AVHRR data. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 5351-5367.

Keil, M., M. Bock, T. Esch, A. Metz, S. Nieland und A. Pfitzner, 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., P. Calanca, M.W. Rotach, and H.P. Schmid, 2004: A simple parameterisation for flux footprint prediction. *Bound. Layer Met.*, 112, 503-523.

Kossmann, M. und J. Namyslo, 2007: Bestimmung effektiver aerodynamischer Rauigkeitslängen an Windmessstationen aus topographischen Karten (TK-Verfahren). Merkblatt des Deutschen Wetterdienstes, Klima- und Umweltberatung, Offenbach.

Kotlarski, S., K. Keuler, O.B. Christensen, A. Colette, M. Déqué, A. Gobiet, K. Goergen, D. Jacob, D. Lüthi, E. van Meijgaard, G. Nikulin, C. Schär, C. Teichmann, R. Vautard, K. Warrach-Sagi, and V. Wulfmeyer, 2014: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 7(1), 217-293.

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

Kuttler, W., 1997: Städtische Klimamodifikation. VDI Berichte 1330, 87–108.  
Meyers Lexikonverlag (Hrsg.), 1987: Meyers kleines Lexikon, Wetter und Klima. Mannheim/Wien/Zürich.

Moss, R.H. et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747–756. doi:10.1038/nature08823

Mueller, R., C. Matsoukas, A. Gratzki, H. Behr, and R. Hollmann, 2009: The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance—A LUT based eigenvector hybrid approach. *Remote Sens. Environ.* 113, 1012–1024.

Posselt, R., R.W. Müller, R. Stöckli, and J. Trentmann, 2011: CM SAF surface radiation MVIRI data set 1.0 – Monthly means / daily means / hourly means. *Satellite Application Facility on Climate Monitoring*. doi:10.5676/EUM\_SAF\_CM/RAD\_MVIRI/V001.

Rockel, B., A. Will, and A. Hense, 2008: Special issue Regional climate modelling with COSMO-CLM (CCLM). *Met. Z.*, 17, 347–348.

Senkler, K. und U. Streit, 2000: Anwendung einer offenen Simulationsumgebung für atmosphärische Prozesse eines diagnostischen Strömungsmodells in AtmoGIS. ASIM-Mitteilungen 71, Wittmann, J., Gnauck, A., Page, B., Wohlgemuth, V. (Hrsg.), Shaker Verlag (2000), S. 43–52.

Spekat et al., 2011: Aktualisierte und erweiterte Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere, extreme und zukünftige Witterungsverhältnisse. Offenbach: Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (BBR). [http://www.bbsr.bund.de/BBSR/DE/FP/ZB/Auftragsforschung/5EnergieKlimaBaue/2008/Testreferenzjahre/TRY\\_Handbuch.pdf;jsessionid=B3B40E57440401F2D32CB4CBD36D03CE.live1042?\\_blob=publicationFile&v=2](http://www.bbsr.bund.de/BBSR/DE/FP/ZB/Auftragsforschung/5EnergieKlimaBaue/2008/Testreferenzjahre/TRY_Handbuch.pdf;jsessionid=B3B40E57440401F2D32CB4CBD36D03CE.live1042?_blob=publicationFile&v=2)

Stewart, D., and T.R. Oke, 2012: Local climate zones for urban temperature studies. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 93 (12), 1879–1900. doi:10.1175/BAMS-D-11-00019.1

Sugita, M., and W.H. Brutsaert, 1993: Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. *Water Res.*, 29, 599–605.

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.

Taylor, K., R.J. Stouffer, and G.A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 the experiment design. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

VDI 3789-2, 1994: Umweltmeteorologie, Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Oberflächen, Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung. Beuth-Verlag, Berlin.

Van den Besselaar, E.J.M., M.R. Haylock, G. van der Schrier, and A.M.G. Klein Tank, 2011: A European Daily High-resolution Observational Gridded Data set of Sea Level Pressure. *J. Geophys. Res.*, 116, D11110, doi:10.1029/2010JD015468

Vogelsang, R., 1993: Plausibilitätskontrollen meteorologischer Daten. Dt. Wetterd. Abschlussbericht des FE-Vorhabens AM1-Nr. 90/98 – Forschungsbericht.

Wienert, U., F. Kreienkamp, A. Spekat, and W. Enke, 2013: A simple method to estimate the urban heat island intensity in data sets used for the simulation of the thermal behavior of buildings. *Met.Z.*, 22(2), 179-185.

Wilber, A.C., D.P. Kratz, and S.K. Gupta, 1999: Surface emissivity maps for use in satellite retrievals of longwave radiation. NASA / TP-1999-209362. Hampton, VA: Langley Research Center.

Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen, and E. Roeckner, 1995: Regional climate simulation with a high-resolution GCM – surface radiative fluxes. *Climate Dynamics*, 11(8), 469-286.

World Meteorological Organization (WMO, Hrsg.), 1959: Values of some Physical Functions and Constants Used in Meteorology. Technical Regulations, Basic Doc. No. 2, WMO-No. 49 Vol. 1.