

JULIA HACKENBRUCH

**Anpassungsrelevante Klimaänderungen
für städtische Baustrukturen
und Wohnquartiere**

Julia Hackenbruch

**Anpassungsrelevante Klimaänderungen
für städtische Baustrukturen und Wohnquartiere**

**Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und
Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
Band 77**

Herausgeber: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
am Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Kaiserstr. 12, 76128 Karlsruhe

Eine Übersicht aller bisher in dieser Schriftenreihe
erschienenen Bände finden Sie am Ende des Buches.

Anpassungsrelevante Klimaänderungen für städtische Baustrukturen und Wohnquartiere

von
Julia Hackenbruch

Karlsruher Institut für Technologie
Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Anpassungsrelevante Klimaänderungen
für städtische Baustrukturen und Wohnquartiere

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der
Naturwissenschaften von der KIT-Fakultät für Bauingenieur-,
Geo- und Umweltwissenschaften des Karlsruher Instituts für
Technologie (KIT) genehmigte Dissertation

von Dipl. Geogr. Julia Hackenbruch aus Neuwied

Tag der mündlichen Prüfung: 5. Februar 2018
Gutachter: Prof. Dr. Joachim Vogt, Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Impressum



Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
KIT Scientific Publishing
Straße am Forum 2
D-76131 Karlsruhe

KIT Scientific Publishing is a registered trademark
of Karlsruhe Institute of Technology.
Reprint using the book cover is not allowed.

www.ksp.kit.edu



*This document – excluding the cover, pictures and graphs – is licensed
under a Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International License
(CC BY-SA 4.0): <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.en>*



*The cover page is licensed under a Creative Commons
Attribution-No Derivatives 4.0 International License (CC BY-ND 4.0):
<https://creativecommons.org/licenses/by-nd/4.0/deed.en>*

Print on Demand 2018 – Gedruckt auf FSC-zertifiziertem Papier

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0771-0

DOI 10.5445/KSP/1000080685

Kurzfassung

Globale und regionale Klimaänderungen wirken sich in Städten auf ein anderes lokales Klima aus als im Umland. Das Stadtklima ist durch Unterschiede in zahlreichen meteorologischen Variablen gekennzeichnet. Besonders die Temperatur ist modifiziert, was sich unter anderem im Auftreten einer städtischen Wärmeinsel äußert. In dieser Dissertation wurde die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe anhand mehrerer meteorologischer Messdatensätze auf ihre räumliche und zeitliche Variabilität sowie die meteorologischen Einflüsse auf ihre Ausprägung hin untersucht. Ein Schwerpunkt lag auf den Temperaturcharakteristika in Baustrukturen und Wohnquartieren während Hitzeereignissen. Die zukünftige Entwicklung der städtischen Wärmeinsel wurde mithilfe regionaler Klimamodellsimulationen projiziert. Zusätzlich wurde in einer Befragung unter Städten in Baden-Württemberg ermittelt, welche Klimaänderungen als relevant für die Klimawandelanpassung erachtet werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit schaffen eine erweiterte Wissensgrundlage für die Planung von Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel auf Quartiersebene.

Die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe ist hauptsächlich im Sommerhalbjahr abends und nachts stark ausgeprägt. Die größten Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland treten mit Werten von mehr als 6 K an heißen Tagen nach Sonnenuntergang auf. Dann zeigen sich auch die stärksten kleinräumigen Temperaturunterschiede innerhalb des bebauten Gebietes, die in hohem Maße mit Stadtstrukturtyp, Versiegelungsgrad und Grünflächenanteil in Zusammenhang stehen. Zur Identifizierung der lokalen und großräumigen meteorologischen Bedingungen, die für die Ausbildung einer starken städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe förderlich sind, haben sich die drei Indikatoren „heißer Tag (ja/nein)“, „Tages-Temperaturamplitude“ und „Hauptkomponenten des Geopotentials“ als geeignet erwiesen.

Die zukünftige Entwicklung dieser Indikatoren wurde auf der Grundlage eines Ensembles regionaler Klimasimulationen ausgewertet. Die quantitati-

ven Zusammenhänge mit der maximalen täglichen Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland als Maß für die Intensität einerseits sowie der Anzahl an Tagen mit starker städtischer Wärmeinsel als Maß für die Häufigkeit andererseits erlauben eine Abschätzung des Einflusses von Klimaänderungen auf die lokale städtische Wärmeinsel. Als Folge des projizierten Temperaturanstiegs wird die höhere Anzahl heißer Tage das häufigere Auftreten einer starken städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe begünstigen. Die zukünftige Häufigkeit wärmeinselrelevanter Strömungsmuster im 500 hPa-Druckniveau und die Verteilung der Tages-Temperaturamplitude ändern sich hingegen nicht und lassen daher keine direkten Auswirkungen auf die städtische Wärmeinsel erwarten.

Bei höheren Temperaturen ist die städtische Wärmeinsel aber problematischer als heute, wenn insbesondere in eng bebauten Stadtbereichen früher und häufiger als im Umland kritische Werte für nächtliche Wärmebelastungen überschritten werden. Die Zunahme von Hitzeereignissen wird auch von Städten in Baden-Württemberg als anpassungsrelevant eingeschätzt, weil Hitzeereignisse schon heute negative Auswirkungen, beispielsweise auf die Gesundheit der Stadtbewohner, haben.

Abstract

Global and regional climate change has an effect on the local climate in cities, which is modified compared to the climate of its surroundings. Differences in numerous meteorological variables characterize the urban climate. Especially the temperature is modified in terms of the presence of an urban heat island. This dissertation analyzes the urban heat island in the city of Karlsruhe regarding its spatial and temporal variability as well the meteorological impacts on its intensity on the basis of different observational data sets. The focus was on temperature regimes in building structures and residential areas during heat events. The future development of the urban heat island was projected by means of regional climate model simulations. In addition, a survey among cities in the federal state of Baden-Wuerttemberg, Southwestern Germany, allows identifying the climate changes considered as relevant for adaptation. The results presented in this dissertation enlarge the knowledge that can be used for the planning of climate change adaptation measures on the spatial scale of urban quarters.

The urban heat island in Karlsruhe is most developed during the summer half year during evening and night. The largest temperature differences between urban and rural areas reach more than 6 K and occur on hot days after sunset. Then, the temperature differences on small scale within the built areas are also most pronounced. These are highly determined by urban structure, impervious surface coverage and the fraction of green areas. In order to identify the local and large-scale meteorological conditions relevant for the development of a strong urban heat island in Karlsruhe, three indicators proved to be suitable. These are: “occurrence of a hot day (yes/no)”, “diurnal temperature amplitude” and “principal components of the geopotential”.

The future development of these indicators was analyzed using an ensemble of regional climate simulations. The quantitative relationships between the indicators and the maximum daily urban-rural temperature difference as a measure of intensity on the one hand and the number of days with a strong

urban heat island as a measure of frequency on the other hand allow assessing the effect of climate change on the local urban heat island. Due to the projected temperature increase, a higher number of hot days will enable a more frequent occurrence of a strong urban heat island in Karlsruhe. In contrast, the frequency of atmospheric patterns in the 500 hPa pressure level as well as the frequency distribution of the diurnal temperature amplitudes will not change and therefore do not imply a direct impact on the urban heat island. However, the urban heat island during higher temperatures will in future be more problematic than today, when in urban areas, especially in densely built urban structures, high temperature thresholds are exceeded earlier as well as more often during night compared to rural areas. An increasing frequency and intensity of heat events are also considered as relevant for adaptation by cities in Baden-Wuerttemberg, because these events already have negative impacts under the current climate conditions, for example on the health of the urban population.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
Abstract.....	iii
Abkürzungsverzeichnis.....	ix
Referenzen	xi
1 Forschungsfragen und Ziele der Arbeit.....	1
2 Stadtklima und städtische Wärmeinsel, Klimaänderungen und Anpassung an den Klimawandel in Städten: Grundlagen	7
2.1 Stadtklima und städtische Wärmeinsel	7
2.1.1 Energiebilanz und -haushalt der städtischen Grenzschicht....	8
2.1.2 Die städtische Wärmeinsel (SWI)	12
2.1.3 Saisonalität und Tagesgang der SWI.....	15
2.1.4 Räumliche Temperaturunterschiede und Einfluss der Baustuktur auf die SWI.....	17
2.2 Einfluss der meteorologischen Bedingungen auf die städtische Wärmeinsel	20
2.2.1 Lokale Wetterbedingungen.....	20
2.2.2 Wetterlage	22
2.2.3 Zeitliche Trends der SWI in Vergangenheit und Zukunft ...	23
2.3 Hitze in der Stadt	24
2.3.1 Städtische Wärmeinsel bei Hitzewellen	24
2.3.2 Auswirkungen auf Wohlbefinden, Morbidität und Mortalität.....	26
2.4 Anpassung an den Klimawandel in Städten.....	28
2.5 Modellierung des Stadtklimas	32
2.5.1 Mehrwert höherer räumlicher Auflösung und Parametrisierung von Städten in hochaufgelösten regionalen Klimamodellen	32
2.5.2 Stadtklimamodelle.....	34

3	Untersuchungsgebiet Großraum Karlsruhe.....	37
3.1	Karlsruhe in Baden-Württemberg: geographische Lage und klimatische Bedingungen.....	37
3.2	Beobachtete Klimaänderungen in Baden-Württemberg und Karlsruhe	41
3.3	Projizierte Klimaänderungen	43
3.4	Frühere Arbeiten zum Stadtklima in Karlsruhe	45
3.4.1	Temperatur	45
3.4.2	Relative Feuchte	47
3.4.3	Wind.....	48
3.4.4	Thermische Belastung	49
3.4.5	Subjektiv empfundene Hitzebelastung	49
4	Anpassung an den Klimawandel in baden-württembergischen Städten	53
4.1	Befragungskonzept	53
4.2	Ergebnisse der Befragung.....	55
4.2.1	Wichtigkeit der Klimaanpassung.....	55
4.2.2	Hindernisse bei der Anpassung an den Klimawandel	57
4.2.3	Anpassungsrelevante Klimaänderungen.....	59
4.3	Diskussion der Ergebnisse zur Anpassung an den Klimawandel in baden-württembergischen Städten.....	63
4.4	Zwischenfazit zur Anpassung an den Klimawandel	66
5	Die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe: zeitliche und räumliche Variabilität	67
5.1	Daten und Methoden zur Quantifizierung der SWI.....	67
5.1.1	Mehrjährige stationäre Messungen.....	68
5.1.2	Temporäre stationäre Messungen	72
5.1.3	Mehrjährige mobile Messungen mit der AERO-TRAM.....	75
5.1.4	Definition der Kennwerte der SWI.....	85
5.1.5	Daten zu Baustrukturen	86
5.2	Tages- und jahreszeitliche Variabilität der SWI.....	91
5.3	Räumliche Klassifizierung: Hauptkomponentenanalyse	97
5.4	Zusammenhang der räumlichen Variabilität der Temperatur mit städtischen Baustrukturen	103

5.4.1	Versiegelungsgrad	103
5.4.2	Stadtstrukturtyp	108
5.4.3	Gemeinsame Betrachtung von Versiegelungsgrad und Stadtstrukturtyp	111
5.5	Tage mit starker SWI (SWI*)	116
5.6	Die städtische Wärmeinsel bei Hitze	119
5.7	Die städtische Wärmeinsel bei Kälte	133
5.8	Weitere meteorologische Variablen.....	136
5.8.1	Spezifische Feuchte	136
5.8.2	Starkniederschlag	139
5.9	Diskussion der Ergebnisse zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der SWI.....	141
5.10	Zwischenfazit zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der SWI in Karlsruhe	150
6	Abschätzung der städtischen Wärmeinsel mithilfe meteorologischer Indikatoren.....	151
6.1	Zusammenhang mit den lokalen Wetterbedingungen.....	151
6.2	Zusammenhang mit den atmosphärischen Strömungsmustern	158
6.2.1	Klassifikationsverfahren.....	159
6.2.2	Ergebnisse der Klassifikation	166
6.3	Räumliche und zeitliche Validierung.....	181
6.3.1	Gültigkeit der Indikatoren für Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.....	181
6.3.2	Überprüfung der Indikatoren für einen Validierungszeitraum	189
6.4	Diskussion der meteorologischen Indikatoren	191
6.5	Zwischenfazit zu den meteorologischen Indikatoren.....	195
7	Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel in Klimamodellen	197
7.1	Verwendete Modelldaten und Methoden.....	199
7.1.1	COSMO-CLM.....	200
7.1.2	Ensemble in 0,0625° horizontaler Auflösung.....	201
7.1.3	Biaskorrektur der Temperatur	202
7.1.4	Modellläufe in 0,025° horizontaler Auflösung.....	203
7.2	Mehrwert hoher Auflösung für Südwestdeutschland.....	209

7.3	Wiedergabe der Karlsruher SWI.....	213
7.4	Diskussion der Wiedergabe der SWI in Klimamodellen	218
7.5	Zwischenfazit zur SWI in Klimamodellen	221
8	Zukünftige Entwicklung der Indikatoren aus Klimaprojektionen ..	223
8.1	Zukünftige Entwicklung des Indikators <i>heißer Tag (ja/nein)</i>	224
8.2	Zukünftige Entwicklung des Indikators <i>Tages-Temperaturamplitude ($T_{\max\min}$)</i>	228
8.3	Zukünftige Entwicklung des Indikators <i>Hauptkomponenten der Geopotentialfelder</i>	232
8.4	Diskussion der zukünftigen Entwicklung der Indikatoren	239
8.5	Zwischenfazit zur zukünftigen Entwicklung	241
9	Übergreifende Diskussion und Zusammenfassung	243
	Anhang	255
	Literaturverzeichnis	271
	Danksagung	303

Abkürzungsverzeichnis

DWD	Deutscher Wetterdienst
IfGG	Institut für Geographie und Geoökologie
HK	Hauptkomponente
HKA	Hauptkomponentenanalyse
hT	heißer Tag (Tages-Höchsttemperatur mindestens 30°C)
IMK	Institut für Meteorologie und Klimaforschung
KIT	Karlsruher Institut für Technologie
LTZ	Landwirtschaftliches Technologiezentrum Augustenberg
LUBW	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg
OWLK	Objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes
SWI	städtische Wärmeinsel
SWI*	Kriterien für eine starke SWI in Karlsruhe sind erfüllt
SWI _(l) *	Kriterien für eine lokale starke SWI sind erfüllt
T _{maxmin}	Tages-Temperaturamplitude (Tages-Höchst- minus Tages-Tiefsttemperatur)
ΔT	Temperaturdifferenz zwischen Stadt-Referenz (Station Karlsruhe Nordwest) und Umland-Referenz (räumliches Mittel von vier Um- landstationen) im Großraum Karlsruhe

$\Delta T_{(l)}$	Temperaturdifferenz zwischen einer lokalen, temporären Messung und einer Umland-Referenz
ΔT_{A-U}	Temperaturdifferenz zwischen einem 100 m-Streckenabschnitt der AEROTRAM und der Umlandreferenz
ΔT_{Tag}	maximales tägliches ΔT
$\Delta T_{\text{Tag}(l)}$	maximales tägliches $\Delta T_{(l)}$
Δq_{A-U}	Differenz der spezifischen Feuchte zwischen einem 100 m-Streckenabschnitt der AERO-TRAM und der Umlandreferenz
$\Delta q_{(l)}$	Differenz der spezifischen Feuchte zwischen einer lokalen, temporären Messung und einer Umland-Referenz
ΔRF_{A-U}	Differenz der relativen Feuchte zwischen einem 100 m-Streckenabschnitt der AERO-TRAM und der Umlandreferenz
$\Delta RF_{(l)}$	Differenz der relativen Feuchte zwischen einer lokalen, temporären Messung und einer Umland-referenz

Referenzen

Die Inhalte der Kapitel 2.4 und 1 sind in ähnlicher Form in folgender Publikation veröffentlicht:

Hackenbruch, J., Kunz-Plapp, T., Müller, S., Schipper, J.W. (2017): Tailoring Climate Parameters to Information Needs for Local Adaptation to Climate Change. Climate 2017, 5(2), 25; doi:10.3390/cli5020025

Die Inhalte der Kapitel 2.5.1 und 7.2 Teile der Kapitel 7.1.4 und 7.4 sind in ähnlicher Form in folgender Publikation veröffentlicht:

Hackenbruch, J., Schädler, G., Schipper, J. W. (2016): Added Value of High Resolution Regional Climate Simulations for Regional Impact Studies. Meteor. Z., Vol. 25 No. 3, S. 291 - 304, doi: 10.1127/metz/2016/0701

1 **Forschungsfragen und Ziele der Arbeit**

Der globale Klimawandel hat regional ganz unterschiedliche Auswirkungen und Folgen (IPCC 2013a, IPCC 2014). Dies stellt vor allem Städte vor die Herausforderung, sich an geänderte klimatische Bedingungen anzupassen, weil dort eine wachsende Zahl von Menschen lebt und leben wird und Infrastruktur und Werte konzentriert sind (Revi et al. 2014, EEA 2012). In Städten wird dabei eine Überlagerung von regionalen Klimaänderungen mit den schon bestehenden Effekten des Stadtklimas, insbesondere der städtischen Wärmeinsel, stattfinden. Das Klima in einer Stadt wird durch die Bebauung selbst und anthropogene Aktivität modifiziert, was der Begriff Stadtklima zusammenfasst. Die Ausführung im Deutschen Meteorologischen Jahrbuch aus dem Jahr 1930, „In unseren rasch wachsenden Großstädten bilden sich besondere vom Freiland mehr oder weniger abweichende, manchmal nur wenige Stunden anhaltende Klimatypen heraus [...]“ (Pepler, 1930, S. IX), ist auch für heutige stadtklimatologische Untersuchungen unverändert aktuell.

Die städtische Wärmeinsel als das wichtigste Charakteristikum des Stadtklimas ist eine positive Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland. Diese bildet sich aufgrund der veränderten Eigenschaften der bebauten Flächen gegenüber den unbebauten wald- und landwirtschaftlich genutzten Flächen in der Umgebung aus. Diese Temperaturdifferenz ist sowohl im Tagesverlauf als auch im Jahresverlauf unterschiedlich ausgeprägt und wird sehr stark von lokalen und großskaligen atmosphärischen Prozessen beeinflusst. Treten starke städtische Wärmeinseln bei Kälte auf, können sie sich sogar positiv auswirken, indem sie die Kältebelastung und den Heizbedarf in der Stadt reduzieren (Stewart und Oke 2012). Besonders relevant ist eine ausgeprägte städtische Wärmeinsel allerdings, wenn sie im Sommer, besonders in Hitzeperioden, auftritt und eine negative Wirkung auf die Einwohner der Stadt hat. Dann können die ohnehin schon hohen Temperaturen in der Stadt durch die städtische Wärmeinsel zusätzlich erhöht sein, was eine Hitzebelastung der Einwohner hervorrufen beziehungsweise verstärken und ihr Wohlbefinden

und ihre Gesundheit beeinträchtigen kann. Dies ist vor allem angesichts des in Zukunft erwarteten Temperaturanstiegs (IPCC 2013) ein immer wichtiger werdender Aspekt. Einige Studien konnten sogar einen Zusammenhang zwischen der hitzebedingten Sterblichkeit innerhalb einer Stadt und der räumlichen Temperaturverteilung feststellen (Schuster et al. 2014, Laaidi et al. 2012). So ist der Schutz vor Hitze deutschlandweit in Regionalplänen besonders häufig ein Handlungsschwerpunkt (Bubeck et al. 2016). Denn nicht nur eine Zunahme und Intensivierung von Hitze wird in Zukunft zu erwartet, sondern durch den demographischen Wandel wird auch die Zahl der Senioren als vulnerable Gruppe ansteigen (Reuter und Kapp 2015).

Um von Seiten der Klimawissenschaft geeignete Daten für die Klimaanpassung in Städten zur Verfügung stellen zu können, ist es unerlässlich, sich an deren Informationsbedarf zu orientieren und die Größen zu kennen, die Städte als anpassungsrelevant bewerten (Hackenbruch et al. 2017). Zusätzlich ist die Kenntnis der genauen klimatischen Eigenschaften in der Stadt, insbesondere der aufgrund der städtischen Wärmeinsel veränderten Temperaturbedingungen, notwendig. Denn nur mit solch kleinräumigen Informationen, etwa auf Quartiersebene, kann nutzerorientiertes Wissen geschaffen werden, aus dem Planungsempfehlungen abgeleitet werden können. Daraus kann die Stadtplanung den Anpassungsbedarf ermitteln sowie darauf aufbauend passende Maßnahmen initiieren. Dies trägt zur nachhaltigen Verbesserung der Anpassungskapazität (Smit und Wandel 2006) und der Resilienz städtischer Systeme gegenüber Klimaänderungen bei. Die verschiedenen Konzepte der Resilienz meinen dabei die Robustheit eines Systems gegenüber Störungen (technische Resilienz), die Möglichkeit, nach einer Störung in den ursprünglichen Zustand zurückzukehren (ökologische Resilienz) und die Fähigkeit eines Systems, sich durch Lernen aus vorherigen Erfahrungen und Innovationen zu reorganisieren oder zu transformieren (sozioökologische Resilienz) (Birkmann et al. 2012, Folke 2006).

Die vorliegende Arbeit untersucht am Beispiel der Stadt Karlsruhe die zeitliche und räumliche Variabilität der städtischen Wärmeinsel sowie ihre mögliche zukünftige Ausprägung in einem geänderten regionalen Klima. Die Quantifizierung zweier Einflüsse steht dabei im Mittelpunkt: der des Wetters

auf die heutige städtische Wärmeinsel und der von Klimaänderungen auf die zukünftige städtische Wärmeinsel. Das Ziel ist die Erarbeitung wissenschaftlich fundierten und gleichzeitig nutzerorientierten Wissens auf der räumlichen Skala von Städten und Stadtvierteln. Die übergeordneten Forschungsfragen sind:

1. Welche Klimaänderungen werden von Städten für die Anpassung an den Klimawandel in Städten als relevant eingeschätzt?
2. Wie stark unterscheidet sich das Klima zwischen Stadt und Umland, insbesondere in Hinblick auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel?
3. Welche zeitliche und räumliche Variabilität zeigt die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe?
4. Wie wird diese durch die meteorologischen Bedingungen beeinflusst?
5. Welchen Einfluss haben zukünftige Klimaänderungen auf die städtische Wärmeinsel?

Zur Identifizierung der anpassungsrelevanten Klimaänderungen wurde im Rahmen dieser Arbeit eine Befragung zur Anpassung an den Klimawandel unter den baden-württembergischen Städten durchgeführt. Diese bildet eine neue qualitative Datengrundlage zur Anpassung an den Klimawandel in Städten. Zur statistischen Abschätzung der städtischen Wärmeinsel und der heutigen räumlichen Temperaturunterschiede in Karlsruhe anhand von Beobachtungsdaten ergänzen zwei im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführte Messkampagnen mit Stationen an ausgewählten Orten die langjährigen Messungen an festen Messstationen. Besonders im Sommer 2015 tragen sie dazu bei, ein kleinräumig differenziertes Bild der Temperaturunterschiede bei Hitze zu gewinnen. Einen neuartigen Datensatz zur klimatologischen Abschätzung der städtischen Wärmeinsel auf breiter statistischer Basis bilden erstmals die hoch aufgelösten Temperaturdaten, die mittels einer Stadtbahn, der AERO-TRAM, während knapp 5000 Fahrten erhoben wurden (Hagemann et al. 2014). Dies erlaubt die hoch aufgelöste Untersuchung des räumlichen Temperaturverlaufs entlang von zwei Stadtbahnlinien, die sowohl die Stadt durchqueren als auch weit ins Umland

hinausfahren. Auf Seiten der regionalen Klimamodellierung standen für die durchgeführten Auswertungen zum einen Klimamodelldaten in 2,8 km Auflösung zur Verfügung, um den Mehrwert höherer Modellauflösung bezüglich der Wiedergabe des regionalen Klimas zu quantifizieren (Hackenbruch et al. 2016) und die Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel zu untersuchen. Zum anderen kann zur Abschätzung des Einflusses von Klimaänderungen auf die zukünftige städtische Wärmeinsel auf ein Ensemble aus zwölf Klimamodellläufen (Sedlmeier 2015) in 7 km Auflösung zurückgegriffen werden. Mithilfe dieses Ensembles werden mögliche zukünftige Änderungen meteorologischer Indikatoren, die mit der städtischen Wärmeinsel in Zusammenhang stehen und daher Rückschlüsse auf deren Ausprägung zulassen, untersucht.

Karlsruhe ist für Untersuchungen zur städtischen Wärmeinsel besonders interessant, da die Stadt im Oberrheingraben, der wärmsten Region Deutschlands, liegt. Hier treten im Sommer regelmäßig sehr hohe Temperaturen von deutlich über 35°C über mehrere Tage auf und führen zu einer starken Hitzebelastung der Bevölkerung. Die Lage Karlsruhes in der Rheinebene führt zudem dazu, dass fast das ganze Stadtgebiet (mit Ausnahme der randstädtischen Höhenstadtteile) sehr flach ist. So können die Temperaturunterschiede innerhalb der Stadt sowie zum Umland mit Bebauungsstrukturen in Zusammenhang gebracht werden, da der Einfluss der Orographie auf das lokale Klima relativ gering ist. Zuletzt erlaubt die gute Datenverfügbarkeit im Raum Karlsruhe eine quantitative Beschreibung der städtischen Wärmeinsel, da zum einen mehrjährige Messstationen in der Stadt und im Umland die meteorologischen Bedingungen messen und zum anderen räumlich hoch aufgelöste mobile Messungen über mehrere Jahre zur Verfügung stehen.

Die vorliegende Arbeit füllt die in der Klimawissenschaft bisher bestehende Lücke zwischen Untersuchungen zum Stadtklima und Untersuchungen zu Klimaänderungen. Auf der einen Seite gibt es langjährige Messreihen in Städten und im Umland, die eine Analyse von Klimaänderungen ermöglichen. Allerdings sind diese nur für ein diskretes Netz an Messpunkten verfügbar und bieten daher kein vollständiges Bild vom Stadtklima einer Stadt. Auf der anderen Seite gibt es räumlich kontinuierliche mobile Messungen und sehr dichte Messnetze, die aber jeweils nur temporär räumlich hoch

aufgelöste Daten liefern können und daher keine Aussagen zu Änderungen auf klimatologischen Zeitskalen ermöglichen. Die Klimamodellierung erlaubt in ähnlicher Weise zum einen die langjährige Abschätzung von Klimaänderungen in klimatologischen Zeiträumen. Trotz der räumlichen Auflösung von wenigen Kilometern ist diese für innerstädtisch differenzierte Betrachtungen zu grob. Zum anderen ist mit Stadtklimamodellen eine räumlich sehr hoch aufgelöste Modellierung in der Größenordnung von Metern möglich. Dafür sind die simulierten Zeiträume auf einige Stunden bis wenige Tage beschränkt und erlauben daher klimatologische Aussagen nur über statistische oder statistisch-dynamische Verfahren. Die Kombination verschiedener statistischer Verfahren mit neuen Daten und die Zusammenführung von meteorologischen Messdaten, Daten zu städtischen Baustrukturen und Klimamodellprojektionen in dieser Arbeit stellt hingegen einen neuen methodischen Ansatz dar, um den Einfluss sowohl des Wetters als auch von regionalen Klimaänderungen auf die lokale städtische Wärmeinsel zu beschreiben. Dieser methodische Ansatz ist generell auch auf andere Städte übertragbar.

Im Folgenden werden zunächst die Grundlagen und der Stand der Forschung zu den Themen Stadtklima, städtische Wärmeinsel sowie Anpassung an den Klimawandel in Städten zusammengefasst (Kap. 2). Die geographischen und klimatischen Bedingungen des Untersuchungsgebietes werden in Kapitel 3 beschrieben. Der Stand der Anpassung an den Klimawandel und die für die Anpassung relevanten Klimaänderungen werden in Kapitel 4 mit einer Befragung unter baden-württembergischen Städten untersucht. Die Ergebnisse dieser Befragung bilden den Hintergrund für die folgenden Untersuchungen zur städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe. Zunächst wird die zeitliche und räumliche Variabilität der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe anhand von Beobachtungsdaten quantifiziert, darunter mehrjährige und temporäre Messstationen und Messfahrten der Stadtbahn AERO-TRAM. Ein Schwerpunkt liegt dabei auf sommerlichem Wetter und Hitzeperioden (Kap. 5). Das Ziel in Kapitel 6 ist es, eine Aussage über die meteorologischen Bedingungen zu treffen, die günstig für die Ausbildung einer starken städtischen Wärmeinsel sind, und diese mithilfe geeigneter meteorologischer Indikatoren zu beschreiben. Nach dieser detaillierten Charakterisierung der heutigen städtischen Wärmeinsel wird deren Wiedergabe in hoch aufgelösten regionalen Klima-

modellen untersucht, wobei auch der Frage nach dem Mehrwert einer hohen räumlichen Auflösung in Bezug auf die Wiedergabe des regionalen Klimas nachgegangen wird (Kap. 7). Zur Abschätzung der zukünftigen städtischen Wärmeinsel wird schließlich ein Ensemble regionaler Klimamodellläufe in Hinblick auf die zukünftige Entwicklung der ermittelten Indikatoren ausgewertet (Kap. 8). Daraus lassen sich – unter der Annahme, dass sich der Zusammenhang zwischen den meteorologischen Indikatoren und der Ausprägung der städtischen Wärmeinsel in Zukunft nicht ändern wird – Rückschlüsse auf den Einfluss von Klimaänderungen auf die städtische Wärmeinsel ziehen. Zuletzt werden alle Ergebnisse übergreifend diskutiert und zusammengefasst (Kap. 9).

2 Stadtklima und städtische Wärmeinsel, Klimaänderungen und Anpassung an den Klimawandel in Städten: Grundlagen

Für alle klimatischen und klimawandelbezogenen Betrachtungen in Städten ist es notwendig, die Modifikation des lokalen Klimas durch die Stadt selbst zu kennen. Daher wird im Folgenden zunächst auf die Charakteristika des Stadtklimas eingegangen. Anschließend werden die Einflüsse des Wetters und des Klimas auf die städtische Wärmeinsel beschrieben sowie die Anpassung an den Klimawandel in Städten beleuchtet.

2.1 Stadtklima und städtische Wärmeinsel

Nach der Definition der Weltorganisation für Meteorologie (*world meteorological organization*, WMO) ist das Stadtklima „das durch die Wechselwirkung mit der Bebauung und deren Auswirkungen (einschließlich Abwärme und Emission von luftverunreinigenden Stoffen) modifizierte Klima“ (Helbig und Schirmer 1999 nach WMO 1983, 1981). Die Modifikation betrifft alle meteorologischen Variablen: „So ist z. B. die Atmosphäre in der Stadt die meiste Zeit über wärmer, weist meistens eine geringere relative Feuchte auf, ist nahezu ständig stärker verunreinigt und enthält mehr Dunst“ (Zimmermann 1987, S. 19). Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in Bodennähe über einem bebauten Gebiet reduziert.

Innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht bildet sich über der Stadt eine urbane Grenzschicht aus, da sich die veränderten Oberflächeneigenschaften im Bereich der Stadt auf die Profile der meteorologischen Variablen auswirken. Ihre Mächtigkeit steigt von der luvseitigen Bebauungsgrenze in Strö-

mungsrichtung an. Im Lee der Stadt bleibt sie über eine gewisse Distanz oberhalb der sich mit zunehmender Mächtigkeit ausbildenden Grenzschicht des Umlandes als *urban plume* bestehen (Helbig 1999a). Im Lee einer Stadt können also auch jenseits der Bebauungsgrenze ihre Auswirkungen messbar sein (Zimmermann 1987). Die Grenzschicht über einer Stadt lässt sich detaillierter betrachtet in drei Schichten einteilen: Erstens die Stadthindernisschicht oder urbane Bestandschicht (*urban canopy layer*), die vom Boden bis zum mittleren Dachniveau reicht, zweitens die Übergangsschicht (*transitional layer*) und drittens die eigentliche Stadtgrenzschicht (*urban boundary layer*), an deren Obergrenze der thermische und dynamische Einfluss der Stadt verschwindet (Helbig 1999a nach Oke 1976).

2.1.1 Energiebilanz und -haushalt der städtischen Grenzschicht

Die Energiebilanz an der Erdoberfläche setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen, die im Folgenden näher beschrieben sind (angelehnt an Foken 2006, Kraus 2004, Helbig 1999a-c, Kerschgens 1987, Oke 1982, Kraus 1979a, 1979b).

Die kurzwellige und die langwellige Strahlungsbilanz bilden die Strahlungsbilanzgleichung an der Erdoberfläche (Q^*). Die kurzwellige Strahlungsbilanz (K^*) setzt sich dabei aus der Globalstrahlung ($K\downarrow$), also der Summe aus direkter und diffuser solarer Strahlung, sowie der an der Erdoberfläche reflektierten Strahlung zusammen ($K\uparrow$). Die langwellige Strahlungsbilanz (L^*) enthält die thermische Ausstrahlung des Erdbodens ($L\uparrow$), die von seiner Temperatur (T) und seinem Emissionsvermögen (ε) bestimmt wird,

$$L\uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4, \quad (2.1)$$

mit der Stefan-Boltzmann-Konstante σ . Die meisten natürlichen Oberflächen sind fast schwarze Körper mit $\varepsilon \geq 0,9$. Ebenfalls ist die atmosphärische Gegenstrahlung ($L\downarrow$) Teil von L^* , die von Gasen, Aerosol und Wolken emittiert wird.

$$K^* = K\downarrow + K\uparrow \quad (2.2)$$

$$L^* = L\downarrow + L\uparrow \quad (2.3)$$

$$Q^* = K^* + L^* \quad (2.4)$$

Da die Strahlungsbilanz tagsüber an der Erdoberfläche positiv ist, wird der Energieüberschuss über die turbulenten Flüsse fühlbarer (Q_H) und latenter Wärme (Q_E) in die Atmosphäre und über den molekularen Bodenwärmestrom (Q_G) in den Boden geleitet. Diese vier Terme sind die Komponenten der Energiebilanzgleichung der Erdoberfläche:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (2.5)$$

mit

$$Q_H = -\rho \cdot c_p \cdot \overline{w'\theta'} \quad (2.6)$$

mit Luftdichte ρ , spezifischer Wärme bei konstantem Druck c_p , und der Kovarianz $\overline{w'\theta'}$ der Vertikalgeschwindigkeit w und der potentiellen Temperatur θ , was mithilfe des K-Ansatzes umgeformt wird zu

$$Q_H = -\rho \cdot c_p \cdot K_H \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (2.7)$$

mit dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für den fühlbaren Wärmefluss K_H , der Temperatur T und der Höhe z .

Entsprechend gilt für Q_E

$$Q_E = -\rho \cdot \lambda \cdot \overline{w'q'} \quad (2.8)$$

$$Q_E = -\rho \cdot \lambda \cdot K_E \cdot \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.9)$$

mit Verdampfungswärme λ , Kovarianz $\overline{w'q'}$ der Vertikalgeschwindigkeit w und der spezifischen Feuchte q und dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für den latenten Wärmefluss K_E .

Der Bodenwärmestrom berechnet sich über

$$Q_G = a_G \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.10)$$

mit dem molekularen Wärmeleitungskoeffizienten a_G und Bodentiefe z .

Die Aufteilung der Energie auf Boden und Atmosphäre wird dabei von den Oberflächeneigenschaften wie der Rauigkeitslänge, den thermischen Bodeneigenschaften und dem Turbulenzzustand (durchmischte, stabile oder konvektive Grenzschicht) der Atmosphäre stark beeinflusst. Die Anteile des fühlbaren und latenten Wärmestroms hängen stark von der Feuchteverfügbarkeit an der Oberfläche ab. Die Energiebilanz (Gl. 2.5) ist an der Erdoberfläche ausgeglichen. Alle Terme besitzen einen sehr starken Jahres- und Tagesgang.

Bei der Betrachtung der städtischen Grenzschicht kommen weitere Terme zu der Energiebilanzgleichung der Erdoberfläche (Gl. 2.5) hinzu. Da eine solche Luftschicht finiter Ausdehnung ein Volumen darstellt, kann auch Energie gespeichert werden, wodurch die Energiebilanzgleichung zu einer Haushaltsgleichung mit Speicherterm wird. Die Wärmespeicherung kann in Luftbestandteilen sowie in Pflanzen, und innerhalb von Städten auch in Baumaterialien erfolgen (ΔQ_s). Da die urbane Grenzschicht als offenes System betrachtet wird, das Energie und Stoffe mit seiner Umgebung austauscht, müssen zudem Transportterme hinzugefügt werden, nämlich für die horizontale Advektion (ΔQ_A) fühlbarer und latenter Wärme. Eine weitere Komponente der städtischen Energiebilanz ist der anthropogene Energiestrom (Q_F), deren Quellen Industrie, Gebäude und Fahrzeuge sind. Der menschliche Metabolismus setzt zwar auch Wärme frei, kann aber aufgrund seines sehr geringen Anteils an der gesamten anthropogenen Wärmefreisetzung in einer Stadt vernachlässigt werden (Sailor 2011). In den unterschiedlichen Baustrukturen einer Stadt, die lokale Klimazonen bilden (*local climate zones*), können die Wärmeflussdichten durch anthropogene Aktivitäten Q_F im Jahresmittel zwischen unter 10 W/m^2 in nur vereinzelt bebauten Gebieten, unter 75 W/m^2 in kompakter mittlerer und niedriger Bebauung und über

300 W/m² in Gebieten mit Schwerindustrie betragen (Stewart und Oke 2012). Damit ist der Energiehaushalt der städtischen Grenzschicht

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_A + \Delta Q_s \quad (2.11)$$

Alle Flussdichten sind zur Erdoberfläche hin positiv definiert und negativ, wenn sie Energie von der Erdoberfläche abführen.

Die anthropogenen Eingriffe, die die Energie- und Stoffbilanz in der Stadt gegenüber der der unbebauten Umgebung verändern, beziehen sich zusammengefasst (nach Helbig et al. 1999a) auf die Eigenschaften

- Strahlungseigenschaften: Albedo und Emissionskoeffizient des Erdbodens
- thermische und hygri-sche Kennwerte von Boden und Baumaterial: Dichte, Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Speicher-vermögen, Bodenwassergehalt
- dynamische Eigenschaften: die Rauigkeitslänge z_0

und die Prozesse

- anthropogene Freisetzung von Energie (Q_F)
- Emission von gasförmigen und festen Luftverunreinigungen
- kurz- und langwellige Strahlungsflüsse infolge veränderter chemischer Zusammensetzung der Atmosphäre

In der Stadt ist die Oberfläche durch die dreidimensionale Bebauung deutlich erhöht. Mehrfachreflexionen an Gebäuden reduzieren die Albedo im Vergleich zu einer horizontalen Fläche. Sie wird ebenfalls durch ein verändertes Verhältnis von direkter zu diffuser Sonnenstrahlung infolge von Abschattungseffekten durch Gebäude verringert. Auch der Emissionskoeffizient ϵ unterscheidet sich für unterschiedliche Baumaterialien und Stadtoberflächen deutlich (0,95 für Asphalt, 0,71 – 0,9 für Beton, 0,13 – 0,28 für Wellblech gegenüber Laub- und Nadelwald 0,9; aus Helbig et al. 1999a), was die langwellige Ausstrahlung in bebautem Gebiet gegenüber natürlichen Oberflächen verändert. Ebenso unterscheiden sich urbane und natürliche Oberflä-

chen besonders in Bezug auf die Wärmeleitfähigkeit, die für Asphalt etwa dreimal so hoch ist wie für natürlichen Boden ($0,75$ gegenüber $0,25 \text{ W(m K)}^{-1}$; Hupfer und Kuttler 2005, S. 377).

Der latente Wärmestrom wird durch den hohen Versiegelungsgrad in der Stadt reduziert. Niederschlagswasser fließt hauptsächlich oberflächlich ab und wird ins Kanalnetz geleitet. Dadurch ist die Versickerung in den Boden stark verringert, wodurch das Wasser für die Verdunstung aus dem Boden oder über Pflanzen nicht mehr zur Verfügung steht.

Das Windfeld in der Stadt wird durch die Gebäude modifiziert. Eine gegenüber dem unbebauten Umland erhöhte Rauigkeitslänge und Verdrängungshöhe reduzieren die mittlere Windgeschwindigkeit über der Stadt, wohingegen es in Straßenschluchten zu Kanalisierungseffekten und dadurch lokal erhöhten Windgeschwindigkeiten kommen kann.

Insgesamt treten in einer Stadt zwischen vegetationsbedeckten Flächen in Gärten und Parks einerseits und durch Straßen, Parkplätze und Gebäude versiegelten Flächen andererseits eine Vielzahl von Kombinationen möglicher Oberflächen-Eigenschaften auf. So bilden sich eigene Mikroklimata aus, zwischen denen die einzelnen Terme der Energiebilanz erheblich variieren und folglich Energie transportiert wird (Oke 1982).

2.1.2 Die städtische Wärmeinsel (SWI)

Charakteristisch für das Stadtklima ist die Ausbildung der städtischen Wärmeinsel (SWI) als Folge des modifizierten Energiehaushaltes in der städtischen Grenzschicht (Abbildung 2-1, Abbildung 3-4). „Das Zusammenspiel der genannten Faktoren führt innerhalb der Stadt mit ihren unterschiedlichen Strukturen und Bebauungsdichten zu einem Mosaik unterschiedlicher thermischer Mikroklimata, die sich gegenüber dem Umland zu einer deutlich abgegrenzten Wärmeinsel bzw. einem Wärmearchipel zusammenfügen“ (Reuter und Kapp 2012, S. 29).

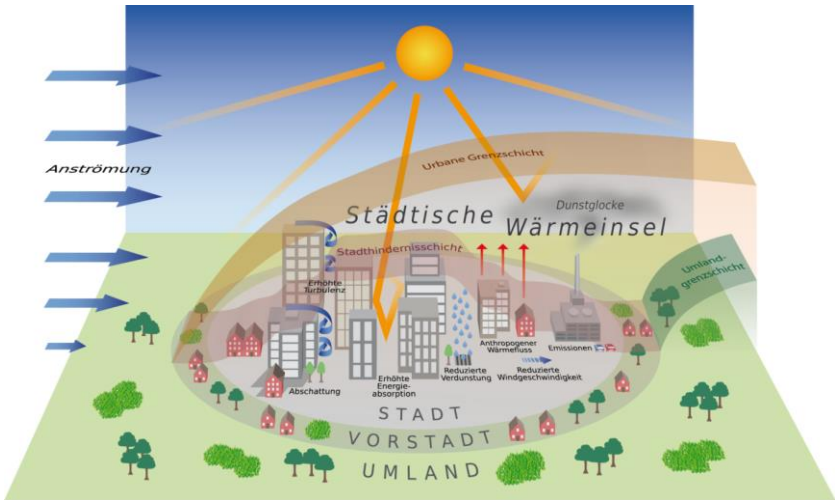


Abbildung 2-1: Schema der städtischen Wärmeinsel. Aus: Deutscher Wetterdienst, URL: http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaforschung/klimawirk/stadtpl/projekt_waermeinseln/projekt_waermeinseln_node.html (Zugriff 18.11.2017), Nachdruck mit Genehmigung des Deutschen Wetterdienstes.

Die durchschnittliche Intensität der SWI steigt mit der Einwohnerzahl einer Stadt (Oke 1973). Die SWI stellt eine „thermische Anomalie in horizontaler, vertikaler und zeitlicher Dimension“ dar (Oke 1982, S. 7) und ist ein atmosphärisches Phänomen auf der Meso-Skala mit einer horizontalen Erstreckung meist zwischen 2,5 und 25 km (Helbig und Schirmer 1999 nach Orlanski 1975). Ihre Intensität gibt den Unterschied zwischen der ländlichen Hintergrundtemperatur und der höchsten städtischen Temperatur an (Oke 1973). Sie wird meist anhand der Temperatur-Differenz zwischen einer oder mehreren Messstationen in der Stadt und einer oder mehreren Messstationen im Umland berechnet.

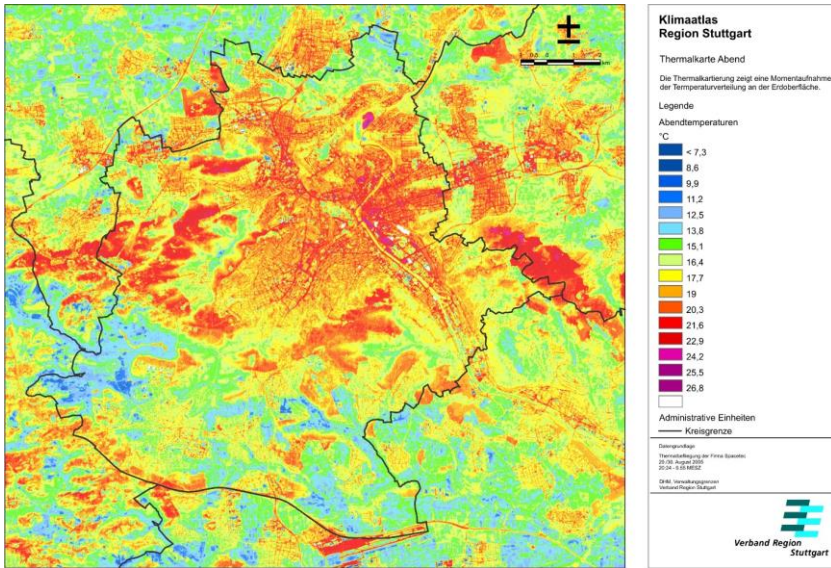


Abbildung 2-2: Oberflächentemperaturen im Stadtgebiet Stuttgart in einer Abendsituation (29./30. August 2005, 20:24 - 0:55 MESZ) aus einer Thermalbefliegung. Aus: Reuter und Kapp 2012, S. 165. Nachdruck mit Genehmigung des Amtes für Umweltschutz, Landeshauptstadt Stuttgart.

In älteren Studien werden häufig die Tagesminima der Temperatur zwischen Stadt und Umland subtrahiert, sodass ein Tageswert für die Stärke der SWI vorliegt (z. B. Unger 1996, Yagüe et al. 1991). Da die Temperaturminima nicht unbedingt zum gleichen Zeitpunkt auftreten wie die stärkste SWI (Morris et al. 2001), verwenden andere Studien ΔT zum Zeitpunkt 6:00 Uhr Ortszeit (Morris und Simmonds 2000), da dieser Zeitpunkt sowohl nahe dem nächtlichen Maximum der städtischen Wärmeinsel als auch nahe dem Tagesminimum der Temperatur liegt. Um die tageszeitliche Entwicklung der SWI und ihre maximale Intensität möglichst genau zu erfassen, sollte unter Verwendung stündlicher Daten die Differenz zwischen der höchsten Lufttemperatur in einer Stadt und einer gemittelten Temperatur über die Umgebungsstationen zu gebildet werden (Kim und Baik 2004).

Die städtische Wärmeinsel ist dabei nicht auf die Lufttemperatur beschränkt, auf deren Betrachtung sich die vorliegende Arbeit bezieht. Sie ist auch anhand der Oberflächentemperaturen messbar (u. a. Kottmeier et al. 2007; Abbildung 2-2), die mit der Lufttemperatur über langwellige Strahlungsflüsse und turbulente Wärmeflüsse infolge von Temperaturunterschieden in Zusammenhang steht (Schwarz et al. 2012). Im städtischen Untergrund ist die Temperatur des Grundwassers ebenfalls erhöht (Benz et al. 2015, 2016).

2.1.3 Saisonalität und Tagesgang der SWI

Die SWI zeichnet sich durch eine ausgeprägte saisonale wie tageszeitliche Variabilität aus. In der gemäßigten Klimazone ist die städtische Wärmeinsel in der warmen Jahreshälfte, meist im Sommer und Herbst, am stärksten ausgeprägt. Im Winter ist der Temperaturunterschied zwischen Stadt und Umland niedriger, weil die in Baumaterialien aufgenommene Energie durch die schwächere Sonneneinstrahlung geringer und dadurch die nächtliche Ausstrahlung vermindert ist (Arnfield 2003, Wilby 2003, Oke 1982).

Aufgrund der unterschiedlichen Definitionen der städtischen Wärmeinsel (siehe oben) und aufgrund des Einflusses der Lage einzelner Messstationen ist der direkte Vergleich von Messwerten der SWI schwierig. Größenordnungen sowie tages- und jahreszeitliche Muster lassen sich dennoch vergleichen. In Essen lag das Jahresmittel der SWI bei 1,5 K (Kuttler et al. 2015). In Melbourne, Australien, wurde eine durchschnittliche städtische Wärmeinsel von 1,1 K beobachtet, wobei die höchsten Werte im Sommer gemessen wurden, allerdings ohne signifikanten Unterschiede zwischen den Jahreszeiten (Morris et al. 2001). Ähnlich traten in einer Untersuchung in Madrid, Spanien, die höchsten Werte der SWI mit durchschnittlichen Werten um 2,2 K in den Monaten Juli, August und September auf, die niedrigsten in Februar und April. Auch hier gab es keine signifikanten Unterschiede zwischen Sommerhalbjahr und Winterhalbjahr (Yagüe et al. 1991). In Hamburg lag die Differenz der Minimumtemperaturen zwischen zwei Umlandstationen und einer Stadtstation durchschnittlich bei 2 K, mit dem höchsten Wert im Mai mit einem durchschnittlichen Temperaturunterschied von 2,7 K (Hoffmann

et al. 2012). Die nächtliche SWI in London ist im Mittel am stärksten ausgeprägt im August und am schwächsten im Januar (Wilby 2003).

Im Tagesverlauf tritt die höchste Intensität der SWI in der Nacht auf, während die Stadt am Tag oft ähnlich warm wie oder kühler als das Umland ist (Arnfield 2003, Oke 1982). Beispielsweise wurde in Essen mittags ein Minimum der städtischen Überwärmung gemessen, mit zum Teil negativen Werten im mittleren Tagesgang, die mit den Beschattungsverhältnissen im Stationsumfeld begründet werden (Kuttler et al. 2015). Nach Oke und Maxwell (1975, in Unger 1996) bildet sich das Maximum der städtischen Wärmeinsel drei bis fünf Stunden nach Sonnenuntergang aus, während Morris und Simmonds (2000) geringe Unterschiede in der mittleren SWI zwischen 22 und 7 Uhr Ortszeit beschreiben. Die SWI kann sich bei zunehmend stabiler Schichtung ausbilden und verschwindet nach Sonnenaufgang bei guter Durchmischung der Atmosphäre. Die Raten von Abkühlung und Erwärmung sind aufgrund der veränderten thermischen Eigenschaften der Baumaterialien verringert, wodurch auch die Tages-Temperaturamplitude in der Stadt niedriger ist. Besonders die Abkühlung erfolgt in der Stadt aufgrund der Wärmespeicherung in der Bebauung und die dadurch verzögerte Wärmeabgabe langsamer. Entsprechend wurde in einer Untersuchung für südkoreanische Städte mithilfe einer Spektralanalyse das deutlichste Signal für die Periode eines Tages gefunden (Kim und Baik 2004).

Der Jahresgang der SWI ist mit der Saisonalität der synoptischen Bedingungen verbunden, da die Häufigkeit der SWI-förderlichen Wetterlagen ebenfalls einen Jahresgang aufweist (László et al. 2016). Die Werte der städtischen Wärmeinsel weisen zudem eine hohe Persistenz auf, sowohl bei hohen als auch niedrigen Werten. Dieses persistente Verhalten der SWI ist mit der Persistenz der Wetterlagen verknüpft (Yagüe et al. 1991). So ist der Vortageswert der SWI einer der stärksten Einflussgrößen auf die SWI an einem Tag, was sich in hohen Autokorrelationskoeffizienten ausdrückt (Hoffmann et al. 2012, Kim und Baik 2004).

2.1.4 Räumliche Temperaturunterschiede und Einfluss der Baustruktur auf die SWI

“The city has an infinite number of microclimates that are intimately linked to the composition and geometry of its many interfaces.” (Burt et al. 1982, S. 25)

Die Quantifizierung kleinräumiger Temperatur-Unterschiede innerhalb einer Stadt erfolgt meist durch räumlich hoch aufgelöste Messungen zu einzelnen Zeitpunkten. Häufig werden Situationen während sommerlicher Hochdruckwetterlagen gewählt, an denen die synoptischen Bedingungen eine idealtypische Ausprägung der SWI erwarten lassen. So werden Querschnitte der Lufttemperatur durch Stadt und Umland oder innerhalb bestimmter Stadtstrukturen beispielsweise mithilfe von Kraftfahrzeugen (z. B. Hart und Sailor 2009, Bottyán und Unger 2003, Zimmermann 1987, Peppler 1930), Fahrrädern (z. B. Goldberg 2015, Brandsma und Wolters 2012) oder zu Fuß (z. B. Schwarz et al. 2012) bestimmt. Darüber hinaus können bei Überfliegungen einer Stadt die Oberflächentemperaturen gemessen werden (z. B. Kottmeier et al. 2007). Die Instrumentierung von Fahrzeugen des öffentlichen Nahverkehrs bietet die Möglichkeit regelmäßig, über längere Zeiträume zu verschiedenen Jahres- und Tageszeiten und damit unter unterschiedlichen synoptischen Bedingungen zu messen. So werden Straßenbahnen für Messungen der meteorologischen Bedingungen, beispielsweise in Karlsruhe (Hagemann et al. 2014) und Halle (DWD 2014), eingesetzt, oder zur Überwachung der Luftqualität, wie in Karlsruhe (Hagemann et al. 2014) und Zürich (Hasenfrazz et al. 2014).

Ein klarer Zusammenhang besteht zwischen gemessenen Oberflächentemperaturen und Stadtstrukturen, wie Flugzeugmessungen in Berlin gezeigt haben. So liegt, vor allem nachmittags, ein linearer Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und Flächenversiegelungsgrad vor. Die Oberflächentemperatur ist positiv mit dem Prozentanteil versiegelter Flächen korreliert, mit 0,1 K pro 10% Versiegelungsgrad am Morgen und bis zu 0,8 K pro 10% bei maximaler Einstrahlung (Kottmeier et al. 2007). Auch für Bodenversiegelungsgrad und Lufttemperatur wurde in Messungen in München ein Zusam-

menhang nachgewiesen (Matzarakis 2001). Für die Stadt Essen können 86% der Varianz der Lufttemperatur durch den Versiegelungsgrad erklärt werden (Kuttler et al. 2015). Ähnlich wurde mithilfe einer linearen Regression zwischen den im Stadtbereich gemessenen Temperaturen und den Versiegelungsgraden die Temperaturdifferenz zwischen Gebieten mit 0% und 100% Versiegelungsgrad für die Stadt Madison (USA) berechnet (Schatz und Kucharik 2015).

Einfluss auf die kleinräumig unterschiedliche Intensität der SWI nehmen zudem der bebaute Anteil einer Fläche (van Hove et al. 2015, Brandsma und Wolters 2012, Bottyán und Unger 2003), der Wasserflächenanteil (Brandsma und Wolters 2012, Bottyán und Unger 2003), die (mittlere) Gebäudehöhe (van Hove et al. 2015, Bottyán und Unger 2003) und der *sky view factor* (Brandsma und Wolters 2012, Bottyán und Unger 2003). Letzterer beschreibt die „Abdeckung des von einer Empfängerfläche aus sichtbaren Teils des Himmelsgewölbes innerhalb eines Straßenzugs“ (Helbig et al. 1999b). Teilweise wird alternativ das Verhältnis von Höhe zu Breite in Straßen verwendet. Darüber hinaus kann in Industrie- oder Gewerbegebieten die anthropogene Wärmezufuhr die SWI-Intensität maßgeblich beeinflussen (Hart und Sailor 2009). Beispielsweise kann ein lineares Modell für die Stadt Utrecht (Niederlande) über 80% der räumlichen Varianz der SWI erklären, in das der *sky view factor*, der bebaute Anteil und der Wasserflächenanteil und damit implizit auch der Vegetationsanteil (verbleibender Anteil der Fläche) eingehen. Außerdem nehmen die Beschattung durch Gebäude und kühlende Effekte infolge der Evapotranspiration der Straßenbegrünung Einfluss auf die Oberflächentemperaturen in Straßen (Kottmeier et al. 2007).

Der kühlende Einfluss städtischen Grüns auf die Lufttemperaturen wurde in zahlreichen Studien bestimmt. Eine Überblicks-Studie zu Temperaturunterschieden zwischen grünen und nicht-grünen Bereichen in einer Stadt (Bowler et al. 2010) ergab einen durchschnittlichen Temperaturunterschied (zwischen Messungen in städtischem Bereich und in einem Park) von zwischen 0,7 und 1,2 K am Tag und zwischen 0,9 und 1,5 K in der Nacht. Ein sehr großer Park mit über 1 km Ausdehnung kann dabei fast ebenso weit kühlend in seine Umgebung wirken, während Parks mit einer Fläche zwischen zwei und vier

Hektar zum Teil ihre Umgebung nur wenige Dekameter weit beeinflussen (Upmanis et al. 1998). Dabei hängt die Wirkung eines Parks unter anderem von seiner Größe und den Anteilen von Bäumen und Gras ab (Bowler et al. 2010 nach Chang et al. 2007, Barradas 1991, Spronken-Smith und Oke 1998). In München wurden bei einzelnen Profilmessungen am späten Abend Temperaturunterschiede von 2,5 bis 3,5 K zwischen Parks und bebauten Bereichen gemessen, wobei sich thermische Übergangsbereiche von etwa 100 m horizontaler Erstreckung ausbildeten (Matzarakis 2001). Als wichtigste Variable zur Differenzierung warmer und kühlerer Regionen in der Stadt wurde in der Metropolregion Portland (Hart und Sailor 2009) infolge der Beschattungs- und Evaporationswirkung der Deckungsgrad der Vegetation (*canopy cover*) identifiziert. Auch zwischen dem NDVI (*normalized difference vegetation index*) als Indikator für Evaporation und Wärmespeicherkapazität verschiedener Oberflächen und der SWI besteht ein Zusammenhang (Gallo et al. 1993). Ebenfalls hat sich der Vegetationsanteil an einer städtischen Fläche als robuster Prädiktor für die SWI erwiesen (z. B. van Hove et al. 2015).

Ausgehend von den unterschiedlichen klimatischen Eigenschaften in charakteristischen Bebauungsstrukturen wurden verschiedene klima-basierte Klassifikationen für Städte entwickelt. Eine ist die der 17 *local climate zones* (Stewart und Oke 2012), die Stadtbereiche mit einheitlicher Oberflächenbedeckung, Struktur und menschlicher Aktivität sowie einheitlichen Materialeigenschaften voneinander abgrenzen, die sich in Form typischer Temperaturregime unterscheiden. Sie finden in vielen Stadtklima-Studien Anwendung (z. B. Imhof 2015, Alexander und Mills 2014, Houet und Pigeon 2011).

2.2 Einfluss der meteorologischen Bedingungen auf die städtische Wärmeinsel

Die meteorologischen Bedingungen beeinflussen die SWI maßgeblich. Die übergeordnete synoptischskalige Strömungskonfiguration hat dabei starken Einfluss auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel, da sie die lokalen Wetterbedingungen bestimmt.

2.2.1 Lokale Wetterbedingungen

In der Literatur wurden Windgeschwindigkeit und Wolkenbedeckung (Wolkentyp und Bedeckungsgrad) als die meteorologischen Variablen mit dem größten Einfluss auf die Intensität der SWI identifiziert (Oke 1973). Beide Variablen beeinflussen die statische Stabilität über die Durchmischung der Atmosphäre und über die Energiebilanz (turbulente Flüsse und Strahlungsflüsse). Die räumliche Verteilung dieser Flüsse bestimmt die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland (Oke 1982).

Sehr geringe Windgeschwindigkeiten erlauben die Ausbildung sehr starker Wärmeinseln, besonders in Kombination mit keiner oder geringer Wolkenbedeckung, wie Unger (1996) für Szeged, Ungarn, gezeigt hat. Dort wurden bei wolkenlosem Himmel ebenso wie bei Windgeschwindigkeiten unter 1 ms^{-1} starke Wärmeinseln über 3 K beobachtet, bei vollständiger Bedeckung nur sehr geringe (0,5 K). Ähnlich wurden in Melbourne, Australien, die höchsten Werte für die SWI bei ruhigem, klarem Wetter beobachtet. In der Literatur werden verschiedene Grenzwerte angegeben, beispielsweise 5 ms^{-1} Windgeschwindigkeit und ein Bedeckungsrad von acht Achteln im Winter und Herbst für das Auftreten der geringsten Werte der SWI in Melbourne (Morris et al. 2001), Windgeschwindigkeiten von unter 4 ms^{-1} für positive und von über 6 ms^{-1} für negative Werte der SWI in Athen (Kassemenos und Katsoulis 2006) oder eine Windgeschwindigkeit von 3 ms^{-1} , ein Bedeckungsgrad von fünf Achteln und Niederschlag über 2 mm als kritische Tageswerte, bei deren Überschreitung sich keine SWI in Debrecen, Ungarn, ausbildet

(Laszlo et al. 2016). Aufgrund dieser Zusammenhänge wurden verschiedene empirische Modelle entwickelt. Windstärke und Wolkenbedeckungsgrad gehen in ein multiples lineares Modell für die SWI in Melbourne, ein, das 25% der Varianz der SWI im Sommer und 18% im ganzen Jahr erklären kann (Morris et al. 2001), ebenso wie in ein nicht-lineares Modell für Utrecht, Niederlande (Brandsma und Wolters 2012). Hoffmann et al. (2012) haben für Hamburg ein lineares Modell zur Bestimmung der SWI entwickelt, mit den Eingangsvariablen Bedeckungsgrad des Vortags, Windgeschwindigkeit, relativer Feuchte (alle negativ korreliert zur SWI) und Luftdruck, das 42% der Varianz erklärt. Der Einfluss der relativen Feuchte wird durch die bei der Kondensation freigesetzte, latente Wärme begründet. Da im Umland durch schnellere Abkühlung früher Sättigung und damit Kondensation eintreten kann, reduziert sich bei sehr hohen Werten der relativen Feuchte der Temperaturunterschied. Im Extremfall bildet sich Nebel, der die Ausstrahlung am Boden reduziert (Hoffmann et al. 2012). Ganz ähnlich erklärt eine multiple Regression für Städte in Südkorea je nach Stadt 30 bis 45% der Varianz der maximalen täglichen Stärke der SWI (Kim und Baik 2004). In die Regression gehen ebenfalls Windgeschwindigkeit, Bedeckungsgrad und relative Feuchte sowie zusätzlich die maximale tägliche Stärke der SWI am Vortrag ein. Ein anderes Modell für London, England, berücksichtigt als eingehende Variablen die bodennahe Windgeschwindigkeit, Stärke der westlichen Windkomponente, Vorticity und relative Feuchte sowie die 850 hPa geopotentielle Höhe (Wilby 2003). Es hat den größten Wert von 60% erklärter Varianz der nächtlichen SWI im Monat August.

Zwischen den gemessenen und modellierten Verteilungen der SWI bestehen allerdings häufig Unterschiede. Weil die modellierten Verteilungen für die Werte der SWI nahezu normalverteilt sind, die gemessenen Verteilungen der SWI-Werte aber leicht linksschief sind, werden die niedrigen Werte unterschätzt, und mittlere Werte überschätzt. Hohe Werte der SWI hingegen können recht gut wiedergegeben werden (Wilby 2003, Hoffmann et al. 2012).

2.2.2 Wetterlage

Zahlreiche Fallstudien stellen das bevorzugte Auftreten von starken städtischen Wärmeinseln unter antizyklonalen Wetterlagen heraus (Targino et al. 2014, Kassemenos und Katsoulis 2006, Bejarán und Camilloni 2003, Unger 1996, Yagüe et al. 1991, Unwin 1980). Beispielsweise hat Unger (1996) den Einfluss der Wetterlage auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel in Szeged, Ungarn, untersucht. Die stärksten Ausprägungen der SWI traten bei einem Hochdruckgebiet über dem Karpaten-Becken auf, mit einer mittleren SWI von 1,9 K. Die geringsten Werte (zwischen 0,7 und 0,8 K) traten bei starken Regen und Schneefall auf, wenn Ungarn auf der Warmfront-Vorderseite einer Mittelmeerzyklone lag oder bei windigem Wetter an deren rückseitigen Kaltfront. Tage mit SWI über 4 K waren in 89% der Fälle mit antizyklonalen Lagen verbunden, speziell in 35% mit der Lage eines Hochdruckgebietes über dem Karpatenbecken (Unger 1996). Auch in Madrid, Spanien, war die SWI sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr während antizyklonaler Lagen am deutlichsten ausgeprägt (3,1 und 3,4 K), während die Werte für zyklonale Lagen niedrig waren (1,4 K und 0,9 K) (Yagüe et al. 1991).

Zur Untersuchung stadtklimatologischer Fragen in deutschen Städten haben verschiedene Studien unterschiedliche Klassifikationen der Wetterlage vorgenommen. Eine Auswertung zur städtischen Wärmeinsel in Dresden mithilfe der objektiven Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes zeigte 2,7 K Temperaturdifferenz für zyklonale westliche Anströmung, 3,0 K für antizyklonale Nord- bis Ostanströmung und 2,7 K für Schwachwindwetterlagen (Goldberg et al. 2015 nach Koszinski 2014). Hoffmann und Schlünzen (2013) haben mit einem multivariaten Verfahren (*k-means* Cluster-Analyse) Wettermuster klassifiziert, die für die städtische Wärmeinsel in Hamburg relevant sind. Ihre Analyse schließt die 700 hPa-Felder der geopotentiellen Höhe (für die Stärke und Richtung der übergeordneten Strömung), relativer Feuchte (Verbindung mit Bedeckungsgrad), relativer Vorticity (Potential für Wolkenbildung) und Schichtdicke (Beschreibung der Temperatur der Luftmasse) zwischen 1000 und 700 hPa ein.

2.2.3 Zeitliche Trends der SWI in Vergangenheit und Zukunft

Für die Vergangenheit wurden in verschiedenen Studien aufgrund der Untersuchung 30- bis 50-jähriger Zeiträume signifikante Veränderungen der städtischen Wärmeinsel beschrieben. Für Prag, Tschechien, wurde in allen Jahreszeiten außer dem Winter eine signifikante Verstärkung der SWI beschrieben, die zusätzlich unter antizyklonalen Bedingungen stärker ist als unter zyklonalen (Beranová und Huth 2005). Auch in der Stadt Debrecen, Ungarn, wurde ein signifikanter linearer Trend für eine zunehmende Häufigkeit von für die SWI förderlichen Bedingungen beobachtet, und zwar im Frühjahr und Sommer (László et al. 2016). Ebenfalls hat Wilby (2003) für die SWI in London, England, einen positiven linearen Trend in der Stärke der nächtlichen SWI beobachtet, der am stärksten in Frühjahr und Sommer ist. Gleichzeitig hat sich die tägliche SWI im Winter leicht reduziert. Gründe könnten Änderungen in der Luftverschmutzung in Stadt und Umland sowie eine steigende Nutzung von Klimaanlage sein (Wilby 2003).

Die möglichen zukünftigen Änderungen der Intensität der SWI haben nur wenige bisherige Studien untersucht. Sie basieren auf der Annahme, dass die bekannten Zusammenhänge von Wetter und SWI auch in der Zukunft gültig sein werden. Um die zukünftige Entwicklung der SWI in Hamburg abzuschätzen, haben Hoffmann et al. (2012) mithilfe des linearen Modells mit lokalen Wetterbedingungen als Eingangsvariablen ein statistisches Downscaling von regionalen, nicht bias-korrigierten Klimasimulationen mit REMO und COSMO-CLM durchgeführt. Es wurden Monatsmittel und Häufigkeitsverteilungen ausgewertet. Aufgrund von systematischen Über- oder Unterschätzungen in Bezug auf die Wiedergabe der beobachteten meteorologischen Variablen in den Klimamodellen wichen die beobachtete und die modellierte SWI aber voneinander ab. Für die zukünftige SWI wurden signifikante Änderungen für einzelne Monate bis Mitte bzw. Ende des Jahrhunderts festgestellt. Für die Sommermonate zeigen manche Modellläufe eine signifikante Zunahme der Monatsmittel und Verschiebung der Häufigkeitsverteilung zu höheren Werten der SWI, andere keine Änderung (Hoffmann et al. 2012). Die Klassifikation von großräumigen Zirkulationsmustern von

Hoffmann und Schlünzen (2013), die ebenfalls zur Erklärung der SWI in Hamburg entwickelt wurde, lässt hingegen für die mittlere SWI zukünftig keine Änderung erwarten, obwohl sich die Häufigkeiten der einzelnen Wettermuster leicht ändern. Die am häufigsten mit einer starken SWI verbundene Klasse zeigt keine signifikanten Änderungen. Im Gegensatz dazu zeigen die Abschätzungen der zukünftigen SWI in London mithilfe von zwei Klimamodellläufen eine Zunahme in Bezug auf die jährliche mittlere Intensität und in Bezug auf die Zahl der Nächte mit hohen Intensitäten der SWI (Wilby 2003). Damit wird erwartet, dass sich die für England erwartete Klimaerwärmung mit einer zusätzlichen Verstärkung der SWI aufgrund der atmosphärischen Bedingungen addiert. Hinzu kommen mögliche Verstärkungen aufgrund von Bevölkerungszahl, Bebauungsdichte oder Energieverbrauch (Wilby 2003).

2.3 Hitze in der Stadt

Relativ wenige Studien haben den Zusammenhang zwischen städtischer Wärmeinsel und mehrtägigen Hitzewellen sowie kleinräumige Temperaturunterschiede bei Hitze in der Stadt betrachtet (z. B. Schatz und Kucharik 2015, Li und Bou-Zeid 2013, Basara et al. 2010). Dabei existiert grundsätzlich keine einheitliche Definition für Hitzewellen. Sowohl meteorologische und klimatologische Arbeiten als auch Studien zu Vulnerabilität, Morbidität und Mortalität verwenden je nach Studienziel unterschiedliche Definitionen. Einen Überblick über die unterschiedlichen Definitionen in den Hitzewarnsystemen verschiedener Länder geben Lowe et al. (2011).

2.3.1 Städtische Wärmeinsel bei Hitzewellen

Aus der Literatur ergeben sich mehrere Erklärungsansätze für mögliche Wechselwirkungen zwischen SWI und Hitzewellen. Die Wetterbedingungen, die Hitzewellen verursachen, vor allem persistente Hochdrucklagen, die mit niedrigen Windgeschwindigkeiten verbunden sind, verringern die Advektion kühlerer Luft aus dem Umland in die Stadt. Umgekehrt können Sekundärzirkulationen die SWI abschwächen, weil infolge der horizontalen Dichtegradi-

enten die Luft über der Stadt aufsteigt und als Ausgleichsströmung kältere Luft als Flurwind aus der Umgebung einfließt. In Bezug auf die Energieflüsse erhöhen hohe Oberflächentemperaturen die Evapotranspiration und erniedrigen dadurch den fühlbaren Wärmefluss. Dieser Effekt ist im Umland aufgrund der höheren Feuchteverfügbarkeit stärker ist als in der Stadt. Das kann die Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland verstärken, da in der Stadt folglich mehr Energie als im Umland in den fühlbaren Wärmefluss eingeht. Zusätzlich wird der Bodenwärmefluss durch höhere Temperaturen erhöht und die Wärme in der Nacht oder an den folgenden Tagen abgegeben, wodurch die Temperaturverläufe in Stadt und Umland gegeneinander verschoben werden (Zusammenstellung nach Li und Bou-Zeid 2013). So erhöhen Hitzewellen nicht nur die Lufttemperaturen in Stadt und Umland, sondern verstärken die Differenz zwischen beiden zusätzlich durch „synergetische Interaktionen zwischen Hitzewellen und städtischen Wärmeinseln“ (Li und Bou-Zeid 2013, S. 2060), wodurch in der Stadt eine Hitzebelastung resultiert, die höher ist als die Summe beider Einzelwirkungen.

Ob an sehr heißen Tagen die städtische Wärmeinsel stärker als durchschnittlich ausgeprägt ist und ob dieser Zusammenhang durch die Temperaturen selbst oder durch die bei Extremtemperaturen auftretenden Wetterbedingungen begründet ist, wurde für die Stadt Madison (Wisconsin, USA) untersucht (Schatz und Kucharik 2015). Deren Einwohnerzahl ist mit 233 000 Einwohnern in der Stadt und 402 000 Einwohnern im Großraum vergleichbar mit Karlsruhe. In einem heißen Sommer hat dort die SWI zum einen die Hitzebelastung in der Stadt verstärkt. Zum anderen war die Intensität der städtischen Wärmeinsel bei einer Hitzewelle größer als im Sommermittelwert. Damit verstärkte und verlängerte die städtische Wärmeinsel Hitzewellen in stark versiegelten Stadtgebieten (Schatz und Kucharik 2015). Eine verstärkte SWI während einer Hitzewelle wurde ebenfalls für den Großraum Baltimore (Maryland, USA) beschrieben (Li und Bou-Zeid 2013). Dort wurde das Fehlen von Vegetation und Bodenfeuchte in der Stadt als wichtigster Einfluss für die verstärkte SWI während Hitze identifiziert.

2.3.2 Auswirkungen auf Wohlbefinden, Morbidität und Mortalität

Eine Hitzebelastung kann starke Beeinträchtigungen von Wohlbefinden und Gesundheit der Bevölkerung und in Großstädten eine erhöhte Morbidität und Mortalität der Bevölkerung verursachen (z. B. D’Ippoliti et al. 2010). Mehrere Studien quantifizieren den Zusammenhang von Hitze und Todesfällen in Deutschland. Insgesamt zeigen die Todesfälle deutliche saisonale Unterschiede mit der höchsten Anzahl im Winter, bedingt durch höheren Kältestress und Infektionen. Im Sommer liegt das saisonale Minimum. Hohe Werte erreicht die Mortalitätsrate aber ebenfalls während ausgeprägter Hitzewellen, bei hohen gefühlten Temperaturen und damit hoher Wärmebelastung für den Menschen, wie in einer Untersuchung der täglichen Mortalitätsraten über 25 Jahre in Baden-Württemberg gezeigt wurde (Jendritzky et al. 1997). Im Sommer konnte dabei ein Zusammenhang zwischen Wärmebelastung und Sterberate nachgewiesen werden. Ein bis zwei Tage nach starken Belastungen steigt demnach die Zahl der Todesfälle, und zwar umso deutlicher, je ausgeprägter der Anstieg der thermischen Belastung gewesen ist. Zusätzlich wirken sich die ersten Hitzeereignisse in einem Jahr stärker aus als spätere, was sowohl auf die Akklimatisation und Anpassung der Personen zurückgeführt wird als auch auf die Tatsache, dass einige besonders gefährdete Personen bereits gestorben sind. In den einer Hitzewelle folgenden Wochen sinkt dann die Sterberate wieder, da Personen bei Hitze vor allem verfrüht sterben („Vorsterblichkeit“ statt „Übersterblichkeit“, Jendritzky et al. 1997).

Eine Untersuchung der Sterberaten in der Stadt Berlin für die Jahre 2001 bis 2010 (Scherer et al. 2014) hat gezeigt, dass 5% aller Todesfälle statistisch mit erhöhten Sommertemperaturen in Zusammenhang stehen. Für eine Tagesmitteltemperatur von mehr als 21°C sowie für Personen in einem Alter von mehr als 65 Jahren konnte dabei der stärkste statistische Zusammenhang nachgewiesen werden (Scherer et al. 2014). Werden für die Untersuchung solcher Zusammenhänge nur Messungen an einer Wetterstation und Sterberaten für die Gesamtstadt herangezogen, werden kleinräumige Unterschiede in Temperatur und Hitzebelastung, die sich durch die städtische Wärmeinsel ergeben, in der Analyse nicht berücksichtigt. Wenn aber schon relativ geringe Werte

der mittleren Tages-Tiefsttemperatur und auch der Tagesmitteltemperatur statistisch signifikante Zusammenhänge mit der Sterberate aufweisen, kann dies darauf hinweisen, dass lokal in dicht bebauten Stadtteilen diese Temperaturen und damit die lokalen thermischen Belastungen häufig tatsächlich deutlich höher sind (Scherer et al. 2014).

Eine hohe räumliche Variabilität der hitzebedingten Sterblichkeit sowie räumliche Muster auf Quartiersebene konnten in Berlin nachgewiesen werden (Schuster et al. 2014). In diesem Kontext betrachtete eine Studie eine Hitzewelle im Sommer 2003 und zeigte, dass das Mortalitätsrisiko von Personen über 65 Jahren aus Paris und einem angrenzenden Department mit der Exposition des Wohnortes gegenüber hohen Nachttemperaturen über mehrere Tage hinweg ansteigt (Laaidi et al. 2012). Zwei Größen der Oberflächentemperatur, die für jeden Wohnort der Studienteilnehmer aus Satellitenbildern abgeleitet wurden, stehen demnach in statistisch signifikantem Zusammenhang mit dem Mortalitätsrisiko. Diese sind die mittlere Tages-Tiefsttemperatur und die mittlere Tages-Tiefsttemperatur über sechs Tage vor bis zum Tag des Todes, während die Tagestemperaturen keinen signifikanten Einfluss haben (Laaidi et al. 2012). Bei solchen Mortalitätsstudien besteht generell die Einschränkung, dass die meisten Personen, besonders die älteren und kranken, sich fast ausschließlich in Innenräumen aufhalten, wo besonders während längerer Hitzewellen auch nachts die Temperaturen sehr hoch bleiben. Die Maße der Oberflächentemperatur und der Lufttemperatur können diese Innenraumtemperaturen nicht ausreichend abbilden (Scherer et al. 2014, Laaidi et al. 2012).

Der Deutsche Wetterdienst trägt seit 2017 in seinem Hitzewarnsystem der erhöhten Exposition gegenüber thermischen Belastungen in der Stadt durch einen Hinweis auf verringerte Abkühlung in dicht bebauten Stadtgebieten Rechnung (DWD 2017a).

2.4 Anpassung an den Klimawandel in Städten

Die Anpassung an den Klimawandel auf der lokalen Ebene wird immer wichtiger (Revi et al. 2014, EEA 2012). Insgesamt muss die Anpassung (*adaptation*) auf verschiedenen Ebenen erfolgen: international, national, regional, lokal und persönlich (Laukkonen et al. 2009). Dies beinhaltet einen “Prozess des sich Einstellens auf das tatsächliche oder erwartete Klima und dessen Auswirkungen. In menschlichen Systemen ist Anpassung darauf ausgerichtet, Schädigungen zu vermeiden oder zu mildern, oder vorteilhafte Möglichkeiten zu nutzen“ (IPCC 2013b, S. 5). Anpassung bezeichnet also zum einen die Anpassung an die gegenwärtige Klimavariabilität und Extreme, zum anderen die Anpassung an ein zukünftiges, geändertes Klima (Burton 2004). Kommunen sind in diesem Anpassungsprozess wichtige Akteure, denn ihnen fällt zunehmend die Aufgabe zu, übergeordnete nationale Anpassungsstrategien umzusetzen, konkrete Anpassungsmaßnahmen zu planen sowie zu implementieren (Wilbanks et al. 2007).

Eine Studie hat den Stand von Klimaschutz und Klimaanpassung in insgesamt 200 Städten in elf europäischen Ländern hinsichtlich konkreter Pläne und Strategien untersucht (Reckien et al. 2014). Demnach haben 65% der Städte einen Klimaschutzplan und 28% einen Anpassungsplan. Einen Klimaanpassungsplan haben dabei nur Städte, die schon früher oder gleichzeitig auch einen Klimaschutzplan veröffentlicht haben. Eine Beschäftigung mit dem Thema Klimawandel über den Klimaschutz kann auch Anreiz sein, das Thema Anpassung zu berücksichtigen (Vogt et al. 2014). Deutschland gehört nach dem Vereinigten Königreich und Finnland zu den drei Ländern mit dem höchsten Anteil von Städten mit Klimaanpassungsplänen, mit 33% der 40 untersuchten Städte. Dabei sind die Inhalte der Anpassungspläne weniger konkretisiert als die Klimaschutzpläne und beziehen sich auf Stadtplanung und Stadtentwicklung (Reckien et al. 2014). Eine Befragung in Baden-Württemberg von Vogt et al. (2014) unter Landkreisen, Stadtkreisen und kreisfreien Städten hat gezeigt, dass 62% eine für Klimaschutz zuständige Stelle, aber nur 11% eine für Klimaanpassung zuständige Stelle haben. Entsprechend hat auch nur ein relativ geringer Anteil an Kreisen und Städten

formale Planungsinstrumente im Bereich der Anpassung (23%), Anpassungskonzepte oder Arbeitskreise zur Anpassung (16%) und sonstige Anpassungsmaßnahmen, die sich vor allem auf die Bereiche Gesundheit und Wärmebelastung beziehen (30%). Das Thema Klimaschutz mit entsprechenden Aktivitäten in Städten ist also noch deutlich stärker verbreitet und verankert als die Klimaanpassung (Reckien et al. 2014, Overbeck et al. 2009, Füssel 2007), nachdem die Klimapolitik viele Jahre hauptsächlich auf Klimaschutz durch Vermeidung von Treibhausgasemissionen abzielte („*the taboo on adaptation*“, Pielke 2007). Um Synergien zu nutzen und zu entwickeln, ist eine Mischung aus Klimaschutz und Klimaanpassung anzustreben (Klein et al. 2005, Pielke et al. 1998).

Die politische und organisatorische Priorität, der legislative Rahmen sowie die Kommunikation von übergeordneten Behörden zu kommunalen spielen für die Klimaanpassung eine wichtige Rolle (Lorenz et al. 2017, Storbjörk 2007, Demeritt und Langdon 2004). Nationale Anpassungsstrategien prägen die strategische Planung von Klimaanpassungsmaßnahmen in Städten (EEA 2012). In Deutschland beschreiben die Deutsche Anpassungsstrategie (Bundesregierung 2008) und der Aktionsplan Anpassung (Bundesregierung 2011) die Folgen des Klimawandels in verschiedenen Bereichen, darunter Raum- und Regionalplanung und Bevölkerungsschutz, sowie die Anpassungsoptionen. Dies hat „Klimaanpassung als eigenständiges Politikfeld in Deutschland etabliert“ (Bubeck et al. 2016, S. 297). Der zugehörige Monitoringbericht (Umweltbundesamt 2015) geht unter anderem gesondert auf Anpassungsmaßnahmen gegenüber Wärmebelastungen in Großstädten sowie klimawandelangepasstes Bauen und Sanieren ein. Explizite Erwähnung in gesetzlichen Grundlagen findet das Thema Klimaanpassung in Raumordnungsgesetz, Baugesetzbuch und Wasserhaushaltsgesetz (Bubeck et al. 2016), planerische Gestaltungsmöglichkeiten zeigt eine Praxishilfe des Umweltbundesamtes auf (Umweltbundesamt 2016). In Deutschland findet die Klimawandelanpassung in Bebauungsplänen bisher allerdings nur wenig Berücksichtigung, in denen beispielsweise extensive Dachbegrünung festgesetzt oder öffentliche Grünflächen gesichert werden können (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin o. J.). Klimaschutz wird hingegen in der Praxis bereits deutlich stärker umgesetzt (Bubeck et al. 2016). Hier spielt vor allem fehlen-

des Wissen oder fehlende Erfahrung zur praktischen und rechtlich gesicherten Umsetzung von Klimawandelanpassung in der Planungspraxis sowie bisher fehlendes methodisches Instrumentarium eine Rolle. Ebenso ist die politische Durchsetzbarkeit durch das Fehlen konkreter Grenzwerte eingeschränkt. Daher ist die aktuelle Berücksichtigung von Klimawandelanpassung in Raumordnungs- oder Bauleitplänen bisher oft noch auf Modellprojekte beschränkt (Bubeck et al. 2016).

Auf Länderebene gibt es in Baden-Württemberg die Strategie zur Anpassung an den Klimawandel des Landes Baden-Württemberg (MUKE 2015), die die Herausforderungen für einzelne Handlungsfelder zusammenfasst. Auch Forschungsprogramme und -vorhaben beschäftigen sich auf regionaler und auf Länder-Ebene mit Klimaanpassung und Folgen von Klimaänderungen auf einzelne Sektoren, beispielsweise "Klimawandel und modellhafte Anpassung in Baden-Württemberg KLIMOPASS" (MUKE o. J.) und „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft KLIWA“ (KLIWA o. J.).

Zahlreiche, häufig verknüpfte politische, ökonomische, organisatorische, informative, technische und wissenschaftliche Faktoren können allerdings die Entwicklung konkreter Anpassungsstrategien und die Umsetzung konkreter Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel in Kommunen behindern (z. B. Lehmann et al. 2015, Runhaar et al. 2012, Measham et al. 2011, Moser und Ekstrom, 2010; ein Überblick findet sich in Biesbroek et al. 2013 und Corfee-Morlot et al. 2011). Die Kosten können das Hauptproblem für die Umsetzung regionaler Anpassungsstrategien darstellen, wie eine Untersuchung in Kommunalverwaltungen im deutschen Ostseeraum festgestellt hat (Martinez und Bray 2011). Anpassungsmaßnahmen verursachen Kosten, oft ohne sichtbaren, direkten Erfolg, da sie häufig darauf abzielen, zukünftige Kosten und Schäden zu vermeiden. Vorhaben zum Klimaschutz hingegen zeigen zumeist direkte, messbare Ergebnisse für Kommunen. So werden Investitionen in Technik oder Infrastruktur, erneuerbare Energien und erhöhte Energieeffizienz direkt durch Energieeinsparungen als Einsparungen von Geld oder anderen Ressourcen spürbar (Laukkonen et al. 2009).

Die Tatsache, dass der Klimawandel ein langfristiger Prozess ist und daher Anpassungsstrategien sich an Änderungen orientieren, die zum Teil aus Sicht

der Städte weit in der Zukunft liegen, lässt den Handlungsbedarf als ebenfalls in die Zukunft verschiebbar erscheinen (Burton 2004). Im Gegensatz dazu steht der kurzfristige Zeithorizont auf kommunaler Entscheidungsebene, der häufig Wahlperioden entspricht (Lehmann et al. 2015, Laukkonen et al. 2009). Ein wichtiger Einflussfaktor bei der Umsetzung von Klimaanpassungsmaßnahmen ist auch die Wahrnehmung des Klimawandels in der Bevölkerung (Hornsey et al. 2016, Ratter et al. 2012) und in der lokalen und regionalen Verwaltung und Planung (Martinez und Bray 2011, Overbeck et al. 2009, Demeritt und Langdon 2004).

Zusätzlich können fehlendes Wissen oder fehlende Informationen die Anpassung an den Klimawandel behindern (Adger et al. 2007, Füssel 2007). Informationsdefizite auf Seiten der Entscheidungsträger können sich beispielsweise in der Vermischung der Begriffe Wetter und Klima sowie Klimaschutz und Klimaanpassung zeigen (Lehmann et al. 2015). Auch wenn die Entscheidungsträger sich zwar des Klimawandels bewusst sind, können ein Mangel an Kapazität, eine eigene, kommunale Kompetenz aufzubauen, und mangelndes Wissen oder Unsicherheit über die lokalen Auswirkungen des Klimawandels ein wichtiges Hemmnis bei der Anpassung an den Klimawandel darstellen, da damit auch die Entwicklung von Strategien zur Anpassung an den Klimawandel mit Unsicherheiten verbunden ist. Dies haben beispielsweise eine Studie zum Hochwasserrisikomanagement in schwedischen Gemeinden und eine Befragung unter Entscheidungsträgern im Ostseeraum gezeigt (Martinez und Bray 2011, Storbjörk 2007). Eine Folge einer vermeintlich zu unsicheren Datengrundlage kann dann dazu führen, „dass Entscheidungsträger häufig auf genauere und kleinräumigere Klimaszenarien warten“ (Kropp und Daschkeit 2008, S. 356). Die immanenten Unsicherheiten und Ergebnis-Bandbreiten von Klimaprojektionen und Szenarien, die das Fehlen eines festen Bezugspunktes bei Entscheidungen zur Folge haben, können daher ein Hinderungsgrund sein, konkrete Anpassungsentscheidungen zu treffen (Kropp und Daschkeit 2008). Darin wird eine grundsätzliche Diskrepanz zwischen dem wissenschaftlichen Anspruch nach stetiger Weiterentwicklung des Wissens und dem Anspruch der administrativen Akteure nach eindeutigen Entscheidungsgrundlagen deutlich (Fröhlich 2009). Viele Entscheidungsträger erwarten präzise und kleinräumige Klimaprojektionen

(Martinez und Bray 2011, Kropp und Daschkeit 2008), sodass das Fehlen von lokalskaligen Daten oder von Eingangsdaten für Wirkungsmodelle (*impact models*) Überlegungen zur Klimaanpassung und die Bewertung von Vulnerabilitäten behindern kann (Lehmann et al. 2015).

Wissenschaftlich fundierte und auf die lokale Ebene zugeschnittene Informationen und Daten sind daher unerlässlich für die Planung von Anpassungsmaßnahmen in Kommunen (EEA 2012). Um diese zugeschnittenen Informationen bereitstellen zu können, ist die Interaktion zwischen Klimawissenschaften und lokalen Entscheidungsträger einer der Schlüsselfaktoren (Lemos et al. 2012). Diese dient dazu, aus klimawissenschaftlicher Sicht nutzbares Wissen in Informationen zu überführen, die von den Kommunen tatsächlich als nützlich bewertet werden (Lemos et al. 2012).

2.5 Modellierung des Stadtklimas

Zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Klimadaten sind für Klimaanpassungsfragen unerlässlich. Bisher besteht allerdings eine Lücke zwischen Stadtklimamodellen und der regionalen Klimamodellierung. Auf der einen Seite erlauben regionale Klimamodelle die Projektion von Klimaänderungen auf einer räumlichen Skala von wenigen Kilometern und einer zeitlichen Skala von Dekaden. Auf der anderen Seite ist mithilfe von Stadtklimamodellen die Modellierung der meteorologischen Parameter auf der Meterskala möglich. Mit diesen können aber nur sehr kurze Zeitperioden von einzelnen Tagen simuliert werden.

2.5.1 Mehrwert höherer räumlicher Auflösung und Parametrisierung von Städten in hochaufgelösten regionalen Klimamodellen

Die räumlichen Auflösungen regionaler Klimamodelle von bis zu 2,8 km oder sogar darunter sind zu grob, um das zukünftige Klima differenziert auf der Skala von Stadtvierteln abzuschätzen. Zeitreihen oder Klimastatistiken, die mit regionalen Klimamodellen gerechnet wurden, können aber als Ein-

gangsdaten für Wirkungsmodelle dienen, beispielsweise konsistente Datensätze von Temperatur, Strahlung, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Je höher die Auflösung dieser Eingangsdaten ist, desto geringer ist die zu überbrückende Lücke zwischen Klimamodellen auf der Kilometerskala und Impakt-Modellen auf 100 m- oder sogar Meterskala.

Eine bessere Wiedergabe von Landnutzung und Orographie in den Eingangsdaten der Klimamodelle einerseits und eine explizite Berechnung hochreichender Konvektion bei einer horizontalen Auflösung von unter 4 km (Weisman et al. 1997) tragen zur deutlichen Reduktion der zwischen Klimamodell- und Beobachtungsdaten auftretenden Unterschiede (*bias*) bei. So wird auch die räumliche und zeitliche meteorologische Variabilität besser wiedergegeben, was für die Betrachtung von Wetterextremen, persistenten und damit klimatisch relevanten lokalen und regionalen Windsystemen sowie kleinräumigen Temperaturverteilungen wichtig ist. Dies gilt besonders in Städten wie auch in Gebieten mit komplexer Orographie (Knote et al. 2010). Beispielsweise können Starkniederschlagsereignisse explizit simuliert werden, die sich für die Anpassung an den Klimawandel in Städten als sehr wichtig erwiesen haben, weil sie bedeutende Schäden verursachen (Kapitel 4), und die vor allem durch konvektive Niederschlagsereignisse im Sommerhalbjahr entstehen (Mahlke 2017, Kunz 2007). Mehrere Fallstudien haben gezeigt, dass meteorologische Simulationen durch eine höhere Modellauflösung verbessert werden. Die Verbesserungen betreffen Starkniederschlagsereignisse, den Tagesgang des Niederschlags (Fosser et al. 2015, Ban et al. 2014, Prein et al. 2013, ein Überblick findet sich in Prein et al. 2015), Temperaturextreme (Knote et al. 2010) sowie die Anteile von Wolken und wolkenlosen Bereichen und damit die Globalstrahlung (Prein et al. 2013).

Um die Wechselwirkung zwischen städtischer Wärmeinsel und regionalem Klima auf der Meso-Skala untersuchen zu können, stehen verschiedene Stadtparametrisierungen zur Verfügung, die – direkt oder über die Kopplung mit Boden-Atmosphäre-Vegetations-Transfer-Modellen – in regionale Klimamodelle implementiert werden können. Trusilova et al. (2013) unterstreichen die Notwendigkeit, die städtische Oberfläche nicht als eine einzige Klasse zu behandeln, sondern für horizontale Auflösungen von weniger als

3 km stärker zu differenzieren. Je nach Komplexität der Parametrisierung steigt der Rechenaufwand der Simulationen unterschiedlich stark an (für einen Überblick siehe Best 2006). Studien zu gekoppelten Simulationen mit dem Klimamodell COSMO-CLM (Rockel et al. 2008) und unterschiedlichen Parametrisierungen für die städtische Nutzung wurden beispielsweise für Berlin (Trusilova et al. 2016, 2013), Basel (Schubert und Grossman-Clarke 2014) und Antwerpen (Wouters et al. 2016) durchgeführt. In einer Untersuchung in der Stadt Stuttgart wurde COSMO-CLM mit dem Boden-Vegetations-Atmosphäre-Transfer-Modells VEG3D (Schädler 1990) gekoppelt. Die Modellläufe mit einer Auflösung von $0,025^\circ$ (2,8 km) für je fünf Jahre in Vergangenheit und Zukunft berücksichtigen verschiedene Klassen für städtische Nutzungen und eine zusätzliche anthropogene Wärmefreisetzung (Imhof 2015).

2.5.2 Stadtklimamodelle

Regionale Klimamodelle erlauben aber keine direkten Aussagen auf Quartiersebene oder sogar noch darunter, was für Anwendungen, beispielsweise in der Stadtplanung, die Betrachtungsskala ist. Für die Abschätzung der Wirkung von Begrünungs-, Bbauungs- oder anderer Stadtplanungsmaßnahmen im Vergleich zur Jetzt-Situation eignen sich Stadtklimamodelle wie ENVI-met (Gutsch 2015, Düttemeyer et al. 2014, Perini und Magliocco 2014) oder das numerische Strömungs-Simulationsmodell WRF (Carvalho et al. 2017, Fallmann et al. 2014). Die Auflösung, in der das Stadtgebiet simuliert wird, hängt dabei von der Fragestellung ab. Sie reicht von der Meterskala, zum Beispiel zur Abschätzung der Wirkung von Baumbepflanzung, bis zur Dekameterskala zur Abschätzung von Maßnahmen auf Quartiersebene.

Das Modell ENVI-met (Bruse und Fleer 1998) erlaubt, meteorologische Variablen in einem Stadtgebiet in sehr hoher räumlicher Auflösung, beispielsweise einem Meter, zu berechnen. Aufgrund des Rechenaufwandes ist das Simulationsgebiet in dieser räumlichen Auflösung allerdings auf wenige 100 m beschränkt; ebenso können nur einzelne Wettersituationen von einem bis wenigen Tagen Dauer simuliert werden. Zum Beispiel wurde in einer Fallstudie für die Stadt Freiburg berechnet, wie sich das Entfernen oder

Hinzufügen von Bäumen in einer Wohnbebauung auf verschiedene Maße der Wärmebelastung an einem heißen Tag auswirkt (Lee et al. 2016). Nur selten werden allerdings die mit einem Stadtklimamodell simulierten Ergebnisse mit Beobachtungsdaten verglichen. Für Bilbao, Spanien wurde gezeigt, dass die simulierten Temperaturen besonders bei synoptischen Bedingungen, die eine ausgeprägte SWI begünstigen, von den beobachteten abweichen (Acero und Arrizabalaga 2016). Der SWI-Effekt wird von ENVI-met nicht wiedergegeben, weil die wenige 100 m großen Simulationsgebiete innerhalb des bebauten Stadtgebietes liegen; die meteorologischen Bedingungen, die an den Rändern des Simulationsgebietes vorgegeben werden, wurden aber außerhalb der Stadt gemessen (Acero und Arrizabalaga 2016). So kann die Wirkung der Umgebungsbebauung auf die Temperaturen an einem Ort in der Stadt nicht wiedergegeben werden. Hinzu kommt, dass tageszeitliche Variationen der Windstärke und Richtung, beispielsweise aufgrund eines Seewind-Systems, im Modell nicht als Randbedingungen vorgegeben werden können (Acero und Arrizabalaga 2016). Lokal können sie in der Stadt aber bedeutenden Einfluss auf die Durchlüftung und damit die Temperaturen haben.

Zur Simulation der zukünftigen Klimaentwicklung in Städten werden mikroskalige Modelle mit regionalen Klimamodellen verknüpft. Ein Beispiel ist die so genannte Quadermethode (Früh et al. 2011a, b), bei Stadtklimasimulationen mit dem Stadtklimamodell MUKLIMO_3 für die Kombinationen von Extremen der drei Klimaparameter Lufttemperatur, relative Feuchte und Windgeschwindigkeit aus den Ergebnissen regionaler Klimamodellsimulationen gerechnet werden. Für alle zwischen diesen Extremen auftretenden Kombinationen der drei Klimaparameter werden die Felder des Stadtklimamodells interpoliert (Früh et al. 2011a, b).

Ein ähnliches Verfahren kam bei Kopplung des mesoskaligen Modells FITNAH (*Flow Over Irregular Terrain With Natural And Anthropogenic Heat Sources*, Gross 1991) mit regionalen Klimamodellergebnissen in Simulationen für Karlsruhe zur Anwendung (NVK 2012). So wurde eine Simulation in 50 m horizontaler Auflösung für das Stadtgebiet Karlsruhes für eine windstille, wolkenlose Sommernacht durchgeführt, die deutliche Temperaturunterschiede zwischen bebauten und unbebauten Stadtbereichen sowie

innerhalb des bebauten Gebietes erkennen lassen (NVK 2012). Eine Validierung der Simulationsergebnisse mit Messungen fehlt jedoch. Mit acht Kombinationen extremer Randbedingungen wurden zusätzlich acht Einzelsituationen des Stadtklimas simuliert. Anschließend wurde mithilfe der Quadermethode die zukünftige Entwicklung von beispielsweise heißen Tagen und Wärmebelastungsindizes abgeschätzt. Diesem Verfahren liegt die Annahme zugrunde, dass sich die Felder des Stadtklimas zwischen den extremen Situationen linear ändern. Eine kurze Diskussion der Verwendung von Stadtklimamodellen findet sich in Kapitel 7.

3 **Untersuchungsgebiet Großraum Karlsruhe**

Die Stadt Karlsruhe liegt in Baden-Württemberg im Oberrheingraben, der ein schon heute sehr warmes Regionalklima aufweist. Für die Untersuchung der städtischen Wärmeinsel, gerade in Hinblick auf Hitzeereignisse, ist Karlsruhe damit prädestiniert. Neue Analysen können auf eine Vielzahl früherer stadtklimatischer Untersuchungen aufbauen. Das Kapitel gibt einen Überblick über die geographischen und klimatischen Gegebenheiten und den Klimawandel in Baden-Württemberg und Karlsruhe sowie über frühere Arbeiten zum Karlsruher Stadtklima.

3.1 Karlsruhe in Baden-Württemberg: geographische Lage und klimatische Bedingungen

Baden-Württemberg im Südwesten Deutschlands ist durch eine stark gegliederte Orographie und vielfältige Landschaftsformen charakterisiert. Dazu gehören die tief gelegenen Regionen an Rhein, Neckar und Donau (unter 200 m über NN) und die Mittelgebirge Schwarzwald – mit dem Feldberg mit einer Gipfelhöhe von 1493 m über NN als höchste Erhebung des Landes –, Schwäbische Alb und die glazial geprägten Landschaften in Oberschwaben (Gebhardt 2008). Die Innenstädte der großen Städte Stuttgart, Karlsruhe, Mannheim, Heidelberg und Freiburg liegen alle in Höhen unter 300 m über NN.

Die orographische Vielgestaltigkeit geht mit großen Unterschieden im regionalen und lokalen Klima (Bezugszeitraum 1971 – 2000) einher. Die Jahresmitteltemperatur variiert zwischen unter 4°C in den Höhenlagen des Schwarzwaldes (3,3°C auf dem Feldberg) und über 10°C im Rheintal (10,3°C in Karlsruhe), die Jahresniederschlagssumme liegt zwischen 600 mm

(Rheintal) bis zu deutlich über 1500 mm (Schwarzwald). Während am Oberrhein über 10 heiße Tage, in Karlsruhe sogar 12, und über 50 Sommertage pro Jahr auftreten, sind es in den Höhenlagen von Schwäbischer Alb und mittlerem Schwarzwald nur 10 bis 15 Sommertage und keine heißen Tage. Die Zahl der Frosttage liegt am Oberrhein und im unteren Neckartal unter 80 (Karlsruhe: 68), in den Höhenlagen über 120 (LUBW 2006). Lokal können tagesperiodische Windsysteme an den Ausgängen von Tälern das Klima beeinflussen, was besonders für die Durchlüftung von bebauten Gebieten relevant ist (Rosner 2008).

Baden-Württemberg ist gegenüber meteorologischen Extremereignissen stark exponiert. In den vergangenen Jahren traten mehrere heiße Sommer auf, beispielsweise 2003 (Fink et al. 2004) und 2015 (Hoy et al. 2017), und führten vor allem in den niedrigen Lagen des Landes zu Hitzebelastungen. Auch lokale Gewitterereignisse mit Hagel (Puskeiler et al. 2016) oder Starkniederschlag, wie im Sommer 2016 (Piper et al. 2016), verursachten lokale Schäden. Hitzewellen in Baden-Württemberg sind mit bestimmten Zirkulationsmustern verbunden. Sie treten in Mitteleuropa meist in Zusammenhang mit einem blockierenden Hochdruckgebiet auf, das durch Wolkenauflösung infolge der Absinkbewegungen und daher einer hohen Sonneneinstrahlung charakterisiert ist (Pfahl 2014). Eine Untersuchung von Della-Marta et al. (2007a) ergab außerdem, dass Hitzewellen oft bei anomal hohem Luftdruck über Skandinavien und dem westlichen Mitteleuropa auftreten und dass sie zusätzlich von der sommerlichen Oberflächentemperatur von Atlantik und Mittelmeer und den Sommerniederschlägen in Europa beeinflusst sind.

Im Oberrheingraben liegt die Innenstadt von Karlsruhe bei 49,01° N und 8,40° O auf einer Höhe von 115 m über NN (Schloss Karlsruhe) und das Stadtgebiet ist mit Ausnahme der Höhenstadtteile, die am Rand des Oberrheingrabens in Höhen zwischen 200 und 300 m über NN liegen, sehr flach. Karlsruhe hat 307 755 Einwohner (Stand Dezember 2015; Statistisches Landesamt Baden-Württemberg 2015), mit Bevölkerungsdichten von unter 15 Einwohnern pro Hektar in den randlichen Stadtteilen (u. a. Grötzingen, Waldstadt, Daxlanden, Rüppurr) und den Höhenstadtteilen (Grünwettersbach, Hohenwettersbach, Stupferich, Palmbach) und bis zu über 45 Einwoh-

nen pro Hektar in den Stadtteilen Südstadt, Südweststadt und Weststadt (Stadt Karlsruhe, Liegenschaftsamt 2011). Der Innenstadtbereich ist eng bebaut, während die randstädtischen Bereiche durch lockere Bebauung charakterisiert sind oder einzelne alte Ortskernstrukturen aufweisen (Abbildung 5-10, Abbildung 5-11). Die Stadt weist einen hohen Grünflächenanteil auf und zwei kleine Flüsse durchqueren das Stadtgebiet. Die Pfalz durchfließt die östlichen Stadtteile, die Alb mehrere Stadtteile im Süden und Südwesten. Der Rhein bildet die westliche Grenze des Stadtgebietes. Etwa 900 Hektar Grünflächen in Parks und öffentlichen Grünanlagen liegen innerhalb des Stadtgebietes, beispielsweise der Zoologische Stadtgarten (22 ha) und die Günther-Klotz-Anlage (18 ha) (Stadt Karlsruhe 2016). Der Hardtwald reicht von Norden mit dem angrenzenden Schlossgarten und dem Schlossplatz bis an das Stadtzentrum.

Karlsruhe liegt in der wärmsten Region Deutschlands. Bis zum Jahr 2015 hielt die Messstation Karlsruhe des Deutschen Wetterdienstes den Temperaturrekord Deutschlands mit 40,2°C im Jahr 2003. Der Oberrheingaben weist folgende klimatische Besonderheiten auf (vgl. auch Höschele 1995 und Höschele und Kalb 1988):

- reduzierte Windgeschwindigkeiten durch Abschattung der angrenzenden Gebirge sowie vorherrschende Windrichtung parallel zur Talachse;
- modifizierte Niederschlagsmengen und Wolkenbedeckung im als Folge orographischer Effekte
- hohe Lufttemperaturen aufgrund der niedrigen Lage über dem Meeresspiegel;
- hoher Wasserdampfgehalt der Luft wegen Advektion feuchter Luft aus Südwest und lokaler Quellen
- Bildung von Inversionsschichten bei hohem Luftdruck, die zu Nebel und Anreicherung von Schadstoffen im Winter führen können;
- nächtliche Kaltluftströme von den Hängen des Rheintals sowie aus Seitentälern (vgl. auch Kap. 3.4);

- hohe Hitzebelastung, insbesondere in Städten, durch die Kombination warmer, feuchter Luft, hoher Einstrahlung und geringer Windgeschwindigkeit

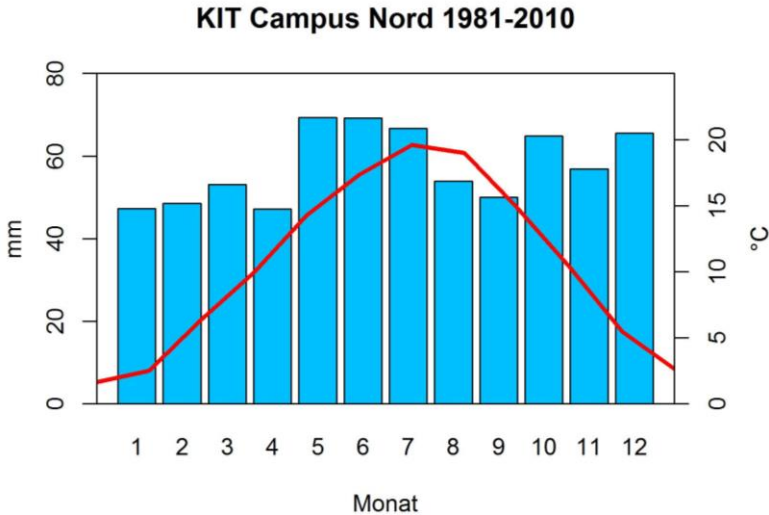


Abbildung 3-1: Klimadiagramm für die Station KIT Campus Nord, 1981 bis 2010. Datengrundlage: IMK KIT. Zu den Stationseigenschaften siehe Abbildung 5-1, Abbildung 5-2 und Tabelle A 1.

Im klimatologischen Zeitraum 1981 – 2010 lag die Jahresmitteltemperatur an der Messstation KIT Campus Nord nördlich von Karlsruhe bei 10,4°C und die mittlere jährliche Niederschlagssumme bei 693 mm (Abbildung 3-1). Die durchschnittliche Zahl der heißen Tage (Tages-Höchsttemperatur $\geq 30^{\circ}\text{C}$) pro Jahr betrug 12, die der Sommertage (Tages-Höchsttemperatur $\geq 25^{\circ}\text{C}$) 50 und die der Tropennächte (Tages-Tiefsttemperatur $\geq 20^{\circ}\text{C}$) 0,7. Im Mittel wurden pro Jahr 72 Frosttage (Tages-Tiefsttemperatur $< 0^{\circ}\text{C}$) und 14 Eistage (Tages-Höchsttemperatur $< 0^{\circ}\text{C}$) gemessen. Diese ausgewerteten Daten der Messstation passen gut zu den oben beschriebenen Beobachtungen in Baden-Württemberg.

3.2 Beobachtete Klimaänderungen in Baden-Württemberg und Karlsruhe

In Baden-Württemberg ist die Jahresmitteltemperatur angestiegen, 2014 war das wärmste Jahr mit einer Jahresmitteltemperatur von 10,1°C (MUKE 2017, Gebhardt und Höpker 2012). So lag der klimatologische Mittelwert für Baden-Württemberg im Zeitraum 1981 – 2010 bei 8,7°C gegenüber 7,8°C in den Jahren 1881 – 1920 (Abbildung 3-2). Für die Messstation an der Universität Hohenheim in Stuttgart wurde im Zeitraum 1971 – 2000 ein um 0,6 K höherer Mittelwert als im Zeitraum 1878 bis 2002 angegeben (Wulfmeyer und Henning-Müller 2006). In Karlsruhe wurde ein ähnlicher Anstieg beobachtet. Dort stieg die Jahresmitteltemperatur im Zeitraum 1971 – 2000 auf 11,7°C gegenüber dem Mittelwert von 10,2°C im Zeitraum 1876 bis 2008. Die Standardabweichung der Jahresmitteltemperaturen betrug 0,8 K (Abbildung 3-2; Mühr 2016).

Die klimatologischen Beobachtungen zeigen dabei sowohl erhöhte jahreszeitliche Mitteltemperaturen als auch eine Zunahme warmer Temperaturextreme in Baden-Württemberg ebenso wie in ganz Deutschland, während die kalten Extreme abnehmen. Eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für Hitzetage ist die Folge, die sich in Beobachtungen seit den 1950er-Jahren auch in einer höheren Zahl warmer Tage und Nächte zeigt (Deutschländer und Mächel 2017). So wurde in Südwestdeutschland eine – an vielen Beobachtungsstationen statistisch signifikante – Erhöhung der extremen Tageshöchst- und Tages-Tiefsttemperaturen beschrieben (Hundecca und Bárdossy 2005). In Bezug auf Hitzeereignisse in Westeuropa haben Della-Marta et al. (2007b) gezeigt, dass sich im Zeitraum 1880 bis 2005 – mit einem verstärkten positiven Trend seit den 1950er Jahren – die Häufigkeit der heißen Tage nahezu verdreifacht und die Länge von sommerlichen Hitzewellen verdoppelt hat. Auch überall in Baden-Württemberg ist die Anzahl heißer Tage angestiegen (MUKE 2017).

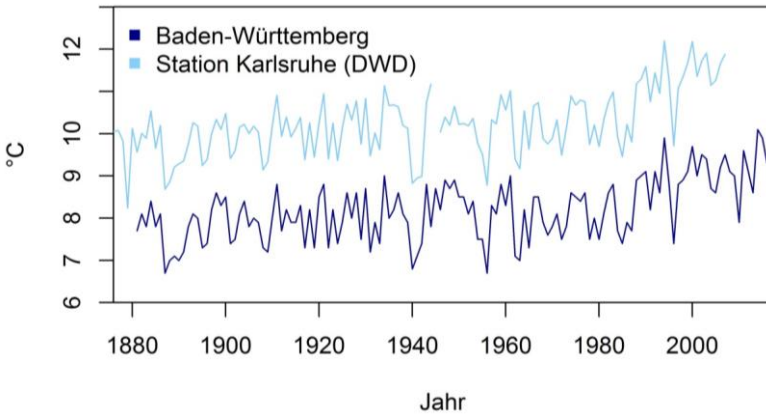


Abbildung 3-2: Entwicklung der Jahresmitteltemperatur im Baden-Württemberg-Mittel von 1880 – 2016 und an der Station Karlsruhe (DWD) 1876 – 2008. Datengrundlage: DWD o. J., zu den Stationseigenschaften siehe Abbildung 5-1 und Tabelle A 1.

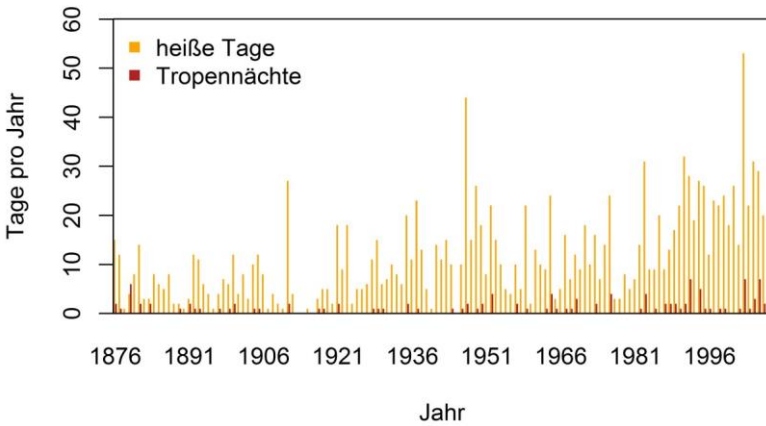


Abbildung 3-3: Jährliche Zahl der heißen Tage und der Tropennächte an der Station Karlsruhe (DWD). Datengrundlage: DWD o. J., zu den Stationseigenschaften siehe Abbildung 5-1 und Tabelle A 1.

An der Messstation Karlsruhe des Deutschen Wetterdienstes hat sich die Zahl der Sommertage von 35 pro Jahr von in der Dekade 1881 – 1890 auf 66 in der Dekade 1991 – 2000 fast verdoppelt. Gleichzeitig vervielfachte sich die Zahl der heißen Tage von 4 (1881 – 1890) auf 23 (1991 – 2000), wobei die Zahlen eine hohe Jahr-zu-Jahr-Variabilität aufweisen, mit keinem heißen Tag in den Jahren 1913 und 1914 und 53 heißen Tagen im Jahr 2003. Ebenso traten in den vergangenen Dekaden häufiger Tropennächte auf (Abbildung 3-3; Mühr 2016).

Auch bei Starkniederschlagsereignissen wurden in der Vergangenheit in Deutschland Änderungen beobachtet (Zolina et al. 2008). In Baden-Württemberg und Bayern haben die Starkniederschlagsmengen im hydrologischen Winterhalbjahr ebenso wie die Anzahl der Tage mit Starkniederschlagsmengen oberhalb festgelegter Schwellenwerte deutlich zugenommen, während sich im hydrologischen Sommerhalbjahr kein einheitlicher Trend bei Starkniederschlägen zeigt (Arbeitskreis KLIWA 2006).

3.3 Projizierte Klimaänderungen

Klimamodelle projizieren die zukünftige Entwicklung des Klimas. Ihnen liegen unterschiedliche Emissionsszenarien zugrunde, die die zukünftige Entwicklung der Treibhausgase beschreiben. Je nach Modellprojektion sind dies die Emissionsszenarien des dritten IPCC-Sachstandsberichts (IPCC 2001) oder die „repräsentativen Konzentrationspfade“ (representative concentration pathways, RCPs) des fünften IPCC-Berichts (IPCC 2013a). Die Verwendung von Ensembles aus Klimamodellsimulationen mit unterschiedlichen Globalmodellen, Regionalmodellen, Emissionsszenarien und unterschiedlichen Startzeitpunkten erlaubt die Abschätzung der Bandbreite zukünftiger Klimaänderungen.

In Europa lassen die Ergebnisse eines Ensembles regionaler Klimasimulationen mit einer horizontalen Auflösung von $0,11^\circ$ (etwa 12,5 km) bis Ende des Jahrhunderts (2071 – 2100) eine Temperaturerhöhung von 1,0 – 5,5 K je nach Region und zugrundeliegendem Szenario erwarten (Jacob et al. 2014).

Für den jährlichen Niederschlag wird eine signifikante Erhöhung in weiten Teilen Mittel- und Nordeuropas um bis zu 25% sowie ein Rückgang in Südeuropa erwartet. Ein Ensemble regionaler Klimamodellsimulationen in $0,0625^\circ$ (etwa 7 km) horizontaler Auflösung erlaubt die Abschätzung der Klimaänderungen in Baden-Württemberg für den Zukunftszeitraum 2021 – 2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971 – 2000 (Sedlmeier 2015, Sedlmeier und Schädler 2015; vgl. auch Kap. 7.1.2). Alle Modelle lassen eine Zunahme der Mitteltemperatur in Baden-Württemberg in allen Monaten erwarten, im Ensemblemittel um Werte zwischen 0,75 und 1,75 K, mit leicht geringeren Erhöhungen im Frühjahr als im restlichen Jahr. In Bezug auf den mittleren Monatsniederschlag in Baden-Württemberg werden leichte Zunahmen des Niederschlags im Winter und leichte Abnahmen im Sommer projiziert. Bezogen auf das ganze Jahr werden in einigen Regionen Zunahmen der mittleren Niederschlagssumme, in anderen Abnahmen erwartet. Die Änderungen sind meist statistisch nicht signifikant und die einzelnen Modellläufe weichen teilweise deutlich voneinander ab. Im Zukunftszeitraum 2021 – 2050 werden für relative Feuchte und Windgeschwindigkeit nur geringe Änderungen erwartet, ebenso wie für die Jahressumme der Globalstrahlung. Allerdings wird diese voraussichtlich in den Monaten Juli bis September zunehmen, was eine Abnahme in den Monaten Februar bis Juni ausgleicht (Sedlmeier und Schädler 2015).

Neben den Mittelwerten ändern sich auch die statistischen Verteilungen der Parameter, was besonders Auswirkungen auf die oberen und unteren Quantile hat. Dies gilt insbesondere, wenn sich zusätzlich zu einer Verschiebung auch die Variabilität der Größe und damit die Form der statistischen Verteilung ändert (Schär und Fischer 2008). Mit den beschriebenen Änderungen geht daher eine geänderte Zahl der Tage über bestimmten Schwellenwerten einher. Dazu zählen die erwartete Zunahme von Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächten sowie eine höhere Anzahl und längere Dauer heißer Perioden. Die zukünftige Entwicklung von Hitzeereignissen wird in Kap. 8.1 näher betrachtet. In Bezug auf kalte Ereignisse wird eine Abnahme von Frosttagen und Eistagen erwartet. Für die Niederschlagsextreme in Baden-Württemberg wird eine leichte Zunahme der Zahl der Trockentage, der Starkniederschlagstage und der 10jährigen Wiederkehrwerte des Nieder-

schlags projiziert. Kombinierte Extreme in Form von heiß-trockenen Tagen und Episoden werden in Zukunft wahrscheinlich häufiger werden, die Kombination von Frosttagen und Starkniederschlagsereignissen in den meisten Regionen Baden-Württembergs seltener (Sedlmeier et al. 2017, Sedlmeier und Schädler 2015, Feldmann et al. 2013).

3.4 Frühere Arbeiten zum Stadtklima in Karlsruhe

In der Stadt Karlsruhe wurden in der Vergangenheit zahlreiche stadtklimatologische Arbeiten mit Schwerpunkten auf verschiedenen meteorologischen Variablen durchgeführt. Diese werden im Folgenden, aufbauend auf den Grundlagen aus Kap. 2, zusammengefasst.

3.4.1 Temperatur

Die erste stadtklimatologische Untersuchung fand in Karlsruhe bereits im Jahr 1929 in Form von Temperaturmessungen entlang von zwei Querschnitten durch Stadtgebiet und Umland statt, zu denen Pepler (1930, S. 59) schrieb: „Die drückende Hitze, die an windstillen Abenden bei antizyklonaler Sommerwitterung in Karlsruhe zu herrschen pflegt, veranlaßte mich, an heißen Sommertagen Temperaturquerschnitte durch die Rheinebene zu legen.“ Die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland lagen an einem Juli-Nachmittag 1929 nicht über 1,5 K. Am späten Abend betragen die Temperaturdifferenzen bis 7 K. Dabei wurde eine starke Inversion beobachtet, die in der Umgebung der Bahnhöfe zur Anreicherung von Rauch und Staub führte, die durch Lokomotiven emittiert wurden (Pepler 1930, Abbildung 3-4).

Ähnliche Temperaturunterschiede wurden auch während einer Reihe von Messfahrten im September 1986 mit einem Kraftfahrzeug, das mit einem Temperaturfühler ausgestattet war, beobachtet (Zimmermann 1987). Entlang einer festen Messstrecke durch Karlsruhe von West nach Ost und zurück wurden zu verschiedenen Tageszeiten die Temperaturen an so genannten

markanten Punkten erfasst. Für einen Tag mit geringer Bewölkung und schwachem bis mäßigem Wind ließ sich ein „deutlicher Wärmeineffekt vom frühen Abend bis nach Sonnenaufgang des folgenden Tages“, und die „größte Wärmeinselintensität ca. drei Stunden nach Sonnenuntergang“ nachweisen (Zimmermann 1987, S. 22).

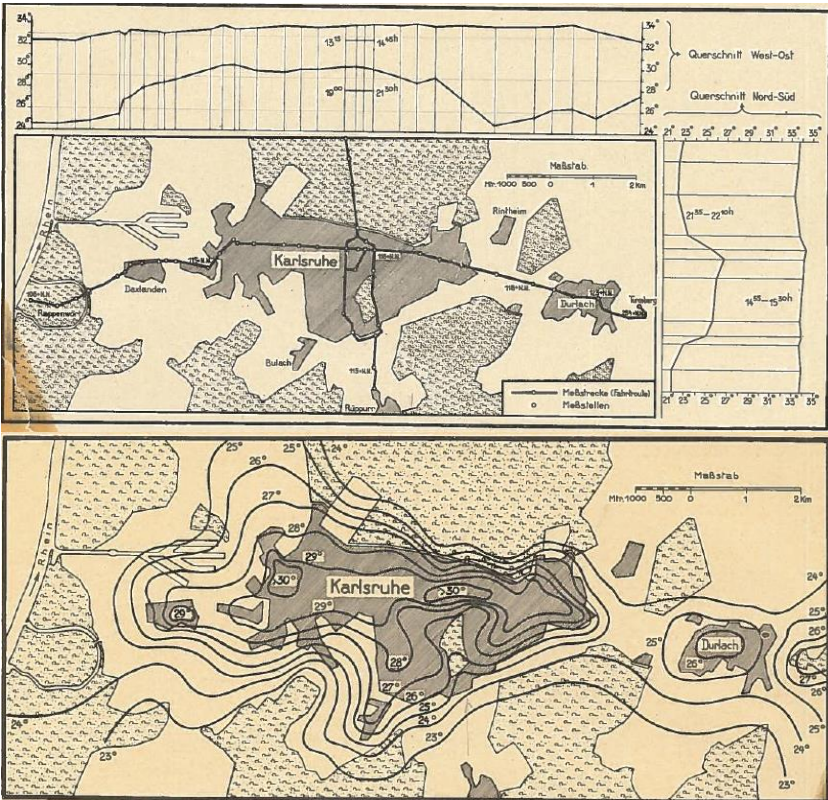


Abbildung 3-4: Ergebnisse der Messungen der städtischen Wärmeinsel entlang von zwei Querschnitten in Karlsruhe 1929 (oben) und daraus abgeleitete Isobaren (unten). Aus: Pepler 1930, S. 59f.

Die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland betragen dabei bis zu knapp 6 K bei einer Messfahrt ab 21 Uhr, während am Nachmittag nur geringe Temperaturunterschiede verzeichnet wurden. Die städtische Wärmeinsel charakterisierte dabei ein „großer Temperaturgradient am Stadtrand“ mit 0,1 K/100 m im Lee der Stadt und 0,25 K/100 m im Luv der Stadt. Außerdem wurde die Wirkung der Stadt auf die Temperatur des Umlandes über 2 km weit im Lee und wenige 100 m weit im Luv nachgewiesen (Zimmermann 1987, vgl. Kap. 2.1). Die Erwärmung in der Stadt am Vormittag erfolgte aufgrund der Wärmeaufnahme durch Gebäude und Boden langsamer als im Umland (Herzog 1990). Dies galt, bis das Temperaturmaximum erreicht wurde, das in der Stadt geringfügig höher lag und etwas später erreicht wurde als im Umland. Die Abkühlung erfolgte dann in der Stadt deutlich langsamer, sodass im Laufe der Nacht erhebliche Temperaturunterschiede verzeichnet wurden (vgl. Kap. 2.1.3). Beim Vergleich mehrerer Messpunkte mit unterschiedlichen Landnutzungen wurden niedrigere Lufttemperaturen bei zunehmenden Grünflächenanteilen und abnehmender Bebauungsdichte beobachtet (Herzog 1990, vgl. auch Kap. 2.1.4).

3.4.2 Relative Feuchte

Unterschiede zwischen Stadt und Umland sind nicht nur für die Temperatur, sondern auch für die Luftfeuchte messbar. Die „Modifikation der Luftfeuchte in einem Stadtgebiet“ hat Fiedler (1979) in Bezug auf die Stadt Karlsruhe untersucht. Über Vegetationsflächen werden demnach über 60% der über die Strahlung eintreffenden Energie in latente Wärme umgewandelt und nur ein deutlich kleinerer Anteil steht für den fühlbaren Wärmestrom zur Verfügung. In Städten hingegen ist der Anteil von vegetationsbedeckten Oberflächen nur sehr gering – für Karlsruhe wird ein Anteil „verdunstungsfähiger Freiflächen“ von 15% an der Gesamt-Stadtfläche, ohne umgebende Wälder und landwirtschaftliche Flächen, angegeben (Fiedler 1979 nach Landschaftsplan Karlsruhe 1975). Daher steht dort der größte Teil des Niederschlags nicht für die Verdunstung zur Verfügung, sondern fließt auf versiegelten Flächen ab. Folglich sind tagsüber fühlbarer und Bodenwärmestrom in der Stadt erhöht. Zwar wird der Stadtluft aus anthropogenen Quellen (Kraftwerke, Industrie)

auch Feuchte zugeführt, dennoch ist die relative Luftfeuchte im Stadtkern, verglichen mit dem Umland, beispielsweise um bis zu 20% an einem Sommerabend reduziert. „Verdunstende Flächen und auch anthropogene Quellen sind in Städten wie Oasen in eine nahezu trockene Oberfläche eingebettet [...], so daß auch tagsüber Zonen mit relativ starker Feuchtezufuhr vom Boden her und Zonen ohne Feuchtezufuhr durch Verdunstung auf engstem Raum abwechseln“ (Fiedler 1979, S. 15)

3.4.3 Wind

Ist der großräumige Druckgradient nur schwach oder nicht vorhanden, können sich verschiedene lokale Kaltluftbewegungen ausbilden, die je nach Lage einer Stadt zu deren Durchlüftung beitragen können. In ebenem Gelände können Temperatur- und damit verbundene Dichte- und Druckunterschiede zwischen der wärmeren Stadt- und der kühleren Umlandluft einen schwachen und wenige Meter mächtigen Flurwind induzieren, der bodennah Kaltluft mit geringen Windgeschwindigkeiten von weniger als $1,5 \text{ ms}^{-1}$ in das bebaute Gebiet einfließen lässt (Emeis 2000). Bei negativer Strahlungsbilanz entstehen in Gebieten mit Orographiegradienten zudem Temperaturunterschiede auf dem gleichen Höhenniveau. Aufgrund derer entwickeln sich Hangabwinde mit Kaltluftabfluss entlang der Hänge sowie Bergwinde mit Kaltluftabfluss entlang der Talachse (Vogt 2001). In Küstenstädten können zudem Land- und Seewinde eine Rolle spielen.

In Karlsruhe wird in windstillen Nächten durch einen Flurwind Kaltluft entlang der Straßen in das Stadtgebiet transportiert (Pepler 1930, vgl. auch Kap. 2.3.1). Zusätzlich treten am Rand des Oberrheintals Kaltluftabflüsse in Form von Hangabwinden in Richtung des Rheintals auf. Außerdem bilden die in das Rheintal einmündenden Täler wie das Pfünztal nachts eigene Bergwindssysteme aus, die tagsüber durch die Strömung entlang des Rheintals überdeckt werden (Heldt und Hörschele 1989).

3.4.4 Thermische Belastung

In den letzten Jahren haben in Studien zu Karlsruhe die Bewertung der thermischen Belastung der Bevölkerung sowie die Abschätzung der heutigen und zukünftigen Vulnerabilität an Bedeutung gewonnen (Stadt Karlsruhe 2015, Beermann et al. 2013, NVK 2013, 2012, 2011). Aufbauend auf Stadtklimasimulationen (NVK 2012, s. auch Kap. 2.5.2) hat die Stadt Karlsruhe einen „Städtebaulichen Rahmenplan Klimaanpassung“ entwickelt (Stadt Karlsruhe 2015, Beermann et al. 2013). Ähnliche Stadtstrukturen wurden als so genannte Stadtstrukturtypen klassifiziert, in die sowohl Eigenschaften der Geometrie des Gebäudebestandes als auch der Nutzung eingehen (vgl. Kap. 5.4, Abbildung 5-11, Abbildung 5-12). Es wurde ein Bewertungsschema für die bioklimatische Belastung einzelner Stadtquartiere entwickelt und anschließend mit Stadtstrukturtypen verschnitten. Da dies für Gegenwart (2001 – 2010) und Zukunft (2046 – 2055 und 2090 – 2099) erfolgte, werden aufgrund der erwarteten Entwicklung „von potentiellem Hitzestress betroffene“ Stadtstrukturtypen sichtbar (Beermann et al. 2013, S. 34). In die anschließende Identifizierung der so genannten „Hot Spots“ mit hoher Vulnerabilität gegenüber Hitzestress gehen des Weiteren nicht-klimatische Faktoren ein: energetischer Gebäudestandard, Vorhandensein klimasensibler Gebäudenutzungen (Altenheime, Krankenhäuser, Kindergärten), Bevölkerungsdichte, Altersstruktur und Nähe zu Grünflächen (Beermann et al. 2013). Das Ergebnis sind planerische Gestaltungsempfehlungen für die Stadtquartiere, die als *Hot Spots* innerhalb der städtischen Wärmeinsel ermittelt wurden.

3.4.5 Subjektiv empfundene Hitzebelastung

Schon 1929 war die empfundene Belastung durch Hitze in der Stadt Anlass für die erste Studie zum Karlsruher Stadtklima: „Die unerträgliche, geistige Arbeit lähmende Hitze, die an Sommertagen oft über dem Karlsruher Stadtgebiet lagert, gab dem Verfasser Veranlassung zu einigen Temperaturvermessungsfahrten“ (Peppler 1930, S. IX).

Dass die subjektiv empfundene Hitzebelastung in Karlsruhe im Sommer insgesamt hoch ist, zeigte im Sommer 2013 eine Umfrage mit 323 Teilneh-

mern (Kunz-Plapp et al. 2016, Abbildung 3-5). Diese wurde im Anschluss an zwei Hitzeperioden mit Temperaturen über 30°C und 6 bzw. 7 aufeinander folgenden Tagen mit Hitzewarnungen des Deutschen Wetterdienstes durchgeführt. Dabei unterschied sich die subjektiv empfundene Hitzebelastung zwischen verschiedenen alltäglichen Aktivitäten beziehungsweise zwischen verschiedenen Orten (Abbildung 3-6). Sie wurde von den Befragten „im ÖPNV“, „zuhause nachts beim Schlafen“ sowie „in der Innenstadt“ am häufigsten als „sehr stark“ eingestuft.

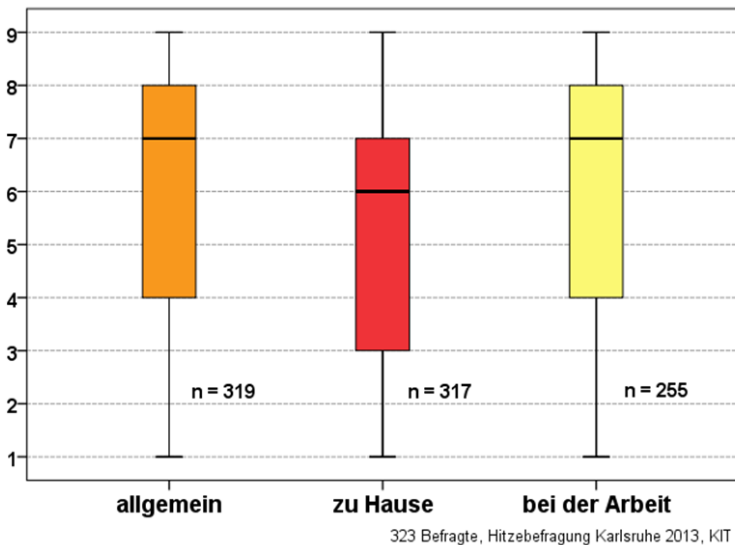


Abbildung 3-5: Antworten auf die Frage „Wie sehr empfinden Sie während einer Hitzeperiode die Hitze als Belastung“, Boxplots mit Median. 323 Befragte, Umfrage Hitzebelastung in Karlsruhe 2013, KIT; deutsche Übersetzung nach Kunz-Plapp et al. 2016 (© Creative Commons CC BY 3.0 Lizenz).

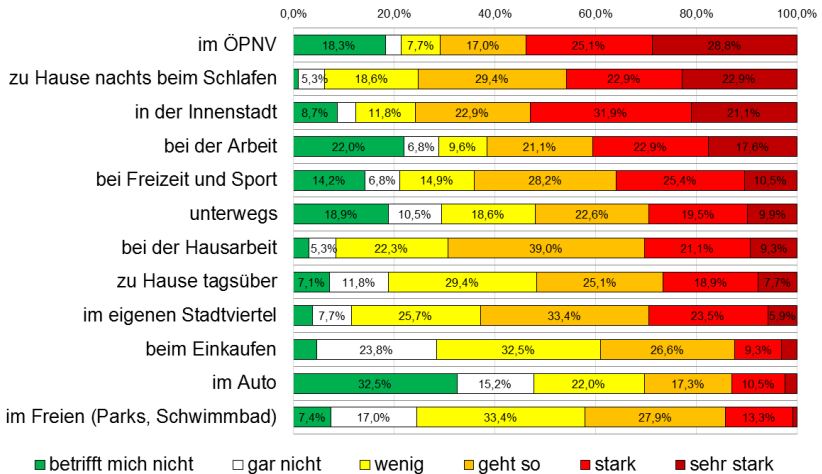


Abbildung 3-6: Subjektiv empfundene Hitzebelastung durch die Bewohner Karlsruhes während verschiedener Tätigkeiten und an verschiedenen Orten, prozentuale Antwortverteilung. 323 Befragte, Umfrage Hitzebelastung in Karlsruhe 2013, KIT; deutsche Übersetzung nach Kunz-Plapp et al. 2016 (© Creative Commons CC BY 3.0 Lizenz).

Gesundheitliche Beeinträchtigungen durch die Hitze und das Gefühl, der Hitze hilflos ausgeliefert zu sein, erhöhte die subjektiv empfundene Hitzebelastung in den drei Kategorien „allgemein“, „zu Hause“ und „bei der Arbeit“. Ebenso unterschieden sich die Antworten der Befragten deutlich für den zu Hause empfundenen Hitzestress bei unterschiedlichen Eigenschaften des Gebäudes und der Stadtumgebung. Während Befragte in Ein- oder Zweifamilienhäusern und in Erdgeschosswohnungen geringere Hitzebelastungen angaben, waren diese in Dachgeschosswohnungen deutlich höher. Die baulichen Elemente zum Hitzeschutz (Rollläden, Markisen, etc.), die Gebäudeisolierung sowie die Möglichkeit draußen zu sitzen wirkten sich mildernd auf die Hitzebelastung zu Hause aus. Zur Bewältigung der Hitzebelastung ergriff die Mehrheit der Befragten einfache Verhaltensänderungen (zum Beispiel „mehr trinken“, „leichte Kleidung tragen“, „leichte Mahlzeiten essen“), um sich der Hitze anzupassen (Kunz-Plapp et al. 2016).

4 Anpassung an den Klimawandel in baden-württembergischen Städten

Mit dem erwarteten Klimawandel geht für Städte und Regionen in Baden-Württemberg die Herausforderung einher, sich sowohl an kontinuierliche Änderungen als auch an stärkere oder häufigere Extremereignisse anzupassen (vgl. Kap. 3.3). Daher wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersucht, inwiefern und mit welchen Schwerpunkten sich die Städte in Baden-Württemberg an beobachtete und erwartete Klimaänderungen anpassen.

4.1 Befragungskonzept

Zur Beantwortung der Fragen, wie der Stand der städtischen Anpassung an den Klimawandel in Baden-Württemberg ist und welche Größen für Anpassungsüberlegungen relevant sind, wurde im Frühjahr 2015 eine Befragung im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt. Da die Anpassung nicht auf das zukünftige Klima beschränkt ist, sondern sich auch auf das aktuelle Klima mit seiner Variabilität und seinen Extremereignissen beziehen kann (Burton et al. 2004), bezog sich die Befragung auch auf Wetterereignisse, die in der Vergangenheit in einer Stadt Schwierigkeiten verursacht haben.

Die Befragung umfasste sowohl einen Fragebogen als auch ergänzende Experteninterviews (zu den Methoden vgl. Baur und Blasius 2014 und Flick 2010). Der standardisierte Fragebogen enthielt sowohl offene Fragen, also solche, auf die die Befragten frei antworten konnten, als auch geschlossene Fragen mit vorgegebenen Antwortkategorien. Er wurde per E-Mail an alle etwa 180 Mitglieder des Städtetags Baden-Württemberg verteilt. Die Antworten wurden nach Stadtgröße, Region und Höhenlage kategorisiert und anonymisiert ausgewertet. Der Fragebogen war dabei an den neun Handlungsfeldern, die die Anpassungsstrategie Baden-Württemberg (MUKE 2015)

abdeckt, orientiert. Daneben wurden sieben teilstrukturierte, leitfadengestützte Experteninterviews in drei (baden-württembergischen bzw. direkt an die Landesgrenze angrenzenden) Städten durchgeführt, sowohl mit Personen, die für das Thema Klima in der Stadt verantwortlich sind, als auch mit Experten unterschiedlicher Ämter, beispielsweise in den Bereichen Forst, Grünflächenplanung und Winterdienst. Die Experteninterviews erlaubten einen tieferen Einblick in die Möglichkeiten und Hemmnisse der städtischen Anpassung an den Klimawandel. Die Interviews wurden protokolliert und im Anschluss qualitativ analysiert.

Von den 180 angeschriebenen Städten füllten 23 den Fragebogen aus. Diese Rückmelderate von 13% ist vergleichbar mit ähnlichen Studien, beispielsweise unter politischen Entscheidungsträgern im Ostseeraum (Martinez und Bray 2011). Von den 23 Fragebögen wurden acht von Städten mit 10 000 – 30 000 Einwohnern (im Folgenden auch „kleinere Städte“) und 15 von Städten mit über 30 000 Einwohnern („größere Städte“) beantwortet. Für die größeren Städte, deren Gesamtzahl in Baden-Württemberg rund 50 ist, entspricht dies einer Rückmelderate von etwa 30%, für die kleineren Städte sind es 4%. Dabei ist nicht näher bekannt, wer den Fragebogen in einer Kommune tatsächlich ausgefüllt hat, es könnten Bürgermeister, Umweltbeauftragte, Klimaschutzmanager oder speziell in den Bereichen Stadtklimatologie oder Klimaanpassung tätige Personen sein. Im Folgenden werden hauptsächlich Auswertungen für die größeren Städte gezeigt, weil für diese angenommen wird, dass neben dem regionalen Klima zusätzlich Effekte der städtischen Wärmeinsel das Lokalklima in höherem Maße bestimmen. Die quantitativen Aussagen aus der Befragung werden durch qualitative Aussagen aus den Experteninterviews ergänzt und gestützt.

Trotz der relativ kleinen Zahl an Antworten ist die Stichprobe für die Auswertungen geeignet, da die Städte, die geantwortet haben, in unterschiedlichen Regionen und Höhenlagen damit unterschiedlichem Regionalklima in Baden-Württemberg liegen. Für Verallgemeinerungen ist sie aber zu klein. Fünf Städte liegen in einer Höhe unter 250 m ü. NN, zwölf zwischen 250 und 500 m ü. NN, fünf zwischen 500 und 750 m ü. NN und eine über 750 m ü. NN; die beantworteten Fragebögen kamen aus zehn der zwölf

Verwaltungsregionen Baden-Württembergs. Eine Antwort aus dem Stadtkanton Basel direkt an der Landesgrenze wurde dabei der benachbarten Region Hochrhein-Bodensee zugeordnet. Die Antworten aus größeren Städten decken sieben von zwölf Verwaltungsregionen ab; die 15 Städte verteilen sich wie folgt über die Höhenlagen: fünf unter 250 m ü. NN, neun in 250 – 500 m ü. NN, eine über 750 m ü. NN.

4.2 Ergebnisse der Befragung

4.2.1 Wichtigkeit der Klimaanpassung

Die Städte mit mehr als 30 000 Einwohnern, die den Fragebogen beantwortet haben, weisen dem Thema „Anpassung an den Klimawandel“ eine unterschiedliche Bedeutung zu. Acht der 15 größeren Städte stufen das Thema als „wichtig“ oder „sehr wichtig“ in ihrer Stadt ein, drei Städte als „nicht wichtig“, „kaum wichtig“ oder „etwas wichtig“ (Abbildung 4-1). In kleineren Städten sind die Antworten eher zweigeteilt zwischen hoher und niedriger Wichtigkeit.

Aktivitäten zum Klimaschutz sind in den Städten verbreitet. Vier Fünftel der größeren Städte gaben an, Aktivitäten zur Klimaanpassung durchzuführen. Als konkrete Maßnahmen wurden beispielsweise von verschiedenen Städten genannt:

- Pflanzen- und Baumartenwahl bei Begrünungen
- Erstellung von Hochwassergefahrenkarten
- Planungshinweiskarte zum Stadtklima, Rahmenpläne, Städtischer Rahmenplan Klimaanpassung
- Arbeitsgruppe zur Klimaanpassung, Regionales Netzwerk zu Klima-wandel und Klimafolgenanpassung
- Teilnahme an Forschungsprojekten
- Öffentlichkeitsarbeit, Internetpräsenz, Erstellen einer Broschüre

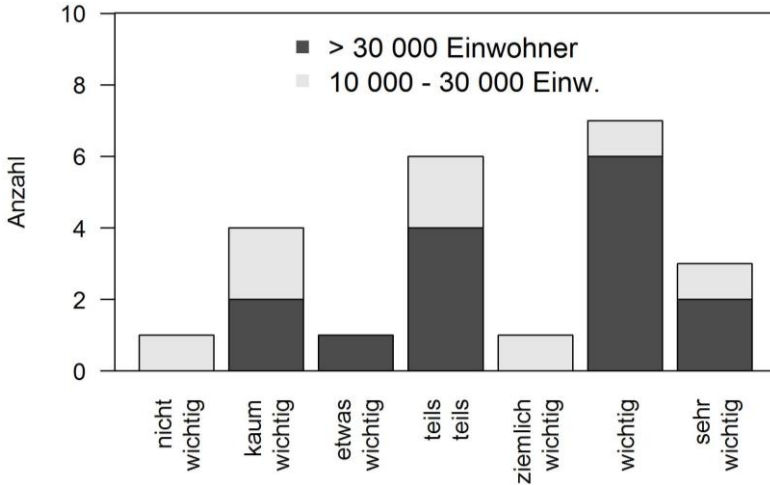


Abbildung 4-1: Antworten auf die geschlossene Frage „Wie wichtig ist das Thema Anpassung an den Klimawandel in Ihrer Kommune?“ (Zahl der Nennungen, n=23)

In knapp der Hälfte der größeren Städte gibt es Strategien zur Anpassung an den Klimawandel, wobei diese vereinzelt erst in Erarbeitung sind oder für eine größere Region und damit über eine einzelne Stadt hinaus gelten. Im Vergleich zu den kleineren Städten (10 000 – 30 000 Einwohner) haben die größeren Städte sowohl häufiger als auch pro Stadt mehr Aktivitäten zur Klimaanpassung. Klimaanpassungsstrategien gibt es ausschließlich in Städten mit mehr als 30 000 Einwohnern.

Als Datengrundlage im Bereich Klima werden am häufigsten Messdaten des Deutschen Wetterdienstes, der LUBW oder der Stadt selbst verwendet sowie Stadtklimaanalysen. Deren Nutzung ist deutlich verbreiteter als die von regionalen Klimamodelldaten zur zukünftigen Klimaentwicklung, wobei in neuere Stadtklimaanalysen teilweise Zukunftsprojektionen eingebunden worden sind.

4.2.2 Hindernisse bei der Anpassung an den Klimawandel

Obwohl die meisten größeren Städte laut der Fragebogen-Antworten Aspekte des Klimawandels gerne stärker berücksichtigen würden (11 Nennungen von „viel stärker“ oder „stärker“), gibt es vielfältige Gründe, die sie daran hindern (Abbildung 4-2). Aus der Befragung geht hervor, dass zu den wichtigsten Hemmnissen bei der Planung und Umsetzung von Klimaanpassungsmaßnahmen die Neuheit des Themas zählt. Genauso wichtig für größere Städte sind die personellen Rahmenbedingungen. Auch die fehlende Akzeptanz bei der Umsetzung von Maßnahmen zur Klimawandelanpassung ist ein häufig genanntes Hemmnis.

Die Experteninterviews ergaben, dass der langfristige Zeithorizont, die rechtliche Grundlage für Klimaanpassungsmaßnahmen und die fehlende Bewertbarkeit von Belastungen weitere Schwierigkeiten sind. Auch die politischen Rahmenbedingungen sowie Verwaltungsvorschriften spielen eine Rolle, wie die folgenden Zitate verdeutlichen.

- „Klimaanpassung hat noch nicht so eine Dringlichkeit; auch werden seltener Planungen in die Zukunft (10 – 30 Jahre) gemacht. Allerdings ist es wichtig zu kommunizieren, dass man nicht warten kann, bis wirklich eine deutliche Dringlichkeit entsteht, da dann die Anpassung zu spät kommt (weil z. B. Gelände versiegelt wurde, das für den Wasserrückhalt wichtig gewesen wäre).“ (Experteninterview 3)
- „Wo eine Kopplung erzielt werden kann zwischen Klima und anderen Faktoren, fällt die Durchsetzung [von Maßnahmen] leichter, vor allem, wenn monetäre Vorteile angestrebt werden können. Ein Beispiel ist die Durchgrünung eines Neubaugebietes mit hochstehendem Grundwasser, wo die Wasserableitung erfolgen muss: Gräben mit umgebendem Grün wirken auch positiv auf das Klima.“ (Experteninterview 4)
- „Eine Festlegung und Umsetzbarkeit von Zielen ist für das Klima schwierig. Es gibt nicht, wie beispielsweise bei Lärm, klare Grenzwerte, Maßnahmen oder Zielgrößen. Grenzwerte für das Klima existieren.“ (Experteninterview 5)

tieren nicht, sie wären auch schwierig festzulegen, da das Empfinden der einzelnen Personen eine sehr wichtige Rolle spielt, ebenso wie die genaue Lage, Dämmung oder Ausrichtung eines Hauses und das Innenraumklima.“ (Experteninterview 4)

- „Dazu kommt, dass in den Bereichen, in denen Maßnahmen mit größerem finanziellen Volumen umgesetzt werden müssen, wie z. B. im Hochwasserschutz, Kommunen nicht allein agieren können und von einer zeitnahen Anpassung von Regelwerken hinsichtlich der Bemessungsgrundlagen (z. B. Häufigkeiten von Überschwemmungen, Regenreihen u. ä.) abhängig sind – erst recht, wenn Maßnahmen im Rahmen von EU-Richtlinien (WRRL, HWRMRL) umzusetzen sind.“ (persönliche Mitteilung zu Fragebogen 11)

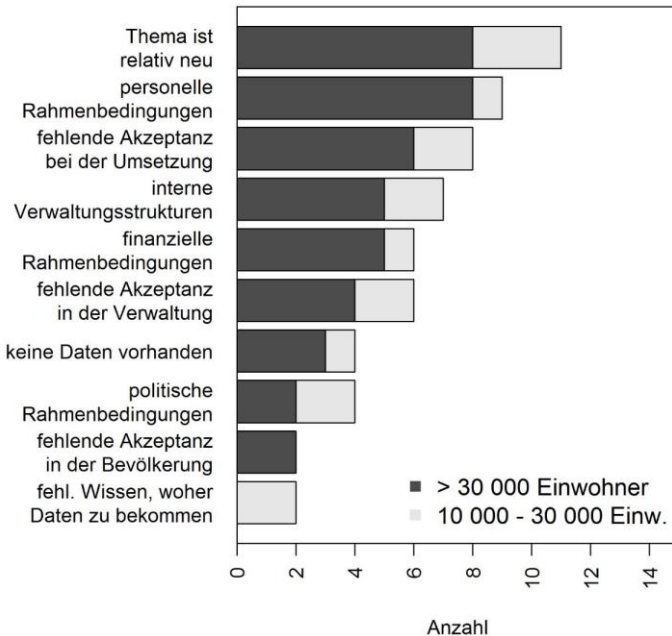


Abbildung 4-2: Gründe, die eine Kommune hindern, Klimaanpassung in einem Bereich stärker zu berücksichtigen (Mehrfachnennungen möglich, Häufigkeit der Nennung von Gründen nach Trifft zu-/Trifft-nicht-zu-Schema; n=23).

4.2.3 Anpassungsrelevante Klimaänderungen

Einzelne extreme Ereignisse schärfen das Bewusstsein in Ämtern und Bevölkerung, weil dann der Handlungsbedarf deutlich wird, wie aus den Experten-gesprächen hervorging. Extremereignisse können Maßnahmen bewirken, zum Beispiel die bessere Sicherung eines Hauses durch die Bewohner nach einem Hochwasserereignis oder durch Anpassung der Arbeitsbedingungen bei Hitze durch den Arbeitgeber (Experteninterview 1). Als Wetterereignisse, die „in der Vergangenheit Probleme in der Kommune verursachten“, wurden bei der Beantwortung des Fragebogens Hitzewellen und Hitzeperioden, Starkregen und Hochwasser am häufigsten genannt. Die einzelnen Ereignisse sowie ihre beschriebenen Auswirkungen sind in Tabelle 4-1 angeben.

Tabelle 4-1 Antworten der Städte mit mehr als 30 000 Einwohnern auf die offene Frage „Welche Wetterereignisse oder Änderungen in ihrer Häufigkeit haben in der Vergangenheit in Ihrer Kommune Probleme verursacht?“, zusammengefasst nach Gruppen (freie Antwortmöglichkeit, Mehrfachnennungen möglich, n=15)

Wetterereignis, Änderungen in Häufigkeit	n	Genannte Einzelereignisse	Genannte Auswirkungen
(Zunahme von) Hitzeperioden / Hitzewellen / heiße Tage / Tropennächte	9	2003, 2005	Gesundheitsbelastung, gesundheitliche Gefahren für die Bevölkerung; Anstieg der Rhein-Temperatur (Nutzung zu Kühlzwecken); Auswirkung auf Landwirtschaft; erhöhte Luftschadstoffbelastungen (Ozon); Auswirkung auf Wohlbefinden, Gießaufwand Stadtgrün, Trockenfallen Wasserläufe (Kombination von Trockenheit und Hitze);

Fortsetzung Tabelle 4-1

(Zunahme von) Starkregen	6		Überschwemmung, Überflutung; Überlaufen der Kanalisation, Eindringen von Wasser in Gebäude; Auswirkung auf Anlagen zur Regenwasserbewirtschaftung; Erosionsschäden; hohe Versicherungsleistungen
Hochwasser (kein Wetterereignis, aber aufgrund der hohen Zahl an Nennungen bei dieser Frage mit aufgenommen)	6	Juni 2013	
Stürme / Orkane (Zunahme von Starkwindereignissen)	4	Lothar (26.12.1999), Wiebke (01.03.1990)	Schäden im Waldbestand; Schäden an Versorgungseinrichtungen und Straßen (zusammen mit Starkregen); Beschädigte Dächer, entwurzelte Bäume; hohe Versicherungsleistungen;
Trockenperioden (Zunahme Frühjahrs-trockenheit)	4	2003	Waldbrandgefahr, Trockenfallen von Gewässern (Kombination von Trockenheit und Hitze); Auswirkung auf Wohlbefinden, Gießaufwand Stadtgrün, Auswirkungen auf Dachbegrünung;
Hagel	4	Mai 2015, Juli 2013	hohe Versicherungsleistungen; Schutz vor Hagelschlag im Weinbau durch Hagelflieger
Inversionswetterlagen	2		Luftqualität, erhöhte Luftschadstoffbelastungen (Feinstaub)
Kälteperioden und Schneereignisse	1		Schäden an Infrastruktur und Überforderung der logistischen Infrastruktur

Ein Experteninterview illustrierte ein Beispiel für die Abfolge eines konkreten Extremereignisses und Überlegungen zur Klimawandelanpassung, nämlich den Sommer 2003 mit hohen Hitzebelastungen. Während dieses ungewöhnlich heißen Sommers traten in ganz Mitteleuropa extrem hohe Temperaturen auf (Robine et al. 2008, Fink et al. 2004). Für die Stadt Karlsruhe war dieses Ereignis der Anlass, sich in die Hintergründe zum

Klimawandel in Karlsruhe einzuarbeiten und eine erste dezernatsübergreifende Arbeitsgruppe zu bilden. Eines der Ergebnisse war ein Bericht zur Anpassung an den Klimawandel (Stadt Karlsruhe 2008), der 2013 in Form einer Anpassungsstrategie fortgeschrieben wurde (Stadt Karlsruhe 2013).

In Hinblick auf die Überlegungen zur Klimaanpassung in einer Stadt wurde das Auftreten von Hitzeperioden im Fragebogen auch am häufigsten als „sehr wichtig“ eingestuft (zwei Drittel der größeren Städte, Abbildung 4-3). Werden die Nennungen „sehr wichtig“ und „wichtig“ berücksichtigt, entfallen die häufigsten Nennungen auf das Auftreten von Starkniederschlägen, das Auftreten von Hitzeperioden, die Luftqualität und die Niederschläge im Sommer. Auch in den Expertengesprächen wurden hitzebezogene Herausforderungen für die Stadt genannt. Beispiele sind für die Bereiche Forst und städtische Grünflächen, Schäden an Straßen- und Stadtwaldbäumen durch Hitze und Trockenheit, die noch Jahre in Form von Insektenbefall oder dem Absterben alter Bäume und neu gepflanzter Bäume nachwirken können, oder im Gesundheitsbereich die Belastung durch Hitze in Krankenhäusern und Altenheimen. Meist decken sich bei den Angaben der Städte die Ereignisse der Vergangenheit, die Probleme verursacht hatten, mit den als wichtig oder sehr wichtig bewerteten Größen zur Klimaanpassung. Viele Städte beziehen allerdings zusätzlich oder sogar ausschließlich Größen ein, zu denen sie keine negativen Erfahrungen aus der Vergangenheit nennen.

In den Antworten des Fragebogens wurde angegeben, dass die verschiedenen Wetterereignisse und Größen in unterschiedlichen Handlungsfeldern schon heute berücksichtigt werden, beispielsweise bei der Baumartenwahl im Stadtwald, der Wahl der Pflanzen beim innerstädtischen Grün, der Erstellung von Bebauungsplänen sowie der Festsetzung von Dachbegrünung, beim Regenrückhalt und in der Abwasserwirtschaft, bei der Handhabung des Winterdienstes, sowie bei den Energiekosten für Heizung, Belüftung und Klimatisierung von Gebäuden. Wie in einem Experteninterview gesagt wurde, können „Anpassungsmaßnahmen bei Neuplanungen gut berücksichtigt werden, allerdings beziehen sich auch viele Vorhaben der Stadt auf die Fortentwicklung im Bestand, da die „Stadt bereits gebaut ist““ (Experteninterview 2).

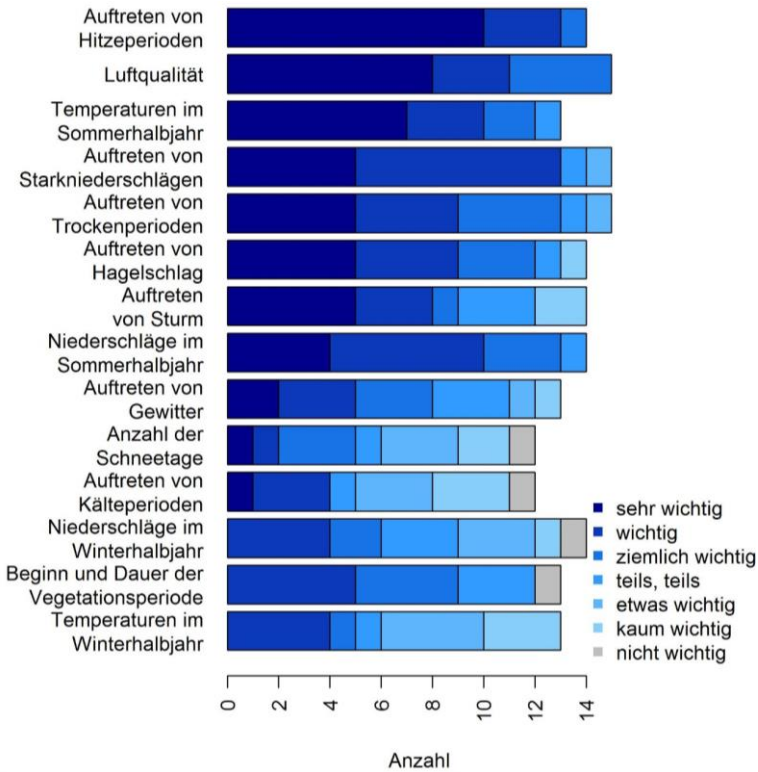


Abbildung 4-3: Antworten der Städte mit mehr als 30 000 Einwohnern auf die geschlossene Frage „Wie wichtig sind folgende Ereignisse bzw. Größen in Bezug auf Ihre Überlegungen zur Klimaanpassung?“ (n=15) Obwohl es sich um keine direkte Klimagröße handelt, war auch Luftqualität als Antwortmöglichkeit vorgegeben; zum einen als Teil des Handlungsfeldes Gesundheit und zum anderen, weil Einhaltung der Grenzwerte für Luftschadstoffe eine kommunale Aufgabe ist.

4.3 Diskussion der Ergebnisse zur Anpassung an den Klimawandel in baden-württembergischen Städten

Das Ergebnis, dass das Thema Klimawandelanpassung von vielen Kommunen als „relativ neu“ bewertet wird, geht mit großen Unterschieden im Stand der Anpassung zwischen den Städten einher. Dies bestätigt die Ergebnisse einer Studie von Lorenz et al. (2017, S. 7), wonach sich „Anpassung [in Deutschland] trotz Fortschritten auf der nationalen Ebene noch in einem frühen Stadium befindet.“ Bisher besteht noch eine Diskrepanz zwischen der in den Klimawissenschaften erforschten und kommunizierten Notwendigkeit von Anpassungsmaßnahmen und der Wahrnehmung durch die kommunale Planung auf dem Gebiet der Klimawandelanpassung (Runhaar et al. 2012). In der vorgestellten Befragung gaben die meisten Städte mit über 30 000 Einwohnern an, Aktivitäten zur Klimaanpassung zu haben und knapp die Hälfte hat auch eine Anpassungsstrategie. Diese Zahlen liegen etwas über denen von Reckien et al. (2014), die für ein Drittel der untersuchten Städte in Deutschland einen Klimaanpassungsplan fanden. Ebenfalls liegen sie über denen von Vogt et al. (2014), wonach nur ein geringer Anteil der Städte und Kreise in Baden-Württemberg Planungsinstrumente, Anpassungskonzepte oder Anpassungsmaßnahmen hat, und über denen von Overbeck et al. (2009), wonach ein Drittel der Regionalplanungsstellen in Deutschland angeben, Klimaanpassung im aktuellen Regionalplan zu berücksichtigen (vgl. Kap. 2.4). Dies könnte in der Entwicklung der letzten Jahre, in denen Anpassungsstrategien und Anpassungsmaßnahmen weitere Verbreitung gefunden haben, begründet liegen. Ein wichtiger Faktor ist aber offensichtlich die Stadtgröße, denn größere Städte haben sowohl häufiger als auch pro Stadt mehr Aktivitäten zur Klimaanpassung sowie häufig Anpassungsstrategien. Demgegenüber nannte von den befragten kleineren Städten keine eine eigene Anpassungsstrategie. Dies lässt auch einen selbst-selektierenden Effekt in der Stichprobe vermuten, nämlich, dass nur die Städte, die bereits mit dem Thema Klimaanpassung in Berührung sind, auch an der Befragung teilgenommen haben. Solche, die sich allein vom Titel nicht angesprochen oder „betroffen“ fühlten, haben möglicherweise erst gar nicht geantwortet, sodass möglicherweise ein gerin-

gerer Anteil an Städten Anpassung betreibt, als es die Stichprobe vermuten lässt. Andererseits laufen Maßnahmen teilweise auch nicht unter der Überschrift Anpassung an den Klimawandel, sondern beispielsweise unter Naturschutz oder Hochwasserschutz; auch „die bisherigen Arbeitsfelder der Regionalplanung werden vielfach noch nicht mit dem Klimawandel in Verbindung gebracht und es besteht Unklarheit darüber, was als Anpassungsstrategie oder -maßnahme gelten kann“ (Overbeck et al. 2009, S. 198). Darüber hinaus beziehen sich Städte oft nur auf das aktuelle Klima, denn meist werden aktuelle Messdaten und Analysen des aktuellen Klimas und nur vereinzelt Klimaprojektionen als verwendete Datengrundlagen zum Thema Klimaanpassung genannt, was die Ergebnisse von Studien unter Regionalplanungsstellen in Deutschland (Overbeck et al. 2009) und in Städten in England und Nordrhein-Westfalen (Lorenz et al. 2017) bestätigt. Für den „nahtlosen Prozess“ der Anpassung (Burton 2004, S. 28) wäre aber wünschenswert, dass das verfügbare Wissen für Entscheidungen zur Klimawandelanpassung nicht nur auf Erfahrungen aus der Vergangenheit beruht, sondern auch Daten zum zukünftigen Klima einbezieht.

Oft werden Anpassungsmaßnahmen nach einem Einzelereignis initiiert, wenn das Bewusstsein über den Handlungsbedarf nach Schäden durch ein Extremwetterereignis steigt und Kommunen dazu veranlasst, Maßnahmen zum Schutz gegen solche zukünftigen Ereignisse in die Wege zu leiten. Denn Hitzeperioden können Gesundheitsgefährdungen für die Bevölkerung darstellen. Starkregen oder Stürme können in Kommunen erhebliche Schäden verursachen und beispielsweise zu Überschwemmungen im Siedlungsgebiet, Ertragseinbußen in der Landwirtschaft, und zu Zerstörungen an Gebäuden und Infrastruktur führen. Solch ein „*event-driven risk-management*“ (Storbjörk 2007, S. 461) wurde auch in früheren Studien beschrieben (Storbjörk 2007, Adger et al. 2005).

Sowohl die Befragungsergebnisse als auch die ergänzenden Experteninterviews unterstreichen, dass Hitze in Städten in Baden-Württemberg in der Vergangenheit am häufigsten Schwierigkeiten in Kommunen verursacht hat. Ereignisse, die sich im Sommerhalbjahr ereignen, werden auch insgesamt viel häufiger als „sehr wichtig“ für Überlegungen zur Klimaanpassung

erachtet als die Ereignisse, die im Winterhalbjahr auftreten. Darauf wirkt sich sicher zum einen das regionale Klima aus, da den Südwesten Deutschlands relativ hohe Sommertemperaturen und milde Winter auszeichnen. Zum anderen spiegelt sich in gewissem Maße auch die Erfahrung der letzten Jahre wider, in denen mehrere heiße Sommer auftraten. So wird das Auftreten von Hitzeperioden am häufigsten als „sehr wichtig“ für Überlegungen zur Anpassung an den Klimawandel eingestuft. In diesem Kontext listet die Strategie zur Anpassung an den Klimawandel (Stadt Karlsruhe 2013) die verschiedenen Handlungsfelder und die zugehörigen angestrebten Maßnahmen auf. Sie nennt Auswirkungen zunehmender Hitzebelastung im Stadtgebiet in zahlreichen Handlungsfeldern (Gesundheitswesen, Landwirtschaft, Wald- und Forstwirtschaft, Boden, Stadtklima und Stadtplanung, Gebäude, Stadtgrün, Trinkwasserversorgung und Grundwasserbewirtschaftung, Energieversorgung, Verkehr, Wirtschaft und Arbeitsleben, Tourismus und Freizeitverhalten, Bevölkerungsschutz). Die Zunahme von heißen Tagen, Tropennächten oder Hitzeperioden wird beispielsweise als „ernstzunehmendes Gesundheitsrisiko für die Stadtbevölkerung“ eingeschätzt (Stadt Karlsruhe 2013, S. 44). Auch in Stuttgart, wo bereits zahlreiche Instrumente existieren, mit denen Klimawandelanpassung in Stadtplanung und Stadterneuerung erfolgen kann, liegt ein Schwerpunkt auf Hitze (Landeshauptstadt Stuttgart 2017, 2012). Deutschlandweit berücksichtigt die Planung den Schutz der Bevölkerung vor Hitze in Regionalplänen besonders häufig (Bubeck et al. 2016), der infolge des demographischen Wandels zusätzlich an Bedeutung gewinnen wird, wenn sich die vulnerable Gruppe der Senioren vergrößert (Reuter und Kapp 2015).

In größeren Städten ist dabei aufgrund der unterschiedlichen Baustrukturen und der dadurch implizierten kleinräumigen stadtklimatischen Unterschiede beispielsweise die Hitzeexposition nicht im gesamten Stadtgebiet gleich und damit die Stadtbevölkerung nicht überall in gleichem Maße betroffen. Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel müssen also gezielt auf die lokalen Gegebenheiten zugeschnitten werden, wozu deren genaue Kenntnis unabdingbar ist. So bietet eine genaue Untersuchung des Stadtklimas, die im Folgenden beispielhaft für Karlsruhe erfolgt, zum einen eine detaillierte Datengrundlage für Entscheidungen darüber, an welchen Orten Maßnahmen

besonders dringend erfolgen sollten und wo welche Maßnahmen planerisch sinnvoll implementiert werden können. Zum anderen ordnen die Ergebnisse der vorgestellten Befragung die meteorologische Datenauswertung in den größeren Kontext der Klimaanpassung ein. Insbesondere hinsichtlich eines späteren Schrittes der Überführung der Ergebnisse zur Charakteristik der Karlsruher SWI in die Anwendung ist es wichtig, den Stand und die Prioritätensetzung der städtischen Klimaanpassung sowie besonders die als für besonders wichtig für die Anpassung eingeschätzten Größen zu kennen. Daher liegt ein Schwerpunkt der folgenden Auswertungen auf der Betrachtung der SWI bei Hitze (Kap. 5.6). Vor allem vor dem Hintergrund, dass Klimaanpassung als relativ neues Thema betrachtet wird, ergibt sich so die Möglichkeit, den Anpassungsprozess in Städten von Seiten der Klimaforschung von Anfang an mit wissenschaftlich fundierten sowie nutzerorientierten Daten zu begleiten.

4.4 Zwischenfazit zur Anpassung an den Klimawandel

Das Thema Klimaanpassung wird von Städten zwar als relativ neu betrachtet, gerade in größeren Städten sind Klimaanpassungsstrategien aber zunehmend verbreitet und Maßnahmen zur Klimaanpassung geplant oder bereits initiiert. Hitze ist neben Starkniederschlägen für die größeren Städte in Baden-Württemberg die als am relevantesten eingeschätzte Klimaänderung, an die es sich anzupassen gilt.

5 Die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe: zeitliche und räumliche Variabilität

In diesem Kapitel werden die zeitlichen und räumlichen Variationen der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe anhand verschiedener Beobachtungsdatensätze quantifiziert. Zunächst werden die zur Verfügung stehenden Daten beschrieben. Anschließend wird der Tages- und Jahresgang der städtischen Wärmeinsel und der Zusammenhang zwischen räumlichen Temperaturunterschieden und der Baustruktur untersucht sowie das Verhalten der SWI bei extremen Temperaturen charakterisiert.

5.1 Daten und Methoden zur Quantifizierung der SWI

Grundsätzlich sind zwei Ansätze zur Quantifizierung der SWI zu unterscheiden, wobei ihre Ausprägung entweder durch wenige, stationäre Messungen über längere Zeiträume (Jahre) bestimmt wird oder durch mobile Messungen entlang von Querschnitten durch das urbane Gebiet, die zwar räumlich sehr hoch aufgelöst sind, dafür aber jeweils nur eine Momentaufnahme der lokalen Bedingungen erlauben. Die zeitliche Charakterisierung der SWI in Karlsruhe erfolgt im Folgenden anhand mehrjähriger stationärer Messungen. Diese werden in Form räumlich detaillierter Informationen aus temporären stationären Messungen und mobilen Messungen mit der Stadtbahn AERO-TRAM ergänzt. Eine statistische Analyse der räumlichen Eigenschaften der SWI erfolgt mithilfe einer Hauptkomponentenanalyse. Der Zusammenhang mit der Baustruktur wird anhand von Bodenversiegelungsgrad und Stadtstrukturtypen betrachtet.

5.1.1 Mehrjährige stationäre Messungen

Zur Bestimmung der SWI in Karlsruhe werden in der vorliegenden Arbeit Datensätze von fünf meteorologischen Messstationen in stündlicher Auflösung für sieben Jahre (Juni 2009 bis Mai 2016) herangezogen. Im bebauten Gebiet liegt nur an der Station Karlsruhe Nordwest (LUBW) eine langjährige Messreihe vor, die im Folgenden als Referenz für die Temperaturen des bebauten Stadtgebietes dient (S in Abbildung 5-1). Diese Station liegt im Nordwesten Karlsruhes in einem Gewerbegebiet. Ihre Repräsentativität für das Stadtgebiet kann über den Vergleich mit Messungen an temporären Messstationen (s. Kap. 5.6) abgeschätzt werden. Als Referenzwert für das Umland wird der räumliche Mittelwert der Temperaturen an den vier Stationen Rheinstetten (U1), KIT Campus Nord (U2), Grötzingen (U3) und Rüppurr (U4) gebildet. Die Station Rheinstetten liegt südwestlich der Stadt, KIT Campus Nord etwa 10 km nördlich, Grötzingen im Osten des Stadtgebietes und Rüppurr im Süden. Informationen zur Lage und Eigenschaften der Referenzstationen für Stadt und Umland sowie zum Betreiber finden sich in Abbildung 5-1, Abbildung 5-2 und Tabelle A 1 (Anhang).

Aufgrund der sehr geringen Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Messstationen ist keine Höhenkorrektur der Temperaturen nötig. Es wurden vier Umlandstationen zur Bestimmung der Umland-Referenzwerte verwendet, um lokalklimatische Besonderheiten an einzelnen Stationen nicht zu starken Einfluss auf die Analysen nehmen zu lassen. Zudem werden so unterschiedliche Landnutzungen des Umlandes in direkter Umgebung der Stationen, nämlich Wald (KIT Campus Nord) und landwirtschaftliche Flächen (Rheinstetten, Grötzingen, Rüppurr), berücksichtigt. Zum anderen wird durch vier Stationen, die fast gleichmäßig in allen Himmelsrichtungen um die Stadt verteilt sind, verhindert, dass der Durchzug von Fronten starke Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland in einzelnen Stunden und damit auch in den Tagesmaxima der SWI hervorrufen kann.

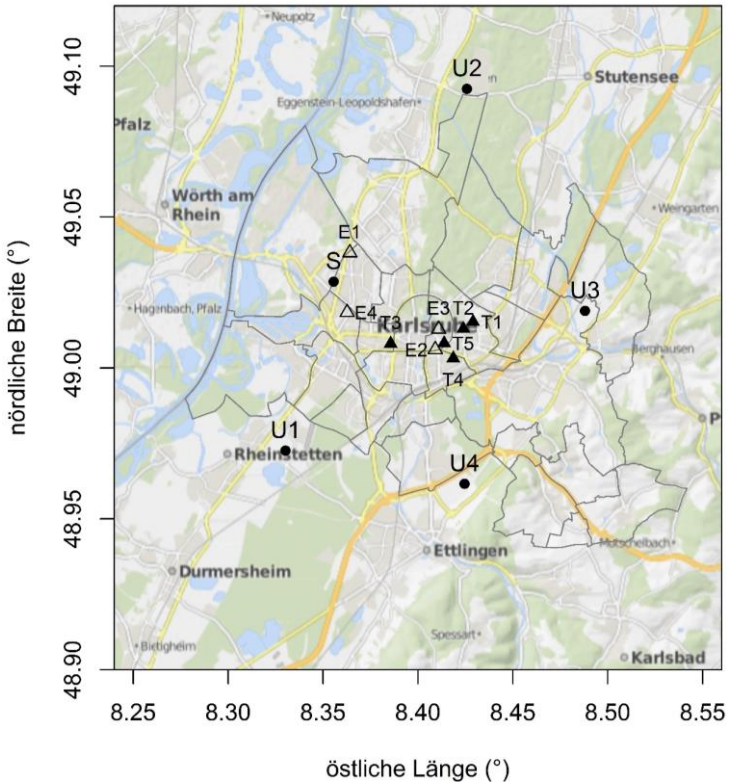


Abbildung 5-1: Lage der Messstationen in der Stadt Karlsruhe und im Umland. Punkte markieren die als Referenz für Stadt (S) und Umland (U1 – U4) verwendeten Stationen. Ungefüllte Dreiecke (E1 – E4) bezeichnen Messstationen an besonderen Standorten wie auf Gebäudedächern oder kürzere/unterbrochene Zeitreihen. Gefüllte Dreiecke (T1 – T5) zeigen die Standorte der temporären Messstationen. Die grauen Linien umgrenzen die Stadtteile Karlsruhes. Für die genaue Bezeichnung der Stationen und ihre Eigenschaften siehe Tabelle A 1, Anhang.



Abbildung 5-2: Referenz-Messstation Stadt (Karlsruhe-Nordwest, oben links, S in Abbildung 5-1), und die vier Umlandstationen, deren räumlicher Mittelwert die Umland-Referenz bildet (U1, Rheinstetten, oben Mitte; U2, KIT Campus Nord, oben rechts; U3, Grötzingen, unten links; U4 Rüppurr, unten rechts). Zur Lage der Stationen siehe Abbildung 5-1. Fotos: Julia Hackenbruch, Sebastian Müller.

Zwischen den Umlandstationen gibt es leichte Temperaturunterschiede von bis zu 0,4 K in der Jahresmitteltemperatur (Tabelle 5-1). Die Stadt-Referenzstation ist im Jahresmittel um 0,6 K wärmer als die wärmste Umlandstation, und im Sommermittel um 0,9 K wärmer.

Tabelle 5-1: Klimatologische Kennwerte an den mehrjährigen Messstationen sowie für die Umland-Referenz (räumliches Mittel aus den vier Umlandstationen) für den Zeitraum Juni 2009 bis Mai 2016. Datengrundlage: DWD, IMK KIT, LTZ, LUBW.

	Karlsruhe Nordwest	Rheinstetten	KIT Campus Nord	Grötzingen	Rüppurr	Umland- Referenz
Jahresmitteltemperatur	11,9	11,1	10,9	11,3	11,1	11,1
Mittlere Tages-Höchsttemperatur	15,9	15,6	15,4	15,8	15,8	15,5
Mittlere Tages-Tiefsttemperatur	8,1	6,7	6,6	6,8	6,5	6,7
Mitteltemperatur in Juni, Juli, August (JJA)	20,4	19,5	19,1	19,5	19,4	19,4
Mittlere Tages-Höchst- temperatur JJA	25,3	24,9	24,6	25,1	25,3	24,9
Mittlere Tages-Tiefst- temperatur JJA	15,6	13,9	13,7	13,8	13,5	13,8
heiße Tage pro Jahr	16,1	14,6	13,7	16,3	16,7	14,7
Sommertage pro Jahr	58	54,3	50,7	58,6	60,6	54,4
Eistage pro Jahr	10,3	11,6	11,1	9,7	9,7	11,3
Frosttage pro Jahr	42,4	61,4	63,6	56,9	63,1	59
Tropennächte pro Jahr	6,9	2	1,4	1,4	0,6	1,3

Die mittlere Tages-Höchsttemperatur liegt allerdings sowohl bezogen auf das ganze Jahr als auch auf die Sommermonate Juni, Juli und August innerhalb der Spannweite der vier Umlandstationen. Die mittleren Tages-Tiefsttemperaturen sind hingegen um 1,3 K höher als an der wärmsten Umlandsta-

tion, im Sommer um 1,7 K höher. Entsprechend unterscheiden sich die aus Tages-Höchsttemperaturen abgeleiteten Größen heiße Tage, Sommertage und Eistage zwischen Karlsruhe-Nordwest und den Umlandstationen wenig und die aus Tages-Tiefsttemperaturen abgeleiteten Größen Frosttage und Tropennächte deutlich. Die Zahl der Tropennächte pro Jahr, die an den Umlandstationen bei höchstens 2 liegt, ist mit 6,9 pro Jahr in der Stadt um ein Vielfaches höher. Die gemessenen Werte an den Umlandstationen passen zur den bekannten Werten für Baden-Württemberg, wo in den vergangenen Jahren hohe Werte im Vergleich zum langjährigen Klimamittel beobachtet wurden (MUKE 2017, LUBW 2006).

5.1.2 Temporäre stationäre Messungen

„However, we have limited understanding of urban climates during extreme temperature episodes, when additional heat from the UHI [Urban Heat Island] may be most consequential“ (Schatz und Kucharik 2015, o. S.)

Um ein detailliertes Bild über die kleinräumigen Temperaturunterschiede in bebautem Gebiet zu gewinnen, wurden im Rahmen dieser Arbeit zwei mehrwöchige Messkampagnen durchgeführt. Im August 2015 wurden an drei Orten in der Stadt meteorologische Messstationen aufgestellt, um während einer ungewöhnlich heißen und trockenen Witterungsphase die innerstädtischen kleinräumigen Unterschiede in unterschiedlichen Stadtstrukturen zu quantifizieren. Das Ziel war es, lokal die Erwärmung am Tag und die Abkühlung in der Nacht an den Orten zu messen, an denen sie unmittelbar auf die Bewohner Karlsruhes wirken. Die Messungen sind daher nur lokal gültig und aufgrund der kleinräumigen Variation in Bezug auf Bebauung oder Begrünung nicht repräsentativ für ein größeres Gebiet wie beispielsweise ein ganzes Stadtviertel. Als Standorte wurden eine randstädtische Parkanlage (Hauptfriedhof), ein begrünter Innenhof in der Oststadt und ein versiegelter Innenhof in der Weststadt gewählt (Abbildung 5-3, T1 – T3 in Abbildung 5-1, Tabelle A 1, Anhang).



Abbildung 5-3: Messstationen Hauptfriedhof (links, T1 in Abbildung 5-1), Oststadt (T2, Mitte) und Weststadt (T3, rechts) im Sommer 2015. Zur Lage der Stationen s. Abbildung 5-1, für weitere Informationen Tabelle A 1, Anhang.

Im Sommer 2016 fanden ebenfalls Messungen an drei Standorten statt. Der Standort in der Weststadt wurde erneut verwendet. Eine weitere temporäre Messstation wurde in der Südstadt in einer Parkanlage, die an ein Wohngebiet mit offener Blockrandbebauung angrenzt, neben einer Grundschule aufgebaut. Die dritte Station stand in der Innenstadt-Ost im begrünten Innenhof eines Altenwohnheims, der von einer geschlossenen Blockrandbebauung umgeben ist (Abbildung 5-4, T4 und T5 in Abbildung 5-1, Tabelle A 1, Anhang).



Abbildung 5-4: Messstationen Südstadt (T4, links), und Innenstadt-Ost (T5, rechts) im Sommer 2016. Zur Lage der Stationen s. Abbildung 5-1, für weitere Informationen Tabelle A 1, Anhang.

Gemessen wurden während beider Messkampagnen Temperatur und relative Feuchte in 1,9 m Höhe (Rotronic MP100 mit belüftetem Strahlungsschutz, resistivem Temperatursensor und kapazitivem Feuchtesensor), Windrichtung und -stärke in 4 m Höhe (Young 81000, 3D Ultraschall-Anemometer), Luftdruck in 2 m Höhe (Young 61202V, barometrischer Drucksensor) und Niederschlag in 1,40 m Höhe (Young 52202, Kippwaagen-Niederschlagsgeber). Zu den Eigenschaften der Messgeräte siehe Tabelle A 2 (Anhang). Aus der relativen Feuchte kann mithilfe der gleichzeitig gemessenen Werte für Luftdruck p (in hPa) und Temperatur T (in °C) auch das absolute Feuchtemaß spezifische Feuchte q in kg kg^{-1} berechnet werden (Hupfer und Kuttler 2005), und zwar über

$$q = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e} \quad (5.1)$$

mit dem Dampfdruck e in hPa,

$$e = RF \cdot E, \quad (5.2)$$

wobei RF die relative Feuchte in % und E der Sättigungsdampfdruck in hPa ist, der sich über

$$E = 6,1 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot T}{237,5+T}} \quad (5.3)$$

berechnet. Zusätzlich kann der Taupunkt tau (in °C) berechnet werden, der ein Maß für die Schwüle ist.

5.1.3 Mehrjährige mobile Messungen mit der AERO-TRAM

Die AERO-TRAM ist eine Stadtbahn der Karlsruher Verkehrsbetriebe, die vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie mit einem Messsystem für die meteorologischen Parameter Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind sowie für Luftbeimengungen ausgestattet ist (Abbildung 5-5). Zusätzlich werden Informationen über die Position der Bahn über GPS erfasst. Das Messinstrument für die meteorologischen Variablen war ein VAISALA PTU 303, die Temperaturmessung erfolgte alle zwei Sekunden (Platin-Widerstandsthermometer PT100), die Feuchtemessung alle acht Sekunden (kapazitiver Dünnschicht-Polymersensor). Eine detaillierte Beschreibung des gesamten Messkonzepts und -systems findet sich in Hagemann (2017) und Hagemann et al. (2014).

Die Messungen wurden während des normalen Linienbetriebs der Stadtbahn auf zwei Linien, S1/S11 und S2, durchgeführt (Abbildung 5-6), sodass regelmäßig räumlich sehr hoch aufgelöste Messreihen aufgenommen wurden, entsprechend der Messfrequenz von 0,5 Hz. Je nach befahrener Strecke ergeben sich so Querschnitte von Südwest nach Nordost oder von Süd nach Nordwest durch das Stadtgebiet sowie das Umland von Karlsruhe. Die Messungen der AERO-TRAM liegen für die Jahre 2010 bis 2016 vor und wurden während insgesamt 4999 Fahrten erfasst. Da die Bahn – je nach Einsatz des Fahrzeugs innerhalb des ÖPNV-Fahrplans – entweder auf der einen oder anderen Linie oder nur auf Teilstrecken gefahren ist, werden für die Auswertungen die Fahrten getrennt nach Linie betrachtet. Außerdem werden nur vollständige Messfahrten für jede betrachtete Strecke berücksichtigt, keine Fahrten, die nur auf kürzeren Teilstrecken stattfanden.



Abbildung 5-5: Die Stadtbahn AERO-TRAM mit dem Messsystem auf dem Dach. Fotos: KIT und enviscope GmbH, Nachdruck mit Genehmigung von KIT und enviscope GmbH.

In den folgenden Auswertungen werden vorwiegend die Teilstrecken zwischen Ettlingen und Hochstetten (Stadtbahnlinie S1/S11) und zwischen Rheinstetten und Blankenloch (Stadtbahnlinie S2) betrachtet (Abbildung 5-6). Sie wurden ausgewählt, weil sie zum einen relativ lange Messpfade von 26,0 km (Ettlingen – Hochstetten) und 22,8 km (Rheinstetten – Blankenloch) durch Stadt und Umland liefern. Zum anderen liegen ausreichend große Stichproben an Messungen vor – besonders nachts in den Monaten März – September, dem für die Betrachtung der SWI relevantesten Zeitraum (s. Kap. 5.2). Die beiden Strecken wurden im Zeitraum März 2010 bis August 2011 während 519 Fahrten (S1/S11) bzw. Februar 2010 bis Dezember 2016 während 1335 Fahrten (S2) von der AERO-TRAM befahren.

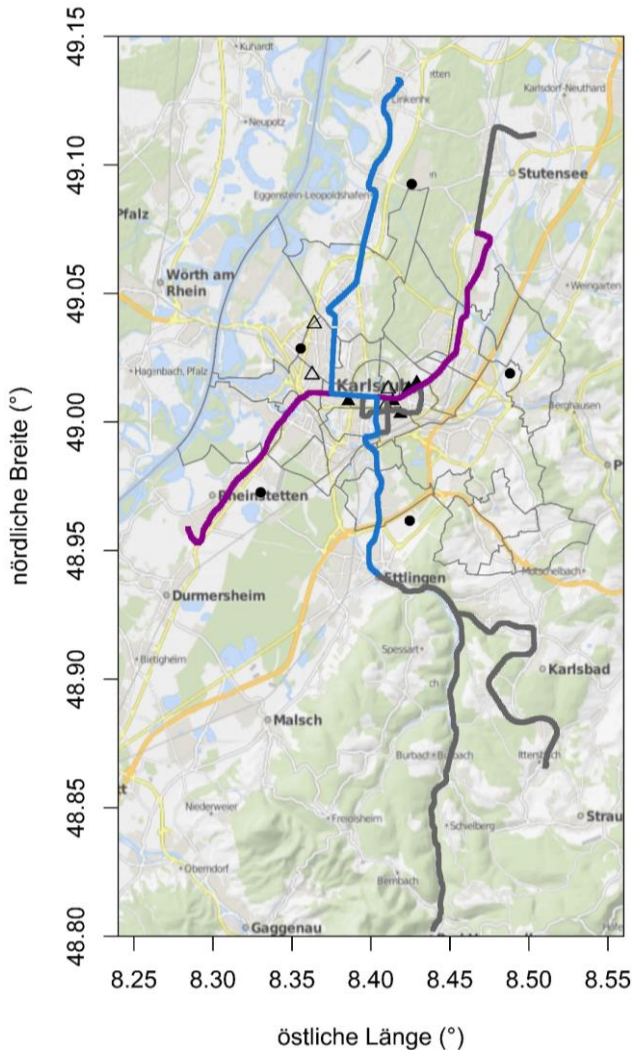


Abbildung 5-6: Messstrecken der AERO-TRAM zwischen Ettlingen und Hochstetten (blau, Stadtbahnlinie S1/S11) und zwischen Rheinstetten und Blankenloch (violett, Stadtbahnlinie S2, $n=1335$). Graue Farben bezeichnen weitere Strecken und Umleitungsstrecken. Die Punkte und Dreiecke markieren die mehrjährigen und temporären Messstationen (vgl. Abbildung 5-1).

5.1.3.1 Datenbearbeitung

Aufgrund der Messmethodik der AERO-TRAM sind einige Bearbeitungsschritte der Daten erforderlich, bevor die detaillierten Auswertungen erfolgen können. Da der Temperatursensor passiv belüftet war und daher in Standzeiten der Bahn oft infolge des Strahlungsfehlers eine zu hohe Temperatur gemessen wurde (Hagemann 2017), wurden alle Messungen zu Zeitpunkten, an denen das GPS-Signal auf ein Stillstehen hinwies, verworfen. Messungen beispielsweise an Haltestellen, Streckenenden, Ampeln und bei Stau wurden so nicht berücksichtigt. Bei längeren Standzeiten der Bahn nach Fahrtende unter Sonneneinstrahlung bleibt der Strahlungsfehler wegen der Trägheit des Temperaturfühlers auch nach dem nächsten Anfahren der Bahn einige Zeit bestehen. Deshalb wurden bei allen Fahrten, bei denen zur der Abfahrtszeit der Bahn an der Umlandstation Rüppurr eine Globalstrahlung von mehr als 10 Wm^{-2} über eine Stunde gemessen wurde, die Messwerte auf den ersten 3000 m der Fahrt ebenfalls verworfen.

Da die meisten Fahrten gut eine Stunde dauerten, enthielten die Daten außerdem eine Verzerrung infolge des Tagesganges der Temperatur. Daher wurden die Messungen mithilfe der Referenztemperatur des Umlandes (vgl. Kap. 5.1.1) korrigiert, auch wenn die Temperaturmessung auf der AERO-TRAM aufgrund der Charakteristik des Messsystems auf dem Dach der Stadtbahn in etwa 4 m Höhe in einer anderen Messhöhe liegt als die stationären Messungen in 2 m Höhe. Diese Umlandtemperaturen, die als Stundenwerte vorliegen, wurden dazu linear auf Sekundenwerte interpoliert und dann von den entsprechenden AERO-TRAM-Messwerten subtrahiert. Es ergibt sich für jeden Messzeitpunkt eine Temperaturdifferenz zwischen AERO-TRAM und Umland (ΔT_{A-U}). Im folgenden letzten Schritt wurden alle ΔT_{A-U} jeweils über 100 m lange Streckenabschnitte gemittelt. So können pro Fahrt Orte mit besonders hohen oder geringen ΔT_{A-U} lokalisiert werden (Abbildung 5-7). Darüber hinaus können städtische Bereiche mit ähnlichen thermischen Eigenschaften voneinander abgegrenzt werden (Kap. 5.3).

Die Daten der relativen Feuchte wurden analog zu oben zu den Standzeiten der Bahn verworfen, und ansonsten mithilfe der gleichzeitig gemessenen Werte von Luftdruck und Temperatur in die spezifische Feuchte q umgerech-

net (Gleichungen 5.1, 5.2, 5.3). Diese wurde ebenfalls als Δq_{A-U} berechnet und Δq_{A-U} für 100 m-Abschnitte gemittelt.

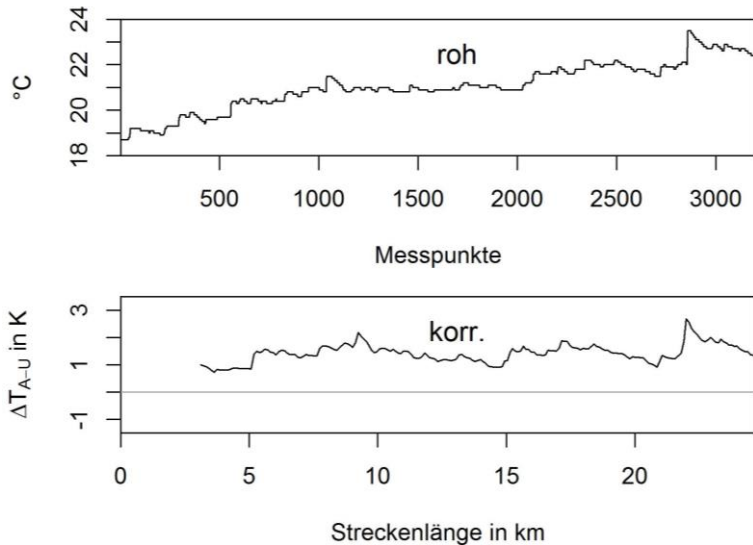


Abbildung 5-7: Gemessene Temperatur-Rohdaten (oben) und über 100 m-Abschnitte gemittelte Temperaturdifferenz zwischen AERO-TRAM und Umlandreferenz (ΔT_{A-U} , unten); Messfahrt von Blankenloch nach Rheinstetten, 30.06.2015, 06:51 – 08:10 Uhr MEZ. In den korrigierten Daten sind die Messwerte der ersten 3000 m aufgrund der Strahlungskorrektur weggefallen; außerdem sind die Messpunkte den Streckenkilometern zugeordnet und über 100 m-Abschnitte gemittelt worden.

5.1.3.2 Vergleich der AERO-TRAM-Messungen mit stationären Messungen

Zur Plausibilitätsprüfung der AERO-TRAM-Messungen, und um eventuelle systematische Messfehler zu identifizieren, wurden sie mit einer nahe gelegenen festen Messstation verglichen. In Rheinstetten fährt die AERO-TRAM in etwa 1180 m Entfernung an der Messstation Rheinstetten (U1 in Abbildung 5-1) vorbei. Zwischen den Temperaturen an der Station und den über

den nächstgelegenen 100 m-Abschnitt der AERO-TRAM-Strecke gemittelten Rohdaten der Temperatur besteht eine generell eine gute Übereinstimmung (Abbildung 5-8). Der Median der absoluten Differenz-Beträge zwischen den Messdatenpaaren beträgt 0,4 K, die Standardabweichung 0,6 K. Meist liegen die AERO-TRAM-Werte dabei leicht über denen der stationären Messung, wobei sich nicht eindeutig entscheiden lässt, ob dies ein Effekt der Messsystems (Messhöhe, Messinstrument) oder der unterschiedlichen Messumgebung ist (Messweise gegenüber Fahrtstrecke mit Bebauung auf der einen und Feldern/Wiesen auf der anderen Seite). Es ist keine Abhängigkeit der Differenzen zwischen Station und AERO-TRAM von der Jahreszeit erkennbar.

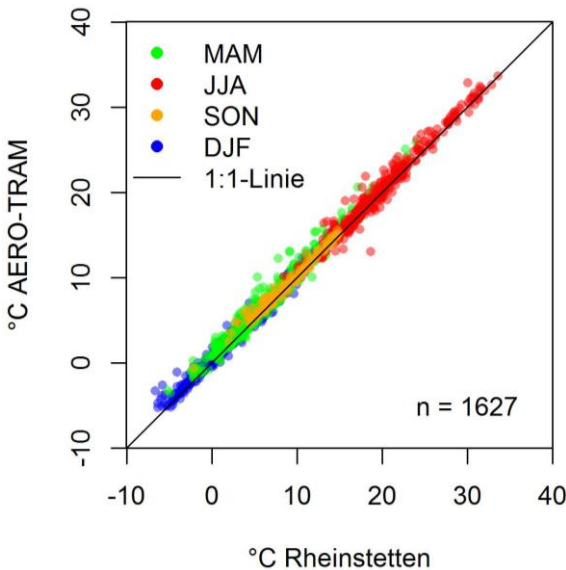


Abbildung 5-8: Gegenüberstellung der an der Station Rheinstetten gemessenen Temperaturen mit den von der AERO-TRAM gemessenen Rohdaten, die über den der Station nächstgelegenen 100 m-Abschnitt gemittelt wurden. Datengrundlage: DWD, IMK KIT.

Zur weiteren Prüfung der Plausibilität werden die Verteilungen des größten ΔT_{A-U} pro Fahrt und der stündlichen Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland der stationären Messungen (vgl. Kap. 5.1.1) gegenübergestellt. Das räumliche Maximum von ΔT_{A-U} wird deswegen als Vergleichswert herangezogen, da auch angenommen wird, dass die Stadt-Referenzmessung in Karlsruhe Nordwest an einem Ort mit generell hohen Temperaturabweichungen gegenüber dem Umland liegt. Nur die Jahre mit AERO-TRAM-Messungen (2010, 2011, 2015, 2016) gehen in den Vergleich ein (Abbildung 5-9). Das größte ΔT_{A-U} einer Fahrt beträgt zwischen -2,0 und 9,5 K, die Quantile 0,8 K (25. Perzentil) und 1,9 K (75. Perzentil), der Mittelwert 1,5 K. Bei den stationären Messungen treten Temperaturdifferenzen zwischen -3,0 bis 6,5 K auf, mit dem 25. und 75. Perzentil bei 0,2 K und 1,2 K und der Mittelwert bei 0,8 K.

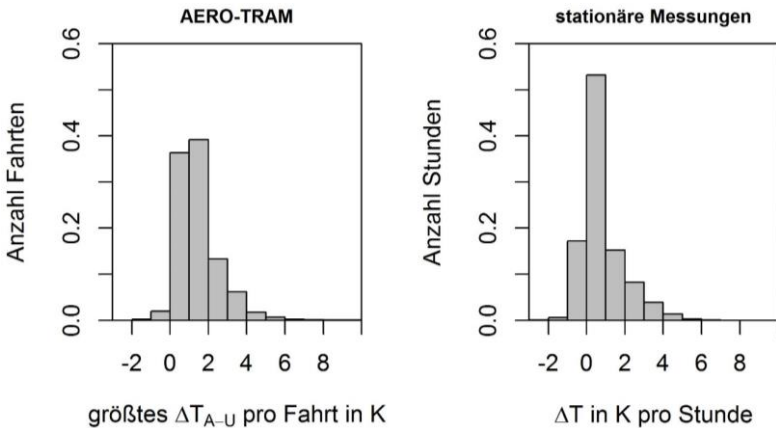


Abbildung 5-9: Vergleich der von der AERO-TRAM gemessenen größten ΔT_{A-U} pro Fahrt und den stündlichen, an den langjährigen Messstationen gemessenen ΔT .

Insgesamt liegen die AERO-TRAM-Messungen also etwa in der Größenordnung der stationären Messungen, aber meist leicht höher. Ein Grund ist, dass die Stadt-Referenzstation nicht unbedingt am Ort mit den größten Temperaturunterschieden zum Umland liegt, während für die AERO-TRAM jeweils

nur der Ort mit dem höchsten Wert für ΔT_{A-U} pro Fahrt in den Vergleich eingeht. Unterschiede zwischen beiden Verteilungen liegen außerdem darin begründet, dass die AERO-TRAM nicht jede Stunde mit Messungen abdeckt, vor allem nicht nachts aufgrund der niedrigeren Fahrtenzahl – im Gegensatz zu den stationären Messungen.

5.1.3.3 Hauptkomponentenanalyse

Um in Bezug auf ihre Temperaturcharakteristika ähnliche Streckenabschnitte der AERO-TRAM zu identifizieren, wurden die Messdaten der AERO-TRAM mithilfe einer Hauptkomponentenanalyse klassifiziert. Die Hauptkomponentenanalyse (HKA) stellt ein multivariates mathematisch-statistisches Verfahren ohne vorher definierte Klassen dar. Sie ist ein Verfahren, um den Umfang großer Datensätze zu reduzieren, raumzeitliche Felder besser interpretieren zu können, und um diese in rein räumliche und rein zeitliche Komponenten zu zerlegen. Dies geschieht prinzipiell, indem aus einem Satz von Eingangsvariablen neue unabhängige, unkorrelierte Variablen generiert werden. Diese sind diejenigen Linearkombinationen der Eingangsvariablen, die den größtmöglichen Anteil der Varianz der Eingangsdaten erklären (Wilks 2006).

Die HKA kann bezüglich verschiedener Modi berechnet werden, je nachdem, ob die zeitliche oder die räumliche Dimension oder die Anzahl der physikalischen Variablen reduziert werden soll. Soll aus einer Stichprobe räumlicher Muster zu verschiedenen Zeitpunkten eine begrenzte Anzahl charakteristischer Muster, die Hauptkomponenten, identifiziert werden, stellt dies eine HKA der so genannten T-Mode dar (s. Kap. 6.2.1). Eine S-Moden-HKA erlaubt es hingegen, aus einer Stichprobe zeitlicher Verläufe an verschiedenen Orten charakteristische zeitliche Verläufe als Hauptkomponenten zu ermitteln. Dieses Verfahren wird auf die Fahrten der AERO-TRAM angewendet. In der Matrix der Eingangsvariablen (Eingangsmatrix) der S-Moden-HKA gibt jede Spalte den zeitlichen Verlauf der ΔT_{A-U} in einem 100 m-Abschnitt der AERO-TRAM-Strecke an, wobei jede Zeile einer Messfahrt entspricht.

Zunächst wird eine Korrelationsmatrix bezogen auf die Spalten der Eingangsmatrix berechnet. Für diese symmetrische Korrelationsmatrix werden anschließend die Eigenwerte und Eigenvektoren bestimmt. Das Koordinatensystem, das durch die Eingangsvariablen aufgespannt wird, wird dabei so gedreht, dass die erste Achse in die Richtung der größten Varianz zeigt, die zweite Achse in Richtung der größten verbleibenden Varianz, usw. Die Eigenvektoren geben die Orientierung der Achsen an. Der Eigenwert gibt den Anteil an der Gesamtvarianz an, die der zugehörige Eigenvektor erklärt. Grundsätzlich können Eigenvektoren beliebig skaliert werden. In dieser Arbeit wird eine Skalierung mithilfe der Wurzel der zugehörigen Eigenwerte verwendet (vgl. Huth 1996). Die Matrix der so skalierten Eigenvektoren heißt Ladungsmatrix. Die Ladungen geben die Gewichtungsfaktoren der Linearkombinationen an, die die Eingangsvariablen mit den neuen Variablen, den Hauptkomponenten (HK), verknüpfen. Die HK sind orthogonal (Richman 1986). Infolge einer Normierung der Eingangsdaten sind sie außerdem dimensionslos. Die erste HK erklärt den größten Anteil der Varianz, die zweite den zweitgrößten, usw. Die HK enthalten in Teilen wesentliche Charakteristika bestimmter zeitlicher Verläufe.

Um die HK besser interpretierbar zu machen, kann eine Rotation der führenden HK und der zugehörigen Ladungsvektoren durchgeführt werden (Richman 1986). Die Rotation beruht auf der Annahme, dass in den Daten Zusammenhänge bestehen, die sich darin äußern, dass die Eingangsvektoren Vektorengruppen ähnlicher Richtung bilden. Die HK und die zugehörigen Ladungsvektoren werden so gedreht, dass sie in Richtung dieser Gruppen zeigen. Dies geschieht für eine gewählte Anzahl an HK. Da eine HKA grundsätzlich so viele HK wie Eingangsvariablen erzeugt, muss entschieden werden, wie viele HK für die Rotation beibehalten werden. Dazu gibt es verschiedene Verfahren. Eine Möglichkeit besteht darin, so viele HK beizubehalten, dass durch sie ein bestimmter Anteil der kumulierten erklärten Varianz, z. B. 95%, erklärt wird. Eine andere Möglichkeit ist, die Zahl an HK zu wählen, die direkt hinter einem sichtbaren Knick im so genannten *scree plot* liegt, in dem die Eigenwerte gegen die Zahl der HK aufgetragen sind (O'Lenic und Livezey 1988). Dabei sollte der Schnitt nicht zwischen sehr

ähnlichen Werten der erklärten Varianz erfolgen (Sattelpunkte im Graphen; O'Lenic und Livezey 1988, North et al. 1982).

Für die Rotation stehen „orthogonale“ und „schiefwinklige“ Algorithmen zu Verfügung. Nach einer orthogonalen Rotation stehen die Achsen des durch die Ladungsvektoren definierten Koordinatensystems weiterhin senkrecht aufeinander. Diese Bedingung entfällt im schiefwinkligen Fall, wodurch sich die rotierten Hauptkomponenten besser an die gegebenen Daten anpassen können, aber nicht mehr unkorreliert sind. Für die Auswertungen der AERO-TRAM-Messungen wird eine schiefwinklige Rotation gewählt (Richman 1986). Die Ähnlichkeit zwischen den rotierten HK, die proportional zu charakteristischen Zeitreihen sind, und einer Zeitreihe an einem 100 m-Abschnitt der AERO-TRAM-Strecke (Eingangselemente) beschreibt die Ladungsmatrix. Je höher für einen Abschnitt ein bestimmter Eintrag des Ladungsvektors ist, desto höher ist die Ähnlichkeit seiner Zeitreihe zur entsprechenden HK. Grundsätzlich können positive und negative Ladungswerte auftreten (entsprechend einer positiven oder negativen Korrelation zwischen Zeitreihe und HK) und die HK und die Ladungen können verändert werden, solange dies bei beiden gleichermaßen geschieht. Daher werden zur korrekten Zuordnung über den höchsten Ladungswert alle Werte der Ladungsvektoren und der HK mit -1 multipliziert, falls für eine HK überwiegend hohe negative Ladungswerte auftreten.

Nach der Rotation hat eine Variable idealerweise eine hohe Ladung für eine HK und sehr niedrige Ladungen für die anderen HK. So kann jede Eingangsvariable (jeder räumliche Abschnitt) über den höchsten Ladungswert eindeutig einer HK zugeordnet werden (Huth 1996). Die Abschnitte, die derselben HK zugeordnet werden, sind folglich auch zueinander ähnlich. Als Ergebnis ist jeder räumliche Abschnitt derjenigen HK mit dem zu seiner Zeitreihe ähnlichsten zeitlichen Muster zugeordnet. So entsteht eine Klassifikation der 100 m-Abschnitte anhand ihrer zeitlichen Charakteristika der Temperatur.

5.1.4 Definition der Kennwerte der SWI

Zur Quantifizierung der Karlsruher SWI wird im Folgenden die Temperaturdifferenz zwischen Stadt, d. h. der Station Karlsruhe-Nordwest, und dem räumlichen Mittel der vier Umlandstationen auf der Basis stündlicher Messungen verwendet. Diese Stundenwerte der SWI werden mit ΔT bezeichnet. Die maximale tägliche SWI (im Folgenden: ΔT_{Tag}) ist die höchste stündliche Temperaturdifferenz während eines Tages. ΔT_{Mittel} ist die mittlere tägliche SWI. Als Tage mit starker SWI (im Folgenden: SWI*) werden die Tage definiert, deren ΔT_{Tag} das 90. Perzentil (4,41 K) überschreitet. Um auszuschließen, dass Tage berücksichtigt werden, an denen nur in einer oder wenigen Stunden eine hohe Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland vorliegt, muss zusätzlich der Median von ΔT_{Mittel} (0,78 K) überschritten werden. Im Gesamtzeitraum Juni 2009 – Mai 2016 erfüllen 250 der 2190 Tage (sieben ganze Jahre, Juni 2009 – Mai 2016) die Kriterien für SWI*.

Für die temporären stationären Messungen erfolgt die Betrachtung der räumlichen Unterschiede der Temperatur ebenfalls immer im Bezug zum räumlichen Mittel der vier Umlandstationen. Die so berechneten Temperaturdifferenzen zum Umland werden jeweils mit dem Stationsnamen, beispielsweise als $\Delta T_{\text{Oststadt}}$, oder mit dem Index l als ΔT_l bezeichnet, wobei „ l “ für „lokal“ steht. Entsprechend ΔT_{Tag} wird auch die maximale tägliche SWI an einem bestimmten Ort berechnet und die Bezeichnung der Messstation oder der Index „ l “ hinzugefügt (z.B. $\Delta T_{\text{Tag(Oststadt)}}$ oder $\Delta T_{\text{Tag}(l)}$). Gleiches gilt für die stündlichen Differenzen der relativen und spezifischen Feuchte, ΔRF_l und Δq_l .

Ebenso wie für die stationären Messungen wird auch die Differenz zwischen der AERO-TRAM-Messung und dem Umland berechnet. Die Temperaturdifferenz zwischen einem 100 m-Abschnitt und der Umlandreferenz (räumliches Mittel der vier Umlandstationen) wird pro Fahrt bestimmt und mit ΔT_{A-U} bezeichnet, die Differenz der relativen und spezifischen Feuchte analog mit ΔRF_{A-U} und Δq_{A-U} . Da für die AERO-TRAM keine kontinuierlichen stündlichen Messungen vorliegen, werden keine Werte für die maximale oder mittlere tägliche SWI berechnet.

Für alle Abbildungen zu Stadt-Umland-Unterschieden in Karlsruhe bilden entsprechend die Daten der LUBW für die Stadt-Referenz und die von DWD, IMK KIT und LTZ für die Umlandreferenz die Grundlage. Die Datenherkunft der Messdaten weiterer Stationen ist in Tabelle A 1 und Tabelle A 5 (Anhang) angegeben. Die Daten der temporären Messstationen wurden als eigene Messungen erhoben, die Daten der AERO-TRAM stammen vom IMK KIT. Der Schwerpunkt aller Auswertungen liegt auf der Temperatur. Er wird durch Ergebnisse zur Feuchte ergänzt. Humanbioklimatische Größen und Bewertungsindizes des thermischen Komforts (Matzarakis 2001) liegen außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

5.1.5 Daten zu Baustrukturen

Der Bodenversiegelungsgrad, der in Studien zur SWI zur Erklärung der räumlichen Unterschiede häufig Verwendung findet (vgl. Kap. 2.1.4), wurde als Indikator für den Anteil der bebauten Fläche herangezogen, um die räumliche Variabilität der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe in Zusammenhang mit den städtischen Baustrukturen und Wohnquartieren zu untersuchen. Das Institut für Ökologische Raumentwicklung in Dresden hat einen Rasterdatensatz des Bodenversiegelungsgrades für Karlsruhe und die Ortschaften im Umland in 100 m-Auflösung für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt (Abbildung 5-10). Entlang der Fahrtstrecken der AERO-TRAM wurde dem Mittelpunkt jedes 100 m-Abschnitts der zugehörige Wert des Bodenversiegelungsgrades durch die Verschneidung in einem Geoinformationssystem (GIS) zugeordnet.

Ein integraler Indikator zur Beschreibung der Bebauungsstruktur sind Stadtstrukturtypen. In der Stadt- und Raumplanung werden Stadtstrukturtypen häufig verwendet, um großflächige Abschätzungen, beispielsweise zur Infrastrukturausstattung innerhalb einer Stadt, vorzunehmen (Blum und Gruhler 2010, Siedentop et al. 2006). Gebiete des gleichen Stadtstrukturtyps sind oft schon auf Luftbildern anhand typischer Bebauungsmuster in erster Näherung zu identifizieren.

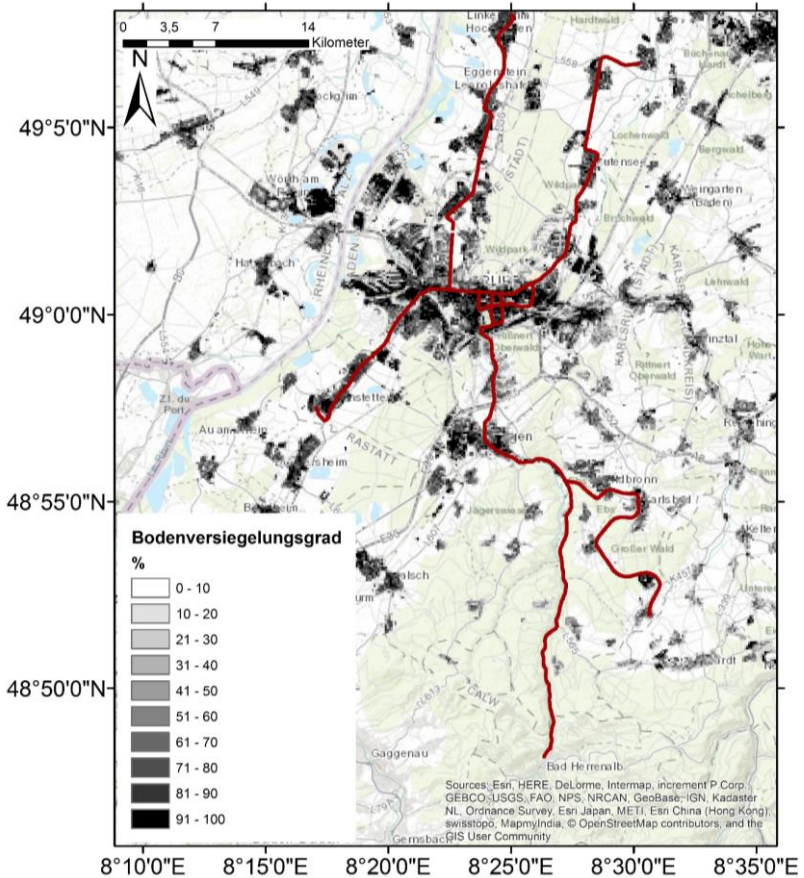


Abbildung 5-10: Bodenversiegelungsgrad im Großraum Karlsruhe. Ein Wert von 100% entspricht einer vollständigen Bodenversiegelung, 0% einer völlig unversiegelten Gebietsfläche. Datenquelle: Monitor der Siedlungs- und Freiraumentwicklung (IÖR-Monitor: Leibnitz-Institut für ökologische Raumentwicklung 2016, Copernicus Land Monitoring Services 2012, Meinel 2009).

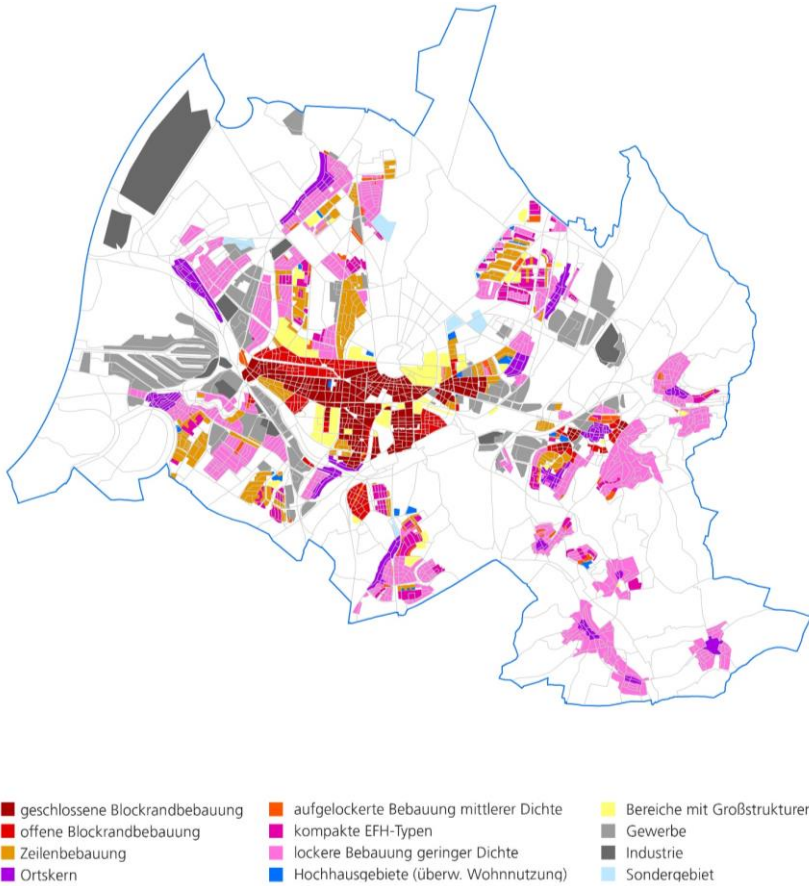
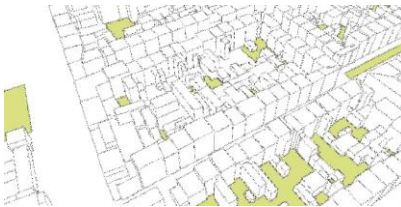


Abbildung 5-11: Katalog der zwölf Stadtstrukturtypen im Stadtgebiet Karlsruhe. Weiße Bereiche sind Flächen innerhalb des Stadtgebietes, die in diesem Katalog nicht kartiert wurden, beispielsweise Straßen und unbebaute Flächen. Quelle: Beer-mann et al. 2013, S. 29, Nachdruck mit Genehmigung von Stadtplanungsamt Karlsruhe und berchtoldkrass space&options.

Für die Stadt Karlsruhe existiert ein Stadtstrukturtypenkatalog, der das Siedlungsgebiet in Einheiten einteilt, „die überwiegend ähnliche Gebäudetypologien, Erscheinungsmuster, Freiflächencharakteristik und Funktionsweisen aufweisen“ (Beermann et al. 2013, S. 15) und die in einem umfangreichen GIS-basierten Analyseprozess definiert wurden (Berchthold, persönliche Mitteilung). Der Katalog enthält zwölf Stadtstrukturtypen (Abbildung 5-11, Abbildung 5-12).



Geschlossene Blockrandbebauung



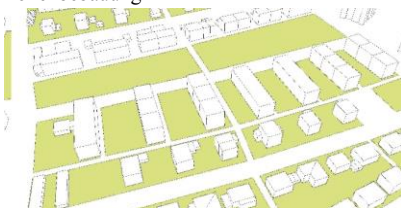
Offene Blockrandbebauung



Zeilenbebauung



Ortskern



Aufgelockerte Bebauung mittlerer Dichte
(Mehrfamilienhäuser, MFH)

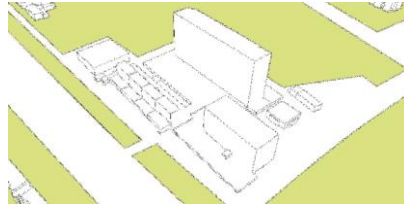


Kompakte EFH-Typen
(überwiegend Reihen- und Kettenhaustypen)

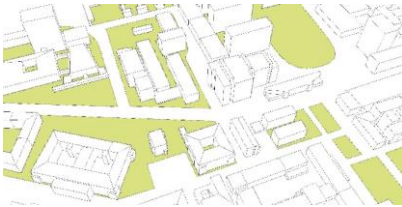
Abbildung 5-12: Illustration der einzelnen Stadtstrukturtypen. Quelle: Beermann et al. 2013, S. 30f, Nachdruck mit Genehmigung von Stadtplanungsamt Karlsruhe und berchtholdkrass space&options.



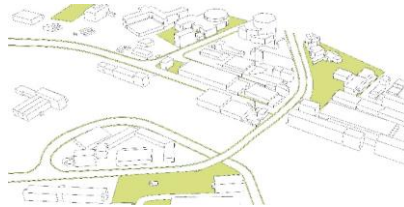
Lockere Bebauung geringer Dichte
(überwiegend Einfamilienhäuser, EFH)



Hochhausgebiete mit überwiegender
Wohnnutzung



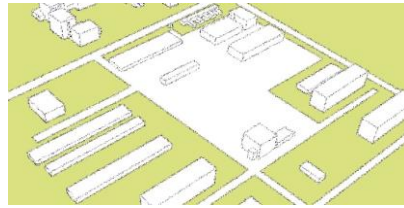
Bereiche mit Großstrukturen



Gewerbe



Industrie



Sondergebiet

Fortsetzung Abbildung 5-12.

Da die Stadtstrukturtypenkartierung nur die städtische Bebauung und keine Straßen sowie unbebaute Flächen umfasst, wurden für die vorliegende Arbeit anhand der subjektiven Einschätzung zum einen die Straßen, auf denen die AERO-TRAM-Strecken verlaufen, ebenfalls den Stadtstrukturtypen zugeordnet. Liegen die Straßen in einem Stadtgebiet des gleichen Stadtstrukturtyps, beispielsweise in einem größeren Bereich mit geschlossener Blockrandbebauung, so wurde auch die Straße diesem Typ zugeordnet. Verläuft eine Straße hingegen zwischen Stadtgebieten unterschiedlichen Typs, so wird der betreffende Streckenabschnitt mit einer Mischform beider Typen bezeichnet. Zum anderen wurden per Hand unbebaute Bereiche innerhalb sowie Gebiete

außerhalb der Stadtgrenzen Karlsruhes zusätzlich anhand von Luftbildern anhand ihrer optischen Ähnlichkeit mit den Stadtstrukturtypen kartiert und zum Teil mit zusätzlichen Typen beschrieben. So ergeben sich entlang der Fahrtstrecken der AERO-TRAM insgesamt 26 Typen sowie eine Gruppe unbestimmter Abschnitte, die keinem Typ eindeutig zugeordnet werden konnten oder außerhalb der hauptsächlich betrachteten Strecken Ettlingen – Hochstetten und Rheinstetten – Blankenloch lagen. Analog zum Bodenversiegelungsgrad wurde dann dem Mittelpunkt jedes 100 m-Abschnitts auf einer AERO-TRAM-Fahrtstrecke der zugehörige Stadtstrukturtyp zugeordnet. Ebenso findet sich der entsprechende Stadtstrukturtyp in der Beschreibung der stationären Messungen (Tabelle A 1, Anhang).

Für den Zusammenhang zwischen Bodenversiegelungsgrad und Stadtstrukturtyp sei auf Kap. 5.4.3 verwiesen.

5.2 Tages- und jahreszeitliche Variabilität der SWI

Sowohl im Tagesverlauf als auch im Jahresverlauf variiert die stündliche Temperaturdifferenz ΔT zwischen Stadt und Umland im Großraum Karlsruhe (zur Definition vgl. Kap. 5.1.4). Werden alle ΔT zwischen Juni 2009 und Mai 2016 berücksichtigt, ist die Stadt in der Hälfte aller Stunden (50. Perzentil) mindestens 0,5 K wärmer als das Umland. Werden nur die Nachtstunden (20 Uhr- bis 7 Uhr-Termin) betrachtet, liegt ΔT für das 50. Perzentil bei 1 K, das 75. Perzentil bei 2,1 K und das 90. Perzentil bei 3,1 K. In den Tagstunden (8 Uhr- bis 19 Uhr-Termin) ist ΔT geringer, das 50. Perzentil liegt bei 0,3 K, das 75. bei 0,65 K und das 90. bei 1,1 K. In einzelnen Stunden nehmen die Differenzen Werte zwischen -4,6 K und 6,9 K an.

Im mittleren Tages- und Jahresverlauf beträgt ΔT zwischen -0,5 K und 4,1 K (Abbildung 5-13). Zwischen spätem Vormittag und frühem Nachmittag treten meist Temperaturdifferenzen zwischen -0,5 und 0,5 K auf, das heißt die städtische Wärmeinsel ist kaum oder sogar in Form einer „Kälteinsel“ ausgeprägt. Nachts sind die Temperaturunterschiede deutlich größer, mit bis

zu 4 K in den Monaten März bis September in den Stunden zwischen Sonnenuntergang und Mitternacht. In den Monaten Oktober bis Februar ist die städtische Wärmeinsel am Abend und in der Nacht mit Temperaturunterschieden zwischen 0 und 1,5 K deutlich schwächer ausgeprägt. Ganzjährig ist die Verbindung der SWI mit Sonnenauf- und Sonnenuntergang (schwarze Linien in Abbildung 5-13) deutlich erkennbar, was den Einfluss der Sonneneinstrahlung auf die Ausprägung der SWI betont.

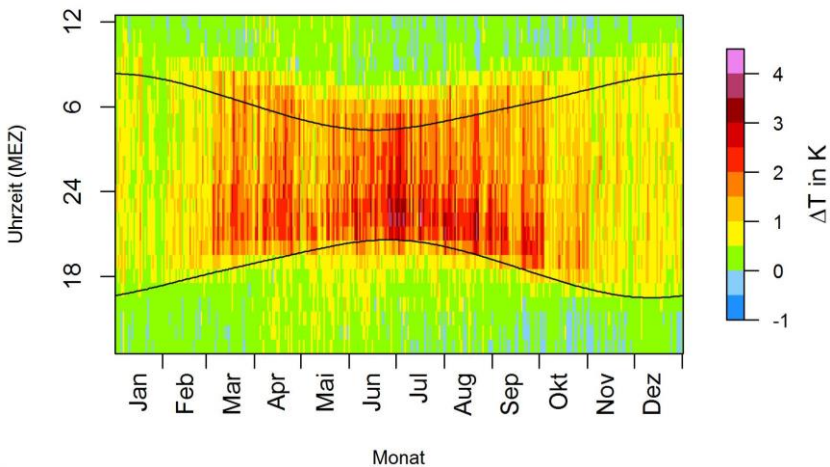


Abbildung 5-13: Mittlerer Tages- und Jahresverlauf des Temperaturunterschiedes zwischen Stadt und Umland, basierend auf stündlichen Daten (Juni 2009 bis Mai 2016). Die schwarzen Linien kennzeichnen die Zeiten von Sonnenauf- und Sonnenuntergang, die nächtlichen Temperaturunterschiede sind dabei in der Mitte der Abbildung zu sehen.

Auch im mittleren Tagesgang (Abbildung 5-14, links) zeigt sich, dass die höchsten Werte der SWI in allen Jahreszeiten in den Stunden nach Sonnenuntergang auftreten, während die SWI in den Mittagsstunden nahezu verschwindet. In allen Jahreszeiten ist die Form des Tagesgangs gleich, jedoch bei unterschiedlicher Amplitude. Im Sommer treten die stärksten Temperaturunterschiede mit 2,5 K gegen 21:00 Uhr MEZ auf, im Winter mit 0,8 K

zwischen 19:00 und 23:00 Uhr MEZ, wobei dann das Maximum weniger prononciert ist. Die städtische Wärmeinsel beginnt sich zu bilden, wenn die Strahlungsbilanz negativ wird; nach Sonnenuntergang erreicht sie ihre maximale Intensität, die im Laufe der Nacht nur leicht abnimmt. Mit Umkehr der Strahlungsbilanz am Morgen verschwindet die städtische Wärmeinsel, wenn die Atmosphäre infolge der eintreffenden Sonneneinstrahlung labilisiert wird und sich die Erdoberfläche erwärmt.

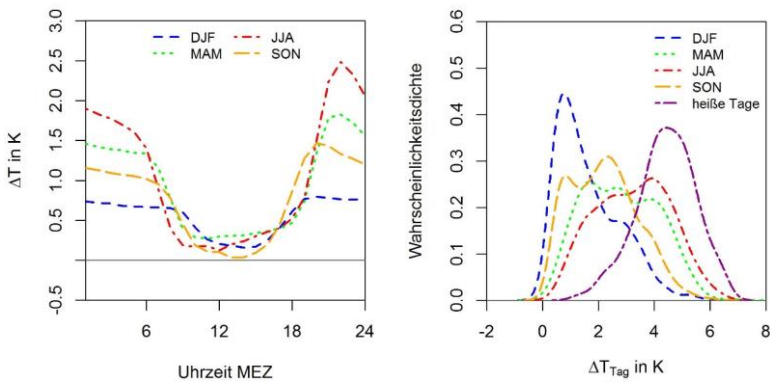


Abbildung 5-14: Links: Mittlerer Tagesgang von ΔT zwischen Juni 2009 und Mai 2016 in Frühjahr (März, April, Mai, MAM), Sommer (Juni, Juli, August, JJA), Herbst (September, Oktober, November, SON) und Winter (Dezember, Januar, Februar, DJF). Rechts: Wahrscheinlichkeitsdichte der maximalen täglichen Temperaturdifferenz ΔT_{Tag} zwischen Stadt und Umland (Juni 2009 bis Mai 2016) in den unterschiedlichen Jahreszeiten und an heißen Tagen.

Die Werte für die maximale tägliche Temperaturdifferenz (ΔT_{Tag} , vgl. Kap. 5.1.4) liegen zwischen -0,1 K und 6,9 K, für die mittleren täglichen Temperaturdifferenzen (ΔT_{Mittel}) zwischen -0,5 K und 3,1 K, mit der größten Häufigkeit für hohe Werte beider Größen im Sommer. Die jährlichen Mittelwerte sind 2,5 K (ΔT_{Tag}) und 0,8 K (ΔT_{Mittel}). Die jahreszeitlichen Unterschiede sind groß, wie die Verteilungen von ΔT_{Tag} (Abbildung 5-14, rechts) zeigen. Während die mittleren Werte im Winter (ΔT_{Tag} : 1,6 K, ΔT_{Mittel} : 0,6 K) und

Herbst (2,2 K und 0,8 K) relativ niedrig sind, liegen sie im Frühjahr (2,8 K und 1,0 K) und besonders im Sommer (3,2 K und 1,1 K) deutlich höher. Noch höhere Werte als im Sommer treten auf, wenn nur heiße Tage berücksichtigt werden (4,4 K und 1,5 K). Alle Unterschiede zwischen den Jahreszeiten sowie zwischen Tagen im Sommer und heißen Tagen sind statistisch signifikant, wie ein zweiseitiger, ungepaarter Wilcoxon-Test zeigt (Signifikanzniveau $S_i = 0,95$).

Die Messkampagne im Sommer 2016, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurde, erlaubt beispielhaft einen zusätzlichen räumlich differenzierten Blick auf die SWI bei sommerlichen Bedingungen in den unterschiedlichen Baustrukturen. Drei Messstationen haben im Juli und August 2016 in einem begrünten Innenhof in der Innenstadt-Ost, einem versiegelten Innenhof in der Weststadt und an einem Standort zwischen Wohngebiet und Parkanlage in der Südstadt von Karlsruhe die meteorologischen Bedingungen aufgezeichnet (vgl. Kap. 5.1.2).

Es zeigt sich, dass sich die Werte für $\Delta T_{\text{Tag(l)}}$ zwischen den Stationen deutlich unterscheiden, an einzelnen Tagen um über 2 K (Abbildung 5-15). Die niedrigsten Werte treten dabei an den meisten Tagen in der Südstadt in der Parkumgebung auf. Umgekehrt werden die höchsten Werte meist in der Weststadt gemessen, besonders dann, wenn die Unterschiede zwischen den Stationen groß sind. Im begrünten Innenhof der Innenstadt-Ost liegen die Temperaturen oft einige Zehntel-Grad unter denen der Weststadt. Dies spiegelt wahrscheinlich die Wirkung der Begrünung wider, weil beide Messungen im gleichen Stadtstrukturtyp, der geschlossenen Blockrandbebauung, stattfanden. Die beschriebenen Ergebnisse zeigen einen großen Einfluss der Baustruktur auf die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe und die Bedeutung von Grünflächen. Diese Aspekte werden in Kap. 5.3 näher untersucht.

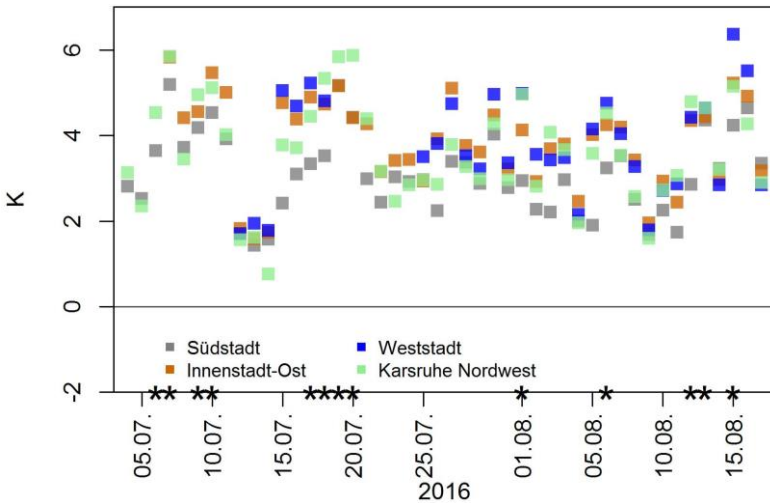


Abbildung 5-15: Maximale tägliche Temperaturdifferenz $\Delta T_{\text{Tag}(t)}$ zur Umlandreferenz während der Messkampagne 2016 an den verschiedenen Messstationen, die unterschiedlich farblich kodiert sind. Sternchen markieren Tage mit SWI*. Für die Messstation Weststadt liegen zwischen 19.07. und 24.07.2016 keine Messdaten vor.

Einen noch detaillierteren Blick auf die räumlichen Temperatureigenschaften erlaubt die Betrachtung der mittleren Verläufe von ΔT_{A-U} aus den AERO-TRAM-Messungen (vgl. Kap. 5.1.3). Entlang der beiden Strecken zwischen Ettlingen und Hochstetten (S1/S11, Abbildung 5-16) und zwischen Rheinstetten und Blankenloch (S2, Abbildung 5-17) zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den Jahres- und Tageszeiten und den einzelnen Streckenabschnitten. So treten die größten räumlichen Unterschiede von ΔT_{A-U} im Herbst (S1/S11) bzw. Frühjahr und Sommer (S2) auf. Allerdings ist Form der Kurven zu allen Jahres- und Tageszeiten weitgehend ähnlich – das heißt, die lokalen Maxima und Minima von ΔT_{A-U} liegen zu allen Zeiten an denselben Orten. Das markante Minimum bei etwa km 12 der S1/S11-Strecke (Abbildung 5-16), das in allen Jahreszeiten nachts und am Nachmittag deutlich ausgeprägt ist und dabei teilweise sogar negative Werte annimmt, liegt direkt neben dem Naturschutzgebiet „Alter Flugplatz“ in der Nordweststadt. Die Maxima liegen auf beiden Strecken im Innenstadtbereich.

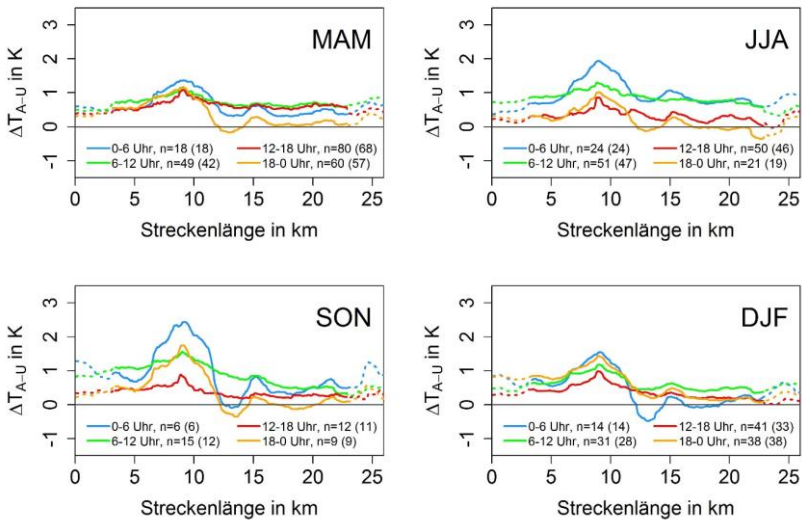


Abbildung 5-16: Verlauf von ΔT_{A-U} zu den verschiedenen Tageszeiten in Frühjahr (oben links), Sommer (oben rechts), Herbst (unten links) und Winter (unten rechts) auf der AERO-TRAM-Strecke zwischen Ettlingen und Hochstetten (S1/S11), $n = 519$. Gestrichelte Bereiche bezeichnen die äußeren 3000 m der Strecke, wo aufgrund der Datenkorrektur zum Teil weniger Fahrten in die Mittelung eingehen; die jeweilige Anzahl ist in Klammern angegeben (vgl. Kap. 5.1.3).

Während im Winter auf Linie S2 kaum tageszeitliche Unterschiede erkennbar sind, werden große Unterschiede zwischen den Tageszeiten im Sommer, Herbst und Winter (S1/S11) beziehungsweise Frühjahr und Sommer (S2) deutlich. Dann treten die höchsten Werte von ΔT_{A-U} jeweils in der Nacht (Zeitraum 0 – 6 Uhr MEZ) auf. Dabei weist die räumliche Struktur nachts einen relativ glatten Verlauf auf. Demgegenüber schwankt ΔT_{A-U} am Tag (12 – 18 Uhr MEZ) auf kleinem Raum geringfügig, was wahrscheinlich auf kleinräumige Unterschiede in der Sonneneinstrahlung/Beschattung zurückzuführen ist. Zu beachten bleibt, dass je nach Jahres- und Tageszeit unterschiedlich viele Fahrten in die Mittelung eingehen. So können bei einer geringen Fahrtenzahl, sofern diese an wenigen Tagen stattfanden, die Charakteristika der SWI einzelner Tage den Mittelwert stark beeinflussen.

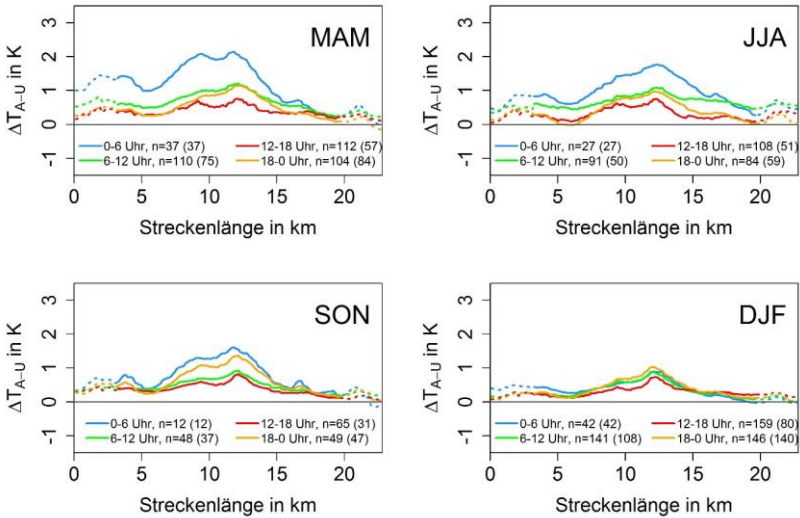


Abbildung 5-17: Wie Abbildung 5-16, aber für die Strecke Rheinstetten- Blankenloch (S2), $n = 1335$.

5.3 Räumliche Klassifizierung: Hauptkomponentenanalyse

Während aller AERO-TRAM-Fahrten ist das jeweilige Maximum von ΔT_{A-U} , also der größte Temperaturunterschied zum Umland entlang der Strecke, am häufigsten auf Streckenabschnitten in der Innenstadt aufgetreten, meist in der Kaiserstraße zwischen Durlacher Tor im Osten und Mühlburger Tor im Westen. Zusätzlich trat während etwa 40 Fahrten auf der Strecke Rheinstetten – Blankenloch das Maximum an der Überquerung der Bundesstraße B10 auf der B36 im Westen des Stadtgebiets auf (Abbildung 5-18), während etwa 15 Fahrten auf der Strecke Ettlingen – Hochstetten im Bereich des Albtalbahnhofs (nicht gezeigt).

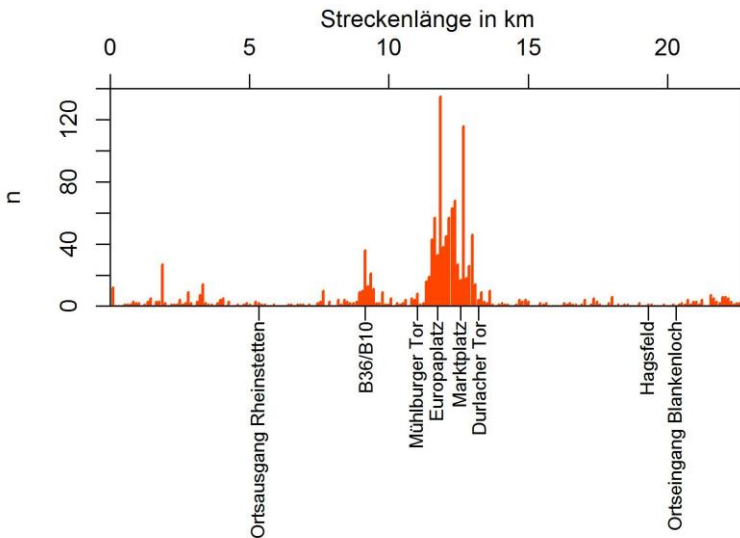


Abbildung 5-18: Häufigkeiten, bei wie vielen Fahrten in jedem 100 m-Abschnitt das größte ΔT_{A-U} pro Fahrt aufgetreten ist (S2 Rheinstetten – Blankenloch, $n=1335$).

Eine Klassifizierung aller 100 m-Abschnitte erfolgte – für die beiden Strecken Ettlingen – Hochstetten und Rheinstetten – Blankenloch getrennt – mittels einer S-Moden-Hauptkomponentenanalyse der Temperaturdaten (vgl. Kap. 5.1.3), um größere Streckenabschnitte zu identifizieren, deren Zeitreihen von ΔT_{A-U} korreliert sind. Aus der Betrachtung des *scree plots* für die Strecke Ettlingen-Hochstetten (Abbildung 5-19, links) ergibt sich nach dem Kriterium des „Knicks“ (O’Lenic und Livezey 1988) eine optimale Anzahl von vier zu rotierenden HK zur Klassifizierung der Streckenabschnitte auf der Strecke zwischen Rüppurr und Hochstetten. Diese 4 HK erklären 94% der aufgetretenen Varianz in den Daten (Abbildung 5-19, rechts). Nach der Rotation und der Zuordnung jedes Streckenabschnitts zu einer HK anhand seiner höchsten Ladung (Huth 1996) zeigt sich, dass vier längere, zusammenhängende Streckenabschnitte ähnliche Temperaturcharakteristika aufweisen. Der Bereich, in dem alle 100 m-Abschnitte HK 1 zugeordnet worden sind, liegt zwischen Hochstetten und Neureut, der Bereich von HK 2 er-

streckt sich zwischen Rüppurr und etwa dem Hauptbahnhof, HK 3 beschreibt den Innenstadtbereich zwischen Hauptbahnhof und dem Rand der Nordweststadt. Der alte Flugplatz, der bereits in den räumlichen Temperaturverläufen durch besondere Temperaturabweichungen aufgefallen ist, stellt einen Bereich eigener Temperaturcharakteristika dar (HK 4, Abbildung 5-20). Die räumlichen Unterschiede von ΔT_{A-U} , die sich bereits in den tages- und jahreszeitlichen Verläufen angedeutet haben, werden also durch die Klassifizierung bestätigt.

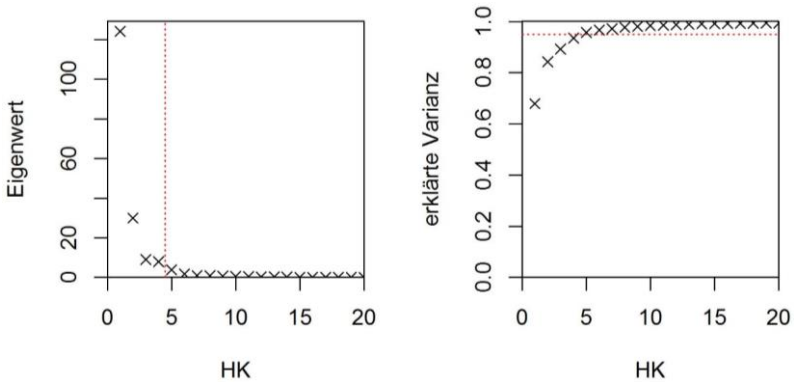


Abbildung 5-19: Eigenwerte (links) und kumulierte erklärte Varianz (rechts) für die ersten 20 Hauptkomponenten der Strecke Ettlingen – Hochstetten, $n=519$. Die rot gestrichelten Linien zeigen die Abgrenzung nach 4 HK (links) und bei 95% erklärter Varianz (rechts).

Auf der Strecke zwischen Rheinstetten und Blankenloch lässt der *scree plot* keine eindeutige Entscheidung über die optimale Anzahl zu rotierender HK zu (Abbildung 5-21, links). Daher wird hier das Kriterium von mindestens 95% erklärter Varianz angewendet, was durch die Anzahl von ebenfalls vier HK erfüllt wird (Abbildung 5-21, rechts). Die Strecke wird nach der Rotation der vier HK und über die Zuordnung jedes 100 m-Abschnitts über seinen höchsten Ladungswert in drei längere Abschnitte eingeteilt, die die Bereiche Daxlanden bis Innenstadt Ost (HK 1), Oststadt bis Blankenloch (HK 2), und

den Bereich in und um Rheinstetten (HK 3) umfassen. HK 4 werden demgegenüber nur drei nebeneinander liegende 100 m-Abschnitte in der südlichen Oststadt zwischen Karl-Wilhelm-Platz und Hauptfriedhof zugeordnet (Abbildung 5-22).

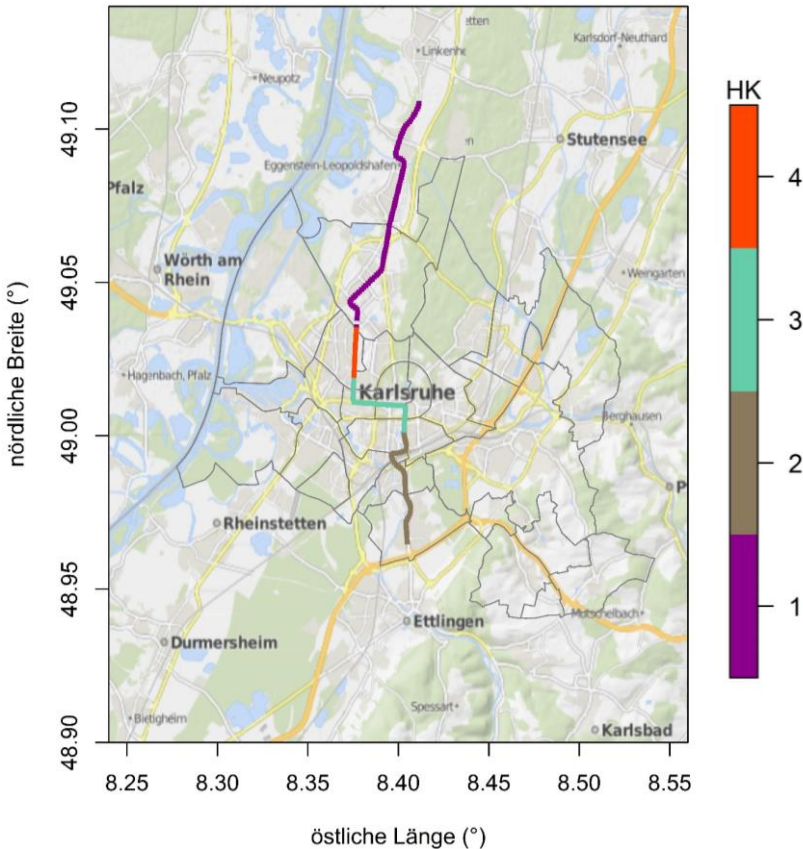


Abbildung 5-20: Zuordnung zu einer von vier Hauptkomponenten: Strecke Ettlingen – Hochstetten (S1/S11), n=519. Die letzten 3000 m an jedem Streckenende wurden in der HKA aufgrund der geringeren Anzahl an Fahrten infolge der Datenkorrektur (vgl. Kap. 5.1.3) nicht berücksichtigt.

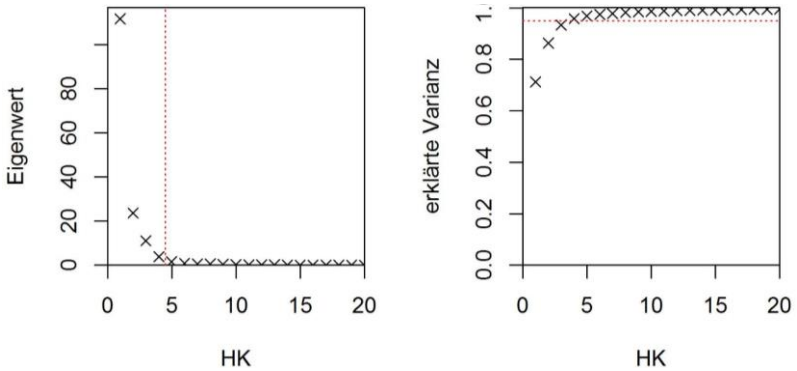


Abbildung 5-21: Wie Abbildung 5-19, aber für die Strecke Rheinstetten - Blankenloch, n=1335.

Die HKA liefert damit ein Bild über die Bereiche, die als größere Abschnitte betrachtet werden können, und erlaubt so eine großräumigere Einteilung der Stadt und des Umlandes von Karlsruhe mit möglichst wenig Informationsverlust gegenüber der Betrachtung der einzelnen 100 m-Abschnitte.

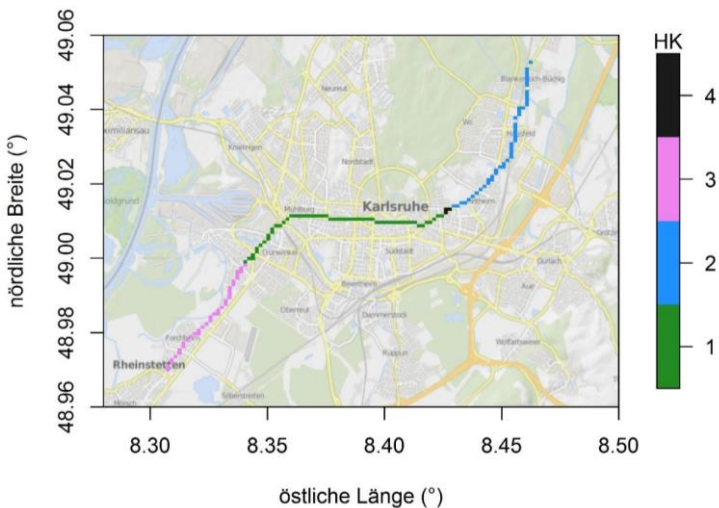


Abbildung 5-22: Wie Abbildung 5-20, aber für die Strecke Rheinstetten - Blankenloch, n=1335.

Die Betrachtung der Werte von ΔT_{A-U} getrennt nach den Hauptkomponenten verdeutlicht die Differenzierung der größeren Abschnitte nach Temperaturcharakteristika (Abbildung 5-23), mit den höchsten mittleren Werten auf den innerstädtischen Abschnitten der HK 3 (Strecke Ettlingen – Hochstetten) und der HK 1 (Strecke Rheinstetten – Blankenloch) und deutlich niedrigeren Werten für die Hauptkomponenten, die im Umland auftreten.

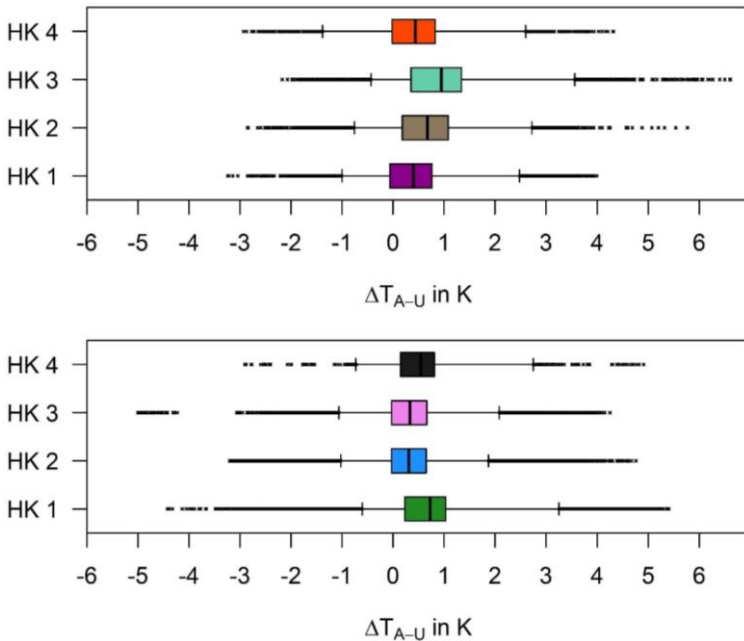


Abbildung 5-23: Boxplots von ΔT_{A-U} aller Fahrten in allen Abschnitten, die einer Hauptkomponente zugeordnet sind: Oben für die Strecke Ettlingen – Hochstetten (S1/S11), unten für die Strecke Rheinstetten – Blankenloch (S2). Die Boxplots zeigen in der Box den Bereich zwischen dem 25. und 75. Perzentil sowie den Mittelwert. Die Äste kennzeichnen den Bereich zwischen dem 2. und 98. Perzentil, die Punkte Ausreißer unter und über diesen Werten.

5.4 Zusammenhang der räumlichen Variabilität der Temperatur mit städtischen Baustrukturen

Die bisher gezeigten Ergebnisse sowie die Erkenntnisse aus der Literatur (vgl. Kap. 2.1.4) zu räumlichen Temperaturunterschieden legen eine wichtige Rolle des Versiegelungsgrades und des Stadtstrukturtyps für kleinräumige Temperaturunterschiede nahe.

5.4.1 Versiegelungsgrad

Kleinräumige Temperaturunterschiede zwischen stark versiegelten und unversiegelten Flächen werden beim direkten Vergleich der beiden Messstationen Karlsruhe Nordwest und Nordweststadt Kleingärten deutlich, die räumlich nah beieinander, aber einmal im Gewerbegebiet und einmal in einer Kleingartensiedlung liegen (S und E4 in Abbildung 5-1; Tabelle A 1, Anhang). Während die maximale tägliche SWI in den Kleingärten am häufigsten Werte um 2 K und nur sehr selten Werte von mehr als 4 K annimmt (Median: 1,9 K, 75. Perzentil: 2,4 K, 90. Perzentil: 2,9 K, Maximum: 5,2 K), liegen die Werte in Karlsruhe Nordwest höher, nämlich überwiegend zwischen 1 und 4 K, wobei häufig auch Werte von bis zu 6 K und vereinzelt darüber auftreten (Median: 2,4 K, 75. Perzentil: 3,4 K, 90. Perzentil: 4,3 K, Maximum: 6,9 K) (Abbildung 5-24). In den Sommermonaten sind die Unterschiede noch größer, bei für beide auch höheren Werten. Dies unterstreicht die kühlende klimatische Wirkung von Grünflächen in ansonsten versiegeltem Gebiet, die kleinräumig die SWI deutlich abschwächen können.

Über diesen direkten Vergleich von Messungen auf kleinem Raum hinaus bieten die Messungen der AERO-TRAM ein räumlich differenziertes Bild in Bezug auf den Zusammenhang mit dem Versiegelungsgrad. Aus den bisherigen Auswertungen (besonders Abbildung 5-13) wurde deutlich, dass die SWI generell zwischen März und September zwischen 20 Uhr und 7 Uhr MEZ ihre stärkste Ausprägung hat.

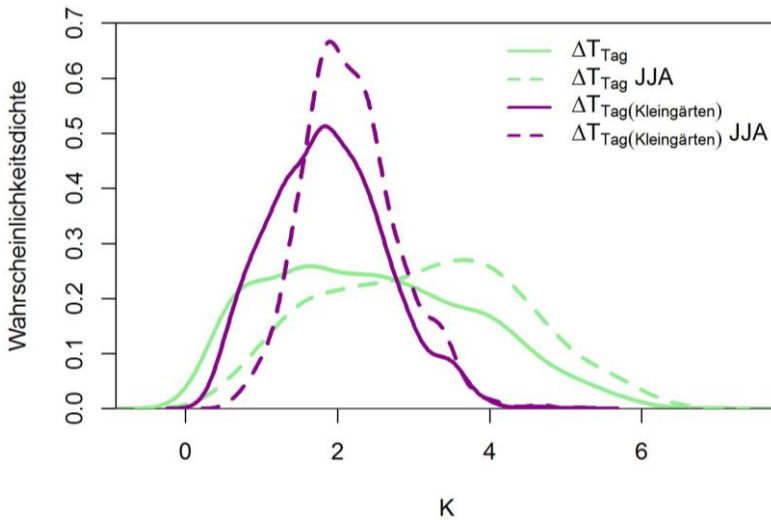


Abbildung 5-24: Wahrscheinlichkeitsdichten der maximalen städtischen Wärmeinsel an den Messstationen Karlsruhe Nordwest (ΔT_{Tag} , grün) und Kleingärten Nordweststadt ($\Delta T_{\text{Tag(Kleingärten)}}$, violett) an allen Tagen (durchgezogene Linien) und an Tagen in Juli, Juli und August (gestrichelte Linien) der Jahre 2011 – 2014.

Werden die mittleren Verläufe von ΔT_{A-U} in diesem Zeitraum mit dem Bodenversiegelungsgrad unterlegt, so zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen beiden (Abbildung 5-25, Abbildung 5-26). Abschnitte mit höheren Versiegelungsgraden zeigen tagsüber und nachts hohe mittlere ΔT_{A-U} , Abschnitte mit niedrigen Versiegelungsgraden und unversiegelte Abschnitte niedrige ΔT_{A-U} . Die höchsten mittleren ΔT_{A-U} treten auf beiden betrachteten Strecken nachts in der Innenstadt in der Kaiserstraße zwischen Europaplatz und Marktplatz (um 1,4 K, Abbildung 5-25) beziehungsweise zwischen Europaplatz und Durlacher Tor auf (um 1,6 K, Abbildung 5-30).

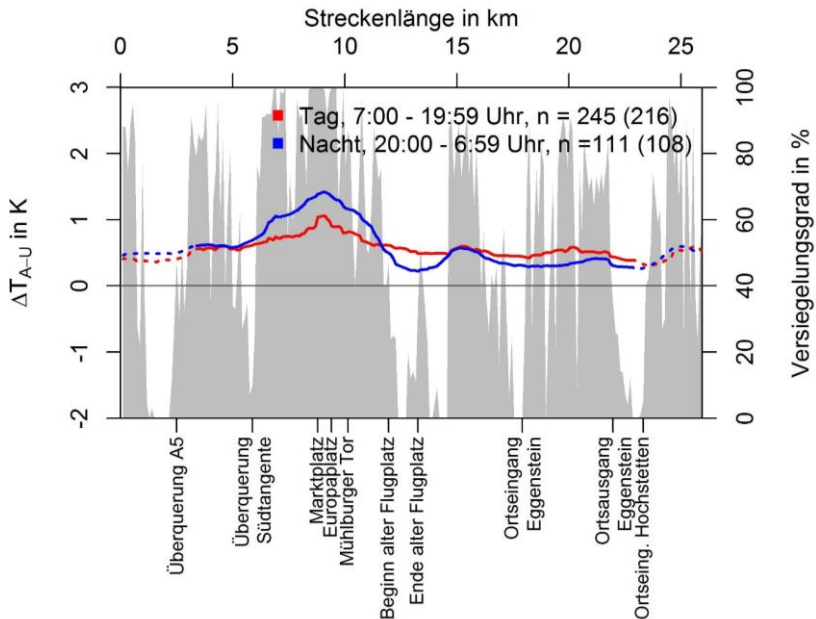


Abbildung 5-25: Strecke Ettlingen – Hochstetten (S1/S11): Mittlere Verläufe von ΔT_{A-U} für alle AERO-TRAM-Messfahrten zwischen März und September tagsüber (rote Linie) und nachts (blaue Linie). Grau hinterlegt ist der Bodenversiegelungsgrad in jedem 100 m-Abschnitt (sekundäre Ordinate; vgl. Kap. 5.4.1). Gestrichelte Bereiche bezeichnen die äußeren 3000 m der Strecke, wo aufgrund der Datenkorrektur zum Teil weniger Fahrten in die Mittelung eingehen; die jeweilige Anzahl ist in Klammern angegeben (vgl. Kap. 5.1.3).

Lokale Maxima liegen in den Ortsgebieten von Rheinstetten (S2; mittleres nächtliches ΔT_{A-U} von 0,8 K) und Blankenloch (S2; bis 0,5 K) sowie Hochstetten (S1/S11; 0,6 K), wo sich im bebauten Gebiet eigene kleine Wärmeinseln ausbilden. Lokale Minima treten zwischen den Orten im Umland in der Nähe von landwirtschaftlich genutzten Flächen auf, beispielsweise mit einem mittleren nächtlichen ΔT_{A-U} von 0,3 K zwischen Büchig und Blankenloch (S2), zwischen Neureut und Eggenstein sowie zwischen Eggenstein und Hochstetten-Linkenheim (S1/S11).

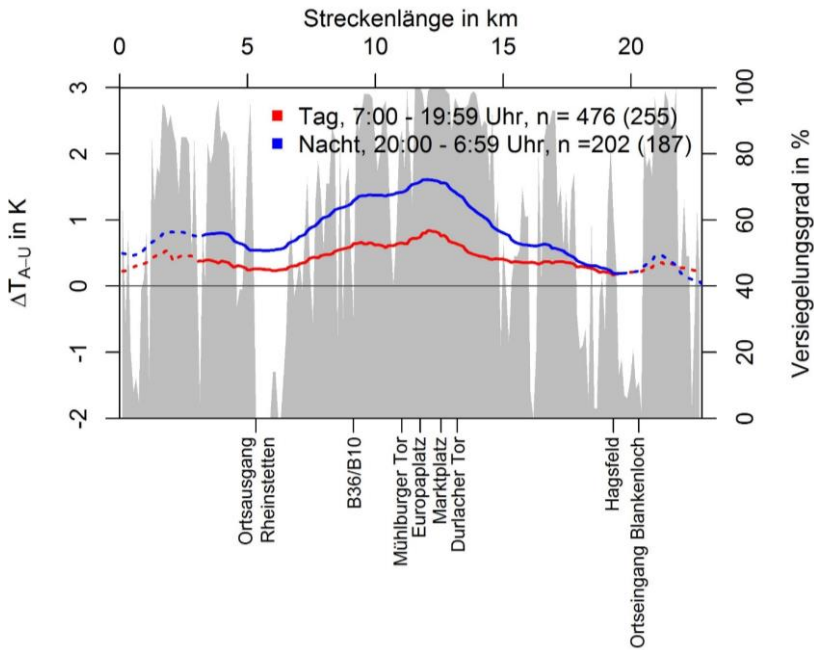


Abbildung 5-26: Wie Abbildung 5-29, aber für die Strecke Rheinstetten – Blankenloch (S2).

Ein besonders markanter Bereich niedriger mittlerer nächtlicher ΔT_{A-U} von 0,2 K (mit bei Einzelfahrten stark negativen Werten unter -2 K) auf der Linie S1/S11 befindet sich am alten Flugplatz in der Karlsruher Nordstadt, an dem die Bahn vorbeifährt. Über der dortigen Freifläche findet nachts offenbar eine ausgeprägte Abkühlung der bodennahen Luft statt. Tagsüber sind die räumlichen Unterschiede – wie aus der tageszeitlichen Betrachtung zu erwarten war (vgl. Kap. 5.2) – deutlich geringer als nachts.

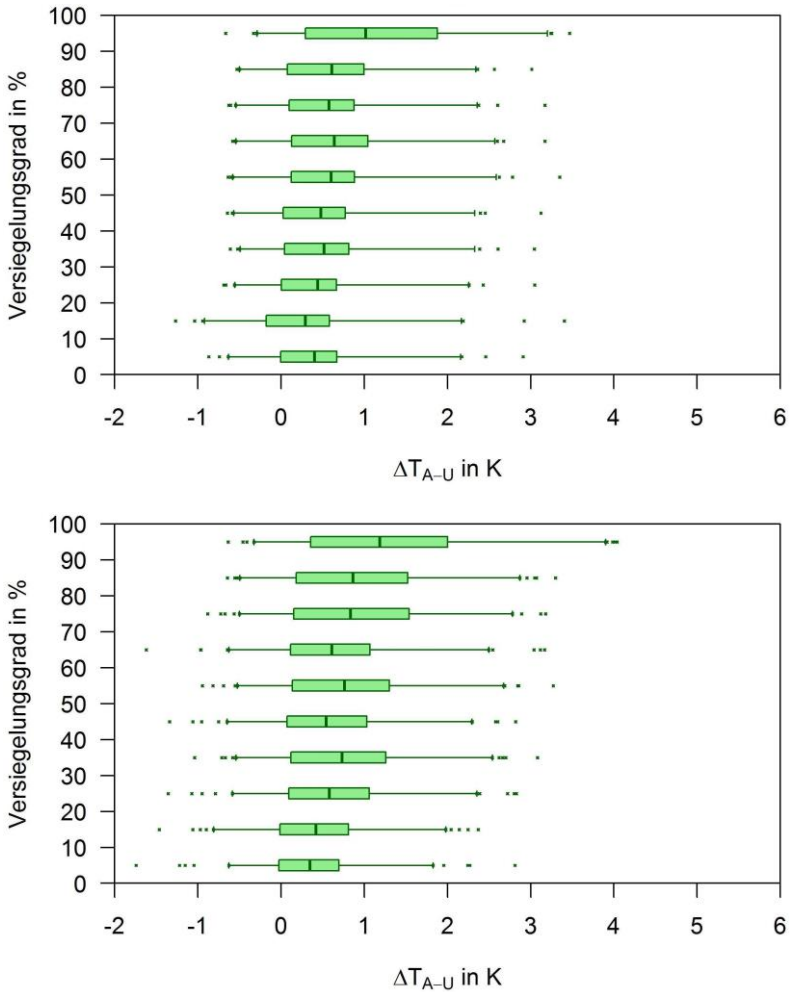


Abbildung 5-27: Boxplots von ΔT_{A-U} auf der Strecke Ettlingen-Hochstetten (S1/S11, oben), und Rheinstetten-Blankenloch (S2, unten), getrennt nach 10%-Klassen des Versiegelungsgrades. Jeder eingehende Datenpunkt ist der pro Fahrt über eine Klasse gemittelte Wert. Es gehen nächtliche (Ende einer Fahrt zwischen 20:00 und 6:59 Uhr) Messungen zwischen März und September ein (S1/S11: n=111 und S2: n=202). Zur Darstellung der Boxplots siehe Abbildung 5-23.

Zur Quantifizierung des Einflusses des Bodenversiegelungsgrades auf die SWI werden die nächtlichen Werte von ΔT_{A-U} zwischen März und September getrennt nach diskreten Klassen des Versiegelungsgrades untersucht. Für beide Strecken der AERO-TRAM wurden die 100 m-Abschnitte in 10%-Schritten des Versiegelungsgrades klassifiziert. Den einzelnen Klassen gehören unterschiedlich viele 100 m-Abschnitte an. Deshalb wird, um die Vergleichbarkeit zwischen den Klassen zu gewährleisten, pro Fahrt zunächst der Mittelwert von ΔT_{A-U} für jede Klasse gebildet. So gehen in die Boxplots jeder Klasse ein Wert pro Fahrt und damit insgesamt gleich viele Werte ein (Abbildung 5-27). Für beide Strecken fallen die niedrigsten mittleren ΔT_{A-U} (0,3 – 0,4 K) in die Klassen niedriger Versiegelungsgrade (unter 30% für die Strecke Ettlingen – Hochstetten und unter 20% auf der Strecke Rheinstetten – Blankenloch). Die höchsten mittleren ΔT_{A-U} sowie die höchsten ΔT_{A-U} bei Einzelfahrten treten bei 90 – 100% Versiegelungsgrad auf (1,0 K bzw. 1,2 K). Ein annähernd linearer Zusammenhang, wie er in anderen Studien festgestellt wurde (vgl. Kap. 2.1.4), der die Berechnung einer Regression nahelegen würde, liegt aber offensichtlich nicht vor.

5.4.2 Stadtstrukturtyp

Analog zum Versiegelungsgrad wurden auch die Unterschiede von ΔT_{A-U} zwischen den verschiedenen Stadtstrukturtypen untersucht. Da jedem Stadtstrukturtyp unterschiedlich viele 100 m-Abschnitte entlang der AERO-TRAM-Strecken zugeordnet sind, gehen, ebenso wie in die Klassen des Versiegelungsgrades, nur die für jede Fahrt über alle Punkte eines Stadtstrukturtyps gemittelten Werte von ΔT_{A-U} in die Auswertung ein (Zeitraum März – September, nachts).

Auf der Strecke zwischen Ettlingen und Hochstetten treten die geringsten mittleren Werte von ΔT_{A-U} (0,3 – 0,4 K) in nicht oder nur locker bebauten Bereichen im randstädtischen oder Umland-Bereich auf, nämlich dort, wo mindestens auf einer Seite der Strecke Felder zu finden sind (Klassen Felder_Stadtbereich, Mischung_EFH_MFH_Felder, Mischung_EFH_locker_Felder, Mischung_Zeilenbebauung_Felder, Umland_Felder in Abbildung 5-28, oben). Die Klasse Felder_Stadtbereich tritt dabei nur am Rand des alten

Flugplatzes in der Nordstadt auf; die niedrigen Werte dort waren bereits zuvor in den räumlichen Temperaturverläufen (Abbildung 5-16, Abbildung 5-25) erkennbar. Etwas höhere mittlere ΔT_{A-U} von 0,6 K treten beispielsweise in den Stadtstrukturtypen mit lockerer Einfamilienhausbebauung (EFH_locker) und Zeilenbebauung auf, aber auch in Kleingarten-Siedlungen. Die höchsten mittleren ΔT_{A-U} (bis zu 1,3 K), ebenso wie die höchsten Werte während einzelner Fahrten (98. Perzentil und Ausreißer) wurden in Stadtstrukturen mit offener Blockrandbebauung (Blockrand_offen) und geschlossener Blockrandbebauung (Blockrand_geschlossen), Mischungen zwischen beiden sowie Mischungen aus geschlossener Blockrandbebauung und Großstrukturen gemessen. Ebenso hohe Werte sind im Bereich Mischung_Blockrand_geschlossen_Zoo trotz des nahegelegenen Stadtgartens/Zoos auf einer Seite der AERO-TRAM-Strecke aufgetreten, sodass die Grünfläche offenbar keine so weit reichende Wirkung hat.

Zwischen Rheinstetten und Blankenloch (Abbildung 5-28, unten) wurden im Bereich von Feldern im Umland (Umland_Felder) sowie Kleingärten die kleinsten mittleren ΔT_{A-U} mit 0,4 K gemessen. Die niedrigsten ΔT_{A-U} (0,2 K) treten aber im Stadtstrukturtyp „Mischung_EFH_locker_Zeilenbebauung“ auf, wobei dieser nur in einem kurzen Abschnitt in Büchig auftritt, wo die AERO-TRAM in direkter Nähe zu Kleingärten und Feldern durch diesen Stadtstrukturtyp fährt. Eine Mischung aus Ortskern, Einfamilienhäusern und Mehrfamilienhäusern (Mischung_Ortskern_EFH_MFH), lockere Einfamilienhausbebauung (EFH_locker), Zeilenbebauungen und auch innerstädtische Freiflächen weisen mittlere Werte zwischen 0,6 und 0,7 K auf. Auch hier entfallen die höchsten Werte für das mittlere ΔT_{A-U} (1,6 K) und die höchsten Werte während Einzelfahrten (98. Perzentil und Ausreißer) auf die geschlossene Blockrandbebauung (Blockrand_geschlossen). Ebenfalls treten hohe Werte auf, sofern eine Seite der Strecke mit geschlossener Blockrandbebauung bebaut ist (Mischung_Blockrand_geschlossen_Zeilenbebauung, Mischung_Blockrand_geschlossen_Großstrukturen, Mischung_Blockrand_geschlossen_Blockrand_offen), und in Bereichen mit Gewerbe und Industrie (Mischung_Gewerbe_Industrie_Freifläche).

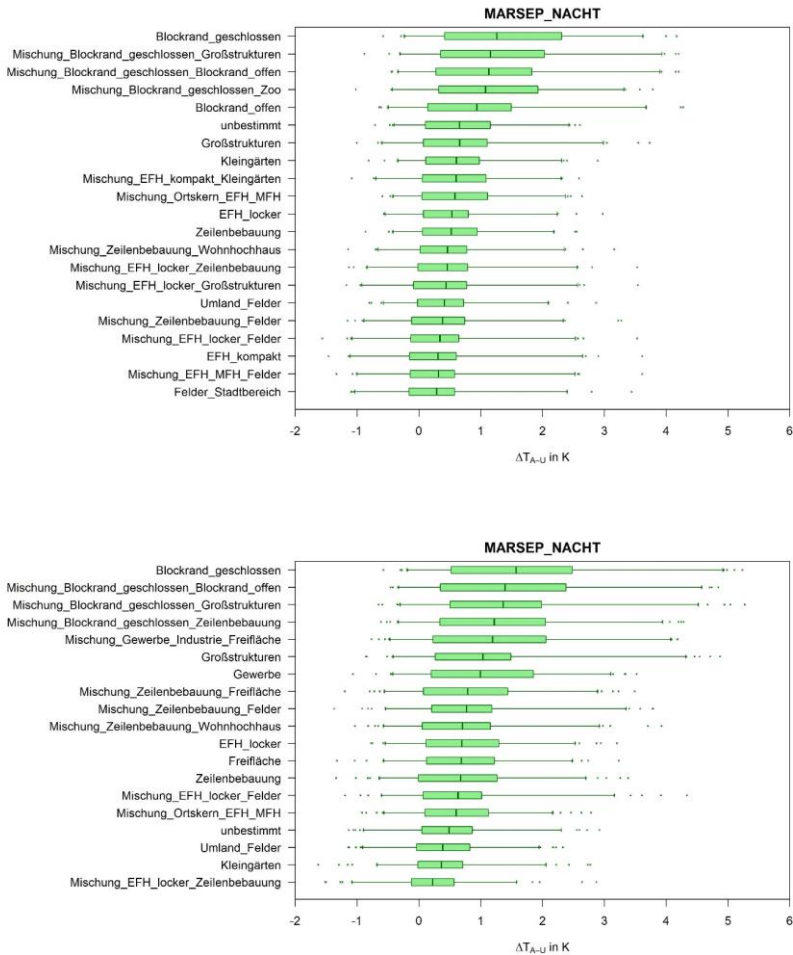


Abbildung 5-28: Boxplots von ΔT_{A-U} in den AERO-TRAM-Abschnitten auf der Strecke Ettlingen-Hochstetten (S1, oben), und Rheinstetten-Blankenloch (S2, unten), die den Stadtstrukturtypen zugeordnet wurden. Darstellung wie in Abbildung 5-27.

5.4.3 Gemeinsame Betrachtung von Versiegelungsgrad und Stadtstrukturtyp

Die beiden Variablen Versiegelungsgrad und Bebauungsstruktur erklären, wie gezeigt werden konnte, einen Teil der räumlichen Temperaturunterschiede zum Umland entlang der AERO-TRAM-Strecke. Diese werden nun abschließend als Zusammenschau mit Versiegelungsgrad, Stadtstrukturtyp sowie den Hauptkomponenten dargestellt, und zwar für die beiden Strecken Ettlingen – Hochstetten und Rheinstetten – Blankenloch (Abbildung 5-29 und Abbildung 5-30). Die Boxplots von ΔT_{A-U} zeigen auf beiden Strecken – über die zuvor schon beschriebene Betrachtung der Mittelwerte hinaus –, dass die Spannweite der Werte für alle nächtlichen Fahrten sehr groß ist und einzelne sehr hohe Werte auch wie erwartet nur nachts auftreten. Die Werte der tagsüber stattfindenden Fahrten weisen eine geringere Streuung auf. Darüber hinaus sind die Unterschiede zwischen Tag und Nacht im inneren Stadtgebiet deutlich größer als im bebauten wie unbebauten Umland.

Auch die höchsten Temperaturunterschiede zum Umland (98. Perzentil und Ausreißer) werden dabei im Innenstadtbereich verzeichnet, wo sich hohe Versiegelungsgrade bis 100% und Stadtstrukturtypen mit Blockrandbebauung befinden und wo nur eine Hauptkomponente auftritt (HK 3 auf S1/S11, türkis in Abbildung 5-29; HK 1 auf S2, grün in Abbildung 5-30). Demgegenüber ist der Streckenabschnitt am alten Flugplatz, der sich durch geringe und zeitweise negative Werte von ΔT_{A-U} auszeichnet, einer eigenen HK zugeordnet (orange in Abbildung 5-29) und mit den Stadtstrukturtypen „Mischung_Zeilenbebauung_Felder“, „Mischung_EFH_MFH_Felder“ und „Felder_Stadtbereich“ sowie geringen Versiegelungsgraden verbunden. Der Ortsbereich in Rheinstetten, der durch eine eigene kleine Wärmeinsel im stark versiegelten Bereich gekennzeichnet ist, gehört zu den Stadtstrukturtypen mit lockerer Einfamilienhausbebauung sowie einer Mischung aus Ortskern, Einfamilienhäusern und Mehrfamilienhäusern (Abbildung 5-30).

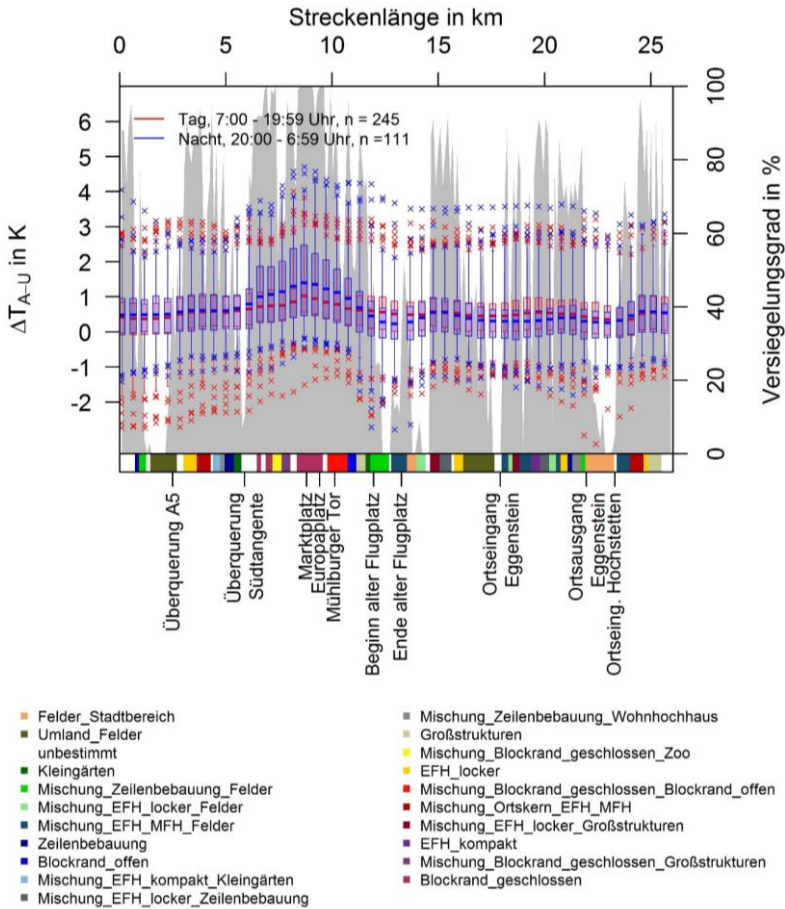


Abbildung 5-29: Strecke Eitlingen – Hochstetten (S1/S11): Boxplots von ΔT_{A-U} für alle AERO-TRAM-Messfahrten zwischen März und September, jeweils gemittelt über fünf 100m-Abschnitte. Der untere mehrfarbige Balken bezeichnet die Stadtstrukturtypen entlang der Strecke (s. Legende). Der obere mehrfarbige Balken markiert die Zuordnung zu den Hauptkomponenten, wobei die Farben den in Kapitel 5.3 gewählten entsprechen. Zur Darstellung der Boxplots vgl. Abbildung 5-23.

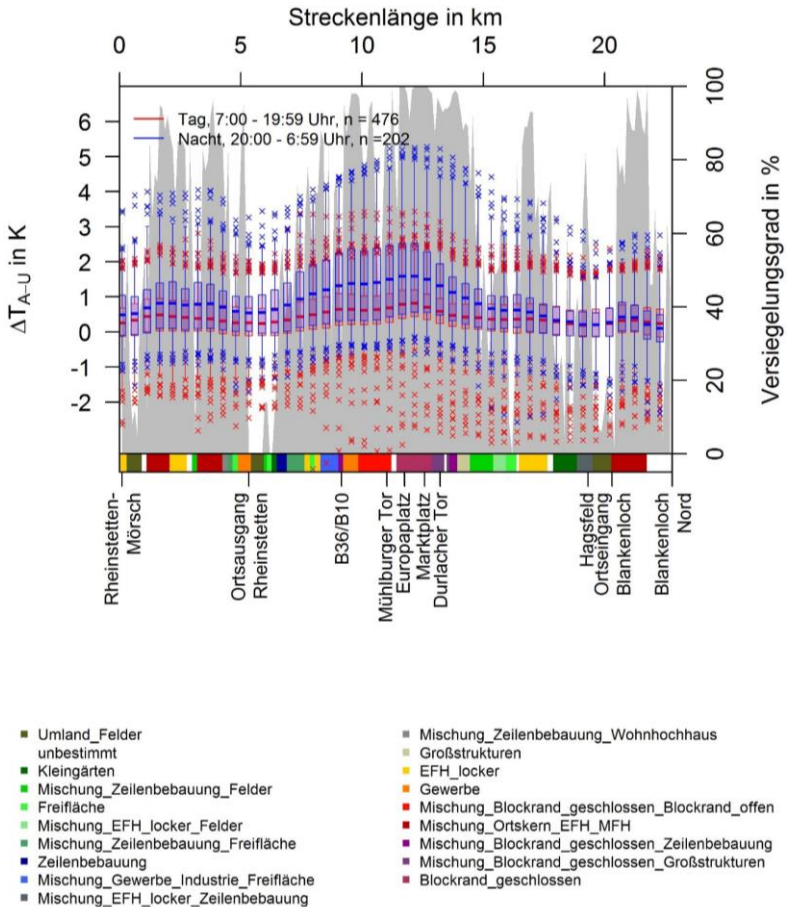


Abbildung 5-30: Wie Abbildung 5-29, aber für die Strecke Rheinsteilen – Blankenloch (S2).

Daraus wird deutlich, dass bestimmte Stadtstrukturtypen oft mit bestimmten Versiegelungsgraden verbunden sind, weswegen beide Größen nicht voneinander unabhängig sind. Deshalb lässt sich eine Sortierung der Stadtstrukturtypen nach ihren mittleren Versiegelungsgraden vornehmen (Tabelle 5-2), die die Berechnung einer Korrelation zwischen den so ordinalskalierten Stadtstrukturtypen und ΔT_{A-U} ermöglicht. Der Zusammenhang zwischen ΔT_{A-U} und

dem Versiegelungsgrad allein ist tagsüber und nachts sowie auf beiden Strecken ähnlich stark. Die Korrelationskoeffizienten nach Spearman betragen tagsüber 0,53 (Strecke S1/S11) und 0,64 (S2) sowie nachts 0,59 und 0,57. Im Vergleich dazu ist die Korrelation zwischen ΔT_{A-U} und dem nach Versiegelungsgrad sortierten Stadtstrukturtyp mit Werten von 0,54 (S1/S11) und 0,58 (S2) tagsüber sowie 0,50 und 0,54 nachts ähnlich hoch.

Die Korrelation der mittleren ΔT_{A-U} mit dem nach Versiegelungsgrad sortierten Stadtstrukturtyp ist damit nicht höher als mit dem Versiegelungsgrad allein, obwohl in den Stadtstrukturtypen mehr Eigenschaften der Bebauung berücksichtigt sind. Dafür gibt es mehrere mögliche Gründe. Zum einen berechnen sich die mittleren Versiegelungsgrade, anhand derer die Ordinalskalierung vorgenommen wurde, pro Stadtstrukturtyp aus unterschiedlich vielen 100x100 m-Rasterzellen. Bei wenigen Zellen kann daher eine große Streuung der Werte vorliegen, aus der sich ein bestimmter mittlerer Wert berechnet; beispielsweise betragen die Versiegelungsgrade an den fünf Zellen mit dem Typ „Mischung_Blockrand_geschlossen_Zeilenbebauung“ zwischen 31 und 99%. Selbst wenn die Fahrtstrecke der AERO-TRAM durch Felder im Umland verläuft, kann außerdem der Versiegelungsgrad der zugehörigen Rasterzelle wegen der Gleise und benachbarter Straßen deutlich über Null liegen. So liegt die Spannbreite des Versiegelungsgrads für den Typ „Umland_Felder“ zwischen 0 und 57%, was einen Mittelwert von 18,2% ergibt (Tabelle 5-2).

Da sich Versiegelungsgrad und Stadtstrukturtyp insgesamt als ähnlich geeignet zur Erklärung der SWI in Karlsruhe erwiesen haben, wird bei der folgenden Betrachtung von Tagen mit SWI* sowie der SWI bei Extremtemperaturen nur der Versiegelungsgrad dargestellt.

Tabelle 5-2: Entsprechend des mittleren Versiegelungsgrades (V) jedes Stadtstrukturtyps vorgenommene Ordinalskalierung (0). Zudem sind der niedrigste (V_{\min}) und der höchste Versiegelungsgrad (V_{\max}) innerhalb eines Stadtstrukturtyps angegeben sowie die jeweilige Anzahl der in die Berechnung eingehenden 100 m-Streckenabschnitte der AERO-TRAM (n).

O	Stadtstrukturtyp	V	V_{\min}	V_{\max}	n
1	Felder_Stadtbereich	8,4	0	26	16
2	Otto_Dullenkopf_Park	12,8	0	28	4
3	Umland_Felder	18,2	0	57	42
4	unbestimmt	24,2	0	100	423
5	Kleingärten	25,6	3	58	16
6	Mischung_Zeilenbebauung_Felder	30,4	0	92	25
7	Freifläche	32,5	0	79	10
8	Mischung_EFH_locker_Felder	40,6	0	75	14
9	Mischung_Zeilenbebauung_Freifläche	47,4	29	73	9
10	Mischung_EFH_MFH_Felder	47,4	0	88	21
11	Zeilenbebauung	55,1	22	85	15
12	Blockrand_offen	58,5	50	70	4
13	Mischung_Gewerbe_Industrie_Freifläche	60,0	25	85	7
14	Mischung_EFH_kompakt_Kleingärten	63,3	41	84	3
15	Mischung_EFH_locker_Zeilenbebauung	67,1	13	92	15
16	Mischung_Zeilenbebauung_Wohnhochhaus	69,9	34	84	8
17	Großstrukturen	70,9	27	93	24
18	Mischung_Blockrand_geschlossen_Zoo	72,0	55	100	4
19	EFH_locker	72,8	29	93	40
20	Gewerbe	73,3	0	98	11
21	Mischung_Blockrand_geschlossen_Blockrand_offen	77,5	40	99	13
22	Mischung_Ortskern_EFH_MFH	78,9	2	100	45
23	Mischung_EFH_locker_Großstrukturen	79,0	59	91	7

Fortsetzung Tabelle 5-2.

24	Mischung_Blockrand_geschlossen _Zeilenbebauung	84,2	31	99	5
25	EFH_kompakt	85,0	76	91	4
26	Mischung_Blockrand_geschlossen_ Großstrukturen	89,7	56	100	23
27	Blockrand_geschlossen	95,0	75	100	54

5.5 Tage mit starker SWI (SWI*)

Entsprechend des Jahresganges von ΔT_{Tag} (vgl. Kap. 5.2) verteilt sich auch die mittlere Zahl von Tagen mit starker städtischer Wärmeinsel in Karlsruhe (SWI*, zur Definition vgl. 5.1.4) unterschiedlich über die Monate. Die meisten dieser Tage treten durchschnittlich im Juni, Juli und August sowie im April auf, nur wenige zwischen Oktober und Februar (Abbildung 5-31).

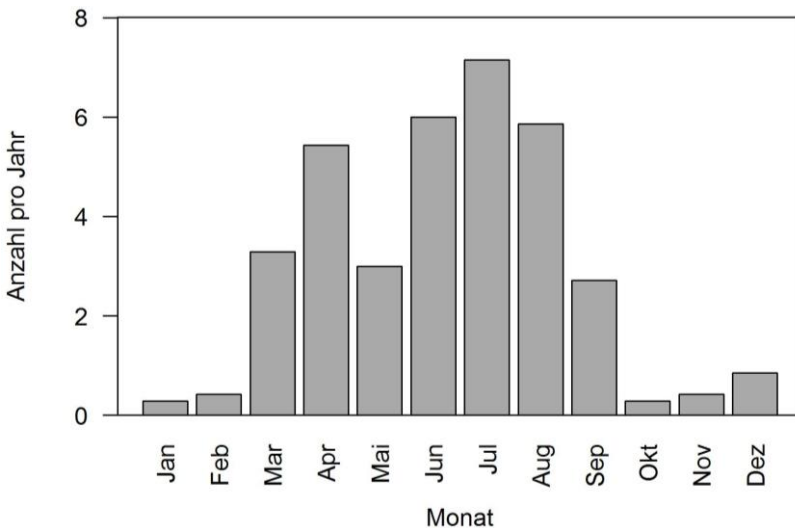


Abbildung 5-31: Anzahl der Tage mit SWI* pro Jahr (Juni 2009 bis Mai 2016).

Das auffällige Nebenmaximum im April ist wahrscheinlich darin begründet, dass im betrachteten Zeitraum mehrere Aprilmonate mit überdurchschnittlichen, schon fast sommerlichen Temperaturen aufgetreten sind (vor allem April 2011, April 2014), und würde sich in einer 30jährigen Klimatologie daher wohl nicht zeigen.

Die Perioden von aufeinander folgenden Tagen mit SWI* sind unterschiedlich lang: Gut die Hälfte der insgesamt 129 Ereignisse mit insgesamt 250 Tagen dauern nur einen Tag, 30% zwei oder drei Tage. 17% der Ereignisse dauern mindestens vier und bis zu sieben Tage an (Tabelle 5-3). Als eine Periode wird ein Ereignis gewertet, in dem an einem oder mehreren Tagen die Kriterien für SWI* überschritten wurden, wobei dazwischen jeweils ein Tag ohne Überschreitung zugelassen wird.

Tabelle 5-3: Anzahl von Perioden mit SWI* (Juni 2009 bis Mai 2016). In jeder Periode darf maximal ein Tag auftreten, der die Kriterien für SWI* (vgl. Kap. 5.1.4) nicht erfüllt.

Perioden- dauer (Tage)	1	2	3	4	5	6	7
Anzahl Perioden	68 (52,7%)	22 (17,1%)	17 (13,1%)	7 (5,4%)	9 (7,0%)	5 (3,9%)	1 (0,7%)

Für Tage mit starker SWI (SWI*) ist es dabei auch interessant zu untersuchen, ob nicht nur die Gesamtstärke hoch ist, sondern ob sich auch kleinräumig stärkere Unterschiede ausprägen als an allen Tagen. Dazu werden die mittleren Verläufe von ΔT_{A-U} zu den unterschiedlichen Tageszeiten, besonders in Zusammenhang mit dem Bodenversiegelungsgrad, betrachtet (Abbildung 5-32, Abbildung 5-33).

Auffällig ist, dass sich Nebenmaxima an Tagen mit SWI* sehr viel stärker zeigen als an allen Tagen. So tritt nachts im Bereich von Rheinstetten ein Streckenabschnitt auf, in dem fast ebenso hohe Werte für ΔT_{A-U} auftreten wie in der Innenstadt. Ebenso sind deutliche nächtliche lokale Wärmeinseln in Blankenloch (Abbildung 5-33) sowie in Neureut und Hochstetten (Abbildung

5-32) ausgebildet. Demgegenüber sind nachts lokale Minima von ΔT_{A-U} in wenig oder nicht versiegelten Bereichen deutlich sichtbar. Dort treten aber meist trotzdem deutlich positive Werte von ΔT_{A-U} auf und nur selten Temperaturen wie im Umland (ΔT_{A-U} um null). Nachmittags zeigen sich ebenfalls kleinräumige Temperaturunterschiede, wobei ΔT_{A-U} zwischen 0,5 und 1 K in stärker versiegelten Bereichen auftreten.

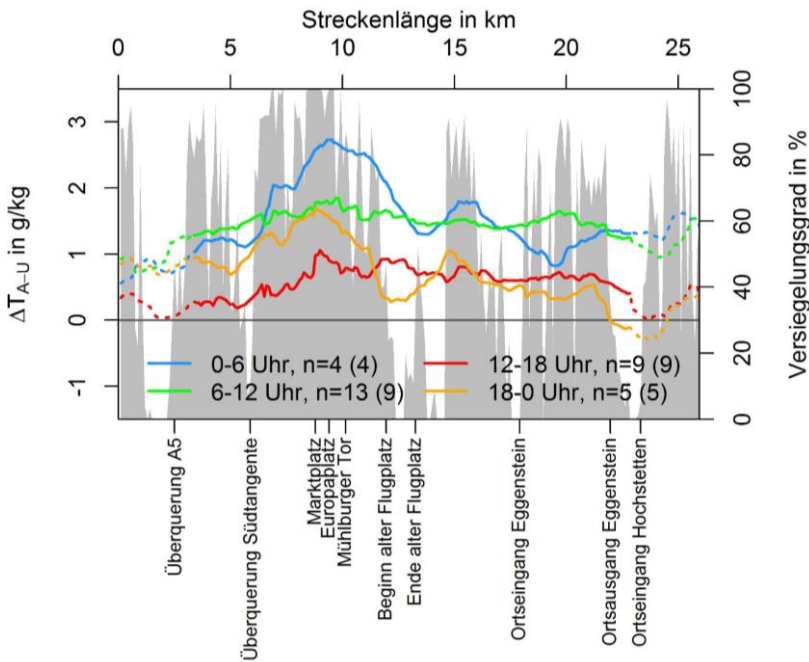


Abbildung 5-32: Verlauf von ΔT_{A-U} zu den verschiedenen Tageszeiten an sechs Tagen mit starker SWI (SWI*) auf der AERO-TRAM-Strecke zwischen Ettlingen und Hochstetten (S1/S11), n = 31. Darstellung wie in Abbildung 5-25.

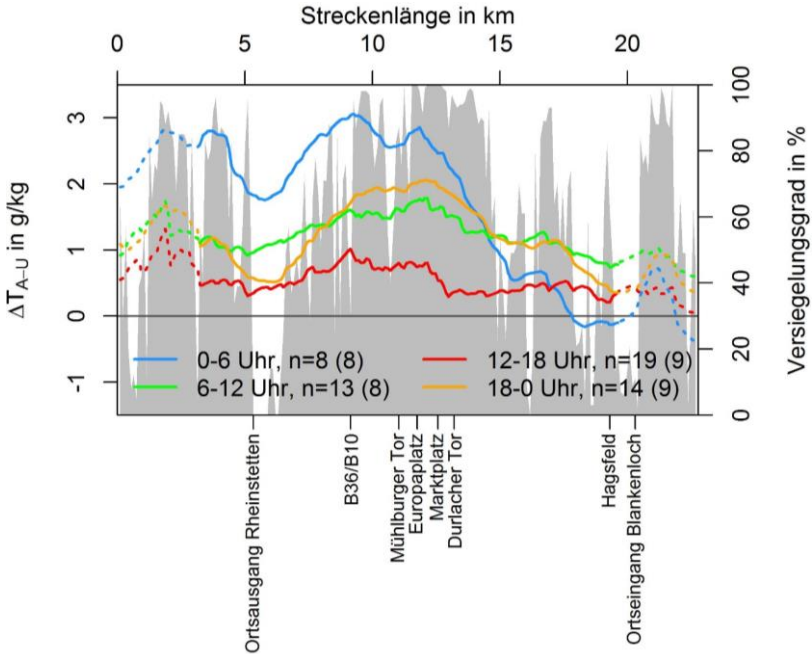


Abbildung 5-33: Wie Abbildung 5-32, aber für die Strecke zwischen Rheinstetten und Blankenloch (S2); n = 54 an zehn Tagen mit SWI*. Darstellung wie in Abbildung 5-25.

5.6 Die städtische Wärmeinsel bei Hitze

Die Auswertungen der jahreszeitlichen Unterschiede zwischen Stadt und Umland haben gezeigt, dass die SWI bei Betrachtung stationärer Messungen im Mittel umso stärker ausgeprägt ist, je wärmer die Jahreszeit ist (vgl. Kap. 5.2). Dass die Werte von ΔT_{Tag} an heißen Tagen signifikant höher sind als an allen Tagen der Monate Juni, Juli und August (Abbildung 5-14, rechts), ist vor allem vor dem Hintergrund relevant, dass bei hohen Temperaturen eine zusätzliche Temperaturerhöhung durch die SWI in der Stadt dort Hitzebelastungen hervorrufen oder verstärken kann. Daher wird die Karlsruher SWI an heißen Tagen und während Hitzeperioden in diesem Kapitel noch einmal gesondert betrachtet.

Jeder zweite heiße Tag der insgesamt 97 heißen Tage in den Sommermonaten zwischen Juni 2009 und Mai 2016 ist auch ein solcher mit SWI* (49%). Umgekehrt sind von den 133 Tagen mit SWI* in Juni, Juli und August (JJA) 36%, also mehr als jeder dritte, gleichzeitig heiße Tage. Wenn die Ereignisse unabhängig sind, beträgt die Wahrscheinlichkeit für ein gleichzeitiges Auftreten eines heißen Tages und eines Tages mit SWI* in JJA 3%, denn

$$P(hT_{JJA} \cap SWI^*_{JJA}) = P(hT_{JJA}) \cdot P(SWI^*_{JJA}) = 0,160 \cdot 0,206 = 0,033. \quad (5.4)$$

Demnach müssten 21 Tage in den Sommermonaten zwischen Juni 2009 und Mai 2016 sowohl heiße Tage als auch Tage mit SWI* sein, denn

$$P(hT_{JJA} \cap SWI^*_{JJA}) \cdot (7 \text{ Jahre} \cdot 92 \text{ Tage in JJA}) = 21,2 \text{ Tage}. \quad (5.5)$$

Beobachtet wurden aber 48 heiße Tage mit SWI* und damit mehr als doppelt so viele Tage, die beide Kriterien erfüllen. Dies deutet auf eine stochastische Abhängigkeit zwischen beiden hin und legt die Verwendung des Kriteriums *heißer Tag (ja/nein)* als Indikator für das Auftreten von SWI* nahe (s. Kap. 8.1).

Von Tag zu Tag können allerdings innerhalb einer Hitzeperiode deutliche Unterschiede in den Werten von ΔT_{Tag} auftreten. Es ist eine Tendenz zu steigenden Werten für ΔT_{Tag} mit zunehmender Dauer der Hitzewelle erkennbar, denn die Differenzen zwischen ΔT_{Tag} und dem Vortageswert von ΔT_{Tag} ($\Delta T_{\text{Tag}-1}$) zeigen etwa doppelt so oft positive wie negative Werte (Abbildung 5-34). Das heißt, die maximale städtische Wärmeinsel ist innerhalb einer Hitzeperiode am Folgetag häufiger stärker als schwächer ausgeprägt.

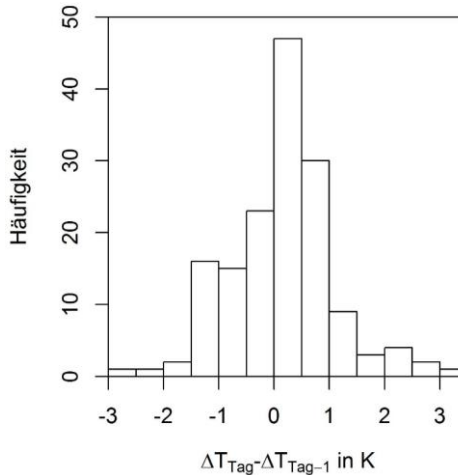


Abbildung 5-34: Verteilung der Differenzen von ΔT_{Tag} gegenüber dem Vortageswert $\Delta T_{\text{Tag}-1}$. Positive Werte bedeuten eine stärkere SWI am Folgetag, negative eine schwächere.

Zur weiteren räumlichen Differenzierung der Temperaturen zwischen Stadt und Umland und innerhalb des bebauten Gebietes liegen Messungen der AERO-TRAM nur an relativ wenigen heißen Tagen vor, sodass statistisch belastbare Aussagen nicht möglich sind. Teilweise war die AERO-TRAM während heißer Perioden nicht im Fahreinsatz, außerdem kam es bei sehr hohen Temperaturen tageweise aufgrund der Überhitzung des Messsystems zur Abschaltung und damit zum Ausfall der Messungen. Nichtsdestotrotz ist eine exemplarische Betrachtung interessant.

Für die Strecke Rheinstetten – Blankenloch liegen an fünf heißen Tagen insgesamt 33 Messfahrten vor (Abbildung 5-35). Die Temperaturunterschiede zum Umland sind an heißen Tagen größer als an allen Tagen der Monate Juni, Juli und August (JJA, vgl. Abbildung 5-17). Die räumlichen Unterschiede sind tagsüber zwischen 12 und 18 Uhr relativ gering (Abbildung 5-17 und Abbildung 5-35), mit den höchsten ΔT_{A-U} von 1,3 K (heiße Tage) und 0,8 K (JJA), die für beide Stichproben in der Kaiserstraße zwischen Marktplatz und Europaplatz (Innenstadt) auftreten. Demgegenüber treten dort

nachts durchschnittliche Werte von bis zu 3,0 K (heiße Tage) gegenüber 1,8 K (JJA) auf. An heißen Tagen nachts überschreiten die mittleren Temperaturunterschiede gegenüber dem Umland in einem Viertel der 100 m-Abschnitte (75. Perzentil) den Wert von 1,9 K, in 10% der 100 m-Abschnitte (90. Perzentil) den Wert von 2,6 K (Abbildung 5-35).

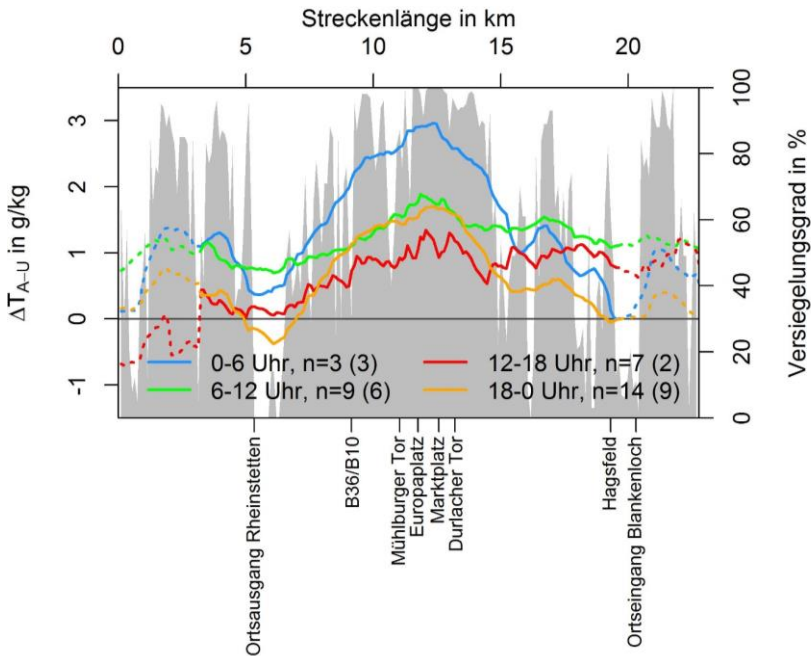


Abbildung 5-35: Tageszeitliche Verläufe von ΔT_{A-U} an insgesamt fünf heißen Tagen auf der Strecke zwischen Rheinstetten und Blankenloch (S2), $n=33$; Darstellung wie in Abbildung 5-25.

Bei einzelnen Messfahrten können noch deutlich höhere Temperaturunterschiede in einzelnen Streckenabschnitten auftreten, wie sich bei der genaueren Betrachtung eines einzelnen heißen Tages zeigt. In Abbildung 5-36 ist beispielhaft die idealtypische Entwicklung der SWI am 16.07.2010 anhand der Messwerte von ΔT_{A-U} gezeigt.

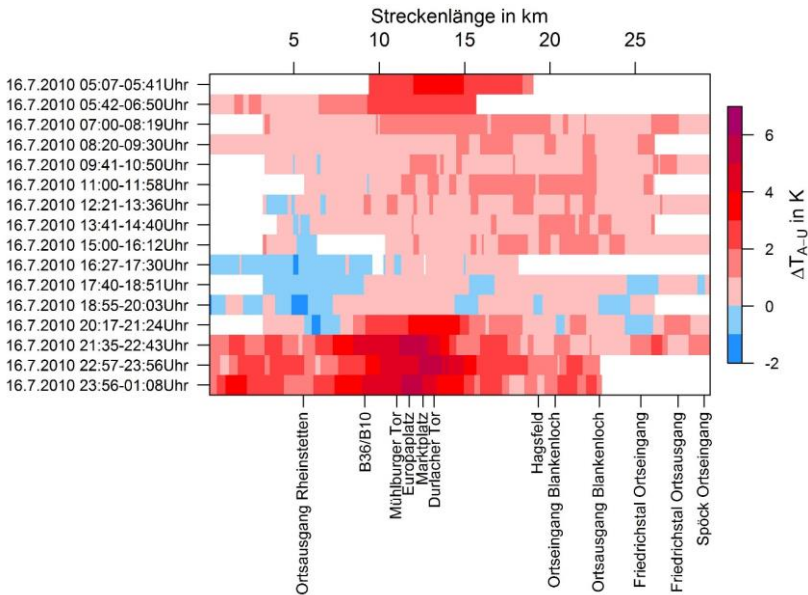


Abbildung 5-36: Entwicklung von ΔT_{A-U} im Tagesverlauf am 16.07.2010 während 16 Messfahrten der AERO-TRAM auf der vollständigen Strecke zwischen Rheinstetten und Spöck (S2, vgl. Abbildung 5-6). Die Uhrzeiten sind in MEZ angegeben. Weiße Bereiche bezeichnen fehlende Messwerte aufgrund von kurzzeitigem Messausfall, kürzeren befahrenen Strecken und fehlenden Werten an den Streckenenden infolge der Datenkorrektur.

Bei den Fahrten in den frühen Morgenstunden treten deutliche ΔT_{A-U} von bis zu 4 K in der Innenstadt auf. Anschließend liegen die Werte bis zum frühen Nachmittag zwischen 0 und 2 K, ehe am späten Nachmittag sogar negative ΔT_{A-U} in den Messungen auftreten. Nach Sonnenuntergang (am 16.07. in Karlsruhe um ca. 20:25 Uhr MEZ) entwickeln sich rasch starke Temperaturunterschiede, die in der Innenstadt bis zu 5,4 K in den Stunden um Mitternacht betragen. Innerhalb von dichter Bebauung außerhalb des Stadtgebietes von Karlsruhe betragen sie bis zu 3,6 K (Rheinstetten) und 2,4 K (Blankenloch).

Die genauen Charakteristika der SWI während einer längeren Hitzeperiode werden im Folgenden am Beispiel des August 2015 untersucht, in dem eine eigene Messkampagne im Rahmen der vorliegenden Arbeit mit mehreren temporären Messstationen stattfand (vgl. Kap. 5.1.2). Zwischen dem 5. und dem 13. August 2015 lag Mitteleuropa im 850 hPa-Druckniveau zwischen einem Tiefdruck-Trog über dem Ostatlantik und einem Hochdruck-Rücken über Osteuropa, sodass zwischen diesen Druckgebilden subtropische Warmluftmassen aus Süden nach Deutschland gelangten (Abbildung 5-37). In diesem Niveau wurden in Südwestdeutschland Temperaturen von bis zu 24°C erreicht (IMK KIT 2015). Der ganze August 2015 war in der Region Karlsruhe überdurchschnittlich warm, ebenso war der vorausgegangene Juli heiß und sehr trocken. Gegenüber dem klimatologischen Mittelwert (1981 – 2010) an der Messstation KIT Campus Nord war der August 2015 mit einer mittleren Monatstemperatur von 21,3°C um 2,3 K wärmer. Im August fielen 63 mm Niederschlag (mittlere Niederschlagssumme für August 1981 – 2010: 54 mm), im vorausgegangenen Juli nur 30 mm (1981 – 2010: 67 mm). 13 heiße Tage und eine Tropennacht traten im August 2015 an der Station KIT Campus Nord auf. Es gab Hitzewarnungen des Deutschen Wetterdienstes für den Kreis und die Stadt Karlsruhe vor starker und extremer Wärmebelastung (Gefühlte Temperatur (GT) $\geq 32^{\circ}\text{C}$ und GT $\geq 36^{\circ}\text{C}$, zur Beschreibung der GT siehe Staiger et al. 2012). Die Warnperioden umfassten fünf, vier und drei Tage: 05. – 09.08., davon an drei Tagen vor starker Wärmebelastung und an zwei Tagen vor extremer Wärmebelastung; 11.08. – 14.08., vor starker Wärmebelastung; 29.08. – 31.08., vor starker Wärmebelastung. In Bezug auf die SWI traten im August 2015 zwölf Tage mit SWI* auf, davon sechs in Folge zwischen 02.08. und 07.08.2015.

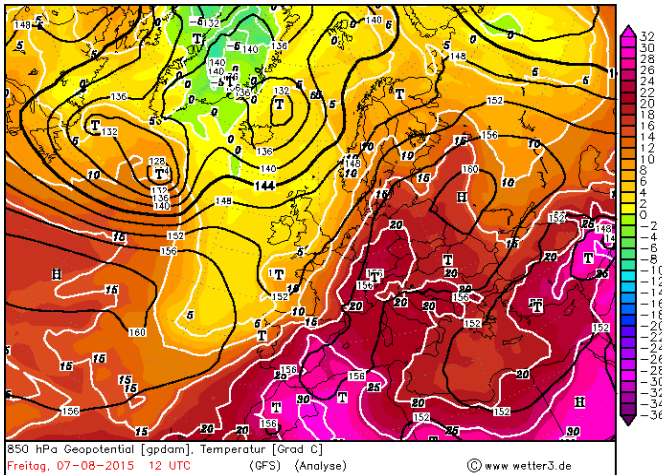


Abbildung 5-37: Geopotential (in gdam) und Temperatur (in °C) im 850hPa-Druckniveau am 07.08.2015 um 12 Uhr UTC (GFS-Analyse). Aus: Wetter3, URL: <http://www1.wetter3.de/Archiv/> (Zugriff 03.09.2015), © Behrendt und Mahlke, genehmigter Nachdruck.

Mithilfe der drei Wettermessstationen im Stadtgebiet in einem versiegelten Innenhof in der Weststadt, einem begrünten Innenhof in der Oststadt sowie in der randstädtischen Grünfläche des Hauptfriedhofs (vgl. Abbildung 5-3) konnten während der Messperiode 05.08. – 31.08.2015 kleinräumige Temperaturunterschiede innerhalb der Stadt erfasst werden. Untereinander wichen die Messwerte an den drei temporären Stationen zeitweise um mehr als 3 K ab, vor allem an Tagen mit hohen Temperaturen und mit ausgeprägtem Tagesgang der Temperatur. Die höchste Temperaturdifferenz zwischen temporären Messstationen betrug je nach Stationspaar zwischen 2,5 und 4,3 K. Die höchste Differenz zum Umland lag bei 3,2 K ($\Delta T_{\text{Hauptfriedhof}}$), 4,3 K ($\Delta T_{\text{Oststadt}}$) und 6,0 K ($\Delta T_{\text{Weststadt}}$). An Tagen und in Nächten mit Bewölkung oder windigem Wetter waren hingegen die Temperaturunterschiede zwischen den Messstationen sowie zum Umland sehr gering, denn nachts schränkt Bewölkung die Abkühlung der unteren Luftschichten durch eine hohe atmosphärische Gegenstrahlung ein und die vertikale Durchmischung durch Wind verhindert die Ausbildung lokaler Temperaturanomalien. Beispielsweise

gingen die geringen Werte von $\Delta T_{(t)}$ von ganztägig weniger als 2 K an allen Messstationen am 09.08. und 10.08.2015 (Abbildung 5-38) mit niedrigeren Temperaturen, geringerer Globalstrahlung und einer höheren Windgeschwindigkeit als an Tagen mit hohen $\Delta T_{\text{Tag}(t)}$ einher.

In den heißen Perioden 05. – 08.08. und 11. – 13.08.2015 (Abbildung 5-38a) ist zu beobachten, dass sich an allen Messorten die Tages- und in der ersten Periode auch die Nachttemperaturen von Tag zu Tag erhöhen. Die Temperaturen in der Weststadt sind am Tag nicht so hoch wie an den anderen Stationen, sinken allerdings in der Nacht deutlich weniger ab. Bezogen auf die städtische Wärmeinsel (Abbildung 5-38b) entsteht bei sehr hohen Temperaturen (Umland > 35°C) in der Weststadt am Tag ein negatives $\Delta T_{(t)}$ zum Umland und in der Nacht ein hohes positives $\Delta T_{(t)}$. Zwischen den Temperaturen in der Oststadt und dem Hauptfriedhof sind die Unterschiede nur gering. Die Werte an der langjährigen Stadt-Referenzstation Karlsruhe Nordwest liegen in der Nacht zwischen denen in der Weststadt und denen an Hauptfriedhof und in der Oststadt. Sie können daher als recht repräsentativ für die Stadtbedingungen erachtet werden, da sie innerhalb der Spannbreite der temporären Messungen liegen. Die niedrigsten Nacht-Temperaturen treten im Umland auf, am Tag sind die Temperaturen an allen Stationen in Stadt und Umland, mit Ausnahme der Weststadt an sehr heißen Tagen, ähnlich; dies war aufgrund der Ergebnisse zum Tagesgang der städtischen Wärmeinsel mit tagsüber geringen Unterschieden zwischen den stationären Referenzmessungen wie auch den mobilen AERO-TRAM-Messungen bereits zu erwarten (vgl. Kap. 5.2).

Ebenso wie die Temperatur unterscheidet sich auch die Feuchte zwischen den temporären Messstationen und dem Umland deutlich und die Differenz zeigt einen ausgeprägten Tagesgang. Die relative Feuchte RF ist am Tag nicht oder nur um wenige Prozent niedriger als im Umland, während die Werte von $\Delta RF_{(t)}$ nachts bis -25% annehmen können (Abbildung 5-38c). Das exakt gegenläufige Verhalten von $\Delta T_{(t)}$ und $\Delta RF_{(t)}$ ist auf die physikalische Abhängigkeit der relativen Feuchte von der Lufttemperatur zurückzuführen (vgl. Gl. 5.1 – 5.3). Für die spezifische Feuchte hingegen zeigen die Unterschiede ein anderes tageszeitliches Verhalten (Abbildung 5-38d).

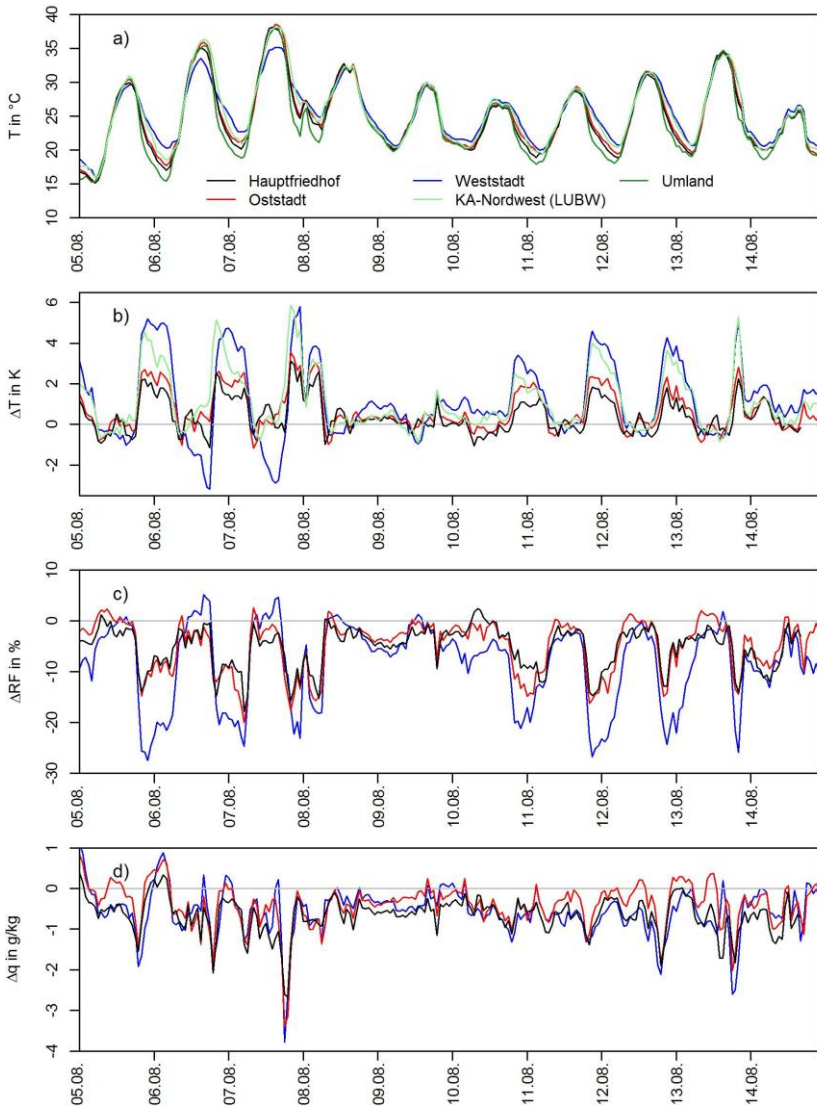


Abbildung 5-38: Verläufe der a) Temperatur sowie b) $\Delta T_{(t)}$, c) $\Delta RF_{(t)}$ und d) $\Delta q_{(t)}$ gegenüber dem Umland an den unterschiedlichen Messstationen für den Zeitraum 05.08. – 14.08.2015. An der Station Karlsruhe Nordwest wird keine Feuchte gemessen.

Am Tag treten negative Differenzen mit $\Delta q_{(l)}$ von bis zu -2 g kg^{-1} , an einem Tag sogar von knapp -4 g kg^{-1} , auf. Das heißt, am Tag ist es in der Stadt trockener als im Umland. Nachts hingegen sind die Unterschiede deutlich geringer, zeitweise ist $\Delta q_{(l)}$ sogar positiv. Unmittelbar nach einem Niederschlagsereignis ist die spezifische Feuchte allerdings im versiegelten Innenhof in der Weststadt am höchsten, da dort das Niederschlagswasser nicht versickern kann und durch die relativ hohen Temperaturen zeitnah verdunstet (09.08., 21:00 Uhr – 10.08., 02:00 Uhr). An den begrünten Messorten am Hauptfriedhof, in der Oststadt und im Umland wird das Wasser hingegen im Boden gespeichert und steht daher erst verzögert für die Evapotranspiration zur Verfügung. Für weitere Ergebnisse zur spezifischen Feuchte sei auf Kap. 5.8.1 verwiesen.

Während der gesamten Messperiode im August 2015 traten am 07.08. und 08.08. zum einen die höchsten Tages- und Nacht-Temperaturen und zum anderen mit die höchsten Werte der SWI auf. Zusätzlich weisen die Temperaturverläufe an der Stadt-Referenzstation, den temporären Messstationen sowie einer Messstation auf einem Innenstadt-Dach ganz unterschiedliche Charakteristika auf (Abbildung 5-39; zu den Stationen vgl. Tabelle A 1 und Abbildung 5-1). Am Tag betrug die Höchsttemperatur in der Weststadt $35,3^\circ\text{C}$, während in der Oststadt, am Hauptfriedhof und auf dem Dach in der Innenstadt Temperaturen über 38°C gemessen wurden. Am Abend trat die Abkühlung auf dem Innenstadt-Dach und in Karlsruhe Nordwest verzögert auf im Vergleich zum Hauptfriedhof und der Oststadt. Ab etwa 21 Uhr bis Mitternacht MEZ verlangsamt sich die Abkühlung in der Weststadt stark, sodass sich ein Temperaturunterschied zwischen Weststadt und Hauptfriedhof von $3,3 \text{ K}$ sowie zwischen Weststadt und dem Umland von $5,8 \text{ K}$ ausbilden konnte. Gegen Mitternacht (MEZ) wurde an der Station Physikhochhaus ein plötzliches Auffrischen des Windes mit Windgeschwindigkeiten von 7 bis 8 ms^{-1} gemessen, was zu einer vertikalen Durchmischung der Luft und einer Angleichung der Temperaturen führte, da die am Boden – an den verschiedenen Stationen unterschiedlich stark – abgekühlte Luft durch Luft mit einer höheren (potentiellen) Temperatur aus höheren Luftschichten ersetzt wurde. Das Auffrischen des Windes an Messstationen in der Stadt (Hauptfriedhof, Oststadt, Weststadt; gestrichelte Linien in Abbildung 5-39)

ist in 4 m Höhe relativ gering ausgeprägt im Vergleich zur Messung in der Höhe (Messstation Physikhochhaus, 60 m, graue Balken in Abbildung 5-39). Nichtsdestotrotz wird auch dort die Temperatur durch turbulente Einmischung warmer Luft von oben erhöht. Ein kurzzeitiges Abflauen des Windes ließ wieder eine Auseinanderentwicklung der Temperaturen zu, ehe eine erneut verstärkte Durchmischung durch wieder auffrischenden Wind stattfand. In der Weststadt kühlte die Lufttemperatur während der Nacht nicht unter $24,7^{\circ}\text{C}$ (10-minütiger Mittelwert) ab. Insgesamt höhere Windgeschwindigkeiten verhinderten im weiteren Verlauf des 08.08. die Ausbildung deutlicher Temperaturunterschiede.

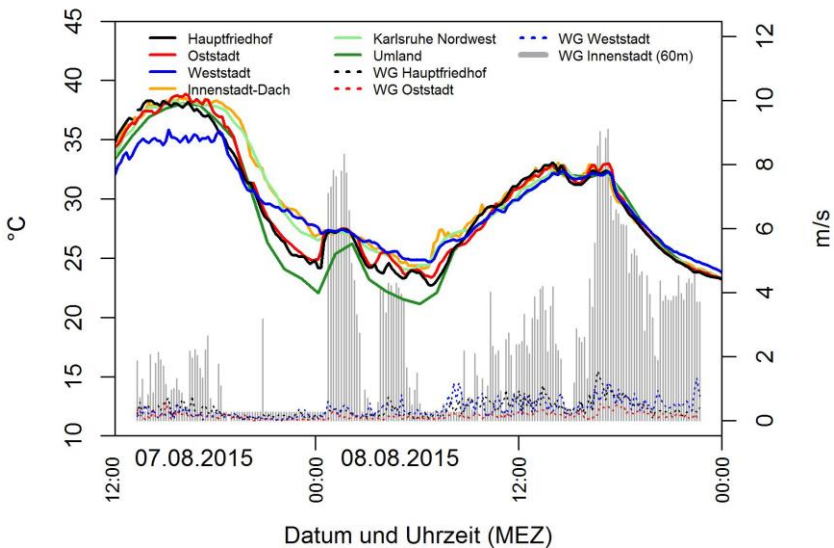


Abbildung 5-39: Verläufe von Temperatur (durchgezogene Linien) und Windgeschwindigkeit (gestrichelt) am 07.08. und 08.08.2015 an unterschiedlichen Messstationen als 10-minütige Mittelwerte. Zusätzlich gezeigt ist die Windgeschwindigkeit an der Messstation Physikhochhaus (graue Balken).

Wie nach Sonnenuntergang am 07.08. gegen 20 Uhr MEZ im Umland die Abkühlung vom Boden her einsetzt, veranschaulicht auch die zeitliche Entwicklung der vertikalen Profile von Temperatur und Windgeschwindigkeit (Abbildung 5-40) an der Messstation KIT-Campus Nord. Nach Mitternacht bewirken stärkere Windgeschwindigkeiten die vertikale Durchmischung der Luft, die Isothermie, also ähnliche Temperaturen in allen Höhen, verursacht. Gleiches passiert bei den höheren Windgeschwindigkeiten am 08.08.2015 ab etwa 18 Uhr.

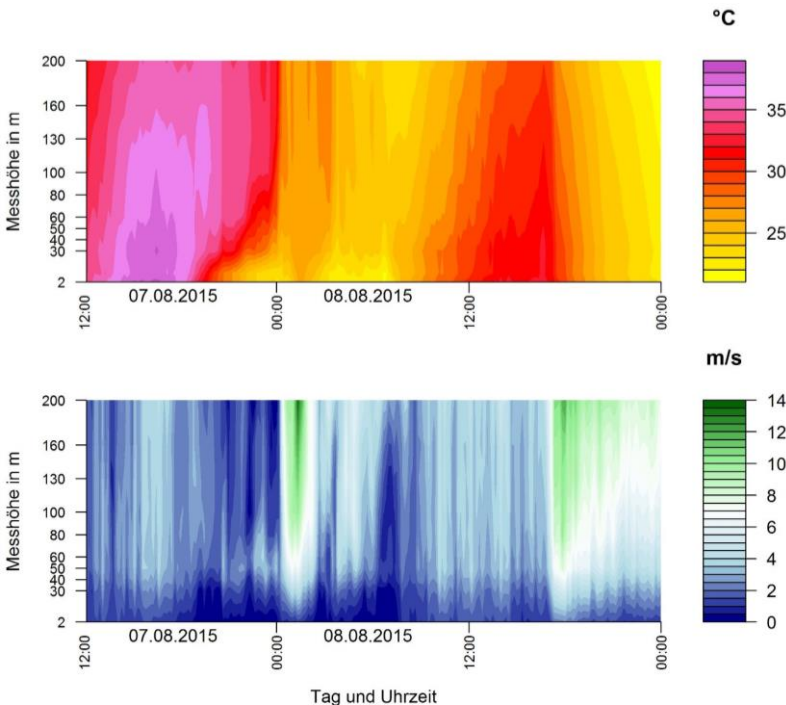


Abbildung 5-40: Zeitliche Entwicklung der vertikalen Profile von Temperatur und Windgeschwindigkeit am 07.08. und 08.08.2015 an der Messstationen KIT Campus Nord als 10-minütige Mittelwerte (200 m-Mast, Messungen in allen beschrifteten Höhen). Es wurde für die Darstellung eine nicht-äquidistante Ordinate gewählt, weil die auffälligen Strukturen in den unteren Dekametern auftreten.

Für den Gesamtzeitraum der Messkampagne 05.08. – 30.08.2015 spiegeln die klimatologischen Kennwerte die zuvor anhand von Teilzeiträumen beschriebenen räumlichen Temperaturunterschiede wider (Tabelle 5-4).

Entsprechend der geringen Unterschiede bezüglich der Tages-Höchsttemperaturen unterscheidet sich die Anzahl der Sommertage innerhalb der Stadt sowie im Vergleich zum Umland kaum. Auch die Anzahl der heißen Tage ist ähnlich, nur in der Weststadt ist sie geringer als an den anderen Stationen. Deutliche räumliche Unterschiede zeigen sich in der Anzahl der Tropennächte aufgrund der stark unterschiedlichen Nachttemperaturen. Während für die Umlandreferenz nur eine und am Hauptfriedhof sowie im begrünten Innenhof in der Oststadt vier bis fünf Tropennächte gemessen wurden, waren es an der Stadt-Referenzstation Karlsruhe Nordwest und auf dem Innenstadt-Dach sieben. In der Weststadt wurden zehn Tropennächte verzeichnet.

Wie sich schon bei der Betrachtung der kürzeren Perioden angedeutet hat, zeigen sich für die maximalen täglichen Werte der SWI deutliche Unterschiede zwischen den Messstationen (Abbildung 5-41; zu den Stationen vgl. Abbildung 5-1 und Tabelle A 1, Anhang). Hierzu wurde analog zur Berechnung von ΔT_{Tag} (vgl. Kap. 5.1.4) für jede Station innerhalb der Stadtbebauung die Temperaturdifferenz zur Referenztemperatur des Umlandes berechnet (z. B. $\Delta T_{\text{Tag(Hauptfriedhof)}}$). Diese lokalen Werte sind an Stationen mit hohem Grünflächenanteil in der direkten Umgebung – am Hauptfriedhof, im begrünten Innenhof der Oststadt und in einer Kleingartensiedlung in der Nordweststadt – fast immer geringer als an den Stationen Karlsruhe Nordwest, Weststadt und Innenstadt-Dach in den stärker versiegelten Bereichen, mit Abweichungen untereinander um bis zu 4 K. An den meisten Tagen treten die größten Werte in der Weststadt auf, zwischen den Tagen variieren die Werte stark.

Tabelle 5-4: Klimatologische Kennwerte an verschiedenen Messstationen. Die Auswertungen basieren auf mittleren Stundenwerten.

Zeitraum 05.08. –30.08.2015	Grünfläche am Hauptfriedhof	Oststadt, begrünter Innenhof	Weststadt, versiegelter Innenhof	Nordweststadt Kleingärten	Karlsruhe Nordwest	Innenstadt- Dach	Umland
Anzahl Sommertage	16	17	16	18	17	17	17
Anzahl heißer Tage	9	10	8	12	10	9	9
Anzahl Tropennächte	5	4	10	4	7	7	1
Temperatur-Maximum: wärmster Stunden- Mittelwert (07.08.2015)	38,1°C	38,6°C	35,2°C	39,6°C	38,2°C	38,3°C	38,1°C
Höchste Tiefst- temperatur während einer Nacht (07.08. 20 Uhr bis 08.08. 8 Uhr)	23,0°C	23,6°C	24,9°C	23,0°C	24,2°C	24,4°C	21,2°C

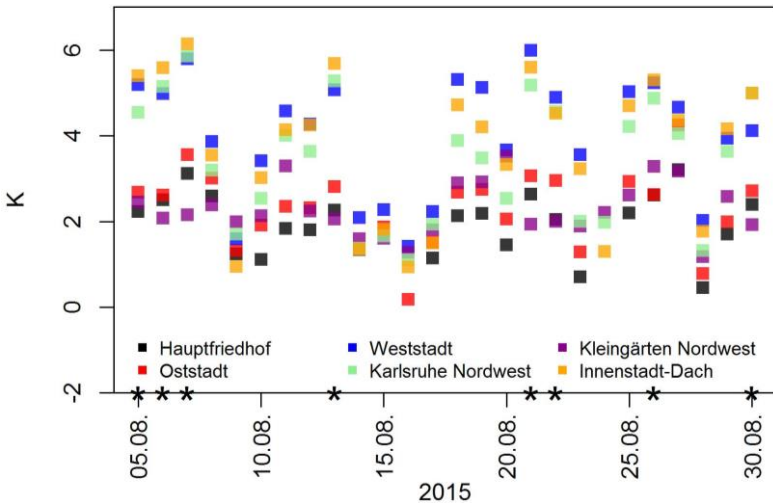


Abbildung 5-41: Maximale tägliche Temperaturdifferenz zur Umlandreferenz während der Mess-kampagne 2015 an den verschiedenen Messstationen, die unterschiedlich farblich kodiert sind. Sterne markieren Tage mit SWI*.

5.7 Die städtische Wärmeinsel bei Kälte

An kalten, sonnigen Tagen kann sich vereinzelt ebenfalls eine starke Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland ausbilden, auch wenn die mittleren Werte für ΔT_{Tag} und ΔT_{Mittel} im Winter niedrig sind (vgl. Kap. 5.2). Solche Wetterlagen sind aber in Karlsruhe recht selten, da aufgrund der Lage im Rheintal im Winter bei Hochdruckwetterlagen häufig Nebel bzw. Hochnebel herrscht. So kann sich die städtische Wärmeinsel meist nur eingeschränkt ausbilden, weil die direkte Sonneneinstrahlung fehlt und die nächtliche Ausstrahlung eingeschränkt ist.

Während einer Kälteperiode im Winter 2012 traten über den ungewöhnlich langen Zeitraum von 14 aufeinanderfolgenden Tagen (31.01. – 13.02.2012) Eistage mit geschlossener Schneedecke auf, an den meisten Tagen in Verbindung mit langen Sonnenscheindauern. An mehreren Tagen dieser Kälteperiode bildete sich im Tagesverlauf eine deutliche städtische Wärmeinsel aus, mit

Werten für ΔT_{Tag} bis knapp 4 K. Ähnlich wurde auch während einer ungewöhnlich schneereichen Kälteperiode im Dezember 2010 (Eistage 25.12. – 30.12.2010) an einzelnen Tagen eine starke Ausprägung der SWI mit ΔT_{Tag} von 3,7 und 4,0 K gemessen. Die Werte liegen damit aber noch deutlich unter denen, die im Sommer und besonders bei Hitzeperioden auftreten.

Eine Fahrt der AEROTRAM am 26.12.2010 – einem Tag mit Höchsttemperatur von $-4,8^{\circ}\text{C}$ und einer Tiefsttemperatur von $-15,6^{\circ}\text{C}$ – war allerdings mit einem maximalen Wert von 6,6 K für $\Delta T_{\text{A-U}}$ in einem 100 m-Abschnitt eine der Fahrten mit den größten Temperaturunterschieden, die die AEROTRAM während des gesamten Messzeitraums überhaupt gemessen hat ($\max(\Delta T_{\text{A-U}}) > 99,5$. Perzentil). Bei dieser Fahrt (Abbildung 5-42) traten sowohl sehr hohe Werte für $\Delta T_{\text{A-U}}$ in der Innenstadt sowie kleinere Wärmeinseln in Ettlingen und in Linkenheim-Hochstetten sowie in den Orten der Gemeinde Karlsbad im Südosten auf. Gleichzeitig wurden stark negative Temperaturabweichungen im Bereich des alten Flugplatzes in Karlsruhe mit bis zu knapp 3 K niedrigeren Temperaturen als im Umland gemessen, ebenso wie in höheren Lagen auf unbebauten Flächen in der Gemeinde Karlsbad. Auch bei Kälte können also unter bestimmten Bedingungen starke Temperaturunterschiede zwischen bebautem und unbebautem Gebiet auftreten. Zur ausführlicheren Diskussion siehe Kap. 5.9.

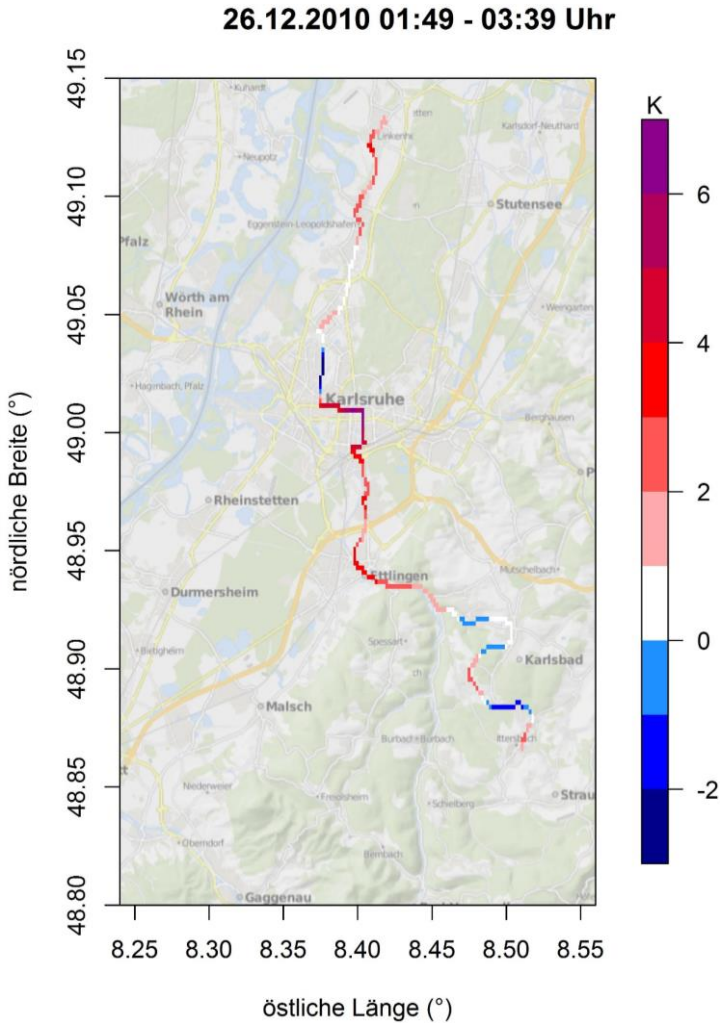


Abbildung 5-42: Räumlicher Verlauf von ΔT_{A-U} während einer AERO-TRAM-Messfahrt am 26.12.2010, 01:43 – 03:39 Uhr MEZ. Die Temperatur im Umland betrug zum Zeitpunkt 3:00 Uhr MEZ $-15,0^{\circ}\text{C}$, die Schneedecke an der Messstation Rheinstetten betrug 23 cm.

5.8 Weitere meteorologische Variablen

Das Stadtklima ist gegenüber dem Umland nicht nur durch Unterschiede der Temperatur, sondern aller meteorologischen Variablen charakterisiert (vgl. Kap. 2.1). Besonders die Veränderung der Feuchte in der Stadt gegenüber dem Umland ist im Zusammenhang mit Hitze von Bedeutung, beispielsweise für das Schwüle-Empfinden der Bevölkerung oder für die schnellere Austrocknung städtischer Grünflächen und Bäume. In der Stadt können außerdem Extremereignisse mit Starkregen Schäden verursachen und sind daher neben Hitzeereignissen besonders relevant für Klimaanpassungsüberlegungen (vgl. Kap. 4.2).

5.8.1 Spezifische Feuchte

Wie bereits für die Hitzeperiode im August 2015 beschrieben, ist die spezifische Feuchte tagsüber in der Stadt deutlich niedriger als im Umland, während die nächtlichen Werte nur geringe Unterschiede zeigen (vgl. Abbildung 5-38d). Bei der Auswertung einer sowohl räumlich als auch zeitlich umfangreicheren Stichprobe aus AERO-TRAM-Messungen für die Strecke Rheinstetten – Blankenloch zeigt sich, dass Δq_{A-U} je nach Tages- und Jahreszeit sehr unterschiedlich ist (Abbildung 5-43). Vor allem im Winter weichen die Werte für Δq_{A-U} nachts und am Vormittag kaum von null ab; nachmittags ist es auf der gesamten Strecke etwas trockener als im Umland (bis $-0,3 \text{ gkg}^{-1}$). Räumlich lassen sich im Verlauf der Strecke kaum Unterschiede ausmachen. Auch im Frühjahr liegt Δq_{A-U} sowohl zu allen Tageszeiten als auch in allen Streckenabschnitten bei Werten bis $-0,5 \text{ gkg}^{-1}$, mit den größten Abweichungen am Nachmittag. Im Sommer und Herbst zeigen sich hingegen deutliche tageszeitliche wie auch räumliche Unterschiede. Im Sommer ist es nachmittags über die gesamte Strecke hinweg erheblich trockener als im Umland (negative Δq_{A-U} bis -1 gkg^{-1}). Vormittags, nachmittags und abends zeichnet sich der kaum bebaute Bereich zwischen Rheinstetten und Daxlanden (um km 6) durch geringere Unterschiede zum Umland aus, während der Innenstadtbereich und ein kurzer Streckenabschnitt in Blankenloch (um km 22) am trockensten sind. Nachts hingegen bewegen sich die Feuchtedifferen-

zen auch im Sommer um Null, in der Innenstadt bleiben sie leicht negativ. Im Herbst hingegen treten nachts sogar positive Δq_{A-U} auf, also feuchtere Bedingungen in der Stadt. Demgegenüber ist es am Nachmittag über die ganze Strecke hinweg trockener als im Umland, allerdings ohne ausgeprägte räumliche Unterschiede.

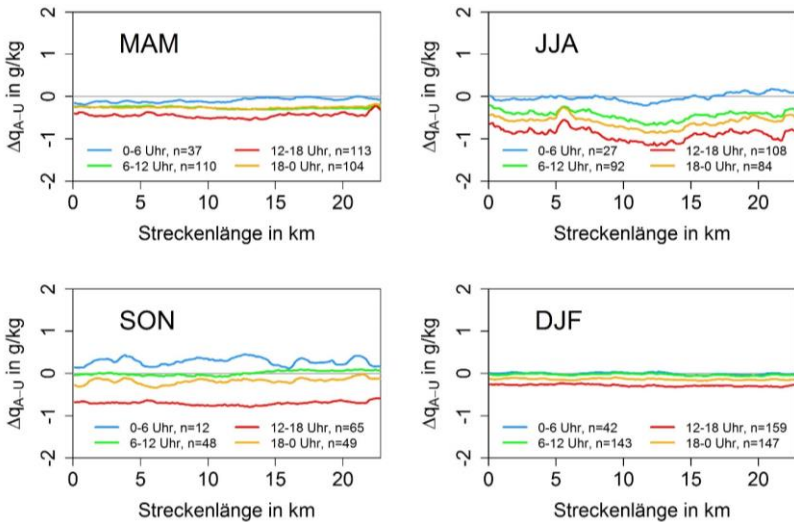


Abbildung 5-43: Räumlicher Verlauf von Δq_{A-U} zu den verschiedenen Tages- und Jahreszeiten auf der AERO-TRAM-Strecke zwischen Rheinstetten und Blankenloch (S2), $n = 1340$.

Beschränkt sich die Betrachtung auf heiße Tage, an denen sich Unterschiede in der spezifischen Feuchte über den Taupunkt auf das Schwüle-Empfinden der Menschen auswirken, verstärken sich die Charakteristika, die sich im räumlichen Verlauf im Sommer bereits angedeutet haben. Ganz deutlich wird auch der Zusammenhang mit dem Bodenversiegelungsgrad (Abbildung 5-44). Am Vormittag und am Nachmittag liegen die Werte im Innenstadtbereich um mehr als $-1,5 \text{ g kg}^{-1}$ niedriger als die Umlandreferenz, wobei die Unterschiede auch im randstädtischen Bereich in Hagsfeld und im Ortsbereich von

Blankenloch nur geringfügig geringer sind. Demgegenüber nimmt die spezifische Feuchte im unversiegelten Bereich hinter dem Ortsausgang Rheinstetten fast die Werte des Umlandes an (Δq_{A-U} um null). Nachts sind die räumlichen Unterschiede generell kleiner, wobei auch dann die größten negativen Unterschiede der spezifischen Feuchte zum Umland in den innerstädtischen Streckenabschnitten auftreten.

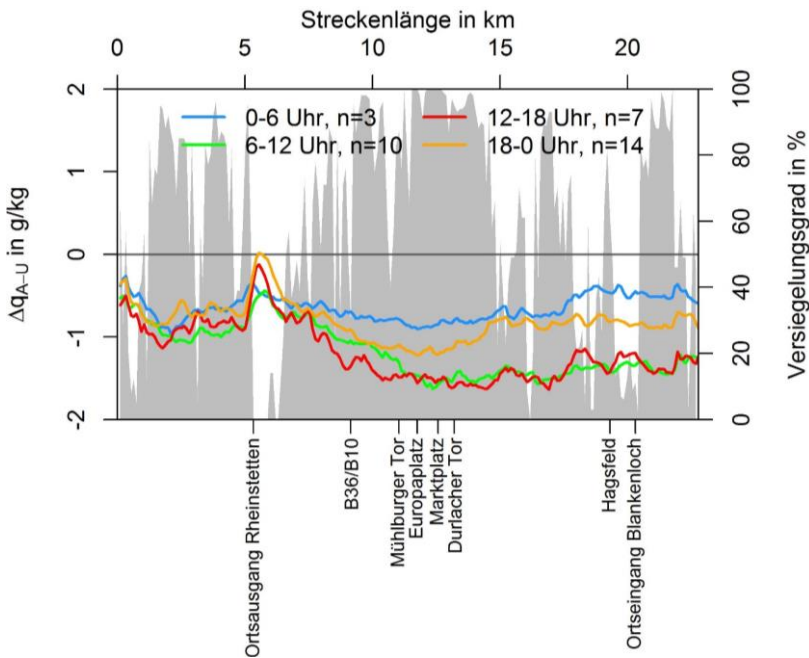


Abbildung 5-44: Räumlicher Verlauf von Δq_{A-U} zu den verschiedenen Tageszeiten an heißen Tagen auf der AERO-TRAM-Strecke zwischen Rheinstetten und Blankenloch (S2), n = 34. Grau hinterlegt ist der Versiegelungsgrad.

5.8.2 Starkniederschlag

Konvektive Starkregenereignisse, die über eine Stadt hinwegziehen, haben innerhalb des bebauten Gebietes ein hohes Schadenspotential und sind deswegen eine wichtige Größe für Klimaanpassungsüberlegungen (vgl. Kap. 4.2). Denn in bebautem Gebiet ist einerseits die Versickerung von Niederschlagswasser eingeschränkt und damit der oberflächliche Abfluss erhöht. Andererseits sind materielle Werte in der Stadt konzentriert und somit die Vulnerabilität erhöht. Am 12. Juli 2016 trat im Raum Karlsruhe ein konvektives Starkregenereignis auf (Abbildung 5-45), das in die Phase der temporären Messungen fiel, wodurch ein räumlich sehr differenziertes Bild der Niederschlagsverteilung vorliegt.



Abbildung 5-45: Radarbild am 12.07.2016, 19:05 Uhr MEZ (20:05 Uhr MESZ).
Quelle: Deutscher Wetterdienst, entnommen aus: Mühr, URL: http://imk-tornado.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/Radar/DWD/201607/201607_sw/20160712_1820_sw.jpg (Zugriff: 20.09.2017)

Die dreistündigen Niederschlagssummen in der Region Karlsruhe lagen zwischen 9,1 mm an der Messstation Stupferich (LTZ) südöstlich der Stadt (Lage s. Abbildung 5-46) und 24,9 mm an der Messstation KIT Campus Nord. In der Innenstadt wurden an den temporären Messstationen 20,0 mm (Weststadt), 21,8 mm (Südoststadt), und 24,5 mm (Innenstadt-Ost) in drei Stunden gemessen (Abbildung 5-46).

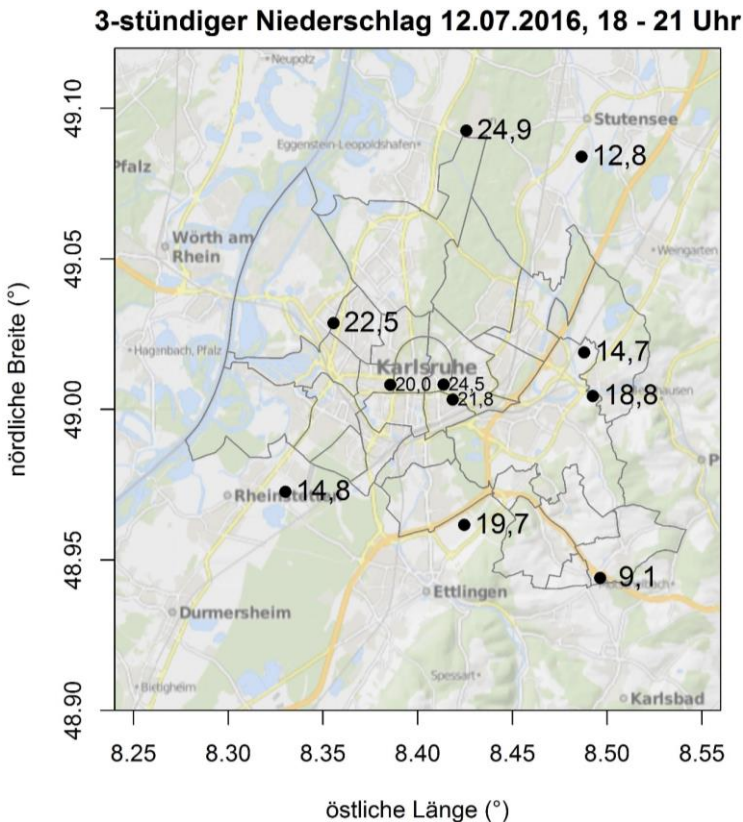


Abbildung 5-46: Dreistündige Niederschlagssumme (mm) am 12.07.2016, 18 - 21 Uhr (MEZ) an unterschiedlichen Messstationen im Großraum Karlsruhe. Die grauen Linien umgrenzen die Stadtteile.

Die höchsten zehnminütigen Messwerte betragen 6,7 mm im Stadtgebiet (Innenstadt-Ost) und 8,0 mm im Umland (KIT Campus Nord). Diese Werte zeigen, dass konvektive Niederschlagsspitzen zufällig das Stadtgebiet trafen. Dies hatte in der Region Karlsruhe etwa zehn regenbedingte Feuerwehreinsätze zur Folge, beispielsweise wegen übergelaufener Gullys und dadurch überfluteter Straßen oder in Häuser eingedrungenen Wassers (Branddirektion Karlsruhe, persönliche Mitteilung im Juli 2016).

5.9 Diskussion der Ergebnisse zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der SWI

Die Messergebnisse zur SWI in Karlsruhe bestätigen frühere Studien in Karlsruhe und anderen Städten, da auch hier im Sommerhalbjahr nachts die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland am stärksten ausgeprägt sind (vgl. Kap. 2.1.3 und 3.4). Die höchsten gemessenen Unterschiede von knapp 7 K liegen genau im Bereich der früheren Studien in Karlsruhe, die maximale Unterschiede zwischen 6 und 7 K beschrieben haben (Herzog 1990, Zimmermann 1987, Pepler 1930).

Konkrete Werte der SWI sind allerdings immer stark beeinflusst von der Lage der Messstationen und damit gegebenenfalls auch von Beschattungsverhältnissen und Kaltluftdynamik (Kuttler et al. 2015). Für Karlsruhe konnte gezeigt werden, dass die Temperaturen der Stadt-Referenzstation Karlsruhe Nordwest innerhalb der Spannbreite der temporären Messstationen in unterschiedlichen Stadtstrukturen liegen. Für die Umland-Referenzwerte kann durch die Verwendung von vier Messwerten aus dem Umland von Karlsruhe eine gewisse Robustheit angenommen werden. Nichtsdestotrotz bleibt zu beachten, dass Temperaturunterschiede an Tagen mit SWI* nicht nur zwischen Stadt und Umland, sondern auch zwischen den in die Umland-Referenz eingehenden vier Messstationen untereinander bestehen. Dann sind sie zwischen den Stationspaaren sogar signifikant höher als an allen Tagen (einseitiger, ungepaarter Wilcoxon-Test, $S_i=0,95$). Denn die Wetterbedingungen, die die Ausbildung einer starken SWI begünstigen, begünstigen gleichermaßen im Umland lokale Temperaturunterschiede, beispielsweise

infolge unterschiedlicher Landnutzungen in der Umgebung der Messstationen oder lokaler Kaltluftströme, die beispielsweise an der Station Grötzingen am Ausgang des Pfnztals auftreten könnten.

Im Mittel ist die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe umso stärker ausgeprägt, je wärmer die Jahreszeit ist; das heißt, an ohnehin warmen Tagen wird durchschnittlich ein größerer Temperaturunterschied gemessen als an kühleren Tagen. Nichtsdestotrotz kann sich auch in einzelnen sehr kalten, klaren Nächten eine sehr starke SWI ausbilden. Die größten Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland treten dabei ganzjährig kurz nach Sonnenuntergang auf, wie auch von Zimmermann (1987) beschrieben, der die stärkste Wärmeinsel etwa drei Stunden nach Sonnenuntergang ermittelte. Die Unterschiede bleiben in der Nacht erhalten und gehen nach Sonnenaufgang verloren. Der starke Zusammenhang mit den Zeiten von Sonnenauf- und Sonnenuntergang hat zur Folge, dass sich die SWI im Sommer zeitlich später ausprägt und früher verschwindet. Dies ist auf die Durchmischung der bodennahen Luftschichten nach Sonnenaufgang zurückzuführen, besonders im Sommerhalbjahr, wenn die Durchmischung aufgrund der stärkeren Sonneneinstrahlung höher ist. Daher dauert die Überwärmung der Stadt im Sommer kürzer an, ist aber gleichzeitig intensiver. Das Ergebnis einer höheren Intensität der Karlsruher SWI im Sommer und besonders an heißen Tagen lässt vermuten, dass die thermischen Eigenschaften der Bebauung, insbesondere in Bezug auf Albedo, Emissionskoeffizienten und Wärmeleitfähigkeit, der Haupteinfluss sind (vgl. Kap. 2.1.1). Je mehr Sonneneinstrahlung am Tag auf die Bebauung trifft und je mehr Energie in den Gebäuden und Oberflächenmaterialien gespeichert wird, desto stärker ist abends der Wärmestrom, der von den Gebäuden zur Umgebungsluft hin gerichtet ist und folglich deren Abkühlung verzögert. Demgegenüber setzt über natürlichen Oberflächen die Abkühlung schneller und mit höheren Raten ein, sodass sich die abendlichen und nächtlichen Temperaturunterschiede ausbilden können (Oke 1982). In der kalten Jahreszeit sind die Temperaturunterschiede tageszeitlich sowie räumlich deutlich geringer als im Sommer. Dann trägt zusätzlich die anthropogene Wärmeerzeugung und die daraus resultierende Wärmeabgabe in die Stadtatmosphäre zur SWI bei, was die Abkühlung der Stadt herabsetzt (vgl. Kap. 2.1.1). Sehr große Temperaturunterschiede zwischen

Stadt und Umland können sich dann bevorzugt ausbilden, wenn im Umland zusätzlich Schneebedeckung den Bodenwärmestrom in die Atmosphäre verhindert, wie während der Kälteperiode im Dezember 2010. Bei durchschnittlichem Winterwetter hingegen bewirken die in Karlsruhe häufigen Nebel- und Hochnebellagen, dass sich keine starken Temperaturunterschiede ausbilden können, da die Unterschiede in der Strahlungsbilanz zwischen Tag und Nacht gering sind. Der anthropogene Wärmestrom ist dabei in Karlsruhe offenbar nicht ausreichend für die Ausprägung einer starken SWI.

Im Jahresverlauf treten die höchsten Werte der SWI wie in Karlsruhe auch in Hamburg (Schlünzen et al. 2010, Hoffmann et al. 2012) und in London (Wilby 2003) in Monaten des Sommerhalbjahres auf, die niedrigsten in Monaten des Winterhalbjahres. Mit einem maximalen Temperaturunterschied von 6,9 K an den mehrjährigen Messstationen liegt der Wert für Karlsruhe unter den bekannten Höchstwerten von über 10 K für Berlin (Fenner et al. 2014), 10,5 K für Hamburg (Hoffmann et al. 2012) und von über 8 K für Szeged, Ungarn (Unger 1996), aber über dem von Essen von 5,5 K (Kuttler et al. 2015). Die Ergebnisse der tages- und jahreszeitlichen Verläufe ΔT der mehrjährigen Messstationen in Karlsruhe sind denen für Berlin sehr ähnlich (Fenner et al. 2014). In Berlin ist die Temperaturdifferenz zwischen Stationen im Stadtbereich und in einem randstädtischen Wald in der Nacht ganzjährig positiv, mit sehr deutlich abgegrenzt höheren Werten zwischen April und Oktober als zwischen November und März; diese Periode abgegrenzt höherer Werte liegt in Karlsruhe zwischen März und September. Beide Städte weisen die höchsten ΔT in den Sommermonaten auf. Die Stärke der SWI ist in Berlin (im mittleren Jahr bis über 6 K) höher als in Karlsruhe (bis über 4 K). Dies lässt sich plausibel auf die unterschiedliche Stadtgröße zurückführen, da Einwohnerzahl und Stärke der SWI in einem positiven Zusammenhang stehen (Oke 1973).

Ebenso wie in Karlsruhe wurde auch in Berlin beobachtet, dass das nächtliche ΔT an Sommertagen und heißen Tagen gegenüber den durchschnittlichen, bereits hohen Werten im Sommer nochmals erhöht war (Fenner et al. 2014). Genauso war die SWI auch in Untersuchungen in Madison, USA, während Hitzeperioden stärker ausgeprägt als im Sommermittel (Schatz und

Kucharik 2015). Ebenfalls wurde für Oklahoma City, USA, festgestellt, dass die Wirkungen einer Hitzewelle im urbanen und suburbanen Raum besonders durch höhere Tiefsttemperaturen verstärkt wurden (Basara et al. 2010). In Hinblick auf klimatologische Kennzahlen schlug sich die starke Ausprägung der SWI bei Hitze in Karlsruhe in einer höheren Anzahl an Tropennächten, besonders an einem dicht bebauten und wenig begrünten Standort, und in Madison im Auftreten von Nächten mit Temperaturen nicht unter $26,7^{\circ}\text{C}$ (80°F) in vollständig versiegeltem Stadtgebiet nieder. Die Tagestemperaturen hingegen und damit auch die Anzahl an Sommertagen und heißen Tagen unterschieden sich im August 2015 innerhalb des Stadtgebiets von Karlsruhe sowie im Vergleich zum Umland nur wenig. Dass ganz lokal Beschattung deutlichen Einfluss auf die Lufttemperatur haben kann, wurde aber deutlich. Aufgrund der Umgrenzung eines engen Innenhofs mit mehrstöckigen Gebäuden heizte sich ein ganztägig vollständig beschatteter Messstandort bei sehr hohen Temperaturen am Tag nicht so stark auf wie besonnte Flächen, über denen durch die starke Sonneneinstrahlung eine stärker labile (überadiabatische) Schichtung in den unteren Luftschichten entsteht. Nachts allerdings blieben die Temperaturen sehr hoch, in einzelnen Nächten mehrere Grad über dem Grenzwert für eine Tropennacht, weil die vertikalen Wände tagsüber viel Energie speichern und nachts über den Wärmestrom aus Gebäuden abgeben. Zusätzlich schränken sie die Durchlüftung ein, was die Zufuhr kühlerer Luft von schon stärker abgekühlten Flächen behindert. Demgegenüber waren die Temperaturcharakteristika in einem mit Rasengittersteinen und Bäumen begrünten Innenhof und einer randstädtischen Parkanlage trotz der unterschiedlichen Struktur einander sehr ähnlich. Dafür sind vermutlich zwei Einflüsse verantwortlich: eine starke Durchgrünung der direkten Umgebung der Messorte sowie die Nähe beider Standorte zu den Kaltluft produzierenden Flächen des Hardtwaldes.

Dass die Temperaturen infolge des Tagesgangs der SWI im eng bebauten Innenstadtgebiet am späten Abend und in der Nacht die stärkste Erhöhung gegenüber den Umlandtemperaturen aufweisen, hat Bedeutung für die bei Hitze empfundene Belastung der Bevölkerung. Denn die verringerte nächtliche Abkühlung kann die Schlafqualität und damit die Erholung der Bewohner beeinträchtigen. Die vorgestellten Messungen passen sehr gut zum

Ergebnis der Befragung von Kunz-Plapp et al. (2016), dass die subjektiv empfundene Hitzebelastung vor allem in der Innenstadt und nachts sehr hoch ist (vgl. Kap. 3.4). Darüber hinaus beeinflusst die Stadtstruktur nicht nur die Außentemperatur, sondern auch die Innenraumtemperaturen in den Gebäuden, wie während einer Hitzewelle in Leipzig belegt wurde (Franck et al. 2013). Dort hatte besonders die abendliche Innenraumtemperatur starken Einfluss auf das subjektive Hitzeempfinden (Franck et al. 2013). Bezogen auf das Risiko für ältere Menschen, bei einer Hitzewelle zu sterben, waren in einer Studie in Paris ebenfalls hauptsächlich Temperaturgrößen, die die Tages-Tiefsttemperatur einbeziehen, wichtig für die räumliche Differenzierung. Die Tagestemperaturen hatten hingegen keinen signifikanten Einfluss auf das Mortalitätsrisiko (Laaidi et al. 2012).

Da meteorologische Messungen, beispielsweise des Deutschen Wetterdienstes, meist außerhalb der Kernstadt lokalisiert sind, damit sie für die Umgebung repräsentativ und von Bebauung ungestört sind, können sie die in der Stadt vorherrschenden Temperaturen, insbesondere nachts, nicht abbilden. Aufgrund der hohen innerstädtischen Temperaturunterschiede kann die Folge sein, dass die Schwere einer Hitzewelle für die Bevölkerung in der Stadt unterschätzt wird, denn das Stadtklima kann die Länge und Intensität von Hitzewellen erhöhen (Schatz und Kucharik 2015). Basieren Entscheidungen über Hitzealarme und das Ergreifen von Maßnahmen beispielsweise auf Messungen an einem Flughafen, können im Stadtkern bereits die kritischen Grenzwerte überschritten sein, während die Bedingungen an der Messstation noch keine Warnung verursachen. Dies kann Risiken für die vulnerable Bevölkerung im Stadtkern hervorrufen (Basara et al. 2010).

Daher sollten sich zukünftige Untersuchungen zur städtischen Wärmeinsel bei Hitze auf die besonders wärmeexponierten Orte der Stadt konzentrieren. Zusätzlich wäre auch eine Messung der Innenraumtemperaturen in Wohnungen und Büros interessant, um die Temperatur, die am Tag und besonders abends und in der Nacht unmittelbar auf die Menschen wirkt, abschätzen zu können. Auch die Berechnung bioklimatischer Indizes (Matzarakis 2001) böte eine Möglichkeit zur Quantifizierung thermischer Belastungen. Eine gleichzeitige Erhebung der subjektiv empfundenen Hitzebelastung ähnlich

zur Befragung von Kunz-Plapp et al (2016) könnte die Notwendigkeit von Anpassungsstrategien sowie Bewältigungsstrategien aufzeigen.

Obwohl aufgrund der hohen Evapotranspiration über unversiegelten Flächen im Umland und dem verringerten latenten Wärmestrom über versiegelten Flächen (Oke 1982) zu erwarten wäre, dass auch am Tag eine SWI auftritt, ist dies in Karlsruhe nicht eindeutig der Fall. Wie im Sommer 2015 beobachtet, kann besonders während einer heißen Periode die gleichzeitig und in den vorausgegangenen Wochen aufgetretene Trockenheit ein Grund für die fehlende tägliche SWI sein. Dann fehlt Wasser für die Evapotranspiration, die eine geringere Erwärmung von Grünflächen bewirken könnte, wenngleich in der Stadt noch weniger spezifische Feuchte gemessen wurde als im Umland. Da zusätzlich die Pflanzen ihre Stomata tagsüber bei Wassermangel schließen, wird die Evapotranspiration und damit die kühlende Wirkung zusätzlich verringert, und die Globalstrahlung kann natürliche Oberflächen ähnlich stark erwärmen wie versiegelte (Targino et al. 2014). Umgekehrt können bei ausreichender für die Verdunstung zur Verfügung stehender Bodenfeuchte Grünflächen im innenstädtischen Bereich die Temperaturdifferenz gegenüber dem Umland verringern. Denn die Evapotranspiration über diesen kompensiert die hohe Wärmekapazität und den hohen fühlbaren Wärmestrom über versiegelten Flächen teilweise.

Zusätzlich zur Temperatur weist also auch die Feuchte zwischen Stadt und Umland Unterschiede auf. Die tagsüber trockeneren Bedingungen in der Stadt mit negativen Werten der Feuchtedifferenz lassen sich auf die unterschiedliche Vegetationsbedeckung beziehungsweise unterschiedlichen Versiegelungsgrade zurückführen. Über natürlichen Oberflächen verdunstet Wasser aus dem Boden direkt und über die Vegetation. Dadurch wird den unteren Luftschichten Feuchte zugeführt. Diese wird turbulent in die Atmosphäre eingemischt. Über versiegelten Oberflächen hingegen fehlt dieser turbulente Strom latenter Wärme, weil Niederschlagswasser dort meist oberflächlich abfließt und in die Kanalisation geleitet wird und so nicht mehr für die Verdunstung zur Verfügung steht. Nachts hingegen sind die Unterschiede zwischen Stadt und Umland gering, da die Sonneneinstrahlung als Energiequelle für die Evapotranspiration fehlt, und zusätzlich die Stomata der Pflan-

zen geschlossen sind. Dann sind die vertikalen Gradienten und in der Folge die turbulenten Flüsse und somit der Wassertransport verringert, sodass der Atmosphäre sowohl in Stadt als auch im Umland wenig Feuchte zugeführt wird. Bei Taubildung, die im Umland früher einsetzt als in der Stadt, weil aufgrund der niedrigeren Temperaturen der Taupunkt früher erreicht wird, wird der Umlandluft sogar Feuchte entzogen, wodurch Δq positive Werte annehmen kann. Darüber hinaus können temporäre Feuchtedifferenzen auch durch lokale Niederschlagsereignisse oder zeitlich versetzte Feuchteadvektion an unterschiedlichen Messtationen entstehen (Kuttler et al. 2015). Ähnlich wie für die in Karlsruhe beschriebenen Eigenschaften der spezifischen Feuchte wurde auch in der Stadt Utrecht für die Variable Wasserdampfdichte (*vapor density*) am Tag eine Verringerung des Feuchtegehalts gegenüber dem Umland festgestellt, während in der Nacht keine Unterschiede auftraten (Brandsma und Wolters 2012). Die verringerte spezifische Feuchte in der Stadt tagsüber an Tagen im Sommer und besonders an heißen Tagen impliziert über den Taupunkt als Schwülemaß eine abgemilderte Schwülebelastung der Bevölkerung in der Stadt. Dies ist besonders bei Hitze relevant.

Die räumlichen Temperaturunterschiede im Großraum Karlsruhe sind prinzipiell zu allen Zeiten, wenn auch unterschiedlich stark, ausgeprägt, wie die Messungen der AERO-TRAM belegt haben. Zugleich weisen längere, zusammenhängende Abschnitte ähnliche Temperaturcharakteristika auf, die den Bereich der Kernstadt und randstädtische und Umlandgebiete voneinander abgrenzen, wie mithilfe der Hauptkomponentenanalyse herausgestellt werden konnte.

Lokal prägen sich bei besonderen Eigenschaften der direkten Umgebung, besonders an der großen Freifläche des alten Flugplatzes in der Nordweststadt, eigene Temperaturregime aus. Jener zeigte sich als besonders kalter Ort innerhalb des Stadtgebietes, wo zeitweise noch niedrigere Temperaturen gemessen wurden als im Umland. Das 69 ha große Naturschutzgebiet „Alter Flugplatz“ (Stadt Karlsruhe 2017) mit einer Nord-Süd-Erstreckung von etwa 1,6 km und einer Ost-West-Erstreckung von etwa 0,6 km, das direkt an die Messstrecke der AERO-TRAM angrenzt, wirkt sich also deutlich auf die Temperaturen in der direkten Umgebung aus. Der kühlende Einfluss könnte

sich nach Upmanis et al. (1998) noch einmal so weit zeigen, wie die Fläche sich selbst erstreckt (vgl. Kap. 2.1.4). Begünstigt wird das Eindringen von kühlerer Luft in die angrenzende Bebauung wahrscheinlich dadurch, dass in der Umgebung die Zeilenbebauung viele unbebaute Flächen zwischen den Gebäuden aufweist. Der Einfluss des 22 ha großen zoologischen Stadtgartens (etwa 0,7 mal 0,3 km Erstreckung) (Stadt Karlsruhe 2016) ist hingegen in den AERO-TRAM-Messungen nicht nachweisbar. Dies liegt eventuell auch in der relativ kurzen Strecke, auf der die AERO-TRAM am Stadtgarten/Zoo vorbeifährt, begründet, wenn sich das Messgerät der AERO-TRAM nicht schnell genug auf kühlere Temperaturen einstellen kann. Womöglich verhindert hier die enge Bebauung (in der Umgebung vor allem geschlossene Blockrandbebauung) auch das Ausfließen kühlerer Luft über weite Bereiche.

Die wärmsten Temperaturen treten im Stadtgebiet fast immer in der Innenstadt entlang der Kaiserstraße auf. Zudem bilden eng bebaute Stadtteile oder Orte im Karlsruher Umland eigene kleine Wärmeinseln aus, während die Temperaturen in locker bebauten Stadt- und Umlandbereichen deutlich niedriger sind. Die Ergebnisse der mehrjährigen Messungen zur städtischen Wärmeinsel hätten teilweise sogar eine noch größere jahreszeitliche Differenzierung der räumlichen Temperaturverläufe aus den AERO-TRAM-Messungen erwarten lassen. Die Erklärung für deren geringere Ausprägung liegt wahrscheinlich im Messkonzept begründet: Da die AERO-TRAM im Rahmen des Fahrplans gemessen hat, decken die Messungen nicht alle Tage und damit nicht alle aufgetretenen Wettersituationen repräsentativ ab. So liegen in manchen Monaten nur Messungen auf einer Linie vor, sodass es für diesen Monat auf der anderen Linie keine Fahrten gibt. Besonders für heiße Tage hätte eine höhere Fahrtenanzahl die Aussagekraft der Ergebnisse erhöht. Trotzdem liefern die Messungen in ihrer Gesamtheit aufgrund der hohen Anzahl von Messfahrten eine fundierte Grundlage zur Quantifizierung der Temperaturunterschiede auf breiter statistischer Basis, besonders im Zusammenhang mit den städtischen Baustrukturen.

Der Bodenversiegelungsgrad, der in Studien für andere Städte über einen linearen Zusammenhang schon als Indikator für die Oberflächentemperatur (Kottmeier et al. 2007) oder für die Lufttemperatur (Schatz und Kucharik

2015) verwendet worden ist, erwies sich auch für Karlsruhe von großem Einfluss auf die kleinräumige Temperaturverteilung. Ebenso konnte eine räumliche Differenzierung der Temperaturunterschiede nach Stadtstrukturtypen gezeigt werden, wobei locker bebaute Stadtstrukturtypen mit hohem Grünflächenanteil niedrigere Temperaturen aufweisen als sehr eng bebaute Typen, insbesondere die geschlossene Blockrandbebauung. Versiegelungsgrad und Stadtstrukturtypen können dabei in ähnlichem Maße die beobachteten räumlichen Temperaturunterschiede erklären. Es ist anzunehmen, dass diese Zusammenhänge auch in anderen Städten nachweisbar sind, sodass die Kartierung von Versiegelungsgraden und Stadtstrukturtypen eine Methodik darstellt, die räumlichen Temperaturunterschiede in größeren räumlichen Einheiten zu betrachten und mit ihrer Hilfe die SWI jeder Stadt charakterisieren zu können.

Zum Zweiten ist auch die Methode der Hauptkomponentenanalyse, allein aus Temperaturzeitreihen eine räumliche Einteilung eines städtischen Großraumes vorzunehmen, auf andere Städte übertragbar. Die Voraussetzung ist allerdings die Datenerhebung an möglichst vielen Orten. Die Tatsache, dass jeweils ein längerer Streckenabschnitt der AERO-TRAM vollständig einer HK zugeordnet wurde, verdeutlicht, dass die Temperatur generell über größere Bereiche ähnliche zeitliche Charakteristika aufweist. Mithilfe der HKA ergibt sich also eine räumliche Klassifizierung, die allein auf statistischen Eigenschaften der jeweiligen Streckenabschnitte beruht. So können Bereiche ähnlicher Temperaturcharakteristika identifiziert werden, was Rückschlüsse auf die SWI erlaubt, beispielsweise in Bezug darauf, wie groß der Bereich ist, der die höchsten Temperaturunterschiede zum Umland ausbildet, oder wo der Bereich beginnt, in dem die Temperaturen nur noch wenig von denen des Umlandes abweichen.

5.10 Zwischenfazit zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der SWI in Karlsruhe

Die Intensität der SWI in Karlsruhe zeigt einen starken Tages- und Jahresgang. Je wärmer die Jahreszeit ist, desto stärker ist durchschnittlich die SWI. Besonders bei Hitze treten hohe Werte der maximalen täglichen SWI (ΔT_{Tag}) auf. Das Auftreten starker städtischer Wärmeinseln bei hohen Temperaturen wurde schon in früheren Studien beschrieben (Schatz und Kucharik 2015, Li und Bou-Zeid 2013), lässt sich für Karlsruhe aber konkret als Zusammenhang zwischen heißen Tagen und Tagen mit SWI* quantifizieren. Jeder zweite heiße Tag ist gleichzeitig ein Tag mit SWI*. Aufgrund der stochastischen Abhängigkeit zwischen beiden ist das Kriterium *heißer Tag (ja/nein)* ein Indikator für die Anzahl von Tagen mit SWI*, um die zukünftige SWI abzuschätzen (vgl. Kap. 8.1).

Neben der zeitlichen gibt es eine hohe räumliche Variabilität, die mit dem Bodenversiegelungsgrad und dem Stadtstrukturtyp in Zusammenhang steht. Ein Bereich besonders hoher Temperaturdifferenzen zum Umland ist die Kaiserstraße in der Innenstadt, die durch hohe Versiegelungsgrade und eine geschlossene Blockrandbebauung charakterisiert ist. Demgegenüber stellen gering versiegelte Gebiete, besonders der alte Flugplatz in der Nordweststadt, kühlere Stadtbereiche dar.

6 Abschätzung der städtischen Wärmeinsel mithilfe meteorologischer Indikatoren

Die Unterschiede der SWI im Jahresverlauf mit dem Auftreten hoher Werte der maximalen täglichen SWI (ΔT_{Tag}) im Sommer und an heißen Tagen (vgl. Abbildung 5-14) sowie die höhere Häufigkeit von Tagen mit SWI* in den Sommermonaten (vgl. Abbildung 5-31) legen einen starken Einfluss der meteorologischen Bedingungen auf die SWI nahe. Das Ziel der folgenden Ausführungen ist es, neben den heißen Tagen als Indikator (vgl. Kap. 5.6) solche Wetterbedingungen zu identifizieren, bei denen bevorzugt Tage mit hohen Werten von ΔT_{Tag} sowie Tage mit SWI* in Karlsruhe auftreten. In Kap. 6.1 wird der Einfluss der lokalen Wetterbedingungen auf die Ausprägung der SWI betrachtet, der Einfluss der großräumigen atmosphärischen Strömung wird in Kap. 6.2 untersucht. Dazu werden zwei Klassifikationen herangezogen: die objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes (Bissolli und Dittmann 2001) und eine eigene Klassifikation auf der Grundlage einer Hauptkomponentenanalyse.

6.1 Zusammenhang mit den lokalen Wetterbedingungen

Aus der Literatur ist der Einfluss insbesondere von Windgeschwindigkeit und Bewölkung auf die SWI bekannt (vgl. Kap. 2.2.1). Im Folgenden wird für Karlsruhe der genaue Zusammenhang zwischen ΔT_{Tag} und verschiedenen meteorologischen Variablen untersucht. Für Temperatur, Taupunkt, Globalstrahlung, relative und spezifische Feuchte werden die Werte der Umlandreferenz herangezogen (räumliche Mittelwerte der vier Stationen im Umland von Karlsruhe, vgl. Kap. 5.1.1). Die Werte für Sonnenscheindauer, Bedeckungsgrad, Windgeschwindigkeit und Niederschlag stammen allein von der

Messtation Rheinstetten, weil nicht an allen Umlandstationen Beobachtungen für diese Variablen vorliegen.

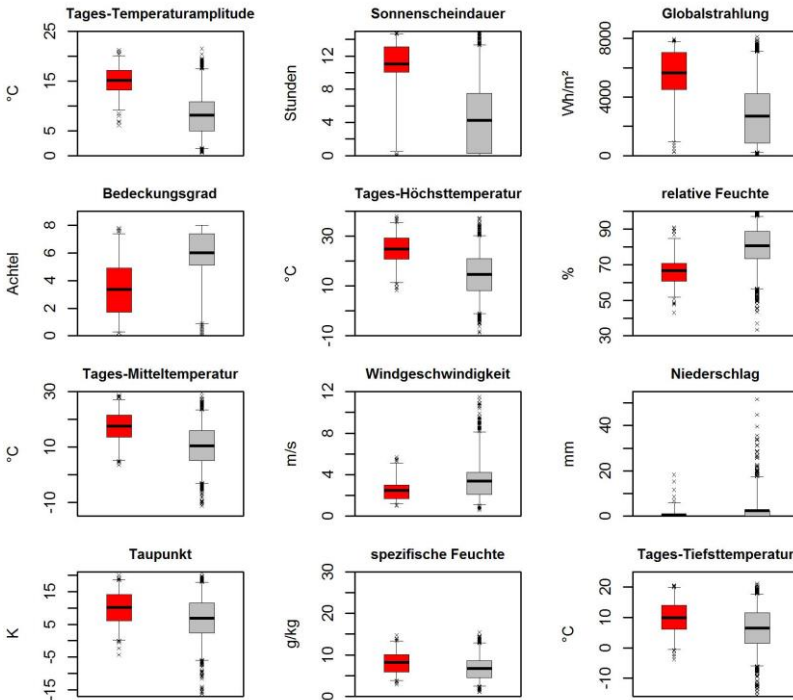


Abbildung 6-1: Verteilungen der verschiedenen meteorologischen Variablen an Tagen mit SWI* (rot) und ohne SWI* (grau). Zur Darstellung der Boxplots vgl. Abbildung 5-23.

Werden die Tage mit und ohne SWI* in Bezug auf die jeweiligen meteorologischen Bedingungen betrachtet (Abbildung 6-1), so zeigen sich deutliche Unterschiede. So sind an Tagen mit SWI* Tages-Temperaturamplitude, Sonnenscheindauer, Globalstrahlung, Tages-Höchsttemperatur, Tages-Mitteltemperatur, Taupunkt, spezifische Feuchte und Tages-Tiefsttemperatur immer höher als an Tagen ohne SWI*, während Bedeckungsgrad, relative

Feuchte, Windgeschwindigkeit und Niederschlag niedriger sind. Alle Unterschiede der Mittelwerte zwischen Tagen mit und ohne SWI* sind statistisch signifikant (ungepaarter Wilcoxon-Test, $S_i=0,95$). Dadurch, dass die relative Feuchte an Tagen mit SWI* deutlich geringer ist als an Tagen ohne SWI*, und Taupunkt und spezifische Feuchte nur leicht erhöht sind, sind die Tage mit SWI* nicht mit einem höheren Schwüle-Empfinden verbunden als die ohne SWI*. Dies ergänzt die Ergebnisse zur Verteilung der spezifischen Feuchte in Stadt und Umland (vgl. Kap. 5.8.1), die tagsüber in der Stadt verringert ist und daher die Schwülebelastung der Bevölkerung in der Stadt nicht erhöht.

Neben den Bedingungen bei SWI* ist der Zusammenhang der meteorologischen Variablen mit ΔT_{Tag} interessant. Wie die Korrelationskoeffizienten nach Spearman (Wilks 2006) zeigen, besteht der stärkste Zusammenhang für die Werte von ΔT_{Tag} mit der Tages-Temperaturamplitude (0,80) (Tabelle 6-1). Auch mit den Variablen Sonnenscheindauer (0,70), Globalstrahlung (0,65), Bedeckungsgrad (-0,65) und Tages-Höchsttemperatur (0,60) weist ΔT_{Tag} eine hohe Korrelation auf. Ebenfalls besteht eine hohe Autokorrelation von ΔT_{Tag} , denn der Korrelationskoeffizient, zwischen ΔT_{Tag} und ΔT_{Tag} am Vortag beträgt 0,63. Für alle anderen Variablen, darunter Windgeschwindigkeit, Niederschlag und Tages-Tiefsttemperatur, sind die Korrelationskoeffizienten deutlich geringer. Die drei von der Sonneneinstrahlung bestimmten Parameter sind erwartungsgemäß auch untereinander stark korreliert (Sonnenscheindauer – Globalstrahlung: 0,86; Sonnenscheindauer – Bedeckungsgrad: -0,84; Bedeckungsgrad – Globalstrahlung: -0,64). Ebenso ist die Tages-Temperaturamplitude stark mit der Sonnenscheindauer (0,83), der Globalstrahlung (0,76) und dem Bedeckungsgrad (-0,73) und auch mit der Tages-Höchsttemperatur (0,70) korreliert (nicht dargestellt).

Tabelle 6-1: Korrelationskoeffizient nach Spearman zwischen ΔT_{Tag} und den meteorologischen Bedingungen im Umland beziehungsweise, wo angegeben, an der Station Rheinstetten.

Meteorologische Variable	Korrelationskoeffizient (Spearman)
Tages-Temperaturamplitude	0,80
Sonnenscheindauer (Rheinstetten)	0,70
Globalstrahlung	0,65
Bedeckungsgrad (Rheinstetten)	-0,65
ΔT_{Tag} am Vortag	0,63
Tages-Höchsttemperatur	0,60
Relative Feuchte	-0,52
Tages-Mitteltemperatur	0,48
Windgeschwindigkeit (Rheinstetten)	-0,42
Niederschlag (Rheinstetten)	-0,36
Taupunkt	0,31
Spezifische Feuchte	0,31
Tages-Tiefsttemperatur	0,25

Die *Tages-Temperaturamplitude* (im Folgenden auch: T_{maxmin}) ist folglich ein geeigneter Indikator für ΔT_{Tag} . Dieser Parameter kann außerdem sehr gut aus regionalen Klimamodellen ausgewertet werden. Denn für die Temperatur sind Methoden zur Bias-Korrektur etabliert, um mögliche systematische Fehler zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen zu verringern (Gutjahr und Heinemann 2013, Berg et al. 2012, Themeßl et al. 2012, vgl. Kap. 7.1.3). Weitere Parameter werden in die folgenden Betrachtungen nicht mit einbezogen (obwohl sie die erklärte Varianz der SWI erhöhen könnten), weil ihre Wiedergabe in regionalen Klimamodellen mit höheren Unsicherheiten behaftet ist. So wird die Globalstrahlung durch das Klimamodell COSMO-CLM deutlich unterschätzt (Hackenbruch et al. 2016, Jaeger et al. 2008), was sich auch auf Sonnenscheindauer und Bedeckungsgrad auswirkt. In Hinblick auf die Auswertungen zur zukünftigen Entwicklung der SWI mithilfe regionaler Klimamodelle (s. Kap. 8) wird also nur der robuste Parameter T_{maxmin} für weitere Untersuchungen beibehalten. Aufgrund der hohen Korrelation zwischen T_{maxmin} und der Tages-Höchsttemperatur wird auch letztere zunächst nicht in die Untersuchungen einbezogen.

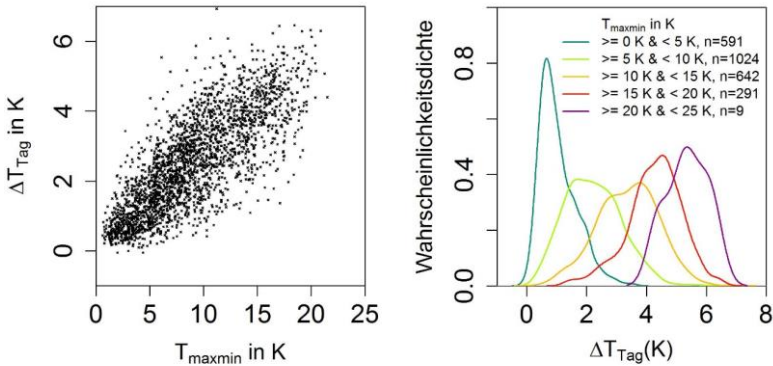


Abbildung 6-2: Links: Streudiagramm von Tages-Temperaturamplitude ($T_{\max\min}$) und ΔT_{Tag} ; Rechts: Wahrscheinlichkeitsdichte von ΔT_{Tag} bei verschiedenen $T_{\max\min}$. n bezeichnet die Anzahl der eingehenden Tage pro 5 K-Intervall von $T_{\max\min}$.

Die Gegenüberstellung von $T_{\max\min}$ und ΔT_{Tag} (Abbildung 6-2, links) legt einen linearen Zusammenhang zwischen beiden nahe. Mit der Höhe von $T_{\max\min}$ steigt die Stärke der maximalen täglichen SWI. Der Korrelationskoeffizient von 0,8 entspricht einer erklärten Varianz R^2 von 64%. Entsprechend verschiebt sich auch die Wahrscheinlichkeitsdichte von ΔT_{Tag} von niedrigen Werten bei niedrigen $T_{\max\min}$ zu hohen Werten bei hohen $T_{\max\min}$ (Abbildung 6-2, rechts).

Werden für 1 K-Intervalle von $T_{\max\min}$ mittlere Werte von ΔT_{Tag} gebildet, so legen die Ergebnisse einen linearen Zusammenhang nahe (Abbildung 6-3). Dieser kann über eine lineare Regression mithilfe der Methode der kleinsten Quadrate durch die Funktion

$$\overline{\Delta T_{\text{Tag}}} = b + a \cdot I_{T_{\max\min}} \quad (6.1)$$

mit den Koeffizienten $a = 0,224$ und $b = 0,379$ beschrieben werden. $I_{T_{\max\min}}$ ist dabei die Obergrenze des 1 K-Intervalls von $T_{\max\min}$ in K (und daher immer mindestens eins) und $\overline{\Delta T_{\text{Tag}}}$ der zugehörige Mittelwert von ΔT_{Tag} in K. Die Summe der quadrierten Residuen der Funktion (*residual sum-of-*

squares) beträgt 0,22 K und ist damit sehr gering und das Bestimmtheitsmaß (*adjusted R²*) mit 0,98 sehr hoch.

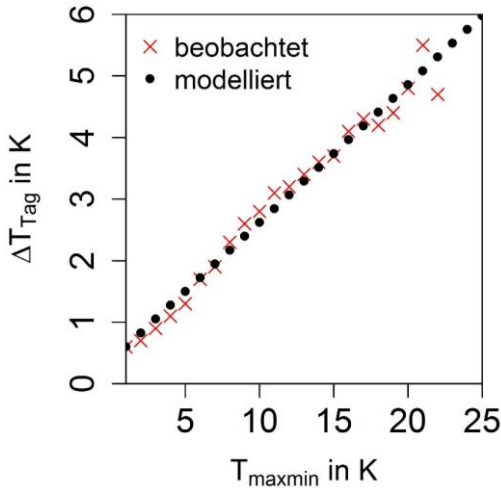


Abbildung 6-3: Beobachtete und anhand des linearen Regressionsmodells (Gl. 6.1) berechnete, über jedes 1 K-Intervall der Tages-Temperaturamplitude (T_{maxmin}) gemittelte ΔT_{Tag} .

Bei der gemeinsamen Betrachtung von T_{maxmin} und der Anzahl von Tagen mit SWI* wird deutlich, dass auch die Tage mit SWI* nicht gleichmäßig häufig bei allen Tages-Temperaturamplituden auftreten (Abbildung 6-4, links). Während Tage mit geringen und mittleren T_{maxmin} fast ausschließlich Tage ohne SWI* sind, treten Tage mit SWI* nie bei geringen, aber häufig bei hohen T_{maxmin} auf. So war unter den Tagen mit T_{maxmin} zwischen 0 und 6 K im untersuchten Zeitraum (Juni 2009 bis Mai 2016) in Karlsruhe kein Tag mit SWI*, für T_{maxmin} zwischen 6 und 9 K waren es nur einzelne Tage pro Jahr. Ihre relative Häufigkeit pro 1 K-Intervall liegt jeweils unter 1%, gegenüber relativen Häufigkeiten von über 4% im Intervall zwischen 9 und 10 K und 86% im Intervall zwischen 20 und 21 K (Abbildung 6-4, rechts). Dieser Anstieg kann mithilfe eines Polynoms dritten Grades angenähert werden,

welches die relative Häufigkeit eines Tages mit $SWI^*(W_{SWI^*})$ für jedes 1 K-Intervall von $T_{\max\min}$ ($I_{T_{\max\min}}$ = Obergrenze des 1 K-Intervalls) modelliert:

$$W_{SWI^*} = c \cdot 10^{-5} \cdot I_{T_{\max\min}}^3 \text{ für } 0 < I_{T_{\max\min}} < 24 \quad (6.2)$$

Mit dem Koeffizienten $c = 0,7290$. Diese Funktion ist für $I_{T_{\max\min}}$ zwischen 1 und 23 K definiert, weil sie für Tage mit $I_{T_{\max\min}} \geq 24$ K einen Wert größer als 1 für die Auftretens-Wahrscheinlichkeit von SWI^* annähme. Für eventuell auftretende Tages-Temperaturamplituden > 23 K in Ergebnissen von Klimamodellsimulationen wird daher der Wert 1 für die relative Häufigkeit von Tagen mit SWI^* angenommen. Die Summe der quadrierten Residuen der Funktion (*residual sum-of-squares*) beträgt 0,15.

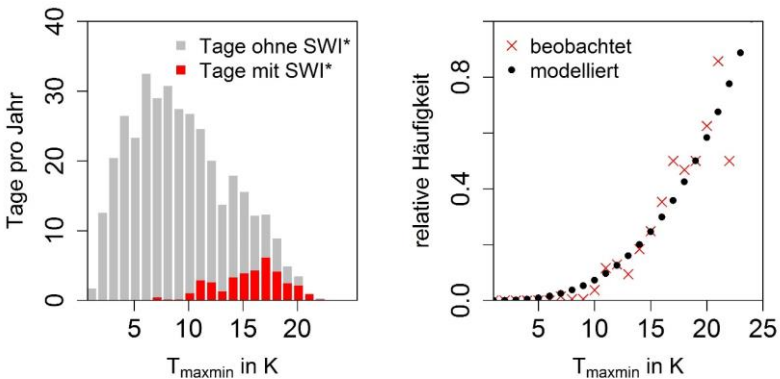


Abbildung 6-4: links: Zahl der Tage mit und ohne SWI^* , die über 1 K-Intervalle der Tages-Temperaturamplitude ($T_{\max\min}$) summiert wurden; rechts: beobachtete und mithilfe des Regressionsmodells dritter Ordnung (Gl. 6.2) berechnete relative Häufigkeit von Tagen mit SWI^* für 1 K-Intervalle von $T_{\max\min}$.

Diese beiden Funktionen zur Berechnung der Mittelwerte von ΔT_{Tag} und der Häufigkeit von Tagen mit SWI^* aus den Häufigkeitsverteilungen von $T_{\max\min}$ erlauben es, aus einem Ensemble regionaler Klimamodellsimulationen die zukünftige SWI abzuschätzen (s. Kap. 8.2). Aufgrund des Jahresgangs der

SWI geschieht das für die einzelnen Jahreszeiten getrennt. Gegenüber den gezeigten Werten bei Betrachtung des ganzen Jahres variieren die Koeffizienten für Gl. 6.1 und Gl. 6.2 in den einzelnen Jahreszeiten leicht (Tabelle 6-2), was im Jahresgang der SWI begründet liegt.

Die *Tages-Temperaturamplitude* (T_{maxmin}) wird, nach *heißer Tag (ja/nein)*, als zweiter Indikator für die Karlsruher SWI dazu verwendet, um die mittleren ΔT_{Tag} sowie die Zahl der Tage mit SWI* zu beschreiben.

Tabelle 6-2: Koeffizienten für die Gleichungen 6.1 und 6.2 bei Berücksichtigung des ganzen Jahres und der einzelnen Jahreszeiten.

	a	b	c
Jahr	0,224	0,379	7,290
MAM	0,209	0,503	7,190
JJA	0,228	0,579	9,146
SON	0,221	0,262	6,939
DJF	0,249	0,225	6,470

6.2 Zusammenhang mit den atmosphärischen Strömungsmustern

Aus der Literatur ist bekannt, dass die großräumige Wetterlage einen starken Einfluss auf die Ausbildung der städtischen Wärmeinsel hat (Kap. 2.2.2), wobei dieser bisher nur selten anhand langjähriger Messreihen untersucht wurde. Im Folgenden wird der Zusammenhang zwischen der Ausprägung der lokalen städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe und der großräumigen atmosphärischen Strömungsmuster für den Zeitraum zwischen Juni 2009 und Mai 2016 untersucht, mit dem Ziel, die jahreszeitliche Variabilität der maximalen täglichen SWI (ΔT_{Tag}) und der Anzahl der Tage mit SWI* zu erklären.

6.2.1 Klassifikationsverfahren

Die Zuordnung einzelner beobachteter atmosphärischer Strömungsmuster zu diskreten Klassen erlaubt es, regionale oder lokale meteorologische Ereignisse im Zusammenhang mit charakteristischen großräumigen Mustern zu betrachten. Der Zusammenhang zwischen Zirkulationsmustern und lokalen Klimadaten bildet die Grundlage für die statistische Regionalisierung (*downscaling*) in der Klimamodellierung, beispielsweise mit statistischen Klimamodellen wie WETTREG (Kreienkamp et al. 2013). Dazu werden die statistischen Zusammenhänge, etwa zwischen Wetterlagen und lokaler Temperatur, beschrieben. So können globale Klimamodelldaten räumlich verfeinert werden, indem aus projizierten Änderungen der großräumigen Strömungsmuster regionale Klimaänderungen abgeschätzt werden (Jacob et al. 2017). Weitere Anwendungen von Klassifikationen der atmosphärischen Strömungsmuster sind beispielsweise die statistische Regionalisierung von täglicher Temperatur (Huth 2002), täglichen Niederschlagsmustern in der Schweiz (Widmann und Schär 1997), Extremniederschlägen im Mittelmeerraum (Jones et al. 2014), Feinstaubkonzentrationen in Bayern (Beck et al. 2014) oder Gewitteraktivität in Mitteleuropa (Piper 2017). Im Folgenden wird eine Klassifikation zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen der Wetterlage und der lokalen SWI in Karlsruhe entwickelt. Jeder Tag des Untersuchungszeitraums besitzt für Karlsruhe einen Wert für die maximale tägliche SWI (ΔT_{Tag}) sowie die Information, ob SWI* aufgetreten ist (vgl. Kap. 5.1.4). Die zusätzliche Zuordnung eines Tages zu einer Klasse der atmosphärischen Strömungsmuster erlaubt es dann, diese Kennwerte der städtischen Wärmeinsel in den einzelnen Klassen zu untersuchen. Bei einer geeigneten Klassifikation unterscheiden sich diese zwischen den Klassen, beispielsweise in Bezug auf die Häufigkeit des Auftretens von Tagen mit SWI*.

Grundsätzlich sind für Klassifikationen der synoptischskaligen atmosphärischen Strömungsmuster zwei Ansätze, die subjektive und die objektive Klassifikation, zu unterscheiden. Bei subjektiven Verfahren entscheidet eine Person über die Zuordnung. Weil sie auf der synoptischen Erfahrung desjenigen beruht, der sie durchführt, sind ihre Ergebnisse nicht reproduzierbar

(„*lack of inter-subjective reproducibility*“, Jacobeit 2010, S. 412). Beispiele für die subjektive Zuordnung von Wetterlagen und atmosphärischen Strömungsmustern sind die Klassifikationen nach Hess und Brezowsky für Mitteleuropa (Hess und Brezowsky 1952), für Großbritannien nach Lamb (Lamb 1972) und für Ungarn nach Péczely (Péczely 1983).

Im Gegensatz dazu beruhen objektive Verfahren auf exakten Kriterien und ihre Ergebnisse sind reproduzierbar und automatisierbar, denn sie führen unabhängig vom Bearbeiter zu demselben Klassifikationsergebnis. Dabei können die Klassen bei den objektiven Verfahren über feste Schwellenwerte definiert werden, wie es beispielsweise bei der Klassifikation in Wassertypen, die auf synoptischen Meldungen beruht (Wilmers 1968), oder der Objektiven Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes (Bissolli und Dittmann 2001) der Fall ist. Allerdings bewirkt das Vorgeben von Grenzwerten zur Definition der Klassen, dass sehr geringe Änderungen in den Grenzwerten große Veränderungen in der Einteilung der zu klassifizierenden Daten verursachen können. Zusätzlich sind die Grenzwerte häufig subjektiv bestimmt worden.

Demgegenüber erlauben multivariate statistische Verfahren eine objektive Klassifikation ohne vorgegebene Klassen. Dabei grenzen die Algorithmen die Klassen anhand der Eigenschaften der Eingangsdaten im Prozess der Klassifikation voneinander ab („*self-generating classes*“, Jacobeit 2010, S. 412), sodass die Einteilung der Klassen ausschließlich auf den Eigenschaften des zu klassifizierenden Datensatzes basiert. Zu diesen Verfahren zählen u. a. Clusteranalysen (Hoffmann und Schlünzen 2013), selbst-organisierende Karten (Schädler und Sasse 2006) sowie Hauptkomponentenanalysen (*Principal Component Analysis PCA, Empirical Orthogonal Functions EOF*). Eine detaillierte Beschreibung unterschiedlicher Klassifikationsverfahren sowie ein Vergleich von Klassifikationen findet sich in Philipp et al. (2016).

Da die Anwendung verschiedener Klassifikationsmethoden zu unterschiedlichen Ergebnissen für denselben Datensatz führt, bietet ihre große Zahl die Möglichkeit, die am besten geeignete für eine bestimmte Anwendung zu finden. Grundsätzlich ist kein Verfahren zu bevorzugen, da jedes mit Vorteilen und Einschränkungen verbunden ist. Für eine bestimmte Zielvariable

sollten also verschiedene Methoden verglichen werden, um die passende Klassifikationsmethode zu finden (Philipp et al. 2016).

Für die Auswertungen zum Einfluss von Klimaänderungen auf die städtische Wärmeinsel müssen die Tage in Vergangenheit und Zukunft automatisiert definierten Klassen zugeordnet werden. Daher muss eine objektive Klassifikation gewählt werden, weswegen beispielsweise die in Deutschland verbreitete, subjektive Klassifikation in Großwetterlagen und Großwettertypen nach Hess und Brezowsky (Hess und Brezowsky 1952) nicht verwendet werden kann. In dieser Arbeit werden die Objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes und eine Hauptkomponentenanalyse auf ihre Eignung und Aussagekraft in Hinblick auf die Erklärung der Variabilität der Karlsruher SWI geprüft und die Ergebnisse miteinander verglichen. So können über die Verteilungen von ΔT_{Tag} und die Anzahl von Tagen mit SWI* in den einzelnen Klassen diejenigen identifiziert werden, die „wärmeinselrelevant“ oder „nicht-wärmeinselrelevant“ sind.

6.2.1.1 Objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes (OWLK)

Die Objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes (OWLK, Bissolli und Dittmann 2001) unterscheidet 40 Wetterlagen. Drei Kriterien bestimmen die Zuordnung zu einer Wetterlage: die Richtung der großräumigen Anströmung (Advektion) von Luftmassen, die Zyklonalität und die Feuchte der Troposphäre. Für jede Variable entscheidet ein Grenzwert über die Klassifikation. Die Anströmrichtung im Druckniveau 700 hPa kann die Werte Nordost (NO), Südost (SO), Südwest (SW) und Nordwest (NW) sowie „nicht definiert“ bei fehlender vorherrschender Windrichtung (XX) annehmen. Für den Zyklonalitätsindex wird die geostrophische Vorticity (∇^2 des Geopotentials) in den beiden Druckniveaus 950 hPa und 500 hPa als zyklonal oder antizyklonal klassifiziert, woraus sich die Kombinationen antizyklonal-antizyklonal (AA), antizyklonal-zyklonal (AZ), zyklonal-antizyklonal (ZA) und zyklonal-zyklonal (ZZ) ergeben. Der Feuchteindex basiert auf der Anomalie des ausfällbaren Wassers in der Troposphäre gegenüber dem langjährigen Mittelwert, die über die Luftschicht zwischen den Druckniveaus in 900 und 350 hPa berechnet wurde, und ist entweder „feucht“ (F)

oder „trocken“ (T). Aus den Kombinationen der fünf Möglichkeiten der Anströmrichtung, den vier Zyklonalitätsindizes und den beiden Möglichkeiten der Feuchte ergeben sich die 40 Wetterlagen mit einer Kennung von fünf Buchstaben (Bissolli und Dittmann 2001).

Die Klassifikation wird vom DWD seit 1979 anhand der operationellen numerischen Wetteranalysen durchgeführt und bezieht sich auf Deutschland. Daher berücksichtigt sie Gitterpunkte über Deutschland und angrenzenden Gebieten, die zusätzlich unterschiedlich gewichtet werden. So gehen Gitterpunkte über der Mitte des Klassifikationsgebietes dreifach ein, die an die Mitte angrenzenden zweifach und die Gitterpunkte am Rand des Gebietes einfach. Für die Auswertungen im Zusammenhang mit der SWI in Karlsruhe werden die frei verfügbaren Klassifikationsergebnisse des DWD für den Zeitraum Juni 2010 – Mai 2016 verwendet (DWD 2017b).

6.2.1.2 Hauptkomponentenanalyse (HKA)

„Rotated principal component analysis (RPCA) is a powerful tool for studying upper air height data because of its ability to distill information about the variance existing in a large number of maps to a much smaller set of physically meaningful maps which together explain a large fraction of the variance of the input data set.“ (O’Lenic und Livezey 1988, S. 1682)

Gegenüber der Objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD mit mehreren Eingangsparametern wird die Klassifikation bei der Hauptkomponentenanalyse (HKA) hier anhand eines einzigen meteorologischen Parameters durchgeführt (zur Beschreibung des Verfahrens der HKA s. Kap. 5.1.3). Um charakteristische räumliche Muster der atmosphärischen Strömung zu ermitteln und die einzelnen Tage des Untersuchungszeitraums diesen anhand ihrer räumlichen Muster zuzuordnen, kommt eine T-Moden-Hauptkomponentenanalyse zur Anwendung. Details zu deren Anwendung zur Klassifikation atmosphärischer Strömungsmuster finden sich in Huth (1996). Als Eingangsvariablen wurden Felder des Geopotentials im 500 hPa- Druckniveau gewählt, weil diese sich zur Beschreibung der großräumigen Strömungsmuster eignen. Dort zeigen sich Trog- und Rückenstrukturen innerhalb des Jetstreams, die über die großräumige Dynamik mit der Druckverteilung am

Boden gekoppelt sind. So erlauben die Höhenstrukturen Rückschlüsse auf die großräumige Wetterlage am Boden, die ihrerseits charakteristische Eigenschaften in Bezug auf horizontale und vertikale Austauschprozesse hat (Bott 2012).

In der Matrix der Eingangsvariablen (Eingangsmatrix) der T-Moden-HKA entspricht jede Spalte einem Zeitpunkt, für den es einen Vektor des Geopotentialfeldes gibt (hier: eine Spalte pro Tag). In einer Zeile stehen die Werte des Geopotentialfeldes an einem Gitterpunkt zu allen Zeitpunkten. Nach der Berechnung der Korrelationsmatrix, der Eigenwerte und der Eigenvektoren sowie der Ladungsvektoren verknüpfen die Ladungen (skalierte Eigenvektoren) als Koeffizienten von Linearkombinationen die Geopotentialfelder mit den dimensionslosen Hauptkomponenten (s. Kap. 5.1.3). Die erste HK der T-Moden-HKA ist das räumliche Muster, das den größten Anteil der Varianz zwischen den täglichen Geopotentialfeldern erklärt, die zweite den zweitgrößten Anteil, usw. Die HK sind unabhängig voneinander (Richman 1986), allerdings können ihre räumlichen Muster meist nicht meteorologisch interpretiert werden. Denn als Folge der Varianzmaximierung vereint die erste HK die Charakteristika vieler unterschiedlicher Strömungsmuster in sich. Sie lässt sich daher im Allgemeinen nicht als tatsächlich auftretendes Feld auffassen. Erst eine – rechtwinklige oder schiefwinklige – Rotation einer gewählten Zahl an HK und Ladungsvektoren (wie auch für die S-Moden-HKA in Kap. 5.1.3 beschrieben) macht die Muster meteorologisch interpretierbar (Richman 1986). Ein Beispiel aus Richman (1986; Abbildung 6-5) für drei Bodendruckfelder illustriert, dass die unrotierten Hauptkomponenten den Eingangsmustern nicht ähneln, sondern eine Überlagerung aus diesen sind. Erst durch die Rotation wird der Zusammenhang der einzelnen HK mit den Eingangsmustern deutlich. Ihre räumlichen Strukturen ähneln sich jeweils stark, und hohe Werte der dimensionslosen HK korrespondieren mit hohen Bodendruck-Werten der Eingangsfelder und niedrige mit niedrigen (Abbildung 6-5). Die Muster nach schiefwinkliger Rotation sind dabei noch aussagekräftiger als nach rechtwinkliger, weshalb in dieser Arbeit zur Klassifikation der Geopotentialfelder ein schiefwinkliger Algorithmus eingesetzt wird.

Die Ähnlichkeit eines gegebenen täglichen Feldes zu den einzelnen HK wird durch den zugehörigen Ladungsvektor angegeben. Durch die Rotation wird erreicht, dass der Ladungsvektor in den meisten Fällen einen deutlich höheren Wert für eine HK als für die anderen aufweist. Je höher der Ladungswert für eine Hauptkomponente ist, desto ähnlicher ist das Geopotentialfeld des betrachteten Tages dem räumlichen Muster dieser HK; der höchste Ladungswert beschreibt folglich die stärkste Ähnlichkeit. Diese Eigenschaft ermöglicht es, alle Tage über ihren jeweils höchsten Ladungswert der passenden HK zuzuordnen, wodurch sich die gesuchten Klassen der atmosphärischen Strömungsmuster ergeben (Huth 1996). Die durch die HKA definierten Klassen stellen damit keine Mittelwerte der einer Klasse zugeordneten Strömungsmuster dar. Sie repräsentieren „a generic circulation pattern, some kind of a prototype with varying degrees of similarity to the original pressure fields (expressed by the t-mode loadings)“ (Jacobeit 2010, S. 417f).

Grundsätzlich können positive und negative Werte für die HK und Ladungen auftreten. Da die räumlichen Muster der dimensionslosen HK als Geopotentialfelder interpretiert werden sollen, müssen Rücken positive und Tröge negative Werte aufweisen. Die HK können entsprechend angepasst werden, indem bei HK und Ladungen gleichzeitig die Vorzeichen verändert werden.

Für die durchgeführte T-Moden-HKA wurden zur Klassifikation der atmosphärischen Strömungsmuster die täglichen Geopotentialfelder im 500 hPa-Druckniveau im Zeitraum Juni 2009 bis Mai 2016 (2555 Tage) zum Zeitpunkt 12:00 Uhr UTC verwendet. Der Zeitpunkt 12:00 Uhr UTC wurde in Hinblick auf die Einheitlichkeit mit regionalen Klimamodelldaten gewählt, die ebenfalls für diese Uhrzeit vorliegen und später zur Untersuchung der zukünftigen Verteilung der HK der Geopotentialfelder herangezogen werden (vgl. Kapitel 8.3). Die Daten stammen aus dem frei verfügbaren Reanalyse-Datensatz ERA-Interim in 0,5° horizontaler Auflösung, der ab dem Jahr 1979 vorliegt (ECMWF 2017, Dee et al. 2011).

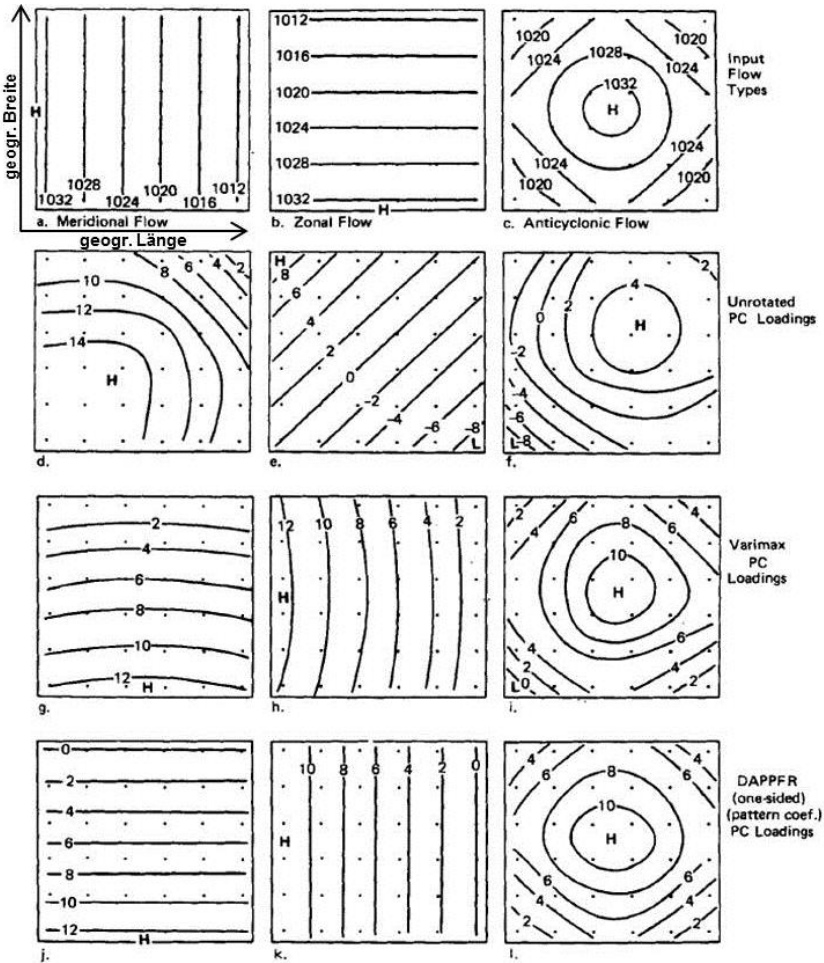


Abbildung 6-5: Klassifizierung von drei räumlichen Feldern des Bodendrucks (1. Zeile) mithilfe einer Hauptkomponentenanalyse durch Berechnung der unrotierten Hauptkomponenten (2. Reihe) sowie nach zusätzlicher rechtwinkliger (3. Zeile) beziehungsweise schiefwinkliger (4. Zeile) Rotation. Aus: Richman 1986, S. 297 (ergänzt), © John Wiley and Sons, genehmigter Nachdruck.

6.2.2 Ergebnisse der Klassifikation

Einen ersten Eindruck der Wetterlage an Tagen mit SWI* vermitteln die mittleren Felder des Bodendrucks und des Geopotentials (Abbildung 6-6). Das mittlere Geopotentialfeld in 500 hPa aller Tage zwischen Juni 2009 und Mai 2016, an denen in Karlsruhe ein Tag mit SWI* (insgesamt 250 Tage) aufgetreten ist, zeigt einen Rücken mit geringen Gradienten über Mitteleuropa und eine schwache südwestliche Höhenströmung über Südwestdeutschland. Das zugehörige Bodendruckfeld zeigt über Deutschland hohen Druck um 1020 hPa bei verschwindenden Gradienten. Dies bestätigt das aus der Literatur bekannte Auftreten von starken städtischen Wärmeinseln bei anti-zyklonalen, austauscharmen Wetterlagen (u. a. Targino et al. 2014, Kassemenos und Katsoulis 2006, Bejarán und Camilloni 2003, Unger, 1996, Yagüe et al. 1991, Unwin 1980, vgl. Kap. 2.2.2).

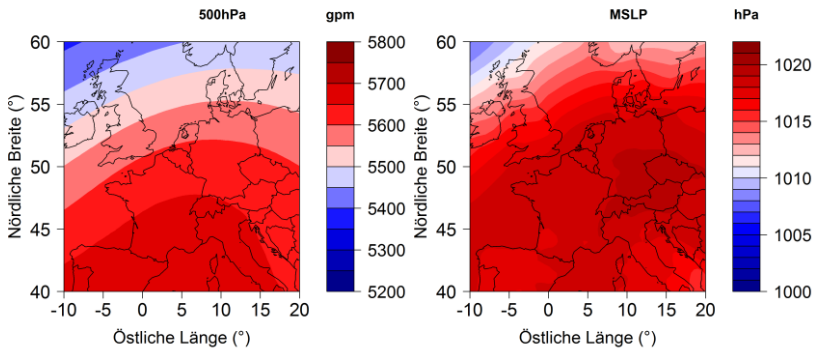


Abbildung 6-6: Mittleres Geopotentialfeld im 500 hPa-Druckniveau (links) und mittleres Bodendruckfeld (rechts) an allen Tage mit SWI* (250 Tage) im Zeitraum Juni 2009 – Mai 2016.

6.2.2.1 Objektive Wetterlagenklassifikation (OWLK)

Wird das Auftreten von SWI* in Karlsruhe zusammen mit der Wetterlage gemäß der OWLK für jeden Tag betrachtet, zeigt sich, dass Tage mit SWI* in einigen Klassen bevorzugt auftreten und in anderen nur sehr selten (Abbildung 6-7). Die in absoluten Zahlen meisten Tage mit SWI*, die zusammen 59% aller Tage mit SWI* ausmachen, entfallen auf die Wetterlagen NWAAT, XXAAT, SWAAF, SWAAT und SWZAF. Gleichzeitig gehören diese drei Wetterlagen allerdings zu den am häufigsten auftretenden an allen Tagen, denn auf sie entfallen auch 37% aller Tage.

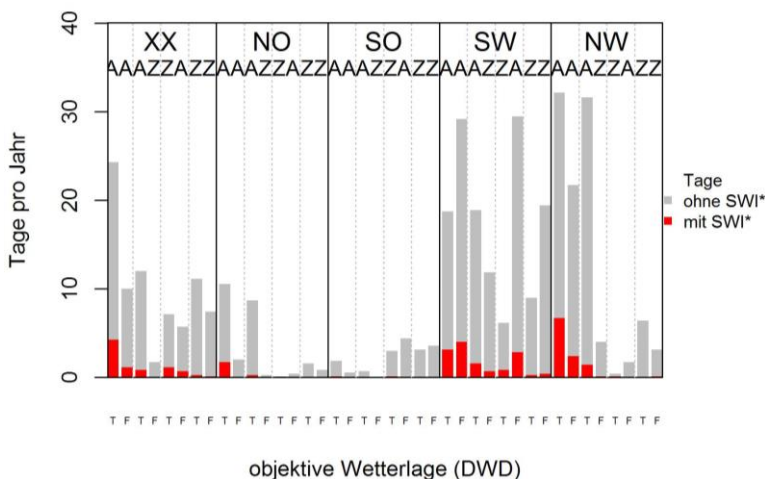


Abbildung 6-7: Auftretenshäufigkeit von Tagen ohne SWI* (grau) und Tagen mit SWI* (rot) in den 40 Wetterlagen der OWLK. Zur Erklärung der Buchstaben siehe Text in Kap. 6.2.1.

Bei Betrachtung der Mittelwerte von ΔT_{Tag} pro Klasse fallen ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen den Klassen auf (Abbildung 6-8). Alle Klassen mit zyklonaler Strömung in beiden Druckniveaus (ZZ) haben ein mittleres ΔT_{Tag} von höchstens 2,1 K. In diese Klassen fallen auch nur ganz vereinzelt Tage mit SWI*. Mittelwerte von mindestens 3,0 K haben die trockenen

Klassen mit in beiden Niveaus antizyklonaler Strömung und südwestlicher, nordwestlicher und undefinierter Anströmung sowie die feuchte Klasse südwestlicher Anströmung (SWAAT, NWAAT, XXAAT, SWAAF). Allerdings hat die Klasse NWZAT den mit Abstand höchsten Mittelwert für ΔT_{Tag} von 3,7 K, wobei diese Klasse im betrachteten Zeitraum nur an drei Tagen auftrat.

Die sehr unterschiedliche Anzahl an Tagen pro Klasse erlaubt daher keine robuste Berechnung von Kennzahlen der SWI wie dem mittleren ΔT_{Tag} und der relativen Häufigkeit von SWI*-Tagen für jede Klasse.

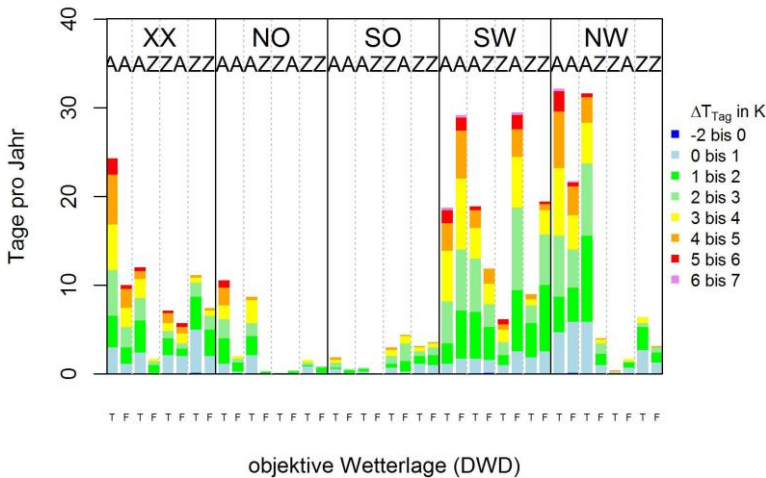


Abbildung 6-8: Verteilung von ΔT_{Tag} in den 40 Wetterlagen der OWLK. Zur Erklärung der Buchstaben siehe Text in Kap. 6.2.1.

6.2.2.2 Hauptkomponentenanalyse

Die Felder des Geopotentials im 500 hPa-Druckniveau wurden mithilfe der T-Moden-Hauptkomponentenanalyse für unterschiedlich große Gebiete und für eine unterschiedliche Anzahl an Hauptkomponenten (HK) klassifiziert. Gemäß dem höchsten Ladungswert wurden alle Tage einer HK (Klasse)

zugeordnet. Anschließend wurden die Klassen in Zusammenhang mit der Variabilität der SWI in Karlsruhe betrachtet. Die aussagekräftigsten Ergebnisse ergeben sich unter Berücksichtigung aller Tage des Jahres für ein Gebiet zwischen -10° und 20° östlicher Länge und 40° und 60° nördlicher Breite. Anhand des *scree plots* (Abbildung 6-9, links; vgl. Kap. 5.1.3) wurden die ersten neun HK für die Rotation ausgewählt. Sie erklären zusammen 97,8% der Gesamtvarianz des Datensatzes (Abbildung 6-9, rechts).

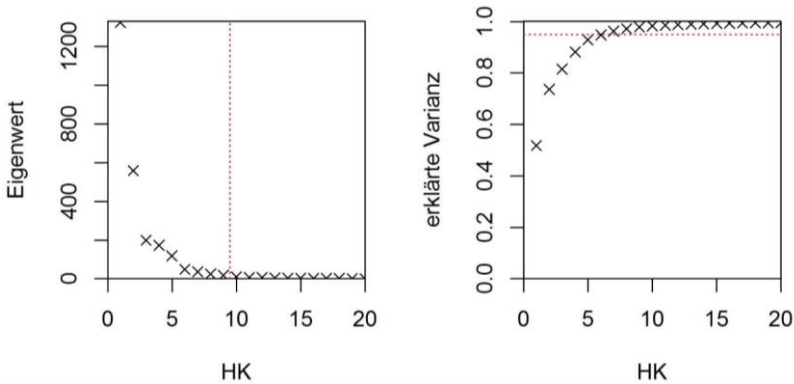


Abbildung 6-9: Eigenwerte (links) und kumulierte erklärte Varianz (rechts) für die ersten 20 Hauptkomponenten. Die roten gestrichelten Linien zeigen die Abgrenzung nach neun HK (links) und die erklärte Varianz von 95% (rechts).

Zwar wäre aufgrund des Verlaufs des Graphen im *scree plot* auch die Rotation von fünf oder sieben HK sinnvoll. Diese Anzahl hat sich allerdings als weniger aussagekräftig für die Differenzierung der Tage mit SWI* und der Verteilungen von ΔT_{Tag} zwischen den Klassen erwiesen.

Die Muster der dimensionslosen HK sowie die mittleren Geopotentialfelder der den einzelnen HK zugeordneten Tage sind in Abbildung 6-10 beziehungsweise Abbildung 6-11 gezeigt. Aufgrund der Korrelation der Muster der HK mit der Höhenströmung (vgl. Abbildung 6-5) können diese meteorologisch interpretiert werden. In HK 1 liegt Südwestdeutschland unter einem

ausgedehnten Höhenrücken, während ein Höhentrog bis Schottland reicht und ein schwaches abgeschnürtes Höhentief über Südwesteuropa liegt. Dies kann dazu führen, dass sich bodennah ein Tief ausbildet und auf seiner Vorderseite warme Luft nordwärts bis nach Südwestdeutschland advehiert. Ähnlich ist das Muster für HK 6, wobei der Höhentrog nach Westen verschoben ist und weiter nach Süden bis über Irland reicht. Das abgeschnürte Höhentief liegt hier über Italien. Westlich des Höhentiefs über Frankreich und östlich über dem Balkan hat sich ein kurzweiliger Höhenrücken ausgeprägt. In Südwestdeutschland ist am Boden die Tendenz zu hohem Luftdruck gegeben. Ein ausgedehnter Höhenrücken tritt ebenfalls in HK 2 auf, aber mit seiner primären Achse über den britischen Inseln deutlich weiter westlich gelegen als HK 1. Südwestdeutschland liegt an der Vorderseite des Rückens, wo sich bodennah häufig Hochdruckgebiete bilden. In HK 3 liegt der Höhenrücken in ähnlicher Position wie in HK 2, ist aber schmaler und knickt nach Osten ab. Weiter erstreckt er sich breitenparallel über Deutschland hinweg bis nach Osteuropa. Zugleich gibt es ein starkes, abgeschlossenes Höhentief über Südosteuropa. Ein Höhentrog mit der Achse über Westfrankreich charakterisiert HK 4, sodass Südwestdeutschland an der Trog-Vorderseite liegt, wo sich häufig Bodentiefs bilden. HK 7 weist eine sehr ähnliche Trog-Rücken-Struktur auf, die aber phasenverschoben ist. Das heißt, die Trog-Achse liegt nun über Deutschland, wodurch dort aufgrund der Höhenkaltluft wechselhaftes Wetter vorherrscht. Auch in HK 5 tritt ein Trog über Skandinavien bis über Deutschland auf, allerdings hat sich von diesem ein abgeschlossenes Höhentief über westlichem Mittelmeer abgeschnürt. HK 8 ist durch einen Höhentrog, der sich von Westen bis nach Westfrankreich erstreckt, sowie einen Rücken über Osteuropa, der nach Westen einen Ausläufer über die britischen Inseln hat, charakterisiert. Somit liegt Südwestdeutschland im Bereich hohen Geopotentials. Das Wetter in Südwestdeutschland hängt von der Lage der bodennahen Hoch- und Tiefdruckgebiete ab, die von der tatsächlichen Lage des Höhentrogs bestimmt wird. HK 9 zeigt ein Zentrum hohen Geopotentials über der Nordsee und ein Zentrum niedrigen Geopotentials über Frankreich.

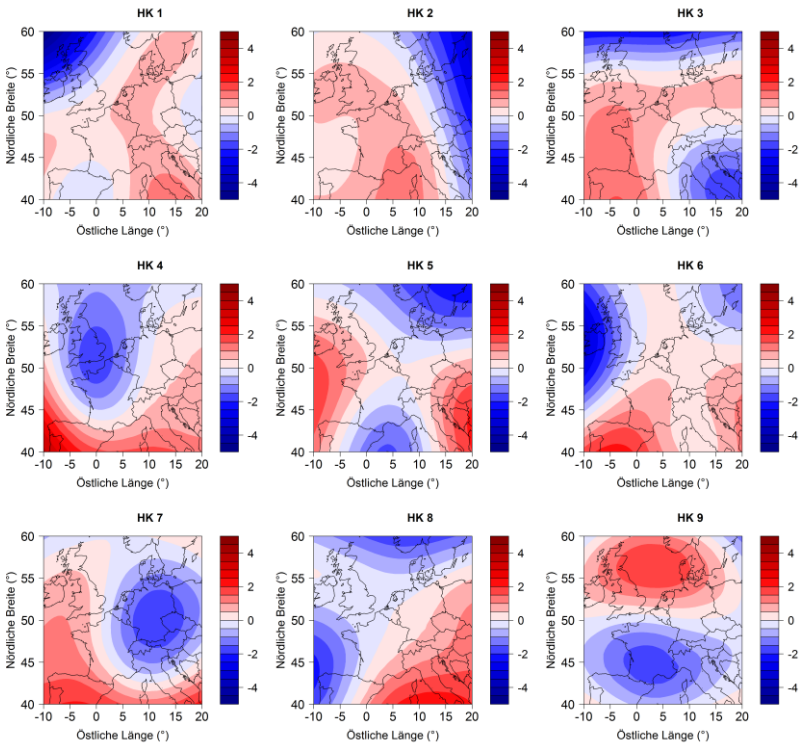


Abbildung 6-10: Räumliche Muster der dimensionslosen Hauptkomponenten als Ergebnis einer T-Moden-Hauptkomponentenanalyse mit den Geopotentialfeldern (500 hPa) als Eingangsvariablen.

Die mittleren Geopotentialfelder aller Tage, die einer HK aufgrund ihrer höchsten Ladung zugeordnet worden sind (Abbildung 6-11), zeigen ähnliche räumliche Muster wie die HK. Aufgrund der Mittelung werden aber einzelne kleinräumige Strukturen nicht wiedergegeben. So verschwindet beispielsweise im mittleren Geopotentialfeld von HK 6 das kleine und schwache abgeschnürte Höhentief über Italien. Bei HK 9 wird deutlich, dass kein abgeschlossenes Höhenhoch über der Nordsee liegt, wie es deren Muster impliziert, sondern dass sich der Höhenrücken von Westen her um das Höhentief über Frankreich legt.

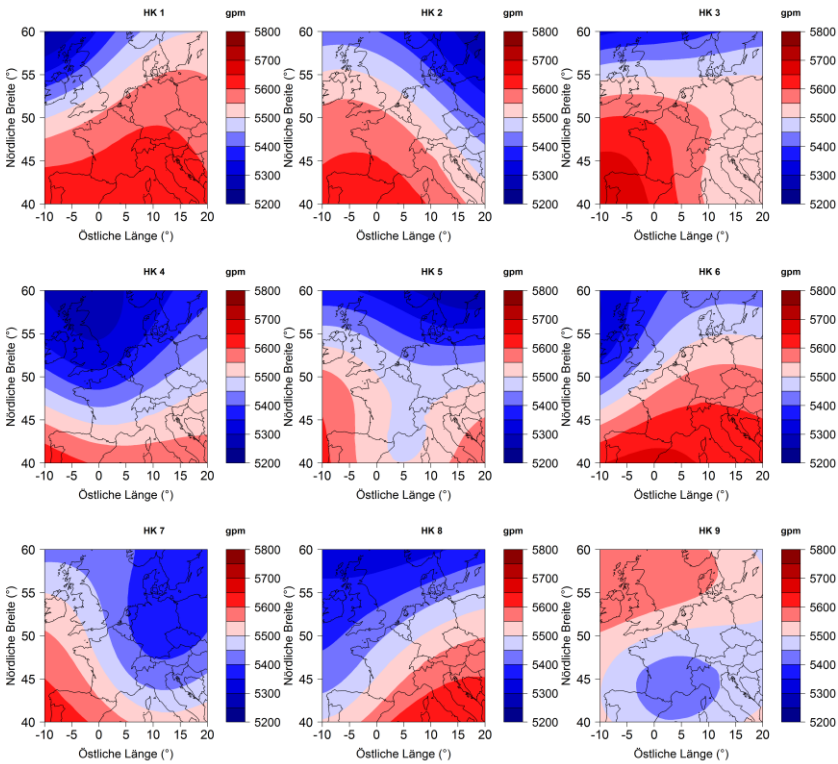


Abbildung 6-11: Geopotentialfelder (in geopotentiellen Metern gpm) im 500 hPa-Druckniveau, gemittelt über die Tage, die den einzelnen Hauptkomponente zugeordnet sind.

Jeder Hauptkomponente außer HK 9 werden mindestens 150 Tage der 2555 Tage (Juni 2009 – Mai 2016) zugeordnet und jede HK hat eine die relative Auftretenshäufigkeit zwischen 3 und 18%. Jede Klasse hat daher – anders als in der OWLK – ausreichend viele Tage zur robusten Berechnung relativer Häufigkeiten von SWI* und Mittelwerten von ΔT_{Tag} .

Eine erste Differenzierung der HK in Bezug auf die SWI zeigt sich bei Betrachtung der Tage mit SWI* pro HK. Die meisten Tage mit SWI* in Karlsruhe entfallen auf die HK 6, 1, 3 und 2, die wenigsten auf HK 9, 7 und 5

(Abbildung 6-12, oben); allerdings sind diesen HK auch unterschiedlich viele Tage zugeordnet. Daher ist die relative Häufigkeit von Tagen mit SWI* gegenüber allen Tagen einer HK ein aussagekräftigeres Kriterium (Tabelle 6-3). Bei einer zufälligen Verteilung der Tage mit SWI* über alle Hauptkomponenten müsste die relative Häufigkeit 9,8% betragen, da im Untersuchungszeitraum 250 Tage mit SWI* an den 2555 Tagen aufgetreten sind. Sie liegt aber für die HK 6, 1 und 3 bei mehr als 15%, für HK 9, 7, 4 und 5 nur bei höchstens 5%. HK 2 und 8 nehmen eine Zwischenposition ein. Dies gilt vor allem für HK 2, in der zwar eine relativ hohe Zahl an Tagen mit SWI* vorkommt, der aber in Bezug auf die Gesamtstichprobe auch sehr viele Tage zugeordnet sind, sodass der Anteil der Tage mit SWI* an allen Tagen von HK 2 nur um 10% liegt.

Wird die Aufteilung der Tage mit beziehungsweise ohne SWI* auf die 9 HK getrennt untersucht (Abbildung 6-12, unten), so zeigt sich, dass auf HK 6, 1 und 3 61% aller Tage mit SWI*, aber nur 32% aller Tage ohne SWI* entfallen. Umgekehrt verhält es sich für HK 9, 7, 4 und 5, die einen deutlich größeren Anteil an Tagen ohne SWI* (zusammen 40%) haben als an denen mit SWI* (zusammen 10%). HK 8 und 2 liegen wieder dazwischen, sie haben jeweils etwa gleich große Anteile an den beiden Teilstichproben von Tagen mit und ohne SWI*.

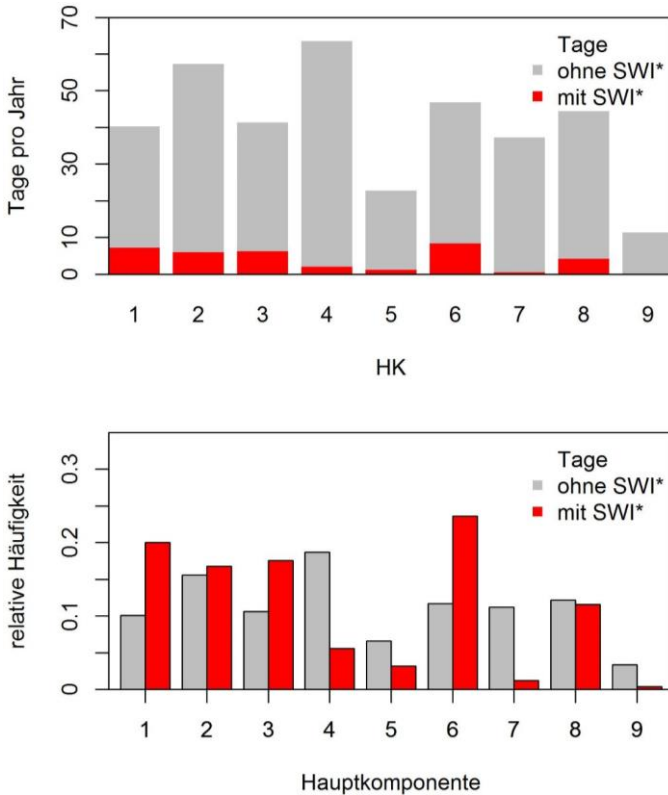


Abbildung 6-12: Oben: Zahl der einer Hauptkomponente zugeordneten Tage mit (rot) und ohne (grau) SWI*. Unten: Relative Anteile der Hauptkomponenten an den beiden Teilstichproben aller Tage mit (rot) und ohne (grau) SWI*.

In den Sommermonaten sind die Unterschiede noch deutlicher: Dann entfallen 68% der Tage mit SWI* und 36% der Tage ohne SWI* auf die HK 6, 1 und 3, während den HK 9, 7, 4 und 5 nur 7% der Tage mit SWI*, aber 44% der Tage ohne SWI* zugeordnet sind (Abbildung 6-13). Bei einer zufälligen Verteilung der Tage mit SWI* müsste deren Anteil an allen Tagen, die einer HK zugeordnet sind, jeweils 20,6% betragen, da in den Sommermonaten 133 der insgesamt 644 Tage mit SWI* verbunden waren. Innerhalb von HK 6 sind allerdings 35% der zugeordneten Tage solche mit SWI*, in HK 3 34%

und in HK 1 30%. Das bedeutet, dass in den Sommermonaten etwa jeder dritte Tag, der HK 1, 3 oder 6 zugeordnet wird, mit SWI* verbunden ist (Tabelle 6-3).

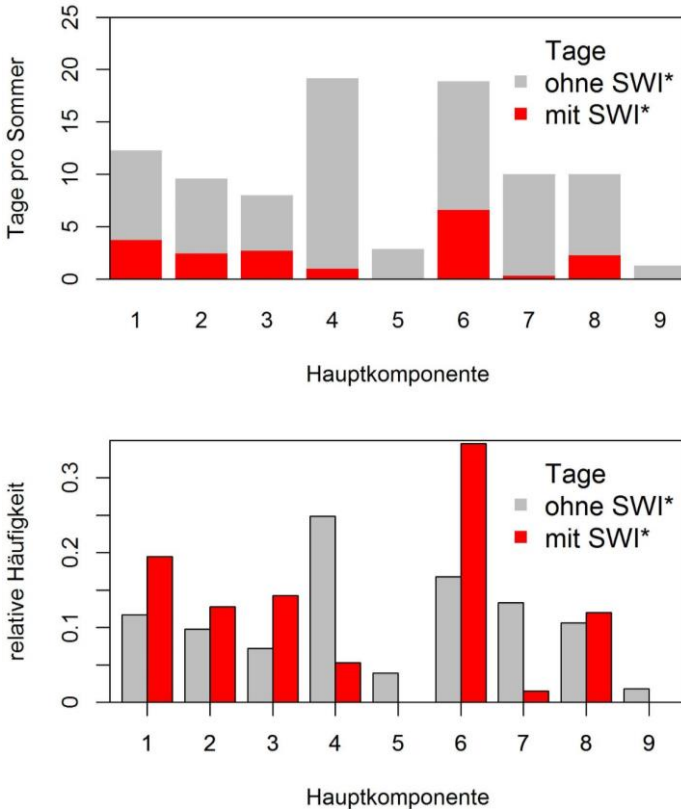


Abbildung 6-13: Wie Abbildung 6-12, aber nur für die Sommermonate Juni, Juli und August.

Aus diesen Ergebnissen ergibt sich eine Gruppierung der HK: HK 1, 3 und 6 werden als „wärmeinselrelevante Klassen“ eingestuft, HK 4, 5, 7 und 9 als „nicht wärmeinselrelevante Klassen“. HK 2 und 8 nehmen eine Zwischenstellung ein.

Dabei variiert die Wahrscheinlichkeit für SWI* für die drei wärmeinselrelevanten Strömungsmuster zwischen den Jahreszeiten, wie die Gegenüberstellung, wie viele Tage in den einzelnen Monaten durchschnittlich einer HK zugeordnet wurden und wie viele davon Tage mit SWI* sind, zeigt (Abbildung 6-14). Die Tage, die HK 6 zugeordnet sind, sind vorwiegend im Sommer (JJA) auch Tage mit SWI*. In HK 1 und HK 3 hingegen treten Tage mit SWI* auch zu relevanten Anteilen im Frühjahr (MAM) und in einzelnen Herbst-Monaten (SON) auf.

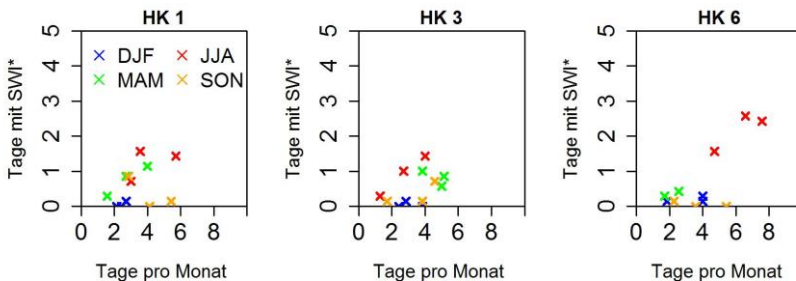


Abbildung 6-14: Gegenüberstellung der mittleren Anzahl der Tage und der Tage mit SWI* pro Monat für die wärmeinselrelevanten Hauptkomponenten HK 1, 3 und 6. Die unterschiedlichen Farben gruppieren die Monate nach Jahreszeiten.

Auch die Verteilung von ΔT_{Tag} für die einzelnen Hauptkomponenten bestätigt die Gruppierung in wärmeinselrelevante, nicht-wärmeinselrelevante und Zwischen-Klassen (Abbildung 6-15). Werte von ΔT_{Tag} von mehr als 4 K treten häufig in den wärmeinselrelevanten Klassen 1, 3 und 6 auf sowie in gewissen Maße in den Klassen 2 und 8, während sie in den nicht-wärmeinselrelevanten Klassen 4, 5, 7 und 9 deutlich seltener sind. Entsprechend unterscheiden sich auch die Mittelwerte von ΔT_{Tag} pro HK stark. Sie betragen 3,1 K, 3,0 K und 2,8 K (HK 6, 1 und 3) gegenüber mittleren Werten zwischen 1,8 K und 2,2 K (HK 7, 9, 4, 5).

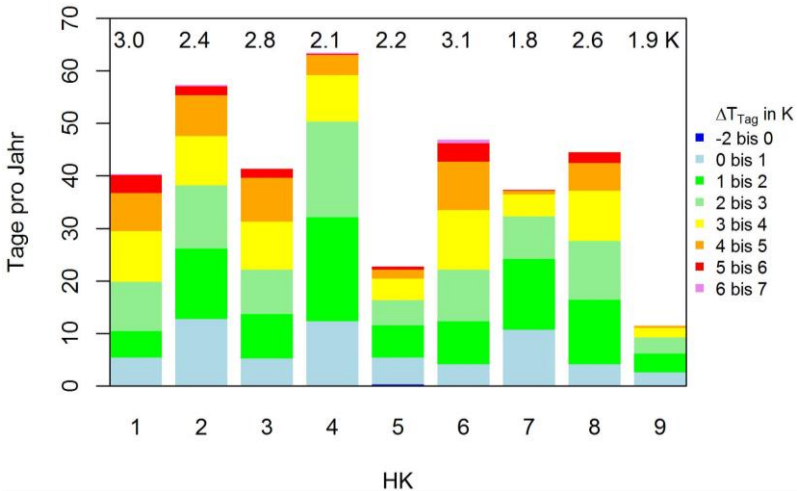


Abbildung 6-15: Verteilungen von ΔT_{Tag} in den neun Hauptkomponenten. Die Zahlen über den Balken geben den Mittelwert von ΔT_{Tag} in den einzelnen Hauptkomponenten an.

Die *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* sind daher geeignet, das lokale Auftreten von SWI* und die Mittelwerte von ΔT_{Tag} zu beschreiben. Sie stellen daher neben *heißer Tag (ja/nein)* und der *Tages-Temperaturamplitude* den dritten Indikator für die Karlsruher SWI dar. Zur Abschätzung der SWI werden dabei relativen Häufigkeiten von Tagen mit SWI* pro HK und die Mittelwerte von ΔT_{Tag} pro HK für jede Jahreszeit getrennt verwendet (Tabelle 6-3), um der jahreszeitlichen Variabilität der SWI Rechnung zu tragen.

Tabelle 6-3: Relative Häufigkeit von Tagen mit SWI* und Mittelwerte von ΔT_{Tag} an allen Tagen, die einer Hauptkomponente zugeordnet wurden, bei Berücksichtigung des ganzen Jahres und der einzelnen Jahreszeiten.

HK	Jahr	MAM	JJA	SON	DJF
Relative Häufigkeit von Tagen mit SWI*					
1	17,7%	27,6%	30,2%	8,0%	1,5%
2	10,5%	19,1%	25,4%	3,4%	0,0%
3	15,2%	17,3%	33,9%	9,9%	1,8%
4	3,2%	3,7%	5,2%	2,2%	0,9%
5	5,0%	13,2%	0,0%	3,8%	2,1%
6	18,0%	16,7%	34,8%	1,3%	3,2%
7	1,1%	0,0%	2,9%	1,5%	0,0%
8	9,3%	9,5%	22,9%	1,0%	5,5%
9	1,2%	2,9%	0,0%	0,0%	0,0%
Mittelwerte von ΔT_{Tag}					
1	3,0 K	3,2 K	3,8 K	2,6 K	2,1 K
2	2,4 K	3,0 K	3,6 K	2,2 K	1,3 K
3	2,8 K	3,1 K	3,6 K	2,7 K	1,6 K
4	2,1 K	2,3 K	2,5 K	2,0 K	1,5 K
5	2,2 K	2,9 K	2,2 K	2,3 K	1,5 K
6	3,1 K	3,5 K	3,9 K	2,1 K	2,3 K
7	1,8 K	2,0 K	2,3 K	1,5 K	1,4 K
8	2,6 K	2,7 K	3,4 K	2,2 K	2,1 K
9	1,9 K	2,2 K	2,5 K	2,1 K	1,0 K

Zuletzt ist die Betrachtung interessant, ob sich auch ein Zusammenhang zwischen dem ersten Indikator, *heißer Tag (ja/nein)*, und dem soeben entwickelten Indikator, den *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*, zeigt. Die meisten heißen Tage treten an Tagen auf, die HK 6 zugeordnet worden sind, und zwar fast die Hälfte aller heißen Tage (45% aller heißen Tage). Viele heiße Tage treten außerdem in HK 1 und HK 8 auf (jeweils 23% und 17% aller heißen Tage). An Tagen, die anderen HK zugeordnet worden sind, gibt es hingegen nur wenige oder keine heißen Tage. Das bedeutet, dass die beiden wärmeinselrelevanten HK 1 und besonders HK 6 auch in Bezug auf das Auftreten von Hitzeereignissen relevant sind. HK 3 hingegen ist wärmeinselrelevant, aber nur ganz selten mit heißen Tagen verbunden. Alle nicht-wärmeinselrelevanten HK (4, 5, 7, 9) sind auch nicht relevant für Hitzeereignisse.

6.2.2.3 Vergleich zwischen Hauptkomponentenanalyse und Objektiver Wetterlagenklassifikation

Die Tatsache, dass alle Tage des Untersuchungszeitraums sowohl je einer Hauptkomponente als auch einer Objektiven Wetterlage zugeordnet worden sind, ermöglicht den Vergleich zwischen beiden Klassifikationen. Es zeigt sich, dass die Hauptkomponenten meist mehreren objektiven Wetterlagen entsprechen und dass sich auch eine Objektive Wetterlage auf mehrere HK verteilt (Abbildung 6-16). Nur für einige Hauptkomponenten sind bevorzugt auftretende Wetterlagen oder Wetterlagen-Gruppen zu erkennen. Die HK 2 zugeordneten Tage entsprechen häufig den Objektiven Wetterlagen, die mit nordwestlicher Anströmung verbunden sind (NWAAT, NWAZT, NWAAF). In HK 3 treten häufig Wetterlagen mit antizyklonal-antizyklonaler Strömung und nordwestlicher, nicht definierter oder seltener nordöstlicher Anströmung auf (XXAAT, NWAAF, NWAAT, SOAAT). HK 8 entspricht meist Tagen mit Anströmung aus Südwest mit feuchten Luftmassen (SWZAF, SWAAF, SWZZF). Bei anderen Hauptkomponenten treten hingegen zahlreiche objektive Wetterlagen mit geringen relativen Häufigkeit auf, ohne dass eine eindeutige Gruppierung erkennbar ist. Dies zeigt, dass beide Klassifikationen zwar gewisse Übereinstimmungen aufweisen, die Differenzierung der Klassen aber grundsätzlich unterschiedlich erfolgt, da sich die Tage einer Wetterlage der OWLK auf mehrere Hauptkomponenten verteilen und umgekehrt.

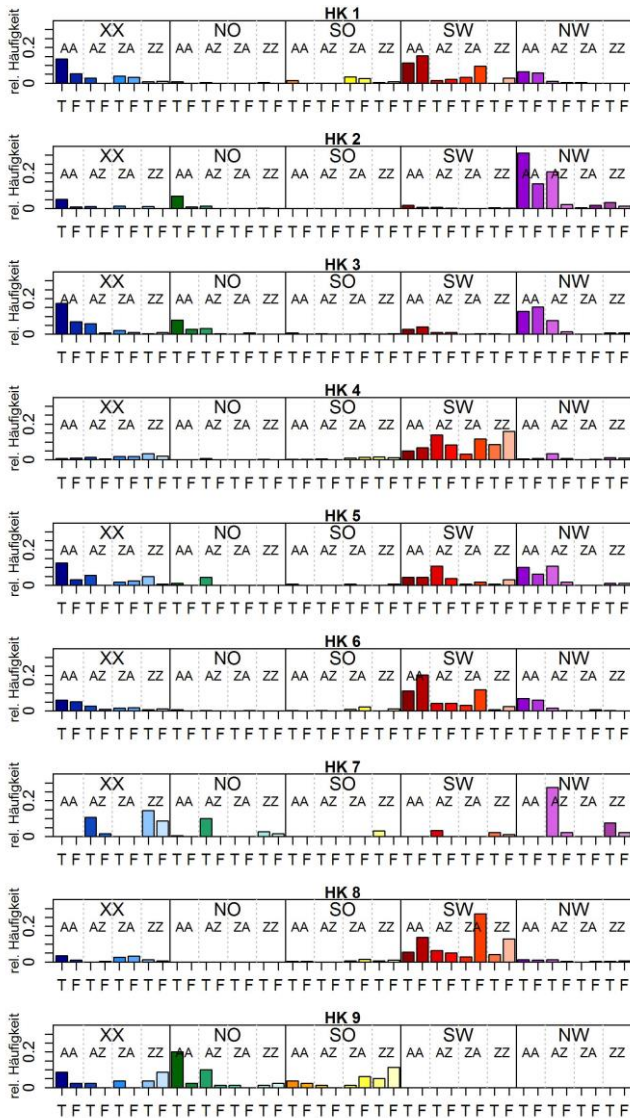


Abbildung 6-16: Relative Häufigkeit der Wetterlagen aus der Objektiven Wetterlagenklassifikation an den Tagen, die den einzelnen Hauptkomponenten zugeordnet worden sind. Datengrundlage: DWD 2017b.

6.3 Räumliche und zeitliche Validierung

Die Indikatoren *heißer Tag (ja/nein)*, *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* zur Charakterisierung der SWI, die anhand der Beobachtungen des Zeitraums 2009 – Mai 2016 (Kalibrierungszeitraum) entwickelt wurden, werden im Folgenden räumlich und zeitlich validiert. So kann überprüft werden, ob sie auch für andere Zeiträume sowie andere Städte verwendet werden können, um die lokale SWI zuverlässig abzuschätzen. Dies geschieht zum einen, indem die Indikatoren für die Berechnung der SWI in anderen Städten in Baden-Württemberg für den Kalibrierungszeitraum verwendet und mit Beobachtungsdaten validiert werden. Zum anderen wird die SWI in Karlsruhe mithilfe der drei meteorologischen Indikatoren für den Zeitraum Juni 2016 – Mai 2017 (Validierungszeitraum) berechnet und die Ergebnisse werden ebenso mit Beobachtungsdaten verglichen.

6.3.1 Gültigkeit der Indikatoren für Freiburg, Heidelberg und Stuttgart

Die Indikatoren, die für die Karlsruher SWI entwickelt wurden, werden im Folgenden auf die drei baden-württembergischen Städte Freiburg, Heidelberg und Stuttgart angewendet. Die regionale Auswahl führt den räumlichen Schwerpunkt fort, der bereits für die Untersuchung der Anpassung an den Klimawandel in Städten Baden-Württembergs (Kap. 4) gewählt wurde, und liegt zudem darin begründet, dass aufgrund der vergleichbaren klimatischen Gegebenheiten, beispielsweise in Bezug auf die Jahresmitteltemperatur, eine ähnliche zeitliche Variabilität in diesen Städten wie für die Karlsruher SWI erwartet wird.

Freiburg liegt wie Karlsruhe im Oberrheingraben am Rand des Schwarzwaldes, allerdings etwa 100 m höher, und ist von höheren Bergen (Hochschwarzwald) umgeben als Karlsruhe. Heidelberg liegt am Neckar in ähnlicher Höhenlage (um 110 m über NN) wie Karlsruhe, kurz vor der Öffnung des Neckartals in das Rheintal. Das Stadtgebiet von Stuttgart hingegen

zeichnet sich durch eine Kessellage aus, in der die Innenstadt etwa 250 m über NN und die umliegenden Höhen etwa 400 m über NN liegen. Diese Lage begünstigt niedrige Windgeschwindigkeiten im Talkessel, wenig vertikalen Austausch und besonders im Winter starke und andauernde Inversionen sowie starke Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland (Baumüller 2008).

Zur Charakterisierung der SWI wurden für alle Städte wie für Karlsruhe stationäre Messungen in Stadt und Umland ausgewertet (Tabelle A 5, Abbildung A2, Abbildung A 4, Abbildung A 5, Anhang). In Stuttgart wird die SWI basierend auf der Temperaturdifferenz zwischen den Stationen Schwabenzentrum in der Innenstadt und der Station Echterdingen des Deutschen Wetterdienstes im Umland berechnet. Besonderheiten bei diesem Stationspaar sind der große Höhenunterschied (250 m gegenüber 371 m ü. NN) und die Messhöhe in der Innenstadt in 25 m über Grund auf einem Dach. Für die SWI in Heidelberg wird die Temperaturdifferenz zwischen der städtischen Station Heidelberg der LUBW und dem räumlichen Mittelwert der Umlandstationen Heidelberg-Kirchheim und Ladenburg des LTZ gebildet. Die Temperaturdifferenz zwischen der LUBW-Station Freiburg in der Stadt und dem räumlichen Mittelwert zwischen der DWD-Station Freiburg am Flugplatz und der Station Mengen des LTZ charakterisieren die Freiburger SWI.

Analog zu den Definitionen in Kap. 5.1.4 wurden auch für die drei Städte für den Zeitraum Juni 2009 bis Mai 2016 die stündlichen Temperaturunterschiede $\Delta T_{(t)}$ bestimmt (Abbildung 6-17). In Karlsruhe, Freiburg und Heidelberg zeigt $\Delta T_{(t)}$ einen ähnlichen Jahresgang mit höheren Werten im Sommer- als im Winterhalbjahr und einen ausgeprägten Tagesgang mit hohen Werten in der Nacht. Während in Karlsruhe die höchsten Werte aber schon kurz nach Sonnenuntergang auftreten und dann während der Nacht abnehmen (vgl. Kap. 5.2), werden hohe Werte in Freiburg und Heidelberg während der ganzen Nacht beobachtet. Tagsüber ist $\Delta T_{(t)}$ in Freiburg und insbesondere in Heidelberg deutlich negativ. In Stuttgart hingegen ist der Tagesgang wenig und der Jahresgang kaum ausgeprägt, wobei dort die Werte für $\Delta T_{(t)}$ meist zwischen 1,5 und 3 K liegen.

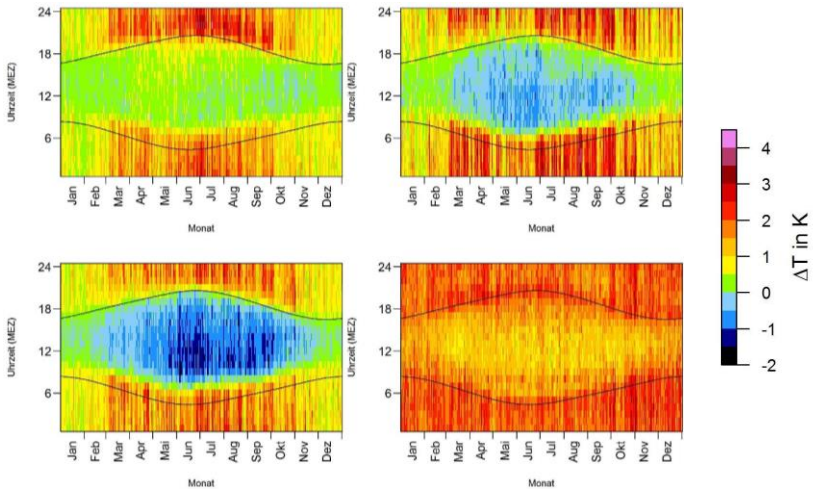


Abbildung 6-17: Mittlerer Tages- und Jahresverlauf des Temperaturunterschiedes zwischen Stadt und Umland, basierend auf stündlichen Daten (Juni 2009 bis Mai 2016) für die Städte Karlsruhe (oben links, entspricht Abbildung 5-13), Freiburg (oben rechts), Heidelberg (unten links) und Stuttgart (unten rechts). Die schwarzen Linien kennzeichnen die Zeiten von Sonnenauf- und Sonnenuntergang.

Darüber hinaus wurden für jede Stadt die mittleren und maximalen täglichen städtischen Wärmeinseln $\Delta T_{\text{Mittel(l)}}$ und $\Delta T_{\text{Tag(l)}}$ und daraus die Kriterien für die lokalen Tage mit $\text{SWI}_{(l)}^*$ berechnet (Tabelle 6-4). Da die Tage mit $\text{SWI}_{(l)}^*$ für jede Stadt anhand der dortigen Perzentile von $\Delta T_{\text{Mittel(l)}}$ und $\Delta T_{\text{Tag(l)}}$ bestimmt werden, ist $\text{SWI}_{(l)}^*$ jeweils unabhängig von den absoluten Werten und daher in Hinblick auf die zeitliche Variabilität zwischen den Städten vergleichbar.

Tabelle 6-4: Mittelwerte von ΔT_{Tag} , ΔT_{Mittel} (in Klammern stehen die Standardabweichungen) und die Kriterien für $\text{SWI}_{(t)}^*$, das heißt 90. Perzentil von ΔT_{Tag} und Median von ΔT_{Mittel} , für die Städte in Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.

Stadt	$\overline{\Delta T_{\text{Tag}(t)}}$	90. Perzentil von $\Delta T_{\text{Tag}(t)}$	$\overline{\Delta T_{\text{Mittel}(t)}}$	Median von $\Delta T_{\text{Mittel}(t)}$
Karlsruhe	2,5 K (1,4 K)	4,4 K	0,8 K (0,5 K)	0,8 K
Freiburg	3,0 K (1,9 K)	5,6 K	0,8 K (0,8 K)	0,7 K
Heidelberg	2,5 K (1,5 K)	4,6 K	0,5 K (0,7 K)	0,5 K
Stuttgart	3,2 K (1,1 K)	4,6 K	1,7 K (0,5 K)	1,6 K

6.3.1.1 Tage mit starker städtischer Wärmeinsel

Der Jahresgang der Tage mit starker SWI ($\text{SWI}_{(t)}^*$) unterscheidet sich zwischen den Städten Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart (Abbildung 6-18). Während Tage mit $\text{SWI}_{(t)}^*$ in Karlsruhe vorwiegend zwischen März und August auftreten, mit den meisten Tagen in den Sommermonaten und den wenigsten im Januar und Oktober (vgl. Kap. 5.5), verteilen sie sich in Freiburg und Heidelberg ohne ausgeprägtes Maximum auf die Monate März bis September. Dabei treten in Freiburg die meisten Tage mit starker SWI im April auf, wenigsten Tage im Juni und Januar. In Heidelberg entfallen die meisten Tage auf die Monate Mai, Juli und August, die wenigsten auf Januar und Februar. In Stuttgart hingegen zeigt sich ein völlig anderer Jahresgang, mit den meisten Tagen mit $\text{SWI}_{(t)}^*$ im Oktober, November und Dezember und den wenigsten in den Sommermonaten. Zur Diskusion und Erklärung der Unterschiede siehe Kap. 6.4.

Dementsprechend tritt auch nicht an jedem Tag mit SWI^* in Karlsruhe auch in den anderen Städten ein Tag mit $\text{SWI}_{(t)}^*$ auf. Von allen SWI^* -Tagen in Karlsruhe sind je 34% in Freiburg und Heidelberg und 12% in Stuttgart ebenfalls solche mit $\text{SWI}_{(t)}^*$.

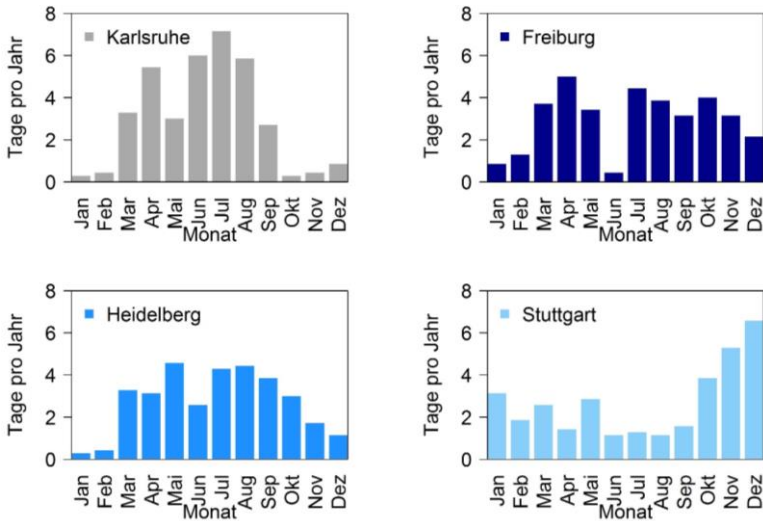


Abbildung 6-18: Häufigkeit der Tage mit $SWI_{(1)}^*$ im Jahresverlauf in den Städten Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.

6.3.1.2 Indikator heißer Tag (ja/nein)

In Karlsruhe hat sich deutlich eine stochastische Abhängigkeit zwischen heißen Tagen und Tagen mit SWI^* gezeigt. So ist jeder zweite heiße Tag in den Sommermonaten auch ein Tag mit SWI^* (vgl. Kap. 5.6). Für die anderen Städte ist der Zusammenhang etwas schwächer, in Heidelberg sind 44% der heißen Tage im Sommer auch solche mit $SWI_{(1)}^*$, in Freiburg sind es 37%. In Stuttgart hingegen, wo in den Sommermonaten nur wenige Tage mit $SWI_{(1)}^*$ auftreten, sind nur 24% der heißen Tage auch solche mit $SWI_{(1)}^*$. Allerdings sind von den absolut betrachtet wenigen Tagen mit $SWI_{(1)}^*$ 68% auch heiße Tage. Das heißt, wenn im Sommer der seltene Fall eines Tages mit starker städtischer Wärmeinsel auftritt, dann geschieht dies sehr wahrscheinlich an einem heißen Tag.

6.3.1.3 Indikator Tages-Temperaturamplitude ($T_{\max\min}$)

Die *Tages-Temperaturamplitude* im Umland hat sich als die am stärksten mit der maximalen täglichen SWI (ΔT_{Tag}) in Karlsruhe korrelierte Variable erwiesen (vgl. Kap. 6.1).

Tabelle 6-5: Korrelationen (Korrelationskoeffizient nach Spearman, Wilks 2006) zwischen der lokalen maximalen täglichen SWI ($\Delta T_{\text{Tag}(l)}$) in den vier Städten Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart und unterschiedlichen Temperaturvariablen an der zugehörigen Umland-Referenz-Messung.

Umland	$\Delta T_{\text{Tag}}(\text{Karlsruhe})$	$\Delta T_{\text{Tag}}(\text{Freiburg})$	ΔT_{Tag} (Heidelberg)	ΔT_{Tag} (Stuttgart)
Tages-Temperaturamplitude	0,80	0,81	0,73	0,60
Tages-Höchsttemperatur	0,60	0,44	0,43	0,21
Tages-Mitteltemperatur	0,47	0,26	0,30	0,08
Tages-Tiefsttemperatur	0,25	-0,03	0,06	-0,09

Ähnlich hohe Korrelationen zwischen den dortigen *Tages-Temperaturamplituden* im Umland und $\Delta T_{\text{Tag}(l)}$ zeigen sich in den Städten Freiburg und Heidelberg (Tabelle 6-5). Die Tages-Höchsttemperatur hingegen ist in Freiburg und Heidelberg schwächer mit $\Delta T_{\text{Tag}(l)}$ korreliert als in Karlsruhe, ebenso wie die Tages-Mitteltemperatur. In Stuttgart hingegen fällt die Korrelation der $\Delta T_{\text{Tag}(l)}$ mit der *Tages-Temperaturamplitude* im Umland deutlich schwächer aus, für Tages-Höchsttemperatur und Tages-Mitteltemperatur ist kein Zusammenhang erkennbar. Dementsprechend zeigen auch die Streudiagramme für die $\Delta T_{\text{Tag}(l)}$ gegenüber der *Tages-Temperaturamplitude* (Abbildung 6-19) ähnliche Muster für Karlsruhe, Freiburg und Heidelberg, die einen annähernd linearen Zusammenhang nahelegen. Für Stuttgart sind die Datenpunkte deutlich breiter gestreut, vor allem für hohe Werte von ΔT_{Tag} (Stuttgart).

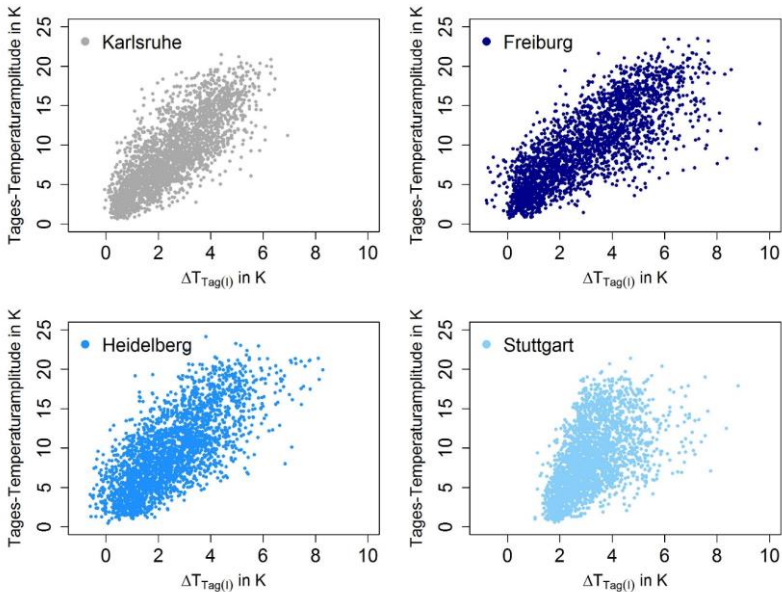


Abbildung 6-19: Zusammenhänge von $\Delta T_{\text{Tag}(t)}$ mit der *Tages-Temperaturamplitude* an der entsprechenden Umland-Referenz-Messung für die vier Städte Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.

6.3.1.4 Indikator Hauptkomponenten der Geopotentialfelder

Die Ermittlung wärmeinselrelevanter atmosphärischer Strömungsmuster erfolgte zwar in Bezug auf die Karlsruher SWI; die anderen Städte liegen aber ebenfalls zentral in dem räumlichen Ausschnitt, der für die Klassifikation mittels Hauptkomponentenanalyse über Mitteleuropa gewählt wurde (vgl. Kap. 6.2.2). Daher ist er auch für diese repräsentativ und eine gegebene Strömungskonfiguration sollte in den meisten Fällen vergleichbare lokale Wetterbedingungen in allen vier Städten bedingen. Daher wird dieselbe Zuordnung eines jeden Tages zu einer der Hauptkomponenten (HK), wie sie in Kap. 6.2 erfolgte, auch für die Betrachtung der SWI in anderen Städten verwendet. Zu jedem Tag mit $\text{SWI}_{(t)}$ * in den Städten Freiburg, Heidelberg und Stuttgart gehört also eine der neun HK. Die Betrachtung der relativen

Häufigkeit der einzelnen Hauptkomponenten an Tagen mit $SWI_{(t)}^*$ zeigt, dass HK 1 und HK 6 in allen Städten einen hohen Anteil an $SWI_{(t)}^*$ -Tagen haben (Abbildung 6-20). Nur selten tritt hingegen ein Tag mit $SWI_{(t)}^*$ in HK 5, 7 und 9 auf. Größere Unterschiede zwischen den Städten zeigen sich in Bezug auf HK 2, 3, 4 und 8. Beispielsweise tritt HK 3 an etwa 18% der Tage mit SWI^* in Karlsruhe auf, in den anderen Städten liegt ihr Anteil hingegen nur um 10%. Ähnlich verhält es sich für HK 4 in Stuttgart, wo sie deutlich häufiger mit $SWI_{(t)}^*$ verbunden ist als in den anderen Städten.

Bemerkenswert ist, dass HK 1 und 6 für die Tage mit $SWI_{(t)}^*$ in allen Städten gleichermaßen wärmeinselrelevant und HK 5,7 und 9 gleichermaßen nicht-wärmeinselrelevant sind, obwohl sich Tage mit $SWI_{(t)}^*$ in den einzelnen Städten unterschiedlich über die Monate des Jahres verteilen (vgl. Abbildung 6-18). Zwei der in Karlsruhe als wärmeinselrelevant identifizierten HK sind folglich offenbar grundsätzlich zu allen Jahreszeiten förderlich für die Entwicklung von $SWI_{(t)}^*$. Das tatsächliche Auftreten von $SWI_{(t)}^*$ wird aber zusätzlich von den lokalen Gegebenheiten beeinflusst, sodass dieselben Strömungsmuster in Karlsruhe bevorzugt in den Sommermonaten, in Freiburg und Heidelberg bevorzugt im Sommerhalbjahr, und in Stuttgart eher in den Wintermonaten das Auftreten von $SWI_{(t)}^*$ begünstigen. Die Unterschiede in Bezug auf HK 4 und HK 8 könnten darin begründet liegen, dass an einzelnen Tagen, die diesen Strömungsmustern zugeordnet sind, je nach tatsächlicher Lage des Höhentrops Karlsruhe, Freiburg und Heidelberg schon im Einfluss eines bodennahen Tiefdruckgebietes liegen, Stuttgart aber noch nicht, sodass dort noch austauscharme Bedingungen herrschen (vgl. Abbildung 6-10). Trotz Unterschieden zwischen den Städten lässt sich aber für jede Stadt eine Differenzierung in für die dortige SWI relevante und nicht-relevante Hauptkomponenten erkennen, auch wenn die Aufteilung nicht für alle Städte identisch ist.

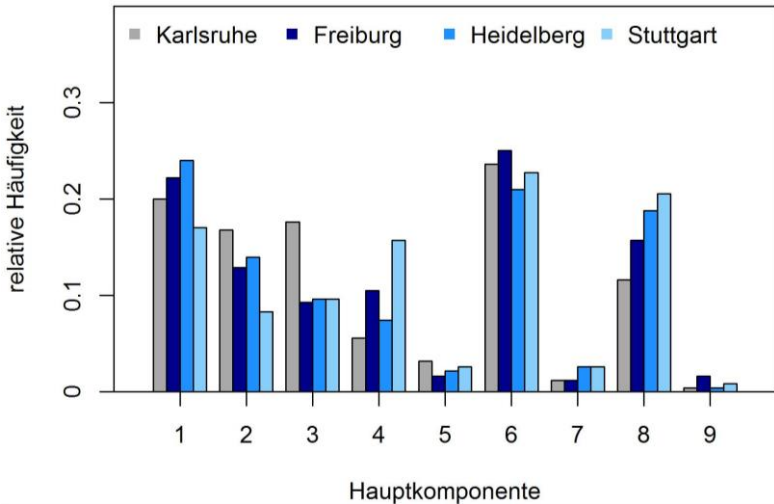


Abbildung 6-20: Relative Häufigkeit der einzelnen Hauptkomponenten in Bezug auf die Tage mit $SWI_{(t)}^*$ in den Städten Karlsruhe, Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.

6.3.2 Überprüfung der Indikatoren für einen Validierungszeitraum

Vor der Analyse der Indikatoren der Karlsruher SWI für den Validierungszeitraum Juni 2016 – Mai 2017 wird zunächst die Anzahl der Tage mit SWI^* betrachtet. Im Zeitraum Juni 2009 – Mai 2016 (Kalibrierungszeitraum) wurden pro Jahr ca. 35 Tage mit SWI^* in Karlsruhe beobachtet. Wird die Definition für SWI^* , das heißt die Überschreitung des 90. Perzentils von ΔT_{Tag} (4,41 K) und des 50. Perzentil von ΔT_{Mittel} (0,78 K, beide bezogen auf den Kalibrierungszeitraum, vgl. Kap. 5.1.4) auf die in Karlsruhe im Validierungszeitraum beobachteten täglichen Werte von ΔT_{Mittel} und ΔT_{Tag} angewendet, erfüllen 30 Tage die Kriterien. Folglich sind im Validierungszeitraum etwas weniger Tage mit SWI^* als durchschnittlich in einem Jahr aufgetreten.

6.3.2.1 Indikator heißer Tag (ja/nein)

Bezogen auf den Kalibrierungszeitraum wurde in Kap. 5.6 gezeigt, dass jeder zweite heiße Tag in den Sommermonaten auch einer mit SWI* ist, und dass umkehrt 36% der Tage mit SWI* auch heiße Tage sind. Ersterer Wert wird im Validierungszeitraum mit 16 beobachteten heißen Tagen in Juni, Juli und August, von denen 8 gleichzeitig die Kriterien für einen Tag mit SWI* erfüllen, genau bestätigt. Da damit 8 der beobachteten 30 Tage mit SWI* heiße Tage sind, entspricht das einem Anteil von 26%, der also etwas geringer ist als im Kalibrierungszeitraum.

6.3.2.2 Indikator Tages-Temperaturamplitude ($T_{\max\min}$)

Auch im Validierungszeitraum ist die Korrelation zwischen ΔT_{Tag} und der *Tages-Temperaturamplitude* mit einem Spearman-Korrelationskoeffizienten von 0,81 sehr hoch und hat einen ähnlichen Wert wie im Kalibrierungszeitraum (0,80). Die Verwendung der Regressionsfunktionen pro Jahreszeit für den Mittelwert von ΔT_{Tag} (Kap. 6.1, Gleichung 6.1 und Tabelle 6-2) ergibt einen berechneten Wert von 2,6 K für das Jahr des Validierungszeitraums, der nahe am tatsächlich beobachteten von 2,4 K liegt. Die Funktionen pro Jahreszeit für die Anzahl der Tage mit SWI* (Kap. 6.1, Gleichung 6.2 und Tabelle 6-2) überschätzen mit einer berechneten Anzahl von 43,5 Tagen die gemessenen 30 Tage hingegen deutlich.

6.3.2.3 Indikator Hauptkomponenten

Zur Überprüfung der Repräsentativität der Hauptkomponenten, die anhand des Kalibrierungszeitraums entwickelt wurden, wurden die Geopotentialfelder aller Tage des Validierungszeitraums auf die neun Hauptkomponenten projiziert (zur Methode vgl. Kap. 8.3). Über die Multiplikation der projizierten Häufigkeit jeder HK mit der relativen Häufigkeit eines Tages mit SWI*, die für jede Hauptkomponente und jede Jahreszeit aus dem Kalibrierungszeitraum bekannt ist (Tabelle 6-3), ergibt sich für den Validierungszeitraum die berechnete Zahl der Tage mit SWI*. Diese liegt mit 36,7 Tagen leicht über den beobachteten 30 Tagen. Der anhand der mittleren ΔT_{Tag} , die ebenfalls aus dem Kalibrierungszeitraum für jede HK und Jahreszeit bekannt sind

(Tabelle 6-3), berechnete Mittelwert für ΔT_{Tag} im Validierungszeitraum beträgt 2,9 K und überschätzt damit ebenfalls den beobachteten Wert von 2,4 K.

6.4 Diskussion der meteorologischen Indikatoren

Es konnte gezeigt werden, dass sich sowohl anhand der lokalen meteorologischen Bedingungen als auch über charakteristische atmosphärische Strömungsmuster die Ausprägung der SWI in Karlsruhe beschreiben lässt. So konnten atmosphärische Strömungsmuster, die relevant für die Ausprägung einer starken SWI sind, identifiziert werden. Verglichen mit bisherigen Studien in anderen Städten, die teilweise subjektive Klassifikationen verwenden (u. a. Unger 1996) und kürzere Zeiträume betrachten (u.a. Targino et al. 2014) und nur selten klimatologische Zeiträume umfassen (Morris und Simmonds 2000), erlaubt die in dieser Arbeit auf der Basis eines siebenjährigen Bezugszeitraums durchgeführte Klassifikation eine mehrjährige Betrachtung. Die Anwendung eines objektiven Verfahrens stellt außerdem die Übertragbarkeit der Methode auf Städte in anderen Regionen sicher.

Die Ergebnisse der beiden betrachteten Verfahren, Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD (Bissolli und Dittmann 2001) und T-Moden-Hauptkomponentenanalyse, haben die bessere Eignung der Hauptkomponenten als Indikator für die Karlsruher SWI herausgestellt. Zwar lassen sich zwischen einigen Wetterlagen der OWLK deutliche Unterschiede in Bezug auf die Kennwerte der SWI erkennen und so wärmeinselrelevante Wetterlagen identifizieren, wie auch von Goldberg (2015, nach Koszinski 2014) in Bezug auf die SWI in Dresden gezeigt wurde. Problematisch ist aber, dass aufgrund der Vielzahl an Klassen manchen Wetterlagen nur sehr wenige Tage zugeordnet werden. So ist die Berechnung der relativen Häufigkeit als Annäherung der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Tages mit SWI* in den einzelnen Wetterlagen und Jahreszeiten nicht robust. Bei der Verwendung von Wetterlagen als Indikator für das Auftreten von SWI* sollen aber genau diese Wahrscheinlichkeiten verwendet werden, um die zukünftige SWI anhand von Klimamodellprojektionen abzuschätzen. Hinzu kommt, dass das

Berechnungsverfahren der OWLK recht komplex ist. Um die vier Kriterien Anströmrichtung, Zyklonalität im 950 hPa-Druckniveau, Zyklonalität im 500 hPa-Druckniveau und Feuchte zu berücksichtigen, werden die Felder mehrerer Eingangsvariablen benötigt. Zusätzlich beruht die Klassifikation auf subjektiv definierten Schwellenwerten als Kriterien zur Abgrenzung der Klassen, die möglicherweise nicht ideal geeignet sind, um Unterschiede in der Ausprägung der städtischen Wärmeinsel zu erklären.

Die Klassifizierung mithilfe von neun Hauptkomponenten erlaubt eine bessere Differenzierung in Bezug auf die Karlsruher SWI. So konnten wärmeinselrelevante, nicht-wärmeinselrelevante und Übergangsklassen voneinander abgegrenzt werden. Ein weiterer Vorteil der Hauptkomponentenanalyse ist, dass die Abgrenzung der Klassen, im Gegensatz zur OWLK, allein anhand der Zusammenhänge der Eingangsdaten in einem mathematisch-statistischen Verfahren erfolgt und somit die Klasseneinteilung der HKA die Variabilität des Eingangsdatensatzes bestmöglich wiedergibt. Ein in dieser Hinsicht ähnliches multivariates statistisches Verfahren, die Clusteranalyse, wurde schon zur Beschreibung der für die SWI in Hamburg relevanten Wetterlagen verwendet, wobei allerdings die atmosphärischen Felder mehrerer Variablen als Eingangsdaten herangezogen wurden (Hoffmann und Schlünzen 2013). Obwohl das 500 hPa-Geopotentialfeld für die Karlsruher SWI wie auch für die SWI in Freiburg, Heidelberg und Stuttgart schon eine gute Unterscheidung in wärmeinselrelevante und nicht-wärmeinselrelevante Klassen erlaubt, könnte in zukünftigen Untersuchungen die Hinzunahme weiterer, beispielsweise temperatur- oder feuchtebezogener Variablen, eine noch feinere Differenzierung der Klassen in Hinblick auf die SWI erlauben.

Da Tage mit starker SWI besonders bei Hitze starke Auswirkungen für die Bevölkerung einer Stadt haben, wurde außerdem untersucht, wie viele heiße Tage in jede Klasse fallen. Interessant ist, dass zwei der drei wärmeinselrelevanten HK auch für heiße Tage relevant sind. Dies impliziert einen Zusammenhang zwischen den beiden Indikatoren *heißer Tag (ja/nein)* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*. Die synoptischen Bedingungen können also ein Grund für die insgesamt höheren Werte für ΔT_{Tag} bei Hitze gegenüber den mittleren Sommerwerten sein. Denn sowohl das Auftreten von

Hitze als auch das einer starken SWI werden durch strahlungsintensive Wetterlagen mit wenig Bewölkung (Schatz und Kucharik 2015), geringe Windgeschwindigkeiten sowie trockene Böden (Li und Bou-Zeid 2013) begünstigt.

Unter der Annahme eines unveränderten Zusammenhangs zwischen großräumiger atmosphärischer Strömung und der Karlsruher SWI in Vergangenheit und Zukunft kann mithilfe des entwickelten Indikators, der *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*, die Abschätzung der zukünftigen SWI anhand von Geopotentialfeldern aus Klimamodellprojektionen erfolgen. Die großskalige Strömungssituation zeigt, ob in einer größeren Region förderliche Bedingungen für starke städtische Wärmeinseln auftreten. Für eine detaillierte Betrachtung des lokalen Klimas muss aber die räumliche und zeitliche Variabilität der meteorologischen Variablen abgebildet werden, die von der lokalen Orographie und Landnutzung beeinflusst wird. Diese Informationen können hoch aufgelöste regionale Klimamodelle liefern. In Bezug auf diese lokalen meteorologischen Bedingungen hat sich die *Tages-Temperaturamplitude* als geeigneter Indikator zur Abschätzung der Häufigkeit von Tagen mit SWI* sowie des mittleren ΔT_{Tag} erwiesen. Gegenüber bisherigen Studien in anderen Städten, in denen häufig Windgeschwindigkeit und Wolkenbedeckung als erklärende Variablen für die SWI herausgestellt worden sind (u. a. Brandsma und Wolters 2012, Kassemenos und Katsoulis 2006, Morris et al. 2001, Unger 1996, vgl. Kap. 2.2.1), ist dies eine grundlegend neue Größe, um die SWI zu beschreiben.

In gewissem Ausmaß sind die für Karlsruhe entwickelten Indikatoren auch für andere Städte in Baden-Württemberg, vor allem Freiburg und Heidelberg, gültig, während die SWI in Stuttgart grundsätzlich andere Charakteristika zeigt. Die räumliche Übertragbarkeit auf Städte in ähnlicher Höhenlage, ähnlicher Lage im bzw. am Rande eines Flusstals und mit ähnlichen Jahresmitteltemperaturen ist also gegeben. Zu beachten ist dabei jedoch, dass der Jahresgang der lokalen SWI*-Tage sich zwischen den Städten deutlich unterscheidet. Für die Unterschiede zwischen den Städten können die lokalen Bedingungen an den gewählten Messstationen eine Rolle spielen, beispielsweise das Auftreten tagesperiodischer Windsysteme. So könnten die Tempe-

raturen in der Stadt Freiburg am Talausgang des Höllentals von einem Bergwindssystem beeinflusst sein, das sich auf die Innenstadt stärker auswirkt als auf das Umland in der Rheinebene. Die Stadt Stuttgart nimmt eine Sonderstellung ein. Dort wäre in zukünftigen Studien genauer zu untersuchen, warum sich eine starke SWI bevorzugt in den Wintermonaten zeigt und die SWI insgesamt einen deutlich geringeren Tages- und Jahresgang aufweist als in anderen Städten. Die Begründung könnte in dem starken Höhenunterschied zwischen der Stadt- und der Umland-Messstation liegen, sodass auch vertikale Temperaturunterschiede zwischen der Stadt im Talkessel und der etwa 150 m höher gelegenen Umlandstation auf der Filderebene in die Berechnung der SWI eingehen. Dieser kann im Winter besonders ausgeprägt sein, wenn auf der Filderebene Schnee liegt und die Oberfläche nachts stark abkühlt, während in der tiefer gelegenen Stadt ohne Schnee die Abkühlung geringer ist. Ebenso ist bei winterlichen Inversionswetterlagen, die über dem Talkessel häufig besonders stark ausgeprägt sind, der vertikale Luftaustausch behindert, sodass die städtische Luft durch anthropogenen Wärmefluss infolge der Heizaktivität erwärmt wird, über der Stadt verbleibt und sich so ein starker Temperaturunterschied zum Umland ausbilden kann. Hinzu kommt, dass durch die Lage der Stadt-Messstation auf einem Innenstadtdach nicht die bodennahen Lufttemperaturen, sondern die im Dachniveau gemessen werden. Deren Tagesgang ist leicht versetzt, weil die Abkühlung wie auch die Erwärmung vom Boden her erst verzögert höhere Luftschichten erreicht.

Die drei gewählten Indikatoren haben auch im Validierungszeitraum eine recht gute Abschätzung der Kennwerte der Karlsruher SWI erlaubt, neigen aber im Falle von *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* zu einer Überschätzung. Daher wird in Hinblick auf die zukünftige SWI vor allem auf das Änderungssignal der Indikatoren und damit der Kennwerte der SWI eingegangen und nicht auf die absoluten berechneten Werte (s. Kap. 8). Die Überschätzung im Validierungszeitraum durch den Indikator *Tages-Temperaturamplitude* liegt womöglich darin begründet, dass die Anzahl von Tagen mit hoher Tages-Temperaturamplitude in manchen Jahreszeiten relativ gering ist und daher die Anpassung der Regressionsfunktion womöglich mit Unsicherheiten verbunden ist. Die

Einbeziehung weiterer Variablen wie Tages-Höchsttemperatur oder Sonnenscheindauer, die ebenfalls mit ΔT_{Tag} hoch korreliert sind, beispielsweise über eine logistische Regression, könnte einen noch robusteren Indikator liefern. Eine deutliche Verbesserung ist wegen der ebenfalls hohen Korrelation dieser Variablen mit der *Tages-Temperaturamplitude* allerdings fraglich.

Insgesamt ist bei der Interpretation der Ergebnisse und der Ableitung von Handlungsempfehlungen wichtig, an Tagen mit wärmeinselrelevanter Ausprägung der Indikatoren auch zu berücksichtigen, welche meteorologischen Bedingungen zusätzlich auftreten. So hat beispielsweise eine starke SWI bei hohen Nachttemperaturen eine negative Wirkung auf die Wärmebelastung der Bevölkerung, während sie bei niedrigen Temperaturen positiv wirkt, indem sie die Kältebelastung oder auch beispielsweise den Heizbedarf verringert (Stewart und Oke 2012). Darüber hinaus sind die drei Indikatoren nicht einzeln, sondern zusammen zu betrachten. Die grundsätzliche Methodik der Entwicklung von Indikatoren zur Beschreibung der lokalen SWI anhand der lokalen und großräumigen meteorologischen Bedingungen ist generell auf andere Städte in den mittleren Breiten übertragbar. So können beispielsweise die jeweiligen wärmeinselrelevanten Strömungsmuster über eine objektive Klassifikation identifiziert werden, da davon auszugehen ist, dass die charakteristischen Trog-Rücken-Strukturen der atmosphärischen Höhenströmung eine Differenzierung bezüglich der SWI erlauben. Bezogen auf die lokalen Einflussfaktoren müssen die jeweils dominierenden meteorologischen Größen bestimmt werden, da je nach Lage und Regionalklima für jede Stadt unterschiedliche Zusammenhänge auftreten können.

6.5 Zwischenfazit zu den meteorologischen Indikatoren

Für die Karlsruher SWI konnte anhand der Beobachtungsdaten gezeigt werden, dass die Kennzahlen der SWI, die mittleren Werte von ΔT_{Tag} sowie die Anzahl der Tage mit SWI*, über die drei Indikatoren *heißer Tag (ja/nein)*, *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* gut beschrieben werden können. Daher werden diese Indikatoren

als geeignet betrachtet, um mit ihrer Hilfe auch die zukünftige SWI abzuschätzen. Dies geschieht, indem die zukünftige Entwicklung der Indikatoren aus regionalen Klimaprojektionen ausgewertet wird. Über die statistischen Zusammenhänge werden die Kennzahlen der SWI für einen Referenz- und Zukunftszeitraum und daraus deren Änderungssignal berechnet (s. Kap. 8). So kann der Einfluss von regionalen Klimaänderungen auf die lokale SWI quantifiziert werden.

7 Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel in Klimamodellen

Globale und regionale Klimamodelle erlauben die Berechnung der vergangenen und zukünftigen Klimaentwicklung. Sie beschreiben über mathematische Gleichungen die physikalischen Prozesse in der Atmosphäre und die Wechselwirkungen mit Ozean, Meereis und Landoberflächen numerisch. Die zukünftige Entwicklung des Klimasystems wird berechnet, indem die Entwicklung der Konzentrationen atmosphärischer Treibhausgase vorgegeben wird (Schädler et al. 2014). Ensembles von Klimamodellläufen lassen die mögliche Bandbreite zukünftiger Klimaänderungen abschätzen, erlauben die Abschätzung von Unsicherheiten und erhöhen so die Robustheit der Ergebnisse. Denn alle in Modellen getroffenen Annahmen, die Parametrisierung von Prozessen, die verwendeten Eingangsdaten sowie die zugrundeliegenden Emissionsszenarien sind Quellen für Unsicherheiten (u. a. Déqué et al. 2007). Die Modellläufe eines Ensembles können sich dabei in den verwendeten globalen und regionalen Klimamodellen, in den Parametrisierungen der Prozesse selbst und in den Startzeitpunkten der Simulation unterscheiden (Sedlmeier und Schädler 2015, Schädler et al. 2014). Für die Auswertung der zukünftigen Entwicklung der drei Indikatoren für die Karlsruher SWI, *heißer Tag (ja/nein)*, *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten des Geopotentials*, stand in dieser Arbeit ein Ensemble aus zwölf Klimasimulationen in $0,0625^\circ$ (etwa 7 km) sowie $0,44^\circ$ (etwa 50 km) horizontaler Auflösung für einen Referenzzeitraum (1971 – 2000) und die nahe Zukunft (2021 – 2050) von Sedlmeier (2015) zur Verfügung (s. Kap. 7.1.1). Da selbst in der Auflösung von 7 km aber nur einem einzigen Gitterpunkt in Karlsruhe eine städtische Landnutzung zugeordnet ist, ist das Ensemble nicht zur direkten Untersuchung der SWI geeignet.

Eine räumlich detailliertere Untersuchung des Stadtklimas bis zur Skala von Straßen oder Gebäuden erlauben Stadtklimamodelle. Ihre Simulationen sind allerdings meist auf ein recht kleines Untersuchungsgebiet (wenige Hunderte Meter bis Kilometer) begrenzt. Sie werden jedoch nur selten mit Beobach-

tungsdaten validiert. Für Karlsruhe wurde mit dem mesoskaligen Modell FITNAH, das an regionale Klimasimulationen gekoppelt wurde (vgl. Kap. 2.5.2), für die Jahre 2001 – 2010 beispielsweise die Anzahl der heißen Tage und der Tropennächte simuliert. Für beide Größen wurden erheblich höhere Werte innerhalb des bebauten Gebietes im Vergleich zu unbebauten Stadtteilen berechnet, mit den höchsten Werten in engster Bebauung (Stadt Karlsruhe 2013). Für die Anzahl der Tropennächte passt diese räumliche Verteilung gut zu den in dieser Arbeit beobachteten Ergebnissen der klimatologischen Kennwerte an verschiedenen Messstationen in Stadt und Umland während einer Hitzeperiode sowie an den einzelnen mehrjährigen Messstationen; diese Beobachtungen haben aber keine räumlichen Unterschiede in Bezug auf heiße Tage gezeigt (vgl. Tabelle 5-4, Tabelle 5-1). Aufgrund des begrenzten Simulationsgebietes ist außerdem mit Stadtklimamodellen die Berechnung von Stadt-Umland-Unterschieden häufig nicht möglich. Werden kleine innerstädtische Gebiete untersucht, die Simulationen aber mit Umgebungsdaten als Randbedingungen angetrieben, beinhalten die Simulationen außerdem nicht den Effekt der städtischen Wärmeinsel, weil der Einfluss des umgebenden Stadtgebietes fehlt (Acero und Arrizabalaga 2016, vgl. Kap. 2.5.2). Darüber hinaus ist die Simulation mit Stadtklimamodellen aufgrund des Rechenaufwandes auf einzelne Wettersituationen von einem bis mehreren Tagen beschränkt. Für Aussagen auf der klimatologischen Skala müssen die Ergebnisse mithilfe von statistischen oder statistisch-dynamischen Verfahren interpoliert werden, um die gesamte Bandbreite der möglichen meteorologischen Randbedingungen zu berücksichtigen. Dazu werden beispielsweise bei der Quadermethode (Früh et al. 2011a, b) nur acht Stadtklimamodellsimulationen für die im regionalen Klimamodell auftretenden Extreme von Temperatur, Feuchte und Wind als Randbedingungen berechnet. Die sich daran anschließende Interpolation zur Abschätzung der meteorologischen Felder in der Stadt während der meteorologischen Situationen zwischen diesen Extremen basiert auf der – mit Unsicherheiten behafteten – Annahme, dass sich das Stadtklima linear zu den meteorologischen Umlandbedingungen verhält. Aufgrund der beschriebenen Einschränkungen sowie dem Fehlen von Ensemblesimulationen zur direkten Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der SWI wurden in dieser Arbeit keine Stadtklimamodellsimulationen durchgeführt oder ausgewertet.

Ein grundsätzlich anderer Ansatz zur Untersuchung des Stadtklimas mit Modelldaten ist die Weiterentwicklung der Modellauflösung regionaler Klimamodelle. In sehr hoher räumlicher Auflösung deutlich unter 5 km ist ein Stadtgebiet bereits durch mehrere Gitterpunkte repräsentiert. Eine geeignete Parametrisierung der städtischen Oberflächen über Parameter wie Albedo, Emissionsvermögen, Rauigkeitslänge und anthropogenen Wärmeinput kann dann die Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel in regionalen Klimamodellen ermöglichen.

7.1 Verwendete Modelldaten und Methoden

In diesem Kapitel sind alle Klimamodellsimulationen beschrieben, deren Ergebnisse in dieser Arbeit ausgewertet wurden. Zur Regionalisierung wurden in mehreren Schritten die regionalen Klimasimulationen in einen globalen Klimamodelllauf „genestet“ (dynamisches Downscaling). Das heißt, dass die Ergebnisse eines Modelllaufs in größerer Auflösung als Antriebsdaten für die Simulation in nächst feinerer Auflösung dienen. So entstehen zwölf Simulationen als Modellensemble in 50 km ($0,44^\circ$) und 7 km ($0,0625^\circ$) horizontaler Auflösung, die zur Auswertung der zukünftigen Entwicklung der Indikatoren für die SWI herangezogen werden (Sedlmeier et al. 2015). Durch einen weiteren Nesting-Schritt stehen einzelne Modellläufe in 2,8 km ($0,025^\circ$) horizontaler Auflösung zur Verfügung, die zur Untersuchung des Mehrwerts höherer Modellauflösung sowie zur Untersuchung der Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel in regionalen Klimasimulationen verwendet werden. Alle verwendeten Simulationen wurden mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM am Institut für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (IMK KIT) gerechnet.

Die grundsätzliche Frage nach dem Mehrwert höherer Modellauflösung in der regionalen Klimamodellierung steht in Kap. 7.2 im Vordergrund, in dem die Wiedergabe des regionalen Klimas in Südwestdeutschland in zwei Klimamodellläufen in $0,0625^\circ$ (etwa 7 km) und $0,025^\circ$ (etwa 2,8 km) horizontaler Auflösung untersucht wird. In Kap. 7.3 wird in einer kleinräumigen Betrachtung für den Großraum Karlsruhe untersucht, wie realistisch die

städtische Wärmeinsel in zwei verschiedenen Modellläufen in 2,8 km horizontaler Auflösung bei unterschiedlicher Berücksichtigung der städtischen Gebiete in den entsprechenden Boden-Vegetations-Atmosphäre-Transfer-Modellen (*soil-vegetation-atmosphere-transfer*, *SVAT*) wiedergegeben wird.

7.1.1 COSMO-CLM

Das regionale Klimamodell COSMO-CLM (*Consortium for Small-scale Modeling in Climate Mode*, Rockel et al. 2008) ist die Klimaversion des operationellen, nicht-hydrostatischen Wettervorhersage-Modells COSMO des DWD (Steppeler et al. 2003). Dem Modell COSMO-CLM liegen die Grundgleichungen für die Erhaltung von Impuls, Masse und Energie zugrunde. Darauf bauen die prognostischen thermo-hydrodynamischen Gleichungen für Druck, Temperatur, spezifische Feuchte, zonale, meridionale und vertikale Windgeschwindigkeitskomponente und Wasser- und Eisgehalt der Atmosphäre auf. Die Dichte der Luft wird mithilfe der Gasgleichung diagnostisch berechnet. Die prognostischen Gleichungen werden mit Hilfe eines finiten Differenzenverfahrens numerisch gelöst. Dazu wird die Atmosphäre räumlich diskretisiert, d. h. durch ein dreidimensionales, horizontal äquidistantes und vertikal nicht-äquidistantes, Modellgitter beschreiben. Die skalaren Variablen wie die Temperatur werden an den Mittelpunkten der Gitterzellen berechnet, die vektoriellen Windkomponenten werden an den Ecken der Gitterzellen berechnet. Die Modellergebnisse sind also die Mittelwerte über eine Gitterzelle und über einen Zeitschritt. Die häufig für Auswertungen verwendete Temperatur in 2 m Höhe wird in COSMO-CLM aus der prognostischen Temperatur an der Oberfläche und der unteren Atmosphärenschicht berechnet. Um die Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre im Modell zu berücksichtigen, umfasst COSMO-CLM ein Atmosphärenmodell und ein Boden-Vegetations-Atmosphäre-Transfer-Modell. Für eine ausführliche Beschreibung von COSMO-CLM siehe z. B. Breil 2015, Sedlmeier 2015, Meißner 2008 sowie die Dokumentation von Doms et al., 2015, 2011.

7.1.2 Ensemble in 0,0625° horizontaler Auflösung

Die mit COSMO-CLM gerechneten zwölf regionalen Klimasimulationen des Ensembles in 0,0625° horizontaler Auflösung wurden von sechs unterschiedlichen Globalmodellen angetrieben (Tabelle A 3, Anhang). Ihnen liegen zwei unterschiedliche Emissionsszenarien zugrunde (A1b nach IPCC 2001 und RCP8.5 nach IPCC 2013). Drei Modellläufe unterscheiden sich in der Realisierung, das heißt dem Startzeitpunkt der Globalmodelle, und damit in den klimatischen Startbedingungen (Berg et al. 2013). Für vier Modellläufe sind die globalen Antriebsdaten um einige Gitterpunkte in die verschiedenen Himmelsrichtungen verschoben wurden, um die atmosphärischen Startfelder geringfügig zu variieren („*atmospheric shifting*“, Sasse und Schädler 2014). In die Ergebnisse der Globalmodelle mit einer horizontalen Auflösung von 1° (etwa 120 km) wurden die zwölf regionalen Klimasimulationen zunächst in 0,44° horizontaler Auflösung (etwa 50 km) genestet und mit deren Ergebnissen die Simulationen in 0,0625° (etwa 7 km) Auflösung angetrieben. Detaillierte Informationen zur Ensemble-Zusammensetzung und zum Downscaling-Prozess finden sich in Sedlmeier (2015), Sasse und Schädler (2014) und Berg et al. (2013).

Die Ergebnisse des 50 km-Ensembles sind für großräumige Auswertungen, beispielsweise von Wetterlagen-Häufigkeiten geeignet, wie Sedlmeier (2015) gezeigt hat. Die Ergebnisse des 7 km-Ensembles sind bereits für zahlreiche meteorologische Variablen in Hinblick auf die Wiedergabe der Beobachtungen und auf das Klimaänderungssignal validiert (Sedlmeier 2015, Sedlmeier und Schädler 2015) sowie für die Auswertung von anwendungsbezogenen Klimagrößen verwendet worden (Schipper et al. in Begutachtung, Schipper et al. 2016).

Zur Abschätzung der zukünftigen Umlandbedingungen für die Stadt Karlsruhe wird aus den Klimamodellläufen in 7 km horizontaler Auflösung jeweils der räumliche Mittelwert der acht Umgebungs-Gitterpunkte um den zentralen Gitterpunkt der Stadt verwendet, weil Karlsruhe nur an einem Gitterpunkt eine städtische Landnutzung zugeordnet ist. Die Umgebungsgitterpunkte haben Landnutzungen von landwirtschaftlichen Nutzflächen (sieben Gitter-

punkte) und geschlossenem Waldbestand (ein Gitterpunkt) im SVAT-Modell TERRA (zu TERRA s. auch Kap. 7.1.4).

7.1.3 Biaskorrektur der Temperatur

Aufgrund der Unsicherheiten bei der Klimamodellierung (Déqué et al. 2007) bestehen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen oft systematische Differenzen (Kotlarski et al. 2014, Christensen et al. 2008). Die Rand- und Antriebsdaten haben immer Einfluss auf die Ergebnisse in den höheren Auflösungen. Die fehlerhafte Wiedergabe bestimmter atmosphärischer Phänomene oder meteorologischer Felder kann sich also auch in höheren Auflösungen fortsetzen (Sedlmeier und Schädler 2015), aber häufig verringern sich die Abweichungen gegenüber Beobachtungsdaten durch dynamisches Downscaling (s. Kap. 7.2). Da dieses aber sehr rechenaufwendig ist, haben sich verschiedene statistische Methoden zur so genannten Bias-Korrektur etabliert, um die Differenzen zu verringern (u. a. Gutjahr und Heinemann 2013, Berg et al. 2012, Themeßl et al. 2012). Die Bias-Korrekturmethode basieren auf der Annahme, dass die Abweichung zwischen Modell und Beobachtungen in Zukunft die gleiche sein wird wie im Referenzzeitraum, für den die Korrekturwerte bestimmt werden. Diese Annahme muss nicht immer richtig sein, und zusätzlich kann die Bias-Korrektur das Klima-Änderungssignal verändern. Ein weiterer Nachteil dieser Methoden ist, dass meist nur Temperatur und Niederschlagswerte anhand von geeigneten Beobachtungsdaten korrigiert werden (können), sodass eine physikalische Inkonsistenz zwischen korrigierten und unkorrigierten Variablen innerhalb eines Modelllaufs evoziert wird, beispielsweise zwischen Niederschlag und Bewölkung oder zwischen Temperatur und Strahlung. Die in dieser Arbeit verwendeten $0,0625^\circ$ -Simulationsergebnisse wurden für Temperatur und Niederschlag anhand von Beobachtungsdaten korrigiert (Sedlmeier 2015).

Die Tagesmitteltemperatur jedes Modelllaufs des Ensembles in 7 km Auflösung wurde mit einem linearen Verfahren korrigiert. Die Beobachtungsdaten, aus denen die Korrekturwerte bestimmt wurden, sind die Tagesmitteltemperaturen des HYRAS-Datensatzes in 5 km horizontaler Auflösung (Rauthe et al. 2013), die bilinear auf das 7 km-Modellgitter interpoliert wurden. An

jedem Gitterpunkt wird für den 30jährigen Referenzzeitraum 1971 – 2000 die Differenz zwischen den klimatologischen Monatsmitteltemperaturen in Beobachtungsdaten und Modelllauf bestimmt. Die so gebildeten Korrekturwerte für Januar, Februar, etc. werden zu allen Modell-Tagesmitteltemperaturen des jeweiligen Monats in Referenzzeitraum und Zukunft addiert (Sedlmeier 2015, Berg et al. 2012).

Für die Auswertung klimatologischer Kennwerte mit festen Grenzwerten, beispielsweise heißer Tage, müssen neben den Mittelwerten auch die Tages-Tiefst- und Tages-Höchsttemperaturen richtig wiedergegeben werden. Um auch deren Extreme zu erfassen, ist es nötig, ihre Verteilungen im Modell zu korrigieren. Da der HYRAS-Datensatz nur für Tagesmittelwerte existiert, geschieht dies anhand von Beobachtungen des E-Obs-Datensatzes in $0,22^\circ$ (etwa 25 km) horizontaler Auflösung (Haylock et al. 2008). Diese wurden bilinear auf das Modellgitter von 7 km interpoliert und zusätzlich linear höhenkorrigiert, wobei ein vertikaler Gradient von $-0,65 \text{ K}/100 \text{ m}$ angenommen wird (zur Höhenkorrektur s. Kap. 7.1.4). Die Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperatur der Modellläufe wurden jeweils mit der Quantile Mapping-Methode, wiederum für jeden Gitterpunkt, jeden Monat und jeden Modelllauf einzeln, korrigiert (Sedlmeier 2015). Zunächst werden die Tageswerte von Modell und Beobachtung jeweils der Größe nach geordnet und gegeneinander aufgetragen. Der Bias wird in der Abweichung von der Winkelhalbierenden $y = x$ deutlich. An die Datenreihe wird dann eine lineare Transferfunktion $y = ax + b$ angepasst. Mit dieser werden die Tageswerte für Tageshöchst- bzw. Tages-Tiefsttemperatur in Referenzzeitraum und Zukunft korrigiert (Sedlmeier 2015, Berg et al. 2012). So entspricht die kumulative Verteilungsfunktion (*cumulative density function, CDF*) der Modellwerte der der Beobachtungen (Gutjahr und Heinemann 2013).

7.1.4 Modellläufe in $0,025^\circ$ horizontaler Auflösung

Eine noch höhere räumliche Modellauflösung lässt einen Mehrwert bei der Wiedergabe des regionalen Klimas erwarten (vgl. Kap. 2.5.1). Um diesen Mehrwert zu quantifizieren (Kap. 7.2), standen zwei Modellläufe mit $0,0625^\circ$ (etwa 7 km, im Folgenden CCLM7) und $0,025^\circ$ horizontaler Auflösung (etwa

2,8 km, CCLM2,8) zur Verfügung, die mit Beobachtungsdaten verglichen werden (für Details der Simulationen siehe Anhang, Tabelle A 4). Dies erfolgt für den klimatologischen Zeitraum von 30 Jahren (1971 – 2000) für ein größeres Untersuchungsgebiet in Südwestdeutschland mit hoher Reliefenergie. Beide Simulationen wurden mit ERA40-Reanalysedaten des ECMWF (Uppala et al. 2005) angetrieben. Die Beobachtungsdaten für den Vergleich sind der Datensatz HYRAS des DWD für Temperatur in 1 km Auflösung und für relative Feuchte und Niederschlag in 5 km Auflösung (Rauthe et al. 2013), sowie Rasterdatensätze für Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit in 1 km Auflösung des DWD (DWD o. J., Maier und Müller-Westermeier 2010, Müller-Westermeier et al. 2005, Müller-Westermeier 1995). Für den Vergleich wurden alle Datensätze bilinear auf das horizontale Gitter von CCLM2,8 interpoliert. Für die von CCLM7 berechneten Temperaturwerte wurde zusätzlich eine einfache Höhenkorrektur durchgeführt, um sicherzustellen, dass Verbesserungen nicht allein auf eine genauere zugrundeliegende Orographie zurückzuführen sind. Die Höhenkorrektur erfolgt mit einem vertikalen Gradienten von $-0,65 \text{ K}/100 \text{ m}$ und wird auf die Höhenunterschiede zwischen der auf $0,025^\circ$ interpolierten Orographie von CCLM7 und der Orographie von CCLM2,8 angewendet. Für relative Feuchte und Niederschlag existiert keine vergleichbare Korrekturmethode, auch wenn beide Variablen ebenfalls eine Höhenabhängigkeit zeigen.

Der Mehrwert höherer Auflösung wird in drei Schritten ermittelt: Erstens werden die Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen an jedem Gitterpunkt betrachtet, einmal für das auf das $0,025^\circ$ -Gitter interpolierte CCLM7 ($\Delta 7$) und einmal für CCLM2,8 ($\Delta 2,8$). Die Ergebnisse von $\Delta 2,8$ und $\Delta 7$ werden als Differenzkarten für die 30jährigen Mittelwerte (1971 – 2000) in Sommer- (Mai bis Oktober) und Winterhalbjahr (November bis April) dargestellt. Zweitens wird der MESS (*Mean Squared Error Skill Score*)

$$MSESS = 1 - \frac{\sum (\Delta 2,8)^2}{\sum (\Delta 7)^2} \quad (7.1)$$

als Gütemaß berechnet. Dieser beschreibt den mittleren Quotienten der quadratischen Abweichungen der beiden Modellsimulationen von Beobachtungen und ist für den Wertebereich zwischen $-\infty$ und 1 definiert. Gibt

CCLM2,8 die Beobachtungen besser wieder, ist der MSESS positiv, bei exakter Übereinstimmung nimmt er den Wert 1 an. Passt CCLM7 besser zu den Beobachtungen, ist der MSESS negativ. Drittens wird die statistische Signifikanz der Unterschiede zwischen den Mittelwerten von $|\Delta 2,8|$ und $|\Delta 7|$ anhand eines Wilcoxon-Rangsummen-Tests (Signifikanzniveau 95%) für die Gitterpunkte in verschiedenen Höhenstufen (< 400 m, $400 - 800$ m, > 800 m) geprüft.

Nach der regionalen Betrachtung der Vorteile höherer horizontaler Auflösung wird die Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel am Beispiel der Stadt Karlsruhe durch COSMO-CLM in 2,8 km Auflösung untersucht. Die Beobachtungen an Stationen in Stadt und dem Umland liegen für den Zeitraum Juni 2009 bis Mai 2016 vor (vgl. Kap. 5.1.1), der Modelllauf CCLM2,8 deckt aber nur den Zeitraum 1971 – 2000 ab. Daher werden zwei Klimamodellläufe mit COSMO-CLM ausgewertet, die mit dem Reanalysedatensatz ERA-Interim (Dee et al. 2011) als Antriebsdaten gerechnet wurden und die Jahre 2010 bis 2015 enthalten (Brecht in Vorbereitung; für Details der Simulationen siehe Tabelle A 4, Anhang). Die beiden COSMO-CLM-Modellläufe unterscheiden sich im verwendeten Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer Modell (SVAT); Diese sind zum einen TERRA (Doms et al. 2011, Schrodin und Heise 2002) und zum anderen VEG3D (Schädler 1990). Eine ausführliche Beschreibung der beiden SVAT-Modelle sowie ihrer Unterschiede findet sich in Breil (2015). Die beiden Modellläufe werden im Folgenden als CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D bezeichnet.

Für beide SVAT-Modelle werden Parametrisierungen für die verschiedenen Landnutzungen verwendet, die auf dem Landnutzungs-Datensatz GLC2000 (Bartholomé und Belward 2005) basieren. Die Landnutzungen unterscheiden sich in ihren Eigenschaften, beispielsweise in Bezug auf Albedo, Emissionsvermögen, Rauigkeitslänge und Vegetationsbedeckung, was sich in den zugehörigen Parameterwerten niederschlägt. Die Parametrisierungen beider SVAT-Modelle unterscheiden sich leicht. Bei der Parametrisierung städtischer Landnutzung berücksichtigt TERRA zwar in gewissem Maße die eingeschränkte Evaporation und die Erwärmung städtischer Oberflächen, kann aber weder die thermischen und Strahlungs-Eigenschaften von Bauma-

terialien noch Verschattungseffekte und Temperaturverteilungen in Straßenschluchten simulieren (Trusilova et al. 2016). Das SVAT-Modell VEG3D (Schädler 1990), das an COSMO-CLM gekoppelt wird (Breil 2015), erlaubt eine einfache Stadt-Parametrisierung und behandelt die städtische Landnutzung analog zur Vegetation als eine homogene und massenlose Schicht zwischen Boden und Atmosphäre. In beide Richtungen wird Energie ausgetauscht. VEG3D erlaubt, unterschiedliche Klassen für städtische Gebiete zu implementieren, die an die *local climate zones* (LCZ) von Stewart und Oke (2012) angelehnt sind (Tabelle 7-1, zu den Parametern vgl. Kap. 2.1.1).

Tabelle 7-1: Klassen städtischer Bebauung (*local climate zones*, LCZ, in Klammern stehen die Originalbezeichnungen) nach Stewart und Oke (2012), die im Raum Karlsruhe in den Simulationen von CCLM2,8_VEG3D implementiert wurden, und für jede Klasse die angenommenen Werte für anthropogenen Wärmestausstoß (Q_F), Rauigkeitslänge (z_0) und Verdrängungshöhe (Zusammenstellung von Benedict Brecht, IMK KIT).

Klasse (LCZ)	Beschreibung	Q_F in $W\ m^{-2}$	z_0 über Boden in m	z_0 über Bestand in m	Verdrängungshöhe in m
LCZ2	dichte, mittelhohe Bebauung (<i>compact midrise</i>)	20	1	0,005	7
LCZ3	dichte, niedrige Bebauung (<i>compact low-rise</i>)	20	0,6	0,005	4
LCZ5	Offene, mittelhohe Bebauung (<i>open midrise</i>)	30	1	0,005	7
LCZ10	Schwerindustrie (<i>heavy industry</i>)	100	1	0,005	7

Die anthropogene Wärmefreisetzung kann zusätzlich als fester Wert vorgeschrieben werden. Straßenschluchten und Gebäude und ihr Austausch mit der Umgebung werden aber ebenso wie in TERRA nicht explizit simuliert. Generell erhöht die Kopplung von COSMO-CLM mit einem SVAT-Modell die Rechenzeit. Die Kopplung mit einem Modell mit sehr komplexer Stadtparametrisierung würde die Rechenzeit dabei stark erhöhen und die Simulation

mehrerer Jahre bis zu klimatologischen Zeiträumen deutlich erschweren. Die Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D hingegen erlaubt eine solch langjährige Simulation (Imhof 2015). Für beide Modellläufe CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D sind die zugrunde liegenden Zuordnungen der einzelnen Gitterpunkte im Großraum Karlsruhe in Abbildung 7-1 gezeigt.

Beide Modellläufe werden für den Zeitraum 2010 – 2015 mit Beobachtungsdaten an den meteorologischen Messstationen in Stadt und Umland verglichen. Da die Modellläufe mit einem Reanalyse-Datensatz angetrieben wurden, sind aufgrund desselben zeitlichen Bezugs direkte Vergleiche zwischen Beobachtungen und Modell möglich. Dazu wurde in den Modellläufen jeweils die Datenreihe an dem Gitterpunkt ausgewählt, dessen Koordinaten einer Messstation am nächsten liegen. Für die vier Modell-Gitterpunkte, die den vier Umlandstationen am nächsten liegen, wurde eine mittlere räumliche Umland-Referenz-Datenreihe analog zu den Beobachtungsdaten berechnet. So können aus der Differenz der Werte an den Gitterpunkten von Stadt und Umland auch die Werte von ΔT und ΔT_{Tag} aus den Modelldaten berechnet werden (zu den Definitionen vgl. Kap. 5.1.1).

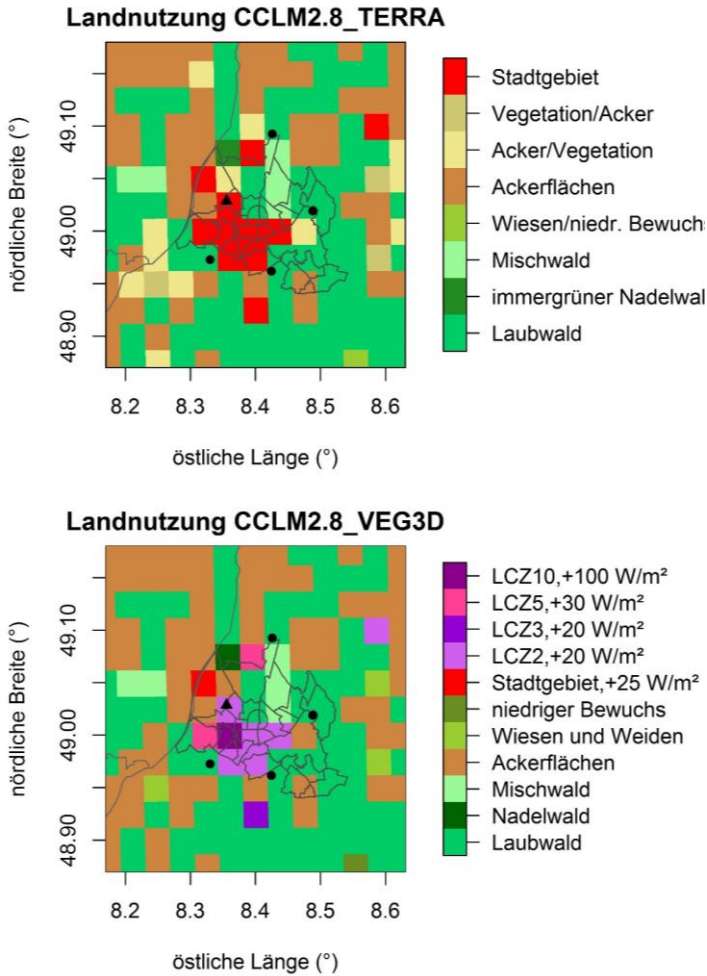


Abbildung 7-1: Landnutzung an jedem Gitterpunkt der Modellläufe CCLM2,8_TERRA (oben) und CCLM2,8_VEG3D (unten). Die Punkte zeigen die Lage der Messstationen im Umland, das Dreieck die Stadt-Referenzstation (vgl. 5.1.1). Die Linien bezeichnen die Stadtteilgrenzen Karlsruhes sowie die Ländergrenzen.

7.2 Mehrwert hoher Auflösung für Südwestdeutschland

In Hinblick auf die Temperatur bietet eine feinere Modellauflösung deutliche Vorteile gegenüber einer gröberen, was sich in der räumlichen Verteilung von $\Delta_{2,8}$ und Δ_7 (Abbildung 7-2) in Südwestdeutschland zeigt. Im Sommerhalbjahr werden die Temperaturen in CCLM2,8 sehr gut wiedergegeben; 43% der Gitterpunkte haben eine absolute Differenz unter 0,2 K (weiße Flächen in Abbildung 7-2), dies ist in CCLM7 nur für 4% der Gitterpunkte der Fall. Der Median der Differenz wird von -0,9 K in CCLM7 auf -0,2 K in CCLM2,8 verringert. Der MESS bestätigt den Mehrwert für das Sommerhalbjahr. Mit Ausnahme der Schwäbischen Alb und einzelner Gitterpunkte vorwiegend in den Höhenlagen von Schwarzwald und Allgäu ist er im ganzen Gebiet positiv (Abbildung 7-3). Die stärksten Verbesserungen durch die höhere räumliche Auflösung treten dabei in der Höhenstufe unter 400 m auf, die geringsten in der Höhenstufe über 800 m ü. NN. $|\Delta_{2,8}|$ ist in allen Höhenstufen statistisch signifikant geringer als $|\Delta_7|$. Für das Winterhalbjahr ergeben sich durch die höhere Auflösung ebenfalls Verbesserungen, wenn auch weniger ausgeprägt (nicht dargestellt).

Die Ergebnisse legen den Schluss nahe, dass es von CCLM7 zu CCLM2,8 eine über das ganze Gebiet relativ einheitliche Verschiebung zu wärmeren Temperaturen gibt. In den meisten Gebieten wird der *cold bias* (systematisch zu niedrige Temperaturen), der in CCLM7 auftritt, reduziert. In den Regionen hingegen, in denen CCLM7 die Beobachtungen richtig wiedergibt, entsteht in CCLM2,8 ein leichter *warm bias*, insbesondere auf der Schwäbischen Alb.

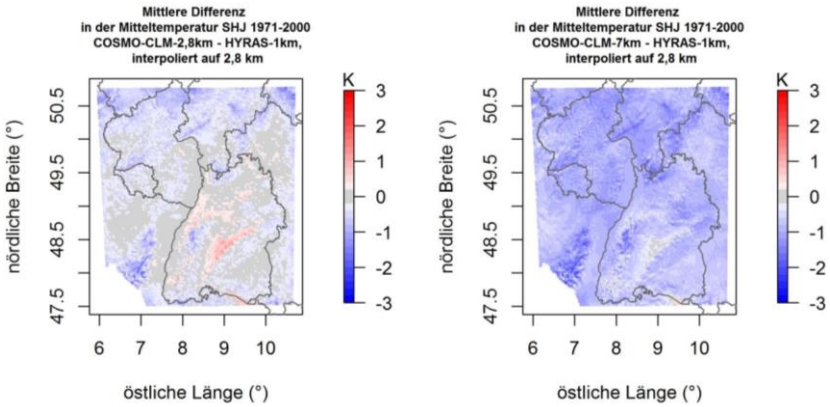


Abbildung 7-2: Karten der Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen der Temperatur im Sommerhalbjahr. Links: $\Delta 2,8$; rechts: $\Delta 7$. Verändert nach Hackenbruch et al. 2016, S. 295 (© Lizenz Creative Commons CC-BY-NC)

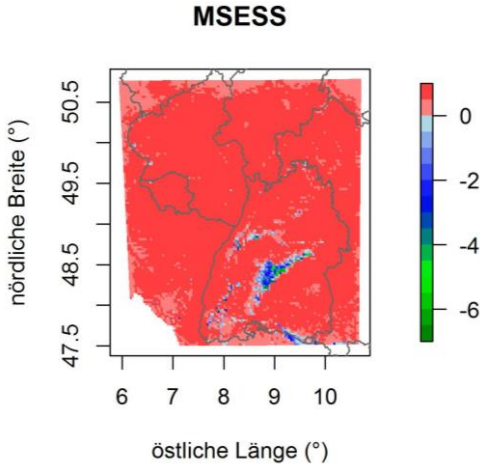


Abbildung 7-3: MSESS (vgl. Gl. 7.1) der Temperaturen im Sommerhalbjahr. Rot bedeutet eine Verbesserung durch CCLM2,8.

Die Variablen Globalstrahlung und relative Feuchte sind eng mit der Temperatur verknüpft. Ihre Wiedergabe wird in CCLM2,8 gegenüber CCLM7 ebenfalls signifikant verbessert, sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr (Abbildung A 2, Anhang). Nichtsdestotrotz sind die Summen der Globalstrahlung in beiden Modellauflösungen noch deutlich niedriger als in den Beobachtungen. Für die mittlere Windgeschwindigkeit entsteht keine Verbesserung durch höhere Modellauflösung. Die detaillierte Orographie erlaubt aber die Wiedergabe regionaler Windsysteme, die Temperatur, Nebel und Luftschadstofftransport in Tälern beeinflussen. Diese Täler müssen dazu mit mehreren Modell-Gitterpunkten abgedeckt sein. Beispielsweise lässt sich mit CCLM2,8 das Tag-Nacht-Windsystem im Neckartal bei Stuttgart reproduzieren (Abbildung 7-4). Dies ist in Hinsicht auf Kaltluftabflüsse wichtig, um deren Wirksamkeit und damit auch die Durchlüftung von Städten in Tälern oder am Talausgang abschätzen zu können.

Beim Niederschlag ergeben sich statistisch signifikante Verbesserungen und ein positiver MSESS in Sommer- wie Winterhalbjahr nur für Gitterpunkte in einer Höhenlage < 400 m. Für höhere Lagen in Schwarzwald, Vogesen, Alpenvorland und auf der Schwäbischen Alb zeigt CCLM2,8 schlechtere Ergebnisse als CCLM7. Die Differenz gegenüber Beobachtungen nimmt nahezu linear mit der Höhe zu, was in Lagen > 800 m zu starken Überschätzungen des Niederschlags führt, insbesondere im Winterhalbjahr (Abbildung A 2, Anhang). Die Zahl der Tage mit Niederschlag wird in CCLM2,8 deutlich besser wiedergegeben als in CCLM7, was in einem positiven MSESS in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes resultiert. Die Überschätzung des Niederschlags in Höhenlagen ist also nicht auf zu viele Niederschlagsereignisse, sondern auf zu hohe Niederschlagsmengen pro Ereignis zurückzuführen.

Detailliertere Auswertungen für die genannten Größen sowie ein ausführlicher Vergleich mit anderen Studien finden sich in Hackenbruch et al. 2016.

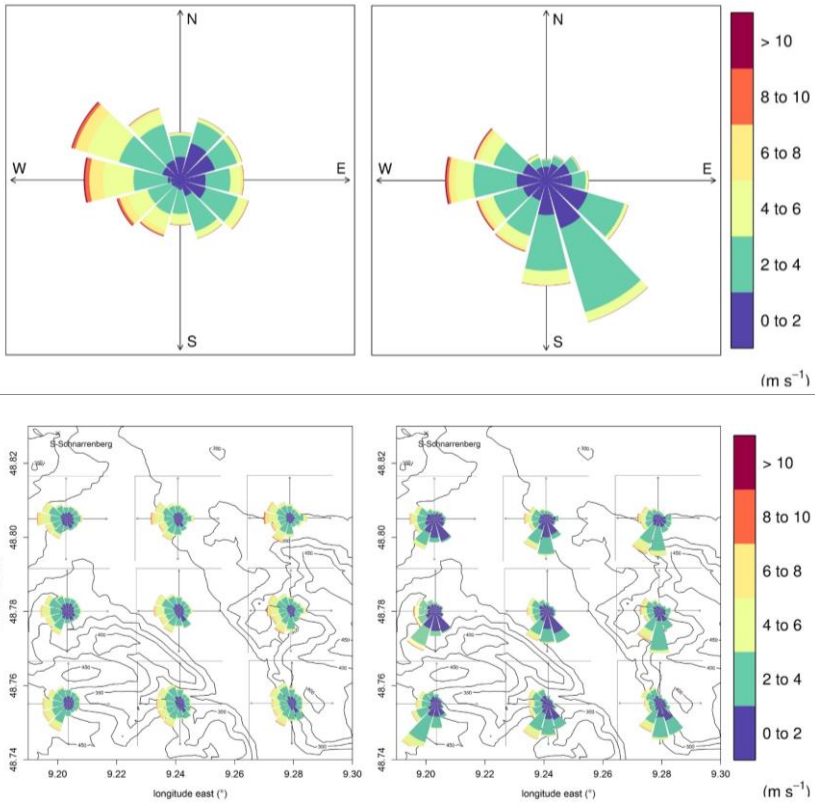


Abbildung 7-4: Oben: Windrosen an der Station Stuttgart-Scharrenberg (DWD) für die Jahre 1971 – 2000 tagsüber (9:00 – 20:00 Uhr MEZ, links) und nachts (21:00 Uhr – 08:00 Uhr MEZ). Unten: Berechnete Windrosen in CCLM2,8 im Neckartal für die Jahre 1971 – 2000 tagsüber (links) und nachts (rechts). Die schwarzen Linien bezeichnen die tatsächliche Orographie, zusätzlich ist die Lage der Station Stuttgart-Scharrenberg markiert. Quelle: Hackenbruch et al. 2016, S. 300f (© Lizenz Creative Commons CC-BY-NC)

7.3 Wiedergabe der Karlsruher SWI

Es wurde deutlich, dass CCLM2,8 zahlreiche meteorologische Variablen deutlich besser wiedergeben kann als CCLM7. Eine so hohe horizontale Auflösung erlaubt darüber hinaus eine Betrachtung auf regional-lokaler Skala, was urbane Gebiete einschließt. Daher wird nun das Untersuchungsgebiet auf den Großraum Karlsruhe beschränkt, um kleinräumig die Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel durch räumlich sehr hoch aufgelöste Modellsimulationen zu untersuchen. Dazu werden zwei mit ERA-Interim angetriebene COSMO-CLM-Modellläufe, die sich im verwendeten SVAT-Modell unterscheiden (Brecht in Vorbereitung), mit Beobachtungsdaten verglichen.

In der Jahresmitteltemperatur für den Zeitraum 2010 – 2015 (Abbildung 7-5, oben) lassen die Ergebnisse beider Modellsimulationen keine räumlichen Temperaturunterschiede erkennen, die mit dem Stadtgebiet Karlsruhes in Verbindung zu bringen sind. Dies gilt für CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D gleichermaßen, wohingegen die Beobachtungen im Jahresmittel Unterschiede von bis zu 0,9 K zwischen Stadt und Umland aufweisen (vgl. Tabelle 5-1). Die höchste Intensität der beobachteten SWI ist nachts in den Sommermonaten aufgetreten (vgl. Kap. 5.2). Für die nächtliche Mitteltemperatur im Sommer (Abbildung 7-5, Mitte) zeigt CCLM2,8_VEG3D zwar einzelne wärmere Gitterpunkte im Stadtgebiet als in der Umgebung, aber deutlich geringere Unterschiede als die Beobachtungen. Für die Zahl der Tropennächte, die laut der Beobachtungen ebenfalls in der Stadt deutlich erhöht ist (vgl. Tabelle 5-1), werden allerdings wiederum keine Stadt-Land-Unterschiede simuliert (Abbildung 7-5, unten).

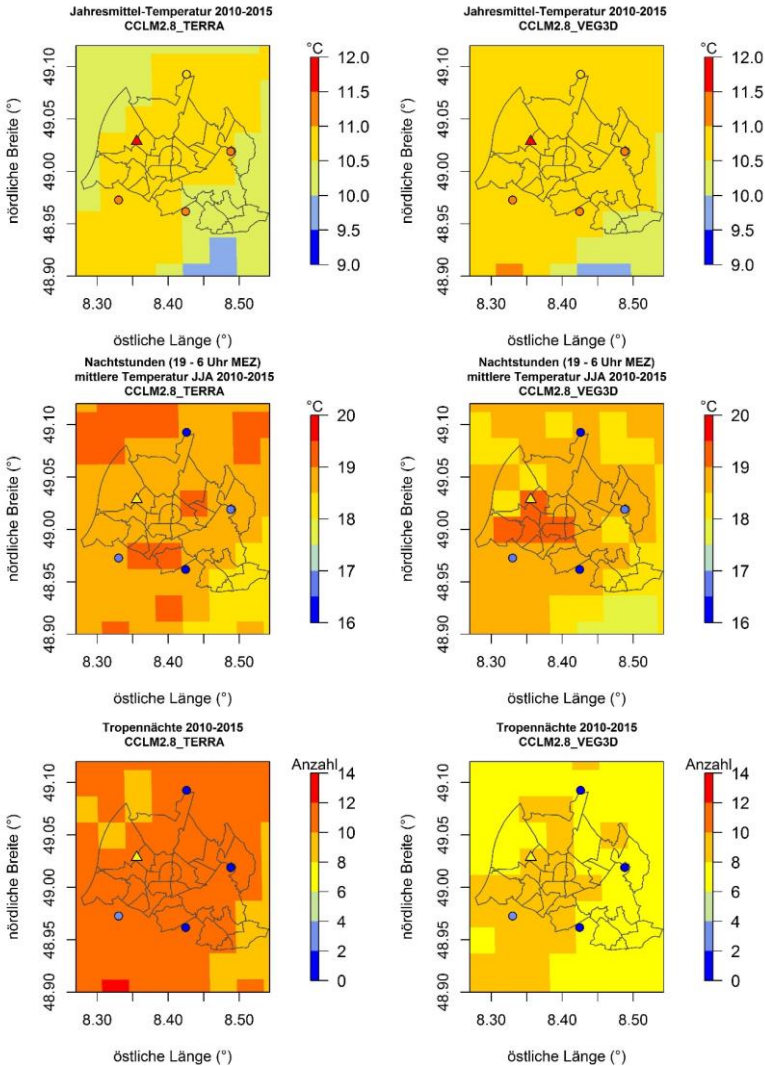


Abbildung 7-5: Modellierte Jahresmitteltemperaturen (oben), mittlere Nachttemperaturen in Juli, Juli und August (Mitte) und Anzahl Tropennächte pro Jahr (unten), jeweils in CCLM2,8_TERRA (links) und CCLM2,8_VEG3D (rechts) im Vergleich mit Beobachtungen. Die Punkte zeigen in entsprechender Farbgebung die beobachteten Werte an der jeweiligen Messstation.

Werden die beobachteten Werte für die maximale tägliche Wärmeinsel (ΔT_{Tag}) mit den modellierten Werten verglichen (Abbildung 7-6), so zeigt sich, dass beide Modellläufe ΔT_{Tag} stark unterschätzen. In den Beobachtungen treten Werte zwischen 0 und 6 K für ΔT_{Tag} auf. Im Modelllauf CCLM2,8_TERRA werden an fast allen Tagen Werte zwischen 0 und 1 K simuliert, und nur an wenigen Tagen Werte über 1 K oder unter 0 K. Im Modelllauf CCLM2,8_VEG3D treten kaum noch Werte unter 0 K und deutlich mehr über 1 K auf, aber ebenfalls fast nie Werte über 2 K. Insgesamt sind die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland also in CCLM2,8_VEG3D etwas größer als in CCLM2,8_TERRA, aber immer noch deutlich zu gering im Vergleich zu Beobachtungen. Die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe kann folglich auch in der hohen räumlichen Auflösung von 2,8 km nicht adäquat wiedergegeben werden.

Dies wird auch im mittleren Tagesgang der SWI an allen Tagen (Abbildung 7-7, links) sowie an Tagen, an denen eine starke städtische Wärmeinsel (SWI*) beobachtet wurde (Abbildung 7-7, rechts), deutlich.

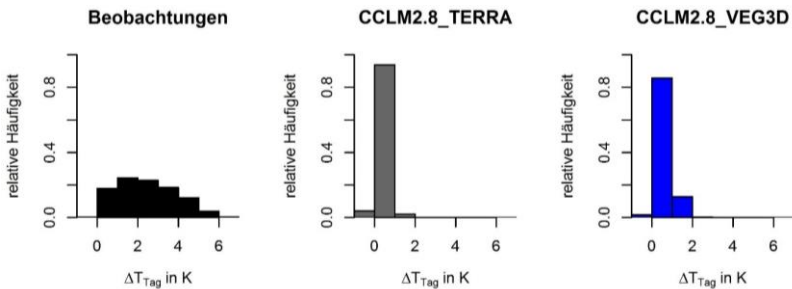


Abbildung 7-6: ΔT_{Tag} in Beobachtungen, CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D für die Jahre 2010 – 2015.

Im mittleren Tagesgang aller Tage sind in beiden Modellläufen kaum Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland zu erkennen, die Höchstwerte für die auf Basis stündlicher Daten berechneten ΔT im Tagesverlauf liegen bei 0,1 (CCLM2,8_TERRA) bzw. 0,2 K (CCLM2,8_VEG3D) gegenüber

1,6 K in den Beobachtungsdaten. An Tagen mit SWI* ist der mittlere Tagesgang in beiden Modellläufen zwar ebenfalls etwas deutlicher ausgeprägt als für alle Tage, ist aber mit maximalen Temperaturunterschieden von 0,3 K (CCLM2,8_TERRA) und 0,5 K (CCLM2,8_VEG3D) trotzdem ebenfalls sehr weit von den Beobachtungen (4,1 K) entfernt. Anzumerken ist allerdings, dass die Kurve des Tagesganges in CCLM2,8_VEG3D mit dem Maximum in den Abendstunden ähnlich verläuft wie in den Beobachtungen, während ihr Verlauf in CCLM2,8_TERRA stark abweicht.

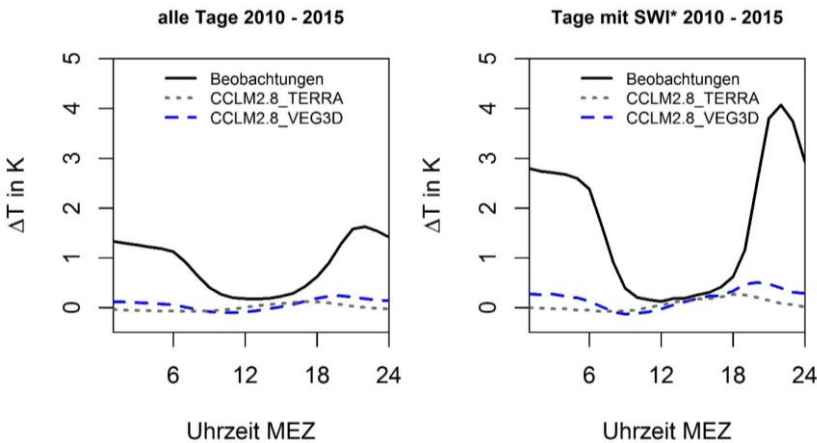


Abbildung 7-7: Mittlerer Tagesgang von ΔT in Beobachtungen, CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D an allen Tagen (links) und an Tagen mit SWI* für die Jahre 2010 – 2015.

Auch bei Betrachtung einer einzelnen Hitzeperiode zeigt sich die unzureichende Wiedergabe der SWI (Abbildung 7-8). Zwischen 03.08. – 08.03.2015 traten fünf heiße Tage und ein Tag mit einer Höchsttemperatur von unter 30°C auf. Die Temperaturdifferenz zwischen den Gitterpunkten für Stadt und Umland ist im Vergleich zu den Beobachtungen deutlich zu gering, auch wenn sie tendenziell von CCLM2,8_VEG3D, auch in Bezug auf den Tagesverlauf, leicht besser wiedergegeben wird.

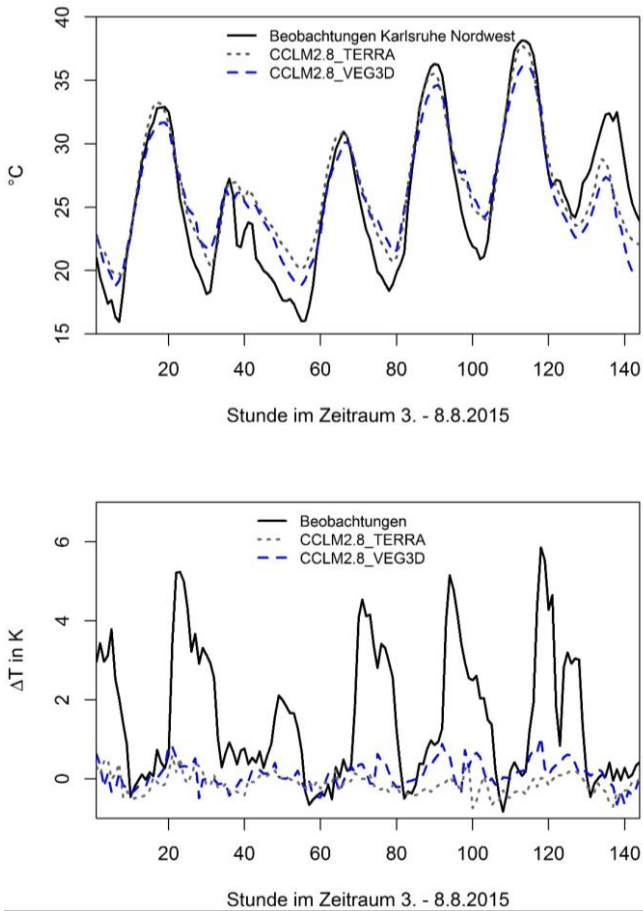


Abbildung 7-8: Lufttemperaturen in 2 m Höhe (oben) und Temperaturdifferenz in Stadt und Umland (unten) in Beobachtungen, CCLM2,8_TERRA und CCLM2,8_VEG3D während einer Hitzeperiode im August 2015.

7.4 Diskussion der Wiedergabe der SWI in Klimamodellen

Für die Variablen Temperatur, Niederschlag, relative Feuchte, Globalstrahlung sowie für regionale Windsysteme zeigt sich ein Mehrwert höherer Modellauflösung. Die Modelldaten in 2,8 km horizontaler Auflösung liegen näher an den Beobachtungen als in 7 km Auflösung. Der Grad der Verbesserung hängt dabei von der betrachteten Variable, Jahreszeit, Region und Höhenlage ab. Insgesamt tritt in CCLM7 ein deutlicher kühler und feuchter Bias auf, der auch in früheren Studien mit COSMO-CLM beschrieben wurde (Jaeger et al. 2008). In CCLM2,8 ist die absolute Temperaturdifferenz gegenüber Beobachtungen im gesamten Simulationsgebiet im Sommerhalbjahr hingegen sehr gering, während in CCLM7 deutlich zu kühle Temperaturen simuliert werden. Da die Temperaturen in CCLM7 zusätzlich zur Interpolation mit einem linearen Gradienten entsprechend der Orographie in CCLM2,8 höhenkorrigiert wurden, können die gezeigten Verbesserungen nicht allein durch die bessere Wiedergabe der Orographie bei höherer Auflösung erklärt werden. Die Verwendung eines mittleren vertikalen Gradienten bewirkt, dass sich Wettersituationen mit tatsächlich höheren oder niedrigeren Gradienten in der höhenkorrigierten Temperatur von CCLM7 nicht niederschlagen können. In den CCLM2,8-Simulationen sind zusätzlich Landnutzung und Bodentypenverteilung deutlich differenzierter als in CLM7. Dies ermöglicht die bessere Berechnung der atmosphärischen Stabilität, was größere horizontale und vertikale Gradienten erlaubt. Daneben werden auch die Globalstrahlungssumme und die relative Feuchte in Sommer- und Winterhalbjahr realistischer wiedergegeben. Auch die Wiedergabe des Niederschlags wird in Lagen unter 400 m über NN, wo in Baden-Württemberg die größten Städte liegen, deutlich verbessert. Ähnliche Verbesserungen durch hohe räumliche Auflösungen sind in der Literatur beschrieben (Ban et al. 2014, Langhans et al. 2013, Prein et al. 2013 und Kendon et al. 2012). Die im klimatologischen Zeitraum von 30 Jahren in CCLM2,8 gefundene Überschätzung des Niederschlags in Gebirgsregionen ist ebenfalls in Übereinstimmung mit anderen Studien für teils kürzere Zeiträume (Fosser et al. 2015, Ban et al. 2014, Langhans et al. 2013). Für Städte relevant ist außerdem die

verbesserte räumliche und zeitliche Variabilität von Windgeschwindigkeit und Windrichtung, die in CCLM2,8 beispielsweise die Wiedergabe von regionalen Windsystemen in Tälern und damit Kaltluftströmen, die städtische Gebiete durchlüften können, erlaubt, sofern diese durch mehrere Gitterpunkte abgedeckt sind.

Die Gründe für die Verbesserungen der meisten Variablen durch höhere räumliche Auflösung der Simulationen sowohl in den 30jährigen Mittelwerten als auch in der täglichen und tageszeitlichen Statistik sind vielfältig. Dazu gehören wie beschrieben die bessere Wiedergabe von Orographie, Landnutzung (Abbildung A 1, Anhang) und Bodentyp, der atmosphärischen Stabilität und der kleinräumigen horizontalen und vertikalen Gradienten. Der häufigere Aufruf der Berechnungsroutine für Strahlung (alle 15 Minuten in CCLM2,8 statt jede Stunde in CCLM7) trägt ebenfalls zur Verbesserung der Felder von Globalstrahlung und folglich auch Temperatur, relativer Feuchte und des Verhältnisses von trockenen und feuchten Tagen bei.

Die Betrachtung des Großraums Karlsruhe in zwei COSMO-CLM-Läufen in 2,8 km Auflösung zeigt jedoch, dass die räumliche Auflösung wie auch die Parametrisierung der Stadt sowohl in CCLM-TERRA als auch in CCLM2,8_VEG3D noch nicht ausreichend sind, um die städtische Wärmeinsel realistisch zu simulieren. Sowohl die maximale tägliche Wärmeinsel als auch die tageszeitliche Variation werden selbst in der Simulation CCLM2,8_VEG3D trotz erweiterter Berücksichtigung mehrerer Klassen städtischer Landnutzung und des zusätzlichen Terms des anthropogenen Wärmeflusses im Energiehaushalt (vgl. Kap. 2.1.1) nicht adäquat wiedergegeben.

Andere Studien mit COSMO-CLM konnten zwar gewisse Verbesserungen der Simulationen von Stadtgebieten durch komplexe Stadt-Parametrisierungen erreichen, die tageszeitliche Variation kann trotzdem nicht exakt wiedergegeben werden (Abbildung 7-9). Beispielsweise haben Schubert und Grossman-Clarke (2014) für einen Sommermonat in Basel Simulationen in 1 km Auflösung mit zwei unterschiedlichen Stadt-Parametrisierungen durchgeführt. Zwar konnten sie durch die Verwendung der Kopplung von COSMO-CLM mit einem komplexen Schema, das Straßenschluchten und

Gebäudehöhen berücksichtigt, gegenüber einer Parametrisierung mit einem Bulk-Schema eine gewisse Temperaturerhöhung der Stadt gegenüber dem Umland wiedergeben. Der Tagesgang der Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland im Vergleich mit Beobachtungen kann im Modell allerdings nicht reproduziert werden, da auch hier die nächtliche SWI deutlich unterschätzt wird. Auch der Vergleich von drei Parametrisierungen in Simulationen mit COSMO-CLM für ein Jahr in 1 km horizontaler Auflösung für Berlin (Trusilova et al. 2016) hat gezeigt, dass zwar alle Modellläufe in gewissem Maße die städtische Wärmeinsel mit höheren Temperaturen in der Stadt als im Umland simulieren, ihren Tagesgang und ihre Stärke aber nicht richtig wiedergeben. Während die SWI am Tag in allen Modellen überschätzt wird, wird die Amplitude im Tagesverlauf meist unterschätzt oder die simulierte Form des Tagesganges widerspricht der beobachteten. Eine Parametrisierung von hoher Komplexität – und damit höherem Rechenaufwand, was besonders für Simulationen über klimatologische Zeiträume relevant ist – erreicht demnach zwar Verbesserungen gegenüber einfacheren Ansätzen (Trusilova et al. 2016, Schubert und Grossman-Clarke 2014), im Vergleich mit Beobachtungsdaten werden trotzdem Unzulänglichkeiten bei der Wiedergabe des Tagesganges sichtbar. Ein vielversprechender Ansatz für die Simulation der SWI mit COSMO-CLM wurde aber für Antwerpen, Belgien, am Beispiel von Simulationen für einen Sommer beschrieben (Wouters et al. 2016). Studien mit anderen Atmosphärenmodellen, beispielsweise dem Wettermodell WRF mit entsprechender Stadtparametrisierung, zeigen ebenfalls eine deutlich bessere Wiedergabe der städtischen Wärmeinsel für einzelne Hitzewellen (z. B. Fallmann et al. 2014). Für Studien dieser Art liegen allerdings noch keine Ensemblesimulationen über klimatologische Zeiträume vor.

Für die Weiterentwicklung der Stadtparametrisierung in VEG3D wäre interessant, Messdaten an einer innerstädtischen Messstation mit den Modellergebnissen zu vergleichen. Die in der Innenstadt für die temporäre Messstation in der Weststadt vorliegenden Beobachtungen haben sich aufgrund der besonderen Temperaturcharakteristika infolge der dortigen Baustruktur (vgl. Kap. 5.6) dazu als nicht geeignet erwiesen. Mithilfe von Beobachtungsdaten der Bodentemperatur könnte zudem die Wiedergabe der Temperaturprofile im Boden durch die unterschiedlichen SVAT-Modelle analysiert und der

Einfluss von SVAT- und Atmosphärenmodell auf die 2 m-Temperaturen in Stadt und Umland noch besser quantifiziert werden. In Bezug auf den anthropogenen Wärmefluss, der in den beschriebenen Simulationen ganzjährig als konstant eingeht, birgt die Berücksichtigung eines Jahresgangs weiteres Verbesserungspotential. Weitere Auswertungen sollten außerdem die horizontale Advektion in die Stadt sowie die Windgeschwindigkeiten in Stadt und Umland einbeziehen.

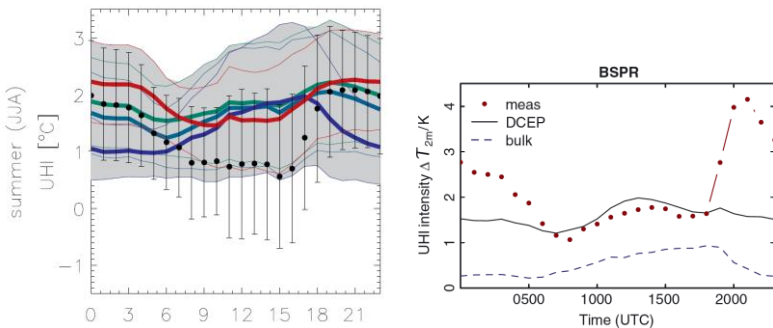


Abbildung 7-9: Fallstudien zur Berechnung der sommerlichen städtischen Wärmeinsel mit COSMO-CLM in Berlin (links, Trusilova et al. 2016, S. 241, © Creative Commons CC-BY-NC Lizenz) und Basel (rechts, Schubert und Grossmann-Clarke 2014, S. 2477, © John Wiley and Sons, genehmigter Nachdruck). Aufgetragen sind die beobachteten Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland (gepunktet) und mit unterschiedlichen Parametrisierungen in COSMO-CLM simulierte Unterschiede zwischen den entsprechenden Modellgitterpunkten (farbige Linien beziehungsweise durchgezogene und gestrichelte Linien).

7.5 Zwischenfazit zur SWI in Klimamodellen

Die Karlsruher SWI kann in der sehr hohen räumlichen Auflösung von 2,8 km in regionalen Klimasimulationen und trotz einer Stadtparametrisierung nicht realistisch wiedergegeben werden. Eine direkte Analyse der zukünftigen Entwicklung der SWI aus Zukunftsprojektionen ist daher nicht möglich. Über die in Kap. 5.6 und Kap. 6 entwickelten Indikatoren *heißer Tag*

(ja/nein), *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten des Geopotentials* ist es aber möglich, die zukünftige SWI abzuschätzen. Für die Wiedergabe der Klimavariablen auf regionaler Ebene bieten Klimasimulationen in dieser räumlichen Auflösung zwar einen Mehrwert, wie für CCLM2,8 gegenüber CCLM7 gezeigt werden konnte. Zur Abschätzung der zukünftigen Klimaentwicklung stehen aber nur einzelne Modellläufe zur Verfügung. Daher ist der Einfluss der jeweiligen Antriebsdaten und zugrundeliegenden Szenarien sehr groß. Größere Ensembles von Klimamodellläufen hingegen erlauben die mögliche Bandbreite zukünftiger Klimaänderungen abzuschätzen und erhöhen die Robustheit der Ergebnisse. Daher wird ein Ensemble von Klimasimulationen in 7 km Auflösung mit biaskorrigierten Temperaturdaten sowie 50 km Auflösung verwendet, um die zukünftige Entwicklung der Indikatoren zu untersuchen (s. Kap. 8).

8 Zukünftige Entwicklung der Indikatoren aus Klimaprojektionen

Um die zukünftige Entwicklung der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe abzuschätzen, werden im Folgenden die drei Indikatoren, die in den Kapiteln 5.6, 6.1 und 6.2 entwickelt wurden, aus Klimaprojektionen eines Modellensembles berechnet und ausgewertet. Allen Auswertungen zu zukünftigen Änderungen liegt dabei die Annahme zugrunde, dass die Zusammenhänge zwischen den Indikatoren und den Kennzahlen der SWI in Vergangenheit (1971 – 2000) und Zukunft (2021 – 2050) dieselben sind wie im Kalibrierungszeitraum Juni 2009 – Mai 2016. So können aus dem Klimaänderungssignal der Indikatoren auch mögliche Änderungen der Häufigkeit von SWI* und der mittleren Werte von ΔT_{Tag} abgeleitet werden. Zur Untersuchung des Klimaänderungssignals in Bezug auf die Indikatoren *heißer Tag (ja/nein)* und *Tages-Temperaturamplitude* wird ein Klimamodellensemble verwendet, das zwölf Modellläufe des regionalen Klimamodells COSMO-CLM in 7 km ($0,0625^\circ$) horizontaler Auflösung mit biaskorrigierten Temperaturen umfasst. Für die Auswertung des Indikators *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* werden die Geopotentialfelder im 500 hPa-Druckniveau der zwölf Mitglieder des COSMO-CLM-Ensembles in 50 km ($0,44^\circ$) horizontaler Auflösung herangezogen (Sedlmeier 2015; vgl. Kap. 7.1.2).

Zunächst werden die Modellergebnisse anhand von Beobachtungsdaten und Reanalysedatensatz für die drei Indikatoren validiert. Die Beobachtungsdaten für heiße Tage sowie alle weiteren Temperaturvariablen stammen aus den Datensätzen HYRAS (Rauthe et al. 2013) und E-Obs (Haylock et al. 2008) und wurden schon für die Temperatur-Bias-Korrektur des 7 km-Ensembles verwendet (vgl. Kap. 7.1.3). Beide Datensätze wurden von ihren ursprünglichen Auflösungen (5 km für die Tagesmitteltemperaturen in HYRAS und 25 km für die Tages-Höchsttemperaturen und -Tiefsttemperaturen in E-Obs) bilinear auf das 7 km-Modellgitter interpoliert und die E-Obs-Daten

zusätzlich höhenkorrigiert (vgl. Kap. 7.1.3). Für die *Tages-Temperatur-amplitude* in Karlsruhe werden Beobachtungsdaten der Station KIT Campus Nord der Jahre 1973 bis 2000 herangezogen. Die großräumigen Strömungsmuster werden mit ERA-Interim-Reanalysedaten, die schon zur Klassifikation der Strömungsmuster der Jahre 2009 – 2016 verwendet wurden, der Jahre 1979 bis 2000 validiert (Dee et al. 2011, vgl. Kap. 6.2.1).

Anschließend werden für den Referenzzeitraum (1971 – 2000) und die nahe Zukunft (2021 – 2050) die Häufigkeit von Hitzeereignissen (Kap. 8.1), die Häufigkeitsverteilung der *Tages-Temperaturamplitude* und der zugehörigen Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperaturen (Kap. 8.2) sowie die Häufigkeitsverteilung der *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* (Kap. 8.3) untersucht. Über die statistischen Zusammenhänge der Indikatoren mit Kennwerten der Karlsruher SWI kann so auch das klimatologische Änderungssignal der SWI untersucht werden.

8.1 Zukünftige Entwicklung des Indikators *heißer Tag (ja/nein)*

Die Klimamodellergebnisse des COSMO-CLM-Ensembles in 0,0625°-Auflösung überschätzen die absolute Anzahl heißer Tage in Baden-Württemberg (Schipper et al. 2016, Sedlmeier 2015) gegenüber Beobachtungen. Daher wird das Klimaänderungssignal des Ensembles und nicht die absolute Anzahl in Referenz- und Zukunftszeitraum für den ersten Indikator der Tage mit SWI* in Karlsruhe, das Auftreten heißer Tage im Umland von Karlsruhe, betrachtet.

Das Ensemble projiziert für den Zukunftszeitraum 2021 – 2050 in Baden-Württemberg gegenüber dem Zeitraum 1971 – 2000 eine mittlere Zunahme der Jahresmitteltemperatur zwischen 1,0 K und 1,2 K, je nach Region. In den Sommermonaten (Juni, Juli, August) ist die erwartete Zunahme der Mitteltemperatur mit 1,2 bis 1,6 K im Ensemblemittel noch höher (Abbildung A 6, Anhang). Alle Modellläufe zeigen ein positives Änderungssignal in allen Regionen Baden-Württembergs. Damit geht auch eine erwartete Erhöhung in

der Zahl der heißen Tage einher (Abbildung 8-1). Sie liegt im Ensemblemittel zwischen +0,1 heißen Tagen in den Höhenlagen des Schwarzwaldes, wo in der Vergangenheit fast nie heiße Tage aufgetreten sind, und +9,1 Tagen im Rheintal, wo in der Vergangenheit bereits durchschnittlich über 10 Tage pro Jahr heiße Tage sind; im Raum Karlsruhe traten in der Vergangenheit durchschnittlich sogar bis zu 13 heiße Tage pro Jahr auf. Die erwarteten Zunahmen sind also dort am stärksten, wo schon heute die höchsten Werte auftreten. Im Umland von Karlsruhe lässt das Klimamodellensemble eine mittlere Zunahme von 8,4 heißen Tagen erwarten (Mittelwert der acht Gitterpunkte rund um den Stadt-Gitterpunkt Karlsruhe, vgl. Kap. 7.1.2). Die Spannbreite der Modellergebnisse liegt dabei zwischen +3,6 und +15,2 Tagen. Ein ähnliches räumliches Muster wie für die heißen Tage zeigt sich auch für die Zahl der Tropennächte, die in Baden-Württemberg sehr gering ist (Abbildung 8-2). In weiten Teilen des Landes wurden in der Vergangenheit keine Tropennächte beobachtet und auch für die Zukunft werden keine erwartet. Im Rheintal hingegen, wo im Referenzzeitraum durchschnittlich an bis zu 1,2 Tagen pro Jahr eine Tropennacht aufgetreten ist, werden Zunahmen um bis zu fünf Tage im Ensemblemittel und damit eine Vervielfachung der Zahl der Tropennächte erwartet. Für das Umland von Karlsruhe wird eine Zunahme der Zahl der Tropennächte um +1,3 bis +6,1 Nächte projiziert, im Ensemblemittel um +3,3 Nächte.

Unter der Annahme, dass – wie im Zeitraum Juni 2009 bis Mai 2016 beobachtet – auch in Zukunft die Hälfte der heißen Tage auch solche mit SWI* sind (vgl. Kap. 5.6), könnte dies eine durchschnittliche jährliche Zunahme um 1,8 bis 7,6 Tage mit SWI* bedeuten (Tabelle 8-1). Dies entspricht einer Zunahme um 5% bis 22% gegenüber den heutigen etwa 35 Tagen pro Jahr (vgl. Kap. 5.5) beziehungsweise um 9% bis 40% gegenüber den heutigen durchschnittlich 19 Tagen in den Sommermonaten, da Tage mit SWI* an heißen Tagen fast ausschließlich in den Sommermonaten auftreten. Gleichzeitig bedeutet die Kombination aus Wärmeinsel und höheren Temperaturen infolge des Klimawandels schon bei niedrigeren Werten der städtischen Wärmeinsel Belastungen für die Bevölkerung.

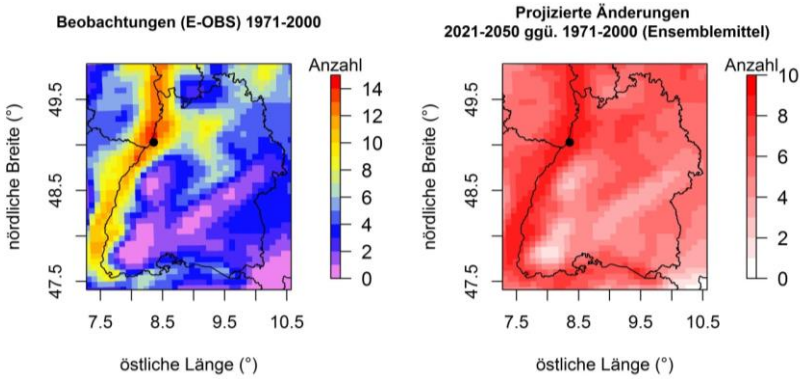


Abbildung 8-1: Beobachtete Anzahl an heißen Tagen in Baden-Württemberg im Zeitraum 1971 – 2000 (E-OBS, links) und vom Klimamodellensemble (COSMO-CLM, 7 km horizontale Auflösung, 12 Ensemblemitglieder) projizierte mittlere Änderung (2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000) (rechts).

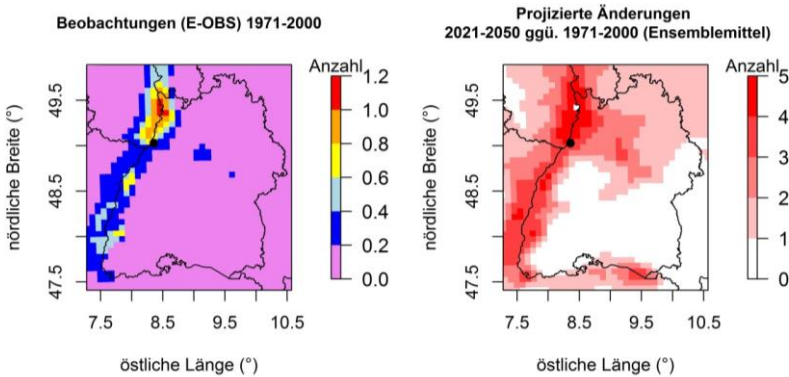


Abbildung 8-2: Wie Abbildung 8-1, aber für die Anzahl an Tropennächten.

Tabelle 8-1: Aus dem Indikator *heißer Tag (ja/nein)* berechnete zukünftige Änderung (2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000) der Anzahl an Tagen mit SWI* und der mittleren ΔT_{tag} für das COSMO-CLM-Modellensemble mit 12 Ensemblemitgliedern in 7 km horizontaler Auflösung.

	kleinste Änderung eines Ensemble-Mitglieds	mittlere Änderung des Ensembles	größte Änderung eines Ensemble-Mitglieds
Änderung in der Anzahl an Tagen mit SWI*	1,8 Tage	4,2 Tage	7,6 Tage

Zusätzlich lassen die Klimamodelle für das Umland von Karlsruhe eine höhere Zahl und Dauer von Hitzeperioden erwarten (Abbildung 8-3). Während die Zahl einzeln auftretender heißer Tage im Ensemblemittel nur leicht steigt, nimmt die Anzahl an Tagen, die in Hitzeperioden von 2 bis 10 Tagen Dauer auftreten, in den 30 Jahren 2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000 im Mittel deutlich, teilweise um über 100%, zu. Allerdings ist bei den Ergebnissen für die Zukunft auch die Spannbreite der zwölf Ensemblemitglieder höher als für den Referenzzeitraum, sodass das Änderungssignal mit einer hohen Unsicherheit behaftet ist. Das gilt besonders für Hitzeperioden mit mehr als 10 Tagen Dauer, deren zukünftige Anzahl in einem einzelnen Modelllauf sehr hoch ist. Außerdem ist auch hier die generelle Überschätzung der Anzahl heißer Tage durch das Modell zu berücksichtigen. Die Ergebnisse für den *Indikator heißer Tag (ja/nein)* lassen also eine höhere Zahl an Tagen mit SWI* erwarten sowie häufigere und längere Belastungen durch Hitze.

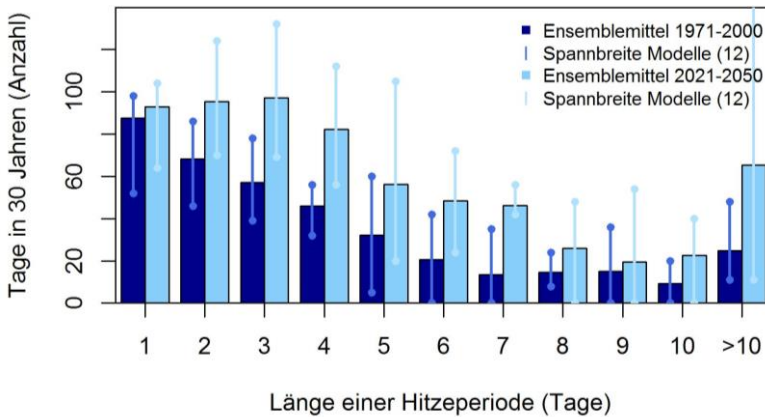


Abbildung 8-3: Ergebnisse der Modellläufe des Klimamodellensembles für Referenzzeitraum (1971 – 2000) und Zukunft (2021 – 2050) für unterschiedliche Andauern von Hitzeperioden.

8.2 Zukünftige Entwicklung des Indikators *Tages-Temperaturamplitude* ($T_{\max\min}$)

Um die zukünftige Entwicklung der *Tages-Temperaturamplitude* ($T_{\max\min}$) als zweiten Indikator für die zukünftige SWI zu verwenden, muss zunächst die Wiedergabe der beobachteten Werte des Indikators durch das 7 km-Klimamodellensemble überprüft werden. Zur Validierung der Modellergebnisse wird daher zunächst $T_{\max\min}$ aus den Messungen an der Station KIT Campus Nord nördlich von Karlsruhe mit den modellierten Werten am dieser Station nächstgelegenen Gitterpunkt der Klimamodelle verglichen (Abbildung 8-4). Es zeigt sich, dass die Verteilung von $T_{\max\min}$ grundsätzlich richtig wiedergegeben wird. Zwischen den meisten Modellläufen bestehen kaum Unterschiede, einzelne Läufe weichen aber in ihrer Form leicht vom restlichen Ensemble ab. Vor allem im Bereich hoher $T_{\max\min}$ treten nur geringe Unterschiede zwischen den beobachteten und modellierten Verteilungen auf, auch wenn die Modellergebnisse hier etwas zu wenige Tage zeigen. Dies ist wichtig, weil die hohen Tages-Temperaturamplituden sehr häufig zeit-

gleich mit SWI* auftreten (vgl. Kap. 6.1). Im Bereich niedriger $T_{\max\min}$ bis 5 K weisen die Modellläufe deutlich zu wenige Tage auf, im mittleren Bereich zwischen 5 und 12 K zu viele Tage. Daher wird auch für diesen Indikator nur das Klimaänderungssignal ausgewertet.

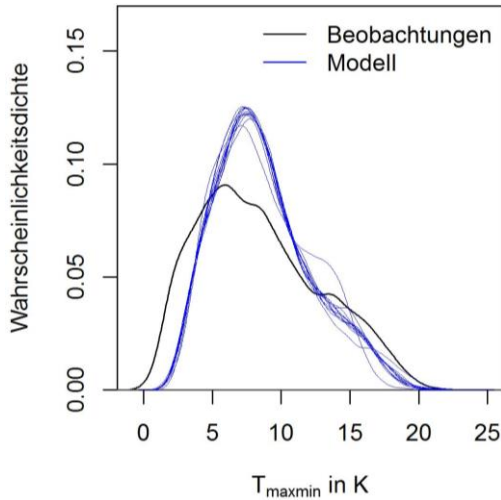


Abbildung 8-4: Wahrscheinlichkeitsdichte der *Tages-Temperaturamplitude* an der Messstation KIT Campus Nord und dem nächstgelegenen Modellgitterpunkt für alle zwölf Mitglieder des Klimamodellensembles in 7 km Auflösung für den Zeitraum 1973 – 2000, für den Beobachtungen zur Verfügung standen.

Werden die modellierten Verteilungen von $T_{\max\min}$ zwischen den beiden Zeiträumen 1971 – 2000 und 2021 – 2050 verglichen, zeigen sich für das räumliche Mittel der acht Gitterpunkte um Karlsruhe nur leichte Änderungen des Ensemblemittels. In den einzelnen 1 K-Intervallen wird eine Zu- oder Abnahme von einem Tag nicht überschritten (Abbildung 8-5). Im Bereich moderater Amplituden (9 – 13 K) werden dabei eher weniger Tage erwartet, für große Amplituden (> 14 K) eher leichte Zunahmen. Aus den Verteilungen von $T_{\max\min}$ in Referenzzeitraum und Zukunft können mithilfe der Regressions-Funktionen aus Kap. 6.1 (Gleichungen 6.1 und 6.2 und Tabelle 6-2)

sowohl die Häufigkeit von Tagen mit SWI* als auch der Mittelwert von ΔT_{Tag} auf jahreszeitlicher Basis für beide Zeiträume berechnet und damit die Änderungen abgeschätzt werden. Hierbei ergibt sich keine eindeutige Zu- oder Abnahme von Tagen mit SWI* (Tabelle 8-2). Das Modell mit der kleinsten Änderung erwartet eine Abnahme um einen Tag, das Modell mit der größten Änderung eine Zunahme um 2,9 Tage mit SWI*. Im Mittel des Ensembles werden 0,6 Tage mehr erwartet. Die Berechnung der zukünftigen Mittelwerte von ΔT_{Tag} lässt nur Änderungen im Hundertstel-Kelvin-Bereich erwarten.

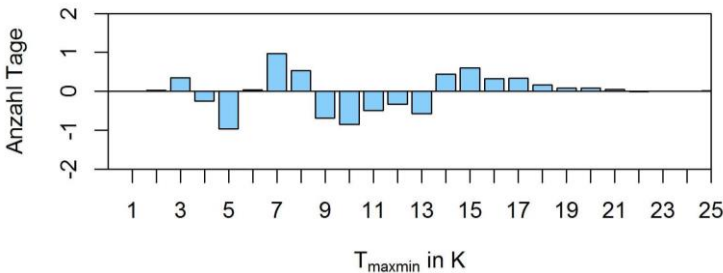


Abbildung 8-5: Mittlere zukünftige Änderung des Modellensembles für die verschiedenen Intervalle der Tages-Temperaturamplitude.

Tabelle 8-2: Mithilfe der Gleichungen 6.1 und 6.2 auf jahreszeitlicher Basis berechnete zukünftige Änderung (2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000) der Anzahl an Tagen mit SWI* und der mittleren ΔT_{Tag} pro Jahr für das COSMO-CLM-Modellensemble mit 12 Ensemblemitgliedern in 7 km horizontaler Auflösung.

Kennwert	kleinste Änderung eines Ensemble-Mitglieds	mittlere Änderung des Ensembles	größte Änderung eines Ensemble-Mitglieds
Änderung in der Anzahl an Tagen mit SWI*	-1,03 Tage	0,62 Tage	2,84 Tage
Änderung des mittleren ΔT_{Tag}	-0,02 K	0,01 K	0,06K

Die erwarteten Änderungen der Karlsruher SWI auf Basis der Änderungen des Indikators *Tages-Temperaturamplitude* sind also gering. Darüber hinaus ist aber relevant, aufgrund welcher Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperaturen solche Tages-Temperaturamplituden auftreten, die besonders häufig mit einer starken SWI in Zusammenhang stehen. Die beobachteten wie auch die anhand der Regressionsfunktion berechneten relativen Häufigkeiten von Tagen mit SWI* in den einzelnen 1 K-Intervallen betragen ab dem Intervall zwischen ≥ 15 und < 16 K mindestens 30% (vgl. Abbildung 6-4). Daher werden für alle Tage mit $T_{\max\min} \geq 15$ K, die in den Modellläufen auftreten, zusätzlich die Tageshöchst- und Tages-Tiefsttemperaturen ausgewertet (Abbildung 8-6). Es zeigt sich, dass besonders hohe Werte für Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperatur in Zukunft deutlich häufiger werden, niedrige Werte deutlich seltener. Dies liegt darin begründet, dass die Verteilungen beider Variablen etwas flacher und gleichzeitig in Richtung höherer Werte verschoben werden. Aufgrund von Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen sind hier ebenfalls die projizierten Änderungen aussagekräftiger als die absoluten Werte. Das Ensemblemittel der Tages-Tiefsttemperatur an den Tagen mit $T_{\max\min} \geq 15$ K erhöht sich 2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000 signifikant um 1,7 K (einseitiger, ungepaarter Wilcoxon-Test, $S_i=0,95$), das 90. Perzentil um 2,0 K. Das Ensemblemittel der Tages-Höchsttemperatur an diesen Tagen erhöht sich ebenfalls signifikant von um 1,8 K das 90. Perzentil der Tages-Höchsttemperatur steigt um 2,1 K.

Zusammengefasst bedeuten die Ergebnisse hinsichtlich des Indikators *Tages-Temperaturamplitude* Folgendes: Infolge der geringen Änderung der Verteilung von $T_{\max\min}$ könnte sich die Zahl der Tage mit SWI* in Zukunft nur geringfügig ändern. Allerdings treten die für SWI* relevanten hohen Tages-Temperaturamplituden zukünftig in Verbindung mit sowohl höheren Tages-Höchst- als auch Tages-Tiefsttemperaturen auf. Bestimmte Temperaturschwellenwerte in der Stadt, beispielsweise für eine Tropennacht, werden folglich an deutlich mehr Tagen überschritten, selbst bei gleichbleibenden oder geringeren Werten von ΔT_{Tag} .

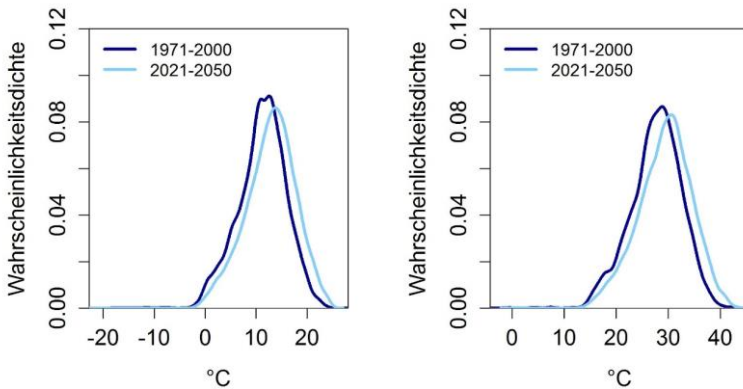


Abbildung 8-6: Wahrscheinlichkeitsdichte der Tages-Tiefsttemperaturen (links) und der Tages-Höchsttemperaturen (rechts) aller Klimamodellläufe für Referenzzeitraum (1971-2000) und Zukunft (2021-2050). Es sind nur Tage berücksichtigt, an denen die *Tages-Temperaturamplitude* mindestens 15 K betrug.

8.3 Zukünftige Entwicklung des Indikators *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*

Um abzuschätzen, ob die wärmeinselrelevanten Strömungsmuster in der Zukunft häufiger oder seltener auftreten werden, ist es notwendig, die täglichen atmosphärischen Strömungsmuster für Referenzzeitraum und Zukunft den *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*, dem dritten Indikator für die Karlsruher SWI zuzuordnen. Dafür werden die täglichen Felder des Geopotentials im 500 hPa-Druckniveau zum Zeitpunkt 12:00 UTC für die Jahre 1971 bis 2000 und 2021 bis 2050, die von den zwölf Modellläufen des COSMO-CLM-Ensembles berechnet wurden, herangezogen. Diese wurden von der horizontalen Auflösung von $0,44^\circ$ bilinear auf das ERA-Interim-Gitter von $0,5^\circ$ interpoliert, um anschließend ihre Projektion auf die anhand des Zeitraums Juni 2009 – Mai 2016 entwickelten Hauptkomponenten zu ermöglichen. Letzteres geschieht, indem für jeden Tag in Referenzzeitraum und Zukunft der Ladungsvektor berechnet wird. Anschließend wird das Geo-

potentialfeld jedes Tages gemäß des höchsten Wertes des Ladungsvektors der ihm ähnlichsten HK zugeordnet. Diese Projektion auf die Hauptkomponenten erfolgt nicht nur für die Klimamodelldaten, sondern auch für die ERA-Interim-Reanalysedaten, die für die Jahre 1979 bis 2000 zur Verfügung stehen. Dies erlaubt im ersten Schritt eine Validierung, wie gut die Klimamodelldaten für diesen Zeitraum die Auftretens-Häufigkeit der einzelnen HK gegenüber den Reanalysen wiedergeben. Im zweiten Schritt wird dann das Änderungssignal zwischen Referenzzeitraum (1971 – 2000) und Zukunft (2021 – 2050) aus den Klimaprojektionen berechnet und ausgewertet.

Insgesamt gibt das Ensemble aus zwölf Klimamodellsimulationen die Auftretens-Häufigkeit der Klassen gegenüber den Reanalyse-Daten gut wieder (Abbildung 8-7). Bei einzelnen Hauptkomponenten und in einzelnen Jahreszeiten lassen sich jedoch Unterschiede erkennen. Beispielsweise tritt HK 1 im Ensembledittel in allen Jahreszeiten seltener auf als in der Reanalyse. Umgekehrt ist HK 7 im Ensembledittel in Frühjahr, Sommer und Herbst und HK 8 im Sommer, Herbst und Winter häufiger als in den Reanalyse-Daten. Zu berücksichtigen bleibt allerdings die Spannweite zwischen den einzelnen Mitgliedern des Ensembles. Außerhalb der Streuung des Ensembles liegen die Reanalyse-Daten für HK 7 im Frühjahr, HK 1 im Sommer, HK 1, 5, 6, und 7 im Herbst, und für HK 3, 8 und 9 im Winter.

Aufgrund der insgesamt guten Wiedergabe der Reanalysen durch das Ensemble, besonders im Sommer, der für die SWI in Karlsruhe relevanten Jahreszeit, wird auch eine plausible Abschätzung zur zukünftigen Verteilung der HK erwartet. Daher können mögliche zukünftige Änderungen der Häufigkeiten einzelner Klassen über den Vergleich der Ensemble-Ergebnisse für die Jahre 2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000 analysiert werden. Das Hauptaugenmerk liegt auf den wärmeinselrelevanten Klassen HK 1, HK 3 und HK 6 (vgl. Kap. 6.2.2).

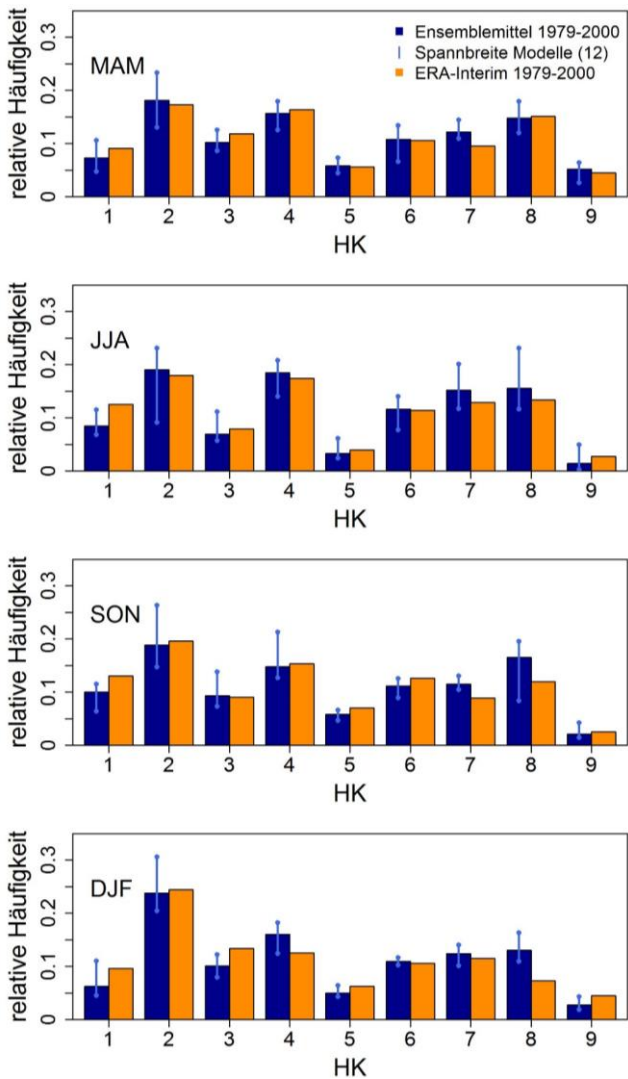


Abbildung 8-7: Validierung des Modellensembles gegenüber Reanalysedaten: Relative Häufigkeit der einzelnen Hauptkomponenten in den einzelnen Jahreszeiten im Zeitraum 1979 - 2000 berechnet sowohl aus dem Klimamodellensemble als auch der ERA-Interim-Reanalyse.

Indem aus Klimaprojektionen die zukünftige Auftretens-Häufigkeit der einzelnen HK bestimmt wird, kann anhand der beobachteten relativen Häufigkeit von Tagen mit SWI* und mittleren ΔT_{Tag} in den einzelnen HK die zukünftige Anzahl der Tage mit SWI* und die zukünftige mittlere ΔT_{Tag} berechnet werden. Dies geschieht aufgrund des ausgeprägten Jahresgangs der SWI (vgl. Kap. 5.2 und 5.5) getrennt nach Jahreszeiten.

Das mittlere ΔT_{Tag} für einen Zeitraum in Referenzzeitraum oder Zukunft (bezeichnet mit dem Index RZ), $\overline{\Delta T_{\text{Tag},RZ}}$, berechnet sich für jeden Modelllauf aus den relativen Häufigkeiten (annähernd Wahrscheinlichkeiten) der einzelnen HK pro Jahreszeit in diesem Zeitraum, W_{RZ} , und den mittleren ΔT_{Tag} pro HK und Jahreszeit, die im Zeitraum Juni 2009 – Mai 2016 beobachtet wurden ($\overline{\Delta T_{\text{Tag},h}}$, vgl. Tabelle 6-3). Der Index h läuft über die Hauptkomponenten; die äußere Mittelung erfolgt über die Jahreszeiten:

$$\overline{\Delta T_{\text{Tag},RZ}} = \sum_{h=1}^9 \overline{\Delta T_{\text{Tag},h}} \cdot W_{RZ,h} \quad (8.1)$$

Entsprechend ergibt sich die Berechnung der Anzahl der Tage mit SWI* für jeden Modelllauf in Referenzzeitraum oder Zukunft, $N_{SWI^*,RZ}$, aus den relativen Häufigkeiten von Tagen mit SWI* in den einzelnen HK und Jahreszeiten (Index j) im Zeitraum Juni 2009 – 2016 ($W_{SWI^*,h,j}$, vgl. Tabelle 6-3), und der Zahl der Tage in den einzelnen HK in Referenzzeitraum und Zukunft, $N_{VZ,h,j}$.

$$N_{SWI^*,RZ} = \sum_{j=1}^4 \sum_{h=1}^9 W_{SWI^*,h,j} \cdot N_{RZ,h,j} \quad (8.2)$$

Die relativen Häufigkeiten der Hauptkomponenten in Referenzzeitraum und naher Zukunft (Abbildung 8-8) unterscheiden sich insgesamt nur wenig. Die Änderungen sind nur für einige Klassen in einzelnen Jahreszeiten statistisch signifikant (gepaarter Wilcoxon-Rangsummentest, $S_i = 0,95$). In Bezug auf die relative Häufigkeit der wärmeinselrelevanten Klassen 1, 3 und 6 wird für HK 1 eine signifikante Erhöhung in Sommer, Herbst und Winter und für HK 3 eine signifikante Abnahme im Sommer erwartet, während sich für HK 6 keine signifikante Änderung ergibt.

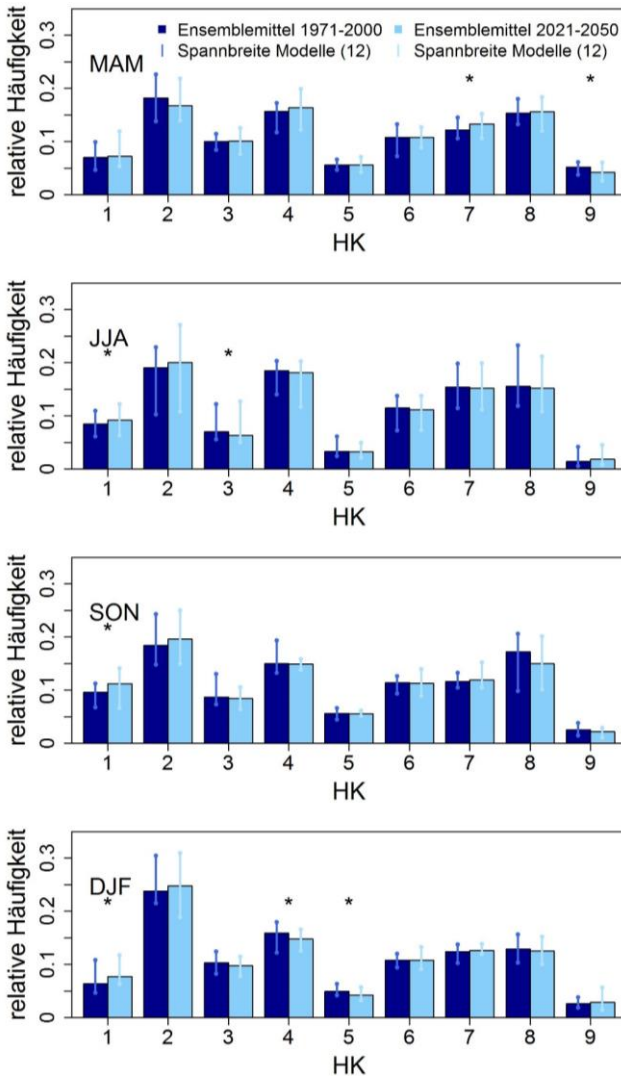


Abbildung 8-8: Relative Häufigkeit der einzelnen Hauptkomponenten in den einzelnen Jahreszeiten, berechnet aus dem Klimamodellensemble für Referenzzeitraum (1971 – 2000) und nahe Zukunft (2021 – 2050). Sterne weisen auf statisch signifikante Änderungen hin (gepaarter Wilcoxon-Rangsummentest, $S_i = 0,95$).

Für die mithilfe von Gl. 8.1 und 8.2 errechneten Kennwerte der SWI in Karlsruhe ergeben sich fast keine Änderungen (Tabelle 8-3). Die Spannweite der erwarteten Änderung in der Zahl an Tagen mit SWI* liegt zwischen -0,9 und + 1,1 Tagen pro Jahr. Für das mittlere ΔT_{Tag} werden im Jahresmittel von den einzelnen Modellen nur Änderungen im Hundertstel-Kelvin-Bereich erwartet, im Ensemblemittel ergibt sich keine Änderung. Die Entwicklung der *Hauptkomponenten des Geopotentials* lässt also keine zukünftige Änderung der SWI erwarten.

Darüber hinaus ist die Frage interessant, ob sich die Dauer der Perioden, in denen eine HK vorherrscht, in Zukunft ändern wird. So könnten bestimmte Strömungsmuster zukünftig in weniger, dafür länger andauernden Perioden oder umgekehrt in mehr Perioden von kürzerer Dauer als bisher auftreten, wodurch sich die Auftretens-Häufigkeit in der Summe nicht oder nur wenig ändert. Zunächst wurden für die beiden Zeiträume 1971 – 2000 und 2021 – 2050 die Länge und Häufigkeit der Perioden mit aufeinanderfolgenden Tagen derselben Klasse bestimmt. Pro Periode war dabei ein Tag aus einer anderen Klasse erlaubt, wobei dieser nicht für die Periodenlänge mitgezählt wurde. Anschließend wurde die Zahl der Tage berechnet, die pro Klasse in eine Periodendauer fallen. Zuletzt wurde deren durchschnittliche Anzahl pro Jahr ermittelt.

Tabelle 8-3: Vom Modellensemble mithilfe der Gleichungen 8.1 und 8.2 projizierte Änderungen in der Anzahl von Tagen mit SWI* und dem mittleren ΔT_{Tag} .

	kleinste Änderung eines Ensemble-Mitglieds	mittlere Änderung des Ensembles	größte Änderung eines Ensemble-Mitglieds
Änderung in der Anzahl an Tagen mit SWI*	-0,9 Tage	0,1 Tage	1,1 Tage
Änderung des mittleren ΔT_{Tag}	-0,02 K	0,00 K	0,02 K

Es treten Perioden mit einer Dauer zwischen einem und 20 Tagen auf. In allen Klassen treten die meisten Tage pro Jahr in Perioden von ein oder zwei Tagen Dauer auf und nur wenige Tage in längeren Perioden. Beim Vergleich zwischen Referenzzeitraum und Zukunft zeigt sich, dass sich für die wärmeinselrelevanten Klassen sowohl die Anzahl der Tage, die in eine Periode bestimmter Länge fallen, als auch die Spannweite der Ergebnisse innerhalb des Modellensembles teilweise unterscheiden (Abbildung 8-9).

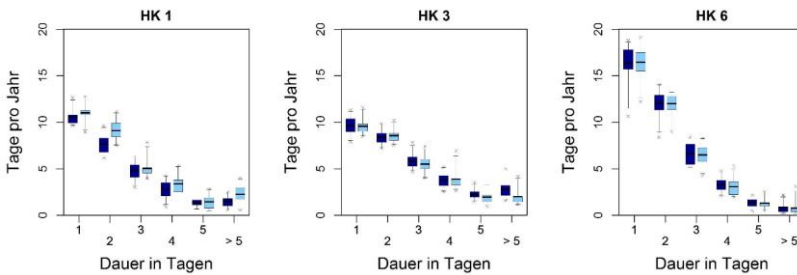


Abbildung 8-9: Persistenz der Hauptkomponenten: Anzahl der Tage in Perioden unterschiedlicher Andauer in Referenzzeitraum (1971 – 2000, dunkelblau) und naher Zukunft (2021 – 2050, hellblau). Zur Darstellung der Boxplots vgl. Abbildung 5-23.

Allerdings ist kein allgemeiner Trend erkennbar. Für HK 1 werden weniger einzelne Tage und mehr Tage in Perioden von zwei und vier Tagen Dauer projiziert. Für HK 3 wird erwartet, dass zukünftig weniger Perioden von fünf oder mehr Tagen Dauer auftreten werden. Für Tage, die HK 6 zugeordnet sind, ergeben sich nur geringfügige Änderungen für alle Andauern. Aufgrund der teilweise geringen Anzahl von Tagen pro Periodendauer wurde kein Signifikanztest durchgeführt.

8.4 Diskussion der zukünftigen Entwicklung der Indikatoren

Grundsätzlich ist es wichtig, die Ergebnisse zur zukünftigen Entwicklung der drei Indikatoren *heißer Tag (ja/nein)*, *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* zusammen zu betrachten, weil es auch zwischen den Indikatoren Zusammenhänge gibt, beispielsweise in Form des häufigen Auftretens heißer Tage bei zwei der drei wärmeinselrelevanten Wetterlagen (vgl. Kap. 6.2.2). Zusätzlich sind die weiteren meteorologischen Bedingungen zu berücksichtigen, um die Auswirkungen der Änderungen und deren Relevanz, beispielsweise für die Wärmebelastung der Stadtbewohner, beurteilen zu können. Die erwarteten zukünftigen Änderungen der SWI unterscheiden sich zwischen den drei Indikatoren deutlich. Während die beiden Indikatoren *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* zukünftig nahezu keine Änderungen zeigen, wird aus den Ergebnissen des Indikators *heißer Tag (ja/nein)* eine deutliche Zunahme in der Anzahl der Tage mit SWI* erwartet, die dann zusammen mit Hitze auftreten. Hinzu kommt, dass eine erhöhte Anzahl von Tropennächten erwartet wird, sodass sich die abendliche und nächtliche SWI auf schon hohe Temperaturen addiert. Darüber hinaus treten an Tagen mit hoher Tages-Temperaturamplitude und damit für eine starke SWI förderlichen Bedingungen signifikant höhere Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperaturen auf. Die Verteilung der Tages-Temperaturamplituden ändert sich aber dabei nicht, da offensichtlich eine ähnliche Verschiebung der Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperaturen hin zu höheren Werten erfolgt. Hohe Temperaturen am Abend und in der Nacht werden folglich in Zukunft häufiger auftreten. Da der Zeitpunkt der stärksten SWI im Tagesverlauf (vgl. Abbildung 5-14, rechts) am späten Abend liegt, können also deutlich häufiger belastende Situationen für die Stadtbewohner auftreten, die die Schlafqualität und die nächtliche Erholung beeinträchtigen können. Eine zusätzlich erhöhte Anzahl und Dauer von Hitzeperioden kann außerdem eine sowohl häufigere als auch längere Wärmebelastung hervorrufen, besonders wenn sich gleichzeitig über mehrere Tage starke städtische Wärmeinseln ausprägen, eventuell sogar mit steigenden Werten von Tag zu Tag (vgl. Kap. 5.6). Für eine solche Situation

ist die hohe Persistenz der SWI in Karlsruhe förderlich (vgl. Kap. 6.1), welche auch in Studien in anderen Städten nachgewiesen wurde (Hoffmann et al. 2012, Kim und Baik 2004, Yagüe et al. 1991).

Die Verteilung der atmosphärischen Strömungsmuster ändert sich kaum, sodass sich häufigere Hitzeereignisse nicht durch ein häufigeres Auftreten relevanter Wetterlagen erklären lassen. Dies bestätigt auch die Untersuchung von Sedlmeier (2015), die mögliche zukünftige Änderungen in den Häufigkeiten der Objektiven Wetterlagen (Bissolli und Dittmann, 2001) untersucht hat, wobei die Auswertung in der vorliegenden Arbeit auf demselben Ensemble basiert. Die Häufigkeit der Wetterlagen, die kombinierte, heiße und trockene Tage verursachen, ändert sich demnach nicht signifikant, trotzdem werden zukünftig mehr heiße und trockene Tage erwartet (Sedlmeier et al. 2017, Sedlmeier 2015). Dies ist mutmaßlich auf zukünftig veränderte Eigenschaften der durch Advektion herantransportierten Luftmassen zurückzuführen (Sedlmeier 2015). Eine solche Entwicklung könnte dann ebenfalls Einfluss auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe haben, indem wärmere Luftmassen lokal höhere Temperaturen hervorrufen, die ihrerseits auf die SWI wirken. Denn von den fünf Wetterlagen, in denen nach Sedlmeier sowohl die meisten heißen Tage als auch die meisten zugleich heißen und trockenen Tage auftreten, gehören drei (SWZAF, SWAAF und XXAAT) ebenso zu den fünf Wetterlagen, in denen die meisten Tage mit SWI* aufgetreten sind (vgl. 6.2.2). Die infolge des Klimawandels erwartete Temperaturerhöhung wirkt sich also direkt auf die Ergebnisse des Indikators *heißer Tag (ja/nein)* aus. Indirekte Folgen für die SWI ergeben sich zusätzlich über die geänderten meteorologischen Bedingungen bei SWI-förderlicher Ausprägung der beiden anderen Indikatoren.

Die Ergebnisse zu den wärmeinselrelevanten Hauptkomponenten in Karlsruhe lassen sich gut mit den Ergebnissen einer Clusteranalyse von Hoffmann und Schlünzen (2013) für Hamburger Wetterlagen vergleichen. Beide Klassifikationen beruhen auf objektiven Kriterien, wobei die Abgrenzung der Klassen allein anhand der Eingangsdaten in einem multivariaten statistischen Verfahren erfolgt. Trotz Unterschieden in den Eingangsdaten in Bezug auf die berücksichtigten Variablen, den betrachteten Zeitraum, das für die Klassifika-

tion ausgewählte Gebiet, die räumliche Auflösung und einer unterschiedlichen Zahl der betrachteten Modellläufe und gewählten Klassen sowie unterschiedlichen statistischen Verfahren sind die Kernaussagen sehr ähnlich. Hoffmann und Schlünzen (2013) finden für die mit hohen Werten der SWI verbundenen Klassen keine signifikanten Änderungen in der zukünftigen Auftretens-Häufigkeit im Sommer. Für die Untersuchung in Karlsruhe ergeben sich signifikante Änderungen in der Häufigkeit des Auftretens wärmeinselrelevanter Klassen zwar im Sommer für zwei der drei wärmeinselrelevanten Klassen. Diese wirken sich aber nicht auf die Kennzahlen der SWI aus. So wird für die mittlere SWI in beiden Städten kaum eine Änderung erwartet, auch wenn sich die Häufigkeiten einzelner Wettermuster jeweils leicht ändern. Die Ergebnisse zu den wärmeinselrelevanten Wetterlagen sind also in Einklang mit anderen Studien.

8.5 Zwischenfazit zur zukünftigen Entwicklung

Der projizierte Anstieg der Tages- und Nachttemperaturen im Umland von Karlsruhe und die dadurch höhere *Anzahl heißer Tage* wird Auswirkungen auf die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe haben. Die zukünftige Entwicklung der *Hauptkomponenten des Geopotentials* und der *Tages-Temperaturamplitude* lässt hingegen keine direkten Auswirkungen auf die SWI erwarten. Allerdings ist eine gleich ausgeprägte SWI bei einem höheren Temperaturniveau von höherer Relevanz, beziehungsweise sogar geringere Stand-Umland-Temperaturunterschiede als heute werden zukünftig an bestimmten Tagen ausreichend sein, um in der Stadt eine Wärmebelastung der Bevölkerung hervorzurufen. Letzteres gilt dabei für alle Städte, die zukünftig von höheren Temperaturen infolge des Klimawandels betroffen sind.

9 **Übergreifende Diskussion und Zusammenfassung**

Die zeitliche Variabilität der städtischen Wärmeinsel (SWI) in Karlsruhe, die meteorologischen Einflüsse auf ihre Ausprägung und ihre projizierte zukünftige Entwicklung wurden umfassend untersucht. Die Wetter- und Klimaeinflüsse auf die lokale städtische Wärmeinsel konnten quantifiziert und anhand von geeigneten Indikatoren beschrieben werden. In Hinblick auf die planungsrelevante Betrachtung von kleineren städtischen Einheiten wie Stadtquartieren erlaubte die Untersuchung des Zusammenhangs von Bebauungsstruktur und räumlichen Temperaturunterschieden tiefere Einblicke in die kleinräumigen Charakteristika. Die gezeigten Ergebnisse erweitern das bisherige Verständnis der Karlsruher SWI beträchtlich, indem die Statistik zu heutigen sowohl innerstädtischen als auch Stadt-Umland-Temperaturunterschieden mit Klimamodellprojektionen zusammengeführt wurde. Zusätzlich wurden die Größen erhoben, die von Städten für die Anpassung an den Klimawandel als wichtig erachtet werden. So wurden die anpassungsrelevanten Klimaänderungen für städtische Baustrukturen und Wohnquartiere ermittelt.

Die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe, definiert als Temperaturunterschied zwischen Stadt und Umland, weist eine hohe tages- und jahreszeitliche Variabilität auf, die anhand der langjährigen Messreihen an Referenzstationen quantifiziert werden konnte. Eine detaillierte Betrachtung räumlicher Temperaturunterschiede erlaubten die räumlich sehr hoch aufgelösten, mehrjährigen mobilen Messungen der Stadtbahn AERO-TRAM (Hagemann 2017, Hagemann et al. 2014). Dieser neuartige Datensatz zur klimatologischen Abschätzung der raumzeitlichen Struktur der städtischen Wärmeinsel wurde in dieser Arbeit ausgewertet. Um die heutigen räumlichen Charakteristika der SWI besonders bei Hitze umfassend untersuchen zu können, wurden eigens temporäre Messkampagnen in zwei Sommern durchgeführt, bei denen die Temperaturen an einzelnen ausgewählten Orten in verschiedenen Stadtstrukturen gemessen wurden.

Im Tagesgang ist die SWI in Karlsruhe – mit Temperaturunterschieden von bis zu knapp 7 K – am Abend nach Sonnenuntergang am stärksten ausgeprägt, bleibt dann bis zum Sonnenaufgang erhalten, und verschwindet nach Sonnenaufgang infolge der konvektiven Durchmischung der bodennahen Luftschichten, sodass die Unterschiede zwischen Stadt und Umland tagsüber gering sind. Die Kennwerte der maximalen täglichen SWI (ΔT_{Tag}) und die Definition einer starken städtischen Wärmeinsel über SWI* (Überschreitung des 90. Perzentils von ΔT_{Tag} und des Medians der mittleren täglichen SWI) sind geeignete Maße, um die städtische Wärmeinsel im Jahresverlauf zu untersuchen. Durchschnittlich ist die städtische Wärmeinsel in Karlsruhe umso stärker, je wärmer die Jahreszeit ist, sodass die höchsten Werte der SWI im Sommer und die niedrigsten im Winter auftreten. Bei Hitze ist die SWI am stärksten ausgeprägt.

Einfluss der meteorologischen Bedingungen

Hinsichtlich der meteorologischen Bedingungen, die eine starke Ausprägung der SWI erlauben, haben die Auswertungen ergeben, dass sich die Karlsruher SWI mithilfe von drei Indikatoren beschreiben lässt. Diese sind *heißer Tag (ja/nein)*, die *Tages-Temperaturamplitude* und die charakteristischen Strömungsmuster, die über eine Hauptkomponentenanalyse täglicher Geopotentialfelder (*Hauptkomponenten der Geopotentialfelder*) ermittelt wurden. Sie sollten dabei immer zusammen betrachtet werden, um auch Zusammenhänge und eventuelle Wechselwirkungen zwischen den Indikatoren zu berücksichtigen.

Nachdem austauscharme, antizyklonale Wetterlagen schon in früheren Studien in verschiedenen Städten als förderlich für eine starke Ausprägung der SWI identifiziert worden sind (Targino et al. 2014, Kassemenos und Katsoulis 2006, Bejarán und Camilloni 2003, Unger, 1996, Yagüe et al. 1991, Unwin 1980), erlaubt die in dieser Arbeit entwickelte objektive Klassifikation der Geopotentialfelder eine spezifische Differenzierung der Strömungsmuster auf mehrjähriger Basis über eine Hauptkomponentenanalyse. Die Klassen lassen untereinander deutliche Unterschiede in Bezug auf die Ausprägung der SWI in Karlsruhe erkennen, was die Identifikation wärmeinselrelevanter Strömungsmuster auf einer größeren räumlichen Skala erlaubt.

Für detaillierte lokale Untersuchungen sind hingegen räumlich hoch aufgelöste Beobachtungsdaten erforderlich. Die *Tages-Temperaturamplitude* ist ein grundlegend neuer Indikator, um den Zusammenhang zwischen den lokalen meteorologischen Bedingungen und der SWI quantitativ zu beschreiben. So steigt die maximale tägliche Temperaturdifferenz ΔT_{Tag} linear mit der Höhe der Tages-Temperaturamplitude, die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer starken SWI (SWI*) nimmt proportional zur dritten Potenz der Tages-Temperaturamplitude zu. Wechselwirkungen zwischen Hitze und SWI sind bereits in der Literatur beschrieben worden (Schatz und Kucharik 2015, Li und Bou-Zeid 2013), jedoch hat sich in den Messungen in Karlsruhe gezeigt, dass ein konkreter Zusammenhang zwischen heißen Tagen und den Kennwerten der SWI besteht: Die maximale tägliche SWI ist an heißen Tagen im Mittel signifikant höher als im Sommermittel und durchschnittlich an jedem zweiten heißen Tag tritt SWI* auf, sodass das Auftreten heißer Tage ebenfalls einen Indikator für die Karlsruher SWI darstellt.

Der methodische Ansatz, über die meteorologischen Bedingungen die lokale SWI abzuschätzen, ist auf andere Städte übertragbar. In gewissem Ausmaß sind die Karlsruher Indikatoren auch für andere Städte in Baden-Württemberg gültig. Für Städte mit anderen geographischen, orographischen und regionalklimatischen Gegebenheiten ist eine stadtspezifische Anpassung der Indikatoren notwendig.

Einfluss der Bebauungsstruktur

Innerhalb der Stadt ist die SWI lokal hoch variabel. Es hat sich gezeigt, dass sich der Großraum Karlsruhe mithilfe einer Hauptkomponentenanalyse in mehrere größere, zusammenhängende Abschnitte mit eigenen Temperaturcharakteristika aufteilen lässt, die den Bereich der Kernstadt, randstädtische und Umland-Gebiete voneinander abgrenzen. Besondere Temperatureigenschaften weist die große Freifläche des alten Flugplatzes in der Nordweststadt auf, deren Umgebung sich in den Messungen der AERO-TRAM als besonders kalter Ort zeigte. Demgegenüber traten die höchsten Temperaturen innerhalb der Stadt fast immer in der Innenstadt entlang der Kaiserstraße auf. Die Temperaturverteilung im Stadtgebiet steht in engem Zusammenhang mit dem Bodenversiegelungsgrad und dem Stadtstrukturtyp, wobei hohe Versiege-

lungsgrade und eng bebaute Stadtstrukturen, besonders solche mit Blockrandbebauung, insbesondere nachts die höchsten Temperaturunterschiede zum Umland ausprägen. Darüber hinaus bilden sich ebenfalls in eng bebauten Stadtteilen sowie in Orten im Umland eigene, wenn auch schwächere Wärmeinseln aus, sodass sich eine Art „Wärmearchipel“ (Reuter und Kapp 2012, S. 29) im Großraum Karlsruhe zeigt.

Die Abschätzung der Temperaturcharakteristika für einzelne Stadtbereiche über den identifizierten Zusammenhang mit Versiegelungsgrad und Stadtstrukturtyp ist auf andere Städte übertragbar. Ebenso erlaubt das Verfahren der Hauptkomponentenanalyse auch in anderen Städten die Abgrenzung größerer Gebiete über die unterschiedlichen Temperaturcharakteristika, sofern räumlich hoch aufgelöste Beobachtungsdaten über einen längeren Zeitraum vorliegen. Gerade in Hinblick auf die Auswirkungen von Klimaänderungen auf das kleinräumige Klima in Städten ist eine solche detaillierte Datengrundlage auf Basis von Beobachtungen zur heutigen städtischen Wärmeinsel in vielen Städten wünschenswert. Die umfassende Betrachtung der detaillierten Temperaturunterschiede zum Umland und innerhalb des bebauten Gebietes für den Raum Karlsruhe wurde durch die große Zahl an Messfahrten der Stadtbahn AERO-TRAM auf breiter statistischer Basis ermöglicht. Dies erweitert den Kenntnisstand zur Ausprägung der SWI zu unterschiedlichen Tages- und Jahreszeiten und unter unterschiedlichen synoptischen Bedingungen erheblich, da zahlreiche frühere Studien zu räumlichen Charakteristika des Stadtklimas, besonders mobile Messungen, häufig unter atmosphärischen Bedingungen durchgeführt wurden, die eine idealtypische Ausprägung der städtischen Wärmeinsel erlauben (Hochdruckwetterlagen, wenig Wind, keine Wolkenbedeckung, z. B. Kuttler et al. 2015, Hart und Sailor 2009, Pepler 1930). Daher gab es bisher zur Klimatologie der städtischen Wärmeinsel in hoher räumlicher Auflösung nur wenige Untersuchungen.

Zusammenwirken von Hitze und städtischer Wärmeinsel

Hitzeereignisse haben sich in der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Befragung unter baden-württembergischen Städten als die am wichtigsten eingeschätzte Größe für Überlegungen zur Anpassung an den Klimawandel

erwiesen. Außerdem wurden Hitzewellen, heiße Tage und Tropennächte am häufigsten als Größen genannt, die in der Vergangenheit Probleme in einer Stadt verursacht haben, beispielsweise durch Auswirkungen auf Wohlbefinden und Gesundheit der Bevölkerung, die Luftbelastung durch Ozon, das Stadtgrün und die Landwirtschaft. Eine Zunahme von Hitzeereignissen ist damit die wichtigste anpassungsrelevante Klimaänderung in Städten in Baden-Württemberg.

Das Klima der Stadt Karlsruhe ist aufgrund ihrer Lage im Südwesten Deutschlands im Oberrheingraben schon heute durch hohe Temperaturen gekennzeichnet. Im Sommer treten regelmäßig Temperaturen bis über 35°C auf, was mit einer insgesamt hohen gefühlten Hitzebelastung verbunden ist (Kunz-Plapp et al. 2016) und Auswirkungen auf Morbidität und Mortalität haben kann. Gleichzeitig zeigte sich in den Beobachtungsdaten, dass die Karlsruher SWI bei Hitze am stärksten ausgeprägt ist, wodurch sich in der Stadt vor allem abends ein bedeutender Temperaturbetrag auf die Umlandtemperaturen addiert. Da die Temperaturen aber auch innerhalb des bebauten Gebietes einer Stadt stark variieren, ist für Klimaanpassungsfragen die Kenntnis dieser kleinräumigen Temperaturunterschiede von besonderer Bedeutung. So zeigte sich in den Beobachtungen, dass Beschattung, Begrünung und unterschiedliche Bodenversiegelungsgrade ganz kleinräumig, beispielsweise in Innenhöfen, Einfluss auf die Temperaturen nehmen, was sich beispielsweise in einer unterschiedlichen Anzahl an Tropennächten äußert.

Zukünftige Entwicklung im Klimawandel

Die Indikatoren der Karlsruher SWI, *heißer Tag (ja/nein)*, die *Tages-Temperaturamplitude* und die *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* wurden verwendet, um die zukünftige Entwicklung der SWI und mögliche Änderungen abzuschätzen. Erst durch die Indikatoren ist die Untersuchung des Einflusses von Klimaänderungen möglich, weil die SWI von regionalen Klimamodellsimulationen entweder nicht ausreichend wiedergegeben wird oder in einer zur Differenzierung auf der Ebene von Stadtquartieren notwendigen räumlichen Auflösung noch keine Ensemble-Simulationen über klimatologische Zeiträume zur Verfügung stehen. Letzteres gilt auch für Stadtklimasimulationen, die zwar eine räumlich detaillierte Wiedergabe der SWI

erlauben; Klimaaussagen sind aber nur über statistisches oder statistisch-dynamisches Downscaling möglich. Für Fragestellungen, die auf eine größere Region bezogen sind, können jedoch sehr hoch aufgelöste regionale Klimamodellsimulationen wie solche in 2,8 km Auflösung aufgrund des gezeigten Mehrwertes in der Wiedergabe des regionalen Klimas, insbesondere der räumlichen und zeitlichen Variabilität, Anwendung finden (Hackenbruch et al. 2016).

Für die Auswertung der Indikatoren zur Abschätzung der zukünftigen lokalen SWI, die unter insgesamt geänderten Klimabedingungen in der Region auftreten wird, stand auf Seiten der regionalen Klimamodellierung ein Ensemble aus zwölf Klimamodellläufen in 7 km Auflösung zur Verfügung (Sedlmeier 2015). Die Ergebnisse dieses Klimamodellensembles haben gezeigt, dass für Baden-Württemberg zukünftig eine mittlere Erhöhung der Jahresmitteltemperaturen um 1,0 bis 1,2 K erwartet wird. Aufgrund der Verschiebung der Temperatur-Verteilung hin zu höheren Werten werden auch mehr heiße Tage und Tropennächte erwartet, besonders im Oberrheingraben. Für die Umgebung von Karlsruhe wird im Ensemblemittel eine Zunahme um etwa acht heiße Tage in der nahen Zukunft (2021 – 2050) gegenüber den in der Vergangenheit (1971 – 2000) beobachteten 13 Tagen projiziert. Aufgrund des engen Zusammenhangs mit Tagen mit starker SWI (SWI*) lässt dies erwarten, dass sich die Zahl der Tage mit SWI*, die auf heiße Tage fallen, um etwas mehr als vier Tage pro Jahr erhöht, was in den Sommermonaten einer mittleren Zunahme um 22% entspricht. Zusammen mit einer längeren Andauer von Hitzeperioden können sich aufgrund der in dieser Arbeit belegten Persistenz der SWI sowie der Neigung zu höheren Werten von Tag zu Tag während einer Hitzeperiode also deutlich längere und stärkere Belastungssituationen in der Stadt einstellen.

Eine Zunahme von Hitzeereignissen hat dabei Auswirkungen auf ganz unterschiedliche städtische Handlungsfelder. Hohe Temperaturen können nicht nur Gesundheitsgefährdungen für die Bevölkerung, besonders für ältere, kranke und pflegebedürftige Personen, Kleinkinder und im Freien Arbeitende, verursachen und die körperliche und mentale Leistungsfähigkeit herabsetzen (Umweltbundesamt und DWD 2008). Gerade in Verbindung mit gleich-

zeitigen Trockenperioden – wobei für die Zukunft eine Zunahme von kombiniert heißen und trocken Tagen erwartet wird (Sedlmeier et al. 2017) – können Hitzeereignisse beispielsweise auch die Vermehrung von neuartigen Schädlingen für Stadtbäume begünstigen. Die genannten Klimaänderungen können daher eine Anpassung der Baumarten notwendig machen, weil zusätzlich die Gefahr von Trockenschäden für die aktuellen Stadtbäume erhöht ist, die aufgrund des begrenzten Wurzelraumes schneller unter Trockenstress geraten als Waldbäume.

Anders als für den Indikator *Anzahl heißer Tage* lässt die projizierte Entwicklung der beiden Indikatoren *Tages-Temperaturamplitude* und *Hauptkomponenten der Geopotentialfelder* kaum Änderungen der Kennwerte der Karlsruher SWI erwarten. Denn weder wird eine höhere Häufigkeit wärmeinselrelevanter atmosphärischer Strömungsmuster noch eine höhere Häufigkeit hoher Tages-Temperaturamplituden projiziert. Aber auch wenn weder die Stärke der SWI noch die Häufigkeit einer starken SWI zunehmen, entstehen die hohen und damit wärmeinselrelevanten Temperaturamplituden zukünftig aufgrund von in gleichem Maße höheren Tages-Höchst- und Tages-Tiefsttemperaturen. Folglich addiert sich die SWI zukünftig auf ein höheres Temperaturniveau als in der Vergangenheit, sodass die gleichen Werte der SWI ausreichen, um früher und häufiger kritische Werte für thermische Belastungen der Stadtbevölkerung zu überschreiten. Das Gleiche gilt, wenn die Temperatur der Luftmasse bei einer wärmeinselrelevanten Wetterlage zukünftig höher ist, sich also zwar nicht ihre Häufigkeit, aber ihre Eigenschaften ändern.

Darüber hinaus könnten zukünftige Änderungen der Bebauung, beispielsweise Nachverdichtungen, auch Änderungen der räumlichen Temperaturverteilung innerhalb der Stadt verursachen. Denn die Temperaturunterschiede, die innerhalb von Karlsruhe beobachtet wurden, sind von der aktuellen Bebauung verursacht. Zukünftige Änderungen der Baustrukturen, beispielsweise durch Neubaugebiete am Stadtrand, Erweiterung bestehender Wohngebiete oder durch Innenverdichtung, können sich sowohl auf die räumliche Variation der SWI als auch auf ihre Stärke auswirken. Wenn nämlich innerstädtische Gebiete beispielsweise durch neue Bebauung von aus dem Umland

einströmender Kaltluft abgeschnitten werden, kann dies die dortige nächtliche Abkühlung verringern. Das generelle Wachstum des bebauten Gebietes kann ebenfalls die Temperaturdifferenz zum Umland erhöhen, da ein Zusammenhang zwischen Stadtgröße und SWI besteht (Oke 1973). Lokal können sogar Effekte wie die Versiegelung oder Begrünung von Innenhöfen Temperaturänderungen bewirken.

Anpassungsmaßnahmen und erhöhte Resilienz gegenüber Klimaänderungen

Die genaue Kenntnis der Ausprägung und der Gründe für die räumliche und zeitliche Variabilität der SWI sowie des Einflusses von Klimaänderungen auf die SWI kann die Entscheidungsfindung für stadtplanerische Maßnahmen unterstützen. So erweitern die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zum lokalen Klima und zur städtischen Wärmeinsel besonders in Karlsruhe die Datengrundlage für Klimaanpassung und Klimaschutz beträchtlich. Denn Städte benötigen für die Planung und Implementierung geeigneter Maßnahmen, beispielsweise im Rahmen der Bauleitplanung, detaillierte Daten zu den aktuellen klimatischen Eigenschaften innerhalb der Stadt und den kleinräumigen Unterschieden, beispielsweise auf Quartiersebene. Aus deren Kenntnis können die Baustrukturen und Wohnquartiere mit besonders hohem Anpassungsbedarf und die lokal am besten geeigneten Maßnahmen identifiziert werden. Im Folgenden wird auf der Basis der vorgestellten Ergebnisse die Verbindung zu konkreten Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel hergestellt.

Insbesondere, weil das Thema Anpassung an den Klimawandel aktuell in Städten als relativ neu betrachtet wird, sollten die Anpassungsüberlegungen in Städten von Beginn an mit nutzerorientierten, auf den Informationsbedarf von Städten zugeschnittenen Daten unterstützt werden. Der inhaltliche Austausch zwischen Wissenschaftlern und Entscheidungsträgern und die gemeinsame Erarbeitung von in der Praxis nutzbarem Klimawissen sollte dabei ein zentrales Element darstellen, um auch die praktischen Erfahrungen in Städten im Bereich der Anpassung der Klimawissenschaft zugänglich zu machen. Außerdem können hierdurch die Potenziale bestehender Daten, was die zielgerichtete und bedarfsorientierte Auswertung angeht, bekannter gemacht

werden (Hackenbruch et al. 2017). Nicht nur aus lokalen Messdaten, sondern auch aus den Ergebnissen hoch aufgelöster regionaler Klimamodellsimulationen können dabei geeignete Informationen abgeleitet werden (Schipper et al. in Begutachtung).

Denn wichtig bei der Bereitstellung von Klimainformationen durch die Klimawissenschaft ist ihre Überführbarkeit in Planungsprozesse. Zudem kann durch die Interaktion zwischen Klimawissenschaftlern und Anwendern die „Nutzbarkeitslücke“ zwischen aus Sicht der Klimawissenschaft nutzbarem Wissen und den von Anwendern als nützlich erachteten Informationen (Lemos et al. 2012) verkleinert werden. Bei der Entwicklung geeigneter Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel in Städten stehen bereits mehrere Handbücher und Webseiten auf europäischer und nationaler Ebene zur Verfügung. Die Europäische Kommission hat die Plattform Climate ADPAPT mit Daten und Informationen zum Klimawandel geschaffen, während die Webseite „*On Urban Resilience*“ speziell die Anpassung in Städten adressiert (European Commission o. J., RAMSES o. J.). In Deutschland stellt das Umweltbundesamt die Werkzeuge „Klimalotse“, „Klimascout“, „Stadt-klimalotse“, „Tatenbank“ und weitere zur Verfügung (Umweltbundesamt 2017). Zusammen mit der expliziten Berücksichtigung des Themas Klimaanpassung in verschiedenen Gesetzen (Bubeck et al. 2016) kann all dies dazu beitragen, die bisher teilweise noch wenig verbreitete Umsetzung von Maßnahmen bei Bauvorhaben häufiger durchzusetzen.

In Hinblick auf die Ableitung von Planungsempfehlungen für die Stadt Karlsruhe konnte anhand der Beobachtungen in Karlsruhe gezeigt (und damit bestehende Studien aus anderen Städten bestätigt) werden, dass sich Grünflächen positiv auf die Temperaturen in der Stadt auswirken. Sie bilden kleine kühlere Bereiche innerhalb stark erwärmter eng bebauter Gebiete. Grünflächen sind bei hohen Temperaturen und geringer relativer Feuchte besonders wirksam für die Verringerung der Wärmebelastung (Perini und Magliocco 2014). Daher ist gerade in Hinblick auf Hitzeperioden, deren Auftreten in Zukunft häufiger und mit höherer Intensität erwartet wird, eine starke Durchgrünung der Stadt zu befürworten, um kühlere Flächen zu erhalten oder im Idealfall neu zu schaffen. Da sich bei negativer Strahlungsbilanz über große-

ren Grünflächen die bodennahe Luft stärker abkühlt als über kleineren, hat eine große Freifläche wie das Naturschutzgebiet Alter Flugplatz eine starke Wirkung auf die Temperatur in seiner direkten Umgebung. Aber auch für kleine Grünflächen, beispielsweise begrünte und entsiegelte Innenhöfe, lässt sich lokal eine kühlende Eigenschaft nachweisen. Ebenso ist das Freihalten von Frischluftschneisen von neuer Bebauung zu empfehlen, weil die Durchlüftung eine sehr wichtige Rolle für die nächtliche Abkühlung spielt und damit das Wohlbefinden beziehungsweise die Hitzebelastung der Bevölkerung direkt beeinflusst. „Das Einfließen der Kaltluft unter die warme Stadtluft erfolgt dabei langsam längs der Straßen, die an der Peripherie der Stadt ins Freiland münden, was durch einen schwachen gegen das Stadttinnere gerichteten Luftzug in windstillen Nächten deutlich festgestellt werden kann“ (Peppler 1930, S. 60). In Karlsruhe dringt so beispielweise Kaltluft aus dem Schlosspark und dem daran angrenzenden Hardtwald über das vom Schloss ausgehenden strahlenförmige Straßennetz in die Bebauung der Innenstadt ein.

Bezüglich der schon heute bestehenden und projizierten erhöhten Exposition gegenüber Hitze, die nicht zu vermeiden ist, sind bauliche Anpassungsmaßnahmen an einzelnen Gebäuden oder städtebauliche Maßnahmen in Quartieren notwendig. Konkrete Maßnahmen, die für Karlsruhe zur Entlastung von Hitzestress vorgeschlagen werden, finden sich in der Strategie zur Anpassung an den Klimawandel (Stadt Karlsruhe 2013) sowie dem städtebaulichen Rahmenplan Klimaanpassung (Stadt Karlsruhe 2015), beispielsweise für die geschlossene Blockrandbebauung – den Stadtstrukturtyp, der im Mittel die höchsten Temperaturen aufweist (vgl. Kap. 5.4). Zum einen gehören dazu bauliche Maßnahmen an Gebäuden, beispielsweise energetische Sanierung, Begrünung von Fassaden und Dächern sowie Einrichtungen zum sommerlichen Wärmeschutz über Verschattungs- und Sonnenschutzelemente. Zum anderen werden Maßnahmen in Innenhöfen wie Entsiegelung, Verschattung, das Einbringen von Wasser im öffentlichen Raum in Form von Springbrunnen, Wasserspielplätzen oder Wasserverneblern, und die Einrichtung von so genannten Pocket-Parks, kleinen Parkanlagen als „Kühlinseln“ mit Bepflanzung und Wasserflächen, empfohlen (Stadt Karlsruhe 2015).

Daneben müssen auch persönliche Bewältigungsstrategien für Hitzebelastungen implementiert werden. Relativ einfach umzusetzende Verhaltensanpassungen im Alltag durch vermehrtes Trinken, leichteres Essen, angepasste Kleidung und das Vermeiden direkter Sonneneinstrahlung und Anstrengung sind heute schon in der Bevölkerung verbreitet (Kunz-Plapp et al. 2016). Darüber hinaus können sich stärkere Änderungen der täglichen Routinen, wie die Verschiebung von Arbeitszeiten oder Aufenthalt im Freien in kühlere Stunden des Tages, das Aufsuchen kühlerer Orte und das Einlegen von Pausen, mildernd auf die empfundene Hitzebelastung auswirken. Solche Maßnahmen werden heute zwar teilweise schon von der Karlsruher Bevölkerung umgesetzt (Kunz-Plapp et al. 2016), sollten aber weitere Verbreitung finden, wobei auch die gesellschaftlichen Konventionen und die Vorgaben der Arbeitswelt eventuell einer Anpassung bedürfen.

Die Anpassungskapazität eines Individuums oder eines ganzen Systems wie einer Stadt hängt nicht nur von den klimatischen Veränderungen oder Auswirkungen eines Extremereignisses ab, sondern wird auch stark von der gesellschaftlichen Wahrnehmung, den kulturellen, sozialen wie auch ökonomischen und politischen Randbedingungen bestimmt (Birkmann et al. 2012, Smit und Wandel 2006). Alle Anpassungsmaßnahmen zielen letztendlich darauf ab, die Resilienz von Städten gegenüber dem Klimawandel zu erhöhen. Diesen Prozess unterstützt die vorliegende Arbeit durch die umfassende Untersuchung der städtischen Wärmeinsel in Karlsruhe. Dies beinhaltet die Quantifizierung der klimatischen Unterschiede in städtischen Baustrukturen und Wohnquartieren, der Ausprägung der städtischen Wärmeinsel bei unterschiedlichen Wettersituationen und der Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Temperaturen in der Stadt. Dieses Wissen ermöglicht es Entscheidungsträgern, geeignete Anpassungsmaßnahmen auf Quartiersebene zu identifizieren, zu planen und zu implementieren.

Anhang

Tabelle A 1: Lage und Eigenschaften der Messstationen in und um Karlsruhe. Betreiber und Datenquelle: LUBW = Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (<http://udo.lubw.baden-wuerttemberg.de>); DWD = Deutscher Wetterdienst (ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/observations_germany/climate/); LTZ = Landwirtschaftliches Technologiezentrum Augustenberg (www.wetter-bw.de); IMK KIT = Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie; IFGG KIT = Institut für Geographie und Geoökologie, KIT.

Bezeichnung in Abb. 5-1	Kontinuierliche langjährige Messungen an festen Stationen	S	U1	U2	U3	U4	
Stadtstrukturtyp (Beermann et al. 2013)		Gewerbe					
Charakterisierung		Gewerbegebiet, Nordweststadt	Messwiese, südwestlich der Stadt	Wald, nördlich der Stadt	Landwirtschaftliche Fläche	Landwirtschaftliche Fläche	
Zeitraum Messungen		Seit 1995	Seit 1.10.2008	Seit 1973	Seit 2009	Seit 2009	
Höhe über NN		114 m	116 m	110 m	113 m	116 m	
Geographische Lage		8,3556 °O 49,0286 °N	8,3302 °O 48,9726 °N	8,4258 °O 49,0925 °N	8,4880 °O 49,0189 °N	8,4246 °O 48,9616 °N	
Betreiber		LUBW	DWD	IMK, KIT	LTZ	LTZ	
Messstation		Karlsruhe-Nordwest	Rhein- stetten	KIT- Campus Nord	Grötzingen	Rüppurr	

Fortsetzung Tabelle A 1, * = plus Gebäudehöhe

Bezeichnung in Abb. 5-1	Weitere kontinuierliche Messstationen					Temporäre Messungen im Stadtgebiet				
Stadtstrukturtyp (Beermann et al. 2013)	E2	E1	E3	E4						T1
Charakterisierung	Kleingartensiedlung, Nordweststadt	Geschlossene Blockrand- bebauung	Großstrukturen	Industrie						Randstädtische Parkanlage/ Waldrand: Messung über Rasenfläche mit hohem Baumbestand, neben Asphaltweg; in der Nähe Gräberfelder mit zahl- reichen hohen Bäumen und Hecken
Zeitraum Messungen	Seit Mai 2011	Verfügbar ab Juni 2015	Seit 1999	1876 bis 2008						04.08.2015 bis 31.08.2015
Höhe über NN	111 m	116 m*	117 m*	112 m						116 m
Geographische Lage	8,3627 °O 49,0184 °N	8,4091 °O 49,0061 °N	8,4109 °O 49,0129 °N	8,3641 °O 49,0382 °N						8,4290 °O 49,0153 °N
Betreiber	IfGG, KIT	Stadt Karlsruhe und LUBW	IMK, KIT	DWD						Eigene Messung
Messstation	Nordweststadt Kleingärten	Innenstadt- Dach	Physik- hochhaus	Karlsruhe						Hauptfriedhof

Fortsetzung Tabelle A 1

Bezeichnung in Abb. 5-1	T2	T3	T4	T5
Stadtstrukturtyp (Beermann et al. 2013)	Offene Blockrandbebauung	Geschlossene Blockrandbebauung	zwischen offener Blockrandbebauung und Großstrukturen	Geschlossene Blockrandbebauung
Charakterisierung	begrünter Innenhof: großer Innenhof mit Rasengittersteinen und Rasen, angrenzend hohe Gebäude; Messung über Rasen, zwischen Baumbestand; angrenzend Innenhöfe ebenfalls begrünt	asphaltierter Innenhof: Standort in engem, asphaltiertem Innenhof, umgebend vier- bis fünfstöckige Gebäude; angrenzend asphaltierte bzw. teils begrünzte Innenhöfe	Standort an der Grenze zwischen Wohngebiet und Parkanlage	Begrünter Innenhof, umgeben von mehrstöckigen Gebäuden
Zeitraum Messungen	04.08.2015 bis 31.08.2015	04.08.2015 bis 31.08.2015; 10.07.2016 bis 17.08.2016	05.07.2016 bis 17.08.2016	07.07.2016 bis 17.08.2016
Höhe über NN	117 m	117 m	115 m	116 m
Geographische Lage	8,4239 °O 49,0130 °N	8,3856° O 49,0081° N	8,4186 °O 49,0032 °N	8,4138 °O 49,0082 °N
Betreiber	Eigene Messung	Eigene Messung	Eigene Messung	Eigene Messung
Messstation	Oststadt	Weststadt	Südstadt	Innenstadt- Ost

Tabelle A 2: Für die Messkampagnen 2015 und 2016 verwendete Messgeräte und ihre Eigenschaften. Zusammenstellung von Bernhard Deny, IMK KIT.

Messgröße	Gerät
Temperatur / relative Feuchte	<p>Rotronic MP100 (kapazitiver Feuchtesensor, resistiver Temperatursensor) Messbereich Temperatur: $-40^{\circ}\text{C} \dots +60^{\circ}\text{C}$ Messgenauigkeit Temperatur: $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ Messbereich relative Feuchte: $0 \dots 100\%$ Messgenauigkeit relative Feuchte: $\pm 1\%$ ($5 \dots 95\%$ rF) Abtastrate: 0,2 Hz</p> <p>Das Gerät ist zum Schutz vor Umwelteinflüssen in einem belüfteten Strahlungsschutz (Young 43408-2A) untergebracht. Temperaturfehler bei 1000 W/m^2: $< 0,2^{\circ}\text{C RMS}$.</p>
Windgeschwindigkeit, Windrichtung	<p>Young 81000 (3D Ultraschall – Anemometer) Messbereich Windgeschwindigkeit: $0 \dots 40 \text{ m/s}$ Messbereich Windrichtung: $0 \dots 360^{\circ}$ Messgenauigkeit Windgeschwindigkeit: $\pm 1\%$ rms $\pm 0.05 \text{ m/s}$ ($0 \dots 30 \text{ m/s}$), $\pm 3\%$ rms ($30 \dots 40 \text{ m/s}$) Messgenauigkeit Windrichtung: $\pm 2^{\circ}$ ($1 \dots 30 \text{ m/s}$), $\pm 5^{\circ}$ ($30 \dots 40 \text{ m/s}$) Messgenauigkeit Temperatur: Temperatur: $\pm 2^{\circ}\text{C}$ ($0 \dots 30 \text{ m/s}$) Abtastrate: 32 Hz</p>
Luftdruck	<p>Young 61202V (barometrischer Drucksensor) Messbereich Luftdruck: $600 \dots 1100 \text{ hPa}$ Messgenauigkeit Luftdruck: $\pm 0,3 \text{ hPa}$ bei 20°C, $\pm 0,5 \text{ hPa}$ von $-50 \dots +60^{\circ}\text{C}$ Abtastrate: 0,2 Hz Zur Vermeidung windbedingter dynamischer Messfehler dient ein spezieller Druckeinlass (Young 61002 Pressure Port)</p>
Niederschlag	<p>Young 52202 (Kippwaagen - Niederschlagsgeber, Reedkontaktausgang, beheizbar über Netzteil) Auflösung Niederschlag: 0,1 mm Messgenauigkeit Niederschlag: 2% bis 25 mm / h, 3% bis 50 mm/h Niederschlagsrate</p>

Fortsetzung Tabelle A 2

Ausrichtung	Young 32500 elektronischer Kompass Genauigkeit $\pm 2^\circ$ rms nach Kalibrierung, Auflösung $0,5^\circ$
Position / Systemzeit	Navilock NL-603P GPS – Empfänger, u-blox 6 Chipsatz Positionsgenauigkeit 2.5 m CEP, Kaltstartzeit ca. 25 s
Datenerfassung	Wilmers WILOG RS-485 Datenlogger, Mittelungsintervall einstellbar (1, 5, 10, 15 s, 1, 10, 15 min, 1h),
Stromversorgung	FIAMM-GS Blei - Gel - Batterie 12 V / 42 Ah, mit Tiefentladeschutz
Teleskopmast	Teklite H4S, bestehend aus 4 Segmenten

Tabelle A 3: Globale Klimamodelldaten als Antriebs- und Randbedingungen der zwölf Ensemblemitglieder in 0,0625° Auflösung. Nach: Sedlmeier und Schädler (2015).

Globalmodell	Auflösung Globalmodell	Emissions- szenario	Verfügbare Zeiträume	Literaturreferenz
CGCM3.1	1,8°	20C / A1B		Scinocca et al. 2008
CNRM-CM5	1,4°	20C / RCP8.5		Voldoire et al. 2013
ECHAM5/MPIOM Realisierung 1	1,8°	20C / A1B		Röckner et al. 2003
ECHAM5/MPIOM Realisierung 2	1,8°	20C / A1B		Röckner et al. 2003
ECHAM5/MPIOM Realisierung 3	1,8°	20C / A1B		Röckner et al. 2003
ECHAM6/MPI-ESM-LR	1,8°	20C / RCP8.5		Stevens et al. 2013, Sasse und Schädler 2014
ECHAM6 AFS-E2	1,8°	20C / RCP8.5		Stevens et al. 2013, Sasse und Schädler 2014
ECHAM6 AFS-N2	1,8°	20C / RCP8.5	1971 – 2000 / 2021 – 2050	Stevens et al. 2013, Sasse und Schädler 2014
ECHAM6 AFS-S2	1,8°	20C / RCP8.5		Stevens et al. 2013, Sasse und Schädler 2014
ECHAM6 AFS-W2	1,8°	20C / RCP8.5		Stevens et al. 2013, Sasse und Schädler 2014
EC-EARTH	1,125°	20C / RCP8.5		Hazeleger et al. 2010
HadGEM2-ES	1,25x1,875°	20C / RCP8.5		Collins et al. 2011

Tabelle A 4: Eigenschaften der verwendeten Modellläufe in 0,0625° und 0,025°.

Modelllauf	CCLM7	CCLM2,8	CCLM2,8_ TERRA	CCLM2,8_ VEG3D
Modellversion	COSMO- CLM 4.8_clm7	COSMO- CLM 4.8_clm7	COSMO- CLM 5.0_clm4	COSMO- CLM 5.06_clm6
Horizontale Auflösung	0,0625°	0,025°	0,025°	0,025°
Zeitliche Auflösung der Ausgabedaten	1 h	1 h	1 h	1 h
Simulationszeitraum	1968 – 2000, davon 3 Jahre Anlaufzeit (<i>spin-up</i>)	1968 – 2000, davon 3 Jahre Anlaufzeit (<i>spin-up</i>)	1979 – 2015	1979 – 2015
Auswertezeitraum	1971 – 2000	1971 – 2000	2010 – 2015	2010 – 2015
Zahl der horizontalen Gitterpunkte	165×200	140×150	140×150	140×150
Zahl der vertikalen Schichten	40	40	50	50
Zeitschritt	60 s	25 s	25 s	25 s
Zeit-Integrations- Schema	Runge-Kutta Zeit- Integrations- Schema	Runge-Kutta Zeit- Integrations- Schema	Runge-Kutta Zeit- Integrations- Schema	Runge-Kutta Zeit- Integrations- Schema
Antriebsdaten	ERA 40 Reanalyse- Daten (Uppala et al. 2005)	ERA 40 Reanalyse- Daten (Uppala et al. 2005)	ERA-Interim Reanalyse- Daten (Dee et al. 2011)	ERA- Interim Reanalyse- Daten (Dee et al. 2011)

Fortsetzung Tabelle A 4

Konvektions- schema	Parametrisie- rung hochrei- chender und flacher Konvektion	Parametrisie- rung flacher Konvektion, explizite Berechnung hoch reichen- der Konvektion	Parametrisie- rung flacher Konvektion, explizite Berechnung hoch reichen- der Konvektion	Parametrisie- rung flacher Konvektion, explizite Berechnung hoch reichender Konvektion
Strahlungs- schema	60 min	15 min	15min	15min
Nesting	120km → 50 km →7 km	120km → 50 km →7km →2,8 km	80km → 11km → 2,8km	80km → 11km → 2,8km
SVAT-Modell	TERRA_ML (Doms et al. 2011)	TERRA_ML (Doms et al. 2011)	TERRA_ML (Doms et al. 2011)	VEG3D (Schädler 1990)
Landnutzungs- klassen abgeleitet aus	GLC 2000 (Bartholomé und Belward 2005)	GLC 2000 (Bartholomé und Belward 2005)	Globcover (Bicheron et al. 2008)	Globcover (Bicheron et al. 2008)

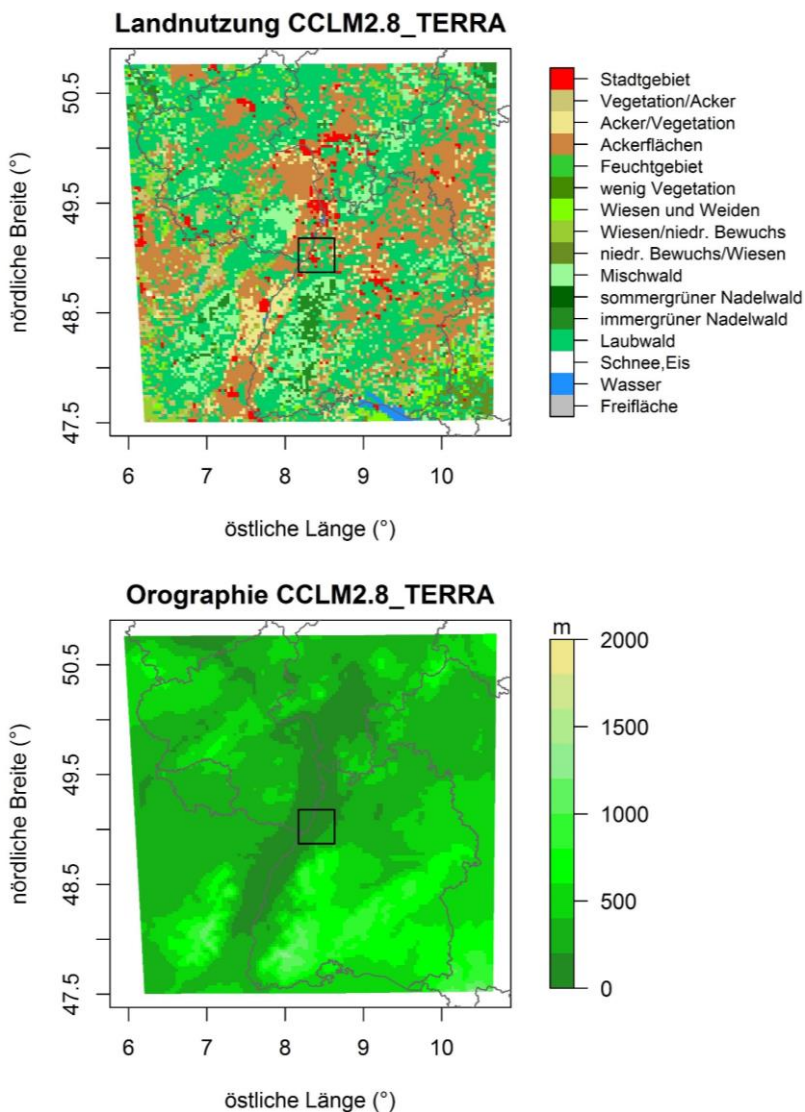


Abbildung A 1: Landnutzung (oben) und Orographie (unten) in CCLM2.8_TERRA. Das schwarze Viereck markiert den Großraum Karlsruhe.

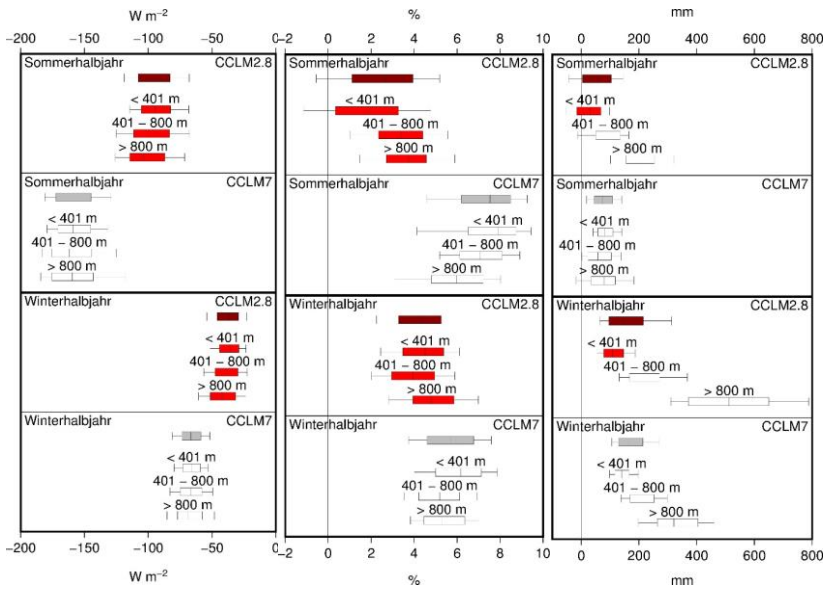


Abbildung A 2: Verteilung von $\Delta 2.8$ und $\Delta 7$ für die Globalstrahlungssumme (links), die mittlere relative Feuchte (Mitte) und die Niederschlagssummen (rechts) in Sommer- und Winterhalbjahr (1971–2000). Die Box umfasst das 25. und 75. Perzentil sowie den Median, die Enden der Linien zeigen das 10. und 90. Perzentil. Die Verteilung wird für das gesamte Gebiet (graue Box, signifikante Verbesserungen durch CCLM2.8 in dunkelrot) und für drei Höhenstufen (weiße Box, signifikante Verbesserungen durch CCLM7 in rot) gezeigt. Die Signifikanz wurde mit einem Wilcoxon Rangsummentest für $|\Delta 2.8|$ gegenüber $|\Delta 7|$ durchgeführt (Konfidenzniveau = 0,95). Verändert nach: Hackenbruch et al. 2016, S. 296ff (© Creative Commons CC-BY-NC Lizenz).

Tabelle A 5: Lage und Eigenschaften der Messstationen in Freiburg, Heidelberg und Stuttgart.
 Datengrundlage: DWD, LTZ, LUBW, Landeshauptstadt (LHS) Stuttgart ,
 Amt für Umweltschutz, Abteilung Stadtklimatologie (http://www.stadtklima-stuttgart.de/index.php?klima_messdaten_download)

Messstation	Betreiber	Geographische Lage	Höhe über NN	Zeitraum Messungen	Stadt/ Umland
Freiburg					
Freiburg Fehrenbachallee 12	LUBW	48,0015 °N 7,8321 °O	262 m	Seit 1979	Stadt
Freiburg	DWD	48,0233 °N 7,8344 °O	236 m	Seit 1951	Stadttrand
Mengen	LTZ	47,9508 °N 7,7153 °O	212 m	1994 – 2016	Umland
Heidelberg					
Heidelberg	LUBW	49,4195 °N 8,6766 °O	112 m	Seit 1983	Stadt
Heidelberg Kirchheim	LTZ	49,3699 °N 8,6513 °O	110 m	Seit 1996	Umland
Ladenburg	LTZ	49,4703 °N 8,6300 °O	104 m	Seit 1994	Umland
Stuttgart					
Stadtmitte Schwabenzentrum	LHS Stuttgart	48,7725 °N 9,1777 °O	250 m, Messhöhe 25m (10 m Teleskopmast)	Seit 1986	Stadt
Stuttgart-Echterdingen	DWD	48,6883 °N 9,2235 °O	371 m	Seit 1988	Umland

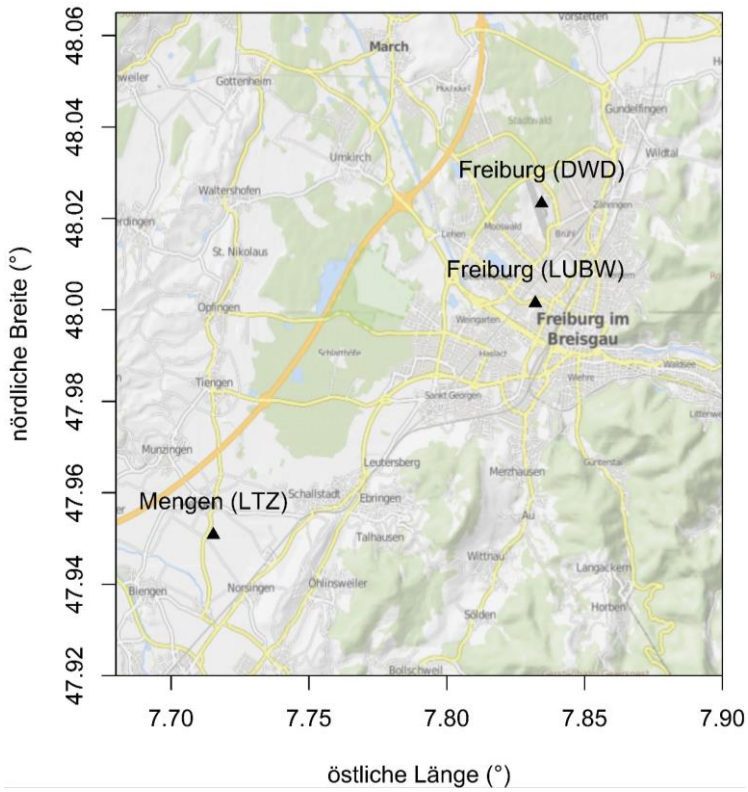


Abbildung A 3: Referenzstationen in Stadt und Umland in Freiburg.

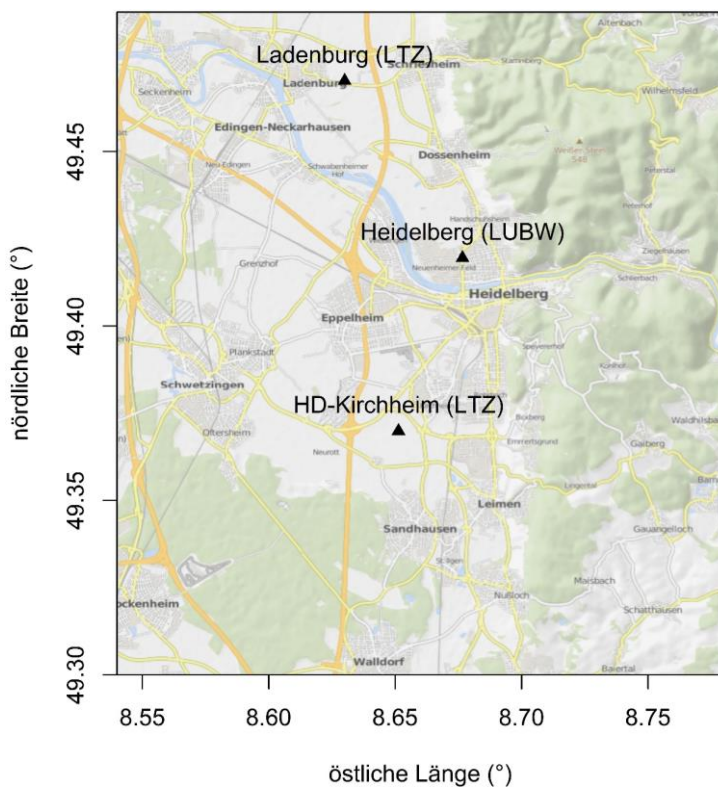


Abbildung A 4: Referenzstationen in Stadt und Umland in Heidelberg.

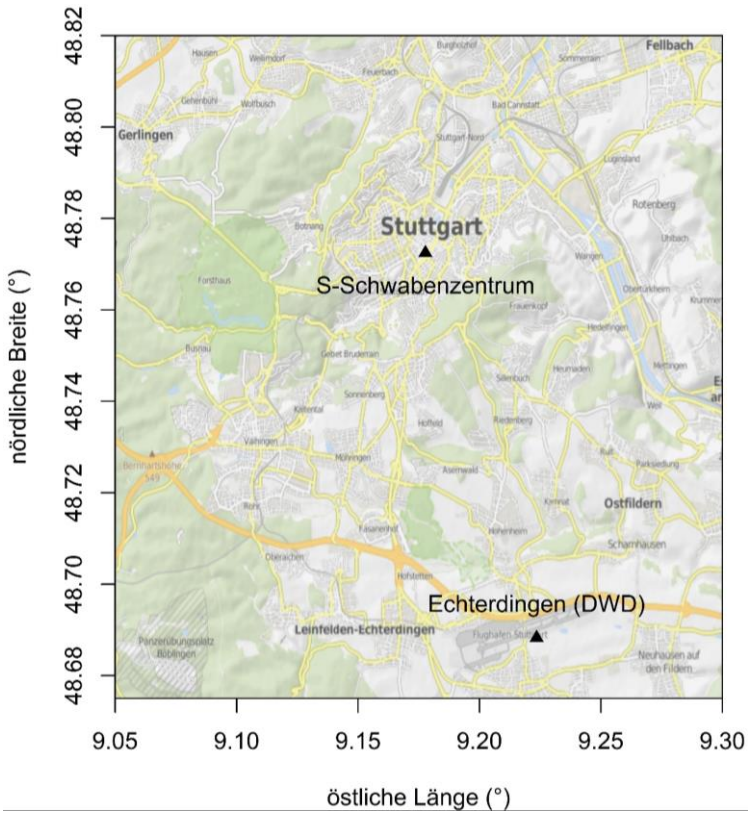


Abbildung A 5: Referenzstationen in Stadt und Umland in Stuttgart.

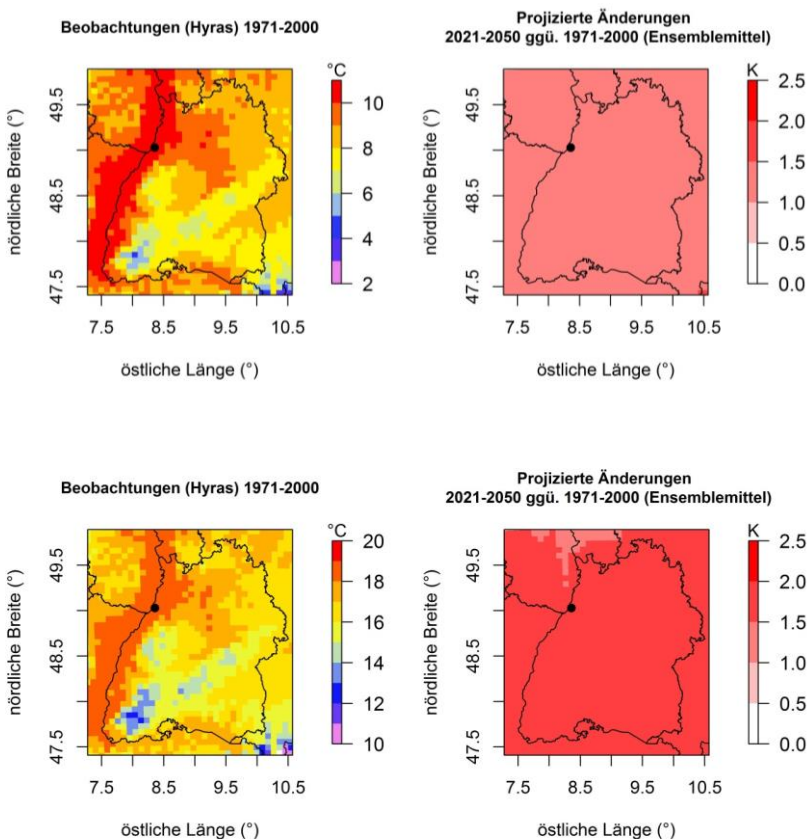


Abbildung A 6: Jahresmitteltemperatur (oben) und Mitteltemperatur der Jahre Juni, Juli, August (unten). Beobachtete Werte in Baden-Württemberg im Zeitraum 1971 – 2000 (jeweils links) und vom Klimamodellensemble (COSMO-CLM, 7 km horizontale Auflösung, 12 Ensemblemitglieder) projizierte mittlere Änderung (2021 – 2050 gegenüber 1971 – 2000) (jeweils rechts).

Literaturverzeichnis

1. Acero, J. A., und Arrizabalaga, J. (2016). Evaluating the performance of ENVI-met model in diurnal cycles for different meteorological conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 1–15. doi:10.1007/s00704-016-1971-y
2. Adger, W.N., Arnella, N.W., und Tompkins, E.L. (2005). Successful adaptation to climate change across scales. *Global Environmental Change*, 15, 77–86. doi:10.1016/j.gloenvcha.2004.12.005
3. Adger, W. N., Agrawala, S., Mirza, M. M. Q., Conde, C., O'Brien, K., Pulhin, J. et al. (2007). Assessment of adaptation practices, options, constraints and capacity. In M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden und C. E. Hanson (Hrsg.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. 357–390). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
4. Alexander, P. J., und Mills, G. (2014). Local Climate Classification and Dublin's Urban Heat Island. *Atmosphere*, 5(4), 755–774. doi:10.3390/atmos5040755
5. Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, 23(1), 1–26. doi:10.1002/joc.859
6. Arbeitskreis KLIWA (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg) (Hrsg.) (2006). *Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern: KLIWA-Projekt A 1.1.3 „Trenduntersuchungen extremer Niederschlagsereignisse in Baden-Württemberg und Bayern“* (KLIWA-Berichte). Offenbach: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Abt. Hydrometeorologie. 93 S.
7. Ban, N., Schmidli, J., und Schär, C. (2014). Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(13), 7889–7907. doi:10.1002/2014JD021478

8. Bartholomé, E., und Belward, A. S. (2005). GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9), 1959–1977. doi:10.1080/01431160412331291297
9. Basara, J. B., Basara, H. G., Illston, B. G., und Crawford, K. C. (2010). The Impact of the Urban Heat Island during an Intense Heat Wave in Oklahoma City. *Advances in Meteorology*, 2010, 1–10. doi:10.1155/2010/230365
10. Baumüller, J. (2008). *Klimaatlas Region Stuttgart (Schriftenreihe Verband Region Stuttgart)*. (Verband Region Stuttgart, Hrsg.). Stuttgart: Verband Region Stuttgart. 168 S.
11. Baur, N., und Blasius, J. (Hrsg.) (2014). *Handbuch Methoden der empirischen Sozialforschung*. Wiesbaden: Springer VS. 1126 S.
12. Beck, C., Weitnauer, C., und Jacobeit, J. (2014). Downscaling of monthly PM10 indices at different sites in Bavaria (Germany) based on circulation type classifications. *Atmospheric Pollution Research*, 5(4), 741–752. doi:10.5094/APR.2014.083
13. Beermann, B., Berchtold, M., Baumüller, J., Gross, G., und Kratz, M. (2013). *Städtebaulicher Rahmenplan Klimaanpassung für die Stadt Karlsruhe (Forschungsbericht KLIMOPASS)*. (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Hrsg.). Karlsruhe: LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. 92 S. URL: <http://www.fachdokumente.lubw.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/109723/U83-W03-N11.pdf?command=downloadContent&filename=U83-W03-N11.pdf&FIS=91063> (Zugriff: 29.10.2017).
14. Bejarán, R. A., und Camilloni, I. A. (2003). Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of Buenos Aires' (Argentina) urban heat island intensity. *Theoretical and Applied Climatology*, 74(1-2), 93–103. doi:10.1007/s00704-002-0714-4
15. Benz, S. A., Bayer, P., Goettsche, F. M., Olesen, F. S., und Blum, P. (2016). Linking Surface Urban Heat Islands with Groundwater Temperatures. *Environmental Science & Technology*, 50(1), 70–78. doi:10.1021/acs.est.5b03672

16. Benz, S. A., Bayer, P., Menberg, K., Jung, S., und Blum, P. (2015). Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Science of The Total Environment*, 524–525, 427–439. doi:10.1016/j.scitotenv.2015.04.003
17. Beranová, R., und Huth, R. (2005). Long-term changes in the heat island of Prague under different synoptic conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(1-2), 113–118. doi:10.1007/s00704-004-0115-y
18. Berg, P., Feldmann, H., und Panitz, H.-J. (2012). Bias correction of high resolution regional climate model data. *Journal of Hydrology*, 448–449, 80–92. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.04.026
19. Berg, P., Wagner, S., Kunstmann, H., und Schädler, G. (2013). High resolution regional climate model simulations for Germany: part I—validation. *Climate Dynamics*, 40(1-2), 401–414. doi:10.1007/s00382-012-1508-8
20. Best, M. J. (2006). Progress towards better weather forecasts for city dwellers: from short range to climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1-3), 47–55. doi:10.1007/s00704-005-0143-2
21. Bicheron, P., Defourny, P., Brockmann, C., Schouten, L., Vancutsem, C., Huc, M. et al. (2008). GlobCover - Products Description and Validation Report. MEDIAS-France. 47 S.
URL: http://due.esrin.esa.int/files/GLOBCOVER_Products_Description_Validation_Report_I2.1.1.pdf (Zugriff: 24.10.2017).
22. Biesbroek, G. R., Klostermann, J. E. M., Termeer, C. J. A. M., und Kabat, P. (2013). On the nature of barriers to climate change adaptation. *Regional Environmental Change*, 13(5), 1119–1129. doi:10.1007/s10113-013-0421-y
23. Birkmann, J., Bach, C., und Vollmer, M. (2012). Tools for Resilience Building and Adaptive Spatial Governance. *Raumforschung und Raumordnung*, 70(4), 293–308. doi:10.1007/s13147-012-0172-0
24. Bissolli, P., und Dittmann, E. (2001). The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift*, 253–260. doi:10.1127/0941-2948/2001/0010-0253

25. Blum, A., und Gruhler, K. (Hrsg.) (2010). Typologien der gebauten Umwelt: Modellierung und Analyse der Siedlungsentwicklung mit dem Strukturtypenansatz (Berichte aus der Geoinformatik) 1. Auflage. Aachen: Shaker. 204 S.
26. Bott, A. (2012). Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und -prognose (Springer Spektrum). Berlin: Springer. 485 S.
URL: <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-25122-1>
(Zugriff: 29.10.2017).
27. Bottonyán, Z., und Unger, J. (2003). A multiple linear statistical model for estimating the mean maximum urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 75(3-4), 233–243. doi:10.1007/s00704-003-0735-7
28. Bowler, D. E., Buyung-Ali, L., Knight, T. M., und Pullin, A. S. (2010). Urban greening to cool towns and cities: A systematic review of the empirical evidence. *Landscape and Urban Planning*, 97(3), 147–155. doi:10.1016/j.landurbplan.2010.05.006
29. Brandsma, T., und Wolters, D. (2012). Measurement and Statistical Modeling of the Urban Heat Island of the City of Utrecht (the Netherlands). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(6), 1046–1060. doi:10.1175/JAMC-D-11-0206.1
30. Brecht, B. (in Vorbereitung). Dissertation am Institut für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie.
31. Breil, M. (2015). Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns. *Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie*, Band 69. Karlsruhe, Baden: KIT Scientific Publishing. 194 S.
URL: <https://publikationen.bibliothek.kit.edu/1000048287>
(Zugriff: 29.10.2017).
32. Bruse, M., und Fleer, H. (1998). Simulating surface–plant–air interactions inside urban environments with a three dimensional numerical model. *Environmental Modelling & Software*, 13(3), 373–384. doi:10.1016/S1364-8152(98)00042-5
33. Bubeck, P., Klimmer, L., und Albrecht, J. (2016). Klimaanpassung in der rechtlichen Rahmensetzung des Bundes und Auswirkungen auf die Praxis im Raumordnungs-, Städtebau- und Wasserrecht. *Natur und Recht*, 38(5), 297–307. doi:10.1007/s10357-016-3003-1

34. Bundesregierung (2008). Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Germany: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit. 78 S.
URL: www.bmub.bund.de/N42783/ (Zugriff: 29.10.2017).
35. Bundesregierung (2011). Aktionsplan Anpassung der Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Germany: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit. 93 S. URL: <http://www.bmub.bund.de/themen/klima-energie/klimaschutz/klimaklimaschutz-download/artikel/aktionsplan-anpassung-zur-deutschen-anpassungsstrategie-an-den-klimawandel/> (Zugriff: 29.10.2017).
36. Burt, J. E., O'Rourke, P. A., und Terjung, W. H. (1982). The relative influence of urban climates on outdoor human energy budgets and skin temperature II. Man in an urban environment. *International Journal of Biometeorology*, 26(1), 25–35. doi:10.1007/BF02187613
37. Burton, I. (2004). Climate change and the adaptation deficit. In A. Fenech, D. MacIver, H. Auld, R. B. Rong und Y. Yin (Hrsg.), *Climate Change: Building the Adaptive Capacity* (S. 25-33). Ontario, Canada: Ministry of Public Works and Government Services.
38. Carvalho, D., Martins, H., Marta-Almeida, M., Rocha, A., und Borrego, C. (2017). Urban resilience to future urban heat waves under a climate change scenario: A case study for Porto urban area (Portugal). *Urban Climate*, 19, 1–27. doi:10.1016/j.uclim.2016.11.005
39. Christensen, J. H., Boberg, F., Christensen, O. B., und Lucas-Picher, P. (2008). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, 35(20), L20709. doi:10.1029/2008GL035694
40. Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T. et al. (2011). Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 1051–1075. doi:10.5194/gmd-4-1051-2011
41. Copernicus Land Monitoring Services (2012). Imperviousness [Webseite]. URL: <http://land.copernicus.eu/pan-european/high-resolution-layers/imperviousness> (Zugriff: 12.09.2017).
42. Corfee-Morlot, J., Cochran, I., Hallegatte, S., und Teasdale, P.-J. (2011). Multilevel risk governance and urban adaptation policy. *Climatic Change*, 104(1), 169–197. doi:10.1007/s10584-010-9980-9

43. D'Ippoliti, D., Michelozzi, P., Marino, C., de' Donato, F., Menne, B., Katsouyanni, K. et al. (2010). The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT project. *Environmental Health*, 37, 9 S. doi:10.1186/1476-069X-9-37
44. Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S. et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. doi:10.1002/qj.828
45. Della-Marta, P. M., Luterbacher, J., von Weissenfluh, H., Xoplaki, E., Brunet, M., und Wanner, H. (2007a). Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2-3), 251–275. doi:10.1007/s00382-007-0233-1
46. Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J., und Wanner, H. (2007b). Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research*, 112 (D15103). 11 S. doi:10.1029/2007JD008510
47. Demeritt, D., und Langdon, D. (2004). The UK Climate Change Programme and communication with local authorities. *Global Environmental Change*, 14(4), 325–336. doi:10.1016/j.gloenvcha.2004.06.003
48. Déqué, M., Rowell, D. P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J. H., Rockel, B. et al. (2007). An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81(1), 53–70. doi:10.1007/s10584-006-9228-x
49. Deutschländer, D. T., und Mächel, D. H. (2017). Temperatur inklusive Hitzewellen. In G. P. Brasseur, D. Jacob und S. Schuck-Zöller (Hrsg.), *Klimawandel in Deutschland* (S. 47–56). Springer Berlin Heidelberg. URL: http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-662-50397-3_6 (Zugriff: 11.05.2017).
50. Doms, G., und Baldauf, M. (2015). A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part I: Dynamics and Numerics. Offenbach, Germany: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 158 S. URL: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoDyncsNumcs.pdf> (Zugriff: 29.10.2017).

51. Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H. J., Mironov, D., Raschendorfer, M. et al. (2011). A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part II: Physical Parameterization. Offenbach, Germany: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 154 S.
URL: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf> (Zugriff: 29.10.2017).
52. Düttemeyer, D., Barlag, A.-B., Kuttler, W., und Axt-Kittner, U. (2014). Measures against heat stress in the city of Gelsenkirchen, Germany. DIE ERDE – Journal of the Geographical Society of Berlin, 144(3-4), 181-201. doi:10.12854/erde.v144i3-4.65
53. DWD - Deutscher Wetterdienst (o. J.). CDC Climate Data Center FTP-Server [Webseite]. URL: <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/> (Zugriff: 14.09.2017).
54. DWD - Deutscher Wetterdienst (2014). Der Deutsche Wetterdienst ist dem Klima in Halle (Saale) auf der Spur [Webseite]. URL: http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaforschung/klimawirk/stadtpl/projekt_halle/stadtpl_halle_node.html (Zugriff: 13.09.2017).
55. DWD - Deutscher Wetterdienst (2017a). Pressemitteilung zur Klima-Pressekonferenz 2017 des Deutschen Wetterdienstes (DWD) [Webseite]. URL: http://www.dwd.de/DE/presse/pressekonferenzen/DE/2017/PK_14_03_2017/pressekonferenz.html (Zugriff: 08.09.2017).
56. DWD - Deutscher Wetterdienst (2017b). Objektive Wetterlagenklassifikation [Webseite]. URL: <https://www.dwd.de/DE/leistungen/wetterlagenklassifikation/wetterlagenklassifikation.html> (Zugriff: 24.10.2017).
57. ECMWF (2017). ERA Interim dataset [Webseite]. ERA Interim, Daily. URL: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/> (Zugriff: 24.10.2017).
58. Emeis, S. (2000). Meteorologie in Stichworten. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung. 199 S.
59. European Commission (o. J.). Climate-ADAPT Homepage [Webseite]. European Climate Adaptation Platform, Climate-ADAPT – Sharing adaptation information across Europe. URL: <http://climate-adapt.eea.europa.eu/> (Zugriff: 24.10.2017).

60. EEA – European Environment Agency (Hrsg.) (2012). Urban adaptation to climate change in Europe - Challenges and opportunities for cities together with supportive national and European policies (EEA Report). Copenhagen: European Environment Agency [u.a.]. 143 S.
61. Fallmann, J., Emeis, S., und Suppan, P. (2014). Mitigation of urban heat stress – a modelling case study for the area of Stuttgart. *DIE ERDE – Journal of the Geographical Society of Berlin*, 144(3-4), 202–216.
62. Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J., und Kottmeier, C. (2013). Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations. *International Journal of Climatology*, 33(8), 1964–1977. doi:10.1002/joc.3564
63. Fenner, D., Meier, F., Scherer, D., und Polze, A. (2014). Spatial and temporal air temperature variability in Berlin, Germany, during the years 2001–2010. *Urban Climate*, 10, 308–331. doi:10.1016/j.uclim.2014.02.004
64. Fiedler, F. (1979). Modifikation der Luftfeuchte in einem Stadtgebiet. *promet*, 9(4), 12–16.
65. Fink, A. H., Brücher, T., Krüger, A., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., und Ulbrich, U. (2004). The 2003 European summer heatwaves and drought -synoptic diagnosis and impacts: European heatwave - impacts. *Weather*, 59(8), 209–216. doi:10.1256/wea.73.04
66. Flick, U. (2010). *Handbuch qualitative Sozialforschung: Grundlagen, Konzepte, Methoden und Anwendungen* (3. Auflage). Weinheim, Germany: Beltz Psychologie-Verlag-Union. 527 S.
URL: <https://sfbs.tu-dortmund.de/handle/sfbs/1067>
(Zugriff: 25.08.2017).
67. Foken, T. (2006). *Angewandte Meteorologie Mikrometeorologische Methoden*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 325 S.
68. Folke, C. (2006). Resilience: The emergence of a perspective for social–ecological systems analyses (Resilience, Vulnerability, and Adaptation: A Cross-Cutting Theme of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change). *Global Environmental Change*, 16(3), 253–267. doi:10.1016/j.gloenvcha.2006.04.002

69. Fosser, G., Khodayar, S., und Berg, P. (2015). Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation. *Climate Dynamics*, 44(1-2), 45–60. doi:10.1007/s00382-014-2242-1
70. Fröhlich, J. (2009). Klimaanpassung im administrativen Diskurs - das Verhältnis von Verwaltungsakteuren zu unsicherem wissenschaftlichen Wissen. *Zeitschrift für Umweltpolitik und Umweltforschung*, 32, 325–350.
71. Früh, B., Becker, P., Deutschländer, T., Hessel, J.-D., Kossmann, M., Mieskes, I. et al. (2011a). Estimation of Climate-Change Impacts on the Urban Heat Load Using an Urban Climate Model and Regional Climate Projections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(1), 167–184. doi:10.1175/2010JAMC2377.1
72. Früh, B., Kossmann, M., und Roos, M. (2011b). Frankfurt am Main im Klimawandel – eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung (Berichte des Deutschen Wetterdienstes). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 68 S. URL: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:101:1-201106095249> (Zugriff: 29.10.2017).
73. Füssel, H.-M. (2007). Adaptation planning for climate change: concepts, assessment approaches, and key lessons. *Sustainable Science* 2, 265–275. doi: DOI 10.1007/s11625-007-0032-y
74. Gallo, K. P., McNab, A. L., Karl, T. R., Brown, J. F., Hood, J. J., und Tarpley, J. D. (1993). The use of a vegetation index for assessment of the urban heat island effect. *International Journal of Remote Sensing*, 14(11), 2223–2230. doi:10.1080/01431169308954031
75. Gebhardt, H. (2008). *Geographie Baden-Württembergs: Raum, Entwicklung, Regionen*. Schriften zur politischen Landeskunde Baden-Württembergs. Stuttgart: Kohlhammer. 376 S.
76. Gebhardt, H., und Höpker, K. (2012). *Klimawandel in Baden-Württemberg: Fakten - Folgen - Perspektiven* (2. aktualisierte Aufl.). Karlsruhe: MUKE-BW Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. 47 S.
77. Goldberg, V., Mittag, S., Pursche, C., Koszinski, A., und Bernhofer, C. (2015). Einfluss von Flächennutzung und Witterung auf das Stadtklima von Dresden (Annalen der Meteorologie). In *Deutsche Meteorologische*

- Gesellschaft und Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), METTOOLS IX: Programm, Übersicht, Kurzbeiträge; Tagung des Fachausschusses Umweltmeteorologie FAUMET der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft DMG e.V. vom 17. bis 19. März 2015 in Offenbach (Main) (S. 138–139). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
78. Gross, G. (1991). Das dreidimensionale, nichthydrostatische Mesoscale-Modell FITNAH. *Meteorologische Rundschau*, 43, 97–112.
79. Gutjahr, O., und Heinemann, G. (2013). Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM. *Theoretical and Applied Climatology*, 114(3-4), 511–529. doi:10.1007/s00704-013-0834-z
80. Gutsch, K. C. (2015). Untersuchung des Einflusses einer Verdichtungsmaßnahme auf die hochsommerliche Wärmeentwicklung. Unveröffentlichte Masterarbeit am Institut für Regionalwissenschaft – KIT Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe. 89 S.
81. Hackenbruch, J., Schädler, G., und Schipper, J. W. (2016). Added value of high-resolution regional climate simulations for regional impact studies. *Meteorologische Zeitschrift*, 25(3), 291–304. doi:10.1127/metz/2016/0701
82. Hackenbruch, J., Kunz-Plapp, T., Müller, S., und Schipper, J.W. (2017). Tailoring Climate Parameters to Information Needs for Local Adaptation to Climate Change. *Climate*, 5(2), 25 S. doi:10.3390/cli5020025
83. Hagemann, R. (2017). Erhöhung städtischer Luftschadstoffkonzentrationen – AERO-TRAM Messungen und COSMO-ART Simulationen. Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie. 236 S. URL: <https://publikationen.bibliothek.kit.edu/1000074267> (Zugriff: 29.10.2017).
84. Hagemann, R., Corsmeier, U., Kottmeier, C., Rinke, R., Wieser, A., und Vogel, B. (2014). Spatial variability of particle number concentrations and NO_x in the Karlsruhe (Germany) area obtained with the mobile laboratory ‘AERO-TRAM’. *Atmospheric Environment*, 94, 341–352. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.05.051

85. Hart, M. A., und Sailor, D. J. (2009). Quantifying the influence of land-use and surface characteristics on spatial variability in the urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3-4), 397–406. doi:10.1007/s00704-008-0017-5
86. Hasenfrazz, D., Saukh, O., Walser, C., Hueglin, C., Fierz, M., und Thiele, L. (2014). Pushing the Spatio-Temporal Resolution Limit of Urban Air Pollution Maps. *Proceedings of the 12th International Conference on Pervasive Computing and Communications (PerCom 2014)* (S. 69–77). Budapest, Hungary.
87. Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., und New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D20), D20119. 12 S. doi:10.1029/2008JD010201
88. Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Ștefănescu, S., Yang, S., Wang, X. et al. (2010). EC-Earth: A Seamless Earth-System Prediction Approach in Action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(10), 1357–1363. doi:10.1175/2010BAMS2877.1
89. Helbig, A. (1999a). Anthropogene Modifikation der atmosphärischen Grenzschicht. In A. Helbig, J. Baumüller und M. J. Kerschgens (Hrsg.), *Stadtklima und Luftreinhaltung* (S. 15–26). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
90. Helbig, A. (1999b). Energie- und Strahlungsflüsse in der Stadtgrenzschicht. In A. Helbig, J. Baumüller und M. J. Kerschgens (Hrsg.), *Stadtklima und Luftreinhaltung* (S. 27–31). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
91. Helbig, A. (1999c). Lufttemperaturen in der Stadtgrenzschicht. In A. Helbig, J. Baumüller und M. J. Kerschgens (Hrsg.), *Stadtklima und Luftreinhaltung* (S. 32–52). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
92. Helbig, A., und Schirmer, H. (1999). Wirkungsfaktoren im mikro- und mesoklimatischen Scale. In A. Helbig, J. Baumüller und M. J. Kerschgens (Hrsg.), *Stadtklima und Luftreinhaltung* (S. 6–14). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
93. Heldt, K., und Höschele, K. (1989). Hang- und Bergwinde am Rheintalrand bei Karlsruhe. *Meteorologische Rundschau*, 41, 104–110.

94. Herzog, J. (1990). Das Temperaturfeld einer Stadt in Abhängigkeit von Bodenparametern und synoptischen Bedingungen. Unveröffentlichte Diplomarbeit im Fach Meteorologie - Universität Karlsruhe, Karlsruhe. 97 S.
95. Hess, P., und Brezowsky, H. (1952). Katalog der Grosswetterlagen Europas (Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone). Bad Kissingen: Deutscher Wetterdienst in d. US-Zone. 39 S.
96. Hoffmann, P., Krueger, O., und Schlünzen, K. H. (2012). A statistical model for the urban heat island and its application to a climate change scenario. *International Journal of Climatology*, 32(8), 1238–1248. doi:10.1002/joc.2348
97. Hoffmann, P., und Schlünzen, K. H. (2013). Weather Pattern Classification to Represent the Urban Heat Island in Present and Future Climate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(12), 2699–2714. doi:10.1175/JAMC-D-12-065.1
98. Hornsey, M. J., Harris, E. A., Bain, P. G., und Fielding, K. S. (2016). Meta-analyses of the determinants and outcomes of belief in climate change. *Nature Climate Change*, 6(6), 622–626. doi:10.1038/nclimate2943
99. Hörschele, K. (1995). Urban Planning in the upper Rhine Valley – The importance of Climatic Aspects. In K. Hörschele, M. Moriyama und H. Zimmermann (Hrsg.), *Klimaanalyse für die Stadtplanung. Climate analysis for urban planning. Proceedings of a Japanese-German meeting.* Karlsruhe, September 22-23, 1994 (S. 3–8). Karlsruhe: Forschungszentrum Karlsruhe.
100. Hörschele, K., und Kalb, M. (1988). Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland: Karlsruhe (Berichte des Deutschen Wetterdienstes). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Zentralamt. 228 S.
101. Houet, T., und Pigeon, G. (2011). Mapping urban climate zones and quantifying climate behaviors – An application on Toulouse urban area (France) (Selected papers from the conference Urban Environmental Pollution: Overcoming Obstacles to Sustainability and Quality of Life (UEP2010, 20-23 June 2010, Boston, USA). *Environmental Pollution*, 159(8), 2180–2192. doi:10.1016/j.envpol.2010.12.027

102. Hoy, A., Hänsel, S., Skalak, P., Ustrnul, Z., und Bochníček, O. (2017). The extreme European summer of 2015 in a long-term perspective. *International Journal of Climatology*, 37(2), 943–962. doi:10.1002/joc.4751
103. Hundecha, Y., und Bárdossy, A. (2005). Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. *International Journal of Climatology*, 25(9), 1189-1202. doi:10.1002/joc.1182
104. Hupfer, P., und Kuttler, W. (Hrsg.) (2005): *Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. 11. Auflage. Wiesbaden: Teubner, 554 S.
105. Huth, R. (1996). Properties of the circulation classification scheme based on the rotated principal component analysis. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 59(3-4), 217–233. doi:10.1007/BF01030145
106. Huth, R. (2002). Statistical Downscaling of Daily Temperature in Central Europe. *Journal of Climate*, 15(13), 1731–1742. doi:10.1175/1520-0442
107. Imhof, H. (2015). Combined effects of urban planning and climate change on the climate of the Stuttgart Metropolitan Area. Unveröffentlichte Masterarbeit im Fach Meteorologie - Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Germany. 91 S.
108. IMK KIT - Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (2015). *Wettergefahren-Frühwarnung* [Webseite]. Hitze/heftige Gewitter Mitteleuropa 03.08.-16.08.2015. URL: http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20150814_e.html (Zugriff: 29.08.2017).
109. IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai et al., Hrsg.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 881 S.
110. IPCC (2013a). *Klimaänderung 2013/2014: Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger. Beiträge der drei Arbeitsgruppen zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaveränderung (IPCC)*. (Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle,

- Österreichisches Umweltbundesamt und ProClim, Übers.). Bonn, Wien, Bern. 32 S.
111. IPCC (2013b). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung et al., Hrsg.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 1535 S.
112. IPCC (2014). Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir et al., Hrsg.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 1132 S.
113. Jacob, D., Kottmeier, C., Petersen, J., Rechid, D., und Teichmann, C. (2017). Regionale Klimamodellierung. In G. P. Brasseur, D. Jacob und S. Schuck-Zöller (Hrsg.), Klimawandel in Deutschland: Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven (S. 27–35). Springer Berlin Heidelberg. URL: http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-662-50397-3_4 (Zugriff: 16.06.2017).
114. Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M. et al. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578.
doi:10.1007/s10113-013-0499-2
115. Jacobeit, J. (2010). Classifications in climate research (Classifications of Atmospheric Circulation Patterns – Theory and Applications). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35(9), 411–421.
doi:10.1016/j.pce.2009.11.010
116. Jaeger, E. B., Anders, I., Lüthi, D., Rockel, B., Schär, C., und Seneviratne, S. I. (2008). Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 349–367.
doi:10.1127/0941-2948/2008/0301
117. Jendritzky, G., Bucher, K., und Bendisch, F. (1997). Die Mortalitätsstudie des Deutschen Wetterdienstes (Annalen der Meteorologie). In Fachtagung BIOMET und Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), 3. Fach-

- tagung BIOMET am 4. und 5. Dezember 1996 in München (S. 46–51). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
118. Jones, M. R., Blenkinsop, S., Fowler, H. J., und Kilsby, C. G. (2014). Objective classification of extreme rainfall regions for the UK and updated estimates of trends in regional extreme rainfall. *International Journal of Climatology*, 34(3), 751–765. doi:10.1002/joc.3720
119. Kassomenos, P. A., und Katsoulis, B. D. (2006). Mesoscale and macroscale aspects of the morning Urban Heat Island around Athens, Greece. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 94(1-4), 209–218. doi:10.1007/s00703-006-0191-x
120. Kendon, E. J., Roberts, N. M., Senior, C. A., und Roberts, M. J. (2012). Realism of Rainfall in a Very High-Resolution Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 25(17), 5791–5806. doi:10.1175/JCLI-D-11-00562.1
121. Kerschgens, M. J. (1987). Die Energetik der Stadt. *Bonner meteorologische Abhandlungen*, Heft 35, 103 S.
122. Kim, Y.-H., und Baik, J.-J. (2004). Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. *Theoretical and Applied Climatology*, 79(3-4), 151–164. doi:10.1007/s00704-004-0070-7
123. Klein, R. J. T., Schipper, E. L. F., und Dessai, S. (2005). Integrating mitigation and adaptation into climate and development policy: three research questions (Mitigation and Adaptation Strategies for Climate Change). *Environmental Science & Policy*, 8(6), 579–588. doi:10.1016/j.envsci.2005.06.010
124. KLIWA (o. J.). KLIWA Homepage [Webseite]. Klimawandel, Klimaschutz | KLIWA - Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft. URL: <http://www.kliwa.de/> (Zugriff: 24.10.2017).
125. Knote, C., Heinemann, G. R., und Rockel, B. (2010). Changes in weather extremes: Assessment of return values using high resolution climate simulations at convection-resolving scale. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(1), 11–23. doi:10.1127/0941-2948/2010/0424
126. Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A. et al. (2014). Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 7(4), 1297–1333. doi:10.5194/gmd-7-1297-2014

127. Kottmeier Christoph, Biegert Claudia, und Corsmeier Ulrich (2007). Effects of Urban Land Use on Surface Temperature in Berlin: Case Study. *Journal of Urban Planning and Development*, 133(2), 128–137. doi:10.1061/(ASCE)0733-9488(2007)133:2(128)
128. Kraus, H. (1979a). Die Wärmeinsel. *promet*, 9(4), 7–11.
129. Kraus, H. (1979b). Der städtische Lebensraum - energetisch betrachtet. *promet*, 9(4), 3–7.
130. Kraus, H. (2004). *Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie*. Berlin: Springer-Verlag. 422 S.
131. Kreienkamp, F., Spekat, A., und Enke, W. (2013). The Weather Generator Used in the Empirical Statistical Downscaling Method, WETTREG. *Atmosphäre*, 4(2), 169–197. doi:10.3390/atmos4020169
132. Kropp, J. P., und Daschkeit, A. (2008). Anpassung und Planungshandeln im Licht des Klimawandels. *Informationen zur Raumentwicklung*, 6/7, 353–361.
133. Kunz, M. (2007). The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7(2), 327–342.
134. Kunz-Plapp, T., Hackenbruch, J., und Schipper, J. W. (2016). Factors of subjective heat stress of urban citizens in contexts of everyday life. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16(4), 977–994. doi:10.5194/nhess-16-977-2016
135. Kuttler, W., Miethke, A., Düttemeyer, D., Barlag, A.-B. (2015). *Das Klima von Essen – The Climate of Essen*. Hohenwarsleben: Westarp Verlagsservicegesellschaft. 249 S.
136. Laaidi, K., Zeghnoun, A., Dousset, B., Bretin, P., Vandentorren, S., Giraudet, E. et al. (2012). The Impact of Heat Islands on Mortality in Paris during the August 2003 Heat Wave. *Environmental Health Perspectives*, 120(2), 254–259. doi:10.1289/ehp.1103532
137. Lamb, H. H. (1972). *British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns 1861-1971 (Geophysical memoirs (Great Britain. Meteorological Office))*. London: H.M. Stationery Off. 85 S.

138. Landeshauptstadt Stuttgart (2017). KLIMAKS und HITWIS [Webseite]. URL: <https://www.stuttgart.de/klimaks> (Zugriff: 21.09.2017).
139. Landeshauptstadt Stuttgart – Amt für Umweltschutz, Abteilung Stadtklimatologie (2012). Klimaangepasstungskonzept Stuttgart KLIMAKS. 75 S.
URL: https://www.stadtklima-stuttgart.de/index.php?klima_kliks_klimaangepasstungskonzept (Zugriff: 29.10.2017).
140. Langhans, W., Schmidli, J., Fuhrer, O., Bieri, S., und Schär, C. (2013). Long-Term Simulations of Thermally Driven Flows and Orographic Convection at Convection-Parameterizing and Cloud-Resolving Resolutions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(6), 1490–1510. doi:10.1175/JAMC-D-12-0167.1
141. László, E., Botyán, Z., und Szegedi, S. (2016). Long-term changes of meteorological conditions of urban heat island development in the region of Debrecen, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 124(1-2), 365–373. doi:10.1007/s00704-015-1427-9
142. Laukkonen, J., Blanco, P. K., Lenhart, J., Keiner, M., Cavric, B., und Kinuthia-Njenga, C. (2009). Combining climate change adaptation and mitigation measures at the local level (Climate Change and Human Settlements). *Habitat International*, 33(3), 287–292.
doi:10.1016/j.habitatint.2008.10.003
143. Lee, H., Mayer, H., und Chen, L. (2016). Contribution of trees and grasslands to the mitigation of human heat stress in a residential district of Freiburg, Southwest Germany. *Landscape and Urban Planning*, 148(Supplement C), 37–50. doi:10.1016/j.landurbplan.2015.12.004
144. Lehmann, P., Brenck, M., Gebhardt, O., Schaller, S., und Süßbauer, E. (2015). Barriers and opportunities for urban adaptation planning: analytical framework and evidence from cities in Latin America and Germany. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 20(1), 75–97. doi:10.1007/s11027-013-9480-0
145. Leibniz-Institut für ökologische Raumentwicklung (2016). Monitor der Siedlungs- und Freiraumentwicklung (IÖR-Monitor) [Webseite]. Startseite - IÖR- Monitor. URL: <http://www.ioer-monitor.de/startseite/> (Zugriff: 12.09.2017).

146. Lemos, M. C., Kirchhoff, C. J., und Ramprasad, V. (2012). Narrowing the climate information usability gap. *Nature Climate Change*, 2(11), 789–794. doi:10.1038/nclimate1614
147. Li, D., und Bou-Zeid, E. (2013). Synergistic Interactions between Urban Heat Islands and Heat Waves: The Impact in Cities Is Larger than the Sum of Its Parts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(9), 2051–2064. doi:10.1175/JAMC-D-13-02.1
148. Lorenz, S., Dessai, S., Forster, P. M., und Paavola, J. (2017). Adaptation planning and the use of climate change projections in local government in England and Germany. *Regional Environmental Change*, 17(2), 425–435. doi:10.1007/s10113-016-1030-3
149. Lowe, D., Ebi, K. L., und Forsberg, B. (2011). Heatwave Early Warning Systems and Adaptation Advice to Reduce Human Health Consequences of Heatwaves. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 8(12), 4623–4648. doi:10.3390/ijerph8124623
150. LUBW - Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) (2006). *Klimaatlas Baden-Württemberg* (1. Auflage.). Karlsruhe: LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. URL: www4.lubw.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/244295/
151. Mahlke, H. M. (2017). *Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum* Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie, Band 65. Karlsruhe: KIT Scientific Publishing, 215 S.
152. Maier, U., und Müller-Westermeier, G. (2010). *Verifikation klimatologischer Rasterfelder* (Berichte des Deutschen Wetterdienstes). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 91 S.
153. Martinez, G., und Bray, D. (2011). *Befragung politischer Entscheidungsträger zur Wahrnehmung des Klimawandels und zur Anpassung an den Klimawandel an der deutschen Ostseeküste* (RADOST-Berichtsreihe). Berlin: Ecologic Institut gemeinnützige GmbH. 80 S.
154. Matzarakis, A. (2001). *Die thermische Komponente des Stadtklimas*. Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg, Nr. 6. 287 S.

-
155. Measham, T. G., Preston, B. L., Smith, T. F., Brooke, C., Gorrdard, R., Withycombe, G. et al. (2011). Adapting to climate change through local municipal planning: barriers and challenges. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 16(8), 889–909.
doi:10.1007/s11027-011-9301-2
156. Meinel, G. (2009). Konzept eines Monitors der Siedlungs- und Freiraumentwicklung auf Grundlage von Geobasisdaten. In G. Meinel und U. Schumacher (Hrsg.), *Flächennutzungsmonitoring: Konzepte, Indikatoren, Statistik* (S. 177-194). Aachen: Shaker.
157. Meißner, C. (2008). High-Resolution Sensitivity Studies with the Regional Climate Model COSMO-CLM. *Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe (TH)*, Band 42. 191 S. ISSN: 0179-5619, ISBN: 978-3-86644-228-3
158. Morris, C. j. g., und Simmonds, I. (2000). Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, 20(15), 1931–1954.
159. Morris, C. J. G., Simmonds, I., und Plummer, N. (2001). Quantification of the Influences of Wind and Cloud on the Nocturnal Urban Heat Island of a Large City. *Journal of Applied Meteorology*, 40(2), 169–182.
160. Moser, S. C., und Ekstrom, J. A. (2010). A framework to diagnose barriers to climate change adaptation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(51), 22026–22031.
doi:10.1073/pnas.1007887107
161. Mühr, B. (2016). Klimadiagramme weltweit [Webseite].
URL: <http://www.klimadiagramme.de/> (Zugriff: 29.08.2017).
162. MUKU - Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (Hrsg.) (2015). *Strategie zur Anpassung an den Klimawandel in Baden-Württemberg - Vulnerabilitäten und Anpassungsmaßnahmen in relevanten Handlungsfeldern*. Stuttgart. 178 S.
URL: https://um.baden-wuerttemberg.de/fileadmin/redaktion/m-um/intern/Dateien/Dokumente/4_Klima/Klimawandel/Anpassungsstrategie.pdf (Zugriff: 29.10.2017).
163. MUKU - Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (o. J.). *Klimawandel und modellhafte Anpassung in*

- Baden-Württemberg (KLIMOPASS) [Webseite]. KLIMOPASS: Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg. URL: <https://um.baden-wuerttemberg.de/de/klima/klimawandel/in-baden-wuerttemberg/klimaforschung/klimopass/> (Zugriff: 24.10.2017).
164. MUKE - Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, und Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) (2017). Monitoring-Bericht zum Klimaschutzgesetz Baden-Württemberg – Teil I Klimafolgen und Anpassung. Karlsruhe: LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. 160 S.
URL: <https://www4.lubw.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/269448/> (Zugriff: 29.10.2017).
165. Müller-Westermeier, G. (1995). Numerisches Verfahren zu Erstellung klimatologischer Karten (Berichte des Deutschen Wetterdienstes). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 18 S.
URL: https://www.dwd.de/DE/leistungen/pbfb_verlag_berichte/pdf_einzelbaende/193_pdf.pdf?__blob=publicationFile&v=3 (Zugriff: 29.10.2017).
166. Müller-Westermeier, G., Walter, A., und Dittmann, E. (2005). Klimatlas Bundesrepublik Deutschland. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst.
167. North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., und Moeng, F. J. (1982). Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, 110(7), 699–706.
168. NVK - Nachbarschaftsverband Karlsruhe (Hrsg.) (2011). Ökologische Tragfähigkeitsstudie für den Raum Karlsruhe. Karlsruhe: Druckhaus Karlsruhe. 104 S.
URL: http://www.nachbarschaftsverband-karlsruhe.de/b4/tfs_2/HF_sections/content/ (Zugriff 29.10.2017)
[1345728540789/ZZkGEqayVuJkLC/NVK-TFS_2011.pdf](http://www.nachbarschaftsverband-karlsruhe.de/b4/tfs_2/HF_sections/content/1345728540789/ZZkGEqayVuJkLC/NVK-TFS_2011.pdf) (Zugriff: 29.10.2017).
169. NVK - Nachbarschaftsverband Karlsruhe (Hrsg.) (2012). Urbane Strategien zum Klimawandel – Kommunale Strategien und Potenziale. Modellprojekt „Innenentwicklung versus Klimakomfort im Nachbarschaftsverband Karlsruhe (NVK)“, Ergebnisbericht. Hannover/Karlsruhe. 119 S.

170. NVK - Nachbarschaftsverband Karlsruhe (Hrsg.) (2013). ExWoSt-Modellvorhaben Innenentwicklung versus Klimakomfort. Karlsruhe. 40 S.
URL: http://www.nachbarschaftsverband-karlsruhe.de/b4/exwost/HF_sections/content/ZZkHSr5tGIMDwn/ZZkNvxspnzilQZ/ExWoSt_NVK_A4_Web.pdf (Zugriff: 29.10.2017).
171. O'Lenic, E. A., und Livezey, R. E. (1988). Practical Considerations in the Use of Rotated Principal Component Analysis (RPCA) in Diagnostic Studies of Upper-Air Height Fields. *Monthly Weather Review*, 116(8), 1682–1689.
172. Oke, T. R. (1973). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment* (1967), 7(8), 769–779. doi:10.1016/0004-6981(73)90140-6
173. Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), 1–24. doi:10.1002/qj.49710845502
174. Overbeck, G., Sommerfeldt, P., Köhler, S., und Birkmann, J. (2009). Klimawandel und Regionalplanung. *Raumforschung und Raumordnung*, 67(2), 193–203. doi:10.1007/BF03185706
175. Péczely, G. (1983). Catalogue of the Macrosynoptic Types for Hungary (1881–1983) (OMSZ kisebb kiadványai). Budapest: Országos Meteorológiai Szolgálat, Kiseb Kiadványi. 116 S.
176. Peppler, A. (1930). *Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für 1929 Baden*. 61. Jahrgang der Badischen Meteorologischen Beobachtungen. Karlsruhe: Braun Verlag. 81 S.
177. Perini, K., und Magliocco, A. (2014). Effects of vegetation, urban density, building height, and atmospheric conditions on local temperatures and thermal comfort. *Urban Forestry & Urban Greening*, 13(3), 495–506. doi:10.1016/j.ufug.2014.03.003
178. Pfahl, S. (2014). Characterising the relationship between weather extremes in Europe and synoptic circulation features. *Natural Hazards and Earth System Science*, 14(6), 1461–1475. doi:10.5194/nhess-14-1461-2014

179. Philipp, A., Beck, C., Huth, R., und Jacobeit, J. (2016). Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. *International Journal of Climatology*, 36(7), 2673–2691. doi:10.1002/joc.3920
180. Pielke, R. A. (1998). Rethinking the role of adaptation in climate policy. *Global Environmental Change*, 8(2), 159–170. doi:10.1016/S0959-3780(98)00011-9
181. Pielke, R., Prins, G., Rayner, S., und Sarewitz, D. (2007). Climate change 2007: Lifting the taboo on adaptation. *Nature*, 445(7128), 597–598. doi:10.1038/445597a
182. Piper, D. A. (2017). Untersuchung der Gewitteraktivität und der relevanten großräumigen Steuerungsmechanismen über Mittel- und Westeuropa Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie, Band 73. Karlsruhe, Germany: KIT Scientific Publishing. 298 S. URL: <https://publikationen.bibliothek.kit.edu/1000072089> (Zugriff: 29.10.2017).
183. Piper, D., Kunz, M., Ehmele, F., Mohr, S., Mühr, B., Kron, A. et al. (2016). Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany – Part 1: Meteorological background. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(12), 2835–2850. doi:10.5194/nhess-16-2835-2016
184. Prein, A. F., Gobiet, A., Suklitsch, M., Truhetz, H., Awan, N. K., Keuler, K. et al. (2013). Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dynamics*, 41(9-10), 2655–2677. doi:10.1007/s00382-013-1744-6
185. Prein, A. F., Langhans, W., Fossier, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K. et al. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323–361. doi:10.1002/2014RG000475
186. Puskeiler, M., Kunz, M., und Schmidberger, M. (2016). Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. *Atmospheric Research*, 178-179, 459–470. doi:10.1016/j.atmosres.2016.04.014

187. RAMSES - Science for Cities in Transition (o. J.). On urban resilience [Webseite]. On urban resilience - expert thoughts on the urban adaptation challenge.
URL: <http://on-urban-resilience.eu> (Zugriff: 24.10.2017).
188. Ratter, B. M. W., Philipp, K. H. I., und von Storch, H. (2012). Between hype and decline: recent trends in public perception of climate change. *Environmental Science & Policy*, 18, 3–8.
doi:10.1016/j.envsci.2011.12.007
189. Rauthe, M., Steiner, H., Riediger, U., Mazurkiewicz, A., und Gratzki, A. (2013). A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorologische Zeitschrift*, 22(3), 235–256.
doi:10.1127/0941-2948/2013/0436
190. Reckien, D., Flacke, J., Dawson, R. J., Heidrich, O., Olazabal, M., Foley, A. et al. (2014). Climate change response in Europe: what's the reality? Analysis of adaptation and mitigation plans from 200 urban areas in 11 countries. *Climatic Change*, 122(1-2), 331–340.
doi:10.1007/s10584-013-0989-8
191. Reuter, U., und Kapp, R. (2012). Städtebauliche Klimafibel - Hinweise für die Bauleitplanung. (Ministerium für Verkehr und Infrastruktur Baden-Württemberg, Hrsg.). Stuttgart: Druckfrisch Verlag für Druck-erzeugnisse. 274 S.
URL: https://www.stadtklima-stuttgart.de/stadtklima_filestorage/download/Klimafibel-2012.pdf
(Zugriff: 29.10.2017).
192. Reuter, U., und Kapp, R. (2015). Städtebauliche Instrumente zur Sicherstellung einer klimagerechten Innenentwicklung am Beispiel Stuttgart (Annalen der Meteorologie). In Deutsche Meteorologische Gesellschaft und Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), METTOOLS IX: Programm, Übersicht, Kurzbeiträge; Tagung des Fachausschusses Umweltmeteorologie FAUMET der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft DMG e.V. vom 17. bis 19. März 2015 in Offenbach (Main) (S. 64–65). Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
193. Revi, A., Satterthwaite, D. E., Aragón-Durand, F., Corfee-Morlot, J., Kiunsi, R. B. R., Pelling, M. et al. (2014). Urban areas. In C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir

- et al. (Hrsg.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change* (S. 535–612). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
194. Richman, M. B. (1986). Rotation of principal components. *International Journal of Climatology*, 6(3), 293–335.
195. Robine, J.-M., Cheung, S. L. K., Le Roy, S., Van Oyen, H., Griffiths, C., Michel, J.-P. et al. (2008). Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies*, 331(2), 171–178. doi:10.1016/j.crv.2007.12.001
196. Rockel, B., Will, A., und Hense, A. (2008). The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 347–348. doi:10.1127/0941-2948/2008/0309
197. Röckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M. et al. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description (Report / MPI für Meteorologie). (M.-P.-I. für Meteorologie, Hrsg.) (Band 349). Hamburg. 140 S. URL: <http://hdl.handle.net/11858/00-001M-0000-0012-0144-5> (Zugriff: 29.10.2017).
198. Rosner, H.-J. (2008). *Physische Geographie: Landschaftliche Großeinheiten, Klima, Hydrologie und Böden* (Schriften zur politischen Landeskunde Baden-Württembergs). *Geographie Baden-Württembergs: Raum, Entwicklung, Regionen* (S. 102–123). Stuttgart: Kohlhammer.
199. Runhaar, H., Mees, H., Wardekker, A., Sluijs, J. van der, und Driessen, P. P. J. (2012). Adaptation to climate change-related risks in Dutch urban areas: stimuli and barriers. *Regional Environmental Change*, 12(4), 777–790. doi:10.1007/s10113-012-0292-7
200. Sailor, D. J. (2011). A review of methods for estimating anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment. *International Journal of Climatology*, 31(2), 189–199. doi:10.1002/joc.2106
201. Sasse, R., und Schädler, G. (2014). Generation of regional climate ensembles using Atmospheric Forcing Shifting. *International Journal of Climatology*, 34(7), 2205–2217. doi:10.1002/joc.3831

202. Schädler, G. (1990). Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung Universität Karlsruhe, Band 13. 217 S.
203. Schädler, G., und Sasse, R. (2006). Analysis of the connection between precipitation and synoptic scale processes in the Eastern Mediterranean using self-organizing maps. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 273-278. doi:10.1127/0941-2948/2006/0105
204. Schädler, G., Sedlmeier, K., Schipper, H., und Hackenbruch, J. (2014). Das Klima auf den Gitterpunkt gebracht - Ein Handbuch über Klimasimulationsdaten. (Karlsruher Institut für Technologie Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Institut für Meteorologie und Klimaforschung und Süddeutsches Klimabüro, Hrsg.). Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie. 32 S.
URL: <https://publikationen.bibliothek.kit.edu/1000043884>
(Zugriff: 24.10.2017).
205. Schär, C., und Fischer, E. M. (2008). Der Einfluss des Klimawandels auf Hitzewellen und das Sommerklima Europas. In J. L. Lozàn, L. Karbe, H. Grassl, G. Jendritzky und K. Reise (Hrsg.), *Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken - Gefahren für Pflanzen, Tiere & Menschen* (S. 50–55). Hamburg: Wissenschaftliche Auswertungen.
206. Schatz, J., und Kucharik, C. J. (2015). Urban climate effects on extreme temperatures in Madison, Wisconsin, USA. *Environmental Research Letters*, 10(9), 094024. 14 S. doi:10.1088/1748-9326/10/9/094024
207. Scherer, D., Fehrenbach, U., Lakes, T., Lauf, S., Meier, F., und Schuster, C. (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. doi:10.12854/erde-144-17

208. Schipper, H., Hackenbruch, J., Lentink, H., Nerding, K.-U., und Müller, S. (2016). Sensitivitätsbereiche von branchenspezifischen Klimakenngrößen in Baden-Württemberg – die „Sensitivitätsampel“ (KLIMOPASS-Berichte). (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Hrsg.). Karlsruhe: LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. 315 S.
URL: <http://www.fachdokumente.lubw.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/121483/?COMMAND=DisplayBericht&FIS91063&OBJECT=121483&MODE=METADATA>
(Zugriff: 29.10.2017).
209. Schipper, J. W., Hackenbruch, J., Lentink, H. S., Sedlmeier, K. (in Begutachtung). Integrating Adaptation Expertise into Regional Climate Simulations through Tailored Climate Parameters. *Meteorologische Zeitschrift*.
210. Schlünzen, K. H., Hoffmann, P., Rosenhagen, G., und Riecke, W. (2010). Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg. *International Journal of Climatology*, 30(8), 1121–1136. doi:10.1002/joc.1968
211. Schrodin, R., und Heise, E. (2002). A New Multilayer Soil-Model. *COSMO Newsletter*, 2, 149–151.
212. Schubert, S., und Grossman-Clarke, S. (2014). Evaluation of the coupled COSMO-CLM/DCEP model with observations from BUBBLE. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(685), 2465–2483. doi:10.1002/qj.2311
213. Schuster, C., Burkart, K., und Lakes, T. (2014). Heat mortality in Berlin – Spatial variability at the neighborhood scale. *Urban Climate*, 10, 134–147. doi:10.1016/j.uclim.2014.10.008
214. Schwarz, N., Schlink, U., Franck, U., und Großmann, K. (2012). Relationship of land surface and air temperatures and its implications for quantifying urban heat island indicators—An application for the city of Leipzig (Germany). *Ecological Indicators*, 18, 693–704. doi:10.1016/j.ecolind.2012.01.001

215. Scinocca, J. F., McFarlane, N. A., Lazare, M., Li, J., und Plummer, D. (2008). Technical Note: The CCCma third generation AGCM and its extension into the middle atmosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(23), 7055–7074. doi:10.5194/acp-8-7055-2008
216. Sedlmeier, K. (2015). Near future changes of compound extreme events from an ensemble of regional climate simulations. Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie. 152 S.
URL: <https://publikationen.bibliothek.kit.edu/1000050912>
(Zugriff: 29.10.2017).
217. Sedlmeier, K., Feldmann, H., und Schädler, G. (2017). Compound summer temperature and precipitation extremes over central Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 1–9.
doi:10.1007/s00704-017-2061-5
218. Sedlmeier, K., und Schädler, G. (2015). Ensembles hoch aufgelöster regionaler Klimasimulationen zur Analyse regionaler Klimaänderungen in BaWü und ihre Auswirkungen (KLIMOPASS-Berichte). (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Hrsg.). Karlsruhe: LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. 82 S.
219. Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin (o. J.). Stadtplanung : Klimaanpassung für Berlin. Maßnahmen und Beispiele. 35 S.
URL: http://www.stadtentwicklung.berlin.de/planen/stadtentwicklungsplanung/download/klima/klimaanpassung_broschuere.pdf
(Zugriff: 30.12.2017)
220. Siedentop, S., Schiller, G., Koziol, M., Walther, J., und Gutsche, J.-M. (2006). Siedlungsentwicklung und Infrastrukturfolgekosten: Bilanzierung und Strategieentwicklung - Endbericht (BBR-Online-Publikation). (K. Einig und M. Spangenberg, Hrsg.). Bonn: Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung.
URL: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:0093-ON0306R116>
(Zugriff: 25.08.2017).
221. Smit, B., und Wandel, J. (2006). Adaptation, adaptive capacity and vulnerability (Resilience, Vulnerability, and Adaptation: A Cross-Cutting Theme of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change). *Global Environmental Change*, 16(3), 282–292. doi:10.1016/j.gloenvcha.2006.03.008

222. Stadt Karlsruhe (2008). Anpassung an den Klimawandel in Karlsruhe. Karlsruhe, Germany: Stadt Karlsruhe, Umwelt- und Arbeitsschutz. 47 S. URL: https://www.karlsruhe.de/b3/natur_und_umwelt/klimawandel/klimaanpassung/HF_sections/content/ZZlQUkPwME316g/2008_Bericht_Klimawandel%20KA%202008.pdf (Zugriff: 29.10.2017).
223. Stadt Karlsruhe (2013). Anpassung an den Klimawandel in Karlsruhe - Bestandsaufnahme und Strategie für die Stadt Karlsruhe. Karlsruhe, Germany: Stadt Karlsruhe, Umwelt- und Arbeitsschutz. 224 S. URL: https://www.karlsruhe.de/b3/natur_und_umwelt/klimaschutz/klimafolgen/HF_sections/content/ZZl33ZxibxWJEn/ZZl342BXSjoXv9/Bericht_Klimawandel_web.pdf (Zugriff: 29.10.2017).
224. Stadt Karlsruhe (2015). Städtebaulicher Rahmenplan. Klimaanpassung - Anpassungskomplex, „Hitze“. Karlsruhe: Stadt Karlsruhe, Stadtplanungsamt. 117 S. URL: <https://www.karlsruhe.de/b3/bauen/projekte/klimaanpassung.de> (Zugriff: 29.10.2017).
225. Stadt Karlsruhe (2016). Parks und Grünanlagen [Webseite]. Karlsruhe: Parks und Grünanlagen. URL: https://www.karlsruhe.de/b3/freizeit/gruenflaechen/parks_gruenanlagen.de (Zugriff: 12.09.2017).
226. Stadt Karlsruhe (2017). Alter Flugplatz Karlsruhe [Webseite]. Karlsruhe: Alter Flugplatz Karlsruhe. URL: www.karlsruhe.de/b3/natur_und_umwelt/naturschutz/gebietsschutz/nsggebiete/alterflugplatz.de (Zugriff: 22.02.2017).
227. Stadt Karlsruhe, Liegenschaftsamt (2011). Bevölkerungsdichte im Jahr 2011 [Webseite]. Statistikkarten - Webstadtplan Karlsruhe. URL: <http://geodaten.karlsruhe.de/stadtplan/?conf=statistik&svoff=uebersichtskarten&svon=bevdicte> (Zugriff: 07.11.2016).
228. Staiger, H., Laschewski, G., und Grätz, A. (2012). The perceived temperature – a versatile index for the assessment of the human thermal environment. Part A: scientific basics. *International Journal of Biometeorology*, 56(1), 165–176. doi:10.1007/s00484-011-0409-6

229. Statistisches Landesamt Baden-Württemberg (2015). Bevölkerung und Gebiet im Überblick - Stadt Karlsruhe [Webseite]. Eckdaten zur Bevölkerung – Statistisches Landesamt Baden-Württemberg. URL: <http://www.statistik-bw.de/BevoelkGebiet/Bevoelkerung/99025010.tab?R=GS212000> (Zugriff: 20.10.2016).
230. Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H. W., Gassmann, A., Damrath, U. et al. (2003). Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82(1-4), 75–96. doi:10.1007/s00703-001-0592-9
231. Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S. et al. (2013). Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2), 146–172. doi:10.1002/jame.20015
232. Stewart, I. D., und Oke, T. R. (2012). Local Climate Zones for Urban Temperature Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879–1900. doi:10.1175/BAMS-D-11-00019.1
233. Storbjörk, S. (2007). Governing Climate Adaptation in the Local Arena: Challenges of Risk Management and Planning in Sweden. *Local Environment*, 12(5), 457–469. doi:10.1080/13549830701656960
234. Targino, A. C., Krecl, P., und Coraiola, G. C. (2014). Effects of the large-scale atmospheric circulation on the onset and strength of urban heat islands: a case study. *Theoretical and Applied Climatology*, 117(1-2), 73–87. doi:10.1007/s00704-013-0989-7
235. Themeßl, M. J., Gobiet, A., und Heinrich, G. (2012). Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, 112(2), 449–468. doi:10.1007/s10584-011-0224-4
236. Trusilova, K., Früh, B., Brienens, S., Walter, A., Masson, V., Pigeon, G. et al. (2013). Implementation of an Urban Parameterization Scheme into the Regional Climate Model COSMO-CLM. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(10), 2296–2311. doi:10.1175/JAMC-D-12-0209.1
237. Trusilova, K., Schubert, S., Wouters, H., Früh, B., Grossman-Clarke, S., Demuzere, M. et al. (2016). The urban land use in the COSMO-CLM model: a comparison of three parameterizations for Berlin. *Meteorologische Zeitschrift*, 25(2), 231–244. doi:10.1127/metz/2015/0587

238. Umweltbundesamt (Hrsg.) (2015). Monitoringbericht 2015 zur Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Dessau-Roßlau. 258 S.
URL: https://www.umweltbundesamt.de/sites/default/files/medien/376/publikationen/monitoringbericht_2015_zur_deutschen_anpassungsstrategie_an_den_klimawandel.pdf (Zugriff: 27.09.2017)
239. Umweltbundesamt (2016). Klimaanpassung in der räumlichen Planung. Starkregen, Hochwasser, Massenbewegungen, Hitze, Dürre. Gestaltungsmöglichkeiten der Raumordnung und Bauleitplanung – Praxishilfe. Dessau-Roßlau. 168 S.
URL: https://www.umweltbundesamt.de/sites/default/files/medien/376/publikationen/klimaanpassung_in_der_raeumlichen_planung_praxis_hilfe.pdf (Zugriff: 20.12.2017).
240. Umweltbundesamt (2017). Werkzeuge der Anpassung [Webseite]. Werkzeuge der Anpassung | Umweltbundesamt.
URL: <http://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/klimafolgen-anpassung/werkzeuge-der-anpassung> (Zugriff: 24.10.2017).
241. Umweltbundesamt, und DWD - Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (2008). Klimawandel und Gesundheit - Informationen zu gesundheitlichen Auswirkungen sommerlicher Hitze und Hitzewellen und Tipps zum vorbeugenden Gesundheitsschutz. Dessau-Roßlau: Umweltbundesamt. 14 S.
242. Unger, J. (1996). Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 54(3-4), 147–151. doi:10.1007/BF00865157
243. Unwin, D. J. (1980). The Synoptic Climatology of Birmingham's Urban Heat Island, 1965–74. *Weather*, 35(2), 43–50.
doi:10.1002/j.1477-8696.1980.tb03484.x
244. Upmanis, H., Eliasson, I., und Lindqvist, S. (1998). The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Göteborg, Sweden). *International Journal of Climatology*, 18(6), 681–700.
245. Uppala, S. M., Källberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M. et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012.
doi:10.1256/qj.04.176

246. Van Hove, L. W. A., Jacobs, C. M. J., Heusinkveld, B. G., Elbers, J. A., van Driel, B. L., und Holtslag, A. A. M. (2015). Temporal and spatial variability of urban heat island and thermal comfort within the Rotterdam agglomeration. *Building and Environment*, 83, 91–103. doi:10.1016/j.buildenv.2014.08.029
247. Vogt, J. (2001). Lokale Kaltluftabflüsse. *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie*, Band 14. 354 S.
248. Vogt, J., Keller, S., und Atzl, A. (2014). Entwicklung modellhafter Anpassungsstrategien der regionalen Energie- und Verkehrsinfrastruktur in der Region Stuttgart an den Klimawandel (unveröffentlichter Forschungsbericht (Entwurf) KLIMOPASS – AKLIM). (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Hrsg.). Karlsruhe. 137 S.
249. Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Méliá, D. S. y, Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S. et al. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2091–2121. doi:10.1007/s00382-011-1259-y
250. Weisman, M. L., Skamarock, W. C., und Klemp, J. B. (1997). The Resolution Dependence of Explicitly Modeled Convective Systems. *Monthly Weather Review*, 125(4), 527–548.
251. Widmann, M., und Schär, C. (1997). A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *International Journal of Climatology*, 17(12), 1333–1356.
252. Wilbanks, T. J., Romero Lankao, P., Bao, M., Berkhout, F., Cairncross, S., Ceron, J.-P. et al. (2007). Industry, settlement and society. In M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden und C. E. Hanson (Hrsg.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. 357–390). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
253. Wilby, R. L. (2003). Past and projected trends in London's urban heat island. *Weather*, 58(7), 251–260. doi:10.1256/wea.183.02
254. Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences (International geophysics series)* (2nd ed.). Amsterdam; Boston: Academic Press. 627 S.

255. Wilmers, F. (1968). Wittertypen für mikroklimatische Untersuchungen. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 16(2-3), 144–150. doi:10.1007/BF02243267
256. Wouters, H., Demuzere, M., Blahak, U., Fortuniak, K., Maiheu, B., Camps, J., Tielemans, D., van Lipzig, N. P. M. (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. *Geoscientific Model Development*, 9, 3027-3054. doi:10.5194/gmd-9-3027-2016
257. Wulfmeyer, V., und Henning-Müller, I. (2006). The climate station of the University of Hohenheim: analyses of air temperature and precipitation time series since 1878. *International Journal of Climatology*, 26(1), 113–138. doi:10.1002/joc.1240
258. Yagüe, C., Zurita, E., und Martinez, A. (1991). Statistical analysis of the Madrid urban heat island. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere*, 25(3), 327–332. doi:10.1016/0957-1272(91)90004-X
259. Zimmermann, H. (1987). Die Stadt in ihrer Wirkung als Klimafaktor. *promet*, 17(3-4), 17–24.
260. Zolina, O., Simmer, C., Kapala, A., Bachner, S., Gulev, S., und Maechel, H. (2008). Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network. *Journal of Geophysical Research*, 113(D06110). 17 S. doi:10.1029/2007JD00839

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die auf verschiedene Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

An erster Stelle danke ich der Stiftung Umwelt und Schadenvorsorge, die durch ihre finanzielle Förderung meine Arbeit in den vergangenen drei Jahren ermöglicht hat. Die Einbindung in das Graduiertenkolleg “Resilienz in Zeiten von Unsicherheit und Ambivalenz” hat mir darüber hinaus über den interdisziplinären Austausch Impulse für die eigene Arbeit gegeben. Ebenfalls möchte ich der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz, Baden-Württemberg (LUBW) danken, die im Rahmen des KLIMOPASS-Projektes „Sensitivitätsbereiche von branchenspezifischen Klimakenngrößen in Baden-Württemberg – die „Sensitivitätsampel“ die Durchführung der Umfrage unter Städten in Baden-Württemberg finanziert hat.

Mein besonderer Dank richtet sich an Prof. Dr. Joachim Vogt für die Übernahme des Erstgutachtens und die wohlwollende Begleitung meines Promotionsvorhabens und an Prof. Dr. Christoph Kottmeier für den Themenvorschlag, die Betreuung meiner Arbeit, methodische Anregungen, die kurzfristige Möglichkeit zur Durchführung der Messkampagnen sowie die wissenschaftliche Freiheit, meine eigenen Ideen bei der Ausrichtung des Themas umsetzen zu können. Für inhaltliche Diskussionen danke ich ebenso Dr. Hans Schipper, besonders in der Anfangsphase und zur Anpassungsbefragung, Dr. Gerd Schädler und Prof. Dr. Stefan Emeis. In der Endphase waren mir Dr. Gerd Schädlers kritisches Korrekturlesen der gesamten Arbeit und sein präzises Verfolgen des „roten Fadens“ eine große Hilfe.

Den aktuellen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe „Regionales Klima und Wasserkreislauf“ möchte ich für die Unterstützung bei Fragen zur Klimamodellierung und bei Programmierfragen danken. Mein besonderer Dank für das Zur-Verfügung-Stellen von Daten gilt Benedict Brecht für die Daten von CCLM2.8_TERRA und CCLM2.8_VEG3D, Dr. Katrin Sedlmeier

für das 7 km-Klimamodellensemble und Dr. Hans-Jürgen Panitz für die Daten von CCLM7 und CCLM2.8.

Dr. Rowell Hagemann möchte ich dafür danken, dass er mir die AERO-TRAM Daten regelmäßig ausgelesen, aufbereitet und bereitgestellt hat. Stephan Kraut, Martin Kohler und Bernhard Deny, denen ich zusätzlich für die zur-Verfügung-Stellung der Messdaten des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung in sichergestellter Qualität danke, hatten durch Ihre Unterstützung bei Auf- und Abbau, Betrieb und Datenrettung maßgeblichen Anteil am Gelingen der temporären Messkampagnen. Diese wurden durch die Bereitstellung von Flächen durch Frau Jecht vom Ingenieurbüro Dr. Schlick, Matthäus Vogel vom Hauptfriedhof Karlsruhe, das Tiefbauamt Karlsruhe, die Grundschule am Wasserturm sowie das Karl-Siebert-Haus ermöglicht.

Besonders habe ich mich über die Unterstützung von Dr. Tina Kunz-Plapp bei der Auswertung und Interpretation der Umfrage unter den Städten Baden-Württembergs und der daraus entstandenen Veröffentlichung gefreut. An dieser Stelle sei auch allen Teilnehmern und Experten, die ihr Wissen zur Umfrage beigetragen haben, gedankt.

Gabi Klinck und Gerhard Brückel möchte ich für den einwandfreien Betrieb von Computern und Servern danken, Silvia Deckert, Rosalba Gräbner, Friederike Schönbein und Doris Stenschke für die Lösung aller organisatorischen und administrativen Fragen. Mein Hiwi Sebastian Müller hat mich bei Datenaufbereitung, Messstationen-Batteriewechsel, Literaturverwaltung und allem, was sonst noch anfiel, unterstützt.

Dem Stadtplanungsamt Karlsruhe und berchtold&krass space options danke ich für die Überlassung der Daten des Stadtstrukturtypenkatalogs, Dr. Tobias Krüger vom Institut für ökologische Raumentwicklung in Dresden für die Überlassung der Daten des Bodenversiegelungsgrades und Martin Schulwitz vom Institut für Landes- und Stadtentwicklungsforschung gGmbH in Dortmund für sein offenes Ohr bei GIS-Fragen. Für die Möglichkeit, Messdaten zu verwenden, möchte ich dem Deutschen Wetterdienst, dem Institut für Geographie und Geoökologie am KIT, insbesondere Reiner Gebhardt, der Landeshauptstadt Stuttgart, Amt für Umweltschutz, Abteilung Stadtklimato-

logie, der LUBW, dem Landwirtschaftlichen Technologiezentrum Augustenberg und der Stadt Karlsruhe meinen Dank aussprechen, für die Bereitstellung des Reanalysedatensatzes ERA-Interim dem ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*).

David, dir danke ich für alle persönliche Unterstützung, für viele geduldige Erklärungen physikalischer, mathematischer und synoptischer Zusammenhänge, das akribische Korrekturlesen sowie deinen positiven Zuspruch während aller Phasen der Doktorarbeit. Zum Schluss möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mich bei allen Plänen unterstützt haben.

Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (0179-5619)

Bisher erschienen:

- Nr. 1:** *Fiedler, F. / Prenosil, T.*
Das MESOKLIP-Experiment. (Mesoskaliges Klimaprogramm im Oberrheintal). August 1980
- Nr. 2:** *Tangermann-Dlugi, G.*
Numerische Simulationen atmosphärischer Grenzschichtströmungen über langgestreckten mesoskaligen Hügelketten bei neutraler thermischer Schichtung. August 1982
- Nr. 3:** *Witte, N.*
Ein numerisches Modell des Wärmehaushalts fließender Gewässer unter Berücksichtigung thermischer Eingriffe. Dezember 1982
- Nr. 4:** *Fiedler, F. / Höschele, K. (Hrsg.)*
Prof. Dr. Max Diem zum 70. Geburtstag. Februar 1983 (vergriffen)
- Nr. 5:** *Adrian, G.*
Ein Initialisierungsverfahren für numerische mesoskalige Strömungsmodelle. Juli 1985
- Nr. 6:** *Dorwarth, G.*
Numerische Berechnung des Druckkiderstandes typischer Geländeformen. Januar 1986
- Nr. 7:** *Vogel, B.; Adrian, G. / Fiedler, F.*
MESOKLIP-Analysen der meteorologischen Beobachtungen von mesoskaligen Phänomenen im Oberrheingraben. November 1987
- Nr. 8:** *Hugelmann, C.-P.*
Differenzenverfahren zur Behandlung der Advektion. Februar 1988

- Nr. 9:** *Hafner, T.*
Experimentelle Untersuchung zum Druckwiderstand
der Alpen. April 1988
- Nr. 10:** *Corsmeier, U.*
Analyse turbulenter Bewegungsvorgänge in der maritimen
atmosphärischen Grenzschicht. Mai 1988
- Nr. 11:** *Walk, O. / Wieringa, J. (eds)*
Tsumeb Studies of the Tropical Boundary-Layer Climate.
Juli 1988
- Nr. 12:** *Degrazia, G. A.*
Anwendung von Ähnlichkeitsverfahren auf die turbulente
Diffusion in der konvektiven und stabilen Grenzschicht.
Januar 1989
- Nr. 13:** *Schädler, G.*
Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen
Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht.
November 1990
- Nr. 14:** *Heldt, K.*
Untersuchungen zur Überströmung eines mikroskaligen
Hindernisses in der Atmosphäre. Juli 1991
- Nr. 15:** *Vogel, H.*
Verteilungen reaktiver Luftbeimengungen im Lee einer
Stadt – Numerische Untersuchungen der relevanten Prozesse.
Juli 1991
- Nr. 16:** *Höschele, K. (ed.)*
Planning Applications of Urban and Building Climatology –
Proceedings of the IFHP / CIB-Symposium Berlin,
October 14-15, 1991. März 1992
- Nr. 17:** *Frank, H. P.*
Grenzschichtstruktur in Fronten. März 1992
- Nr. 18:** *Müller, A.*
Parallelisierung numerischer Verfahren zur Beschreibung
von Ausbreitungs- und chemischen Umwandlungsprozessen
in der atmosphärischen Grenzschicht. Februar 1996
- Nr. 19:** *Lenz, C.-J.*
Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem
Gelände. Juni 1996

- Nr. 20:** *Schwartz, A.*
Numerische Simulationen zur Massenbilanz chemisch reaktiver Substanzen im mesoskaligen Bereich. November 1996
- Nr. 21:** *Beheng, K. D.*
Professor Dr. Franz Fiedler zum 60. Geburtstag. Januar 1998
- Nr. 22:** *Niemann, V.*
Numerische Simulation turbulenter Scherströmungen mit einem Kaskadenmodell. April 1998
- Nr. 23:** *Koßmann, M.*
Einfluß orographisch induzierter Transportprozesse auf die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht und die Verteilung von Spurengasen. April 1998
- Nr. 24:** *Baldauf, M.*
Die effektive Rauigkeit über komplexem Gelände – Ein Störungstheoretischer Ansatz. Juni 1998
- Nr. 25:** *Noppel, H.*
Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala. Dezember 1999
- Nr. 26:** *Kuntze, K.*
Vertikaler Austausch und chemische Umwandlung von Spurenstoffen über topographisch gegliedertem Gelände. Oktober 2001
- Nr. 27:** *Wilms-Grabe, W.*
Vierdimensionale Datenassimilation als Methode zur Kopplung zweier verschiedenskaliger meteorologischer Modellsysteme. Oktober 2001
- Nr. 28:** *Grabe, F.*
Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze. Januar 2002
- Nr. 29:** *Riemer, N.*
Numerische Simulationen zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite. Mai 2002

- Nr. 30:** *Braun, F. J.*
Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie.
Dezember 2002
- Nr. 31:** *Kunz, M.*
Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer
über Mittelgebirgen. März 2003
- Nr. 32:** *Bäumer, D.*
Transport und chemische Umwandlung von Luftschadstoffen
im Nahbereich von Autobahnen – numerische Simulationen.
Juni 2003
- Nr. 33:** *Barthlott, C.*
Kohärente Wirbelstrukturen in der atmosphärischen
Grenzschicht. Juni 2003
- Nr. 34:** *Wieser, A.*
Messung turbulenter Spurengasflüsse vom Flugzeug aus.
Januar 2005
- Nr. 35:** *Blahak, U.*
Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen
mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung.
Februar 2005
- Nr. 36:** *Bertram, I.*
Bestimmung der Wasser- und Eismasse hochreichender
konvektiver Wolken anhand von Radardaten, Modell-
ergebnissen und konzeptioneller Betrachtungen. Mai 2005
- Nr. 37:** *Schmoeckel, J.*
Orographischer Einfluss auf die Strömung abgeleitet
aus Sturmschäden im Schwarzwald während des
Orkans „Lothar“. Mai 2006
- Nr. 38:** *Schmitt, C.*
Interannual Variability in Antarctic Sea Ice Motion:
Interannuelle Variabilität antarktischer Meereis-Drift.
Mai 2006
- Nr. 39:** *Hasel, M.*
Strukturmerkmale und Modelldarstellung der Konvektion
über Mittelgebirgen. Juli 2006

Ab Band 40 erscheinen die Wissenschaftlichen Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung bei KIT Scientific Publishing (ISSN 0179-5619). Die Bände sind unter www.ksp.kit.edu als PDF frei verfügbar oder als Druckausgabe bestellbar.

- Nr. 40:** *Lux, R.*
Modellsimulationen zur Strömungsverstärkung von orographischen Grundstrukturen bei Sturmsituationen
ISBN 978-3-86644-140-8
- Nr. 41:** *Straub, W.*
Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken
ISBN 978-3-86644-226-9
- Nr. 42:** *Meißner, C.*
High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM
ISBN 978-3-86644-228-3
- Nr. 43:** *Höpfner, M.*
Charakterisierung polarer stratosphärischer Wolken mittels hochauflösender Infrarotspektroskopie
ISBN 978-3-86644-294-8
- Nr. 44:** *Rings, J.*
Monitoring the water content evolution of dikes
ISBN 978-3-86644-321-1
- Nr. 45:** *Riemer, M.*
Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme: Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten
ISBN 978-3-86644-766-0
- Nr. 46:** Nicht erschienen.
- Nr. 47:** Nicht erschienen.
- Nr. 48:** Nicht erschienen.

- Nr. 49:** *Peters, T.*
Ableitung einer Beziehung zwischen der Radarreflektivität, der Niederschlagsrate und weiteren aus Radardaten abgeleiteten Parametern unter Verwendung von Methoden der multivariaten Statistik
ISBN 978-3-86644-323-5
- Nr. 50:** *Khodayar Pardo, S.*
High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes
ISBN 978-3-86644-770-7
- Nr. 51:** *Träumner, K.*
Einmischprozesse am Oberrand der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht
ISBN 978-3-86644-771-4
- Nr. 52:** Nicht erschienen.
- Nr. 53:** *Lundgren, K.*
Direct Radiative Effects of Sea Salt on the Regional Scale
ISBN 978-3-86644-773-8
- Nr. 54:** *Sasse, R.*
Analyse des regionalen atmosphärischen Wasserhaushalts unter Verwendung von COSMO-Simulationen und GPS-Beobachtungen
ISBN 978-3-86644-774-5
- Nr. 55:** *Grenzhäuser, J.*
Entwicklung neuartiger Mess- und Auswertungsstrategien für ein scannendes Wolkenradar und deren Anwendungsbereiche
ISBN 978-3-86644-775-2
- Nr. 56:** *Grams, C.*
Quantification of the downstream impact of extratropical transition for Typhoon Jangmi and other case studies
ISBN 978-3-86644-776-9
- Nr. 57:** *Keller, J.*
Diagnosing the Downstream Impact of Extratropical Transition Using Multimodel Operational Ensemble Prediction Systems
ISBN 978-3-86644-984-8

- Nr. 58:** *Mohr, S.*
Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel
ISBN 978-3-86644-994-7
- Nr. 59:** *Puskeiler, M.*
Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland
ISBN 978-3-7315-0028-5
- Nr. 60:** *Zeng, Y.*
Efficient Radar Forward Operator for Operational
Data Assimilation within the COSMO-model
ISBN 978-3-7315-0128-2
- Nr. 61:** Nicht erschienen.
- Nr. 62:** *Jerger, D.*
Radar Forward Operator for Verification of Cloud
Resolving Simulations within the COSMO Model
ISBN 978-3-7315-0172-5
- Nr. 63:** *Maurer, V.*
Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge :
Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika
ISBN 978-3-7315-0189-3
- Nr. 64:** *Stawiarski, C.*
Optimizing Dual-Doppler Lidar Measurements of Surface
Layer Coherent Structures with Large-Eddy Simulations
ISBN 978-3-7315-0197-8
- Nr. 65:** *Mahlke, H.*
Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion
im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum
ISBN 978-3-7315-0203-6
- Nr. 66:** *Fosser, G.*
Precipitation statistics from regional climate model
at resolutions relevant for soil erosion
ISBN 978-3-7315-0227-2
- Nr. 67:** *Adler, B.*
Boundary-Layer Processes Producing Mesoscale
Water-Vapour Variability over a Mountainous Island
ISBN 978-3-7315-0247-0

- Nr. 68:** *Kraut, I.*
Separating the Aerosol Effect in Case of a „Medicane“
ISBN 978-3-7315-0405-4
- Nr. 69:** *Breil, M.*
Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechsel-
wirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des
Westafrikanischen Monsuns
ISBN 978-3-7315-0420-7
- Nr. 70:** *Lott, F. F.*
Wind Systems in the Dead Sea and Footprints
in Seismic Records
ISBN 978-3-7315-0596-9
- Nr. 71:** *Rieger, D.*
Der Einfluss von natürlichem Aerosol auf Wolken
über Mitteleuropa
ISBN 978-3-7315-0672-0
- Nr. 72:** *Loewe, K.*
Arctic mixed-phase clouds. Macro- and
microphysical insights with a numerical model
ISBN 978-3-7315-0686-7
- Nr. 73:** *Piper, D. A.*
Untersuchung der Gewitteraktivität und der
relevanten großräumigen Steuerungsmechanismen
über Mittel- und Westeuropa
ISBN 978-3-7315-0701-7
- Nr. 74:** *Metzger, J.*
Wind Systems and Energy Balance in the Dead Sea Valley
ISBN 978-3-7315-0699-7
- Nr. 75:** *Deetz, K.*
Assessing the Aerosol Impact on Southern West
African Clouds and Atmospheric Dynamics
ISBN 978-3-7315-0744-4
- Nr. 76:** *Ehmele, F. T.*
Stochastische Simulation großflächiger, hochwasser-
relevanter Niederschlagsereignisse.
ISBN 978-3-7315-0761-1

Nr. 77: *Hackenbruch, J.*
Anpassungsrelevante Klimaänderungen für
städtische Baustrukturen und Wohnquartiere
ISBN 978-3-7315-0771-0

JULIA HACKENBRUCH

**Anpassungsrelevante Klimaänderungen für
städtische Baustrukturen und Wohnquartiere**

In dieser Arbeit wird der Einfluss des Klimawandels auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel für die Stadt Karlsruhe untersucht. Zunächst wird ihre heutige jahres- und tageszeitliche sowie räumliche Variabilität anhand mehrerer meteorologischer Messdatensätze charakterisiert. Ein Schwerpunkt liegt auf innerstädtischen Temperaturunterschieden bei Hitzeereignissen. Anschließend wird die zukünftige Entwicklung der städtischen Wärmeinsel mithilfe hoch aufgelöster regionaler Klimamodelldaten projiziert.

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0771-0

Gedruckt auf FSC-zertifiziertem Papier

