

Die urbane Wärmebelastung unter Einfluss lokaler Faktoren und zukünftiger Klimaänderungen

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der KIT-Fakultät für Physik des
Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Benedict Manuel Brecht
aus Freiburg im Breisgau

Tag der mündlichen Prüfung: 24.05.2019

Referent: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Korreferent: Prof. Dr. Joaquim Pinto



Dieses Werk ist lizenziert unter einer Creative Commons Namensnennung -
Weitergabe unter gleichen Bedingungen 4.0 International Lizenz (CC BY-SA 4.0):
<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.de>

Kurzfassung

Unter dem Aspekt der Klimaerwärmung spielt die Wärmebelastung für den Menschen eine immer größere Rolle. Mit der Erwärmung der mittleren Temperatur geht auch eine Erhöhung der mittleren absoluten Luftfeuchte einher. Beides führt zu einer verminderten Fähigkeit des menschlichen Körpers Wärme abzugeben, die bei hohen Temperaturen hauptsächlich durch die Bildung von Schweiß auf der Haut geschieht. Verdunstet dieser, entzieht er der Haut Verdampfungswärme und kühlt sie somit ab. Bei steigender Luftfeuchte nimmt die Verdunstungsrate ab und führt zu einer Schwächung des menschlichen Kühlsystems bei hohen Temperaturen. Schon heute sind selbst die mittleren Breiten von Hitzewellen mit Todesfolgen betroffen. Lang andauernde Hitzewellen, das heißt wenige Wochen bis Monate, werden durch den großräumigen Witterungscharakter bestimmt, wie beispielsweise die trockenen und heißen Sommer 2003 in Westeuropa sowie 2018 in Mittel- und Nordeuropa. Die aktuell herrschenden synoptischen Bedingungen können den großräumigen Witterungscharakter modifizieren und lokale Effekte können zu einer weiteren Veränderung der bodennahen meteorologischen Parameter führen. Hierzu zählen die Erhöhung der mittleren Temperatur und somit der thermischen Belastung aufgrund des Wärmeinseleffekts in Städten oder der im Vergleich zur Umgebung höheren Abkühlung aufgrund lokaler Windsysteme.

Sowohl in Zusammenhang mit den Betrachtungen zukünftiger Klimaänderungen als auch des urbanen Klimas, werden meist einfache 2-parametrische Indizes, das heißt eine Kombination aus Temperatur und Luftfeuchte, oder nur die Temperatur betrachtet. Das Wohlbefinden des Menschen in Bezug auf

thermischen Komfort beruht aber auf mehreren Einflussfaktoren. In Bezug auf die thermischen Umgebungsparameter sind dies die Lufttemperatur, die Strahlungstemperatur, die Luftfeuchte und die Luftbewegung sowie in Anbetracht der Verhaltensweisen die metabolische Rate (Grundumsatz) des Menschen und die Bekleidung. Deshalb ist es das Ziel der vorliegenden Arbeit die zukünftigen Klimaänderungen und den urbanen Einfluss auf Wärmebelastungsereignisse mit einem anerkannten, dem Stand der Technik entsprechenden thermischen Bewertungsmaßstab zu analysieren. Dafür wird der Universal Thermal Climate Index (UTCI) ausgewählt, der die angesprochenen Parameter berücksichtigt (Jendritzky et al., 2012). Im Zuge dessen, werden ebenfalls die zu Wärmebelastung führenden synoptischen Bedingungen, das heißt Wetterlagen, untersucht und der Einfluss eines lokalen Windsystems auf Wärmebelastungen analysiert. Abschließend werden die untersuchten Effekte auf den UTCI gegeneinander abgeschätzt.

Anhand eines mit COSMO-CLM (CCLM) (Steppeler et al., 2003; Rockel et al., 2008) erstellten Ensembles regionaler Klimasimulationen, die auf den Antriebsdaten verschiedener Globalmodelle basieren, werden die Auswirkungen der zukünftigen Klimaänderungen auf den UTCI für Deutschland berechnet. Ebenso werden die zukünftigen Änderungen in Bezug auf die synoptische Skala unter Verwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation (OWLK) des Deutschen Wetterdienstes (Dittmann et al., 1995; Bisolli und Dittmann, 2001) analysiert und deren Zusammenhänge mit Wärmebelastungsereignissen untersucht. Bei der Untersuchung der zukünftigen Klimaänderungen von Wärmebelastungsereignissen ergibt sich in Folge der komplexen Berechnung des UTCI eine Herausforderung in Bezug auf die Bias-Korrektur der Klimasimulationsdaten. Um Schwellenwerte des UTCI zu berechnen, muss die Bias-Korrektur sowohl stündlich erfolgen als auch die Beziehungen zwischen den einzelnen Parametern, die für die Berechnung des UTCI notwendig sind, erhalten. Deshalb erfolgt die Bias-Korrektur erstmals auf Basis von jahreszeitenabhängigen stündlichen Werten mit der multivariaten Bias-Korrektur für Klimamodellprojektionen mehrerer Klimavariablen, MBCn

(MBC N-pdf, Multivariate Bias Correction N-dimensional probability density function transform; Cannon, 2017).

Die projizierten Klimaänderungen zeigen sowohl hinsichtlich des mittleren UTCI als auch der Anzahl, Andauer und Stärke von Wärmebelastungsereignissen zwischen dem Kontrollzeitraum (1981–2000) und Projektionszeitraum (2031–2050) deutlich ansteigende Werte. In einigen Regionen Deutschlands werden circa 50 % mehr Tage mit starker ($UTCI \geq 32 \text{ }^\circ\text{C}$) sowie über 100 % mehr Tage mit sehr starker Wärmebelastung ($UTCI \geq 38 \text{ }^\circ\text{C}$) projiziert. Die projizierte zukünftige stündliche Häufigkeitsverteilung des UTCI an einem Standort kann mittels einer Verschiebung auf der Abszisse hin zu höheren Werten bei nahezu gleichbleibender Form der Verteilung beschrieben werden. Die Untersuchungen der projizierten Änderungen der Wetterlagen zeigen zwischen den betrachteten Zeiträumen, bis auf wenige Ausnahmen, keine signifikanten Veränderungen. Eine die Wärmebelastungsereignisse betreffende Ausnahme stellt die Erhöhung sommerlicher antizyklonaler Wetterlagen dar. In Verbindung mit den projizierten Änderungen der Wärmebelastungsereignisse ergibt sich, dass deren gestiegene Anzahl für die betrachteten Zeiträume zu maximal 30 % auf den Änderungen der Wetterlagen beruhen können. Somit wird vielmehr davon ausgegangen, dass sich die Eigenschaften der Atmosphäre hin zu wärmeren und feuchteren Bedingungen ändern. Dies hat wiederum Einfluss auf die synoptischen Bedingungen, welche im Gegenzug wiederum beeinflussend auf die bodennahen meteorologischen Größen wirken können. Mit dem Fokus auf Baden-Württemberg werden in dieser Arbeit mittels einer Erweiterung der OWLK bezüglich der Differenzierung der Anströmrichtungen die synoptischen Bedingungen untersucht, welche im Sommer (1981–2015) zu Wärmebelastungsereignissen führen. Als stärkste synoptische Bedingung für Wärmebelastungsereignisse ergeben sich dabei Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe, das heißt in 500 hPa. Hinsichtlich der Anströmrichtung sind die Ergebnisse indifferent, da auch die vorherige räumliche Verteilung der meteorologischen Parameter eine große Rolle spielt.

Die Oberrheinebene ist die in Deutschland am häufigsten von Wärmebelastung betroffene Region. Anhand der dort liegenden Städte Karlsruhe und Freiburg werden die urbanen Effekte auf Wärmebelastungsereignisse analysiert. Die Basis der Untersuchungen bilden sowohl CCLM-Simulationen mit bis zu 925 m Maschenweite als auch Beobachtungsdaten in den Städten und deren Umland. Insgesamt treten deutlich mehr Wärmebelastungsereignisse in den Städten gegenüber dem Umland auf. Dies ist hauptsächlich auf die verringerte nächtliche Abkühlung in den Städten zurückzuführen. Bezüglich starken und sehr starken Wärmebelastungsereignissen spielen standortabhängige Einflussfaktoren eine große Rolle, sodass die Ergebnisse differenziert bewertet werden müssen. Der lokale Einfluss eines Windsystems wird am Beispiel des „Höllentälers“ auf das Stadtklima von Freiburg analysiert. Der „Höllentäler“ reduziert die abendlichen und nächtlichen Wärmebelastungsereignisse im Osten der Stadt gegenüber den weniger vom Bergwind beeinflussten Bereichen im Westen der Stadt aufgrund einer zeitlich früheren Abkühlung. Bei Betrachtungen des Vertikalprofils des „Höllentälers“ werden, bei für den Bergwind günstigen Bedingungen, erstmals Übergänge von subkritischem zu superkritischem Fluss in den Simulationen beobachtet.

Eine abschließende Verfahrenskombination zur Abschätzung des Einflusses der projizierten Klimaänderungen zwischen den betrachteten Zeiträumen gegenüber den lokalen Einflussfaktoren zeigt eine Dominanz der Klimaänderungen. Während hinsichtlich der Anzahl der mindestens mäßigen Wärmebelastungsereignisse ($UTCI \geq 26 \text{ }^\circ\text{C}$) der Effekt stark urban geprägter Gebiete nahezu dem der zukünftigen Klimaänderungen zwischen den betrachteten Zeiträumen entspricht, liegen die Werte für starke und sehr starke Wärmebelastungen bei circa einem Drittel und darunter. Weitere Vergleiche ergeben, dass in mittleren zukünftigen Sommern der Jahre 2031–2050 mehr Stunden mit Wärmebelastungen als in 88 % der Sommer in den Jahren 1981–2015 auftreten.

Die Arbeit zeigt, dass ein nachhaltiger Schutz vor vermehrten, längeren und stärkeren Wärmebelastungen nur durch die Begrenzung der Klimaerwärmung

erfolgen kann. Weiterhin sind in urbanen Bereichen Anpassungsmaßnahmen notwendig (zum Beispiel gebäudetechnisch innen und außen sowie raumplanerisch), um Wärmebelastungen zu mildern. Ebenso sollten vorhandene Kaltluftentstehungsgebiete sowie Belüftungskorridore frei von Bebauung gehalten werden, um bestehende Belüftungen nicht einzuschränken.

Abstract

From the point of view of global warming, heat stress plays an increasingly important role for human well-being. The increase of the mean temperature is accompanied by an increase in the mean absolute humidity. Combined, this leads to a reduced ability of the human body to release heat, which occurs at high temperatures mainly through the production of sweat on the skin. When evaporising, the sweat withdraws heat from the skin from the skin and cools it down. With increasing humidity, the evaporation rate decreases and leads to a weakening of the human cooling system at high temperatures. Today even middle latitudes are already affected by heat waves with death consequences. Long-lasting heat waves, that is a few weeks to months, are determined by the large-scale characteristics of the weather, such as the dry and hot summers of 2003 in Western Europe and 2018 in Central and Northern Europe. The current synoptic conditions can modify the large-scale weather character for several days and local effects can lead to a further change of the near-surface meteorological parameters. These include, for example, increasing the mean temperature and thus the thermal stress due to the heat island effect in cities or the improved night ventilation and, compared to the environment, increased cooling due to local wind systems.

Both in connection with the considerations of future climate changes and the urban climate, mostly simple 2-parameter indices are considered, this means a combination of temperature and humidity or only the temperature. However, human well-being in terms of thermal comfort is based on several influencing factors. In terms of thermal environmental parameters, these are air temperature, radiation temperature, humidity and air movement, and in

terms of behaviour, the metabolic rate of a person and clothing. Therefore it is the objective of the present work to analyse future climate changes and the urban influence on heat stress events with a well-accepted, state-of-the-art thermal assessment standard. The Universal Thermal Climate Index (UTCI), which takes into account the thermal environmental parameters mentioned (Jendritzky et al., 2012), will be selected for this purpose. In this context, the synoptic conditions, this means the weather patterns, leading to thermal stress are also investigated and the influence of a local wind system on thermal stress events is analysed. Finally, the analysed effects on the UTCI are compared.

On the basis of an ensemble of regional climate simulations created with COSMO-CLM (CCLM) (Steppeler et al., 2003; Rockel et al., 2008), which are based on the driving data of various global models, the effects of future climate changes on heat stress events are calculated for Germany using the UTCI. The effects of future climate changes are also analysed with respect to the synoptic scale using the objective weather type classification (OWLK) of the German Weather Service (Dittmann et al., 1995; Bissolli und Dittmann, 2001) and their connections with heat stress events are investigated. The complex calculation of the UTCI poses a challenge in terms of bias correction of the climate simulation data when investigating the effects of future climate changes on heat stress events. In order to calculate UTCI thresholds, the bias correction must be performed hourly and the relationships between the individual parameters necessary to calculate the UTCI must be preserved. Therefore, for the first time, the bias correction is based on seasonal hourly values with the multivariate bias correction for climate model projections of several climate variables, MBCn (MBC N-pdf, Multivariate Bias Correction N-dimensional probability density function transform; Cannon, 2017).

The projected climate changes show significantly increasing values with respect to both the mean UTCI and the number, duration and intensity of heat stress events between the control period (1981–2000) and the projection period (2031–2050). In some regions of Germany about 50 % more days with strong heat stress ($UTCI \geq 32 \text{ }^\circ\text{C}$) and more than 100 % more days with very

strong heat stress ($UTCI \geq 38^\circ\text{C}$) are projected. The projected future hourly frequency distribution of the UTCI at a location can be described by a shift on the abscissa to higher values with an almost constant form of distribution. The investigations of the projected changes in weather patterns show no significant changes between the periods covered, with a few exceptions. An exception concerning heat stress events is the increase of summer anticyclonic weather patterns. In connection with the projected changes of the heat stress events it results that their increased number for the considered periods can be based to a maximum of 30 % on the changes of the weather conditions. Rather, it is assumed that the characteristics of the atmosphere change towards warmer and more humid conditions. This in turn has an influence on the synoptic conditions, which in turn can have an influence on the meteorological parameters near the ground.

With the focus on Baden-Württemberg, the synoptic conditions leading to heat stress events in the summer (1981–2015) are investigated in this study by means of an extension of the OWLK with regard to the differentiation of the inflow directions. The strongest synoptic condition for heat stress events are weather conditions with anti-cyclonality in altitude, this means in 500 hPa. With regard to the direction of the inflow the results are more indifferent, since the previous spatial distribution of the meteorological parameters also plays a major role.

The Oberrheinebene is the region most frequently affected by heat stress in Germany. On the basis of the cities of Karlsruhe and Freiburg, the urban effects on heat stress events are analysed. The investigations are based on CCLM simulations with a mesh size of up to 925 m as well as on observational data in the cities and their surroundings. Overall, significantly more heat stress events occur in the cities than in the surrounding areas. This is mainly due to the reduced nightly cooling in the cities. With regard to strong and very strong heat stress events, site-dependent influencing factors play a major role, so that the results must be evaluated in a differentiated manner. The local influence of a wind system is analysed using the example of the “Höllentäler“ on the

urban climate of Freiburg. The “Höllentäler“ reduces the evening and night heat stress events in the east of the city due to an earlier cooling compared to the less mountain wind influenced areas in the west of the city. When analysing the vertical profile of the “Höllentäler“, transitions from subcritical to supercritical flow are observed in the simulations for the first time under conditions favourable to the mountain wind.

A final combination of methods for the estimation the influence of the projected climate changes between the periods considered compared to the local influencing factors shows a dominance of the climate changes. While in terms of the number of at least moderate heat stress events ($UTCI \geq 26 \text{ }^\circ\text{C}$), the effect of strongly urbanised areas almost corresponds to that of future climate changes between the periods considered, the values for strong and very strong heat stress events are around one third and below. Further comparisons show that in the mean future summers of the years 2031–2050 more hours with heat stress occur than in 88 % of the summers in the years 1981–2015.

The work shows that sustainable protection against increased, longer and stronger heat stress can only be achieved by limiting global warming. Furthermore, adaptation measures are necessary in urban areas (for example building technology inside and outside as well as spatial planning) in order to reduce thermal stress. Existing cold air production areas and ventilation corridors should also be kept free of buildings in order not to restrict existing ventilation.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
1 Einleitung	1
2 Quantifizierung der Wärmebelastung für Menschen	17
2.1 Wärmehaushalt des Menschen	18
2.2 Komfort- und Hitzeindizes	21
2.3 Universal Thermal Climate Index (UTCI)	26
2.4 Feuchttemperatur	39
3 Regionale Klimamodellierung	43
3.1 Übersicht	43
3.2 Das regionale Klimamodell COSMO-CLM (CCLM)	48
3.2.1 Grundgleichungen und Diskretisierung	49
3.2.2 Physikalische Parametrisierungen	56
3.3 Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modelle	59
4 Datengrundlage	65
4.1 Konfiguration der Modell-Simulationen und CCLM-Ensemble	65
4.2 Beobachtungsdaten	72
4.2.1 Hydrologische Rasterdatensätze (HYRAS)	72
4.2.2 Synoptische Beobachtungen (SYNOPs)	76
4.3 Validierung der Berechnung der Komfortgrößen	80
4.4 Bewertungsgrößen	86

5	Ergebnisse der Modellsimulationen	91
5.1	Ergebnisse der antreibenden Globalmodelle	92
5.2	Regionalmodellierung der Wetterlagen	94
5.2.1	Objektive Wetterlagenklassifikation	94
5.2.2	Vergleich mit DWD-Analysen	100
5.3	Vergleiche mit bodennahen Parametern	107
5.3.1	Vergleiche mit HYRAS	108
5.3.2	Vergleiche mit SYNOPs	116
5.4	Diskussion der Ergebnisse	128
6	Korrektur systematischer Fehler der Modellsimulationsergebnisse	129
6.1	Methode	131
6.2	Durchführung und Ergebnisse	133
6.3	Diskussion der Ergebnisse	146
7	Zukünftige Änderungen der Wärmebelastung in Deutschland	147
7.1	Zukünftige Klimaänderungen der Wetterlagen	147
7.2	Zukünftige Klimaänderungen des UTCI	152
7.2.1	Änderungen von Mittelwerten	153
7.2.2	Änderungen von Wärmebelastungsereignissen	159
7.2.3	Änderungen in der Häufigkeitsverteilung des UTCI	168
7.3	Verknüpfung der synoptischen Bedingungen mit dem UTCI	170
7.4	Diskussion der Ergebnisse	175
8	Lokale Wärmebelastung in Baden-Württemberg auf Grundlage sehr hoch aufgelöster Modellierung	179
8.1	Sensitivitätsstudien zur Konfiguration von CCLM	180
8.2	Synoptische Bedingungen	186
8.3	Lokale Modifikationen der Wärmebelastung	196

8.3.1	Urbaner Einfluss auf die Wärmebelastung am Beispiel von Karlsruhe und Freiburg	200
8.3.2	Einfluss lokaler Windsysteme am Beispiel des „Höllentälers“	224
8.4	Diskussion der Ergebnisse	246
9	Verfahrenskombination zur Abschätzung lokaler Wärmebelastung im Vergleich zum Klimawandel	251
10	Zusammenfassung	255
	Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	265
	Literaturverzeichnis	271
	Anhang A Abbildungen	297
	Anhang B Tabellen	323
	Danksagung	329

1 Einleitung

„The Deadly Combination of Heat and Humidity“ lautete die Überschrift eines Artikels der New York Times von Kopp et al. (2015)¹, in dem eine Hitzewelle in Indien beschrieben wird, die über 2500 Menschenleben forderte. Es ist aber nicht allein die hohe Temperatur, welche Wärmebelastung bei Menschen hervorruft, sondern ebenfalls die Feuchtigkeit. In Kombination können beide katastrophal wirken, auch wenn die Temperatur nicht extrem ist. Als Maß für die Kombination hoher Temperaturen und Luftfeuchten wird die Feuchttemperatur (engl.: wet-bulb temperature) aufgeführt. Den Zusammenhang zwischen dem Wohlbefinden des Menschen und der Feuchttemperatur erkennt schon Haldane (1905): für ihn ist klar, dass bei windstillen und warmer Luft weder die Lufttemperatur noch die relative Luftfeuchte noch die absolute Menge an Wasserdampf in der Luft alleine von Bedeutung sind, sondern einzig die Feuchttemperatur. Diese spiegelt einen entscheidenden Faktor in der Thermoregulation des Menschen bei Wärmebelastung wieder, das Schwitzen. Bei stärker werdenden äußeren Wärmebelastungen verringert sich die Wärmeabgabe über Konvektion und Abstrahlung, da das Temperaturgefälle zwischen Haut und Umgebung geringer wird. Um einen wirksamen Wärmeabfluß vom Körperkern zur Haut zu gewährleisten, muss aber die Hauttemperatur möglichst niedrig gehalten werden. Dies geschieht durch die Bildung von Schweiß auf der Haut, der auf der Hautoberfläche verdunstet und ihr Verdampfungswärme entzieht und somit abkühlt (Jendritzky et al., 1990). Deshalb ist Evaporation der beste Schutz des Menschen gegen hohe Temperaturen (Gagge, 1971). Erreicht aber

¹ Erscheinungsdatum: 06.06.2015

die Feuchttemperatur annähernd Körpertemperatur, ein oberes Limit stellt dabei 35 °C Feuchttemperatur dar, funktioniert das natürliche Kühlsystem des Menschen nicht mehr. Dies hat Hyperthermie und den Tod bei nicht ausreichendem Schutz zur Folge (Sherwood und Huber, 2010; Schär, 2016; Im et al., 2017).

Thermische Indizes Es wird allerdings davon ausgegangen, dass die Feuchttemperatur als alleiniges Maß für den thermischen Komfort eines Menschen, in Bezug auf Wärmebelastung bei feuchtwarmen Bedingungen, die Feuchtigkeit überschätzt (Vernon und Warner, 1932; Gagge et al., 1986; Jendritzky et al., 1990). Moderne Verfahren zur Bestimmung thermischer Unbehaglichkeit basieren auf Wärmebilanzmodellen des menschlichen Körpers. Ein Bewertungsverfahren für den Innenraum liefert Fanger (1970), indem er den kombinierten Effekt meteorologischer Variablen, das heißt der Lufttemperatur, der Strahlungstemperatur, der Luftfeuchte und der Luftbewegung, sowie die metabolische Rate des Menschen und die Bekleidung in einer allgemeinen Komfortgleichung kombiniert, aus welcher der Predicted Mean Vote (PMV) Index hervor geht. Ebenfalls für den Innen- und mit Erweiterung für den Außenraum entwickelt, ist die Apparent Temperature (AP) ein Index für den thermischen Komfort (Steadman, 1979a,b, 1984). Eine Erweiterung der Komfortgleichung von Fanger (1970) entwickelten Gagge et al. (1986) unter der Berücksichtigung der Enthalpie schweißnasser Haut und feuchter Kleidung. Diese führt zum PMV*-Wert (Jendritzky et al., 2007). Auf der erweiterten Komfortgleichung bauen auch der Physiologically Equivalent Temperature (PET) Index von Höppe (1999) sowie das Klima-Michel-Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) auf (Jendritzky et al., 1979, 1990). Ein Ausgabeparameter des Klima-Michel-Modells bezüglich thermischem Komfort ist die gefühlte Temperatur (PT, engl.: perceived temperature), eine Äquivalenttemperatur, die Verhaltensanpassung mittels unterschiedlicher Kleidung berücksichtigt (Staiger et al., 1997).

Alle bisherigen Verfahren weisen jedoch Mängel hinsichtlich der Thermoregulation und der Theorie des Wärmeaustauschs auf (Jendritzky et al., 2009). Der im Rahmen der COST (European Cooperation in Scientific and Technical Research) Action 730 entwickelte Universal Thermal Climate Index (UTCI) hat den Anspruch, einen allgemein gültigen Bewertungsstandard weltweit zu setzen. Der UTCI besitzt ein modernes Thermoregulationsmodell, gekoppelt mit einem ebenso aktuellen Bekleidungsmodell und wird, wie die gefühlte Temperatur, in Form einer Äquivalenttemperatur ausgegeben (Jendritzky et al., 2012). Zur Berechnung des UTCI mittels eines Polynoms 6. Ordnung werden die Lufttemperatur, die mittlere Strahlungstemperatur und der Dampfdruck in 2 m Höhe sowie die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe benötigt. Den resultierenden Werten des UTCI sind Belastungsklassen bezüglich des thermischen Komforts zugeordnet, welche von extremer Kältebelastung, das heißt $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ und kälter, bis hin zu extremer Wärmebelastung, das heißt $46\text{ }^{\circ}\text{C}$ und höher, reichen. Die weiteren Belastungsklassen des UTCI hinsichtlich Wärmebelastung erstrecken sich von mäßiger Wärmebelastung ab $26\text{ }^{\circ}\text{C}$, über starke Wärmebelastung ab $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis hin zu sehr starker Wärmebelastung ab $38\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Bröde et al., 2012). Der UTCI ist nach aktuellem Stand der Forschung am besten dafür geeignet, den thermischen Komfort eines Menschen zu bestimmen und wird deshalb in dieser Arbeit dafür verwendet.

Thermischer Komfort und Klimawandel Es wird erwartet, dass sich der globale Temperaturanstieg, den man seit Beginn der Industrialisierung feststellt, fortsetzen wird. Auf Basis des CMIP5-Ensembles (Taylor et al., 2012) gilt es als wahrscheinlich, dass die globale Durchschnittstemperatur im Zeitraum 2046–2065 um $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}^2$ bis zu $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ und im Zeitraum 2081–2100 um $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis zu $4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, relativ zum Zeitraum 1986–2005, ansteigt. Ein Anstieg der bodennahen spezifischen Feuchte gilt im globalen Mittel als sehr wahrscheinlich (IPCC, 2013). Die Spannweite der erwarteten

² In dieser Arbeit wird der Punkt als Dezimaltrennzeichen verwendet.

Klimaänderungen ist abhängig vom betrachteten Emissionsszenario, den globalen Klimamodellen (GCMs, engl.: General Circulation Models), welche das Ensemble bilden, und der internen Variabilität. Sowohl eine Erhöhung der Temperatur als auch eine Erhöhung der spezifischen Feuchte resultieren in steigenden Werten der Feuchttemperatur und des UTCI.

Hinsichtlich der Schwelle von 35 °C Feuchttemperatur zeigen Studien für den Persischen Golf und Südasien, dass diese schon bei einem mittleren globalen Temperaturanstieg von 4 °C – welcher bei Klimaprojektionen mit den üblichen Emissionsszenarien noch dieses Jahrhundert eintritt – erreicht wird (Pal und Eltahir, 2016; Schär, 2016; Im et al., 2017). In den mittleren Breiten sind die maximalen Feuchttemperaturen geringer als in den tropischen und subtropischen Regionen. Auch bei einem globalen Temperaturanstieg von 4 °C sollte dort die Schwelle von 35 °C Feuchttemperatur nicht erreicht werden. Trotzdem sind auch die mittleren Breiten heute schon von Hitzewellen mit Todesfolgen betroffen. Beispielsweise können der Hitzewelle 1995 in Chicago circa 700 Tote und den Hitzewellen 2010 in Westrussland sowie 2003 in Westeuropa jeweils mehrere zehntausend Todesfälle zugeordnet werden (Schär und Jendritzky, 2004; Åström et al., 2011; Koppe und Jendritzky, 2008). Die Frage, ob die Hitzewelle 2010 in Westrussland auf den anthropogenen Einfluss zurückzuführen ist, beantworten Otto et al. (2012) mit dem Fazit, dass das Ereignis in der Stärke der Ausprägung hauptsächlich natürlichen Ursprungs ist, aber das Risiko der Überschreitung der erreichten Temperaturschwelle, das heißt der mittleren Temperatur während der Hitzewelle, aufgrund des Klimawandels dreimal so hoch ist wie noch in den 1960er-Jahren. Hinsichtlich der Hitzewelle 2003 in Westeuropa kommen Stott et al. (2004) zu dem Ergebnis, dass der anthropogene Klimawandel die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Hitzewelle wie dieser in Europa verdoppelt hat.

Regional können die Klimaänderungen durch eine Vielfalt von Klimaphänomenen und Eigenschaften von den globalen mittleren Änderungen abweichen. Gründe hierfür sind externe Antriebe, Oberflächeneigenschaften und Wettersysteme. Zu externen Antrieben zählen beispielsweise die vom Brei-

tengrad abhängige unterschiedliche Solarstrahlung, lokale Emissionsquellen von Aerosolen oder regionale Landnutzungsänderungen. Die Topographie oder Land-See-Unterschiede stellen zum Beispiel unterschiedliche Oberflächeneigenschaften dar. Zu den Wettersystemen zählen wichtige Klimavariabilitäten, wie beispielsweise die AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation), NAO (North Atlantic Oscillation) und ENSO (El Niño Southern Oscillation), sowie Klimaphänomene wie zum Beispiel Sturmzugbahnen oder tropische Konvergenzzonen (IPCC, 2013).

Die meisten Studien zu den zukünftigen Änderungen von Hitzeindizes basieren auf einfachen, 2-parametrischen Kombinationen von Temperatur und Luftfeuchte. Für GCMs bestimmen beispielsweise Willett und Sherwood (2012) sowie Fischer und Knutti (2013) das Klimaänderungssignal der vereinfachten wetbulb globe temperature (WBGT). Beide erwarten einen Anstieg der WBGT, der im Ausmaß abhängig vom betrachteten Zeithorizont, Emissionsszenario und verwendeten GCM ist. Für thermische Indizes, die auf einem Wärmehaushaltsmodell basieren, zeigen beispielsweise Li et al. (2018) anhand der AP für Honkong, allerdings im Schatten und ohne Berücksichtigung der Solarstrahlung, dass diese durch den Klimawandel stärker steigt als die Lufttemperatur. Bei der Berechnung des Klimaänderungssignals der PET erhalten auch Matzarakis und Amelung (2008) das Resultat, dass die Änderungen der bioklimatischen Bedingungen für Menschen größer sind als die Änderungen der Temperatur alleine. Für den UTCI berechnen Cheung und Hart (2014) das Klimaänderungssignal für Hongkong. Sie projizieren eine Verschiebung des Peaks der Auftrittswahrscheinlichkeit für Verhältnisse mit mäßiger Wärmebelastung hin zu starker Wärmebelastung. Mizuk et al. (2016) bestimmen das Änderungssignal des UTCI in der deutsch-polnischen Grenzregion und erhalten einen Anstieg von 1 °C bis 2 °C bis 2050 sowie bis zu 5 °C bis Ende des 21. Jahrhunderts. Die hier genannten Studien betrachten teilweise unterschiedliche Kontroll- und Zukunftszeiträume, Emissionsszenarien und

GCMs. Für die RCP-Emissionsszenarien³ (Thomson et al., 2011; Masui et al., 2011; Riahi et al., 2011; Meinshausen et al., 2011) gilt allgemein, dass die Wärmebelastung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts umso mehr steigt, je ferner die betrachtete Zukunft ist (IPCC, 2013). Eine Ausnahme bilden Simulationen mit dem Emissionsszenario RCP2.6 (Van Vuuren et al., 2011; IPCC, 2013). Da GCMs aufgrund ihrer groben Auflösung mit mehr als 100 km horizontaler Maschenweite mesoskalige und kleinräumigere Klimaphänomene nicht ausreichend oder gar nicht darstellen können, werden sie statistisch oder dynamisch verfeinert („Downscaling“), um Aussagen über regionale oder lokale Klimaänderungen machen zu können. Bei dynamischem Downscaling werden mittels der meteorologischen Parameter aus den GCMs regional begrenzte Klimasimulationen auf feinerem Gitter mit regionalen Klimamodellen (RCMs, engl.: Regional Climate Models) angetrieben. RCMs leisten einen entscheidenden Beitrag zur Klimafolgenforschung sowie zur Planung von Anpassungsstrategien, zum Beispiel den Umgang mit möglichen Schäden und Potentialen, welche mit der Klimavariabilität und dem Klimawandel zusammenhängen (Rummukainen, 2010). Mittels des RCM REMO (Jacob und Podzun, 1997) und den SRES-Szenarien⁴ A1B und B1 (IPCC, 2000) berechnen Matzarakis und Endler (2010) das Klimaänderungssignal der PET für die Stadt Freiburg. Eines ihrer Ergebnisse ist der Anstieg der Tage mit Wärmebelastung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um 14 (B1) beziehungsweise 30 Tage (A1B) pro Jahr.

Wetterlagen Es wird davon ausgegangen, dass länger andauernde Hitzeperioden, wie beispielsweise der Hitzesommer 2003 in Westeuropa, in Zukunft öfter auftreten werden (Stott et al., 2004; IPCC, 2013). Solch ein Ereignis wird durch den großräumigen Witterungscharakter, das bedeutet in diesem Fall europaweit, über einen längeren Zeitraum bestimmt, das heißt wenige Wochen bis Monate. Die aktuell herrschenden synoptischen Bedingungen

³ Representative Concentration Pathways

⁴ Special Report on Emissions Scenarios

können den großräumigen Witterungscharakter für einige Tage modifizieren. Für diese bestimmen Riediger und Gratzki (2014) mittels der objektiven Wetterlagenklassifikation (OWLK) des DWD (Dittmann et al., 1995; Bissolli und Dittmann, 2001) das Klimaänderungssignal der Wetterlagen anhand eines Ensembles von 8 GCMs für das Emissionsszenario A1B zwischen den Zeiträumen 1971–2000 und 2070–2099 für Zentraleuropa. Die Wetterlagen werden mit den Klimaindizes Temperatur und Niederschlag aus RCMs verknüpft. Unter anderem werden für zukünftige Winter mehr Südwest- und weniger Ostwetterlagen für projiziert. Dies lässt auf mildere Winter schließen. Für die zukünftigen Sommer werden insgesamt mehr antizyklonale Wetterlagen projiziert. Während die mittlere Temperatur zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum im Winter und Sommer ansteigt, bleiben die Temperaturdifferenzen zwischen kühlen und warmen Wetterlagen konstant (Riediger und Gratzki, 2014).

Urbane Effekte und Anpassungsmaßnahmen Die großräumige Verteilung der meteorologischen Parameter wird auf der Meso- und Makroskala vorgegeben. Durch kleinskalige – mikro- und mesoskalige – Gegebenheiten an der Erdoberfläche werden die Verteilungen lokal modifiziert (Parlow et al., 2006). Sie können zum Beispiel zu einer lokalen Verringerung oder Erhöhung der Temperatur oder der Windgeschwindigkeit führen. In Bezug auf Wärmebelastung bewirkt die städtische Wärmeinsel (UHI, engl.: Urban Heat Island), die als positive horizontale Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland definiert und von verschiedenen Einflussfaktoren abhängig ist (Kuttler, 2008), eine lokale Verstärkung der synoptischen Bedingungen. Sie kann von unten nach oben in die Boden-, Stadthindernisschicht- und Stadtgrenzschichtwärmeinsel unterteilt werden, wobei die Stadthindernisschicht diejenige zwischen Boden und mittlerer Gebäudehöhe darstellt (Kuttler, 1998). Untersuchungen zeigen sowohl für Karlsruhe als auch für Berlin, dass die UHI im Sommer stärker als im Winter (Hackenbruch, 2018) und bei Hitze am stärksten ausgeprägt ist (Fenner et al., 2014, 2017; Hackenbruch, 2018). Dabei

können große Unterschiede zwischen den einzelnen lokalen Klimazonen in der Stadt vorhanden sein (Fenner et al., 2017).

In Bezug auf die Gefahren für die menschliche Gesundheit, zeigen Analysen für Berlin und Brandenburg hauptsächlich bei älteren Personen während Hitzewellen sowohl in der Stadt als auch im Umland höhere Mortalitätsraten, wobei diese bei extremen Hitzewellen in der Stadt höher als im Umland sind (Gabriel und Endlicher, 2011). Hinsichtlich der Temperaturen ergeben sich aus den Tagesmitteltemperaturen bei einer Hitzewelle die größten Korrelationen mit den Mortalitätsraten (Scherer et al., 2014). In Anbetracht dessen kommt hinzu, dass sich gerade in den Städten, sowie allgemein in Gebäuden, viele Personen für längere Zeit aufhalten. Hier sind Anpassungsmaßnahmen des Menschen gegen Hitzestress notwendig. Eine Option dem städtischen Wärmeineffekt gebäudetechnisch entgegenzuwirken, ist die Begrünung von Fassaden und/oder Dächern, was zu erhöhter Absorption von Solarstrahlung und Speicherung von Niederschlagswasser führt. Dies hat wiederum positive Auswirkungen auf die Luftfeuchte und somit Temperatur (Verdunstungskälte).

Um die Überwärmung in der Stadt und somit das Gesundheitsrisiko so gering wie möglich zu halten, ist ein Aspekt in der Raumplanung, Frisch- und Kaltluftschneisen zu definieren und zu erhalten, um einen Austausch mit der Umgebungsluft zu ermöglichen (Tröltzsch et al., 2012). Somit können Lokalwindsystemen in Bezug auf lufthygienische und bioklimatische Fragestellungen eine besondere Bedeutung eingeräumt werden (Wagner, 1994). Es existieren eine Vielzahl an Studien über lokale Berg- und Talwindsysteme, die teilweise auch Verbindungen zu der Temperatur und zu Städten in ihrem Einflussbereich zeigen. Eine Auswahl der Untersuchungen zu Windsystemen am Rand des Schwarzwaldes hin zur Oberrheinebene sind beispielsweise diejenigen für das Münstertal und die angrenzende Stauffer Bucht (Parlow, 1983), für das Murgtal, Münstertal und Kinzigtal (Wagner, 1994), sowie für das Zartener Becken mit dem sogenannten „Höllentäler“ (Nübler, 1979; Ernst, 1995). Letztere verknüpfen die Untersuchungen des

lokalen Windsystems „Höllentäler“ mit dem Stadtklima von Freiburg, insbesondere in Bezug auf Vergleiche zur UHI. Hinsichtlich der Vielzahl von Studien betreffend der UHI kritisieren Jendritzky et al. (2007): „In der umfangreichen Literatur zum Stadtklima basiert die Betrachtung der UHI immer auf dem Unterschied allein der Lufttemperatur zum Umland, statt auf den Menschen bezogene Bewertungsverfahren zu nutzen“. Eine Ausnahme bilden beispielsweise Untersuchungen bezüglich der PET für unterschiedliche Standorte in Freiburg, München und Stuttgart von Matzarakis (2001).

Da sich gerade mobilitätseingeschränkte Personen oft in Gebäuden aufhalten, ist im Bauwesen eine Anpassung des Materials und der Bauweise von sehr großer Bedeutung, um die negativen Einflüsse von Hitze zu minimieren. Auch haben Arbeitgeber die Pflicht und sind darüber hinaus aus betriebswirtschaftlicher Sicht daran interessiert, am Arbeitsplatz Minimalstandards hinsichtlich der thermischen Behaglichkeit einzuhalten. Es gibt die Möglichkeit aktiv mit Klimaanlage für ein kühleres Raumklima zu sorgen, jedoch führen diese – nach derzeitigem Stand der Technik – zu einem erheblichen Anstieg des Energieverbrauchs mit entsprechender Freisetzung von Kohlendioxid; zudem erhöhen sich dadurch die Außenlufttemperaturen, wodurch der Wärmeinselleffekt verstärkt wird. Ansätze, so wenig wie möglich Wärme in die Gebäude zu lassen, sind zum Beispiel Wärmedämmung und teilweise Verschattung der Fenster mit Südausrichtung (Tröltzsch et al., 2012). Passive Methoden zur Gebäudekühlung sind der Einsatz automatischer Fensterlüftungssysteme sowie die Verwendung von speziellen „klimaaktiven“ Innenraumputzen, die durch ihr Vermögen, Feuchte aufzunehmen, zu speichern und wieder abzugeben, in der Lage sind, das Innenraumklima positiv zu beeinflussen (Umminger et al., 2016; Kleber et al., 2017).

Ziele der Arbeit und Forschungsfragen Im Rahmen des Projektes „Leistungskriterien für wohnkomfortgerechte Wandbaustoffe unter Einfluss des Klimawandels in Baden-Württemberg“ wurde die Wirkung verschiedener Putzsysteme auf den thermischen Komfort im Innenraum mittels hygrothermi-

schen Gebäudesimulationen für die Zeiträume 1981–2010 und 2021–2050 untersucht. Den meteorologischen Antrieb für die Gebäudesimulationen bildeten regionale Klimasimulationen. Weiterhin wurden bestehende Komfortkriterien für den Innenraum anhand von Daten aus Probandenversuchen in einem Klimalabor (LOBSTER; steht für „Laboratory for Occupant Behaviour, Satisfaction, Thermal Comfort and Environment Research“) modifiziert (Umminger et al., 2016; Kleber et al., 2017). Das von der Baden-Württemberg-Stiftung finanzierte Projekt, mit der Laufzeit von März 2015 bis Februar 2018, diente mittels der regionalen Klimasimulationen als eine Grundlage der vorliegenden Arbeit.

Die vorhandenen Studien zur künftigen Änderung der thermischen Belastung im Freien sind rar. Auf einfache 2-parametrische Indizes bauende Studien vernachlässigen den Zusammenhang mit der Thermophysiologie des Menschen. Die grob aufgelösten GCMs können regionale Gegebenheiten nicht darstellen, teilweise werden nur einzelne Standorte betrachtet oder nur mit dem Antrieb eines einzelnen GCMs gearbeitet, wodurch die Spannweite der Klimaänderungen nur unzureichend berücksichtigt wird. Diese Lücke soll in dieser Arbeit für den Zeithorizont bis 2050 für das Gebiet Deutschland geschlossen werden. Ebenso soll untersucht werden, ob Zusammenhänge zwischen dem Klimaänderungssignal des UTCI und den synoptischen Bedingungen, das heißt der Wetterlagen, erkannt werden können.

Um die UHI mittels eines bioklimatischen Index darzustellen, kann der UTCI genutzt werden. Ebenso können die Auswirkungen von Berg- und Talwindsystemen mittels hoch aufgelöster Simulationen auf den UTCI untersucht werden. Als mögliche Standorte bieten sich hierfür in Bezug auf den Projektstandort Baden-Württemberg Karlsruhe und Freiburg aus mehreren Gründen an. Zum einen existieren für Karlsruhe neben den Beobachtungsdaten des DWD, KIT und der LUBW⁵ zusätzliche Messungen des urbanen Klimas von Hackenbruch (2018) aus dem Jahr 2015, zum anderen liegen sowohl Karlsruhe als auch Freiburg im wärmebelasteten Oberrheingraben. Freiburg

⁵ Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg

eignet sich zudem aufgrund der möglichen Kopplung der stadtklimatischen Untersuchungen mit dem dortigen Bergwindssystem „Höllentäler“ am Rande des Schwarzwaldes.

Zusammenfassend sollen in dieser Arbeit folgende Forschungsfragen beantwortet werden:

- 1. Wie groß ist das Klimaänderungssignal des UTCI in Deutschland mit dem Fokus auf Wärmebelastung zwischen dem Kontrollzeitraum 1981–2000 und dem Projektionszeitraum 2031–2050?**
- 2. Welche Änderungen werden für die Wetterlagen in Deutschland auf der synoptischen Skala zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum projiziert und welchen Einfluss haben die Änderungen auf den UTCI?**
- 3. Welche synoptischen Bedingungen führen zu Wärmebelastungsereignissen in Baden-Württemberg?**
- 4. In welchem Maß können kleinskalige Effekte, das heißt urbane Einflüsse sowie lokale Windsysteme, die synoptischen Bedingungen in Baden-Württemberg an den Beispielen von Karlsruhe und Freiburg modifizieren?**
- 5. In welchem Verhältnis stehen die zukünftigen Klimaänderungen zu den Wirkungen der lokalen Effekte auf den UTCI? Wie sind die vergangenen Jahre gegenüber dem zukünftigen Klima in Bezug auf Wärmebelastungsereignisse zu bewerten?**

Arbeitsschritte Zur Beantwortung der Forschungsfragen 1 und 2 wird ein Ensemble an regionalen Klimasimulationen mit COSMO-CLM (COntortium for Small-scale MOdeling in CLimate Mode; CCLM) (Stappeler et al., 2003; Rockel et al., 2008) gebildet. Dieses setzt sich aus bereits am IMK-TRO vorhandenen (Sedlmeier, 2015; Sedlmeier et al., 2016, 2018) und neu gerechneten Simulationen zusammen. Hieraus ergeben sich unterschiedliche Zeiträume der Simulationen, deren maximale zeitliche Überlappung den Kontrollzeitraum 1981–2000 und den Projektionszeitraum 2031–2050 ergeben. Das Klima-Ensemble besteht bei einheitlicher Maschenweite aus CCLM-Simulationen

mit dem Emissionsszenario RCP8.5 (Riahi et al., 2011) sowie Antriebsdaten der unterschiedlichen GCMs MPI-ESM-LR (Stevens et al., 2013), HadGEM2-ES (Collins et al., 2011), EC-Earth (Hazeleger et al., 2012) und CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2013). Des Weiteren werden Simulationen mit dem Emissionsszenario RCP4.5 (Thomson et al., 2011) sowie unterschiedlichen horizontalen Maschenweiten zwischen 55 km und 2.8 km mitbetrachtet und untereinander verglichen. Die Referenzsimulationen im Kontrollzeitraum werden mit ERA-Interim Reanalysedaten (Dee et al., 2011) angetrieben.

Zur Beantwortung der **ersten Forschungsfrage** werden für die gröber aufgelösten Simulationen (11 km bis 55 km Maschenweite), welche ein ausreichend großes Gebiet umfassen, die OWLK im Kontroll- und Projektionszeitraum durchgeführt. Die Evaluierung der Wetterlagen für den Kontrollzeitraum erfolgt mittels Wetterlagenklassen, die aus Analysen des DWD stammen. Die Klimaänderungssignale werden sowohl für alle Wetterlagen als auch aufgeteilt in die Bereiche Advektion, Zyklonalität und Feuchtigkeit in der Atmosphäre betrachtet und interpretiert.

Die Bearbeitung der **zweiten Forschungsfrage** erfolgt mittels der bodennahen Größen, das heißt dem UTCI, der Feuchttemperatur sowie deren Basisgrößen⁶ anhand der feiner aufgelösten Simulationen mit 2.8 km bis 11 km⁷ Maschenweite. Die Evaluierung der Simulationen im Kontrollzeitraum findet auf der Fläche mit HYRAS (Rauthe et al., 2013; Brienens et al., 2016) statt. Das bedeutet, mit räumlich auf ein Gitter interpolierten Daten der Temperatur und relativen Luftfeuchte. Für eine bessere Vergleichbarkeit werden sowohl die Klimasimulationen als auch die Beobachtungsdaten auf das Gitter der Simulationen mit 11 km Maschenweite interpoliert. Eine Höhenkorrektur der Temperatur wird dabei auch vorgenommen. Vor der Bestimmung des Kli-

⁶ Im weiteren Verlauf der Arbeit werden die zur Berechnung des UTCI benötigten Größen in diesem Kontext nicht mehr genannt, sondern stillschweigend angenommen, dass diese ebenfalls immer mitbetrachtet und bei Bedarf gezeigt werden; gleiches gilt für die Feuchttemperatur.

⁷ Die Simulationen mit 11 km Maschenweite haben eine ausreichend große räumliche Ausdehnung, die es erlaubt die OWLK durchzuführen und sind gleichzeitig fein genug aufgelöst, um zumindest mesoskalige Phänomene wiedergeben zu können.

maänderungssignals des UTCI wird eine jahreszeiten- und tageszeitenabhängige (stündliche) Bias-Korrektur der zur Berechnung des UTCI benötigten Größen mittels eines Algorithmus für Klimamodellprojektionen mehrerer Klimavariablen (MBCn, Multivariate Bias Correction N-pdf) nach Cannon (2017) durchgeführt. MBCn stellt eine multivariate Verallgemeinerung des quantile mappings (QM) dar. Da der UTCI von mehreren meteorologischen Größen abhängig ist, kann beispielsweise kein einfaches QM genutzt werden. Hinsichtlich der zukünftigen Änderungen des UTCI werden die Mittelwerte der Jahres- und Tageszeiten, die Anzahl der Überschreitungen von Schwellenwerten der Wärmebelastungsklassen, die Dauer der Überschreitungen der Wärmebelastungsklassen sowie die Häufigkeitsverteilungen der thermischen Belastungsklassen betrachtet. Abschließend werden die Zusammenhänge der projizierten Klimaänderungen der Wetterlagen mit denen des UTCI in Zusammenhang gesetzt und interpretiert.

Das Vorgehen bei der Beantwortung der Forschungsfragen 3 und 4 unterscheidet sich von dem der ersten beiden Forschungsfragen insbesondere darin, dass dabei keine Klimaänderungen, sondern nur vergangene Zeiträume betrachtet werden. Die Bearbeitung erfolgt hauptsächlich auf Basis der mit ERA-Interim angetriebenen Referenzsimulation mit 11 km Maschenweite im Kontrollzeitraum, verlängert bis 2015, das heißt insgesamt von 1981–2015. Diese wird im Folgenden Basissimulation genannt. Um die synoptischen Bedingungen für Baden-Württemberg darzustellen, wird anhand der Basissimulation zunächst eine erneute OWLK durchgeführt. Dabei wird der Mittelpunkt des Gebietes der OWLK von der Mitte Deutschlands – dem Standardgebiet der OWLK des DWD – nach Baden-Württemberg verschoben. Anschließend werden die Wetterlagen mit den Werten des UTCI verknüpft. Diese stammen aus einer in die Basissimulation genesteten 2.8 km-Simulation, welche ebenfalls den Zeitraum 1981–2015 abdeckt. Somit können direkte Verbindungen zwischen den synoptischen Bedingungen und den Werten des UTCI hergestellt und die **dritte Forschungsfrage** beantwortet werden.

Für die Analyse der **vierten Forschungsfrage** werden zusätzliche, kürzere, hochaufgelöste Simulationen durchgeführt. Diese werden von der Basissimulation über 2.8 km bis auf 925 m Maschenweite verfeinert. Die Fallstudien decken die Sommer 2003 und 2015 ab, da diese in Bezug auf die Dauer und Höhe der Wärmebelastungen, sowie der Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten zur Untersuchung des Stadtklimas besonders gut geeignet sind. Anhand der Simulationen mit 2.8 km Maschenweite können beispielsweise Windsysteme größerer Täler, mit 925 m Maschenweite auch diejenigen mittelgroßer Täler erfasst werden. Um urbane Effekte im RCM darzustellen, wird CCLM mit dem Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modell (SVAT) TERRA_URB (Wouters et al., 2016), einer Modifizierung und Erweiterung von TERRA_ML, gekoppelt. Mit den Simulationen sowie Beobachtungsdaten werden die UHIs von Karlsruhe und Freiburg hinsichtlich Wärmebelastungsereignissen untersucht sowie der Einfluss der Bergwindsystems „Höllentäler“ auf das Stadtklima von Freiburg analysiert.

Abschließend werden die untersuchten lokalen Einflüsse auf den UTCI mit den projizierten Änderungen des UTCI bis 2050 sowie die vergangenen Jahre mit dem projizierten Klima 2031–2050 in Bezug auf Wärmebelastungen verglichen (**fünfte Forschungsfrage**).

Struktur der Arbeit Die vorliegende Arbeit besteht neben der Einleitung (Kapitel 1) aus neun weiteren Kapiteln, welche Hintergrund, Methodik und Ergebnisse der Dissertation erläutern und mit einer Diskussion der Methoden und Ergebnisse sowie Schlussfolgerungen abschließt.

In Kapitel 2 werden die Grundlagen des thermischen Komforts dargestellt. Zunächst werden der Wärmehaushalt des Menschen sowie unterschiedliche Auswirkungen von Wärmebelastung auf die Gesundheit des Menschen beschrieben. Darauf folgt eine Übersicht zu einigen bekannten Hitze- und Komfortindizes, angefangen mit der Feuchttemperatur zu Beginn des 20. Jahrhunderts bis hin zum UTCI. Dieser wird im darauffolgenden Abschnitt beschrieben. Anschließend werden die Möglichkeiten zur Berechnung der

mittleren Strahlungstemperatur und der Feuchttemperatur aus synoptischen Beobachtungen (SYNOPs) beziehungsweise mittels Daten numerischer Wettervorhersagemodelle gezeigt.

In Kapitel 3 erfolgt zunächst eine Einführung zu regionaler Klimamodellierung. Darauf werden das in der vorliegenden Arbeit genutzte RCM CCLM sowie die mit CCLM koppelbaren SVATs beschrieben.

In Kapitel 4 wird eine Übersicht über das verwendete Ensemble an regionalen Klimasimulationen gegeben sowie die Beobachtungsdaten beschrieben, mit denen die CCLM-Simulationen verglichen werden. Mit den beschriebenen Daten erfolgt eine Validierung der Berechnung der Strahlungstemperatur und des sich daraus ergebenden UTCI sowie der Feuchttemperatur. Anschließend werden relevante statistische Bewertungsgrößen hinsichtlich der Validierung der Simulationen sowie der Bewertung des Ensembles gezeigt.

In Kapitel 5 werden zunächst Ergebnisse der GCMs, welche als Antrieb für die regionalen Klimasimulationen in dieser Arbeit genutzt werden, aus der Literatur beschrieben. Danach erfolgt die Beschreibung der OWLK und die Evaluierung der Ergebnisse der synoptischen Verhältnisse der Simulationen im Kontrollzeitraum 1981–2000. Anschließend werden die Simulationen anhand der bodennahen Temperatur und relativen Feuchte auf der Fläche evaluiert sowie punktuelle Vergleiche mit ausgewählten SYNOPs durchgeführt, für die auch der UTCI berechnet werden kann. Dabei wird der Fokus auf die korrekte Wiedergabe der Anzahl, Dauer und Stärke von Wärmebelastungsereignissen gelegt.

In Kapitel 6 wird zunächst die Methode der Bias-Korrektur MBCn beschrieben und darauf deren Durchführung anhand der zur Verfügung stehenden Daten erläutert sowie abschließend die Ergebnisse zusammengefasst.

In Kapitel 7 werden die Forschungsfragen 1 und 2 behandelt. Zunächst wird das Klimaänderungssignal der Wetterlagen gezeigt und auf Übereinstimmung im Ensemble sowie Signifikanz der Änderungen geprüft. Danach werden die projizierten Änderungen des UTCI unter Berücksichtigung verschiedener Aspekte, mit dem Fokus auf Wärmebelastung, gezeigt. Auch hier wird die

Übereinstimmung im Ensemble sowie die Signifikanz der Änderungen geprüft. Abschließend werden die Zusammenhänge zwischen den projizierten Änderungen der Wetterlagen und denen des UTCI dargestellt und interpretiert.

In Kapitel 8 werden die Forschungsfragen 3 und 4 behandelt. Zunächst werden die synoptischen Bedingungen, die zu Wärmebelastung in Baden-Württemberg führen, anhand der OWLK identifiziert. Um die optimale Gebietsgröße für weitere hochaufgelöste Simulationen zu finden, werden Sensitivitätstests bezüglich der Gebietsgröße und der Frequenz der Updates der Randwerte der antreibenden Simulation durchgeführt. In Abhängigkeit von den erzielten Resultaten werden Fallstudien für die Sommer 2003 und 2015 gerechnet und damit der urbane Einfluss auf die Wärmebelastung in Baden-Württemberg anhand des UTCI für die Städte Karlsruhe und Freiburg untersucht. Dabei wird CCLM mit TERRA_URB gekoppelt. Anschließend erfolgt die Untersuchung des Effekts eines lokalen Windsystems auf den thermischen Komfort am Beispiel des „Höllentälers“ in Bezug auf Wärmebelastungsereignisse.

In Kapitel 9 wird die Forschungsfrage 5 anhand der Kombination der Ergebnisse aus den Kapiteln 7 und 8 beantwortet.

Die Diskussion der Methoden und Ergebnisse sowie mögliche Schlussfolgerungen schließen die Arbeit mit Kapitel 10 ab.

2 Quantifizierung der Wärmebelastung für Menschen

Die thermische Behaglichkeit ist das Empfinden, welches Zufriedenheit mit der thermischen Umgebung hervorruft. Es ist aber nicht möglich, Personen einer Gruppe gleichzeitig zufrieden zu stellen, obwohl sie den gleichen klimatologischen Bedingungen ausgesetzt sind (ASHRAE, 2010). Thermische Neutralität für eine Person ist als der Zustand definiert, in dem eine Person weder kältere noch wärmere Bedingungen bevorzugen würde (Fanger, 1970). Wenn die Umgebungsbedingungen von der thermischen Neutralität abweichen, kann Hitze- oder Kältestress bei einem Menschen auftreten.

Der Wärmehaushalt des Menschen ist komplex, weil sowohl physikalische Einflussfaktoren als auch psychische Faktoren, wie das Empfinden, für den Komfort berücksichtigt werden müssen. Eine Beschreibung der Thermoregulationsmechanismen des menschlichen Körpers, mit dem Fokus auf Wärmebelastung und deren mögliche Folgen auf die Gesundheit, gibt Abschnitt 2.1 wieder. Ebenso wird die Wärmebilanzgleichung des menschlichen Körpers eingeführt, auf der moderne Verfahren zur Bestimmung des thermischen Komforts basieren. In einer Literaturstudie werden einige bekannte thermische Komfort- und Hitzeindizes in historischer Reihenfolge beschrieben (Abschnitt 2.2). Darunter befinden sich sowohl einfache, meist 2-parametrische thermische Indizes, als auch komplexe Komfort- und Hitzeindizes, die unter anderem auf der Wärmebilanzgleichung des Menschen basieren. Hieraus resultiert die Auswahl des in dieser Arbeit als Maß für den thermischen Komfort genutzten Index UTCI (Jendritzky et al., 2012). Dessen Beschreibung sowie die Berechnung der dafür benötigten mittleren Strahlungstemperatur aus Beobachtungsdaten oder

Ausgabedaten numerischer Wettervorhersagemodelle folgen in Abschnitt 2.3. Zuletzt wird die Feuchttemperatur aufgrund ihres Zusammenhangs mit einem wichtigen Faktor in der Thermoregulation des Menschen bei Wärmebelastung, dem Schwitzen, beschrieben (Abschnitt 2.4).

2.1 Wärmehaushalt des Menschen

Die Fähigkeit des Menschen, seine Kerntemperatur unabhängig von seinen Umgebungsbedingungen in einem geringen Schwankungsbereich konstant zu halten, nennt sich Thermoregulation (Schmidt et al., 2010; Deetjen et al., 2005). Prinzipiell kann der Organismus des Menschen in zwei Thermoregulationsmodelle unterteilt werden, in ein steuerndes aktives und in ein gesteuertes passives System. Das steuernde aktive System beinhaltet die thermophysiologischen Reaktionen wie die Verteilung der peripheren Durchblutung von unaklimatisierten Personen, die zusätzliche Wärmeproduktion durch Kältezeiten sowie die Schweißproduktion zur Wärmeabgabe. Das gesteuerte passive System enthält die anatomischen Eigenschaften und die Wärmetransportphänomene innerhalb des Körpers und an seiner Oberfläche. Es erklärt die lokalen Wärmeflüsse von den verschiedenen Oberflächensegmenten mittels langwelligem Strahlungsaustausch, freier und erzwungener Konvektion, kurzwelligem Strahlungsgewinn, Verdunstung von Wasser auf der Haut sowie Wärme- und Massentransfer durch ungleichmäßige Bekleidung (Jendritzky et al., 2007). Die Wärmehaushalt des Menschen mit den lokalen Wärmeflüssen kann durch folgende Wärmebilanzgleichung beschrieben werden (Büttner, 1938; Fanger, 1970; Jendritzky et al., 1990, 2007):

$$M = W + Q(T_{mrt}, ff) + SH(T_a, ff) + LH_{dif}(e_p, ff) + LH_{ev}(e_p, ff) + RE(T_a, ff) \pm S. \quad (2.1)$$

Hierbei sind M die metabolische Rate (Erzeugung innerer Wärme durch Stoffwechsel; Grundumsatz), W die verrichtete Arbeit, Q die Strahlungsbilanz, SH der turbulente Fluss sensibler (fühlbarer) Wärme, LH_{dif} der turbulente Fluss latenter Wärme (Diffusion von Wasserdampf durch die Haut), LH_{ev} der turbulente Fluss latenter Wärme (Verdunstung von Schweiß), RE der respirative Wärmefluss sowie S die Wärmespeicherung durch Änderungen der gesamten Körpertemperatur, welche nur unter Extrembedingungen auftritt (Büttner, 1938). Die meteorologischen Eingangsgrößen sind die Umgebungstemperatur T_a , die Windgeschwindigkeit ff , die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} sowie der Wasserdampfdruck e_p .

Bei behaglichen Temperaturen erfolgt mehr als die Hälfte der Wärmeabgabe eines bekleideten Menschen über die Infrarotstrahlung (Schmidt et al., 2010). Bei geringen Abweichungen von neutralen äußeren Bedingungen wird der Wärmetransport vom Körperkern zur Schale über Änderungen der peripheren Durchblutung gesteuert (innerer Wärmestrom). Bei Wärmebelastung erfolgt die Wärmeabgabe an der Haut hauptsächlich über (langwellige) Strahlung sowie über fühlbare Wärme (erzwungene und freie Konvektion) und latente Wärme. Bei stärker werdenden äußeren Wärmebelastungen verringert sich die Wärmeabgabe über Konvektion und Abstrahlung, da das Temperaturgefälle zwischen Haut und Umgebung geringer wird. Um einen wirksamen Wärmefluss von Körperkern zur Haut zu gewährleisten, muss aber die Hauttemperatur möglichst niedrig gehalten werden. Dies geschieht durch Bildung von Schweiß auf der Haut, der auf der Hautoberfläche verdunstet und ihr Verdampfungswärme entzieht und somit zu Abkühlung führt (Jendritzky et al., 1990). Evaporation ist somit der beste Schutz des Menschen gegen hohe Temperaturen (Gagge, 1971). Das bedeutet, bei Temperaturen in der Nähe oder über der Körpertemperatur oder bei körperlicher Aktivität. Hier tritt auch der unvorteilhafte Zusammenhang mit hoher Luftfeuchtigkeit auf, welche die Verdunstung behindert und es so zu unzureichender Wärmeabgabe des Körpers kommt (Jendritzky et al., 1990). Das heißt, je höher die Differenz des durch die Schweißdrüsen produzierten Wasserdampfdrucks

zum Umgebungsdampfdruck ist, desto effektiver wirkt die Kühlung durch Evaporation.

Bei Hitzeadaptierten ist eine erhöhte Schweißproduktion zu beobachten (Wärmeakklimatisation) und das Schwitzen setzt bereits bei niedrigeren Körpertemperaturen ein, wodurch der Wärme transportierende Kreislauf, jedoch auf Kosten des Wasser- und Salzgehaltes, geschont wird. Wenn die Haut mit Schweiß benetzt ist, nimmt die Schweißproduktion ab, sonst ginge dieser wirkungslos verloren (Schmidt et al., 2010). Hitzetoleranz basiert auf persönlichen Eigenschaften, wie Alter, Fitness, Geschlecht, Akklimatisation, Gestalt und Masse, wobei Alter und Fitness die wichtigsten Prädiktoren sind. Von Hitzewellen besonders gefährdet sind Menschen, die nicht in der Lage sind, auf die gestiegenen Umgebungstemperaturen adäquat zu reagieren, was verschiedene Gründe haben kann. Betroffene Gruppen sind alte Menschen, Säuglinge und Kleinkinder, Kranke oder unter dem Einfluss von Medikamenten oder Drogen stehende Personen (Wichert, 2014).

In Folge von Hitzeexposition können verschiedene Zustände beziehungsweise Reaktionen des Körpers darauf auftreten. Hitzestress stellt ein Belastungsgefühl dar, besonders bei körperlicher Arbeit oder Sport. Beim Hitzekollaps entsteht eine kurzfristige Mangeldurchblutung und somit zu wenig Sauerstoffzufuhr zum Gehirn, was aber meist ungefährlich ist. Körperliche Arbeit wirkt hier trotz erhöhter Wärmeproduktion entgegen (Schmidt et al., 2010). Hitzekrämpfe während körperlicher Anstrengungen werden durch Salz- und/oder Wassermangel ausgelöst und sind normalerweise harmlos. Ebenfalls durch Salz- und/oder Wassermangel entsteht ein milder oder stärkerer Zustand der Überwärmung. Wassermangel wird vor allem bei älteren vorgeschädigten Personen beobachtet, Salz- und Wassermangel bei nichtakklimatisierten Personen, die durch Trinken reinen Wassers den Salzverlust nicht ausgleichen. Bei einem Hitzschlag erhöht sich die Körpertemperatur gegen ein nicht funktionierendes thermoregulatorisches System. Dies kann aufgrund der thermischen Belastung der Umgebung während Hitzewellen auftreten, meist bei älteren Personen, oder durch schwere körperliche Belastung bei meist gesunden jungen Personen. Bei voller

Ausprägung ist hier eine intensivpflichtige Situation gegeben. Hyperthermie beschreibt die Erhöhung der Körpertemperatur über die Regulationsbreite. Dabei ist die Temperaturregulation durch Krankheiten, Medikamente oder durch exzessive äußere oder innere Wärmezufuhr oder -produktion gestört (Wichert, 2014).

2.2 Komfort- und Hitzeindizes

Anfang des 20. Jahrhunderts untersuchte Haldane (1905) den Einfluss sehr hoher Lufttemperaturen auf die Behaglichkeit und Arbeitsfähigkeit des Menschen im Zusammenhang mit beispielsweise der Arbeit in Minen und in der Textilindustrie, aber auch in Bezug auf vermehrte Hitzschläge in warmen Sommern unter Soldaten während des Militärdienstes. Er fand heraus, dass die Widerstandsfähigkeit des Menschen gegen hohe Temperaturen in Zusammenhang mit der Verdunstung von Feuchte von der Haut steht, wobei die Feuchttemperatur dabei die wichtigste Größe ist. Houghton und Yaglou (1923) zeigten, dass die Trockentemperatur einen ebensowenig vernachlässigbaren Einfluss hat wie die Feuchttemperatur. Deshalb führten sie die effektive Temperatur ein, die als empirische Formel eine Kombination aus Trocken- und Feuchttemperatur sowie der Luftbewegung darstellt. Bei Versuchen bezüglich der physiologischen Reaktionen von Personen auf unterschiedliche Lufttemperaturen zwischen 21.1 °C und 37.8 °C, kombiniert mit Luftfeuchten zwischen 40 % und 96 %, kamen Vernon und Warner (1932) zu dem Schluss, dass die effektive Temperatur besser mit diesen korreliert, als die Feucht- oder Trockentemperatur alleine. Außerdem konstruierte Vernon (1932) ein Schwarzkugelthermometer (engl.: black globe thermometer) und fand heraus, dass es ein genaueres Maß für die Temperaturbedingungen darstelle als das eines normalen Lufttemperaturfühlers. Durch Ersetzung der Lufttemperatur mit der korrigierten Temperatur (Schwarzkugeltemperatur) erhielt er die korrigierte effektive Temperatur. Bezüglich der Feuchttemperatur schreiben Gagge et al. (1986) beispielsweise, dass die Feuchttemperatur alleine

den Effekt der Feuchtigkeit überschätzt, jedoch die operative Temperatur (Kombination aus Temperatur und Strahlungstemperatur) die Feuchtigkeit der Umgebung nicht widerspiegelt. Auch Jendritzky et al. (1990) bemerken, dass die Feuchttemperatur auf Grund der Überschätzung des Feuchteinflusses für bioklimatische Untersuchungen weniger geeignet ist. Ein bis heute weit verbreiteter Hitzeindex, die wet-bulb globe temperature (WBGT), wurde von Yaglou et al. (1957) entwickelt. Sie entstand aus der korrigierten effektiven Temperatur und besteht aus einer Wichtung der Lufttemperatur (10 %), der natürlichen Feuchttemperatur (70 %) und der Schwarzkugeltemperatur (20 %) (Epstein und Moran, 2006). Ohne Solarstrahlung wird die Lufttemperatur gleich der Schwarzkugeltemperatur gesetzt (d'Ambrosio Alfano et al., 2014). Zur etwa gleichen Zeit entwickelte Thom (1959) den sogenannten Discomfort Index, eine Kombination aus Feucht- und Trockentemperatur, mit dem Ziel einer allgemein akzeptierten Regelung hinsichtlich Kühlgradtagen für Klimaanlageanlagen. Diesen modifizierten Sohar et al. (1962) als jeweils gleichwertige Wichtung der Feucht- und Trockentemperatur leicht.

In der deutschsprachigen Literatur werden feuchtwarme Umgebungsbedingungen gewöhnlich mit dem Begriff „Schwüle“ bezeichnet. Den Einfluss der Luftfeuchte bei hohen Temperaturen beschreibt Büttner (1938) wie folgt: „... hohe Werte beider Größen machen sich als Schwüle bis zu unerträglichen Zuständen hin bemerkbar“ und schreibt weiter: „... ist die Luftfeuchte hoch, so wird schon bei viel geringeren Lufttemperaturen ein unangenehmer Zustand erreicht. Man bezeichnet ihn als Schwüle“. Er sammelte von verschiedenen Autoren Untersuchungen zur Lage einer Schwülegrenze, das heißt ab welchen Kombinationen von Lufttemperaturen und -feuchten die Probanden der jeweiligen Untersuchungen thermische Unbehaglichkeit empfinden, und trug diese jeweils in einem Temperatur-Feuchtediagramm auf. Trotz der großen Unterschiede in den Beobachtungsverfahren, beispielsweise in der Akklimatisation, Region, Strahlungs- und Windabschattung oder Bekleidung, liegen alle Kurven der Schwülegrenzen bei mittlerer relativer Feuchte nahe zusammen. Scharlau (1950) beschreibt Schwüle als ein subjektives menschliches Empfin-

den, welches durch feuchtwarme Umgebungsluft hervorgerufen wird und im Allgemeinen das Wohlbefinden mindert und die Leistungsfähigkeit herabsetzt. Blüthgen und Weischet (1980) beschreiben Schwüle als Empfindung, die in Folge von Wärmestauung aufgrund der Verbindung von hoher Temperatur und Luftfeuchtigkeit, welche die Wärmeabgabe des menschlichen Körpers behindert, eintritt. Neben der Temperatur und Feuchte haben auch weitere Größen, wie die Strahlung, Windgeschwindigkeit, Kleidung und körperliche Betätigung Einfluss auf die Schwüle (ASHRAE, 2010; Mayer, 1975; Fanger, 1973). Sich auf frühere Arbeiten von Castens, Ruge und Lancaster beziehend, bestätigt Scharlau (1952) eine Schwülegrenze gleichzusetzend mit der Dampfdruckkurve (Lancaster-Castens-Kurve) von 14.08 mmHg (= 18.77 hPa), dies entspricht circa 16.5 °C Taupunkttemperatur bei 100 % Luftfeuchte, wobei dies keine echte Grenze sei, sondern eher ein „Grenzsaum“. Mayer (1975) nutzt als Maß für den Schwülebereich beispielsweise die effektive Temperatur. Dass die Erfassung einer Schwülegrenze schon physiologisch sehr schwierig sei, da jeder Mensch individuell auf die äußeren Bedingungen reagiert, bemerkt Havlik (1976). In den Richtlinien des Vereins Deutscher Ingenieure (VDI) wird zusammengefasst, dass der Begriff „Schwüle“ empirisch unterschiedlich definiert wurde, ohne ausreichend auf die Thermophysiologie einzugehen, so dass er in Planungsfragen nicht benutzt werden kann (VDI 3787 Blatt 2, 2008; Mayer und Matzarakis, 1999).

Neuere Verfahren zur Bestimmung thermischer Unbehaglichkeit basieren auf der menschlichen Wärmebilanzgleichung. Da viele Menschen aufgrund der gestiegenen Mechanisierung und Industrialisierung den Großteil ihrer Zeit in Innenräumen verbrachten, wuchs das Interesse daran, optimale Umgebungsbedingungen in den künstlichen Klimaten, also Innenräumen, herzustellen. Deshalb entwickelte Fanger (1970) ein Bewertungsverfahren für den Innenraum, das zusätzlich die Möglichkeit einer Evaluierung sowie Richtlinien zur Erstellung einer genauen thermischen Analyse jeder Umgebung beinhaltet. Die nach Fanger (1970) sechs wichtigsten Einflussfaktoren für die thermische Behaglichkeit des Menschen sind die Lufttemperatur,

die Strahlungstemperatur, der Wasserdampfgehalt der Luft und die zur Person relative Luftbewegung (thermische Umgebungsparameter) sowie seine Verhaltensweisen in Bezug auf Aktivität (metabolische Rate, das heißt eigene Wärmeproduktion) und Kleidung (thermischer Widerstand). Ziel war es den kombinierten Effekt von allen genannten Variablen zu einer allgemeinen Komfortgleichung zusammenzufassen. Da die Komfortgleichung nicht zur Beurteilung eines gegebenen Raumklimas geeignet war, sondern nur vorgab wie die klimatischen Parameter sein sollten, um thermischen Komfort zu erreichen, wurde ein Qualitätsindex – der sogenannte PMV-Wert (Predicted Mean Vote) – zur Bestimmung des thermischen Empfindens bei Kombinationen aus Aktivitätsleveln, Bekleidungswerten und den vier thermischen Umgebungsparametern eingeführt. Der PMV-Wert, basierend auf der psychophysischen Skala von ASHRAE, gibt den Grad des thermischen Komforts auf einer Skala von -3 (zu kalt) bis +3 (zu heiß) an. Aus dem PMV-Wert wurde schließlich der zu erwartende Prozentsatz von allen Raumnutzern bestimmt (PPD-Wert, Predicted Percentage of Dissatisfied), die mit den herrschenden raumklimatischen Verhältnissen nicht zufrieden sind (Fanger, 1970). Sie verknüpft alle für den menschlichen Wärmehaushalt relevanten Größen, das heißt die sechs genannten Einflussfaktoren und die mittlere Hauttemperatur sowie den Wärmeverlust durch Verdunstung von Schweiß.

Um eine objektive Grundlage für Vergleiche zwischen heiß-ariden und warm-feuchten Klimata bereitzustellen entwickelte Steadman (1979a,b, 1984), ebenfalls für den Innen- und mit Erweiterung für den Außenraum, den Temperatur-Feuchte-Index Apparent Temperature (AT), der den thermophysiologisch geregelten Wärmeübergang vom Körperkern zur Haut und von der Haut durch die Kleidung zur Atmosphäre (2-Segment-Modell) stationär darstellt (Jendritzky et al., 2007). Den PMV-Index von Fanger (1970) erweiterten Gagge et al. (1986) zum PMV*-Index, indem sie die operative Temperatur in der Komfortgleichung durch die Standard Effective Temperature (SET; Gagge, 1973) ersetzen, die den Einfluss der Feuchte berücksichtigt. Die SET ist definiert als die Lufttemperatur einer isothermen Referenzumgebung mit

50 % Luftfeuchte, in der ein gekleideter Mensch, genormt auf eine gewisse Aktivität, dieselbe Hautfeuchte und den gleichen Energieaustausch an der Hautoberfläche aufweisen würde, wie in seiner aktuellen Umgebung. Außerdem ist der PMV*-Index sensitiver bezüglich der Wasserdampfdurchlässigkeit der Bekleidung (Gagge et al., 1986). Die erweiterte Komfortgleichung als Grundlage nutzte beispielsweise Höppe (1999), um den Index Physiologically Equivalent Temperature (PET) zu entwickeln.

Ebenso auf der Basis der erweiterten Komfortgleichung entwickelten Jendritzky et al. (1979, 1990) das „Klima-Michel-Modell“ des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Damit können bioklimatische Analysen auch für den Außenraum, das bedeutet unter Berücksichtigung direkter solarer Einstrahlung, erstellt werden. Um nicht-meteorologische Größen aus Gründen der Vergleich- und Reproduzierbarkeit der Ergebnisse zu standardisieren, wurde ein Norm-Mensch (Klima-Michel) festgelegt, der hinsichtlich seiner Aktivität, Bekleidung und Ausrichtung zur Strahlungsquelle feste Eigenschaften besitzt. „Der Klima-Michel repräsentiert das mittlere Empfinden eines größeren Kollektivs von Personen“ (Jendritzky et al., 1990). Als Ausgabeparameter des Klima-Michel-Modells entwickelten Staiger et al. (1997) die gefühlte Temperatur (PT). Sie ist die Lufttemperatur einer Referenzumgebung, in der das thermische Empfinden, bemessen mittels des PMV für den Außenraum, das gleiche ist wie in der aktuellen Umgebung. Die PT ermöglicht die Anpassung der Kleidung, zum Beispiel Winter- oder Sommerkleidung in Form des Wärmeleitwiderstands ($\text{clo} [\text{m}^2 \text{K W}^{-1}]$), um thermischen Komfort zu erhalten ($\text{PMV} = 0$). Ist dies nicht möglich, entsteht Kälte- oder Wärmestress. In der Referenzumgebung ist die Strahlungstemperatur gleich der Lufttemperatur und die Windgeschwindigkeit ist zu einem leichten Luftzug reduziert. Der Wasserdampfdruck ist der gleiche wie in der aktuellen Umgebung. Im Falle von Kondensation in der Referenzumgebung wird der Taupunkt gleich der PT gesetzt (Staiger et al., 1997).

Ein neuer Index, aufbauend auf einem modernen Wärmehaushaltsmodell, das heißt einem Thermoregulationsmodell des Menschen mit angeschlossenem

Bekleidungsmodell, ist der UTCI. Der UTCI wird in dieser Arbeit als Maß für den thermischen Komfort verwendet. Eine Beschreibung des UTCI gibt der folgende Abschnitt.

2.3 Universal Thermal Climate Index (UTCI)

Einfache, meist 2-parametrische thermische Indizes, weisen im Gegensatz zu Verfahren, die auf kompletten Wärmehaushaltsmodellen beruhen, signifikante Mängel in der Einschätzung der thermischen Umgebung auf (Jendritzky et al., 2012). Die Anforderungen an den UTCI sind vielfältig: er soll thermophysiologisch auf alle Arten des Wärmeaustausches zwischen dem Menschen und der Umwelt reagieren, anwendbar für Ganzkörperberechnungen, aber auch für lokale Hautkühlungen sein, seine Gültigkeit in allen Klimazonen und Jahreszeiten haben, alle Raum- und Zeitskalen abdecken sowie für wichtige Anwendungen der menschlichen Biometeorologie geeignet sein. Neben der Information der Bevölkerung durch die Wetterdienste, dem Einsatz von Warnsystemen, um die Folgen von extremen Wetterereignissen so gering wie möglich zu halten, und der vorsorglichen Planung von beispielsweise der Bebauung in Städten, soll auch die Auswirkung des Klimawandels auf die Gesundheit zu den besonders wichtigen Anwendungsgebieten des UTCI zählen (Jendritzky et al., 2012).

Der UTCI ist eine Äquivalenttemperatur, die für jede Kombination von Temperatur, Wind, Strahlung und Feuchte – thermischer Stress – als die isotherme Lufttemperatur eines Referenzzustandes definiert ist, welche die gleiche dynamische Reaktion hervorrufen würde wie das Thermoregulationsmodell – resultierende Belastung. Die Referenzumgebung besitzt 50 % Luftfeuchte, der Dampfdruck darf jedoch nicht größer als 20 hPa sein, $0,5 \text{ m s}^{-1}$ Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund und die Strahlungstemperatur ist gleich der Lufttemperatur. Sowohl in Bezug auf die Theorie der Thermophysiologie wie auch den Wärmeaustausch basiert der UTCI auf einem der fortschrittlichsten Multi-Segment-Modelle der Thermoregulation, Fiala's Multi-Segment-

Modell menschlicher Physiologie und thermischen Komforts (Fiala et al., 2010, 2012). Dieses wurde mit einem modernen adaptiven Bekleidungsmodell von Havenith et al. (2012) gekoppelt, welches die Anpassung der Kleidung an die thermischen Umgebungsverhältnisse der Durchschnittsbevölkerung in der Stadt berücksichtigt. Das Bekleidungsmodell berücksichtigt sowohl die Verhaltensanpassung der Isolierung durch Kleidung in Bezug zur aktuellen Umgebungstemperatur, wie auch die unterschiedliche Verteilung der Kleidung auf dem Körper sowie die Reduktion thermischer und evaporativer Kleidungswiderstände aufgrund von Wind und Bewegung der Gliedmaßen (Arme und Beine) eines Menschen, der mit einer Geschwindigkeit von 4 km h^{-1} geht. Dies entspricht einer metabolischen Rate von 135 W m^{-2} . Wiederholte Simulationen der gekoppelten Modelle mit unterschiedlichen Werten der meteorologischen Referenz- und Nicht-Referenzeingangsdaten führen über einen Teil der Ausgabedaten, das heißt der Rektal-, mittleren Haut- und Gesichtstemperatur, Schweißproduktion, Hautfeuchte, Hautdurchblutung und Zittern, des Thermoregulationsmodells zu einem eindimensionalen Reaktionsindex. Der Reaktionsindex einer Simulation mit den Nicht-Referenzeingangsdaten wird dem zugehörigen Index einer Simulation mit den Referenzeingangsdaten zugeordnet und somit der UTCI der Lufttemperatur dieser Referenzumgebung (Bröde et al., 2012).

Obwohl sich der UTCI von anderen Ansätzen zur Beurteilung des thermischen Komforts im Freien durch eine Vielzahl an Details abhebt, gibt es immernoch Aspekte mit weiterem Forschungsbedarf. Diese sind zum einen der Einfluss der physiologischen Anpassung oder Akklimatisierung des Menschen an die gegebenen Umgebungsbedingungen, der bisher noch nicht durch das physiologische Modell und damit durch den UTCI wiedergegeben wird. Zum anderen werden die Einflüsse verschiedener Aktivitätslevel, das heißt der metabolischen Rate, oder von spezieller Arbeitskleidung noch nicht berücksichtigt (Bröde et al., 2012).

Vereinfachte Methoden zur Berechnung des UTCI sind eine Lookup-Tabelle und ein Polynom 6. Ordnung¹. Die schnellste Berechnung erfolgt mittels des Polynoms und wird auch in dieser Arbeit verwendet. Die meteorologischen Eingangsdaten Lufttemperatur, mittlere Strahlungstemperatur, Windgeschwindigkeit und Wasserdampfdruck sind in den folgenden Wertebereichen für die Lookup-Tabelle und das Polynom gültig: Lufttemperaturen zwischen -50 °C und 50 °C, Differenz von mittlerer Strahlungstemperatur zu Lufttemperatur von -30 °C bis 70 °C, 10 m-Windgeschwindigkeit zwischen 0.5 m s⁻¹ und 17 m s⁻¹, relative Luftfeuchte zwischen 5 % und 100 % sowie Wasserdampfdruck zwischen 0 hPa und 50 hPa (Bröde et al., 2012). Möglichkeiten zur Berechnung der mittleren Strahlungstemperatur werden im folgenden Abschnitt gezeigt.

Die zugehörigen Belastungsklassen bezüglich des thermischen Komforts zeigt Abbildung 2.1. Mäßige Wärmebelastung tritt ab einem UTCI von 26 °C, starke ab einem UTCI von 32 °C, sehr starke ab einem UTCI von 38 °C und extreme ab einem UTCI von 46 °C auf. Der thermische Komfortbereich (TCZ, „thermal comfort zone“) liegt zwischen 18 und 26 °C und Kältestress beginnt ab einem UTCI von 9 °C und darunter. Die den einzelnen Belastungsklassen zugeordneten Reaktionen des Thermoregulationsmodells zeigen Bröde et al. (2012).

Mittlere Strahlungstemperatur

Die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} (in °C) eines Menschen in festgelegter Körperhaltung und Kleidung ist die einheitliche Temperatur einer schwarz strahlenden Umgebung, bei der der gleiche Strahlungsverlust oder -gewinn auftritt, wie unter den gegebenen klimatischen Umgebungsverhältnissen (Jendritzky et al., 1990). In der operationellen Humanbiometeorologie sind die Flüsse auf eine aufrecht stehende oder gehende Person bezogen (Weihs et al., 2012). Aus Beobachtungs- oder Ausgabedaten numerischer

¹ http://www.utci.org/utci_doku.php (zuletzt abgerufen: 31.05.2018)

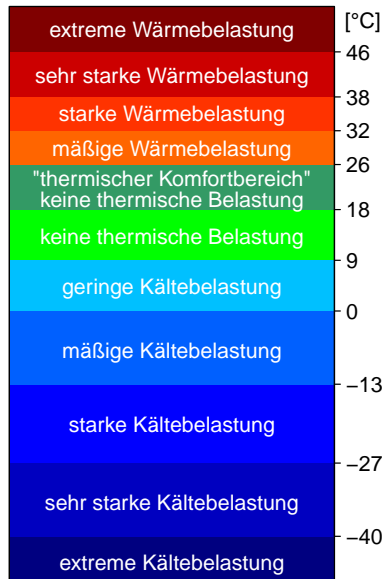


Abbildung 2.1: Belastungsklassen und zugehöriger Wertebereich des UTCI, nach Bröde et al. (2012).

Wettervorhersagemodelle kann die Strahlungstemperatur einerseits über die benachbarten Oberflächen mittels Gleichung 2.5 berechnet werden (Fanger, 1970; Jendritzky et al., 1990; Weihs et al., 2012), andererseits über das Kugel-Thermometer beziehungsweise dessen Strahlungsbilanz mit Gleichung 2.26 (EN ISO 7726, 2001). Für beide Berechnungsmethoden werden die Lufttemperatur, die Luftfeuchtigkeit, die Windgeschwindigkeit sowie die direkte und diffuse Solarstrahlung benötigt. Im Folgenden werden beide Methoden dargestellt und verglichen.

Berechnung über benachbarte Oberflächen Zur Berechnung der Strahlungstemperatur über die benachbarten Oberflächen wird die gesamte Umgebung einer Bezugsperson in n isotherme Oberflächen mit den

Temperaturen T_i und den zugehörigen Emissionszahlen aufgeteilt, denen Raumwinkelanteile als Wichtungsfaktoren (F_i) zuzuordnen sind. Folgende Gleichung lässt sich für i kurz- und langwellig strahlende Umgebungsflächen mit den Emissivitäten ε_i definieren (Fanger, 1970):

$$\varepsilon_p \sigma (T_{mrt}^4 - T_{cl}^4) = \sum (\varepsilon_p \varepsilon_i \sigma T_i^4 + \alpha_{sw} D_i) F_i - \varepsilon_p \sigma T_{cl}^4. \quad (2.2)$$

Dabei ist $\varepsilon_p = 0.97$ die langwellige Emissionszahl der Bezugsperson mit dessen Oberflächentemperatur T_{cl} und dem kurzwelligen Absorptionskoeffizienten der bestrahlten Körperfläche $\alpha_{sw} = 0.7$. Die Summe aus diffuser Sonneneinstrahlung SW_{dif} und diffus reflektierter Globalstrahlung SW_{glob} ist D_i . Dabei wird die diffuse Strahlung als isotrop angenommen, das heißt es existiert keine in Wirklichkeit vorhandene Überbetonung der Vorwärtsstreuung (Jendritzky et al., 1990).

Umformung von Gleichung 2.2 nach T_{mrt} und Erweiterung unter Berücksichtigung der direkten Sonneneinstrahlung SW_{dir} ergibt

$$T_{mrt} = \left[\sum \left(\varepsilon_i T_i^4 + \frac{\alpha_{sw} D_i}{\varepsilon_p \sigma} \right) F_i + \frac{f_p \alpha_{sw} SW_{dir,n}}{\varepsilon_p \sigma} \right]^{1/4}. \quad (2.3)$$

Dabei ist $SW_{dir,n} = SW_{dir} / \cos \theta_s$ die direkte Sonneneinstrahlung projiziert auf eine Flächennormale zur Einstrahlungsrichtung mit dem Zenitwinkel θ_s . Der Faktor f_p wird „projected area factor“ genannt und stellt eine Funktion der Einstrahlungsrichtung und Körperhaltung dar. Um diesen von der Ausrichtung der Person zur Sonne unabhängig zu machen, wird er über den Sonnenazimut gemittelt und lässt sich mit dem Sonnenwinkel γ_s empirisch wie folgt schreiben (Jendritzky et al., 1990):

$$f_p = 0.308 \cos \left[\gamma_s \left(0.998 \frac{\gamma_s^2}{50000} \right) \right]. \quad (2.4)$$

Unter der Annahme einer weiten ebenen Fläche ohne Horizont einschränkung vereinfacht sich das Problem der Wichtungen der Raumwinkelanteile in eine Aufteilung von oberem und unterem Halbraum mit den jeweils gleichwertigen Wichtungsfaktoren $f_a = 0.5$ (Jendritzky et al., 1990). Die Strahlungstemperatur kann dann wie folgt bestimmt werden:

$$T_{mrt} = \left[\frac{\alpha_{sw}}{\varepsilon_p \sigma} \left(f_a (SW_{dif} + \alpha_{sfc} SW_{glob}) + f_p SW_{dir,n} \right) + f_a (LW_{down} + LW_{up}) \right]^{1/4} - 273.15. \quad (2.5)$$

Der **erste Term** der rechten Seite beschreibt die diffuse kurzwellige Einstrahlung aus dem oberen Halbraum, der **zweite Term** diejenige aus dem unteren Halbraum, multipliziert mit dem Faktor der Oberflächenalbedo α_{sfc} . Als Bodenoberfläche wird Gras mit einer Albedo $\alpha_{sfc} = 0.2$ (kurz geschnittene Wiese) angenommen, das heißt wie bei einer Beobachtungsstation und der diagnostischen Berechnung der 2 m-Temperatur in COSMO. Oke (1978) gibt beispielsweise Werte von 0.16 (Grashöhe 1 m) bis 0.26 (Höhe 2 cm) für die Albedo von Gras sowie 0.9 (Höhe 1 m) bis 0.95 (Höhe 2 cm) für dessen Emissivität ε_{sfc} an.

Der **dritte Term** beschreibt die direkte solare Einstrahlung auf eine Flächennormale senkrecht zur Einstrahlungsrichtung unter Berücksichtigung des „projected area factor“ (Gleichung 2.4).

Die langwellige Einstrahlung aus dem oberen Halbraum (LW_{down} , **vierter Term**) stellt die emittierte Strahlung der Atmosphäre dar. Sie setzt sich aus der Graukörperstrahlung einer feuchten wolkenlosen Atmosphäre der Temperatur T_a und thermischen Emissivität ε_a sowie einem Korrekturfaktor für Wolken zusammen, da die Wolkentropfen auch Strahlung emittieren (Staiger und Matzarakis, 2010). Die thermische Emissivität einer wolkenlosen, feuchten Atmosphäre („clear-sky emissivity“) korreliert stark mit dem niederschlagbaren Wasser (p_w , engl.: precipitable water) in der Atmosphäre.

Ungefähr 63 % der emittierten Strahlung stammt aus Höhen unter 100 m sowie weniger als 5 % aus über 2 km Höhe (Schmetz et al., 1986). Somit kann die Emissivität einer wolkenlosen, feuchten Atmosphäre auf Basis klimatologischer Mittel der Skalenhöhe des Wasserdampfes und der Temperaturänderung mit der Höhe mittels der Temperatur T und dem Wasserdampfdruck e_p auf Betrachterhöhe (hier: 2 m über Grund) bestimmt werden (Prata, 1996; Staiger und Matzarakis, 2010). Das niederschlagbare Wasser pw und die Emissivität ϵ_a bei wolkenlosem Himmel („clear-sky“) können nach Prata (1996) wie folgt berechnet werden:

$$pw = 465 \frac{e_p}{T_a}, \quad (2.6)$$

$$\epsilon_a = 1 - \left(1 + \frac{pw}{10}\right) \exp \left[- \left(1.223 + 3.044 \frac{pw}{10}\right)^{1/2} \right]. \quad (2.7)$$

Eine Höhenkorrektur, die von ϵ_a subtrahiert werden muss, wird ebenfalls von Prata (1996) gegeben:

$$\delta_h = \frac{0.05 (1013.25 - p)}{303.25}. \quad (2.8)$$

Der Wasserdampfpartialdruck e_p kann über den Sättigungsdampfdruck E und die relative Feuchte RH berechnet werden:

$$e_p = \frac{RH}{100} E. \quad (2.9)$$

Mittels der Magnus-Formel, zum Beispiel nach Buck (1981, 1996), kann der Sättigungsdampfdruck über Wasser E_w oder über Eis E_i berechnet werden:

$$\begin{aligned} E &= a_w \exp \left(\left(b_w - \frac{T_C}{d_w} \right) \left(\frac{T_C}{c_w + T_C} \right) \right), \\ E_i &= a_i \exp \left(\left(b_i - \frac{T_C}{d_i} \right) \left(\frac{T_C}{c_i + T_C} \right) \right). \end{aligned} \quad (2.10)$$

Dabei sind E_w , E_i und e_p in Hektopascal (hPa) anzugeben. T_C ist die Temperatur in Grad Celsius und $a_w = 6.1121$, $b_w = 18.678$, $c_w = 257.14$, $d_w = 234.5$, $a_i = 6.1121$, $b_i = 23.036$, $c_i = 279.82$ sowie $d_i = 333.7$ sind dimensionslose Parameter. Als Korrekturfaktor für die „clear-sky“ Emissivität für Wolken $\varepsilon_{a,c}$ kann ein Algorithmus auf der Basis des Wolkenbedeckungsgrades n_c (in Zehntel) von Maykut und Church (1973) angewandt werden (Staiger und Matzarakis, 2010):

$$\varepsilon_{a,c} = \varepsilon_a (1 + 0.2234 n_c^{2.75}). \quad (2.11)$$

In den VDI-Richtlinien ist eine Korrektur auf Basis der Anteile der niederen, mittelhohen und hohen Wolken gezeigt, da die Gegenstrahlung bei bewölktem Himmel wesentlich von der Temperatur der Wolkenunterkante und demzufolge von ihrer Höhe über der Erdoberfläche abhängt (VDI 3789 Blatt 2, 1994). Auf Grund fehlender Beobachtungsdaten, die beispielsweise zur Bias-Korrektur (folgt in Kapitel 6) der Klimadaten erforderlich sind, kann aber nur mit der Gesamtbedeckung gearbeitet werden. Tagsüber, das bedeutet bei solarer Einstrahlung, kann anstatt dessen ein Wolkenbedeckungsterm (Crawford und Duchon, 1999) genutzt werden, der das Verhältnis der gemessenen oder modellierten Strahlung zur Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel nutzt (Wolkenmodifizierungsfaktor CMF). Mit $n_c = 1 - CMF$ lautet die korrigierte thermische Emissivität $\varepsilon_{a,c}$

$$\varepsilon_{a,c} = \varepsilon_a (1 - n_c) + n_c. \quad (2.12)$$

Die Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel kann mit dem „clear-sky“ Modell des ESRA (European Solar Radiation Atlas) nach Rigollier et al. (2000) bestimmt werden, wobei die T-Faktoren nach Linke (Linke-Trübungsfaktoren) als klimatologische Monatsmittel für verschiedene Regionen aus Remund et al. (2003), DIN 4710:2003-01 (2003) sowie VDI 3789 Blatt 2 (1994) übernommen werden können. Da die geographischen Unterschiede für das Betrachtungsgebiet gering sind (Deutschland und Umgebung), kann für das

gesamte Gebiet mit den gleichen Monatsmittelwerten gerechnet werden (VDI 3789 Blatt 2, 1994). Einen Koeffizienten für den Tagesgang der Emissivität, der die langwellige Emission von Dunst auf der Grundlage der relativen Feuchte berücksichtigt, berechnen Long und Turner (2008). Den Korrekturfaktor für die Emissivität wolkenlosen Himmels mittels der relativen Feuchte unter Berücksichtigung der Wolkenbedeckung und Höhe (mittels der Höhenkorrektur δ_h , Gleichung 2.8) geben Staiger und Matzarakis (2010) wie folgt an:

$$RH_{fa} = 1 + \frac{3.36 \cdot 10^{-12} \cdot RH^{5.1938} \cdot CMF/1.24}{1 + 20 \delta_h}, \quad (2.13)$$

mit $CMF = 1 - n_c^{2.75}$.

Der **fünfte Term** aus Gleichung 2.5 stellt die langwellige Strahlung aus dem unteren Halbraum dar. Sie ergibt sich aus der Summe der langwelligen Reflexstrahlung $(1 - \varepsilon_{sfc})LW_{down}$ und der emittierten Strahlung des Erdbodens $\varepsilon_{sfc} \sigma T_{sfc}^4$ mit der Oberflächentemperatur T_{sfc} und dem langwelligen Emissionsgrad $\varepsilon_{sfc} = 0.95$. Die Oberflächentemperatur ist jedoch oftmals nicht bekannt. Sie kann über die Temperatur in 2 m Höhe als „first guess“ über die Energiebilanzgleichung mit einer Reihe von Annahmen, wie beispielsweise den physikalischen Eigenschaften des Bodens bezüglich Wärmeleitung, Wärmekapazität, Wassergehalt und dem Bowen-Verhältnis, angenähert werden (Jendritzky et al., 1990; Staiger und Matzarakis, 2010). Hinsichtlich der Berechnung der Kugeltemperatur nutzen Liljegren et al. (2008) die Vereinfachung $\varepsilon_{sfc} T_{sfc}^4 \approx T_a^4$, mit der Umgebungstemperatur T_a , die auch in der vorliegenden Arbeit verwendet und in Abschnitt 4.3 validiert wird.

Bestimmung über das Kugel-Thermometer Die Kugeltemperatur T_g (in K) wird mit einem Fühler im Zentrum einer matt schwarzen hohlen Metallkugel gemessen, welche der Umgebung ohne Abschirmung von Strahlung oder Ventilation ausgesetzt ist (Hunter und Minyard, 2000). Als

Material der Kugel eignet sich aufgrund seiner hohen Wärmeleitfähigkeit und damit geringen Zeitkonstanten zum Beispiel Kupfer. Im Vergleich zu anderen Materialien mit geringeren Wärmeleitfähigkeiten stellt sich damit schneller der stationäre Zustand der Temperatur ein (EN ISO 7243, 2017). Das Wärmegleichgewicht am Kugel-Thermometer mit der Kugeloberfläche $A = 4\pi r^2$ kann wie folgt beschrieben werden:

$$\begin{aligned}
 A\varepsilon_g\sigma T_g^4 + Ah_c(T_g - T_a) = & \frac{A}{2}\sigma(1 - \alpha_g)(\varepsilon_a T_a^4 + \varepsilon_{sfc} T_{sfc}^4) \\
 & + \frac{A}{2}(1 - \alpha_g)SW_{dif} \\
 & + \frac{A}{2}(1 - \alpha_g)SW_{glob}\alpha_{sfc} \\
 & + 0.7\frac{\pi r^2}{\cos\theta_s}(1 - \alpha_g)SW_{dir}. \quad (2.14)
 \end{aligned}$$

Der **erste Term** auf der linken Seite beschreibt den langwelligen Strahlungsverlust einer matten schwarzen Kugel der Temperatur T_g mit der thermischen Emissivität $\varepsilon_g = 0.95$.

Der **zweite Term** auf der linken Seite gibt den konvektiven Wärmeverlust (oder Gewinn) der Kugel mit der Umgebungstemperatur T_a und dem konvektiven Wärmetransferkoeffizienten h_c an.

Der **erste Term** auf der rechten Seite zeigt die langwellige Schwarzkörperstrahlung der Umgebung, einer feuchten wolkenlosen Atmosphäre der Temperatur T_a und thermischen Emissivität ε_a sowie die thermische Abstrahlung des Erdbodens mit der Emissivität ε_{sfc} und der Temperatur T_{sfc} . Die Albedo der matten schwarzen Kugel für langwellige und kurzwellige Einstrahlung wird mit $\alpha_g = 0.05$ angenommen. Die thermische Emissivität ε_a kann wie bei der Berechnung über die benachbarten Oberflächen mit Gleichung 2.7 und nachfolgenden Korrekturen bestimmt werden.

Der **zweite Term** der rechten Seite beschreibt die einfallende diffuse Strahlung SW_{dif} aus der oberen Hemisphäre, die von der Kugel absorbiert wird.

Die als diffus angenommene reflektierte kurzwellige Strahlung von der Erdoberfläche zeigt der **dritte Term** auf der rechten Seite. Er setzt sich aus der reflektierten diffusen und direkten Strahlung zusammen, reduziert mit dem Faktor der Albedo der Bodenoberfläche.

Der **letzte Term** auf der rechten Seite beschreibt die einfallende direkte Solarstrahlung SW_{dir} , die von der Kugel absorbiert wird: auf eine ebene Kreisfläche πr^2 , normal zur Strahlenrichtung der Sonne, fallen $\frac{\pi r^2}{\cos\theta_s} SW_{dir}$ ein, wobei die einfallende Strahlung auf eine horizontale Fläche SW_{dir} mittels dem Zenitwinkel θ_s auf eine Fläche normal zur Strahlenrichtung projiziert wird. Resultierend aus weiteren Betrachtungen bezüglich der Neigung der einzelnen Kugelsegmente gegenüber der Normalen zur Einstrahlungsrichtung ergibt sich der Vorfaktor 0.7. Der Parameter für den konvektiven Wärmetransferkoeffizienten h_c wird unterschiedlich angegeben und birgt dadurch eine gewisse Unsicherheit. Kuehn et al. (1970) geben diesen mit $h_c = 0.115 ff^{0.58}$ an, Dimiceli et al. (2011) als abhängig vom Zenitwinkel und der Einstrahlung. Die Internationale Organisation für Normung (EN ISO 7726, 2001) empfiehlt, das Maximum aus dem konvektiven Wärmetransferkoeffizienten für natürliche Konvektion $h_{c,n}$ und erzwungene Konvektion $h_{c,f}$ zu nutzen:

$$h_{c,n} = 1.4 \left(\frac{|T_g - T_a|}{D} \right)^{0.25}, \quad (2.15)$$

$$h_{c,f} = 6.3 \frac{ff^{0.6}}{D^{0.4}}. \quad (2.16)$$

Die Herleitung des konvektiven Wärmetransferkoeffizienten h_c für eine Kugel erfolgt über die dimensionslose Nußelt-Zahl Nu und lautet

$$h_c = \frac{Nu k}{D}. \quad (2.17)$$

Hierbei sind D der Kugeldurchmesser und k die thermische Konduktivität (für Luft ist $k = 0.262 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$). Die Nußelt-Zahl für erzwungene Konvektion Nu_f kann mittels der Whitaker-Korrelation (Whitaker, 1972) für

die Wärmeübertragung von einer Kugel bei Umströmung bestimmt werden (Gleichung 2.18). Dafür wird die dimensionslose Reynolds-Zahl Re , die als das Verhältnis der Trägheits- zu den Zähigkeitskräften angesehen werden kann (Gleichung 2.19), sowie die ebenfalls dimensionslose Prandtl-Zahl Pr , die das Verhältnis zwischen kinematischer Viskosität ν und Temperaturleitfähigkeit a angibt (Gleichung 2.20), benötigt.

$$Nu_f = 2 + \left(0.4 (Re)^{1/2} + 0.06 (Re)^{2/3}\right) Pr^{2/5} \left(\frac{\mu}{\mu_{sfc}}\right)^{1/4} \quad (2.18)$$

$$Re = \frac{\rho \, ff \, D}{\mu} = \frac{ff \, D}{\nu} \quad (2.19)$$

$$Pr = \frac{\nu}{a} = \frac{\mu \, c_p}{k} \quad (2.20)$$

Die Nußelt-Zahl für natürliche Konvektion Nu_n über einer Kugel ist durch eine Relation nach Churchill (1983) gegeben (Gleichung 2.21). Sie kann mittels der dimensionslosen Rayleigh-Zahl berechnet werden, die den Charakter der Wärmeübertragung innerhalb eines Fluids angibt (Konvektion oder Wärmeleitung) und sich aus dem Produkt der dimensionslosen Grashof-Zahl Gr und Prandtl-Zahl zusammensetzt (Gleichung 2.22). Die Grashof-Zahl gibt das Verhältnis des statischen Auftriebs eines Fluids zu der auf das Fluid wirkenden Kraft durch Viskosität an, multipliziert mit dem Verhältnis der Trägheitskraft zur viskosen Kraft (Gleichung 2.23).

$$Nu_n = 2 + \frac{0.589 Ra^{1/4}}{\left(1 + (0.469/Pr)^{9/16}\right)^{4/9}} \quad (2.21)$$

$$Ra = Gr \, Pr \quad (2.22)$$

$$Gr = \frac{g \, \beta \, (T_{sfc} - T_a) L^3}{\nu^2} \quad (2.23)$$

Hierbei sind g die Schwerebeschleunigung, β der Wärmeausdehnungskoeffizient – für Gase, die sich näherungsweise wie ideale Gase Verhalten ist β umgekehrt proportional zur Temperatur, das heißt $\beta = T^{-1}$ – und L eine charakteristische Länge (hier der Kugeldurchmesser D). Für einen Temperaturunterschied von 20°C zwischen Kugel und Umgebung ist der konvektive Wärmetransferkoeffizient für erzwungene Konvektion ab Windgeschwindigkeiten $ff > 0.2\text{ms}^{-1}$ größer als der der natürlichen Konvektion, berechnet sowohl mit den Gleichungen 2.15 und 2.16 der Internationalen Organisation für Normung als auch mit der Herleitung über die Nußelt-Zahl (Gleichung 2.17). Bei der Berechnung des UTCI wird eine 10 m-Windgeschwindigkeit von mindestens 0.5ms^{-1} angenommen (Abschnitt 2.3), die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe kann dann mit folgender Gleichung abgeschätzt werden:

$$ff(z) = ff_{ref} \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_{ref}/z_0)}. \quad (2.24)$$

Sie beschreibt das vertikale logarithmische Windprofil in der Prandtlschicht und gilt bei neutraler Schichtung. Die Rauigkeitslänge z_0 für Gras beträgt 0.3 cm bis 1 cm für niederes Gras mit 1 cm bis 10 cm Höhe sowie 4 cm bis 10 cm für höheres Gras bis 1 m (Oke, 1978). Hier wird eine kurz geschnittene Wiese mit $z_0 = 1\text{cm}$ angenommen. Somit ist die minimal mögliche Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe $ff = 0.3835\text{ms}^{-1}$. Untersuchungen gemischter natürlicher und erzwungener Konvektion von Chen und Mucoglu (1977) zeigen, dass natürliche Konvektion ab einem Wert von $Gr/Re^2 > 1.67$ relevant gegenüber erzwungener Konvektion wird. Dies ist bei $ff = 0.3835\text{ms}^{-1}$ und einer Temperaturdifferenz von 20°C zwischen Kugel und Umgebung nicht der Fall (≈ 0.9). Deshalb wird Gleichung 2.16 für erzwungene Konvektion zur Berechnung des Wärmetransferkoeffizienten genutzt. Die Gleichung des Kugelthermometers (Gleichung 2.14) kann dann durch Einsetzen der genannten Relationen und mit $c = 1 - \alpha_g = \varepsilon_g = 0.95$ vereinfacht, wie folgt geschrieben und iterativ gelöst werden:

$$c \sigma (T_{g,K}^4 - 0.5 T_{a,K}^4 (\varepsilon_a + 1)) + h_c (T_g - T_a) - 0.5 c \left(SW_{dif} + \alpha_{sfc} SW_{glob} + 0.35 \frac{SW_{dir}}{\cos \theta} \right) = 0. \quad (2.25)$$

Die Bestimmung der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} erfolgt über folgende empirische Gleichung (EN ISO 7726, 2001), wobei das K für Kelvin steht:

$$T_{mrt} = \left[(T_g + 273 K)^4 + \frac{1.110^8 f f^{0.6}}{\varepsilon_g D^{0.4}} (T_g - T_a) \right]^{0.25} - 273 K. \quad (2.26)$$

2.4 Feuchttemperatur

Die Feuchttemperatur (T_{wbt} , engl.: wet-bulb temperature) wird mit einem Psychrometer gemessen. Dieses besteht aus zwei Thermometern, einem trockenen und einem feuchten. Dabei wird über die Sensoroberfläche ein mit destilliertem Wasser getränkter Strumpf gezogen (Kraus, 2004). Bei Bestimmung der natürlichen Feuchttemperatur ($T_{wbt,n}$) wird der Sensor dabei ohne Schutz den Umgebungsbedingungen ausgesetzt. Der Sensor zur Messung der psychrometrischen oder ventillierten Feuchttemperatur ($T_{wbt,p}$) hat einen Strahlungsschutz und ist von einem konstanten Luftstrom umgeben (Liljegren et al., 2008).

Bei gesättigter Außenluft findet am feuchten Thermometer keine Verdunstung statt; somit ist die Temperatur des trockenen Thermometers (T) gleich der Feuchttemperatur und gleich dem Taupunkt (T_d). Je trockener die Außenluft ist, desto mehr Verdunstung findet am Feuchtthermometer statt, das heißt, es wird latente Wärme abgegeben und die Differenz des Feuchtthermometers zum trockenen Thermometer steigt. Da infolge der Verdunstung auch der Wasserdampfdruck erhöht wird, folgt $T_{wbt} > T_d$ nach der Sättigungsdampfdruckkurve von Wasser. Daraus folgt, dass die Feuchttemperatur immer zwischen Taupunkt und Temperatur des trockenen Thermometers liegt. Aus

meteorologischen Daten von numerischen Wettervorhersagemodellen kann die Feuchttemperatur mittels der Temperatur, relativen Feuchte und dem Luftdruck iterativ berechnet werden. Die Energiebilanzgleichung des Feuchtthermometers setzt sich aus der Strahlungsbilanz Q , dem Fluss fühlbarer Wärme SH , dem Fluss latenter Wärme LE und dem Wärmestrom B von der Oberfläche in das Innere des Thermometerkörpers zusammen:

$$Q - SH - LH - B = 0. \quad (2.27)$$

Für ein ideales Psychrometer gilt vereinfacht $Q = 0$ und $B = 0$. Um $Q \approx 0$ zu erreichen, wird ein Strahlungsschutz angebracht. Damit der Wärmestrom gegen Null geht, wird dessen Proportionalität zur Zeitableitung der Feuchttemperatur ausgenutzt. Wenn das Feuchtthermometer ventilliert wird, stellt sich nach gewisser Zeit ein Gleichgewichtszustand ein, so dass $B \approx 0$ ist. Der fühlbare Wärmestrom SH ist proportional zur Temperaturdifferenz zwischen Körper und Luft

$$H = -\alpha_{urb}(T_{wbt} - T), \quad (2.28)$$

wobei α_{urb} eine Turbulenzkonstante ist. Der latente Wärmestrom LH kann, wie der fühlbare Wärmestrom auch, mit einem Differenzen-Ansatz beschrieben werden:

$$LH = L \frac{0.622}{p c_p} \alpha_{urb} (E_{T_{wbt}} - e_p). \quad (2.29)$$

Hierbei sind $0.622/p c_p$ die Psychrometerkonstante, $E_{T_{wbt}}$ der Sättigungsdampfdruck bei der Feuchttemperatur T_{wbt} und e_p der Dampfdruck in der Umgebung. Die Turbulenzkonstante α_{urb} , die beim latenten Wärmetransport zum Beispiel feuchte und trockene Luft austauscht, ist die gleiche wie in Gleichung 2.28, wo mittels des fühlbaren Wärmestroms beispielsweise warme Luft nach oben transportiert wird. Aus den Gleichungen 2.27 bis 2.29 und $Q = 0$ beziehungsweise $B = 0$ folgt für die ideale Psychrometergleichung:

$$e_p = E_{T_{wbt}} - \gamma(T - T_{wbt}), \quad (2.30)$$

mit

$$\gamma = \frac{pc_p}{\mu_{mol}\lambda}. \quad (2.31)$$

Hierbei ist p der Umgebungsdruck, c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck ($c_p = 1.005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ für Luft), μ_{mol} das Molmassenverhältnis zwischen Wasser und Luft ($\mu_{mol} = 0.622$) und λ die Verdampfungswärme von Wasser λ_w [kJ g^{-1}] oder die Depositionswärme von Eis ($\lambda_i = 2.835 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$). Für Wasser kann die Verdampfungswärme über die Molmasse von Wasser ($m_{mol, H_2O} = 18.01534 \text{ g mol}^{-1}$) und Verdampfungsenthalpie H_v [kJ mol^{-1}] wie folgt bestimmt werden:

$$\lambda = \frac{H_v}{18.01534}, \quad (2.32)$$

mit

$$H_v = 50.09 - 0.9298 \frac{T}{1000} - 65.19 \left(\frac{T}{1000} \right)^2. \quad (2.33)$$

Die ideale Psychrometergleichung (Gleichung 2.30) kann nun iterativ nach der Feuchttemperatur gelöst werden. Da die iterative Berechnung stündlicher Werte von mehreren Klimazeitreihen auf einem Raster mit ungefähr 100×100 Gitterpunkten sehr lange dauert, wurde zur Berechnung der Feuchttemperatur die empirische Näherungsformel von Stull (2011) übernommen, in die als meteorologische Parameter die relative Feuchte und Temperatur eingehen:

$$\begin{aligned} T_{wbt,Stull} = & T_C \operatorname{atan}(0.151977\sqrt{(RH + 8.313659)}) \\ & + \operatorname{atan}(T_C + RH) - \operatorname{atan}(RH - 1.676331) \\ & + 0.00391838 RH^{3/2} \operatorname{atan}(0.023101 RH) - 4.686035. \end{aligned} \quad (2.34)$$

Sie ist gültig für 1013.25 hPa und zwischen -20°C und 50°C . Des Weiteren ist sie ungültig links einer gedachten Linie von einem Punkt bei circa 5 % relativer Feuchte und 10°C zu einem Punkt bei 75 % Feuchte und -20°C in einem Diagramm mit der Temperatur auf der Abszisse und der relativen Feuchte auf der Ordinate, vergleiche Abbildung in Stull (2011); das heißt, bei niedrigen Temperaturen und geringen Luftfeuchten. Damit ist sie für Betrachtungen feuchtwarmer Umgebungen gültig. Für 1013.25 hPa betragen die Differenzen maximal $\pm 0.65^\circ\text{C}$, in Bereichen wo Wärmebelastung auftreten kann maximal 0.6°C . Die Anwendbarkeit der Näherung für Druckverhältnisse, die von 1013.25 hPa abweichen, wird in Abschnitt 4.3 gezeigt.

Werden der Strahlungsterm und der Bodenwärmestrom mit berücksichtigt, ergibt sich die natürliche Feuchttemperatur, die beispielsweise für die Berechnung der WBGT genutzt wird (Yaglou und Minard, 1956; Hunter und Minyard, 2000). Die indirekte Berechnung der natürlichen Feuchttemperatur mittels meteorologischer Parameter wird zum Beispiel in Liljegren et al. (2008) und Brake (2001) beschrieben. Alfano et al. (2012) zeigen aber, dass es nicht möglich ist, die natürliche Feuchttemperatur indirekt aus den meteorologischen Größen Temperatur, Strahlungstemperatur, Windgeschwindigkeit und Feuchtigkeit zu berechnen, weil es bei natürlicher Konvektion bis zu drei Lösungen für die natürliche Feuchttemperatur geben kann. Eine einfache empirische Näherung der natürlichen Feuchttemperatur über die psychrometrische Feuchttemperatur mittels der Globalstrahlung und der Windgeschwindigkeit liefern Hunter und Minyard (2000), diese unterschätzt die natürliche Feuchttemperatur bei starker solarer Einstrahlung jedoch deutlich (Lemke und Kjellstrom, 2012).

3 Regionale Klimamodellierung

Regionale Klimamodelle (RCMs) sind ein ergänzendes Forschungswerkzeug zu globalen Klimamodellen (GCMs), um klimatische Zusammenhänge zu untersuchen. Mit RCMs können detailliertere Prozessstudien und Simulationen von regionalen und auch lokalen Bedingungen durchgeführt werden. Somit stellen sie einen entscheidenden Beitrag zur Klimafolgenforschung sowie zur Planung von Anpassungsstrategien, den Umgang mit möglichen Schäden und Möglichkeiten, die mit Klimavariabilität und Klimawandel zusammenhängen, dar (Rummukainen, 2010).

Im folgenden Abschnitt (3.1) wird eine allgemeine Übersicht zu regionaler Klimamodellierung sowie Empfehlungen für die Konfiguration einer Modellkette (Gebietsgrößen, Auflösungssprung, Update der Randwerte, usw.) aus der Literatur gegeben. Danach folgt eine Beschreibung des RCMs COSMO-CLM (CCLM), mit dem in dieser Arbeit die Klimasimulationen durchgeführt werden (Abschnitt 3.2). An das Atmosphärenmodell (CCLM) ist ein Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modell (SVAT) gekoppelt, das die Prozesse im Boden beschreibt. In der vorliegenden Arbeit werden drei Unterschiedliche SVATs genutzt, TERRA_ML, VEG3D und TERRA_URB, wobei die zwei erstgenannten in Abschnitt 3.3 beschrieben werden. Letzteres wird in Abschnitt 8.3 beschrieben, wo es ausschließlich angewandt wird.

3.1 Übersicht

Die horizontalen Standardauflösungen in Gebrauch befindlicher GCMs für den Antrieb von RCMs betragen 100 km und mehr (Rummukainen, 2016), wobei ihre reale Gitterweite aufgrund numerischer Prozesse etwa dreimal so hoch ist.

Damit ist es beispielsweise noch nicht möglich mesoskalige Frontensysteme mit genügender Genauigkeit aufzulösen. Meteorologische Phänomene auf kleineren Skalen sind erst bei viel höherer horizontaler Auflösung der Modelle möglich. Eine Übersicht der charakteristischen räumlichen und zeitlichen Größenordnungen meteorologischer Prozesse gibt Abbildung 3.1.

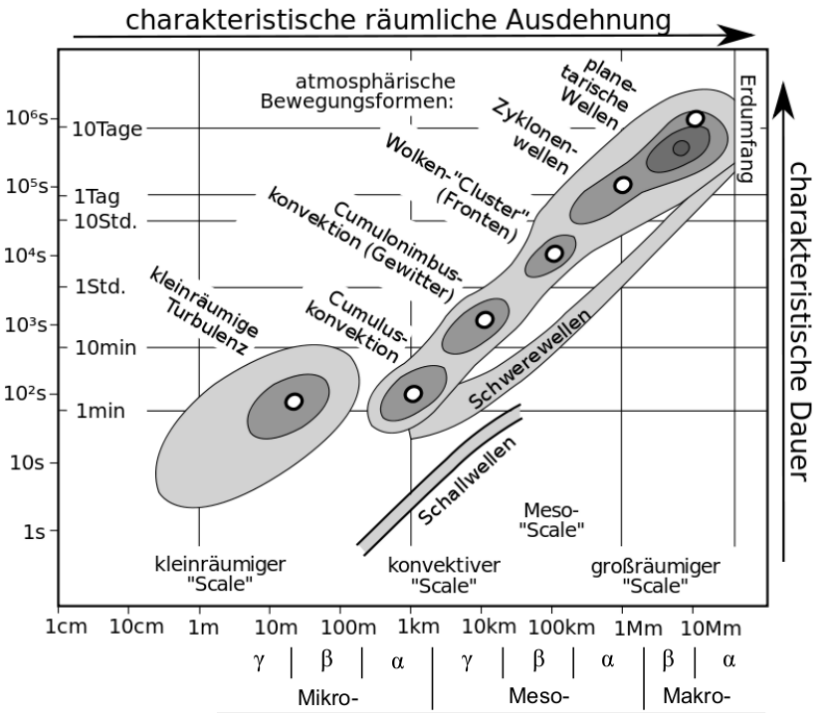


Abbildung 3.1: Charakteristische räumliche und zeitliche Größenordnungen meteorologischer Prozesse aus Fortak (1982). Darunter erweiterte feinere meteorologische Skaleneinteilung nach Orlanski (1975).

Mittlerweile (2018) werden höher aufgelöste GCMs getestet, die in der Lage sind grobe mesoskalige Phänomene aufzulösen, beispielsweise im Rahmen von CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) mit

horizontalen Auflösungen der Atmosphärenmodelle von weniger als 50 km (Haarsma et al., 2016; Eyring et al., 2016). Für Langzeitsimulationen limitieren bisher die Rechnerkapazitäten deren allgemeine Anwendung.

Um regionale oder lokale Eigenschaften zu erhalten, werden grob aufgelöste Modelldaten oder Reanalysen mittels Downscaling verfeinert. Die zwei bekanntesten Methoden zur Verfeinerung sind statistisches und dynamisches Downscaling. Bei der statistischen Verfeinerung werden statistisch-robuste Zusammenhänge zwischen grobskaligen und lokalen Klimavariablen gesucht. Dynamisches Downscaling findet mittels RCMs statt, das heißt es basiert auf den gleichen physikalisch-dynamischen Beschreibungen der grundlegenden Klimaprozesse wie diejenigen der GCMs. In dieser Arbeit soll nur der Fall des Einwege-Nestings betrachtet werden, das bedeutet die Informationen werden nur vom gröberen zum feineren Modell weiter gegeben und nicht zusätzlich vom feineren zum groben zurück, dem sogenannten Zweiwege-Nesting. Bei der dynamischen Verfeinerung werden die grobskaligen Daten des GCMs genutzt, um das RCM auf einer kleineren, begrenzten Fläche anzutreiben. Aufgrund der geringeren Ausdehnung des Gebietes kann mit dem RCM eine feinere Auflösung bei nicht unbedingt steigenden Rechenkosten erreicht werden (abhängig von der Anzahl der Gitterpunkte, der Auflösung und dem Zeitschritt). Die Antriebsdaten des GCMs werden zum Initialisierungszeitpunkt als Anfangsbedingungen und über die komplette Simulation hinweg als seitliche Randbedingungen an das RCM übergeben. Im Folgenden werden Empfehlungen für die Konfiguration von Modellketten regionaler Klimasimulationen aus der Literatur gegeben. Danach folgen Abschätzungen zu Limitierungen der Qualität der RCMs, ebenfalls aus der Literatur.

Konfiguration von RCMs Die Lage eines Ausschnittmodells (GCM zu RCM oder RCM zu RCM) sollte so gewählt werden, dass der großskalige Antrieb so gleichförmig wie möglich eintreten kann, beispielsweise sollten Randzonen über hohen Gebirgen vermieden werden, da diese dynamische

Phänomene hervorrufen. Ebenso spielt die Größe eines Nests eine bedeutende Rolle, beispielsweise sollen Gebietsgrößen nicht so klein gewählt werden, dass Fehler aus den Randzonen bis in den Gebietsmittelpunkt reichen, falls es die Rechenzeit und -kosten zulassen (Warner et al., 1997). Ebenso brauchen konvektive Systeme Zeit, sich im Modellgebiet zu entwickeln. Der Sprung in der horizontalen Auflösung zwischen antreibendem und verfeinertem Modell kann im Prinzip frei gewählt werden. Wird beim gewählten Sprung die finale Maschenweite nicht erreicht, ist mehrfaches Nesting die Lösung. Der Auflösungsprung hat in der Regel den Faktor 6–8 oder geringer (Gutjahr, 2013), in einigen Fällen auch den Faktor 10 (Denis et al., 2002); zum Beispiel stellen Beck et al. (2004) zwischen einem Auflösungsprung von 10 und doppeltem Nesting keine Unterschiede in der Güte der Ergebnisse des Niederschlags über den Alpen fest. In einer weiteren Studie zeigen Denis et al. (2003), dass ein Auflösungsprung bis zum Verhältnis von 12 von grobem und genestetem Gebiet verlässliche Werte für die meisten Felder bringt, jedoch das obere Limit darstellt. Am stärksten werden dabei die relative Vorticity in 500 hPa, am geringsten die Temperatur und das Bodendruckfeld beeinflusst.

Auch das Update-Intervall der seitlichen Randbedingungen spielt eine Rolle. Je nach Gebietsgröße sollte dieses nicht zu groß gewählt werden, um zu vermeiden, dass das Modell schnell ziehende Wettersysteme falsch interpretiert. Im Sommer zeigt sich ein Mehrwert von häufigerem (3- zu 6-stündig) Update-Intervall (Dimitrijevic und Laprise, 2005), das aufgrund unterschiedlicher Erwärmung im Zusammenhang mit dem Tagesgang zu lokalem Kippen (engl.: „overturning“) der mesoskaligen Simulation über Land führen kann und damit zu Instabilität in der Troposphäre (Giorgi und Mearns, 1999).

Für Klimaprojektionen auf jahreszeitlichen bis zwischenjährlichen Zeitskalen ist die Güte der Initialisierung entscheidend für die Simulation. Je langfristiger die Projektionen werden, desto wichtiger ist der externe Antrieb und je unwichtiger der Initialisierungszustand. Einen Vergleich der Verhältnisse der Wichtungen von Initialisierung, Globalmodellen und Szenarien auf Basis der

Simulationszeit zeigen Hawkins und Sutton (2009, 2011). Für die mittlere 20-jährige Temperatur in Europa geben sie für eine Simulationszeit von 40 Jahren (ab 2000, entspricht hier dem Mittel 2031-2050) für die interne Variabilität circa 10 %, für die Szenarienunsicherheit circa 15 % sowie für die Modellunsicherheit (verschiedene GCMs) 75 % Wichtung an. Je geringer das zeitliche Mittel und die Simulationszeit sind, desto mehr Gewicht bekommt die interne Variabilität. Je länger die Simulationszeit ist, desto mehr Bedeutung bekommt das Szenario, das heißt der äußere Antrieb.

Limitierungen und Qualität Die Qualität der Ergebnisse ist einerseits durch das RCM selbst limitiert, andererseits von den Antriebsdaten. Die Ausgabefelder von GCMs haben beispielsweise systematische Fehler, die auf die RCMs übertragen werden. Die großskalige Zirkulation von RCMs weicht nicht stark von denen der antreibenden GCMs ab, vor allen Dingen in der oberen und mittleren Troposphäre (Giorgi und Mearns, 1999). Um die Qualität eines RCMs sowie der verwendeten Konfiguration zu bestimmen, werden diese mit den bestmöglichen historischen Rand- und Anfangsbedingungen angetrieben. Diese stammen normalerweise aus Reanalysen und es können damit Vergleiche ohne beziehungsweise mit stark reduzierten systematischen Fehlern vorgenommen werden. Ebenso werden Vergleiche für kürzere Fallstudien gegenüber Beobachtungen vorgenommen, um die Modellgüte bezüglich Variabilität oder Extremen zu untersuchen. Vor allen Dingen für sehr hoch aufgelöste Modelldaten gibt es Limitierungen bei der Evaluation durch nicht vorhandene Rasterdatensätze der zu untersuchenden Modellvariablen. Hierfür müssen meist Stationsdaten an einzelnen Gitterpunkten genutzt werden. Auch wenn die Rechenkosten eines Ausschnittmodells geringer gehalten werden können als die seines antreibenden Modells, bestehen auch hier Limitierungen in Bezug auf die horizontale und vertikale Auflösung sowie des dazu passenden Zeitschritts. Eine Halbierung der horizontalen Maschenweite einer Simulation bedingt aufgrund des circa halbierten Zeitschritts und der vierfachen Anzahl an Gitterpunkten ungefähr die achtfache

Rechenzeit bei gleicher Anzahl an Prozessoren; wird die vertikale Auflösung ebenfalls halbiert, erhöht sich die Rechenzeit um circa das 16-fache. Je nach Ausgabeintervall und -variablen sowie Zeithorizont der Simulationen bestehen auch hinsichtlich des Speicherplatzes der Daten Limitierungen.

Da unterschiedliche GCMs auch bei vergleichbarem Klimaantrieb, das heißt gleichem Emissionsszenario, unterschiedliche Klimänderungssignale erzeugen, sollten Untersuchungen mit RCMs Randbedingungen von verschiedenen GCMs enthalten, um die maximale Bandbreite an möglichen Änderungssignalen zu erhalten. Ebenso ergeben sich Unterschiede, wenn verschiedene RCMs mit den gleichen Randbedingungen angetrieben werden, nicht unbedingt im Mittel, aber in Extremereignissen (Dimitrijevic und Laprise, 2005). Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen werden mit Daten mehrerer Globalmodelle angetrieben, aber nur mit einem RCM ausgeführt. Damit sollte zumindest die Bandbreite der Klimaänderungssignale im statistischen Mittel ausreichend dargestellt werden können.

3.2 Das regionale Klimamodell COSMO-CLM (CCLM)

COSMO-CLM (**CO**nsortium for **S**mall-scale **MO**deling in **CL**imate **MO**de, kurz: CCLM) ist die Klimaversion des numerischen Wettervorhersagemodells COSMO des Deutschen Wetterdienstes (DWD). COSMO wurde vom DWD zur operationellen Wettervorhersage sowie zu verschiedenen wissenschaftlichen Anwendungen auf der meso- β und meso- γ Skala entwickelt, das heißt von 2 km bis 200 km (vergleiche Abbildung 3.1 für die meteorologische Skaleneinteilung). Es ist seit 1999 – damals unter dem Namen Lokal Modell LM (Steppeler et al., 2003) – das operationelle regionale Vorhersagemodell des DWD und wurde beziehungsweise wird europaweit mit einer horizontalen Auflösung von 7 km (Lokal-Modell Europa, LME) sowie konvektionserlaubend, das bedeutet die hochreichende Konvektion wird explizit simuliert, deutschlandweit mit 2.8 km (Lokal-Modell-Kürzestfrist,

LMK; seit 2007) gerechnet. Mittlerweile werden die Simulationen für das Europa-Gebiet mit dem ICON-Modell (Icosahedral Nonhydrostatic Model) gerechnet (Zängl et al., 2015) und COSMO wird seit Mai 2018 mit einer horizontalen Maschenweite von 2.2 km sowie 65 vertikalen Schichten (vorher 50, COSMO-DE) deutschlandweit betrieben (COSMO-D2). COSMO ist ein nicht-hydrostatisches Modell und löst somit die primitiven thermo-hydrodynamischen Gleichungen in einer feuchten Atmosphäre bei Annahme vollständiger Kompressibilität der Strömungen. Die Modellgleichungen werden in einem rotierten geographischen System und mit einer verallgemeinerten geländefolgenden Höhenkoordinate gelöst. Subskalige physikalische Prozesse werden mittels Parametrisierungen berücksichtigt. Eine ausführliche Dokumentation der Dynamik und Numerik sowie der physikalischen Parametrisierung kann der Modelldokumentation¹ entnommen werden (Doms et al., 2011; Doms und Baldauf, 2015). Eine Beschreibung von COSMO mit der konvektionserlaubenden operationellen Konfiguration des DWD geben Baldauf et al. (2011).

Eine erste Version von CCLM wurde aus dem LM 2002 entwickelt, damals unter dem Namen CLM (Rockel et al., 2008). Wichtige Merkmale gegenüber dem Wettervorhersagemodell waren die Möglichkeit zur Verwendung zusätzlicher dynamischer Randbedingungen für Vegetations- und Ozonparameter, sowie für die Oberflächentemperatur und -feuchte über dem Meer und für die unterste Bodenschicht. Außerdem wurden die sich ändernden CO₂-Konzentrationen entsprechend der Klimaszenarien berücksichtigt (Böhm et al., 2006).

3.2.1 Grundgleichungen und Diskretisierung

Im Folgenden wird ein Überblick über die Dynamik, Numerik und Randbedingungen von COSMO gegeben.

¹ www.cosmo-model.org (zuletzt abgerufen: 04.01.2018)

Dynamik Die Modellgleichungen von COSMO basieren auf den Gesetzen der Impuls-, Massen- und Energieerhaltung. Die Ausgangsgleichungen sind die Kontinuitätsgleichung (Gl. 3.1), die Euler- beziehungsweise Navier-Stokes-Gleichung (Gl. 3.2), die Kontinuitätsgleichung für Partialmassen (Gl. 3.3) sowie die Gleichung für die innere Energie (Gl. 3.4):

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v} \quad (3.1)$$

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times (\rho \vec{v}) - \nabla \cdot \underline{\mathbf{t}} \quad (3.2)$$

$$\frac{dq_x}{dt} = -\nabla \cdot \vec{J}_x + I_x \quad (3.3)$$

$$\frac{de}{dt} = -p \nabla \cdot \vec{v} - \nabla \cdot (\vec{J}_e + \vec{R}) + \varepsilon \quad (3.4)$$

Mit Hilfe der Zustandsgleichung und dem ersten Hauptsatz lassen sich prognostische Eulersche Gleichungen für Impuls, Wärme, totale Masse sowie Masse des Wassers ableiten. Darauf wird der Einfluss der Turbulenz auf den nicht-auflösbaren Skalen durch Reynolds-Mittelung berücksichtigt, das heißt für eine Modellvariable gilt:

$$\psi = \bar{\psi} + \psi', \quad (3.5)$$

wobei

$$\bar{\psi} = \frac{1}{\Delta V \Delta t} \int \int \psi dt dV \quad (3.6)$$

das Mittel einer Variable über das vom Modellgitter aufgespannte Volumenelement V und dem numerischen Zeitschritt t angibt. Weiterhin gilt für das Mittel der Abweichungen $\bar{\psi}' = 0$. Für die Geschwindigkeit und die massenspezifischen Zustandsvariablen werden die von Hesselberg (1926) vorgeschlagenen, mit der Masse der betreffenden Variablen gewichteten Mittel verwendet:

$$\psi = \widehat{\psi} + \psi'', \quad (3.7)$$

mit

$$\widehat{\psi} = \frac{\overline{\rho\psi}}{\bar{\rho}} \quad \text{und} \quad \widehat{\psi}'' = 0. \quad (3.8)$$

Zudem werden alle molekularen Flüsse vernachlässigt, ausgenommen der diffusen Flüsse von Flüssigwasser und Eis; die spezifische Wärme feuchter Luft wird mit der spezifischen Wärme trockener Luft gleichgesetzt und Druckänderungen aufgrund von Änderungen in den Konzentrationen der Wasserbestandteile durch Diffusion und Phasenübergänge werden vernachlässigt. Daraus ergeben sich die grundlegenden Modellgleichungen (3.9 bis 3.14), mit denen die gridskaligen Variablen \vec{v} , T , p und q_x vorhergesagt werden können.

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times (\rho \vec{v}) - \nabla \cdot (\underline{\mathbf{T}}) \quad (3.9)$$

$$\frac{dp}{dt} = -\frac{c_{pd}}{c_{vd}} p \nabla \cdot \vec{v} + \left(\frac{c_{pd}}{c_{vd}} - 1 \right) Q_h \quad (3.10)$$

$$\rho c_{pd} \frac{dT}{dt} = \frac{dp}{dt} + Q_h \quad (3.11)$$

$$\rho \frac{dq_v}{dt} = -\nabla \cdot \vec{F}_v - (I_l + I_i) \quad (3.12)$$

$$\rho \frac{dq_{l,i}}{dt} = -\nabla \cdot (\vec{P}_{l,i} + \vec{F}_{l,i}) + I_{l,i} \quad (3.13)$$

$$\rho = p \left[R_d \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q_v - q_l - q_i \right) T \right]^{-1} \quad (3.14)$$

Allgemein sind Vektoren mit einem Pfeil über dem Symbol gekennzeichnet und Tensoren durch fette unterstrichene Symbole. Die Gleichungen 3.1 bis 3.4 und 3.9 bis 3.14 enthalten folgende Symbole:

ρ	Dichte,
t	Zeit,
∇	Nabla-Operator,
\vec{v}	Windgeschwindigkeit,
p	Druck,
\vec{g}	Gravitationsbeschleunigung,
$\vec{\Omega}$	Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation,
$\underline{\underline{\mathbf{t}}}$	Spannungstensor aufgrund von Viskosität,
q_x	spezifischer Massenanteil der Komponente x ,
\vec{J}_x	Diffusionsfluss der Komponente x ,
I_x	Quellen/Senken der Komponente x ,
e	spezifische innere Energie,
J_e	Diffusionsfluss der inneren Energie (Wärmefluss),
\vec{R}	Flussdichte solarer und thermischer Strahlung,
ε	Dissipation kinetischer Energie aufgrund von Viskosität,
$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$	Operator der totalen Zeitableitung (Lagrange),
$\frac{\partial}{\partial t}$	Operator der lokalen Zeitableitung (Euler),
$\underline{\underline{\mathbf{T}}}$	Reynolds Spannungstensor,
c_{px} bzw. c_{vx}	Wärmekapazität bei konstantem Druck beziehungsweise Volumen der Komponente x ,
Q_h	diabatisches Heizen/Kühlen,
T	Temperatur,
\vec{F}_x	turbulenter Fluss der Komponente x ,
I_x	Phasenumwandlungen der Komponente x ,
\vec{P}_x	Niederschlagsfluss der Komponente x ,
R_x	spezifische Gaskonstante der Komponente x ,

mit diesen Indizes:

d	trockene Luft,
i	Eis,
l	flüssiges Wasser,
v	Wasserdampf.

Die grundlegenden Modellgleichungen (3.9 bis 3.14) werden in Kugelkoordinaten transformiert, da die Krümmung der Erde bei Gebietsgrößen von einigen tausend Quadratkilometern nicht vernachlässigt werden kann. Dadurch entstehen aufgrund der Konvergenz der Längengrade an den Polen Singularitäten, die gesondert behandelt werden müssen („Polproblem“). Dies kann bei einem Ausschnittsmodell wie dem COSMO mit Hilfe eines rotierten Koordinatensystems gelöst werden, so dass die Pole immer außerhalb des Rechengebietes liegen. Beim DWD wird zum Beispiel durch Rotation des Pols der Äquator durch den Mittelpunkt des Simulationsgebietes gelegt, so dass die Konvergenz der Längengrade für jeden Gebietsausschnitt auf der Welt minimiert wird. Auf die transformierten Gleichungen wird ein thermodynamischer Grundzustand eingeführt. Dieser entfernt die horizontalen Terme des Druckgradienten der Bewegungsgleichung im Grundzustand und reduziert die numerischen Berechnungsfehler der Druckgradientkraft im Fall von steilem Gefälle, die bei Nutzung einer geländefolgenden Höhenkoordinate entstehen. Zuletzt werden die Gleichungen in ein nicht-orthogonales Koordinatensystem, welches eine geländefolgende Höhenkoordinate besitzt, umgeschrieben. Dadurch folgt die unterste Modellfläche der Orographie der Erdoberfläche und vereinfacht die numerische Lösung. Die vertikale Gitterausdehnung kann vom Benutzer definiert werden und als Höhenkoordinate können druck- oder höhenbasierende Hybridkoordinaten gewählt werden. Die finalen prognostischen Modellgleichungen werden mit der Finite-Differenzen-Methode gelöst (Doms et al., 2011).

Numerik Um die Differentialgleichungen zu lösen, sind numerische Methoden notwendig. Hierfür werden die prognostischen Gleichungen mittels einer Finite-Differenzen-Methode zweiter Ordnung in Raum und Zeit diskretisiert (Mesinger und Arakawa, 1976; Arakawa, 1988). COSMO nutzt ein horizontal gleichmäßiges, 3-dimensionales Arakawa-C/Lorenz Gitter (Lorenz, 1960; Arakawa und Suarez, 1983), wobei sich bei gleicher Maschenweite die Differenzenquotienten weit genauer berechnen lassen als im sogenannten A-Gitter, wo alle Variablen am gleichen Gitterpunkt definiert sind (Baldauf et al., 2016). Im C-Gitter sind die Massenpunkte (skalare Größen, wie die Temperatur T , der Druck p oder die Dichte ρ) in der Mitte einer Gitterzelle definiert, die Windkomponenten an den Gitterseiten. Abbildung 3.2 zeigt eine Beispielgitterbox mit dem Mittelpunkt $T(i, j, k)$, den Windkomponenten u , v und w sowie den Raumpunkten i in λ -Richtung (rotierte geographische Länge), j in φ -Richtung (rotierte geographische Breite) und k in Richtung der geländefolgenden Höhenkoordinate ζ (Vertikalkoordinate).

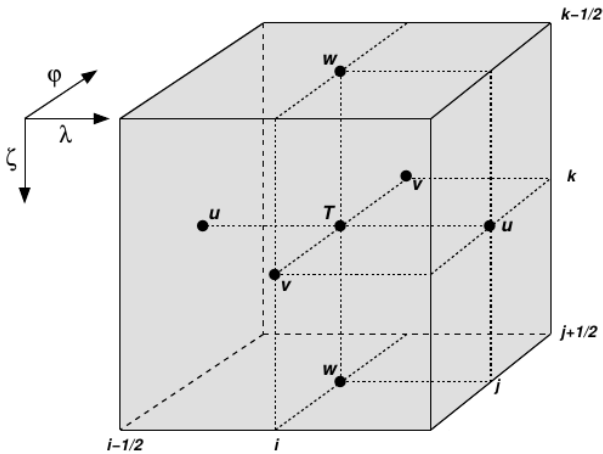


Abbildung 3.2: Gitterbox mit Anordnung der Variablen in einem Arakawa-C/Lorenz Gitter, aus Doms und Baldauf (2015)

Für die zeitliche Diskretisierung wird ein Runge-Kutta-Verfahren dritter Ordnung verwendet (Liu et al., 1994; Wicker und Skamarock, 2002). Dieses kann die schnellen Moden, wie Schallwellen, thermische Kompressionswellen und hochfrequente Schwerewellen schneller lösen wie beispielsweise das vorher verwendete Leapfrog-Verfahren. Dabei werden diejenigen Terme der Gleichungen, die langsame Prozesse wie Advektion und subskalige Physik beschreiben, mit dem üblichen Runge-Kutta-Verfahren behandelt. Die zeitliche Vorwärtsrechnung erfolgt jeweils vom Zeitpunkt t auf den Zeitpunkt $t + \Delta t$, die schnellen Moden werden in dem Zeitintervall Δt mit einem kleineren, für die schnellen Wellen stabilen Zeitschritt Δt_s integriert (Baldauf et al., 2016).

Randbedingungen Ein regionales Wetter- oder Klimamodell hat einen unteren und oberen Rand sowie seitliche Begrenzungsflächen. Es benötigt Randbedingungen des Bodens und der Atmosphäre zum Initialisierungszeitpunkt und während der Simulation. Anfangsbedingungen werden nur zum Start der Simulation gebraucht. Die atmosphärischen prognostischen Variablen werden durch Interpolation von Daten grobskaligerer Regional- oder Globalmodelle sowie Reanalysen auf die gewünschte Maschenweite gebracht. In COSMO wird dies durch die Vorprozessierung mit dem Programm INT2LM (Schättler und Blahak, 2017) realisiert. An den seitlichen Gebietsgrenzen wird interaktives Einwege-Nesting genutzt. Die zeitliche Entwicklung der prognostischen Variablen wird von den vorprozessierten Daten der gröber aufgelösten Modelle übernommen. Die Unterschiede in den Auflösungen können numerische Probleme verursachen und zu numerischem Rauschen an den Rändern führen. Um die Ausbreitung des Rauschens bis in das innere Modellgebiet zu verhindern wird ein Relaxationsschema von Davies (1976, 1983) genutzt. Dabei werden die Modellvariablen in einer Pufferzone modifiziert, bevor sie sich mit den Variablen der Antriebsdaten vermischen. Dieses Relaxationsschema wird für alle prognostischen Variablen angewandt, ausgenommen dem Vertikalwind. Für diesen ist eine schlupffreie seitliche Randbedingung definiert. Die Pufferzone (Namelist-Parameter „rlwidth“) sollte 10–15 mal so groß sein wie die Ma-

schenweite des Modellgitters, jedoch maximal 0.25-mal so groß wie das ganze Gebiet. Es existiert kein Massenaustausch am oberen Rand des Modellgebietes, die Oberfläche wird als fest angenommen. Um Wellenreflektionen zu unterdrücken, wird ein Rayleigh-Dämpfungsschema verwendet (optional). Die untere Grenzfläche wird durch ein Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modell (engl.: Soil Vegetation Atmosphere Transfer model, ab jetzt: SVAT-Modell) beschrieben. Als Standard ist dabei TERRA_ML mit COSMO gekoppelt. Ebenso können VEG3D (Abschnitt 3.3) und TERRA_URB (Modifizierung und Erweiterung von TERRA_ML, verfügbar seit 2016, siehe Abschnitt 8.3) genutzt werden.

3.2.2 Physikalische Parametrisierungen

Atmosphärische Prozesse treten in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Größenordnungen auf. Das Spektrum dieser Prozesse reicht von der molekularen Größenordnung in der zeitlichen Dauer von Sekunden, zum Beispiel Kondensationsvorgänge, bis zu kontinentaler Größenordnung mit charakteristischen Ablaufzeiten von Tagen, beispielsweise Zyklontätigkeit. Klimatische Prozesse erweitern dieses Spektrum noch zu zeitlich weit längeren Größenordnungen (Liljequist und Cehak, 1984). Prozesse mit Abmessungen kleiner als der Maschenweite eines numerischen Modells können nicht explizit berechnet werden. Aus numerischen Gründen ist eine realistische Darstellung von Prozessen sogar erst möglich, wenn deren Ausdehnung drei- bis viermal so groß ist wie die Maschenweite des Modells (Heise, 2002). Deshalb müssen Prozesse parametrisiert werden, die im Modellgitter nicht explizit lösbar sind. Eine detailliertere Beschreibung findet sich in der Modelldokumentation (Doms et al., 2011).

Turbulenz Die subgridskalige Turbulenz in der Atmosphäre wird mit einer Schließung der Ordnung 2.5 nach Mellor und Yamada (1982) parametrisiert. Hierbei bleibt die prognostische Gleichung für die turbulente

kinetische Energie (TKE) erhalten. Die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchtigkeit in der Oberflächenschicht sorgen dabei für die Kopplung zwischen dem Atmosphärenmodell und dem SVAT-Modell. Das Oberflächentransferschema von COSMO ist dabei eng mit dem TKE-Schema der subgridskaligen Turbulenz verknüpft. Als Oberflächenschicht ist in COSMO diejenige zwischen dem Boden und der untersten Modellschicht zu verstehen. Sie wird vom Boden her in die laminar-turbulente Unterschicht, die Rauigkeitsschicht und Prandtl-Schicht mit vertikal konstanten turbulenten Flüssen unterteilt. Die Rauigkeitsschicht reicht von der unebenen Oberfläche, an der die Turbulenzlänge $l = \frac{\lambda_l}{\kappa}$ ist, mit der turbulenten Längenskala λ_l und der von-Karman-Konstante κ , bis $l = h$, wobei l proportional zur vertikalen Höhe z innerhalb der Prandtl-Schicht darüber und h gleich der dynamischen Rauigkeitslänge z_0 ist. Die untere Grenze der Schicht konstanter Flüsse (und des Atmosphärenmodells) ist definiert als eine ebene Fläche mit einem turbulenten Abstand $l = h$ von der Oberfläche. Diese Aufteilung macht es möglich, zwischen den Modellvariablen an der festen Erdoberfläche, die vom SVAT-Modell berechnet werden, und Werten bei $l = h$, die von der Atmosphäre „gesehen“ werden, zu unterscheiden (Doms et al., 2011).

Die Parametrisierungen für die turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche verwenden Annahmen über die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit und der Temperatur in den unteren Dekametern über der Erdoberfläche. Aus diesen Profilen können die diagnostischen Ausgabegrößen des Modells, wie Temperatur und Taupunkt in 2 m Höhe und Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, durch Interpolation zwischen den Werten an der Erdoberfläche und denen des untersten Modellniveaus gewonnen werden (Heise, 2002).

Wolken und Niederschlag COSMO stellt vier Schemata zur Parametrisierung von Niederschlag zur Verfügung, die sich in der Anzahl der Hydrometeore unterscheiden. Im operationellen Gebrauch des DWD ist seit 2003 ein Wolken-Eis Einmomenten-Schema mit den zum Wasserdampf zusätzlichen Variablen q_c (Wolkenwassergehalt) und q_i (Wolkeneisgehalt) sowie den niederschlagba-

ren q_r (Regen), q_s (Schnee) und q_g (Graupel), wobei Graupel nur für hochaufgelöste Simulationen mit expliziter Berechnung hochreichender Konvektion vorgesehen ist. Es erlaubt die Niederschlagsbildung in Wasser-, Mixphasen- und Eiswolken. Der Niederschlagstransport findet 3-dimensional statt. Tritt in einem Gitterelement Übersättigung auf, bekommt es bei skaligen Kondensationsprozessen den Bedeckungsgrad 1. Subgridskalige Wolken werden durch eine auf der relativen Feuchte und Höhe basierenden empirischen Funktion dargestellt. Ein zugehöriger Wolkenwassergehalt wird ebenfalls berechnet.

Konvektion Konvektive Prozesse treten in der Atmosphäre auf unterschiedlichen Skalen auf. Mesoskalige Organisationsformen wie Multizellen-Cluster können beispielsweise einen Durchmesser von 15 km bis 30 km horizontaler Ausdehnung aufweisen. Simulationen mit ähnlichen und etwas kleineren Maschenweiten, das heißt circa 4 km bis 10 km („konvektive Grauzone“), können diese jedoch nicht oder nur teilweise explizit darstellen, sie müssen parametrisiert werden. Zur Parametrisierung subgridskaliger hochreichender Konvektion wird in COSMO ein Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989) genutzt. Weisman et al. (1997) zeigen für die mittleren Breiten, dass Simulationen mit 4 km horizontaler Auflösung in der Lage sind, den Großteil der mesoskaligen Strukturen von konvektiven Systemen mit Böenwalzen, die vergleichbare 1 km-Simulationen erzeugen, zu reproduzieren. Diese müssen somit nicht parametrisiert werden. Aus diesem Grund wird für Maschenweiten unterhalb von 4 km die Parametrisierung hochreichender Konvektion normalerweise ausgeschaltet. Für die flache beziehungsweise kleinskaligere Konvektion wird ein reduziertes Schema nach Tiedtke (1989) verwendet.

Strahlung Das Strahlungsschema nach Ritter und Geleyn (1992) basiert auf der sogenannten δ -two-stream-Methode (Zdunkowski und Korb, 1985), bei der anstelle einer Berechnung der zenit- und azimutabhängigen Strahldichten nur zwischen den aufwärts beziehungsweise abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten und dem direkten Anteil der solaren Strahlung unterschieden wird. Zur

Beschränkung der Rechenzeit wird anstatt für einzelne Absorptionslinien die Strahlungstransfergleichung für drei Spektralintervalle im solaren Bereich und fünf Spektralintervalle im thermischen Bereich berechnet. Für Überlappung vertikal übereinander lagernder Wolken wird maximale Überlagerung bei vertikal direkt benachbarten Wolken sowie zufällige Überlagerung bei nicht direkt benachbarten Wolken angenommen (Heise, 2002). Es werden die Effekte für folgende optische Komponenten berücksichtigt: Wolkenwassertropfen, Eiskristalle, Wasserdampf, Ozon, Kohlenstoffdioxid sowie andere Spurengase und Aerosole. Für den Gehalt von Ozon, Kohlenstoffdioxid und Aerosolen in den verschiedenen Schichten werden Klimatologien benutzt.

Subgridskalige Orographie Die Differenz zwischen der realen und im Modell dargestellten Orographie ist umso größer, je höher und steiler ein Gebirge ist und je gröber das Modell aufgelöst ist. Deshalb werden die planetarischen Wellen durch die Modellorographie nicht genügend angeregt (Heise, 2002). Mittels der Parametrisierung der subgridskaligen Orographie (SSO) nach Lott und Miller (1997) können Strömungen blockiert und Schwerewellen angeregt werden, die einen erheblichen Einfluss auf die mittlere Strömung ausüben. Operationell wird das SSO-Schema für das europaweite Gebiet der Modellkette des DWD mit circa 7 km horizontaler Auflösung und für gröbere Modellmaschenweiten verwendet.

3.3 Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modelle

Der Austausch von Wärme, Feuchtigkeit und Impuls zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre kann große Auswirkungen auf die bodennahen meteorologischen Parameter haben, ebenso mögliche Rückkopplungsmechanismen auf atmosphärische Prozesse, wie zum Beispiel die Entwicklung der Grenzschicht, Bewölkung und Niederschlagsbildung. Um die Prozesse im Boden darstellen zu können, wird ein SVAT-Modell benötigt, welches die

unteren Randbedingungen für den Atmosphärenteil bereitstellt. Die Kopplung zwischen dem SVAT- und Atmosphärenmodell erfolgt über die vertikalen Flüsse in der Oberflächenschicht (Abschnitt 3.2.2, Turbulenz). Hierfür werden die Parameter Temperatur und Feuchte an der Erdoberfläche benötigt, welche von den SVAT-Modellen berechnet werden. Falls die Vegetation explizit betrachtet wird, müssen zusätzliche Austauschprozesse zwischen den Pflanzen, dem Boden und der Atmosphäre berücksichtigt werden. Im folgenden werden die SVAT-Modelle TERRA_ML und VEG3D, die zur Kopplung mit CCLM für die Klimasimulationen in dieser Arbeit genutzt werden, kurz beschrieben.

TERRA_ML

TERRA_ML ist ein mehrschichtiges SVAT und basiert auf dem Zweischichtenmodell TERRA nach Jacobsen und Heise (1982). Die folgende Beschreibung von TERRA_ML stützt sich hauptsächlich auf die Dokumentation nach Doms et al. (2011), in der das Modell detailliert beschrieben ist. TERRA_ML berechnet die Temperatur und den Wassergehalt im Boden, welche für den Austausch mit dem Atmosphärenmodell benötigt werden. Die Temperatur wird mittels direkter Lösung der Wärmeleitungsgleichung (Gleichung 3.17) berechnet, der Bodenwassergehalt mit der Richards-Gleichung (Gleichung 3.15). Die Verdunstung von vegetationslosen Oberflächen wird als Funktion des Wassergehalts berechnet, die Transpiration der Pflanzen zusätzlich in Abhängigkeit von der Strahlung und der Umgebungstemperatur. Viele Parameter des Bodenmodells hängen entscheidend von der Bodenzusammensetzung ab. Die unterschiedlichen Bodentypen sind Eis, Fels, Sand, sandiger Lehm, Lehm, toniger Lehm (Löß), Ton, Torf, Meerwasser und Meereis. Die Schichtenanzahl und Dicke kann im Prinzip frei gewählt werden. Im operationellen Betrieb des DWD arbeitet TERRA_ML mit 10 aktiven Schichten bis in 11.5 m Tiefe (Stand: 2018). Die elfte inaktive unterste Schicht ist die sogenannte Klimaschicht, in der die jährliche mittlere bodennahe Temperatur als Randwert

gesetzt wird (Doms et al., 2011). Bei Berechnung des Wassergehalts im Boden ist die Anzahl der aktiven Schichten auf 6 begrenzt ist.

Bodenwassergehalt Im hydrologischen Teil des Modells wird der Flüssigwassergehalt aller Wasserreservoirs an der Oberfläche und im Boden berechnet. Dies ist das aufgefangene Wasser an der Oberfläche (inklusive Tau), das Schneereservoir (inklusive Eis und Rauheis) und das gesamte Wasser in den Bodenschichten. Der flüssige Bodenwassergehalt wird mit Hilfe der Richards-Gleichung berechnet. Unter Vernachlässigung von Evapotranspiration und Abfluss heißt diese

$$\frac{\partial w_B}{\partial t} = -\frac{\partial F_w}{\partial z}, \quad (3.15)$$

wobei w_B der flüssige Wasseranteil im Boden ist und F_w der vertikale Wassertransport. Dieser ist abhängig von der Dichte des Wassers sowie der hydraulischen Diffusivität und Leitfähigkeit, welche in Abhängigkeit vom Wassergehalt stark variieren (Heise, 2002). Am oberen Rand ist der vertikale Wassertransport durch die Quellen des Niederschlags sowie Tau- und Rauheisbildung gegeben. Die Senken sind Verdunstung, Transpiration und der Verlust durch Abfluss des Bodenwassers. Der Austausch des Wassers zwischen den einzelnen Reservoirs findet mittels Einsickerung, Durchfluss, Kapillarkräften sowie durch Schmelzen und Gefrieren im Speicherreservoir statt. Am unteren Ende der letzten aktiven hydrologischen Schicht wird eine Gravitationsflussbedingung angewandt, das bedeutet, es trägt nur noch die Gravitationskraft zum Wassertransport bei, während die kapillaren Transporte vernachlässigt werden. Versiegelte Flächen sowie Wasser- und Schneeflächen werden gesondert betrachtet. Es können verschiedene Landnutzungsarten innerhalb einer Gitterzelle vorhanden sein. Vegetationsabhängige Parameter, wie beispielsweise der Blattflächenindex und die Vegetationsbedeckung, werden aus einem gewichteten Mittel der Landnutzungsklassen berechnet.

Die jahreszeitliche Veränderung wird über eine Vegetationsfunktion ermittelt (Breil, 2015).

Die Kopplung zwischen Boden und Atmosphäre findet über die turbulenten Flüsse in der Oberflächenschicht statt. Den Oberflächenfluss des Wasserdampfes ($LH_{q_v, sfc}^3$, latenter Wärmefluss) erhält man aus folgender Parametrisierung:

$$LH_{q_v, sfc}^3 = \rho C_q^d |\vec{v}_h| (q_v - q_{v, sfc}). \quad (3.16)$$

Dabei sind C_q^d der turbulente Transferkoeffizient für Feuchte, q_v die spezifische Feuchte, \vec{v}_h die Windgeschwindigkeit des untersten Atmosphärenlevels und $q_{v, sfc}$ die spezifische Feuchte an der Bodenoberfläche.

Evapotranspiration Die Berechnung der Verdunstungsrate erfolgt über die potentielle Evapotranspiration. Dafür wird in Gleichung 3.16 für die spezifische Feuchte an der Erdoberfläche die Sättigungsfeuchte bei der Oberflächentemperatur T_{sfc} gesetzt. Die Verdunstungsbestimmung erfolgt dabei nach einem Ansatz von Dickinson (1984). Die maximale Verdunstung des Bodens beruht auf dem Konzept, dass der Boden nicht mehr Wasser verdunsten kann als aus tieferen Schichten nachgeliefert wird, oder in einem Interzeptionsreservoir vorhanden ist. Für die Transpiration von Pflanzen werden folgende Vereinfachungen vorgenommen: die Temperatur der Pflanzen wird der Oberflächentemperatur des Bodens gleichgesetzt und der Feuchtefluss zwischen der Pflanze und der Bestandsluft ist dem zwischen der Pflanze und der darüber liegenden Atmosphäre gleichgesetzt. Die Transpiration kann dann mit Hilfe des Bestandswiderstands- und Atmosphärenwiderstandskoeffizienten berechnet werden.

Bodentemperatur Die Bodentemperatur wird mit Hilfe der Wärmeleitungsgleichung berechnet (Heise, 2002):

$$\rho c \frac{\partial T_B}{\partial t} = \frac{\partial B}{\partial z} + L_f \frac{\partial w_i}{\partial t}. \quad (3.17)$$

Dabei ist T_B die Bodentemperatur, ρc die Wärmekapazität, w_i der Eisgehalt im Boden, L_f die Gefrierwärme und B der Bodenwärmestrom mit einer vom Bodenwassergehalt abhängenden Wärmeleitfähigkeit. Die untere Grenzschicht wird durch ein klimatologisches Mittel beschrieben. An der oberen Grenzschicht findet die Kopplung mit der Atmosphäre durch Strahlung sowie fühlbare und latente Wärmeflüsse statt. Wenn Schnee liegt, wird ein Wärmefluss zwischen dem Schnee und Boden parametrisiert. Ebenso werden die Effekte des Schmelzens von Schnee, Gefrierens von Regen und Wasser im Interzeptionsreservoir, das Schmelzen des Schnees im Interzeptionsreservoir und das Gefrieren von Wasser sowie das Tauen von Schnee in den Bodenschichten berücksichtigt (Doms et al., 2011). Die Kopplung mit der Atmosphäre erfolgt über den fühlbaren Wärmestrom (SH_{sfc}^3):

$$SH_{sfc}^3 = \rho C_h^d |\vec{v}_h| (\theta p_{sfc} - T_{sfc}). \quad (3.18)$$

Dabei ist C_h^d der turbulente Transferkoeffizient für Wärme, θ die potentielle Temperatur im untersten Atmosphärenlevel und p_{sfc} der Luftdruck am Boden.

VEG3D

Aufbauend auf einer Arbeit von Deardorff (1978) wurde das SVAT-Modell VEG3D von Schädler (1990) entwickelt und anschließend am Institut für Meteorologie und Klimaforschung - Department Troposphärenforschung (IMK-TRO) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) weiterentwickelt. Die Kopplung mit CCLM erfolgt über OASIS². Die grundlegenden Gleichungen für die Berechnung der Bodentemperaturen und des Wassergehalts stimmen in TERRA_ML und VEG3D überein. Trotzdem werden in beiden Modellen

² <https://portal.enes.org/oasis> (zuletzt abgerufen: 22.06.2018)

einzelne Prozesse unterschiedlich umgesetzt (Breil, 2015). Der bedeutendste Unterschied zwischen den beiden Modellen ist die Vegetation. Im Gegensatz zu TERRA_ML existiert in VEG3D eine explizite Vegetationsschicht zwischen der Bodenoberfläche und der Atmosphäre, über die die gesamten Austauschprozesse zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre stattfinden. Weitere Unterschiede zwischen beiden Modellen sind die unterschiedlichen Parametrisierungen der Bodenwärmeleitfähigkeit, der Wurzeltiefen, der Berechnung des Abflusses sowie der hydraulischen Leitfähigkeit und der Schneebedeckung.

4 Datengrundlage

Im Folgenden werden die verfügbaren Simulationsdaten (Abschnitt 4.1) sowie die Beobachtungsdaten (Abschnitt 4.2) beschrieben, mit denen die Simulationen verglichen werden (folgt in Kapitel 5). Darauf aufbauend wird eine Validierung der Berechnung der Strahlungstemperatur und des sich daraus ergebenden UTCI sowie der Feuchttemperatur gezeigt (Abschnitt 4.3). Abschließend wird eine Beschreibung der Bewertungsgrößen gegeben, die in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich genutzt werden (Abschnitt 4.4).

4.1 Konfiguration der Modell-Simulationen und CCLM-Ensemble

In diesem Abschnitt werden die mehrdekadischen Klimasimulationen beschrieben (Gebiete, Auflösungen, Setup), die das Ensemble bilden, mit welchem das Klimaänderungssignal des UTCI, der Feuchttemperatur sowie deren bildender Größen bestimmt werden. Das resultierende Ensemble besteht dabei aus schon am IMK-TRO verfügbaren und neu gerechneten Simulationen mit unterschiedlichen Antriebsmodellen, Emissionsszenarien, Auflösungen und SVAT-Modellen.

Vorhandene Simulationen Das Ensemble baut auf bisherigen Klimasimulationen von Sedlmeier (2015) auf. Hierbei handelt es sich um 4 Simulationsketten von CCLM mit den globalen Antriebsmodellen ECHAM6, EC-Earth, CNRM-CM5 und HadGEM2. Eine Beschreibung der Globalmodelle befindet sich in Tabelle 4.1. Die dabei genutzte CCLM-Version ist V4.8_clm17. Alle Simulationen wurden mit dem Emissionsszenario RCP8.5

Tabelle 4.1: Globale Klimamodelle sowie deren Bezeichnungen in dieser Arbeit (Spalte 1). Unten die Reanalyse, welche als Antrieb der Referenzläufe genutzt wird.

Bezeichnung	Erdsystemmodell, Atmosphärenteil (ESM, ATM)	Institut	Emissions- szenario	Maschenweite ATM, Level	Referenz
ECHAM6	MPI-ESM-LR, ECHAM6	MPI-M, Deutschland	RCP4.5 und 8.5	T63 (1.8°, ca. 180 km), L47	Stevens et al. (2013)
EC-EARTH	EC-EARTH, IFS Cy31r1	EC-EARTH Consortium, Europa	RCP8.5	1.125°, L62	Hazelger et al. (2012)
CNRM-CM5	CNRM-CM5, ARPEGE- Climat V5.2	CNRM und CERFACS, Frankreich	RCP8.5	1.4°, L31	Voldoire et al. (2013)
HadGEM2	HadGEM2-ES, HadGEM2-A	Met Office Hadley Centre, Großbritannien	RCP8.5	1.875° x 1.25° (140 km), L38	Collins et al. (2011)
ERA-Interim	IFS Cy31r2	EZMW, Großbritannien	Reanalyse	0.75°, L60 (80 km)	Dee et al. (2011)

gerechnet – RCP8.5 ist eines der vier Representative Concentration Pathways (RCPs) und bedeutet, dass die Differenz des Strahlungsantriebs dieses Szenarios zwischen der vorindustriellen Zeit und 2100 circa $+8.5 \text{ W m}^{-2}$ beträgt (Moss et al., 2008, 2010) – und haben 40 vertikale Level. Sie überdecken den historischen Zeitraum 1968–2000 sowie die zukünftige Periode 2018–2050. Da der Bodenwassergehalt in Klimamodellen eine Einschwingphase von 2–3 Jahren besitzt (Meissner et al., 2009; Khodayar et al., 2015), werden diese Jahre für die Auswertung nicht genutzt; somit stehen die Klimaperioden 1971–2000 und 2021–2050 zur Verfügung. Die horizontalen Maschenweiten der CCLM-Simulationen betragen 0.44° (circa 50 km) für das erste Nest sowie 0.0625° (circa 7 km) für das zweite Nest. Die seitlichen Pufferzonen ($rwidth = 500 \text{ km}$ beziehungsweise 50 km, siehe Abschnitt 3.2.1) ergeben bei den jeweiligen Maschenweiten Relaxationszonen von 13 beziehungsweise 11 Gitterpunkten ($rwidth/\Delta x + 3$), die für die Auswertung der Ergebnisse nicht genutzt werden sollten. Die Rechengebiete der Simulationen zeigt Abbildung 4.1 (weiß gestrichelte Linien), im Flussdiagramm (Abbildung 4.2) sind es die ersten 4 Simulationsketten von links.

Die 50 km Simulationen mit 118×110 Gitterpunkten reichen im Westen bis zu den Azoren, im Norden bis Grönland, schließen im Osten nahezu komplett das schwarze Meer ein und enden im Süden in der Zentralsahara. Die 7 km Simulationen mit horizontal 165×200 Gitterpunkten reichen im Westen bis Großbritannien, im Norden schneiden sie Norddänemark, im Osten gehen sie bis Osttschechien und im Süden erreichen sie den Golf von Ligurien. Als Referenzsimulation existiert eine mit ERA-Interim angetriebene Modellkette für den Zeitraum 1991–2010. Da diese zeitlich nur teilweise überlappend ist, wird sie in Abbildung 4.2 nicht gezeigt. Die Update-Intervalle der Randbedingungen von sowohl den globalen zu den regionalen Simulationen, als auch jeweils von regionaler zu regionaler Simulation (50 km zu 7 km), betragen jeweils 6 Stunden.

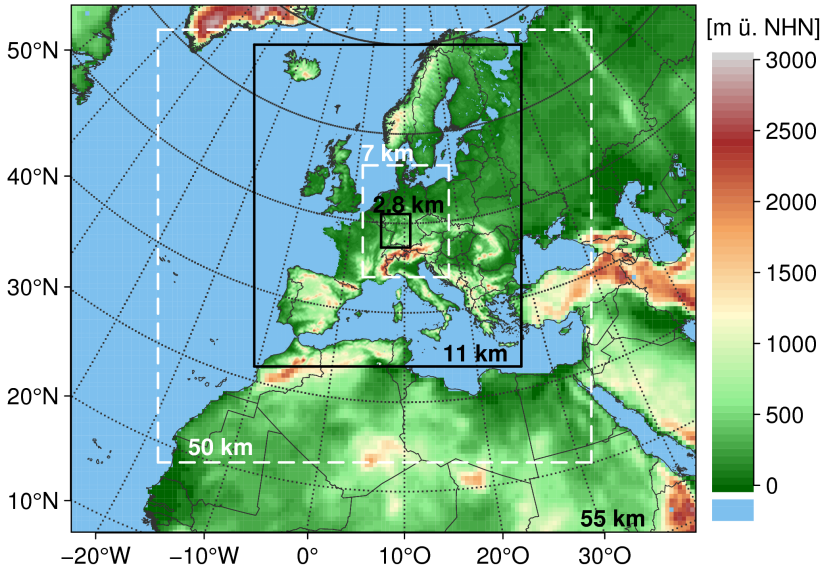


Abbildung 4.1: Rechengebiete aller verwendeten CCLM-Simulationen mit den horizontalen Auflösungen als Bezeichnung. Die weiß gestrichelten Linien umfassen die Gebiete der bereits verfügbaren Simulationen mit den Maschenweiten 50km und 7km. Die schwarzen Linien umfassen die Gebiete der neuen Simulationen mit den Maschenweiten 55 km, 11 km und 2.8 km.

Eigene Simulationen Zusätzlich zu den vorhandenen Simulationen werden neue Klimasimulationen durchgeführt, um das Ensemble zu erweitern und mit dem Ziel, die Auflösung bis auf konvektionserlaubende Maschenweiten zu verfeinern. Diese Simulationen werden mit der CCLM-Version V5.0_clm4 gerechnet. Da bei gleicher Anzahl der Gitterpunkte und feinerer Gitterauflösung, aufgrund des geringeren Zeitschritts, mehr Rechenzeit benötigt wird, wird dies nur mit dem Antrieb eines Globalmodells durchgeführt (ECHAM6), aber mit zwei Emissionsszenarien, RCP4.5 und RCP8.5.

ECHAM6 wird im ersten Nesting-Schritt auf 0.5° (circa 55 km) horizontale Maschenweite und 40 vertikale Level, sowie weiter über 0.1° Maschenweite (circa 11 km) und 40 vertikale Level auf finale 0.025° Maschenweite

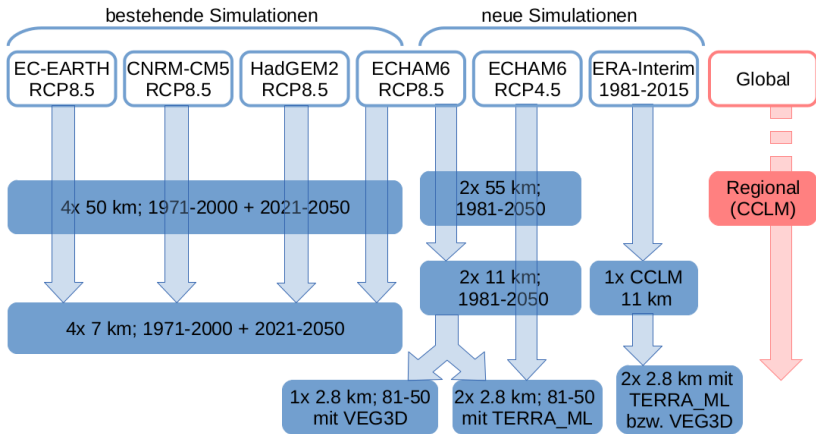


Abbildung 4.2: Flussdiagramm aller CCLM-Simulationen die zur Evaluierung (Kapitel 5) sowie zur Berechnung des Klimaänderungssignals (Kapitel 7) genutzt wurden. Die oberste Reihe zeigt die Globaldaten, darunter die genesteten CCLM-Simulationen mit Auflösung, Zeitraum und gegebenenfalls dem SVAT-Modell. Die Ziffern vor den CCLM-Simulationen stellen die Gesamtanzahl der Simulationen pro Box dar.

(circa 2.8 km) und 50 vertikale Level mittels dynamischem Downscaling verfeinert.

Im Flussdiagramm (Abbildung 4.2) sind die neu gerechneten Klimasimulationen in Spalte 4, rechter Zweig, sowie Spalte 5 abgebildet. Als Referenzsimulation wird CCLM mit ERA-Interim als Antrieb von 1981–2015 gerechnet. Dabei wird ERA-Interim via 11 km auf 2.8 km verfeinert (Abbildung 4.2, rechte Spalte). Die Gebiete der neu gerechneten Simulationen zeigt Abbildung 4.1 als schwarze durchgehende Linien. Das größte Gebiet mit 55 km Maschenweite und 160 x 120 Gitterpunkten horizontal reicht im Nordwesten bis Neufundland und Grönland, im Osten bis zum kaspischen Meer, im Süden bis in die Südsahara sowie im Südwesten bis zu den Kapverden. Die 11 km-Simulationen mit 320 x 360 Gitterpunkten schließen im Nordwesten Island ein, im Norden fast ganz Skandinavien, reichen im Osten bis zum westlichen Rand

des schwarzen Meeres, im Süden bis Nordafrika auf Höhe des Atlasgebirges und im Westen bis über die iberische Halbinsel hinaus.

Die 2.8 km-Simulationen haben aus Rechenzeitgründen weniger Gitterpunkte horizontal (140 x 150) und erstrecken sich vom französischen Jura im Südwesten bis an die niederländische Grenze im Nordwesten, im Osten schneiden sie Thüringen und Bayern meridional und reichen im Süden bis kurz vor die Schweizer Alpen. Bis auf das 2.8 km Gebiet haben alle Simulationen 40 vertikale Level und laufen mit eingeschalteter flacher und hochreichender Konvektionsparametrisierung. Bei den 2.8 km-Simulationen ist die Parametrisierung der hochreichenden Konvektion ausgeschaltet; sie haben 50 vertikale Level.

Die seitlichen Pufferzonen (rlwidth=550 km, 110 km und 28 km, siehe Abschnitt 3.2.1) ergeben bei den jeweiligen Maschenweiten Relaxationszonen von jeweils 13 Gitterpunkten, die für die Auswertung der Ergebnisse nicht genutzt werden sollten.

Mit dieser Konfiguration werden Maschenweiten „konvektiver Grauzone“ vermieden (siehe Abschnitt 3.2.2). Als neuer Kontrollzeitraum wird der Zeitraum 1981–2010 gewählt, da die WMO empfiehlt die neuen Vergleichsklimatologien alle 10 Jahre zu erneuern¹. Außerdem können damit als Antriebsdaten für die Referenzsimulationen ausschließlich die Reanalysen von ERA-Interim (Dee et al., 2011) genutzt werden. Diese sind ab 1979 verfügbar und mit circa 80 km höher aufgelöst als die ERA40-Reanalysen (Uppala et al., 2005), welche bis 1957 zurück reichen und circa 120 km horizontale Auflösung besitzen. Hiermit kann ein Nesting-Zwischenschritt von den Reanalysen auf 11 km Maschenweite vermieden werden, wenn der Auflösungssprung bei der Verfeinerung kleiner 10 gehalten werden soll (vergleiche Abschnitt 3.1). Zusätzlich zu den beiden

¹ „... The new technical regulation on “Calculating Climatological Standard Normals“ approved by Congress means that all countries will start using the period 1981–2010. This period would be updated every 10 years, so that the 30-year climate normal to be used in the 2020s would be 1991–2020. But the 1961–1990 baseline for assessing climate change will be kept until there is a scientifically compelling reason for changing it ...“ ; Quelle: <https://public.wmo.int/en/media/news/new-two-tier-approach-%E2%80%9Cclimate-normals%E2%80%9D> (zuletzt aufgerufen: 04.01.2018)

2.8 km-Simulationen mit den Emissionsszenarien RCP4.5 und RCP8.5 und gekoppelt mit dem SVAT TERRA_ML (Abschnitt 3.3), wird eine Simulation mit VEG3D (Abschnitt 3.3) für die Modellkette mit dem Emissionsszenario RCP8.5 gerechnet. Die Simulationen sind alle transient, das heißt durchgehend von 1979 bis 2050 verfügbar. Genutzt werden aufgrund der 2- bis 3-jährigen Einschwingphase des Bodens die Jahre 1981–2050. Die Referenzsimulationen mit 11 km und 2.8 km Maschenweite decken den Zeitraum 1981–2015 ab. Mit 2.8 km horizontaler Auflösung existiert sowohl eine mit TERRA_ML gekoppelte CCLM-Simulation sowie eine mit VEG3D. Wie bei den schon vorhandenen Simulationen sind die Update-Intervalle der Randbedingungen sowohl von den globalen zu den regionalen Simulationen, wie auch jeweils von regionaler zu regionaler Simulation (55 km zu 11 km zu 2.8 km), mit jeweils 6 Stunden die gleichen.

Anwendungen Die in den letzten beiden Abschnitten beschriebenen regionalen CCLM-Simulationen bilden zusammen ein Ensemble an Klimasimulationen mit unterschiedlichen Antriebsmodellen, Emissionsszenarien, Auflösungen und SVAT-Modellen. Daneben existieren mit ERA-Interim angetriebene Referenzsimulationen. Je nach räumlicher Ausdehnung der Gebiete sowie Maschenweite, können die Simulationen für unterschiedliche Anwendungen genutzt werden. Die räumliche Ausdehnung der Simulationen zeigt Abbildung 4.1. Mittels der Gebietsgrößen der Simulationen mit den Maschenweiten 11 km, 50 km und 55 km ist es möglich, die objektive Wetterlagenklassifikation (folgt in Abschnitt 5.2.2) für einen Bereich in Zentraleuropa durchzuführen. Um die Klimaänderungssignale des UTCI, der Feuchttemperatur und deren bildender Größen im Ensemble zu bestimmen, werden die höher aufgelösten Simulationen genutzt (11 km und feiner). Die schon verfügbaren Klimasimulationen decken den historischen Zeitraum 1971–2000 ab, die neuen sind transient ab dem Jahr 1981 verfügbar. Das heißt, für das Ensemble können die sich überlappenden Jahre 1981–2000 für den historischen Zeitraum (Kontrollzeitraum) genutzt werden. Damit der historische und zukünftige Zeitraum

die gleiche Länge haben, werden für die Zukunft die Jahre 2031 bis 2050 (Projektionszeitraum) genutzt.

Die Nomenklatur der einzelnen Simulationen sieht wie folgt aus:

- Jeder Simulationsname enthält den Namen des antreibenden Globalmodells (GCM), die Nestnummer (zum Beispiel 1st, 2nd oder 3rd) sowie die Maschenweite (in dieser Reihenfolge).
- Wird die Simulation mit einem anderen SVAT als TERRA_ML gekoppelt, wird dieses zusätzlich im Namen genannt. Dabei wird VEG3D mit V3D abgekürzt.
- Das Emissionsszenario steht nur im Namen, wenn es nicht RCP8.5 ist. RCP4.5 wird mit P4.5 abgekürzt.
- Nach der Bias-Korrektur bekommen die Simulationen den Anhang BC.
- Die Namen der Abkürzung einer Simulation sind im Text kursiv geschrieben.

Beispielsweise wird die bias-korrigierte 11 km-Simulation des von ECHAM6 mit RCP4.5 angetriebenen Laufes mit *ECHAM6_2nd_11km_P4.5_BC* bezeichnet.

4.2 Beobachtungsdaten

Im Folgenden werden die Beobachtungsdaten beschrieben, mit denen die Simulationsdaten im nächsten Kapitel (5) verglichen werden. Hinsichtlich flächenhafter Vergleiche werden dafür die HYdrologischen RASterdatensätze (HYRAS) genutzt, bezüglich punktueller Vergleiche zeitlich höher aufgelöste Daten synoptischer Beobachtungen (SYNOPs; engl.: surface synoptic observations).

4.2.1 Hydrologische Rasterdatensätze (HYRAS)

Die vom DWD erstellten HYRAS-Daten enthalten Tagesmittelwerte der Temperatur, der relativen Feuchte und des Niederschlags auf einem 5 km x 5 km-

Raster für Deutschland und Umgebung. Die räumliche Ausdehnung des Datensatzes richtet sich nach den Flusseinzugsgebieten in und um Deutschland, sodass er sowohl für hydrologische Modelle, als auch als klimatischer Referenzdatensatz oder für Bias-Korrekturen regionaler Klimamodelle verwendet werden kann (Frick et al., 2014). Der Datensatz basiert auf Stationsmessungen aus Deutschland und den angrenzenden Staaten Belgien, Holland, Luxemburg, Schweiz, Österreich und Tschechien für den Zeitraum 1951–2006. Im Folgenden werden die Größen 2 m-Temperatur und relative Feuchte betrachtet, der Niederschlag wird für einen Vergleich in Abschnitt 8.1 genutzt, die Erzeugung der Niederschlagsdaten und eine Validierung ist bei Rauthe et al. (2013) beschrieben. Brien et al. (2016) zeigen damit Beispiele zur Evaluierung von CCLM-Simulationen unterschiedlicher horizontaler Maschenweiten. Für die vorliegende Arbeit ist Version V 1.1 für die Temperatur und relative Feuchte, sowie V 2.0 für den Niederschlag verfügbar.

HYRAS beinhaltet alle verfügbaren Beobachtungsdaten, räumlich wie zeitlich, die einer physikalisch plausiblen Qualitätskontrolle genügen. Die Genauigkeit der Temperaturdaten wird mit 0.1 K, die der relativen Feuchte mit 1 % angegeben. Die Interpolation der Temperatur- und Feuchtedaten erfolgt auf Basis der Optimalen Interpolation. Zunächst werden die Stationswerte, welche die Gitterzelle beeinflussen, unter Berücksichtigung der horizontalen Position und Höhe in einen Hintergrundwert und eine Abweichung geteilt. Hierbei wird eine vorläufige Oberflächentrendanalyse durchgeführt. Den Hintergrundwert erhält man durch multiple lineare Regression. Falls diese fehlschlägt, beispielsweise wegen zu steilem Gefälle, wird der Wert durch das arithmetische Mittel der die Gitterzelle beeinflussenden Stationen gebildet (Ordinary Kriging). Danach wird die räumliche Korrelationsfunktion aus allen Abweichungen gebildet, Station zu Station sowie Station zu Gitterpunkt, wobei die Höhendifferenz eine höhere Wichtung bekommt als die räumlichen Differenzen der Stationen, um die große Höhenabhängigkeit der Temperatur und Luftfeuchte zu berücksichtigen. Über die Korrelationen zwischen den Stationen sowie zwischen den Stationen und den Gitterpunkten werden die

Wichtungen der Interpolation ermittelt. Diese werden auf 1 normiert und daraus die Abweichungen gebildet, welche wieder auf den Hintergrundwert addiert werden und zu den resultierenden Werten der Gitterzellen führen.

Die relative Feuchte hängt unter anderem von der Temperatur ab. Diese Abhängigkeit muss bei der beschriebenen Interpolationsmethode eliminiert werden, weil sie den erforderlichen zugrundeliegenden räumlichen Trend, horizontal und vertikal, der Hintergrundinterpolation überdeckt. Da die spezifische Feuchte und der Wasserdampfdruck als unabhängige Parameter der feuchten Atmosphäre angenommen werden können (Peixoto und Oort, 1996), wird der Wasserdampfdruck e_p mit der relativen Feuchte RH und dem Sättigungsdampfdruck E bestimmt (Gleichung 2.9). Dabei wird E mit Hilfe der Magnus-Formel (Gleichung 2.10) berechnet und zur Interpolation genutzt. Nach der Interpolation wird der gerasterte Wasserdampfdruck mit Hilfe der Temperatur wieder in die relative Feuchte umgerechnet (Frick et al., 2014).

Abbildung 4.3 zeigt das arithmetische Mittel der Temperatur und der relativen Feuchte von HYRAS im Zeitraum 1981–2000, aufgeteilt in die 4 Jahreszeiten. Die wärmsten Regionen im Jahresmittel sind die Oberrheinebene und die Kölner Bucht. Während es am Oberrhein im Frühling und Sommer am wärmsten ist, ist es am Niederrhein aufgrund des etwas maritimeren Einflusses, im Vergleich zum Oberrhein, im Winter etwas milder. Sonst ist die Verteilung hauptsächlich von der Topographie und Kontinentalität geprägt, das heißt im Nordwesten sind die jahreszeitlichen Schwankungen am geringsten, im Osten und Südosten am größten. Wie bei der Temperatur sind die Mittelwerte der relativen Feuchte in Mitteleuropa abhängig von der Topographie und Kontinentalität und unterliegen jahreszeitlichen Schwankungen. Die Regionen mit den geringsten relativen Feuchten sind der Osten Deutschlands sowie am Ober- und Niederrhein. Dies gilt nicht für die absolute Feuchte. Im Frühling und Sommer ist die relative Feuchte im Mittel 10 % geringer als im Herbst und Winter. In den Küstengegenden ist die relative Feuchte aufgrund des maritimen Einflusses und in den Mittelgebirgen aufgrund der niedrigeren Temperaturen und aufgrund von Stauwirkungen immer etwas höher.

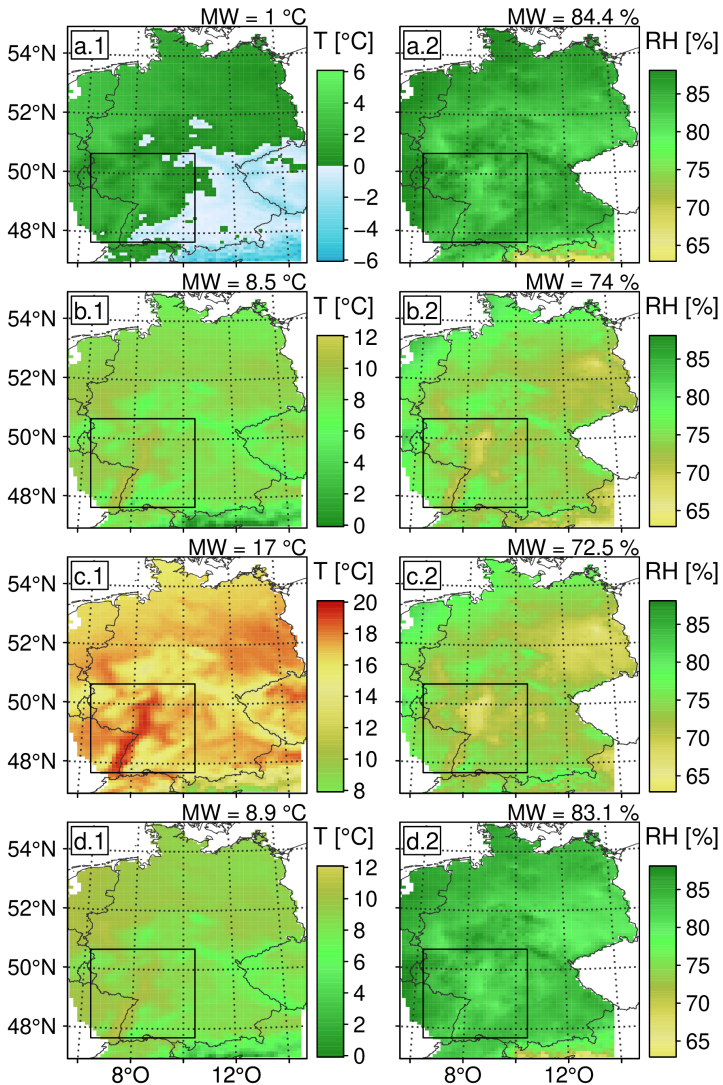


Abbildung 4.3: Mittelwerte der Temperatur (links) und relativen Feuchte in 2 m (rechts) der einzelnen Jahreszeiten im Zeitraum 1981–2000 auf Basis von HYRAS. Die Teilbilder zeigen die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Der Mittelwert (MW) gibt das arithmetische Mittel der Parameter an den Gitterpunkten innerhalb des schwarz umrandeten Teilgebietes an.

4.2.2 Synoptische Beobachtungen (SYNOPs)

Die Stationsdaten sollen folgende Kriterien erfüllen:

- Alle meteorologischen Parameter zur Berechnung des UTCI müssen vorhanden sein. Das sind die Temperatur und relative Feuchte in 2 m Höhe, der Bedeckungsgrad, der Luftdruck, die direkte und diffuse Einstrahlung sowie die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe.
- Die Zeitreihen sollen den Zeitraum 1981–2012 stündlich abdecken, damit sie sowohl zur Validierung der Simulationsdaten im Kontrollzeitraum 1981–2000, als auch zur Bias-Korrektur (1995–2012) verwendet werden können (Abschnitt 6).
- Es müssen SYNOPs aus unterschiedlichen Gebieten in Deutschland vorhanden sein, damit die Vergleiche auf der Fläche repräsentativ sind. Der Fokus liegt auf dem Südwesten Deutschlands.

Die obigen Bedingungen werden von sieben Stationen zumindest teilweise erfüllt. Diese sind im Nordwesten Osnabrück (OSB), im Nordosten Potsdam (PM), im Osten Dresden (DD) und im Südwesten Freiburg (FR), Mannheim (MA), Stuttgart (STG) sowie Würzburg (WÜ). Tabelle 4.2 zeigt die Stationskennungen und die Zeiträume der Datenverfügbarkeit der ausgewählten Stationen. Die Stationen Freiburg und Potsdam weisen durch ihre Lage am Rand des Schwarzwalds beziehungsweise exponierte Lage auf dem Telegrafenberg und umgebendem Wald besondere Charakteristiken bezüglich des Windes auf. Außerdem ist die Geberhöhe der Windgeschwindigkeitsmessgeräte in Potsdam in knapp 40 m Höhe und in Freiburg bis zur Stationsverlegung 2006 in 45 m Höhe. Die Hindernishöhen durch die urbane Lage der Station Freiburg (bis 2006) und den angrenzenden Wald in Potsdam bedingen die höhere Anbringung der Messgeräte.

Die limitierenden Faktoren in der Auswahl der Stationen sind in den meisten Fällen die Strahlungsgrößen, das heißt kurz- und langwellige

² Diese werden nur bei räumlichen Verlegungen größer 0.01° bezüglich der geographischen Länge oder Breite angegeben.

Tabelle 4.2: Liste der SYNOPs, die für die Evaluierung der Simulationen genutzt werden. Die Verfügbarkeit gibt die maximale Zeitspanne der Datenverfügbarkeit von 1981–2012 an; zwischen den angegebenen Jahren sind längere Datenlücken möglich. Durchgehende Lücken von mindestens einem Jahr sind bei den Bemerkungen angegeben.

Abkürzung	Stationsname (Kennung)	Verfügbarkeit 1981–2012	Bemerkung
DD	Dresden-Klotzsche (01048)	01/1996 – 12/2012	
FR	Freiburg (01443)	01/1981 – 12/2012	Stationsverlegung ² 11/2006 keine Strahlungsdaten 2007 lokale Windverhältnisse
MA	Mannheim (05906)	01/1981 – 12/2011	
OS	Osnabrück (03815)	01/1981 – 12/2001	
PM	Potsdam (03987)	01/1981 - 12/2012	lokale Windverhältnisse
STG	Stuttgart-Scharrenberg (04928)	01/1981 – 12/2012	Bedeckung und Luftdruck bis 07/1984 von Stuttgart-Stadt (04927)
WÜ	Würzburg (05705)	01/1981 – 12/2012	Stationsverlegung 04/1981

Einstrahlung. Die Verfügbarkeit des Bedeckungsgrades mindert den nutzbaren Datenumfang ebenfalls teilweise; dies ist von der Station und von dem jeweils betrachteten Zeitraum abhängig. Bei den Vergleichen wurden nur die Zeiten der Simulationen genutzt, zu denen die Beobachtungsdaten zur Verfügung standen, um die gleiche Anzahl an Werten zu vergleichen. Die Repräsentativität sollte aber aufgrund der im Folgenden beschriebenen

Verfügbarkeit der Beobachtungsdaten im Zeitraum 1981–2000 (Tabelle 4.3) nicht eingeschränkt sein. Um die resultierende Datenverfügbarkeit des UTCI so hoch wie möglich zu halten – hierzu müssen alle Parameter zum Termin verfügbar sein – wurden bei einigen Größen Datenausfälle weniger Stunden von den umliegenden Werten zum Termin der Datenlücke interpoliert. Der Bodendruck hat in seinem Wertebereich kaum Einfluss auf die Berechnung des UTCI. Das bedeutet, er kann bei einer Datenlücke über einen längeren Zeitraum interpoliert werden, sodass dadurch kein Verlust im Datenumfang des UTCI resultiert. Der Bedeckungsgrad, die Windgeschwindigkeit, die relative Feuchte sowie die Temperatur werden bei Datenausfällen von maximal zwei Stunden aus den umliegenden Werten interpoliert, wenn sowohl vor und nach dem Zeitpunkt des Datenausfalls Werte vorhanden sind. Die Strahlungswerte werden nicht interpoliert. Beispielsweise hat die Station Stuttgart von 1981–2000 großteils nur 3-stündige Bedeckungsdaten, sodass ohne Interpolation der umgebenden Werte für die Nacht circa zwei Drittel der Werte fehlen. Für Hitzestresssituationen am Tag hat dies keinen Einfluss. Die Station Osnabrück hat keine nächtlichen Bedeckungsdaten. Da die nächtlichen Werte nicht relevant für die Überschreitungen von Schwellenwerten der Wärmebelastung des UTCI sind, werden in diesem Fall die Werte für diese Station aus den umgebenden Tageswerten, wenn beidseitig vorhanden, interpoliert. Gleiches wurde für den Zeitraum 1995–2012 aufgrund teilweise fehlender nächtlicher Bedeckungsdaten für Freiburg angewandt.

Für den Kontrollzeitraum 1981–2000 können die Stationen Freiburg, Mannheim, Osnabrück, Potsdam, Stuttgart und Würzburg (siehe Tabelle 4.2) zur Evaluierung der Simulationen genutzt werden, die Daten der Station Dresden sind erst ab 1996 verfügbar. Tabelle 4.3 zeigt die resultierende stündliche Datenverfügbarkeit des UTCI auf Basis der beschriebenen Bedingungen. Mit den Interpolationen weisen alle Zeitreihen eine gute Datenverfügbarkeit auf, je nach Station 92.5 % bis 98.8 %. Die Unterschiede zwischen Tag und Nacht sind meist gering, jedoch nicht immer vernachlässigbar. Zum Beispiel ist die Differenz für Würzburg 11 % (Tabelle 4.3) und wird bei der Betrachtung

Tabelle 4.3: Stündliche Verfügbarkeit der Stationsdaten bezüglich des UTCI von 1981–2000 unter den im Text beschriebenen Bedingungen (100 % entsprechen 175320 Stunden). Die Unterscheidung zwischen Tag und Nacht ergibt sich aus dem Höhenwinkel der Sonne (γ_s).

Station	Verfügbarkeit der Daten			STD der Monate
	gesamt	tagsüber ($\gamma_s \geq 0.5^\circ$)	nachts ($\gamma_s < 0.5^\circ$)	
FR	97.5 %	99.5 %	95.6 %	2.4 %
MA	97.3 %	99.1 %	95.5 %	1.8 %
OS	98.8 %	99.1 %	98.6 %	1.4 %
PM	98.1 %	99.0 %	97.3 %	1.6 %
STG	95.9 %	98.7 %	93.2 %	2.0 %
WÜ	92.5 %	98.1 %	87.1 %	1.9 %

der Ergebnisse im Folgenden durch einen Korrekturfaktor berücksichtigt. Auch die Abweichungen zwischen den Monaten werden mittels der Korrektur berücksichtigt, wobei diese mit einer maximalen Standardabweichung von 2.4 % geringer sind. Gibt es beispielsweise eine höhere Verfügbarkeit der Daten im Sommer als im Winter, sowie am Tag als in der Nacht, ist das Resultat eine Überschätzung der Überschreitungsstunden der Wärmebelastung. Die Korrekturfaktoren werden monatsweise für jede Stunde des Tages gebildet. Hierbei werden die verfügbaren Stunden jeden Monats zu jeder Tageszeit (stündlich) – mit den zugeordneten Werten des UTCI – so gewichtet, dass die Differenzen zwischen der Verfügbarkeit der einzelnen Stunden am Tag für jeden Monat verschwinden.

Für den Zeitraum 1995–2012 können die Stationen Dresden, Freiburg, Mannheim, Potsdam, Stuttgart und Würzburg zur Evaluierung der Simulationen genutzt werden. Die Daten für Osnabrück sind nur bis 2001 verfügbar. Eine Liste der SYNOPs enthält Tabelle 4.2. Die Datenverfügbarkeit ist aufgrund von Lücken in den Strahlungs- und Bedeckungsdaten geringer als 1981–2000. Dies betrifft insbesondere die Station Freiburg aufgrund von Daten-

lücken bei der Strahlung und Bedeckung sowie Stuttgart aufgrund fehlender Bedeckungsdaten. Insgesamt kommen beide Stationen damit jeweils noch auf circa 75 % Datenverfügbarkeit (Tabelle 4.4). Für Potsdam und Würzburg ist die Datenverfügbarkeit mit circa 99 % dagegen sehr hoch. Wie beschrieben, werden kurze Datenlücken teilweise durch umliegende vorhandene Daten interpoliert und die tagesperiodischen Schwankungen sowie Unterschiede im Jahresgang durch Korrekturfaktoren in den Ergebnissen berücksichtigt.

Tabelle 4.4: Stündliche Verfügbarkeit der Stationsdaten bezüglich des UTCI von 1995–2012 unter den im Text beschriebenen Bedingungen (100 % entsprechen 157800 Stunden). Die Unterscheidung zwischen Tag und Nacht ergibt sich aus dem Höhenwinkel der Sonne (γ_s).

Station	Verfügbarkeit der Daten			STD der Monate
	gesamt	tagsüber ($\theta_s \geq 0.5^\circ$)	nachts ($\gamma_s < 0.5^\circ$)	
DD	90.1 %	88.4 %	91.7 %	3.2 %
FR	75.7 %	81.8 %	69.3 %	1.5 %
MA	86.9 %	90.8 %	82.9 %	2.7 %
PM	98.9 %	98.9 %	98.9 %	1.1 %
STG	74.6 %	94.3 %	53.2 %	4.5 %
WÜ	99.2 %	99.6 %	98.8 %	0.7 %

4.3 Validierung der Berechnung der Komfortgrößen

Im Folgenden werden die Berechnungen der Strahlungstemperatur, des darauf aufbauenden UTCI sowie der Feuchttemperatur nach Stull (2011) für die vorliegende Arbeit validiert.

Strahlungstemperatur und UTCI Bei der Berechnung der Strahlungstemperatur wird die Vereinfachung $\varepsilon_{sfc} T_{sfc}^4 \approx T_a^4$ (Liljegren et al., 2008) genutzt (Abschnitt 2.3). Die Anwendbarkeit der Vereinfachung wird anhand eines

Testjahres aus den Klimarechnungen validiert – Jahr 2010 der Simulation *ERA-Interim_11km_1st*; die Beschreibung der Daten zeigt Abschnitt 4.1. Dabei wird die Strahlungstemperatur und der UTCI stündlich mit und ohne Vereinfachung berechnet. Ausgewertet werden alle Gitterpunkte mit einer Oberflächenalbedo zwischen 0.16 und 0.24 haben, damit sie nicht zu sehr von der hier verwendeten Oberflächenalbedo zur Berechnung der mittleren Strahlungstemperatur ($\alpha_{sfc} = 0.2$) abweichen. CCLM – eine Beschreibung des Modells befindet sich in Kapitel 3 – berechnet die Oberflächentemperatur prognostisch mit der aus dem externen Datensatz gegebenen Albedo; die Temperatur in 2 m Höhe wird jedoch diagnostisch ebenfalls mit der Albedo $\alpha_{sfc} = 0.2$ als Standardeinstellung berechnet.

Tabelle 4.5 zeigt den mittleren Fehler, das heißt räumlich gemittelt über die Gitterpunkte mit $0.16 \leq \alpha_{sfc} \leq 0.24$, sowie dessen Standardabweichung der mittleren Strahlungstemperatur und resultierendem UTCI. Während die Strahlungstemperatur je nach Jahreszeit 1.4°C bis 1.8°C (tagsüber 1.3°C bis 1.4°C , nachts 1.5°C bis 2.2°C) überschätzt wird, schwächt sich die Überschätzung des UTCI aufgrund zusätzlicher Abhängigkeiten je nach Jahreszeit auf 0.5°C bis 0.6°C (tagsüber 0.4°C bis 0.5°C , nachts 0.5°C bis 0.7°C) ab. Bei Fällen mit Wärmebelastung ($\text{UTCI} \geq 26^\circ\text{C}$) sind die Abweichungen von T_{mrt} mit maximal 0.61°C und dem UTCI mit maximal 0.17°C und geringer Standardabweichung weniger als halb so groß wie die mittleren Abweichungen. Somit kann die Vereinfachung hinsichtlich thermischer Unbehaglichkeit aufgrund von Wärmebelastung angewandt werden.

Um die Berechnung der mittleren Strahlungstemperatur und des UTCI zu validieren, werden Vergleiche mit in der Literatur vorhandenen Ergebnissen erstellt, sofern eine ausreichende Datengrundlage vorliegt, die dies zulässt. Die mittlere Strahlungstemperatur kann mit Messungen von Chen et al. (2014) und der UTCI mittels SYNOPS anhand Blazejczyk et al. (2012) verglichen werden.

Tabelle 4.5: Mittlerer Fehler und dessen Standardabweichung von T_{mrt} und dem UTCI zwischen der verwendeten Gleichung 2.5 zur Berechnung von T_{mrt} mit der Vereinfachung $\epsilon_{sfc} T_{sfc}^4 \approx T_a^4$ und ohne diese für ein Testjahr der CCLM-Simulation *ERA-Interim_11km_1st*. Die Zahlen sind auf die jeweils letzte angegebene Stelle gerundet.

Parameter (Bedingung)	Mittlerer Fehler \pm Standardabweichung [$^{\circ}\text{C}$]			
	DJF	MAM	JJA	SON
ΔT_{mrt}	1.4 ± 0.7	1.6 ± 0.7	1.6 ± 0.7	1.8 ± 0.6
ΔUTCI	0.5 ± 0.2	0.5 ± 0.2	0.5 ± 0.2	0.6 ± 0.2
ΔT_{mrt} (Tag)	1.4 ± 0.7	1.3 ± 0.6	1.3 ± 0.6	1.4 ± 0.6
ΔUTCI (Tag)	0.5 ± 0.2	0.4 ± 0.2	0.4 ± 0.2	0.5 ± 0.2
ΔT_{mrt} (Nacht)	1.5 ± 0.7	2.1 ± 0.3	2.2 ± 0.3	2.1 ± 0.3
ΔUTCI (Nacht)	0.5 ± 0.2	0.7 ± 0.1	0.7 ± 0.1	0.7 ± 0.1
ΔT_{mrt} (UTCI $\geq 26^{\circ}\text{C}$)		0.58 ± 0.17		
ΔUTCI (UTCI $\geq 26^{\circ}\text{C}$)		0.15 ± 0.04		
ΔT_{mrt} (UTCI $\geq 32^{\circ}\text{C}$)		0.61 ± 0.16		
ΔUTCI (UTCI $\geq 32^{\circ}\text{C}$)		0.17 ± 0.04		
ΔT_{mrt} (UTCI $\geq 38^{\circ}\text{C}$)		0.40 ± 0.14		
ΔUTCI (UTCI $\geq 38^{\circ}\text{C}$)		0.10 ± 0.03		

Chen et al. (2014) bestimmen die Strahlungstemperatur auf einer Grünfläche im Stadtgebiet von Freiburg am 10. August 2010 zwischen 8 MEZ und 16 MEZ mit einem integralen Messverfahren, der Messung der Strahlungsflüsse aus sechs Richtungen (VDI 3787 Blatt 2, 2008), der Kugeltemperatur-Methode (EN ISO 7726, 1998) und drei Modellen (RayMan, ENVI-met und SOLWEIG). Die Bestimmung der meteorologischen Variablen Temperatur, Feuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit fanden in 1.1 m über Grund statt. Hier werden zum Vergleich die Beobachtungsdaten der nahegelegenen Messstation des DWD (Flugplatz) herangezogen, diese liegen 10-minütig vor. Abbildung 4.4 zeigt die Ergebnisse. Die Globalstrahlung ist vergleichbar mit der von Chen et al. (2014) gemessenen. Bis zum Mittag war am

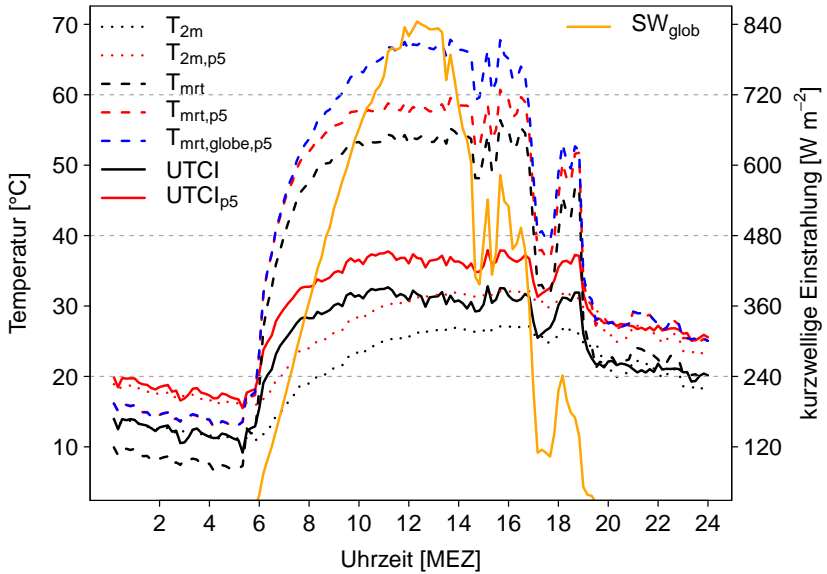


Abbildung 4.4: Temperatur (T_{2m}), Temperatur plus 5 °C ($T_{2m,p5}$), Strahlungstemperatur über benachbarte Oberflächen (T_{mrt}), mit $T_{2m,p5}$ ($T_{mrt,p5}$) und mit der Kugelthermometer-Methode ($T_{mrt,globe,p5}$), sowie $UTCI$, $UTCI$ mit $T_{2m,p5}$ ($UTCI_{p5}$) und Globalstrahlung (SW_{glob}) aus den Beobachtungsdaten des DWD der Station Freiburg im Breisgau am 10.08.2010. Vergleiche hierzu Chen et al. (2014).

10.08.2010 in Freiburg ein ungestörter Strahlungstag, ab 13:20 MEZ gibt es durch Bewölkung immer wieder abfallende Strahlungswerte, jedoch nicht dauerhaft. Da die Temperatur bei Chen et al. (2014) in 1.1 m Höhe – dies ist die biometeorologische Referenzhöhe³ – gemessen wird, liegt sie tagsüber deutlich höher als die 2 m-Werte der Beobachtungen (in diesem Fall circa $5 \pm 1^\circ\text{C}$). Auch der Stadteffekt könnte eine zusätzliche Rolle spielen. Deshalb wird zusätzlich zur Strahlungstemperatur T_{mrt} , die unter anderem auf der 2 m-Temperatur T_{2m} basiert, eine fiktive Strahlungstemperatur $T_{mrt,p5}$ genutzt, die sich aus der Temperatur in 2 m plus 5 °C berechnet

³ In dieser Arbeit werden aufgrund der Datenverfügbarkeit die Parameter in 2 m Höhe zur Berechnung des UTCI genutzt.

($T_{2m,p5} = T_{2m} + 5^{\circ}\text{C}$), um einen realistischen Vergleich durchzuführen. Die anderen Größen blieben hierbei konstant. Die Strahlungstemperatur wird sowohl mit der Methode benachbarter Oberflächen sowie der Kugeltemperatur-Methode berechnet. Die aus den SYNOPs bestimmte Strahlungstemperatur $T_{mrt,p5}$ stimmt sehr gut mit der integralen Messmethode aus Chen et al. (2014) überein, die vom VDI empfohlen wird (VDI 3787 Blatt 2, 2008). Beide erreichen Maximalwerte von circa 60°C und haben die gleiche zeitliche Verlaufsform. Wie bei Chen et al. (2014) überschätzt die Kugeltemperatur-Methode die Strahlungstemperatur bei starker solarer Einstrahlung (maximal 7°C bis 8°C). Aus diesem Grund wird die Methode über die benachbarten Oberflächen der Kugeltemperatur-Methode vorgezogen und für Berechnungen der Strahlungstemperatur in der vorliegenden Arbeit genutzt. Der unter anderem aus der Strahlungstemperatur berechnete UTCI erreicht am 10.08.2010 Werte von 32°C (mit $T = T_{2m}$) beziehungsweise 38°C (mit $T = T_{2m} + 5^{\circ}\text{C}$), das heißt, in 2 m beziehungsweise 1.1 m Höhe; dies entspricht der Spannbreite des Bereichs der starken Wärmebelastung aus den Belastungsklassen des UTCI (siehe Abbildung 2.1).

Blazejczyk et al. (2012) vergleichen den UTCI zu anderen thermischen Indizes unter anderem für Zeitreihen synoptischer Beobachtungen, zum Beispiel für Freiburg vom 12.07.–15.07.1982 (stündliche Werte). Der Vergleich (Abbildung 4.5) zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Werten von Blazejczyk et al. (2012). Es werden Maximalwerte der Strahlungstemperatur von knapp 65°C und des UTCI von circa 35°C erreicht. Vergleiche mit den Zeitreihen vom 7.01.–10.01.1982 und 16.01.–19.01.1982 zeigen ebenfalls gute Übereinstimmungen, welche die hier verwendete Methode zur Berechnung von T_{mrt} und daraus folgend des UTCI validieren.

Feuchttemperatur Die Berechnung der Feuchttemperatur nach Stull (2011) ist nur in gewissen Bereichen und für 1013.25 hPa gültig, vergleiche Abschnitt 2.4. Da in der realen Atmosphäre nur selten genau 1013.25 hPa herrschen, wird ein Test bezüglich der Druckabhängigkeit mit einem Simulations-

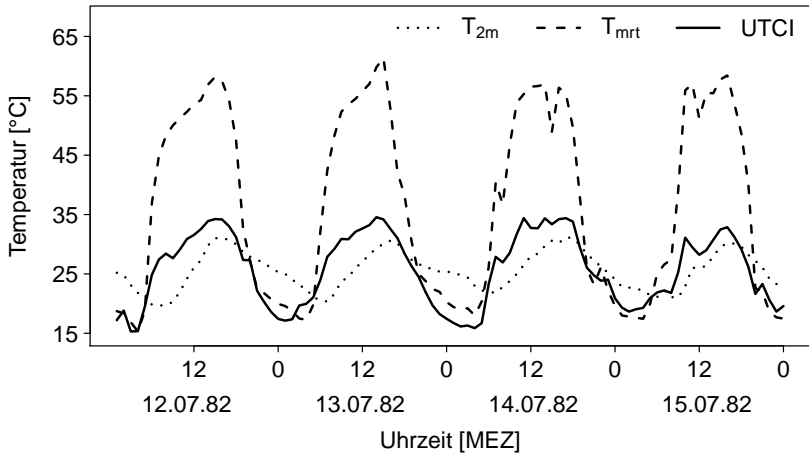


Abbildung 4.5: Temperatur in 2 m (T_{2m}), mittlere Strahlungstemperatur (T_{mrt}) und UTCI aus den Beobachtungsdaten des DWD der Station Freiburg im Breisgau vom 12.07.1982–15.07.1982. Vergleiche hierzu Blazejczyk et al. (2012).

jahr aus den Klimarechnungen vorgenommen (Jahr 2010 der Simulation von *ERA-Interim_11km_1st*). Es ergibt sich eine mittlere Abweichung von $T_{wbt,Stull}$ zu T_{wbt} in allen vorkommenden Druckbereichen, das heißt zwischen 682 hPa und 1045 hPa (von 1013 hPa in 20 hPa-Intervallen nach oben und unten aufgeteilt), zwischen 0.24 °C und 0.49 °C. Die größten positiven Abweichungen betragen 0.49 °C bis 0.75 °C und die größten negativen Abweichungen -0.04 °C bis -2.9 °C pro Druckintervall. Negative Abweichungen größer 0.75 °C treten erst bei einem Luftdruck kleiner als 933 hPa auf, negative Abweichungen größer 1.25 °C erst bei einem Luftdruck kleiner 853 hPa, das heißt in circa 1500 m Höhe. Da in dieser Höhe in den mittleren Breiten normalerweise keine Wärmebelastung auftritt, kann dies im Hinblick auf die extreme Zeitersparnis bei der Berechnung der Feuchttemperatur in Kauf genommen werden. Die maximalen Abweichungen der $T_{wbt,Stull}$ zu T_{wbt} bei Bedingungen, unter denen mit Wärmebelastung zu rechnen ist, betragen damit ± 1.25 °C.

4.4 Bewertungsgrößen

Im Folgenden werden Bewertungsgrößen gezeigt, die bei der Auswertung der Simulationen genutzt werden. Diese beziehen sich auf die Detektion systematischer Fehler der Simulationsergebnisse, der Genauigkeit einer oder mehrerer Simulationen gegenüber Beobachtungen sowie der Robustheit der Ergebnisse des Ensembles. Letztere werden mit Hilfe der Signifikanz der Differenz des Ensemble-Mittels zur jeweiligen Referenz und anhand der Übereinstimmung der einzelnen Ensemble-Mitglieder untereinander (Ensemble-Konsistenz) bestimmt.

- **Mittlere Abweichung, systematischer Fehler und Standardabweichung**

Als mittlere Abweichung oder mittlerer absoluter Fehler (hier: MAE) soll die Genauigkeit einer Simulation gegenüber den Referenzdaten, das heißt den Beobachtungen, bestimmt werden. Der MAE wird aus der Anzahl der Vorhersagewerte n , den Vorhersagewerten P_i und den Beobachtungswerten O_i wie folgt gebildet:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i|. \quad (4.1)$$

Durch den MAE nicht gegeben ist die Richtung der Abweichung, das heißt, die Verzerrung beziehungsweise der systematische Fehler oder Bias einer Schätzfunktion⁴. In der vorliegenden Arbeit ist der systematische Fehler einer meteorologischen Größe einer Simulation der Mittelwert der Differenzen zwischen Simulation und Beobachtung und wird als mittlerer Fehler (ME) bezeichnet:

⁴ Sei $(X, F, P_\vartheta : \vartheta \in \Theta)$ ein statistisches Modell und $\tau : \Theta \rightarrow \mathbb{R}$ eine reelle Kenngröße. X ist dabei der Stichprobenraum, F eine σ -Algebra auf X und P_ϑ eine mindestens zweielementige Klasse von Wahrscheinlichkeitsmaßen auf (X, F) , die mit einer gewissen Indexmenge Θ indiziert sind. Ein Schätzer $T : X \rightarrow \mathbb{R}$ für τ heißt erwartungstreu oder unverzerrt (engl.: unbiased), wenn der Erwartungswert $E_\vartheta(T) = \tau(\vartheta) \forall \vartheta \in \Theta$. Sonst heißt $B_T(\vartheta) = E_\vartheta(T) - \tau(\vartheta)$ Bias, Verzerrung oder systematischer Fehler von T (Georgii, 2015)

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i). \quad (4.2)$$

Die Standardabweichung (STD) einer Stichprobe ist gegeben durch

$$STD = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}_i)^2}. \quad (4.3)$$

Dabei ist \bar{X}_i das arithmetische Mittel der Zahlen X_i . Für Normalverteilungen liegen 68.27 % der Werte zwischen $\bar{X}_i - STD$ und $\bar{X}_i + STD$ sowie 95.45 % zwischen $\bar{X}_i - 2STD$ und $\bar{X}_i + 2STD$. Die Standardabweichung wird in dieser Arbeit als Maß für die Streuung des Ensembles verwendet.

- **Boxplot** Die Quartile eines Boxplots stellen ebenfalls ein Maß für die Streuung des Ensembles dar. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot, sowie er in den Ergebnisdarstellungen verwendet wird. Er enthält immer den Mittelwert (\bar{x}), den Median (50 %), die Box mit dem unteren (25 %) und oberen Quartil (75 %) sowie die 5 %- und 95 %-Quantilen.

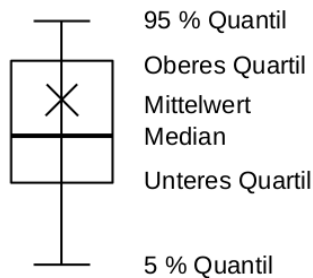


Abbildung 4.6: Beispielabbildung eines Boxplots mit dem Mittelwert (\bar{x}), dem Median (50 %), der Box mit dem unteren (25 %) und oberen Quartil (75 %) sowie den 5 %- und 95 %-Quantilen.

- **Vergleich zweier Datensätze gegenüber Referenzdaten** Für den Vergleich von zwei Datensätzen gegenüber Referenzdaten, beispielsweise zwei Simulationen gegenüber Beobachtungsdaten, kann der MSESS (Mean Squared Error Skill Score) genutzt werden. Der MSESS beschreibt den

mittleren Quotienten der quadratischen Abweichungen der zu evaluierenden Daten gegenüber den Referenzdaten und ist für den Wertebereich zwischen $-\infty$ und 1 definiert. Er wird wie folgt berechnet:

$$MSESS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Ref_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - Ref_i)^2}, \quad (4.4)$$

wobei X_i der erste zu prüfende Datensatz ist und Y_i der zweite. Ref_i stellt den Referenzdatensatz dar. Gibt X_i die Referenzdaten besser wieder, ist der MSESS positiv, sonst negativ.

- **Berechnung der Signifikanz** Ob zwei Stichproben aus der gleichen Grundgesamtheit entstammen oder signifikant voneinander abweichen, kann mit dem Wilcoxon-Test geprüft werden. Dabei wird bei paarweise verbundenen Stichproben der Wilcoxon-Vorzeichen-Rang-Test genutzt und bei zwei unverbundenen Verteilungen der Wilcoxon-Rangsummentest (Wilcoxon, 1945; Mann und Whitney, 1947; Wilcoxon, 1950; Wilcoxon et al., 1970).

Die Signifikanz der Abweichungen der Klimasimulationen von den Referenzwerten (Kapitel 5) sowie die Signifikanz der zukünftigen Klimaänderungen (Kapitel 7) werden mit dem Wilcoxon-Rangsummentest bestimmt. Voraussetzung für den Wilcoxon-Rangsummentest, auch U-Test nach Wilcoxon, Mann und Whitney genannt, sind zwei unabhängige Stichproben, m und n , wobei $m, n > 10$, von Rangdaten aus Grundgesamtheiten beliebiger Verteilungen (Schönwiese, 2013). Die Nullhypothese des Wilcoxon-Rangsummentests besagt, bei zweiseitiger Fragestellung, dass die Wahrscheinlichkeit, dass eine Beobachtung der ersten Grundgesamtheit größer ist als eine beliebig gezogene Beobachtung der zweiten Grundgesamtheit, gleich $1/2$ ist:

$$H_0 : P(X_1 > X_2) = \frac{1}{2} \quad \text{gegen} \quad H_A : P(X_1 > X_2) \neq \frac{1}{2}. \quad (4.5)$$

Die entsprechenden einseitigen Hypothesen sind ebenfalls möglich. Die Prüf- beziehungsweise Hilfsgröße U wird berechnet, indem die $N = m + n$ Stichprobenwerte in eine gemeinsame sowie aufsteigende Reihenfolge gebracht werden und ihnen Rangnummern zugeordnet werden, wobei jeder Rangzahl die Herkunft aus der jeweiligen Stichprobe zugeordnet wird. Mit den Summen der Rangzahlen aus Stichprobe 1 (R_1) und Stichprobe 2 (R_2) werden die Größen U_1 und U_2 wie folgt berechnet:

$$U_1 = mn + \frac{m(m+1)}{2} - R_1 \quad (4.6)$$

$$U_2 = mn + \frac{n(n+1)}{2} - R_2 \quad (4.7)$$

Die gesuchte Prüfgröße ist die kleinere von U_1 und U_2 , das heißt $U = \text{Min}(U_1, U_2)$. Damit lautet die Testgröße

$$\hat{z} = \frac{|U - \frac{mn}{2}|}{\sqrt{\frac{mn(m+n+1)}{12}}}. \quad (4.8)$$

Signifikante Abweichungen sollen ab dem 0.05-Niveau angenommen werden.

- Bewertung der Konsistenz des Ensembles** Die Übereinstimmung des Verhaltens zwischen den Ensemble-Mitgliedern wird nach Feldmann et al. (2013) mit der Idee der Ensemble Consistency (EC) berechnet. EC ist definiert als die Anzahl der Simulationen mit positivem Änderungssignal minus der Anzahl der Simulationen mit negativem Änderungssignal, berechnet relativ zur Gesamtanzahl der Simulationen. Somit schwankt EC zwischen -100 %, wenn alle Simulationen ein negatives Änderungssignal haben, und 100 % bei durchgehend positivem Änderungssignal. Sedlmeier (2015) erweiterte EC mit der Bedingung, dass das Änderungssignal einer Simulation mindestens 10 % des Änderungssignals des Ensemblemittels haben muss. Liegt das Änderungssignal einer Simulation zwischen -10 %

und 10 % des Ensemblemittels, entfällt eine Summation beziehungsweise Subtraktion dieser Simulation bei der Berechnung der EC. Stimmen mehr als 66 % der Simulationen eines Ensembles in der Richtung der Änderungen überein, gelten diese als „wahrscheinlich“, mehr als 90 % werden mit „sehr wahrscheinlich“ bezeichnet (IPCC, 2007). Welche Simulationen hinsichtlich der jeweiligen Anwendungen in das Ensemble einfließen, wird im zugehörigen Abschnitt beschrieben. Um Übereinstimmung im Ensemble zu erreichen, soll IECI mehr als 66 % betragen.

5 Ergebnisse der Modellsimulationen

Regionale Klimasimulationen benötigen von einem GCM zum einen Anfangsdaten zum Initialisierungszeitpunkt und zum anderen fortlaufend Randdaten. Dies führt zu einer Abhängigkeit der regionalen Simulationen von den Antriebsdaten. Deshalb werden zunächst in der Literatur beschriebene Ergebnisse der GCMs gezeigt, die als Antrieb für die regionalen Klimasimulationen mit CCLM genutzt werden (Abschnitt 5.1).

Um zu untersuchen wie gut die synoptischen Bedingungen in Zentraleuropa wiedergegeben werden, wird die objektive Wetterlagenklassifikation (OWLK; Abschnitt 5.2) des DWD durchgeführt und die Ergebnisse mit aus DWD-Analysen stammenden Wetterlagen verglichen. Diese wird mittels der Daten der CCLM-Simulationen ausgeführt, die ein hinreichend großes Gebiet umfassen, das heißt aus den Simulationen mit 11 km, 50 km und 55 km Maschenweite. Eine Beschreibung der Simulationen befindet sich in Abschnitt 4.1.

Anschließend werden die feiner aufgelösten CCLM-Simulationen mit 11 km, 7 km und 2.8 km Maschenweite, mit der Temperatur und relativen Luftfeuchte von HYRAS (Rauthe et al., 2013) auf Basis von Mittelwerten der Jahreszeiten auf der Fläche verglichen (Abschnitt 5.3).

Um auch den UTCI zwischen den Simulationen und Beobachtungen zu vergleichen, müssen Zeitreihen mit stündlichen Werte von Stationsdaten hinzugezogen werden, aus denen der UTCI berechnet werden kann. Damit werden Mittelwerte der Jahreszeiten, mittlere Tagesgänge, Häufigkeitsverteilungen und die Anzahl der Überschreitungen von Schwellenwerten unter dem Aspekt der Wärmebelastung verglichen (Abschnitt 5.3.2).

5.1 Ergebnisse der antreibenden Globalmodelle

GCMs sind in der Lage die vergangenen und gegenwärtigen Klimaänderungen zu simulieren. Sie stellen auf kontinentalen und größeren Skalen quantitativ gute Projektionen des zukünftigen Klimas dar und sind die zentralen Modellierungswerkzeuge, die mit verschiedenen Emissionsszenarien als Input das Verhalten des Klimasystems auf die unterschiedlichen Strahlungsantriebe simulieren (IPCC, 2007). Die im Folgenden gezeigten Unsicherheiten ergeben sich aus der internen Klimavariabilität, der Parametrisierung der subskaligen Prozesse und den numerischen Methoden zur Lösung der nichtlinearen Differentialgleichungen der Flüsse in der Atmosphäre und im Ozean. Die Recherche beschränkt sich dabei auf die Ergebnisse in und um Europa, da hier die Anfangs- und Randwerte für die regionalen Simulationen benötigt werden.

Die zonale Mitteltemperatur von ECHAM6 besitzt im Vergleich zu ERA-Interim Reanalysen durchgehend einen starken Kältebias in der mittleren und oberen Troposphäre der niederen und mittleren Breiten im Zeitraum 1979–2008 (Hertwig et al., 2015). Dieser entsteht durch eine unzureichende Verschiebung der Westwindzone in den mittleren Breiten polwärts (Stevens et al., 2013). Tests mit höheren Auflösungen, das heißt mit ECHAM6 MR und XR, zeigen eine deutliche Reduzierung dieses Fehlers. Weiterhin wird die zonale Windkomponente in den mittleren Breiten, mit maximaler Ausprägung im Nordsommer, überschätzt. Die nordatlantischen Sturmzugbahnen verlaufen zu zonal, das heißt, abweichend zu den ERA-Interim Reanalysen schwenken die Zugbahnen nicht sondern erreichen häufiger Mitteleuropa (Stevens et al., 2013; Hertwig et al., 2015).

EC-EARTH unterschätzt die 2 m-Temperatur im Sommer (JJA) im Vergleich zu ERA-Interim im Zeitraum 1989–2009 um 3 K bis 4 K über ganz Europa, mit Ausnahme der Britischen Inseln und Russland. Im Winter ist die negative Abweichung allgemein reduziert und über Osteuropa gibt es eine leichte Temperaturüberschätzung (Hazeleger et al., 2012).

CNRM-CM5 hat im Winter plus März (DJFM) im Vergleich zu den CRU2.1-Daten (Climatic Research Unit) über ganz Europa eine negative Abweichung der 2 m-Temperatur, das heißt im Mittel 2 K bis 3 K. Im Sommer plus September (JJAS) hat der südwestliche Teil Europas eine leicht negative sowie der Osten eine leicht positive Temperaturabweichung. Die Meeresoberflächentemperatur wird mit HadISST (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set) verglichen. Der Nordatlantik besitzt von Neufundland an ostwärts eine große negative Temperaturabweichung, sowohl im Winter wie im Sommer, der durch die neue NEMO-Konfiguration verstärkt wird. NEMO V3.2 ist das bei CNRM-CM5 genutzte Ozean-Modell, bei EC-EARTH ist NEMO V2 gekoppelt. Der Vergleich mit Druckfeldern aus dem ERA40-Datensatz (Uppala et al., 2005) zeigt eine schwächere Amplitude der stationären Wellen im Nordatlantik, resultierend sowohl in einem schwächer ausgeprägten Islandtief wie auch Azorenhoch. Dadurch wird der meridionale Druckgradient über Europa unterschätzt. Dies begünstigt, speziell im Winter, zonale Zirkulation (Voldoire et al., 2013).

Von Keuler et al. (2016) werden, unter anderem, die 2 m-Temperatur der GCMs ECHAM6, CNRM-CM5, EC-EARTH und HadGEM2 sowie Emissionsszenarien RCP4.5 und RCP8.5 mit den Ergebnissen der damit angetriebenen CCLM-Simulationen verglichen. Die Korrelation des Temperaturänderungssignals für alle dort verglichenen Teilgebiete zwischen den globalen und regionalen Simulationen ist dabei recht ähnlich. In den meisten Fällen liegt eine leichte Erwärmungsreduzierung des regionalen Modells gegenüber dem globalen Modell, speziell für CNRM-CM5 und HadGEM2, vor. Das Erwärmungssignal zwischen den Klimaperioden 2069–2098 und 1969–1998 der Projektionen mit dem Emissionsszenario RCP4.5 und HadGEM2 als Antrieb liegt in der gleichen Größenordnung wie das der drei anderen GCMs und dem Emissionsszenario RCP8.5. Somit kann der Unsicherheitsbereich aufgrund des Antriebsmodells mit dem des Emissionsszenarios verglichen werden (Keuler et al., 2016), bezogen auf die jeweils zwei genannten Klimaperioden und

Emissionsszenarien sowie die vier Antriebsmodelle. Für kürzere Zeiträume ist das Antriebsmodell entscheidender.

5.2 Regionalmodellierung der Wetterlagen

Um die synoptischen Bedingungen über Zentraleuropa zu bestimmen, wird die OWLK des DWD genutzt (Dittmann et al., 1995; Bissolli und Dittmann, 2001). Erste Ansätze für Wetterlagenklassifikationen gibt es seit Ende des 18. Jahrhunderts. Dittmann et al. (1995) beschreiben einige Beispiele von Wetterlagenklassifikationen, basierend auf unterschiedlichen Methoden, Zielsetzungen, Untersuchungsgebieten, Kriterien, Annahmen und Anzahl von Wetterlagen. Die Zielsetzungen reichen dabei von klimatologischen und synoptischen Zwecken, über medizinmeteorologische Untersuchungen, bis hin zu Untersuchungen spezieller Aspekte, wie die des Niederschlags oder der Abwärmelastung.

Die im Folgenden beschriebene Methode der OWLK ist ein Versuch der Typisierung der Wetterlagen aus dem Blickwinkel des Synoptikers und des Klimatologen. Dabei soll die Wetterlagenklassifikation keine subjektiven Komponenten besitzen, das heißt eindeutig definiert und reproduzierbar, aber trotzdem anschaulich sein und den Bezug zum Wettergeschehen darstellen (Dittmann et al., 1995).

5.2.1 Objektive Wetterlagenklassifikation

Das Standard-Klassifikationsgebiet der OWLK ist Deutschland, kann aber prinzipiell auf jede andere Region übertragen werden. Dabei muss beachtet werden, dass sich die Klassifikation auf die synoptische Skala bezieht, das bedeutet, das Gebiet sollte nicht beliebig vergrößert oder verkleinert werden, um eine Vermischung der Luftmassen beziehungsweise ein Verlust von Informationen zu vermeiden. Es gibt ein inneres, mittleres und äußeres Klassifikationsgebiet, in denen die meteorologischen Größen an den

Gitterpunkten unterschiedlich stark gewichtet werden, dreifach, zweifach und einfach von innen nach außen (Abbildung 5.1).

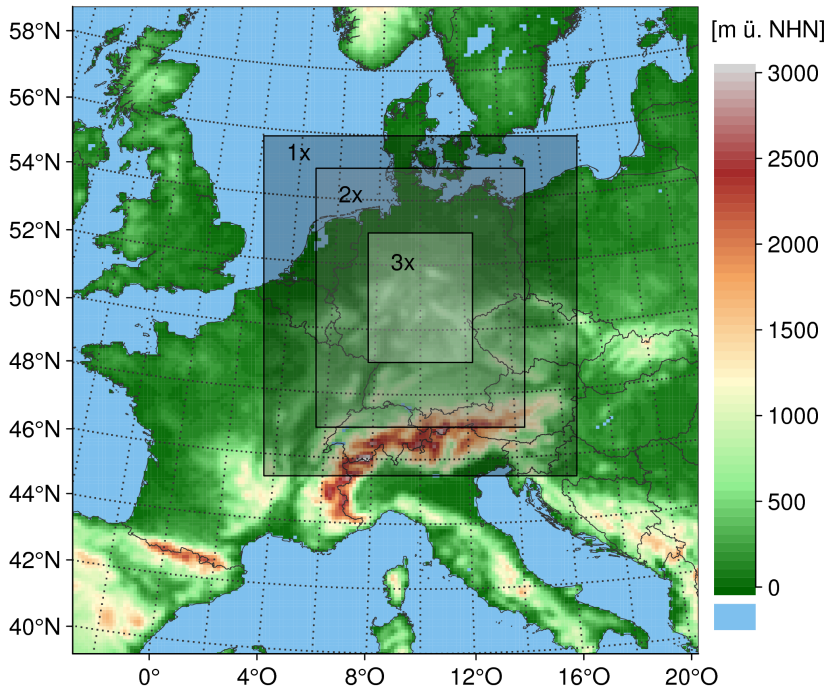


Abbildung 5.1: Standardgebiet der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD mit den Wichtungsfaktoren der Teilbereiche.

Die OWLK des DWD beruht auf drei Kriterien: der Advektion von Luftmassen, der Zyklonalität in Bodennähe (950 hPa) und in der Höhe (500 hPa) sowie dem Feuchtegehalt in der Troposphäre. Dazu werden folgende meteorologische Größen benötigt: das Geopotential, die Temperatur und die relative Feuchte auf den Druckflächen 950 hPa, 850 hPa, 750 hPa, 500 hPa und 300 hPa, sowie die horizontalen Windkomponenten in 700 hPa.

Die Advektion der Luftmassen in der unteren Troposphäre wird aus den horizontalen Windkomponenten in 700 hPa berechnet. Hierbei wird das Windfeld in 36 Sektoren à 90° aufgeteilt, wobei jeder Sektor gegenseitig um 10° verschoben ist, das heißt die Sektoren sind [0°,90°], [10°,100°], ..., [350°,80°]. Danach wird die Anzahl der Gitterpunkte gezählt, an denen die Windrichtung im zugehörigen Windsektor liegt. Das Zentrum des Windsektors mit der höchsten Anzahl an gezählten Gitterpunkten (gewichtet) definiert den Windindex (Beispiel: Windindex von [10°,100°] = 55°), der wiederum in einem der Hauptwindintervalle liegt, die als Advektionsklasse definiert sind. Diese sind Nordost (NO = [0°,90°]), Südost (SO = [90°,180°]), Südwest (SW = [180°,270°]) und Nordwest (NW = [270°,360°]). Wenn der Windsektor mit den meist gezählten Gitterpunkten weniger als zwei Drittel der Gesamtanzahl der Gitterpunkte besitzt, wird keine vorherrschende Windrichtung definiert (indifferent, Advektionsklasse: XX).

Ein Maß für die Zyklonalität (ZK) ist, unter der Voraussetzung quasi-geostrophischer Strömungsverhältnisse, das Vorzeichen und der Betrag der Krümmung der Geopotentialflächen: $ZK = f\zeta_g = \nabla^2\Phi$, mit dem Coriolisparameter f , der geostrophischen Vorticity im p-System ζ_g und dem Geopotential Φ (Kapsch et al., 2012). Positive Werte kennzeichnen zyklonale (Z) und negative Werte antizyklonale Strömungen (A). Die Zyklonalität wird in Bodennähe (950 hPa) und in der Höhe (500 hPa) berechnet, wobei diejenige in Bodennähe als erstes genannt wird. Beispielsweise bedeutet ZA Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in der Höhe.

Der Feuchteindex beschreibt das gewichtete räumliche Mittel des niederschlagbaren Wassers in der Troposphäre, integriert über die fünf angegebenen Druckflächen und berechnet mittels der Temperatur und der relativen Feuchte auf den jeweiligen Druckflächen. Als Referenz liegen langjährige Monatsmittel, von Juli 1979 bis Dezember 1996, des niederschlagbaren Wassers über Deutschland vor, wobei der Median des jeweiligen Monats als Schwellenwert genutzt wird. Liegt ein Wert über dem Schwellenwert, so wird die Klasse als feucht (F), sonst als trocken (T) eingestuft (Dittmann et al., 1995; Bissolli

und Dittmann, 2001). Das maximal niederschlagbare Wasser (p_w , engl.: precipitable water) kann durch Integration der spezifischen Feuchte q_v über die jeweiligen Druckflächen berechnet werden (Solot, 1939):

$$p_w = \int_{z=0}^z \rho_w dz = -\frac{1}{g} \int q_v dp, \quad (5.1)$$

wobei die hydrostatische Grundgleichung

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (5.2)$$

verwendet wird. Die spezifische Feuchte kann mittels der Magnus-Formel (Gleichung 2.10) und dem Wasserdampfpartialdruck (Gleichung 2.9) mit den Eingangsvariablen Temperatur und relative Feuchte auf den jeweiligen Druckflächen (Umgebungsdruck p) berechnet werden:

$$q_v = 0.622 \frac{E}{p - 0.378e_p} = \frac{\rho_w}{\rho}. \quad (5.3)$$

Zusammenfassend ergeben sich aus der Kombination der Advektionsklassen (NO, SO, SW, NW, XX), der Zyklonalitätsklassen in zwei verschiedenen Niveaus (ZZ, ZA, AZ, AA) und dem Feuchteindex (F, T) 40 Wetterlagenklassen, die wie folgt gebildet werden: die ersten beiden Buchstaben kennzeichnen die Advektion, der dritte und vierte die Zyklonalität in 950 hPa und 500 hPa und der fünfte Buchstabe den Feuchteindex. Beispielsweise bedeutet NWZAT eine Wetterlage mit Nordwestanströmung (NW), Zyklonalität in Bodennähe (Z), Antizyklonalität in der Höhe (A) sowie eine trockenere Atmosphäre (T) im Vergleich zum Referenzdatensatz.

Die Ergebnisse der OWLK für das Standard-Klassifikationsgebiet (Abbildung 5.1) liegen seit Juli 1979 täglich zum 12 UTC Termin auf Basis der jeweiligen DWD-Analysen (ab hier: DWD-Referenzwetterlagen) frei verfügbar vor¹. Für die CCLM-Simulationen wird analog dazu eine OWLK der

¹ http://www.dwd.de/DE/leistungen/wetterlagenklassifikation/online_wlkvorhersage.txt?view=nasPublication&nn=16102; zuletzt abgerufen: 05.09.2017

12 UTC Termine durchgeführt. Im Folgenden werden zunächst die DWD-Referenzwetterlagen gezeigt, bevor zur Evaluierung der CCLM-Simulationen deren Differenzen dazu betrachtet werden.

Eine Übersicht der Häufigkeit aller Wetterlagenklassen der DWD-Referenzwetterlagen im Kontrollzeitraum 1981–2000 zeigt beispielsweise Bissolli (2003). Die am häufigsten vorkommenden Wetterlagen sind NWAAT, SWAAF, NWAAF, NWAZT und SWZAF. Vorherrschend sind somit westliche Anströmrichtungen, das heißt SW und NW (Westwindzone), und antizyklonale Wetterlagen in Bodennähe sowie in 500 hPa. Vergleiche zu den Wetterlagen in der Periode 1981–2010 zeigen keine wesentlichen Abweichungen dazu.

Eine bessere Übersicht entsteht durch die Separation der Wetterlagen in die einzelnen Kriterien Advektion, Zyklonalität und Feuchtigkeit, sowie geordnet nach den Jahreszeiten Winter (DJF = Dezember, Januar und Februar), Frühling (MAM = März, April und Mai), Sommer (JJA = Juni, Juli und August) und Herbst (SON = September, Oktober und November). Abbildung 5.2 zeigt die Wetterlagen nach Advektion geordnet. Hauptanströmrichtung ist zu allen Jahreszeiten West, das heißt SW und NW, je nach Jahreszeit im Mittel 60 % bis 75 % aller Wetterlagen. Im Schnitt gibt es 5 % bis 15 % mehr Südwest- als Nordwestwetterlagen im Frühling, Herbst und Sommer, in dieser Reihenfolge aufsteigend. Im Winter gibt es dagegen mehr Nordwest- als Südwestwetterlagen, was auf die einstrahlungsbedingte meridionale Verschiebung der Druckgebilde zurückzuführen ist. Wetterlagen mit undefinierter Anströmrichtung haben im Mittel eine Auftretenshäufigkeit zwischen 15 % und 20 %, abhängig von der Jahreszeit. Den Rest bilden die Wetterlagen mit Ostanströmung.

Abbildung 5.3 zeigt die Zyklonalität in 950 hPa und 500 hPa sowie den Feuchteindex. Zu allen Jahreszeiten dominieren antizyklonale Verhältnisse in Bodennähe (AA und AZ) bei 65 % bis 75 % aller Wetterlagen. Im Winter gibt es aufgrund vermehrter Vorkommen von Kältehochs im Mittel 50 % rein antizyklonale Verhältnisse (AA). Zyklonalität in Bodennähe (ZA und ZZ) kommt mit 25 % bis 40 % am wenigsten vor, mit dem Maximum im

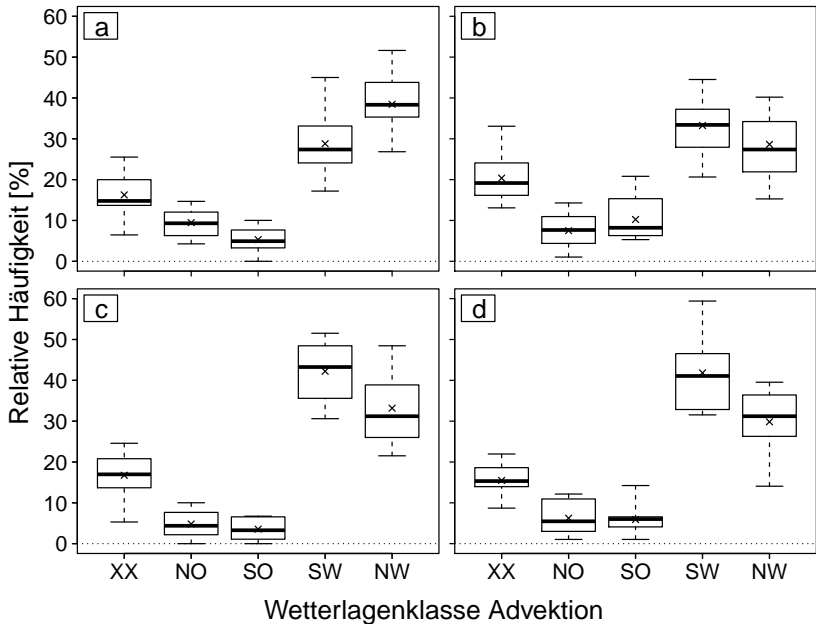


Abbildung 5.2: Wetterlagenklassen sowie zwischenjährliche Streuungen der DWD-Referenzwetterlagen für den Zeitraum 1981–2000, geordnet nach Advektion für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). XX bedeutet undefinierte Hauptanströmrichtung, NO Nordost, SO Südost, SW Südwest und NW Nordwest. Die Boxplots zeigen die 5%-, 25%-, 50%-, 75%-, und 95%-Perzentilen (horizontale Linien), sowie den Mittelwert (x). Einen Beispielboxplot zeigt Abbildung 4.6.

Frühling. Im Sommer gibt es im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten vermehrt Antizyklonalität in Bodennähe, verbunden mit Zyklonalität in der Höhe. Die Feuchtigkeit² in der Atmosphäre, dargestellt durch das gesamte niederschlagbare Wasser zwischen 950 hPa und 300 hPa, zeigt keine großen Unterschiede zum DWD-Referenzdatensatz (1979–1996). Nur im Winter schneiden die Interquartilsabstände nicht die 50%-Marke, es ist

² Da für den Feuchteindex nur 2 Möglichkeiten bestehen, das heißt F und T, wird nur eine in den Abbildungen dargestellt (F). Die zweite Möglichkeit ergibt sich daraus wie folgt daraus: $T = 100\% - F$.

etwas trockener als im DWD-Referenzdatensatz. Größere zwischenjährige Schwankungen hin zu trockeneren Verhältnissen sind vor allem im Winter möglich, wobei das 5 %-Quantil zwischen 20 % und 30 % Häufigkeit liegt.

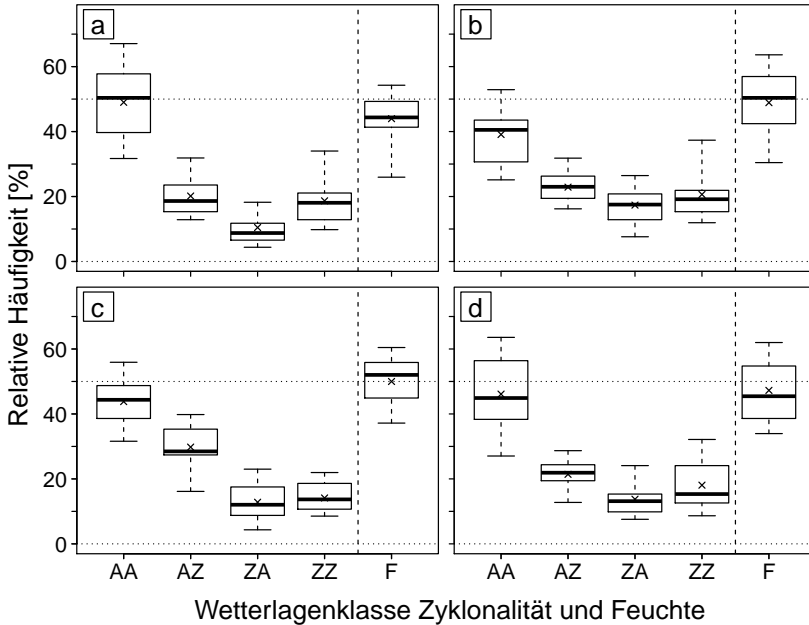


Abbildung 5.3: Wetterlagenklassen sowie zwischenjährige Streuungen der DWD-Referenzwetterlagen für den Zeitraum 1981–2000, geordnet nach Zyklonalität und Feuchte für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Die vier linken Indizes jedes Teilbildes stehen für den Zyklonalitätsindex, wobei der erste Buchstabe die Zyklonalität in 950 hPa und der zweite in 500 hPa darstellt. A steht für antizyklonale, Z für zyklonale Verhältnisse. Der letzte Index steht für die Feuchte F. Einen Beispielboxplot zeigt Abbildung 4.6.

5.2.2 Vergleich mit DWD-Analysen

Im Folgenden werden die aus den CCLM-Simulationen gewonnenen Wetterlagenklassen mit den DWD-Referenzwetterlagen für den Kontrollzeitraum 1981–2000 verglichen. Einerseits gilt es zu zeigen, wie genau CCLM mit den

Daten der ERA-Interim Reanalyse als Antrieb die Wetterlagen aus den DWD-Analysen wiedergeben kann. Andererseits soll geprüft werden, wie gut die mit den GCMs angetriebenen CCLM-Simulationen die synoptischen Verhältnisse über Zentraleuropa wiedergeben können.

Das Klima-Ensemble wird hierbei aus den Simulationen *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km* gebildet. Eine Verwendung von *ECHAM6_2nd_11km* oder *ECHAM6_1st_55km* würde die Wichtung von ECHAM6 gegenüber den übrigen GCMs erhöhen. Um beispielsweise aber auch das Verhalten von „Parent“ zu „Nest“, das heißt *ECHAM6_1st_55km* zu *ECHAM6_2nd_11km*, zu zeigen, werden beide weiterhin mitbetrachtet.

Die Wetterlagen der Simulation *ERA-Interim_1st_11km* stimmen gut mit den DWD-Referenzwetterlagen in Bezug auf die Anströmrichtung überein (Abbildung 5.4). Es gibt eine leicht negative Abweichung der Südwest- sowie eine positive Abweichung der Nordwestwetterlagen im Sommer (3 % bis 4 %), die aber aufgrund der absoluten Anzahl der Nordwest- und Südwestwetterlagen (Abbildung 5.2) relativ gesehen sehr klein sind³. Allein eine Überschätzung der Nordost- gegenüber den Südostwetterlagen im Frühling ist relativ gesehen etwas größer, weil es insgesamt wenige Ostwetterlagen gibt. In Bezug zu allen Wetterlagen liegen die Differenzen aber immer unter 3 %.

Bezüglich der Zyklonalität zeigt *ERA-Interim_1st_11km* mit maximal 5 % Abweichung zu den DWD-Referenzwetterlagen auch eine gute Übereinstimmung (Abbildung 5.5). Der Feuchteindex von *ERA-Interim_1st_11km* zeigt im Frühling, Sommer und Herbst mit weniger als 2 % nur sehr geringe Differenzen gegenüber den DWD-Referenzwetterlagen, im Winter liegen die

³ Die angegebenen prozentualen Abweichungen in den Abbildungen sind nicht in Bezug auf eine spezielle Wetterlage, sondern relativ zu allen Wetterlagen angegeben. Damit wird beispielsweise einer Zunahme von einer auf zwei Wetterlagen einer bestimmten Klasse, das heißt eine 100 %ige Zunahme bezüglich ihrer Klasse, aber $1 * \frac{4}{365} * 100\% \approx 1.1\%$ bezüglich aller Klassen pro Jahreszeit, nicht die gleiche Bedeutung wie von 10 auf 20 Wetterlagen gegeben, das heißt $10 * \frac{4}{365} * 100\% \approx 11\%$.

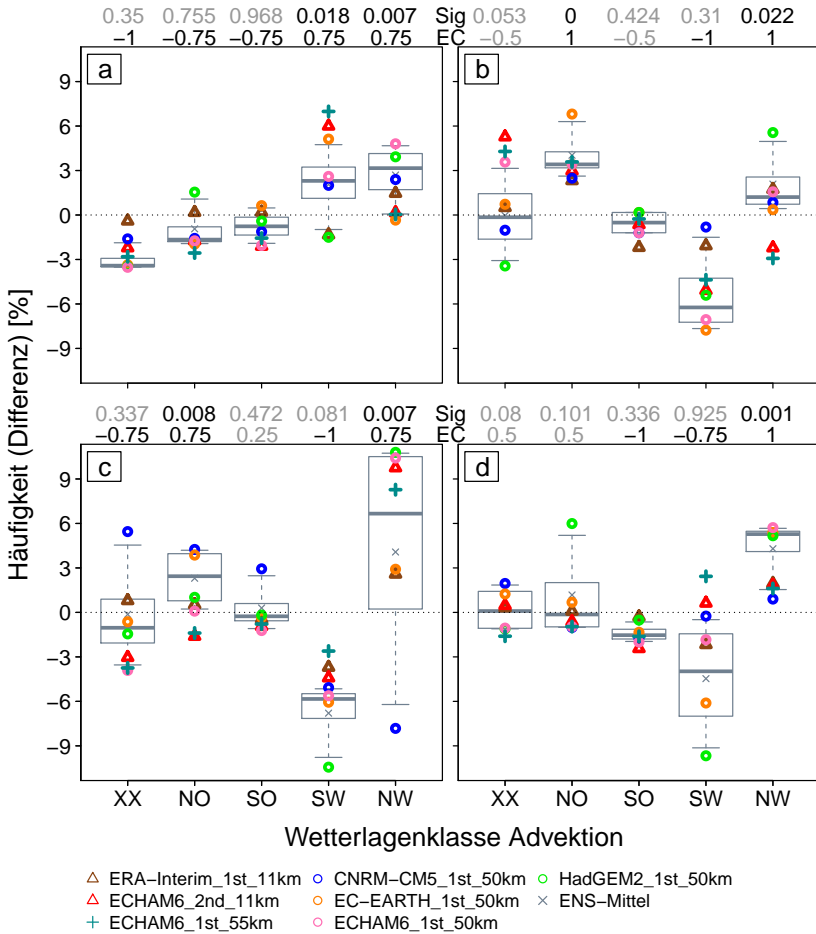


Abbildung 5.4: Abweichung der Wetterlagen der CCLM-Simulationen zu den DWD-Referenzwetterlagen für den Zeitraum 1981–2000, geordnet nach Advektion für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). XX bedeutet undefinierte Hauptanströmrichtung, NO Nordost, SO Südost, SW Südwest und NW Nordwest. Die Boxplots zeigen den Mittelwert und die Perzentilen des Ensembles. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. In das Ensemble gehen ein: *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*. Über den Abbildungen sind die Signifikanz (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau und Übereinstimmung im Ensemble ($IECI \geq 66\%$).

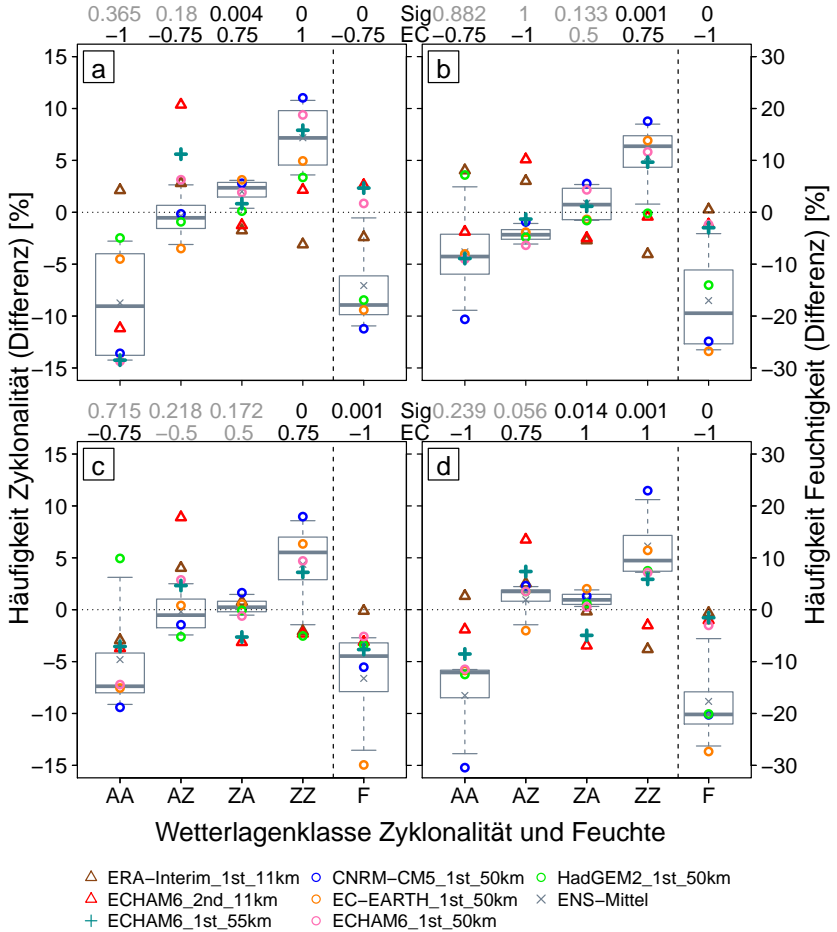


Abbildung 5.5: Abweichung der Wetterlagen der CCLM-Simulationen zu den DWD-Referenzwetterlagen für den Zeitraum 1981–2000, geordnet nach Zyklonalität und Feuchte für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Die vier linken Indizes jedes Teilbildes stehen für den Zyklonalitätsindex, A steht für antizyklonale, Z für zyklonale Verhältnisse. Der letzte Index steht für die Feuchte in der Atmosphäre (F). Die Boxplots zeigen den Mittelwert und die Perzentilen des Ensembles. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. In das Ensemble gehen ein: *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*. Über den Abbildungen sind die Signifikanz (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau und Übereinstimmung im Ensemble ($IECI \geq 66\%$).

Abweichungen bei circa 5 %. Eine signifikante Abweichung der Wetterlagen von *ERA-Interim_1st_11km* gegenüber den DWD-Referenzwetterlagen ist in keinem der Fälle auf dem 0.05-Niveau gegeben – die mit dem Wilcoxon-Rangsummentest berechneten zugehörigen p-Werte zeigt Tabelle B.1 im Anhang als ergänzende Information. Das bedeutet, CCLM kann die Wetterlagen über Zentraleuropa bezüglich der Advektion, Zyklonalität und Feuchte über einen längeren Zeitraum gut erfassen. Deshalb wird die Simulation *ERA-Interim_1st_11km* bei den späteren Betrachtungen der OWLK zur Wärmebelastung in Baden-Württemberg mit einem in den Südwesten Deutschlands verschobenen Klassifikationsgebiet als Referenz genutzt, da es dort keine DWD-Referenzwetterlagen gibt (Abschnitt 8.2).

ECHAM6_1st_55km und dessen Nest, das heißt *ECHAM6_2nd_11km*, liegen unter dem Aspekt der Anströmrichtung immer nahe zusammen; dies verdeutlicht die Abhängigkeit von der Antriebssimulation. Im Winter haben beide 6 % bis 7 % mehr Südwestwetterlagen sowie weniger Ostbeziehungsweise indifferente Wetterlagen, im Frühling circa 7 % weniger Wetterlagen mit Westanströmung und im Sommer 8 % bis 10 % mehr Wetterlagen mit Nordwestanströmung als die DWD-Referenzwetterlagen. Die Differenzen im Herbst sind mit maximal 3 % am geringsten. Beide besitzen im Winter deutlich weniger rein antizyklonale Lagen, das heißt zwischen 10 % und 15 %, sowie mehr zyklonale Lagen in der Höhe, das bedeutet 13 % bis 14 %. Im Sommer haben beide circa 7 % mehr zyklonale Verhältnisse in 500 hPa. In Kombination (Advektion und Zyklonalität) führt dies zu einem milderen Klima im Winter und kühleren Klima im Sommer. Dies bestätigt sich beim Vergleich der bodennahen Größen mit Beobachtungsdaten (Abschnitte 5.3 und 5.3.2). Hinsichtlich der Feuchte in der Atmosphäre haben beide Simulationen maximal 7 % bis 8 % Differenz pro Jahreszeit zum Referenzdatensatz.

Aufgrund des gleichen globalen Antriebs liegen *ECHAM6_1st_50km* und *ECHAM6_1st_55km* meist nahe zusammen. Die größten Differenzen zwischen beiden bezüglich der Hauptanströmrichtung sind circa 3 % bis 4 % bei

Nordwestwetterlagen im Winter sowie Südwestwetterlagen im Herbst. Hinsichtlich der Zyklonalität und der Feuchte sind die Unterschiede noch geringer.

Hinsichtlich der Hauptanströmrichtung besitzt *CNRM-CM5_1st_50km* im Frühling und Herbst nur geringe Abweichungen zu den DWD-Referenzwetterlagen. Im Winter gibt es circa 6 % mehr Westwetterlagen. Größere Abweichungen gibt es im Sommer mit circa 13 % weniger Westwetterlagen und mehr Ost- sowie indifferenten Wetterlagen. *CNRM-CM5_1st_50km* hat mit 10 % bis 15 % ganzjährig deutlich weniger rein antizyklonale Wetterlagen als der Referenzdatensatz, dies entspricht 36–55 Tagen im Jahr. Außerdem gibt es ganzjährig 8 % bis 12 % mehr zyklonale Wetterlagen. Bezüglich der Kombination von mehr zyklonalen und Westwetterlagen im Winter kann hier beispielsweise der Zusammenhang mit dem GCM geknüpft werden (Abschnitt 5.1), das bedeutet, dass die zonale Zirkulation aufgrund des geringeren meridionalen Druckgradienten speziell im Winter begünstigt wird (Voltaire et al., 2013). *CNRM-CM5_1st_50km* besitzt ganzjährig ein Feuchtedefizit in der Atmosphäre zwischen 10 % weniger feuchten Wetterlagen im Sommer und bis zu 30 % im Frühling gegenüber dem DWD-Referenzdatensatz.

EC-EARTH_1st_50km hat bezüglich der Anströmrichtung größere Differenzen zu den DWD-Referenzwetterlagen. Im Winter hat *EC-EARTH_1st_50km* circa 5 % mehr Südwestwetterlagen, im Frühling und Sommer 4 % bis 8 % mehr Nordost- und weniger Südwestwetterlagen, sowie im Herbst weniger Südwest-, aber mehr Nordwestwetterlagen, das heißt jeweils circa 6 %. Wie *CNRM-CM5_1st_50km*, so hat auch *EC-EARTH_1st_50km* im Vergleich zu den DWD-Referenzwetterlagen ganzjährig weniger rein antizyklonale Wetterlagen und mehr rein zyklonale Wetterlagen. Ebenso gibt es ganzjährig 20 % bis 30 % mehr trockene Wetterlagen als bei den DWD-Referenzwetterlagen.

HadGEM2_1st_50km hat im Vergleich zu den DWD-Referenzwetterlagen ganzjährig mehr Nordanströmung, je nach Jahreszeit 6 % bis 13 %, mit

den größten Abweichungen im Sommer, wobei die Differenzen von Nordwest beziehungsweise Südwest circa 12 % beziehungsweise -12 % sind. Es existieren weniger rein antizyklonale Wetterlagen im Winter und Herbst, dagegen mehr reine Hochdruckwetterlagen im Frühling und Sommer sowie 5 % bis 21 % mehr trockene Wetterlagen als bei den DWD-Referenzwetterlagen.

Der Ensemble-Mittelwert, das arithmetische Mittel der Abweichungen der Simulationen *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*, hat im Winter mehr Wetterlagen mit westlicher Anströmrichtung, das heißt 5 % bis 6 %, wobei die Differenzen auf dem 0.05-Niveau signifikant sind. Im Frühling gibt es mehr Nordost- und weniger Südwestwetterlagen, wobei hier die Abweichungen bezüglich der Nordostwetterlagen signifikant sind⁴ und im Ensemble übereinstimmen. Im Sommer hat der Ensemble-Mittelwert mehr Nordwest- sowie Nordostanströmung und weniger Südwestanströmung, wobei die Differenzen hinsichtlich der nördlichen Anströmungen signifikant und übereinstimmend im Ensemble sind. Im Herbst gibt es wiederum eine signifikante Differenz bezüglich mehr Nordwestanströmung und dabei ebenfalls Übereinstimmung im Ensemble.

Bezüglich der Zyklonalität gibt es im Ensemble-Mittel ganzjährig mehr rein zyklonale Wetterlagen gegenüber dem Referenzdatensatz, die auf dem 0.05-Niveau signifikant und übereinstimmend im Ensemble sind. Weiterhin gibt es signifikante und im Ensemble übereinstimmende Abweichungen bezüglich der Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe in Verbindung mit Antizyklonalität in der Höhe. Hinsichtlich der Feuchte in der Atmosphäre besitzt das Klima-Ensemble durchgehend signifikante und im Ensemble übereinstimmende negative Abweichungen gegenüber den Referenzwetterlagen.

⁴ Die Signifikanz bezieht sich nicht auf alle Wetterlagen, sondern nur auf das jeweilige Vorkommen einer spezifischen Wetterlage. Deshalb können die Abweichungen zweier Wetterlagen von den DWD-Referenzwetterlagen ähnlich groß sein, ihre Signifikanz aber stark unterschiedlich.

Zusammenfassung der Ergebnisse Die Auswertung der Referenzwetterlagen zeigt die Dominanz westlicher Anströmung sowie mehr antizyklonale als zyklonale Wetterlagen zu allen Jahreszeiten.

Beim Vergleich der Wetterlagen aus der mit ERA-Interim angetriebenen CCLM-Simulation *ERA-Interim_1st_11km* zeigen sich nur geringe Abweichungen zu den DWD-Referenzwetterlagen, das heißt, CCLM kann die synoptischen Verhältnisse gut wiedergeben. Somit können die Wetterlagen von *ERA-Interim_1st_11km* bei späteren Betrachtungen der OWLK zur Wärmebelastung in Baden-Württemberg mit einem in den Südwesten Deutschlands verschobenen Klassifikationsgebiet als Referenz genutzt werden; hier gibt es keine DWD-Referenzwetterlagen.

Die Wetterlagen aus den mit den GCMs angetriebenen CCLM-Simulationen haben größere Differenzen zu den DWD-Referenzwetterlagen, sodass sie das Klima über Zentraleuropa nur eingeschränkt realistisch auf der synoptischen Skala wiedergeben. Dabei werden die systematischen Fehler der Ergebnisse der GCMs auf CCLM übertragen.

5.3 Vergleiche mit bodennahen Parametern

Nach der Evaluierung von CCLM bezüglich der synoptischen Verhältnisse mittels der OWLK, werden im Folgenden die bodennahen Parameter Temperatur und relative Feuchte in 2 m Höhe mit Beobachtungsdaten auf der Fläche verglichen. Dazu steht der gerasterte Datensatz HYRAS zur Verfügung (Abschnitt 4.2.1). Die Vergleiche erfolgen für Zentraleuropa mit den Simulationen der horizontalen Maschenweiten 7 km und 11 km. Für Südwestdeutschland werden auch die 2.8 km-Simulationen genutzt. Es werden alle Simulationen und Beobachtungen auf das Gitter der CCLM-Simulationen mit 11 km Maschenweite interpoliert, um Vergleichbarkeit zu erreichen. Die Temperaturfelder werden nach der Interpolation mit dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten $-0.65 \text{ K pro } 100 \text{ m}$ höhenkorrigiert (Abschnitt 5.3.1).

5.3.1 Vergleiche mit HYRAS

Das Ensemble wird analog der Vergleiche hinsichtlich der Wetterlagen gebildet (Abschnitt 5.2.2), allerdings werden die Simulationen mit 50 km Maschenweite durch ihre 7 km-Nests ersetzt. Dementsprechend ergibt sich die folgende Zusammensetzung des Ensembles: *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM-CM5_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km*. Eine Verwendung von *ECHAM6_2nd_11km* sowie dessen 2.8 km-Nests würde die Wichtung von ECHAM6 gegenüber den anderen GCMs erhöhen. Außerdem lägen mehrere Simulationen aus einer Modellkette zugrunde, wären daher nicht unabhängig und würden dadurch den Ensemble-Mittelwert in die gleiche Richtung lenken. Um aber auch Untersuchungen zwischen Simulationen mit gleichem globalen Antrieb und unterschiedlichen Auflösungen durchzuführen, werden auch alle nicht in das Ensemble eingehenden Simulationen gezeigt.

Die räumlichen Unterschiede von *ERA-Interim_Ist_11km* zu HYRAS zeigt Abbildung 5.6, diejenigen des Ensemble-Mittelwertes die Abbildungen 5.8 und 5.9. Abbildung 5.7 zeigt die Differenzen der Temperatur und relativen Feuchte der einzelnen Simulationen zu HYRAS im Jahresgang. Dargestellt ist der Mittelwert des südwestlichen Teilgebietes. Dieses ist durch die schwarz umrandeten Rechtecke in beispielsweise der Abbildung 5.6 gekennzeichnet und wird auch von den 2.8 km-Simulationen abgedeckt. Die folgenden Beschreibungen beziehen sich auf alle eben genannten Abbildungen.

ERA-Interim_Ist_11km hat bezüglich der Temperatur nur geringe Abweichungen im räumlichen und zeitlichen Mittel gegenüber HYRAS. Der mittlere Fehler zwischen *ERA-Interim_Ist_11km* und HYRAS für das südwestliche Teilgebiet liegt pro Jahreszeit zwischen -0.2 K im Winter und 0.5 K im Herbst (Abbildung 5.6).

Im räumlichen Mittel sind die Differenzen auf dem 0.05-Niveau nicht signifikant. Es gibt jedoch regionale Unterschiede: im Winter hat die Simulation im äußersten Süden Deutschlands leicht höhere Temperaturen als HYRAS, vor allem in den Mittelgebirgen, während der restliche Teil

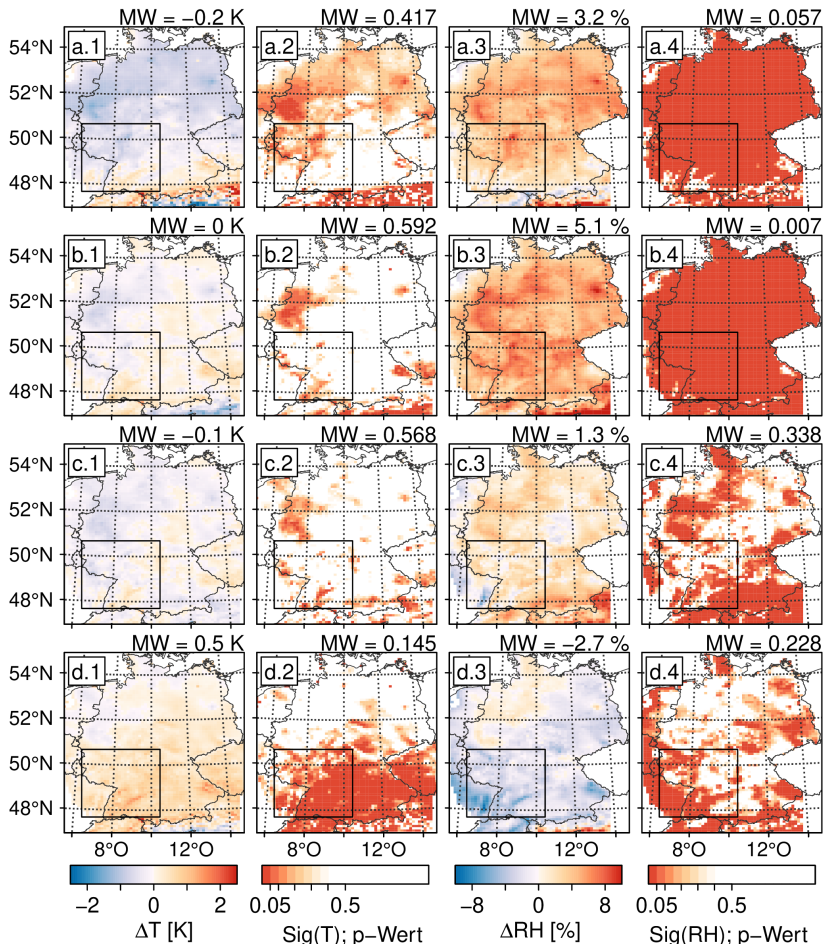


Abbildung 5.6: Differenz und deren Signifikanz (Sig) der Temperatur und relativen Feuchte von ERA-Interim_1st_11km zu HYRAS im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die einzelnen Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). MW gibt den Mittelwert der jeweils dargestellten Größe innerhalb des schwarz umrandeten Gebietes an.

kühler ist. Im Frühling und Sommer sind die Unterschiede zwischen Simulation und Beobachtung am geringsten, allgemein wird im Nordwesten die Temperatur etwas unterschätzt und Richtung Südosten überschätzt, allerdings nur um wenige Zehntel Grad und nicht signifikant auf dem 0.05-Niveau. Im Herbst ist die Temperatur der Simulation nahezu über ganz Deutschland etwas höher als bei HYRAS und im Süden signifikant auf dem 0.05-Niveau (Abbildung 5.6). Im Vergleich zu *ERA-Interim_1st_11km* haben die darin genesteten Simulationen *ERA-Interim_2nd_2.8km* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_V3D* zwischen April und September im Monatsmittel bis zu 0.7 K höhere Temperaturen, im Winter unterscheiden sie sich nicht wesentlich. Die Temperatur bei *ERA-Interim_2nd_2.8km* ist zwischen August und Oktober minimal wärmer als die bei *ERA-Interim_2nd_2.8km_V3D*, welche dagegen im Winter geringfügig wärmer ist (Abbildung 5.7).

Die Differenzen von *ERA-Interim_1st_11km* zu HYRAS bezüglich der relativen Feuchte betragen im räumlichen Mittel für das Gebiet im Südwesten zwischen -2.7 % im Herbst und 5.1 % im Frühling. Im Winter und Frühling ist die relative Feuchte der Simulation punktwise bis zu 8 %, sowie nahezu überall signifikant, höher als bei HYRAS, ausgenommen der Mittelgebirge im Süden. Im Sommer sind die positiven Feuchteabweichungen geringer und im Herbst sind die Abweichungen leicht negativ, das heißt, die relative Feuchte ist geringer als bei HYRAS, abgesehen vom Nordwesten des Gebietes. Deshalb sind die Differenzen im Sommer und Herbst nur teilweise signifikant auf dem 0.05-Niveau (Abbildung 5.6). Größere Ballungsräume, wie beispielsweise Berlin, das Ruhrgebiet und Rhein-Main-Gebiet, sind anhand der Differenzen der Temperatur und relativen Feuchte gegenüber dem Umland in den Beobachtungsdaten zu erkennen. In den Modellergebnissen wird der urbane Einfluss durch die SVATs *TERRA_ML* und *VEG3D* nur unzureichend dargestellt. Die relative Feuchten der beiden höher aufgelösten Simulationen *ERA-Interim_2nd_2.8km* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_V3D* sind allgemein geringer als die von *ERA-Interim_1st_11km*, vor allem im Frühling und Sommer mit circa 5 %. Reziprok zu den Temperaturen ist die relative Feuchte

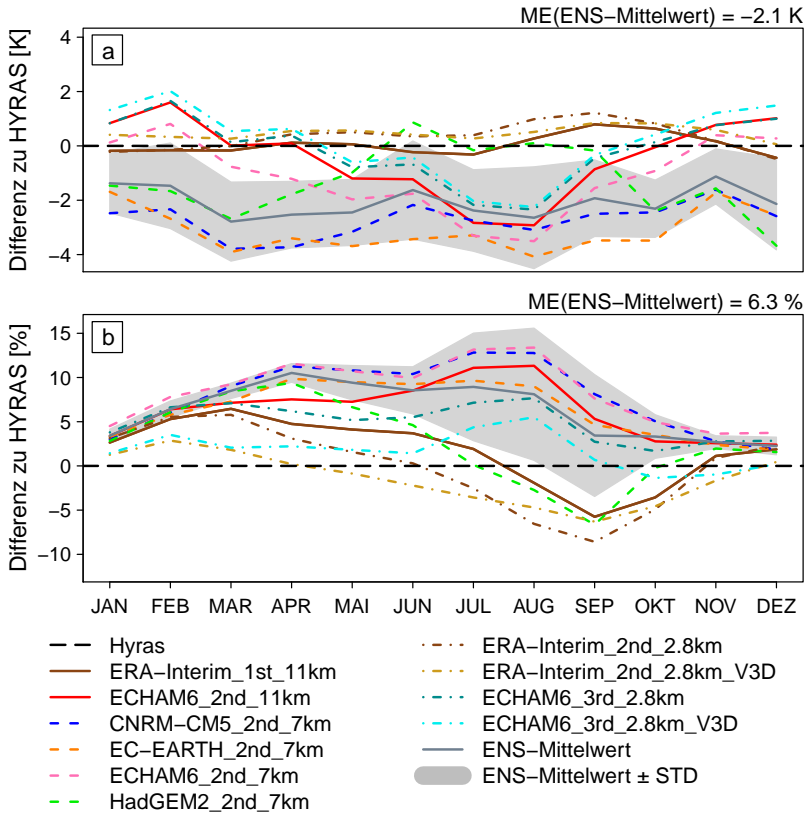


Abbildung 5.7: Differenz des mittleren Jahresgangs der Temperatur (a) sowie relativen Feuchte (b) der einzelnen Simulationen im Kontrollzeitraum 1981–2000 gegenüber HYRAS, dargestellt als Gebietsmittel für das Teilgebiet im Südwesten (siehe beispielsweise die Rechtecke in Abbildung 5.6). Das Ensemble umfasst die Simulationen *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km*, die Standardabweichung (STD) ist ein Maß für die Streuung des Ensembles. ME gibt die mittlere Differenz zwischen dem Ensemble-Mittelwert und HYRAS an.

bei *ERA-Interim_2nd_2.8km* zwischen August und Oktober geringer als bei *ERA-Interim_2nd_2.8km_V3D*, welches den Rest des Jahres teilweise eine bis zu 5% geringere relative Feuchte aufweist und somit auch im Mittel. Ein Vergleich mit *ERA-Interim_2nd_7km* wurde für den Zeitraum 1991–2006 durchgeführt (nicht gezeigt). Die Simulation gibt den Jahresgang der Temperatur wie *ERA-Interim_1st_11km* wieder, aber mit einer negativen Abweichung der Temperatur von circa 0.5 K, speziell im Frühjahr und Sommer. Die relative Feuchte ist das ganze Jahr höher als bei HYRAS, mit durchschnittlich circa 10% in den Monaten April bis August. Da dies die Monate sind, in denen es in Zentraleuropa hauptsächlich zu konvektiven Ereignissen kommt, deutet das auf einen Zusammenhang mit der Grauzone der Konvektion hin (siehe Abschnitt 3.2.2).

Die mittleren Jahresgänge der Temperatur, räumlich über das Teilgebiet im Südwesten gemittelt, der einzelnen Mitglieder des Ensembles unterscheiden sich um bis zu 4 K, je nach Monat oder Jahreszeit (Abbildung 5.7). *HadGEM2_2nd_7km* zeigt eine gute Übereinstimmung im Temperaturverlauf mit HYRAS von Juni bis September und ist die einzige der betrachteten Klimasimulationen, die keine negativen Abweichungen in Bezug auf die Sommertemperaturen aufweist. In den Wintermonaten hat *HadGEM2_2nd_7km* eine negative Differenz von circa 2 K und besitzt somit einen größeren Jahresgang als die Beobachtungen. Sowohl *CNRM_2nd_7km* und *EC-EARTH_2nd_7km* haben ganzjährig mit 2 K bis 4 K große negative Abweichungen bezüglich der Temperatur gegenüber HYRAS. Die beiden mit ECHAM6 angetriebenen Simulationen (*ECHAM6_2nd_11km* und *ECHAM6_2nd_7km*) zeigen einen reduzierten Jahresgang der Temperatur aufgrund der großen Unterschätzung der Temperaturen von Mai bis September mit 2 K bis 3 K, sowie einer Überschätzung zwischen November und Februar mit bis zu 1 K. Dies kann unter anderem aus der Überschätzung der zonalen Windkomponente des GCMs in den mittleren Breiten resultieren (vergleiche Abschnitt 5.1). Wie bei dem Vergleich der beiden mit ERA-Interim angetriebenen Simulationen (*ERA-Interim_1st_11km* und *ERA-Interim_2nd_7km*) im Zeitraum 1991–2006 (nicht

gezeigt) liegt die Temperaturkurve von *ECHAM6_2nd_11km* im Jahresgang in etwa parallel 0.5 K über der von *ECHAM6_2nd_7km* (Abbildung 5.7).

Der Ensemble-Mittelwert hat durchgehend eine negative Temperaturabweichung gegenüber HYRAS, räumlich über das Teilgebiet im Südwesten gemittelt, mit einem monatlichen Maximum von circa -2.5 K und Minimum von circa -1 K (Abbildung 5.7). Auch räumlich differenziert betrachtet zeigen sich zwischen dem Ensemble-Mittelwert und HYRAS durchgehend negative Temperaturabweichungen bis circa -3 K, die signifikant auf dem 0.05-Niveau sind (Abbildung 5.8), abgesehen von kleinen Bereichen im Süden beziehungsweise Südosten im Winter. Die Übereinstimmung im Ensemble liegt im Frühling, Sommer und Herbst großteils bei -75 % oder -100 %, im Winter meist bei -75 %. Diese Ergebnisse entsprechen auch denen von Sedlmeier (2015). Wie bei den Simulationen mit ERA-Interim als Antrieb liegen die Temperaturen der hochaufgelösten 2.8 km Simulationen ganzjährig wenige Zehntel Grad über denen ihrer Antriebssimulation, wobei die Simulation mit dem SVAT VEG3D minimal wärmere Temperaturen aufweist.

Bezüglich des Jahresgangs der relativen Feuchte im räumlichen Mittel für das Gebiet im Südwesten haben *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *ECHAM6_2nd_11km* ganzjährig eine höhere relative Feuchte als HYRAS, mit maximalen Differenzen von über 10 % im Frühling und Sommer. Die relative Feuchte von *HadGEM2_2nd_7km* ist von November bis Juni ebenso höher als bei HYRAS, von Juli bis August geringer (Abbildung 5.7). Die 2.8 km-Simulationen reduzieren den mittleren Fehler ihrer Antriebssimulation, wobei die Simulation mit dem SVAT VEG3D eine geringere relative Feuchte hat als die mit *TERRA_ML*. Die relative Feuchte des Ensemble-Mittelwertes ist durchgehend höher als die von HYRAS, sowohl im räumlichen Mittel wie auch räumlich differenziert betrachtet (Abbildung 5.9). Am stärksten ausgeprägt ist die Differenz der relativen Feuchte im Frühling und Sommer im Nordosten mit bis zu 12 %. Abgeschwächt sind die Differenzen zu allen Jahreszeiten an den Küsten und im äußersten Süden. Die Signifikanz der Abweichungen ist nahezu

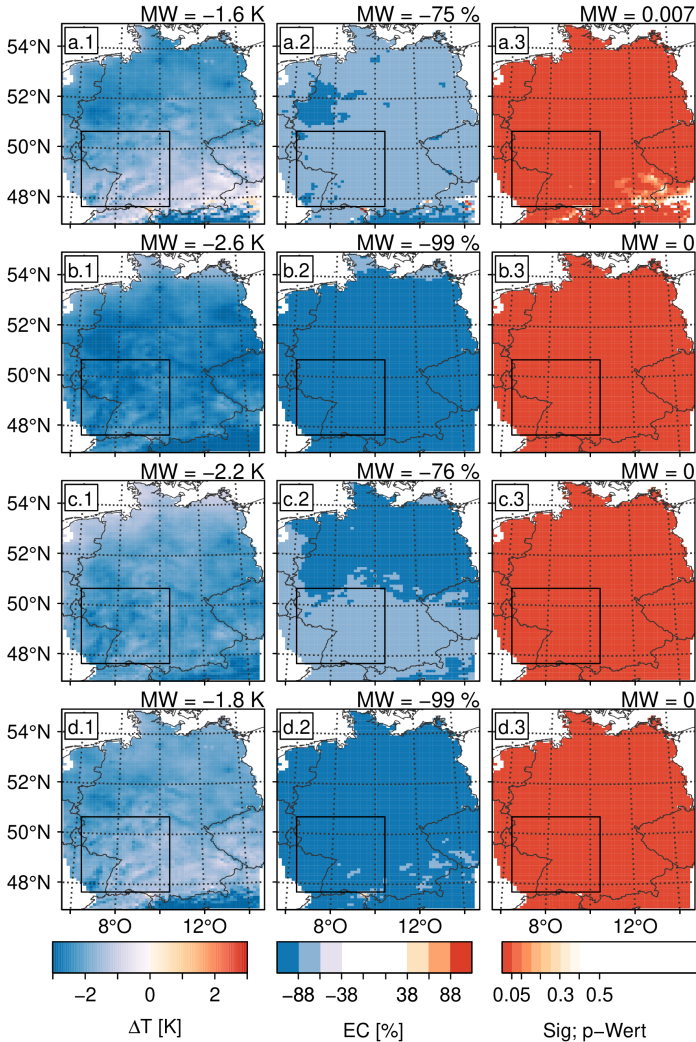


Abbildung 5.8: Spalte 1 zeigt die Differenz der Temperatur des Ensemble-Mittelwertes der Klimasimulationen zu HYRAS im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die einzelnen Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Zum Ensemble gehören *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km*. Spalte 2 zeigt die Ensemble-Konsistenz (EC) und Spalte 3 die Signifikanz der Differenz anhand des p-Wertes. MW gibt den räumlichen Mittelwert innerhalb des umrandeten Gebietes der jeweiligen Parameter an.

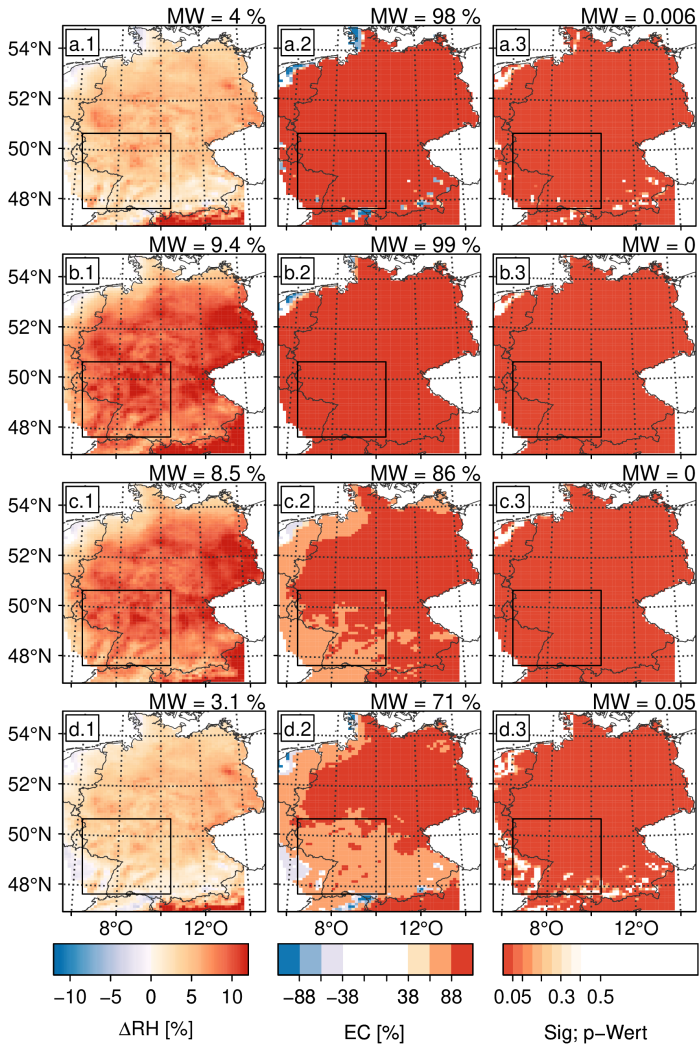


Abbildung 5.9: Spalte 1 zeigt die Differenz der relativen Feuchte des Ensemble-Mittelwertes der Klimasimulationen zu HYRAS im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die einzelnen Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Zum Ensemble gehören *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km*. Spalte 2 zeigt die Ensemble-Konsistenz (EC) und Spalte 3 die Signifikanz der Differenz anhand des p-Wertes. MW gibt den räumlichen Mittelwert innerhalb des umrandeten Gebietes der jeweiligen Parameter an.

überall und zu jeder Jahreszeit auf dem 0.05-Niveau gegeben, ebenso ist die Übereinstimmung im Ensemble nahezu immer 75 % oder 100 %.

Zusammenfassung der Ergebnisse Der Vergleich von mit ERA-Interim angetriebenen CCLM-Simulationen und HYRAS zeigt, dass CCLM in der Lage ist, die Beobachtungen gut zu reproduzieren. Die Temperatur von *ERA-Interim_1st_11km* hat im mittleren Jahresgang des Gebietsmittels im Südwesten nur geringe Abweichungen gegenüber den Beobachtungsdaten, die nur im Herbst teilweise signifikant sind. Bezüglich der relativen Feuchte sind die Differenzen etwas höher, mit signifikanten Abweichungen speziell im Winter und Frühling.

Für die mit den GCMs angetriebenen regionalen Klimasimulationen sind die negativen Abweichungen zu HYRAS bezüglich der Temperatur und positiven Abweichungen zu HYRAS bezüglich der relativen Feuchte in jeder Jahreszeit nahezu überall signifikant. Vor allem im Frühling und Sommer sind die Abweichungen beider Parameter groß.

Der Hauptunterschied zwischen den einzelnen Simulationen ergibt sich aus dem globalen Antriebsmodell. Die horizontale Maschenweite hat ebenso Einfluss auf die Ergebnisse, jedoch einen deutlich geringeren. Werden die Simulationen nach Maschenweiten, bei gleichen Antriebsdaten, verglichen, entsteht für die Temperatur von wärmeren zu kühleren sowie für die relative Feuchte von niedrigeren zu höheren Werten jeweils nachstehende Reihenfolge: 2.8 km, 11 km und 7 km.

5.3.2 Vergleiche mit SYNOPS

Um beispielsweise die Häufigkeit der Überschreitung von Schwellenwerten zu untersuchen, reichen Tagesmittelwerte nicht aus. Ebenso kann der UTCI als Kombination verschiedener meteorologischer Parameter damit nicht gebildet werden. Mit dem Ziel, den UTCI zwischen den Simulationen und Beobachtungen hinsichtlich Mittelwerten der Jahreszeiten, mittleren

Tagesgängen, Häufigkeitsverteilungen und Schwellenwerten mit dem Fokus auf Wärmebelastung zu vergleichen, werden Beobachtungsdaten einzelner SYNOPs aus dem Climate Data Center des DWD⁵ genutzt.

Vergleich von Mittelwerten Im Folgenden werden für den UTCI die Differenzen des Ensemble-Mittelwertes der Klimasimulationen zu den jeweiligen Beobachtungen, die Übereinstimmung im Ensemble und die Signifikanz der Abweichungen berechnet. Ebenso werden die Differenzen und die Signifikanz der Abweichungen von *ERA-Interim_1st_11km* zu den SYNOPs betrachtet.

Allgemein zeigen die Vergleiche der Simulationen zu den SYNOPs betreffs des UTCI Sensitivitäten hinsichtlich der lokalen Windverhältnisse an den Stationen. Insbesondere für Osnabrück, wo der Wind von den Simulationen allgemein überschätzt wird, sowie für Potsdam und Freiburg, wo eine Unterschätzung stattfindet. Die Unterschätzungen sind jeweils auf die lokalen Stationscharakteristika der Station Potsdam auf dem Telegrafenberg sowie der Station Freiburg am Fuße des Schwarzwalds zurückzuführen, welche von Simulationen mit 7 km oder 11 km Maschenweite nicht wiedergegeben werden können. Beispielhaft dazu zeigt Abbildung 5.10 die Tagesgänge der Windgeschwindigkeit der Simulationen und der SYNOPs für Freiburg. Dabei ist zu sehen, dass die auf 11 km interpolierten Simulationen insbesondere die nächtlichen Bergwinde des Schwarzwalds, welche die Beobachtungsstation erreichen, nicht wiedergeben können. Bei höheren Auflösungen, zum Beispiel 2.8 km, ist dies ohne Interpolation auf 11 km möglich, siehe Abschnitt 8.3.

Weiterhin zeigen sich nachts in den Simulationen Überschätzungen des UTCI aufgrund einer Überschätzung der Bedeckung, welche nur nachts direkt in die Berechnung des UTCI eingeht, denn tagsüber wird der Wolkenmodifizierungsfaktor CMF, das heißt der Quotient aus tatsächlich einfallender Strahlung und derjenigen bei wolkenlosem Himmel, genutzt;

⁵ https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/ (zuletzt abgerufen 13.04.2019)

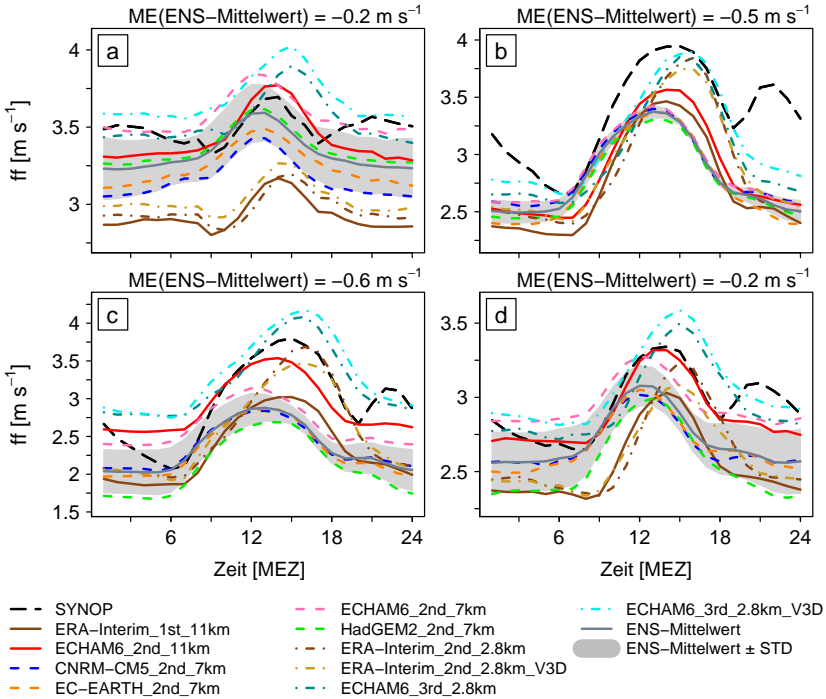


Abbildung 5.10: Mittlerer Tagesgang der Windgeschwindigkeit der einzelnen Simulationen sowie der SYNOPs für den Standort Freiburg im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). ME steht für die mittlere Differenz zwischen dem Ensemble-Mittelwert und den SYNOPs.

vergleiche dazu Abschnitt 2.3, Gleichungen 2.11 und 2.12. Ein Beispiel für den Tagesgang der Bedeckung in den einzelnen Jahreszeiten zeigt Abbildung 5.11 für Freiburg. Dabei ist zu sehen, dass die Bedeckung nachts von den Simulationen gegenüber den SYNOPs immer überschätzt wird und somit für mehr Gegenstrahlung und damit geringerer Abkühlung des UTCI sorgt.

Der Vergleich des mittleren UTCI der einzelnen Jahreszeiten von *ERA-Interim_1st_11km* gegenüber den SYNOPs zeigt gute Übereinstimmungen, das heißt keine signifikanten Differenzen, für alle Stationen, außer Osnabrück und

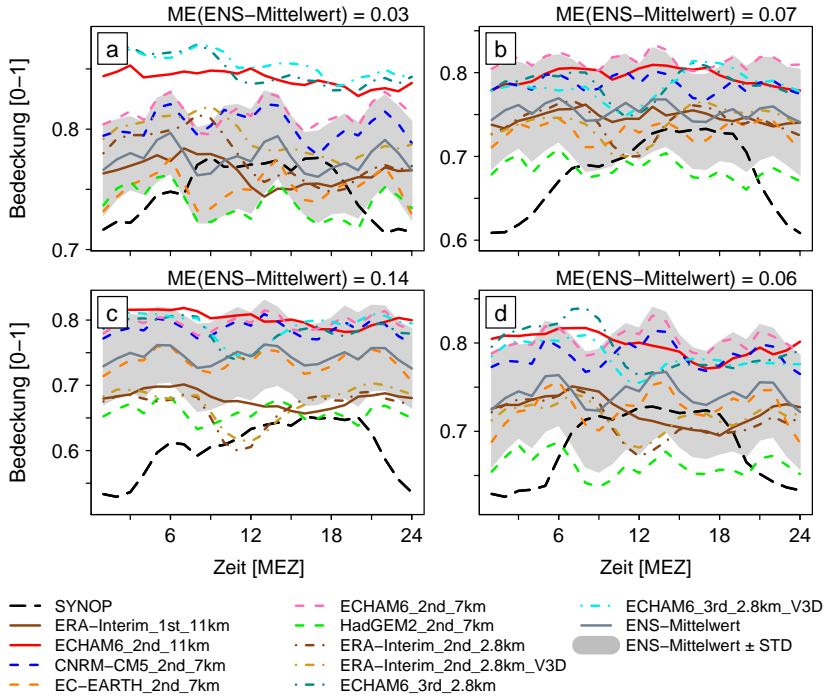


Abbildung 5.11: Mittlerer Tagesgang des Bedeckungsgrades der einzelnen Simulationen sowie der SYNOPs für den Standort Freiburg im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). ME steht für die mittlere Differenz zwischen dem Ensemble-Mittelwert und den SYNOPs.

Potsdam (Tabelle 5.1, oberer Teil). Die Differenzen sind hauptsächlich auf Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten zurückzuführen. Dies beeinflusst jeweils auch den mittleren UTCI, ist aber für Ereignisse mit Wärmebelastung nicht wesentlich von Bedeutung, wie in Abschnitt 5.3.2 gezeigt wird. Ausgenommen dieser Abweichungen liegen die Differenzen je nach Jahreszeit zwischen -1.1 K und 0.8 K.

Ein Beispiel für den mittleren Tagesgang des UTCI zeigt Abbildung 5.12 für Freiburg. Die mittleren Tagesminima und -maxima des UTCI der

Tabelle 5.1: Mittlerer Fehler (ME) und Signifikanz der Differenzen (Sig; p-Wert) des UTCI zwischen *ERA-Interim_1st_11km* sowie den jeweiligen SYNOPs für den Kontrollzeitraum 1981–2000 (oben). Unten die entsprechenden Werte für den Ensemble-Mittelwert plus die Übereinstimmung im Ensemble (EC). Alle Werte sind auf die jeweils letzte angegebene Stelle gerundet. Signifikante Abweichungen auf dem 0.05-Niveau und Übereinstimmungen im Ensemble sind fett markiert.

<i>ERA-Interim_1st_11km</i>		FR	MA	OS	PM	STG	WÜ
DJF	ME [°C]	0.4	-0.2	-1.7	3.5	0.1	-1.0
	p-Wert	0.461	0.640	0.006	0.000	0.989	0.096
MAM	ME [°C]	0.8	-0.3	-1.2	3.0	0.4	-0.6
	p-Wert	0.142	0.547	0.015	0.000	0.512	0.221
JJA	ME [°C]	-0.1	-0.6	-1.4	1.8	-0.3	-1.1
	p-Wert	0.841	0.174	0.006	0.001	0.799	0.018
SON	ME [°C]	0.5	0.2	-1.3	3.3	0.4	-0.5
	p-Wert	0.242	0.478	0.003	0.000	0.277	0.383
<i>Ensemble-Mittelwert</i>							
DJF	ME [°C]	-2.0	-3.7	-6.0	0.7	-2.7	-5.0
	EC [%]	-100	-100	-100	25	-100	-100
	p-Wert	0.000	0.000	0.000	0.718	0.000	0.000
MAM	ME [°C]	-2.3	-4.7	-6.0	-1.1	-3.8	-6.1
	EC [%]	-100	-100	-100	-75	-100	-100
	p-Wert	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000
JJA	ME [°C]	-2.4	-3.7	-4.4	-0.9	-3.2	-5.0
	EC [%]	-75	-100	-100	-75	-75	-100
	p-Wert	0.000	0.000	0.000	0.096	0.000	0.000
SON	ME [°C]	-2.3	-3.6	-5.7	0.1	-3.0	-5.0
	EC [%]	-100	-100	-100	75	-100	-100
	p-Wert	0.000	0.000	0.000	0.461	0.000	0.000

Station Freiburg liegen im Winter bei ungefähr -6°C beziehungsweise 3°C , im Frühling bei 2.5°C beziehungsweise 15°C , im Sommer bei 13.5°C beziehungsweise 26.5°C und im Herbst bei 5°C beziehungsweise 15.5°C . *ERA-Interim_1st_11km* gibt den Tagesgang der Beobachtungen zu allen Jahreszeiten gut wieder. Im Sommer wird der UTCI tagsüber leicht unterschätzt und im Winter sowie zu allen Jahreszeiten nachts überschätzt.

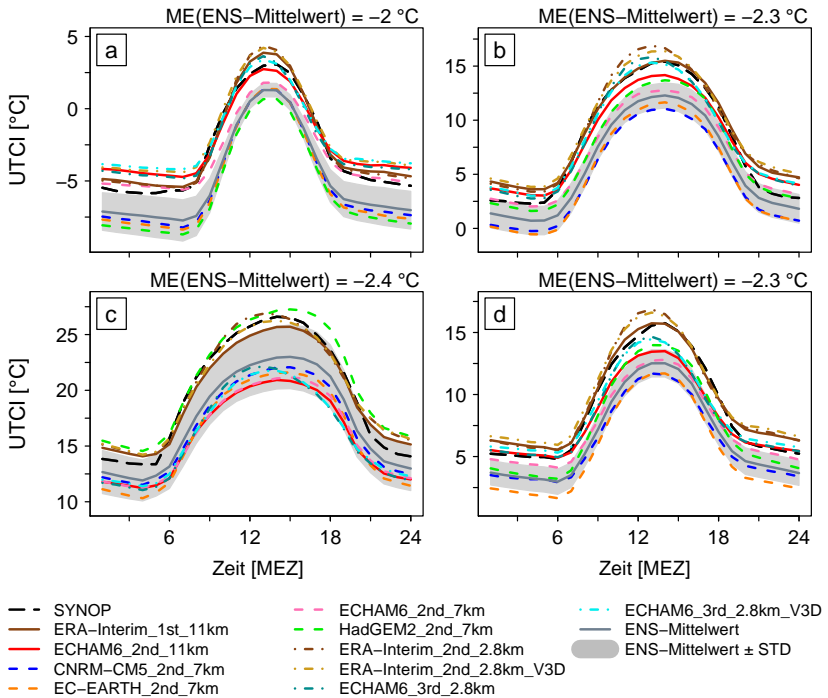


Abbildung 5.12: Mittlerer Tagesgang des UTCI der einzelnen Simulationen sowie der SYNOPs für den Standort Freiburg im Kontrollzeitraum 1981–2000 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). ME steht für die mittlere Differenz zwischen dem Ensemble-Mittelwert und den SYNOPs.

Wie bei den Mitteltemperaturen, vergleiche Abschnitt 5.3.1, weisen *ERA-Interim_1st_11km* und dessen Nests, das heißt *ERA-Interim_2nd_2.8km* und

ERA-Interim_2nd_2.8km_v3d, keine großen Differenzen zueinander auf. Die höher aufgelösten Simulationen haben vor allem tagsüber im Frühling, Sommer und Herbst etwas höhere Werte, resultierend aus weniger Bewölkung um die Mittagszeit (Abbildung 5.11) und daraus folgend stärkerer solarer Einstrahlung sowie höheren 2 m-Temperaturen.

Der Ensemble-Mittelwert des UTCI ist durchgehend zu niedrig für alle Stationen, außer für Potsdam im Winter und Herbst aufgrund der lokalen Windverhältnisse. Die negativen Abweichungen des mittleren UTCI betragen für die übrigen Stationen zwischen -2 K und -6.1 K, je nach Station und Jahreszeit, die Ensemble-Konsistenz ist dabei -100 % und die Signifikanz ist auf dem 0.05-Niveau durchgängig gegeben. Tabelle 5.1 (unterer Teil) zeigt die Differenzen, die Ensemble-Konsistenz und die Signifikanz der Abweichungen des Ensemble-Mittelwertes zu allen SYNOPs.

Bezüglich des mittleren Tagesgangs haben die mit ECHAM6 angetriebenen Simulationen zu allen Jahreszeiten eine geringere Spannbreite als die Beobachtungen und vor allem im Sommer eine große negative Differenz dazu, das heißt tagsüber im Mittel bis zu 5 K. Somit können hinsichtlich der Wärmebelastungsklassen des UTCI Klassenunterschiede auftreten. Dies trifft im Sommer auch für *CNRM_2nd_7km* und *EC-EARTH_2nd_7km* zu. Die Nests von *ECHAM6_2nd_11km* Verhalten sich gegenüber ihrer Antriebssimulation wie *ERA-Interim_1st_11km* zu *ERA-Interim_2nd_2.8km*. Während *CNRM_2nd_7km* und *EC-EARTH_2nd_7km* ganzjährig und den ganzen Tag über 2 K bis 5 K zu kühl sind, überschätzt *HadGEM2_2nd_7km* den UTCI im Sommer leicht, bedingt durch geringere Windgeschwindigkeiten in den Simulationen und ähnlichem Bedeckungsgrad. Das bedeutet, hier wird der Bedeckungsgrad gegenüber der Simulation (*HadGEM2_2nd_7km*) nicht überschätzt, wie dies bei den übrigen Simulationen der Fall ist. Der Ensemble-Mittelwert des UTCI wird gegenüber den SYNOPs zu jeder Jahres- und Tageszeit unterschätzt, am stärksten tagsüber im Sommer, wenn die meisten unbehaglichen Stunden aufgrund von Wärmebelastung zu erwarten sind.

Zur Ergänzung zeigt Tabelle B.2 im Anhang die mittleren Fehler des UTCI, der Windgeschwindigkeit, der Temperatur, der relativen Feuchte, der Bedeckung, der Strahlungstemperatur und der Feuchttemperatur, des Ensemble-Mittelwertes zu den Beobachtungswerten der Station Freiburg. Ebenso erfolgt eine Unterteilung in Tages- und Jahreszeiten.

Häufigkeitsverteilung des UTCI und Überschreitung von Schwellenwerten der Wärmebelastung Zur Veranschaulichung der auftretenden Extremwerte des UTCI wird zunächst dessen Spannbreite dargestellt. Dazu werden die stündlichen Minima und Maxima der SYNOPs im Kontrollzeitraum betrachtet. Das heißt, die Terminwerte zur Stunde an denen alle Größen zur Bildung des UTCI verfügbar sind. Somit können durchaus noch extremere Werte zwischen den Stunden oder in durch Datenlücken nicht erfassten Stunden vorhanden sein. Zum Vergleich sind ebenfalls die Extremwerte der Feuchttemperatur und 2 m-Temperatur dargestellt (Tabelle 5.2).

Tabelle 5.2: Minima (Min) und Maxima (Max) des UTCI, der Feuchttemperatur und der 2 m-Temperatur der SYNOPs für den Zeitraum 1981–2000 an Terminen zur Stunde, zu denen alle Größen zur Bildung des UTCI verfügbar sind.

Station	UTCI [°C]		T _{wbt} [°C]		T [°C]	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min
FR	42.9	-34.9	26.2	-18.0	37.4	-17.0
MA	42.6	-46.8	26.6	-19.6	37.6	-18.7
OS	40.4	-47.2	23.6	-21.2	35.2	-20.4
PM	42.5	-48.5	27.3	-21.4	37.3	-20.6
STG	42.1	-37.2	26.2	-21.9	36.6	-21.2
WÜ	41.9	-40.6	26.6	-21.9	36.2	-21.2

Der niedrigste aus Messungen berechnete Wert des UTCI im Kontrollzeitraum liegt für die sechs verfügbaren SYNOPs bei -48.5 °C in Potsdam, der höchste bei 42.9 °C in Freiburg. Somit werden in Extremfällen extreme Kältebelastung

sowie sehr starke Wärmebelastung hinsichtlich der Belastungsklassen des UTCI (Abbildung 2.1) erreicht. Für die Feuchttemperatur liegt die Spannweite zwischen -21.9°C in Würzburg und Stuttgart sowie 27.3°C in Potsdam.

Abbildung 5.13 zeigt die stündliche Häufigkeitsverteilung des UTCI für die Simulationen und SYNOPs des Standorts Freiburg im Kontrollzeitraum sowie deren Differenzen in 4 K-Intervallen. Die Abkürzung SME steht, angelehnt an den mittleren Fehler (ME; vergleiche Abschnitt 4.4), für die Summe der mittleren Fehler. Dabei werden die Differenzen der Stunden mit Wärmebelastung über einem angegebenen Schwellenwert aufsummiert.

Die am häufigsten auftretenden Werte des UTCI für Freiburg liegen zwischen -2°C und 14°C . *ERA-Interim_1st_11km* hat nur geringe Abweichungen bezüglich der SYNOPs für jedes 4 K-Intervall, das heißt maximal $\pm 1\%$. Die Häufigkeit der Stunden mit Wärmebelastung wird von *ERA-Interim_1st_11km* leicht unterschätzt, die Stunden mit Kältebelastung ebenfalls. Die darin genesteten 2.8 km-Simulationen zeigen eine noch bessere Übereinstimmung bezüglich der Stunden der Wärmebelastung mit den Beobachtungen und unterschätzen die Kältebelastungen etwas mehr.

HadGEM2_2nd_7km hat bezüglich der Häufigkeit an Stunden mit Wärmebelastung eine geringe positive Differenz zu den Beobachtungen, besitzt mit bis zu 2% pro Intervall weniger behagliche Stunden sowie Stunden mit mäßiger Kältebelastung und mehr Stunden mit starker und sehr starker Kältebelastung im Vergleich zu den SYNOPs. *CNRM_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km*, *ECHAM6_2nd_7km* und *ECHAM6_2nd_11km* weisen bis zu 2% weniger Stunden mit Wärmebelastung pro 4 K-Intervall und mehr Stunden mit schwacher Kältebelastung gegenüber den SYNOPs auf. Während *ECHAM6_2nd_11km* weniger Stunden mit starker Kältebelastung besitzt, haben *CNRM_2nd_7km* und *EC-EARTH_2nd_7km* mehr Stunden mit starker Kältebelastung als die SYNOPs; *ECHAM6_2nd_7km* liegt zwischen diesen Simulationen.

Der Ensemble-Mittelwert besitzt weniger Stunden mit Wärmebelastung sowie thermischer Behaglichkeit, dagegen mehr Stunden mit Kältebelastung

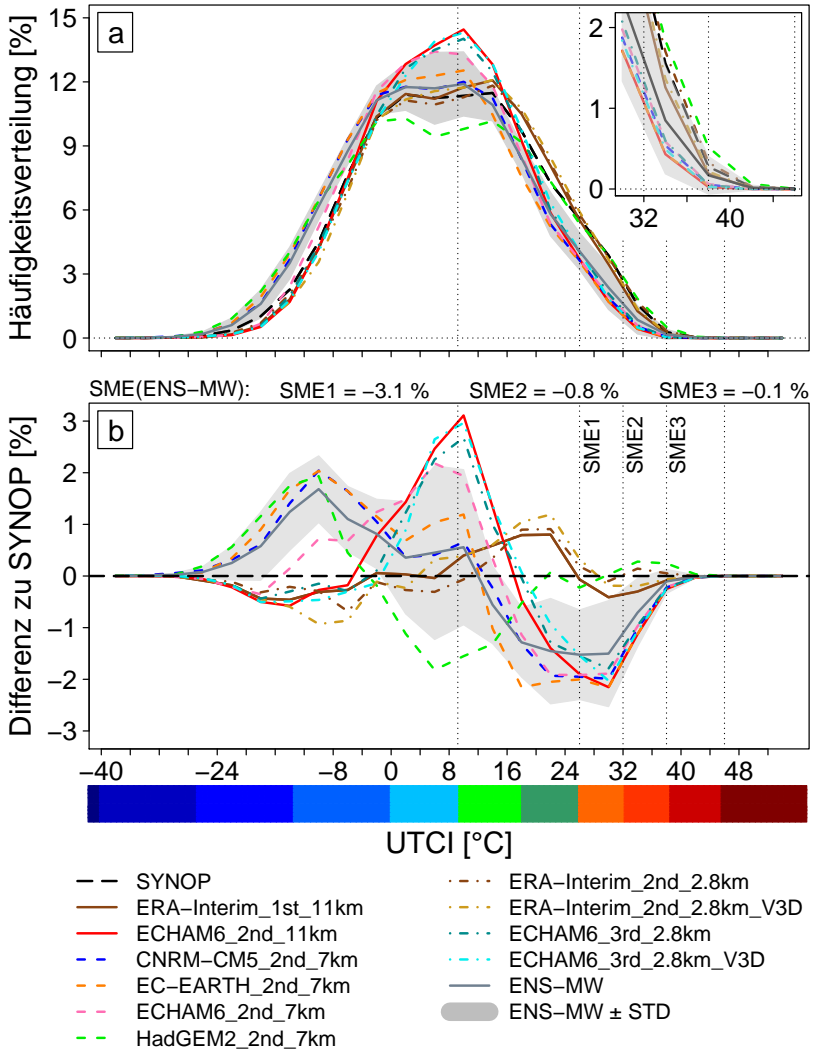


Abbildung 5.13: Häufigkeitsverteilung (a, stündlich) des UTCI für die Simulationen und SYNOPs vom Standort Freiburg im Kontrollzeitraum sowie die Differenzen zwischen den Simulationen zu den SYNOPs (b) in 4 K-Intervallen. SME1 ist die Summe der Differenzen zwischen Ensemble-Mittelwert (ENS-MW) und SYNOPs für den $UTCI \geq 26$ °C, SME2 für den $UTCI \geq 32$ °C und SME3 für den $UTCI \geq 38$ °C. Die farbliche Kennzeichnung der Skala des UTCI zeigt dessen Belastungsklassen, vergleiche Abbildung 2.1.

als die SYNOPs. Auch die Streubreite des Ensembles, hier dargestellt durch die Standardabweichung vom Ensemble-Mittelwert, erreicht selbst am oberen Rand nicht die Anzahl der Stunden mit Wärmebelastung wie die Beobachtungen. Was hier beispielhaft für die Station Freiburg gezeigt wird, ist qualitativ auch für die weiteren untersuchten Standorte gültig.

Für die Station Freiburg gibt es im Mittel an 8.52 % der Stunden pro Jahr Wärmebelastung, an 1.86 % der Stunden mindestens starke Wärmebelastung, und an 0.16 % der Stunden sehr starke Wärmebelastung. Tabelle 5.3 zeigt die Anteile der Stunden mit Wärmebelastungen für alle SYNOPs sowie den SME zwischen dem Ensemble-Mittelwert und den jeweiligen SYNOPs. Die Stationen mit den meisten unbehaglichen Stunden aufgrund von Wärmebelastung sind die in der Oberrheinebene liegenden Stationen Mannheim und Freiburg, gefolgt von Stuttgart, Würzburg, Potsdam und Osnabrück. Die Anzahl der Stunden mit Wärmebelastung schwanken an den 6 Standorten zwischen 430 (4.9 %) für Osnabrück und 759 (8.66 %) für Mannheim im Mittel pro Jahr. Stunden mit mindestens starker Wärmebelastung gibt es im Durchschnitt in Osnabrück 72-mal (0.82 %) und in Mannheim 192-mal (2.19 %) im Jahr. Stunden mit sehr starker Wärmebelastung liegen im Mittel zwischen 4 (0.04 %) für Osnabrück und 18 (0.21 %) für Mannheim. Stunden mit extremer Wärmebelastung sind im Kontrollzeitraum in den gemessenen Werten nicht vorhanden (Tabelle 5.2). Die Differenzen zum Ensemble-Mittelwert (SME, wie in Abbildung 5.13) sind für alle Standorte negativ und für Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung in etwa halb so groß wie die beobachteten Stunden (je nach Station). Bei stärkeren Wärmebelastungen ist der relative Anteil noch höher. Die Unterschätzung der Windgeschwindigkeit und Überschätzung der Bedeckung, welche am Beispiel Potsdam (Tabelle 5.1) zu einem fast gleichen mittleren UTCI von Ensemble-Mittelwert und SYNOPs führt, spielt bei Betrachtung der Stunden mit Wärmebelastung keine entscheidende Rolle, da diese Stunden vor allem nachts auftreten, wenn keine Wärmebelastung vorhanden ist. Für Betrachtungen des Klimaänderungssignals bezüglich

der angegebenen Schwellenwerte von Wärmebelastung kann der reine Modelloutput der Klimasimulationen daher nicht verwendet werden.

Tabelle 5.3: Relative Häufigkeit der Stunden mit mindestens mäßiger, starker und sehr starker Wärmebelastung anhand des UTCI sowie dem SME des Ensemble-Mittelwertes (ENS-MW) zu den SYNOPs im Kontrollzeitraum 1981–2000. 100 % entsprechen 175320 Stunden.

	Häufigkeit [%] der Stunden			SME(ENS-MW) [%] mit		
	mit $UTCI \geq$			$UTCI \geq$		
	26 °C	32 °C	38 °C	26 °C	32 °C	38 °C
FR	8.52	1.86	0.16	-3.37	-0.94	-0.08
MA	8.66	2.19	0.21	-4.7	-1.63	-0.16
OS	4.90	0.82	0.04	-3.0	-0.66	-0.03
PM	5.44	1.00	0.08	-2.65	-0.73	-0.07
STG	7.09	1.30	0.09	-3.13	-0.70	-0.03
WÜ	6.68	1.36	0.10	-4.07	-1.06	-0.08

Zusammenfassung der Ergebnisse Die im Vergleich mit HYRAS gewonnenen Erkenntnisse bezüglich der negativen Temperatur- und positiven Feuchtedifferenzen des Ensemble-Mittelwertes zu den Beobachtungen kann anhand der Vergleiche mit den SYNOPs bestätigt werden. Wie bei der Temperatur, werden auch die Mittelwerte des UTCI von den mit den GCMs angetriebenen regionalen Klimasimulationen unterschätzt, wobei die Unterschätzung tagsüber größer ist als nachts und im Sommer größer als im Winter. Insgesamt führt dies zu einer signifikanten Unterschätzung des Auftretens von Stunden, in denen Wärmebelastung auftritt, da diese vorwiegend im Sommerhalbjahr und tagsüber auftreten.

Dass CCLM in der Lage ist den UTCI und andere Größen auf einem realistischen Niveau darzustellen, zeigen die Simulationen mit ERA-Interim als Antrieb. An den Charakteristika einzelner SYNOPs ist auch zu erkennen, dass lokale Effekte den UTCI beeinflussen können.

5.4 Diskussion der Ergebnisse

Die Vergleiche der Wetterlagen sowie bodennahen meteorologischen Größen der mit ERA-Interim angetriebenen CCLM-Simulationen zeigen sowohl in Bezug auf die synoptischen Verhältnisse, das heißt anhand der Wetterlagen, als auch hinsichtlich der bodennahen meteorologischen Parameter, gute Übereinstimmungen mit den jeweiligen Referenzdatensätzen.

Die mit den GCMs angetriebenen CCLM-Simulationen zeigen signifikante Abweichungen zu den DWD-Referenzwetterlagen, sodass sie über Zentral-europa das Klima nur eingeschränkt realistisch auf der synoptischen Skala wiedergeben. Ebenso hat der Ensemble-Mittelwert bezüglich der Temperatur und der relativen Feuchte großflächig signifikante Differenzen zu den Beobachtungen. Der UTCI wird ebenfalls signifikant unterschätzt. Da die Unterschätzung tagsüber und im Sommer am stärksten ausgeprägt ist, werden vor allem die Ereignisse mit Wärmebelastung stark unterschätzt. Somit gibt der Ensemble-Mittelwert den UTCI nicht auf realistischem Niveau wieder, weder im Mittel, noch in der Verteilung und den Extremwerten.

Weiterhin wird anhand einzelner SYNOPs sichtbar, dass lokale Effekte den UTCI beeinflussen können. Folgende Schlussfolgerungen ergeben sich hieraus für das weitere Vorgehen:

- *ERA-Interim_1st_11km* kann bei den Betrachtungen der OWLK zur Wärmebelastung in Baden-Württemberg mit einem in den Südwesten Deutschlands verschobenen Wetterlagenklassifikationsgebiet als Referenz genutzt werden (Abschnitt 8.2).
- Um Aussagen über zukünftige Entwicklungen hinsichtlich einzelner Wärmebelastungsklassen des UTCI treffen zu können, werden die CCLM-Simulationen bias-korrigiert (Abschnitt 6).
- Die den UTCI beeinflussenden lokalen Effekte werden in Abschnitt 8.3 untersucht.

6 Korrektur systematischer Fehler der Modellsimulationsergebnisse

Die den UTCI bildenden bodennahen Parameter werden im Folgenden jahres- und tageszeitenabhängig (stündlich) bias-korrigiert. Die Bias-Korrektur wird mit dem Algorithmus multivariater Bias-Korrektur für Klimamodellprojektionen mehrerer Klimavariablen, MBCn (Cannon, 2017), durchgeführt.

Variablen von Klimaprojektionen numerischer Modelle haben oft ausgeprägte systematische Abweichungen von den in der Realität beobachteten Werten, wodurch die Verwendbarkeit in Anschlussmodellen zur Klimafolgenforschung begrenzt ist (Maraun, 2013). Die systematischen Abweichungen der meteorologischen Parameter der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Klimasimulationen sind in Kapitel 5 dargestellt. Meistens wird quantile mapping (QM) als Bias-Korrektur-Verfahren verwendet (Vrac et al., 2016). Dabei wird eine Beziehung zwischen der Verteilungsfunktion der modellierten Variablen und derjenigen der beobachteten Variablen hergestellt. Das heißt, die modellierten und beobachteten Werte werden, nach Größe sortiert, gegeneinander aufgetragen und daraus ein parametrischer Fit gebildet (Mudelsee et al., 2010). Das Verfahren funktioniert bei der Analyse mittlerer Klimazustände und einer guten Beobachtungsdatenbasis gut, für die Analyse extremer und instationärer Klimazustände ist es aber weniger geeignet. Eine generelle Annahme des QM ist die Stationarität des Verlaufs der systematischen Abweichungen, die für zukünftige Klimaanalysen verletzt sein könnte (Hennemuth et al., 2013). Es vernachlässigt jedoch die intervariablen Zusammenhänge (Cannon, 2016) und kann nur auf univariate Zeitreihen angewandt werden.

Da moderne thermische Indizes wie der UTCI aus mehreren Größen zusammengesetzt sind, reicht QM zur Bias-Korrektur nicht aus, weil dabei die Abhängigkeiten zwischen den meteorologischen Größen, die diese Indizes bilden, nicht berücksichtigt werden. Die meisten multivariaten Bias-Korrektur Methoden (Bürger et al., 2011; Vrac und Friederichs, 2015; Cannon, 2016) betrachten aber nur in begrenztem Maße Abhängigkeiten zwischen den Variablen, wie sie beispielsweise durch die Pearson oder Spearman Rangkorrelation dargestellt werden, oder treffen stationäre Annahmen über die zeitliche Abfolge der Klimamodellvariablen (Cannon, 2017). Deshalb wird in der vorliegenden Arbeit ein neuer multivariater Bias-Korrektur Algorithmus für Klimamodellprojektionen mehrerer Klimavariablen (MBCn) nach Cannon (2017) genutzt, der eine multivariate Verallgemeinerung des QMs darstellt. MBCn wird in Abschnitt 6.1 beschrieben.

Neben der Auswahl der Methode für die Bias-Korrektur, werden auch adäquate Beobachtungsdaten dafür benötigt. Erforderlich wären stündliche Beobachtungen der den UTCI bildenden Variablen – Temperatur, direkte und diffuse kurzweilige Einstrahlung, Windgeschwindigkeit, Feuchtigkeit, Luftdruck und Bedeckung – auf einem Deutschland überdeckenden Gitter von 1981–2000, die es in dieser Form jedoch nicht gibt. Deshalb werden Rasterdaten des Zeitraumes 1995–2012 mit Hilfe von MBCn und der Simulation *ERA-Interim_1st_11km* auf den Kontrollzeitraum 1981–2000 projiziert. Die Gitterdaten stammen aus einem Rohdatensatz (nachfolgend TRY-Daten genannt) eines Projektes des DWD, der die Basis der Deutschen Testreferenzjahre (TRY) bildet (Krähenmann et al., 2018). Damit wird eine Datenbasis mit allen benötigten Variablen für den Kontrollzeitraum erzeugt, mit der die Klimasimulationen bias-korrigiert werden können. Eine Beschreibung und Evaluierung der Daten sowie die Durchführung der Bias-Korrektur zeigt Abschnitt 6.2.

6.1 Methode

Bei der MBCn (Cannon, 2017) wird mittels einer N -dimensionalen Wahrscheinlichkeitsdichtenumwandlungsfunktion (N-pdf) eine Bildbearbeitungstechnik übernommen, die darauf ausgelegt ist, Farbinformationen von einem auf ein anderes Bild zu transferieren, um das Zielbild wie das Ursprungsbild aussehen zu lassen. Im Kontext von Klimamodellen werden die Farbkanäle mit Klimavariablen ersetzt. Modifizierungen sind nötig, um nicht nur Korrekturen zwischen historischen Perioden, also zwei Bildern, durchzuführen, sondern auch hinsichtlich zukünftiger Klimaänderungen, wobei die projizierten Werte außerhalb der historischen Bandbreite liegen können. Dabei soll auch das Klimaänderungssignal erhalten bleiben. Für die Korrektur der multivariaten Ausgangsverteilung müssen folgende 3 Schritte in Reihenfolge durchgeführt und iterativ wiederholt werden, bis die multivariate Verteilung der Zielverteilung entspricht:

- a) Die multivariate Ausgangsverteilung wird mittels zufälliger orthogonaler Rotation auf die Datensätze korrigiert. Das bedeutet, auf die Ursprungs- und Zieldaten wird eine orthogonale Rotation angewandt.
- b) Es wird ein QM der rotierten Randverteilungen durchgeführt. Das heißt, mittels empirischem QM wird die Randverteilung der rotierten Ursprungsdaten korrigiert.
- c) Auf die resultierenden Daten wird eine inverse Rotation ausgeführt.

Dabei liefert der zusätzliche Rotationsschritt (a) des N-pdf Algorithmus lineare Kombinationen der ursprünglichen Variablen zu dem univariaten QM-Algorithmus, anstatt für jede Variable einzeln. Im Folgenden werden die Schritte genauer beschrieben.

Der N-pdf startet mit einer $I \times N$ -Matrix der Quelldaten \mathbf{X}_s und der Zieldaten \mathbf{X}_t , wobei die N Variablen als Spalten und die I Zeitpunkte als Reihen angeordnet sind. Bei Schritt (a) der j -ten Iteration wird eine $N \times N$ gleichförmig zufällig verteilte orthogonal rotierte Matrix \mathbf{X}^j erstellt, beispielsweise mit einer

QR-Zerlegung normalverteilter Zufallswerte, sowie die Quell- und Zieldaten rotiert:

$$\begin{aligned}\tilde{\mathbf{X}}_s^j &= \mathbf{X}_s^j \mathbf{R}^j \\ \tilde{\mathbf{X}}_t^j &= \mathbf{X}_t^j \mathbf{R}^j\end{aligned}\quad (6.1)$$

Darauf (Schritt b) wird mittels univariatem QM jede der n von N empirischen kumulativen Verteilungsfunktionen (CDFs) $\tilde{\mathbf{F}}_s^{n,j}$ auf die zugehörigen empirischen CDFs $\tilde{\mathbf{F}}_t^{n,j}$, die den entsprechenden Vektoren $\tilde{\mathbf{x}}_s^{n,j}$ und $\tilde{\mathbf{x}}_t^{n,j}$ zugeordnet sind, abgebildet. Die Korrektur von $\tilde{x}_s^{n,j}(i)$, dem i -ten von I Quellwerten, ist gegeben durch:

$$\hat{x}_s^{n,j}(i) = \tilde{F}_t^{n,j-1} \left(\tilde{F}_s^{n,j} (\tilde{x}_s^{n,j}(i)) \right), \quad (6.2)$$

mit dem korrigierten Quellwert $\hat{x}_s^{n,j}(i)$. Im nächsten Schritt (c) wird die inverse Rotationsmatrix angewandt, um den Quellwert für die nächste Iteration $j+1$ zu erhalten:

$$\mathbf{X}_s^{j+1} = \hat{\mathbf{X}}_s^j \mathbf{R}^{j-1}. \quad (6.3)$$

Die Zieldaten ändern sich durch die Iteration nicht, das bedeutet $\mathbf{X}_t^{j+1} = \mathbf{X}_t^j$. Die Schritte (a) bis (c) werden so lange wiederholt, bis die Ausgangsverteilung der Zielverteilung entspricht. Auf Klimasimulationen angewandt, entspricht \mathbf{X}_t den historischen Beobachtungsdaten, \mathbf{X}_s den historischen Klimasimulationen und eine zusätzliche Matrix \mathbf{X}_p den Klimaprojektionen. Da die projizierten Klimadaten auch außerhalb der Bandbreite der historischen Simulationen liegen können, wird QM durch quantile delta mapping (QDM) ersetzt, das die absoluten Änderungen in den Quantilen beibehält. Die QDM-Transferfunktion, die die absoluten Änderungen erhält, ist gegeben durch:

$$\begin{aligned}\Delta(i) &= x_p(i) - F_s^{-1}(F_p(x_p(i))) \\ \hat{x}_p(i) &= F_t^{-1}(F_p(x_p(i))) + \Delta(i),\end{aligned}\tag{6.4}$$

mit der absoluten Änderung einer Variable $\Delta(i)$. Die zugehörige Transferfunktion zum Erhalt relativer Änderungen in den Quantilen, zum Beispiel beim Niederschlag, ergibt sich aus der Vertauschung der Summen- beziehungsweise Differenzenoperatoren mit Multiplikations- beziehungsweise Divisionsoperatoren in Gleichung 6.4. Da die Verhältniseigenschaften von Variablen wie zum Beispiel dem Niederschlag in Schritt (a) durch die Rotation verlorengehen, kann die QDM-Transferfunktion zum Erhalt relativer Änderungen in (b) nicht angewandt werden und es muss ein zusätzlicher Schritt (d) eingeführt werden. Dabei werden die entsprechenden QDM-Transferfunktionen für absolute beziehungsweise relative Änderungen auf jede Variable der Originaldaten von \mathbf{X}_p angewandt, mit \mathbf{X}_t und \mathbf{X}_s als Ausgangsbasis, um $\hat{\mathbf{X}}_p$ zu erhalten. Danach werden die Quantile jeder Spalte aus \mathbf{X}_p^{j+1} aus Schritt (c) mit denen aus Schritt (d) ersetzt, das bedeutet die Elemente jeder Spalte aus $\hat{\mathbf{X}}_p$ werden nach dem ordinalen Rang der zugehörigen Elemente jeder Spalte aus \mathbf{X}_p^{j+1} geordnet (Cannon, 2017). MBCn ist als Paket der freien Programmiersprache für statistische Berechnungen und Grafiken *R* verfügbar, eine Dokumentation befindet sich in der unten angegebenen Adresse¹.

6.2 Durchführung und Ergebnisse

Zur Durchführung der Bias-Korrektur mittels MBCn werden folgende Bedingungen an die zur Bias-Korrektur genutzten Daten gestellt:

- Alle Parameter zur Berechnung des UTCI müssen vorhanden oder aus den gegebenen Parametern ableitbar sein.

¹ <https://cran.r-project.org/web/packages/MBC/MBC.pdf> (zuletzt aufgerufen: 07.06.2018)

- Die Daten müssen stündlich auf einem Deutschland überdeckenden Gitter vorliegen.
- Der abzudeckende Zeitraum ist der Kontrollzeitraum 1981–2000.

Jedoch sind für diesen Zeitraum keine Beobachtungsdatensätze in einem Gitter über Deutschland stündlich verfügbar, die alle nötigen Variablen besitzen. Einziger gerasterter Datensatz mit stündlichen Werten, der die zur Bildung des UTCI benötigten Parameter besitzt, sind die TRY-Daten (Krähenmann et al., 2018). Diese sind frei über das DWD Climate Data Center (CDC) verfügbar². Die Daten überdecken die Zeitspanne 1995–2012 und liegen in einer räumlichen Auflösung von circa 1 km x 1 km vor. Unter anderem sind die benötigten Variablen Temperatur, Bedeckung, Feuchte, Luftdruck, Direkt- und Globalstrahlung sowie Windgeschwindigkeit vorhanden. Die Daten beruhen auf Stationsdaten, Satellitenbeobachtungen und Modelldaten, die mit einem der jeweiligen Variable entsprechenden Rasterverfahren auf die Fläche gebracht sind. Für jede Variable ist eine Qualitätsabschätzung mit Hinweisen zur Anwendung vorhanden. Zusammengefasst sind die Daten für ihre ursprünglichen Zwecke der Testreferenzjahre ohne Probleme zu verwenden, für andere Zwecke sollen sie anwendungsspezifisch validiert werden. Unsicherheiten sind zum Beispiel Änderungen im Stationsnetz und die Verwendung von Modellhintergrunddaten, beispielsweise für den Wind, mit einer Auflösung von 2.8 km. Diese überschreitet die Zielauflösung der TRY-Daten deutlich und limitiert somit die Repräsentativität topographisch induzierter Flüsse, zum Beispiel den Kanalisierungseffekt, aufgrund der Auflösung. Tal- und Bergwindssysteme kleinerer Täler sind somit beispielsweise nicht erfasst, falls dort keine Beobachtungsstation vorhanden ist. Um die städtische Wärmeinsel zu berücksichtigen, sind die Temperaturdaten mit einem Verfahren zur Berechnung der Wärmeinsel nach Wienert et al. (2013) modifiziert.

Eine Bias-Korrektur der Klimasimulationen mit dem Kalibrierungszeitraum 1981–2000 und Projektionszeitraum 2031–2050 kann durch zweifache An-

² https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/grids_germany/hourly/Project_TRY/ (zuletzt aufgerufen: 13.04.2019)

wendung von MBCn erreicht werden. Zunächst wird *ERA-Interim_Ist_11km* mit den TRY-Daten bias-korrigiert, da die TRY-Daten nicht den kompletten Kalibrierungszeitraum überdecken und somit nicht direkt zur Bias-Korrektur der Klimasimulationen genutzt werden können. Hierbei ist der Kalibrierungszeitraum einmalig 1997–2012 und der Projektionszeitraum einmalig 1981–1996, das heißt jeweils 16 Jahre, denn die Zeiträume sollen möglichst gleich lang sein (Cannon, 2017). Aus dem Projektionszeitraum und den ersten 4 Jahren des Kalibrierungszeitraumes, das heißt 1997–2000, wird der neue Kalibrierungsdatensatz zusammengesetzt und *ERA-Interim_Ist_11km bias-korrigiert* genannt, das heißt *ERA-Interim_Ist_11km_BC*. Mit dem neuen Kalibrierungsdatensatz, der den Zeitraum 1981–2000 überdeckt, werden die Klimasimulationen bias-korrigiert.

Voraussetzung dafür ist eine Validierung der TRY-Daten, die im Vergleich mit *ERA-Interim_Ist_11km* mindestens gleich gute Ergebnisse gegenüber den Beobachtungen im Zeitraum 1995–2012 liefern müssen. Nach der ersten Bias-Korrektur muss *ERA-Interim_Ist_11km_BC* nochmals im Vergleich zu *ERA-Interim_Ist_11km* validiert werden und mindestens gleich gute Ergebnisse gegenüber den Beobachtungen erzielen, diesmal für den Zeitraum 1981–2000. Im Folgenden sind die notwendigen Schritte zur Bias-Korrektur der Klimasimulationen zusammengefasst:

- 1) Zunächst werden Vergleiche der TRY-Daten und *ERA-Interim_Ist_11km* gegenüber den Beobachtungsdaten (HYRAS und SYNOPs) für den Zeitraum 1995–2012 durchgeführt.
- 2) Falls die TRY-Daten mindestens gleich gute Ergebnisse wie *ERA-Interim_Ist_11km* aufweisen, das bedeutet geringere Differenzen zu den Beobachtungen mit besonderem Fokus auf thermischen Komfort bezüglich Wärmebelastung, wird eine Bias-Korrektur von *ERA-Interim_Ist_11km* mittels MBCn und den TRY-Daten durchgeführt. Sonst werden die Klimasimulationen mit *ERA-Interim_Ist_11km* bias-korrigiert und es folgen keine weiteren Schritte mehr.

- 3) Für die resultierenden bias-korrigierten Daten *ERA-Interim_1st_11km_BC* und die Simulation *ERA-Interim_1st_11km* wird wie in Schritt (1) ein Vergleich gegenüber Beobachtungsdaten vorgenommen, diesmal für den Zeitraum 1981–2000.
- 4) Falls *ERA-Interim_1st_11km_BC* mindestens gleich gute Ergebnisse, mit besonderem Fokus auf thermischen Komfort bezüglich Wärmebelastung liefert, werden die Klimasimulationen mit *ERA-Interim_1st_11km_BC* bias-korrigiert, sonst mit *ERA-Interim_1st_11km*.

Schritt 1: Validierung der TRY-Daten Um die TRY-Daten vergleichbar zu machen, werden sie auf das 11 km x 11 km-Gitter der Modellsimulationen interpoliert. Für die Temperatur wird dabei eine Höhenkorrektur mit dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten $-0.65 \text{ K pro } 100 \text{ m}$ vorgenommen. Die Vergleiche erfolgen zunächst für die Temperatur und relative Feuchte mit HYRAS auf der Fläche, bevor anhand der SYNOPs Vergleiche mit dem UTCI durchgeführt werden.

Die Vergleiche der TRY-Daten und *ERA-Interim_1st_11km* mit HYRAS im Zeitraum 1995–2006 – HYRAS sind nur bis 2006 verfügbar – für die Temperatur und relative Feuchte mittels des MSESS, siehe Abschnitt 4.4, zeigen die Abbildungen 6.1 und 6.2. Die TRY-Daten stellen dabei X_i , *ERA-Interim_1st_11km* Y_i und HYRAS Ref_i aus Gleichung 4.4 dar. Sowohl für die Temperatur wie auch für die relative Feuchte, ist das Verhältnis von positivem zu negativem MSESS für das Teilgebiet im Südwesten immer größer 1. Das bedeutet, mehr Gitterpunkte haben einen positiven MSESS. Somit weichen die TRY-Daten weniger von HYRAS ab als *ERA-Interim_1st_11km*. Zur Ergänzung zeigen die Abbildungen A.1 und A.2 im Anhang die zugehörigen Vergleiche in Form der Differenzen der Temperatur und relativen Feuchte zwischen den TRY-Daten, *ERA-Interim_1st_11km* und HYRAS sowie die Signifikanz der Abweichungen nach dem Wilcoxon-Rangsummentest.

Um Vergleiche hinsichtlich des UTCI vornehmen zu können, werden die Daten für einzelne Standorte auch gegenüber den SYNOPs geprüft. Dies

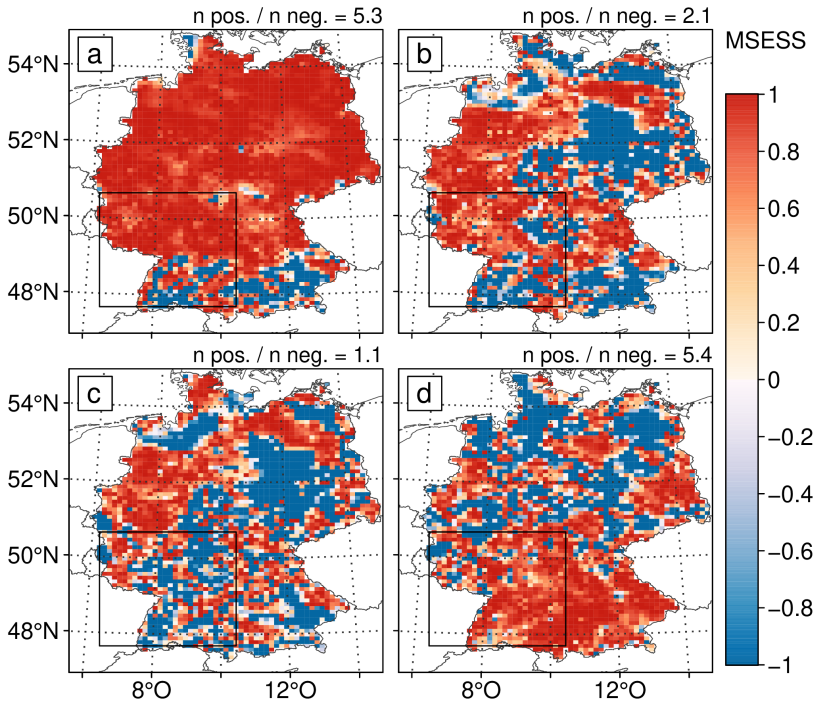


Abbildung 6.1: MESS (Gleichung 4.4) der Temperatur zwischen den TRY-Daten (X_i) und ERA-Interim_1st_11km (Y_i) gegenüber HYRAS (Ref_i) im Zeitraum 1995–2006 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Die Zahlen über den Teilbildern stellen das Verhältnis der positiven zu negativen Werte des MESS im umrandeten Teilgebiet im Südwesten dar.

wird anhand von Mittelwerten der Jahreszeiten, mittleren Tagesgängen und Häufigkeitsverteilungen vorgenommen. Wie für die Vergleiche mit HYRAS, werden die TRY-Daten und ERA-Interim_1st_11km gegenüber den einzelnen Stationen mittels des MESS anhand der saisonalen Mittelwerte verglichen, außerdem wird zwischen Tag und Nacht unterschieden. Um eine Übersicht über die Vergleiche aller Parameter und Stationen zu erhalten, wird folgende Methode für jeden Parameter angewandt (bei 6 Stationen): ist der Wert des MESS an einer Station positiv, wird zum Startwert (Null) jeweils 1

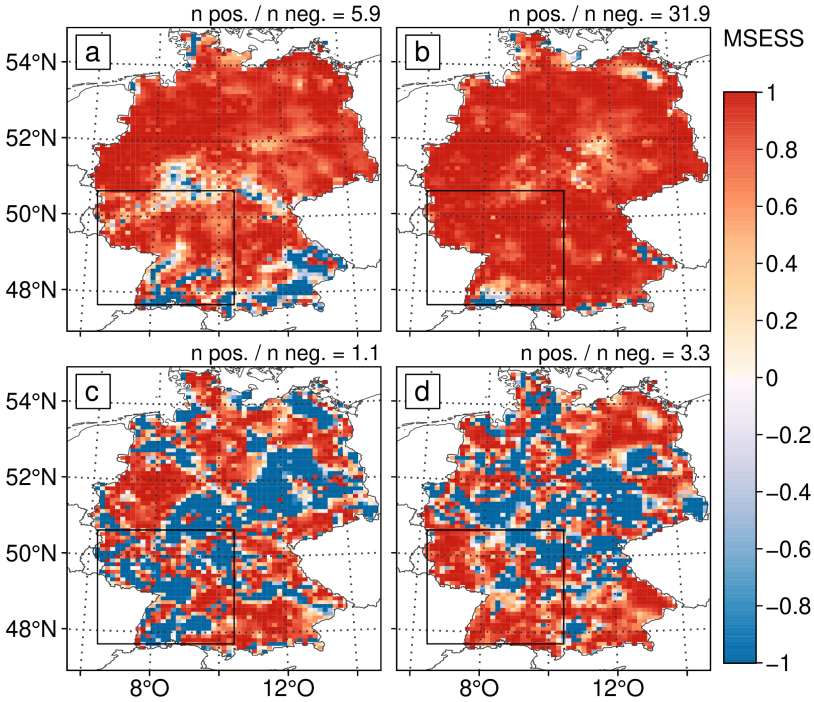


Abbildung 6.2: MESS (Gleichung 4.4) der relativen Feuchte zwischen den TRY-Daten (X_i) und *ERA-Interim_1st_11km* (Y_i) gegenüber HYRAS (Ref_i) im Zeitraum 1995–2006 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Die Zahlen über den Teilbildern stellen das Verhältnis der positiven zu negativen Werte des MESS im umrandeten Teilgebiet im Südwesten dar.

aufsummiert, bei negativem MESS bleibt der Wert bestehen. Somit entsteht ein Wertebereich zwischen 0 und 6. Der Wert 0 bedeutet, dass für alle Stationen der Parameter von *ERA-Interim_1st_11km* geringere Differenzen zum Wert der jeweiligen SYNOP aufweist als der Parameter der TRY-Daten. Der Wert 6 bedeutet, dass der Parameter der TRY-Daten an allen Stationen geringere Differenzen zu den SYNOPs aufweist. Das Resultat wird durch die Anzahl der Stationen (6) geteilt und mit 100 multipliziert.

Ein Wert von über 50 % bedeutet somit, dass der jeweilige Parameter der TRY-Daten an mehr Stationen näher an den Beobachtungen liegt als der Parameter von *ERA-Interim_1st_11km*. Tabelle B.3 im Anhang zeigt die Vergleiche für die Parameter Bedeckung, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte, Temperatur, Feuchttemperatur, Strahlungstemperatur und den UTCI. Zusammenfassend haben die genannten Parameter der TRY-Daten nahezu durchgehend eine höhere Übereinstimmung mit den SYNOPs als diejenigen von *ERA-Interim_1st_11km*. Von 84 Werten, die sich aus den verschiedenen meteorologischen Parametern, Jahreszeiten und Tageszeiten zusammensetzen, zeigen 62 eine bessere Übereinstimmung der TRY-Daten und 10 eine bessere Übereinstimmung von *ERA-Interim_1st_11km* mit den SYNOPs. Die übrigen Werte sind ausgeglichen, das heißt 50 %.

Wie in Abschnitt 5.3.2 für den Zeitraum 1981–2000, zeigt Tabelle 6.1 die Spannweite des UTCI, der Feuchttemperatur und der 2 m-Temperatur der SYNOPs in der Periode 1995–2012, um die auftretenden gemessenen Extremwerte zu Veranschaulichen. Dabei werden die Terminwerte der SYNOPs zur Stunde, an denen alle Größen zur Bildung des UTCI verfügbar sind, betrachtet. Deshalb können durchaus noch extremere Werte zwischen den Stunden oder in durch Datenlücken nicht erfassten Stunden vorhanden sein. Der niedrigste aus den SYNOPs berechnete Wert des UTCI in der Periode 1995–2012 liegt für die sechs verfügbaren SYNOPs bei -46.8 °C in Mannheim, der höchste bei 43.1 °C in Freiburg. Diese überschreiten beide die Maximal- und Minimalwerte der Periode 1981–2000 (vergleiche Tabelle 5.2). Bis auf das Minimum in Freiburg sind alle Extremwerte des UTCI im Zeitraum 1995–2012 mindestens genauso hoch wie in der Kontrollperiode 1981–2000. Der Grund für die Reduzierung des Minimums in Freiburg liegt in der Verlegung der Station aus der Stadt an den Stadtrand im Jahr 2006, vergleiche Tabelle 4.2, wo aufgrund des Wegfalls der umgebenden, Wärme abgebenden, urbanen Oberflächen geringere Temperaturen gemessen werden als zuvor. Für die Feuchttemperatur liegt die Spannweite zwischen -21.4 °C in Dresden sowie 26.1 °C in Freiburg.

Tabelle 6.1: Minima (Min) und Maxima (Max) des UTCI, der Feuchttemperatur und der 2 m-Temperatur der SYNOPs für den Zeitraum 1995–2012 an Terminen zur Stunde, zu denen alle Größen zur Bildung des UTCI verfügbar sind.

	UTCI [°C]		T_{wbt} [°C]		T [°C]	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min
DD	41.4	-39.1	24.8	-21.4	36.7	-20.7
FR	43.1	-40.2	26.1	-19.3	38.4	-18.5
MA	42.9	-46.8	24.5	-18.8	38.6	-17.9
PM	42.7	-44.3	24.5	-20.4	37.3	-19.6
STG	42.4	-32.3	24.0	-17.0	37.9	-16.2
WÜ	42.4	-40.6	24.8	-20.8	37.2	-20.0

Tabelle 6.2 zeigt die Häufigkeit der Überschreitungsstunden verschiedener Wärmebelastungsklassen des UTCI für alle im Zeitraum 1995–2012 verfügbaren Stationen sowie die Differenzen der TRY-Daten gegenüber *ERA-Interim_1st_11km* anhand des MSESS, welcher hierbei aus der Summe der mittleren Fehler (SME) der jeweiligen Belastungsklasse des UTCI gebildet wird; vergleiche dazu Abschnitt 5.3.2 und Abbildung 5.13. Dabei stellen die TRY-Daten X_i und *ERA-Interim_1st_11km* Y_i aus Gleichung 4.4 dar. Die Differenzen $X_i - Ref_i$ beziehungsweise $Y_i - Ref_i$ sind die Summe der mittleren Fehler über der jeweiligen Belastungsklasse (SME). Werte größer 0 zeigen dabei eine bessere Übereinstimmung der TRY-Daten mit den SYNOPs, für Werte kleiner 0 stimmt *ERA-Interim_1st_11km* besser mit den SYNOPs überein. Für Wärmebelastung zeigen alle 6 Stationen eine größere Übereinstimmung mit den TRY-Daten als mit *ERA-Interim_1st_11km*, wobei diese mit Werten des MSESS immer größer 0.6 auch recht deutlich ausfällt.

Die Vergleiche der Parameter der TRY-Daten zeigen durchgehend bessere Übereinstimmungen mit den jeweiligen Beobachtungen als die Parameter von *ERA-Interim_1st_11km*, sodass die TRY-Daten als stündliche Basisdaten der Jahre 1995–2012 für die Bias-Korrektur genutzt werden können.

Tabelle 6.2: Relative Häufigkeit der Stunden mit mindestens mäßiger, starker und sehr starker Wärmebelastung anhand des UTCI sowie MESS der TRY-Daten zu *ERA-Interim_1st_11km* für den Zeitraum 1995–2012 (100 % entsprechen 157800 Stunden). Fett markierte Werte zeigen dabei eine bessere Übereinstimmung der TRY-Daten als *ERA-Interim_1st_11km* mit den SYNOPs.

Station	Anteil der Stunden pro Jahr [%] mit $UTCI \geq$			MESS mit $UTCI \geq$		
	26 °C	32 °C	38 °C	26 °C	32 °C	38 °C
	DD	5.75	1.00	0.06	0.94	0.90
FR	9.57	2.31	0.24	1.00	0.86	0.61
MA	9.48	2.44	0.27	0.96	0.99	0.98
PM	6.31	1.38	0.12	0.98	1.00	0.99
STG	8.53	1.89	0.19	0.77	0.81	0.94
WÜ	7.46	1.69	0.17	0.85	0.98	0.98

Schritt 2: Bias-Korrektur 1 mittels der TRY-Daten Die Bias-Korrektur wird mittels MBCn aus dem R-Paket MBC (Cannon, 2016, 2017) durchgeführt. Die TRY-Daten überdecken die Periode 1995–2012, der Zielzeitraum ist 1981–2000. Um die Samples gleich groß zu halten, wird als Kalibrierungszeitraum die Überlappungsperiode 1997–2012 der TRY-Daten und *ERA-Interim_1st_11km* (verfügbar 1981–2015) sowie als Projektionszeitraum 1981–1996 genutzt, das heißt jeweils 16 Jahre. Nach Beendigung werden 1981–1996 aus dem Projektionszeitraum und 1997–2000 aus dem Kalibrierungszeitraum zusammengefügt, um den Zielzeitraum 1981–2000 zu bilden.

Für die Bias-Korrektur werden die Daten jahreszeiten- und tageszeitenabhängig (stündlich) sowie gitterpunktweise separiert. Das bedeutet, MBCn wird beispielsweise auf alle Stunden um 6 UTC im Sommer für einen Gitterpunkt angewendet. Dies ergibt bei 20 Jahren, je nach Jahreszeit, circa 1800–1840 Werte pro Zeitraum für alle Variablen, pro Stunde am Tag und pro Gitterpunkt. Es gehen die folgenden 8 meteorologischen Parameter in das Programm ein: Temperatur, relative Feuchte, Bodendruck, Globalstrahlung, diffuse Strahlung,

die beiden horizontalen Windvektoren und der Bedeckungsgrad. Die Direktstrahlung wird in der Nachprozessierung aus der Global- und Diffusstrahlung gewonnen. MBCn verarbeitet somit pro Jahres- und Tageszeit circa 1840×8 -Werte iterativ für 76×96 Gitterpunkte (Zentraleuropa), wobei nicht alle besetzt sind, da die TRY-Daten nur für Deutschland vorliegen.

Nach der Bias-Korrektur und der Verknüpfung der Zeiträume wird der neue Kalibrierungsdatensatz *ERA-Interim_1st_11km_BC* genannt.

Schritt 3: Validierung der neuen Kalibrierungsdaten Die Validierung von *ERA-Interim_1st_11km_BC* erfolgt analog der Validierung der TRY-Daten in Schritt 1. Die Vergleiche von *ERA-Interim_1st_11km_BC* und *ERA-Interim_1st_11km* mit HYRAS im Zeitraum 1981–2000 für die Temperatur und relative Feuchte mittels des MSESS zeigen die Abbildungen 6.3 und 6.4. *ERA-Interim_1st_11km_BC* stellt X_i , *ERA-Interim_1st_11km* Y_i und HYRAS Ref_i aus Gleichung 4.4 dar. Für die Temperatur ist das Verhältnis von positivem zu negativem MSESS für das Teilgebiet im Südwesten im Sommer größer 1, sonst kleiner 1. Aufgrund der schon vorherrschenden geringen Differenz von *ERA-Interim_1st_11km* zu den Beobachtungen (vergleiche Abbildung 5.7), werden mittels der Bias-Korrektur nur die Werte im Sommer von *ERA-Interim_1st_11km_BC* im Vergleich zu *ERA-Interim_1st_11km* gegenüber den Beobachtungen verbessert. Jedoch treten im Sommer die meisten unbehaglichen Stunden aufgrund von Wärmebelastung auf, sodass dieser Jahreszeit eine höhere Wichtung als den übrigen Jahreszeiten zukommt. Für die relative Feuchte ist das Verhältnis von positivem zu negativem MSESS für das Teilgebiet im Südwesten im Winter und Frühling größer 1, im Sommer und Herbst kleiner 1. Die Abbildungen A.3 und A.4 im Anhang zeigen ergänzend dazu die zugehörigen Vergleiche in Form der Differenzen der Temperatur und der relativen Feuchte zwischen *ERA-Interim_1st_11km_BC*, *ERA-Interim_1st_11km* und HYRAS sowie die Signifikanz der Abweichungen nach dem Wilcoxon-Rangsummentest.

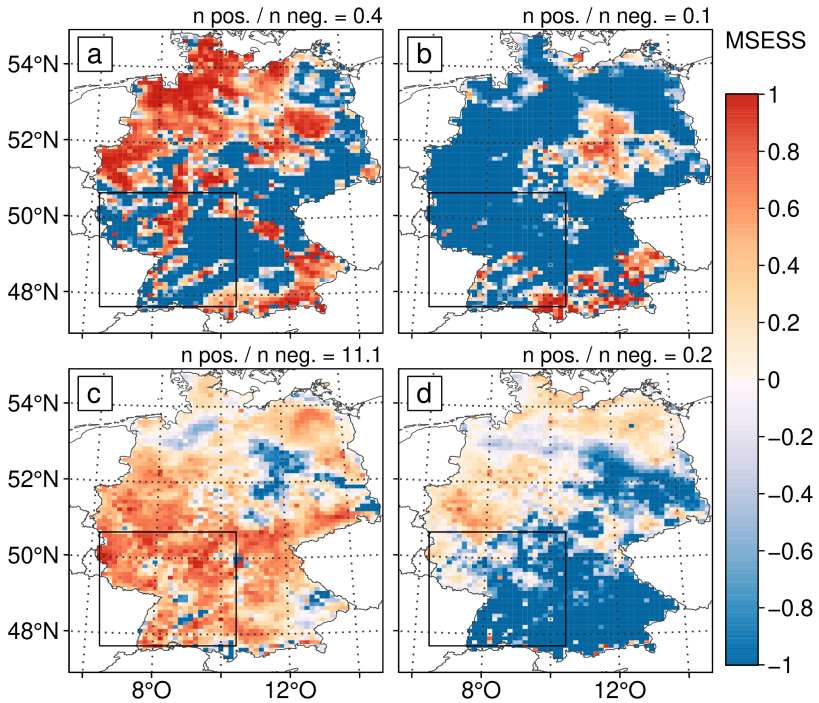


Abbildung 6.3: MESS, siehe Gleichung 4.4, der Temperatur zwischen den TRY-Daten (X_i) und *ERA-Interim_1st_11km* (Y_i) gegenüber *HYRAS* (Ref_i) im Zeitraum 1981–2000 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d).

Wie in Schritt 1, werden *ERA-Interim_1st_11km_BC* und *ERA-Interim_1st_11km* gegenüber den SYNOPS mittels des MESS anhand der saisonalen Mittelwerte verglichen, außerdem wird zwischen Tag und Nacht unterschieden. Tabelle B.4 im Anhang zeigt die Vergleiche für die Parameter Bedeckung, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte, Temperatur, Feuchttemperatur, Strahlungstemperatur und den UTCI. Insgesamt haben die genannten Parameter von *ERA-Interim_1st_11km_BC* eine höhere Übereinstimmung mit den SYNOPS als diejenigen von *ERA-Interim_1st_11km*. Von 84 Werten, die sich aus den verschiedenen meteorologischen Parametern, Jahreszeiten und

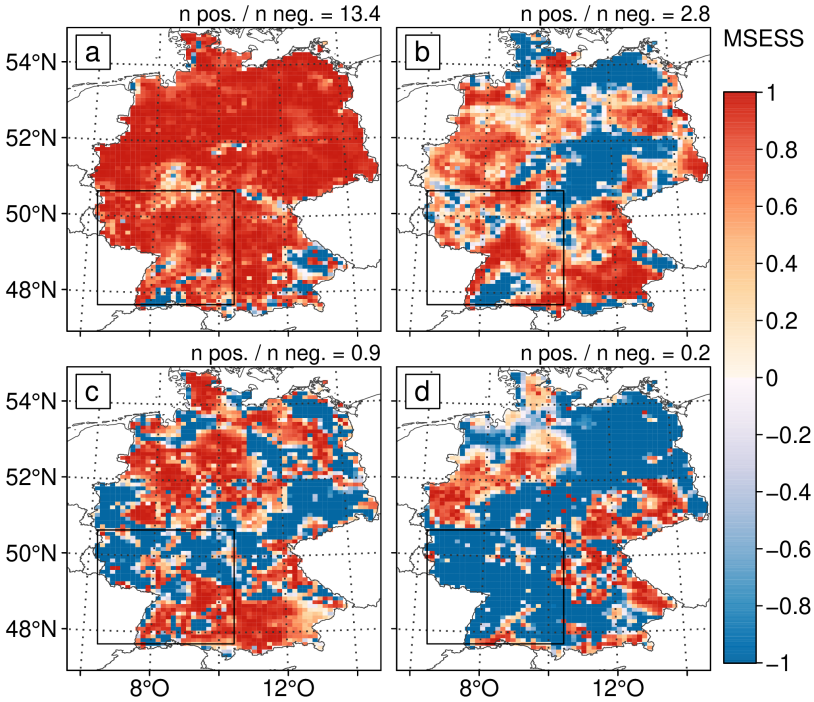


Abbildung 6.4: MESS, siehe Gleichung 4.4, der relativen Feuchte zwischen den TRY-Daten (X_i) und ERA-Interim_1st_11km (Y_i) gegenüber HYRAS (Ref_i) im Zeitraum 1981–2000 für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d).

Tageszeiten zusammensetzen, zeigen 44 eine bessere Übereinstimmung von ERA-Interim_1st_11km_BC und 13 eine bessere Übereinstimmung von ERA-Interim_1st_11km mit den SYNOPS. Die übrigen Werte sind ausgeglichen, das heißt 50 %.

Tabelle 6.3 zeigt die Häufigkeit der Überschreitungsstunden verschiedener Wärmebelastungsklassen des UTCI für alle im Zeitraum 1981–2000 verfügbaren Stationen sowie die Differenzen von ERA-Interim_1st_11km_BC gegenüber ERA-Interim_1st_11km anhand des MESS, welcher hierbei aus der Summe der mittleren Fehler (SME) der jeweiligen Belastungsklasse des UTCI ge-

Tabelle 6.3: Relative Häufigkeit der Stunden mit mäßiger, starker und sehr starker Wärmebelastung pro Jahr anhand des UTCI sowie MESS von *ERA-Interim_1st_11km_BC* zu *ERA-Interim_1st_11km* für den Zeitraum 1981–2000. Fett markierte Werte zeigen dabei eine bessere Übereinstimmung von *ERA-Interim_1st_11km_BC* als *ERA-Interim_1st_11km* mit den SYNOPS.

Station	Anteil der Stunden pro Jahr [%] mit $UTCI \geq$			MESS mit $UTCI \geq$		
	26 °C	32 °C	38 °C	26 °C	32 °C	38 °C
	FR	8.52	1.86	0.16	0.86	0.49
MA	8.66	2.19	0.21	0.90	0.94	0.88
OS	4.90	0.82	0.04	0.94	0.88	0.32
PM	5.44	1.00	0.08	1.00	0.90	0.10
STG	7.09	1.30	0.09	-0.99	-0.14	-1.13
WÜ	6.68	1.36	0.10	0.92	0.99	1.00

bildet wird; vergleiche dazu Abschnitt 5.3.2 und Abbildung 5.13. Für Wärmebelastungsereignisse zeigen 5 der 6 Stationen eine größere Übereinstimmung mit *ERA-Interim_1st_11km_BC* als mit *ERA-Interim_1st_11km*. Bei der Station Stuttgart wird die Windgeschwindigkeit von *ERA-Interim_1st_11km_BC* gegenüber *ERA-Interim_1st_11km* und der SYNOP unterschätzt, was zu größeren Differenzen gegenüber den SYNOPS führt.

ERA-Interim_1st_11km_BC hat nicht überall eine geringere Abweichung als *ERA-Interim_1st_11km* zu den Beobachtungen, aber dennoch in den meisten Kriterien und insbesondere in den entscheidenden Faktoren, welche die Wärmebelastung im Sommer beeinflussen. Somit wird *ERA-Interim_1st_11km_BC* als Kalibrierungsdatensatz bei der Bias-Korrektur für die Klimasimulationen verwendet.

Schritt 4: Bias-Korrektur der Klimasimulationen Die Bias-Korrektur wird, abgesehen von den neuen Zeiträumen und Datensätzen, analog derjenigen in Schritt 2 durchgeführt. Der Kalibrierungsdatensatz *ERA-*

Interim_1st_11km_BC überdeckt die Kalibrierungsperiode 1981–2000, die Projektionsperiode ist 2031–2050.

6.3 Diskussion der Ergebnisse

Die Vergleiche zwischen den mittleren Klimaänderungssignalen der unkorrigierten und mit MBCn bias-korrigierten Werten aller Variablen zur Berechnung des UTCI zeigen die Erhaltung des mittleren Änderungssignals. Des Weiteren stimmen die Werte der Variablen des Klima-Ensembles, bei minimalen Abweichungen, mit den Werten von *ERA-Interim_1st_11km_BC* in der Kontrollperiode überein und sind somit validiert – wie für *ERA-Interim_1st_11km_BC* in diesem Kapitel gezeigt. Alle Parameter des Klima-Ensembles zur Berechnung des UTCI werden dementsprechend erfolgreich auf die herrschenden Verhältnisse im Zeitraum 1981–2000 korrigiert; vergleiche Kapitel 5 für die Evaluierung des Klima-Ensembles. Die Ergebnisse der zukünftigen Klimaänderungen der bias-korrigierten Variablen werden im folgenden Kapitel (7) dargestellt.

7 Zukünftige Änderungen der Wärmebelastung in Deutschland

Dieses Kapitel befasst sich mit den Änderungen der Wetterlagen und des UTCI zwischen dem Kontrollzeitraum 1981–2000 und dem Projektionszeitraum 2031–2050. Zunächst werden die Änderungen des Klimas auf der synoptischen Skala anhand der Wetterlagen über Zentraleuropa mittels der OWLK untersucht (Abschnitt 7.1). Danach werden die projizierten Klimaänderungen der bodennahen meteorologischen Größen betrachtet. Die zukünftigen Klimaänderungen des UTCI werden hinsichtlich Mittelwerten der Jahres- und Tagesgänge, stündlichen Häufigkeitsverteilungen sowie Extremereignissen für Situationen mit Wärmebelastung, beispielsweise der Überschreitung von Schwellenwerten oder der Dauer von Belastungssituationen, untersucht (Abschnitt 7.2). Alle Ergebnisse der bodennahen Größen basieren dabei auf den bias-korrigierten Daten aus Kapitel 6. Zuletzt werden die zukünftigen Klimaänderungen der Wetterlagen mit denen des UTCI verknüpft (Abschnitt 7.3).

7.1 Zukünftige Klimaänderungen der Wetterlagen

Um die zukünftigen Änderungen der synoptischen Bedingungen über Zentraleuropa zu identifizieren, werden die Differenzen der Wetterlagenklassen zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum betrachtet. Wie in Kapitel 5 setzt sich das Ensemble aus 4 Simulationen zusammen, diese sind: *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*. Obwohl weitere Simulationen verfügbar sind, das bedeutet *ECHAM6_1st_55km_P4.5*, *ECHAM6_1st_55km*,

ECHAM6_2nd_11km_P4.5 und *ECHAM6_2nd_11km*, wird das Ensemble nicht erweitert, da die Simulationen entweder aufgrund des gleichen globalen Antriebs oder dem Verhältnis „Parent“ zu „Nest“ korreliert sind, sodass das Änderungssignal des Ensemble-Mittelwertes zu sehr von einer dieser Modellketten beziehungsweise *ECHAM6* als globalem Antrieb abhängen würde. In Bezug auf die Nomenklatur der einzelnen Simulationen wird auf Abschnitt 4.1 verwiesen. Trotzdem werden auch diejenigen Simulationen mitbetrachtet, die nicht in die Berechnung des Ensembles mit eingehen, da auch daraus nützliche Informationen hinsichtlich der Zusammenhänge zwischen diesen Simulationen gewonnen werden können.

Abbildung 7.1 zeigt die Änderung der Wetterlagen in Abhängigkeit von der Advektion beziehungsweise der Anströmrichtung. Im Winter werden keine signifikanten Änderungen des Ensemble-Mittelwertes aller Advektionsklassen projiziert. Übereinstimmung ergibt sich im Ensemble bezüglich einer Abnahme der Nordostwetterlagen und undefinierten Anströmrichtungen sowie einer Zunahme der Nordwestwetterlagen. Im Frühling stimmt das Ensemble bezüglich den Advektionsklassen Südost, Südwest und Nordost überein, es ergeben sich aber keine signifikanten Änderungen des Ensemble-Mittels auf dem 0.05-Niveau. Für den Sommer werden im Ensemble übereinstimmende Änderungen der Nordost- und Nordwestwetterlagen sowie der undefinierten Anströmrichtungen projiziert, jedoch nicht signifikant auf dem 0.05-Niveau. Im Herbst werden ebenfalls keine signifikanten Änderungen projiziert, Übereinstimmungen im Ensemble gibt es bei den Änderungen der Advektionsklassen Südost, Nordwest, Nordost sowie der undefinierten Anströmrichtung.

Der Vergleich zwischen den mit dem gleichen GCM, aber unterschiedlichen Emissionsszenarien, angetriebenen Simulationen zeigt durchaus größere Differenzen. Beispielsweise haben *ECHAM6_2nd_11km* und *ECHAM6_2nd_11km_P4.5* bezüglich der Nordost- und Südwestanströmung im Winter unterschiedliche Vorzeichen. Ihre antreibenden Simulationen *ECHAM6_1st_55km* und *ECHAM6_1st_55km_P4.5* verhalten sich erwar-

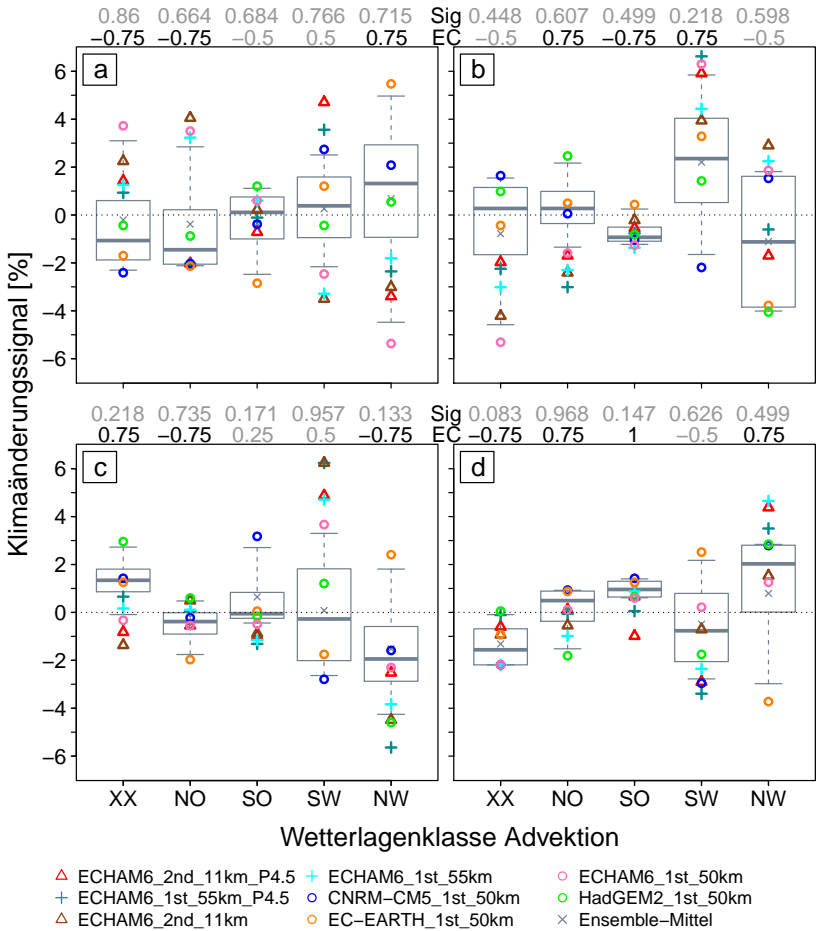


Abbildung 7.1: Differenzen der Wetterlagenklassen zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum, geordnet nach Advektion für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). XX bedeutet undefinierte Hauptanströmrichtung, NO Nordost, SO Südost, SW Südwest und NW Nordwest. Die Boxplots zeigen den Mittelwert und die Perzentile des Ensembles an. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. In das Ensemble gehen ein: *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*. Über den Abbildungen sind die Signifikanz (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau beziehungsweise Übereinstimmung im Ensemble (IECI $\geq 66\%$).

tungsgemäß genauso wie ihre Nests. Ebenso verhält sich *ECHAM6_1st_50km* aufgrund des gleichen globalen Antriebs, das heißt *ECHAM6_RCP8.5*, wie *ECHAM6_1st_55km* und *ECHAM6_2nd_11km*.

Hinsichtlich der Zyklonalität gibt es im Winter nur sehr geringe Änderungen, die alle nicht signifikant auf dem 0.05-Niveau sind (Abbildung 7.2). Für den Frühling wird im Ensemble-Mittel eine circa 2 %-ige Zunahme der in Bodennähe zyklonalen in Verbindung mit in 500 hPa antizyklonalen Wetterlagen (AZ) projiziert, die im Ensemble übereinstimmend und auf dem 0.05-Niveau signifikant ist. Im Sommer werden sowohl knapp 4 %, das heißt 3 bis 4 Tage pro Sommer, mehr rein antizyklonale Wetterlagen (AA) im Ensemble-Mittel projiziert als auch circa 2 %, das heißt circa 2 Tage, weniger rein zyklonale Wetterlagen (ZZ), wobei Übereinstimmung im Ensemble sowie Signifikanz auf dem 0.05-Niveau gegeben ist. Die übrigen beiden Zyklonalitätsklassen verzeichnen bezüglich des Ensemble-Mittelwertes keine signifikanten Änderungen, sind aber im Ensemble übereinstimmend rückläufig. Im Herbst erreichen rein antizyklonale Wetterlagen bei einer Zunahme von circa 2 % und Übereinstimmung im Ensemble fast Signifikanz auf dem 0.05-Niveau (p -Wert = 0.051). Die übrigen Zyklonalitätsklassen zeigen geringe sowie keine signifikanten Abnahmen.

Die Anzahl der feuchten Wetterlagen in der Atmosphäre nimmt zu jeder Jahreszeit in der Reihenfolge Sommer (20 %, das heißt an 18 von 90 Tagen), Frühling, Herbst (beide circa 12 %) und Winter (10 %) zu (Abbildung 7.2). Dabei sind alle Änderungen selbst auf dem 0.01-Niveau signifikant und 100 % übereinstimmend im Ensemble.

Zusammenfassung der Ergebnisse Die projizierten Änderungen der Wetterlagen hinsichtlich der Anströmrichtung in 700 hPa zeigen für alle Jahreszeiten sowie bezüglich der Zyklonalität in 950 hPa und 500 hPa Höhe im Winter und Herbst keine signifikanten Änderungen. Im Frühling werden signifikante und im Ensemble übereinstimmende Änderungen bezüglich einer Zunahme von Antizyklonalität in Bodennähe in Verbindung mit Zyklonalität

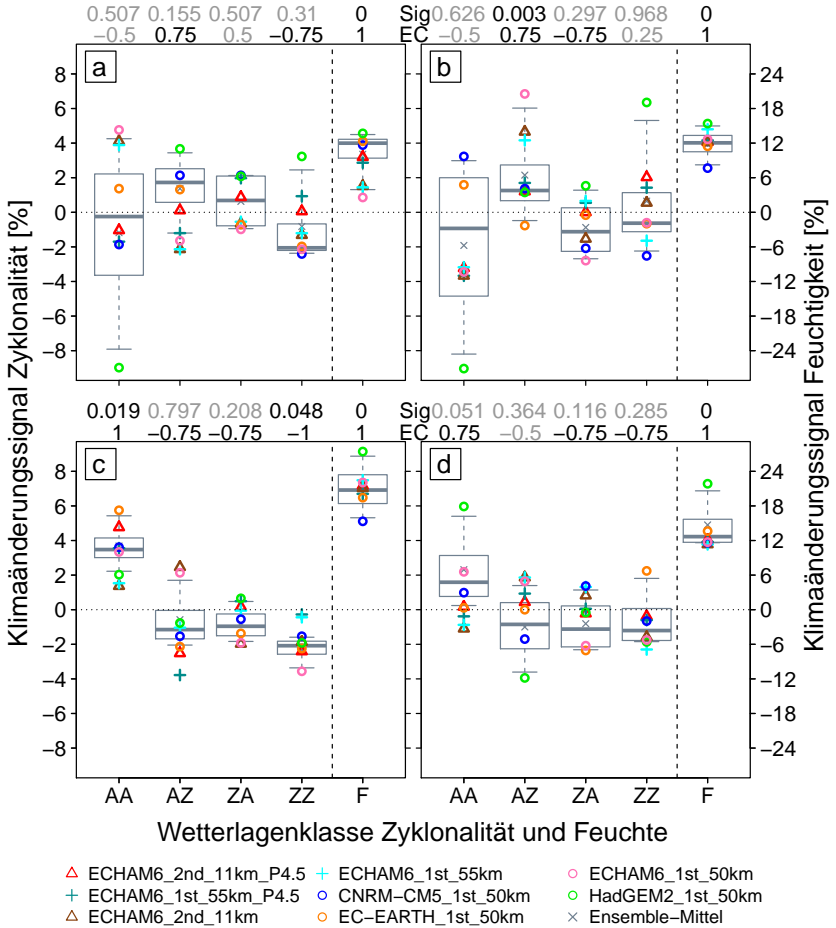


Abbildung 7.2: Differenz der Wetterlagenklassen zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum, geordnet nach Zyklonalität und Feuchte in der Troposphäre für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d). Die vier linken Indizes jedes Teilbildes stehen für den Zyklonalitätsindex, A steht für antizyklonale, Z für zyklonale Verhältnisse. Der letzte Index steht für die Feuchte in der Atmosphäre (F). Die Boxplots zeigen den Mittelwert und die Perzentile des Ensembles an. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. In das Ensemble gehen ein: *ECHAM6_1st_50km*, *CNRM-CM5_1st_50km*, *EC-EARTH_1st_50km* und *HadGEM2_1st_50km*. Über den Abbildungen sind die Signifikanz (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 95%-Niveau beziehungsweise Übereinstimmung im Ensemble ($IECI \geq 66\%$).

in der Höhe projiziert, was auf wechselhafteres Wetter schließen lässt. Für den Sommer werden eine Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen um 3–4 Tage sowie Abnahme der rein zyklonalen Wetterlagen um circa 2 Tage pro Sommer projiziert. Daraus lassen sich für zukünftige Sommer mehr beziehungsweise längere Schönwetterperioden für Zentraleuropa ableiten. Dies würde höhere Temperaturen und längere Hitzewellen begünstigen und hätte negativen Einfluss auf den thermischen Komfort hinsichtlich Wärmebelastung. Die direkte Verknüpfung der Wetterlagen mit dem UTCI zeigt Abschnitt 7.3.

Einig sind sich alle hier verwendeten Klimasimulationen in der signifikanten Zunahme der feuchten Wetterlagen, das bedeutet eine Erhöhung der Feuchtigkeit in der Atmosphäre zwischen 950 hPa und 300 hPa, welche durch die Erhöhung der Lufttemperatur hervorgerufen wird (Clausius-Clapeyron-Gesetz). Dies kann beispielsweise das Potential von Starkniederschlägen fördern, weil mehr Wasser in der Atmosphäre vorhanden ist.

7.2 Zukünftige Klimaänderungen des UTCI

In diesem Abschnitt werden zunächst die mittleren Änderungen des UTCI anhand der einzelnen Jahreszeiten gezeigt. Darauf folgen Betrachtungen der Änderungen des mittleren Tagesgangs, der Überschreitung von Schwellenwerten der Wärmebelastungsklassen des UTCI, des ersten und letzten Auftretens von Wärmebelastung im Jahr, der Dauer und Höhe der thermischen Belastung unter dem Aspekt von Hitzestress sowie Änderungen in den stündlichen Häufigkeitsverteilungen.

Das Klima-Ensemble bilden, analog dem bei der Betrachtung der Klimaänderungen der Wetterlagen, die Simulationen *ECHAM6_2nd_7km*, *CNRM-CM5_2nd_7km*, *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km*. Das bedeutet, die Simulationen mit 7 km Maschenweite als Nests der bei der OWLK genutzten Simulationen mit 50 km Maschenweite. Die übrigen Simulationen, das bedeutet *ERA-Interim_2nd_11km_P4.5*, *ERA-Interim_2nd_11km_V3D*, *ERA-*

Interim_2nd_11km, *ECHAM6_2nd_11km_P4.5* und *ECHAM6_2nd_11km* werden weiterhin mitbetrachtet.

7.2.1 Änderungen von Mittelwerten

Die Mittelwerte der Jahreszeiten des UTCI im Kontrollzeitraum 1981–2000 zeigt Abbildung 7.3. Es sind die gleichen räumlichen Muster wie bei der mittleren Temperatur zu erkennen, vergleiche Abbildung 4.3 (a.1 bis d.1), bei stärker ausgeprägtem Jahresgang. Der mittlere UTCI als Gebietsmittelwert im Südwesten reicht von -7°C im Winter bis 17.3°C im Sommer. Deutschlandweit fallen die Küstengebiete aufgrund des Windeinflusses im Gegensatz zum räumlichen Muster bei der Temperatur etwas ab. Die Oberrheinebene ist deutschlandweit die Region mit den höchsten Mittelwerten des UTCI im Sommer.

Die projizierten mittleren zukünftigen Änderungen des UTCI zeigt Abbildung 7.4. Dabei ist ganzjährig eine Erhöhung des UTCI zu erkennen. Diese ist auf der Fläche recht homogen verteilt und beträgt 1.2°C im Frühling, 2°C im Winter, 2.1°C im Herbst sowie 2.2°C im Sommer im Gebietsmittel im Südwesten, gilt jedoch auch in nahezu gleichem Ausmaß deutschlandweit. Die Übereinstimmung im Ensemble ist überall 100 %, also sehr robust über dem gesamten Gebiet. Die Signifikanz der Änderungen, berechnet anhand des Wilcoxon-Rangsummentests, ist überall auf dem 0.05-Niveau gegeben. Der UTCI wird aus der Lufttemperatur, Strahlungstemperatur, Windgeschwindigkeit und Feuchtigkeit berechnet. Die mittleren Änderungen dieser Größen zeigen die Abbildungen A.5, A.6, A.7 und A.8 im Anhang und werden im Folgenden beschrieben. Zusätzlich wird die mittlere Änderung der Feuchttemperatur gezeigt, Abbildung A.9.

Das Klimaänderungssignal der Temperatur ist, wie die des UTCI, deutschlandweit ganzjährig positiv, im Ensemble übereinstimmend und signifikant auf dem 0.05-Niveau. Die Änderungen zwischen Kontroll- und Projektionsperiode liegen zwischen 1°C im Frühling und 1.7°C beziehungsweise 1.8°C im Sommer

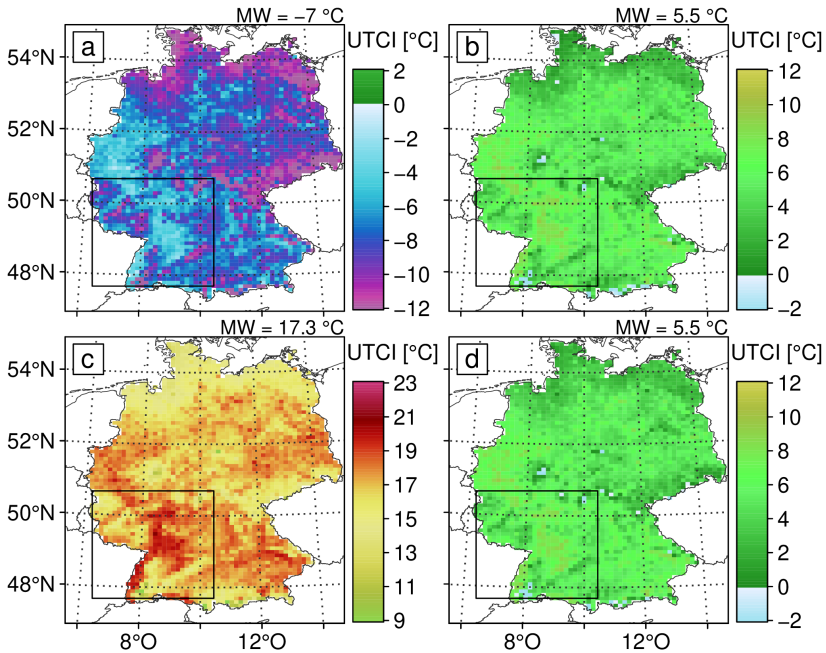


Abbildung 7.3: Mittlerer UTCI der einzelnen Jahreszeiten im Kontrollzeitraum auf Basis des bias-korrigierten Ensemble-Mittelwertes für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d).

beziehungsweise Herbst. Somit ist das Änderungssignal der Temperatur etwas geringer als das des UTCI.

Die Strahlungstemperatur besitzt, bis auf den Frühling, ebenfalls deutschlandweit Übereinstimmung im Ensemble, signifikante Änderungen auf dem 0.05-Niveau und ein positives Änderungssignal zwischen 1.5 °C im Winter und 1.8 °C beziehungsweise 1.9 °C im Sommer beziehungsweise Herbst. Im Frühling sind die projizierten Änderungen mit 0.6 °C etwas geringer. Der Grund dafür ist eine verringerte solare Direkt- und Diffusstrahlung im Frühling aufgrund eines erhöhten Bedeckungsgrades, der mit den Schlussfolgerungen aus den Änderungen der Wetterlagen im Frühling zusammen passt (Abschnitt 7.1). Im Winter ist der Bedeckungsgrad ebenfalls höher und somit die Direktstrahlung

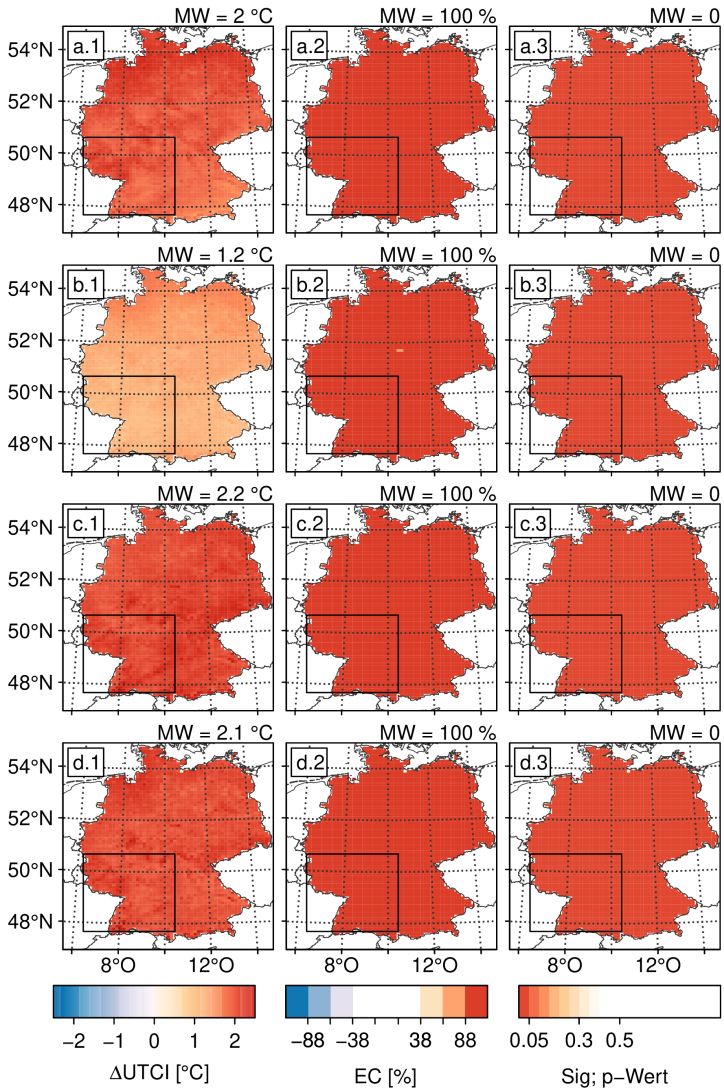


Abbildung 7.4: Mittlere Änderung des UTCI im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. MW gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

geringer, dies wirkt sich aufgrund des tieferen Sonnenstandes jedoch nicht so sehr auf die Temperaturen aus. Für den Sommer und Herbst wird ein geringerer Bedeckungsgrad und somit mehr Direktstrahlung projiziert.

Hinsichtlich der Windgeschwindigkeit werden für den Sommer signifikante Änderungen projiziert. Hierbei gibt es eine Abnahme der Windgeschwindigkeit, die im Ensemble übereinstimmend ist. Dieses Verhalten passt wiederum zu den projizierten Klimaänderungen der OWLK, wo für zukünftige Sommer mehr Hochdruck- sowie weniger Tiefdruckwetterlagen projiziert werden (Abschnitt 7.1).

Für die relative Feuchte sind die Änderungssignale räumlich wie zeitlich verschieden. Für den Winter und Frühling wird eine höhere relative Feuchte projiziert, die in großen Teilen Deutschlands im Winter signifikant und im Ensemble übereinstimmend ist. Dies könnte die Entstehung von Nebel begünstigen. Im Frühling wird eine signifikante Erhöhung der relativen Feuchte für tiefergelegene Teilbereiche in Südwestdeutschland projiziert. Im Sommer werden keine signifikanten Änderungen projiziert. Im Herbst zeigt sich vor allem im Westen und Südwesten sowie in Mitteldeutschland eine im Ensemble übereinstimmende und signifikante Abnahme der relativen Feuchte.

Im Gegensatz zur relativen Feuchte, welche abnimmt wenn die Temperatur steigt, sowie zunimmt wenn die absolute Feuchte steigt, erhöht sich die Feuchttemperatur bei steigender Temperatur und steigender absoluter Feuchte. Deshalb ist das Klimaänderungssignal der Feuchttemperatur homogen über der Fläche verteilt positiv, im Ensemble übereinstimmend und signifikant auf dem 0.05-Niveau. Die Erhöhung beträgt im Gebietsmittel im Südwesten zwischen 1 °C im Frühling und 1.5 °C in den übrigen Jahreszeiten.

Hinsichtlich des mittleren Tagesgangs weist der UTCI Änderungen zwischen den Tageszeiten auf (Abbildung 7.5). Im Winter und Frühling ist das Klimaänderungssignal mit der maximalen Differenz von 0.5 °C bis 0.6 °C tagsüber geringer als nachts. Die Unterschiede im Tagesgang können somit bis zu 30 % der gesamten Änderungen in Bezug auf den Ensemble-

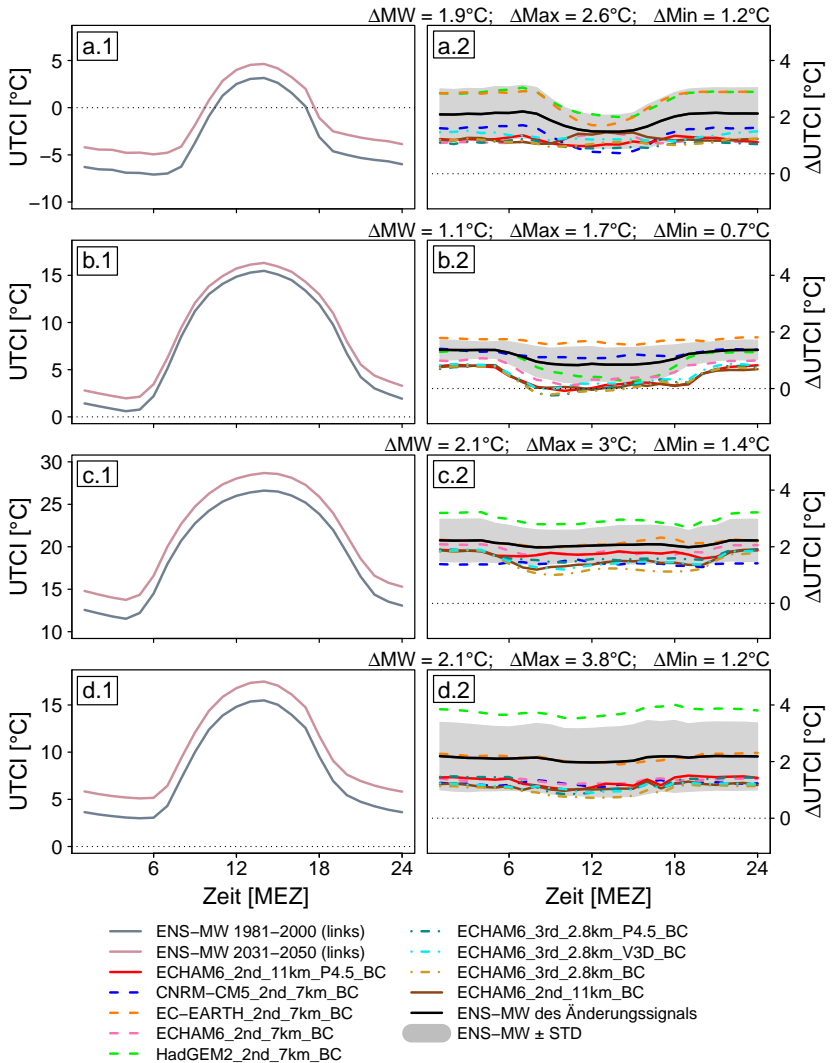


Abbildung 7.5: Mittlerer Tagesgang des UTCI für das Gebietsmittel im Südwesten anhand des bias-korrigierten Ensemble-Mittelwertes für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) für den Referenz- und Projektionszeitraum (Spalte 1). In Spalte 2 sind die Differenzen vom Projektions- zu Kontrollzeitraum abgebildet. ΔMW steht für den ENS-MW, ΔMax für den MW der Simulation mit dem maximalen Änderungssignal und ΔMin für den MW der Simulation mit dem minimalen Änderungssignal.

Mittelwert erreichen. Im Sommer und Herbst liegt der maximale Tagesgang der Änderungen des Ensemble-Mittelwertes bei circa $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, das heißt bei bis zu 10%. Die Gründe dafür können durch Betrachtung der Änderungen des Tagesgangs der Strahlungstemperatur sowie Temperatur erklärt werden. Während der beschriebene Effekt bei der Strahlungstemperatur verstärkt auftritt, ist er im Winter und Frühling in den Temperatur nur minimal zu beobachten und dreht sich im Sommer und Herbst auf ebenfalls sehr niedrigem Niveau um ($\Delta T \leq 0.1\text{ K}$). Dies kann auf den im Winter und Frühling projizierten erhöhten Bedeckungsgrad zurückgeführt werden, der bewirkt, dass es nachts durch mehr Gegenstrahlung weniger abkühlt und tagsüber zu einer geringeren Erwärmung aufgrund der verminderten Einstrahlung kommt, was sich bei der Berechnung der Strahlungstemperatur schon bei geringen Änderungen widerspiegelt. Ebenso kann die bei der Änderung der Wetterlagen festgestellte erhöhte Feuchtigkeit in der Atmosphäre den Effekt verstärken (Abschnitt 7.1).

Die Bandbreite der einzelnen Simulationen des mittleren Änderungssignals liegt zwischen $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Winter, $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Frühling, $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Sommer sowie $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $3.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Herbst. Die größten Änderungen weist *HadGEM2_2nd_7km* auf, den Frühling ausgenommen. Die geringsten Änderungen weisen alle mit ECHAM6 angetriebenen Simulationen sowie *CNRM-CM5_2nd_7km* im Sommer und Herbst auf. Die Änderungssignale zwischen „Parent“ und „Nest“ unterscheiden sich nur minimal und sind geringer als zwischen den Simulationen mit RCP4.5 und RCP8.5, bei gleichem Globalmodell. Das bedeutet, dass es für das mittlere Klimaänderungssignal keine entscheidende Rolle spielt, ob die Simulationen eine Maschenweite von 2.8 km, 7 km oder 11 km besitzen. Eine ausreichende Spannweite im Ensemble ist für die hier betrachteten Zeiträume (1981–2000 und 2031–2050) somit nur mit der Verwendung unterschiedlicher Globalmodelle zu erreichen. Für weiter in die Zukunft reichende Betrachtungen wirken sich auch die Emissionsszenarien entscheidender aus.

7.2.2 Änderungen von Wärmebelastungsereignissen

Abbildung 7.6 zeigt die mittlere Anzahl der Tage pro Jahr im Kontrollzeitraum, an denen wenigstens zu einem Zeitpunkt am Tag, bei stündlichen Werten, mindestens mäßige (26 °C), starke (32 °C) sowie sehr starke Wärmebelastung (38 °C) erreicht wird. Alle Belastungsklassen des UTCI zeigt Abbildung 2.1. Die meisten Tage des UTCI mit mindestens mäßiger Wärmebelastung werden in der Oberrheinebene, in der Bodenseeregion und in Niederbayern erreicht. Das Maximum liegt bei 115 Tagen im Südwesten, am Niederrhein und im Osten Deutschlands werden circa 75–100 Tage erreicht. Starke Wärmebelastung wird an einem Gitterpunkt im Mittel maximal an 44.1 Tagen im Jahr erreicht. Die räumliche Verteilung entspricht dabei in etwa derjenigen der mindestens mäßigen Wärmebelastung, nur auf niedrigerem Niveau. Sehr starke Wärmebelastung tritt am häufigsten in der Oberrheinebene mit dem Maximum von 5.2 Tagen im 20-jährigen Mittel auf. Aber auch in Nordsachsen sowie Teilen Sachsen-Anhalts und Brandenburgs gibt es im Mittel bis zu 4 Tage mit sehr starker Wärmebelastung. In den Mittelgebirgen sowie an der Nord- und Ostsee treten die sehr starken Wärmebelastungen normalerweise nicht mehr auf.

Das Klimaänderungssignal der Tage mit Wärmebelastung zeigt Abbildung 7.7. Für mindestens mäßige Wärmebelastung sind die projizierten Klimaänderungen deutschlandweit recht homogen verteilt, mit kleineren Abschwächungen im Nordwesten. Die maximale Änderung im Südwesten beträgt 21.3 Tage, die Änderungen sind im Ensemble übereinstimmend und signifikant auf dem 0.05-Niveau. Die Anzahl der Tage mit mindestens starker Wärmebelastung erhöhen sich insbesondere in der Südhälfte Deutschlands sowie in Nordsachsen, Teilen Sachsen-Anhalts und Brandenburgs. Mit maximal 19.6 Tagen entspricht die Zunahme der Tage mit mindestens starker Wärmebelastung im Südwesten fast halb so vielen Tagen als im Kontrollzeitraum erreicht werden, das bedeutet fast 50 % Zunahme. Eine Zunahme der Tage mit sehr starker Wärmebelastung wird insbesondere für die Oberrheinebene projiziert, wobei sich die Anzahl dort

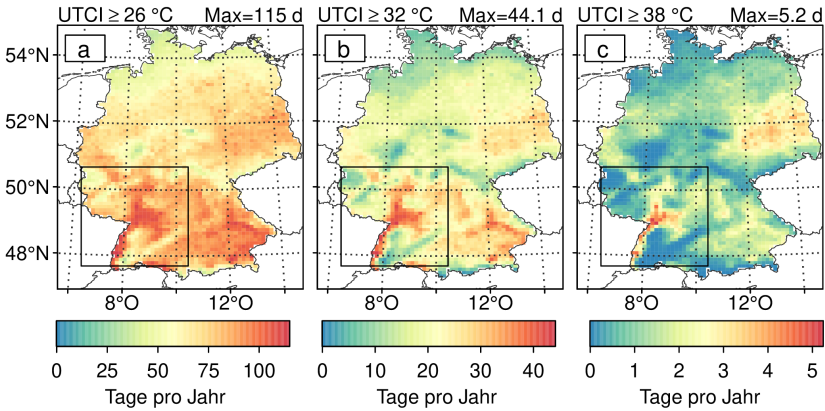


Abbildung 7.6: Anzahl der Tage (d, „days“) mit dem Maximum des UTCI größer gleich 26 °C (a), 32 °C (b) und 38 °C (c) im Kontrollzeitraum 1981–2000. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

bei einer Zunahme von 6–9 Tagen, bei einem Referenzwert von 3–5 Tagen, teilweise mehr als verdoppelt. Ergänzend zu den Abbildungen 7.6 und 7.7 zeigen die Abbildungen A.10 und A.11 im Anhang die Anzahl der stündlichen Überschreitungen der Wärmebelastungsklassen.

Wie die Anzahl an Wärmebelastungsereignissen, erhöht sich auch deren Zeitspanne vom ersten bis zum letzten Auftreten im Jahr. Abbildung 7.8 zeigt den Zeitraum zwischen dem ersten und letzten Auftreten von mindestens mäßiger und starker Wärmebelastung für den Kontrollzeitraum. Der mittlere Maximalwert beträgt dabei 224 Tage für mäßige Wärmebelastung und 140 Tage für starke Wärmebelastung im Südwesten. Es werden nur Gitterpunkte angezeigt, an denen in jedem der 20 Jahre des Kontrollzeitraums mindestens zweimal im Jahr die jeweiligen Belastungsklassen erreicht werden. An der Nord- und Ostsee ist der Zeitraum, in dem Wärmebelastung im Mittel auftritt, mit circa 130–140 Tagen genauso lang wie der Zeitraum, in dem mindestens starke Wärmebelastung in der Oberrheinebene vorkommt.

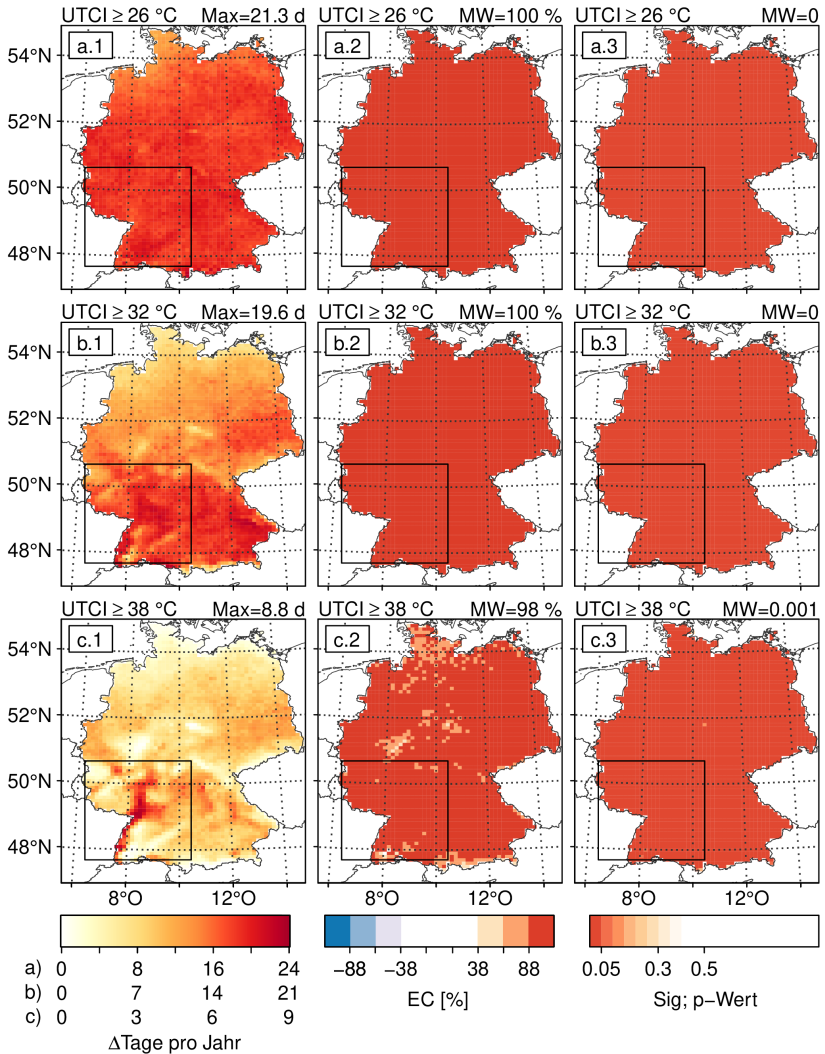


Abbildung 7.7: Änderung der Anzahl der Tage (d, „days“) mit dem Maximum des UTCI größer gleich 26 °C (a), 32 °C (b) und 38 °C (c) (Spalte 1), Übereinstimmung im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum für den Ensemble-Mittelwert. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten, MW stellt den Mittelwert der jeweiligen Größe in diesem Gebiet dar.

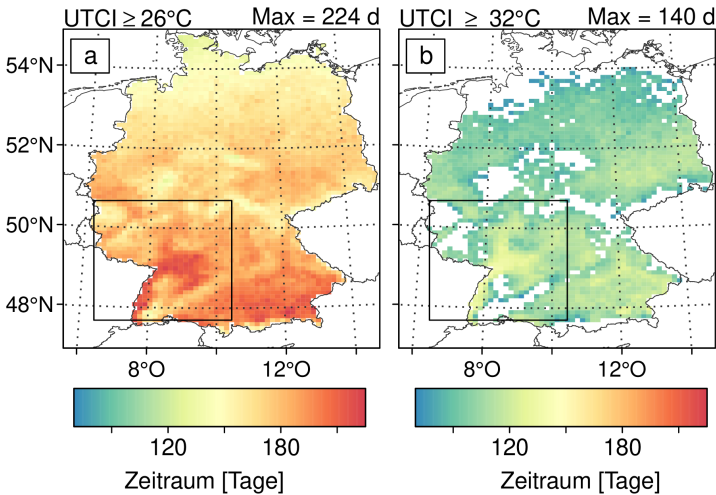


Abbildung 7.8: Zeitraum zwischen dem ersten und letzten Erreichen der mindestens mäßigen (a) und starken Wärmebelastungskategorie (b) des UTCI im Kontrollzeitraum in Tagen (d, „days“). Es werden nur dort Werte angezeigt, wo die jeweilige Klasse jedes Jahr mindestens zweimal erreicht wird. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

Das Klimaänderungssignal der Zeiträume, in denen Wärmebelastung auftritt, zeigt Abbildung 7.9. Im Mittel verlängert sich der Zeitraum des Auftretens von Wärmebelastung um etwa 13 Tage und mindestens starker Wärmebelastung um circa 15 Tage im Südwesten. Die Änderungen sind größtenteils im Ensemble übereinstimmend und signifikant auf dem 0.05-Niveau. Ebenso sind die Änderungen deutschlandweit recht homogen verteilt. Ergänzend dazu finden sich im Anhang Abbildungen mit dem Tag im Jahr des ersten Auftretens der beiden Wärmebelastungsklassen sowie deren Änderungssignalen, Abbildungen A.12 und A.13, sowie Abbildungen mit dem Tag im Jahr des letzten Auftretens der beiden Wärmebelastungsklassen sowie deren Änderungssignalen, Abbildungen A.14 und A.15.

Abbildung 7.10 zeigt die maximale zusammenhängende Periode im Kontrollzeitraum, in der mindestens mäßige, starke und sehr starke Wärmebelastung an

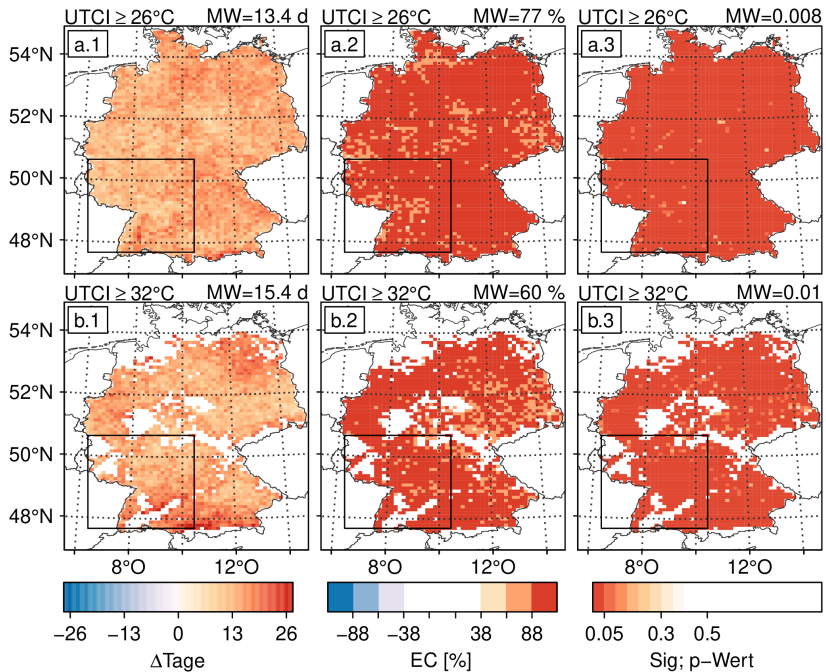


Abbildung 7.9: Änderung des Zeitraums des Auftretens der mindestens mäßigen (a) und starken Wärmebelastungsklassen (b) des UTCI (Spalte 1), Konsistenz im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum in Tagen (d, „days“). Es werden nur dort Werte angezeigt, wo die jeweilige Stufe mindestens zweimal jedes Jahr erreicht wird. Der Mittelwert (MW) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

aufeinanderfolgenden Tagen erreicht wird. Das bedeutet, dass das Tagesmaximum die jeweilige Belastungsklasse bei stündlichen Werten mindestens einmal pro Tag erreichen muss. Die maximale Andauer von Wärmebelastung liegt bei circa 25 Tagen in der Oberrheinebene. Auch in Teilen Bayerns, Sachsens und Brandenburgs werden Zeiträume von circa 20 Tagen erreicht. Für mindestens starke Wärmebelastung liegt der Maximalwert bei 9 Tagen im Südwesten, für sehr starke Wärmebelastung liegt er noch bei circa 3 Tagen.

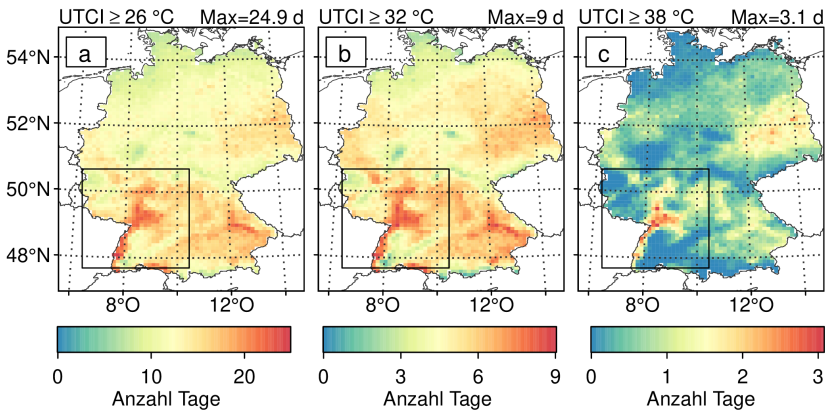


Abbildung 7.10: Maximaler zusammenhängender Zeitraum in der Kontrollperiode in Tagen (d, „days“), in dem die Tagesmaxima des UTCI nicht unter 26 °C (a), 32 °C (b) und 38 °C (c) liegen. Das Maximum bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

Das zugehörige Klimaänderungssignal zeigt Abbildung 7.11. Die Periode andauernder Wärmebelastung verlängert sich im Südwesten um etwa 10 Tage. Ebenso hohe Werte werden in Bayern und im Nordosten erreicht. Die Übereinstimmung im Ensemble ist nahezu über dem gesamten Gebiet gegeben. Ebenso sind die Änderungen über fast dem gesamten Gebiet signifikant auf dem 0.05-Niveau, ausgenommen Bereiche nahe der Nordseeküste. Die mittleren maximalen Zeiträume mit mindestens starker Wärmebelastung erhöhen sich vor allem im Süden Deutschlands, insbesondere heben sich Bereiche im Donautal südöstlich von Regensburg und am unteren Neckar von der Umgebung ab. Das Maximum im Südwesten liegt bei 5.1 Tagen. Das Ensemble erreicht nahezu überall Übereinstimmung, die Signifikanz der Änderungen ist südlich einer Linie von Münster bis Berlin großteils gegeben, nördlich davon nur teilweise. Mit maximal 4.8 Tagen verlängert sich der mittlere Zeitraum für sehr starke Wärmebelastung am Oberrhein circa genauso lang wie für starke Wärmebelastung. Damit wird nahezu eine Verdopplung der mittleren zusammenhängenden Dauer dieser Wärmebelastungsklasse erreicht.

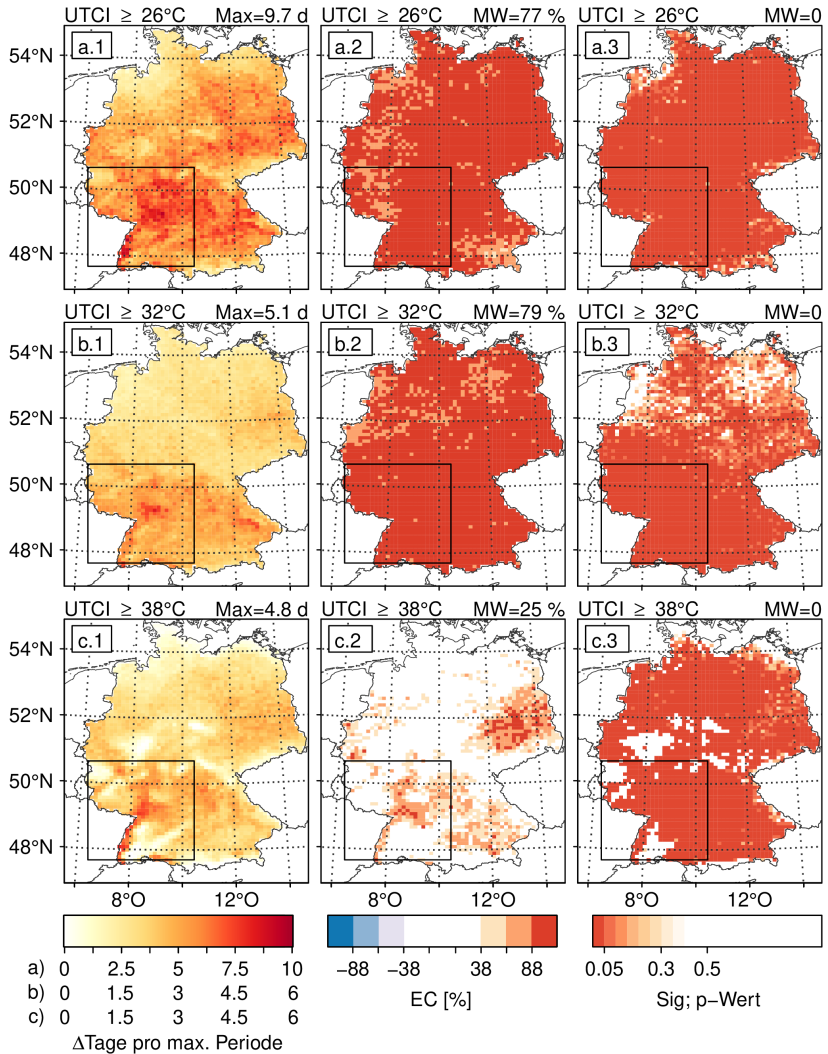


Abbildung 7.11: Änderung des maximalen zusammenhängenden Zeitraums, in dem die Tagesmaxima des UTCI nicht unter 26°C (a), 32°C (b) und 38°C (c) liegen (Spalte 1), Konsistenz im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten, MW stellt den Mittelwert der jeweiligen Größe in diesem Gebiet dar.

Übereinstimmung im Ensemble wird dabei in der Oberrheinebene, in Teilen Sachsens und Brandenburgs sowie teilweise am Neckar, im Südosten Bayerns und am Niederrhein erreicht. Die Signifikanz der Änderungen ist, bis auf die Küstengebieten und die Mittelgebirge, nahezu überall gegeben.

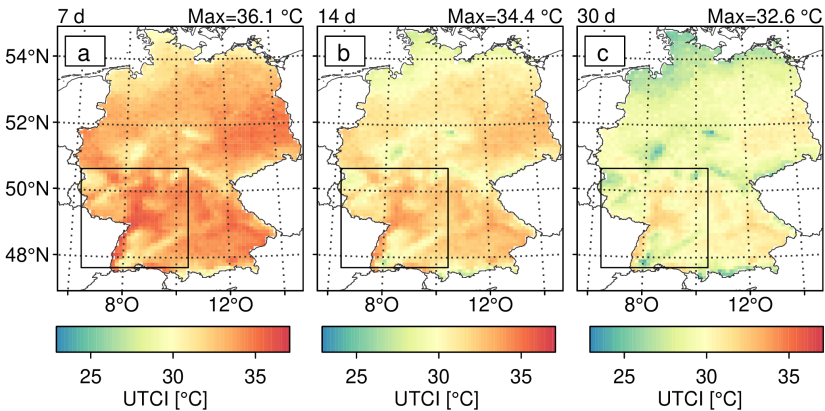


Abbildung 7.12: Mittlerer maximaler UTCI für die Zeiträume von einer Woche (a), zwei Wochen (b) und 30 Tagen (c) im Kontrollzeitraum. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

Abbildung 7.12 zeigt den mittleren maximalen UTCI für feste Zeiträume aus den jeweiligen Tagesmaxima des Zeitraums. Im Kontrollzeitraum erreicht der mittlere maximale UTCI für die Dauer von einer Woche den maximalen Wert von circa 36°C in der Oberrheinebene. Für 2 Wochen werden dort im Mittel maximal noch etwa 34.5°C und für einen Monat knapp 33°C erreicht. Für alle drei Zeiträume werden sehr ähnliche Klimaänderungssignale projiziert, die über dem gesamten Gebiet homogen verteilt sind (Abbildung 7.13). Die maximalen Änderungen betragen im Südwesten bis zu 2.6°C, die mittleren Änderungen circa 2.1°C (nicht als Zahl dargestellt). Damit entsprechen die mittleren Änderungen an sehr warmen Tagen in etwa denen des mittleren Sommers, vergleiche hierzu Abbildung 7.4. Das bedeutet, die mittleren Änderungen der Maximalwerte über 90, 30, 14 oder 7 Tage unterscheiden

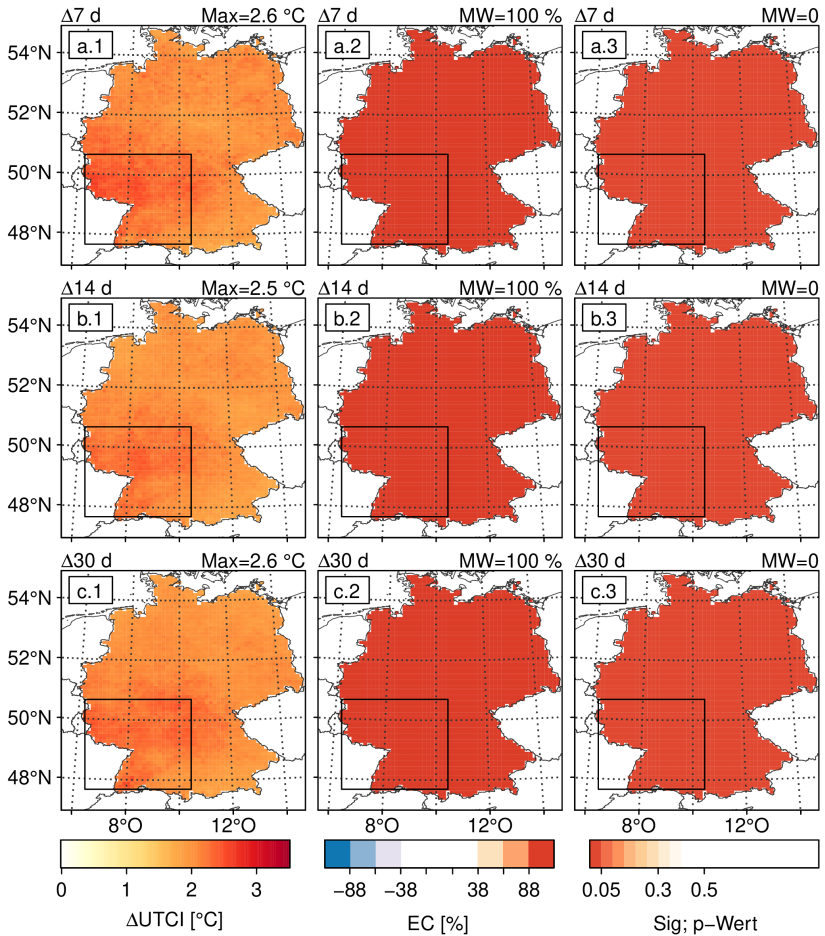


Abbildung 7.13: Änderung des mittleren maximalen UTCI für die Zeiträume von einer Woche (a), zwei Wochen (b) und 30 Tagen (c) (Spalte 1), Konsistenz im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten, MW stellt den Mittelwert der jeweiligen Größe in diesem Gebiet dar.

sich nicht wesentlich und es findet eine gleichmäßige Verschiebung zu höheren Werten hin statt. Die projizierten Änderungen sind ebenfalls deutschlandweit im Ensemble übereinstimmend und signifikant auf dem 0.05-Niveau.

7.2.3 Änderungen in der Häufigkeitsverteilung des UTCI

Die projizierten Änderungen in der Häufigkeitsverteilung des UTCI zeigt Abbildung 7.14 für Freiburg. Für den Ensemble-Mittelwert ist eine Verschiebung der Verteilung zu höheren Werten auf der Abszisse, bei in etwa gleich bleibender Verteilungsform, zu erkennen. Die projizierten Änderungen in der Verteilung des UTCI haben bei allen Simulationen eine ähnlich Form, das heißt, sie haben bei gleichen Werten des UTCI positive oder negative Differenzen, und unterscheiden sich dabei nur im Betrag der Differenzen. Aufgrund der Verschiebung von stärkeren zu mäßigen Kältebelastungen und Bedingungen ohne thermische Belastung (bis circa 18 °C UTCI) sowie der Verschiebung von mäßigen Kältebelastungen und Bedingungen ohne thermische Belastung in den thermischen Komfortbereich (18 °C bis 24 °C UTCI) und zu Wärmebelastungen, ergeben sich im Mittel für den Referenz- und Projektionszeitraum ähnlich viele Stunden mit mäßiger Kältebelastung und keiner thermischen Belastung. Dagegen erhöhen sich die Stunden im thermischen Komfortbereich sowie mit Wärmebelastungen. Im Ensemble-Mittel nehmen Wärmebelastungen um 2.56 %, das bedeutet circa 226 Stunden, mindestens starke Wärmebelastungen um 1.66 %, das bedeutet circa 141 Stunden, und sehr starke Wärmebelastungen um 0.42 %, das bedeutet circa 37 Stunden, pro Jahr zu. Dazu können auch die Abbildungen A.10 und A.11 im Anhang verglichen werden, welche die Anzahl der stündlichen Überschreitungen der Wärmebelastungsklassen und deren Klimaänderungssignal auf der Fläche zeigen.

Die Simulationen mit dem größten Änderungssignal sind *EC-EARTH_2nd_7km* und *HadGEM2_2nd_7km* und liegen jeweils am Rand oder über der Streubreite der Standardabweichung des Ensemble-Mittelwertes. Alle übrigen Simulationen haben in etwa den gleichen Betrag an mäßigeren Änderungen.

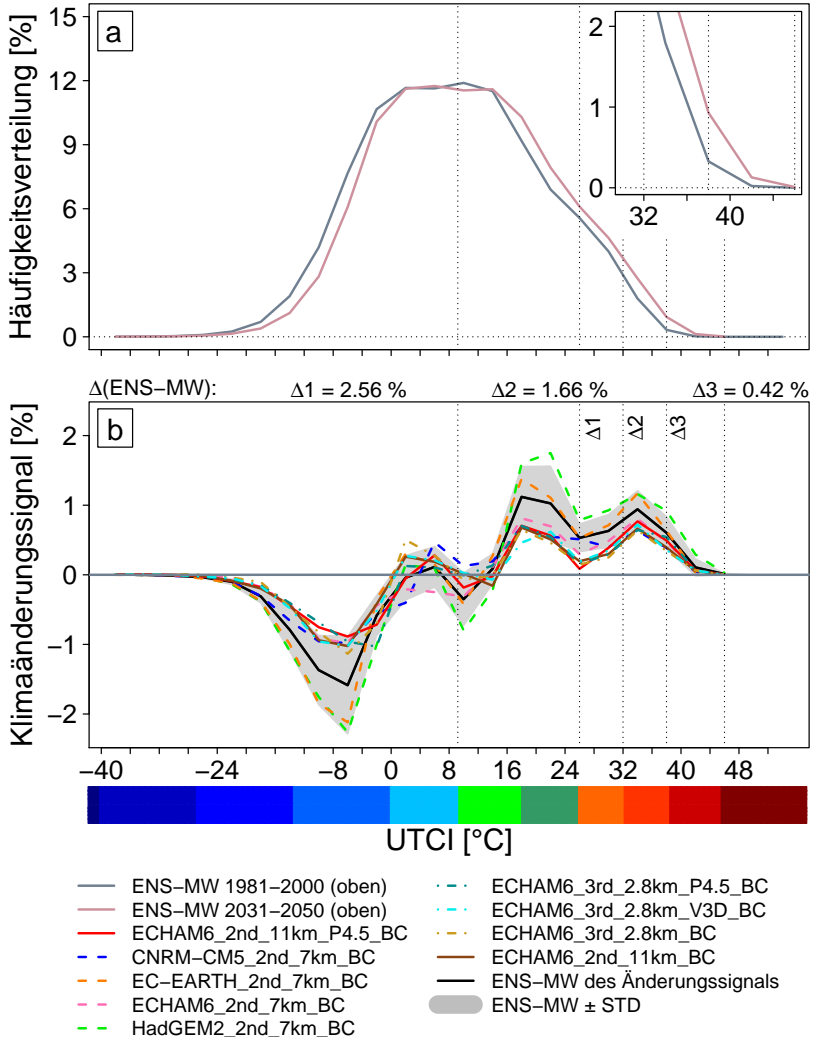


Abbildung 7.14: Stündliche Verteilung des UTCI anhand des Ensemble-Mittelwertes (ENS-MW) für den Standort Freiburg in 4-K-Intervallen im Kontroll- und Projektionszeitraum (oben, a) sowie Differenz zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum (unten, b). $\Delta 1$, $\Delta 2$ und $\Delta 3$ geben die Summe der Änderungen des Ensemble-Mittelwertes von mindestens mäßiger ($\Delta 1$), starker ($\Delta 2$) und sehr starker Wärmebelastung ($\Delta 3$) an.

Der Verlauf des Änderungssignals an anderen Standorten ähnelt dem des Standortes Freiburg und ist, je nach Ausgangsverteilung, auf der Abszisse etwas verschoben. Eine Verschiebung nach links erfolgt für kühlere Standorte, nach rechts für wärmere Standorte. Mit Bezug auf die Untersuchung der Wärmebelastung in Baden-Württemberg im folgenden Kapitel, zeigen die Abbildungen A.16 und A.17 im Anhang die Verteilungen für die Standorte Karlsruhe und Stuttgart als Ergänzung.

Zusammenfassung der Ergebnisse Die mittleren Änderungen des UTCI zwischen 1981–2000 und 2031–2050 zeigen eine Zunahme für alle Jahreszeiten sowie etwas höhere Werte nachts als tagsüber. Die mittlere Zunahme des UTCI ist im Sommer am größten und begünstigt somit die Anzahl und Stärke von Wärmebelastungsereignissen. Es werden sowohl mehr Ereignisse und länger andauernde Zeiträume mit Wärmebelastung sowie höhere Maximalwerte über gewisse Zeiträume projiziert. Insbesondere in den bisher schon belasteten Gebieten kann sich beispielsweise die mittlere Anzahl der sehr starken Wärmebelastungsereignisse verdoppeln. Anhand der Häufigkeitsverteilungen des UTCI ist eine Verschiebung auf der Abszisse hin zu höheren Werten bei ähnlich bleibender Form der Verteilung zu beobachten.

7.3 Verknüpfung der synoptischen Bedingungen mit dem UTCI

Im diesem Abschnitt werden die in den beiden vorangegangenen Abschnitten beschriebenen projizierten Klimaänderungen der Wetterlagen und des UTCI miteinander verknüpft. Dabei wird für das innerste Gebiet der Wetterlagenklassifikation, vergleiche Abbildung 5.1, der tägliche maximale UTCI pro Gitterpunkt für jedes Mitglied des Ensembles gebildet und der entsprechenden Wetterlage zugeordnet. Danach werden die Ergebnisse aus allen Einzelwerten an den Gitterpunkten, die unter 300 m über NHN liegen, gemittelt. Dadurch

sollen Wärmebelastungsereignisse für das betrachtete Gebiet repräsentativ dargestellt werden. Obwohl einige Regionen damit mehr Gitterpunkte im Untersuchungsgebiet enthalten als andere, können die Ergebnisse als repräsentativ für das ganze Untersuchungsgebiet angenommen werden. Für Gitterpunkte oberhalb 300 m verschieben sich die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse, je nach Höhenlage und geographischer Lage, lediglich auf ein etwas anderes Niveau.

Abbildung 7.15 zeigt den mittleren maximalen UTCI in Abhängigkeit von den Wetterlagenklassen der Advektion und Zyklonalität für den Kontrollzeitraum (1981–2000, schwarz) und Projektionszeitraum (2031–2050, rot). Die größten Werte des UTCI werden im Kontrollzeitraum im ganzjährigen Mittel mit circa 17 °C bei Südost-, Südwest- und undefinierter Anströmung erreicht. Im Sommer erreichen die mittleren Werte bei Südostanströmung etwa 31 °C, bei Südwest- und undefinierter Anströmrichtung noch 27 °C bis 28 °C. Die größten Werte des UTCI in Abhängigkeit von der Zyklonalität werden bei Antizyklonalität in der Höhe erreicht. Für rein antizyklonale Bedingungen (AA) werden dabei im Jahresmittel circa 17 °C, für die Kombination aus Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in 500 hPa (AZ) knapp 18 °C erreicht. Im Sommer liegen die Werte bei knapp 29 °C (AA) und 30,5 °C (AZ).

Die Klimaprojektionen zeigen einen Anstieg des mittleren maximalen UTCI für jede Klasse der Advektion und Zyklonalität. Der Anstieg ist, bis auf die Anströmung aus Südost im Sommer, übereinstimmend im Ensemble und signifikant auf dem 0.05-Niveau. Dabei sind die Erhöhungen des mittleren UTCI bezüglich der Advektion für die Nordost- sowie Südostwetterlagen mit 2,1 °C ganzjährig sowie die der Südwest- und Nordwestwetterlagen mit jeweils 2 °C im Sommer am größten. Bezüglich der Zyklonalität sind die Veränderungen mit 2,2 °C für rein antizyklonale Wetterlagen ganzjährig sowie im Sommer am größten. Bei Vergleichen hinsichtlich der Feuchtigkeit in der Atmosphäre weisen sowohl trockene wie auch feuchte Wetterlagen im Sommer einen mittleren Anstieg des UTCI von 1,1 °C auf. Bezogen auf das ganze Jahr

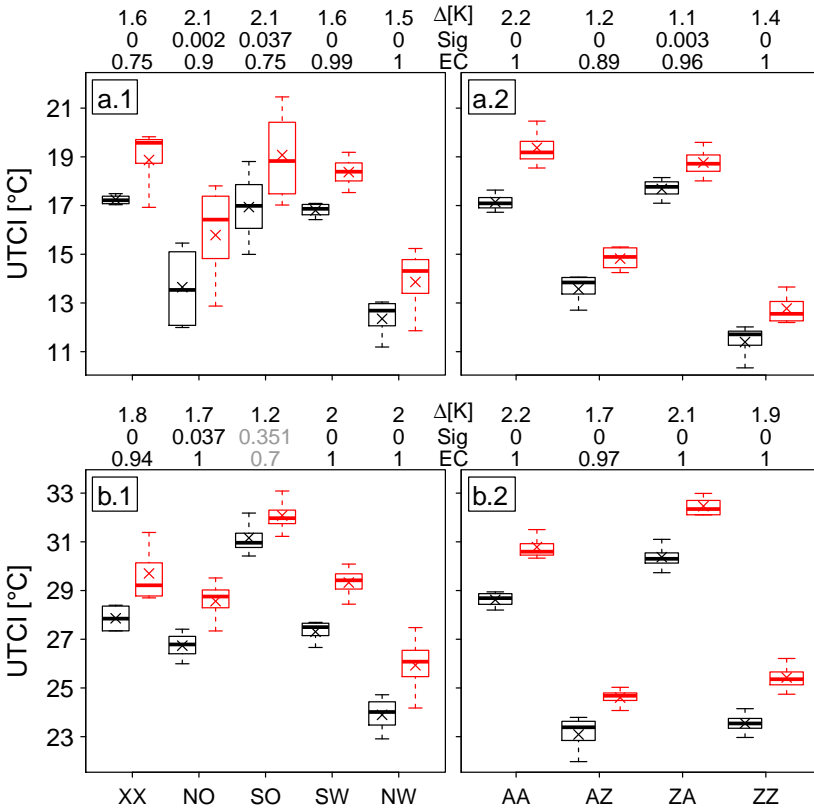


Abbildung 7.15: Ensemble-Mittelwert (x) des UTCI in Abhängigkeit von den Wetterlagenklassen Advektion (Spalte 1) und Zyklonalität (Spalte 2) ganzjährig (a) und für den Sommer (JJA, b) für die Zeiträume 1981–2000 (schwarz) und 2031-2050 (rot). Neben dem Ensemble-Mittelwert (x) stellen die Boxplots die Perzentile des Ensembles dar. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. Bezüglich der Advektion bedeuten XX undefinierte Hauptanströmrichtung, NO Nordost, SO Südost, SW Südwest und NW Nordwest (Spalte 1). Hinsichtlich des Zyklonalitätsindex steht A für antizyklonale und Z für zyklonale Verhältnisse (Spalte 2). Über den Abbildungen sind die Differenz des Ensemble-Mittelwertes zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum (Δ), die Signifikanz der Klimaänderungen (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau beziehungsweise Übereinstimmung im Ensemble (IECI \geq 66 %).

haben die trockenen Wetterlagen im Mittel nur noch einen Anstieg von $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, die feuchten dagegen von $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, wobei für die Zukunft deutlich mehr feuchte als trockene Wetterlagen projiziert werden, vergleiche Abbildung 7.2.

Abbildung 7.16 zeigt die Anzahl der Wetterlagen pro Sommer, die mindestens starke Wärmebelastung hervorrufen, das heißt mit einem maximalen UTCI von mindestens $32\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Südwestwetterlagen sorgen mit circa 8 % der Ereignisse für den größten Anteil an Wetterlagen in Bezug zur Anströmrichtung, bei denen starke Wärmebelastung erreicht wird. Des Weiteren führen 54 % aller Südostwetterlagen im Sommer ebenfalls zu einem UTCI größer gleich $32\text{ }^{\circ}\text{C}$. Da Südostwetterlagen jedoch weniger häufig auftreten als beispielsweise Südwestwetterlagen (vergleiche Abbildung 5.2), ist ihr Anteil an der Gesamtmenge aller Wetterlagen, die mindestens starke Wärmebelastungen hervorrufen vergleichsweise gering. Hinsichtlich der Zyklonalität führen rein antizyklonale Wetterlagen mit circa 11 % am häufigsten zum Erreichen starker Wärmebelastung im Sommer. Mit 43 % bilden die antizyklonalen Wetterlagen in der Höhe kombiniert mit Zyklonalität in Bodennähe den größten Anteil an Wetterlagen, bei denen starke Wärmebelastungen im Sommer erreicht werden. Auch jede zweite rein antizyklonale Wetterlage führt im Sommer zu mindestens starker Wärmebelastung. In Bezug auf die Feuchte in der Troposphäre verursachen die feuchteren Wetterlagen mehr Tage mit einem UTCI größer gleich $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ (7 %) als die trockenen Wetterlagen (5 %).

Für alle Wetterlagen ist zukünftig ein Anstieg der Tage mit mindestens starker Wärmebelastung zu erwarten, außer bei trockenen Wetterlagen aufgrund ihrer deutlich schwindenden Anzahl (vergleiche Abbildung 7.2). Die Änderungssignale sind für alle Wetterlagenklassen übereinstimmend im Ensemble und signifikant auf dem 0.05-Niveau, außer für Wetterlagen mit Nordost- und Südostanströmung sowie trockenen Wetterlagen. Da hierbei Schwellenwerte betrachtet werden, in diesem Fall $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ UTCI, hängt die Signifikanz der Erhöhung auch vom vorherigen Niveau einer Klasse ab. Vergleiche für sehr starke Wärmebelastung, das heißt mit einem UTCI von mindestens $38\text{ }^{\circ}\text{C}$, zeigen beispielsweise für Südostanströmung signifikante

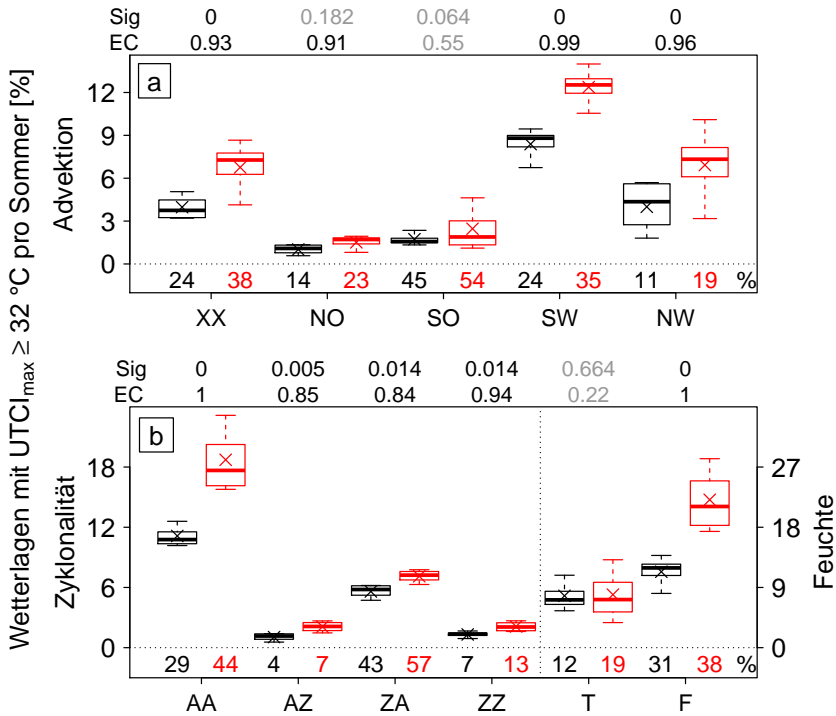


Abbildung 7.16: Anzahl der Wetterlagen mit mindestens starker Wärmebelastung ($UTCI_{max} \geq 32 \text{ °C}$) in Abhängigkeit von den Wetterlagenklassen Advektion (a) sowie Zyklonalität und Feuchte in der Atmosphäre (b) pro Sommer (JJA) für die Zeiträume 1981–2000 (schwarz) und 2031–2050 (rot). Neben dem Ensemble-Mittelwert (x) stellen die Boxplots die Perzentile des Ensembles dar. Abbildung 4.6 zeigt einen Beispielboxplot. Im oberen Teilbild (a) bedeuten XX undefinierte Hauptanströmrichtung, NO Nordost, SO Südost, SW Südwest und NW Nordwest. Die vier linken Indizes des unteren Teilbildes (b) stehen für den Zyklonalitätsindex, A steht für antizyklonale, Z für zyklonale Verhältnisse. Der letzten beiden Indizes stehen für die Feuchte in der Atmosphäre, das heißt T für trocken und F für feucht. Über den Abbildungen sind die Differenz des Ensemble-Mittelwertes zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum (Δ), die Signifikanz der Klimaänderungen (Sig) und die Ensemble-Konsistenz (EC) eingetragen. Schwarze Zahlen bedeuten signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau beziehungsweise Übereinstimmung im Ensemble ($IECI \geq 66 \%$). Die Zahlen unter der 0 %-Marke stellen das Verhältnis der jeweiligen spezifischen Wetterlagen, die zu mindestens starker Wärmebelastung führen, im Vergleich zum Vorkommen der spezifischen Wetterlage dar.

Erhöhungen im Ensemble. Die Anzahl der Tage mit mindestens starker Wärmebelastung erhöht sich insbesondere aufgrund von Westanströmung (SW und NW) um circa 12 %. Hinsichtlich der Zyklonalität erhöht sich die Anzahl der Tage mit einem UTCI größer gleich 32 °C insbesondere für die rein antizyklonalen Wetterlagen (8 %), da sowohl deren Anzahl als auch der mittlere maximale UTCI steigt, sowie hinsichtlich der Feuchte in der Troposphäre für die feuchten Wetterlagen (circa 7 %) aus den gleichen Gründen.

Zusammenfassung der Ergebnisse Die Verknüpfung des UTCI zu den Wetterlagen zeigt die Abhängigkeiten des mittleren UTCI und der Ereignisse mit mindestens starker Wärmebelastung von den Wetterlagen; diese werden noch spezifischer in Abschnitt 8.2 für Baden-Württemberg beschrieben. Der mittlere maximale UTCI erhöht sich ganzjährig und im Sommer für alle Wetterlagen. Im Sommer werden bezüglich der Advektion die größten Steigerungen für Südwest- und Nordwestwetterlagen sowie hinsichtlich der Zyklonalität für Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe projiziert. Die Wetterlagen mit Südwestanströmung und Antizyklonalität in Bodennähe sowie in der Höhe weisen die größten Erhöhungen bezüglich der Anzahl an Wärmebelastungsereignissen auf. Für jede Wetterlage werden im Vergleich zu ihrem eigenen Vorkommen mehr Tage mit starker Wärmebelastung in Zukunft im Sommer erwartet. Den höchsten Wert erzielen dabei die Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in der Höhe (57 %), Wetterlagen mit Südostanströmung (54 %) und rein antizyklonale Wetterlagen (44 %).

7.4 Diskussion der Ergebnisse

Die regionalen Klimaprojektionen zeigen für die Änderungen des UTCI in Deutschland zwischen dem Kontrollzeitraum 1981–2000 und dem Projektionszeitraum 2031–2050 (Forschungsfrage 1) eine Zunahme des

mittleren UTCI zu allen Jahreszeiten. Diese beträgt zwischen 1.2°C und 2.2°C pro Jahreszeit als Mittelwert für den Südwesten Deutschlands, ist aber über ganz Deutschland homogen verteilt. Die Zunahme des mittleren UTCI ist im Sommer am größten und begünstigt somit die Anzahl und Stärke von Wärmebelastungsereignissen. Die Anzahl der Tage mit mindestens starker Wärmebelastung steigt in einigen Gebieten Deutschlands um bis zu 50 %. Für sehr starke Wärmebelastungen werden sogar Steigerungen von über 100 % projiziert, beispielsweise von circa 5 Tagen auf 12 bis 14 Tage pro Jahr in der Oberrheinebene, die bereits jetzt das in Deutschland am meisten wärmebelastete Gebiet ist. Auch das Zeitfenster im Jahr, in dem Wärmebelastung auftritt, verlängert sich durchschnittlich um circa 2 Wochen. Hitzeperioden, in denen der maximale UTCI an aufeinanderfolgenden Tagen nicht unter die Schwelle einer Wärmebelastungsklasse des UTCI fällt, verlängern sich beispielsweise in der Oberrheinebene um circa 30 % für Wärmebelastungen, 50 % für mindestens starke Wärmebelastungen und bis über 100 % für sehr starke Wärmebelastungen. Die jeweiligen Ausgangswerte sind dabei circa 20 bis 25 Tage, 7 bis 9 Tage und 2 bis 3 Tage in Folge. Auch vereinzelt Auftreten extremer Wärmebelastung wird projiziert. Die zukünftige Häufigkeitsverteilung des UTCI an einem Standort kann durch eine Verschiebung auf der Abszisse hin zu höheren Werten bei ähnlich bleibender Form der Verteilung beschrieben werden.

Die projizierten Klimaänderungen auf der synoptischen Skala und der Zusammenhang mit den Änderungen des UTCI (Forschungsfrage 2) werden anhand der Änderungen der Wetterlagen über Zentraleuropa und deren Verknüpfung mit dem UTCI untersucht. Es wird eine signifikante und im Ensemble übereinstimmende Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen, das heißt Antizyklonalität in 950 hPa und 500 hPa, von 3 bis 4 Tagen im Sommer projiziert. Gleichzeitig wird eine signifikante Abnahme der rein zyklonalen Wetterlagen um im Mittel 2 Tage im Sommer erwartet. Beides würde zu wärmerem Wetter in Zentraleuropa im Sommer führen. Tatsächlich ist eine mittlere Zunahme des UTCI um 2.2°C im Sommer bei

rein antizyklonalen Wetterlagen zu erwarten, aber auch eine Erhöhung des mittleren UTCI um 1.9°C bei rein zyklonalen Wetterlagen. Die Anzahl der Ereignisse mit starker Wärmebelastung bei rein antizyklonalen Wetterlagen steigt von circa 11 % auf knapp 19 % im Sommer, das bedeutet circa 7 Tage mehr in zukünftigen Sommern. Da nicht jeder der Tage mit rein antizyklonalen Wetterlagen starke Wärmebelastung hervorruft, circa ein Drittel im Kontrollzeitraum sowie knapp die Hälfte im Projektionszeitraum, kann mit einer Zunahme von maximal 2 Tagen an Ereignissen mit starker Wärmebelastung aufgrund der Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen ausgegangen werden. Somit ergibt sich eine Differenz von circa 5 Tagen mit mindestens starken Wärmebelastungsereignissen, die durch die Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen nicht erklärt werden können. Deshalb kann vielmehr davon ausgegangen werden, dass sich die Eigenschaften der Atmosphäre hin zu wärmeren und feuchteren Bedingungen ändern. Dies hat wiederum Einfluss auf die synoptischen Bedingungen, welche im Gegenzug wiederum beeinflussend auf die bodennahen Größen wirken. Eine Änderung der Eigenschaften der Atmosphäre zeigt sich auch durch eine deutliche Zunahme der feuchten Wetterlagen um 20 % pro Sommer, das heißt an circa 18 Tagen. Diese Zunahme lässt sich durch die vermehrte Aufnahmefähigkeit von Wasser aufgrund der erhöhten Temperatur in der Troposphäre erklären (Clausius-Clapeyron-Gesetz). Über das ganze Jahr betrachtet gibt es in der Projektionsperiode an circa 50 Tagen mehr feuchte Wetterlagen im Vergleich zum Kontrollzeitraum. Die Ergebnisse stehen damit in Übereinstimmung mit denen von Sedlmeier (2015), die unter anderem Wetterlagen in Zusammenhang mit heißen und trockenen Extremen untersucht, und ebenfalls zu dem Ergebnis kommt, dass eher die Eigenschaften der advehierten Luftmassen für das Klimaänderungssignal verantwortlich sind, als Änderungen der Häufigkeit einzelner Wetterlagen. Trotzdem können diese zusätzlich auf die bodennahen Größen einwirken und die Effekte der geänderten Eigenschaften der Luftmassen beeinflussen.

8 Lokale Wärmebelastung in Baden-Württemberg auf Grundlage sehr hoch aufgelöster Modellierung

Die großräumige Verteilung der meteorologischen Parameter wird auf der Meso- und Makroskala vorgegeben. Durch kleinskalige – mikro- und mesoskalige – Gegebenheiten an der Erdoberfläche werden die Verteilungen lokal modifiziert. Die lokale Skala beinhaltet Prozesse von circa 100 m bis 10 km und überschneidet sich somit mit der Mikro- α und partiell der Mikro- β sowie Meso- γ Skala; eine meteorologische Skaleneinteilung zeigt Abbildung 3.1. Die sich aus diesen Skalen ergebenden übergreifenden Wirkungszusammenhänge stellen das resultierende Klima dar, das als Lokalklima bezeichnet wird. Das Zusammenwirken unterschiedlicher lokaler Klimate unter dem Einfluss meso- bis makroskaliger atmosphärischer Prozesse, die ihrerseits durch lokale bis makroskalige Randbedingungen (Klimafaktoren) an der Erdoberfläche gesteuert werden, führt zum Begriff des regionalen Klimas (Parlow et al., 2006).

Im Südwesten Deutschlands wirken sich Landnutzung und Relief in vielfältiger Weise auf das regionale und lokale Klima aus. Durch unterschiedliche Höhenlagen, Topographie oder Oberflächeneigenschaften werden beispielsweise regionale oder lokale Windsysteme induziert, die das Klima lokal modifizieren. Ebenso verändert der Eingriff des Menschen durch Veränderung der Landnutzung das Klima, zum Beispiel in Form des Wärmeinseleffekts von Städten oder einer veränderten Zirkulation aufgrund von Gebäuden. Gerade für den Oberrheingraben hat die planerische Steuerung der Raumentwicklung eine besondere Bedeutung für die Erhaltung einer günstigen Klimasituation für den

Menschen, in Bezug auf die hohe sommerliche Wärmebelastung, die Häufung austauscharmer Wetterlagen sowie die Bedeutung lokaler und mesoskaliger Windsysteme für das lokale Klima dort (Parlow et al., 2006).

Um das regionale und lokale Klima mit dem Fokus auf Wärmebelastung im Sommer in Baden-Württemberg zu untersuchen, werden Fallstudien mit hochaufgelösten Klimasimulationen im Zeitraum 1981–2015 gerechnet und ausgewertet. Die optimalen Gebietsgrößen sowie das Update-Intervall der Randbedingungen für Simulationen mit 2.8 km Maschenweite werden anhand von 5-jährigen Sensitivitätsstudien in Abschnitt 8.1 evaluiert.

Darauf aufbauend werden die synoptischen Bedingungen, welche zu Wärmebelastung in Baden-Württemberg führen, mit einer modifizierten Variante der OWLK, das bedeutet einer Erweiterung der unterschiedlichen Klassen bezüglich der Anströmrichtung, bestimmt (Abschnitt 8.2). Eine Beschreibung der OWLK des DWD findet sich in Abschnitt 5.2.

Lokale Modifizierungen der bodennahen Parameter und deren Einfluss auf den UTCI durch kleinskalige Variationen an der Erdoberfläche werden in Abschnitt 8.3 beschrieben. Dabei werden die stadtklimatischen Effekte der in der Oberrheinebene liegenden Städte Karlsruhe und Freiburg sowie der Einfluss des Bergwindsystems „Höllentäler“ auf das Stadtklima in Freiburg untersucht.

8.1 Sensitivitätsstudien zur Konfiguration von CCLM

Um geeignete Gebietsgrößen und das Update-Intervall der Randbedingungen der 2.8 km-Simulationen zu finden, werden im Folgenden 5-jährige Sensitivitätsstudien durchgeführt. Aus den Resultaten ergeben sich die finalen Modell-Setups hinsichtlich einer multidekadischen Simulation für den Zeitraum 1981–2015, sowie zwei Fallstudien, mit denen die lokalen Effekte auf die meteorologischen Parameter aufgrund von kleinskaligen Gegebenheiten an der Erdoberfläche in Abschnitt 8.3 untersucht werden. Dabei basieren alle im

Folgenden gezeigten Simulationen auf der Simulation *ERA-Interim_1st_11km* als Antrieb. Eine Beschreibung der bereits vorhandenen Simulationen befindet sich in Abschnitt 4.1.

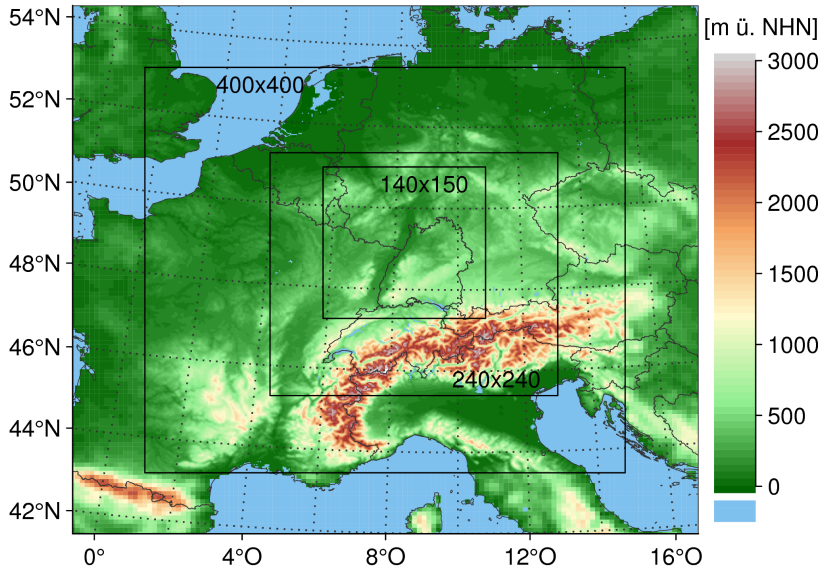


Abbildung 8.1: Rechengebiete für die Sensitivitätsstudien in Bezug auf die Gebietsgröße und das Update-Intervall der Randwerte für die CCLM-Simulationen mit 2.8 km horizontaler Maschenweite. Die Bezeichnungen entsprechen der Anzahl der Gitterpunkte des jeweiligen Gebietes.

Die Rechengebiete der Testsimulationen zeigt Abbildung 8.1. Schon verfügbare Simulationen sind *ERA-Interim_2nd_2.8km* (ab hier: *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h*) und *ERA-Interim_2nd_2.8km_v3d* mit 2.8 km Maschenweite, 140 x 150 Gitterpunkten und 6-stündigem Update der Randwerte. Zusätzlich werden zwei Simulationen mit 240 x 240 Gitterpunkten und stündlichem (*ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h*) beziehungsweise 6-stündigem (*ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h*) sowie eine Simulation mit 400 x 400 Gitterpunkten und 6-stündigem Update-Intervall

der Randwerte (*ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_6h*) von jeweils 1979–1985 gerechnet. Aufgrund der Einschwingphase des Bodens werden die Jahre 1981–1985 zur Auswertung genutzt (vergleiche Abschnitt 4.1). Als Antriebs- und Randdaten wird jeweils die Simulation *ERA-Interim_1st_11km* genutzt, das SVAT der Simulationen ist *TERRA_ML*. Die Ergebnisse der Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_v3d* liegen in etwa im Bereich von *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h* und werden im Folgenden nicht dargestellt. Bis auf die Gebietsgrößen und Update-Intervalle der Randwerte sind damit alle übrigen Einstellungen der Test-Setups identisch.

Als Auswerteregion wird das größtmögliche überlappende Gebiet aus allen Rechengebieten, abzüglich der jeweiligen Relaxationszone, gewählt. Es werden die von *HYRAS* verfügbaren Felder Temperatur, relative Feuchte und Niederschlag anhand von saisonalen Mittelwerten untersucht. Dafür werden die Simulationen auf das *HYRAS*-Gitter interpoliert (5 km x 5 km), wobei die Temperaturfelder mit dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten -0.65 K pro 100 m höhenkorrigiert werden.

Die Differenzen zwischen den Simulationen und *HYRAS* bezüglich der relativen Feuchte zeigt Abbildung 8.2. Anhand des mittleren absoluten Fehlers (MAE) ist eine optimale Konfiguration über alle Jahreszeiten hinweg betrachtet, nicht auszumachen. Wird das Gebiet in einen nordwestlichen und südöstlichen Teil getrennt, zeigen sich größere Unterschiede zwischen den mittleren Fehlern der beiden Teilgebiete einer Simulation. Die größten Differenzen treten dabei im Frühling, Sommer und Herbst bei *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h*, die geringsten im Mittel bei *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* auf. Vergleiche für die Temperatur zeigen keinen Nordwest-Südost-Gradienten, für den Niederschlag ist qualitativ die gleiche Verteilung wie bei der relativen Feuchte zu sehen. Dieser Vergleich ist ergänzend im Anhang in Abbildung A.18 dargestellt.

Tabelle 8.1 zeigt die Differenzen der Temperatur, der relativen Feuchte und des Niederschlags zwischen nordwestlichem und südöstlichem Teil des Auswertgebietes im Jahresmittel (Δ MAE), ebenso die mittleren absoluten Fehler.

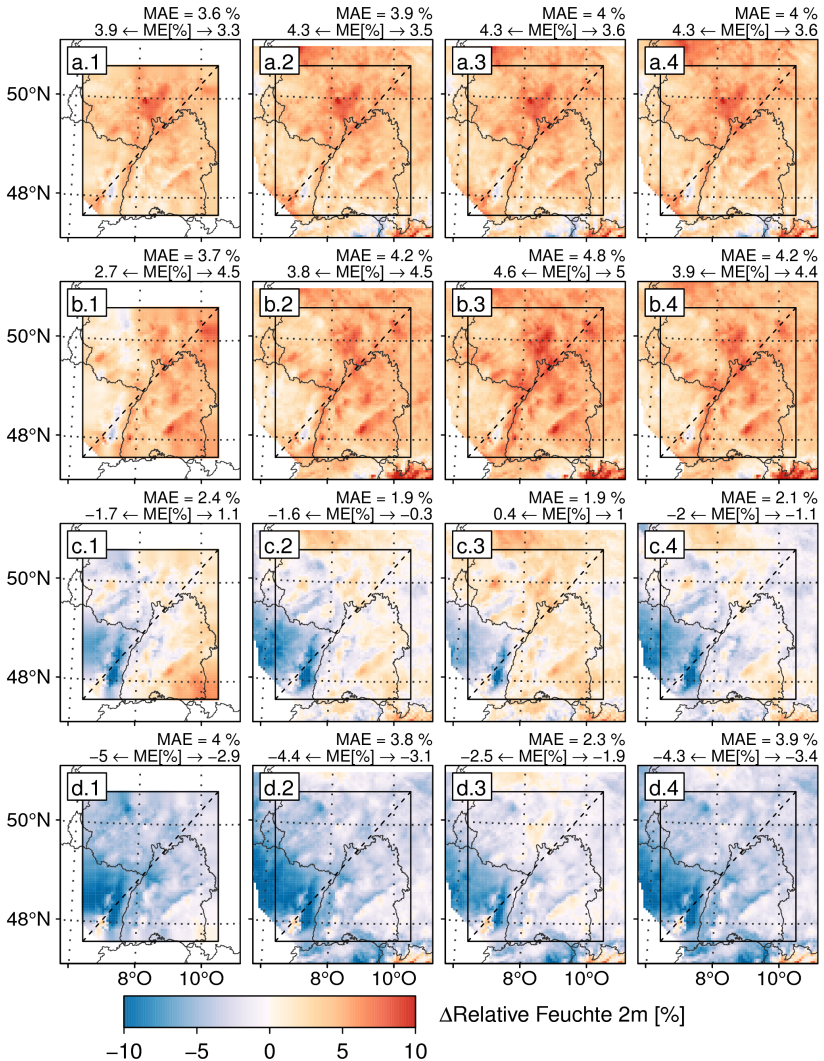


Abbildung 8.2: Differenz der relativen Feuchte der CCLM-Simulationen mit 2.8 km Maschenweite zu HYRAS für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) im Zeitraum 1981–1985. Spalte 1 zeigt den Vergleich für die Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h*, Spalte 2 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h*, Spalte 3 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* und Spalte 4 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_6h*. Der MAE bezieht sich auf das durchgängig umrandete Gebiet. Der ME wird für den nordwestlichen (linker Wert) und südöstlichen (rechter Wert) Teil des Gebietes dargestellt, die mittels der gestrichelten Linie getrennt werden.

Tabelle 8.1: MAE (mittlerer absoluter Fehler) und $|\Delta ME|$ zwischen den Simulationen und HYRAS für die Temperatur, die relative Feuchte und den Niederschlag, gemittelt über alle Jahreszeiten. $|\Delta ME|$ bezeichnet die Differenz des mittleren Fehlers zwischen nordwestlichem und südöstlichem Teil des Auswertgebietes. Vergleiche dazu Abbildung 8.2.

Gitterpunkte und Update-Intervall	140 x 150 6 h	240 x 240 6 h	240 x 240 1 h	400 x 400 6 h
MAE(T) [K]	0.48	0.48	0.37	0.57
MAE(RH) [%]	3.41	3.44	3.25	3.52
MAE(PR) [mm]	39.42	31.75	31.23	27.67
$ \Delta ME(T) $ [K]	0.2	0.29	0.3	0.3
$ \Delta ME(RH) $ [%]	1.83	1.01	0.56	0.74
$ \Delta ME(PR) $ [mm]	51.47	36.34	18.75	17.37

Für die Temperatur ist der MAE von *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* am geringsten, es folgen *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h*, *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_6h*, aber mit geringen Unterschieden. Hinsichtlich der $|\Delta ME|$ sind die Unterschiede ebenfalls gering, das heißt kleiner gleich 0.3 K, sodass die Simulationen bezüglich der Temperatur als gleichwertig eingestuft werden können. Für die relative Feuchte und den Niederschlag sind die Niveaus der MAEs der einzelnen Simulationen nahezu gleich, jedoch unterscheiden sie sich bezüglich ihrer räumlichen Verteilung hinsichtlich des Nordwest-Südost-Gradienten. Hierbei hat *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* im Mittel die geringste Differenz, gefolgt von *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_6h*, *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h*. Es ist zu vermuten, dass bei *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h* die Einschwingphase der Atmosphärenfeuchte bis in den Gebietsmittelpunkt reicht. Dies führt zu dem größeren Nordwest-Südost-Gradienten der relativen Feuchte und des Niederschlags im Vergleich zu den übrigen Testsimulationen. Weitere Unsicherheiten können sich aus den eventuell nicht konsistenten Messdaten ergeben, die bezüglich der Feuchte an der französischen Gren-

ze durchgehend einen Sprung aufweisen. Da dies beim Niederschlag aber nicht der Fall ist, kann an der vorhergehenden Vermutung festgehalten werden. Vergleiche zwischen *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h* ergeben, dass sich die Feuchtegrößen im Jahresmittel nach etwa 60 Gitterpunkten, das heißt circa 170 km bei 2.8 km Maschenweite, an der Hauptanströmseite, das bedeutet in der Westwindzone Mitteleuropas aus westlichen Richtungen, angleichen.

Zusammenfassung und Folgerung Die Sensitivitätsstudien für die Konfiguration von CCLM in Bezug auf die untersuchten Gebietsgrößen und dem Update-Intervall der Randwerte zeigen, dass die Güte der Simulationen hinsichtlich der relativen Feuchte und dem Niederschlag zunimmt, je größer das Gebiet gewählt ist und je häufiger das Update-Intervall am Rand ist. Diese Ergebnisse werden auch in der Literatur beschrieben, vergleiche dazu Abschnitt 3.1.

Um lokale Wärmebelastungen in Baden-Württemberg zu untersuchen, werden deshalb folgende weitere Simulationen mit *ERA-Interim_1st_11km* als Antrieb durchgeführt:

- 1) Eine Simulation von 1979–2015 (genutzt werden 1981–2015) für das in Abbildung 8.1 dargestellte Gebiet mit 240 x 240 Gitterpunkten und 2.8 km Maschenweite bei einstündigem Update der Randwerte. Das SVAT ist dabei TERRA_ML. Die Simulation wird im Folgenden *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* genannt. Mit den aus dieser Simulation berechneten Werten des UTCI werden die Wetterlagen für Baden-Württemberg verknüpft, um die synoptischen Bedingungen für Wärmebelastung zu analysieren (Abschnitt 8.2).
- 2) Fallstudien zweier ausgewählter Sommer im Zeitraum 1981–2015 für das in Abbildung 8.1 dargestellte Gebiet mit 400 x 400 Gitterpunkten und 2.8 km Maschenweite bei einstündigem Update der Randwerte. Die Auswahl der Sommer erfolgt unter anderem anhand der Simulation aus Punkt 1. Die Simulationen werden in Abschnitt 8.3 beschrieben. Da für die „kurzen“

Fallstudien jeweils ein weiteres Nest mit 925 m Maschenweite (0.00833°) simuliert wird, reichen 240×240 Gitterpunkte nicht aus, weil die Ränder der 925 m-Simulationen zu nahe an deren Randzonen liegen, deshalb wird hier mit 400×400 Gitterpunkten gerechnet.

8.2 Synoptische Bedingungen

Um die synoptischen Bedingungen für Wärmebelastung in Südwestdeutschland zu charakterisieren, wird die OWLK des DWD genutzt; eine Beschreibung befindet sich in Abschnitt 5.2. Mit dem Fokus auf Baden-Württemberg wird der Gebietsmittelpunkt im Vergleich zum Standardgebiet (vergleiche Abbildung 5.1) verschoben, sodass das 3-fach gewichtete innere Gebiet über Baden-Württemberg liegt (Abbildung 8.3, a). Dadurch kann die Feuchtereferenz nicht mehr genutzt werden, da diese für das Standardgebiet gilt. Somit reduziert sich die Anzahl der Klassen vorerst auf 20. Um die Anströmrichtung exakter zu bestimmen, werden die vier 90° umfassenden Klassen SW, NW, NO und SO (siehe Abschnitt 5.2) in 8 Anströmrichtungen \grave{a} 45° aufgeteilt. Diese sind Südsüdwest (SSW = $[180^\circ, 225^\circ]$), Westsüdwest (WSW = $[225^\circ, 270^\circ]$), Westnordwest (WNW = $[270^\circ, 315^\circ]$), Nordnordwest (NNW = $[315^\circ, 360^\circ]$), Nordnordost (NNO = $[0^\circ, 45^\circ]$), Ostnordost (ONO = $[45^\circ, 90^\circ]$), Ostsüdost (OSO = $[90^\circ, 135^\circ]$) und Südsüdost (SSO = $[135^\circ, 180^\circ]$). Die Advektionsklasse XXX (vorher XX) wird angegeben, wenn der Windsektor mit den meist gezählten Gitterpunkten weniger als die Hälfte (vorher zwei Drittel) der Gesamtanzahl der Gitterpunkte besitzt. Damit ergeben sich für die indifferente Klasse eine ähnliche Anzahl an Ereignissen wie in Kombination mit 4 Windrichtungen \grave{a} 90° . Mit 9 Advektions- und 4 Zyklonalitätsklassen ergeben sich damit 36 Wetterlagenklassen, wobei die ersten 3 Buchstaben die Hauptanströmrichtung und die zwei folgenden den Zyklonalitätsindex darstellen. SSWZA bedeutet beispielsweise eine Wetterlage mit Südsüdwestanströmung, Zyklonalität in 950 hPa und Antizyklonalität in 500 hPa.

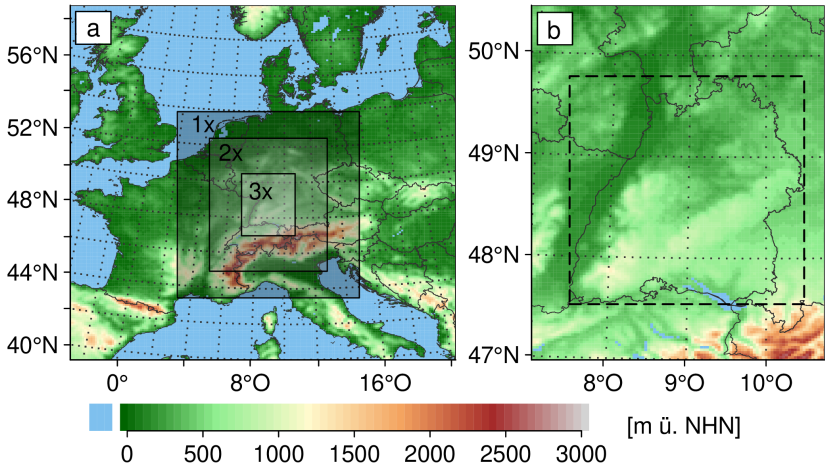


Abbildung 8.3: Gebiet der objektiven Wetterlagenklassifikation mit den Wichtungsfaktoren der Teilbereiche (a) sowie inneres Gebiet mit Untersuchungsgebiet (gestrichelt umrandeter Bereich) zur Charakterisierung von Bedingungen für Hitzestress in Baden-Württemberg (b).

Die OWLK wird mit der in Kapitel 5 evaluierten Simulation *ERA-Interim_Ist_11km* durchgeführt, die keine signifikanten Abweichungen hinsichtlich der Wetterlagen im Vergleich zu den DWD-Analysen im Standardgebiet für den Zeitraum 1981–2000 zeigt (vergleiche Tabelle B.1 im Anhang). Ein Vergleich für den Zeitraum 1981–2015 ergibt ebenfalls keine signifikanten Abweichungen. Als Verknüpfung mit dem UTCI werden die Daten der im vorigen Abschnitt beschriebenen Simulation mit 2.8 km Maschenweite und 240 x 240 Gitterpunkten genutzt (*ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h*), welche als Nest von *ERA-Interim_Ist_11km* mit dieser korreliert ist. Der Untersuchungszeitraum ist der komplett zur Verfügung stehende Zeitraum von 1981–2015. Als Untersuchungsgebiet wird Baden-Württemberg mit angrenzenden Bereichen verwendet (gestrichelt umrandeter Bereich aus Abbildung 8.3, b), welche innerhalb des inneren Gebiets der OWLK liegen. Tabelle 8.2 zeigt die Auftretenshäufigkeit der verschiedenen Wärmebelastungsklassen des UTCI als Mittelwert der Jahre 1981–2015; vergleiche Abbildung 2.1 für die Zuordnung

Tabelle 8.2: Tage sowie Standardabweichung pro Jahr, Sommerhalbjahr (SHJ; 15. April bis 15. September) und Sommer (JJA) von 1981–2015, in denen die angegebenen Wärmebelastungsklassen erreicht werden. Die Berechnung erfolgt anhand des räumlichen Mittelwertes aller im Untersuchungsgebiet (gestrichelt umrandeter Bereich im inneren Gebiet der OWLK, siehe Abbildung 8.3, b) liegenden Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 300 m über NHN.

Zeitraum	Tage mit $UTCI_{max} \geq$		
	26 °C	32 °C	38 °C
Jahr	91.2 ± 12.1	29.7 ± 9.0	3.2 ± 3.3
SHJ	88.9 ± 11.7	29.7 ± 9.0	3.2 ± 3.3
Sommer	60.2 ± 7.8	25.1 ± 8.5	3.2 ± 3.3

der Werte des UTCI zu den thermischen Belastungsklassen. An circa 25 % der Tage pro Jahr, 49 % der Tage im Sommerhalbjahr und 65 % der Tage im Sommer tritt im Durchschnitt Wärmebelastung auf. Die Häufigkeiten entsprechen dem Mittelwert aller im Untersuchungsgebiet liegenden Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 300 m über NHN, sodass sie die in Baden-Württemberg am stärksten wärmebelasteten Regionen repräsentieren. Tage mit starker Wärmebelastung treten außerhalb des Sommerhalbjahres selten auf. Im Sommerhalbjahr wird im Schnitt an jedem sechsten Tag starke Wärmebelastung erreicht, im Sommer an jedem dritten bis vierten Tag. Sehr starke Wärmebelastung tritt fast ausschließlich im Sommer auf, im Mittel an circa 3.5 % der Tage. Da sich starke und vor allem sehr starke Wärmebelastungen meist auf den Sommer beschränken, wird im Folgenden (und in den weiteren Abschnitten) meist nur noch der Sommer betrachtet, um diese Ereignisse detaillierter untersuchen zu können.

Abbildung 8.4 zeigt die sommerlichen Wetterlagen hinsichtlich der Anströmrichtung und deren Zusammenhänge mit den Wärmebelastungsklassen des UTCI. Hauptanströmrichtung im Sommer ist im Mittel WSW (31 %) vor undefinierter Anströmung (27 %) und WNW (22 %). Dahinter folgen NNW und SSW mit jeweils circa 7 %. Anströmung mit einer Komponente aus West kommt im Mittel an 67 % der Tage vor, Advektion aus einer der 4 Richtungen

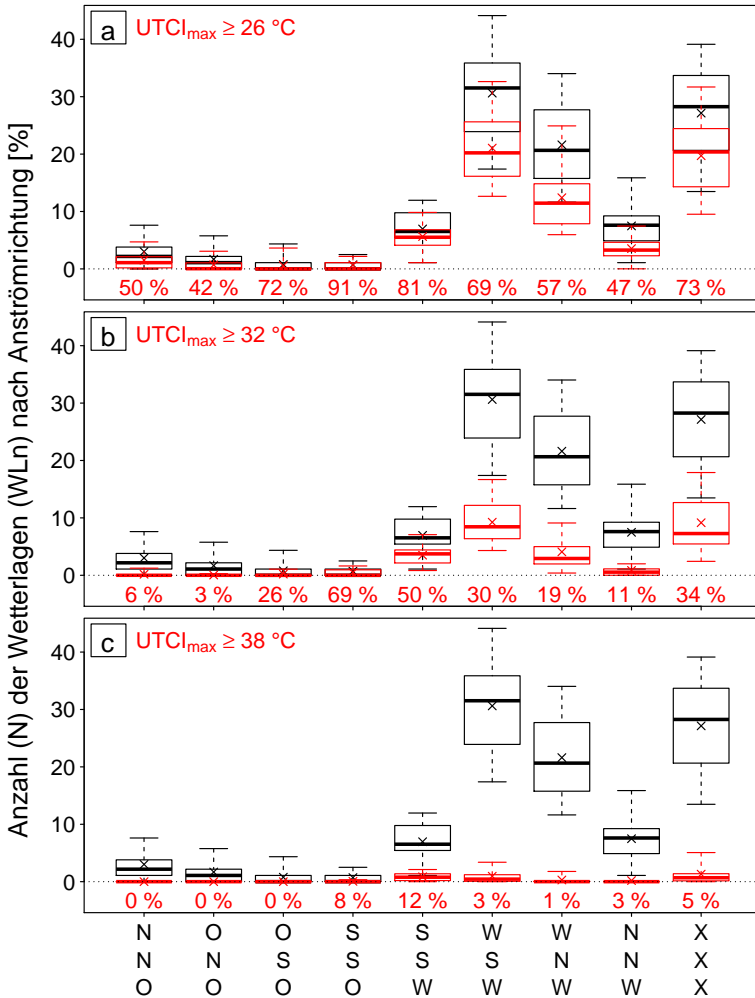


Abbildung 8.4: Die schwarzen Boxplots zeigen das Vorkommen (N) der nach Advektion geordneten Wetterlagen für die Sommer (JJA) im Zeitraum 1981–2015. Der Boxplot beinhaltet die Schwankungen zwischen den Jahren; ein Beispielboxplot befindet sich in Abbildung 4.6. Die roten Boxplots stellen den Advektionslagen zugeordnete Häufigkeiten des Erreichens der jeweiligen Belastungsklasse (a–c) des UTCI dar. Die Berechnung erfolgt anhand des räumlichen Mittelwertes aller im Untersuchungsgebiet liegenden Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 300 m über NHN. Die roten Zahlen unter der 0%-Linie geben die relative Häufigkeit des Erreichens einer Wärmebelastungsklasse der jeweiligen Wetterlage im Verhältnis zu ihrem eigenen Vorkommen an.

mit Ostkomponente an 6 % der Tage, Anströmung mit Nordkomponente gibt es an 34 % der Tage und Advektion mit einer Südkomponente findet an knapp 39 % der Tage statt.

Die meisten Tage mit Wärmebelastung entstehen bei Anströmung aus WSW und undefinierten Richtungen, danach folgt Anströmung aus WNW. Bei 91 % der Wetterlagen aus SSO, 81 % der Wetterlagen aus SSW und 73 % der Wetterlagen mit undefinierten Anströmrichtungen wird Wärmebelastung im Sommer erreicht. Die meisten Tage mit starker Wärmebelastung entstehen bei der Advektion aus WSW, undefinierten Richtungen und WNW (in dieser Reihenfolge). Insgesamt entstehen die Hälfte der Wetterlagen mit einem UTCI größer gleich 32 °C aus Klassen mit mindestens einer Komponente aus Süden (OSO, SSO, SSW und WSW) und knapp zwei Drittel aus Klassen mit mindestens einer Komponente aus Westen (SSW, WSW, WNW und NNW). Etwa 69 % der Wetterlagen aus SSO, 50 % der Wetterlagen aus SSW und 34 % der Wetterlagen mit undefinierten Anströmrichtungen führen zu mindestens starker Wärmebelastung. Die Wahrscheinlichkeit für starke Wärmebelastung ist somit bei Wetterlagen mit zwei Advektionskomponenten aus Süden (SSW und SSO) am größten. Dabei werden feuchtwarme Luftmassen aus dem Mittelmeerraum nach Norden advehiert. Die meisten Tage mit sehr starker Wärmebelastung entstehen bei Anströmrichtungen aus SSW, WSW und undefinierten Richtungen. Insgesamt ergeben sich die Hälfte der Wetterlagen mit sehr starker Wärmebelastung aus Klassen mit mindestens einer Komponente aus Süden (OSO, SSO, SSW und WSW) sowie knapp zwei Drittel aus Klassen mit mindestens einer Komponente aus Westen (SSW, WSW, WNW und NNW). Etwa 12 % der Wetterlagen aus SSW, 8 % der Wetterlagen aus SSO sowie 5 % der Wetterlagen mit undefinierten Anströmrichtungen führen zu sehr starker Wärmebelastung.

Abbildung 8.5 zeigt die sommerlichen Wetterlagen hinsichtlich der Zyklonalität und deren Zusammenhang mit den Wärmebelastungsklassen des UTCI. Am häufigsten kommen im Sommer rein antizyklonale Lagen (AA) mit 44.5 % vor, Antizyklonalität in Bodennähe in Verbindung mit Zyklonalität in der Höhe

kommt in 28 %, Zyklonalität in Bodennähe in Verbindung mit Antizyklonalität in 500 hPa in 14 % sowie rein zyklonale Wetterlagen in 14,5 % der Fälle vor. Insgesamt gibt es an 72,5 % der Tage antizyklonale Wetterlagen in Bodennähe sowie an circa 58,5 % in 500 hPa.

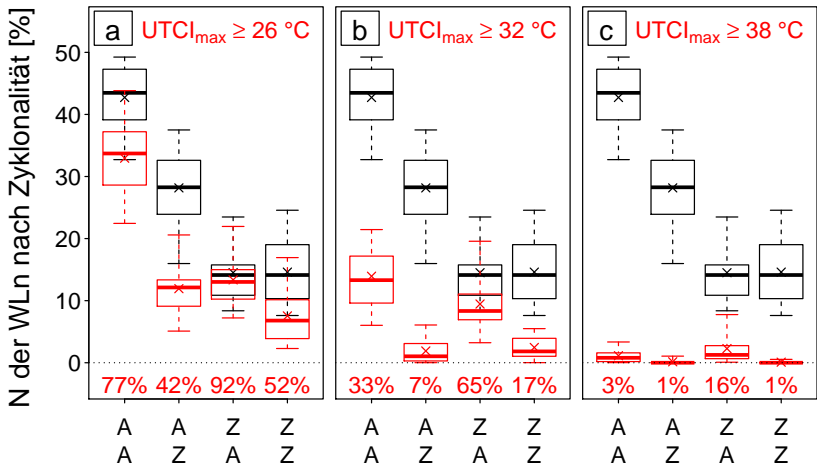


Abbildung 8.5: Die schwarzen Boxplots zeigen das Vorkommen (N) der nach Zyklonalität geordneten Wetterlagen für die Sommer (JJA) im Zeitraum 1981–2015. Der Boxplot beinhaltet die Schwankungen zwischen den Jahren; ein Beispielboxplot befindet sich in Abbildung 4.6. Die roten Boxplots stellen den Advektionslagen zugeordnete Häufigkeiten des Erreichens der jeweiligen Belastungsklasse (a–c) des UTCI dar. Die Berechnung erfolgt anhand des räumlichen Mittelwertes aller im Untersuchungsgebiet liegenden Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 300 m über NHN. Die roten Zahlen unter der 0%-Linie geben die relative Häufigkeit des Erreichens einer Wärmebelastungsklasse der jeweiligen Wetterlage im Verhältnis zu ihrem eigenen Vorkommen an.

Die meisten Tage mit Wärmebelastung treten bei rein antizyklonalen Wetterlagen auf, gefolgt von Wetterlagen mit Zyklonalität in 950 hPa und Antizyklonalität in 500 hPa sowie umgekehrt. Insgesamt 92 % der Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in der Höhe sowie 77 % der rein antizyklonalen Wetterlagen führen zu Wärmebelastung im Sommer. Mindestens starke Wärmebelastung resultiert ebenfalls am häufigsten aus Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe. Insgesamt stammen etwa

84 % aller Ereignisse mit einem UTCI größer gleich 32 °C aus Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe. Dabei führen 65 % der Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in der Höhe sowie 33 % der rein antizyklonalen Wetterlagen zu mindestens starker Wärmebelastung. Die meisten Tage mit sehr starker Wärmebelastung resultieren aus Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in 500 hPa, gefolgt von rein antizyklonalen Wetterlagen. Etwa 93 % aller Ereignisse mit sehr starker Wärmebelastung gehen auf Wetterlagen mit Antizyklonalität in 500 hPa zurück. Bei 16 % der Wetterlagen mit Zyklonalität in Bodennähe und Antizyklonalität in der Höhe tritt sehr starke Wärmebelastung auf, bei rein antizyklonalen Wetterlagen sind es 3 %.

Tabelle 8.3: Top 10 der sommerlichen Wetterlagen von 1981–2015, bei denen ein UTCI größer gleich 32 °C erreicht wird. Die Wetterlagen sind nach absoluter (Tage pro Jahr; jeweils links) sowie relativer Häufigkeit (Anzahl (N) pro Wetterlage (WL); jeweils rechts) geordnet. Relative Häufigkeit bedeutet das Vorkommen einer Wetterlage mit Wärmebelastung relativ zur ihrem spezifischen Gesamtorkommen.

WL	MW±STD [Tage/JJA]	N/WL *100 [%]	WL	MW±STD [Tage/JJA]	N/WL *100 [%]
WSWAA	4.5 ± 2.4	36	NNWZA	0.2 ± 0.9	86
XXXAA	3.2 ± 2.9	39	SSWZA	1.8 ± 1.1	75
XXXZA	3.0 ± 2.5	64	SSOZA	0.3 ± 0.7	75
WNWAA	2.6 ± 2.2	25	WNWZA	0.6 ± 1.4	69
WSWZA	2.4 ± 1.7	57	XXXZA	3.0 ± 2.5	64
SSWZA	1.8 ± 1.1	75	SSOAA	0.0 ± 0.2	62
XXXZZ	1.7 ± 1.6	23	SSWAA	0.9 ± 1.0	59
SSWAA	0.9 ± 1.0	59	WSWZA	2.4 ± 1.7	57
WSWAZ	0.8 ± 0.9	10	SSOZZ	0.1 ± 0.2	51
WSWZZ	0.7 ± 1.1	18	XXXAA	3.2 ± 2.9	39

Tabelle 8.3 zeigt die Top10-Wetterlagen für Ereignisse mit mindestens starker Wärmebelastung. Diese wird am häufigsten bei den Wetterlagenklassen

WSWAA, XXXAA und XXXZA erreicht. Insgesamt kommen unter den Top 6 der absoluten Vorkommen nur Klassen mit Antizyklonalität in der Höhe vor. Advektionsklassen mit Ostkomponenten sind in den Top 10 der absoluten Vorkommen nicht vorhanden, da Wetterlagen mit Ostanströmung allgemein selten sind. Hinsichtlich der Häufigkeit der Wetterlagen bezüglich ihres eigenen Vorkommens, wird die Top 10 von NNWZA, SSWZA und SSOZA angeführt. Circa 83 % der Ereignisse von NNWZA stammen hierbei aus dem Jahr 2003, wobei aus 94 % dieser Ereignisse auch sehr starke Wärmebelastungen resultieren, bei allerdings geringer Auftretenshäufigkeit insgesamt.

Abbildung 8.6 zeigt die mittleren Tagesmaxima des UTCI in Verbindung mit den Zyklonalitäts- und Advektionsklassen. Im Jahresmittel werden bei südlichen Anströmrichtungen die höchsten Werte des UTCI erreicht, das heißt 21.5 °C bei SSW sowie circa 19 °C bei SSO und WSW. Die geringsten mittleren Tagesmaxima des UTCI ergeben sich im Jahresmittel bei Anströmungen aus ONO und NNO. Im Sommer werden die höchsten Werte mit im Mittel über 33 °C bei SSO sowie mit circa 32 °C bei SSW erreicht. Der geringsten Werte entstehen im Sommer bei Wetterlagen aus ONO, NNO sowie NNW. Die relativ hohe Bandbreite bei den Wetterlagen mit östlichen Komponenten entsteht aus den geringen Auftrittshäufigkeiten sowie im Jahresmittel aufgrund der größeren Spannbreite der Werte als im Sommer, obwohl die Stichprobe dort größer ist. Hinsichtlich der Zyklonalität werden im Jahresmittel und im Sommer die höchsten mittleren Tagesmaxima des UTCI bei zyklonalen Verhältnissen in Bodennähe sowie antizyklonalen Verhältnissen in der Höhe mit circa 22.5 °C beziehungsweise 33 °C erreicht. Bei rein antizyklonalen Verhältnissen ergeben sich etwa 17 °C beziehungsweise knapp 30 °C im Jahresmittel beziehungsweise im Sommer.

Die in diesem Abschnitt gewonnenen Ergebnisse korrelieren trotz unterschiedlichen Zeiträumen, OWLK-Gebieten sowie der hier verwendeten Erweiterung der OWLK gut mit den Ergebnissen von Hackenbruch (2018) und Sedlmeier (2015), welche die OWLK in Zusammenhang mit dem Auftreten

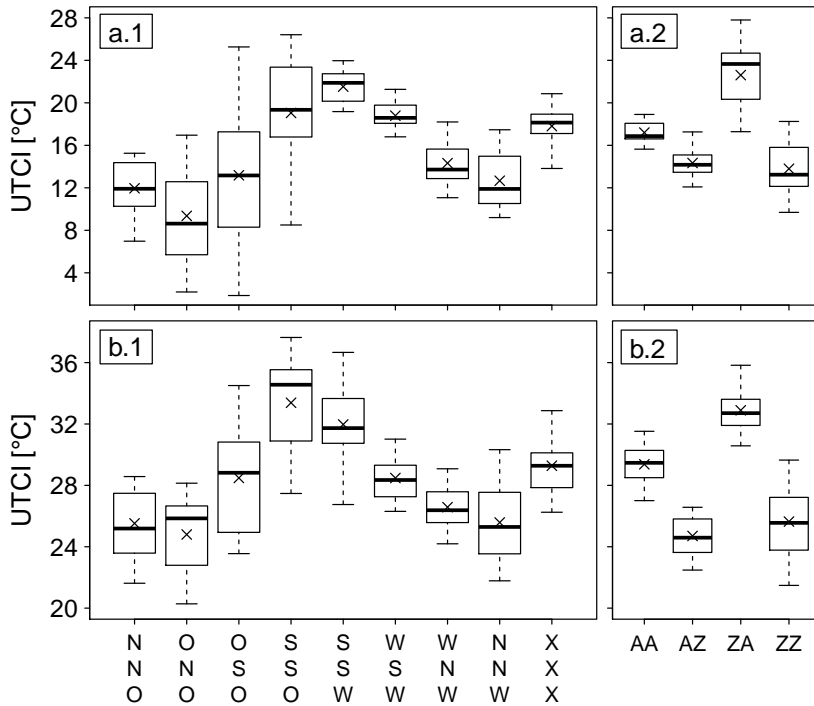


Abbildung 8.6: Mittlere Tagesmaxima des UTCI bei verschiedenen Anströmrichtungen (Spalte 1) sowie Zyklonalitätsklassen (Spalte 2) ganzjährig (a) und im Sommer (b). Der Boxplot beinhaltet die Schwankungen innerhalb der betrachteten Zeiträume; ein Beispielboxplot befindet sich in Abbildung 4.6.

der städtischen Wärmeinsel beziehungsweise heißen und trockenen Extremen untersuchten.

Zusammenfassung der Ergebnisse Mäßige Wärmebelastung kann im Sommer bei allen Zyklonalitäts- und Advektionsklassen auftreten. Bei circa 83 % der Wetterlagen mit zwei Südkomponenten in der Anströmungsrichtung, das heißt Südsüdost und Südsüdwest, kommt es mindestens einmal am Tag zu Wärmebelastung. Jedoch tritt beispielsweise die Anströmung aus Südsüdost

sehr selten auf. Die meisten Tage mit starken Wärmebelastungsereignissen treten bezüglich der Anströmrichtung bei Südwestwetterlagen (SSW und WSW) auf, da die Anströmung aus Westsüdwest am häufigsten vorkommt und die Hälfte der Wetterlagen aus Südsüdwest zu mindestens starker Wärmebelastung führen. Die meisten Tage mit sehr starken Wärmebelastungsereignissen stellen mit etwa der Hälfte aller Ereignisse die Südwestwetterlagen dar. Alle Wetterlagen mit Westkomponenten (SSW, WSW, WNW, und NNW) führen zu insgesamt zwei Drittel der Ereignisse. Die höchsten mittleren Tagesmaxima des UTCI weisen im Sommer Wetterlagen mit 2 Südkomponenten auf, das heißt SSO sowie SSW mit über 33 °C beziehungsweise circa 32 °C.

Hinsichtlich der Zyklonalität führen die Ereignisse mit Antizyklonalität in der Höhe zu den häufigsten Ereignissen mit Wärmebelastung. Bei etwa 80 % der Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe tritt Wärmebelastung im Sommer auf. In Verbindung mit Zyklonalität in Bodennähe ergeben sich bei 65 % der antizyklonalen Wetterlagen in der Höhe Werte des UTCI größer gleich 32 °C und ungefähr bei 18 % Werte des UTCI größer gleich 38 °C. Bei 88 % der mindestens mäßigen, 91 % der starken und 97 % der sehr starken Wärmebelastungsereignisse im Sommer herrschen antizyklonale Verhältnisse in der Höhe. Die höchsten mittleren Tagesmaxima des UTCI werden bei Wetterlagen mit zyklonalen Verhältnissen in Bodennähe sowie antizyklonalen Verhältnissen in der Höhe mit im Sommer circa 33 °C erreicht, gefolgt von rein antizyklonalen Verhältnissen mit knapp 30 °C.

Während sehr starke Wärmebelastungsereignisse hinsichtlich der Zyklonalität eindeutig Antizyklonalität in der Höhe zugeordnet werden können, verhält es sich bezüglich der Anströmrichtung indifferenter. Beispielsweise stammen alle Ereignisse aus Nordnordwest (vergleiche Abbildung 8.4, Teilbild c) aus dem heißen Sommer 2003. Bezüglich der Anströmrichtung muss deshalb die vorherige räumliche Verteilung der Wärmebelastung mit berücksichtigt werden. Darauf lassen auch die nicht unerhebliche Anzahl von Wärmebelastungsereignissen bei undefinierten Anströmrichtungen schließen. Somit kann hinsichtlich der OWLK Antizyklonalität in der Höhe als stärkste synoptische

Bedingung für Wärmebelastungsereignisse in Baden-Württemberg angesehen werden, speziell von starker und sehr starker Wärmebelastung. Bei Betrachtung der mittleren Tagesmaxima des UTCI werden bei Anströmrichtungen mit 2 Südkomponenten die höchsten Werte erreicht. Bezüglich Zyklonalität die Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe.

8.3 Lokale Modifikationen der Wärmebelastung

Im Folgenden werden die lokalen Effekte von kleinskaligen Gegebenheiten an der Erdoberfläche auf die Wärmebelastung im Sommer anhand der Simulationen mit konvektionserlaubenden Maschenweiten von 2.8 km, sowie für zwei ausgewählte Sommer auch mit 925 m horizontaler Maschenweite, untersucht. Ebenso werden Beobachtungsdaten zur Validierung der Eingangsgrößen für die Berechnung des UTCI genutzt. Abschnitt 8.3.1 beschäftigt sich mit dem Einfluss der urbanen Effekte auf den thermischen Komfort des Menschen am Beispiel der Städte Karlsruhe und Freiburg. In Abschnitt 8.3.2 wird am Beispiel des „Höllentälers“ der Einfluss eines durch das Relief induzierten, lokalen Windsystems auf das Stadtklima und den thermischen Komfort untersucht. Die Auswahl der zwei Fallstudien, das heißt der beiden zu simulierenden Sommer, erfolgt zum einen anhand der Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in den Jahren 1981–2015 und zum anderen hinsichtlich der Verfügbarkeit von Messdaten, um beispielsweise den urbanen Effekt aus den Simulationen mittels Beobachtungsdaten vergleichen zu können.

Abbildung 8.7 zeigt auf Basis der Simulation *ERA-Interim_1st_11km* die Anzahl der antizyklonalen Wetterlagen in 500 hPa (XA) für die Jahre 1981–2015 und auf Basis des Nests *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* die Anzahl der Überschreitungen einer bestimmten Wärmebelastungsklasse des UTCI für den jeweiligen Sommer, berechnet anhand des Mittelwertes aller im Untersuchungsgebiet liegenden Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 300 m über NHN. Dieses ist, wie im vorigen Abschnitt, Baden-Württemberg und umgebende Bereiche (vergleiche Abbildung 8.3, b). Die

Anzahl der antizyklonalen Wetterlagen in der Höhe zeigt dabei mit der Anzahl der Tagesmaxima des UTCI größer gleich 32 °C beziehungsweise 38 °C Korrelationskoeffizienten größer als 0.6. Insbesondere im Hitzesommer 2003 haben beide Kriterien ein Maximum, das sich von den übrigen Jahren abhebt. Deshalb findet die erste Fallstudie für den Sommer 2003 statt. Der lineare Anstieg der Tage mit starker beziehungsweise sehr starker Wärmebelastung beträgt 0.16 beziehungsweise 0.13 pro Sommer zwischen 1981 und 2015.

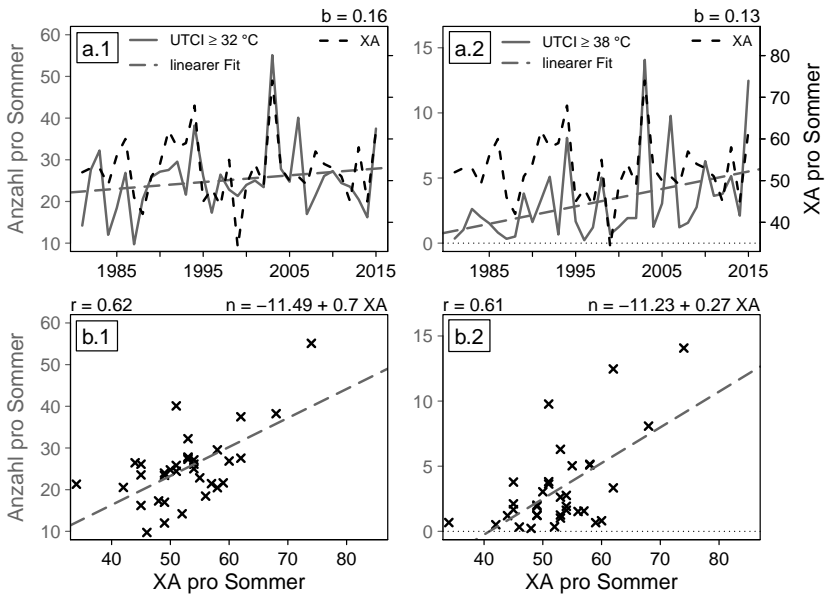


Abbildung 8.7: Anzahl der Tagesmaxima des UTCI mit mindestens 32 °C (a.1) und 38 °C (a.2) in den Sommern 1981–2015 sowie die Häufigkeit antizyklonaler Wetterlagen in 500 hPa (XA) im jeweiligen Sommer. Die unteren Teilbilder (b) zeigen die Korrelationen zwischen den genannten Größen anhand des Korrelationskoeffizienten r nach Pearson.

Abbildung 8.8 zeigt die mittlere Anzahl der Tage pro Sommer von 1981–2015, an denen mindestens mäßige, starke und sehr starke Wärmebelastung erreicht wird, hochaufgelöst auf der Fläche. Wärmebelastung wird in der Oberrheinebene im Sommer im Mittel an circa zwei Drittel aller Tage

erreicht, starke Wärmebelastung an gut einem Viertel der Tage und sehr starke Wärmebelastung noch an maximal 7 Tagen im Mittel. Wie aus Abbildung 8.7 zu entnehmen ist, können die Werte je nach Witterungscharakter des jeweiligen Sommers stark variieren. Die häufigsten Vorkommen sehr starker Wärmebelastung werden am südlichen Oberrhein erreicht. Urbane Messdaten der Temperatur und relativen Feuchte stehen für Karlsruhe vom August 2015 an drei verschiedenen Standorten zur Verfügung (Hackenbruch, 2018). Deshalb wird die zweite Fallstudie für den Sommer 2015 gerechnet, welcher ebenfalls einige Tage mit sehr starker Wärmebelastung aufweist (Abbildung 8.7).

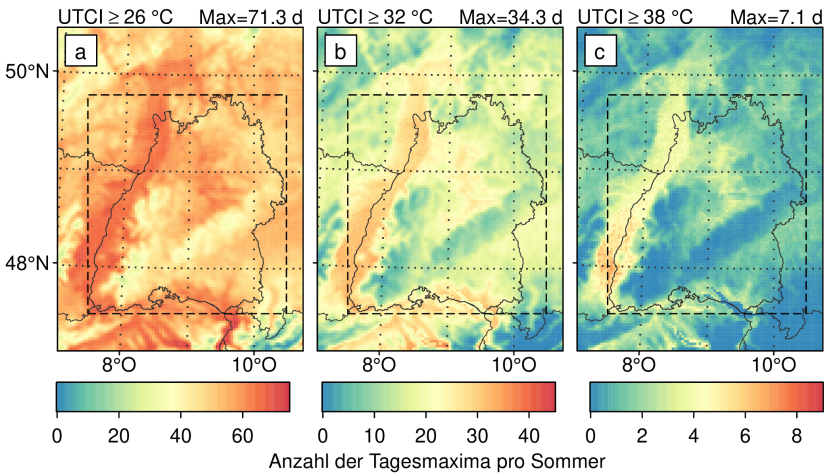


Abbildung 8.8: Mittlere Anzahl der Tage („d“) pro Sommer von 1981–2015, an denen mäßige (a), starke (b) und sehr starke Wärmebelastung (c) erreicht wird. Die Maxima (Max) beziehen sich auf den gestrichelt umrandeten Bereich (Untersuchungsgebiet).

Abbildung 8.9 (a) zeigt die Rechengebiete für die zwei Fallstudien. Dabei werden für jeden Sommer zwei Simulationen mit 2.8 km Maschenweite und 400 x 400 Gitterpunkten gerechnet. Eine der Simulationen wird als Referenz mit dem SVAT TERRA_ML (*ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_ML*) und die andere mit TERRA_URB (Wou-

ters et al. (2017); *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB*) gekoppelt, womit urbane Effekte dargestellt werden können. *TERRA_URB* stellt eine Modifizierung von *TERRA_ML* dar. Die Antriebsdaten für die 2.8 km-Simulationen sind stündliche Werte von *ERA-Interim_1st_11km*. Für die mit *TERRA_URB* gekoppelten Simulationen wird zusätzlich jeweils ein Nest mit 925 m Maschenweite und 480 x 480 Gitterpunkten simuliert (*ERA-Interim_3rd_925m*). Mit der Erhöhung der horizontalen Auflösung wird auch die vertikale Schichtenanzahl von 50 auf 76 erhöht. Die 2.8 km-Simulationen werden von Mai bis August gerechnet, ausgewertet werden Juni bis August. Die 925 m-Simulationen werden von Juni bis August gerechnet und ausgewertet.

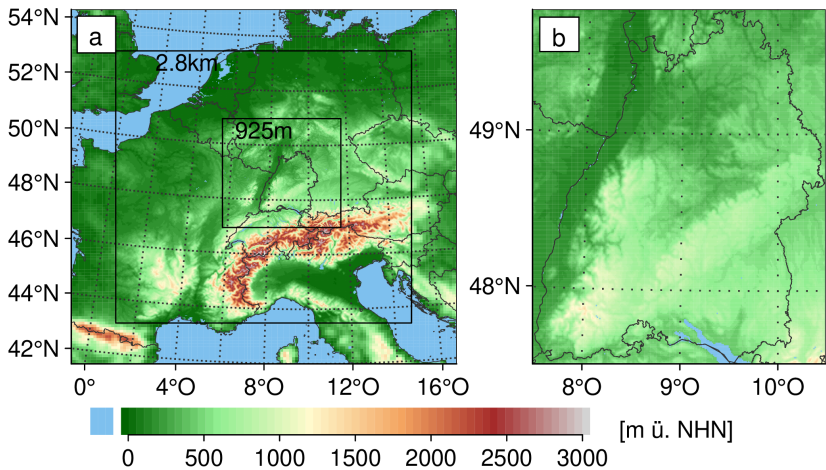


Abbildung 8.9: Rechengebiete zur Untersuchung lokaler Windsysteme und urbaner Effekte mit den horizontalen Auflösungen 2.8 km und 925 m (a) sowie Zoom auf Baden-Württemberg bei 925 m Auflösung (b).

8.3.1 Urbaner Einfluss auf die Wärmebelastung am Beispiel von Karlsruhe und Freiburg

Die städtische Wärmeinsel (UHI, engl.: urban heat island) ist als positive horizontale Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland definiert und von verschiedenen Einflussfaktoren abhängig (Kuttler, 2008). Diese sind der Wolkenbedeckungsgrad, die Windgeschwindigkeit, die anthropogene Wärmeemission, die atmosphärische Gegenstrahlung, das Bowen-Verhältnis, die Einwohnerzahl, die Horizontüberhöhung (engl.: sky view factor), das Verhältnis der Höhe der Straßenrandbebauung zur Straßenbreite, der Oberflächenversiegelungsanteil sowie die Grün- und Wasserflächenanteile bezüglich der Gesamtfläche. Die städtische Wärmeinsel kann von unten nach oben in die Boden-, Stadthindernisschicht- und Stadtgrenzschichtwärmeinsel unterteilt werden, wobei die Stadthindernisschicht diejenige zwischen Boden und mittlerer Gebäudehöhe darstellt (Kuttler, 1998). Bei austauscharmen Wetterlagen kann sich bei der hauptsächlich nächtlich auftretenden städtischen Überwärmung über entsprechende Luftleitbahnen eine stadteinwärts gerichtete konvergente bodennahe Luftströmung entwickeln, die Flurwind oder UHI-Zirkulation genannt wird (Hidalgo et al., 2008). Von einem Urban Moisture Excess (UME) wird gesprochen, wenn die Taupunkttemperatur im Umland unterschritten wird und der Dampfdruck in der Stadt höher ist. Dies passiert insbesondere während austauscharmer Wetterlagen im Sommer abends früher sowie nachts häufiger im Umland als in der Stadt (Kuttler et al., 2007).

CCLM kann stadtklimatische Effekte, wie beispielsweise die UHI, bei Kopplung mit den SVATs TERRA_ML oder VEG3D nicht, beziehungsweise nur unzureichend, in den Ergebnissen wiedergeben. Das Stadthindernis-Landoberflächenschema (engl.: urban-canopy land-surface scheme) TERRA_URB, eine Modifizierung beziehungsweise Erweiterung von TERRA_ML, enthält urbane physikalische Parametrisierungen und ist dadurch in der Lage stadtklimatische Einflüsse realistischer darzustellen. Zusätzlich werden Eingangsdaten für den anthropogenen Wärmeinput und den Oberflä-

chenversiegelungsgrad benötigt. Diverse Studien (Wouters et al., 2015, 2016; Trusilova et al., 2016; Demuzere et al., 2017) zeigen die erfolgreiche Darstellung urbaner Effekte anhand beispielweise der Temperatur mit der Kopplung von CCLM und TERRA_URB. Zusammengefasst enthält TERRA_URB folgende Neuerungen beziehungsweise Modifizierungen (Wouters et al., 2017):

- Anthropogene Wärmeemissionen werden berücksichtigt. Der anthropogene Wärmefluss wird dabei abhängig von Breitengrad, Jahresgang und Tagesgang nach einem Ansatz von Flanner (2009) auf Basis eines Jahresmittelwertes (Eingangsdaten) berechnet.
- Die Verdunstung von versiegelten Oberflächen wird mittels einer Dichteverteilung von Wasserflächen dargestellt (Wouters et al., 2015).
- Die Stadthindernisschicht wird mit einem Bulk-Ansatz repräsentiert, das heißt mit geeigneten Werten für die Parameter Albedo, Emissivität, Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit und aerodynamische Rauigkeitslänge (Wouters et al., 2016).
- Für Strömungshindernisse (engl.: bluff bodies), das heißt beispielsweise Gebäude, wird eine thermische Rauigkeitslängenparametrisierung verwendet (Brutsaert, 1982; Kanda et al., 2007; Demuzere et al., 2008).
- Um die Stadt neben natürlichen Oberflächen aufzulösen wird ein „poor man’s tile approach“ verwendet.
- Gebäude und befestigte Oberflächen, wie zum Beispiel Straßen, werden über dem natürlichen Boden dargestellt, anstatt sie mit einer eigenen Landnutzungs-kategorie zu versehen.

Zudem wird für die Verdunstung von vegetationslosem Boden eine neue Parametrisierung auf Basis eines Widerstand-Ansatzes empfohlen und genutzt (Schulz und Vogel, 2016).

Da der UTCI mit den zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten in urbaner Umgebung aufgrund fehlender Strahlungs- und Bedeckungsdaten nicht berechnet werden kann, werden zunächst die großteils vorhandenen Daten der Temperatur und relativen Feuchte betrachtet.

Die tageszeitabhängigen Differenzen der Temperatur und relativen Feuchte zwischen *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_ML* zeigt Abbildung 8.10 für den Sommer 2015. Dabei ergeben sich tagsüber geringe Differenzen zwischen den beiden Simulationen, nachts dagegen größere Unterschiede aufgrund des urbanen Effekts auf die Temperatur und Feuchte. Deutlich zu erkennen sind beispielsweise die urbanen Einflüsse von Mannheim, Stuttgart, Basel, Straßburg sowie des Rhein-Main-Gebietes. Im Folgenden werden die urbanen Einflüsse der Städte Karlsruhe und Freiburg betrachtet. Die Untersuchungsgebiete sind durch die schwarzen Rechtecke in Abbildung 8.10 gekennzeichnet. Es werden ausschließlich die mit dem SVAT *TERRA_URB* gekoppelten Simulationen betrachtet.

Karlsruhe

Das Karlsruher Stadtgebiet liegt überwiegend in der Oberrheinebene, grenzt im Westen an den Rhein und umfasst im Osten noch kleine Bereiche des Hügellandes am Übergang zwischen Nordschwarzwald und südlichem Kraichgau. Abbildung 8.11 zeigt den Landnutzungsindex (LU, engl.: land use index), den Anteil der versiegelten Oberflächen (ISA, engl.: impervious surface area) sowie die mittlere Temperatur und mittlere relative Feuchte der Simulationen *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* und *ERA-Interim_3rd_925m* für Karlsruhe im Sommer 2015. Die urbane Landnutzung ist in roter Farbe dargestellt (Klasse $n=19$ in der Skala). Die übrigen Landnutzungsklassen (1–22) zeigt Tabelle B.5 im Anhang. Die Abhängigkeiten der Temperatur und relativen Feuchte von den Landnutzungsklassen und dem Oberflächenversiegelungsgrad sind deutlich zu erkennen. Ebenso ist die Simulation mit 925 m Maschenweite wärmer und trockener als die Simulation mit 2.8 km Maschenweite, was im weiteren Verlauf noch behandelt wird.

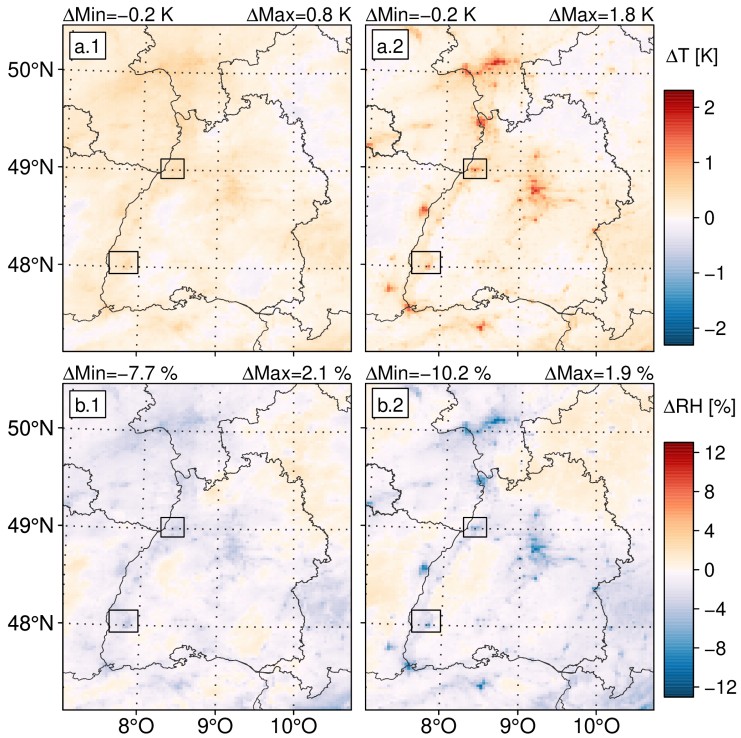


Abbildung 8.10: Differenzen der mittleren Temperatur (a) und mittleren relativen Feuchte (b) zwischen *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_ML* für den Sommer 2015, unterteilt in tagsüber (Spalte 1) und nachts (Spalte 2). Die Minima (Min) und Maxima (Max) beziehen sich auf den ganzen dargestellten Ausschnitt. Die schwarz umrandeten Rechtecke zeigen die Untersuchungsgebiete für die Regionen Karlsruhe und Freiburg

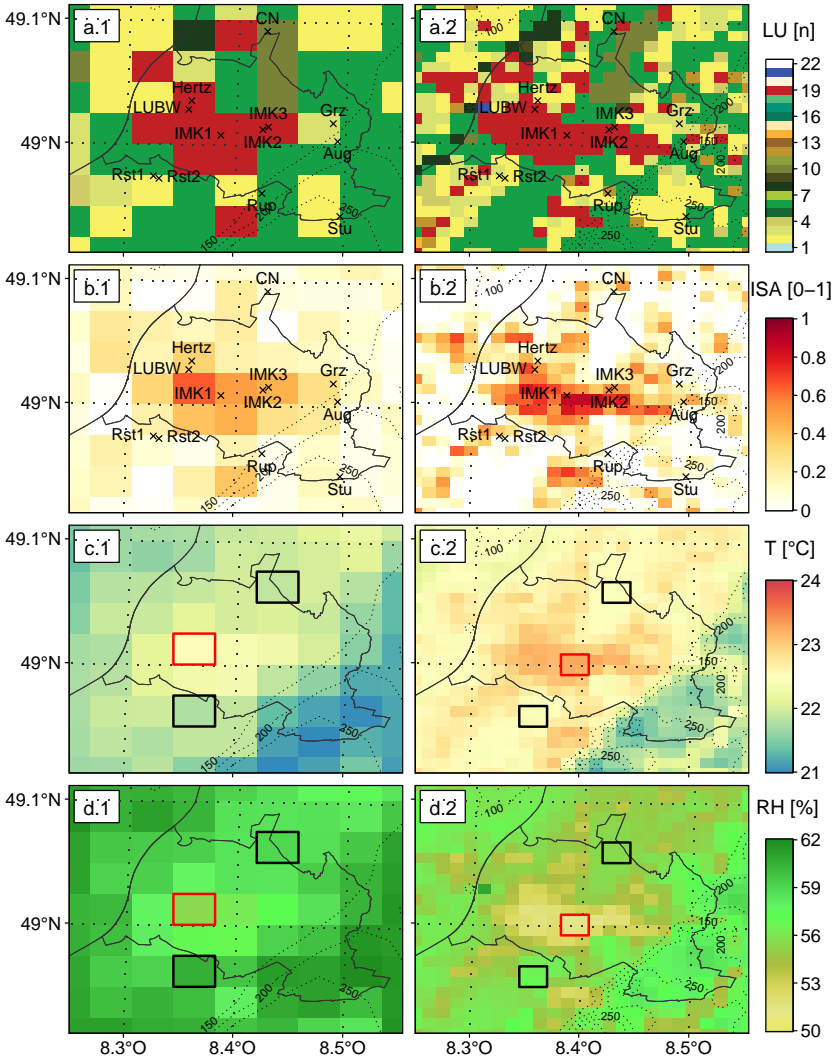


Abbildung 8.11: Hauptlandnutzungsklasse (LU, a), Anteil der versiegelten Oberflächen (ISA, b), mittlere Temperatur (c, 2015) und mittlere relative Feuchte (d, 2015) der Simulationen *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* (Spalte 1) und *ERA-Interim_3rd_925m* (Spalte 2) für Karlsruhe. Die eingezeichneten Kreuze kennzeichnen Orte, an denen Messungen meteorologischer Größen verfügbar sind, vergleiche Tabelle 8.4. Die schwarz umrandeten Flächen stellen die Referenzgitterpunkte für das Umland und die rot umrandeten Flächen für die Stadt dar.

Vergleich der Simulationen mit den Messdaten Tabelle 8.4 zeigt die Beobachtungsdaten für Karlsruhe und Umgebung, welche zum Vergleich zwischen städtischem und ländlichem Klima verwendet werden können. Diese sind als Kreuze mit Kennzeichnung in Abbildung 8.11 dargestellt. Die genauen Beschreibungen (mit Abbildungen) der Stationen mit den Nummern 3, 4, 5, 6, 7, 10 und 12 aus Tabelle 8.4 können der Arbeit von Hackenbruch (2018) entnommen werden. Neben Messungen des IMK und DWD stehen weitere der LUBW (Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg) sowie dem LTZ (Landwirtschaftliches Technologiezentrum) zur Verfügung.

Die Typisierung der Stationen erfolgt anhand des Tagesgangs der Temperatur. Abbildung 8.12 zeigt die mittleren Tagesgänge der Temperatur und relativen Feuchte des Umlandes und der Stationen mit urbanem Einfluss (Teilbilder a.1 und a.2). Dabei zeigen die dem Umland zugeordneten Stationen einheitliche Verläufe, das heißt eine geringe Standardabweichung, hinsichtlich der Temperatur und der relativen Feuchte und repräsentieren das Umland somit übereinstimmend. Diese sind in Tabelle 8.4 mit dem Typ *Umland* gekennzeichnet. Die dem Typ *Stadt_s*, das bedeutet mit starkem Wärmeinseleffekt, zugeordneten Stationen haben einen deutlich reduzierten nächtlichen Temperaturrückgang im Vergleich zum Umland. Deren Messstandorte liegen entweder über oder nahe von versiegelten Oberflächen (1, 2, 3, 4), neben abstrahlenden Gebäuden (1, 2, 4), etwas mehr als 2 m über dem Erdboden beziehungsweise auf einem Container (3) oder einer Kombination aus mehreren der genannten Faktoren. Die Station Hertz/IMK besitzt einen Strahlungsfehler und gibt daher tagsüber zu hohe Werte an (persönliche Mitteilung von B. Mühr, 2017), kann aber nachts als guter Vergleich für die städtische Wärmeinsel hinzugezogen werden. Die Zuordnung des Typs *Stadt_m*, das bedeutet mit moderatem Wärmeinseleffekt, erhalten Stationen mit sichtbarem nächtlichen Temperaturunterschied zum Umland, aber deutlich geringerem als demjenigen von *Stadt_s*. Dabei finden die Messungen im Stadtgebiet oder Stadtrand über natürlichen Oberflächen und mit genügend großem Abstand zu umstehenden Gebäuden statt, sodass

Tabelle 8-4: Beobachtungsdaten von Karlsruhe (KA) und Umgebung für die Jahre 2003 und 2015. Die Kennzeichnungen können der Karte in Abbildung 8.11 zugeordnet werden. Die Typisierung erfolgt nach dem Temperaturverlauf der Stationen.

Nummer	Station	Kennzeichnung	Betreiber	Jahre	genutzte Parameter	Typ
1	Hertzstr. KA	Hertz	DWD	2003	T, RH, CLCT	
2		Hertz	IMK	2015	T	
3	KA-Nordwest	LUBW	LUBW	2003 + 2015	T	<i>Stadt</i>
4	Weststadt KA	IMK1	IMK	08/2015	T, RH	
5	Oststadt KA	IMK2	IMK	08/2015	T, RH	
6	Hauptfriedhof KA	IMK3	IMK	08/2015	T, RH	<i>Stadt_m</i>
7	Mast CN	CN	IMK	2003 + 2015	T, RH, FF, SW _{GLOB}	
8	Rheinstetten	Rst2	DWD	2015	T, RH, CLCT	
9	Rheinstetten	Rst1	IMK	2003	T	<i>Umland</i>
10	Grötzingen	Grz	LTZ	2015	T, RH	
11	Augustenberg	Aug	LTZ	2015	T, RH	
12	Rüppurr	Rup	LTZ	2015	T, RH	
13	Stupferich	Stu	LTZ	2015	T, RH	

Durchlüftung möglich ist und Strahlungswechselwirkungen mit umgebenden Gebäuden vermieden werden.

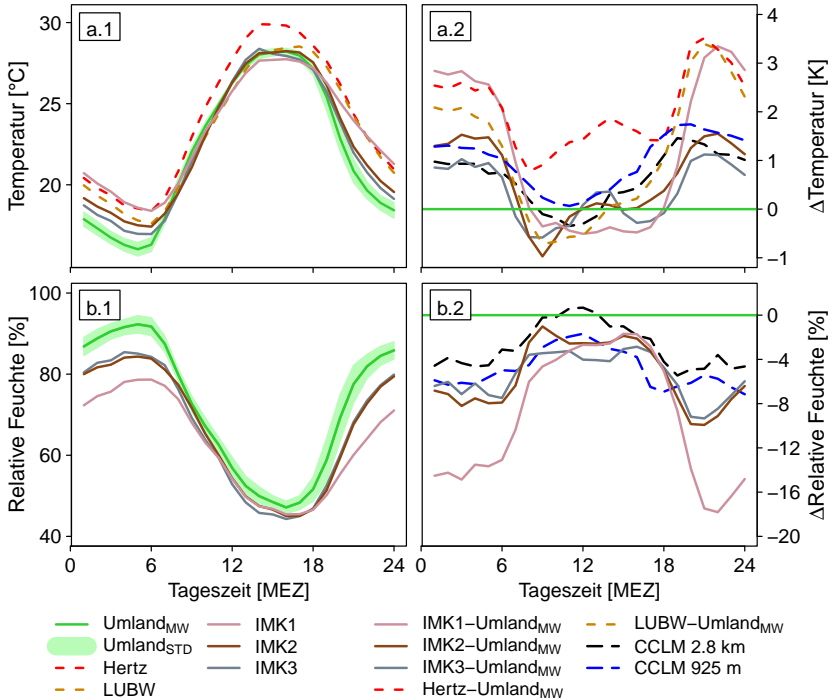


Abbildung 8.12: Temperatur (a) und relative Feuchte (b) sowie deren Differenzen zwischen Stationen mit urbanem Einfluss und dem Mittelwert der Stationen des Umlandes für Karlsruhe im Sommer 2015. Ebenso sind die Differenzen zwischen den Werten an den urbanen und ländlichen Gitterpunkten der Simulationen dargestellt.

Abbildung 8.12 (a.2 und b.2) zeigt die Differenzen zwischen den städtisch beeinflussten Stationen und dem jeweiligen Mittelwert des Umlandes. Ebenso sind die Differenzen zwischen Stadt und Umland der Simulationen *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* und *ERA-Interim_3rd_925m* abgebildet, welche durch den Mittelwert des jeweiligen Parameters an den Gitterpunkten

der schwarz beziehungsweise rot umrandeten Rechtecke aus Abbildung 8.11 repräsentiert werden.

Nachts haben alle urban beeinflussten Stationen höhere Temperaturen und niedrigere relative Feuchten als das Umland. Tagsüber löst sich die urbane Wärmeinsel auf, die Differenz bezüglich der relativen Feuchte verringert sich ebenfalls, bleibt aber negativ. Für die Stationen IMK1, LUBW und Hertz beträgt die mittlere Temperaturabweichung zum Umland nachts zwischen 2 K und 3.5 K. Tagsüber werden im Umland teilweise auch höhere Werte gemessen. Die relative Feuchte an der Station IMK1 ist nachts 14 % bis 18 % geringer als im Umland, tagsüber noch zwischen 1 % und 5 %. Die Stationen IMK2 und IMK3 weisen tagsüber ähnliche Werte hinsichtlich der Temperatur wie das Umland auf. Nachts liegen die Temperaturen zwischen 1 K und 1.5 K über denen des Umlandes. Hinsichtlich der relativen Feuchte haben die Stationen IMK2 und IMK3 nachts zwischen 6 % und 10 % geringere Werte als das Umland, tagsüber liegen sie mit 1 % und 5 % unter denen des Umlandes im Bereich der Station IMK1. Die Verläufe der Temperatur und der relativen Feuchte von CCLM sind denen der Stationen IMK2 und IMK3 ähnlich. Den Wärmeinseleffekt der Stationen IMK1 und LUBW erreichen sie nicht. Damit gleichen die Ergebnisse bezüglich des zeitlichen Verhaltens und der Stärke der UHI in etwa denen von Trusilova et al. (2016) für Berlin und Wouters et al. (2016) für Antwerpen. Vergleiche bezüglich des Dampfdrucks zeigen für die in Abbildung 8.12 dargestellten Stationen im Mittel ganztägig höhere Dampfdrücke in der Stadt, mit einem nächtlichem Maximum des UME. Die Simulationen geben den Tagesverlauf der Beobachtungen wieder, zeigen aber einen höheren Dampfdruck im Umland.

Sowohl die Simulation mit 2.8 km Maschenweite als auch diejenige mit 925 m Maschenweite sind in der Lage den Wärmeinseleffekt in etwa gleichem Maße wiederzugeben und somit auch den Effekt auf die relative Feuchte. Der Temperaturunterschied zwischen Stadt und Umland wird nachts von der Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* etwas größer berechnet, dagegen ist die tagesperiodische Temperaturamplitude der beiden Simulationen

gleich. Anhand des Bodenversiegelungsgrades und der damit korrelierten Werte der Temperatur und der relativen Feuchte (Abbildung 8.11) ist zu erkennen, dass für Städte der Ausdehnung von Karlsruhe Simulationen mit 2.8 km Maschenweite den oberen Rand der Repräsentativität der städtischen Wärmeinsel bilden. Bei wesentlich kleineren Städten verschmelzen die Flächen mit hohem Bodenversiegelungsgrad und angrenzenden natürlichen Oberflächen, sodass die UHIs weniger gut repräsentiert werden können.

Tabelle 8.5 zeigt die Differenzen der Tagesmittelwerte beziehungsweise Tagessummen (SW_{GLOB}) der zur Berechnung des UTCI benötigten Parameter zwischen den Simulationen und Beobachtungen. Wenn möglich, wird der Mittelwert des jeweiligen Parameters an den das Umland repräsentierenden Gitterpunkten der Simulationen mit dem Mittelwert der Beobachtungen des Umlandes verglichen. Sonst werden die für den jeweiligen Parameter verfügbaren Stationen mit den zugehörigen Gitterpunkten (Stadt oder Umland, vergleiche Abbildung 8.11) genutzt. Die Signifikanz der Abweichungen wird mit dem Wilcoxon-Rangsummentest bestimmt.

Für die Globalstrahlung, Bedeckung und Windgeschwindigkeit ergeben sich keine signifikanten Differenzen auf dem 0.05-Niveau beider Simulationen gegenüber den Beobachtungen. Die Temperatur und relative Feuchte der Simulationen weisen hingegen signifikante Differenzen auf dem 0.05-Niveau gegenüber den Beobachtungen auf. Die Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* überschätzt die Temperatur um 0.6 K bis 1.2 K und die Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* um 1.8 K bis 2.7 K. Die Überschätzungen haben einen Tagesgang, sind nachts größer als tagsüber und führen somit zu einer geringeren Tagestemperaturamplitude. Die relative Feuchte wird von der Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* um 6.9 % bis 7.4 % und von der Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* um 12 % bis 14.5 % unterschätzt. Um den UTCI auf einem realistischen Niveau zu bestimmen, werden die Simulationswerte der Temperatur und der relativen Feuchte auf Basis eines mittleren Tagesgangs stündlich korrigiert. Die Globalstrahlung, Bedeckung und Windgeschwindigkeit bleibt unbeeinflusst davon.

Tabelle 8.5: Vergleiche zwischen den Simulationen und Beobachtungen für die den UTCI bildenden Parameter anhand der Tagesmittelwerte beziehungsweise -summen (SW_{GLOB}). Signifikante Abweichungen auf dem 0.05-Niveau sind fett angegeben.

Parameter	Sommer (JJA)	Referenz	CCLM - Referenz 2.8 km / 925 m
T [K]	2003	Umland _{MW}	1.2 / 2.7
	2015	Umland _{MW}	0.6 / 1.8
RH [%]	2003	CN	-7.4 / -14.5
	2015	Umland _{MW}	-6.9 / -12
FF [m s^{-1}]	2003	CN	0.01 / -0.07
	2015	Umland _{MW}	0.00 / -0.16
SW_{GLOB} [W m^{-2}]	2003	CN	0.2 / -1.1
	2015	CN	12.8 / 8.3
CLCT [0–1]	2003	Hertz	0.03 / 0.06
	2015	-	- / -

Im Folgenden wird nur noch die Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* betrachtet (ab hier „CCLM“ genannt), da sie räumliche Unterschiede aufgrund der höheren Auflösung besser darstellt.

Korrektur der Temperatur und der relativen Feuchte Abbildung 8.13 zeigt die Differenzen von antizyklonalen (XA) zu zyklonalen Wetterlagen (XZ) in 500 hPa Höhe hinsichtlich der Abweichungen der Temperaturen zwischen der Stadt und dem Umland, das bedeutet $\Delta T = T(\text{Stadt}_{\text{XA}} - \text{Umland}_{\text{MW, XA}} - (\text{Stadt}_{\text{XZ}} - \text{Umland}_{\text{MW, XZ}}))$. Sowohl im Jahr 2003 als auch im Jahr 2015 sind deutliche Unterschiede der nächtlichen Wärmeinsel zwischen den beiden Zyklonalitätsklassen zu erkennen. Für die Stationen LUBW und Hertz liegen die Differenzen bei bis zu 1.5 K im Jahr 2003 und bis zu 1.1 K im Jahr 2015. Auch CCLM erfasst die Unterschiede der Differenzen zwischen Stadt und Umland von antizyklonalen und zyklonalen

Wetterlagen mit circa 0.5 K im Jahr 2003 und 0.4 K im Jahr 2015 nachts. Die Ursachen für die Unterschiede zwischen antizyklonalen und zyklonalen Wetterlagen sind der um 10 % bis 30 % geringere Bedeckungsgrad und die um 0.3 m s^{-1} bis 1.2 m s^{-1} geringeren mittleren Windgeschwindigkeiten bei antizyklonalen Wetterlagen in der Höhe. Die etwas höheren nächtlichen Temperaturdifferenzen zwischen zyklonalen und antizyklonalen Wetterlagen zwischen 2003 und 2015 sind auf den circa 10 % geringeren Bedeckungsgrad 2003 zurückzuführen.

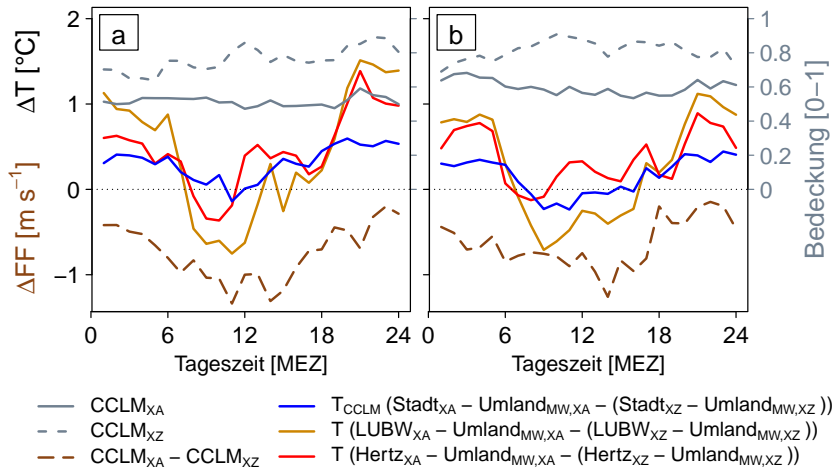


Abbildung 8.13: Differenz der Abweichung der Temperaturen zwischen der Stadt und dem Umland von antizyklonalen (XA) zu zyklonalen Wetterlagen (XZ) in 500 hPa Höhe, das heißt $\Delta T = T(\text{Stadt}_{XA} - \text{Umland}_{MW,XA} - (\text{Stadt}_{XZ} - \text{Umland}_{MW,XZ}))$, für die Sommer 2003 (a) und 2015 (b). Ebenfalls sind die Differenz der Windgeschwindigkeit (ΔFF) für CCLM zwischen antizyklonalen und zyklonalen Wetterlagen sowie die Gesamtbedeckung für antizyklonale und zyklonale Wetterlagen für die Gitterpunkte des Umlandes dargestellt.

Aufgrund der Ergebnisse wird für die Simulationen eine zyklonalitätsabhängige Korrektur des Tagesgangs der Temperatur und relativen Feuchte durchgeführt, welche auf den vorliegenden Vergleichen zwischen den Simulationen und Beobachtungen basieren. Es wird zwischen den Typen *Umland*, *Stadt_s* und *Stadt_m* unterschieden sowie zwischen den Jahren 2003 und 2015, da deren

Sommer unterschiedliche Charakteristiken haben. Für das Jahr 2003 gibt es an circa 80 % der Stunden im Sommer Hochdruckeinfluss in 500 hPa, im Jahr 2015 an circa 68 % der Stunden, vergleiche auch Abbildung 8.7. Für die Korrekturen werden folgende Werte berechnet:

$$Umland = Umland_{CCLM} - (Umland_{CCLM} - Umland_{Beobachtung}) \quad (8.1)$$

$$Stadt_m = Stadt_{CCLM} - (Umland_{CCLM} - Umland_{Beobachtung}) \quad (8.2)$$

$$Stadt_s = Stadt_{CCLM} - (Stadt_{CCLM} - Stadt_{s,Beobachtung}) \quad (8.3)$$

wobei $Stadt_{CCLM}$ die Werte an den rot umrandeten Gitterpunkten aus Abbildung 8.11 darstellt und $Umland_{CCLM}$ die Werte an den schwarz umrandeten. Gleichung 8.1 korrigiert die Werte für das Umland. Die Werte vom Typ $Stadt_m$ werden mit Hilfe von Gleichung 8.2 korrigiert. Da $Stadt_{CCLM}$ den UHI der Stationen IMK2 und IMK3 wiedergibt, das heißt vom Typ $Stadt_m$, wird durch Subtraktion des Umlandwertes der Beobachtungen erreicht, dass der Typ $Stadt_m$ erhalten bleibt beziehungsweise dessen Differenz zum Umland. Um die Werte des Typs $Stadt_s$ zu erhalten, werden die Differenzen zu denjenigen Messstationen gebildet, die den Typ $Stadt_s$ repräsentieren (Gleichung 8.3). Die Referenzstationen sind alle verfügbaren Stationen aus Tabelle 8.4, bei denen sowohl die Temperatur als auch die relative Feuchte zur Verfügung stehen.

Ergebnisse Abbildung 8.14 zeigt die Stunden mit Wärmebelastung für stark urban beeinflusste Standorte ($Stadt_s$), moderat städtisch beeinflusste Standorte ($Stadt_m$) und ländliche Standorte ($Umland$) in den Sommern 2003 und 2015 anhand des mittleren Tagesgangs für die Region Karlsruhe.

Im Sommer 2003 (2015) werden im Umland 851 (678) Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung erreicht, 346 (320) Stunden mit starker Wärmebelastung und 85 (76) Stunden mit sehr starker Wärmebelastung.

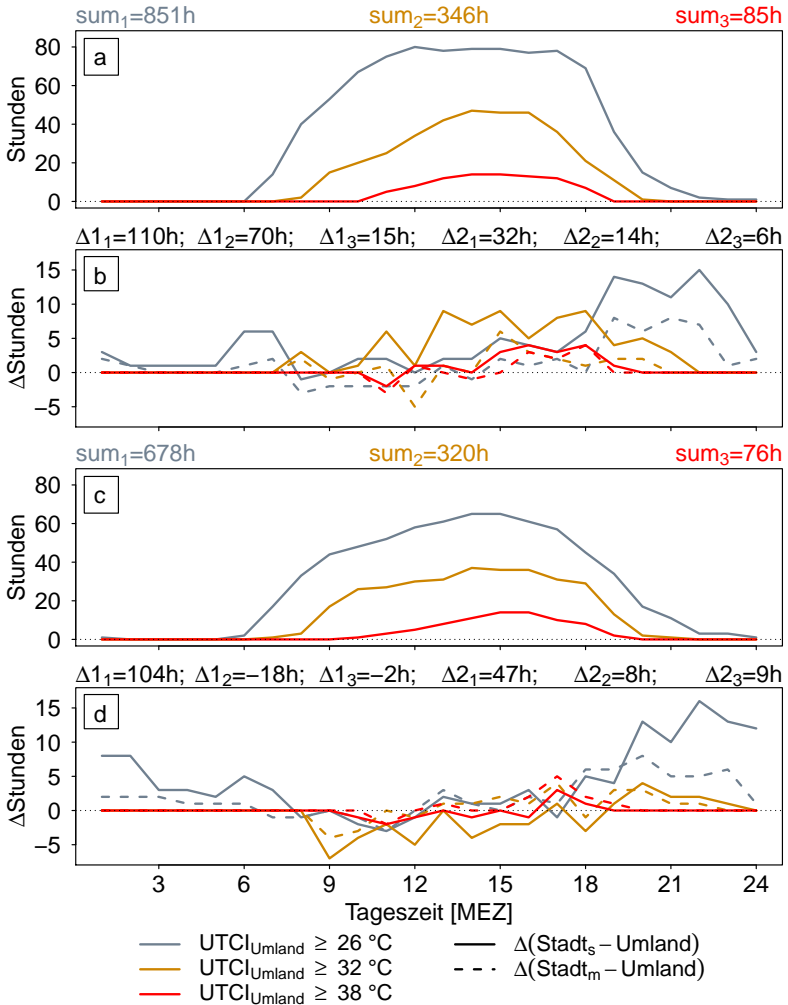


Abbildung 8.14: Stunden mit Wärmebelastung für Karlsruhe und Umland im Sommer 2003 (a, b) und 2015 (c, d). (a) und (c) zeigen die Stunden mit Wärmebelastung für das Umland, die Summe der Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung zeigt $sum_{n,n} = 1$, mit starker Wärmebelastung sum_2 und mit sehr starker Wärmebelastung sum_3 . (b) und (d) zeigen die Differenzen der Stunden der jeweiligen Wärmebelastungsklasse der Stadttypen $Stadt_s$ und $Stadt_m$ vom Umland. $\Delta 1_{n,n} = 1, 2, 3$ zeigt die Differenz der Stunden der jeweiligen Wärmebelastungsklasse zwischen $Stadt_s$ und dem Umland, $\Delta 2_{n,n} = 1, 2, 3$ zwischen $Stadt_m$ und dem Umland.

Moderat urban geprägte Standorte zeigen 2003 (2015) 32 (47) Stunden mehr Wärmebelastung, 14 (8) Stunden mehr mindestens starke Wärmebelastung und 6 (9) Stunden mehr sehr starke Wärmebelastung als das Umland, das bedeutet für eine Klasse zwischen 2 % und 12 % mehr. Die erhöhten Werte der Wärmebelastung stammen hauptsächlich aus den Abend- und frühen Nachtstunden ab 18 MEZ aufgrund der verminderten Abkühlung in der Stadt. Die höheren Werte der starken und sehr starken Wärmebelastung stammen aus den Stunden am Nachmittag und Abend. Stark urban beeinflusste Standorte haben 2003 (2015) 110 (104) Stunden mehr Wärmebelastung, 70 (18) Stunden mehr (weniger) mindestens starke Wärmebelastung und 15 (2) Stunden mehr (weniger) sehr starke Wärmebelastung als das Umland, das bedeutet für eine Klasse zwischen 6 % weniger und 20 % mehr. Für mäßige Wärmebelastung stammen die erhöhten Werte wiederum großteils aus den Abend- und frühen Nachtstunden. Dabei fallen die Werte in manchen Nächten auch morgens kurz vor Sonnenaufgang nicht unter 26 °C UTCI. Während die Unterschiede der Differenzen für Wärmebelastungsereignisse zwischen *Stadt_s* und *Umland* zwischen 2003 und 2015 gering sind, ergeben sich für starke und sehr starke Wärmebelastungen höhere Differenzen, die sich auch im Vorzeichen unterscheiden. Dabei spielt der Standort der Station, mit dessen Messwerten die Korrektur der Temperatur und relativen Feuchte durchgeführt wird, die entscheidende Rolle. Während für 2003 die Daten der Hertzstraße genutzt werden, bei der die Temperatur aufgrund von Strahlungseigenschaften der umstehenden Gebäude ganztags höher ist als im Umland, werden für 2015 die Daten der Station IMK1 verwendet. Diese stand in einem verschatteten Innenhof, in dem die Erwärmungsrate tagsüber aufgrund der verminderten Einstrahlung geringer ist, sodass keine Spitzenwerte hinsichtlich der Temperatur erreicht werden. Da die Werte der Station IMK1 für die Korrektur der Werte des Typs *Stadt_s* 2015 genutzt werden, resultiert daraus ein geringerer maximaler UTCI als im Umland.

Für die räumlichen Vergleiche werden für die Temperatur und relative Feuchte an jedem Gitterpunkt die Differenz zwischen *Umland_{CCLM}* und

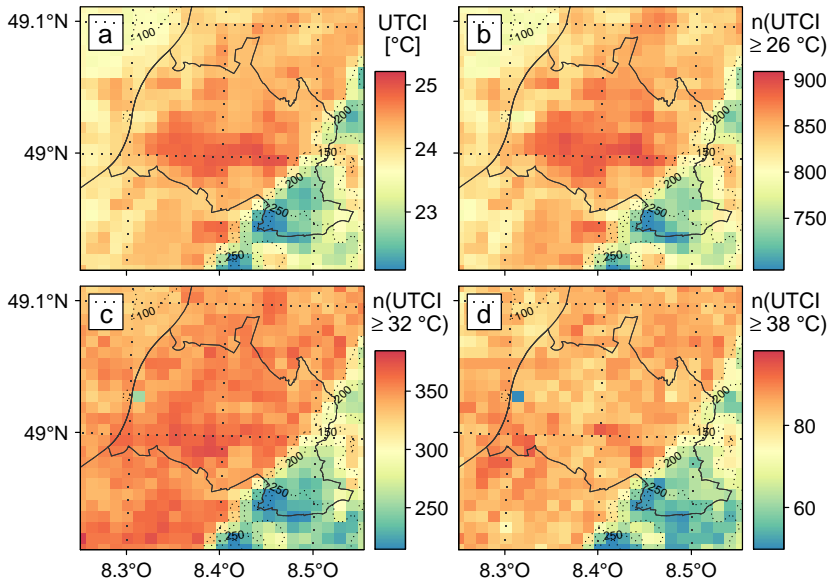


Abbildung 8.15: Mittlerer UTCI (a) sowie Stunden mit mindestens mäßiger (b), starker (c) und sehr starker (d) Wärmebelastung für Karlsruhe und das Umland im Sommer 2003.

$Umland_{\text{Beobachtung}}$ subtrahiert (Gleichung 8.1 beziehungsweise 8.2, rechte Seite), sodass die beiden Typen $Umland$ und $Stadt_m$ erhalten bleiben. Abbildung 8.15 zeigt die räumlichen Unterschiede des mittleren UTCI sowie die Stunden mit mindestens mäßiger, starker und sehr starker Wärmebelastung für Karlsruhe 2003. Anhand des mittleren UTCI und der Stunden mit mäßiger Wärmebelastung lassen sich die Gitterpunkte mit stark versiegelten Flächen und hohem urbanem Anteil, vergleiche dazu Abbildung 8.11, durch höhere Werte gut erkennen. Hinsichtlich der Anzahl der Überschreitungsstunden von starker und sehr starker Wärmebelastung, welche hauptsächlich tagsüber auftreten, sind die urban und ländlich geprägten Gitterpunkte nicht mehr zu unterscheiden. Im Südosten des Gebietes ist die Abgrenzung zum Nordschwarzwald und südlichem Kraichgau durch niedrigere Werte zu

erkennen. Das Pfinztal östlich von Karlsruhe, sowie das südlich von Karlsruhe gelegene Albtal sind durch höhere Werte gegenüber den Anhöhen ebenfalls identifizierbar. Für den Sommer 2015 ergibt sich ein ähnliches Bild bei etwas geringeren Werten aller dargestellten Parameter. Diese Abbildung wird zusätzlich im Anhang gezeigt (Abbildung A.19).

Freiburg im Breisgau

Die Stadt Freiburg liegt in der südlichen Oberrheinebene am westlichen Rand des Schwarzwaldes. Während die meisten Stadtteile in der Ebene liegen, werden einige geographisch auch dem Schwarzwald zugeordnet. Auf das Relief rund um Freiburg wird in Abschnitt 8.3.2 näher eingegangen, in dem das Bergwindssystem „Höllentäler“ mit seinen Auswirkungen auf das Stadtklima untersucht wird.

Abbildung 8.16 zeigt den Landnutzungsindex (LU), den Anteil der versiegelten Oberflächen (ISA), sowie die mittlere Temperatur und mittlere relative Feuchte der Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* für Freiburg im Sommer 2003. Die urbane Landnutzung ist in roter Farbe dargestellt (Klasse $n=19$ in der Skala). Die übrigen Landnutzungsklassen (1–22) zeigt Tabelle B.5 im Anhang. Die Abhängigkeiten der Temperatur und relativen Feuchte von den Landnutzungsklassen und dem Oberflächenversiegelungsgrad sind deutlich zu erkennen. Nahezu gleich große Werte der mittleren Temperatur wie im bebauten Stadtgebiet von Freiburg werden südwestlich in Richtung des Rheins aufgrund der tieferen Lage und größeren Entfernung zum Schwarzwald erreicht. Die Unterschiede zwischen Stadt und Umland liegen hinsichtlich der mittleren Temperatur im Mittel bei circa 1 K, was auf die verringerte abendliche und nächtliche Abkühlung zurückzuführen ist, sowie bezüglich der relativen Feuchte bei circa 6 %.

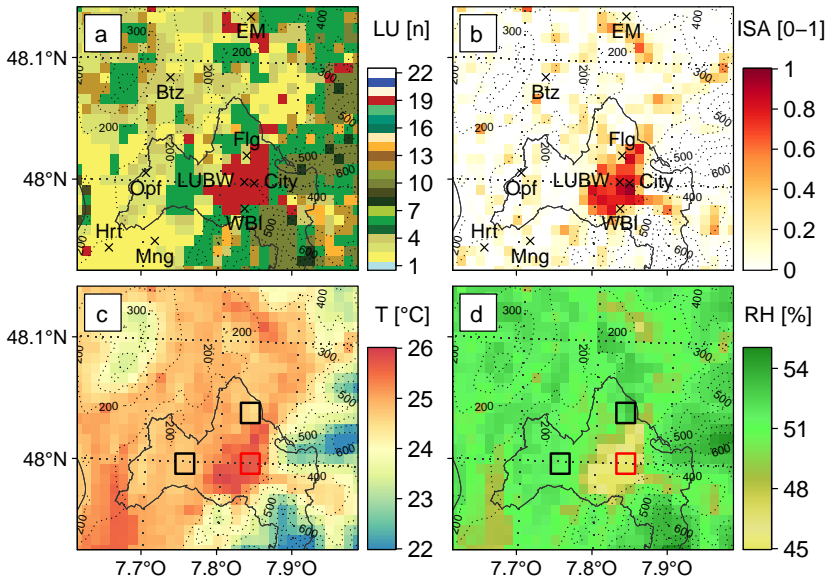


Abbildung 8.16: Hauptlandnutzungsklasse (LU, a), Anteil der versiegelten Oberflächen (ISA, b), mittlere Temperatur (c, 2003) und mittlere relative Feuchte (d, 2003) der Simulation *ERA-Interim_3rd_925m* für Freiburg. Die eingezeichneten Kreuze kennzeichnen die Orte, an denen Messungen meteorologischer Größen verfügbar sind, vergleiche Tabelle 8.6. Die schwarz umrandeten Flächen stellen die Referenzgitterpunkte für das Umland und die rot umrandeten Flächen für die Stadt dar.

Vergleich der Simulationen mit den Messdaten und Korrektur der systematischen Abweichungen der Temperatur und der relativen Feuchte

Die in Abbildung 8.16 gekennzeichneten Stationen sind in Tabelle 8.6 beschrieben. Die Typisierung der Stationen erfolgt wie bei Karlsruhe anhand des mittleren Tagesgangs der Temperatur. Als Referenzstationen für das Umland werden alle Umlandstationen aus Tabelle 8.6 genutzt, welche die Temperatur und relative Feuchte im jeweiligen Jahr besitzen. Wie bei Karlsruhe, zeigen die dem Umland zugeordneten Stationen nur geringe Abweichungen hinsichtlich der Temperatur und der relativen Feuchte im Tagesgang voneinander, sodass sie das Umland übereinstimmend repräsentieren.

Table 8.6: Beobachtungsdaten von Freiburg (FR) und Umgebung für die Jahre 2003 und 2015. Die Kennzeichnungen können der Karte in Abbildung 8.16 zugeordnet werden. Die Typisierung erfolgt anhand dem Temperaturverlauf der Stationen.

Nummer	Station	Kennzeichnung	Betreiber	Jahre	genutzte Parameter	Typ
1	Stefan-Maier-Str. FR	City	DWD	2003	T, RH, FF, (CLCT, SWDIF, SWDIR)	<i>Stadts</i>
2	Fehrenbachallee FR	LUBW	LUBW	2003 + 2015	T	
3	WBI FR	WBI	LTZ	2015	T	<i>Stadt_m</i>
4	Flugplatz FR	Flg	DWD	2015	T, RH, FF, CLCT	
5	Emmendingen	EM	DWD	2003 + 2015	T, RH	
6	Mengen	Mng	LTZ	2003 + 2015	T, RH	<i>Umland</i>
7	Hartheim	Hrt	LTZ	2015	T, RH	
8	Opfingen	Opf	LTZ	2015	T, RH	
9	Bötzingen	Btz	LTZ	2015	T, RH	

Die Unterschiede zwischen den Simulationen *ERA-Interim_3rd_925m* und *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_URB* sowie die Signifikanz der Differenzen zu den Beobachtungen liefern ebenfalls vergleichbare Ergebnisse wie für die Region um Karlsruhe. Somit wird das Prozedere hinsichtlich der zyklonalitätsabhängigen Korrektur des Tagesgangs der Temperatur und relativen Feuchte analog dem für Karlsruhe durchgeführt.

Für 2015 stehen keine Beobachtungsdaten der Feuchte an einer stark urban geprägten Station zur Verfügung. Deshalb wird der Dampfdruck der Station WBI (Typ *Stadt_m*) auf die Station LUBW übertragen. Für die Station LUBW kann der Sättigungsdampfdruck mit der Magnus-Formel (Gleichung 2.10) berechnet werden und mit dem Dampfdruck der Station WBI die relative Feuchte abgeschätzt werden (Gleichung 2.9). Daraufhin wird die zyklonalitätsabhängige Korrektur des Tagesgangs der Temperatur und relativen Feuchte durchgeführt, die auf den Vergleichen der meteorologischen Parameter zwischen den Simulationen und Beobachtungen basiert.

Ergebnisse Abbildung 8.17 zeigt die Häufigkeit des Auftretens von Wärmebelastungsereignissen im Tagesverlauf für das Umland von Freiburg sowie die Differenzen zu stark und moderat urban geprägten Standorten. Im Sommer 2003 (2015) werden im Umland von Freiburg 879 (704) Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung, 400 (316) Stunden mit starker Wärmebelastung und 93 (84) Stunden mit sehr starker Wärmebelastung erreicht. Moderat urban beeinflusste Standorte haben 2003 (2015) 40 (27) Stunden mehr Wärmebelastung, 3 (10) Stunden mehr mindestens starke Wärmebelastung und 3 (2) Stunden weniger sehr starke Wärmebelastung als das Umland, das bedeutet für eine Klasse zwischen 3 % weniger und 5 % mehr. Die erhöhten Werte der mäßigen Wärmebelastung stammen hauptsächlich aus den Abend- und frühen Nachtstunden ab 18 MEZ aufgrund der verminderten Abkühlung in der Stadt; 2003 auch aus den Stunden zwischen 6 MEZ und 8 MEZ. Stark urban geprägte Standorte weisen 2003 (2015) 189 (119) Stunden mehr Wärmebelastung, 77 (32) Stunden mehr mit einem UTCI größer gleich $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ und 14 (6) Stunden

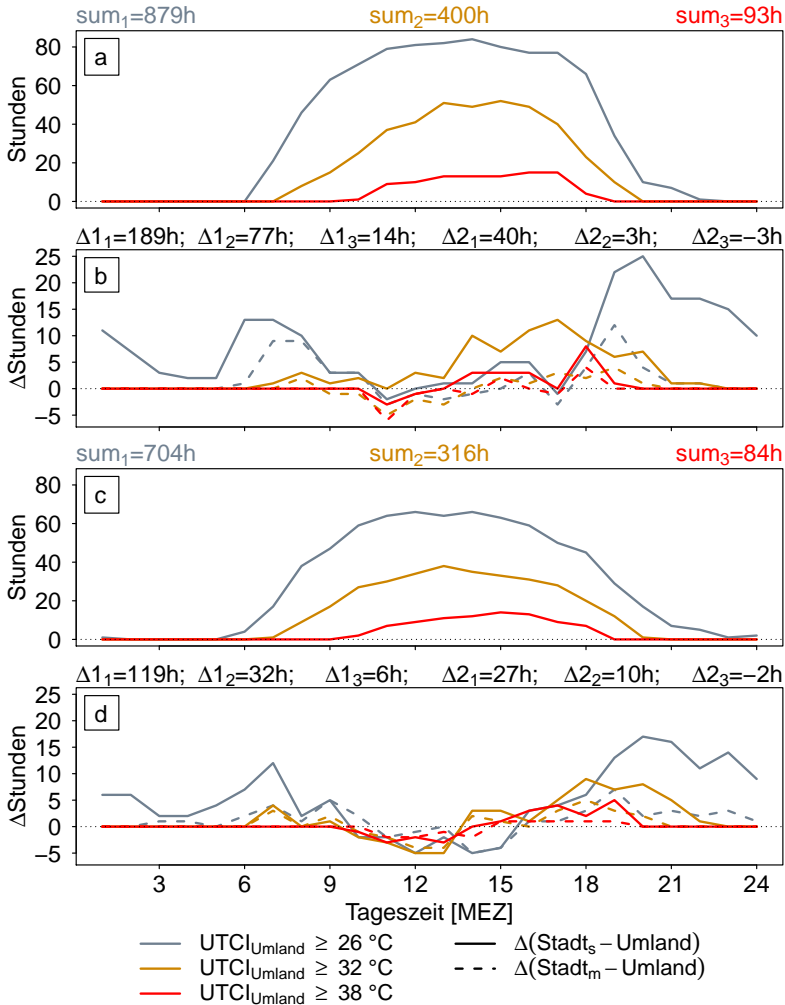


Abbildung 8.17: Stunden mit Wärmebelastung für Freiburg und Umland im Sommer 2003 (a, b) und 2015 (c, d). (a) und (c) zeigen die Stunden mit Wärmebelastung für das Umland, die Summe der Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung zeigt $sum_{n,n=1}$, mit starker Wärmebelastung sum_2 und mit sehr starker Wärmebelastung sum_3 . (b) und (d) zeigen die Differenzen der Stunden der jeweiligen Wärmebelastungsklasse der Stadttypen $Stadt_s$ und $Stadt_m$ vom Umland. $\Delta 1_{n,n=1,2,3}$ zeigt die Differenz der Stunden der jeweiligen Wärmebelastungsklasse zwischen $Stadt_s$ und dem Umland, $\Delta 2_{n,n=1,2,3}$ zwischen $Stadt_m$ und dem Umland.

mehr sehr starke Wärmebelastung als das Umland auf, das bedeutet für eine Klasse zwischen 7 % und 21 % mehr. Für mäßige Wärmebelastung resultieren die höheren Werte wiederum aus den Abend-, Nacht- und Frühstunden. Die Unterschiede in der Anzahl der Wärmebelastungsereignisse zwischen *Stadt*,_s und *Umland* haben zwischen 2003 und 2015 für alle Belastungsklassen in etwa den Faktor 2. Die Ursache dafür sind unterschiedliche Messstandorte, an denen die Temperatur und Feuchte gemessen werden und mit denen die Korrektur für das jeweilige Jahr durchgeführt wird (siehe auch Karlsruhe). Für 2003 werden die Daten der DWD-Station an der Stefan-Maier-Straße genutzt, für 2015 die Daten der LUBW in der Fehrenbachallee.

Die räumlichen Vergleiche werden analog denen für Karlsruhe berechnet (Gleichung 8.1 beziehungsweise 8.2, rechte Seite). Die größten mittleren Werte des UTCI werden in urbanen Gebieten erreicht. Ebenso haben diese den größten Anteil an Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung. Bei Stunden mit mindestens starker Wärmebelastung sind die städtisch geprägten Gebiete nicht mehr von denen des Umlandes zu unterscheiden. Der Schwerpunkt der Stunden mit sehr starker Wärmebelastung wird südwestlich von Freiburg in Richtung des Rheins erreicht (Abbildung 8.18).

Der mittlere UTCI und die Anzahl der Stunden mit mindestens mäßiger Wärmebelastung zeigen in einem von Nordwest nach Südost reichenden Bereich im bebauten Stadtgebiet gegenüber den davon südwestlich und nordöstlich gelegenen Gebieten geringere Werte, die aufgrund der Hauptlandnutzung und des Bodenversiegelungsgrades sowie dem Vergleich mit der mittleren Temperatur (vergleiche Abbildung 8.16) nicht zu erwarten sind. Ursache hierfür sind abends und nächtlich höhere Windgeschwindigkeiten aufgrund des lokalen Windsystems „Höllentäler“, der in Abschnitt 8.3.2 detaillierter untersucht wird.

Zusammenfassung der Ergebnisse Die Untersuchungen zeigen einen deutlichen Effekt urbaner Landnutzung auf den UTCI hinsichtlich Wärmebelastung am Beispiel der Städte Karlsruhe und Freiburg. Dieser drückt sich

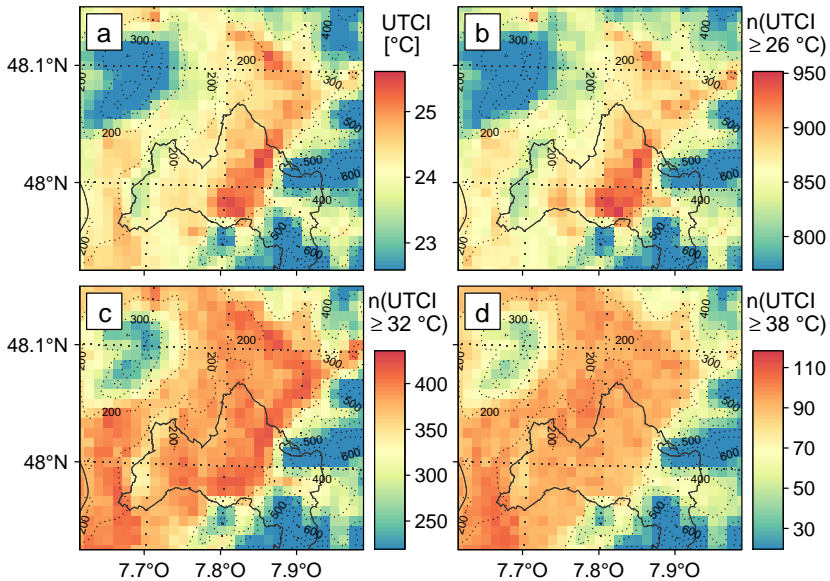


Abbildung 8.18: Mittlerer UTCI (a) sowie Stunden mit mindestens mäßiger (b), starker (c) und sehr starker (d) Wärmebelastung für Freiburg und das Umland im Sommer 2003.

sowohl in einem höheren mittleren UTCI der Stadt gegenüber dem Umland aus, als auch in Bezug auf die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse. Ebenso haben die kleinräumigen Eigenschaften eines Standortes in einer Stadt großen Einfluss auf die Anzahl und Stärke der Wärmebelastungsereignisse.

Die Simulationen können den Wärmeinseleffekt der Städte Karlsruhe und Freiburg, welcher über die Temperatur großen Einfluss auf den UTCI bei sommerlichen Wetterlagen hat, in begrenztem Maße darstellen. Das bedeutet, die Differenz des Tagesgangs der Temperatur zum Umland entspricht dem einer städtischen Station über natürlichem Untergrund und in ausreichender Entfernung zu Gebäuden, um Strahlungswechselwirkungen mit diesen auszuschließen und Durchlüftung zu ermöglichen. Dabei werden circa 4 % bis 7 % mehr Stunden mit mindestens mäßiger, circa 1 % bis 4 % mehr

Stunden mit starker und 3 % weniger bis 11 % mehr Stunden mit sehr starker Wärmebelastung im Vergleich zum Umland simuliert. Die übereinstimmenden Erhöhungen der mäßigen und starken Wärmebelastung sind hauptsächlich auf den verminderten Temperaturrückgang in den Abend- und Nachtstunden zurückzuführen, in denen diese Belastungsstufen noch Vorkommen können. Vormittags sind teilweise mehr Stunden mit Wärmebelastung im Umland bei allen drei Belastungsklassen zu erkennen, was auf die thermisch träge Bausubstanz in der Stadt zurückzuführen ist. Aufgrund von turbulenter Durchmischung gleichen sich die Temperaturverhältnisse zwischen Stadt und Umland im Tagesverlauf aber wieder an. Bei abnehmender Sonneneinstrahlung macht sich die Speicherung der Wärme in der Stadt bemerkbar und führt dort zu mehr Stunden mit Wärmebelastung am späten Nachmittag, abends und nachts. Hinsichtlich sehr starker Wärmebelastung können sowohl im Umland als auch in der Stadt mehr Ereignisse auftreten. Da es insgesamt weniger Stunden mit sehr starker Wärmebelastung gibt, wirken sich lokale Gegebenheiten an den ausgewählten Gitterpunkten zur Repräsentation der Stadt und des Umlandes stark aus und führen dort zu größeren Unsicherheiten, die in dem gezeigten Vorzeichenwechsel resultieren.

Die mit Messungen (Temperatur und Feuchte) aus stark urban beeinflussten Standorten korrigierten Werte zeigen durchgehend einen stark verminderten abendlichen Temperaturrückgang, der zu deutlich mehr Wärmebelastungsstunden ab 18 MEZ führt. Tagsüber hängt es von der jeweiligen Stationscharakteristik ab, ob es mehr oder weniger Stunden mit Wärmebelastung in der Stadt als im Umland gibt. Dabei spielen vor allem der Verschattungsgrad und der Untergrund an einem Standort sowie mögliche umgebende Strahlungswechselwirkungen mit der Messstation eine Rolle. Für den Typ *Stadt_s* werden circa 13 % bis 21 % mehr Stunden mit Wärmebelastung, etwa 5 % weniger bis 19 % mehr Stunden mit mindestens starker Wärmebelastung sowie circa 3 % weniger bis 15 % mehr Stunden mit sehr starker Wärmebelastung erreicht. Die großen Bandbreiten haben folgenden Hintergrund: der UTCI wird immer mit den direkten Ausgabewerten der Strahlung, des Windes und der Bedeckung aus

den Simulationen berechnet. Diese haben keine signifikanten Abweichungen auf dem 0.05-Niveau gegenüber den Beobachtungsdaten. Die korrigierten Werte der Temperatur und relativen Feuchte können jedoch aufgrund der Charakteristik des Messstandortes in der Stadt, beispielsweise durch Verschattung, beeinflusst sein und dadurch indirekt die verminderte Solarstrahlung an einem Standort in Form geringerer Temperaturen abgeschwächt auf den daraus berechneten UTCI übertragen. Demgegenüber sind beispielsweise auch höhere Werte der Temperatur und somit des resultierenden UTCI aufgrund von Reflexionen nahestehender Baukörper möglich.

8.3.2 Einfluss lokaler Windsysteme am Beispiel des „Höllentälers“

Regional sind die mittleren Windverhältnisse in Südwestdeutschland und Umgebung einerseits durch die Lage des Gebietes in der Westwindzone der mittleren Breiten geprägt, andererseits erfahren sie durch regionale und lokale Effekte bodennah große Änderungen in Intensität und Richtung. Beispielsweise wird der Wind in der Oberrheinebene durch den Effekt der Mittelgebirge Vogesen und Schwarzwald meridional kanalisiert. Der regionale Kanalisierungseffekt wird lokal von Berg- und Talwindsystemen überlagert, die je nach Entfernung vom Gebirge und dem lokalen Relief in ihrer Häufigkeit und Intensität unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Eine Besonderheit des Stadtklimas in Freiburg ist das ausgeprägte Bergwindssystem „Höllentäler“, das durch die Lage am Fuß des Schwarzwaldes und besonderen topographischen Gegebenheiten induziert wird.

Abbildung 8.19 zeigt das Relief der Freiburger Bucht und Umgebung in der Auflösung des 925 m-CCLM-Gitters (a) sowie das Höhenprofil, den Bodenversiegelungsgrad und den urbanen Landnutzungsanteil (b) entlang der in (a) eingezeichneten schwarz gestrichelten Linie. Die Freiburger Bucht reicht im Westen bis zum Tuniberg (T) und Kaiserstuhl (K), im Norden bis zur Riegeler Pforte (bei Riegel, RI), im Osten bis an den Schwarzwaldrand und

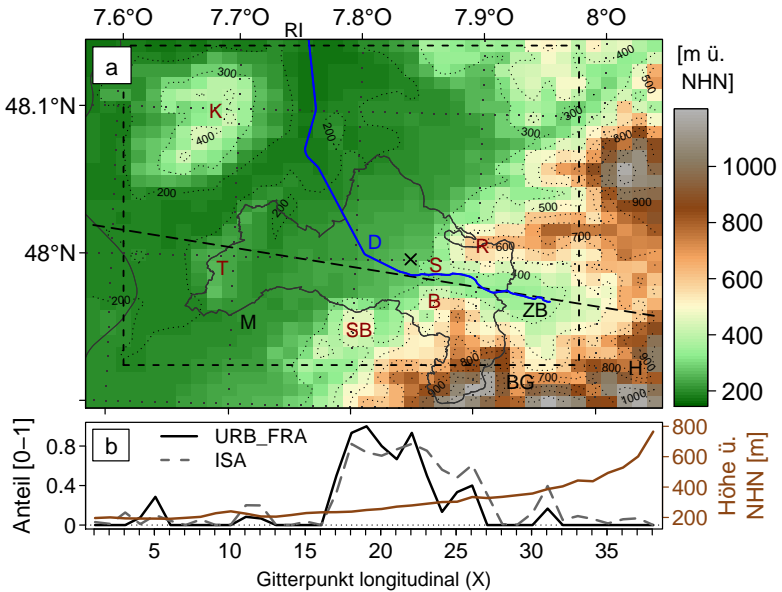


Abbildung 8.19: Relief der Freiburger Bucht und Umgebung (a). Der gestrichelt umrandete Bereich stellt die Ausdehnung des in Abbildung 8.16 gezeigten Gebietes zum Vergleich dar. Das Kreuz markiert den Standort der Wetterstation des DWD in der Stefan-Maier-Straße (vergleiche Tabelle 8.6). Die weiteren Symbole sind im Text erklärt. Teilbild (b) zeigt das Höhenprofil, den Bodenversiegelungsgrad (ISA) und den urbanen Landnutzungsanteil (URB_FRA) entlang der in (a) eingezeichneten schwarz gestrichelten Linie.

im Süden bis zur Mengener Brücke, das heißt von Mengen (M) Richtung Ostsüdost (Meynen, 1956; Ssymank, 1994). Das dicht bebaute Freiburger Stadtgebiet grenzt im Süden an den Schönberg (SB) und im Osten an den Schwarzwald; vergleiche Abbildung 8.16 für die Landnutzung und den Bodenversiegelungsgrad. Dort führt das Dreisamtal entlang der Dreisam (D) bis ins Zartener Becken (ZB), wobei am Talein- beziehungsweise Talausgang eine Verengung zwischen den umliegenden Bergen Rosskopf (R) im Norden und Brombergkopf (B) im Süden vorliegt. Am Talausgang direkt über der Stadt liegt der Schlossberg (S).

Bei den nachstehenden Beschreibungen stehen in Bezug auf die Betrachtungen entlang der in Abbildung 8.19 dargestellten Linie von Westnordwest nach Ost-südost für das Gebiet westlich der Bebauung der Stadt Freiburg die Gitterpunkte $X = 15-16$, für das dicht bebaute Freiburger Stadtgebiet die Gitterpunkte $X = 18-22$ und für die Talenge die Gitterpunkte $X = 23-26$.

Berg- und Talwindssysteme Grundlage für die Entstehung von Berg- und Talwindsystemen sind unterschiedlich große Luftvolumen im Tal gegenüber einer horizontalen Ebene. Dadurch wird mit der gleichen Strahlungsenergie im Tal ein geringeres Luftvolumen erwärmt als in der Ebene. Infolgedessen erwärmen sich die Täler im Vergleich zu vorliegenden Ebenen tagsüber stärker beziehungsweise kühlen nachts stärker ab. Dieser sogenannte „Volumeneffekt“ führt zu einem größeren Temperaturtagesgang im Tal als in einer vorgelagerten Ebene (Steinacker, 1984). Die horizontalen Temperaturunterschiede führen zu horizontalen Druckgradienten zwischen Tal und Vorland, welche zu den tagesperiodischen Windsystemen führen (Wagner, 1938; Steinacker, 1984). Weitere Untersuchungen zeigen, dass auch die Druckverteilung in größeren Höhen, der Impulsaustausch zwischen dem Tal und der Atmosphäre sowie lokale, talachsenparallele Temperatur- und Druckgradienten Einfluss auf talfolgende Strömungen haben (Schmidli und Rotunno, 2012). Neben den talachsenparallelen Berg- und Talwinden, gibt es senkrecht zur Talachse verlaufende kleinräumigere Hangwindzirkulationen, welche durch horizontale Temperatur- und Druckunterschiede entstehen, die sich aufgrund der Hangneigung zwischen der hangnahen und hangfernen Talatmosphäre ergeben. Sie treten phasenverschoben zu den Berg- und Talwinden auf. Nachts kühlt die bodennahe Luft ab und fließt aufgrund der höheren Dichte hangabwärts zur Talsohle, während wärmere Luft aus der hangfernen Atmosphäre nachgeführt wird. Die abfließende Luft kann, je nach Tageszeit und Druckgradient, in den Tal- oder Bergwind übergehen oder eine geschlossene Hangwindzirkulation bilden. Konvergenz bei Bergwind beziehungsweise Divergenz bei Talwind der Hangwinde in

der Talmitte kann bei stärkerer Neigung der Talböden entstehen. Sowohl die Konvergenz hangabwärts fließender Kaltluft als auch der Aufbau eines Temperatur- und Druckgefälles zwischen Vorland- und Talatmosphäre über die Hangwindzirkulation bilden den Höllentäler (Ernst, 1995).

Ergebnisse aus der Literatur In das Zartener Becken führen zahlreiche Täler aus Norden, Osten und Süden (Nübler, 1979), wobei das Bruggatal (BG) und nicht das Höllental (H), vergleiche Abbildung 8.19, den größten Anteil an Kaltluft für den „Höllentäler“ liefert (Gross, 1989). Damit ist das Zartener Becken beziehungsweise das Dreisamtal ein Kaltluftsammlerbecken und kann außerdem selbst als Kaltluftentstehungsgebiet wirken. Die Talverengung am Talausgang führt zu einer düsenartigen Verstärkung des abendlichen Kaltluftflusses (Nübler, 1979).

Allgemein tritt der „Höllentäler“ in 68 % aller Nächte auf, wobei es eine saisonale Differenzierung mit einem Sommermaximum gibt. Zusätzlich zu hohen Windgeschwindigkeiten in der Höhe wirkt eine Zunahme des Bewölkungsgrades verringern auf die Auftrittshäufigkeiten des „Höllentälers“ (Ernst, 1995). Aber auch in bewölkten Nächten und bei starker Höhenströmung ist ein Auftreten möglich, allerdings mit reduzierter Häufigkeit (Goßmann, 1987). Wie bei anderen thermischen Windsystemen wirken somit autochthone Strahlungswetterlagen begünstigend auf die Auftrittshäufigkeit des Bergwindsystems.

Eine dem Bergwind entgegengesetzte Strömung wirkt unterdrückend, reduzierend oder verstärkend auf den Bergwind, eine gleichgerichtete Strömung verstärkend (Ernst, 1995). Die Auftrittshäufigkeit des „Höllentälers“ wird bei Windgeschwindigkeiten größer als 6 m s^{-1} auf dem Feldberg, das heißt in circa 850 hPa, bei Süd- und Westanströmung merklich reduziert, weniger stark bei Nordanströmung und nicht bei Ostanströmung (Siebert, 1993, zitiert nach Ernst, 1995, S. 29–31). Es ist wahrscheinlich, dass der Höllentäler bis weit in die Oberrheinebene hinein reicht und bei starker Ausprägung den Tuniberg (T) überströmen kann, wobei er durch lokale Faktoren nach einer

circa 1 km breiten Übergangszone im Lee des bebauten Stadtgebietes den Boden normalerweise nicht mehr erreicht (Ernst, 1995).

Ergebnisse Um für den „Höllentäler“ günstige Zeitpunkte zu erfassen, werden im Folgenden nur die Zeitpunkte des Sommers 2003 mit Antizyklonalität in der Höhe betrachtet. Dies entspricht etwa 80 % aller Stunden des Sommers, vergleiche auch Abbildung 8.7, und entspricht Zeitpunkten mit niedrigeren Windgeschwindigkeiten sowie geringerem Bedeckungsgrad als bei zyklonalen Wetterlagen. Damit eine bessere Differenzierung der Einflüsse des Windes und der Temperatur auf Wärmebelastungsereignisse erzielt werden kann, wird in diesem Abschnitt neben dem UTCI auch verstärkt die Temperatur betrachtet. Dabei werden neben Wärmebelastungsereignissen ($\text{UTCI} \geq 26 \text{ }^\circ\text{C}$) Temperaturen größer gleich $25 \text{ }^\circ\text{C}$ betrachtet, da diese auch abends und teilweise nachts im Sommer vorkommen.

Abbildung 8.20 zeigt die mittleren Windgeschwindigkeiten flächenhaft in 10 m Höhe über Grund (ü. G.) sowie in verschiedenen Höhen entlang der abgebildeten Linie von WNW nach OSO, unterteilt in tagsüber (6 MEZ bis 17 MEZ) und nachts (20 MEZ bis 3 MEZ). In der Talenge und am westlichen Talausgang ist eine Erhöhung der bodennahen mittleren nächtlichen Windgeschwindigkeit zu erkennen, die sich bis in Höhen von circa 500 m fortsetzt. Vor der Talverengung im Zartener Becken, das heißt aus Osten kommend, sind nachts deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten bis in circa 500 m zu erkennen. Die Hauptwindrichtung im Zartener Becken und in der Talverengung ist nachts in Bodennähe im Mittel Ost mit schwacher Südkomponente und folgt somit dem Talverlauf. Nach dem Talausgang setzt sich die Hauptwindrichtung aus Ost bis zu 3 km ins Stadtgebiet hinein fort, ehe sie von der regionalen Strömung des Oberrheingrabens überlagert wird und auf Nord dreht. Die Hauptwindrichtung ist hierbei definiert als der 10° -Windsektor, der im betrachteten Zeitraum am häufigsten von einer Windrichtung getroffen wird. Tagsüber ist eine etwas geringere Verstärkung

des Talwindes am östlichen Ende der Talverengung zu erkennen, die aber nur in Bodennähe auftritt (Abbildung 8.20, a.1 und b.1).

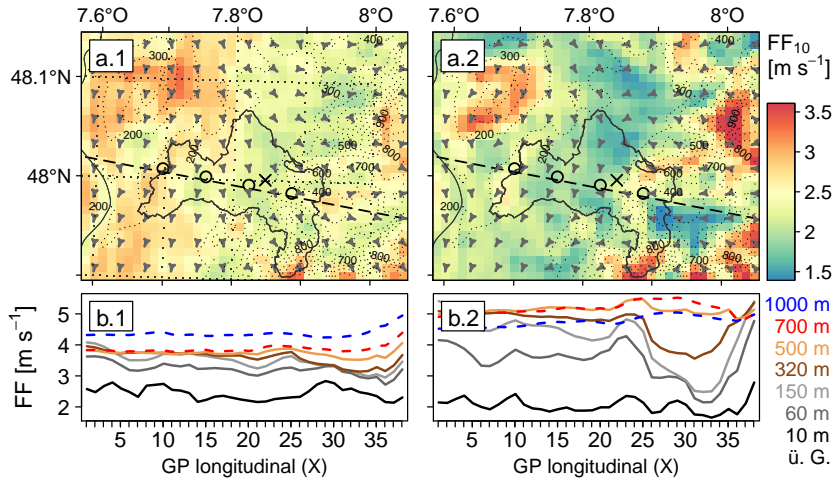


Abbildung 8.20: Mittlere Windgeschwindigkeit sowie Hauptwindrichtung in 10 m ü. G. tagsüber (a.1) und nachts (a.2) im Sommer 2003. Das Kreuz markiert die Wetterstation des DWD in der Stefan-Maier-Straße (vergleiche Tabelle 8.6). (b.1) und (b.2) zeigen die zugehörigen Windgeschwindigkeiten entlang der in (a) eingezeichneten gestrichelten Linie für die rechts angegebenen Höhen.

Im stark urban geprägten Stadtgebiet von Freiburg können die simulierte Windrichtung und -geschwindigkeit mit Messungen der DWD-Station an der Stefan-Maier-Straße (Kreuz in den Abbildungen 8.19 beziehungsweise 8.20) verglichen werden. Abbildung 8.21 zeigt die nächtlichen Windrosen der simulierten Werte in 10 m und 20 m Höhe sowie die Windrose der Beobachtungsdaten.

Diese werden aufgrund der urbanen Hindernishöhe in 45 m Höhe gemessen. Die simulierten Werte setzen sich aus denjenigen des nördlichen und südlichen Gitterpunktes des mit einem Kreuz in den Abbildungen 8.19 und 8.20 gekennzeichneten Standortes der Wetterstation des DWD zusammen. Die simulierten Werte geben sowohl die Windrichtungen als auch die Windgeschwindigkeiten

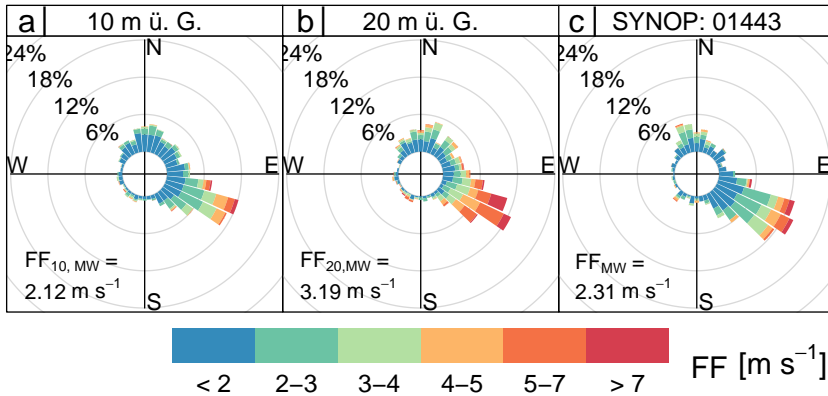


Abbildung 8.21: Windrosen der simulierten nächtlichen (20 MEZ bis 3 MEZ) Windgeschwindigkeiten und -richtungen in 10 m (a) und 20 m (b) Höhe sowie Windrose der SYNOP des DWD in der Stefan-Maier-Straße (c) im Sommer 2003.

der Beobachtungen gut wieder. Die Windgeschwindigkeiten der Messungen liegen zwischen den simulierten Werten in 10 m und 20 m Höhe. Ebenso ist der prägende lokale Einfluss des Bergwindsystems mit den vorherrschenden ost-südöstlichen Richtungen deutlich zu erkennen.

Abbildung 8.22 zeigt die simulierten nächtlichen Windrosen in 10 m Höhe entlang einer Linie von Ost-südost nach West-nordwest (siehe Abbildungen 8.19 und 8.20) in der Talenge (WR 4), im dicht bebauten Stadtgebiet circa 3 km westlich des Talausgangs (WR 3), westlich des Stadtgebietes außerhalb der Bebauung (WR 2) und auf Höhe des Tunibergs (WR 1). In der Talenge kommen nahezu nur ost-südöstliche Windrichtungen vor. Im circa 3 km westlich des Talausgangs gelegenen Stadtgebiet ist die Hauptwindrichtung mit den größten Geschwindigkeiten ebenfalls Ost-südost, aber auch Strömungen aus Norden haben Anteile. Hier findet schon eine Verzahnung mittels Überlagerung oder zeitlichem Wechsel mit den Windsystemen der Oberrheinebene statt. Westlich der Stadt dominieren nord-nordöstliche Strömungen, wobei auch dem „Höllentäler“ zuordenbare Windrichtungen aus Ost-südost vorkommen. Auf

dem Tuniberg besitzt die Ost-südostkomponente in Bodennähe nur noch einen minimalen Anteil.

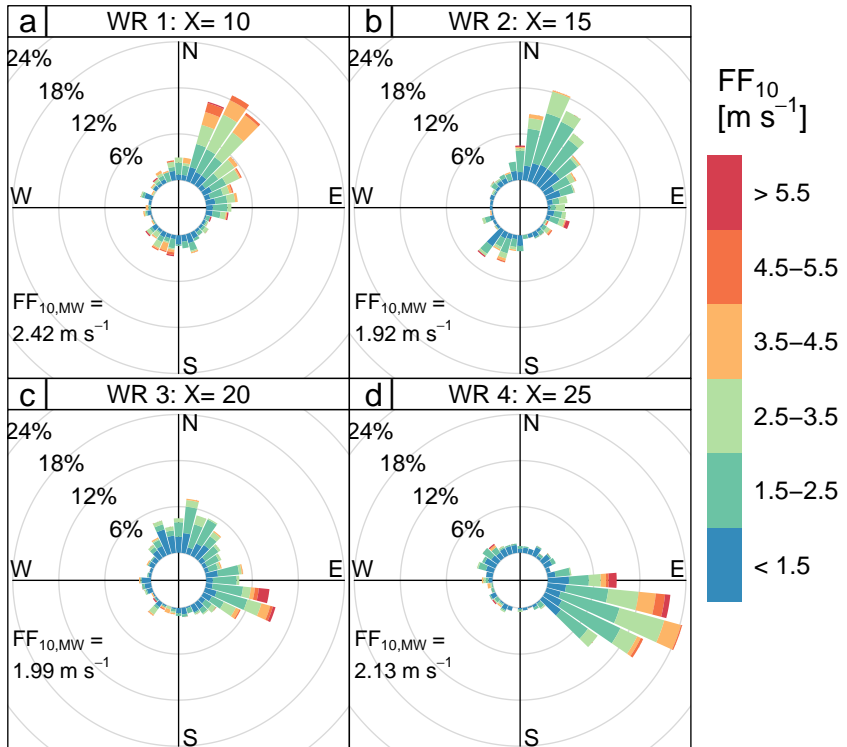


Abbildung 8.22: Windrosen der simulierten nächtlichen (20 MEZ bis 3 MEZ) Windgeschwindigkeiten und -richtungen in 10 m Höhe für die in Abbildung 8.20 eingezeichneten Kreise. Die X-Werte können den Gitterpunkten in den Abbildungen 8.19 und 8.20 zugeordnet werden.

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass CCLM in der Lage ist, die in der Literatur beschriebenen und beobachteten Windverhältnisse des „Höllentälers“ wiederzugeben. Im Folgenden findet die Verknüpfung mit der Temperatur und dem UTCI am Beispiel eines Ereignisses im August 2003 statt.

Die Abbildungen 8.23 und 8.24 zeigen die Entwicklung des Bergwindes für ausgewählte Zeitpunkte vom vierten auf den fünften August 2003

im vertikalen Querschnitt entlang der in den Abbildungen 8.19 und 8.20 eingezeichneten gestrichelten schwarzen Linie. In 700 hPa herrscht am frühen Abend, das heißt 18 MEZ, eine Windgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} bis 2 m s^{-1} aus westlichen Richtungen. Im Laufe der Nacht verstärkt sich der Wind auf 4 m s^{-1} bis 5 m s^{-1} zum nächsten Morgen und dreht auf Nordwest. In 850 hPa ist die Windgeschwindigkeit am frühen Abend 3 m s^{-1} bis 5 m s^{-1} und sinkt bei Sonnenuntergang auf die ganze Nacht in etwa konstante 2 m s^{-1} bei nordöstlichen Windrichtungen und wolkenlosem Himmel.

Am frühen Abend (18:30 MEZ) liegt im Stadtgebiet von Freiburg bodennah eine Nordströmung vor. Vom Schwarzwald aus entwickelt sich eine talabwärts gerichtete Ostströmung (an den Gitterpunkten $X = 34\text{--}38$). Die Temperaturen und der UTCI weisen über dem dicht bebauten Stadtgebiet von Freiburg nur geringe Gradienten auf, der Unterschied zum kühleren Umland ist gut zu erkennen; vergleiche Abbildung 8.19 b für die in der Simulation herrschende Bebauung und den Bodenversiegelungsgrad an den Gitterpunkten entlang des Querschnitts. Die Isothermen liegen nahezu parallel übereinander und die potentielle Temperatur hat keine sichtbaren Gradienten. Eine Stunde später hat sich eine stärkere bodennahe Ostströmung mit circa 4 m s^{-1} an den Hängen des Schwarzwaldes zum Zartener Becken hin gebildet, wobei das Windmaximum bei circa 8 m s^{-1} in einigen Dekametern über Grund liegt sowie im Strömungsverlauf vom Talboden abhebt und bis zur Talenge auf etwa 300 m bis 500 m ansteigt. Der bodennahe Ostwind hat sich währenddessen bis ins Stadtgebiet von Freiburg durchgesetzt und aufgrund des Transports kühlerer Luftmassen aus dem Tal einen WNW-OSO-Gradienten der Temperatur und des UTCI im dicht bebauten Stadtgebiet von Freiburg mit jeweils etwa 1.4 K hervorgerufen.

Im weiteren Verlauf bis 21:15 MEZ bleibt der Temperaturgradient zwischen dem dicht bebauten Gitterpunkt am westlichen Stadtrand ($X=18$) und demjenigen im Osten ($X=22$) mit 1.2 K bis 1.4 K nahezu konstant, während sich der Gradient des UTCI auf zwischenzeitlich 3.5 K aufgrund des zusätzlichen Einflusses des Windes erhöht. Dabei sinkt das abgehobene

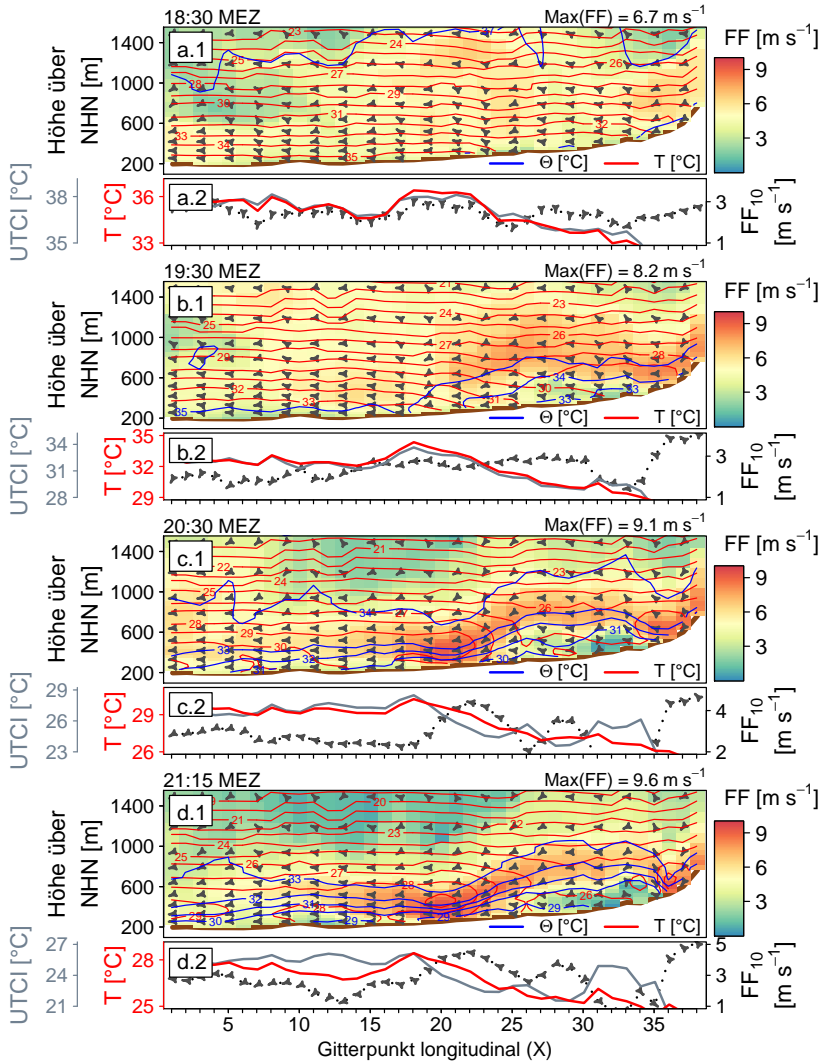


Abbildung 8.23: Horizontale Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der Temperatur ($\Delta T = 1\text{ K}$) und potentiellen Temperatur ($\Delta\Theta = 1\text{ K}$) sowie Pfeile tangential zur Strömungsrichtung im WNW-OSO-Querschnitt vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarz gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) für den 4. August 2003. Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der Temperatur, des UTCI sowie der 10-m-Windgeschwindigkeit und horizontalen Windrichtung.

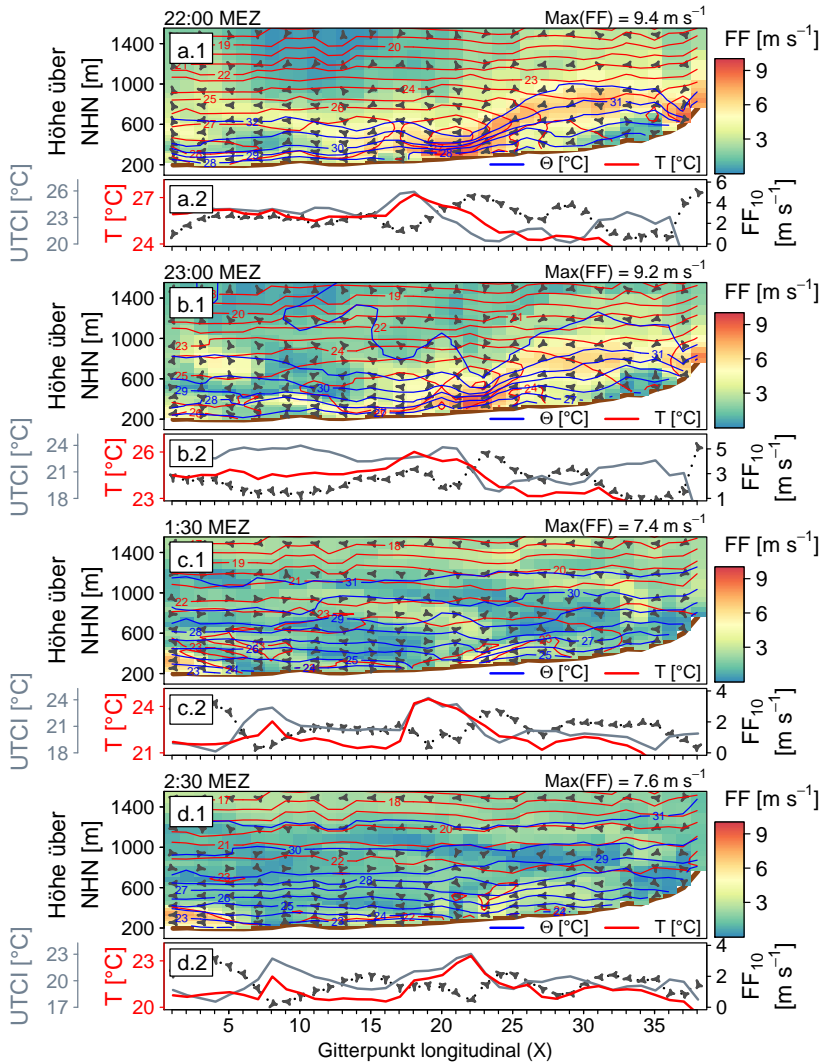


Abbildung 8.24: Horizontale Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der Temperatur ($\Delta T = 1 K$) und potentiellen Temperatur ($\Delta \Theta = 1 K$) sowie Pfeile tangential zur Strömungsrichtung im WNW-OSO-Querschnitt vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarz gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) vom 4. August auf den 5. August 2003. Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der Temperatur, des UTCI sowie der 10-m-Windgeschwindigkeit und horizontalen Windrichtung.

Windmaximum über dem Zartener Becken beziehungsweise dem Dreisamtal am westlichen Talausgang unter Beschleunigung ab und erreicht das Stadtgebiet von Freiburg. Das Windmaximum liegt dabei mit über 9 m s^{-1} in circa 60 m bis 400 m über dem Boden und bildet einen nächtlichen Low-Level-Jet. Die Isentropen folgen dem Strömungsverlauf und drängen sich über dem bebauten Stadtgebiet auf Höhe des Windmaximums. Auch in Bodennähe, das heißt in 10 m Höhe, wird der Wind während des Durchströmens der Talenge aufgrund des Düseneffekts beschleunigt. Die Isothermen werden aus ihrer vorher nahezu parallelen Lage zur Oberfläche mit der Strömung in die Vertikale und weiter gedreht, sodass sich die kühlere Luft von Osten unter die wärmere Luft im Stadtgebiet schiebt und in Folge dessen eine abgehobene Warmluftblase über dem Stadtgebiet entsteht (21:15 MEZ). In Bodennähe sind die Windgeschwindigkeiten mit bis zu 5 m s^{-1} aufgrund der Rauigkeit der Stadtoberfläche geringer, sorgen aber insbesondere im Osten der Stadt für geringere Werte des UTCI und unter dem Aspekt der Lufthygiene für eine gute Durchlüftung. Dieser Zustand hält bei etwas geringer werdenden Windgeschwindigkeiten über dem Dreisamtal bis circa 23 MEZ an.

Im weiteren Verlauf der Nacht schwächt sich der Bergwind ab und von Westen setzt sich der meridional gerichtete Wind der Oberrheinebene durch. Erreicht dieser das dicht bebaute Stadtgebiet (2:30 MEZ), drehen sich die Temperaturverhältnisse dort um, das heißt ein wärmerer Ost- als Westteil der Stadt.

Analog zu dem gezeigten Beispiel für den 4. August auf den 5. August stellen die Abbildungen A.21 und A.22 im Anhang einen sehr stark ausgeprägten Bergwind in der Nacht vom 14. Juli auf den 15. Juli 2003 dar. Einen Beispielzeitpunkt daraus zeigt Abbildung 8.25. Dabei herrscht eine mit 5 m s^{-1} bis 8 m s^{-1} starke Höhenströmung in 700 hPa aus Nordwest sowie anfangs eine Ostströmung in 850 hPa mit 4 m s^{-1} bis 6 m s^{-1} . Wie im vorangegangenen Beispiel ist es die ganze Nacht auch hier wolkenlos. Der Bergwind erreicht Windgeschwindigkeiten zwischen 14 m s^{-1} und 18 m s^{-1} in 60 m bis 400 m über Grund sowie bis zu 9 m s^{-1} in Bodennähe über dem bebauten Stadtgebiet

von Freiburg entlang des gezeigten Querschnitts. Die Strömung erreicht auch den Tuniberg ($X = 10$) und strömt vom Boden abgehoben auch weiter in die Rheinebene hinein. Damit können die geäußerten Vermutungen über die maximale Reichweite des „Höllentälers“ aus der Literatur modellbasiert bestätigt werden.

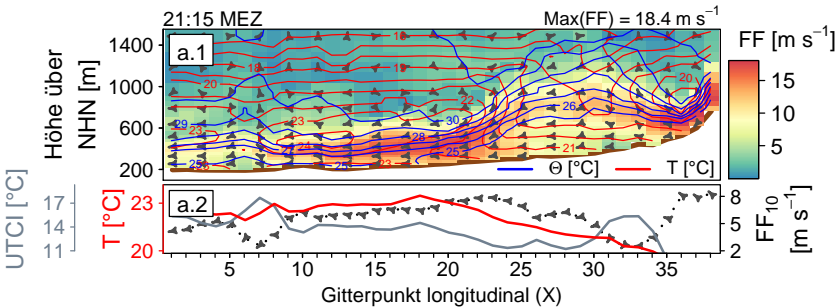


Abbildung 8.25: Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der Temperatur ($\Delta T = 1 \text{ K}$) und potentiellen Temperatur ($\Delta \Theta = 1 \text{ K}$) sowie Pfeile tangential zur Strömungsrichtung im WNW-OSO-Querschnitt vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarz gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) vom 14. Juli 2003. Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der Temperatur, des UTCI sowie der 10-m-Windgeschwindigkeit und horizontalen Windrichtung.

Das in den Beispielen beobachtete Strömungsmuster des „Höllentälers“ weist Parallelen zu Untersuchungen von Zängl (2004) in Bezug auf die Strömung entlang des Inntals im Bereich von dessen Talenge am Talausgang auf. Die Verengung am Talausgang reduziert den bodennahen Massenfluss, sodass sich ein Teil des Abflusses aus dem Tal vor der Verengung staut und aufschichtet. Somit verlagert sich das Windmaximum in höhere Schichten. Im weiteren Verlauf gleicht die Strömung einem hydraulischen Fluss, wobei ein Übergang von subkritischer zu superkritischer Strömung stattfindet (Arakawa, 1969). Dabei wird potentielle in kinetische Energie umgewandelt und eine langsame hochreichende Strömung in eine flache schnelle Strömung umgewandelt. Diese Effekte werden auch in den gezeigten Beispielen des „Höllentälers“ beobachtet. Außerdem kann teilweise eine Rückwandlung in eine subkritische

Strömung beobachtet werden, welche bei einem hydraulischen Sprung entsteht (Zängl, 2004). Diese tritt aber nur in wenigen Nächten auf. Für das Inntal liegt dies daran, dass die aus dem Tal stammende Luft kalt ist und somit im Gegensatz zur Umgebungsluft einen negativen Auftrieb hat und den dynamischen Sprung dadurch unterdrückt. Dies ist auch für den „Höllentäler“ denkbar. Abbildung 8.26 zeigt eine Prinzipskizze zum hydraulischen Sprung, wobei eine idealisierte Wasserströmung über einem Hindernis dargestellt ist. Liegt beim Anstieg zum Hindernis eine ausreichende Beschleunigung sowie abnehmende Strömungsdicke vor, findet unter Umwandlung von potentieller zu kinetischer Energie ein Übergang von subkritischer zu superkritischer Strömung über dem Hindernis statt. Hinter dem Hindernis beschleunigt die Strömung beim Absinken weiter und stellt schließlich die stromabwärts herrschenden Umgebungsbedingungen mit einem hydraulischen Sprung wieder her (Durrán, 1990).

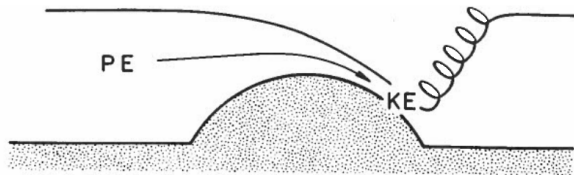


Abbildung 8.26: Prinzipskizze zum hydraulischen Sprung aus Durrán (1990). PE steht für potentielle Energie und KE für kinetische Energie.

Um den Übergang der subkritischen zur superkritischen Strömung zu quantifizieren kann die massenreduzierte Froude-Zahl genutzt werden (Flamant et al., 2002; Zängl, 2004). Froude-Zahlen kleiner eins stellen subkritische und größer eins superkritische Zustände dar. Die Froude-Zahl ist definiert als

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g'H}}, \quad (8.4)$$

wobei U die durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeit, H die Strömungstiefe und g' die reduzierte Schwerkraft darstellen:

$$g' = g \frac{\Delta\Theta}{\Theta}. \quad (8.5)$$

Dabei ist $\Delta\Theta$ die Inversionsstärke bis zum oberen Rand der Strömung. Am 4. August 2003 um 22 MEZ (Abbildung 8.24, a.1) kann die 32 °C-Isentrope als Abgrenzung zwischen der Strömung des Bergwindes und der Umgebungsströmung genutzt werden. Damit ist die Inversionsstärke circa 5 K und $\Theta = 300.65 \text{ K}$. Vor der Talenge im Zartener Becken wird mit $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ die reduzierte Schwerkraft zu $g' = 0.163 \text{ m s}^{-2}$. Bei einer Mächtigkeit der Strömung von circa 600 m und einer mittleren Windgeschwindigkeit von $FF = 5 \text{ m s}^{-1}$ ist die Froude-Zahl $Fr = 0.5$, die Strömung also subkritisch. Direkt nach dem westlichen Talausgang wird eine superkritische Froude-Zahl ($Fr = 1.4$) bei einer Mächtigkeit der Strömung von circa 250 m und einer mittleren Windgeschwindigkeit von $FF = 9 \text{ m s}^{-1}$ erreicht. Im unbebauten Gebiet westlich der städtischen Bebauung ($X=16$) geht die Strömung bei einer Dicke von 400 m und mittleren Windgeschwindigkeit von $FF = 6 \text{ m s}^{-1}$ wieder in eine subkritische Strömung mit der Froude-Zahl $Fr = 0.7$ über.

Bei günstigen Bedingungen besteht der „Höllentäler“ somit aus einem anfangs langsam fließenden bodennahen Kaltluftstrom, der sich in der Talenge aufgrund des Düseneffekts beschleunigt, sowie einem etwas schnelleren Fluss in der Höhe. Die abgehobene Strömung kann etwa in 75 % der Nächte bei antizyklonalen Bedingungen im Sommer 2003 mehr oder weniger stark ausgeprägt beobachtet werden. Eine bodennahe Ostströmung tritt in über 90 % der Nächte auf. Über der Talenge sinkt die Höhenströmung ab und erreicht unter Beschleunigung am westlichen Talausgang im dicht bebauten Stadtgebiet von Freiburg Bodennähe. Sowohl der bodennahe Fluss transportiert kühlere Luft gegenüber dem Umland das Tal entlang in das Stadtgebiet als

auch die abgehobene Strömung aus höheren Schichten. Die Ergebnisse eines zweigeteilten „Höllentälers“ mit langsam fließender bodennaher Luft und einem schneller fließenden Hauptstrom im Zartener Becken (Ernst, 1995) können damit bestätigt werden.

Klimawirksamkeit auf Wärmebelastungsereignisse Im Folgenden wird die Klimawirksamkeit des „Höllentälers“ im Hinblick auf Wärmebelastungsereignisse und Temperaturen im Sommer untersucht. Abbildung 8.27 zeigt den vertikalen Querschnitt der mittleren Wind-, Temperatur- und potentiellen Temperaturverhältnisse nachts und tagsüber für antizyklonale Wetterlagen in der Höhe 2003. Tagsüber (6 MEZ bis 17 MEZ) hat die mittlere Horizontalwindgeschwindigkeit keine bedeutenden Gradienten. Die Isothermen verlaufen dem Gelände folgend fast parallel zueinander. Die potentielle Temperatur zeigt in den untersten Metern eine Abnahme aufgrund thermisch bedingter Instabilität infolge des strahlungsbedingten Aufheizens der Oberflächen.

Die mittlere Temperatur und die Anzahl der Ereignisse mit Temperaturen größer gleich 25°C haben im dicht bebauten Stadtgebiet tagsüber nur minimale Unterschiede. Am unbebauten Gitterpunkt westlich der Stadt ($X=16$) und am östlichen Talausgang im Dreisamtal ($X=28$, vergleiche Abbildung 8.19) herrschen trotz eines Höhenunterschiedes von 100 m gleiche mittlere Temperaturen. Dies deutet auf ein sich stärker erwärmendes Tal im Vergleich zur Ebene hin. Am östlich des Dreisamtals gelegenen Gitterpunkt werden zudem 13 Stunden mit Temperaturen größer gleich 25°C mehr simuliert, das bedeutet circa 3%. Nachts (20 MEZ bis 3 MEZ) können der in die Höhe angewachsene Strom und die geringen Windgeschwindigkeiten des „Höllentälers“ im Zartener Becken ebenfalls erkannt werden, obgleich aufgrund der Mittelung in abgeschwächter Form. Die Isothermen (im Beispiel die 19°C -Isotherme) zeigen in den unteren 200 m im Mittel die Tendenz zum Abknicken aus der horizontalen in die vertikale Lage, wie sie bei den Fallbeispielen in ausgeprägter Form beobachtet wird (siehe zum Beispiel die Abbildungen 8.23 und 8.24), was den Abfluß von Kaltluft aus dem Tal

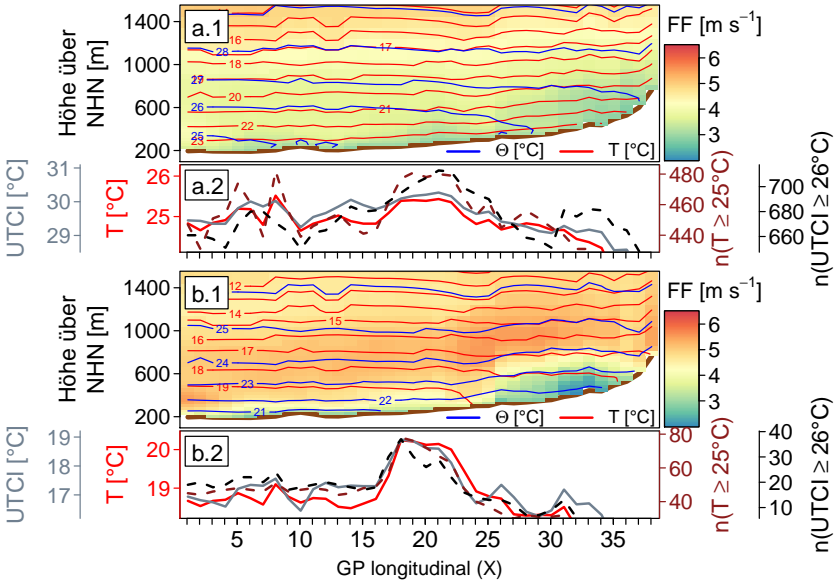


Abbildung 8.27: Mittlere horizontale Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der mittleren Temperatur ($\Delta T = 1\text{ K}$) und mittleren potentiellen Temperatur ($\Delta \Theta = 1\text{ K}$) entlang des WNW-OSO-Querschnitts vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarz gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) für antizyklonale Wetterlagen in 500 hPa im Sommer 2003 tagsüber (a) und nachts (b). Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der mittleren Temperatur, des mittleren UTCI sowie der Anzahl an Wärmebelastungsereignissen und Temperaturen größer gleich $25\text{ }^{\circ}\text{C}$.

nach Westen impliziert. Die Temperatur liegt nachts im Westen des dicht bebauten Stadtgebietes von Freiburg im Mittel um 0.25 K über derjenigen im Osten. Auch die Anzahl der Ereignisse mit Temperaturen größer gleich $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ verringern sich im dicht bebauten Stadtgebiet von Westen nach Osten um 15, das heißt um circa 20%. Am unbebauten Gitterpunkt westlich der Stadt liegt die mittlere Temperatur circa 0.4 K über der am östlichen Talausgang im Dreisamtal. Ebenso werden dort 17 Stunden mehr mit Temperaturen größer gleich $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ als am östlichen Talausgang im Dreisamtal erreicht, das heißt circa 40% häufiger.

Hinsichtlich des mittleren UTCI und der Anzahl von Wärmebelastungsereignissen sind nachts größere Gradienten über dem dicht bebauten Stadtgebiet zu beobachten. Dabei ist der mittlere UTCI im Westen der Stadt circa 0.9 K größer als im Osten. Die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse ist im Westen des dicht bebauten Stadtgebietes um 15 höher als im Osten, das heißt circa 60 %. Der mittlere UTCI ist am unbebauten Gitterpunkt westlich der Stadt circa 0.9 K größer als derjenige östlich der Stadt im Dreisamtal und weist 11 Stunden mehr an Wärmebelastungsereignissen auf, das heißt circa 2.5-mal so viele. Die größeren Differenzen zwischen den einzelnen Gitterpunkten bezüglich des UTCI im Vergleich zur Temperatur resultieren aus dem Einfluss der unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten. Beispielsweise führen die niedrigeren mittleren Temperaturen im Osten der Stadt in Kombination mit den höheren mittleren Windgeschwindigkeiten zu noch größeren Differenzen in Bezug auf den UTCI gegenüber den westlicher gelegenen Bereichen. Tagsüber besitzt der mittlere UTCI im dicht bebauten Stadtgebiet nur minimale Differenzen, in Bezug auf Wärmebelastungen treten im Osten der Stadt 17 Stunden mehr auf, das heißt circa 2 %. Dies kann mit einem Windgeschwindigkeitsminimum vor der Talenge erklärt werden, wobei tagsüber umgekehrte Verhältnisse als nachts herrschen, das bedeutet Talwind; vergleiche dazu Abbildung 8.20 (a.2). Am unbebauten Gitterpunkt westlich der Stadt ist der mittlere UTCI circa 0.5 K höher als am östlichen Talausgang im Dreisamtal, ebenso werden dort 22 Stunden mehr mit Wärmebelastung erreicht, das heißt circa 3 %.

Abbildung 8.28 zeigt den mittleren Tagesgang der Stunden mit Temperaturen größer gleich 25 °C entlang des WNW-OSO-Querschnitts. Es werden ein unbebauter Gitterpunkt westlich der Stadt ($X=16$), drei Gitterpunkte des dicht bebauten Stadtgebietes von Westen nach Osten ($X=18, 20$ und 22) sowie zwei Gitterpunkte im Dreisamtal ($X=25$, gering bebaut, sowie $X=28$, unbebaut) betrachtet. Die Gebiete außerhalb der dicht bebauten Stadt zeigen einen größeren morgendlichen Temperaturanstieg, starten aber von einem geringeren Niveau aus als in der Stadt. Nachmittags und abends drehen sich die Verhältnisse um. Die abendlichen Abkühlraten sind zwischen 19 MEZ und

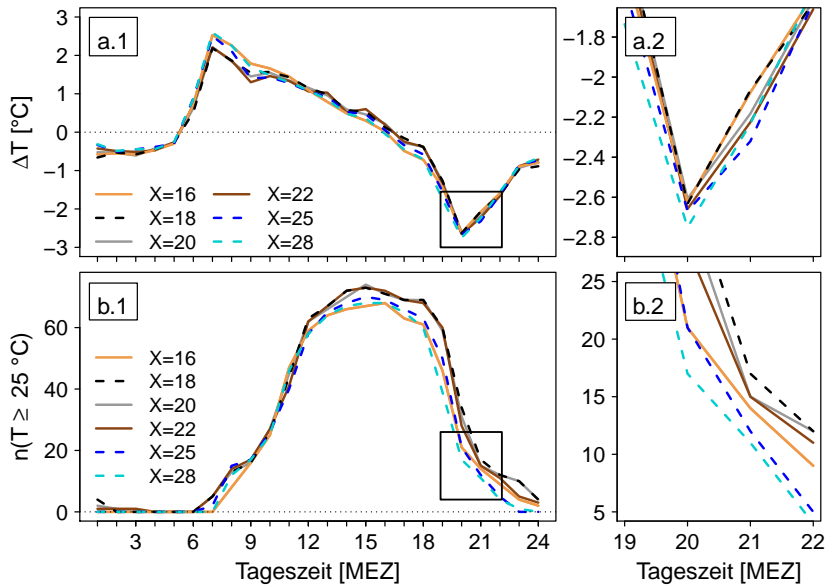


Abbildung 8.28: Mittlerer Tagesgang der stündlichen Temperaturänderungen (a) und Anzahl der Stunden mit Temperaturen größer gleich 25 °C (b) für einzelne Gitterpunkte entlang des WNW-OSO-Querschnitts (siehe schwarz gestrichelte Linie aus Abbildung 8.19) bei antizyklonalen Wetterlagen in 500 hPa im Sommer 2003. Die Teilbilder rechts zeigen die links mit einem schwarzen Rechteck markierten Ausschnitte.

20 MEZ (20 MEZ in Abbildung 8.28) sowie 20 und 21 MEZ für die weiter östlich gelegenen Gitterpunkte maximal. Zwischen den beiden Gitterpunkten im Dreisamtal ist eine Verschiebung der Abkühlung zu erkennen, sodass der östlichere Gitterpunkt im Mittel um 20 MEZ eine stärkere Abkühlung besitzt als der westlichere und um 21 MEZ umgekehrt. Dies kann mit dem zeitversetzten Einsetzen des Bergwindes und der daraus resultierenden Abkühlung begründet werden. Die drei Gitterpunkte im dicht bebauten Stadtgebiet zeigen um 21 MEZ ebenfalls unterschiedliche Abkühlraten, die von West nach Ost zunehmen. Zwischen dem Westen und Osten des dicht bebauten Stadtgebietes ist dabei ein Unterschied von 0.2 K zu

erkennen. Ferner hat der östliche Gitterpunkt des dicht bebauten Stadtgebietes zwischen 19 MEZ und 21 MEZ eine höhere Abkühlrate als der unbebaute Gitterpunkt westlich der Stadt. Dies ist ebenfalls auf den kühlenden Bergwind zurückzuführen. Einerseits aufgrund des Transportes von kühlen Luftmassen aus dem Dreisamtal in die Stadt, andererseits durch Advektion wärmerer Luftmassen aus der Stadt nach Westen. Daraus resultieren um 21 MEZ nahezu gleich viele Ereignisse mit Temperaturen über 25°C im unbebauten Gebiet westlich der Stadt als im dicht bebauten Gebiet im Osten der Stadt. Ändern sich die Verhältnisse im Laufe der Nacht, beispielsweise wie in Abbildung 8.20 aufgrund der Drehung die Hauptwindrichtung im westlichen Teil der Stadt auf Nordnordost, und/oder lässt der „Höllentäler“ in seiner Intensität nach oder versiegt, nähern sich die vorher wärmeren Bereiche den kühleren an. Werden zur Bedingung der Antizyklonalität beispielsweise auch die in der Literatur für den „Höllentäler“ als weniger günstig beschriebenen Verhältnisse einer Windgeschwindigkeit größer als 6 m s^{-1} in 850 hPa bei westlicher und südlicher Anströmung sowie einem hohen Bedeckungsgrad ausgeschlossen, ergeben sich geringfügig größere Differenzen der Abkühlrate der Temperatur zwischen den dicht bebauten Gitterpunkten im Westen und Osten der Stadt (circa 0.3 K).

Abbildung 8.29 zeigt den mittleren Tagesgang der stündlichen Änderungen des UTCI und die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse entlang des WNW-OSO-Querschnitts. Aufgrund des Windeinflusses fallen die Differenzen des UTCI zwischen den Gitterpunkten dabei größer aus als bei der Temperatur. In Folge dessen ist die Differenz der mittleren Abkühlrate zwischen dem westlichen und östlichen Gitterpunkt im dicht bebauten Stadtgebiet zwischen 20 MEZ und 21 MEZ 0.8 K UTCI. Hinsichtlich des unbebauten Gitterpunkts im Dreisamtal ist die Abkühlrate des unbebauten Gitterpunkts westlich der Stadt zwischen 19 MEZ und 21 MEZ um 1 K geringer. Während bis 20 MEZ im unbebauten Gebiet westlich der Stadt weniger Ereignisse mit Wärmebelastung als im dicht bebauten Bereich im Osten der Stadt vorkommen, wo der urbane Wärmeinseleffekt wirkt, drehen sich

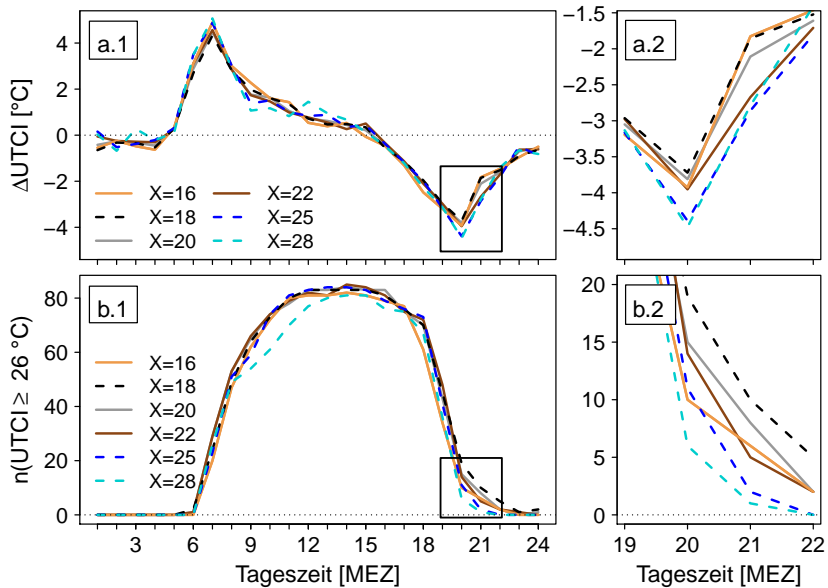


Abbildung 8.29: Mittlerer Tagesgang der stündlichen Änderungen des UTCI (a) und Anzahl der Wärmebelastungsereignisse (b) für einzelne Gitterpunkte entlang des WNW-OSO-Querschnitts (siehe schwarz gestrichelte Linie aus Abbildung 8.19) bei antizyklonalen Wetterlagen in 500 hPa im Sommer 2003. Die Teilbilder rechts zeigen die links mit einem schwarzen Rechteck markierten Ausschnitte.

die Verhältnisse bis 21 MEZ aufgrund des Bergwindes um. Abends und nachts treten im dicht bebauten westlichen Stadtgebiet die meisten Ereignisse mit Wärmebelastung auf, tagsüber häufiger in den beiden östlich davon betrachteten Gitterpunkten des dicht bebauten Stadtgebietes. Die in diesem Abschnitt dargestellten Ergebnisse für 2003 sind mit denen des Jahres 2015 vergleichbar.

Zusammenfassung der Ergebnisse Bei der Untersuchung des lokalen Bergwindensystems „Höllentäler“ und dessen Auswirkungen auf Wärmebelastung in Freiburg geben die Ergebnisse der mit CCLM berechneten bodennahen Strömungsverhältnisse die Messwerte gut wieder. Im Zartener Becken werden

bodennah bis in circa 300 m über Grund sehr geringe Windgeschwindigkeiten simuliert, die mit einer Stauung der Strömung vor der Talenge begründet werden können. Durch Aufschichtung resultiert daraus eine vertikal mächtige Strömung, die teilweise bis über 800 m über Grund reichen kann. Diese fließt anfangs in Bodennähe langsam und oberhalb der Talenge, das heißt wenn der Talquerschnitt in der Höhe breiter wird, etwas schneller. Auf Grundlage dessen können zwei Prozesse zu einem kühlenden Temperatureffekt auf das Stadtgebiet von Freiburg wirken. Zum einen wird in der Talenge unter Beschleunigung aufgrund des Düseneffekts bodennah kühlere Luft im Vergleich zum Umland das Dreisamtal entlang nach Westen ins Stadtgebiet von Freiburg transportiert. Zum anderen sinkt die abgehobene Strömung unter Beschleunigung über der Talenge ab, sodass sie am Talausgang im dicht bebauten Stadtgebiet von Freiburg den Boden erreicht. Dabei wird kühlere Luft aus größeren Höhen nach unten transportiert. Bei für den Bergwind günstigen Wetterlagen wird in manchen Nächten ein Übergang von subkritischem zu superkritischem Fluss beobachtet, der mit Hilfe der massenreduzierten Froude-Zahl quantifiziert werden kann. Die maximalen Geschwindigkeiten des „Höllentälers“ erreichen bei geringer Höhenströmung in etwa 10 m s^{-1} über dem Stadtgebiet von Freiburg. Bei schon vorherrschenden und somit unterstützenden Ostwinden können in 60 m bis 400 m über Grund zwischen 14 m s^{-1} und 20 m s^{-1} erreicht werden. In Bodennähe werden dabei aufgrund der Bodenrauigkeit noch circa 10 m s^{-1} simuliert.

Die beschriebenen Effekte führen zu einer zeitlich früheren Abnahme der abendlichen Temperaturen und des UTCI in den östlicheren Bereichen der Stadt gegenüber westlicher gelegenen Gebieten. Somit werden nachts (20 MEZ bis 3 MEZ) am westlichen Rand der Bebauung der Stadt circa 15 Stunden mehr mit Wärmebelastung und mit Temperaturen größer gleich $25 \text{ }^\circ\text{C}$ simuliert als im Osten der Stadt, wogegen tagsüber (6 MEZ bis 17 MEZ) bezüglich der Temperaturen in etwa gleich viele Ereignisse mit Temperaturen über $25 \text{ }^\circ\text{C}$ in beiden Bereichen vorkommen sowie hinsichtlich des UTCI mehr Ereignisse im Osten der Stadt. Im Laufe der Nacht schwächt sich der „Höllentäler“ ab und

von Westen her können sich vermehrt die meridional gerichteten regionalen Strömungen des Oberrheingrabens durchsetzen. Dabei gleichen sich die Temperaturverhältnisse im Westen und Osten der Stadt an. Zwischendurch wird auch ein wiederholtes Aufkommen des Bergwindes simuliert, allerdings mit geringeren Windgeschwindigkeiten als zu Beginn einer Nacht.

Der „Höllentäler“ ist somit klimawirksam auf die Anzahl und Stärke von Wärmebelastungsereignissen, in dem diese abendlich beziehungsweise nachts früher als im Umland gedämpft und verringert werden. Hinsichtlich der projizierten Zunahme der antizyklonalen Wetterlagen im Sommer erhöhen sich auch die Anzahl der Tage mit geeigneten Verhältnissen zur Entstehung des Bergwindes. Gerade wegen der ebenfalls projizierten Zunahme von Wärmebelastungsereignissen werden dem „Höllentäler“ und anderen lokalen kühlenden Windsystemen vermehrt Bedeutung zukommen.

8.4 Diskussion der Ergebnisse

Hinsichtlich der Untersuchung der synoptischen Verhältnisse auf Basis der objektiven Wetterlagenklassifikation in Verbindung mit Wärmebelastungsereignissen anhand des UTCI im Sommer in Baden-Württemberg, kann als stärkste synoptische Bedingung für Ereignisse mit Wärmebelastung (Forschungsfrage 3) Antizyklonalität in der Höhe, das heißt in 500 hPa, angesehen werden. Bei 88 % der Wärmebelastungsereignisse, 91 % der Ereignisse mit mindestens starker Wärmebelastung und 97 % der Ereignisse mit sehr starker Wärmebelastung im Sommer herrschen antizyklonale Verhältnisse in der Höhe. In Verbindung mit Zyklonalität in Bodennähe führen 92 % der Wetterlagen zu Wärmebelastung, circa zwei Drittel zu mindestens starker Wärmebelastung und 16 % zu sehr starker Wärmebelastung. Bezüglich der Anströmrichtung ergibt sich ein differenzierteres Bild. Die meisten Tage mit Wärmebelastung sowie mindestens starker Wärmebelastung ergeben sich zu etwa zwei Drittel aus Ereignissen bei Anströmungen mit einer westlichen Komponente (SSW, WSW, WNW und NNW). Zu sehr starker Wärmebelastung führen mit etwa

der Hälfte aller Ereignisse die Südwestwetterlagen (SSW und WSW). Alle Wetterlagen mit Westkomponenten (SSW, WSW, WNW und NNW) ergeben insgesamt zwei Drittel der Ereignisse. Hinsichtlich der Anströmrichtung sind die Ergebnisse indifferenter, da auch die vorherige räumliche Verteilung der meteorologischen Parameter eine Rolle spielt. Herrschen über einem großen Gebiet günstige Voraussetzungen für Wärmebelastung, wie beispielsweise aufgrund der Großwetterlage während des Sommers 2003, können die zu Wärmebelastung führenden Anströmrichtungen von ihren gewöhnlichen Mustern abweichen.

In Zusammenhang mit urbanem Einfluss entsteht eine deutlich größere Ausprägung der städtischen Wärminsel bei antizyklonalen Wetterlagen in der Höhe als bei zyklonalen. Dies ist hauptsächlich auf die damit verbundenen Windgeschwindigkeits- und Bedeckungsunterschiede zurückzuführen. Bei der Untersuchung des urbanen Einflusses auf Wärmebelastungsereignisse (Forschungsfrage 4) am Beispiel der Städte Karlsruhe und Freiburg wird zwischen moderat und stark urban beeinflussten Standorten differenziert, die sich in der nächtlichen Temperaturdifferenz zum Umland unterscheiden. Standorte über natürlichem Untergrund und in ausreichender Entfernung zu Gebäuden, um beispielsweise Strahlungswechselwirkungen mit diesen auszuschließen sowie genügend Durchlüftung zu ermöglichen, stellen moderat beeinflusste Standorte dar. Messstandorte über oder nahe von versiegelten Oberflächen, neben abstrahlenden Gebäuden, etwas mehr als 2 m über dem Erdboden oder einer Kombination aus mehreren der genannten Faktoren haben einen größeren Wärmeinseleffekt und repräsentieren einen stark urban beeinflussten Standort. Dabei kann der Wärmeinseleffekt aufgrund von Strahlungswechselwirkungen mit nahestehenden Gebäuden beziehungsweise Oberflächen auch tagsüber auftreten. Liegt aber beispielsweise eine Verschattung des Standortes vor, kann tagsüber auch das Gegenteil auftreten. Für städtische Standorte mit moderatem urbanem Effekt werden durchgehend mit im Mittel 4.8 % beziehungsweise 2.6 % mehr Wärmebelastungsereignisse beziehungsweise mehr mindestens starke Wärmebelastungsereignisse erreicht (Tabelle 8.7). Sehr starke Wär-

mebelastung kann sowohl in den Städten als auch im Umland häufiger vorkommen. Die Standorte mit stark urbanem Einfluss zeigen insgesamt größere Unterschiede zum Umland, aber auch differenziertere Ergebnisse. Es werden im Mittel 16.7 % mehr Stunden mit Wärmebelastung, 11 % mehr Stunden mit mindestens starker Wärmebelastung sowie 9.3 % mehr Stunden mit sehr starker Wärmebelastung erreicht, wobei die beiden letztgenannten Belastungsklassen auch negative Werte annehmen können.

Tabelle 8.7: Effekte der UHI bei stark urban beeinflussten Standorten (UHI_s) sowie moderat urban beeinflussten Standorten (UHI_m) auf die Stunden (h) mit Wärmebelastungsereignissen (Abschnitt 8.3.1, Abbildungen 8.14 und 8.17) sowie Abschätzung gegenüber (ggü.) dem Effekt des „Höllentälers“ (Abschnitt 8.3.2).

Δh	MW \pm STD [%]		MW \pm 6.4 h [%]	
	UHI _m	UHI _s	„Höllentäler“ ggü.	
UTCI \geq			UHI _{m,MW}	UHI _{s,MW}
26 °C	4.8 \pm 1.5	16.7 \pm 3.6	65.2 \pm 19.1	14.2 \pm 4.1
32 °C	2.6 \pm 1.4	11.0 \pm 12.0	-	-
38 °C	3.3 \pm 7.3	9.3 \pm 9.1	-	-

Die größere Bandbreite an Ergebnissen entsteht aufgrund der unterschiedlichen Standortcharakteristiken in der Stadt. Dabei spielen insbesondere tagsüber die Unterschiede zwischen teils verschatteten und nicht verschatteten sowie mit nahen Gebäuden strahlungswechselwirkenden beziehungsweise nicht strahlungswechselwirkenden Standorten eine große Rolle. Zum Verständnis: zur Berechnung des UTCI werden die mit Beobachtungsdaten validierten unbeeinflussten Werte der Strahlung, des Windes und der Bedeckung aus den Simulationen genutzt. Die Simulationenwerte der Temperatur und relativen Luftfeuchte werden mit Beobachtungsdaten zyklonalitätsabhängig im Tagesgang korrigiert. Diese können in der Stadt beispielsweise durch Verschattung beeinflusst sein oder verstärkte Strahlungsflüsse aufgrund von Wechselwirkungen mit nahestehenden Gebäuden aufweisen, was niedrigere beziehungsweise höhere Temperaturen zur Folge hat. Dadurch kann indirekt

die verminderte Direktstrahlung oder verstärkte Reflexstrahlung an einem Standort in Form geringerer oder höherer Temperaturen abgeschwächt auf den UTCI übertragen werden. Bei Berechnung des UTCI mit weniger Direktstrahlung, beispielsweise auf einer verschatteten Straßenseite, wären die Werte des UTCI deutlich geringer. Demgegenüber wären die Werte auf einer besonnten Straßenseite mit Reflexstrahlung der umstehenden Gebäude höher. Eine Simulation von solchen Effekten kann nur ein gebäudeauflösendes Modell leisten. Mit CCLM werden somit mittlere Verhältnisse in der Stadt gezeigt. Neben dem urbanen Effekt auf Wärmebelastungsereignisse wird der Einfluss eines lokalen Windsystems auf das urbane Klima anhand des „Höllentälers“ auf das Stadtklima von Freiburg bezüglich Wärmebelastungsereignissen untersucht (ebenfalls Forschungsfrage 4). Anhand der Simulationen wird gezeigt, dass der „Höllentäler“ aufgrund der besonderen topographischen Gegebenheiten kühlere Luft sowohl bodennah als auch aus größeren Höhen in das bebaute Stadtgebiet von Freiburg transportiert. Der „Höllentäler“ bewirkt eine frühere Abkühlung der östlichen Stadtteile im Vergleich zu den westlicher gelegenen. Dabei werden sowohl für die mittlere Temperatur als auch für den mittleren UTCI abends und nachts im Osten der Stadt niedrigere Werte als im Westen simuliert, während die Differenzen tagsüber umgekehrt oder ausgeglichen sind. Die Verhältnisse können sich im Laufe der Nacht aufgrund von Versiegen oder Abschwächung des „Höllentälers“ oder infolge von Überlagerung mit regionalen Windsystemen der Oberrheinebene ändern. Jedoch liegen zu den meist fortgeschrittenen Zeiten Wärmebelastungen normalerweise nicht mehr vor. Aus den vorherigen Betrachtungen kann ein mittlerer moderater urbaner Effekt von circa 37 Stunden (knapp 5 %) mehr Wärmebelastungsereignissen gegenüber dem Umland angenommen werden (Tabelle 8.7). Der abkühlende Effekt des Bergwindes verringert diesen hinsichtlich des Vergleichs zwischen dem weniger beeinflussten westlichen mit dem stärker beeinflussten östlichen Bereich des dicht bebauten Stadtgebietes von Freiburg um circa 49 % bis 84 %. Die Bandbreite ergibt sich in Anbetracht dessen, dass tagsüber im Osten

der Stadt mehr Wärmebelastungsereignisse simuliert werden. Wird dieser Effekt mitbetrachtet ergeben sich zwischen tagsüber und nachts Änderungen von circa 28 Stunden an Wärmebelastungsereignissen zwischen West- und Ostteil der Stadt, sonst 15 Stunden. Dies wird in der Abschätzung für die Jahre 2003 und 2015 mit $MW \pm 6.4 \text{ h}$ berücksichtigt (Tabelle 8.7). Gegenüber dem Wärmeinseleffekt und dem daraus folgenden Einfluss auf die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse eines stark urban beeinflussten Standortes gegenüber dem Umland beträgt der Effekt des Bergwindes noch etwa 10 % bis 18 %.

9 Verfahrenskombination zur Abschätzung lokaler Wärmebelastung im Vergleich zum Klimawandel

Abschließend werden zum einen die Anzahl der Wärmebelastungen der vergangenen Sommer mit den für den Zeitraum 2031–2050 projizierten Ereignissen verglichen, zum anderen werden die aus den lokalen Effekten entstehenden Unterschiede in Bezug auf die Anzahl von Wärmebelastungsereignissen im Sommer mit den Änderungen zwischen den betrachteten Zeiträumen 1981–2000 und 2031–2050 abgeschätzt (Forschungsfrage 5).

Abbildung 9.1 zeigt die Vergleiche hinsichtlich der Anzahl an Wärmebelastungsereignissen im Sommer zwischen den projizierten mittleren Klimaänderungen von 1981–2000 und 2031–2050 auf Basis der bias-korrigierten Klimasimulationen (Kapitel 6 und 7), den Jahren 1981–2015 auf Grundlage der Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* (Abschnitt 8.3) und den Werten des Umlandes von Karlsruhe sowie Freiburg 2003 und 2015 auf Basis der Simulation mit 925 m Maschenweite, korrigiert mit dem mittleren Tagesgang der Temperatur und relativen Feuchte (Abschnitt 8.3.1). Die Boxplots repräsentieren die Werte an den Gitterpunkten im Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg und angrenzenden Bereichen, die unter 300 m über NHN liegen. Das Untersuchungsgebiet zeigt beispielsweise Abbildung 8.3 (b, umrandetes Gebiet). Der Vergleich zwischen den Jahren 1981–2000 des Klima-Ensembles sowie von *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* ergibt gute Korrelationen für alle Wärmebelastungsklassen. Ebenso befinden sich die Mittelwerte des

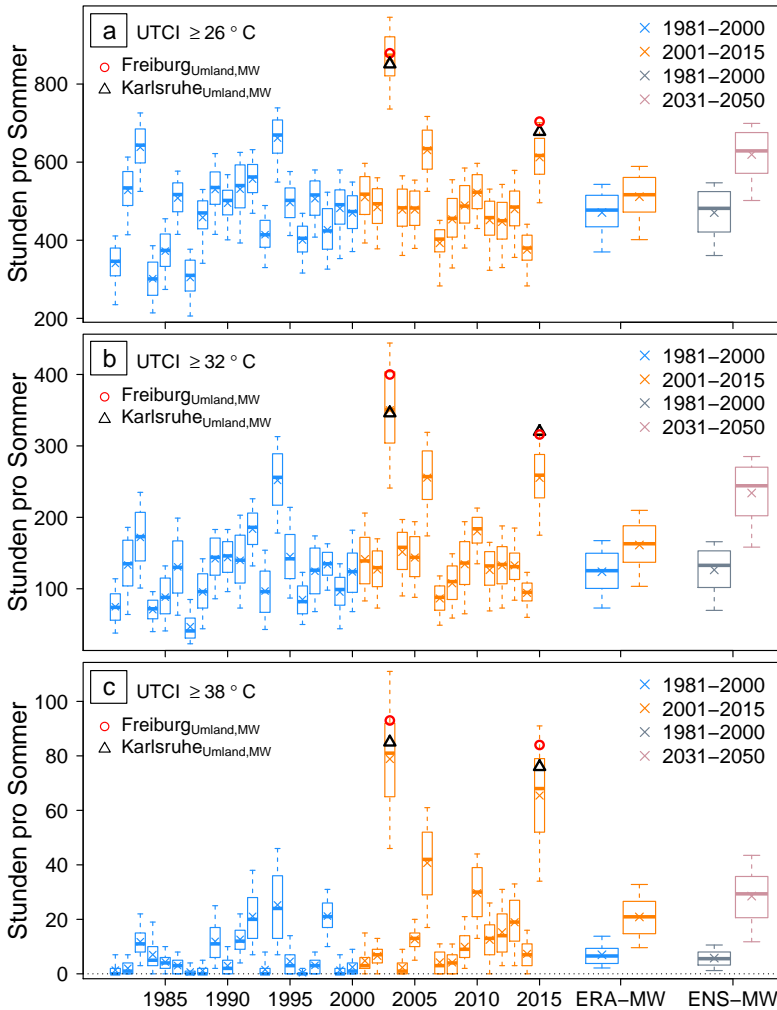


Abbildung 9.1: Anzahl der Stunden mit mindestens mäßiger (a), starker (b) und sehr starker Wärmebelastung (c) pro Sommer (JJA). Die Boxplots basieren auf den Werten aller im Untersuchungsgebiet liegenden Gitterpunkte mit den im Text beschriebenen Eigenschaften; ein Beispielboxplot befindet sich in Abbildung 4.6. Die einzelnen Jahre sowie die mit ERA-MW (ERA-Mittelwert; blau und orange) gekennzeichneten Boxplots repräsentieren die Werte der Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* (Abschnitt 8.3). Die mit ENS-MW (Ensemble-MW; grau und pink) benannten Boxplots stellen die Ergebnisse des Klima-Ensembles dar (Kapitel 7). Die Symbole (schwarzes Dreieck und roter Kreis) markieren den jeweiligen Mittelwert des Umlandes der Stadtklimauntersuchungen (Abschnitt 8.3.1).

Umlandes von Karlsruhe sowie Freiburg 2003 und 2015 im oberen Bereich der Spannweite der Boxplots, was realistisch erscheint, da die Standorte hinsichtlich des Betrachtungsgebietes im Süden (Freiburg) sowie tief (Karlsruhe) liegen und deshalb gegenüber dem Mittelwert aller betrachteten Gitterpunkte wärmer sind; vergleiche Abbildungen 8.14 und 8.17. Somit korrelieren die Ergebnisse der drei Methoden trotz unterschiedlicher Herangehensweisen gut miteinander und sind demnach vergleichbar und plausibel.

In Anbetracht der Mittelwerte der Jahre 1981–2000, 2001–2015 und 2031–2050 ergibt sich ein Anstieg der Anzahl von Wärmebelastungsereignissen für alle Belastungsklassen; die Abbildungen A.23 und A.24 zeigen die Werte für das Klima-Ensemble auf der Fläche zusätzlich im Anhang. Zukünftige mittlere Sommer in Baden-Württemberg sind in Bezug auf die Anzahl an Wärmebelastungen mit den Sommern 2006 und 2015, bezüglich mindestens starker Wärmebelastungen nahezu mit den Sommern 1994, 2006 und 2015 sowie in Bezug auf sehr starke Wärmebelastungen mit dem Sommer 2010 vergleichbar. Damit werden für einen mittleren Sommer 2031–2050 hinsichtlich der drei genannten Belastungsklassen mehr Wärmebelastungsereignisse als in 88 % der Sommer 1981–2015 projiziert.

Aus den bisherigen Ergebnissen des urbanen Effekts auf Wärmebelastungsereignisse (Tabelle 8.7) sowie den projizierten Änderungen der Wärmebelastungsereignisse für die Standorte Karlsruhe und Freiburg im Ensemble-Mittel und Sommer (Abbildung A.25 im Anhang), können die Effekte gegeneinander abgeschätzt werden (Tabelle 9.1). Die Änderung der Stunden mit Wärmebelastung aufgrund des moderaten urbanen Effekts entspricht circa einem Viertel des Effekts der projizierten Klimaänderungen zwischen 1981–2000 und 2031–2050, hinsichtlich stärkeren Wärmebelastungen im Mittel weniger als 8%. Die angezeigten Unsicherheiten repräsentieren die unterschiedlichen Standorte in der Stadt und entsprechen den Standardabweichungen der Ergebnisse in Tabelle 9.1. Für das Klima-Ensemble sowie den „Höllentäler“ sind zur Abschätzung die jeweiligen Mittelwerte genutzt worden. Die Betrachtungen weiterer Unsicherheiten würde die Bandbreite der Abschätzungen demzufolge

Tabelle 9.1: Abschätzung des Effekts der projizierten Klimaänderungen im Ensemble-Mittel ($\Delta ENS-MW$) zu denen der UHI bei stark urban beeinflussten Standorten (UHI_s) und moderat urban beeinflussten Standorten (UHI_m) auf die Stunden (h) mit Wärmebelastungsereignissen sowie gegenüber dem Effekt des „Höllentälers“.

	(MW \pm STD) * 100 [%]		
UTCI \geq	$UHI_m/\Delta ENS-MW$	$UHI_s/\Delta ENS-MW$	$\Delta H_{\text{Höllentäler}}/\Delta ENS-MW$
26 °C	24.4 \pm 5.9	87.2 \pm 26.4	14.6 \pm 4.3
32 °C	7.5 \pm 3.9	34.7 \pm 37.6	-
38 °C	6.7 \pm 15.9	22.1 \pm 21.2	-

noch vergrößern. Der Einfluß stark urban geprägter Standorte auf die Anzahl von Wärmebelastungsereignissen entspricht nahezu dem der projizierten Klimaänderungen. Für mindestens starke Wärmebelastungen erreicht der stark urbane Einfluß im Mittel circa ein Drittel der Klimaänderungen, in Bezug auf sehr starke Wärmebelastungen noch circa 22 %. Hinsichtlich des Einflusses des Bergwindsystems „Höllentäler“ auf die Anzahl der Wärmebelastungsereignisse gegenüber dem Effekt des Klimaänderungssignals ergeben sich noch etwa 10 % bis 19 %. Allerdings beschränken sich diese hauptsächlich auf mäßige Wärmebelastungsereignisse abends und nachts. Somit dominieren die projizierten Klimaänderungen zwischen 1981–2000 und 2031–2050 die lokalen Effekte in Bezug auf Wärmebelastungen im Sommer, speziell auf starke und sehr starke Belastungen. Hinsichtlich der Anzahl an Wärmebelastungen erreichen stark urban geprägte Gebiete nahezu den gleichen Effekt wie die zukünftigen Änderungen zwischen den betrachteten Zeiträumen. Während urbane Einflüsse die Anzahl an Wärmebelastungen vor allem abends und nachts erhöhen, können lokale Windsysteme diese abends und nachts verringern. Die Klimaänderungen wirken zu allen Tageszeiten auf die thermischen Belastungen.

10 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden die Anzahl, Andauer und Stärke von Wärmebelastungsereignissen sowie deren Änderungssignale und Zusammenhänge mit den Wetterlagen auf der synoptischen Skala untersucht (Kapitel 7). Des Weiteren wurden die urbanen Effekte der Städte Karlsruhe und Freiburg sowie der Einfluß des Bergwindes „Höllentäler“ auf Wärmebelastungen analysiert (Kapitel 8) und mit den projizierten Klimaänderungen verglichen (Kapitel 9).

Projizierte zukünftige Änderungen des UTCI und der Wetterlagen

Mit dem UTCI (Universal Thermal Climate Index) wurde ein anerkannter Bewertungsmaßstab für die thermische Behaglichkeit genutzt, um Wärmebelastungsereignisse darzustellen (Jendritzky et al., 2009, 2012; Bröde et al., 2012). Um zukünftige Änderungen des UTCI mittels eines Klima-Ensembles hinsichtlich Schwellenwerten von Wärmebelastungen zu untersuchen, wurde erstmals die multivariate Bias-Korrektur für Klimamodellprojektionen mehrerer Klimavariablen MBCn (Cannon, 2017) auf einen thermischen Komfortindex stündlich sowie jahreszeitenabhängig für ganz Deutschland angewandt. Des Weiteren wurden die Zusammenhänge mit den projizierten Änderungen der Wetterlagen auf der synoptischen Skala, die mit der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD (Dittmann et al., 1995; Bissolli und Dittmann, 2001) bestimmt wurden, analysiert.

Das den Untersuchungen zu Grunde liegende Ensemble basiert auf regionalen Klimasimulationen mit CCLM (Steppeler et al., 2003; Rockel et al., 2008),

die auf Antriebsdaten von 4 unterschiedlichen GCMs aufbauen. Neben den Ensemble-bildenden CCLM-Simulationen mit einheitlicher Maschenweite und dem Emissionsszenario RCP8.5 werden weitere Simulationen mit unterschiedlichen RCPs sowie Maschenweiten bis hin zu konvektionserlaubenden 2.8 km betrachtet (Kapitel 4). Die Arbeit zeigt, dass die globalen Antriebsdaten in Bezug auf die Änderungssignale des UTCI und der Temperatur zwischen den Untersuchungszeiträumen 1981–2000 sowie 2031–2050 entscheidend sind (Kapitel 5). Dies ist konform mit den Ergebnissen von Hawkins und Sutton (2009, 2011) hinsichtlich des Vergleichs der zukünftigen Änderungen gegenüber den Emissionsszenarien (Abschnitt 3.1). Für langfristige Projektionen gewinnen die Emissionsszenarien an Bedeutung. Das Klimaänderungssignal für verschiedene Maschenweiten unterscheidet sich bei gleichem Antrieb nur minimal. Bei der Auswahl der finalen Maschenweite ist somit die Zielfragestellung entscheidend. Sollen beispielsweise hydrologische Anschlussimulationen in einer vom Relief stark geprägten Region durchgeführt werden, sind feine Maschenweiten von Vorteil. Für Betrachtungen der zukünftigen Temperaturänderungen können gröbere Maschenweiten bereits ausreichen. Dabei sind gegebenenfalls die Methode der Bias-Korrektur sowie die Verfügbarkeit und Eigenschaften der Beobachtungsdaten, welche zur Bias-Korrektur der Klimasimulationsdaten genutzt werden, zu berücksichtigen. Aufgrund der komplexen Berechnung des UTCI aus der Temperatur, Strahlungstemperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit, sowie deren Abhängigkeiten untereinander, wurde die Bias-Korrektur multivariat mit MBCn (Cannon, 2017) durchgeführt (Kapitel 6). Gegenüber anderen Verfahren hat diese den Vorteil, dass die Beziehungen zwischen den einzelnen Parametern, die für die Berechnung des UTCI notwendig sind, erhalten bleiben. Vergleiche mit Beobachtungsdaten zeigen gute Korrelationen zwischen den mit MBCn bias-korrigierten sowie gemessenen Werten. Für das Untersuchungsgebiet Deutschland, in dem die zur Bias-Korrektur notwendigen Beobachtungsdaten vorliegen, lassen sich folgende Schlussfolgerungen ziehen (Kapitel 7):

In Bezug auf den mittleren UTCI zeigen die projizierten Klimaänderungen zwischen dem Kontroll- und Projektionszeitraum eine räumlich recht homogene jahreszeitenabhängige Erhöhung zwischen 1.2 °C und 2.2 °C. Das Maximum tritt dabei im Sommer auf (Abschnitt 7.2.1). Demzufolge werden somit die Anzahl, Andauer und Stärke von Wärmebelastungsereignissen begünstigt. Die projizierte zukünftige Häufigkeitsverteilung des UTCI an einem Standort kann mittels einer Verschiebung auf der Abszisse hin zu höheren Werten bei gleichbleibender Form der Verteilung beschrieben werden (Abschnitt 7.2.3). **Dementsprechend steigt sowohl die Anzahl der Tage als auch der Zeitraum des Auftretens von aufeinanderfolgenden Tagen mit Wärmebelastungsereignissen. In einigen Regionen Deutschlands werden circa 50 % mehr Tage mit starker sowie über 100 % mehr Tage mit sehr starker Wärmebelastung projiziert.** Diese treten vorzugsweise in den bereits heute am stärksten belasteten Regionen, wie beispielsweise dem Oberrheingraben, auf (Abschnitt 7.2.2).

Die Untersuchungen der projizierten Änderungen der Wetterlagen zeigen zwischen den betrachteten Zeiträumen, bis auf wenige Ausnahmen, keine signifikanten Veränderungen. Hinsichtlich möglichen Wärmebelastungsereignissen wird eine signifikante Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen von 3 bis 4 Tagen im Sommer projiziert (Abschnitt 7.1), wobei ein mittlerer Anstieg des UTCI von circa 2 °C zu erwarten ist. Da nicht jeder Tag mit rein antizyklonalen Wetterlagen starke Wärmebelastung hervorruft, kann daher mit einer Zunahme von maximal 2 Tagen an Ereignissen mit starker Wärmebelastung aufgrund der Zunahme der rein antizyklonalen Wetterlagen ausgegangen werden. Insgesamt steigt die Anzahl der Ereignisse mit mindestens starker Wärmebelastung bei rein antizyklonalen Wetterlagen im Mittel aber um circa 7 Tage in zukünftigen Sommern. Demzufolge basiert die gestiegene Anzahl an starken Wärmebelastungsereignissen für die betrachteten Zeiträume zu maximal 30 % auf den Änderungen der Wetterlagen. **Somit wird vielmehr davon ausgegangen, dass sich die Eigenschaften der Atmosphäre hin zu wärmeren und feuchteren Bedingungen ändern. Dies hat wiederum Ein-**

fluss auf die synoptischen Bedingungen, welche im Gegenzug wiederum beeinflussend auf die bodennahen meteorologischen Größen wirken können (Abschnitt 7.4). Das bedeutet, dass für Mitteleuropa die veränderten Eigenschaften der Luftmassen sowohl zu einem Anstieg der Wärmebelastungen als auch zu einer erhöhten Häufigkeit der sommerlichen Wetterlagen, welche mit einem Anstieg der Wärmebelastungsereignisse verbunden sind, führen. Ein weiteres Indiz für die Änderung der Eigenschaften der Atmosphäre ist die projizierte deutliche Zunahme der feuchten Wetterlagen, das heißt der Anzahl der Wetterlagen mit einem höheren Wassergehalt in der Troposphäre zwischen 950 hPa und 300 hPa als die Referenzwetterlagen (Abschnitt 7.3).

Lokale Einflüsse auf den UTCI

Mit einer Erweiterung der OWLK bezüglich der Anströmrichtungen wurden für Baden-Württemberg die zu Wärmebelastungsereignissen führenden synoptischen Bedingungen analysiert. Lokale Einflüsse modifizieren den in einer Region für einen bestimmten Zeitraum von den synoptischen Bedingungen vorgegebenen Witterungscharakter. Unter diesem Aspekt wurden unter Verwendung des neu entwickelten Stadtmoduls innerhalb des Boden-Vegetations-Atmosphären-Transfer-Modells TERRA_URB (Wouters et al., 2016) urbane Effekte simuliert, mit Beobachtungsdaten verglichen sowie erstmals die lokalen Unterschiede des UTCI zwischen der Stadt und dem Umland quantifiziert. Die Simulationen wurden dabei mit 925 m Maschenweite hochaufgelöst durchgeführt. Als weiterer Aspekt wurde auch der Effekt eines lokalen Windsystems auf das Stadtklima hinsichtlich Wärmebelastungsereignissen untersucht.

Die Untersuchungen der zu Wärmebelastungsereignissen führenden Wetterlagen basieren auf mit einer Reanalyse angetriebenen CCLM-Simulationskette mit 11 km Maschenweite für die erweiterte OWLK sowie konvektionserlaubenden 2.8 km für die Berechnung des UTCI. Da die starken und sehr starken Wärmebelastungen großteils im Sommer vorkommen, basieren die

Analysen auf den Sommern des Zeitraums 1981–2015. **Als stärkste synoptische Bedingung für Wärmebelastungsereignisse in Baden-Württemberg ergeben sich Wetterlagen mit Antizyklonalität in der Höhe, das heißt in 500 hPa.** Beispielsweise herrschen für das in Abschnitt 8.2 beschriebene Untersuchungsgebiet in 91 % der Fälle mit mindestens starker Wärmebelastung und bei 97 % der Ereignisse mit sehr starker Wärmebelastung im Sommer antizyklonale Verhältnisse in der Höhe. Die mittleren Tagesmaxima des UTCI sind 33 °C beziehungsweise knapp 30 °C für antizyklonale Wetterlagen in Verbindung mit Zyklonalität in Bodennähe beziehungsweise reiner Antizyklonalität. **Hinsichtlich der Anströmrichtung sind die Ergebnisse weniger eindeutig, da auch die vorherige räumliche Verteilung der meteorologischen Parameter eine Rolle spielt. Herrschen über einem großen Gebiet, beispielsweise aufgrund der Großwetterlage, günstige Voraussetzungen für Wärmebelastung, wie dies während des Sommers 2003 der Fall war, können die zu Wärmebelastung führenden Anströmrichtungen von ihren gewöhnlichen Mustern abweichen.** Insgesamt ergeben sich etwa zwei Drittel der Tage mit mindestens starker sowie sehr starker Wärmebelastung bei Anströmungen mit einer westlichen Komponente (SSW, WSW, WNW und NNW). Die höchsten mittleren Tagesmaxima des UTCI haben die weniger oft vorkommenden Südsüdwest- und Südsüdostwetterlagen (Abschnitt 8.2).

Auf den Ergebnissen der vorigen Untersuchungen aufbauend, werden die urbanen Effekte der Städte Karlsruhe und Freiburg auf den UTCI untersucht. Beide Städte liegen in der auf Deutschland bezogen am häufigsten von Wärmebelastung betroffenen Region, der Oberrheinebene. Dabei werden Wärmebelastungsereignisse in ausgewählten Sommern mittels hochaufgelöster CCLM-Simulationen (925 m) sowie Beobachtungsdaten analysiert (Abschnitt 8.3.1). Bei den Ergebnissen der urbanen Effekte auf Wärmebelastungsereignisse kann zwischen moderat und stark urban geprägten Standorten unterschieden werden. Auf Stationsdaten übertragen stellen moderat urban beeinflusste Standorte die Verhältnisse über natürlichem Untergrund und in ausreichender Entfernung zu Gebäuden dar, um beispielsweise Strahlungswechselwirkungen mit diesen

auszuschließen sowie genügend Durchlüftung zu ermöglichen. Stark urban geprägte Standorte zeigen hingegen die Verhältnisse über oder nahe an versiegelten Oberflächen, neben Gebäuden, etwas mehr als 2 m über dem Erdboden oder einer Kombination aus mehreren der genannten Faktoren. **Insgesamt ergeben sich sowohl bei moderat als auch bei stark urban geprägten Standorten mit im Mittel circa 5 % beziehungsweise 17 % deutlich mehr Wärmebelastungsereignisse als im Umland. Dies ist hauptsächlich auf den nächtlichen Wärmeinseleffekt (UHI) zurückzuführen. Hinsichtlich mindestens starker Wärmebelastungsereignisse erreichen die moderat urban beeinflussten Standorte mit etwa 2 % bis 3 % ebenfalls etwas höhere Werte als das Umland, sehr starke Wärmebelastungen können sowohl in der Stadt als auch im Umland häufiger auftreten. Je urbaner der Standort, desto mehr mindestens starke Wärmebelastungsereignisse treten gegenüber dem Umland im Mittel auf. Aufgrund von standortspezifischen Eigenschaften ist deren Bandbreite aber auch höher, weswegen jeder Standort in der Stadt differenziert bewertet werden muss. Durch die Abhängigkeit des UTCI von der Strahlungstemperatur spielen Verschattungseffekte dabei eine bedeutende Rolle (Abschnitt 8.3.1).**

Der Effekt eines lokalen Windsystems auf das Stadtklima wurde anhand des Bergwindes „Höllentäler“ auf das Stadtklima von Freiburg analysiert. Im Zuge dieser Untersuchung wurden zwei Prozesse erkannt, die zu einer abendlichen Abkühlung im Freiburger Stadtgebiet führen. Zum einen wird bodennah im Vergleich zur Umgebung kühle Luft das Dreisamtal entlang transportiert, welche sich aufgrund des Düseneffekts in der Talenge beschleunigt. Dies zeigen auch andere Untersuchungen (Nübler, 1979; Ernst, 1995). Zum anderen wurde mittels der 925 m-Simulationen erstmals gezeigt, dass Staueffekte vor der Talenge zu einer Aufschichtung der Luftmassen und Ausbildung einer vertikal mächtigen Höhenströmung führen, dem Hauptstrom des Bergwindes. Während dieser anfangs langsam fließt, sinkt er über der Talenge unter Beschleunigung ab und transportiert ebenfalls im Vergleich zur Umgebung kühle Luft ins Stadtgebiet von Freiburg. Dabei wird in manchen Nächten

ein Übergang von subkritischem zu superkritischem Fluss simuliert, der mit Hilfe der massenreduzierten Froude-Zahl quantifiziert werden kann (Abschnitt 8.3.2). Ein ähnlicher strömungsmechanischer Effekt wird im Bereich der Talenge des Inntals in den Alpen simuliert (Zängl, 2004). Die simulierten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen zeigen gute Korrelationen mit den beobachteten Werten im Freiburger Stadtgebiet. **Der „Höllentäler“ reduziert die abendlichen Wärmebelastungsereignisse im Osten der Stadt gegenüber den weniger vom Bergwind beeinflussten Bereichen im Westen. Dabei wirken sowohl die heran transportierte kühlere Luft als auch die erhöhte Windgeschwindigkeit abkühlend auf den UTCI.** Verglichen mit dem Effekt eines moderat urban geprägten Bereichs kann der reduzierende Einfluss des Bergwindes bezogen auf die Anzahl von Wärmebelastungsereignissen auf circa 49 % bis 84 % gegenüber dem des Umlandes abgeschätzt werden, verglichen mit dem UHI eines stark urban beeinflussten Bereichs auf 10 % bis 18 %. Starke beziehungsweise sehr starke Wärmebelastungsereignisse werden aufgrund des abendlichen Auftretens des „Höllentälers“ selten beziehungsweise nicht reduziert (Abschnitt 8.3.2).

Vergleich der lokalen Einflüsse sowie vergangenen Jahre gegenüber den zukünftigen Änderungen

Trotz unterschiedlicher Herangehensweisen sowie Zeitbezügen korrelieren die generierten Ergebnisse des mit MBCn bias-korrigierten Klima-Ensembles (Kapitel 6 und 7), der 2.8 km-Simulationen (Abschnitt 8.3) und der 925 m-Simulationen mit korrigiertem mittleren Tagesgang der Temperatur und relativen Feuchte (Abschnitte 8.3.1 und 8.3.2) gut miteinander, sodass ein Vergleich möglich ist. Dadurch können die Effekte der lokalen Einflüsse gegenüber denen des Klimaänderungssignals auf Wärmebelastungsereignisse abgeschätzt werden. Des Weiteren können die vergangenen Jahre mit den zukünftigen Verhältnissen bezüglich Wärmebelastungen verglichen werden.

Die Abschätzung hinsichtlich des Einflusses der projizierten Klimaänderungen zwischen den betrachteten Zeiträumen im Vergleich zu den lokalen Einflussfaktoren auf Wärmebelastungsereignisse zeigt eine Dominanz der Klimaänderungen. Während bezüglich der Anzahl der Wärmebelastungsereignisse der Effekt von stark urban geprägten Bereichen im Vergleich zum Umland nahezu dem Effekt der projizierten Klimaänderungen zwischen 1981–2000 und 2031–2050 entspricht, liegen die Werte für mindestens starke und sehr starke Wärmebelastungen deutlich darunter, das heißt bei circa 35 % beziehungsweise 22 %, und sind je nach Standort differenziert zu bewerten. Hinsichtlich moderat urban geprägten Standorten entspricht die Änderung der Stunden mit Wärmebelastung aufgrund des UHI circa einem Viertel des Effekts der projizierten Klimaänderungen, in Bezug auf stärkere Wärmebelastungen unter 8 %. Anhand des „Höllentälers“ als Beispiel eines lokalen Windsystems ergibt sich für den Effekt auf die Anzahl mäßiger Wärmebelastungsereignisse ein Verhältnis von 10 % bis 18 % gegenüber den zukünftigen Änderungen (Abschnitt 9).

Vergleiche zwischen den projizierten Klimaänderungen und den Verhältnissen in den Jahren 1981–2015 zeigen, dass mittlere Sommer im Projektionszeitraum bezüglich der Anzahl aller Wärmebelastungsereignisse etwa dem Mittelwert der Sommer 2006 und 2015 entsprechen, hinsichtlich mindestens starker Wärmebelastungsereignisse nahezu den Sommern 1994, 2006 und 2015 sowie bezüglich sehr starker Wärmebelastungsereignisse in etwa dem Sommer 2010. **Demzufolge werden für einen mittleren zukünftigen Sommer der Jahre 2031–2050 mehr Stunden mit Wärmebelastungen als in 88 % der Sommer in den Jahren 1981–2015 projiziert (Abschnitt 9).**

Anpassungen

So wird für Deutschland eine regional variierende, aber deutlich steigende Anzahl, Andauer und Stärke von Wärmebelastungen projiziert. Während die großskaligen Bedingungen kurz- und mittelfristig nicht änderbar sind,

können lokal Anpassungsmaßnahmen getroffen werden, welche die aus den thermischen Belastungen hervorgehenden Gesundheitsgefahren für den Menschen mildern.

Vor allem in zusätzlich von Wärmebelastungen betroffenen und dicht besiedelten Gebieten, wie Städten, sind Anpassungsmaßnahmen notwendig. Dort ist die Anzahl und Andauer von Wärmebelastungsereignissen aufgrund geringerer abendlicher und nächtlicher Abkühlung im Vergleich zum Umland erhöht. Neben gebäudetechnischen Maßnahmen wie Dach- oder Fassadenbegrünungen (Kapitel 1) können die Erhaltung beziehungsweise Schaffung von bebauungsfreien Flächen mit Vegetationsbestand zu Belastungsminderungen führen. Bei hinreichender Größe führen die Vegetationsflächen zu einer im Vergleich zur umgebenden Stadt schnelleren und stärkeren abendlichen Abkühlung oder bei Bepflanzung mit Bäumen zu Schattenwurf tagsüber und senken dadurch den UTCI aufgrund der geringeren Strahlungstemperatur.

Die Verhältnisse in Gebäuden weichen von denen im Freien ab und sind für jedes Gebäude sowie jeden Raum in einem Gebäude aufgrund der Lage, der Ausrichtung, den Materialeigenschaften und vielen weiteren spezifischen Gebäude- beziehungsweise Raumcharakteristiken verschieden. Allgemein ist im Sommer die Strahlungstemperatur in einem Raum aufgrund der fehlenden direkten Sonneneinstrahlung tagsüber geringer (außer bei Südfenster ohne Verschattung) als im Freien und somit auch der UTCI, nachts ist hingegen die Raumtemperatur bei nicht-klimatisierten Gebäuden höher als im Freien und demzufolge auch der UTCI. Dies führt zu weniger starken, aber länger andauernden Wärmebelastungen in Gebäuden als im Freien, die für vulnerable Personen gefährdend sind, da gerade hohe Mitteltemperaturen über mehrere Tage die höchsten Korrelationen mit Mortalitätsraten aufweisen (Scherer et al., 2014). Deshalb müssen vor allem für mobilitätseingeschränkte Personen Lösungen für den Innenraum gefunden werden, die bestenfalls nicht zu einem Anstieg des Energieverbrauchs führen (Kapitel 1). Passive Methoden zur Gebäudekühlung sind unter anderem die Verwendung von speziellen „klimaaktiven“ Innenraumputzen, die durch ihr Vermögen, Feuchte

aufzunehmen, zu speichern und wieder abzugeben, in der Lage sind, das Innenraumklima positiv zu beeinflussen (Umminger et al., 2016; Kleber et al., 2017).

Trotz des geringeren Effekts auf die Anzahl von Wärmebelastungsereignissen gegenüber dem urbanen Einfluss, können lokale Windsysteme neben dem Aspekt der Lufthygiene für die nächtliche Belüftung eine beachtliche Rolle spielen. Neben einer Abkühlung und einem Luftaustausch im Freien können die Windsysteme bei entsprechenden Lüftungen über die Fenster auch für den Luftaustausch in Gebäuden sorgen. Somit können auch im Innenraum angenehmere Verhältnisse erreicht werden, in dem eine Dauerbelastung vermieden wird. Deshalb sollte in der Raumplanung darauf geachtet werden, bestehende Belüftungskorridore frei von Bebauung zu halten.

Nichtsdestotrotz überlagern hinsichtlich der Anzahl von Wärmebelastungsereignissen die zukünftigen Klimaänderungen sowohl den zusätzlich zur Wärmebelastung beitragenden urbanen Effekt als auch den eines lokalen Windsystems. Insbesondere tagsüber, während starker und sehr starker Wärmebelastungsereignisse, spielen die lokalen Effekte eine untergeordnete Rolle. Unter dem Aspekt, dass sich die globale Klimaerwärmung auch nach den in der vorliegenden Arbeit betrachteten Zeiträumen fortsetzt (IPCC, 2007, 2013), bietet nur die Begrenzung der Klimaerwärmung einen nachhaltigen Schutz vor vermehrten, längeren und stärkeren Wärmebelastungen.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis

AMS	American Meteorological Society
AP	Apparent Temperature
ASHRAE	American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers
CCLM	COSMO-CLM
COSMO	COntortium for Small-scale MOdeling
CDF	Cumulative Distribution Function
DMG	Deutsche Meteorologische Gesellschaft
DWD	Deutscher Wetterdienst
EC	Ensemble Consistency
ESM	Earth System Model
ENS	Ensemble
ENS-MW	Ensemble-Mittelwert
ESRA	European Solar Radiation Atlas
GCM	General Circulation Model
HYRAS	HYdrologische RASterdatensätze
IMK-TRO	Institut für Meteorologie und Klimaforschung - Department Troposphärenforschung
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISA	Impervious Surface Area
ISO	International Organization for Standardization
KIT	Karlsruher Institut für Technologie
LU	Land Use Index

LUBW	Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg
LTZ	Landwirtschaftliches Technologiezentrum
MBC	Multivariate Bias Correction
MBCn	MBC N-pdf
MAE	Mittlerer absoluter Fehler
ME	Mittlerer Fehler
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MPI	Max-Planck-Institut
MSESS	Mean Squared Error Skill Score
MW	Mittelwert
N-pdf	N-dimensional probability density function transform
NWP	Numerical Weather Prediction
OWLK	Objektive Wetterlagenklassifikation
PET	Physiologically Equivalent Temperature
PMV	Predicted Mean Vote
PT	Perceived Temperature
QDM	Quantile Delta Mapping
QM	Quantile Mapping
RCM	Regional Climate Model
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Root Mean Squared Error
Sig	Signifikanz
SME	Summe der mittleren Fehler
SMSESS	Summe MSESS
STD	Standardabweichung
SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphäre Transfer
SYNOP	Synoptische Beobachtung
TKE	Turbulente Kinetische Energie

TRY	Testreferenzjahre
UHI	Urban Heat Island
UME	Urban Moisture Excess
UTCI	Universal Thermal Climate Index
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
WBGT	Wet-Bulb Globe Temperature
WR	Windrose
WLK	Wetterlagenklassifikation

Symbolverzeichnis

∇		Nabla-Operator
α_g		Albedo einer Kugel
α_{lw}		kurzwelliges Absorptionsvermögen
α_{sw}		langwelliges Absorptionsvermögen
α_{sfc}		Oberflächenalbedo
α_{turb}		Turbulenzkonstante
β	K^{-1}	Wärmeausdehnungskoeffizient
γ_s	<i>Grad</i>	Höhenwinkel der Sonne (Sonnenwinkel)
ε		Emissivität
ε_a		thermische Emissivität der Umgebung
$\varepsilon_{a,c}$		„clear-sky“ Emissivität mit Wolkeneinfluss
ε_g		Emissivität einer Kugel
ε_{sfc}		Emissivität an einer Oberfläche
ζ_g		geostrophische Vorticity im p-System
θ	K	potentielle Temperatur
θ_s	<i>Grad</i>	Zenitwinkel
κ		von Karman Konstante
λ_i	$J kg^{-1}$	Depositionswärme von Eis
λ_l	m	turbulente Längenskala
λ_w	$J kg^{-1}$	Verdampfungswärme von Wasser
μ	$Pa s = kg m^{-1} s^{-1}$	dynamische Viskosität

μ_{mol}		Molmassenverhältnis
μ_{sfc}		μ einer Oberfläche
ν	$m^2 s^{-1}$	kinematische Viskosität
ρ	$kg m^{-3}$	Dichte
σ	$5.67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$	Stefan-Boltzmann-Konstante
ϕ	<i>Grad</i>	geographische Breite
Φ	$J kg^{-1}$	Geopotential
Ω	$rad s^{-1}$	Winkelgeschwindigkeit
A	m^2	Kugeloberfläche
a	$m^2 s^{-1}$	Temperaturleitfähigkeit
B	$W m^{-2}$	Bodenwärmestrom
c_p	$J kg^{-1} K^{-1}$	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
C_q^d	$W m^{-2} q^{-1}$	turbulenter Transferkoeffizient für Feuchte
CMF		Wolkenmodifizierungsfaktor
D	m	Durchmesser
E	hPa	Sättigungsdampfdruck
E_i	hPa	Sättigungsdampfdruck über Eis
e_p	hPa	Wasserdampfdruck
E_w	hPa	Sättigungsdampfdruck über Wasser
f	$2\Omega \sin\phi$	Coriolisparameter
ff bzw. FF	$m s^{-1}$	Windgeschwindigkeit
f_p		projected area factor
F		Wichtungsfaktor
F_w	$kg m^{-2} s^{-1}$	vertikaler Wassertransport
Fr		Froude-Zahl
g	$m s^{-2}$	Schwerebeschleunigung
g'	$m s^{-2}$	reduzierte Schwerkraft
Gr		Grashof-Zahl
h bzw. z	m	Höhe

h_c	$W m^{-2} K^{-1}$	konvektiver Wärmetransferkoeffizient
$h_{c,f}$	$W m^{-2} K^{-1}$	h_c für erzwungene Konvektion
$h_{c,n}$	$W m^{-2} K^{-1}$	h_c für natürliche Konvektion
H_v	$kJ mol^{-1}$	Verdampfungsenthalpie
k	$W m^{-1} K^{-1}$	thermische Konduktivität
L bzw. l	m	charakteristische Länge
LH	W	Fluss latenter Wärme
LH_{dif}	W	Fluss latenter Wärme (diffusiv)
LH_{ev}	W	Fluss latenter Wärme (evaporativ)
L_f	$J kg^{-1}$	Gefrierwärme
LW_{dif}	$W m^{-2}$	langwellige Strahlung aus unterem Halbraum
LW_{down}	$W m^{-2}$	langwellige Strahlung aus oberem Halbraum
M	$W = J s^{-1}$	metabolische Rate
m_{mol}	$kg mol^{-1}$	Molmasse
n_c bzw. $CLCT$		Wolkenbedeckungsgrad
Nu		Nußelt-Zahl
Nu_f		Nu für erzwungene Konvektion
Nu_n		Nu für freie Konvektion
p	hPa	Luftdruck
Pr		Prandtl-Zahl
PR	mm	Niederschlag
pw	cm	niederschlagbares Wasser
Q	$W m^{-2}$	Strahlungsbilanz
q_c	$g kg^{-1}$	Wolkenwassergehalt
q_i	$g kg^{-1}$	Wolkeneisgehalt
q_r	$g kg^{-1}$	Regen
q_s	$g kg^{-1}$	Schnee
q_v	$g kg^{-1}$	spezifische Feuchte
Ra		Rayleigh-Zahl
RE	W	respirativer Wärmefluss
Re		Reynolds-Zahl

RH	%	relative Luftfeuchte
SH	W	Fluss sensibler/fühlbarer Wärme
SW_{dif}	$W m^{-2}$	kurzwellige Diffusstrahlung
SW_{dir}	$W m^{-2}$	kurzwellige Direktstrahlung auf horizontale Ebene
SW_{glob} bzw. SW_{GLOB}	$W m^{-2}$	kurzwellige Globalstrahlung auf eine horizontale Ebene
SW_{ref}	$W m^{-2}$	kurzwellige Reflexstrahlung
T	K	Temperatur
T_a	K	Umgebungstemperatur
T_C	$^{\circ}C$	Temperatur in Grad Celsius
T_d	$^{\circ}C$	Taupunkt
T_g	K	Schwarzkugeltemperatur
T_B	K	Bodentemperatur
T_{mrt}	$^{\circ}C$	mittlere Strahlungstemperatur
T_{sfc}	K	Oberflächentemperatur
T_{wbt}	K	Feuchttemperatur
$T_{wbt,n}$	K	natürliche Feuchttemperatur
$T_{wbt,Stull}$	K	Feuchttemperatur nach Stull
W	J	verrichtete Arbeit
w_B	$kg m^{-3}$	flüssiger Wasseranteil im Boden
w_i	$kg m^{-3}$	Eisgehalt im Boden
z_0	m	Rauhigkeitslänge
z_{ref}	m	Referenzhöhe
ZK		Zyklonalitätsindex

Literaturverzeichnis

- Alfano, F. R. D., B. I. Palella, und G. Riccio, 2012: On the problems related to natural wet bulb temperature indirect evaluation for the assessment of hot thermal environments by means of WBGT. *Ann. Occup. Hyg.*, **56** (9), 1063–1079.
- Arakawa, A., 1988: Finite-difference methods in climate modeling. *Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change*, Part I, M. E. Schlesinger, Ed., Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 79–168.
- Arakawa, A. und M. J. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Weather Rev.*, **111** (1), 34–45.
- Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido. *Japan. Geophys. Mag.*, **34**, 359–425.
- ASHRAE, 2010: Thermal environmental conditions for human occupancy. ANSI/ASHRAE Standard 55-2010. Atlanta, Ga., 42 S.
- Åström, D. O., F. Bertil, und R. Joacim, 2011: Heat wave impact on morbidity and mortality in the elderly population: a review of recent studies. *Maturitas*, **69** (2), 99–105.
- Baldauf, M., J. Förstner, S. Klink, T. Reinhardt, C. Schraff, A. Seifert, und K. Stephan, 2016: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist COSMO-DE (LMK) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Tech. rep., https://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_de/cosmo_de_dbbeschr_

- version_2_4_161124.pdf?__blob=publicationFile&v=4, 87 S. [Online; zuletzt abgerufen 04.01.2018].
- Baldauf, M., A. Seifert, J. Förstner, D. Majewski, M. Raschendorfer, und T. Reinhardt, 2011: Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: description and sensitivities. *Mon. Weather Rev.*, **139** (12), 3887–3905.
- Beck, A., B. Ahrens, und K. Stadlbacher, 2004: Impact of nesting strategies in dynamical downscaling of reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.*, **31** (19).
- Bissolli, P., 2003: Objektive Wetterlagenklassen. *Klimastatusbericht des DWD*, 153–159.
- Bissolli, P. und E. Dittmann, 2001: The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorol. Z.*, **10** (4), 253–260.
- Blazejczyk, K., Y. Epstein, G. Jendritzky, H. Staiger, und B. Tinz, 2012: Comparison of UTCI to selected thermal indices. *Int. J. Biometeorol.*, **56** (3), 515–535.
- Blüthgen, J. und W. Weischet, 1980: *Allgemeine Klimageographie*. Aufl. 3, Walter de Gruyter, Berlin-New York, 887 S.
- Böhm, U., M. Kücken, W. Ahrens, A. Block, D. Hauffe, K. Keuler, B. Rockel, und A. Will, 2006: CLM—the climate version of LM: brief description and long-term applications. *COSMO newsletter*, **6**, 225–235.
- Brake, D., 2001: Calculation of the natural (unventilated) wet bulb temperature, psychrometric dry bulb temperature and wet bulb globe temperature from standard psychrometric measurements. *J. Mine Vent. Soc. S. Afr.*, **54** (108).

- Breil, M., 2015: Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimafor- schung des KIT 69; Zugl.: Diss., 194 S.
- Brienen, S., B. Früh, A. Walter, K. Trusilova, und P. Becker, 2016: A Central European precipitation climatology—part II: application of the high- resolution HYRAS data for COSMO-CLM evaluation. *Meteorol. Z.*, 195– 214.
- Bröde, P., D. Fiala, K. Błażejczyk, I. Holmér, G. Jendritzky, B. Kampmann, B. Tinz, und G. Havenith, 2012: Deriving the operational procedure for the Universal Thermal Climate Index (UTCI). *Int. J. Biometeorol.*, **56 (3)**, 481– 494.
- Brutsaert, W., 1982: *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. D. Reidel pub. Comp., Dordrecht-Boston-London, 299 S.
- Buck, A. L., 1981: New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteorol.*, **20 (12)**, 1527–1532.
- Buck, A. L., 1996: Buck research CR-1A user’s manual. Tech. rep., Buck Research Instruments: Boulder, CO, USA.
- Bürger, G., J. Schulla, und A. Werner, 2011: Estimates of future flow, including extremes, of the Columbia River headwaters. *Water Resour. Res.*, **47 (10)**.
- Büttner, K., 1938: *Probleme der kosm. Physik 18: Physikalische Bioklimatolo- gie*. Akad. Verlagsges. m. b. H. Leipzig, 155 S.
- Cannon, A. J., 2016: Multivariate bias correction of climate model output: matching marginal distributions and intervariable dependence structure. *J. Clim.*, **29 (19)**, 7045–7064.

- Cannon, A. J., 2017: Multivariate quantile mapping bias correction: an n-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Clim. Dyn.*, **50** (1-2), 31–49.
- Chen, T. und A. Mucoglu, 1977: Analysis of mixed forced and free convection about a sphere. *Int. J. Heat Mass Tran.*, **20** (8), 867–875.
- Chen, Y.-C., T.-P. Lin, und A. Matzarakis, 2014: Comparison of mean radiant temperature from field experiment and modelling: a case study in Freiburg, Germany. *Theor. Appl. Climatol.*, **118** (3), 535–551.
- Cheung, C. S. C. und M. A. Hart, 2014: Climate change and thermal comfort in Hong Kong. *Int. J. Biometeorol.*, **58** (2), 137–148.
- Churchill, S., 1983: Free convection around immersed bodies. Hemisphere Publishing, Washington-New York-London, 490–520.
- Collins, W., et al., 2011: Development and evaluation of an Earth-System model–HadGEM2. *Geosci. Model Dev.*, **4** (4), 1051–1075.
- Crawford, T. M. und C. E. Duchon, 1999: An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *J. Appl. Meteorol.*, **38** (4), 474–480.
- d'Ambrosio Alfano, F. R., J. Malchaire, B. I. Palella, und G. Riccio, 2014: WBGT index revisited after 60 years of use. *Ann. Occup. Hyg.*, **58** (8), 955–970.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102** (432), 405–418.
- Davies, H. C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Weather Rev.*, **111** (5), 1002–1012.

- Deardorff, J., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res. - Oceans*, **83 (C4)**, 1889–1903.
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (656)**, 553–597.
- Deetjen, P., E.-J. Speckmann, J. Hescheler, und C. Alzheimer, 2005: *Physiologie*. Aufl. 4, München-Jena, Urban und Fischer, 944 S.
- Demuzere, M., K. De Ridder, und N. Van Lipzig, 2008: Modeling the energy balance in Marseille: sensitivity to roughness length parameterizations and thermal admittance. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, **113 (D16)**.
- Demuzere, M., et al., 2017: Impact of urban canopy models and external parameters on the modelled urban energy balance in a tropical city. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **143 (704)**, 1581–1596.
- Denis, B., R. Laprise, und D. Caya, 2003: Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Clim. Dynam.*, **20 (2-3)**, 107–126.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, und J. Côté, 2002: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Clim. Dynam.*, **18 (8)**, 627–646.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, Maurice Ewing Volume 5, Geophys. Monogr., No. 29, Amer. Geophys. Union, 58–72.
- Dimiceli, V. E., S. F. Piltz, und S. A. Amburn, 2011: Estimation of black globe temperature for calculation of the wet bulb globe temperature index. *Proc. of the World Congress on Engineering and Computer Science*, Vol. 2, 19–21.

- Dimitrijevic, M. und R. Laprise, 2005: Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Clim. Dynam.*, **25** (6), 555–580.
- DIN 4710:2003-01, 2003: Statistiken meteorologischer Daten zur Berechnung des Energiebedarfs von heiz- und raumluftechnischen Anlagen in Deutschland. Deutsches Institut für Normung.
- Dittmann, E., S. Barth, J. Lang, und G. Müller-Westermeier, 1995: *Objektive Wetterlagenklassifikation*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 44 S.
- Doms, G. und M. Baldauf, 2015: A description of the nonhydrostatic regional COSMO-model part I: dynamics and numerics. Tech. rep., <http://cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoDyncsNumcs.pdf>, 158 S. [Online; zuletzt abgerufen 04.01.2018].
- Doms, G., et al., 2011: A description of the nonhydrostatic regional COSMO-model part II: physical parameterization. Tech. rep., <http://cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoDyncsNumcs.pdf>, 154 S. [Online; zuletzt abgerufen 04.01.2018].
- Durrán, D. R., 1990: Mountain waves and downslope winds. *Atmospheric processes over complex terrain*, American Meteorological Society, Boston, Mass., 59–81.
- EN ISO 7243, 2017: Ergonomie der thermischen Umgebung - Ermittlung der Wärmebelastung durch den WBGT-Index (wet bulb globe temperature). ISO 7243:2017.
- EN ISO 7726, 1998: Ergonomics of the thermal environment - instruments for measuring physical quantities. ISO 7726:1998.
- EN ISO 7726, 2001: Umgebungsklima - Instrumente zur Messung physikalischer Größen; Deutsche Fassung. ISO 7726:2001.

- Epstein, Y. und D. S. Moran, 2006: Thermal comfort and the heat stress indices. *Ind. Health*, **44** (3), 388–398.
- Ernst, S. A., 1995: Tagesperiodische Windsysteme und Belüftungsverhältnisse in Freiburg i. Br.: planungsrelevante Aspekte eines Bergwindsystems. Freiburger Geographische Hefte 49; Zugl.: Diss., Univ. Freiburg i. Br., 103 S.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, und K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, **9** (5), 1937–1958.
- Fanger, P., 1970: *Thermal comfort. Analysis and applications in environmental engineering*. Copenhagen: Danish Technical Press., 244 S.
- Fanger, P., 1973: Assessment of man's thermal comfort in practice. *Occup. Environ. Med.*, **30** (4), 313–324.
- Feldmann, H., G. Schädler, H.-J. Panitz, und C. Kottmeier, 2013: Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations. *Int. J. Climatol.*, **33** (8), 1964–1977.
- Fenner, D., F. Meier, B. Bechtel, M. Otto, und D. Scherer, 2017: Intra and inter local climate zone variability of air temperature as observed by crowdsourced citizen weather stations in Berlin, Germany. *Meteorol. Z.*, **26**, 525–547.
- Fenner, D., F. Meier, D. Scherer, und A. Polze, 2014: Spatial and temporal air temperature variability in Berlin, Germany, during the years 2001–2010. *Urban Climate*, **10**, 308–331.

- Fiala, D., G. Havenith, P. Bröde, B. Kampmann, und G. Jendritzky, 2012: UTCI-Fiala multi-node model of human heat transfer and temperature regulation. *Int. J. Biometeorol.*, **56** (3), 429–441.
- Fiala, D., A. Psikuta, G. Jendritzky, S. Paulke, D. A. Nelson, W. D. van Marken Lichtenbelt, und A. J. Frijns, 2010: Physiological modeling for technical, clinical and research applications. *Front. Biosci.*, **2**, 939–968.
- Fischer, E. und R. Knutti, 2013: Robust projections of combined humidity and temperature extremes. *Nat. Clim. Change*, **3** (2), 126–130.
- Flamant, C., et al., 2002: Gap flow in an Alpine valley during a shallow south föhn event: observations, numerical simulations and hydraulic analogue. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128** (582), 1173–1210.
- Flanner, M. G., 2009: Integrating anthropogenic heat flux with global climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (2).
- Fortak, H., 1982: *Meteorologie*. Aufl. 2, Reimer, Berlin, 298 S.
- Frick, C., H. Steiner, A. Mazurkiewicz, U. Riediger, M. Rauthe, T. Reich, und A. Gratzki, 2014: Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): mean temperature and relative humidity. *Meteorol. Z.*, 15–32.
- Gabriel, K. M. und W. R. Endlicher, 2011: Urban and rural mortality rates during heat waves in Berlin and Brandenburg, Germany. *Environ. Pollut.*, **159** (8-9), 2044–2050.
- Gagge, A. P., 1971: An effective temperature scale based on a simple model of human physiological regulatory response. *ASHRAE Tran.*, **77**, 247–262.
- Gagge, A. P., 1973: Standard effective temperature—a single temperature index of temperature sensation and thermal discomfort. *Proc. of the CIB Commission W45 (Human Requirements), Symposium, Thermal Comfort and Moderate Heat Stress*, Building Research Station, 229–250.

- Gagge, A. P., A. P. Fobelets, und L. G. Berglund, 1986: A standard predictive index of human response to the thermal environment. *ASHRAE Tran.*, **92**, 709–731.
- Georgii, H.-O., 2015: *Stochastik: Einführung in die Wahrscheinlichkeitstheorie und Statistik*. Walter de Gruyter GmbH & Co KG, 438 S.
- Giorgi, F. und L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, **104 (D6)**, 6335–6352.
- Goßmann, H., 1987: Thermalbilder und Oberflächentemperaturen. *Geomethodica*, **12**, 117–149.
- Gross, G., 1989: Numerical simulation of the nocturnal flow systems in the Freiburg area for different topographies. *Beitr. Phys. Atmos.*, **62**, 57–72.
- Gutjahr, O., 2013: Climate simulations with the regional climate model COSMO-CLM for the Saar-Lor-Lux region and Rhineland-Palatinate. Diss., Univ. Trier, 170 S.
- Haarsma, R. J., et al., 2016: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, **9 (11)**, 4185.
- Hackenbruch, J., 2018: Anpassungsrelevante Klimaänderungen für städtische Baustrukturen und Wohnquartiere. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des KIT 77; Zugl.: Diss., 305 S.
- Haldane, J. S., 1905: The influence of high air temperatures no. I. *J. Hyg.-Cambridge*, **5 (4)**, 494–513.
- Havenith, G., et al., 2012: The UTCI-clothing model. *Int. J. Biometeorol.*, **56 (3)**, 461–470.
- Havlik, D., 1976: Untersuchungen zur Schwüle im kontinentalen Tiefland der Vereinigten Staaten von Amerika. Freiburger Geographische Hefte 15; Zugl.: Habil.-Schr., Freiburg i. Br., 120 S.

- Hawkins, E. und R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **90** (8), 1095–1107.
- Hawkins, E. und R. Sutton, 2011: The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim. Dynam.*, **37** (1-2), 407–418.
- Hazeleger, W., et al., 2012: EC-Earth V2.2: description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Clim. Dynam.*, **39** (11), 2611–2629.
- Heise, E., 2002: Parametrisierungen. *Promet*, **27** (3/4), 130–141.
- Hennemuth, B., et al., 2013: Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung, eingesetzt in Projekten und Institutionen, die sich mit Klimafolgen und Anpassung befassen. CSC Report 13, 139 S.
- Hertwig, E., J.-S. von Storch, D. Handorf, K. Dethloff, I. Fast, und T. Krismer, 2015: Effect of horizontal resolution on ECHAM6-AMIP performance. *Clim. Dynam.*, **45** (1-2), 185–211.
- Hesselberg, T., 1926: Die Gesetze der ausgeglichenen atmosphärischen Bewegungen. *Beitr. Phys. Atmos.*, **12**, 141–160.
- Hidalgo, J., G. Pigeon, und V. Masson, 2008: Urban-breeze circulation during the CAPITOUUL experiment: observational data analysis approach. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **102** (3-4), 223–241.
- Höppe, P., 1999: The physiological equivalent temperature—a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. *Int. J. Biometeorol.*, **43** (2), 71–75.
- Houghton, F. C. und C. P. Yaglou, 1923: Determination of the comfort zone. *Trans. Amer. Soc. Heat. Vent.*, **29**, 163–176.

- Hunter, C. H. und C. O. Minyard, 2000: Estimating wet bulb globe temperature using standard meteorological measurements. *2nd Symposium on Environmental Applications. Boston: American Meteorological Society*, 9–14.
- Im, E.-S., J. S. Pal, und E. A. Eltahir, 2017: Deadly heat waves projected in the densely populated agricultural regions of South Asia. *Science advances*, **3 (8)**, e1603 322.
- IPCC, 2000: *Special report on emissions scenarios (SRES), a Special report of working group III of the IPCC*. Cambridge University Press, 599 S.
- IPCC, 2007: *Climate change 2007 – the physical science basis: working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. Cambridge University Press, 996 S.
- IPCC, 2013: *Climate change 2013 – the physical science basis: contribution of working group I to the fifth assessment report of the IPCC*. Cambridge University Press, 1535 S.
- Jacob, D. und R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63 (1)**, 119–129.
- Jacobsen, I. und E. Heise, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. *Beitr. Phys. Atmos.*, **55 (2)**, 128–141.
- Jendritzky, G., P. Bröde, D. Fiala, G. Havenith, P. Weihs, E. Batchvarova, und R. de Dear, 2009: Der thermische Klimaindex UTCI. *Klimastatusbericht des DWD*, 96–101.
- Jendritzky, G., R. de Dear, und G. Havenith, 2012: UTCI - Why another thermal index? *Int. J. Biometeorol.*, **56 (3)**, 421–428.
- Jendritzky, G., D. Fiala, G. Havenith, C. Koppe, G. Laschewski, H. Staiger, und B. Tinz, 2007: Thermische Umweltbedingungen. *Promet*, **33 (3/4)**, 83–94.

- Jendritzky, G., G. Menz, H. Schirmer, und W. Schmidt-Kessen, 1990: Methodik zur räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen. *Beitr. d. Akad. f. Raumforschung und Landesplanung: Hannover, Germany*, **114**, 80.
- Jendritzky, G., W. Sönnig, und H. Swantes, 1979: Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung („Klima-Michel-Modell“). *Beitr. d. Akad. f. Raumforschung und Landesplanung Hannover*, **28**, 85.
- Kanda, M., M. Kanega, T. Kawai, R. Moriwaki, und H. Sugawara, 2007: Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **46** (7), 1067–1079.
- Kapsch, M.-L., M. Kunz, R. Vitolo, und T. Economou, 2012: Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a bayesian approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D15).
- Keuler, K., K. Radtke, S. Kotlarski, und D. Lüthi, 2016: Regional climate change over Europe in COSMO-CLM: influence of emission scenario and driving global model. *Meteorol. Z.*, 121–136.
- Khodayar, S., A. Sehlinger, H. Feldmann, und C. Kottmeier, 2015: Sensitivity of soil moisture initialization for decadal predictions under different regional climatic conditions in Europe. *Int. J. Climatol.*, **35** (8), 1899–1915.
- Kleber, M., M. Umminger, B. Brecht, M. Vogel, M. Haist, H. S. Müller, J. W. Schipper, und A. Wagner, 2017: Leistungskriterien für Innenraumputze vor dem Hintergrund des Klimawandels und des Nutzerkomforts. *Bauphysik*, **39** (4), 234–244.
- Kopp, R., J. Buzan, und M. Huber, 2015: The deadly combination of heat and humidity. *The New York Times*, **7**, SR3.

- Koppe, C. und G. Jendritzky, 2008: Die Auswirkungen von thermischen Belastungen auf die Mortalität. *Warnsignal Klima. Gesundheitsrisiken/Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen*. Aufl. 2, Lozán, J. L., H. Grassl, L. Karbe und G. Jendritzky, Kap. 3.1.9.
- Krähenmann, S., A. Walter, S. Brienens, F. Imbery, und A. Matzarakis, 2018: High-resolution grids of hourly meteorological variables for Germany. *Theor. Appl. Climatol.*, **131** (3-4), 899–926.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 422 S.
- Kuehn, L., R. Stubbs, und R. Weaver, 1970: Theory of the globe thermometer. *J. Appl. Physiol.*, **29** (5), 750–757.
- Kuttler, W., 1998: Stadtklima. *Witterung und Klima*, Teubner, Stuttgart-Leipzig, 328–364.
- Kuttler, W., 2008: Zum Klima im urbanen Raum. *Klimastatusbericht des DWD*, 6–12.
- Kuttler, W., S. Weber, J. Schonfeld, und A. Hesselschwerdt, 2007: Urban/rural atmospheric water vapour pressure differences and urban moisture excess in Krefeld, Germany. *Int. J. Clim.*, **27** (14), 2005–2015.
- Lemke, B. und T. Kjellstrom, 2012: Calculating workplace WBGT from meteorological data: a tool for climate change assessment. *Ind. Health*, **50** (4), 267–278.
- Li, J., Y. D. Chen, T. Y. Gan, und N.-C. Lau, 2018: Elevated increases in human-perceived temperature under climate warming. *Nat. Clim. Change*, **8**, 43–47.
- Liljegren, J. C., R. A. Carhart, P. Lawday, S. Tschopp, und R. Sharp, 2008: Modeling the wet bulb globe temperature using standard meteorological measurements. *J. Occup. Environ. Hyg.*, **5** (10), 645–655.

- Liljequist, G. und K. Cehak, 1984: *Allgemeine Meteorologie. Aufl. 3.* Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.
- Liu, X.-D., S. Osher, und T. Chan, 1994: Weighted essentially non-oscillatory schemes. *J. Comput. Physics*, **115** (1), 200–212.
- Long, C. N. und D. D. Turner, 2008: A method for continuous estimation of clear-sky downwelling longwave radiative flux developed using ARM surface measurements. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, **113** (D18206), 16 S.
- Lorenz, E. N., 1960: Energy and numerical weather prediction. *Tellus*, **12** (4), 364–373.
- Lott, F. und M. J. Miller, 1997: A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (537), 101–127.
- Mann, H. B. und D. R. Whitney, 1947: On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The annals of mathematical statistics*, 50–60.
- Maraun, D., 2013: Bias correction, quantile mapping, and downscaling: revisiting the inflation issue. *J. Climate*, **26** (6), 2137–2143.
- Masui, T., et al., 2011: An emission pathway for stabilization at 6 Wm^{-2} radiative forcing. *Climatic Change*, **109** (1-2), 59.
- Matzarakis, A., 2001: Die thermische Komponente des Stadtklimas. Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg: 6; Zugl.: Habil.-Schr., 267 S.
- Matzarakis, A. und B. Amelung, 2008: Physiological equivalent temperature as indicator for impacts of climate change on thermal comfort of humans. *Seasonal forecasts, climatic change and human health*, Springer, 161–172.

- Matzarakis, A. und C. Endler, 2010: Climate change and thermal bioclimate in cities: impacts and options for adaptation in Freiburg, Germany. *Int. J. Biometeorol.*, **54** (4), 479–483.
- Mayer, H., 1975: Die effektive Temperatur unter dem Aspekt „Schwüle“ in 2 m und 175 m über Grund. *Theor. Appl. Climatol.*, **23** (1), 147–155.
- Mayer, H. und A. Matzarakis, 1999: Die Richtlinie VDI 3787, Blatt 2 „Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima- und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung, Teil I: Klima“. *Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN (1999): Umweltsimulation. Methodik, Anwendung, Nutzen. Tagung Düsseldorf*, **31**, 53–62.
- Maykut, G. A. und P. E. Church, 1973: Radiation climate of Barrow Alaska, 1962–66. *J. Appl. Meteorol.*, **12** (4), 620–628.
- Meinshausen, M., et al., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, **109** (1-2), 213.
- Meissner, C., G. Schädler, H.-J. Panitz, H. Feldmann, und C. Kottmeier, 2009: High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *Meteorol. Z.*, **18** (5), 543–557.
- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20** (4), 851–875.
- Mesinger, F. und A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Programme (GARP)*, **17**, 64 S.
- Meynen, E., 1956: *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, Lfg. 3*. Bundesanstalt f. Landeskunde, 259–350 S.
- Miszuk, B., I. Otop, M. Strońska, S. Schwarzak, und M. Surke, 2016: Tourism-climate conditions and their future development in the Polish-Saxon border area. *Meteorol. Z.*, 421–434.

- Moss, R. H., et al., 2008: Towards new scenarios for the analysis of emissions: climate change, impacts and response strategies. IPCC Expert Meeting Rep., 124 S.
- Moss, R. H., et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463 (7282)**, 747.
- Mudelsee, M., et al., 2010: Climate model bias correction und die deutsche Anpassungsstrategie. *Mitteilungen der DMG*, 2–7.
- Nübler, W., 1979: Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg. Freiburger Geographische Hefte 16; Zugl.: Diss., Univ. Freiburg i. Br., 113 S.
- Oke, T. R., 1978: *Boundary layer climates*. Methuen, London, 372 S.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 527–530.
- Otto, F. E. L., N. Massey, G. J. Oldenborgh, R. G. Jones, und M. R. Allen, 2012: Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave. *Geophys. Res. Lett.*, **39 (4)**.
- Pal, J. S. und E. A. Eltahir, 2016: Future temperature in southwest Asia projected to exceed a threshold for human adaptability. *Nat. Clim. Change*, **6 (2)**, 197.
- Parlow, E., 1983: Geländeklimatologische Untersuchungen im Bereich der Staufener Bucht unter besonderer Berücksichtigung lokaler Ausgleichsströmungen. Freiburger Geographische Hefte 20; Zugl.: Diss., Univ. Freiburg i. Br., 175 S.
- Parlow, E., D. Scherer, und U. Fehrenbach, 2006: Regionale Klimaanalyse der Region südlicher Oberrhein (REKLISO). Regionalverband südlicher Oberrhein, Freiburg, 99 S.

- Peixoto, J. und A. H. Oort, 1996: The climatology of relative humidity in the atmosphere. *J. Climate*, **9** (12), 3443–3463.
- Prata, A., 1996: A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122** (533), 1127–1151.
- Rauthe, M., H. Steiner, U. Riediger, A. Mazurkiewicz, und A. Gratzki, 2013: A Central European precipitation climatology—part I: generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorol. Z.*, **22** (3), 235–256.
- Remund, J., L. Wald, M. Lefèvre, T. Ranchin, und J. Page, 2003: Worldwide Linke turbidity information. ISES Solar World Congress 2003, Göteborg, Sweden, 13 S.
- Riahi, K., et al., 2011: RCP-8.5: exploring the consequence of high emission trajectories. *Climatic Change*, **10**, 1007.
- Riediger, U. und A. Gratzki, 2014: Future weather types and their influence on mean and extreme climate indices for precipitation and temperature in Central Europe. *Meteorol. Z.*, **23** (3), 231–252.
- Rigollier, C., O. Bauer, und L. Wald, 2000: On the clear sky model of the ESRA—European solar radiation atlas—with respect to the Heliosat method. *Sol. Energy*, **68** (1), 33–48.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Weather Rev.*, **120** (2), 303–325.
- Rockel, B., A. Will, und A. Hense, 2008: The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorol. Z.*, **17** (4), 347–348.
- Rummukainen, M., 2010: State-of-the-art with regional climate models. *Wires. Clim. Change*, **1** (1), 82–96.

- Rummukainen, M., 2016: Added value in regional climate modeling. *Wires. Clim. Change*, **7 (1)**, 145–159.
- Schädler, G., 1990: Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des KIT 13; Zugl.: Diss., 217 S.
- Schär, C., 2016: Climate extremes: the worst heat waves to come. *Nat. Clim. Change*, **6 (2)**, 128.
- Schär, C. und G. Jendritzky, 2004: Climate change: hot news from summer 2003. *Nature*, **432 (7017)**, 559.
- Scharlau, K., 1950: Zur Einführung eines Schwülemaßstabes und Abgrenzung von Schwülezeiten durch Isohygrothermen. *Erdkunde*, **4 (3/4)**, 188–201.
- Scharlau, K., 1952: Die Schwülezeiten der Erde. *Ber. Dtsch. Wetterd. US-Zone*, **42**, 246–249.
- Scherer, D., U. Fehrenbach, T. Lakes, S. Lauf, F. Meier, und C. Schuster, 2014: Quantification of heat-stress related mortality hazard, vulnerability and risk in Berlin, Germany. *Die Erde—Journal of the Geographical Society of Berlin*, **144 (3-4)**, 238–259.
- Schmetz, P., J. Schmetz, und E. Raschke, 1986: Estimation of daytime downward longwave radiation at the surface from satellite and grid point data. *Theor. Appl. Climatol.*, **37 (3)**, 136–149.
- Schmidli, J. und R. Rotunno, 2012: Influence of the valley surroundings on valley wind dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **69 (2)**, 561–577.
- Schmidt, R. F., F. Lang, und M. Heckmann, 2010: *Physiologie des Menschen: mit Pathophysiologie*. Aufl. 31, Springer-Verlag, Heidelberg, 979 S.

- Schulz, J.-P. und G. Vogel, 2016: An evaluation of the simulated bare soil evaporation of an atmospheric model. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 18, EPSC2016–8559.
- Schättler, U. und U. Blahak, 2017: A description of the nonhydrostatic regional COSMO-model part V: preprocessing: initial and boundary data for the COSMO-model. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 82 S.
- Schönwiese, C.-D., 2013: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Borntraeger, Stuttgart, 319 S.
- Sedlmeier, K., 2015: Near future changes of compound extreme events from an ensemble of regional climate simulations. Diss., Institut für Meteorologie und Klimaforschung des KIT, 144 S.
- Sedlmeier, K., H. Feldmann, und G. Schädler, 2018: Compound summer temperature and precipitation extremes over central Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, **131** (3-4), 1493–1501.
- Sedlmeier, K., S. Mieruch, G. Schädler, und C. Kottmeier, 2016: Compound extremes in a changing climate—a Markov chain approach. *Nonlinear Proc. Geoph.*, **23** (6), 375–390.
- Sherwood, S. C. und M. Huber, 2010: An adaptability limit to climate change due to heat stress. *Proc. of the National Academy of Sciences*, **107** (21), 9552–9555.
- Siebert, G., 1993: Der Tagesgang des Windfeldes in Freiburg und seine Steuerung durch Höhenwind und Wetterlage – Staatsexamensarbeit. 98 S.
- Sohar, E., J. Tennenbaum, und N. Robinson, 1962: A comparison of the cumulative Discomfort Index (cum. DI) and cumulative Effective Temperature (cum. ET), as obtained by meteorological data. *Biometeorology*, Elsevier, 395–400.

- Solot, S. B., 1939: Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Mon. Weather Rev.*, **67 (100)**, 58.
- Ssymank, A., 1994: Neue Anforderungen im europäischen Naturschutz. Das Schutzgebietssystem Natura 2000 und die FFH-Richtlinie der EU. *Natur und Landschaft*, **69 (9)**, 395–406.
- Staiger, H., K. Bucher, und G. Jendritzky, 1997: Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältstress beim Aufenthalt im Freien in der Maßzahl Grad Celsius. *Annalen der Meteorologie*, **33**, 100–107.
- Staiger, H. und A. Matzarakis, 2010: Estimating down-and up-welling thermal radiation for use in mean radiant temperature. Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg 20, 213–218.
- Steadman, R. G., 1979a: The assessment of sultriness. Part I: a temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Appl. Meteorol.*, **18 (7)**, 861–873.
- Steadman, R. G., 1979b: The assessment of sultriness. Part II: effects of wind, extra radiation and barometric pressure on apparent temperature. *J. Appl. Meteorol.*, **18 (7)**, 874–885.
- Steadman, R. G., 1984: A universal scale of apparent temperature. *J. Appl. Meteorol.*, **23 (12)**, 1674–1687.
- Steinacker, R., 1984: Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind. *Contrib. Atmos. Phys.*, **57**, 64–71.
- Stappeler, J., G. Doms, U. Schättler, H. Bitzer, A. Gassmann, U. Damrath, und G. Gregoric, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **82 (1-4)**, 75–96.

- Stevens, B., et al., 2013: Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *J. Adv. Model. Earth Sy.*, **5** (2), 146–172.
- Stott, P. A., D. A. Stone, and M. R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432** (7017), 610–614.
- Stull, R., 2011: Wet-bulb temperature from relative humidity and air temperature. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **50** (11), 2267–2269.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **93** (4), 485–498.
- Thom, E. C., 1959: The discomfort index. *Weatherwise*, **12** (2), 57–61.
- Thomson, A. M., et al., 2011: RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic change*, **109** (1-2), 77.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev.*, **117** (8), 1779–1800.
- Tröltzsch, J., B. Görlach, H. Lückge, P. Martin, and C. Sartorius, 2012: *Kosten und Nutzen von Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel: Analyse von 28 Anpassungsmaßnahmen in Deutschland*. Ecol. Inst., 209 S.
- Trusilova, K., S. Schubert, H. Wouters, B. Früh, S. Grossman-Clarke, M. Demuzere, and P. Becker, 2016: The urban land use in the COSMO-CLM model: a comparison of three parameterizations for Berlin. *Meteorol. Z.*, **25** (2), 231–244.
- Umminger, M., M. Kleber, H. Schipper, M. Haist, M. Vogel, B. Brecht, A. Wagner, and H. Müller, 2016: Leistungskriterien für wohnumfeldgerechte Wandbaustoffe unter Einfluss des Klimawandels in Baden-Württemberg. *Mauerwerk-Kalender*, 547–551.

- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131 (612)**, 2961–3012.
- Van Vuuren, D. P., et al., 2011: RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2 °C. *Climatic Change*, **109 (1-2)**, 95.
- VDI 3787 Blatt 2, 2008: Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung Teil I: Klima. VDI, 32 S.
- VDI 3789 Blatt 2, 1994: Umweltmeteorologie: Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen; Berechnung der kurz- und der langwelligen Strahlung. VDI, 52 S.
- Vernon, H. M., 1932: The measurement of radiant heat in relation to human comfort. *J. Ind. Hyg.*, **14**, 95–111.
- Vernon, H. M. und C. G. Warner, 1932: The influence of the humidity of the air on capacity for work at high temperatures. *J. Hyg.-Cambridge*, **32 (03)**, 431–462.
- Voltaire, A., et al., 2013: The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim. Dynam.*, **40 (9-10)**, 2091–2121.
- Vrac, M. und P. Friederichs, 2015: Multivariate–intervariable, spatial, and temporal–bias correction. *J. Climate*, **28 (1)**, 218–237.
- Vrac, M., T. Noël, und R. Vautard, 2016: Bias correction of precipitation through Singularity Stochastic Removal: because occurrences matter. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, **121 (10)**, 5237–5258.
- Wagner, A., 1938: Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. *Gerlands Beitr. Geophysik*, **52**, 408–449.

- Wagner, P., 1994: Das Bergwindssystem des Kinzigtals (Nordschwarzwald) und seine Darstellung, im mesoskaligen Strömungsmodell MEMO. Freiburger Geographische Hefte 45; Zugl.: Diss., Univ. Freiburg i. Br., 128 S.
- Warner, T. T., R. A. Peterson, und R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **78** (11), 2599–2617.
- Weih, P., H. Staiger, B. Tinz, E. Batchvarova, H. Rieder, L. Vuilleumier, M. Maturilli, und G. Jendritzky, 2012: The uncertainty of UTCI due to uncertainties in the determination of radiation fluxes derived from measured and observed meteorological data. *Int. J. Biometeorol.*, **56** (3), 537–555.
- Weisman, M. L., W. C. Skamarock, und J. B. Klemp, 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.*, **125** (4), 527–548.
- Whitaker, S., 1972: Forced convection heat transfer correlations for flow in pipes, past flat plates, single cylinders, single spheres, and for flow in packed beds and tube bundles. *AIChE Journal*, **18** (2), 361–371.
- Wichert, P. v., 2014: Hitzewellen und thermophysiologische Effekte bei geschwächten bzw. vorgeschädigten Personen. *Warnsignal Klima. Gesundheitsrisiken/Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen. Aufl. 2*, Lozán, J. L., H. Grassl, L. Karbe und G. Jendritzky, Kap. 3.1.11.
- Wicker, L. J. und W. C. Skamarock, 2002: Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Weather Rev.*, **130** (8), 2088–2097.
- Wienert, U., F. Kreienkamp, A. Spekat, und W. Enke, 2013: A simple method to estimate the urban heat island intensity in data sets used for the simulation of the thermal behaviour of buildings. *Meteorol. Z.*, **22** (2), 179–185.

- Wilcoxon, F., 1945: Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics Bull.*, **1** (6), 80–83.
- Wilcoxon, F., 1950: Some rapid approximate statistical procedures. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **52** (1), 808–814.
- Wilcoxon, F., S. Katti, und R. A. Wilcox, 1970: Critical values and probability levels for the Wilcoxon rank sum test and the Wilcoxon signed rank test. *Selected Tables in Mathematical Statistics*, American Mathematical Society, 171–259.
- Willett, K. M. und S. Sherwood, 2012: Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *Int. J. Climatol.*, **32** (2), 161–177.
- Wouters, H., M. Demuzere, U. Blahak, K. Fortuniak, B. Maiheu, J. Camps, D. Tielemans, und N. P. van Lipzig, 2016: The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1.0 for atmospheric modelling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer. *Geosci. Model Dev.*, **9** (9), 3027–3054.
- Wouters, H., M. Demuzere, K. De Ridder, und N. P. van Lipzig, 2015: The impact of impervious water-storage parametrization on urban climate modelling. *Urban Climate*, **11**, 24–50.
- Wouters, H., M. Varentsov, U. Blahak, J.-P. Schulz, U. Schättler, E. Bucchignani, und M. Demuzere, 2017: User guide for TERRA URB v2.2: the urban-canopy land-surface scheme of the COSMO model. Tech. rep., http://www.cosmo-model.org/content/tasks/workGroups/wg3b/docs/terra_urb_user.pdf, 12 S. [Online; zuletzt abgerufen: 27.04.2019].
- Yaglou, C., D. Minard, et al., 1957: Control of heat casualties at military training centers. *Arch. Indust. Health*, **16** (4), 302–316.

- Yaglou, C. P. und D. Minard, 1956: Prevention of heat casualties at Marine Corps training centers. Tech. rep., Harvard school of Public Health, Boston Ma., 19 S.
- Zängl, G., 2004: A reexamination of the valley wind system in the Alpine Inn Valley with numerical simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **87** (4), 241–256.
- Zängl, G., D. Reinert, P. Rípodas, und M. Baldauf, 2015: The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: description of the non-hydrostatic dynamical core. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141** (687), 563–579.
- Zdankowski, W. und G. Korb, 1985: Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. *Promet*, **2** (3), 1985.

Anhang A Abbildungen

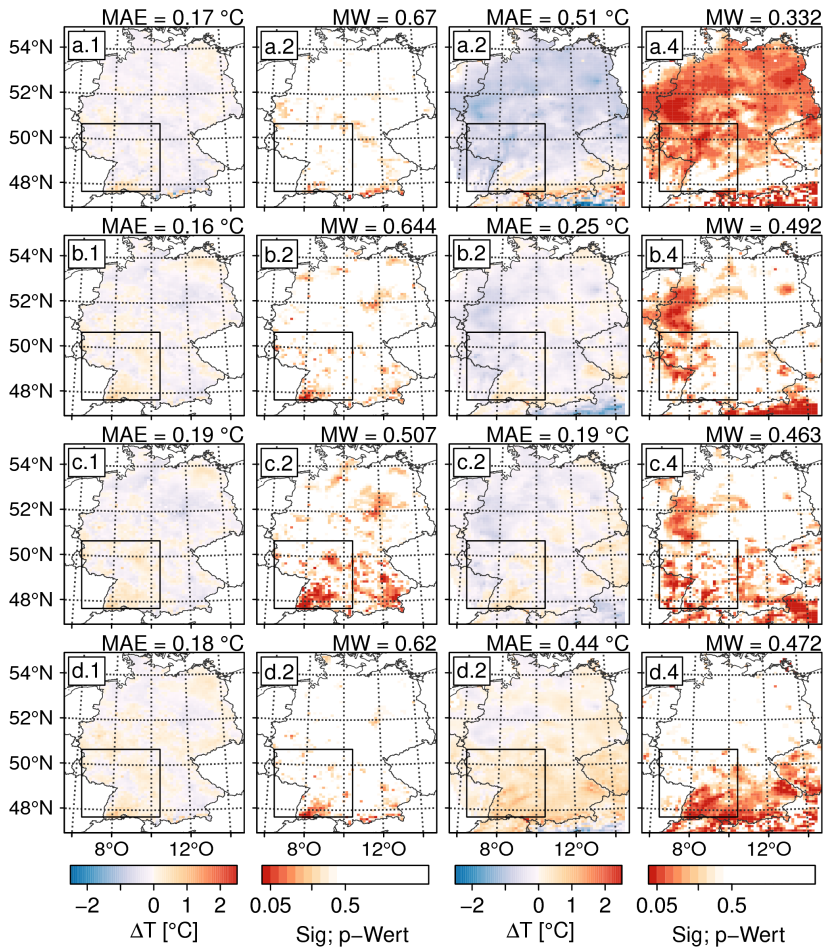


Abbildung A.1: Differenz der Temperatur der TRY-Daten zu HYRAS (Spalte 1), dessen Signifikanz (Spalte 2), Differenz der Temperatur von *ERA-Interim_1st_11km* zu HYRAS (Spalte 3) sowie dessen Signifikanz (Spalte 4) von 1995–2006. Hierbei zeigen die Reihen den Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). MAE stellt den mittleren absoluten Fehler der Temperatur für das Gebietsmittel im Südwesten dar, MW den Gebietsmittelwert des Signifikanzniveaus.

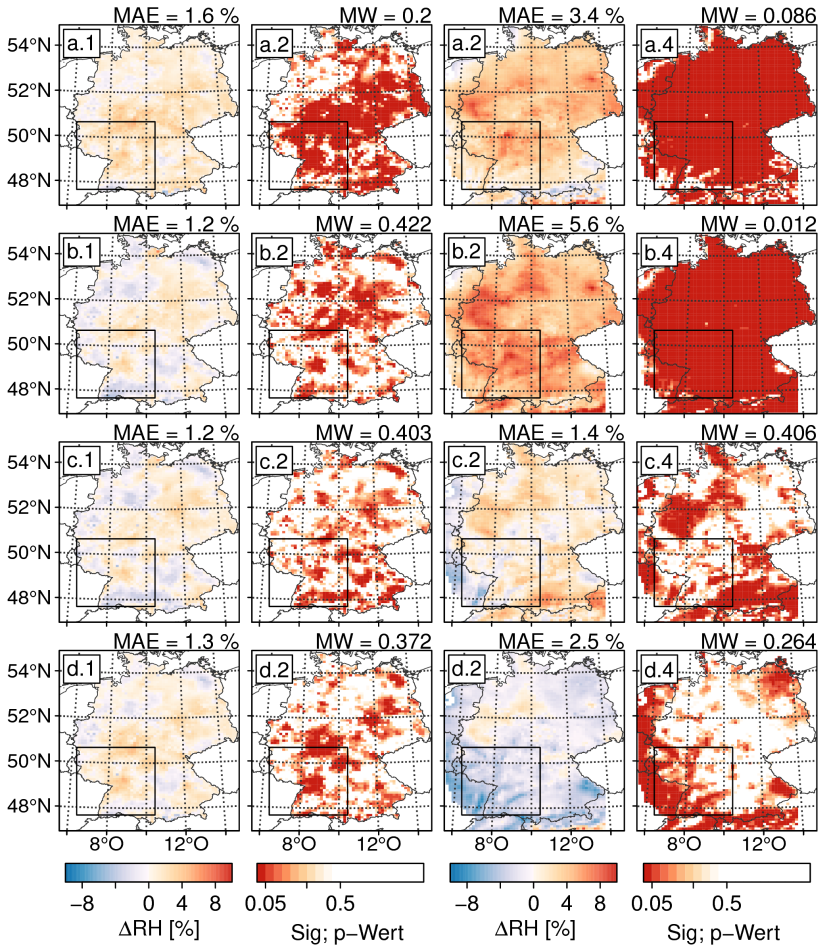


Abbildung A.2: Differenz der relativen Feuchte der TRY-Daten zu HYRAS (Spalte 1), dessen Signifikanz (Spalte 2), Differenz der relativen Feuchte von ERA-Interim_1st_11km zu HYRAS (Spalte 3) sowie dessen Signifikanz (Spalte 4) von 1995–2006. Hierbei zeigen die Reihen den Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). MAE stellt den mittleren absoluten Fehler der relativen Feuchte für das Gebietsmittel im Südwesten dar, MW den Gebietsmittelwert des Signifikanzniveaus.

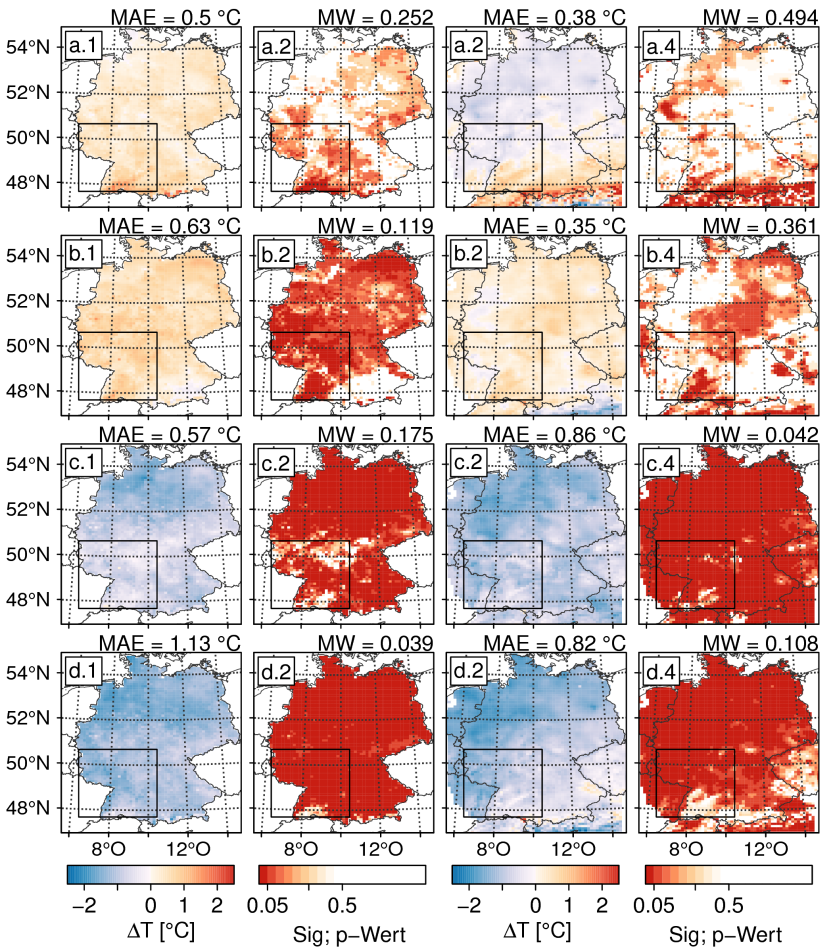


Abbildung A.3: Differenz der Temperatur von *ERA-Interim_1st_11km_BC* zu *HYRAS* (Spalte 1), dessen Signifikanz (Spalte 2), Differenz der Temperatur von *ERA-Interim_1st_11km* zu *HYRAS* (Spalte 3) sowie dessen Signifikanz (Spalte 4) von 1981–2000. Hierbei zeigen die Reihen den Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). MAE stellt den mittleren absoluten Fehler der Temperatur für das Gebietsmittel im Südwesten dar, MW den Gebietsmittelwert des Signifikanzniveaus.

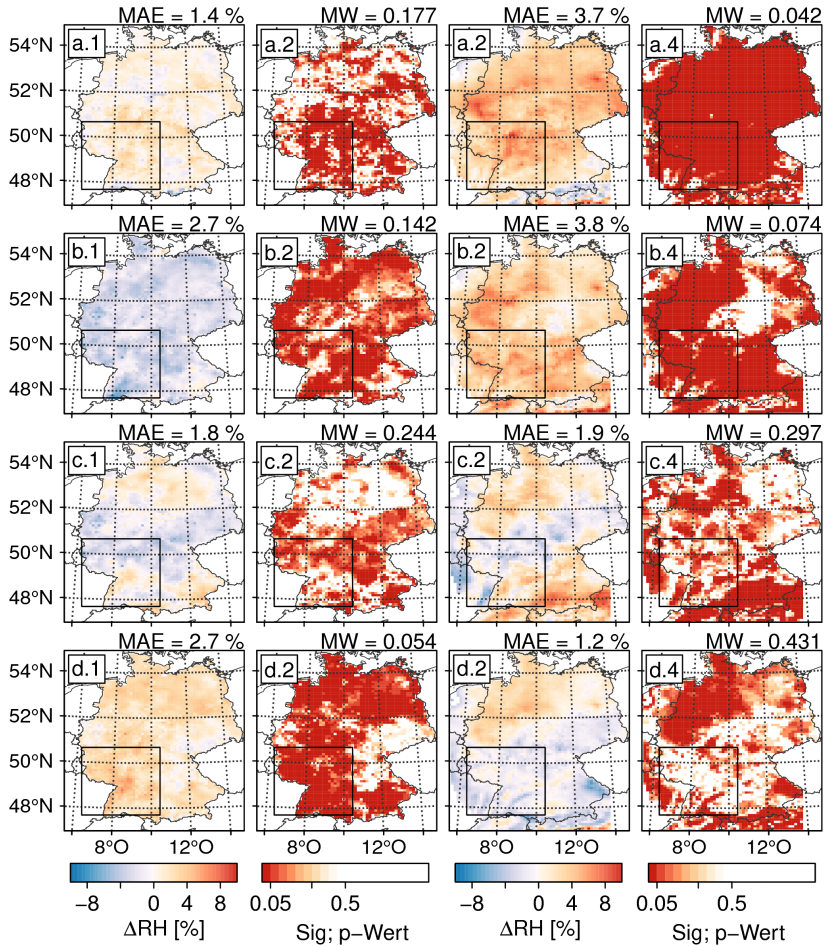


Abbildung A.4: Differenz der relativen Feuchte von *ERA-Interim_1st_11km_BC* zu *HYRAS* (Spalte 1), dessen Signifikanz (Spalte 2), Differenz der relativen Feuchte von *ERA-Interim_1st_11km* zu *HYRAS* (Spalte 3) sowie dessen Signifikanz (Spalte 4) von 1981–2000. Hierbei zeigen die Reihen den Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). MAE stellt den mittleren absoluten Fehler der relativen Feuchte für das Gebietsmittel im Südwesten dar, MW den Gebietsmittelwert des Signifikanzniveaus.

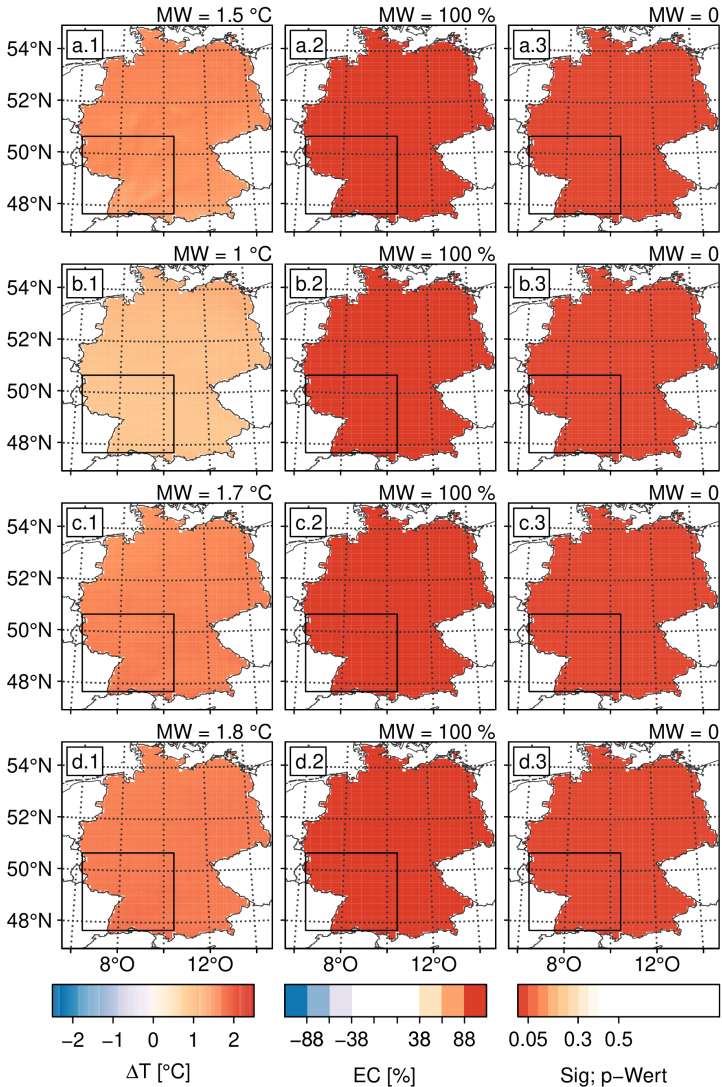


Abbildung A.5: Mittlere Änderung der Temperatur im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. MW gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

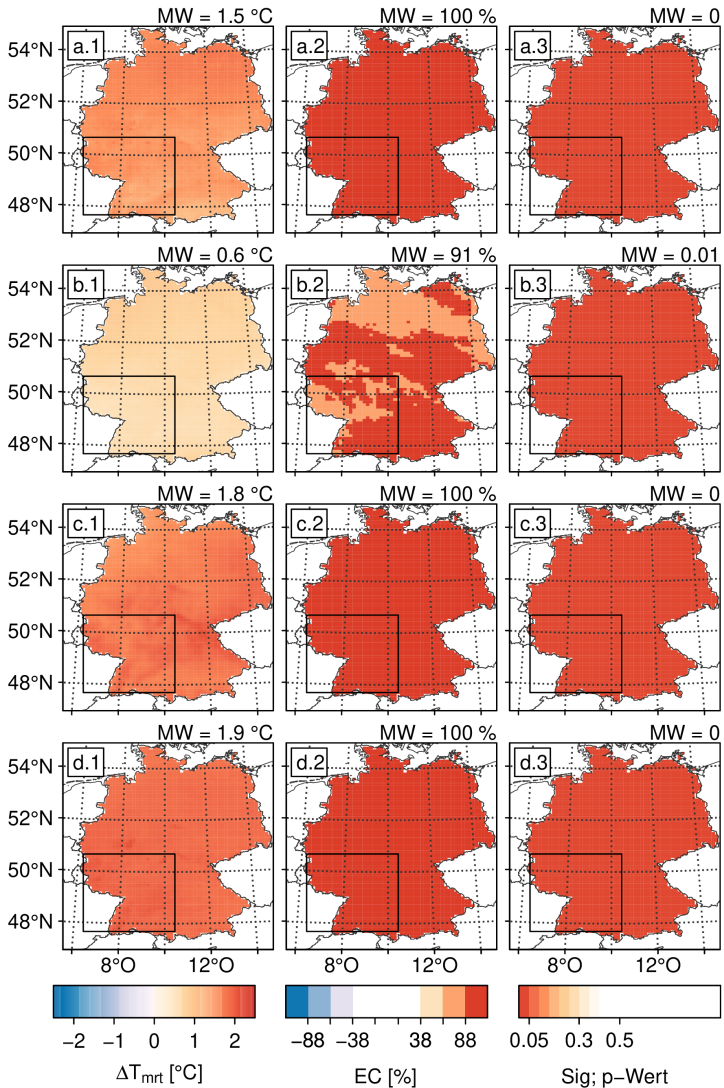


Abbildung A.6: Mittlere Änderung der Strahlungstemperatur im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. MW gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

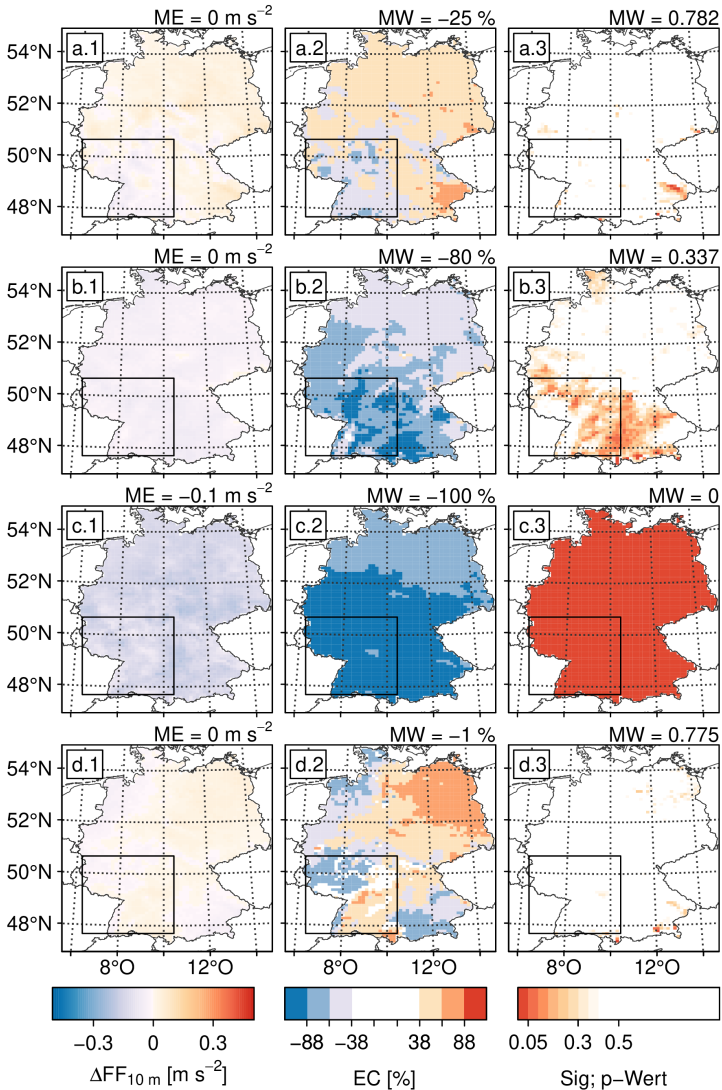


Abbildung A.7: Mittlere Änderung der Windgeschwindigkeit im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. ME gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

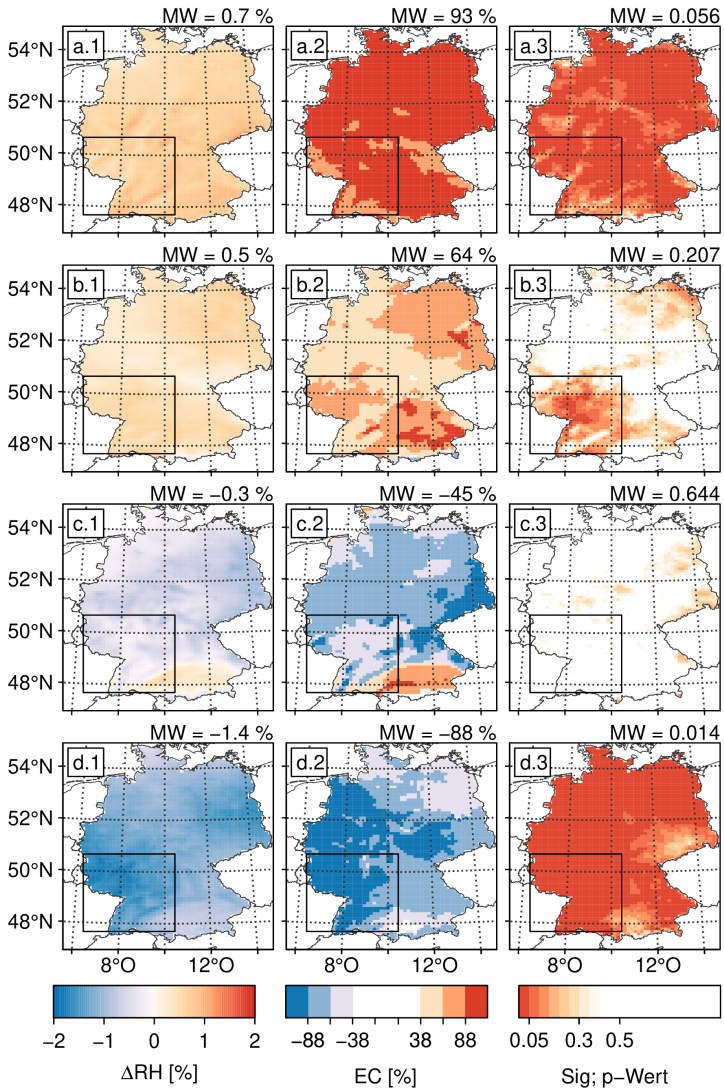


Abbildung A.8: Mittlere Änderung der relativen Feuchte im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. MW gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

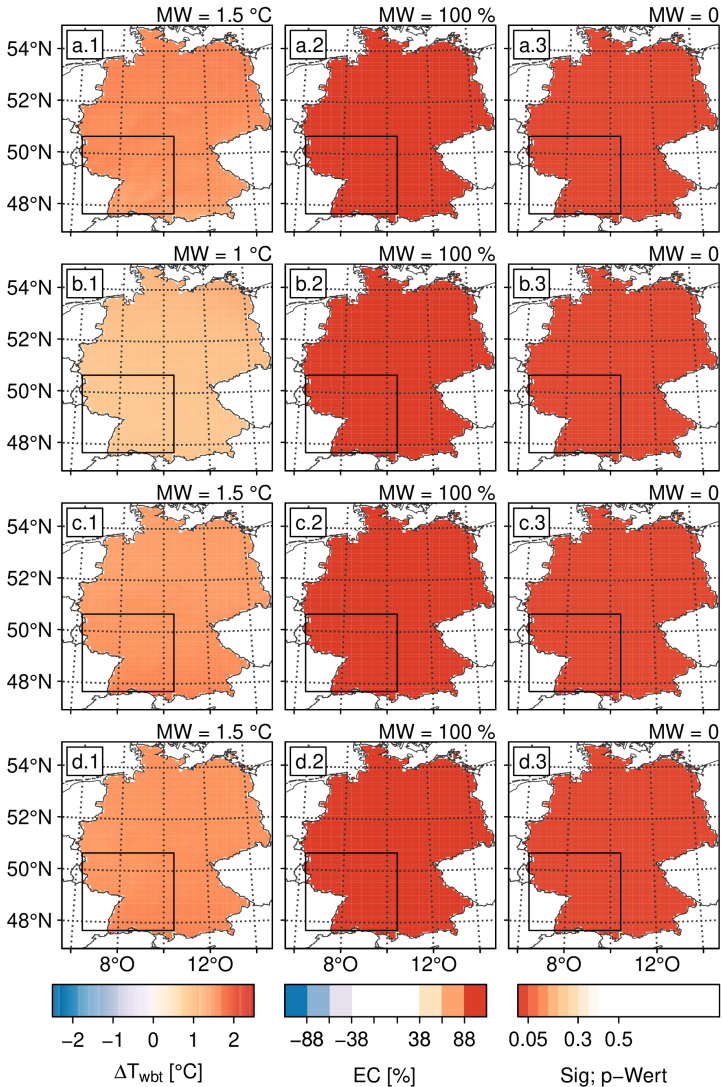


Abbildung A.9: Mittlere Änderung der Feuchttemperatur im Ensemble-Mittel (linke Spalte), Übereinstimmung im Ensemble (EC, mittlere Spalte) sowie Signifikanz der Änderungen (Sig, rechte Spalte) für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum. MW gibt den Gebietsmittelwert der jeweils dargestellten Größe des Teilgebietes im Südwesten an.

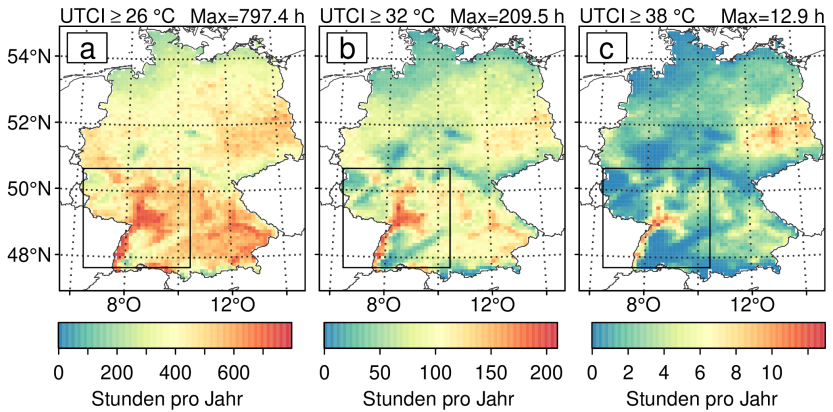


Abbildung A.10: Anzahl der Stunden (h, „hours“) mit einem UTCI größer gleich 26°C (a), 32°C (b) und 38°C (c) im Kontrollzeitraum 1981–2000. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

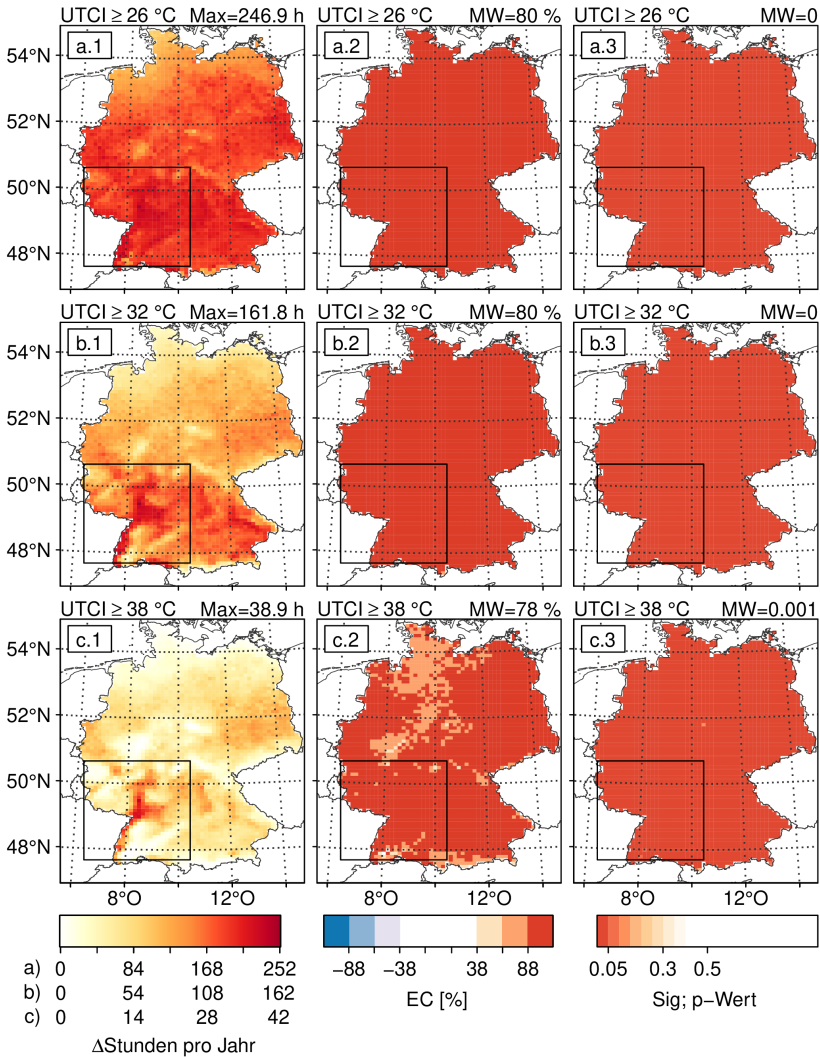


Abbildung A.11: Änderung der Anzahl der Stunden mit dem Maximum des UTCI größer gleich $26\text{ }^{\circ}\text{C}$ (a), $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ (b) und $38\text{ }^{\circ}\text{C}$ (c) (Spalte 1), Übereinstimmung im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum für den Ensemble-Mittelwert. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten, MW stellt den Mittelwert der jeweiligen Größe in diesem Gebiet dar.

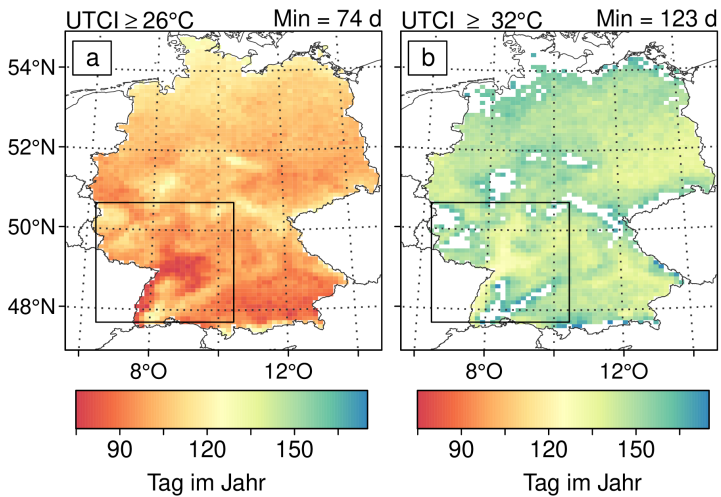


Abbildung A.12: Tag im Jahr des ersten Auftretens mindestens mäßiger (a) und starker Wärmebelastung (b) im Kontrollzeitraum 1981–2000. Es werden nur dort Werte gezeigt, wo die jeweilige Klasse mindestens zweimal jedes Jahr erreicht wird. Das Minimum (Min) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

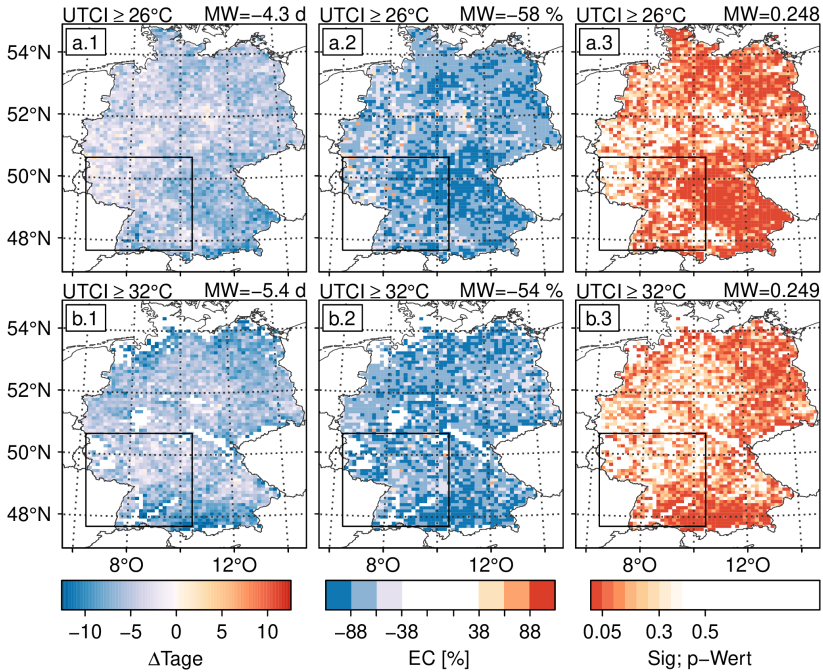


Abbildung A.13: Mittlere Verschiebung des ersten Auftretens von mindestens mäßiger (a) und starker Wärmebelastung (b) im Jahr (Spalte 1), Konsistenz (Spalte 2) im Ensemble sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum in Tagen (d, „days“). Es werden nur dort Werte gezeigt, wo die jeweilige Stufe mindestens zweimal jedes Jahr erreicht wird. Der Mittelwert (MW) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

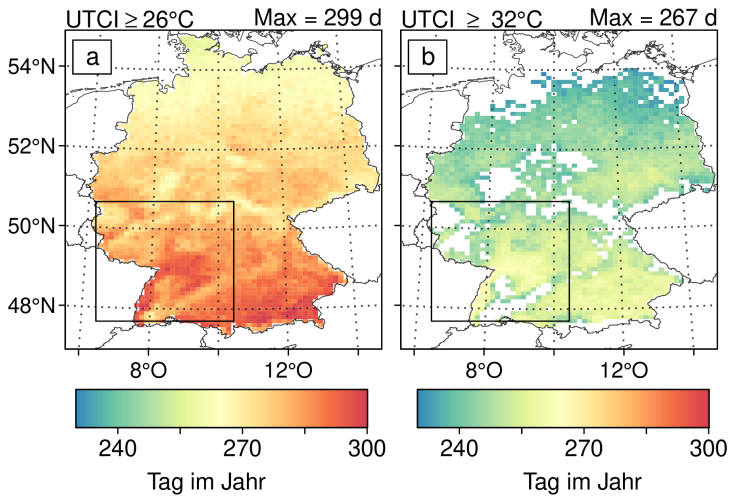


Abbildung A.14: Tag im Jahr des letzten Auftretens mindestens mäßiger (a) und starker Wärmebelastung (b) im Kontrollzeitraum 1981–2000. Es werden nur dort Werte gezeigt, wo die jeweilige Klasse mindestens zweimal jedes Jahr erreicht wird. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

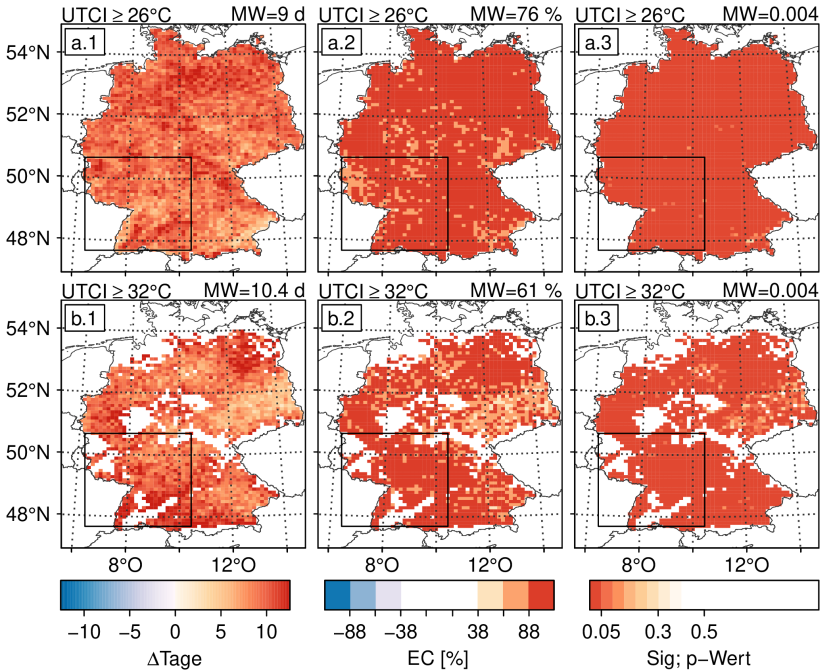


Abbildung A.15: Mittlere Verschiebung des letzten Auftretens von mindestens mäßiger (a) und starker Wärmebelastung (b) im Jahr (Spalte 1), Konsistenz (Spalte 2) im Ensemble sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum in Tagen (d, „days“). Es werden nur dort Werte gezeigt, wo die jeweilige Stufe mindestens zweimal jedes Jahr erreicht wird. Der Mittelwert (MW) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

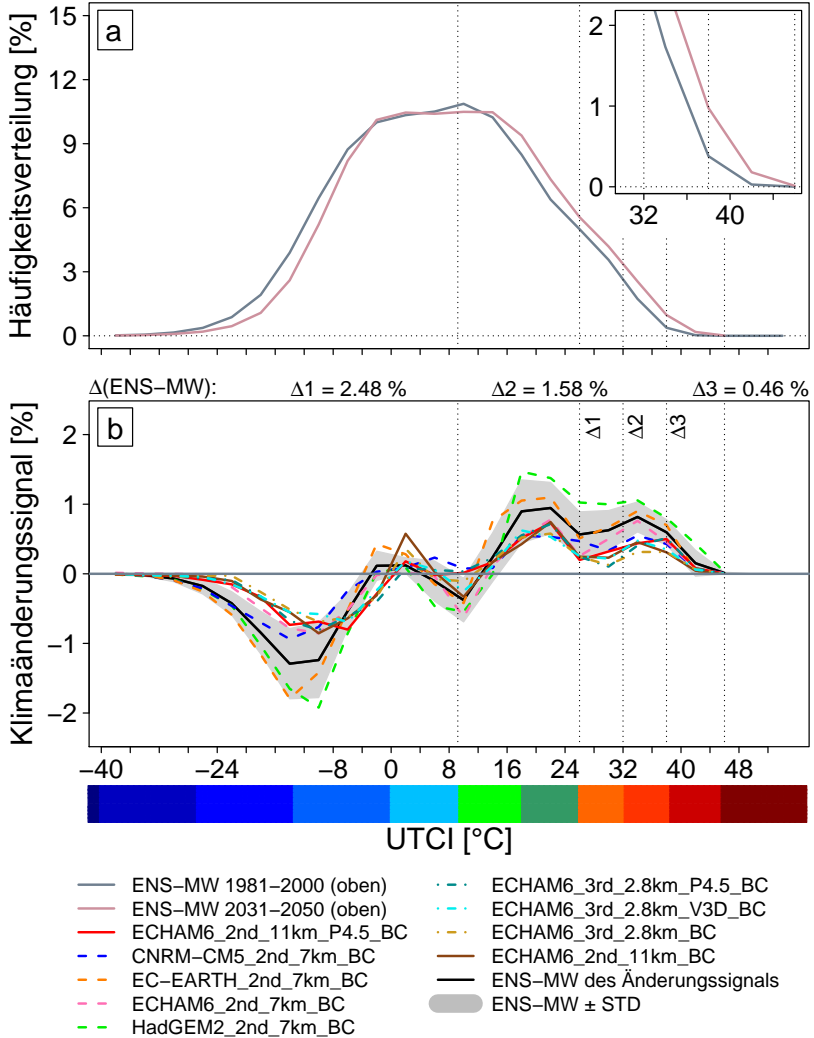


Abbildung A.16: Stündliche Verteilung des UTCI anhand des Ensemble-Mittelwertes (ENS-MW) für den Standort Karlsruhe in 4 K-Intervallen im Kontroll- und Projektionszeitraum (oben, a) sowie Differenz zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum (unten, b). $\Delta 1$, $\Delta 2$ und $\Delta 3$ geben die Summe der Änderungen des Ensemble-Mittelwertes von mindestens mäßiger ($\Delta 1$), starker ($\Delta 2$) und sehr starker Wärmebelastung ($\Delta 3$) an.

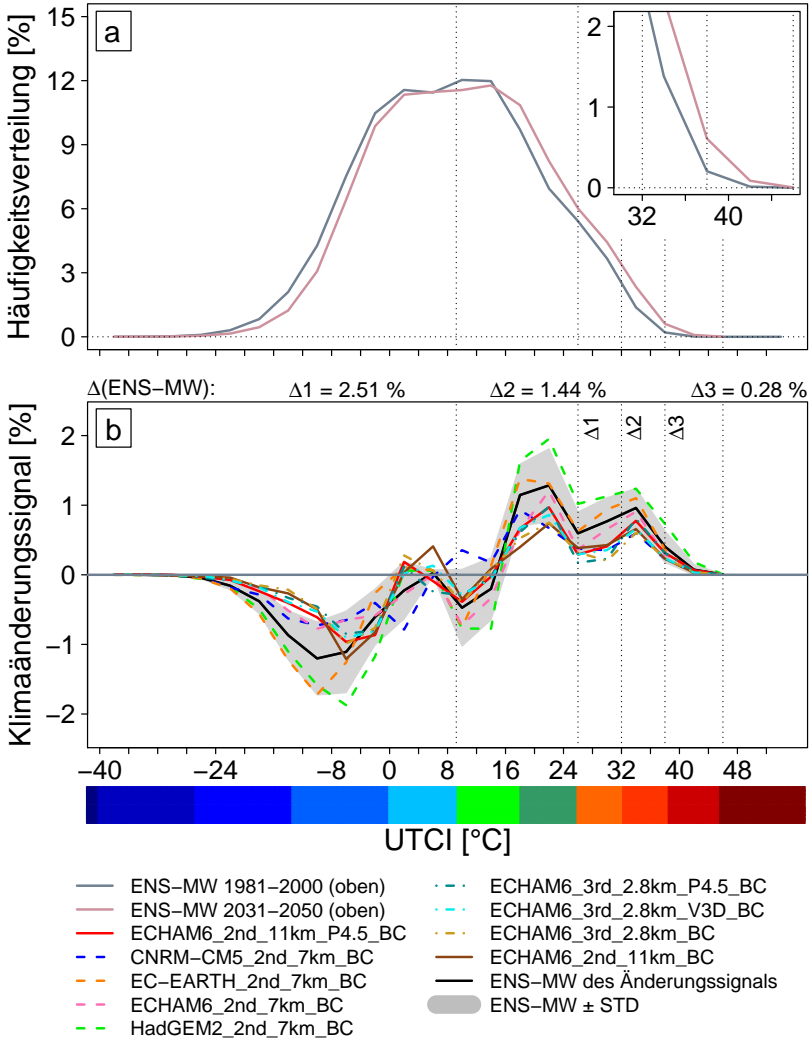


Abbildung A.17: Stündliche Verteilung des UTCI anhand des Ensemble-Mittelwertes (ENS-MW) für den Standort Stuttgart in 4 K-Intervallen im Kontroll- und Projektionszeitraum (oben, a) sowie Differenz zwischen Projektions- und Kontrollzeitraum (unten, b). $\Delta 1$, $\Delta 2$ und $\Delta 3$ geben die Summe der Änderungen des Ensemble-Mittelwertes von mindestens mäßiger ($\Delta 1$), starker ($\Delta 2$) und sehr starker Wärmebelastung ($\Delta 3$) an.

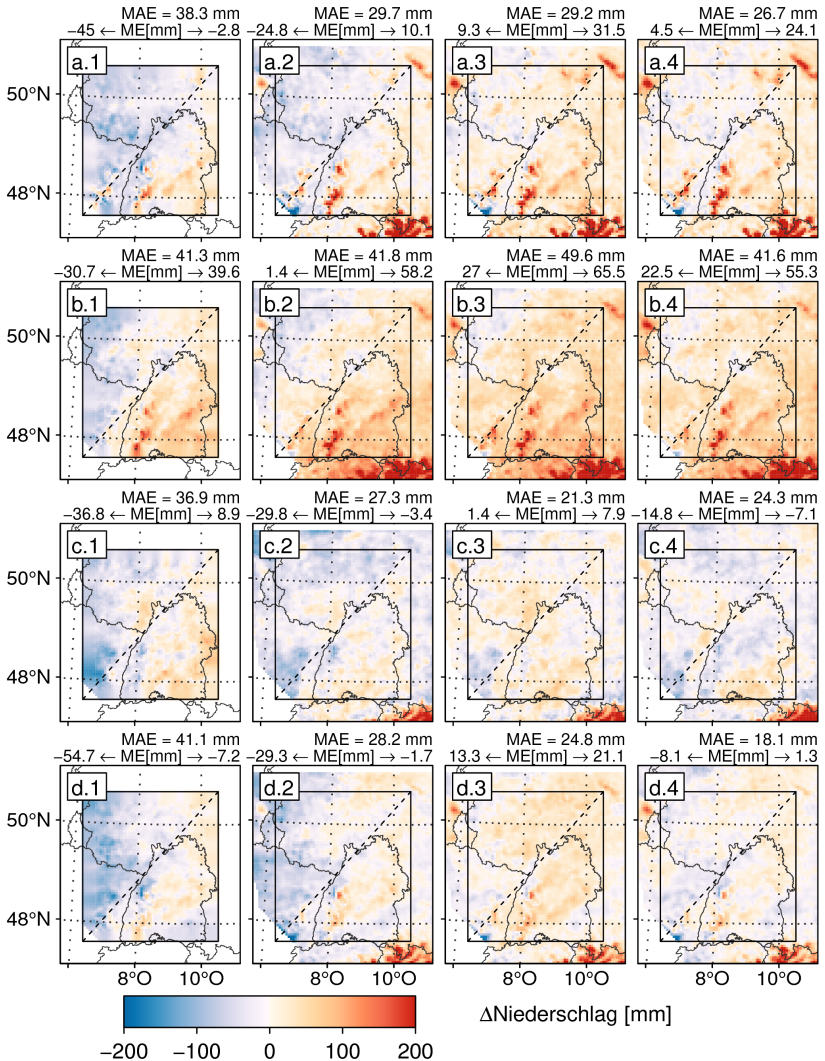


Abbildung A.18: Differenz des Niederschlags der CCLM-Simulationen mit 2.8 km Maschenweite zu HYRAS für die Jahreszeiten DJF (a), MAM (b), JJA (c) und SON (d) im Zeitraum 1981–1985. Spalte 1 zeigt den Vergleich für die Simulation *ERA-Interim_2nd_2.8km_140x150_6h*, Spalte 2 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_6h*, Spalte 3 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_240x240_1h* und Spalte 4 für *ERA-Interim_2nd_2.8km_400x400_6h*. Der MAE bezieht sich auf das durchgängig umrandete Gebiet. Der ME wird für den nordwestlichen (linker Wert) und südöstlichen (rechter Wert) Teil des Gebietes dargestellt, die mittels der gestrichelten Linie getrennt werden.

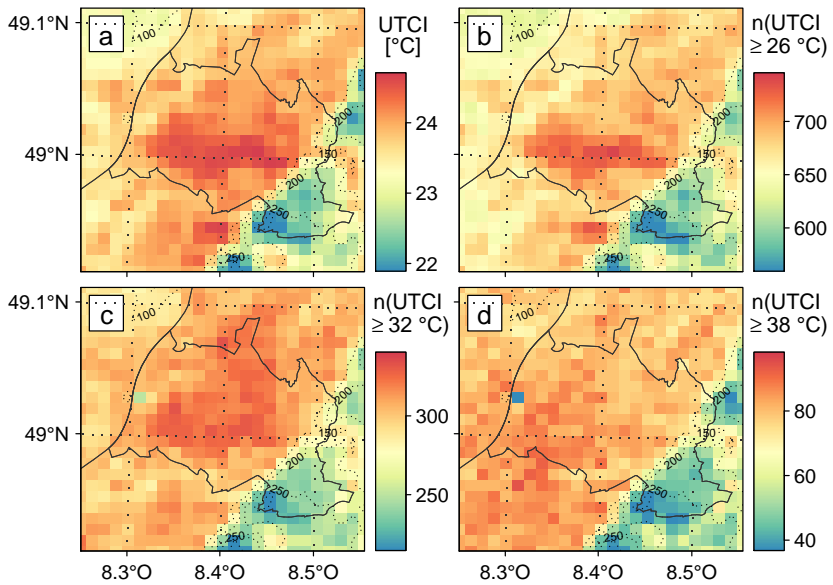


Abbildung A.19: Mittlerer UTCI (a) sowie Stunden mit mindestens mäßiger (b), starker (c) und sehr starker (d) Wärmebelastung für Karlsruhe und das Umland im Sommer 2015.

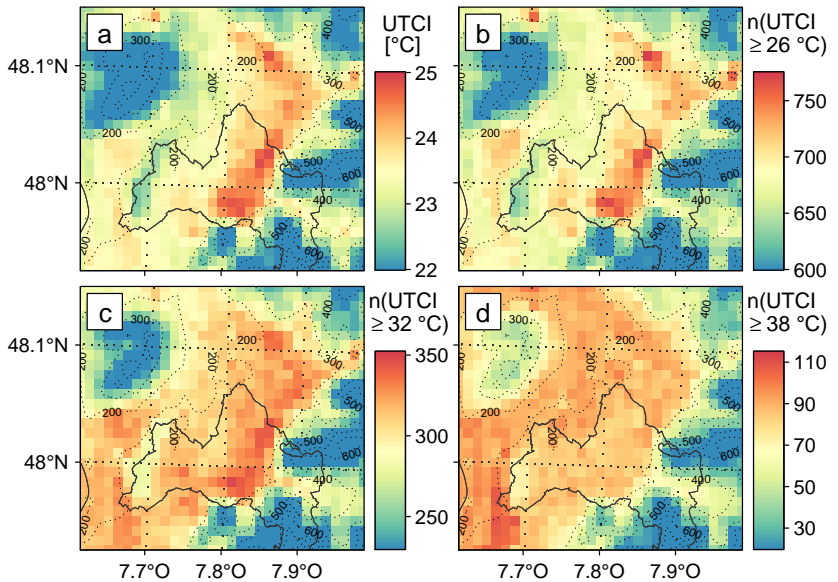


Abbildung A.20: Mittlerer UTCI (a) sowie Stunden mit mindestens mäßiger (b), starker (c) und sehr starker (d) Wärmebelastung für Freiburg und das Umland im Sommer 2015.

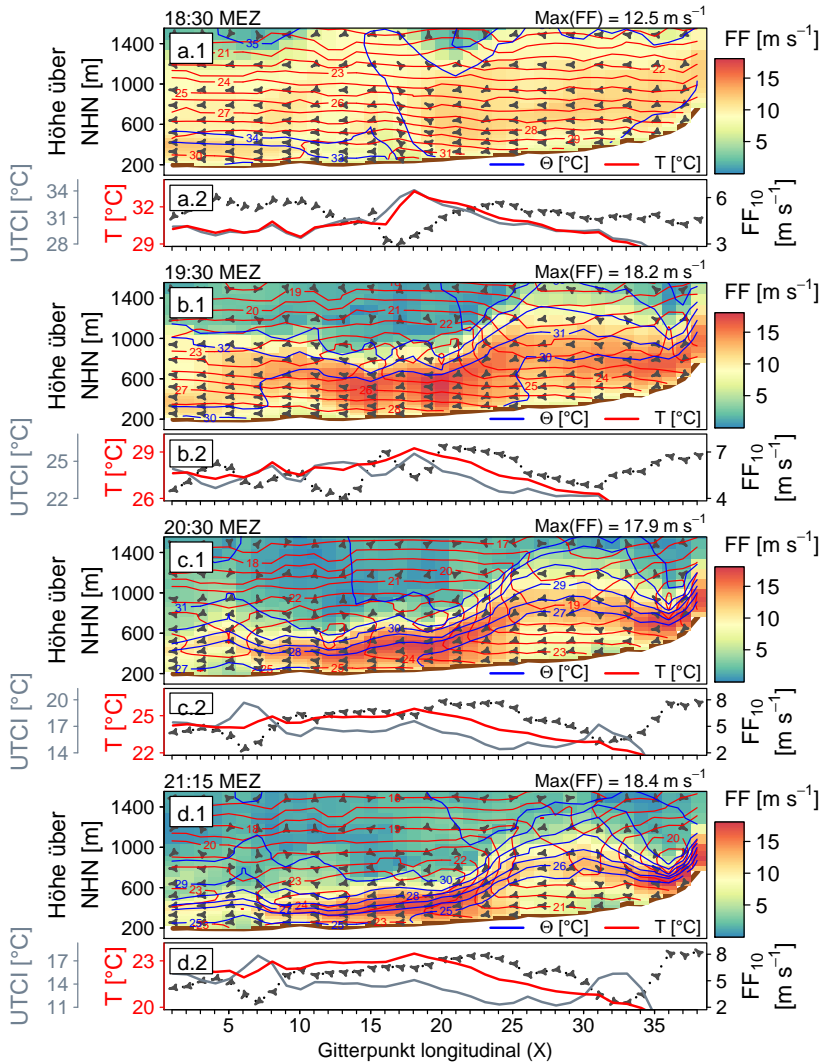


Abbildung A.21: Horizontale Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der Temperatur ($\Delta T = 1 K$) und potentiellen Temperatur ($\Delta \Theta = 1 K$) sowie Pfeile tangential zur Strömungsrichtung im WNW-OSO-Querschnitt vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarz gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) für den 14. Juli 2003. Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der Temperatur, des UTCI sowie der 10-m-Windgeschwindigkeit und horizontalen Windrichtung.

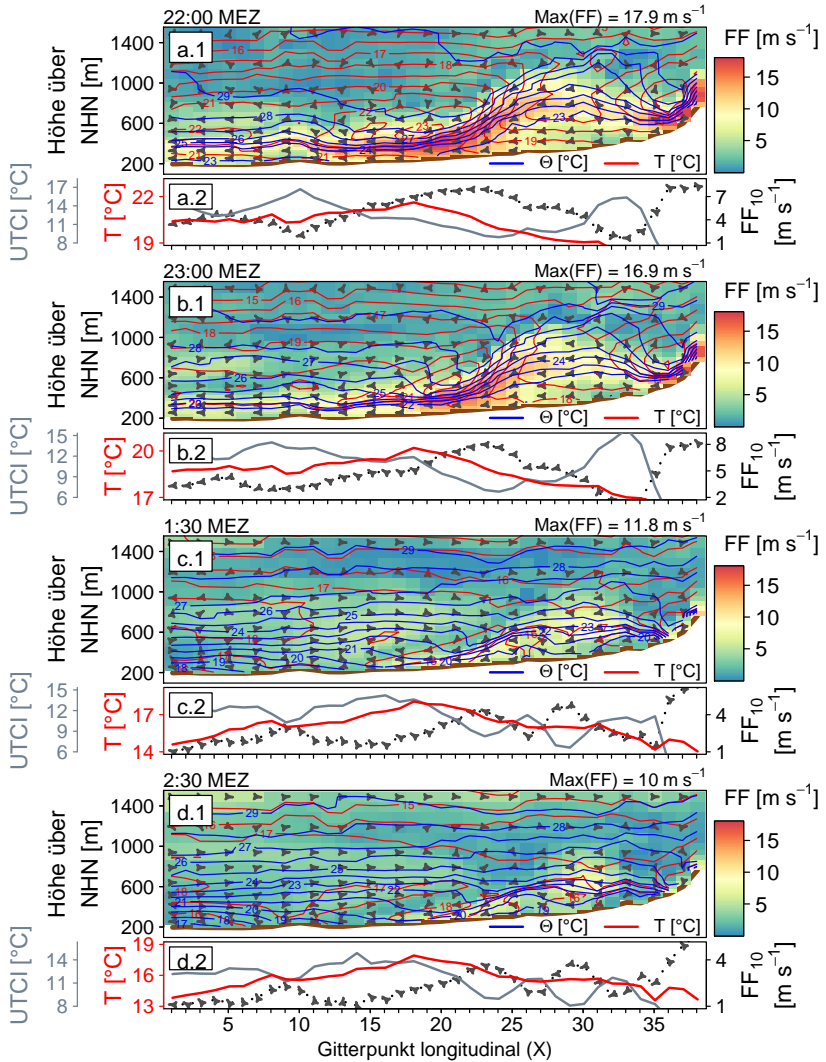


Abbildung A.22: Horizontale Windgeschwindigkeit (farbig), Isolinien der Temperatur ($\Delta T = 1 K$) und potentiellen Temperatur ($\Delta \Theta = 1 K$) sowie Pfeile tangential zur Strömungsrichtung im WNW-OSO-Querschnitt vom Rhein über das Stadtgebiet von Freiburg entlang des Dreisamts bis in das Zartener Becken (siehe schwarze gestrichelte Linie in Abbildung 8.22 a) für den 14. Juli 2003. Darunter jeweils die zugehörigen bodennahen Werte der Temperatur, des UTCI sowie der 10-m-Windgeschwindigkeit und horizontalen Windrichtung.

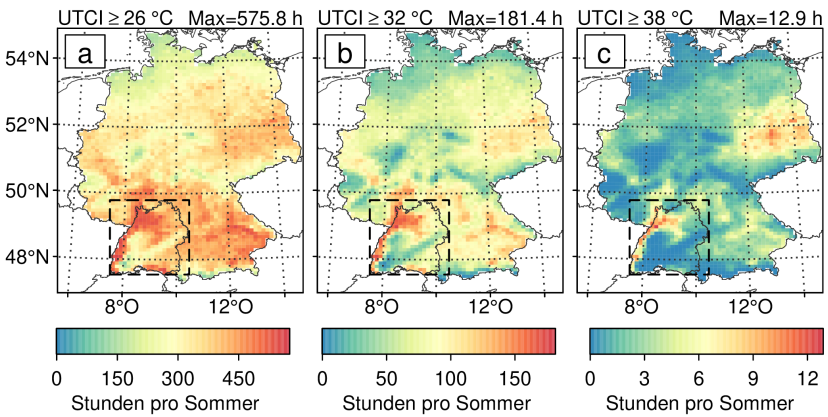


Abbildung A.23: Anzahl der Stunden (h, „hours“) mit einem UTCl größer gleich 26 °C (a), 32 °C (b) und 38 °C (c) für die Sommer (JJA) im Kontrollzeitraum 1981–2000. Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten.

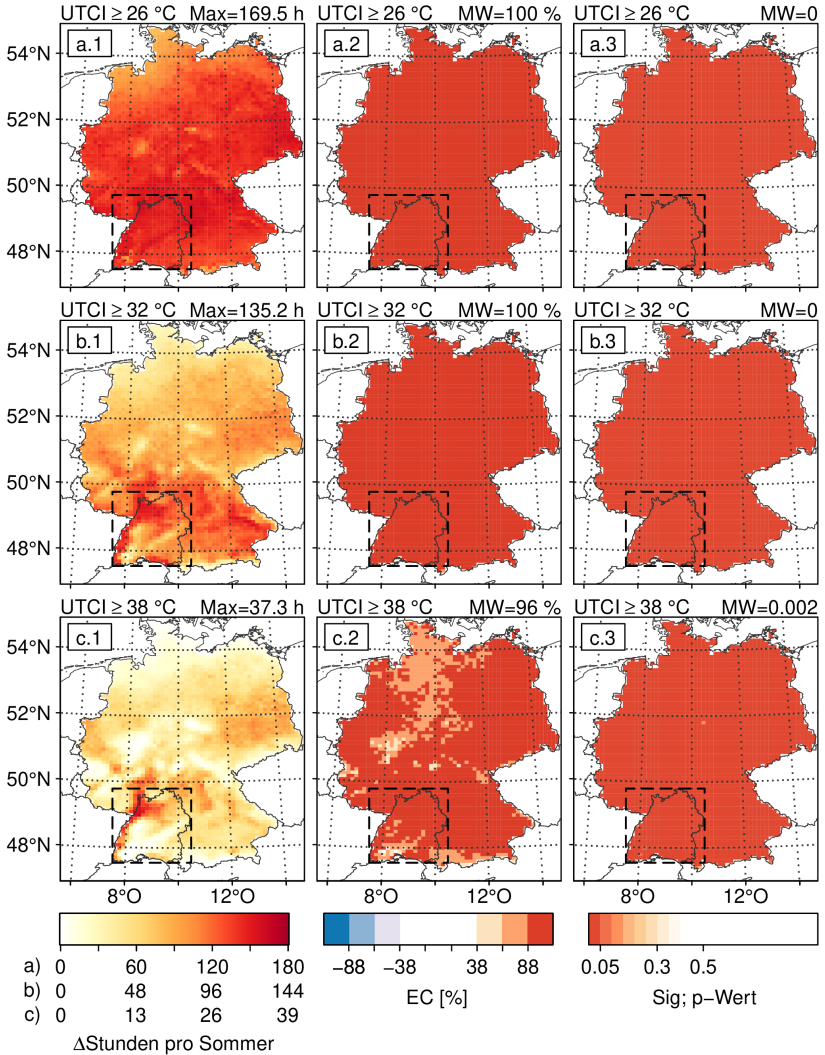


Abbildung A.24: Änderung der Anzahl der Stunden mit dem Maximum des UTCI größer gleich 26 °C (a), 32 °C (b) und 38 °C (c) (Spalte 1), Übereinstimmung im Ensemble (Spalte 2) sowie Signifikanz der Änderungen (Spalte 3) zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum für den Ensemble-Mittelwert im Sommer (JJA). Das Maximum (Max) bezieht sich auf den umrandeten Bereich im Südwesten, MW stellt den Mittelwert der jeweiligen Größe in diesem Gebiet dar.

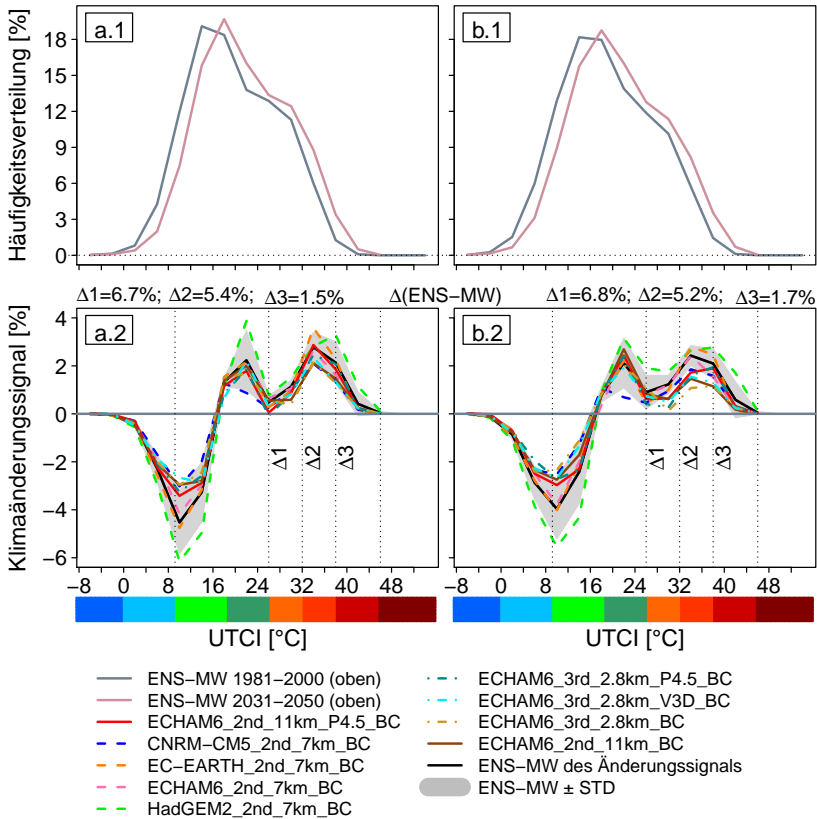


Abbildung A.25: Stündliche Verteilung des UTCI anhand des Ensemble-Mittelwertes (ENS-MW) für die Standorte Freiburg (Spalte 1) und Karlsruhe (Spalte 2) in 4 K-Intervallen im Sommer für den Kontroll- und Projektionszeitraum (a) sowie Differenz zwischen dem Projektions- und Kontrollzeitraum (b). $\Delta 1$, $\Delta 2$ und $\Delta 3$ geben die Summe der Änderungen des Ensemble-Mittelwertes von mindestens mäßiger ($\Delta 1$), starker ($\Delta 2$) und sehr starker Wärmebelastung ($\Delta 3$) an.

Anhang B Tabellen

Tabelle B.1: Signifikanz der Differenz der Wetterlagen von *ERA-Interim_1st_11km* zu den DWD-Referenzwetterlagen für den Kontrollzeitraum 1981–2000, unterteilt in die Jahreszeiten. Signifikante Abweichungen auf dem 0.05-Niveau sind fett merkiert.

Wetterlagenklasse	Signifikanz (p-Wert)			
	DJF	MAM	JJA	SON
XX	0.664	0.704	0.542	0.691
NO	0.860	0.206	0.796	1.000
SO	0.978	0.138	0.650	0.881
SW	0.635	0.343	0.155	0.379
NW	0.655	0.440	0.432	0.393
AA	0.481	0.167	0.385	0.828
AZ	0.101	0.071	0.054	0.238
ZA	0.377	0.296	0.745	0.913
ZZ	0.303	0.090	0.243	0.119
F	0.056	0.828	0.946	1.000

Tabelle B.2: Mittlerer Fehler verschiedener Größen des Ensemble-Mittelwertes der Klimasimulationen zu den SYNOps der Station Freiburg für den Kontrollzeitraum 1981–2000, unterteilt in die Jahreszeiten. Alle Werte sind auf eine Nachkommastelle gerundet, die Unterscheidung zwischen Tag und Nacht ergibt sich aus dem Höhenwinkel der Sonne ($\gamma_s \geq 0.5^\circ$ oder $\gamma_s < 0.5^\circ$).

		Mittlerer Fehler (ME)			
Variable	Tageszeit	DJF	MAM	JJA	SON
CLCT [%]	ganzer Tag	2.7	7.4	13.9	6.1
	tagsüber	0.8	3.9	11.3	2.3
	nachts	3.5	11.5	17.1	8.9
ff [ms^{-1}]	ganzer Tag	-0.2	-0.5	-0.6	-0.2
	tagsüber	-0.1	-0.5	-0.7	-0.2
	nachts	-0.2	-0.6	-0.5	-0.2
RH [%]	ganzer Tag	4.9	13.9	13.5	4.8
	tagsüber	6.0	14.9	15.9	7.2
	nachts	4.4	12.7	10.6	3.0
T [°C]	ganzer Tag	-1.6	-3.1	-3.1	-2.2
	tagsüber	-1.7	-3.4	-3.5	-2.5
	nachts	-1.6	-2.8	-2.6	-1.9
T_{wbt} [°C]	ganzer Tag	-1.1	-1.5	-1.2	-1.6
	tagsüber	-1.0	-1.5	-1.1	-1.6
	nachts	-1.1	-1.5	-1.2	-1.6
T_{mrt} [°C]	ganzer Tag	-1.2	-3.2	-4.3	-2.5
	tagsüber	-0.8	-4.6	-6.6	-4.1
	nachts	-1.3	-1.6	-1.5	-1.3
UTCI [°C]	ganzer Tag	-2.0	-2.3	-2.4	-2.3
	tagsüber	-2.2	-3.1	-3.2	-3.0
	nachts	-1.9	-1.4	-1.4	-1.7

Tabelle B.3: Quotient der Anzahl der Stationen, an denen der jeweilige Parameter der TRY-Daten geringere Differenzen (n_+) zu den SYNOPs hat als der Parameter von *ERA-Interim_1st_11km*, zur Anzahl der Stationen (n), multipliziert mit 100. Berechnet mit Hilfe des MESS für den Zeitraum 1995–2012. Bei Werten größer gleich 50 % haben die TRY-Daten an mehr oder gleich vielen Standorten geringere Differenzen zu den SYNOPs als *ERA-Interim_1st_11km*, sonst umgekehrt. Die Unterscheidung zwischen Tag und Nacht ergibt sich aus dem Höhenwinkel der Sonne ($\gamma \geq 0.5^\circ$ oder $\gamma < 0.5^\circ$).

Variable	Tageszeit	$\frac{n_+}{n} \cdot 100$ [%]			
		DJF	MAM	JJA	SON
Bedeckung [0-1]	ganzer Tag	100	100	100	100
	tagsüber	33	100	83	67
	nachts	100	100	100	100
ff [$m s^{-1}$]	ganzer Tag	67	67	67	50
	tagsüber	67	67	67	67
	nachts	67	50	50	50
RH [%]	ganzer Tag	100	100	100	67
	tagsüber	100	100	83	33
	nachts	100	100	83	67
T [$^\circ C$]	ganzer Tag	100	100	83	33
	tagsüber	100	100	100	83
	nachts	100	67	50	33
T_{wbt} [$^\circ C$]	ganzer Tag	83	50	17	50
	tagsüber	100	67	83	100
	nachts	50	50	17	17
T_{mrt} [$^\circ C$]	ganzer Tag	67	83	100	17
	tagsüber	100	100	100	67
	nachts	33	83	83	100
UTCI [$^\circ C$]	ganzer Tag	67	50	83	33
	tagsüber	67	83	67	67
	nachts	67	67	50	50

Tabelle B.4: Quotient der Anzahl der Stationen, an denen der jeweilige Parameter von *ERA-Interim_1st_11km_BC* geringere Differenzen (n_+) zu den SYNOPs hat als der Parameter von *ERA-Interim_1st_11km*, zur Anzahl der Stationen (n), multipliziert mit 100. Berechnet mit Hilfe des MSESS für den Zeitraum 1981–2000. Bei Werten größer gleich 50% haben die Daten von *ERA-Interim_1st_11km_BC* an mehr oder gleich vielen Standorten geringere Differenzen zu den SYNOPs als *ERA-Interim_1st_11km*, sonst umgekehrt. Die Unterscheidung zwischen Tag und Nacht ergibt sich aus dem Höhenwinkel der Sonne ($\gamma \geq 0.5^\circ$ oder $\gamma < 0.5^\circ$).

Variable	Tageszeit	$\frac{n_+}{n} 100$ [%]			
		DJF	MAM	JJA	SON
Bedeckung [0-1]	ganzer Tag	83	83	100	83
	tagsüber	50	83	83	83
	nachts	100	100	100	83
ff [ms^{-1}]	ganzer Tag	50	50	50	50
	tagsüber	67	50	50	67
	nachts	50	67	67	50
RH [%]	ganzer Tag	100	100	83	67
	tagsüber	100	100	83	50
	nachts	100	100	33	50
T [°C]	ganzer Tag	100	83	83	50
	tagsüber	100	67	83	50
	nachts	100	50	67	67
T_{wbt} [°C]	ganzer Tag	67	83	17	50
	tagsüber	83	33	33	50
	nachts	50	83	33	33
T_{mrt} [°C]	ganzer Tag	0	16	50	33
	tagsüber	17	33	100	33
	nachts	17	83	83	83
UTCI [°C]	ganzer Tag	33	50	83	50
	tagsüber	50	67	67	50
	nachts	50	50	50	50

Tabelle B.5: Den Legenden der Abbildungen 8.11 und 8.16 zugeordnete Landnutzungsklassen (n).

n	Bezeichnungen (engl.) ¹
1	Post-flooding or irrigated croplands (or aquatic)
2	Rain-fed croplands
3	Mosaic cropland (50 %–70 %) / vegetation (20 %–50 %)
4	Mosaic vegetation (50 %–70 %) / cropland (20 %–50 %)
5	Closed to open ² broadleaved evergreen or semi-deciduous forest ³
6	Closed ² broadleaved deciduous forest ³
7	Open ² broadleaved deciduous forest/woodland ³
8	Closed ² needle-leaved evergreen forest ³
9	Open ² needle-leaved deciduous or evergreen forest ³
10	Closed to open ² mixed broadleaved and needle-leaved forest ³
11	Mosaic forest or shrubland (50 %–70 %) / grassland (20 %–50 %)
12	Mosaic grassland (50 %–70 %) / forest or shrubland (20 %–50 %)
13	Closed to open ² shrubland ³
14	Closed to open ² herbaceous vegetation
15	Sparse (<15 %) vegetation
16	Closed to open ² broadleaved forest regularly flooded
17	Closed ² broadleaved forest or shrubland permanently flooded
18	Closed to open ² grassland or woody vegetation on regularly flooded or waterlogged soil
19	Artificial surfaces and associated areas (urban areas >50 %)
20	Bare areas
21	Water bodies
22	Permanent snow and ice

¹ http://due.esrin.esa.int/page_globcover.php; zuletzt aufgerufen: 19.01.2019.

² (Open: 15-40 %; Closed to open: >15 %; Closed: >40 %)

³ (>5 m)

Danksagung

Die vorliegende Dissertation wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Department Troposphärenforschung (IMK-TRO), am Karlsruher Institut für Technologie in der Arbeitsgruppe „Regionales Klima und Wasserkreislauf“ angefertigt. Ich möchte mich bei allen bedanken, die mich bei dieser Arbeit unterstützt und begleitet haben.

Großer Dank gilt meinem Referenten Herr Professor Christoph Kottmeier für die Ermöglichung der Doktorarbeit am IMK-TRO sowie den immer hilfreichen und zielführenden Treffen und Diskussionen dazu. Ebenfalls danke ich Herr Professor Joaquim Pinto für die Übernahme des Korreferates.

Besonderer dank geht an meinen Gruppenleiter Dr. Gerd Schädler für die gewinnbringenden Diskussionen mit zahlreichen Denkanstößen sowie Kommentaren zu meiner Arbeit, die mir zur endgültigen Fertigstellung der Arbeit sehr von Nutzen waren. Ebenso danke ich meinem Betreuer Dr. Hans Schipper für die hervorragende Koordination des Forschungsprojektes, auf dessen Grundlage die vorliegende Arbeit entstand, sowie für die konstruktiven Diskussionen über die Struktur und den Inhalt der Arbeit. Beiden danke ich außerdem ebenfalls für die Ermöglichung, meine Arbeit am IMK-TRO schreiben zu können.

Bei Hans-Jürgen Panitz bedanke ich mich für die Einführung in COSMO-CLM, den Support hinsichtlich der Großrechner sowie seiner Hilfsbereitschaft bei Fragen dazu. Dr. Katrin Sedlmeier danke ich für die Möglichkeiten zur Nutzung der Modelldaten ihrer Klimarechnungen und Dr. Julia Hackenbruch für die Bereitstellung der städtischen Messdaten der Temperatur und Feuchte, die mir bei den Auswertungen eine große Hilfe waren. Des Weiteren danke ich

den übrigen Mitgliedern meiner Arbeitsgruppe, Emanuel, Hendrik, Marianne, Marcus, Melanie und Natalie für die angenehme Arbeitsatmosphäre während meiner Zeit am IMK-TRO.

Meine Projektstelle „Leistungskriterien für wohnumfeldgerechte Wandbaustoffe unter Einfluss des Klimawandels in Baden-Württemberg“ wurde von der Baden-Württemberg-Stiftung finanziert und diente als Grundlage der vorliegenden Arbeit. Die Bearbeitung des Projektes fand in Zusammenarbeit mit dem Institut für Massivbau und Baustofftechnologie/Materialprüfungs- und Forschungsanstalt Karlsruhe sowie dem Fachgebiet Bauphysik & Technischer Ausbau am KIT statt. Hierbei möchte ich mich bei Martin Umminger und Michael Kleber sowie den übrigen am Projekt beteiligten Personen für die allzeit gute Zusammenarbeit bedanken.

Bernhard Mühr danke ich für Bereitstellung von Messdaten diverser Stationen sowie den interessanten Gesprächen über Wetter und Klima. Außerdem danke ich Martin Kohler für die Bereitstellung der Messdaten des KIT-Mastes.

Hinsichtlich des Tutoriums „Theoretische Meteorologie“ danke ich Eva und Sebastian für die hervorragende Zusammenarbeit und Abstimmung sowie Frau Professorin Corinna Hoose für die angenehme Leitung dessen.

Besonders danke ich auch Gabi Klinck für die IT-Unterstützung und die vielfältigen Gespräche über Linux, Fussball, usw. Ebenso bedanke ich mich bei Rosalba Gräbner, Silvia Deckert und Doris Stenschke für die Unterstützung in organisatorischen Angelegenheiten.

Meinen wechselnden Zimmerkollegen Kai-Uwe, Rowell und Natalie danke ich für die gute und unterhaltsame Zeit zusammen. In diesem Sinne danke ich auch den übrigen Doktoranden/Mitarbeitern für lustige Kaffeerunden sowie Unternehmungen nach Dienstschluss.

Darüber hinaus danke ich Andrea, Manuela, Rowell, Simon und meinem Vater Ludwig für das Gegenlesen einiger Teile meiner Arbeit sowie meiner Freundin Andrea, meinen Freunden und meiner Familie für die Geduld und Unterstützung während des Schreibens der Arbeit.