

Analyse von Definitionen von Hitze- und Kältewellen in Europa

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Florian Becker

Januar 2019



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

Prof. Dr. Peter Knippertz

Korreferent:

Dr. Peter Bissolli



This document is licenced under the Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International Licence.

Abstract

Heat and cold waves are among the most impactful natural large-scale phenomena challenging society. Despite remarkable research progress in the last two decades and the clear trend of heat waves increasing in intensity, duration, frequency and spatial extent, there is still no universal definition for these events agreed on. Instead, every sector or weather service uses its own definition.

This thesis reviews and analyses the most commonly used definitions for temperature extremes in literature, applied to data of WMO Region VI stations and ERA-Interim, spanning the vast region and the many different climate zones from Greenland to Israel.

It is shown that the frameworks provided by Perkins and Alexander (2013) and Hobday et al. (2016) from atmospheric and marine heatwave research are useful for comparison and visualization of heat and cold waves. Special emphasis is placed on the new calculation methods "Heat Wave Magnitude Index daily" (HWMId), "Excess Heat Factor" (EHF) and the visualization in the shape of bubble plots.

It is confirmed that percentile-based indices are superior to absolute thresholds identifying large-scale heat and cold waves. To confine events to peak summer and peak winter events respectively, a combined daily 95th percentile & 28 °C index for maximum and a daily 5th percentile & 2 °C index for minimum temperature are suggested. For scientific purposes HWMId is viewed as a suitable index, as well as EHF for epidemiology.

These findings set a foundation for reanalysing, monitoring and projecting extreme temperature events on continental scale as well as research on forecasting heat and cold wave indices on sub-seasonal timescales.

Zusammenfassung

Hitze- und Kältewellen gehören durch ihre großskalige Natur zu den Wetterereignissen mit den größten Auswirkungen auf verschiedene Bereiche der Gesellschaft. Trotz bemerkenswerter Fortschritte in der Forschung der letzten 20 Jahre und dem klar erkennbaren Trend zu Hitzewellen, deren Stärke, Dauer, Häufigkeit und Ausdehnung zunehmen, herrscht nach wie vor keine Einigkeit über die Verwendung eines universellen Index zur Charakterisierung dieser Ereignisse. Stattdessen verwendet noch jeder Sektor oder jeder Wetterdienst seine eigene Definition.

Diese Arbeit betrachtet und analysiert die am häufigsten verwendeten Definitionen für Temperaturextreme aus der Literatur mit Hilfe von Stations- und ERA-Interim-Daten für die WMO-Region VI, welche die riesige Region und die zahlreichen verschiedenen Klimazonen zwischen Grönland und Israel umfasst. Es wird gezeigt, dass sich die Systematiken von Perkins und Alexander (2013) und Hobday et al. (2016) aus der atmosphärischen und marinen Hitzewellenforschung für den Vergleich und die Visualisierung von Hitze- und Kältewellen eignen. Besonderes Augenmerk wird auf die neuen Berechnungsweisen "Heat Wave Magnitude Index daily" (HWMId), "Excess Heat Factor" (EHF) und auf die Visualisierung in Form von Blasendiagrammen gelegt.

Es wird bestätigt, dass perzentilbasierte Indizes absoluten Schwellenwerten bei der Identifizierung von großflächigen Hitze- und Kältewellen überlegen sind. Um die Ereignisse auf die stärksten im Sommer bzw. Winter zu beschränken, wird ein kombinierter 95. Perzentil & 28 °C - Index und ein 5. Perzentil & 2 °C - Index für Höchst- bzw. Tiefsttemperaturen vorgeschlagen.

Für wissenschaftliche Anwendungen werden HWMId, für epidemiologische Betrachtungen EHF als geeignete Indizes angesehen.

Diese Ergebnisse legen die Grundlage für Reanalyse, Monitoring und Projektionen extremer Temperaturereignisse auf kontinentaler Skala sowie um die Vorhersagbarkeit auf S2S-Zeitskalen (sub-seasonal to seasonal) mittels Hitze- und Kältewellenindizes zu erforschen.

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation und Einleitung	1
2	Stand der Wissenschaft	5
2.1	Grundlagen	5
2.1.1	Allgemeine Definition von Hitze- und Kältewellen	9
2.1.2	Forschung zu Hitzewellen	12
2.1.3	Forschung zu Kältewellen	15
2.2	Die Entwicklung von Indizes in der Forschung	15
2.2.1	Kriterien für Hitze- und Kälte-Indizes	16
2.2.2	Physiologische Hitze-Definitionen	17
2.2.3	Weiterentwicklung der Klimaforschung für Hitze- und Kälteindizes	19
2.3	Heat Wave Magnitude Index daily	26
2.4	Excess Heat Factor	30
2.5	Kategorien für Hitze- und Kältewellen	33
3	Forschungsfragen	35
4	Daten und Methoden	37
4.1	Daten	37
4.2	Modellgebiet	39
4.3	Methodik	40
5	Ergebnisse	45
5.1	Klimatologie	45
5.2	Hitzewellen	48
5.2.1	Stationsdaten	48
5.2.2	ERA-Interim	61
5.3	Kältewellen	67
5.3.1	Stationsdaten	67
5.3.2	ERA-Interim	74
6	Diskussion	81
7	Zusammenfassung und Ausblick	85
	Literaturverzeichnis	96

1 Motivation und Einleitung

Temperaturextreme als ein Teilaspekt außergewöhnlicher meteorologischer Ereignisse beeinflussen zahllose Bereiche des täglichen Lebens großer Bevölkerungsgruppen (Bieli et al., 2015).

Sie wirken direkt und indirekt auf Gesundheit und Wohlbefinden der Menschen (Horton et al., 2016) und bringen gegebenenfalls nachteilige oder tödliche Effekte durch Hitze- und Kältstress (Barnett et al., 2012). Zudem nehmen sie großen Einfluss auf Leistungsfähigkeit im physiologischen und wirtschaftlichen Sinne (Deryugina und Hsiang, 2014) und können einen wichtigen oder sogar limitierenden Einflussfaktor auf die Lebensmittelversorgung über die Landwirtschaft darstellen (z.B. Spätfröste, Erhöhung der Verdunstungsrate bei der Entstehung und Verstärkung von Dürreperioden; Lhotka und Kysely, 2015; Perkins, 2015). Bezogen auf Natur und Technik bergen Waldbrände, Stromausfälle und Schäden an der Infrastruktur Gefährdungspotential (Lass et al., 2011).

Im Kontext des Klimawandels nimmt die Bedeutung der Überwachung von Temperaturextremen immer mehr zu. Eine maximale Erhöhung der Globaltemperatur um 2 °C im Vergleich zum vorindustriellen Zeitraum wird als obere Grenze bezeichnet, ab welcher das Risiko gefährlicher Auswirkungen des Klimawandels größere Gebiete betrifft und stärker zunimmt (Randalls, 2010; Willett und Sherwood, 2012). Ohne drastische Maßnahmen wird diese Marke in den 2030er bis 2050er Jahren erreicht und aktuell ist die Globaltemperatur schon bei der Hälfte dieses Werts angekommen (1.0 ± 0.2 °C), wie dem Spezialbericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, dt. zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen) zum 1,5-Grad-Ziel im Oktober 2018 zu entnehmen ist (IPCC, 2018).

Das Wetter als momentaner Zustand der Troposphäre, ausgedrückt mittels verschiedener gemessener Parameter, wird statistisch über einen festgelegten Zeitraum von mindestens 30 Jahren ausgewertet und als Klima bezeichnet. Das Klima unterliegt nicht nur natürlichen Schwankungen auf verschiedensten Zeitskalen, sondern verändert sich durch anthropogene Einflüsse schneller als es über Millionen Jahre der Fall war (Diffenbaugh und Field, 2013). Wichtiger als je zuvor sind politische und sozio-ökonomische Entscheidungen, die notwendig sind für ein lebenswertes sowie gut funktionierendes Zusammenleben unter veränderten Klimabedingungen auch über das oft zitierte Jahr 2100 hinaus (Sherwood und Huber, 2010). Eine essentielle Grundlage hierfür stellt die Ermöglichung eines lückenlosen Klimamonitorings sowie die Kommunikation und Anwendung der Ergebnisse aus der Forschung dar.

Bezogen auf sehr warme und sehr kalte Witterungsperioden, die das Funktionieren einer Gesellschaft auf die Probe stellen können, stellt sich zuallererst die Definitionsfrage:

Wann kann von einer Hitze- oder Kältewelle gesprochen werden und wann nicht?

Bis heute existiert in der Klimawissenschaft noch keine einheitliche, universell verwendbare Antwort auf diese Frage. Klimatologische Ursachen sind in den zahlreich vorkommenden, verschiedenen Klimazonen der Erde zu finden. In der Natur von Hitze- und Kältewellen liegt außerdem, dass sie sich nicht nur auf einen einzigen Lebensbereich auswirken, welcher nur von einer einzigen Forschungsdisziplin untersucht wird ("multi-impact"). Für eine erschöpfende Beschreibung ist interdisziplinärer Austausch von Nöten - wie etwa bei der Entwicklung des biometeorologischen Index "Universal Thermal Climate Index" (UTCI; Jendritzky et al., 2012).

Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) unterteilt die Welt in sechs verschiedene Verwaltungsregionen, von denen der Deutsche Wetterdienst (DWD) als Regionales Klimazentrum für Klimamonitoring den Vorsitz für den Großraum Europa unterhält (RCC-CM WMO Region VI¹). Die vorliegende Arbeit folgt dieser Gebietsdefinition und betrachtet die gesamte WMO-Region VI, welche von Nordgrönland bis zum Roten Meer reicht.

Selbstverständlich verstehen Menschen in Spanien und Israel etwas anderes unter einer Hitzewelle als Menschen in Norwegen oder Südgrönland. Eine Kältewelle in Irland ist kaum mit einer Kältewelle in Russland zu vergleichen. Und auch innerhalb eines Landes empfindet nicht jeder Mensch dieselbe Temperatur als extreme Hitze oder Kälte, nicht einmal fühlt sich dieselbe Temperatur immer gleich an. Schon auf einem noch verhältnismäßig kleinen Kontinent wie Europa sind die klimatischen Bedingungen je nach geographischer Lage häufig grundverschieden.

Genauso vielgestaltig sind Kriterien und Vorgehensweisen bei der Klassifizierung dieser Ereignisse sowie das Warnmanagement auf nationaler Ebene (McGregor et al., 2015). Nahezu jeder Wetterdienst oder öffentliche Sektor verwendet auf das eigene Fachgebiet zugeschnittene, spezialisierte Definitionen (Perkins und Alexander, 2013). Eine objektive Betrachtung von Hitze- und Kälteindizes muss vereinheitlichen, aber auch die unterschiedlichen Anforderungen an diese seitens der Öffentlichkeit und der Forschung realitätsnah berücksichtigen.

Für eine sinnvolle Hitze- und Kältewellenklassifikation für mehrere Länder und Kontinente gleichzeitig müssen die Ereignisse immer relativ zu an einem Ort herrschenden Klima und den dort aufgetretenen, über dieselbe Zeitspanne von Jahrzehnten beobachteten Extreme, definiert werden (die sogenannte perzentil-basierte Betrachtung). Die Extremereignisse lassen sich zudem durch Kenngrößen wie Dauer, Intensität, Häufigkeit und räumliche Ausdehnung beschreiben.

Die Forschung zu atmosphärischen und marinen Temperaturextremen entwickelte eine Vielzahl verschiedener Definitionen zur Beschreibung dieser Ereignisse (z.B. Heat Wave Duration Index; Frich et al., 2002). Sie erfassten zunächst nur einen klimatologischen oder physiologischen Aspekt der Extreme (Djongyang et al., 2010) und neue Studien betrachteten sogenannte "Klimawandel-Indizes" (Alexander et al., 2006).

¹ abrufbar unter: https://rcccm.dwd.de/DWD-RCCCM/EN/network/rcccm/rcccm_node.html, zuletzt abgerufen am 02.10.2018.

Als großer Fortschritt erweisen sich die Verwendung eines Klassifikations-Schemas für Hitze- und Kältewellen - wie z.B. in Fischer und Schär (2010) und Hobday et al. (2018) - sowie die Definition des "Excess Heat Factor" (EHF; Nairn et al., 2009) und des "Heat Wave Magnitude Index daily" (HWMId; Russo et al., 2015). Beide Indizes können analog auch für Kältewellen definiert werden. Noch gibt es jedoch keinen universell verwendeten Index für diese Ereignisse (Nairn und Fawcett, 2013).

Spätestens seit den Rekordhitzewellen der Jahre 2003 und 2010 haben sich Hitzeextreme zu einem der vorrangigen Themen in der Forschung entwickelt. Bei den Anstrengungen, viele Tage bis einige Wochen im Voraus Hitzewellen vorherzusagen, um Vorbereitungen für diese Ereignisse treffen zu können, erscheint die Verwendung eines universellen Hitzeindex als sehr wertvoll. Zudem lassen sich die Entwicklung der Extremereignisse von der Vergangenheit bis in die von Klimaprojektionen simulierte Zukunft weltweit auswerten, vergleichen und verfolgen.

Die Motivation der vorliegenden Arbeit erfolgte initiativ durch den DWD und wurde gemeinsam mit dem KIT IMK-TRO (Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungsbereich Troposphäre) betreut. Die Bearbeitung fand am KIT statt und die Arbeit ist mit dem Teilprojekt C4 des Transregio 165 "Waves to Weather" (<https://www.wavestoweather.de/>) assoziiert.

Der aktuelle Stand der Forschung zu Hitze- und Kältewellen mit dem Schwerpunkt auf deren Definitionen wird in dieser Arbeit in Kapitel 2 vorgestellt. Die in Kapitel 3 definierten Forschungsfragen werden mit den in Kapitel 4 genannten und erläuterten Daten und Methoden bearbeitet. In Kapitel 5 erfolgt die Präsentation der Ergebnisse, welche in den letzten beiden Kapiteln diskutiert und zusammengefasst werden.

2 Stand der Wissenschaft

In diesem Kapitel werden einige grundlegende Fakten und Forschungsergebnisse, auf denen die vorliegende Arbeit aufbaut, dargestellt. Neben einer Zusammenfassung der Entwicklung und Erkenntnisse der Klimaforschung in den letzten Jahren bis Jahrzehnten erfolgt zudem eine genauere Betrachtung der Studienergebnisse zu Hitze- und Kältewellen. Die Bedeutung und Schwierigkeiten bei der Entwicklung von Temperaturindizes wird besonders herausgearbeitet.

2.1 Grundlagen

Die WMO-Region VI (auch WMO RA VI, RA: Regional Association) umfasst 50 Länder zwischen dem zum Königreich Dänemark gehörenden Grönland über Kontinentaleuropa bis zum Roten Meer im äußersten Südosten (Abb. 2.1). Die genaue Gebietsdefinition wird in Kapitel 4 erläutert.

Von Nord nach Süd ist die Temperatur, von West nach Ost die Kontinentalität der dominierende Unterscheidungsfaktor der Klimazonen in der WMO-Region VI. Die effektive Klimaklassifikation nach Köppen und Geiger, u.a. von Rubel und Kottek (2010) aktualisiert und für das 20. und gesamte 21. Jahrhundert reanalysiert bzw. in die Zukunft berechnet, unterscheidet insgesamt 16 Klimazonen in RA VI (Referenz 1986-2010, Beschreibung: Tab. 2.1).

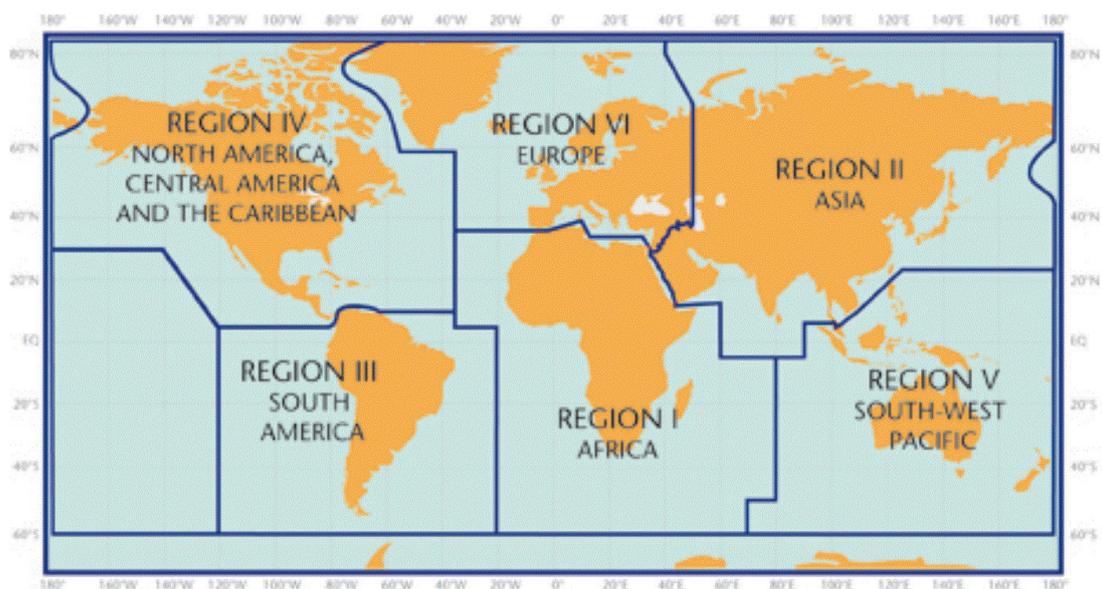


Abbildung 2.1: Weltkarte mit den Einteilungen der sechs WMO-Regionen, Grenzlinien in dunkelblau eingezeichnet. Bild: http://www.wmo.int/pages/prog/dra/regional_offices.php, zuletzt abgerufen: 02.11.2018.

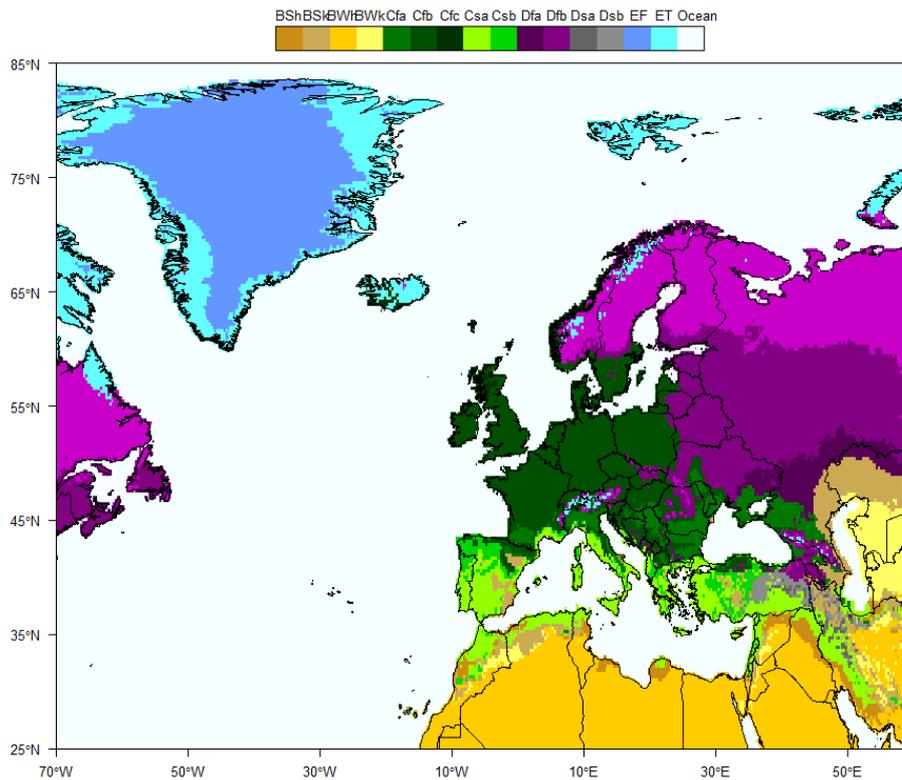


Abbildung 2.2: Ausschnitt der Klimazonen rund um den europäischen Kontinent, erstellt mit Hilfe der R-Datei (R Core Team, 2013) von Rubel et al. (2017), http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/Rcode/Map_KG-Global.zip, zuletzt abgerufen: 02.11.2018.

Sie folgen aus der Land-See-Verteilung, der geographischen Lage sowie dem Einfluss der atmosphärischen Zirkulationsregime (Polar-, Ferrell- und nördlicher Teil der Hadley-Zelle).

Am häufigsten kommen hier die gemäßigten C-Klimate vor, in der Westwindzone, mit gleichmäßigen Niederschlägen über das Jahr verteilt (Abb. 2.2). Der äußerste Westen Europas (z.B. Irland) ist ozeanisch geprägt mit milden Wintern und kühlen Sommern. Die mediterranen Länder verzeichnen ausgeprägte Sommerhitze und -trockenheit und im Winterhalbjahr gelegentliche Kaltlufteinbrüche mit Starkniederschlägen. Im Osten und Südosten der Region RA VI finden sich kalte Winter und heiße Sommer, vereinzelt sogar kalte bzw. heiße Steppen (z.B. Kasachstan, Israel). Im Norden und Osten schließen sich die Schneeklimate an, mit durchweg niedrigeren Sommer- und Wintertemperaturen. Auf den höchsten Berggipfeln und zwischen Polarkreis und Nordpol herrschen Dauerfrost- oder Eisklimate (Spitzbergen, Grönland).

Die verschiedenen Klimazonen verdeutlichen die Bandbreite der vorkommenden Temperaturen in der WMO-Region VI (unter -40 °C bis über $+40\text{ °C}$). Die höchsten und niedrigsten Werte der Temperaturverteilung an einem Ort qualifizieren sich als ein Teilaspekt für die Bezeichnung derselben als Hitze- oder Kältewellen.

Auf nationaler Ebene verwenden Wetterdienste in Europa unterschiedliche Warnschwellen und Grenzwerte, ab denen Warnungen ausgegeben werden oder von Temperaturextremen gesprochen wird (WMO, 2018; WHO, 2009).

Tabelle 2.1: Klimazonen der Region WMO RA VI aus Kottek et al. (2006) mit den folgenden Abkürzungen: T_M : Monatsmitteltemperatur, T_{Mn} (T_{Mx}): Monatsmitteltemperatur des kältesten (wärmsten) Monats im Jahr, T_{ann} : Jahresmitteltemperatur, N_{ann} : mittlerer Jahresniederschlag, N_{gr} : Grenzwert des Niederschlags zur Einteilung in aride Klimate, N_{Sn} (N_{Sx}): niedrigster (höchster) mittlerer Monatsniederschlag im Sommer, N_{Wn} (N_{Wx}): niedrigster (höchster) mittlerer Monatsniederschlag im Winter

Typ	Bezeichnung	Kriterium
temperaturabhängige Kriterien		
C	(Warm)gemäßigtes Klima	$-3\text{ °C} < T_{Mn} < 18\text{ °C}$
D	Schneeklima	$T_{Mn} < -3\text{ °C}$
E	Polarklima	$T_{Mx} < 10\text{ °C}$
ET	Tundra	$0\text{ °C} < T_{Mx} < 10\text{ °C}$
EF	Dauerfrost	$T_{Mx} < 0\text{ °C}$
(B) h	heiße Steppe / Wüste	$T_{ann} > 18\text{ °C}$
(B) k	kalte Steppe / Wüste	$T_{ann} < 18\text{ °C}$
(C/D) a	heißer Sommer	$T_{Mx} > 22\text{ °C}$
(C/D) b	warmer Sommer	nicht (a) und mind. 4 $T_M > 10\text{ °C}$
(C/D) c	kühler Sommer, kalter Winter	nicht (b) und $T_{Mn} > -38\text{ °C}$
(C) d	extrem kontinental	wie (c), aber $T_{Mn} \leq -38\text{ °C}$
niederschlagsabhängige Kriterien		
B	Aride Klimate	$N_{ann} < 10 N_{gr}$
BS	Steppe	$N_{ann} > 5 N_{gr}$
BW	Wüste	$N_{ann} \leq 5 N_{gr}$
(C/D)s	trockener Sommer	$N_{Sn} < N_{Wn}, N_{Wx} > 3 N_{Sn}, N_{Sn} < 40\text{ mm}$
(C/D)w	trockener Winter	$N_{Wn} < N_{Sn}$ und $N_{Sx} > 10 N_{Wn}$
(C/D)f	immerfeucht	weder s noch w

Diese richten sich meist nach den klimatologischen Erfahrungswerten, also der üblichen Schwankungsbreite der vorkommenden Temperaturen, an die die Bevölkerung bis zu einem gewissen Grad der Extreme angepasst ist. So wird in Deutschland eine Höchsttemperatur von 25 °C als "Sommertag", in Skandinavien jedoch schon als "Hitzetag" bezeichnet¹.

¹ SMHI, 2018: Värmebölja. Aufrufbar unter: <http://www.smhi.se/kunskapsbanken/klimat/varmebolja-1.22372>, zuletzt abgerufen am 20.11.2018.

Aus Abb. 2.3² sind beispielhaft die im Jahr 2009 bestehenden Heat-Health-Warnsysteme in Europa mit den verwendeten Temperaturindizes zu entnehmen. Einige davon sind zudem in McGregor et al. (2015) aufgelistet.

In Mitteleuropa sind die Bezeichnungen "Sommertag" und "Hitzetag" (Höchsttemperatur $T_{max} \geq 25$ °C bzw. ≥ 30 °C) eine feste Größe für klimatologische Auswertungen (Kysely, 2010). In Südeuropa erhalten diese wenig Beachtung, da solche Temperaturen die meiste Zeit im Jahr vorkommen können. In den kältesten Regionen Nordeuropas werden diese jahrelang nicht oder bis dato noch nicht erreicht. Dasselbe gilt umgekehrt für "Frosttag" und "Eistag" (Tiefsttemperatur $T_{min} < 0$ °C bzw. Höchsttemperatur $T_{max} < 0$ °C).

Eine Umfrage der WMO ergab zudem, dass noch 60 % der nationalen Wetterdienste, welche Definitionen für Hitze- oder Kältewellen besitzen (N=34 bzw. N=27), absolute Schwellenwerte bei der Betrachtung von Hitze- und Kältewellen anwenden (WMO, 2018).

Das UK MetOffice³ verwendet aktuell ein vierstufiges, der DWD ein zweistufiges Warnsystem⁴ für starke und extreme Wärmebelastung (Gefühlte Temperatur > 32 °C und > 38 °C).

In Spanien liegen die für eine Hitzewelle vom Wetterdienst AEMET angesetzten Grenzwerte des 95. Perzentils (siehe Kap. 2.1.1) der Monate Juli und August 1971-2000 im Großteil des Landes bei 35 °C bis 40 °C, welche an mindestens 10 % der Stationen an drei Tagen in Folge überschritten werden sollen (AEMET, 2018a)⁵.

Kältewellen werden meist analog definiert, wie z.B. mit dem 5. Perzentil der Monate Januar und Februar 1971-2000 (AEMET, 2018b)⁶

Für die qualitative Definition von Extremen konnte ein Konsens gefunden werden (Kapitel 2.1.1), quantitativ unterscheiden sich die Vorgehensweisen noch beträchtlich. Zudem beschäftigten sich verhältnismäßig wenige Studien ausdrücklich mit der Frage, welche Definition für Hitze- und Kältewellen universell anwendbar ist oder erarbeiteten eine komplett neue Definition. Diese Studien werden nach einem Überblick über die Forschung zu Temperaturextremen in den Kapiteln genauer betrachtet.

² Liukaityte, J. und C. Koppe, 2009: Heat-health warning systems in Europe. Aufrufbar unter: https://www.isse.ucar.edu/climatehealth/2009/presentations/Liukaityte_HHWS.pdf, zuletzt abgerufen am 20.11.2018

³ UK MetOffice, 2018: Heat-Health Watch. Aufrufbar unter: <https://www.metoffice.gov.uk/public/weather/heat-health/>, zuletzt abgerufen am 20.11.2018.

⁴ Deutscher Wetterdienst, 2018: Hitzewarnung. Aufrufbar unter: <https://www.dwd.de/DE/leistungen/hitzewarnung/hitzewarnung.html>, zuletzt abgerufen am 20.11.2018.

⁵ Agencia Estatal de Meteorología, 2018: Olas de calor en España desde 1975. Área de Climatología y Aplicaciones Operativas, abrufbar unter http://www.aemet.es/documentos/es/conocerlas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/estudios/Olas_calor/Olas_Calor_Actualizacion0ctubre2018.pdf, zuletzt abgerufen am 20.10.2018.

⁶ Agencia Estatal de Meteorología, 2018: Olas de frío en España desde 1975. Servicio de Banco Nacional de Datos Climatológicos, abrufbar unter http://www.aemet.es/es/conocerlas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/estudios/detalles/olas_frio, zuletzt abgerufen am 20.10.2018.

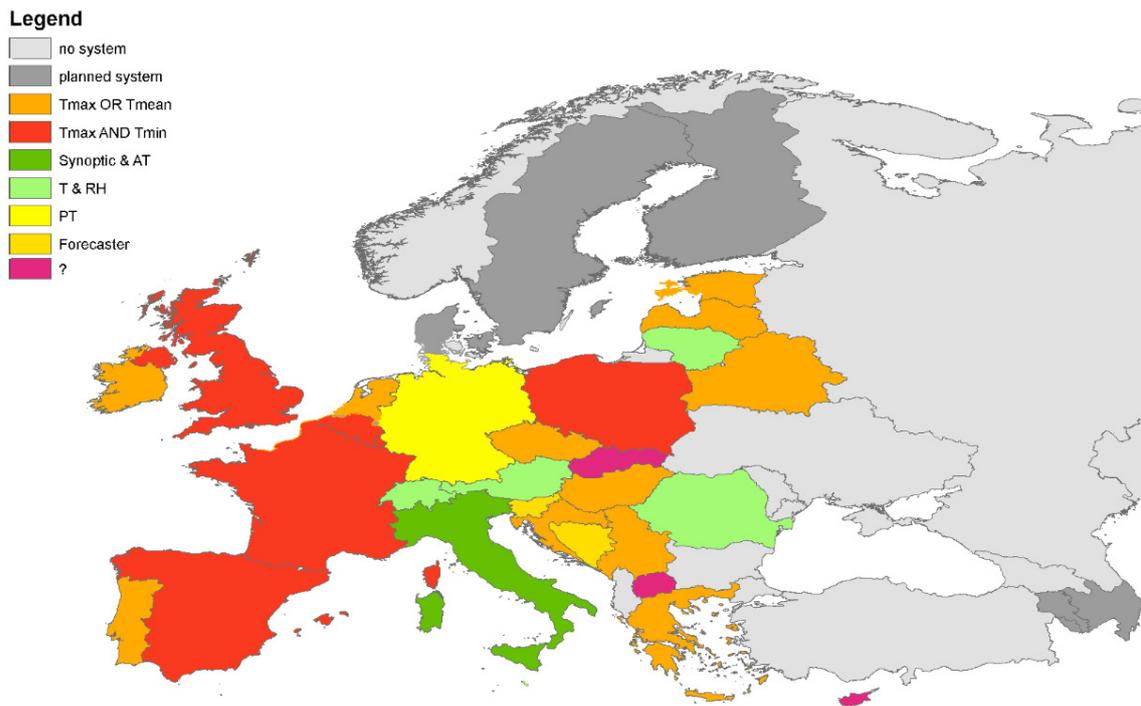


Abbildung 2.3: Heat-Health-Warnsysteme in Europa im Juni 2009, farbig: verwendeter Index (T_{max} , T_{min} , RH: relative Feuchte, AT: Apparent Temperature, PT: Perceived Temperature) aus: Liukaityte und Koppe, 2009.

2.1.1 Allgemeine Definition von Hitze- und Kältewellen

Hitze- und Kältewellen sind nicht eindeutig und in Echtzeit messbar wie die Lufttemperatur, sondern werden von dieser (oder zusätzlichen Größen wie Luftfeuchtigkeit, Sonneneinstrahlung oder Windgeschwindigkeit) abgeleitet. Die große Herausforderung, eine einheitliche Definition von Hitze- und Kältewellen zu erarbeiten, liegt zuallererst darin, dass es für diese keine exakte, physikalisch ableitbare Definition gibt. Zudem ist die Wechselwirkung des menschlichen Körpers mit seiner Umgebung viel zu komplex, um diese in einer einfachen Zahl zu beschreiben, die rein aus meteorologischen Daten hervorgeht und sich von physiologischen Daten trennen lässt (Robinson, 2001). Des Weiteren existiert keine hinreichende globale Abdeckung hochaufgelöster, homogener Messreihen mit langen Aufzeichnungen für alle benötigten Variablen, beispielsweise die Luftfeuchtigkeit zum Zeitpunkt der Tageshöchsttemperatur.

Qualitativ definierte die WMO Hitzewellen als deutliche Erwärmung der Luft oder das Einströmen von sehr warmer Luft über ein großes Gebiet, die oft ein paar Tage bis wenige Wochen anhalten (WMO, 2015).

Robinson (2001) und Nairn und Fawcett (2015) betonen, dass es sich meist um eine längere ungewöhnlich und unangenehm heiße Witterungsperiode handelt, die in Form von Hitzestress das Wohlbefinden oder den Gesundheitszustand von Teilen der Bevölkerung verschlechtern oder gefährden kann. Sie kann weitere Begleit- und Folgeerscheinungen mitbringen, die diverse Anpassungs- und Gegenmaßnahmen erfordern (z.B. Unterbrechung der Stromversorgung, Waldbrände).

Das Task Team für die Definition von extremen Wetter- und Klimaereignissen (TT-DEWCE) verdeutlichte, dass sich die Bezeichnung "heiß" auf lokale Klimabedingungen, die wärmsten Monate des Jahres, Temperaturen über gegebenen Schwellenwerten (Maximum, Minimum und tägliches Mittel) und eine Dauer von mindestens zwei Tagen in Folge beziehen soll (WMO, 2018).

Analog bezeichnet eine Kältewelle ungewöhnlich kaltes Wetter in Bodennähe und in der kalten Jahreszeit, welches mindestens zwei Tage anhält und oft von einem raschen und markanten Absinken der Lufttemperatur durch Kaltluftadvektion aus arktischen Regionen eingeleitet wird (Bieli et al., 2015). Sie kann von starkem Wind, Luftdruckanstieg sowie Eis und Schnee begleitet sein und einige Schutzmaßnahmen erfordern.

Vergleichbar können auch Wärme- und Kälteperioden definiert werden, die über längere Zeit ungewöhnlich im Vergleich zu den jahreszeitlich zu erwartenden Temperaturen sind, ganzjährig auftreten können und weniger intensiv oder folgenreich als Hitze- und Kältewellen sind (WMO, 2018). Alle Ereignisse lassen sich durch absolute und relative Kenngrößen in bestimmten Zeitabschnitten (saisonal und über alle betrachteten Jahre) und Gebieten wie Zahl / Häufigkeit, Intensität / Schwere, Dauer und Ausdehnung charakterisieren (Robinson, 2001).

Eine anschauliche Darstellung von Temperaturextremen aus aktuellen Veröffentlichungen findet sich u.a. in Hobday et al. (2016). Abbildung 2.4 gibt einen ersten Eindruck davon, worauf es in der Klimatologie bei der Charakterisierung von Hitze- und Kältewellen ankommt. Im Folgenden ist von Hitzewellen die Rede, analog (mit umgekehrtem Vorzeichen) können die Erkenntnisse auch auf Kältewellen übertragen werden.

Während einer Witterungsperiode überschreitet der Temperaturverlauf (rote Linie) das tägliche 30-Jahres-Mittel (blaue Linie) an einem Ort. Ein kurzes Überschreiten des Grenzwerts wird in dieser Abbildung als Hitzepeak (oder Hitzespitze) bezeichnet, bei der beispielsweise durch starke Warmluftadvektion im Warmsektor eines Tiefdruckgebiets sehr hohe Temperaturen gemessen werden. Rückseitig der Kaltfront des Tiefdruckgebiets folgt wieder eine rasche und deutliche Abkühlung. Das Überschreiten der klimatologischen Werte definiert noch keine Hitzewelle. Dafür ist ein (festes oder variierendes) Kriterium nötig (gestrichelte Linie) und erst ab einer gewissen Dauer lässt sich von einer Hitzewelle sprechen (in der Abbildung: Mindestdauer von 5 Tagen bei marinen Hitzewellen). Erfüllt ein Tag zusammen mit den vorausgegangenen oder nachfolgenden Tagen dieses Kriterium, werden diese Tage als Hitzewellentage bezeichnet. Zusammengesetzt ergeben sie eine Hitzewelle einer gewissen Dauer.

Die Fläche zwischen der gestrichelten und roten Linie entspricht dann einem Maß für die Stärke der Hitzewelle (Abb. 2.4). Dies wird noch ausführlicher in den Kapiteln 2.5, 4.2 und 5.3 betrachtet.

Betrachtet man nun die Temperatureaufzeichnungen einer Zeitreihe als Häufigkeitsverteilung in einem Histogramm, lassen sich diese in guter Näherung mit einer Normalverteilung beschreiben. In Bezug auf Extreme liegen die beiden äußeren Enden der Verteilung im Zentrum des Interesses. Es handelt sich dabei um wenige, seltene Ereignisse, dementsprechend mit einer geringen jährlichen Eintreffwahrscheinlichkeit.

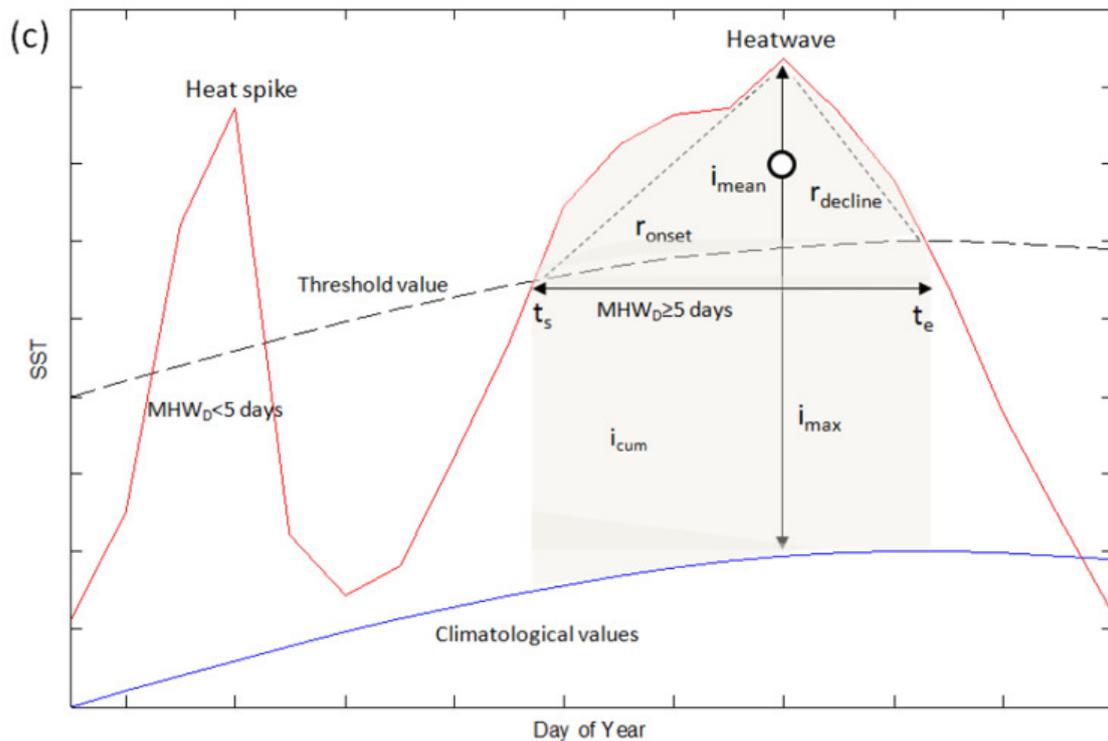


Abbildung 2.4: Schematische Zeitreihe für den Verlauf einer Hitzewelle aus Hobday et al. (2016). Blaue Linie: Klimatologisches Mittel, rote Linie: exemplarischer Temperaturverlauf, gestrichelte Linie: Schwellenwert zur Hitzewelle. Weitere Einzeichnungen: t_s und t_e : Start- und Endzeitpunkt der Hitzewelle, Dauer: Anzahl der Tage zwischen t_s und t_e , erster Tag mitgezählt, i_{max} : maximale Differenz der gemessenen Temperatur zum klimatologischen Mittel (bzw. zum Grenzwert), r_{onset} und $r_{decline}$: Rate des Temperaturanstiegs vom Startzeitpunkt bis zum Maximum sowie der Temperaturabnahme vom Maximum zum Endzeitpunkt der Hitzewelle, i_{mean} : mittlere Intensität der Hitzewelle (auf Klimatologie bzw. Grenzwert zu beziehen), i_{cum} (kumulative Intensität): Fläche zwischen Temperaturkurve und dem klimatologischen Mittel bzw. des Schwellenwerts in den Grenzen von t_s bis t_e .

Ein Extremereignis liegt vor, wenn eine Variable bezogen auf die Spanne ihrer beobachteten Werte an deren oberen oder unteren Ende über oder unter einem definierten Schwellenwert liegt (IPCC, 2012). Dieser Schwellenwert kann absolut (fester Temperaturwert) oder relativ (perzentilbezogen) definiert werden.

Sortiert man die Messwerte einer Zeitreihe absteigend nach ihrer Größe, definiert ein sogenanntes Quantil einen Wert, welcher die Messwerte in q verschiedene Abschnitte unterteilt. Bei dem Quantil $q = 0.5$ sind dies genau zwei gleich große Hälften - man spricht auch vom Median oder dem 50. Perzentil. Bei einem Quantil $q = 0.95$ liegen 95 % der Messwerte unter q , 5 % darüber oder bezogen auf tägliche Temperaturwerte rund 18 Tage pro Jahr. Definiert man die Quantile in Schritten von 0.01, mit insgesamt 100 Abschnitten, spricht man deshalb von Perzentilen (Wilks, 1995).

Für die statistische Auswertung sind weitere Größen interessant, die einen gewissen Abstand zum Median oder einen Bereich rund um den Median beschreiben, wie die Interquartile Range (IQR). Sie ist die Differenz zwischen dem 75. und 25. Perzentil (gleichbedeutend mit dem 3. und 1. Quartil). In diesem Bereich liegt die "mittlere Hälfte" aller Messwerte.

Zur Vergleichbarkeit über viele Klimazonen hinweg hat sich in der Forschung mit der Zeit die Perzentil-Betrachtung durchgesetzt (Perkins, 2015), bei welcher sich die Häufigkeit der Ereignisse in allen Regionen angleicht (Robinson, 2001).

2.1.2 Forschung zu Hitzewellen

Die erwarteten Auswirkungen von Hitzewellen werden jene von Kältewellen deutlich übersteigen und entwickeln sich zu einem drängenden Thema mit enormen Auswirkungen für Mensch, Natur und Technik (Forzieri et al., 2017). Schon heute verursachen Hitzewellen mehr Todesfälle - bis zu 70 000 in Europa im Jahr 2003 (Robine et al., 2008) - als kurzfristige und kleinräumige Extremereignisse wie Überflutungen, Gewitter, Schneefälle und Wirbelstürme, welche häufigere Aufmerksamkeit in der Öffentlichkeit bekommen (Nairn und Fawcett, 2015).

Über alle Studien hinweg weisen die Autoren auf die zunehmende Dauer, Häufigkeit und Intensität zukünftiger Hitzeereignisse hin (z.B. Perkins et al., 2012), u.a. mit folgenden Ergebnissen:

- Verdopplung der Dauer und Verdreifachung der Häufigkeit intensiver Hitzewellen in Westeuropa zwischen 1880 und 2005 (Della-Marta et al., 2007) mit zukünftigen Werten in Mitteleuropa wie im heutigen Südeuropa (Beniston et al., 2007) und bis zu vierfache Erhöhung der Wahrscheinlichkeit für extrem warme Jahre und Sommer durch anthropogene Effekte (Christidis et al., 2012).

- Der Temperaturanstieg ist außerhalb der wärmsten Jahreszeit und nachts am effektivsten in Einklang mit der Theorie des Treibhauseffekts (Perkins et al., 2012; Alexander et al., 2006) und die höchsten Temperaturen einer Hitzewelle steigen stärker als die mittlere Intensität (Perkins und Alexander, 2013).

Einzelne Studien nannten explizit die Ergebnisse der Simulationen für den heißesten Tag eines Sommers am Ende des 21. Jahrhunderts mit einer Bandbreite von 35 - 48 °C in der Schweiz statt 30 - 39 °C im aktuellen Klima (Beniston, 2004) und Maximalwerten von deutlich über 40 °C bis zu 50 °C in Frankreich (Bador et al., 2017).

Letzterer Wert erscheint den Autoren jedoch zu hoch, da er bislang nur in den Wüstengebieten erreicht wird.

Seit dem Rekordsommer 2003, sehr wahrscheinlich der heißeste in über 500 Jahren (siehe Abb. 2.5), beschäftigten sich viele Studien mit den Ursachen und Folgen dieses Ereignisses (Fink et al., 2004) sowie dessen historischen und zukünftigen Einordnung.

Schär et al. (2004) erläutern, dass ein solches Ereignis nicht alleine mit einer Mittelwertverschiebung zu höheren Temperaturen erklärbar sei, die ihrerseits die Eintreffwahrscheinlichkeit von Hitze- und Kälteextremen ändert, sondern nur durch eine zusätzliche Erhöhung der Temperaturvariabilität, welche bis zu 100 % in zukünftigen Jahrzehnten erreichen kann. Der Einfluss einer erhöhten Mitteltemperatur sowie zunehmender Varianz zeigt anschaulich Abb. 2.6.

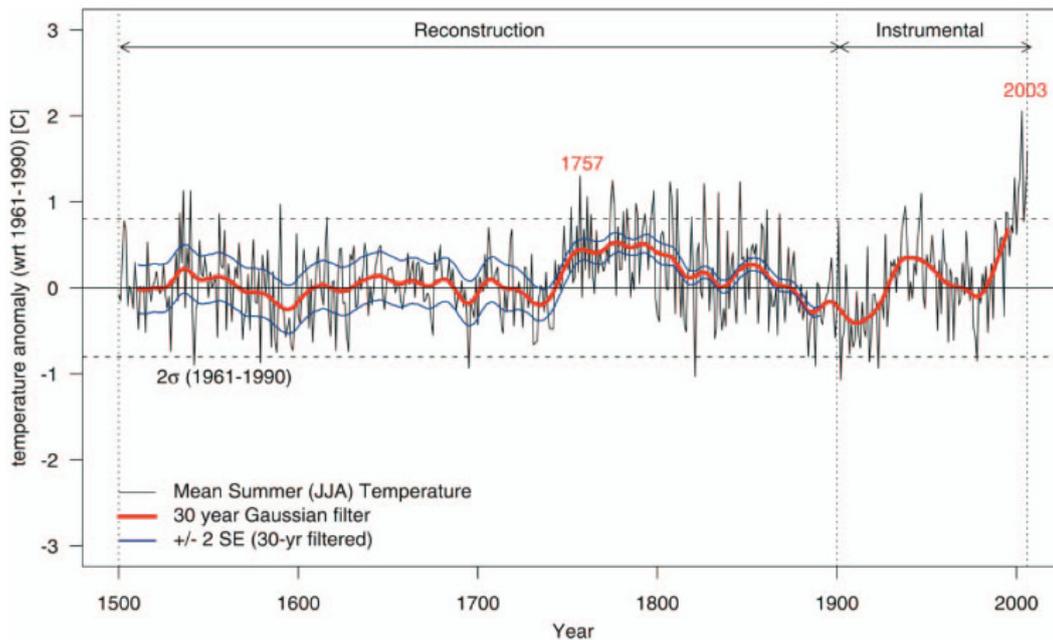


Abbildung 2.5: Rekonstruierte und gemessene Zeitreihe der gemittelten Sommertemperaturen in Europa von 1500 bis 2006, aus: García-Herrera et al. (2010). Mittel über Landgebiet von 25°W-40°E, 35°N-70°N, Referenzperiode 1961-1990. Glättung: Gauß-Filter, 30 Jahre (rot), Unsicherheitsbereich in blau (± 2 SE, standard errors), gestrichelt: ± 2 SD (standard deviations) bezogen auf Referenzperiode. Die Temperaturanomalien des Sommers 2003 liegen weit über allen anderen Jahren, sowie weit außerhalb der doppelten Standardabweichung.

Durch beide Faktoren ändert die Temperaturverteilung ihre Form und trägt stärker zum Auftreten von Hitzeextremen bei. Damit erreicht die Verteilung auf der positiven x-Achse Höchstwerte, die mit der Verteilung aus der früheren Referenzperiode sehr unwahrscheinlich oder nahezu nicht erreichbar waren. Durch Erhöhung der Varianz nimmt das Auftreten von Kälteextremen nicht so schnell ab wie bei reiner Mittelwertverschiebung zu erwarten wäre.

Nach 2003 setzte schon im Jahr 2010 eine extreme Hitzewelle in Russland neue Maßstäbe (Barriopedro et al., 2011), sodass schon die Bezeichnung "Mega-Hitzewelle" in der Literatur auftauchte. Weitere, nahezu jährliche Ereignisse folgten, welche hier jedoch über den Rahmen des Kapitels hinausgehen.

Während des starken El-Niño-Ereignisses von 2015/16 überstieg die globale Mitteltemperatur zum ersten Mal die +1 °C-Marke verglichen mit dem vorindustriellen Zeitraum (Hawkins et al., 2017), mit dem größten Anteil der Erwärmung durch menschliche Aktivität.

Das Jahr 2018 stellte ersten Analysen zufolge seit April in Europa zahlreiche neue Wärmerekorde auf (DWD, 2018)⁷, welche Gegenstand zukünftiger Studien sein werden. In der heutigen Forschung gewinnen zusätzlich die sogenannten Zuordnungsstudien (Attribution Studies) an Bedeutung, die zukünftig fast in Echtzeit den Einfluss des Klimawandels auf aktuelle Wetterereignisse quantifizieren können (Schiermeier, 2018).

⁷ DWD, 2018: 2018 wärmster Sommer im Norden und Osten Deutschlands, abrufbar unter https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/temperatur/20180906_waermstersommer_nordenosten2018.pdf?__blob=publicationFile&v=7, zuletzt abgerufen am 20.11.2018

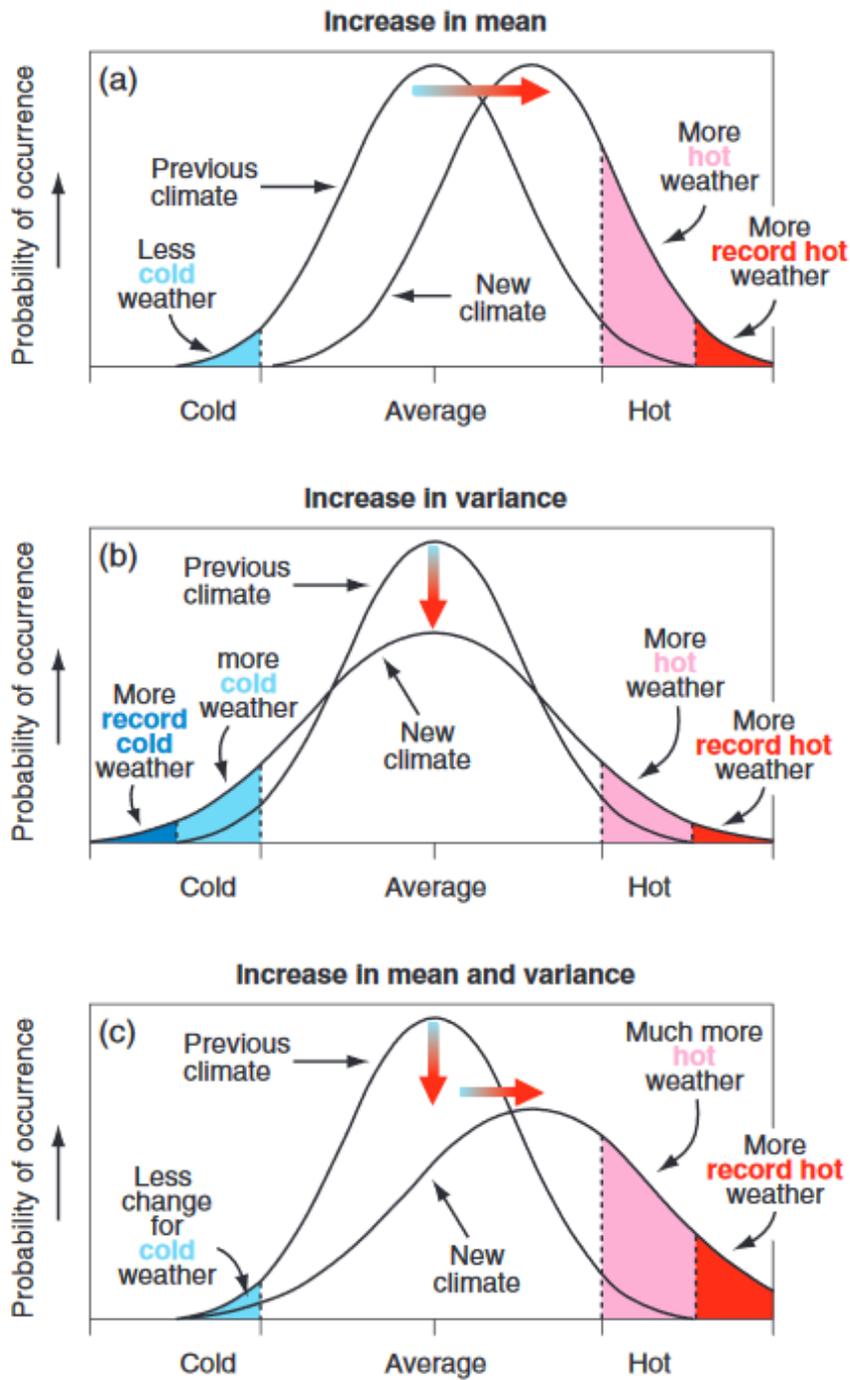


Abbildung 2.6: Einfluss der Änderung von Mitteltemperatur (a), Varianz (b) sowie einer Kombination aus beiden (c) auf Extremtemperaturen bei einer Normalverteilung. Bild: IPCC (2001), Dritter Sachstandsbericht, Kapitel 2, S. 57.

Trotz des großskaligen Phänomens und umfassender Fortschritte zum Verständnis von Hitzeereignissen ist es bislang jedoch nicht gelungen, eine global einheitliche und universell anwendbare Definition für Hitzewellen zu definieren, welche für klimatologische Studien und die Vergleichbarkeit der Ergebnisse auf kontinentaler oder globaler Skala essentiell ist.

Sarah Perkins schrieb in ihrem Artikel aus dem Jahr 2015 sogar: „[...] Es scheint, dass fast [alle], wenn nicht sogar jede klimatologische Studie, die Hitzewellen betrachtet, eine andere Maßzahl [für diese] verwendet.“

2.1.3 Forschung zu Kältewellen

Vor dem Hintergrund der weiter ansteigenden Globaltemperaturen im Lauf des Jahrhunderts, erscheint intuitiv eine Abnahme extremer Kälteereignisse im absoluten Sinne eindeutig (Christiansen et al., 2018). In den letzten Jahren erhielt das Auftreten von schneereichen und kalten Wetterereignissen wie 2010 in Europa und 2013/2014 in Nordamerika in den Medien besondere Aufmerksamkeit (Lhotka und Kysely, 2015; Van Oldenborgh et al., 2015).

Die komplexen Interaktionen des schmelzenden arktischen Meereises und der unterschiedlich starken Erwärmung zwischen Pol und Äquator mit der atmosphärischen Zirkulation sind Gegenstand intensiver Forschung und kontroverser Diskussionen (Vihma, 2014). Fernwirkungen und Grenzschichtprozesse nehmen Einfluss auf Temperatur- und Schneeverhältnisse, welche die Häufigkeit und Intensität von Kältewellen mitbestimmen (Cohen et al., 2014).

Anhand der Auswertung von Cattiaux et al. (2010) liegt der Winter 2009/10 in Europa nur auf Platz 13 der kältesten Winter seit 1949, obwohl die atmosphärische Zirkulation nach der Strömungsanalogie-Methode das Potential hatte, ähnliche Temperaturanomalien wie der lange, sehr kalte Winter 1962/63 hervorzurufen (Hirschi und Sinha, 2007). Die Differenz erklärten sie mit der stattgefundenen Erwärmung zwischen beiden Ereignissen. Auch Vries et al. (2012) erwarten in der Zukunft rund 5 °C höhere Minimumtemperaturen während Kältewellen.

Im relativen Sinne, wie deutlich kältere Temperaturen nach heißen Sommern oder ungewöhnlich kaltes Wetter in niedrigen Breiten, können Kältewellen weiterhin Einfluss z.B. im Gesundheitssektor haben (Ebi und Mills, 2013). Im Norden der WMO Region VI und in höheren Gebirgslagen treten Temperaturen unter dem Gefrierpunkt und starke Schneefälle auch in Zukunft auf (Vajda et al., 2011; Førland et al., 2011).

2.2 Die Entwicklung von Indizes in der Forschung

Eine Arbeitsgruppe der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) beschäftigte sich seit dem Jahr 2010 mit der Definition von extremen Wetter- und Klimaereignissen (Task Team on Definitions of Extreme Weather and Climate Events; WMO, 2018) und fasste die Möglichkeiten zur Beschreibung dieser Ereignisse zusammen:

- 1) Einfache beschreibende Variablen wie Maximum- oder Minimumtemperatur T_{max} , T_{min}
- 2) Abgeleitete Variablen, z.B. die tägliche Temperaturspanne
- 3) Klassifizierung durch Über- / Unterschreitung von Schwellenwerten für eine gewisse Zeit
- 4) Menschliche Wahrnehmung von Hitze- und Kältestress
- 5) Häufigkeit oder Wiederkehrzeit eines Ereignisses (z.B. ein Mal alle 20 Jahre)
- 6) Abgeleitete Indizes, z.B. die ETCCDI⁸-Indizes

In den folgenden Unterkapiteln werden Kriterien und Vorgehensweisen, Hitze- und Kälteindizes zu entwickeln, bezogen auf die Physiologie und Klimatologie nachgezeichnet.

2.2.1 Kriterien für Hitze- und Kälte-Indizes

Nairn und Fawcett (2013) und Robinson (2001) nennen einige grundlegende Anforderungen an die Entwicklung von Hitze- und Kälte-Indizes, um sie insbesondere in einem weiten Anwendungsfeld in vielen Regionen nutzen zu können, die auch für die vergleichende Betrachtung derselben wichtig sind.

Die Indizes sollen zunächst für die Öffentlichkeit leicht verständlich, darstellbar und vorhersagbar sein. Des Weiteren sollen sie eine direkte Information zu den erwarteten Auswirkungen durch die Hitze- und Kältewelle besitzen, um bei Vorhersagen aussagekräftig für die zu treffenden Vorbereitungs- und Gegenmaßnahmen bei diesen Ereignissen zu sein.

Bei den Definitionen ist zwischen absoluten und relativen, sowie täglichen und jährlichen Schwellenwerten zu unterscheiden.

Absolute Indizes im klimatologischen Sinne zeigen auf, wie weit die gemessenen Temperaturen vom "gewohnten" Lokalklima (meist definiert durch einen langjährigen Monats- oder Tagesmittelwert) entfernt liegen und geben daher auch Auskunft über die Jahreszeit. Im physiologischen oder gesellschaftlichen Sinne ist von großer Bedeutung, ab welchem Grenzwert sich hohe oder niedrige Temperaturen ohne Anpassungsmaßnahmen negativ z.B. auf die Gesundheit oder die Wirtschaft auswirken. Diese Grenzwerte sind meist sektorabhängig und praxisbezogen unterschiedlich definiert. Mit der absoluten Definition kann je nach Jahreszeit und geographischer Lage eine Witterungsperiode bereits als extrem empfunden werden oder das Wohlbefinden beeinträchtigen, ohne dass die Grenzwerte erreicht wurden (z.B. Hitze im Frühling, Kälte in Südeuropa).

Der Vorteil von relativen Schwellenwerten ist ihre globale Anwendbarkeit, da per Definition die höchsten oder niedrigsten 10 % der beobachteten Temperaturwerte überall etwa gleich häufig erreicht werden. Der relative Wert beinhaltet dann keine Aussage über die absolute Höchst- oder Tiefsttemperatur, dafür um welchen Betrag ein festgelegter Grenzwert überschritten wird. Dieser kann auch bezogen auf die Standardabweichung normiert werden (Radinović und Ćurić, 2012; Tomczyk, 2018).

⁸ ETCCDI: Expert Team on Climate Change Detection and Indices - Gemeinsames, weltweites Projekt der Klimaforschung (WCRP, World Climate Research Programme) zu Klima-Variabilität und Vorhersagbarkeit (CLIVAR, climate variability and predictability) mit Kommissionen für Klimatologie (CCL) und Ozeanographie.

Verwendet man jährliche Schwellenwerte, beziehen sich die Beträge auf die höchsten Jahrestemperaturen im Sommer bzw. auf die niedrigsten Jahrestemperaturen im Winter. Mit dieser Definition werden dann nur Hitze- und Kältewellen in den wärmsten bzw. kältesten Wochen des Jahres erfasst. Für die Referenzperiode muss dann nur je ein Perzentil für Hitze- und Kältewellen pro Station berechnet werden - dies ist vergleichbar mit der Absolutwert-Betrachtung.

Werden tägliche Perzentile verwendet, werden auch überdurchschnittlich warme Witterungsperioden im Winter oder kalte Phasen im Sommer relativ zur Jahreszeit identifiziert. Allerdings müssen Grenzwerte für jeden Tag des Jahres berechnet werden und können bei der Kommunikation zu Missverständnissen führen.

Wie schon von Robinson (2001) getestet, können Grenzwerte kombiniert werden, um ein stufenförmiges Schema von einer Wärmeperiode bis zur extremen Hitzewelle zu definieren. Nach dem WMO-Leitfaden sollen Hitze- und Kältewellen ein seltenes Ereignis relativ zur Normalperiode sein (WMO, 2018), also muss auch ein Gleichgewicht zwischen der Höhe der Grenzwerte und der Anzahl der identifizierten Ereignisse gefunden werden, um die Einstufung als "Extrem" zu gewährleisten (Perkins und Alexander, 2013).

2.2.2 Physiologische Hitze-Definitionen

Bezogen auf Temperaturextreme ist zunächst die Auswirkung von Hitze und Kälte auf den menschlichen Organismus von entscheidender Bedeutung und war schon früh Gegenstand wissenschaftlichen Interesses. Der sogenannte "Wind Chill" wurde schon in den 1940er-Jahren definiert. Mit diesem lässt sich die Gefahr von Erfrierungen bei kombinierter Kälte- und Windexposition abschätzen. Auch noch nach 2000 wurden Verbesserungen dieses Index' erforscht (Osczevski und Bluestein, 2005).

Rasch zu erkennen waren auch die Unterschiede zwischen verschiedenen Hitzewellen, bei der Wirkung auf Personen (Fitness, Gesundheitszustand, Anpassungsfähigkeit) und die zahlreichen Einflussfaktoren (Luftfeuchtigkeit, Strahlung, Windgeschwindigkeit) (Robinson, 2001).

Es wurden die Grundlagen für Strahlungsbilanz- und Wärmehaushaltsmodelle gelegt, die beispielsweise für die Definition einer "Gefühlten Temperatur" benötigt werden. Hierbei sollte die "thermische Behaglichkeit" bis hin zu "überschüssiger und gefährlicher Hitzebelastung" quantifiziert werden, wie in Studien von Fanger et al. (1970) und Steadman (1979, 1984) erarbeitet.

Lee (1980) zeigt in seiner Veröffentlichung "75 Years of Searching for a Heat Index" die Komplexität bei der Definition eines Hitzeindex auf und beschreibt Indizes wie die "Wet-Bulb Globe Temperature" (WBGT), welche vor allem für Fabrikarbeiter oder im Militär genutzt wurde (Budd, 2008). Mit der WBGT wurden Grenzwerte festgelegt, ab welcher körperliche Aktivität eingeschränkt oder ausgesetzt werden muss, da die Verdunstungskühlung über die Haut nicht mehr ausreicht, um Hitzeschäden zu verhindern (etwa eine Herabsetzung der körperlichen Aktivität für nicht-akklimatisierte Personen ab WBGT = 23 °C und grundsätzlich ab 30 °C). Sie wird mit je einem trockenen, angefeuchteten und einem Schwarzkugelthermometer gemessen und berechnet (Blazejczyk et al., 2012).

Abgesehen von direkter Sonnenexposition an einem heißen Tag entscheidet vor allem schwache oder mit Dauer der Hitzewelle abnehmende nächtliche Abkühlung (z.B. städtischer Wärmeinseleffekt) über eine länger anhaltende Wärmebelastung. Der verzögerte Eintritt von nachteiligen Effekten ist eine Begründung für die Festlegung der Mindestdauer einer Hitzewelle auf zwei bis drei Tage (Nairn and Fawcett, 2013; Alexander, 2015⁹).

Robinson (2001) setzte aus meteorologischem Blickwinkel deshalb das tägliche Maximum und Minimum des amerikanischen "Heat Index" (entspricht der "Apparent Temperature" von Steadman, 1984) als Hitzewellendefinition an, um dadurch nur Hitzewellen mit stärkeren gesundheitlichen Auswirkungen zu identifizieren.

Neue Veröffentlichungen nach 2010 verwenden die "Wet-Bulb Temperature" (W, äquivalent zu WGBT, mit vereinfachter Berechnung), um im Kontext des ungebremsten Klimawandels das "äußerste Limit" der Umweltbedingungen zu beschreiben, die ein Mensch ohne technische Hilfsmittel überleben kann (Willett und Sherwood, 2012).

Die neuesten Weiterentwicklungen der Thermoregulationsmodelle ermöglichen nicht nur Hitze- und Kältestress auf der Skala des biometeorologischen "Universal Thermal Climate Index" (UTCI) zu betrachten, sondern auch auf verschiedene Kleidungsarten, Aktivitätsstufen und Expositionsdauern zu übertragen (Bröde et al., 2017).

Der UTCI gibt eine äquivalente Lufttemperatur an, die der physiologischen Belastung bei den definierten Referenzbedingungen entspricht. Die Umgebungstemperatur wird als äquivalent zur Strahlungstemperatur angenommen, die Person geht mit einer Geschwindigkeit von 4 km/h und ist 2 Stunden lang festgelegten Umgebungsbedingungen ausgesetzt (Wind 0.5 m/s, rel. Feuchte 50 % oder bei über 29 °C: Dampfdruck = 20 hPa). Durch die Komplexität der Berechnungen (und daher lange Rechenzeit) müssen in der numerischen Wettervorhersage Regressionsgleichungen für den UTCI verwendet werden (Jendritzky et al., 2009).

Einen Überblick über die beschriebenen physiologischen Indizes bietet Abbildung 2.7. Gefährliche Hitze liegt beispielsweise ab WBGT = 28 °C oder UTCI = 46 °C vor. Die Skala der WBGT ist nur für Werte über 18 °C geeignet, jene für WCT hingegen für unter -10 °C. Bei WCT = -55 °C oder UTCI = -40 °C liegt extremer Kältestress vor.

Nairn und Fawcett (2013) hingegen argumentieren, dass die Betrachtungen der menschlichen Gesundheit in einem zweiten Schritt erfolgen könne, nachdem für Warnsysteme die Intensität der Hitzewelle mit klimatologischen Indizes als "Akkumulation fühlbarer Wärme" definiert wurde, welche in erster Näherung durch die untrennbare Verbindung von sensibler und latenter Wärme bei der Thermoregulation der Hitzebelastung entspricht. Analog lässt sich bei Verwendung des umgekehrten Vorzeichens mit Kältewellen verfahren.

⁹ Alexander, 2015: Introduction to heatwave indices, abrufbar unter: https://www.wmo.int/pages/prog/wcp/cc1/opace/opace4/meetings/documents/fiji2015/D3-5-Alexander_heatwaves.pdf, zuletzt abgerufen am 02.10.2018

Thermal perception	Indices			
	UTCI	WBGT	WCT	
Very cold (Extreme cold stress)	< -40		< -55	
very strong cold stress	-40 to -27		-54 to -40	
Cold (Strong cold stress)	-27 to -13		-39 to -28	
Cool (Moderate cold stress)	-13 to 0		-27 to -10	
Slightly cool (Slight cold stress)	0 to +9			
No thermal stress / No Danger	+9 to +26	<18	>-10	
Slightly warm (Slight heat stress)				
Warm (Moderate heat stress / Caution)	+26 to +32	18-23	30-34	
Hot (Strong heat stress / Extreme caution)	+32 to +38	23-28	34-37	
very strong heat stress	+38 to +46			
Very hot (Extreme heat stress / Danger)	> +46	28-30	>37	
Sweltering (extreme danger)		≥30		

Abbildung 2.7: Skalen der Wet-Bulb Globe Temperature (WBGT), des Universal Thermal Climate Index (UTCI) und der äquivalenten Windchill-Temperatur (WCT) mit Grenzwerten und Beschreibung von extremem Kälte- bis zu extremem Hitzestress. Tabelle nach Blazejczyk et al. (2012) und Zare et al. (2018).

2.2.3 Weiterentwicklung der Klimaforschung für Hitze- und Kälteindizes

Im Folgenden werden die großen Fortschritte und Ergebnisse der Klimaforschung in Bezug auf die Beschreibung von Temperaturextremen in den letzten 30 Jahren zusammengefasst.

Bis in die 1990er Jahre war das Hauptziel der Klimaforschung, Ursachen, Wirkungen und Mechanismen der globalen Erwärmung sowie die Veränderung der globalen Mitteltemperatur zu beschreiben und zu quantifizieren. Diese Erkenntnisse gingen in die ersten beiden Sachstandsberichte des 1988 gegründeten IPCC in den Jahren 1990 und 1995 ein¹⁰.

Neue Erkenntnisse und immer größere verfügbare Rechenkapazitäten ermöglichten eine Verbesserung der Klimamodelle und eine weitere Festigung des verfügbaren Wissens. Rund um die Jahrtausendwende rückte zunehmend das Bestreben in den Fokus, die Auswirkungen eines Anstiegs der globalen Mitteltemperatur auf die zu erwartenden Temperatur- und Wetterextreme sowie deren raumzeitliche Verteilung zu erforschen.

Hierfür sind mindestens Daten in täglicher Auflösung mit einer räumlich ausreichenden Abdeckung für mehrere Kontinente erforderlich, während bisher meist nur monatliche Daten und insgesamt wenige Wetterstationen außerhalb Nordamerikas und Europas zur Verfügung standen. Daher erfolgte eine globale Anstrengung des Expertenteams ETCCDI (Zhang et al., 2011) einen gemeinsamen, globalen Datensatz für die wissenschaftliche Nutzung verfügbar zu machen.

¹⁰ Sachstandsberichte abrufbar unter: http://ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.shtml, zuletzt abgerufen: 25.11.2018

Hier konnten zuvor definierte "Klimawandel-Indizes" für ein globales Gitter berechnet und in zukünftigen Studien verwendet werden (Tab. 2.2). Diese waren auch in weiteren Reports des IPCC zwischen 2001 und 2013 zu finden. Im Oktober 2018 wurde ein Spezialbericht zur globalen Erwärmung um 1,5 °C veröffentlicht, 2021/22 erscheint der sechste Sachstandsbericht.

Große Fortschritte ergaben sich auch bei der Zusammenführung nationaler Wetterdaten in Europa im Zuge des ECA-Projektes (Tank et al., 2002, European Climate Assessment) in den späteren E-OBS-Datensatz (Haylock et al., 2008).

Die frühesten Hitze- und Kälteindizes erfassten oft nur einen Aspekt (z.B. Dauer) der Extremereignisse, z.B. Heat Wave Duration Index (HWDI) von Frich et al. (2002), welcher sich auch an die quantitative WMO-Definition von Hitzewellen anlehnte. Nach diesem liegt eine Hitzewelle vor, wenn die Tageshöchsttemperatur mindestens fünf Tage in Folge 5 °C über dem täglichen Mittelwert der Höchsttemperatur T_{xm} in der Referenzperiode 1961-1990 liegt. Dieser erwies sich jedoch als statistisch nicht robust, da dieses Kriterium in Regionen mit geringerer Variabilität (wie den Tropen, im Unterschied zu den mittleren Breiten) nicht anwendbar ist und wurde durch den Warm Spell Duration Indicator (WSDI) ersetzt. Dort erreichen die höchsten Temperaturabweichungen in den seltensten Fällen oder nie eine Abweichung von ± 5 °C.

Alexander et al. (2006) beschrieben die vom ETCCDI definierten wichtigsten 27 Klimawandel-Indizes, von denen 17 temperaturbasiert sind (Tab. 2.2), in fünf Gruppen: perzentil-basierte Indizes wie TX90p, absolute Indizes wie TXx, Grenzwert-Indizes wie SU (Anzahl Sommertage), Dauer-Indizes wie WSDI und weitere, wie die tägliche Temperaturspanne (DTR). Die ersten drei Gruppen beziehen sich auf einzelne Tage, erfordern also keine längere Dauer von mehr als einem Tag. Die ausführlichen Definitionen finden sich unter http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml¹¹. Diese Größen sind dank des CLIMDEX-Projekts (Alexander et al., 2011) auch online für beliebige Regionsausschnitte abrufbar¹².

Beispielsweise lassen sich flächengemittelte Zeitreihen des WSDI und CSDI erzeugen und interpretieren (Abb. 2.8). Der WSDI zeigt im Gebiet von 27 °N bis 84 °N (Breitenlage von den Kanaren bis Nordgrönland) und 40 °W bis 50 °E (Längengrade von Ostgrönland bis zum Kaspischen Meer) zunächst eine mittlere Dauer von 5 bis 8 Tagen von 1951 bis zur Mitte der 1980er Jahre, anschließend erfolgt eine starke Zunahme auf bis zu 20 Tage nach 2010, mit einem absoluten Maximum von über 30 Tagen. Die Zeitreihe des CSDI beginnt mit einem Mittel von 6 Tagen sowie einem absoluten Maximum von 18 Tagen im Jahr 1956. Zwischen 1970 und 2000 liegt das Mittel bei 3-4 Tagen und sinkt nach 2000 noch leicht ab.

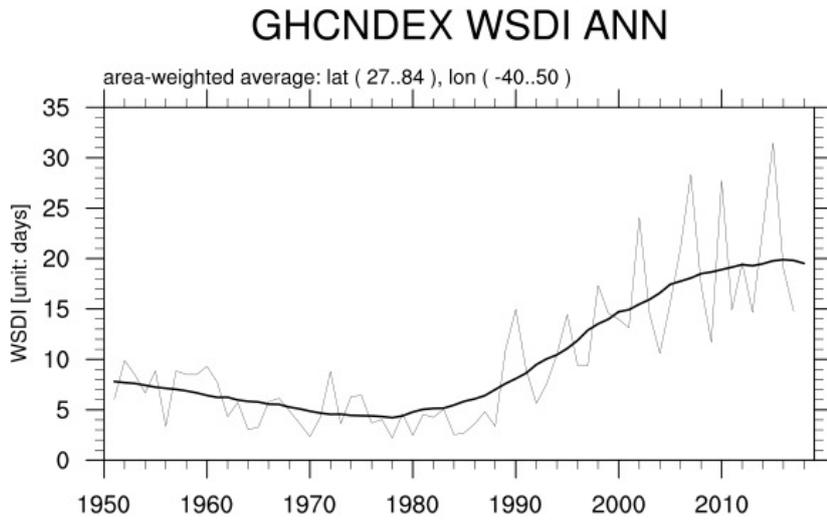
Perkins und Alexander (2013) unterscheiden "Definition" (Berechnungskriterien) und "Aspekte" (Kenngrößen) von Hitzewellen. Dafür erweiterten sie ein u.a. von Beniston (2007) und Fischer und Schär (2010) verwendetes Schema, welches einen Überblick über Häufigkeit, Dauer und Intensität von Hitzewellen in einem gewählten Zeitraum (z.B. ein Jahr) gibt (Tab. 2.3 und Abb. 2.9).

¹¹ zuletzt abgerufen am 02.10.2018

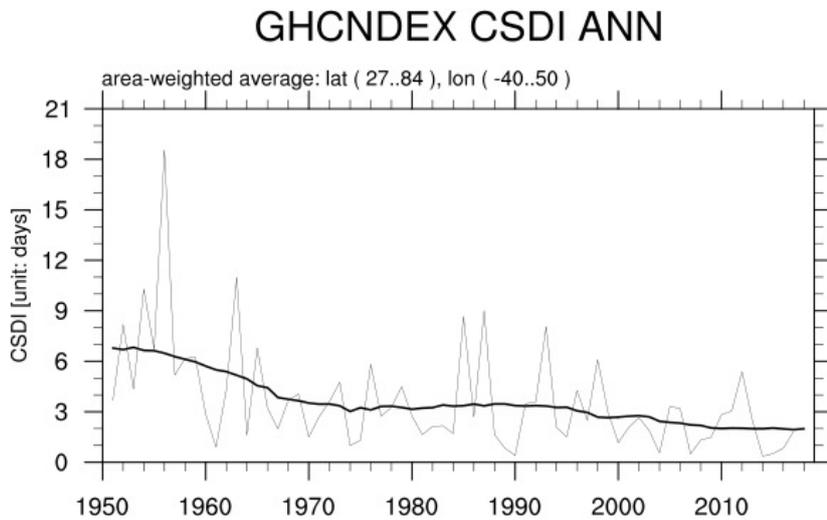
¹² abrufbar unter: <https://www.climdex.org/>, zuletzt abgerufen am 20.10.2018

Tabelle 2.2: Temperaturbasierte ETCCDI-Indizes, aus Zhang et al. (2011), ohne sogenannten "benutzerdefinierten Index" mit variablen Perzentilen und Andauern.

Index	Bedeutung
absolute Indizes (monatliches Max. / Min. der T_{max} / T_{min})	
TXx	maximale tägliche Höchsttemperatur
TNx	maximale tägliche Tiefsttemperatur
TXn	minimale tägliche Höchsttemperatur
TNn	minimale tägliche Tiefsttemperatur
Grenzwert-Indizes	
FD	Frosttage
ID	Eistage
SU	Sommertage
TR	Tropische Nächte
Perzentil-Indizes (Prozent der Tage, welche Perzentile überschreiten)	
TN10p	Kalte Nächte
TN90p	Warme Nächte
TX10p	Kalte Tage
TX90p	Warme Tage
Dauer-Indizes	
CSDI (jährl. Anzahl Tage mit mind. an 6 d: $T_{min} < 10$. Perzentil)	Indikator für Dauer v. Kälteepisoden
WSDI (jährl. Anzahl Tage mit mind. an 6 d: $T_{max} > 90$. Perzentil)	Indikator f. Dauer v. Wärmeepisoden
GSL (erste und letzte 6-tägige Spanne mit $T_{mean} > 5$ °C im Jahr)	Länge der Vegetationsperiode
Andere	
DTR (mittl. monatlicher Unterschied zwischen täglichen T_{max} und T_{min})	Tägliche Temperaturspanne
ETR (mittl. jährlicher Unterschied zwischen täglichen T_{max} und T_{min})	Extrem-Temperaturspanne



copyright www.climdex.org, 2018-11-11



copyright www.climdex.org, 2018-11-11

Abbildung 2.8: oben: Warm Spell Duration Indicator und unten: Cold Spell Duration Indicator in Tagen für das Gebiet 27 °N bis 84 °N , 40 °W bis 50 °E, Daten: GHCNDEX, Donat et al. (2013), Auflösung: 2.5° x 2.5°, seit 1951.

Tabelle 2.3: Die fünf Kenngrößen zur Beschreibung der Aspekte von Hitzewellen aus Perkins und Alexander (2013).

Aspekte
HWN (heat wave number): mittlere Anzahl der Hitzewellen pro Jahr
HWF (heat wave day frequency): Summe aller Hitzewellentage, gemittelt pro Jahr
HWD (heat wave duration): mittlere Dauer des jeweils längsten Ereignisses eines Jahres
HWA (heat wave amplitude): heißester Tag der stärksten Hitzewelle eines Jahres
HWM (heat wave magnitude): mittlere Intensität aller Hitzewellentage eines Jahres

Die Anzahl aller mindestens dreitägigen Hitzewellen ergibt die HWN (heat wave number). HWF (heat wave day frequency) beinhaltet die Summe der Hitzewellentage, welche die beobachteten Hitzewellen zusammensetzen. Amplitude (HWA) und Magnitude (HWM) können als Lufttemperatur in °C angegeben werden, sollten aber aus Gründen der Vergleichbarkeit relativ, also als Abweichung zum Mittel oder Perzentilwert einer Referenzperiode ausgedrückt werden. HWM beschreibt die gemittelten Abweichungen aller Hitzewellentage, während HWA den heißesten Tag der stärksten Hitzewelle des Jahres bezeichnet (= die höchste Tagesabweichung während der Hitzewelle mit der größten summierten Abweichung, also mit der höchsten kumulativen Intensität). HWD (Dauer) betrachtet das längste Ereignis jedes Jahres.

Bezieht man diese Kenngrößen auf eine gesamte Referenzperiode, werden die erhaltenen jährlichen Größen durch die Anzahl der betrachteten Jahre geteilt. Bei HWD, HWA und HWM gehen nur Jahre mit vorhandenen Hitzeereignissen in die Berechnung ein. Dieselben Größen werden in Kapitel 5 analog für Kältewellen verwendet.

Perkins und Alexander (2013) testeten für ihre Studie zudem eine Vielzahl von früher verwendeten Hitzeindizes. Davon erwiesen sich einige kombinierte Indizes (z.B. CHT) oder manche ETCCDI-Indizes als weniger gut verwendbar (Tab. 2.4). Für ihre Arbeit bezeichneten sie drei Definitionen als besonders geeignet: 1) das tägliche 90. Perzentil von T_{max} (CTX90pct, C: calendar day), 2) das tägliche 90. Perzentil von T_{min} (CTN90pct), mit jeweils einem 15-tägigen zentrierten Fenster, sowie 3) der "Excess Heat Factor" (EHF).

Der von Nairn et al. seit 2009 entwickelte EHF und die Arbeiten von Russo et al. seit 2014 werden in zwei gesonderten Unterkapiteln vorgestellt.

Perkins (2015) merkt an, dass sich Anstrengungen lohnen, die schiere Menge an unterschiedlichen Definitionen auf die wichtigsten zu reduzieren.

Auf diese Erkenntnisse aus der Klimaforschung aufbauend, schlagen Hobday et al. (2016, 2018) für die Ozeanographie eine schlüssige Systematik für die Einordnung von Hitze- und Kältewellen vor. Die jeweiligen Ergebnisse lassen sich wechselseitig auf beide Disziplinen übertragen. Anschauliche Beispiele für diese drei Varianten finden sich auch in Kapitel 5.

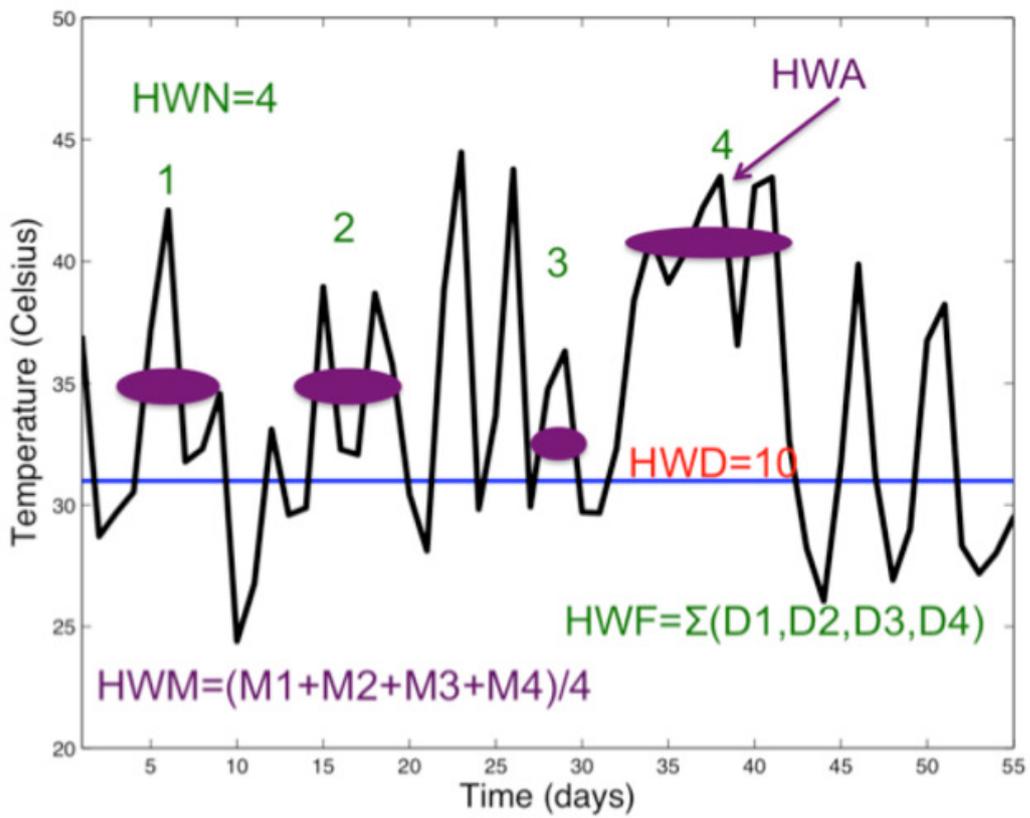


Abbildung 2.9: Schema nach Perkins und Alexander (2013) am Beispiel einer Zeitreihe für Hitzewellen aus Perkins (2015) mit den Markierungen HWN = 4, HWD = 10, HWA und der Berechnungsformel von HWM und HWF aus vier Ereignissen.

Tabelle 2.4: In Studien verwendete Hitzeindizes seit 2000. Die Indizes CHT und jene in den letzten drei Zeilen der Tabelle wurden von Perkins und Alexander (2013) getestet und am Beispiel Australien als weniger geeignet für die Auswertung von Hitzewellen eingestuft.

Index und Referenz
<p>Index 1: Huth et al. (2000)</p> <p>„Längste ununterbrochene Periode mit $T_{max} > T_1$ an mind. drei Tagen sowie $\text{mean}(T_{max}) \geq T_1$ über den gesamten Zeitraum sowie $T_{max} \geq T_2$ an allen Tagen.“ Dabei ist $T_1 = 30 \text{ °C}$ und $T_2 = 25 \text{ °C}$ oder die diesen Werten entsprechenden Perzentile an der Station oder im Modell.</p>
<p>Index 2: Robinson (2001)</p> <p>„Eine Periode von mindestens 48 Stunden, in welcher der nächtliche "Heat Index" H_i nicht unter 80 °F ($26,7 \text{ °C}$) und der tägliche H_i nicht unter 105 °F ($40,6 \text{ °C}$) liegt, in beliebiger Reihenfolge. Liegen 1 % der Stationswerte über diesen Grenzwerten, werden die 99. Perzentile von H_i als Grenzwerte angewandt.“</p>
<p>HWDI: Frich et al. (2002)</p> <p>„Längste Phase über 5 Tagen mit T_{max} mind. 5 °C über den täglichen T_{xm} von 1961-1990.“</p>
<p>WSDI: ETCCDI/Alexander et al. (2006)</p> <p>„Jährliche Anzahl von Tagen mit $T_{max} > 90$. Perzentil (5-Tages-Fenster, Bezug: 1961-1990).“</p>
<p>CHT ("combination hot day/tropical night"): Fischer und Schär (2010)</p> <p>$T_{max} > 35 \text{ °C}$, gefolgt von $T_{min} > 20 \text{ °C}$</p>
<p>Perzentile (15-Tage-Fenster), Absolutwerte der Temperatur ($T > x \text{ °C}$) und Apparent Temperature T_a:</p> <p>CTX95pct, CTN95pct</p> <p>TX35deg, TX40deg; TN20deg, TN25deg</p> <p>Ta35deg, Ta40deg; Ta90pct, Ta95pct</p>

2.3 Heat Wave Magnitude Index daily

Russo et al. (2015) entwickelten eine Berechnungsweise, welche die zehn stärksten Hitzewellen in Europa seit 1950 identifizierte (Tab. 2.5) und simulierten mit dieser zukünftige Hitzewellen.

Die Hitzewelle in Russland im Jahr 2010 erwies sich als die mit Abstand stärkste (Peak HWMI_d = 71.9) und am weitesten ausgedehnte im betrachteten Zeitraum. 36.38 % der Fläche von EURO-CORDEX (Vautard et al., 2013) verzeichneten mindestens HWMI_d = 6, 22.54 % sogar HWMI_d = 15 oder höher - mit großem Abstand der höchste Wert aller gelisteten Hitzewellen.

Ein solches Ereignis kann nach dem "Business as usual"-Szenario RCP8.5 gegen Ende des Jahrhunderts in manchen Teilen der Welt jedes zweite Jahr auftreten (Russo et al., 2014). Durch den Bezug auf das Lokalklima konnte auch eine Hitzewelle 1972 in Finnland identifiziert werden, die relativ gesehen eine vergleichbare Intensität wie 2003 (Mitteleuropa) aufwies, aber durch die Betrachtung von absoluten Temperaturen im restlichen wärmeren Europa wenig Beachtung bekam.

Die Überprüfung, ob sich die Ergebnisse mit der Wahrnehmung und den Auswirkungen in der nationalen Öffentlichkeit deckten, fiel anhand von Zeitungsartikeln dieser Jahre positiv aus. Zudem wurde es möglich, Dauer und Magnitude einer Hitzewelle in einer Zahl, dem "Heat Wave Magnitude Index daily" (HWMI_d) zu vereinen und vergleichbar zu machen. Die tägliche Magnitude eines Hitzewellentags wird mit einer Berechnungsformel ermittelt, die die Höchsttemperatur mit den höchsten beobachteten Temperaturen einer Referenzperiode in Beziehung setzt.

Ein großer Vorteil dieses Ansatzes ist, dass bei einem wärmeren zukünftigen Klima, in dem Temperaturen höher als die höchste Temperatur der zugrunde gelegten Referenzperiode auftreten, auch der HWMI_d einen höheren Wert annimmt. Der im Vorjahr vorgestellte "Heat Wave Magnitude Index" (HWMI; Russo et al., 2014) konnte per Definition nur Werte zwischen 0 und 1 annehmen, da er sich auf die empirische Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion in der Referenzperiode für die Drei-Tages-Ereignisse ("sub-heatwaves"), welche eine Hitzewelle zusammensetzten, bezog.

Die hier vorgeschlagenen sieben Kategorien von HWMI < 2 ("Normal") bis hin zu HWMI ≥ 32 ("Ultra Extreme") wurden für HWMI_d bislang nicht weiter verfolgt und müssten hierfür umgerechnet werden.

Mit dem folgenden Vorgehen werden Hitzewellen identifiziert:

1) Eine Hitzewelle an einem Ort liegt vor, wenn die Höchsttemperatur (T_{max}) drei Tage in Folge über dem 90. Perzentil aller täglichen Höchsttemperaturen in der Referenzperiode liegt.

2) Die verwendete Referenzperiode ist 1981-2010. Für jeden Tag des Jahres werden die Perzentile als Schwellenwert aus insgesamt 930 Werten bestimmt (30 Jahre × 31 Tage), kurz aus dem Datensatz:

$$A_d = \bigcup_{y=1981}^{2010} \bigcup_{i=d-15}^{d+15} T_{y,i}, \quad (2.1)$$

mit y: Jahr und i: Tag des Jahres.

Tabelle 2.5: Die zehn stärksten Hitzewellen mit HWMI_d identifiziert, aus Russo et al. (2015) (Domain: EURO-CORDEX (Vautard et al., 2013), aus E-OBS-Daten berechnet).

Jahr	Ort	Peak (HWMI _d)	HWMI _d ≥ 6 in %	HWMI _d ≥ 15 in %
2010	Russland	71.9	36.38	22.54
2003	Mitteleuropa	44.7	11.61	5.44
1972	Finnland	38.2	26.42	6.57
1976	Britische Inseln	35.8	4.55	1.21
1969	Norwegen	26.5	2.26	0.38
2015	Mitteleuropa	26.0	11.94	0.56
2007	Griechenland	22.9	16.8	1.35
1994	Benelux	21.3	7.42	0.46
2014	Skandinavien	21.2	11.58	0.3
1954	SW-Russland	19.7	9.3	0.05
2006	Mitteleuropa	18.9	5.05	0.05

Das tägliche Perzentil eines 16. Juli ergibt sich dann beispielsweise aus den T_{max} vom 1. bis zum 31. Juli der Jahre 1981 bis 2010. Dieses sogenannte "zentrierte 31-Tage-Fenster" glättet die Einzelwerte und ist bei der Berechnung robust.

3) Die tägliche Magnitude M_d wird während der in (1) ermittelten Dauer aufsummiert, wenn $M_d > 0$ ist. Die Vergleichswerte der Tageshöchsttemperatur T_d beziehen sich auf die höchsten vorkommenden Temperaturen in der Referenzperiode (30 Werte, jeweils die höchste Temperatur jedes Jahres). Für die Berechnung werden das 25. und 75. Perzentil (T_{30y25p} und T_{30y75p}) dieser 30 Werte bestimmt.

4) M_d berechnet sich dann mit der Formel:

$$M_d(T_d) = \begin{cases} \frac{T_d - T_{30y25p}}{T_{30y75p} - T_{30y25p}} & \text{wenn } T_d > T_{30y25p} \\ 0 & \text{wenn } T_d \leq T_{30y25p} \end{cases} \quad (2.2)$$

Die Summe der M_d wird im Folgenden als HWMI_d bezeichnet. $T_{30y75p} - T_{30y25p}$ entspricht der Interquartile Range (IQR) und ist als Schwankungsbreite um den Median (Variabilität) zu verstehen. Das 25. Perzentil ist die "untere kältere Grenze" der IQR, das 75. Perzentil die "obere wärmere Grenze". M_d entspricht dem Wert 1, wenn die Tageshöchsttemperatur gerade um die IQR höher liegt als T_{30y25p} und daher gleich T_{30y75p} ist. Die Vielfachen von M_d entsprechen einer Abweichung, die die IQR mehrfach (proportional) übersteigt.

Die Rangliste der Hitzewellen in Tab. 2.5 bezieht sich auf den höchsten jährlichen HWMI_d-Wert von allen Gitterpunkten sowie beinhaltet den Prozentsatz der Landgebiete, die einen bestimmten HWMI_d-Wert überschreiten.

Russo et al. (2015) fanden ähnliche Ergebnisse bei der Berechnung des HWMI_d für die Minimumtemperatur (weniger stark und weniger ausgedehnt als für T_{max}), jedoch im selben Gebiet wie für T_{max} . Die meisten identifizierten Hitzewellen wiesen also auch eine schwache und langsame nächtliche Abkühlung auf.

Die ursprüngliche Konstruktion des HWMI_d ist auf die Sommermonate ausgerichtet, um die im absoluten Sinne heißesten Witterungsperioden einer Zeitreihe zu erfassen. Dennoch lassen sich die Perzentile, die als Referenz dienen, anwendungsbezogen definieren.

Zschenderlein et al. (2018) verwendeten bei der Analyse der späten Hitzewelle des Jahres 2016 eine auf die Jahreszeit abgestimmte Referenz (30 jährliche Maxima der Periode 15. August bis 30. September). Ähnlich kann beispielsweise auch bei der frühen Rekordhitzewelle im Juni 2017 verfahren werden (Sánchez-Benítez et al., 2018).

Fragkoulidis et al. (2018) verallgemeinerten den Index mit den 25. und 75. Perzentilen der täglichen Klimatologie, genauso berechnet mit einem zentrierten 31-Tage-Fenster und einer einheitlichen Referenzperiode. Mit diesem Index können ganzjährig überdurchschnittlich warme Witterungsperioden betrachtet und verglichen werden. Auch hier beschreibt M_d eine gewichtete klimatologische Abweichung, die über die Dauer der Wärmeperiode summiert wird:

$$M_d(T_{dm}) = \begin{cases} \frac{T_{dm} - T_{25p}}{T_{75p} - T_{25p}} & \text{wenn } T_d > T_{25p} \\ 0 & \text{wenn } T_d \leq T_{25p} \end{cases} \quad (2.3)$$

Außerdem ist es möglich, in dieser Arbeit erstmals einen "Cold Wave Magnitude Index daily" (CWMId) zu definieren, welcher analog die Tiefsttemperatur (T_n) verwendet, mit vertauschten Perzentilen:

$$M_n(T_n) = \begin{cases} \frac{T_n - T_{30y75p}}{T_{30y25p} - T_{30y75p}} & \text{wenn } T_n < T_{30y75p} \\ 0 & \text{wenn } T_n \geq T_{30y75p} \end{cases} \quad (2.4)$$

Damit ergibt sich eine negative Magnitude und das 75. Perzentil bedeutet hier die "wärmere obere Grenze" der IQR bezogen auf die Tiefsttemperaturen, das 25. Perzentil die "kältere untere Grenze".

Russo et al. (2017) berechneten zudem den "Apparent Heat Wave Index" (AHWI), welcher die Apparent Temperature (AT, in den USA als "Heat Index" bekannt; Steadman, 1979) in die Berechnungsweise einbezieht, wenn für mindestens einen Tag einer Hitzewelle $AT > T_d$ ist. Für AT gilt in Form der vereinfachten Gleichung¹³:

$$AT = c_1 + c_2T + c_3R + c_4TR + c_5T^2 + c_6R^2 + c_7T^2R + c_8TR^2 + c_9T^2R^2, \quad (2.5)$$

mit c_1 bis c_9 : empirische Konstanten, AT in °F, Temperatur in °F, R: relative Feuchte zwischen 0 und 100.

¹³ abrufbar unter: http://www.wpc.ncep.noaa.gov/html/heatindex_equation.html, zuletzt abgerufen am 20.11.2018

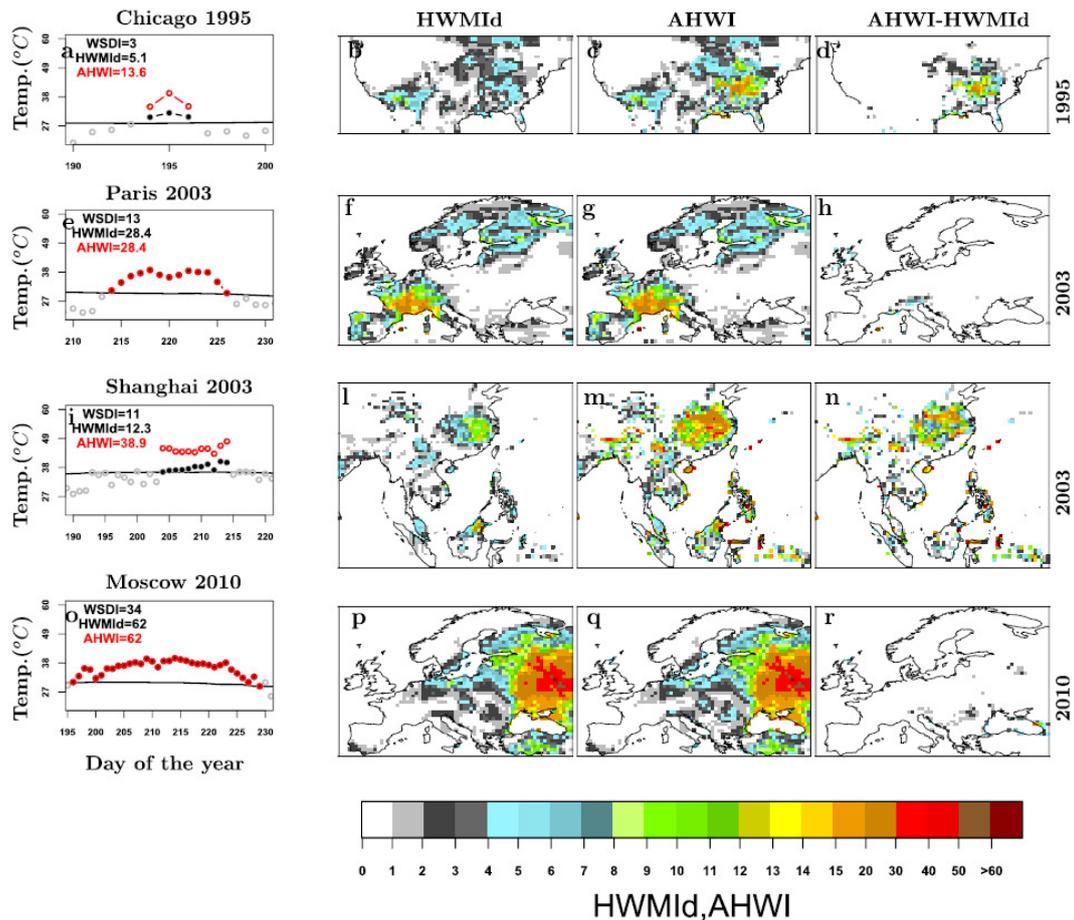


Abbildung 2.10: Vergleich der vier Hitzewellen in vier Regionen von 1995 (Chicago), 2003 (Paris und Shanghai) und 2010 (Moskau) mit dem HWMId und AHWI, zusätzlich WSDI. Die Zeitreihen links zeigen die zugehörigen Temperaturverläufe an den Hitzewellentagen (schwarze Kreise: T, rote Kreise: AT), graue Kreise: Temperatur von Nicht-Hitzewellentagen. Schwarze Linie: 90. Perzentil. Die Karten rechts bilden die Verteilung und Werte von HWMId, AHWI, sowie der Differenz AHWI-HWMId für die vier Fälle ab.

Vor allem in feuchtwarmen subtropischen Regionen wie an der US-Golfküste oder in Südchina spielt an warmen Tagen eine hohe Luftfeuchtigkeit eine entscheidende Rolle, welche HWMId durch die Nichtberücksichtigung unterschätzt (Abb. 2.10). Hier verstärkt R die Hitzewellen deutlich und zunehmend für höhere Globaltemperaturen.

Für diese Regionen liegt AHWI wesentlich höher als HWMId (z.B. in Chicago 1995 mit 13.6 zu 5.1, Shanghai 2003 mit 38.9 zu 12.3). Für die Werte in Paris (28.4) und Moskau (62) ergibt sich kein Unterschied.

Schon bei Erwärmung um 1.5 bis 2 °C steigt in feuchtheißen Regionen die Wahrscheinlichkeit für Hitzewellen mit einer größeren Magnitude als in Russland 2010 auf 10 % oder mehr, bei 4 °C auf über 50 %. Bei 4 °C Erwärmung kommt es auch zu bislang ungekannten Hitzewellen mit $AT > 55$ °C, welche tödlich verlaufen, da metabolische Wärme nicht mehr abgeführt werden kann, gleichbedeutend mit $WGBT > 35$ °C.

2.4 Excess Heat Factor

Erstmals stellten Nairn et al. (2009) einen neuen, vorhersagbaren, objektiven Hitzeindex vor, der nach ihren Aussagen in einem weiter ausgearbeiteten Report von 2013 das Potential hat, national oder sogar international angewandt werden zu können (Nairn und Fawcett, 2013). Er ist eine Weiterentwicklung der Überlegungen von Robinson (2001) und des IPCC (2012) und hat die Bedeutung einer kumulativen Intensität.

Durch die Kombination zweier Beiträge (Excess Heat Indices) zum sogenannten "Excess Heat Factor" (EHF) ist sowohl der raumzeitliche Vergleich, als auch das Herstellen einer Verbindung zwischen Hitzewellen und den Auswirkungen auf Menschen und Technik möglich, trotz ihrer individuellen Unterschiede. Absolute Werte des EHF in der Vergangenheit und Zukunft können mit beobachteten Auswirkungen in verschiedenen Sektoren in Verbindung gebracht und ausgetauscht werden.

Eine zu lange Einwirkung und "Ansammlung" von nicht abgeführter Hitze führt zu einer "Summierung" strapaziöser Effekte auf Menschen und Technik, die beide an die Kollapsgrenze bringt, auch bei nicht ausreichender Vorbereitung und Anpassung bei unerwarteten oder frühen Hitzewellen im Jahr.

Der EHF besteht aus einem Signifikanz-Teil (EHI_{sig} , Faktor 1) und einem Akklimatisations-Teil (EHI_{accl} , Faktor 2), wie ihn qualitativ vergleichbar auch schon Koppe und Jendritzky (2005) verwendeten. Faktor 1 beschreibt eine überschüssige Hitzebelastung ("Excess Heat"), wie sie bei einer Kombination von Hitze und hoher Luftfeuchtigkeit bzw. hohen Nachttemperaturen nach einem sehr heißen Tag auftritt. Je größer der Wert, desto schlechter können die Systeme abkühlen und sich bei niedrigeren Temperaturen erholen.

Klimatologisch wird sie als Langfrist-Anomalie und als Vergleich der 3-tägigen Tagesmitteltemperatur (TM3) mit dem 95. Perzentil (T_{95}) von TM3 über die gesamte 30-jährige Referenzperiode (daher ein Temperaturwert z.B. für 1981-2010) erfasst:

$$EHI_{sig}(T_i) = \frac{T_i + T_{i+1} + T_{i+2}}{3} - T_{95} \quad (2.6)$$

In dieser Schreibweise lässt sich der Index als Vorhersageparameter für Hitzewarnungen verwenden. T_i bezeichnet hier die Tagesmitteltemperatur des aktuellen Tages (z.B. 27. Juli), die sich aus dem beobachteten/vorhergesagten T_{max} und dem vorhergesagten T_{min} in der folgenden Nacht auf den 28. Juli zusammensetzt:

$$T_i = \frac{T_{i,max} + T_{i,min}}{2} \quad (2.7)$$

In genauso gebildeter Form gehen die zwei Folgetage (hier bis zur Nacht auf den 30. Juli) in die Berechnung ein. Die Bedingung für eine Hitzewelle ist erfüllt, wenn $EHI_{sig} > 0$.

Faktor 2 beschreibt "Heat Stress" und bedeutet eine Kurzfrist-Anomalie, die eine Anpassung an überdurchschnittlich hohe Temperaturen im Laufe von wenigen Wochen einbezieht:

$$EHI_{accl} = \frac{T_i + T_{i+1} + T_{i+2}}{3} - \frac{T_{i-1} + \dots + T_{i-30}}{30} \quad (2.8)$$

Hier wird der aktuelle 3-Tages-Zeitraum (z.B. 27. bis 30. Juli) mit den zurückliegenden 30 Tagen (TM30) verglichen (27. Juni bis 26. Juli). Ist $EHI_{accl} > 0$, vergrößert sich der Wert des EHF, da hier die Beiträge multipliziert werden:

$$EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{accl}) \quad (2.9)$$

Der EHF nimmt umso höhere Werte an, je heißer die aktuellen drei Tage im Vergleich zu den klimatologischen Werten an einem Ort und im Vergleich zu den letzten 30 Tagen verlaufen.

Es gehen nur positive EHI_{sig} -Werte in die Berechnung ein. Ist $EHI_{accl} < 0$, wird mit dem Wert $EHI_{accl} = 1$ gerechnet. Beide Beiträge haben die Einheit einer Temperatur, welche durch die Multiplikation eine quadrierte Temperatur ergibt.¹⁴

Mathematisch amplifizieren hier schon kleine positive Abweichungen der TM3 von P95 oder TM30 den Wert von EHF und dies wird der Tatsache gerecht, dass häufige schwache Hitzewellen oft noch gut bewältigt werden können, die nachteiligen Effekte bei stärkeren Hitzewellen dann aber überproportional zunehmen (Nairn und Fawcett, 2013; Ziser et al., 2005). Solange die Kriterien für eine Hitzewelle erfüllt sind (und $EHF > 0$ für mindestens zwei TM3), wird die Magnitude des EHF für alle aufeinander folgenden TM3 summiert (wie bei HWMI_d für Einzeltage, auch: "Heat load" genannt).

Die Abgrenzung zu einer "schweren Hitzewelle" treffen Nairn und Fawcett (2013) durch Überlegungen, die aus dem Pareto-Prinzip folgen und erhalten eine Grenztemperatur (auch hier: TM3) empirisch, die sich aus dem 85. Perzentil aller beobachteten EHF-Werte der Referenzperiode berechnet:

$$T_{sev} \approx \sqrt{EHF_{85}} + T_{95} \quad (2.10)$$

Eine "extreme Hitzewelle" liegt vor, wenn der Grenzwert $3 \times EHF_{85}$ deutlich überschritten wird und negative Effekte weit verbreitet sind (Nairn und Fawcett, 2015).

In der Reanalyse ist es möglich, den Index rückwirkend zu definieren (wie zuerst in Nairn et al., 2009), also steht zum Beispiel $T_i + T_{i-1} + T_{i-2}$ statt $T_i + T_{i+1} + T_{i+2}$ in der Formel für EHI_{sig} .

¹⁴ Eine Einheit $^{\circ}\text{C}^2$ ist jedoch nicht intuitiv für die Öffentlichkeit, im deutschsprachigen Raum wird zudem häufiger auf die Einheit Kelvin zurückgegriffen, um Temperaturdifferenzen von gemessenen Temperaturen unterscheiden zu können. Eine quadrierte Einheit wie K^2 ist in der Meteorologie nicht unbekannt, wie zum Beispiel bei der sogenannten "Accumulated Cyclone Energy", die die Stärke und Ausdehnung des Windfelds tropischer Zyklonen beschreibt und universell angewandt wird (Einheit 10^4 kt^2 , aus: American Mathematical Society, 2013: Hurricane Sandy Meets Mathematics. Abrufbar unter: <http://www.ams.org/publicoutreach/feature-column/fc-2013-01>., zuletzt abgerufen am 20.11.2018.

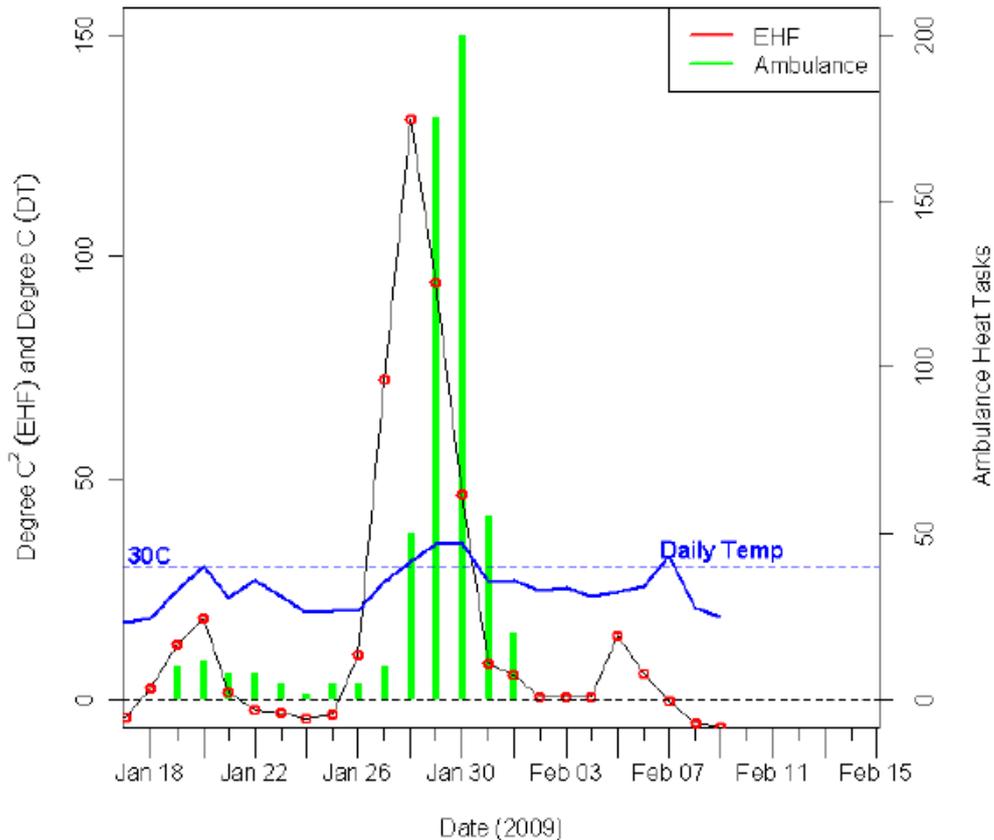


Abbildung 2.11: Werte des EHF (rote Punkte und schwarze Linie), Tagesmitteltemperaturen (blaue Linie) und Zahl der Behandlungen wegen Hitze (grüne Säulen) am Beispiel Melbourne (Klimazone Cfb) (Nairn und Fawcett, 2013).

Darüber hinaus beschreiben Nairn und Fawcett (2013) ihren Index als robust und als nicht komplex. Die Verwendung der Tagesmitteltemperatur statt Feuchtedaten sei ausreichend, um Hitzeereignisse mit größeren Auswirkungen zu identifizieren. Indirekt geht eine höhere Luftfeuchtigkeit durch höhere Nachttemperaturen in die Berechnung mit ein. Fühlbare und latente Wärme sind bei der biologischen Thermoregulation untrennbar miteinander verbunden.

Abbildung 2.11 zeigt am Beispiel von Melbourne, nach der effektiven Klimaklassifikation dieselbe Klimazone wie Karlsruhe (Cfb), einen Zusammenhang zwischen dem EHF und Behandlungen wegen Hitze. Sobald die Tagesmitteltemperaturen ansteigen und insbesondere auf 30 °C und mehr, zeigt der EHF einen starken Peak. Leicht verzögert nehmen auch die Behandlungszahlen massiv zu und erreichen ihr Maximum, im Beispiel kurz bevor die Temperaturen wieder anfangen zu sinken.

Die Studien von Langlois et al. (2013) und Hatvani-Kovacs et al. (2016) schreiben dem EHF, insbesondere mit einberechneter zeitlicher Verzögerung ("lag effect"), gute Ergebnisse für die Analyse und Prognose von hitzebezogenen Todesfällen zu. Sie fanden "eine beachtliche Korrelation" zwischen der Anzahl von Todesfällen und der Abweichung des EHF von den Normalwerten bei der südaustralischen Hitzewelle von 2009 bzw. eine Erklärung der Morbidität durch den EHF zu 77 % an den extremsten Hitzetagen in Adelaide zwischen 2008 und 2014.

Der EHF ist leicht zu visualisieren und zu verfolgen, bei der Implementierung dieses Index müssen möglichst homogene Klimadaten in Echtzeit mindestens 30 Tage zurück vorliegen und einmalig einige Grenzwerte im Voraus berechnet werden (für jede Station und für jeden Gitterpunkt). Er wurde beim australischen Bureau of Meteorology in den operationellen Betrieb aufgenommen (Nairn und Fawcett, 2015).

Wie schon von Nairn und Fawcett (2013) definiert und Piticar et al. (2018) für die Analyse von Hitze- und Kältewellen verwendet haben, lässt sich der "Excess Cold Factor" (ECF) völlig analog zum EHF definieren, nur mit umgekehrtem Vorzeichen.

Die Gleichungen für "Excess Cold" und "Cold Stress" lauten wie folgt:

$$ECI_{sig}(T_i) = \frac{T_i + T_{i+1} + T_{i+2}}{3} - T_5 \quad (2.11)$$

$$ECI_{accl} = \frac{T_i + T_{i+1} + T_{i+2}}{3} - \frac{T_{i-1} + \dots + T_{i-30}}{30} \quad (2.12)$$

$$ECF = -ECI_{sig} \times \min(-1, ECI_{accl}) \quad (2.13)$$

$$T_{sev} \approx \sqrt{ECF_{15}} + T_5 \quad (2.14)$$

Eine Kältewelle liegt vor, wenn $EHI_{sig} < 0$ und ECF ist umso stärker (negativer), je höher der Betrag von EHI_{accl} ist.

2.5 Kategorien für Hitze- und Kältewellen

Hobday et al. (2016) zeigen insgesamt fünf Varianten auf, wie unterschiedlich sich die zeitlichen Verläufe von Hitze- und Kältewellen verhalten können, selbst wenn mehrere Maßzahlen (z.B. Dauer D und maximale Intensität i_{max} oder kumulative Intensität i_{cum}) identisch sind (Abb. 2.12). Temperaturextreme verhalten sich selten symmetrisch (a) und können je nach Ursache schnell (b) oder langsam (c) beginnen und enden. Kurze und intensive Hitzewellen (e) können eine höhere kumulative Intensität erreichen als schwache und länger anhaltende Hitzewellen (d). Umgekehrt kann trotz einer vergleichsweise niedrigen maximalen Intensität durch eine lange Dauer eine höhere kumulative Intensität erreicht werden.

Hobday et al. (2018) schlagen ähnlich wie bei tropischen Wirbelstürmen eine Kategorisierung von Hitzewellen vor und verwenden für eine Einteilung im Ozean die Überschreitung des 90. Perzentils (P90). Die Vielfachen werden dabei auf die Differenz zwischen der Klimatologie und P90 bezogen. Eine ein- bis zweifache Überschreitung von P90 entspricht Kategorie 1, eine mehr als vierfache Überschreitung entspricht Kategorie 4, mit den Bezeichnungen von "moderat" bis "extrem" (Abb. 2.13). Mit dieser Vorgehensweise, kombiniert mit Größen wie der kumulativen Intensität, können Temperaturextreme in Echtzeit verfolgt, herauf- oder herabgestuft und kommuniziert werden. Da die Temperaturen in der Atmosphäre auf deutlich kürzeren Zeitskalen variieren (Hobday et al., 2016) und vielfache Überschreitungen von P90 sehr selten sind oder nicht vorkommen, wird in dieser Arbeit in Kapitel 5 eine für die Atmosphäre sinnvolle Einteilung für Hitze- und Kältewellen vorgestellt.

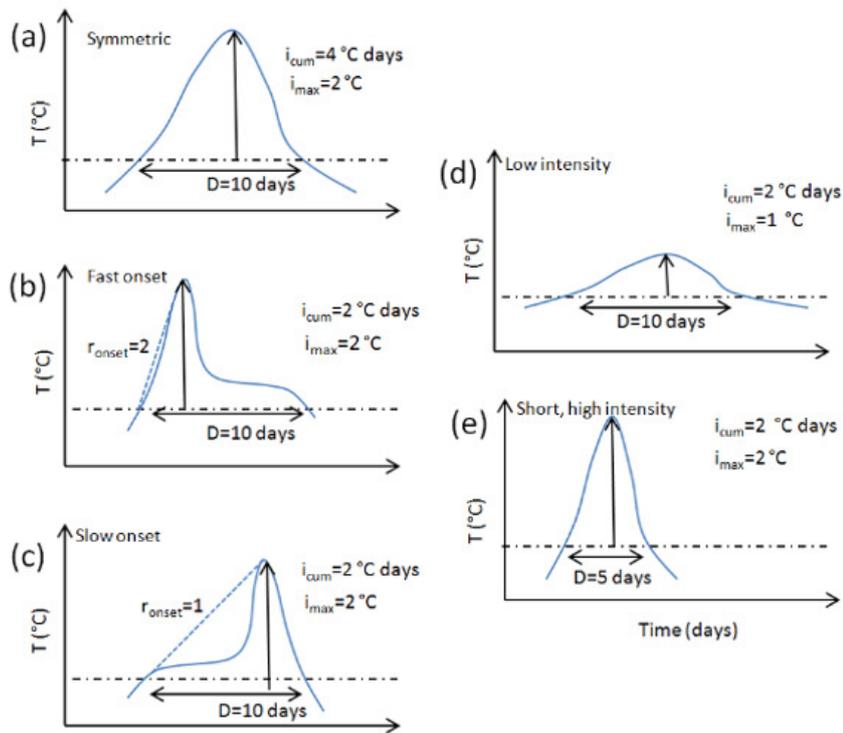


Abbildung 2.12: Unterschiedlicher Charakter von Hitzewellen (Hobday et al., 2016) mit $D = \{5 \text{ d}, 10 \text{ d}\}$, $i_{max} = \{1 \text{ } ^\circ\text{C}, 2 \text{ } ^\circ\text{C}\}$ und $i_{cum} = \{2 \text{ } ^\circ\text{C} \times \text{d}, 4 \text{ } ^\circ\text{C} \times \text{d}\}$.

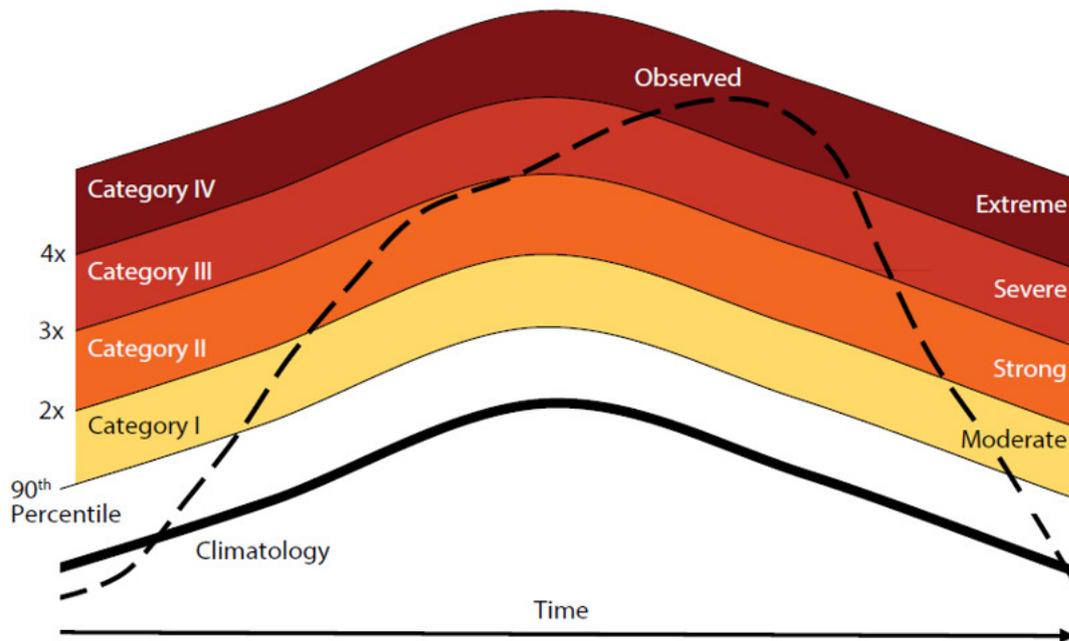


Abbildung 2.13: Kategorien für Hitzewellen von Hobday et al. (2018). Gestrichelte Linie: gemessener Temperaturverlauf, dicke durchgezogene Linie: Klimatologie, dünne Linien: 90. Perzentil + Vielfache der Differenz Klimatologie-P90.

3 Forschungsfragen

In diesem Kapitel werden die Forschungsfragen definiert, welche mit Hilfe der in Kapitel 4 vorgestellten Daten und Methoden bearbeitet werden.

Im vorherigen Kapitel wurde bereits ein Überblick über häufig verwendete Hitze- und Kälteindizes gegeben (z.B. Schwellenwerte), mit welchen sich Hitze- und Kältewellen sinnvoll identifizieren lassen. Zudem werden Aussagen z.B. über die Häufigkeit ihres Auftretens getroffen. Diese Definitionen werden im Ergebnisteil (Kapitel 5 und 6) angewandt, analysiert und diskutiert.

Die Hitze- und Kältewellen sollen in einem großen Gebiet definiert und verglichen werden. Hierfür werden Indizes benötigt, welche möglichst für das gesamte Gebiet anwendbar sind. Diese Anwendbarkeit wird für die WMO-Region VI geprüft.

Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Definitionen sowie die Möglichkeiten, einzelne Hitze- und Kältewellen miteinander zu vergleichen, werden aufgezeigt. Es ist zudem ein vergleichbares Maß für deren maximale Stärke auszuwählen. Weitere Einflussfaktoren wie die Wahl der Referenzperiode sind zu berücksichtigen.

Das Ziel ist es, eine Empfehlung für die Verwendung eines Index zu geben, mit welchem Hitze- und Kältewellen in der gesamten WMO-Region VI am umfassendsten beschrieben werden können.

4 Daten und Methoden

Dieses Kapitel stellt die verwendeten Daten und Methoden vor, mit welchen die Ergebnisse in Kapitel 5 erhalten wurden.

4.1 Daten

Die verwendeten Daten bestehen aus Stationsdaten und Modelldaten. Die zunächst betrachteten Stationsdaten für Deutschland stammen aus dem Messnetz des Deutschen Wetterdienstes¹. Für eine fundierte klimatologische Auswertung ist die Analyse möglichst langer Zeitreihen wertvoll, mindestens sollten alle Zeitreihen den Referenzzeitraum 1981-2010 beinhalten. Durch die Verwendung desselben Zeitraums lassen sich die berechneten Werte verschiedener Stationen miteinander vergleichen. Da die Zeitreihe von Karlsruhe seit 1876 am 30.10.2008 endete, erfolgte die erste Stationsanalyse mit den Daten von Mannheim ab 1950. Für Zeiträume vor 2008 ist optional ein direkter Abgleich der beiden Stationen möglich. Von ECA&D (European Climate Assessment & Dataset²), welche auch DWD-Daten beinhalten, stehen internationale Temperaturdaten in täglicher Auflösung zur Verfügung. Um die wichtigsten Klimazonen und die größtmögliche Temperaturspanne der WMO-Region VI abzudecken (Abb. 4.1), wurden neben Potsdam, welches das Klima Zentraleuropas repräsentiert, 6 weitere Stationen ausgewählt. Sie weisen untereinander und auch von Mitteleuropa sehr verschiedene klimatische Verhältnisse auf. Auf der Breite von Valentia, Potsdam und Astrachan nehmen durch den zunehmenden kontinentalen Einfluss die Wintertemperaturen nach Osten hin ab und die Sommertemperaturen zu. Die Jahresmitteltemperatur nimmt entlang der Längengrade von Ny-Ålesund bis nach Eilat immer weiter zu. Für diese Stationen liegen Daten seit mindestens 1951 vor, mit Ausnahme von Ny-Ålesund (seit 1974). In den arktischen Regionen existieren kürzere Messreihen.

Die Stationsdaten werden verwendet, um zunächst einen klimatologischen Überblick zu bekommen, sowie für die vergleichende Auswertung der Messreihen für verschiedene Definitionen von Hitze- und Kältewellen und zwischen den Stationen. Die verwendeten Größen werden nach Hobday et al. (2016) definiert und in Kapitel 4.3 erläutert.

Die hier verwendeten Daten des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sind sogenannte beobachtungsnahe Daten von ERA-Interim³ (Dee et al., 2011). ERA-Interim verwendet die 4D-Var-Datenassimilation, angetrieben von dem gekoppelten Vorhersagemodell IFS (Atmosphäre, Landoberfläche, Ozeanwellen), zur Reanalyse. Dadurch werden raum-

¹ aufrufbar unter <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/>, zuletzt abgerufen am 05.12.2018.

² aufrufbar unter <https://www.ecad.eu/dailydata/predefinedseries.php>, zuletzt abgerufen am 02.11.2018.

³ abrufbar unter <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc>, zuletzt abgerufen am 15.10.2018.

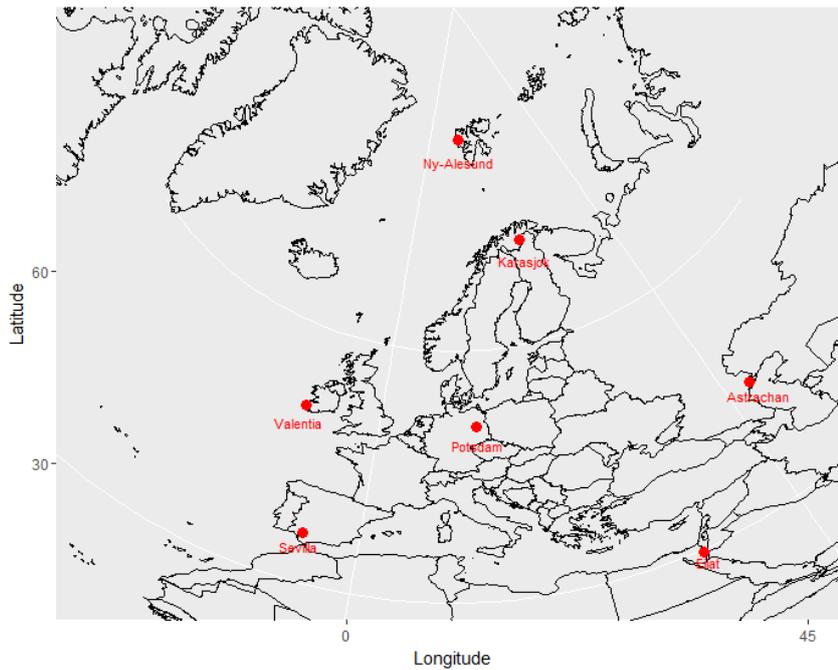


Abbildung 4.1: Ausgewählte 7 Stationen in der WMO-Region VI mit Potsdam im Zentrum, Ny-Ålesund auf Spitzbergen im Norden, nach Süden und Osten: Karasjok, Astrachan und Eilat, im Westen und Süden: Valentia Observatory und Sevilla.

Tabelle 4.1: Verwendete Stationsdaten mit der Länge der Messreihe.

Ort	Land	Messzeitraum
Karlsruhe	Deutschland	01.01.1876 - 31.10.2008
Mannheim	Deutschland	01.01.1936 - 31.12.2018
Potsdam	Deutschland	01.01.1893 - 31.12.2018
Ny-Ålesund	Norwegen	01.08.1974 - 31.08.2018
Karasjok	Norwegen	06.01.1951 - 31.08.2018
Astrachan	Russland	01.01.1881 - 31.08.2018
Eilat	Israel	01.10.1949 - 31.08.2018
Sevilla	Spanien	01.01.1951 - 31.08.2018
Valentia	Irland	01.01.1931 - 31.08.2018

zeitlich kohärente Datensätze verfügbar, selbst bei spärlich vorhandenen Stationsbeobachtungen. Die Daten liegen mit einer räumlichen Auflösung von $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ und 4 Werten pro Tag (00, 06, 12, 18 UTC) für die Jahre ab 1979 vor. Hier wurden die täglichen Maxima und Minima der 2 Meter-Temperatur bis einschließlich des Jahres 2017 verwendet, berechnet aus den 4 Zeitschritten pro Tag.

4.2 Modellgebiet

Für alle nachfolgenden Berechnungen aus Daten von ERA-Interim wird das Modellgebiet nach den Grenzen der WMO-Region VI definiert (Abb. 4.2). Diese liegen im Süden entlang der Kontinentgrenze zu Afrika und verlaufen von dort aus entlang der Landesgrenzen von Saudi-Arabien, dem Irak und dem Iran. Ab 50 °E folgt die Grenze diesem Breitengrad bis zur Barentssee. Westlich von Nowaja Semlja verläuft die Grenzlinie zwischen Franz-Josef-Land und Spitzbergen. Die westliche und nördliche Grenze bilden der Atlantische und der Arktische Ozean. Die Meere werden nachfolgend alle nach der Definition der IHO bezeichnet (**I**nternationale **H**ydrographische **O**rganisation⁴).

Der Nordatlantik inklusive der Norwegischen See und der Barentssee, sowie der Arktische Ozean gehören nicht zum hier betrachteten Modellgebiet, genauso wie alle Meeresregionen westlich und südlich von Grönland.

Mit dieser Definition ergeben sich 4605 Gitterpunkte, für welche die im Folgenden beschriebenen Indizes berechnet werden. Dies spart insbesondere Berechnungszeit im Vergleich zum kompletten Längen-Breiten-Ausschnitt und es wird eine Vergleichbarkeit hergestellt, da sich alle Berechnungen für alle Jahre und Indizes auf dieses Gebiet beziehen.

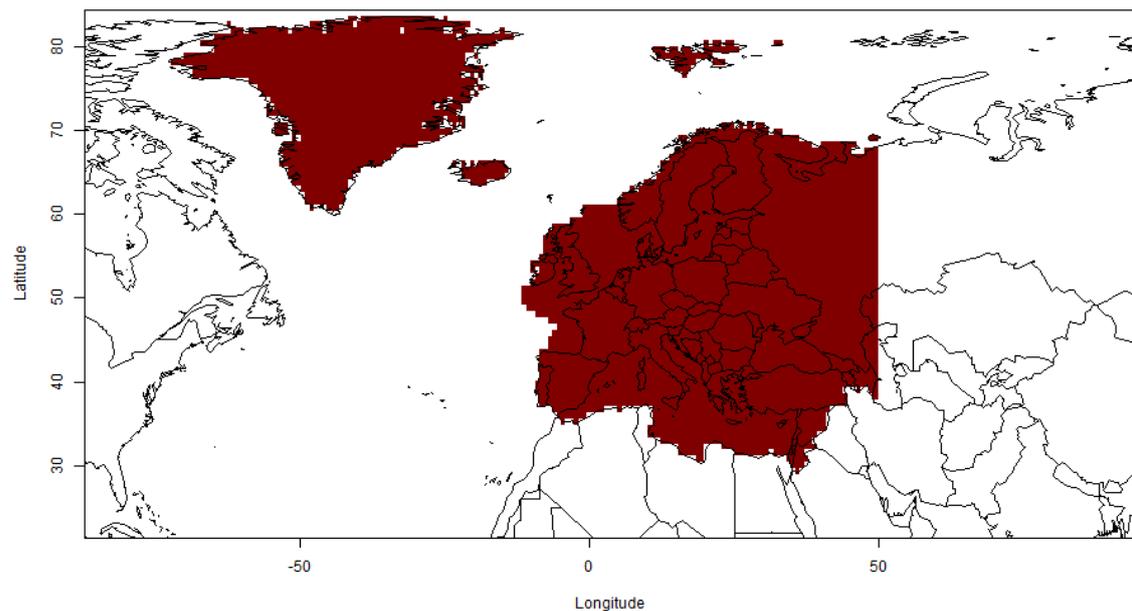


Abbildung 4.2: Modellgebiet mit europäischen Randmeeren (dunkelrot eingefärbt) nach den Gebietsdefinitionen der WMO-Region VI und der Internationalen Hydrographischen Organisation (IHO).

⁴ abrufbar unter <http://www.marineregions.org/sources.php#iho>, zuletzt abgerufen am 20.10.2018

4.3 Methodik

Zunächst erfolgten einige grundlegende Auswertungen der genannten Stationsdaten (Tab. 4.1). Für einen Überblick über die vorkommenden Temperaturen konnte der Wertebereich mit Hilfe von Boxplots visualisiert werden. Anschließend wurden die in Tab. 4.2 gelisteten Definitionen von Hitze- und Kältewellen als Auswertungskriterien auf die Stationsdaten angewandt. Bei diesen handelt es sich um einige absolute sowie perzentilbasierte Schwellenwerte, die auch in der Literatur und in Kapitel 2 bezüglich ihrer Anwendbarkeit diskutiert wurden. Zudem ist möglich, beide Ansätze zu kombinieren (z.B. $T_{max} > 98$. Perzentil und > 28 °C als Hitzewellenkriterium). Zum Vergleich wurden auch die Warm und Cold Spell Indicator berechnet, sowie die neuen Ansätze HWMI_d (CWMId) und EHF (ECF) verwendet. Diese Kriterien sollen mindestens 3 Tage in Folge erfüllt sein.

Tabelle 4.2: Verwendete Definitionen für Hitze- und Kältewellen.

Index	Bedeutung		
		T0	$T_{min} < 0$ °C
T25	$T_{max} > 25$ °C	T-10	$T_{min} < -10$ °C
T30	$T_{max} > 30$ °C	P20	$T_{min} < 20$. Perzentil
P80	$T_{max} > 80$. Perzentil	P10	$T_{min} < 10$. Perzentil
P90	$T_{max} > 90$. Perzentil	P5	$T_{min} < 5$. Perzentil
P95	$T_{max} > 95$. Perzentil	T2	$T_{min} < 2$ °C
T28	$T_{max} > 28$ °C	T2 & P2	T2 komb. mit $T_{min} < 2$. Perzentil
T28 & P98	T28 komb. mit $T_{max} > 98$. Perzentil	CSDI	$T_{min} < T_{nm} - 5$ °C
WSDI	$T_{max} > T_{xm} + 5$ °C	CWMId	siehe Kap. 2.3
HWMI _d	siehe Kap. 2.3	ECF	siehe Kap. 2.4
EHF	siehe Kap. 2.4		

(a) Hitzewellen

(b) Kältewellen

Um die Ergebnisse der verschiedenen Indizes vergleichen zu können, wurde zudem die Berechnung der Tagesmitteltemperaturen und täglichen Perzentile einheitlich gestaltet. Genau wie bei der Berechnung des HWMI_d ergeben sich diese für jeden Tag aus dem folgenden Datensatz (Referenzperiode 1981-2010, 31-tägiges zentriertes Fenster):

$$A_d = \bigcup_{y=1981}^{2010} \bigcup_{i=d-15}^{d+15} T_{y,i}, \quad (4.1)$$

mit y : Jahr und i : Tag des Jahres.

Jeweils muss beachtet werden, auf welche Zeiträume sich die Perzentile beziehen. Für die täglichen Perzentile (z.B. das 90. Perzentil von T_{max} für einen 1. Januar oder 1. Juli) erhält man je einen täglichen Wert durch Mittelbildung aus A_d und insgesamt 365 Werte⁵ für alle Tage des

⁵ Schaltjahre mit einem 29. Februar werden meist aus der Betrachtung herausgenommen oder mit den Werten vom 28. Februar und 1. März interpoliert, da maximal $n/4$ Werte für diesen Tag vorliegen (n : ganze Jahre der Zeitreihe).

Jahres. Die Berechnung von jährlichen Perzentilen ergibt einen Wert pro Station und Referenzzeitraum. Die jährlichen Perzentile sind wie absolute Schwellenwerte fest (und können nur rund um den wärmsten (kältesten) Zeitraum des Jahres erreicht werden), während die täglichen Perzentile einen Jahresgang aufweisen. Alle Mittelwerte und Perzentile beziehen sich auf das lokale Klima und sind an jeder Station verschieden. Sofern nicht anders angegeben, wurden für die Kriterien in Tab. 4.2 tägliche Perzentile verwendet.

Für jede Hitze- und Kälte-Definition und für alle Stationen konnten Ranglisten der stärksten Hitze- und Kältewellen berechnet werden. In diesem Fall wird ein Kriterium mindestens 3 Tage in Folge erfüllt. Für Kältewellen ist zu beachten, dass sich jede Saison in der Nordhemisphäre über zwei Jahre erstreckt, daher sollte in der Berechnung der Zeitraum 01.07.-30.06. statt 01.01.-31.12. verwendet werden.

Zur Einstufung der Stärke von Hitze- und Kältewellen wurden der Systematik von Hobday et al. (2016) folgend verschiedene Größen berechnet, die diese charakterisieren und quantifizieren. Es handelt sich hierbei um absolute und relative Größen, welche in Tab. 4.4 aufgeführt sind. Die absoluten Größen beinhalten eine Aussage über die gemessene Temperatur, wie z.B. die höchste Temperatur während einer Hitzewelle T_{xx} sowie die Mitteltemperatur T_{xm} während dieses Ereignisses. Als Intensität I wird hier die relative Größe bezeichnet. Sie gibt an, um welchen Betrag die gemessene Temperatur höher (niedriger) liegt als das klimatologische Mittel oder der angesetzte Schwellenwert. Wird diese über die Dauer der Hitze- oder Kältewelle summiert, erhält man die kumulative Intensität I_c . Bei dieser verschmelzen tägliche Abweichungen und die Dauer zu einer Zahl.

Tabelle 4.4: Berechnete Größen zur Charakterisierung von Hitze- und Kältewellen.

Größen und Berechnungsweise
Klimatologie $T_m(j) = \sum_{y=1981}^{2010} \sum_{d=j-15}^{j+15} \frac{T(y,d)}{31(2010-1981+1)}$
mit j und d: Tag des Jahres, y: Jahr
Dauer $D = t_e - t_s$ (Endtag - Starttag, erster und letzter Tag an dem Definition erfüllt ist)
mittlere Höchst-/Tiefsttemperatur T_{xm}/T_{nm} in °C
maximale Höchst-/Tiefsttemperatur T_{xx}/T_{mm} in °C
maximale Intensität $I_x = \max(T(t) - T_m(j))$ in K
(höchste tägliche Differenz von T_{max} -Grenzwert od. Klimamittel bzw. T_{min} -Grenzwert)
mittlere Intensität $I_m = \overline{T(t) - T_m(j)}$ in K
kumulative Intensität $I_c = \int_{t_s}^{t_e-1} (T(t) - T_m(j)) dt$ in K × d (summierte tägliche Intensität)

Die Hitze- und Kältewellen werden absteigend nach dem Betrag der kumulativen Intensität sortiert, um sie vergleichen zu können. Eine Rangliste, welche nur nach Dauer oder nur nach Intensität sortiert, reicht aus den in Kap. 2.5 beschriebenen Gründen zur Charakteristik von Temperaturextremen für eine komplette Betrachtung nicht aus.

Mit einem ähnlichen Schema können die Ergebnisse von HWMI_d (CWMI_d) und EHF (ECF) dargestellt werden, welche genauso die Bedeutung einer kumulativen Intensität inne haben.

Für alle Indizes wurden anschließend die fünf Kenngrößen aus Tab. 2.3 berechnet, um die am Beispiel der Station Mannheim identifizierten Hitze- und Kältewellen des gesamten Messzeitraums miteinander vergleichen zu können. Alle Schritte können anschließend auf die 7 Stationen in Abb. 4.1 für die Referenzperiode 1981-2010 angewandt werden. Damit wird der Vergleich zwischen den unterschiedlichsten Klimaten möglich.

Das nächste wichtige Ziel ist die Visualisierung aller Gebiete, in denen Hitze- und Kältewellen in den einzelnen Jahren von 1979 bis 2017 auftreten, aus den Daten von ERA-Interim. Für jeden Gitterpunkt wurde wie bei den Stationsdaten Ranglisten der stärksten Ereignisse erstellt, von welchen das jeweils stärkste Ereignis jedes Jahres bezogen auf die kumulative Intensität in Kartendarstellung visualisiert wird⁶. Zudem wurden je drei Indizes für Hitze- und Kältewellen ausgewählt, welche sich möglichst stark voneinander unterscheiden.

Anschließend erfolgt für jedes Jahr die Berechnung der größten zusammenhängenden Flächen, welche den Gitterpunkt mit der maximalen Intensität (GP_{max}) umgeben. Die maximale Intensität wird als kumulative Intensität I_c bzw. HWMI_d (CWMI_d) verwendet. Hierfür werden nur Landpunkte berücksichtigt. Die in Kap. 4.2 genannten 4605 Gitterpunkte enthalten noch die europäischen Meere (z.B. Irische See, Ostsee, Mittelmeer). Dies ist notwendig für die Identifikation großskaliger Hitze- und Kältewellen, welche beispielsweise nördlich und südlich der Ostsee stattfinden. Bei der Berechnung zusammenhängender Flächen ergeben sich große Unterschiede, wenn diese nur auf Basis der Landpunkte identifiziert werden, im Vergleich dazu, wenn das gesamte Gebiet verwendet wird, wie anhand aller von einer Hitzewelle betroffenen Gebiete im Jahr 2012 gezeigt wird (Abb. 4.3).

In Abbildung 4.3 a) ist der jeweils höchste HWMI_d-Wert jedes Gitterpunktes (GP) im Jahr 2012 auf dem Kartenausschnitt von Europa und den angrenzenden Ländern dargestellt. Wie bei Russo et al. (2015) sind erst HWMI_d-Werte größer als 3 anhand von Graustufen zu erkennen. Dies filtert das Grundrauschen bei vereinzelt Werten wenig über HWMI_d = 0. Abbildung 4.3 b) zeigt die größte zusammenhängende Fläche rund um den Mittelmeerraum (inklusive der Bedingung HWMI_d > 3). In Abb. 4.3 c) sind nur noch die Landpunkte enthalten. Das Gebiet reicht von Ostspanien über Italien und den Balkan bis nach Russland und in den Nahen Osten. Abb. 4.3 d) zeigt das Ergebnis, wenn von a) ausgehend direkt alle Meerespunkte (hier hauptsächlich das Mittelmeer betreffend) entfernt werden und dann die größte zusammenhängende Fläche berechnet wird. Als Resultat ist das Gebiet deutlich kleiner als in c) mit dem Kerngebiet nördlich des Balkans. Bei dieser Vorgehensweise sind beispielsweise keine gleichzeitig stattfindenden Hitzewellen in Spanien und Italien zu erhalten. Daher erfolgt erst nach der Identifikation ausgehend von GP_{max} die Beschränkung auf Landpunkte (3522 Gitterpunkte).

⁶ Ergebnisse sind unter <https://www.dropbox.com/sh/h1hu3vsv11fs6jo/AABF3TCG6txkd1MBTeM24Na0a?dl=0> bzw. kürzer <https://bit.ly/2MI1SLJ> zu finden, jeweils zuletzt abgerufen am 31.01.2019

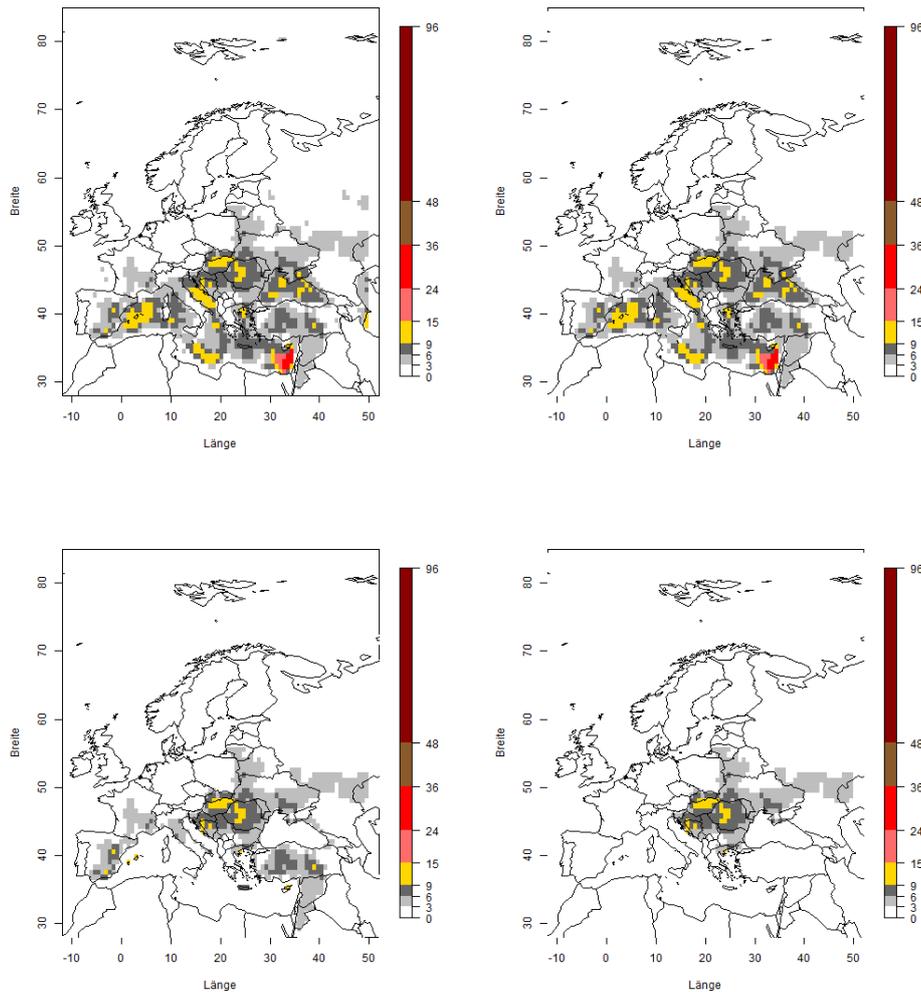


Abbildung 4.3: Darstellung der höchsten HWMid-Werte (Bedingung $HWMid > 3$) aller GP im Jahr 2012. Identifizierung der größten zusammenhängenden Fläche von allen GP ausgehend [a] (links oben) ergibt b) (rechts oben). c) (links unten) zeigt die über Land liegenden Punkte der in b) identifizierten Fläche. d) (rechts unten) zeigt das Ergebnis, wenn zuerst alle Seepunkte von a) ausgenommen werden und anschließend die größte zusammenhängende Fläche bestimmt wird (Zwischenschritt nicht gezeigt).

Die Ergebnisse dieser Analyse werden in Blasendiagrammen dargestellt. Mit diesen ist eine dreidimensionale Darstellung der Temperaturextreme möglich. Dieser Ansatz stammt ursprünglich von Météo-France (Ouzeau et al., 2016) und wurde auch vom DWD getestet.

Auf die x-Achse wird die Dauer, auf die y-Achse die Anomalie oder Intensität der Ereignisse aufgetragen (in Abb. 4.4 das Flächenmittel der Höchsttemperatur). Die betroffene Fläche wird mit unterschiedlich großen Kreisen visualisiert. Die Größe der Kreise ist proportional zur Fläche. Die Darstellung ist im Folgenden so gewählt, dass sich die stärksten und längsten Hitze- und Kälte- wellen am weitesten rechts oben befinden.

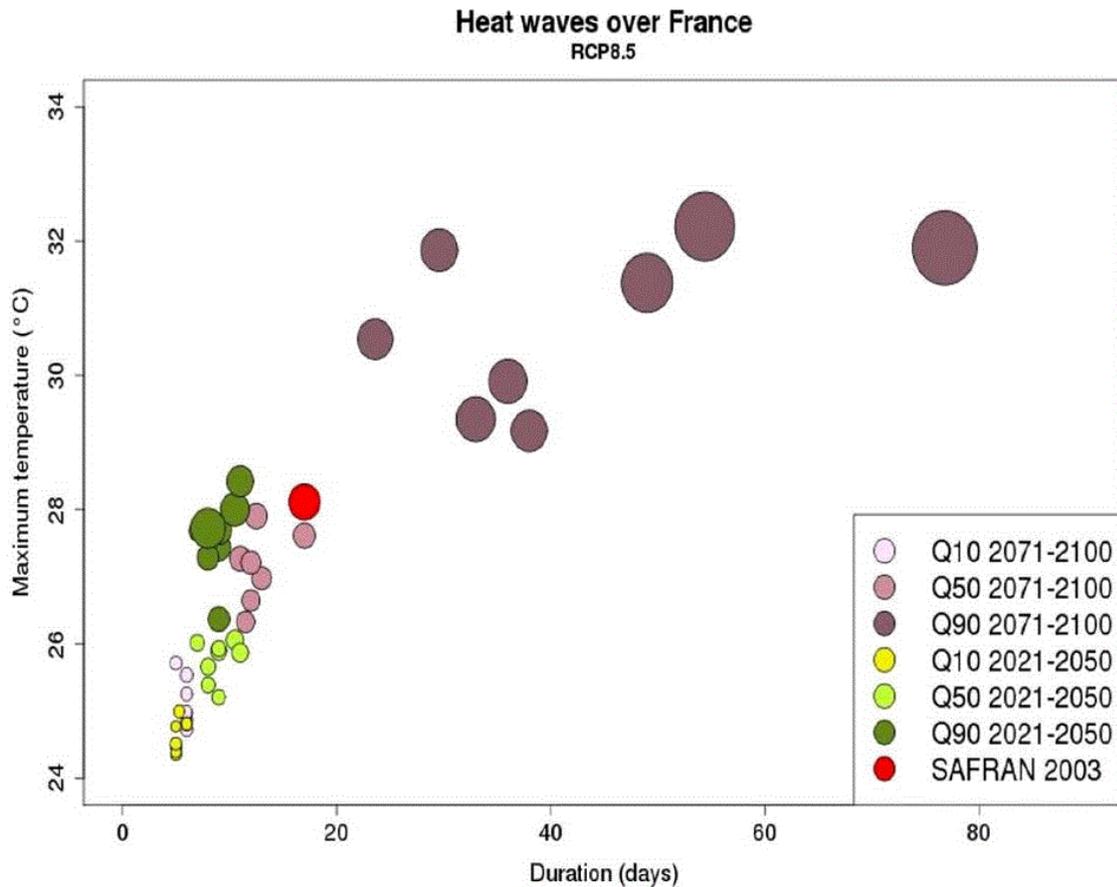


Abbildung 4.4: Blasendiagramm für das RCP8.5-Szenario von 2021-2050 und 2071-2100 mit den 10., 50. und 90. Perzentilen der errechneten Dauern der simulierten Hitzewellen, Vergleich mit 2003, x-Achse: Dauer der Hitzewelle, y-Achse: Flächenmittel der Höchsttemperatur in Frankreich, aus: Ouzeau et al. (2016).

Die Berechnung der Kreisgrößen in den Blasendiagrammen in Kapitel 5 startet bei den Gitterpunkten, welche rund um GP_{max} identifiziert wurden. Jeder Gitterpunkt wird als Mittelpunkt einer gedachten Box der Breite $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ angesehen. Durch die Projektion der Erdkugel sind die Breitengradparallelen Strecken als Kreisbögen zu behandeln. Zudem nimmt die Länge dieser Strecken von rund 83 km am Äquator zum Nordpol hin ab. Die Fläche um einen Gitterpunkt wurde mit der folgenden Formel berechnet:

$$A = \frac{\pi}{180} \cdot r_E^2 \cdot (\lon - 0.375) - (\lon + 0.375) \cdot \sin(\lat - 0.375) - \sin(\lat + 0.375) \quad (4.2)$$

, mit A: Fläche, r_E : Erdradius, \lon : Längengrad, \lat : Breitengrad.

Für die gesamte zusammenhängende Fläche werden alle Flächen der beitragenden Gitterpunkte summiert. Die Dauer der Ereignisse im Blasendiagramm bezieht sich immer auf den Gitterpunkt mit der höchsten kumulativen Intensität (GP_{max}). Diese Intensität wird auf die y-Achse aufgetragen.

5 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dargestellt und diskutiert. Dieses gliedert sich in jeweils einen großen Abschnitt zu Hitzewellen und zu Kältewellen. Beide Ergebnisteile enthalten die Ergebnisse der Auswertung der Stationsdaten sowie anschließend die mit Hilfe von ERA-Interim erhaltenen Ergebnisse.

5.1 Klimatologie

Für eine umfassende Betrachtung von Temperaturextremen an einzelnen Stationen sowie in der gesamten Region VI ist es von großem Vorteil, die klimatischen Verhältnisse zu kennen. In klimatologischen Rückblicken werden meistens tägliche, monatliche oder jährliche Mitteltemperaturen verwendet sowie in diesen Zeiträumen die jeweils höchsten und niedrigsten Temperaturen der Tage bzw. der Nächte angegeben. Zusätzlich wird in mittleren Breiten die saisonale oder jährliche Anzahl von Sommer-, Hitze-, Frost- und Eistagen gezählt (siehe Abb. 5.2). Die höchsten jährlichen Temperaturen im Modellgebiet reichen von wenig über 0 °C auf Grönland bis über 45 °C im Nahen Osten (Abb. 5.1). Zwischen Irland und Nordrussland liegen die Maxima bei 20-25 °C, nur in den Polarregionen bei unter 10-15 °C, in weiten Teilen Europas jedoch bei Temperaturen um 35 °C.

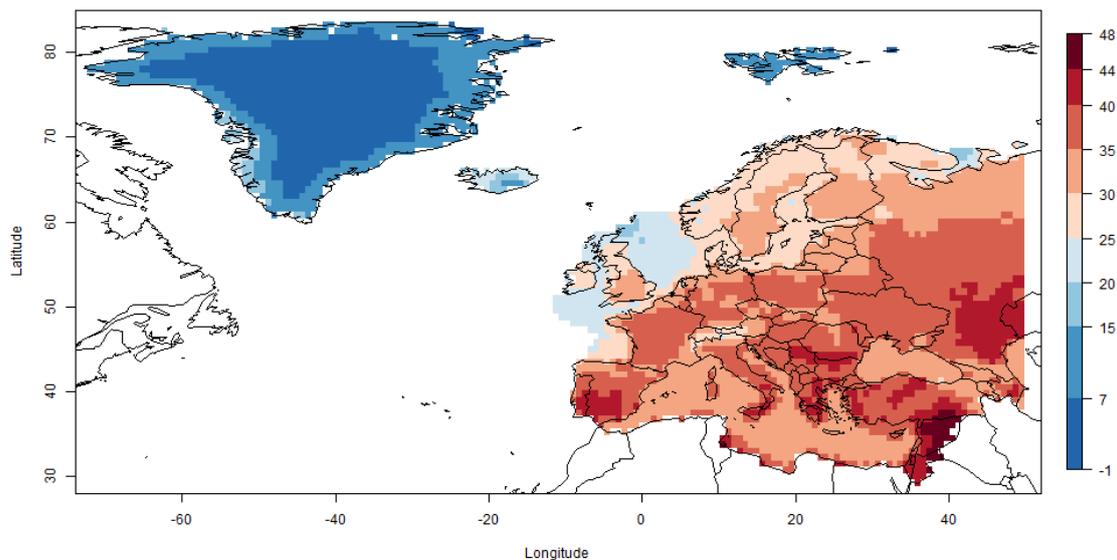


Abbildung 5.1: Die im definierten Modellgebiet vorgekommene höchste Temperatur im Zeitraum 1981-2010 in °C.

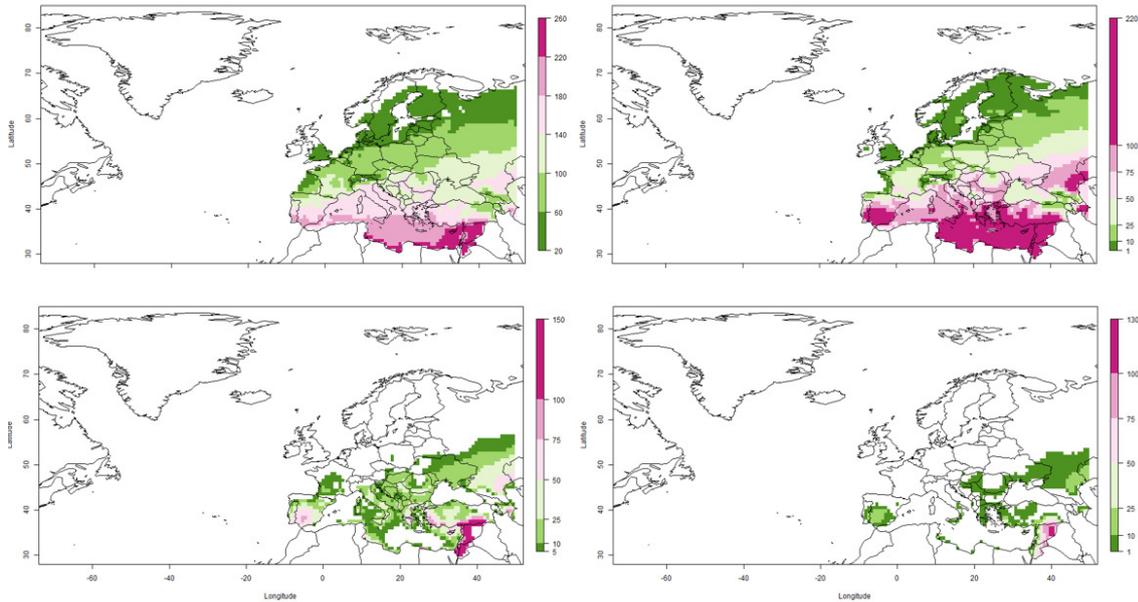


Abbildung 5.2: Anzahl der Tage pro Jahr im Modellgebiet, welche die Schwellenwerte 20, 25, 30 und 35 °C überschreiten, zeilenweise von links oben nach rechts unten.

Die Station Mannheim, in einer der wärmsten Regionen Deutschlands, verzeichnet eine mittlere jährliche Höchsttemperatur von 15.5 °C, mit Extremen die von 1981-2010 von -10.6 °C bis +39.0 °C reichten (Abb. 5.3). Die mittlere Tiefsttemperatur von 6.3 °C beinhaltet eine Spanne von -18.7 °C bis +21.7 °C. Daraus ergibt sich eine Jahresmitteltemperatur von 10.9 °C, mit täglichen Extremen von -14.0 °C bis +29.8 °C.

Vergleichbare Temperaturwerte weist Potsdam in Abb. 5.4 auf. Von 7 Stationen zeigen je drei Stationen eine höhere (Eilat, Sevilla, Astrachan) bzw. niedrigere Jahresmitteltemperatur (Valentia, Karasjok, Ny-Alesund) als Potsdam. Im variablen Kontinentalklima von Astrachan liegen die kalten Extreme bei -20 °C. Wesentlich höhere Mitteltemperaturen und deutlich weniger Variabilität durch die südliche und meeresnahe Lage mit Maxima deutlich über 40 °C zeigen Sevilla und Eilat. Valentia erreicht eine ähnliche Mitteltemperatur wie Potsdam, bei einer deutlich geringeren jährlichen Temperaturspanne durch das ozeanisch geprägte Klima. Karasjok, nördlich des Polarkreises gelegen, mit kontinentalen Einflüssen, zeigt eine enorme Spanne auf der kalten Seite mit Extremen von unter -40 °C. Ny-Ålesund erreicht die niedrigsten Höchsttemperaturen mit rund 20 °C, umgeben vom kalten Arktischen Ozean.

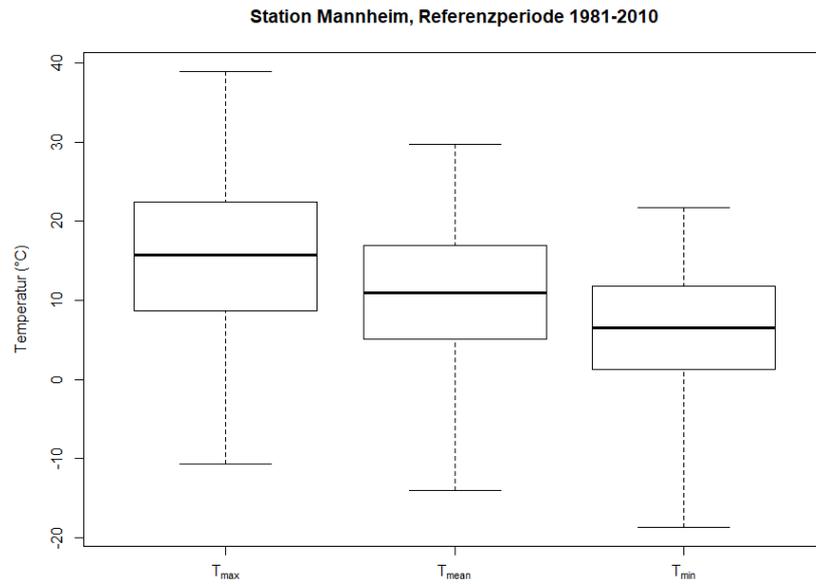


Abbildung 5.3: Boxplot der Station Mannheim mit der Höchsttemperatur T_{max} , Mitteltemperatur T_{mean} und Tiefsttemperatur T_{min} der gesamten Referenzperiode von 1981-2010, ein Wert pro Tag.

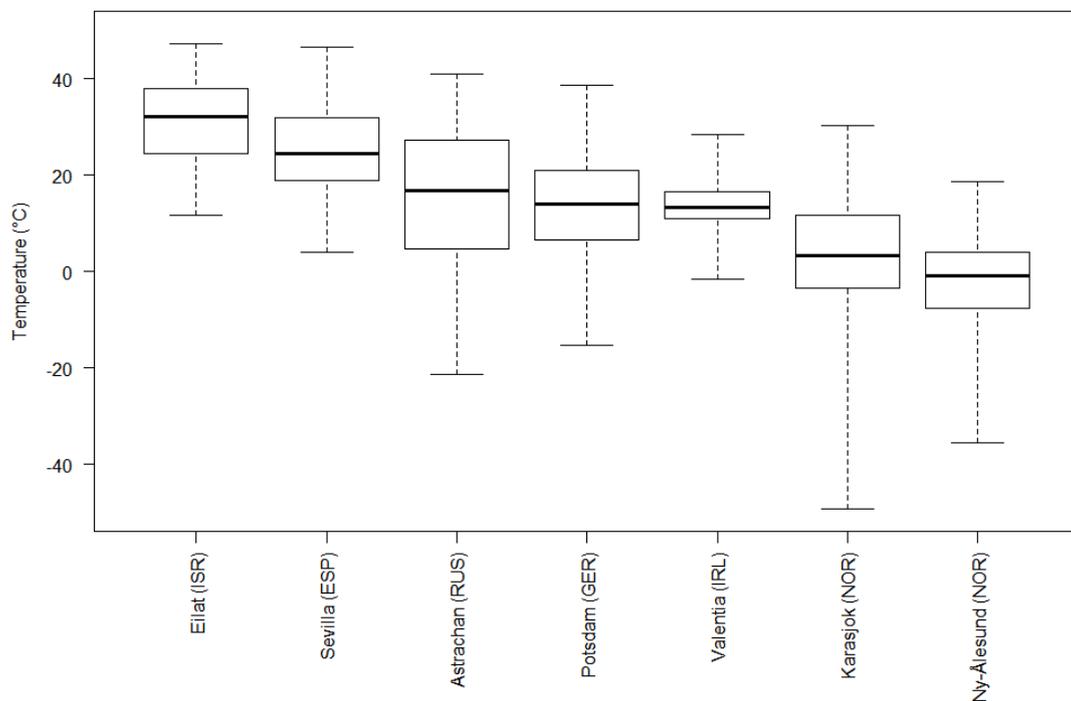


Abbildung 5.4: Boxplot der 7 Stationen aus der WMO Region VI mit der Höchsttemperatur T_{max} der gesamten Referenzperiode von 1981-2010, ein Wert pro Tag.

5.2 Hitzewellen

Dieser Abschnitt behandelt die Anwendung von Hitzewellenindizes auf Stationsdaten und ERA-Interim-Daten. Die Auswertung erfolgt auf der Grundlage der dargestellten Theorie in den Kapiteln 2 und 4, insbesondere im Hinblick auf die in den Kapiteln 2.2.1 und 2.2.3 beschriebenen Kriterien und Herangehensweisen für Hitzewellen. Des Weiteren werden die Ergebnisse der Ansätze von Russo et al., Nairn et al. und Hobday et al. genauer betrachtet.

5.2.1 Stationsdaten

Zunächst werden die Hitzewellen mit verschiedenen Ansätzen am Beispiel der Station Mannheim ausführlich beleuchtet. Anschließend wird die Analyse auf sieben europäische Stationen (siehe Kapitel 4.1) ausgeweitet. Soweit nicht anders beschrieben, liegt immer die Referenzperiode 1981-2010 und die Auswertung der Sommerhalbjahre (April bis September) zugrunde.

Hitzewellen in Mannheim

Dieser Abschnitt behandelt die Identifikation der stärksten Hitzewellen an der Station Mannheim mit Hilfe verschiedener Indizes. Zuerst werden die absoluten Schwellenwerte von 25 °C (Sommerstag) und 30 °C (Hitzetag) über eine Dauer von mindestens drei Tagen als Kriterium für Hitzewellen angesetzt. Alle Betrachtungen beziehen sich hier auf die Zeitspanne 1950-2018. Bei der Berechnung muss sichergestellt sein, dass immer dieselbe Referenzperiode sowie Vorgehensweise bei der Mittelbildung und der Berechnung der Perzentile angewandt wird.

Die Stärke von Hitzewellen lässt sich mit verschiedenen Größen und oft auch nicht nur mit einer einzigen Größe beschreiben. Die maximale Intensität I_x zielt auf die heißesten Einzeltage ab, während die mittlere Intensität I_m einem Mittelwert über die gesamte Dauer der Hitzewelle entspricht. Die Dauer D ist ein zeitliches Kriterium und sagt daher nichts über den Betrag der Temperatur aus, um welchen das angesetzte Kriterium überschritten wird. Für jede Größe, nach der die identifizierten Ereignisse sortiert werden, ergeben sich unterschiedliche Ranglisten der stärksten Hitzewellen. Die nachfolgend gezeigten Rankings sind absteigend nach der kumulativen Intensität I_c sortiert. Sie ist die tägliche Summe der Beträge, die über den Schwellenwerten liegen und lässt sich durch $I_m \times D$ berechnen, kombiniert also beide Größen in einer Zahl.

Tabelle 5.1: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim mit dem Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} > 25$ °C (T25). Abkürzungen: I_c : kumulative Intensität, I_m : mittlere Intensität, I_x : maximale Intensität, T_{xm} : mittlere Höchsttemperatur und T_{xx} : maximale Höchsttemperatur während der Hitzewelle.

Datum	I_c [K × d]	Dauer [d]	I_{xm} [K]	I_{xx} [K]	T_m [°C]	T_x [°C]
07.07.-26.08.2003	326	51	6.38	14.0	31.38	39.0
22.07.-12.08.2018	176	22	8.01	11.8	33.01	36.8
18.06.-12.07.1976	164	25	6.54	10.5	31.54	35.5
08.07.-31.07.2006	158	24	6.58	10.4	31.58	35.4
24.06.-16.07.2010	143	23	6.22	11.6	31.22	36.6

Bei der Ansetzung der 25 °C-Schwelle umfasst die längste identifizierte Hitzewelle aus dem Jahr 2003 außerordentliche 51 Tage - ein mehr als doppelt so hoher Wert im Vergleich zur weiteren Rangliste (Tab. 5.1). Über diesen Zeitraum liegt das mittlere Maximum T_{xm} bei 31,4 °C (25 °C+ I_m), mit einer kumulativen Intensität von 326 K × d. Das absolute Maximum erreichte T_{xx} =39,0 °C. Die höchste mittlere Intensität erreichte 2018 mit T_{xm} =33,0 °C über eine Dauer von 22 Tagen. Zusammen mit 2006 und 2010 liegen insgesamt vier von fünf Ereignissen mit der höchsten I_c in den Jahren ab 2003. Die Dauer hat einen großen Einfluss auf die Rangliste und die Mittelwerte, daher liegen nicht alle Hitzewellen mit den absolut gesehen heißesten Tagen ganz oben. Die Hitzewelle im August 2015, während deren am 7. August mit 39,8 °C die bislang höchste Temperatur der gesamten Messreihe registriert wurde, liegt nur auf Platz 10 mit I_c =103 K × d über 15 Tage und T_{xm} =31,9 °C (nicht gezeigt).

Oft werden lange heiße Witterungsperioden von Kaltfrontdurchgängen unterbrochen, bei denen die Temperatur nur ein bis zwei Tage unter die 25 °C-Marke sinkt und anschließend rasch wieder auf über 30 °C ansteigt. Eine Hitzeperiode kann aus mehreren Hitzewellen und Hitzespitzen bestehen.

Eine Hitzewelle, bei der das T25-Kriterium erfüllt ist, dauert gemittelt über 1981-2010 6,9 Tage (1961-1990: 6,0 Tage). Diese treten mehrfach im Jahr auf, nicht alle Sommertage sind jedoch auch Teil einer Hitzewelle (siehe auch Tab. 5.9). Von 1981-2010 waren 32,5 % aller Tage im Sommerhalbjahr Sommertage, davon 26,0 % Teil einer Hitzewelle nach T25 (nicht gezeigt). Erlaubt man eine ein- bis zweitägige Unterbrechung der Sommertagserien, ergeben sich noch längere Ereignisse als 2003: vom 09.06. bis 31.07.2006 (53 Tage, 3 Tage < 25 °C, I_m =29,9 °C, I_c =259 K × d) und 2018 vom 26.06. bis 23.08.2018 (59 Tage, 5 Tage < 25 °C, I_m =30,4 °C, I_c =316 K × d). Diese genannten Ereignisse brachten am Stück genauso viele Sommertage wie im Durchschnitt in einem ganzen Sommerhalbjahr.

Weitere Berechnungen deuten das konstante Klima des letzten Jahrhunderts und eine Zunahme von Sommertagen über die letzten zwei bis drei Jahrzehnte an (nicht gezeigt). Dies wirkt sich bei der Wahl der Referenzperiode auf die Anzahl der erhaltenen Ereignisse aus. Im Durchschnitt von 1961-1990 wurden pro Jahr in Mannheim 50 Sommertage registriert, zum Vergleich in Karlsruhe 53. Dieser Mittelwert spiegelt den Mittelwert der kompletten Karlsruher Zeitreihe (1876-2008) sowie im gesamten 20. Jahrhundert (ausgenommen der Fehldaten vom 01.11.1944 bis 30.09.1945) wider - hier wurden 50 Sommertage pro Jahr verzeichnet. Das gleitende 30-Jahres-Mittel verzeichnete hingegen einen Anstieg von 40 Tagen seit dem Ende des 19. Jahrhunderts auf über 60 Tage bis zum Anfang des 21. Jahrhunderts, am Ende mit einer Anstiegsrate von mehr als 6 Tagen pro Jahrzehnt. Von 1981-2010 weist die Station Mannheim bereits 61 Sommertage auf (+22 % im Vergleich zu 1961-1990), in den letzten 30 Jahren (1989-2018) sogar 67 (+34 %).

Bei der Verwendung von T30 als Hitzewellenkriterium liegt der zweiwöchige Zeitraum vom 01.-14.08.2003 bezogen auf die kumulative Intensität an erster Stelle (Tab. 5.2). Sie liegt bei 91,6 K × d mit einer mittleren Höchsttemperatur von 36,5 °C. Die längste Dauer mit 18 Tagen stellte die Witterungsperiode vom 23.07.-09.08.2018 auf und belegt mit I_c =76 K×d den zweiten Platz. 1952 liegt bei T30 vor 1976 und 2006 (T25: Platz 8).

Tabelle 5.2: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim mit dem Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} > 30$ °C (T30)

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	$T_{xm} [^\circ C]$	$T_{xx} [^\circ C]$
01.-14.08.2003	91.6	14	6.54	9.0	36.54	39.0
23.07.-09.08.2018	76	18	4.22	6.8	34.22	36.8
29.06.-08.07.1952	53.5	10	5.35	8.5	35.35	38.5
24.06.-07.07.1976	49.5	14	3.54	5.5	33.54	35.5
17.07.-27.07.2006	43.5	11	3.95	5.4	33.95	35.4

Die Hitzewellen rund um den 5. Juli 2015 und den 7. August 2015 liegen auf Platz 6 und 8 (nicht gezeigt). Erwartungsgemäß ist die Dauer der Hitzewellen bei T30 deutlich geringer und mit einer Ausnahme liegen alle weiteren dargestellten Größen niedriger als bei T25: I_m von 01.-14.08.2003, dies ist naturgemäß auf die Komprimierung der Zeitspanne zurückzuführen (zuvor 07.07.-26.08.2003).

Der stabile Mittelwert von 11-12 heißen Tagen pro Jahr am Oberrhein erhöhte sich auf 17 Tage (+47 %, 1981-2010), kürzlich sogar auf 20 Tage (+74 %, 1989-2018). Davon verteilen sich im Mittel 4-5 Tage auf jede Hitzewelle. Auch hier bringen die stärksten Hitzewellen etwa so viele Hitzetage am Stück wie sonst in einer kompletten Saison zu erwarten sind. Von 1981-2010 waren 8,9 % aller Tage im Sommerhalbjahr Hitzetage, 4,6 % waren auch Teil einer Hitzewelle. Lässt man bei der Identifizierung eine eintägige Unterbrechung der Hitzetagserien zu, ändert sich die Top Ten-Rangliste nur an neunter Stelle, bei einer zweitägigen Unterbrechung ergibt sich keine weitere Änderung (nicht gezeigt). Dies spricht dafür, dass hier klar begrenzte, abgeschlossene Ereignisse identifiziert werden.

Tabelle 5.3: Jährliche und tägliche Perzentile der Höchsttemperatur in Mannheim im Überblick mit Abkürzungen P_{max} : höchstes tägliches Perzentil, P_y : jährliches Perzentil, P_{mins} : niedrigstes tägliches Perzentil im Sommerhalbjahr, P_{min} : niedrigstes tägliches Perzentil.

Perzentil	$P_{max} [^\circ C]$	$P_y [^\circ C]$	$P_{mins} [^\circ C]$	$P_{min} [^\circ C]$
T80	30.7	24.0	17.6	9.0
T90	32.2	27.3	20.3	10.9
T95	34.5	29.7	22.1	12.2
T98	36.1	31.7	24.0	13.5

Als Nächstes werden die perzentilbezogenen Schwellenwerte als Hitzewellenkriterien verwendet. Dabei ist auf den großen Unterschied zwischen jährlichen und täglichen Perzentilen zu achten (Tab. 5.3). Die täglichen 90. Perzentile der Höchsttemperaturen eines Jahres in Mannheim reichen beispielsweise von 10,9 °C Anfang Januar bis 32,2 °C Ende Juli. Am 1. April sind es 20,3 °C, über das ganze Jahr betrachtet 27,3 °C. Jährliche Perzentile verhalten sich wie absolute Schwellenwerte, P80 ist an dieser Station etwa vergleichbar mit T25 und P90 mit T30.

Tabelle 5.4: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim (Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} >$ tägliches 80. Perzentil, P80). Abkürzungen: I_c : kumulative Intensität, I_m : mittlere Intensität, I_x : maximale Intensität, T_{xm} : mittlere Höchsttemperatur und T_{xx} : maximale Höchsttemperatur während der Hitzewelle.

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	$T_{xm} [^\circ C]$	$T_{xx} [^\circ C]$
01.-14.08.2003	86.3	14	6.17	8.68	36.5	39
24.07.-09.08.2018	65.8	17	3.87	6.2	34.4	36.8
22.06.-09.07.1976	63.4	18	3.52	6.1	32.6	35.5
28.06.-08.07.1952	60.3	11	5.48	9.2	34.8	38.5
02.-15.04.2009	51.7	14	3.69	5.7	23	25.5

Bei den folgenden Ranglisten werden tägliche Perzentile angewandt. Die beschriebenen Intensitäten sind als Differenzen zwischen der gemessenen Temperatur und der täglichen Perzentile ausgedrückt (relative Betrachtung). Daher können ungewöhnlich warme Ereignisse im April oder September vor den Sommerereignissen liegen, was bei der absoluten Betrachtung nicht möglich ist.

Die Rangliste für P80 identifiziert drei der fünf Ereignisse der Rangliste von T25 und vier von fünf Ereignisse der Rangliste von T30 (Tab. 5.4). Neben den Sommerereignissen (2003, 2018, 1976 und 1952) mit einer Dauer von 11 bis 18 Tagen liegt auf Platz 5 die Wärmeperiode vom 02. bis 15.04.2009. Die kumulative Intensität liegt hier mit $51,7 K \times d$ nur wenig hinter den Ereignissen im Juli und August ($60,3 K \times d$ bis $86,3 K \times d$) und ist auch von der Dauer beeinflusst. Die höchste Temperatur während dieses Ereignisses im April bleibt mit $25,5 ^\circ C$ weit hinter den Hochsommer-Ereignissen zurück, befindet sich bei der relativen Betrachtung jedoch noch vor der Septemberhitzewelle 2016 und der Julihitzewelle 2015 auf den Plätzen 7 und 8.

Der Anteil der Tage im Sommerhalbjahr (1981-2010), welche Teil einer Hitzewelle nach P80 sind, liegt bei $11,5 \%$, im Vergleich zu $19,7 \%$ bei Einzeltagen, die das tägliche 80. Perzentil überschreiten.

Tabelle 5.5: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim (Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} >$ tägliches 90. Perzentil, P90).

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	$T_{xm} [^\circ C]$	$T_{xx} [^\circ C]$
02.-14.08.2003	63.3	13	4.87	6.99	36.9	39
29.06.-08.07.1952	41.2	10	4.12	7.39	35.4	38.5
24.06.-05.07.1976	35	12	2.91	4.2	33.8	35.5
16.04.-23.04.1968	27.5	8	3.44	6.19	27.1	30.2
01.-05.07.2015	27.2	5	5.44	7.6	36.6	38.8

In der Rangliste für P90 liegt weiterhin 2003 an der Spitze, gefolgt von 1952 und 1976, mit Andauern von 10 bis 13 Tagen (Tab. 5.5). 2018 überschreitet nur noch von 30.07.-07.08. das 90. Perzentil und wird von 16.04.-23.04.1968 und 01.-05.07.2015 überholt. Im April 1968 wurde das früheste

Überschreiten der 30 °C-Marke seit Aufzeichnungsbeginn registriert. Die kurze, aber intensive Hitzewelle Anfang Juli 2015 mit Temperaturen bis 38,8 °C erreicht bei P90 Platz 5. Die Werte von I_c reichen von 27,2 K×d bis 63,3 K×d.

Von 9,6% aller Tage im Sommerhalbjahr von 1981-2010, die über P90 liegen, sind 4,3% Teil einer Hitzewelle.

Tabelle 5.6: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim (Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} >$ tägliches 95. Perzentil, P95).

Datum	$I_c[K \times d]$	Dauer [d]	$I_m[K]$	$I_x[K]$	$T_m[C]$	$T_x[C]$
02.-13.08.2003	39.5	12	3.3	5.15	37.2	39
29.06.-06.07.1952	27.6	8	3.45	6.05	35.9	38.5
25.06.-05.07.1976	21	11	1.91	2.9	34.1	35.5
01.-05.07.2015	20.7	5	4.14	6.3	36.6	38.8
20.-23.04.1968	15.7	4	3.94	4.3	29.7	30.2

Bei der Verwendung von P95 als Hitzewellenkriterium tauschen in der Rangliste nur 1968 und 2015 die Plätze, mit Andauern von 4 bis 12 Tagen (Tab. 5.6). Die Werte von I_c reichen von 15,7 K×d bis 39,5 K×d. Die späten Hitzewellen von Mitte September und Ende August 2016 (5 Tage) sind auf Platz 8 und 9 vertreten. Die Dauer der Ereignisse sowie die relativen Intensitäten nehmen wie erwartet weiter ab. Von 4,3% aller Tage im Sommerhalbjahr von 1981-2010, die über P95 liegen, sind 1,7% Teil einer Hitzewelle.

Bei der Identifikation der stärksten Hitzewellen ist einerseits möglich, das verwendete Perzentil zu erhöhen, um wenige und kürzere Extremereignisse zu erhalten. Um Ereignisse aus den Übergangsjahreszeiten auszuschließen, kann eine Grenztemperatur als unterer absoluter Schwellenwert angesetzt werden. Im Folgenden wird der kombinierte Index P98 & T28 des DWD getestet. Hierbei müssen mindestens drei Tage in Folge das 98. Perzentil überschreiten und gleichzeitig die Temperaturen über 28 °C liegen.

Tabelle 5.7: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim (Kriterium Höchsttemperatur $T_{max} >$ tägliches 98. Perzentil, P98)

Datum	$I_c[K \times d]$	Dauer [d]	$I_m[K]$	$I_x[K]$	$T_m[C]$	$T_x[C]$
02.-05.07.2015	12.8	4	3.19	4.6	37.4	38.8
03.-10.08.2003	11.6	8	1.45	2.96	37.5	39
20.-23.04.1968	10.7	4	2.68	3.16	29.7	30.2
04.-06.07.1952	8.26	3	2.75	3.36	37.2	37.7
25.-28.08.2016	7.53	4	1.88	2.7	34.8	35.3

In der Rangliste von P98 findet sich erstmals 02.-05.07.2015 mit $I_c=12,8 \text{ K}\times\text{d}$ an erster Stelle, noch vor 2003 mit der doppelten Anzahl von Tagen (03.-10.08.) und $I_c=11,6 \text{ K}\times\text{d}$ (Tab. 5.7). Das viertägige Ereignis im April 1968 liegt nun auf Platz 3, jenes aus dem August 2016 auf Platz 5. Auf Platz 8 liegt die Pfingsthitzewelle 2014, auf Platz 10 die Septemberhitzewelle 2016.

Nur 1,7% aller Tage im Sommerhalbjahr von 1981-2010 liegen über P98 und 0,5% sind Teil einer Hitzewelle. Die Anforderungen des Index P98 sind demnach besonders streng. Das T28-Kriterium ist bei der gezeigten Rangliste immer erfüllt. P98 ist nur an 3 bis 8 Tagen erfüllt, während T28 an 9 bis 18 Tagen erfüllt ist. Von Mai bis September ist P98 immer mindestens bei 28,0 °C. Bei Ereignissen im April ergibt sich beim kombinierten Index P98 & T28 ein Unterschied bei den Intensitäten, da diese anders als bei P98 relativ zum Schwellenwert 28 °C berechnet werden. Für 20.-23.04.1968 ergibt sich dann $I_c=6,9 \text{ K}\times\text{d}$ mit $I_m=1,7 \text{ K}$ und $I_x=2,2 \text{ K}$. Dieses Ereignis sinkt dann bei der Kombination beider Indizes von Platz 3 auf Platz 8.

Tabelle 5.8: Vergleich der Indizes - Mannheim (1950-2018), mit HWN: heat wave number, HWF: heat wave day frequency, HWD: heat wave duration, HWA: heat wave amplitude, HWM: heat wave magnitude.

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	6,8	42,8	13,3	9,6	5,9
T28	3,6	18,2	7,6	6,5	4,5
T30	1,7	7,6	5,7	4,8	3,9
P80	4,2	19,3	7,0	5,7	4,0
P90	1,9	8,0	5,1	4,2	3,4
P95	0,8	3,3	4,4	3,1	2,8
P98	0,3	1,2	4,1	2,6	2,5
P98 & T28	0,3	1,1	4,0	2,5	2,5
WSDI	3,1	13,8	6,1	5,0	3,7
HWMId	1,1	4,6	4,5	2,2	1,6
EHF	1,7	6,7	7,1	68,5	24,5

Mit dem Schema von Perkins und Alexander (2013) können die identifizierten Hitzewellen in Tab. 5.8 mit allen Indizes anhand der fünf gezeigten Kenngrößen verglichen werden.

Der Index T25 zeigt wie erwartet die höchsten Werte mit 6,8 Hitzewellen und insgesamt 42,8 Hitzewellentagen pro Jahr. Die Dauer der längsten Hitzewelle jedes Jahres erreicht 13,3 Tage, die Amplitude liegt bei 9,6 K. Die Magnitude aller Hitzewellen eines Jahres erreicht im Mittel 5,9 K. Die Werte der Kenngrößen nehmen bei Erhöhung des absoluten Schwellenwerts erwartungsgemäß ab, genauso wie bei den Perzentilen von P80 bis P98. Der Index T30 weist noch 1,7 Hitzewellen und 7,6 Hitzewellentage pro Jahr auf. P80 und T25 sowie P90 und T30 zeigen fast identische Werte. Die Anzahl der Hitzewellen, die von P95 und P98 & T28 identifiziert werden, liegt bei unter einer Hitzewelle pro Jahr mit 1-3 Hitzewellentagen pro Jahr. Die Dauer liegt bei 4 Tagen, mit HWA und HWM um 3 K.

Die Indizes HWMI_d und EHF identifizieren 1 bis 2 Hitzewellen pro Jahr und liegen mit HWF und HWD von 5 bis 7 Tagen im Mittelfeld. Die Werte für HWA und HWM sind hier als Summe von M_d bzw. in K^2 angegeben und lassen sich nicht mit den anderen Indizes vergleichen.

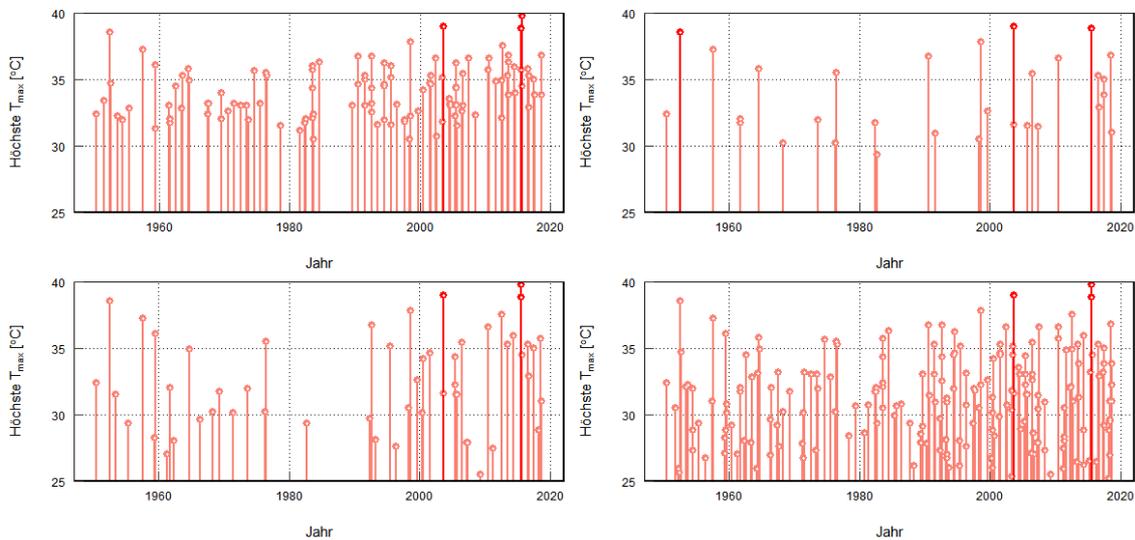


Abbildung 5.5: Graphische Darstellung der identifizierten Hitzewellen mit verschiedenen Indizes: a) T30, b) P95, c) P98 & T28, d) WSDI, zeilenweise von links oben nach rechts unten.

Die nach allen Indizes außer P98 stärkste Hitzewelle aus dem Jahr 2003 wird als Grundlage für die Visualisierung herangezogen. Die höchsten vorkommenden Temperaturen in einer Zeitreihe, welche mehrere Standardabweichungen über dem klimatologischen Mittel liegen und sich auch weit außerhalb der IQR befinden, werden als "extreme" Hitzetage definiert.

Wie von Kysely (2010) diskutiert, liegt die Standardabweichung (σ) für die mittlere Sommer-temperatur (T_{xm}) in Mitteleuropa (25 °C) bei rund 5 K. Die höchsten verzeichneten Temperaturen liegen dann bis zu $+3\sigma$ über den Mittelwerten. 1σ über T_{xm} und außerhalb der IQR liegt der Wert des täglichen 80. Perzentils - hier als moderate Hitze definiert.

Das 90. Perzentil - auch als Grundlage bei der Berechnung für die in Frage kommenden Hitzewellentagen für den HWMI_d verwendet - wird als Grenze zur starken Hitze definiert. Das 95. Perzentil, welches im Signifikanz-Teil von EHF verwendet wird, wird als Grenze zur schweren Hitze gesetzt. Die Überschreitung des 98. Perzentils - wie im kombinierten Index P98 & T28 verwendet - beschreibt extreme Hitze, welche die doppelte Schwankungsbreite der vorkommenden Temperaturen deutlich übersteigt.

Zur wärmsten Zeit des Jahres liegen die täglichen 80. Perzentile in Mitteleuropa um 30 °C , bei einem Überschreiten an mindestens drei Tagen in Folge lässt sich von einer Hitzewelle sprechen. Zu jedem Zeitpunkt des Jahres und in kälteren Klimaten lässt sich von einer ungewöhnlich milden oder warmen Witterungsperiode sprechen. Mit diesem Ansatz lässt sich z.B. die Hitzewelle im August 2003 visualisieren und Abb. 5.6 zeigt in vier Stufen ihren Verlauf.

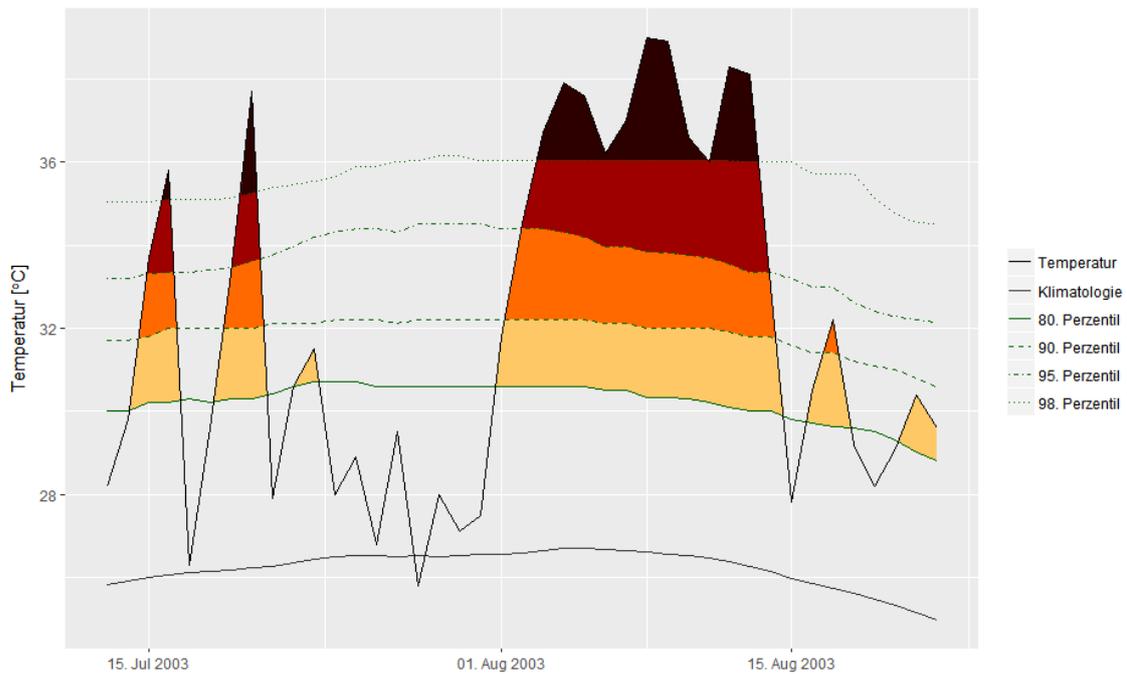


Abbildung 5.6: Temperaturverlauf von Mitte Juli bis Mitte August 2003 in Mannheim mit farbiger Kategorien-Einteilung: gelb ($T > 80.$ Perzentil) - moderate Hitze, orange ($T > 90.$ Perzentil) - starke Hitze, rot ($T > 95.$ Perzentil) - schwere Hitze, dunkelrot ($T > 98.$ Perzentil) - extreme Hitze. Klimatologie: durchgezogene Linie unten, darüber gezackte Temperaturkurve, darüber die Linien der Perzentile von P80 bis P98.

Die dargestellte Temperaturkurve zwischen Mitte Juli und Mitte August 2003 verläuft fast durchgehend über dem langjährigen Mittel. Schon Mitte Juli erreichten Hitzespitzen mit Temperaturen über 36 °C die Marke der "extremen Hitze". Nach einer kühleren letzten Julidekade begann zum Augustbeginn ein starker Temperaturanstieg auf bis zu 38 °C . Über 10 Tage verharrten die Temperaturen im Bereich der extremen Hitze mit einem Maximum von 39 °C , bis zu einer folgenden Abkühlung. Die Häufigkeit, Andauer und der Betrag der Überschreitung des 98. Perzentils während dieser Hitzewelle ist am höchsten in der Zeitreihe von 1950 bis 2018.

Mit dieser Darstellung lässt sich in beliebigen Zeiträumen nachvollziehen, an welchen Tagen die dargestellten Perzentile wie weit überschritten werden und welcher Kategorie die Hitzewellentage angehören. Zudem können kumulative Summen berechnet werden.

Die Rangliste der heißesten Tage einer Stationsmessreihe kann für beliebige Stationen, Orte und Zeitpunkte direkt durch die Magnitude des Russo-Index ausgedrückt werden (Tab. 5.9). Die Magnitude kann genauso wie die Monatsmitteltemperatur und die Kenntage ausgewertet und für Trendanalysen verwendet werden (z.B. Anzahl aller Tage mit $HWMId > 0$, $HWMId$ -Summe in allen Jahren, allen Monaten und an allen Hitzewellentagen).

Am Beispiel der Messwerte von Mannheim ist hier $M_d = 1$ gleichbedeutend mit $T_{max} = 36,5 \text{ °C}$ (75. Perzentil der 30 Jahres- T_{max} der Referenzperiode). $35,0 \text{ °C}$ entsprechen $M_d = 0.47$, $40,0 \text{ °C}$ entsprechen $M_d = 2.2$. Erst an einem einzigen Tag, dem 7. August 2015, wurde $M_d = 2$ übertroffen (Messreihe 1950-2018).

Tabelle 5.9: Die 5 heißesten Tage in Mannheim von 1950-2018.

Rang	Datum	T_{max}	M_d
1	2015-08-07	39.8 °C	2.13
2	2003-08-08	39.0 °C	1.85
3	2003-08-09	38.9 °C	1.82
4	2015-07-04	38.8 °C	1.78
5	1952-07-02	38.5 °C	1.68

Je zwei Mal sind Tage aus den Jahren 2003 und 2015 unter den Top 5, vervollständigt durch das Jahr 1952. An durchschnittlich weniger als drei Tagen im Jahr nimmt M_d positive Werte an. Nur 35 Mal (oder ein Mal in zwei Jahren) erreichte M_d mindestens den Wert 1. Daraus folgt, dass $HWMId$ weniger und dafür die stärksten Hitzewellen der Zeitreihe identifiziert.

Wie das von Hobday et al. (2018) für marine Hitzewellen vorgeschlagene 4-Kategorien-Schema lassen sich die $HWMId$ -Werte in einer Zeitreihe visualisieren. In der Atmosphäre und in wenig variablen Klimaten (z.B. Tropen) müssen die Abstufungen von "moderater" zu "extremer Hitzewelle" enger gewählt werden. Für Mitteleuropa erscheint durch Vergleich mit den Stationswerten von Mannheim eine Einteilung des täglichen $HWMId > 0.5$ als "stark", $HWMId > 1$ als "schwer" und $HWMId > 1.5$ als "extreme Hitze" sinnvoll (Abb. 5.7). Sobald die aktuelle Temperatur T_{30y25p} überschreitet, ist $HWMId > 0$ und nach diesem Schema liegt mindestens moderate Hitze vor, bei einer Andauer von drei Tagen eine Hitzewelle. Im Vergleich zu den Perzentilen sind hier die Grenzen der Kategorien fest und nicht jahreszeitlich variabel - bei dieser Anwendung werden also keine Wärmeperioden außerhalb der heißesten Jahreszeit identifiziert.

Mit dem $HWMId$ lässt sich die stärkste Hitzewelle jedes Jahres berechnen. Auch hier liegen wieder die Jahre 2003, 2018, 1952, 2015 und 1957 in den Top 5 (Tab. 5.10). Zusätzlich lässt sich die Jahressumme des $HWMId$ berechnen, in welchen mögliche weitere Hitzewellen oder Hitzespitzen eingehen. 8 von 10 Jahren, die eine der zehn stärksten Hitzewellen aufwiesen, sind auch bei der Jahressumme auf den oberen Plätzen vertreten (nicht gezeigt). Einzig 2010 und 2013 wiesen keine Top 10-Hitzewelle auf (dafür 1992 und 2012).

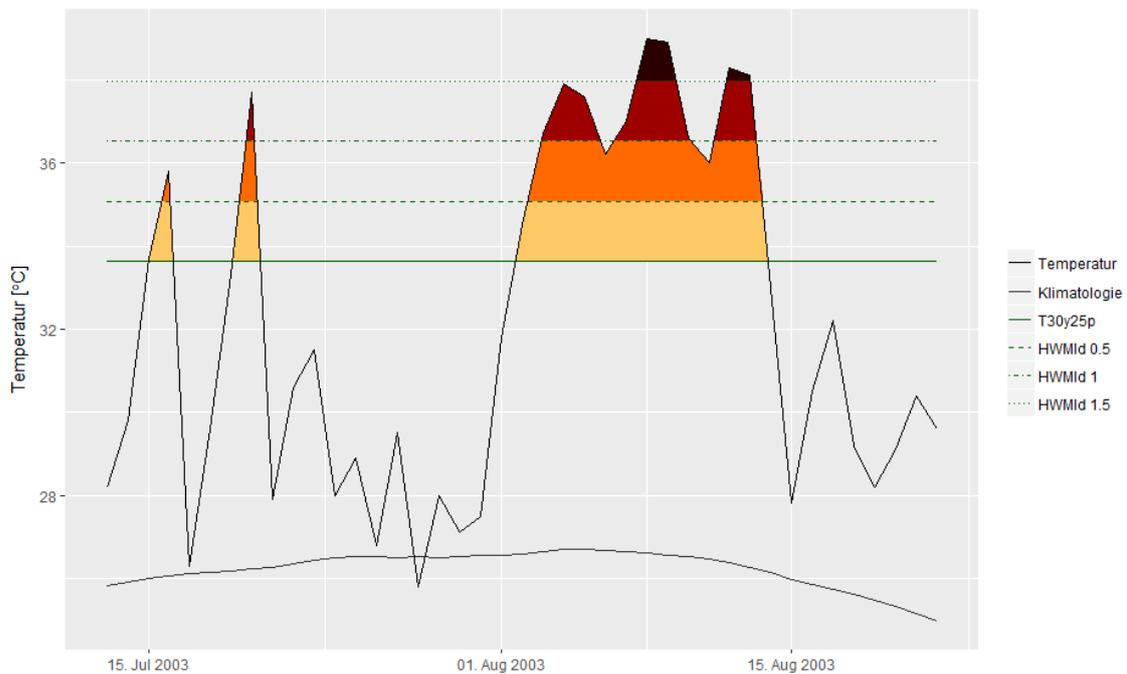


Abbildung 5.7: Temperaturverlauf von Mitte Juli bis Mitte August 2003 in Mannheim mit Farbeinteilung mit HWMIId > 0 : moderate Hitze, HWMIId > 0.5 : starke Hitze, HWMIId > 1 : schwere Hitze, HWMIId > 1.5 : extreme Hitze. untere Farbgenze: T30y25p, Linien nach oben: HWMIId > 0.5 bis > 1.5

Tabelle 5.10: Die 5 stärksten Hitzewellen nach HWMIId an der Station Mannheim (1950-2018).

Jahr	HWMIId	Dauer in Tagen	Starttag	Jahressumme HWMIId
2003	14.93	13	01.08.	17.92
2018	7.70	17	24.07.	7.76
1952	6.86	10	28.06.	7.23
2015	5.24	6	29.06.	12.02
1957	3.51	5	03.07.	3.51

2015 klettert auf Platz 2, da es je eine Hitzewelle im Juli und August gab, von welcher in der zweiten Spalte nur jene mit der höheren HWMIId-Summe auftaucht (Juli). 2003 hat bei der Jahressumme dennoch einen großen Vorsprung vor 2015 und 2018. Die Dauer der Hitzewelle im Jahr 2018 mit einer Dauer von 17 Tagen überholte in dieser Kategorie das Jahr 2003.

Zudem lassen sich die Monatssummen des HWMIId in einer Rangliste darstellen. Die in Tab. 5.11 aufgeführten Sommermonate sind die einzigen der Messreihe mit einer Monatssumme von HWMIId > 4. Davon stammen 4 von 5 Monaten aus den letzten 20 Jahren, inklusive beider Sommermonate Juli und August des Jahres 2015.

Tabelle 5.11: Die 5 Sommermonate mit den höchsten Summen des HWMI_d an der Station Mannheim (1950-2018).

Monat	HWMI _d	Monatsmittel in °C	Monats-Tmax in °C
August 2003	14,93	24,1	39,0
Juli 2015	6,72	22,8	38,8
Juli 1952	6,46	22,2	38,5
August 2015	5,29	22,0	39,8
August 2018	4,25	22,4	36,8

Tabelle 5.12: Die zehn stärksten Hitzewellen nach EHF an der Station Mannheim (1950-2018).

Datum	$I_c [K^2]$	Dauer [d]	$I_m [K^2]$	$I_x [K^2]$	$T_m [K]$	$T_x [K]$
01.-10.07.1952	393	10	39.3	73.0	36.5	39
02.-20.08.2003	329	19	17.3	41.1	35.4	38.5
25.06.-09.07.1976	267	15	17.8	33.4	33.3	35.5
30.06.-09.07.1957	266	10	26.6	51.4	34.4	36.8
24.07.-10.08.2018	252	18	14.0	22.8		30.2

Für die Stationsdaten wurde auch der Excess Heat Factor (EHF) berechnet (Tab. 5.12).

EHF ist nur einer von drei Indizes, bei welchem sich 2003 nicht auf Platz 1 befindet, dies ist auf die kühlere Vorgeschichte von 1952 und kürzere Andauer von Temperaturen über 35 °C zurückzuführen. Als einziger Index liegen hier beide Hitzewellen von 2015 in den Top 10 mit Spitzenwerten von 39 bis 39.8 °C. Das 85. Perzentil aller positiven EHF-Werte liegt bei 15.3 K², vergleichbar mit Moskau oder Paris in Nairn und Fawcett (2013). Für die Grenztemperatur T_{sev} zur schweren Hitzewelle ergibt sich dann eine Tagesmitteltemperatur (TM3) von 22.7 °C + 3.9 °C = 26.6 °C.

Die gezeigten Indizes identifizierten fast ausnahmslos die Hitzewelle von 2003 als die stärkste, dies zeigt sich insbesondere anhand der Andauer von Temperaturen über 35 °C und über dem 98. Perzentil. Der heißeste Tag der Messreihe im August 2015, welcher den Rekord im August 2003 übertraf, liegt nicht unter den Top 5-Hitzewellen, was auf die kurze Dauer der sehr hohen Temperaturen zurückzuführen ist. Bei Anheben der Schwellenwerte konzentrieren sich die identifizierten Ereignisse auf den Kern der Hitzewellen, mit deutlich niedrigeren Andauern und kumulativen Intensitäten.

Hitzewellen an 7 Stationen von RA VI

Wie zuvor am Beispiel der Station Mannheim werden die ausgewählten Indizes auf die Daten der 7 RA VI-Stationen angewandt (Tab. 5.13). Zunächst wird mit dem HWMI_d der heißeste Tag dieser Messreihen dargestellt - der Wert erreicht 1,63 in Astrachan bis 2,87 in Eilat. Die absoluten Temperaturen reichen von 18,7 °C in Ny-Alesund bis zu 47,9 °C in Eilat.

Tabelle 5.13: Der jeweils heißeste Tag der RA VI-Stationen seit Aufzeichnungsbeginn.

Station	M_d	T_{xx}	Datum
Eilat (seit 1950)	2,87	47,9 °C	31.07.2002
Sevilla (seit 1951)	2,40	46,6 °C	23.07.1995
Astrachan (seit 1881)	1,63	41,0 °C	01.07.1991
Potsdam (seit 1893)	2,02	38,6 °C	09.08.1992
Valentia (seit 1931)	2,17	29,8 °C	24.08.1955
Karasjok (seit 1951)	2,58	31,7 °C	17.07.2018
Ny-Ålesund (seit 1974)	2,51	18,7 °C	07.07.2005

Anschließend wird die stärkste Hitzewelle der jeweiligen Stationen bestimmt (Tab. 5.14). Die HWMI_d-Summen reichen von 5,57 in Potsdam bis 21,65 in Karasjok. Die Hitzewellen dauern von 5 (Ny-Alesund, Potsdam, Eilat) bis zu 16 Tagen (Astrachan). Die Abstände der 25. und 75. Perzentile sind in Ny-Alesund am größten (3 K) und in Eilat am geringsten (1,2 K). Der Abstand des höchsten täglichen 90. Perzentils vom 30-jährigen 25. Perzentil ist in Valentia am höchsten (2,2 K) und in Sevilla und Astrachan am niedrigsten (0,2 K). Diese Eigenschaften sind auf die unterschiedliche Variabilität, die aus Kontinentalität und geographischer Lage folgt, zurückzuführen. Der Vergleich der identifizierten Hitzewellen mit verschiedenen Indizes an allen Stationen erfolgt mit den fünf Kenngrößen in den Tabellen 5.15-5.21. Die absoluten Schwellenwerte (T30, T28, T25) ergeben in Eilat Hitzewellen, welche 149 bis 178 Tage andauern, also nahezu das gesamte Sommerhalbjahr. Zu Beginn des Sommerhalbjahrs werden die Zeitspannen über T25 noch kurz unterbrochen, daher ist hier $HWN > 1$. Die Amplitude erreicht 15 bis 20 K, die Magnitude 9 bis 14 K.

In Sevilla dauern die längsten Ereignisse mit $T > 30$ °C bzw. 25 °C 54 bis 112 Tage, mit insgesamt 105 bis 147 Hitzewellentagen (HWT) pro Jahr, welche sich auf 5 bis 7 Ereignisse pro Jahr verteilen. Die Amplituden reichen von 12,5 bis 17,5 K, die Magnitude liegt bei 7 bis 9 K. Astrachan weist noch Andauern von 20 bis 66 Tagen auf, mit insgesamt 52 bis 108 Hitzewellentagen, die sich auf 5 bis 6 Ereignisse pro Jahr verteilen. Die Amplitude liegt bei 8 bis 13 K, die Magnituden bei 5 bis 7 K.

In Potsdam sind mit Mannheim vergleichbare Ergebnisse zu erkennen. Die Hitzewellen dauern hier 5 bis 12 Tage, mit insgesamt 5 bis 35 HWT pro Jahr und 1 bis 6 Ereignissen. Die Amplituden erreichen 5 bis 10 K, die Magnituden 4 bis 6 K.

Tabelle 5.14: Die jeweils stärkste Hitzewelle der RA VI-Stationen seit Aufzeichnungsbeginn mit T_{30y25p} und T_{30y75p} : 25. und 75. Perzentile der 30 höchsten Jahrestemperaturen sowie $P90_{max}$: höchstes tägliches Perzentil der Referenzperiode.

Ort	HMWId	Dauer [d]	T_{25} [°C]	T_{75} [°C]
Eilat	6.4	5	44.1	45.3
			42.7	
Sevilla	10.59	9	41.2	43.3
			41.0	
Astrachan	17.96	16	36.3	39.1
			36.6	
Karasjok	21.65	14	26.3	28.4
			24.4	
Potsdam	5.57	5	33.3	36.1
			31.5	
Valentia	10.44	12	23.6	26.4
			21.4	
Ny-Ålesund	6.73	5	11.0	14.0
			10.1	

Valentia und Karasjok zeigen nur für das T25-Kriterium Hitzewellen, mit Amplituden und Magnituden von jeweils 3 K. In Valentia machen diese nur 0,1 Ereignisse mit 0,2 HWT pro Jahr aus. Kommt es zu einer Hitzewelle, dauert diese 3,5 Tage. In Karasjok sind die Ereignisse mit $HWN=0,5$ und 1,8 HWT pro Jahr etwas häufiger. In Ny-Alesund gibt es nach diesen Definitionen bis dato keine Hitzewelle.

In diesem Fall zeigt sich die Stärke der perzentilbasierten Betrachtung. An allen Stationen wird das 80. Perzentil während 4,2 bis 5,3 Ereignissen im Jahr überschritten. Diese weisen insgesamt 20,0 bis 25,5 Tage auf. Die Dauer des längsten Ereignisses liegt bei 6,6 bis 8,9 Tagen. Die Amplituden liegen bei 4,7 bis 7,3 K, die Magnituden bei 3,0 bis 4,8 K.

Für das 90. Perzentil werden 1,8 bis 2,2 Ereignisse mit 7,5 bis 9,9 HWT pro Jahr und einer Maximaldauer von 4,4 bis 5,7 Tagen identifiziert. Die Amplituden reichen von 3,1 bis 5,6 K, die Magnituden von 2,4 bis 4,1 K.

P95 und P98 weisen noch 0,2 bis 1,0 Ereignisse mit 0,7 bis 4,1 HWT pro Jahr und maximalen Dauern von 3,1 bis 5,1 Tagen auf. Die Amplituden erreichen 1,8 bis 4,1 K.

Verwendet man den kombinierten Schwellenwert, ändern sich die Ergebnisse in Potsdam, Valentia, Karasjok und Ny-Alesund, da hier während Teilen des Sommerhalbjahres bzw. durchgehend die 98. Perzentile unter 28 °C liegen.

Tabelle 5.15: Vergleich der Indizes - Eilat (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	1,3	180,6	178,1	16,6	14,4
T28	2,8	174,0	159,5	16,5	11,2
T30	3,5	165,3	148,9	14,8	9,2
P80	4,7	21,2	6,6	4,7	3,0
P90	1,9	7,5	4,4	3,1	2,4
P95	0,5	2,2	4,4	2,8	2,4
P98	0,2	0,7	3,1	1,8	1,8
P98&T28	0,2	0,7	3,1	1,8	1,8
WMO	0,8	3,0	3,8	3,0	2,5

Tabelle 5.16: Vergleich der Indizes - Sevilla (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	4,6	147,4	111,6	17,5	9,4
T28	5,6	122,4	79,3	14,5	8,3
T30	6,7	105,1	54,1	12,5	7,1
P80	5,3	25,5	8,2	5,3	3,5
P90	2,2	9,1	5,0	3,6	2,8
P95	0,7	2,9	4,1	2,8	2,7
P98	0,3	1,1	4,1	2,2	2,1
P98&T28	0,3	1,1	4,1	2,2	2,1
WMO	2,7	11,1	5,6	3,8	2,9

5.2.2 ERA-Interim

Nach dem Vergleich der Kenngrößen an mehreren Stationen in Europa soll über die Blasendiagramme eine praktische Übersicht über die stärksten Hitzewellen möglich werden. Der Bezug erfolgt für jedes Jahr auf den Gitterpunkt mit der höchsten (summierten) Intensität (GP_{MAX}). Die Dauer der HW an diesem Gitterpunkt wird im Diagramm dargestellt. Die größte zusammenhängende Fläche um diesen Gitterpunkt entspricht der Größe der Kreise, wobei diese aus Darstellungsgründen um den Faktor 10.000 verkleinert werden.

Es wurden drei Indizes aus unterschiedlichen Kategorien ausgewählt: 1) HWMId, 2) absoluter Schwellenwert T30 und 3) kombinierter Index P98 & T28. Sie zeigen das gesamte Spektrum der Möglichkeiten, Hitzewellen zu beschreiben.

Tabelle 5.17: Vergleich der Indizes - Astrachan (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	5,6	107,8	66,4	12,9	7,1
T28	6,3	74,9	31,1	9,9	6,1
T30	6,2	51,8	19,9	7,9	4,8
P80	4,2	24,0	8,9	4,8	3,3
P90	2,1	9,5	5,7	3,5	2,8
P95	0,9	4,0	5,1	2,5	2,2
P98	0,3	1,3	5,0	2,3	2,2
P98&T28	0,3	1,3	5,0	2,3	2,2
WMO	2,4	11,9	6,5	3,7	2,8

Tabelle 5.18: Vergleich der Indizes - Potsdam (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	5,9	34,9	12,2	9,6	6,0
T28	2,8	13,7	6,8	6,4	4,5
T30	1,1	4,7	4,8	4,7	3,9
P80	4,8	22,8	7,5	6,9	4,6
P90	2,1	8,7	5,0	4,6	3,6
P95	0,7	2,8	4,2	3,4	3,1
P98	0,3	0,9	3,6	3,0	3,0
P98&T28	0,3	0,9	3,4	3,0	2,9
WMO	4,0	17,7	6,3	6,3	4,2

Das Ergebnis des HWMI_d (Abb. 5.9) zeigt die stärkste Hitzewelle aus dem Jahr 2010 (HWMI_d = 60). Sie liegt am weitesten entfernt von den anderen Blasen und weist eine maximale Dauer von 25 Tagen auf. Mit halb so großer Intensität hielt die HW von 2006 an GP_{MAX} 30 Tage lang, 2014 waren es 25 Tage. Die zweithöchste Intensität (HWMI_d 40) weist 2003 auf. Mit schwächerer Intensität folgen 2017, 2015, 1998 mit jeweils ähnlicher Dauer von rund 15 Tagen.

Wie schon in Kapitel 5.1 diskutiert, identifiziert T30 (Abb. 5.10) hauptsächlich die für mittel- und nordeuropäische Verhältnisse lang anhaltend hohen Temperaturen im Mittelmeerraum und nahe der Wüstengebiete. Alle Blasen befinden sich daher im Bereich einer Dauer von 120 bis 140 Tagen. Daher liegt hier auch die kumulative Intensität bei über 1000 K × d. Variationen ergeben sich in den Jahren, in denen Temperaturen über 30 °C überdurchschnittlich lange anhalten, also früh im Jahr beginnen und spät enden (z.B. 1997 und 2000). Zudem ergibt sich eine höhere kumulative Intensität, wenn die Temperaturen überdurchschnittlich hoch liegen (also weiter über 30 °C über einen längeren Zeitraum als in anderen Jahren). Dies verdeutlicht den Unterschied zwischen 2000

Tabelle 5.19: Vergleich der Indizes - Valentia (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	0,1	0,2	3,5	3,1	3,1
T28	0	0	0	0	0
T30	0	0	0	0	0
P80	4,4	23,1	8,1	7,2	4,6
P90	2,2	9,9	5,7	5,6	4,1
P95	1,0	4,1	4,7	4,6	4,1
P98	0,3	1,3	3,8	3,4	3,2
P98&T28	0	0	0	0	0
WMO	0,8	3,2	4,3	4,4	4,1

Tabelle 5.20: Vergleich der Indizes - Karasjok (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	0,5	1,8	3,7	3,4	3,3
T28	0	0	0	0	0
T30	0	0	0	0	0
P80	4,4	20,0	7,0	7,3	4,8
P90	1,8	7,8	5,1	5,1	4,1
P95	0,7	2,7	4,2	4,1	3,7
P98	0,2	0,7	3,2	2,6	2,4
P98&T28	0	0	0	0	0
WMO	2,7	12,3	6,3	6,5	4,3

und 1997. 2006 befindet sich bei 1250 K x d über 130 Tage. 2017 liegt bei 1100 K x d bei derselben Dauer, 1994 erreicht 1000 K x d bei einer Dauer von 135 Tagen.

Der kombinierte Index P98 & T28 (Abb. 5.11) identifiziert insgesamt kürzere Hitzewellen und kleinere Flächen. 2010, 2003 und 2017 heben sich deutlich von den anderen HW ab. 2010 liegt am weitesten rechts oben, mit einer Dauer von 20 Tagen und $I_c=45$ K x d. 2003 hingegen nahm eine deutlich kleinere Fläche ein, dauerte 11 Tage bei dennoch über 40 K x d. Mit niedrigerer Intensität liegt 2017 bei 28 K x d. Die weiteren Hitzewellen dauerten zwischen 5 und 10 Tagen bei einer Intensität um 20 K x d.

Tabelle 5.21: Vergleich der Indizes - Ny-Alesund (1981-2010)

Index	HWN	HWF	HWD	HWA	HWM
T25	0	0	0	0	0
T28	0	0	0	0	0
T30	0	0	0	0	0
P80	4,6	21,1	6,6	5,2	3,3
P90	2,1	7,9	4,7	3,9	3,0
P95	0,8	2,9	3,8	2,8	2,6
P98	0,2	0,8	3,8	2,9	2,8
P98&T28	0	0	0	0	0
WMO	1,4	6,6	5,5	4,4	3,8

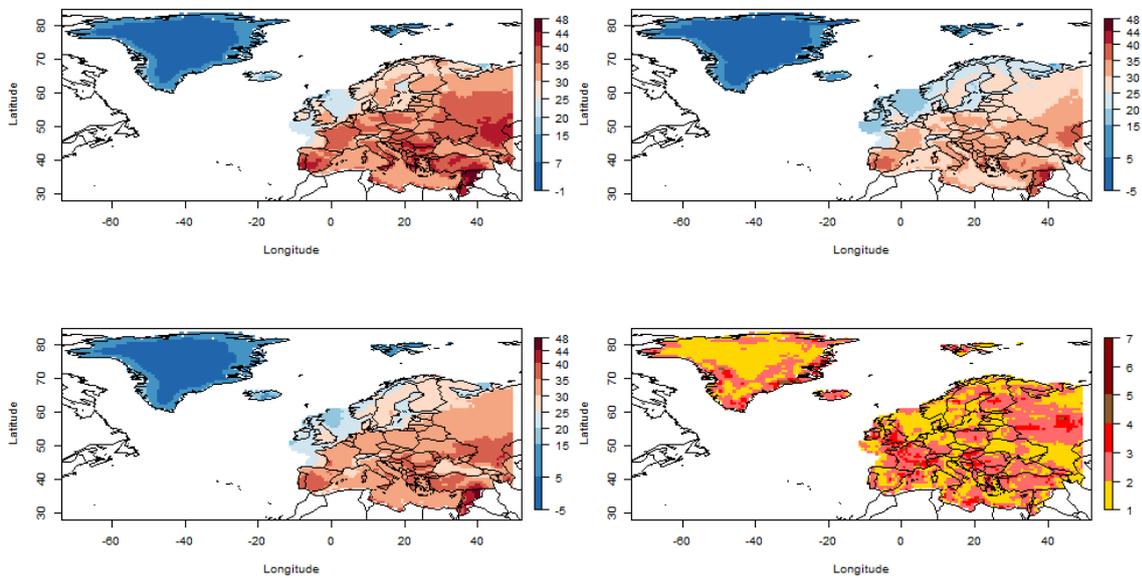


Abbildung 5.8: Die a) höchste Temperatur der Referenzperiode im WMO-Gebiet VI, b) das 25. Perzentil der 30 höchsten Jahrestemperaturen (T_{30y25p}), c) das 75. Perzentil der 30 höchsten Jahrestemperaturen (T_{30y75p}) und d) höchste M_d im Modellgebiet, zeilenweise von links oben nach rechts unten.

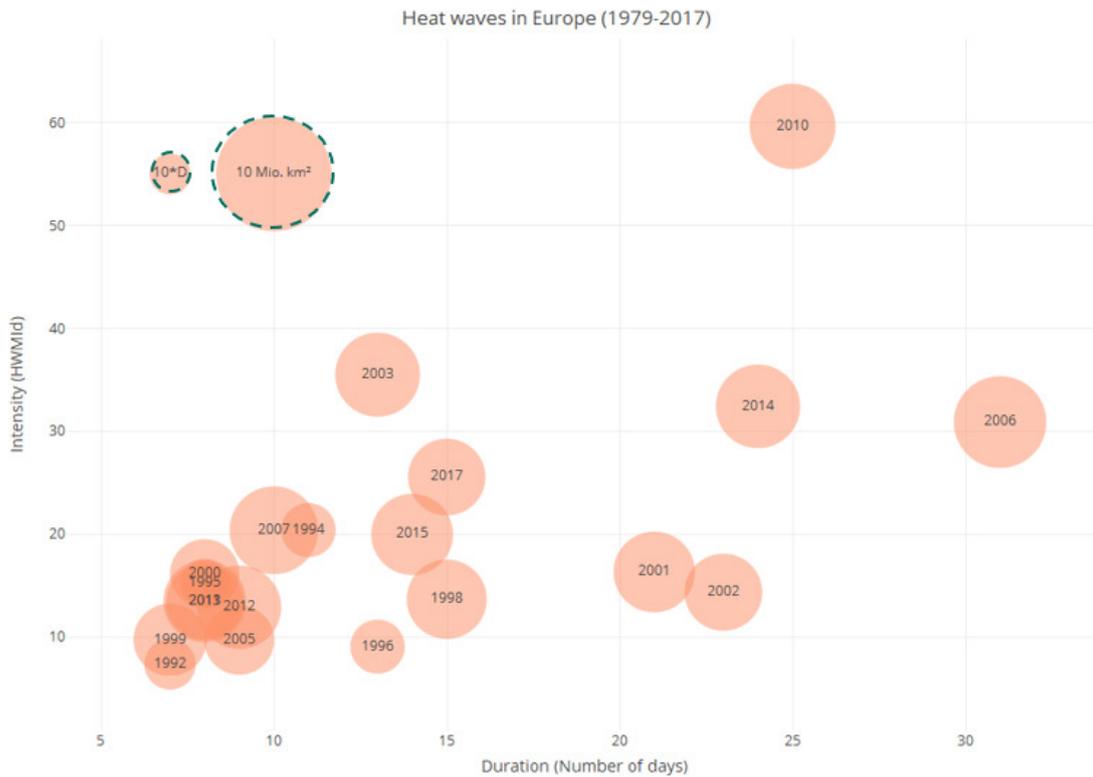


Abbildung 5.9: Blasendiagramm der Top 20 der stärksten jährlichen Hitzewellen für HWMId in der WMO Region VI (1979-2017), x-Achse: Dauer am Punkt GP_{max} (Anzahl der Tage), y-Achse: maximale Intensität (HWMId) am Punkt GP_{max} , Vergleichskreise gestrichelt umrandet mit der 10-fachen Fläche Deutschlands (rund 3,6 Mio. km²) und der Fläche von 10 Mio. km²

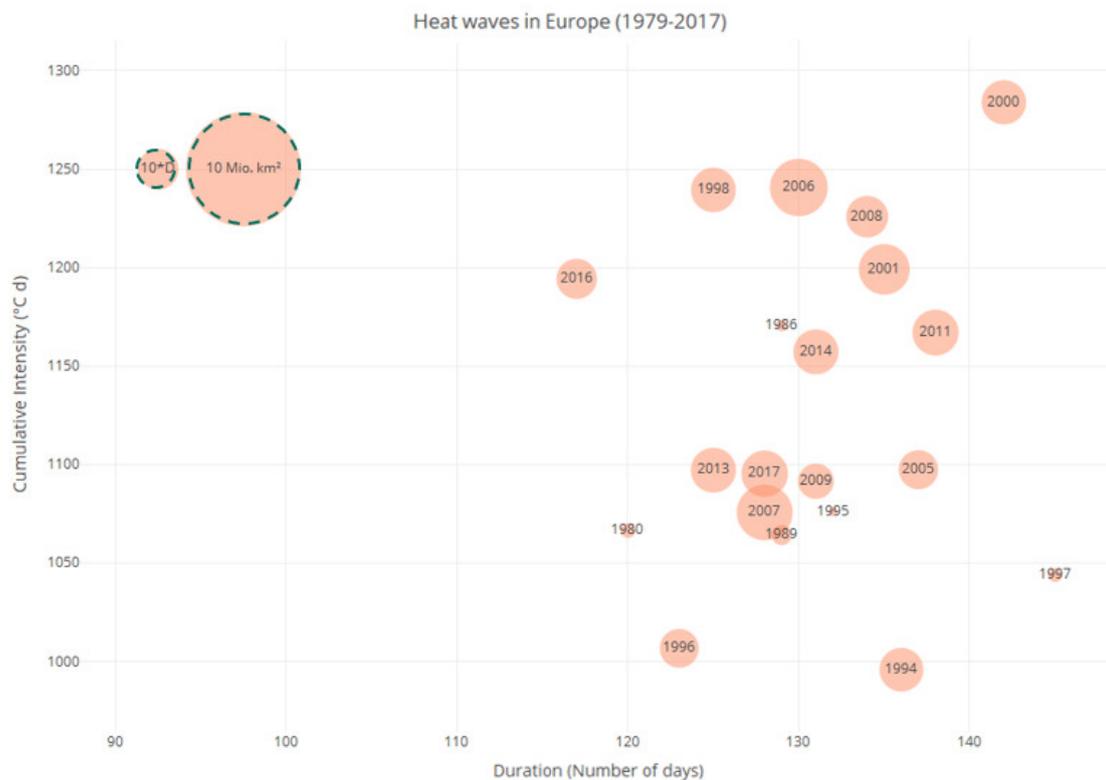


Abbildung 5.10: Darstellung des Blasendiagramms für $T > 30\text{ }^{\circ}\text{C}$, x-Achse: Dauer der Hitzewelle, y-Achse: kumulative Intensität

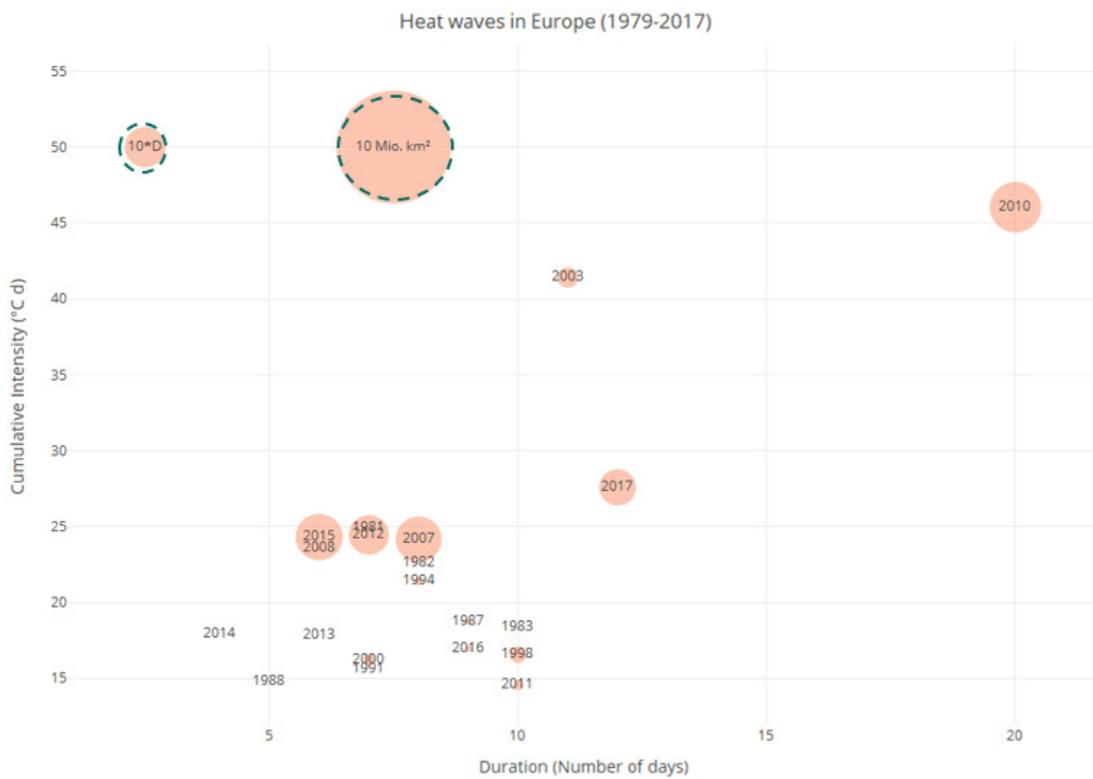


Abbildung 5.11: Darstellung des Blasendiagramms für den kombinierten P98/T28-Index, auf der x-Achse: Dauer, y-Achse: kumulative Intensität

5.3 Kältewellen

In diesem Kapitel werden Kältewellenindizes auf Stationsdaten und ERA-Interim-Daten angewandt.

5.3.1 Stationsdaten

Dieser Abschnitt behandelt zunächst die Kältewellen an der Station Mannheim und später die 7 Stationen wie für Hitzewellen.

Kältewellen in Mannheim

Im Folgenden werden die 10 stärksten Kältewellen an der Station Mannheim betrachtet, sortiert nach der kumulativen Intensität.

Tabelle 5.22: Die 5 stärksten Kältewellen in Mannheim mit dem Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} < 0 \text{ °C}$ (T0). Abkürzungen: I_c : kumulative Intensität, I_m : mittlere Intensität, I_x : maximale Intensität

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$
07.01.-05.03.1963	-519	58	-8.95	-16.3
26.01.-28.02.1956	-405	34	-11.9	-21.1
22.12.1996-19.01.1997	-279	29	-9.63	-16.6
07.01.-04.02.1987	-236	29	-8.15	-17.6
29.12.1984-21.01.1985	-231	24	-9.62	-18

Die längste Serie, welche Tiefsttemperaturen im Frostbereich aufwies, fand an dieser Station vom 7. Januar bis zum 5. März 1963 statt und umfasste 58 Nächte (Tab. 5.22). Das mittlere Minimum lag gerundet bei $T_{mm} = -9,0 \text{ °C}$ und das absolute Minimum erreichte $T_{xx} = -16,3 \text{ °C}$ am 6. Februar (die Werte sind hier gleichbedeutend mit der relativen Intensität, da der Schwellenwert bei $T = 0 \text{ °C}$ liegt). Die kumulative Intensität ergibt $-519 \text{ K} \times \text{d}$, der mit Abstand höchste Wert. Die niedrigste Mitteltemperatur und die tiefste Nachttemperatur erfüllte der Zeitraum vom 26. Januar bis zum 28. Februar 1956 auf Platz 2. Das Mittel lag hier bei $-11,9 \text{ °C}$, mit dem absoluten Minimum von $-21,1 \text{ °C}$ am 21. Februar. Unter den Top 10 ist nur ein Ereignis im 21. Jahrhundert zu finden, 23 Tage im Winter 2008/2009 (Platz 8). Die mittlere Tiefsttemperatur der weiteren Ereignisse reicht von $-5,8$ bis $-9,7 \text{ °C}$, bei Andauern von 19 bis 30 Tagen (nicht gezeigt). Lässt man eintägige Unterbrechungen zu, kommt ein weiteres 58-tägiges Ereignis vom 02.12.1963 bis 28.01.1964 hinzu (2 Nächte $> 0 \text{ °C}$, $I_m = -4,8 \text{ °C}$, $I_c = -280 \text{ K} \times \text{d}$). Bei zweitägigen Unterbrechungen dehnt sich das Ereignis ab dem 26.12.2008 auf 43 Nächte bis zum 06.02.2009 aus (2 Nächte $> 0 \text{ °C}$, $I_m = -5,7 \text{ °C}$, $I_c = -244 \text{ K} \times \text{d}$).

Jede Kältewelle nach dem T0-Kriterium dauert gemittelt über 1981-2010 7,2 Nächte (1961-1990: 7,6 Nächte). In einer Saison sind es durchschnittlich 64 Nächte. Von 1981-2010 waren 35,2 % aller Tage im Winterhalbjahr Frosttage, davon 28,0 % Teil einer Kältewelle nach T0.

Tabelle 5.23: Die 5 stärksten Kältewellen in Mannheim mit dem Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} < -10\text{ °C}$ (T-10).

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$
16.-28.02.1956	-53	13	-4.08	-11.1
04.-15.01.1985	-43.8	12	-3.65	-8
01.-07.01.1979	-38.2	7	-5.46	-7.4
08.-14.02.1956	-35	7	-5	-9.2
30.01.-07.02.1963	-34.6	9	-3.84	-6.3

Die längste Serie mit Tiefsttemperaturen unter -10 °C traten in Mannheim in 13 Nächten in Folge vom 16. bis 28. Februar 1956 auf, mit $I_c = -53\text{ K} \times$ und einer mittleren Tiefsttemperatur von $-14,1\text{ °C}$ (Tab. 5.23). Zwei weitere zusätzliche Ereignisse aus dem Jahr 1956, welche in Tab. 5.22 eine ununterbrochene Serie bilden, sind in den Top 10 vertreten. 4 Nächte vom 31. bis 3. Februar 1956 erreichten sogar ein T_{mm} von $-16,7\text{ °C}$. Die mittlere Tiefsttemperatur der weiteren Ereignisse reicht von $-13,6$ bis $-14,7\text{ °C}$, bei Andauern von 6 bis 12 Tagen (nicht gezeigt). 9 Nächte zwischen dem 06. und 14.01.2009 liegen auf Platz 6. Werden eintägige Unterbrechungen erlaubt, ändert sich die Rangliste auf einigen Positionen. Auf Platz 1 liegt dann ein Ereignis vom 08.-28.02.1956 (zu, kommt ein weiteres 58-tägiges Ereignis vom 02.12.1963 bis 28.01.1964 hinzu (1 Nacht $> -10\text{ °C}$, $I_m = -14,1\text{ °C}$, $I_c = -85,4\text{ K} \times$ d). Die Kältewelle von 02.-12.02.2012 steigt dann auf Platz 5 (1 Nacht $> -10\text{ °C}$, $I_m = -13,0\text{ °C}$, $I_c = -33,2\text{ K} \times$ d). Drei weitere Ereignisse aus den Wintern 1962/63, 1996/97 und 2001/02 kommen hinzu. Bei zweitägigen Unterbrechungen ergibt sich keine weitere Änderung der Rangliste.

Von 1981-2010 wiesen 11 Jahre Kältewellen nach dem T-10-Kriterium auf, in jenen Fällen dauerten diese gemittelt 7,3 Nächte. Während der Karlsruher Klimareihe (1876-2008) gab es 52 Jahre mit Kältewellen, mit einer mittleren Dauer von 8,2 Nächten (nicht gezeigt). Eine einzelne Saison bringt gemittelt über 1981-2010 4,2 Nächte unter -10 °C (1961-1990: 5,1 Nächte). Die aufgeführten Ereignisse überschreiten diese Werte um ein Vielfaches. Von 1981-2010 lagen 2,3 % aller Nächte im Winterhalbjahr unter -10 °C (1876-2008 in Karlsruhe: 3,8 %), davon waren 1,5 % Teil einer Kältewelle nach T-10 (2,4 %).

Vor der Anwendung der perzentilbezogenen Schwellenwerte als Kältewellenkriterien erfolgt wieder der Blick auf die jährlichen und täglichen Perzentile (Tab. 5.24). Die täglichen 2. Perzentile der Tiefsttemperaturen eines Jahres in Mannheim reichen von $8,7\text{ °C}$ Anfang August bis $-15,1\text{ °C}$ Anfang Januar. Am 1. Oktober sind es $1,6\text{ °C}$, über das ganze Jahr betrachtet $-8,1\text{ °C}$. Die folgenden Ranglisten basieren wie bei Hitzewellen auf täglichen Perzentilen. Durch die relative Betrachtung können sehr kalte Ereignisse im März oder November vor den Winterereignissen platziert sein.

P20 identifiziert drei Ereignisse aus den Jahren 1963, 1956 und 1985, welche schon bei T0 und T-10 zu finden waren (Tab. 5.25). Die Dauer ist erwartungsgemäß geringer als bei T0 und höher als bei T-10. Die Andauern liegen hier von 14 bis 30 Tagen, mit I_c von $-215\text{ K} \times$ d bis $-106\text{ K} \times$ d. Die Kältewellen von 2012, 1996/1997 und 1978/1979 folgen auf den Plätzen 6 bis 8. Anders als bei

Tabelle 5.24: Jährliche und tägliche Perzentile der Tiefsttemperatur in Mannheim im Überblick mit Abkürzungen P_{min} : niedrigstes tägliches Perzentil, P_y : jährliches Perzentil, P_{maxW} : höchstes tägliches Perzentil im Winterhalbjahr, P_{max} : höchstes tägliches Perzentil.

Perzentil	P_{min} [°C]	P_y [°C]	P_{maxW} [°C]	P_{max} [°C]
T20	-4.9	0.3	6.1	12.5
T10	-8.9	-2.4	4.6	11.1
T5	-12.0	-4.9	3.4	9.9
T2	-15.1	-8.1	1.6	8.7

Tabelle 5.25: Die 5 stärksten Kältewellen in Mannheim (Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} <$ tägliches 20. Perzentil, P20). Abkürzungen: I_c : kumulative Intensität, I_m : mittlere Intensität, I_x : maximale Intensität mit negativem Vorzeichen, T_{nm} : mittlere Tiefsttemperatur und T_{nn} : minimale Tiefsttemperatur während der Kältewelle.

Datum	I_c [K × d]	Dauer [d]	I_m [K]	I_x [K]	T_{nm} [°C]	T_{nn} [°C]
10.01.-08.02.1963	-215	30	-7.16	-11.9	-11.6	-16.3
07.-28.02.1956	-210	22	-9.56	-17.2	-13.7	-21.1
02.-19.01.1985	-128	18	-7.1	-13.5	-11.8	-18
24.01.-08.02.1954	-111	16	-6.96	-12.5	-11.2	-16.7
10.-23.02.1985	-106	14	-7.54	-14.6	-11.7	-18.7

den Hitzewellen befinden sich bei P20 nur Ereignisse zwischen dem 24.12. und 23.02. unter den Top 10. Der Anteil der Tage im Winterhalbjahr (1981-2010), welche Teil einer Kältewelle nach P20 sind, liegt bei 14,4 %, im Vergleich zu 20,1 % bei Einzeltagen, die das tägliche 20. Perzentil unterschreiten.

Tabelle 5.26: Die 5 stärksten Kältewellen in Mannheim (Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} <$ tägliches 10. Perzentil, P10).

Datum	I_c [K × d]	Dauer [d]	I_m [K]	I_x [K]	T_{nm} [°C]	T_{nn} [°C]
08.-28.02.1956	-156	21	-7.44	-14.7	-14.1	-21.1
24.01.-08.02.1954	-70.2	16	-4.39	-10.3	-11.2	-16.7
01.-12.02.2012	-69.2	12	-5.77	-8.8	-12.6	-15.6
10.-21.02.1985	-68.6	12	-5.72	-12.1	-12.5	-18.7
30.01.-08.02.1963	-65.2	10	-6.52	-9.6	-13.2	-16.3

Die Rangliste für P10 zeigt wieder 1956 ganz oben, die Dauer von 1963 nimmt deutlich ab (Tab. 5.26). 1954, 2012 und 1985 steigen auf die Plätze 2 bis 4. Die Andauern liegen bei 10 bis 21 Tagen, mit Abweichungen von -4,4 bis -7,4 °C vom 10. Perzentil und I_c von -156 K × d bis -65,2 K × d. Von 9,9% aller Tage im Winterhalbjahr von 1981-2010, die unter P10 liegen, sind 5,5% Teil einer Kältewelle.

Tabelle 5.27: Die 5 stärksten Hitzewellen in Mannheim (Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} <$ tägliches 5. Perzentil, P5)

Datum	$I_c [K \times d]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	$T_m [C]$	$T_x [C]$
16.-28.02.1956	-76.2	13	-5.86	-12.9	-14.1	-21.1
02.-12.02.2012	-46.1	11	-4.19	-6.7	-13.0	-15.6
30.01.-07.02.1963	-46	9	-5.11	-7.5	-13.8	-16.3
08.-14.02.1956	-42	7	-6	-10.1	-15	-19.2
16.-21.02.1985	-32.5	6	-5.42	-10.4	-13.7	-18.7

Nach 1956 liegt für P5 die Kältewelle bereits auf Platz 2 (Tab 5.27). Dahinter folgen 1963 und erneut 1956. Die Dauern reichen von 4 bis 13 Tagen, mit Abweichungen von -3,3 bis -6,0 °C vom 5. Perzentil.

Tabelle 5.28: Die 5 stärksten Kältewellen in Mannheim (Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} <$ tägliches 2. Perzentil, P2.)

Datum	$I_c [Kxd]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	$T_m [C]$	$T_x [C]$
16.-28.02.1956	-46.3	13	-3.56	-10.3	-14.1	-21.1
09.-14.02.1956	-26.2	6	-4.37	-7.92	-15.6	-19.2
31.01.-07.02.1963	-24.2	8	-3.02	-5.1	-14.2	-16.3
31.01.-03.02.1956	-21.9	4	-5.48	-9.8	-16.7	-21
03.-07.02.2012	-15.6	5	-3.13	-4.32	-14.3	-15.6

P2 identifiziert erstmals die sehr kalten Monatswechsel November/Dezember 1973 und Februar/März 2005 (Tab. 5.28). Die Dauern reichen von 3 bis 13 Tagen, mit Abweichungen von -1,8 bis -4,3 °C vom 2. Perzentil. Die Tiefsttemperaturen liegen hier durchweg unter 2 °C, daher sind diese Ergebnisse gleichbedeutend mit dem kombinierten Index P2 & T2. Letzterer Index identifiziert definitionsgemäß noch längere Serien als T0.

Tabelle 5.29: Die 10 stärksten Kältewellen in Mannheim (Kriterium Tiefsttemperatur $T_{min} <$ 2 °C (T2).

Datum	$I_c [Kxd]$	Dauer [d]	$I_m [K]$	$I_x [K]$	Start [K/d]	Ende [K/d]
18.12.1962-06.03.1963	-784	79	-9.93	-18.3	-7.93	-16.3
24.01.-29.02.1956	-476	37	-12.9	-23.1	-10.9	-21.1
21.12.1996-11.02.1997	-388	53	-7.32	-18.6	-5.32	-16.6
13.12.2001-23.01.2002	-329	42	-7.84	-20.3	-5.84	-18.3
24.11.1969-24.01.1970	-319	62	-5.15	-13.8	-3.15	-11.8

Der extreme Winter 1962/1963 brachte nahezu den gesamten Winter über Nachttemperaturen unter $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, mit einer Serie von 79 Nächten zwischen dem 18. Dezember 1962 und dem 6. März 1963 (Tab. 5.29). Diese Nächte kumulieren einen Wert von $-784\text{ K} \times \text{d}$. Die durchschnittlichen Nachttemperaturen lagen über den gesamten Zeitraum bei $-7,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die zweithöchste Summe (I_c , 1956) liegt schon um fast 40 % niedriger als 1963, jedoch ist hier T_{nm} mit $-10,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ am niedrigsten, über eine Dauer von 37 Tagen. Die zweithöchste Dauer (1969/1970) mit 62 Tagen brachte sogar nur 40 % des I_c von 1963 und dafür die höchste T_{nm} mit $-3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Während des einzigen Ereignisses im 21. Jahrhundert erreichten 42 Nächte in Folge bei $T_{nm}=-5,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ eine kumulative Intensität von $-329\text{ K} \times \text{d}$. Alle Ereignisse in den Top 10 umfassten mehr als 30 Nächte.

In gleicher Weise können die Kältewellen visualisiert werden. Zur Unterteilung in Kategorien werden hier die 20., 10., 5. und 2. Perzentile für moderate bis extreme Kälte angewandt. Am Beispiel der Kältewelle 2012 (Abb. 5.12) lässt sich der Verlauf und die Dauer, welches Kriterium zu welcher Zeit erfüllt ist, nachvollziehen. Die Tiefsttemperaturen bis unter $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ unterschritten zwischen Anfang und Mitte Februar 2012 für mehrere Tage das 2. Perzentil. Davor und danach lagen die Temperaturen über dem langjährigen Mittel.

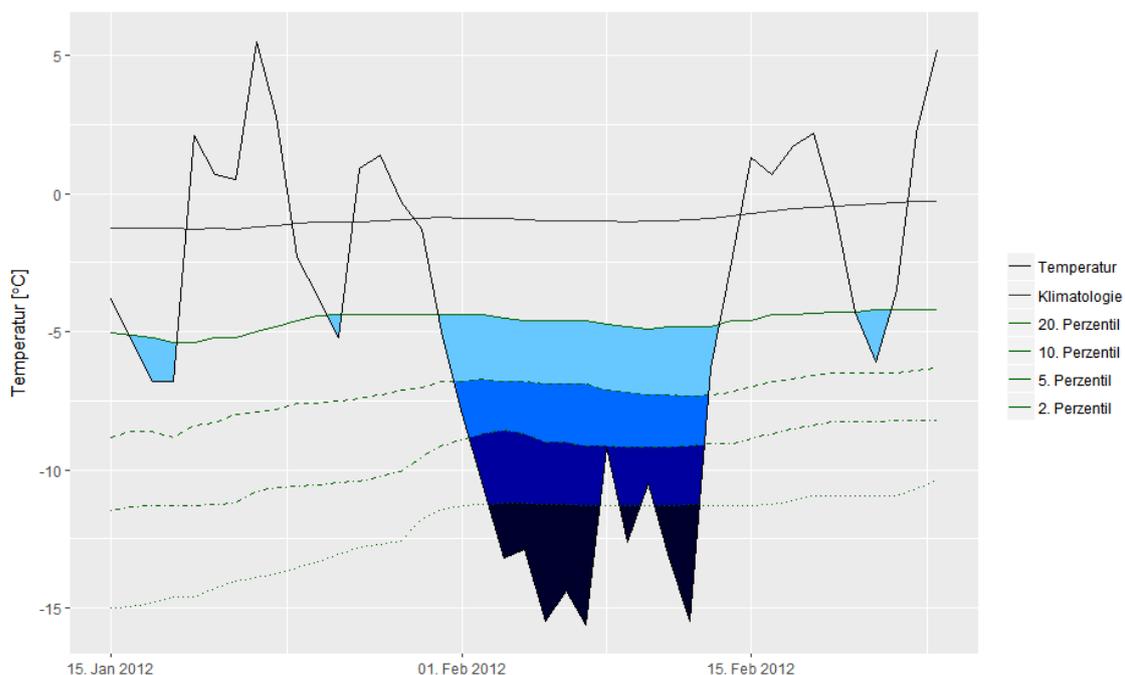


Abbildung 5.12: Temperaturverlauf von Mitte Januar bis Mitte Februar 2012 in Mannheim mit farbiger Kategorien-Einteilung: in Blautönen von moderater (P20), starker (P10), schwerer (P5) bis zu extremer Kälte (P2).

Der Vergleich der identifizierten Kältewellen in Tab. 5.30 zeigt die hohen Werte für CWF und CWD bei den Indizes T0 und T2. Anhand des Index' T-10 ist die Zahl der identifizierten Kältewellen gering und liegt bei 0,6 Kältewellen pro Jahr. Die Perzentile von P80 bis P95 zeigen betragsmäßig höhere Werte für alle fünf Kenngrößen im Vergleich zu Hitzewellen.

Tabelle 5.30: Vergleich der Indizes - Mannheim (1950-2018)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	9,1	83,3	28,0	-14,4	-6,6
T0	7,2	50,8	17,2	-12,4	-6,0
T-10	0,6	2,7	5,4	-5,4	-4,9
P20	4,6	24,1	9,0	-8,4	-5,2
P10	2,1	10,0	5,9	-5,9	-4,5
P5	1,0	4,2	4,5	-4,6	-4,0
P2	0,2	1,0	4,8	-3,8	-3,6
P2 & T2	0,2	1,0	4,8	-3,8	-3,6
CSDI	2,8	14,0	7,0	7,1	-5,0

Die kältesten Tage der Stationsmessreihe lassen sich durch eine negative Magnitude des Russo-Index ausdrücken. An der Station Mannheim bedeutet $M_d = -1$ eine Temperatur von $-15,3$ °C. In der kältesten Nacht der Messreihe mit $-21,1$ °C wurde $M_d = -1,99$ erreicht. Anders als bei Hitzewellen wurde demnach der Betrag von mindestens 2 nie erreicht.

Tabelle 5.31: Die zehn kältesten Nächte in Mannheim von 1950-2018.

Rang	Datum	Tmax	M_d
1	1956-02-21	-21.1 °C	-1.99
2	1956-02-02	-21.0 °C	-1.97
3	1978-02-18	-20.5 °C	-1.89
4	1956-02-18	-19.3 °C	-1.69
5	1956-02-01	-19.2 °C	-1.67
6	1956-02-10	-19.2 °C	-1.67
7	1982-01-14	-18.7 °C	-1.58
8	1985-02-16	-18.7 °C	-1.58
9	1976-01-29	-18.6 °C	-1.57
10	1985-02-20	-18.6 °C	-1.57

Wie bei Hitzewellen eignet sich auch eine Darstellung mit den festen Grenzwerten $M_d = 0, -0.5, -1, -1.5$ für Kältewellen (Abb. 5.13). Die stärkste Kältewelle 1956 zeichnet sich durch enorme Abweichungen nach unten aus. Nahezu über den gesamten Monat verliefen die Temperaturen mehr als 5 K unter dem langjährigen Mittel, und in den Bereichen, wo $CWMI_d < 0$ ist. Zwei Mal wurde in diesem Monat extreme Kälte mit Temperaturen unter -20 °C erreicht.

Tabelle 5.32: Die zehn stärksten Hitzewellen nach $CWMI_d$ an der Station Mannheim (1950-2018).

Jahr	$CWMI_d$	Dauer in Tagen	Tag seit dem 1. Juli
1955/56	-17.0	21	223
1984/85	-8.68	12	189
1978/79	-7.22	8	185
1962/63	-6.81	10	214
2011/12	-6.81	12	216
2008/09	-6.38	9	191
1953/54	-6.30	15	209
1996/97	-5.79	10	179
2001/02	-5.36	7	184
1981/82	-5.36	6	197

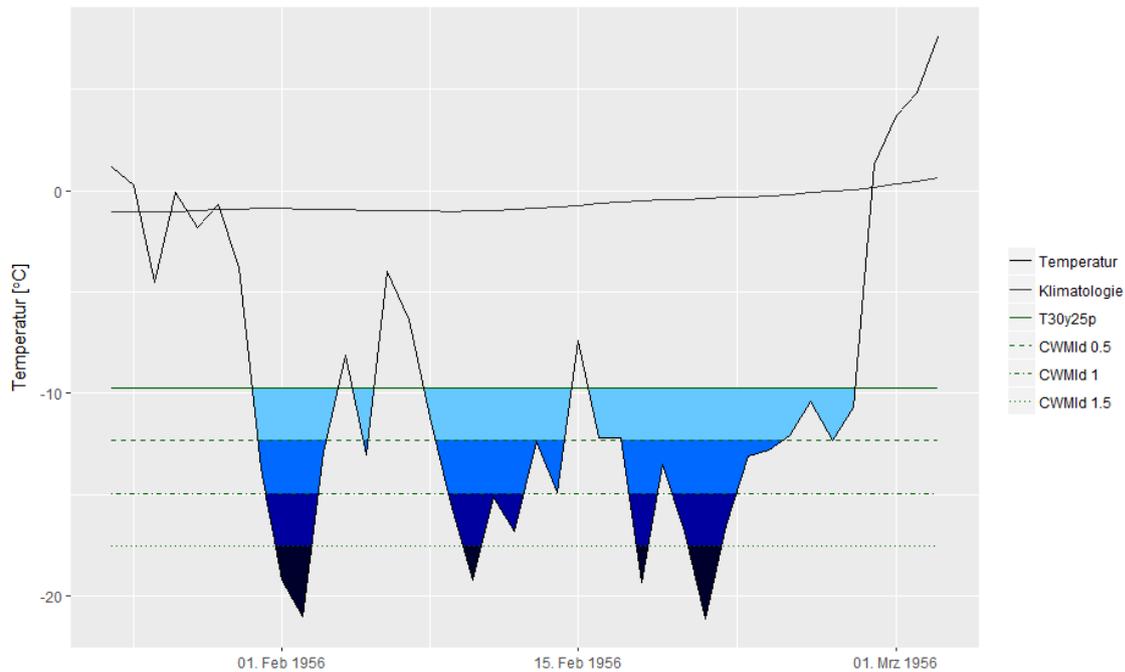


Abbildung 5.13: Temperaturverlauf von Ende Januar bis Ende Februar 1956 in Mannheim mit Farbeinteilung nach $CWMIId < 0, -0.5, -1, -1.5$.

Sowohl bei der stärksten Kältewelle (siehe Tab. 5.32), als auch bei den Monaten mit der höchsten Monatssumme des $CWMIId$ liegt der Winter 1955/1956 deutlich vorne (Tab. 5.33). Auch die Ereignisse im Januar 1985, 1963 und 1997 lassen sich in beiden Ranglisten weit oben finden. Zudem sind drei Ereignisse nach 2000 unter den Top 10.

Der Vergleich der identifizierten Kältewellen mit verschiedenen Indizes an allen Stationen erfolgt wie bei den Hitzewellen in den Tabellen 5.34-5.40. Die absoluten Schwellenwerte (T_2 und T_0) ergeben in Karasjok und Ny-Alesund Kältewellen, welche 145 bis 176 Nächte andauern, also nahezu das gesamte Winterhalbjahr. Die Amplitude erreicht -31 bis -42 K, die Magnitude -12 bis -15 K.

In Astrachan dauern diese Ereignisse 42 bis 76 Tage, mit insgesamt 104 bis 129 Kältewellentagen, welche sich auf 6 bis 8 Ereignisse pro Jahr verteilen. Die Amplituden reichen von -21 bis -23 K, die Magnitude liegt bei -5 K.

Potsdam weist noch Andauern von 24 bis 38 Tagen auf, mit insgesamt 69 bis 101 Kältewellentagen, die sich auf 8 bis 9 Ereignisse pro Jahr verteilen. Die Amplitude liegt bei -14 bis -16 K, die Magnituden bei -4 K.

Die Perzentil-Indizes liegen erneut für alle Stationen nah beieinander, diese sind wieder den absoluten Schwellenwerten überlegen. Valentia verzeichnet keine Kältewellen mit $T < -10$ °C, Eilat keine Kältewellen unter $T < 2$ °C, während an allen Stationen eine Kältewelle pro Jahr das 5. Perzentil unterschreitet.

5.3.2 ERA-Interim

Die Visualisierung in Blasendiagrammen für die stärksten Kältewellen erfolgt analog zu Hitzewellen. Auf der y-Achse ist der Betrag der kumulativen Intensität dargestellt, daher sind vergleichbar

Tabelle 5.33: Die zehn Wintermonate mit den höchsten Summen des CWMId an der Station Mannheim (1950-2018).

Monat	CWMId	Monatsmittel in °C	Monats-Tmin in °C
Februar 1956	-23,20	-8,3	-21,1
Januar 1985	-10,30	-3,4	-18,0
Januar 1963	-9,17	-5,0	-16,1
Januar 1979	-8,40	-3,1	-17,4
Januar 1997	-7,79	-3,0	-16,6
Februar 1963	-7,64	-4,0	-16,3
Februar 2012	-7,05	-1,0	-15,6
Februar 1985	-6,71	-1,3	-18,7
Januar 2009	-6,64	-2,0	-15,9
Januar 2002	-5,81	0,8	-18,3

Tabelle 5.34: Vergleich der Indizes - Eilat (1981-2010), mit CWN: cold wave number, CWF: cold wave day frequency, CWD: cold wave duration, CWA: cold wave amplitude, CWM: cold wave magnitude

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	0	0	0	0	0
T0	0	0	0	0	0
T-10	0	0	0	0	0
P20	3,6	16,7	7,4	-4,7	-1,5
P10	1,3	5,1	4,6	-3,0	-1,3
P5	0,5	1,8	4,1	-2,5	-1,2
P2	0,1	0,3	3,5	-1,8	-1,0
P2&T2	0	0	0	0	0
CSDI	0,3	1,2	4	-1,4	-1,0

mit Hitzewellen die stärkeren und längeren Kältewellen nach oben rechts zu finden. Die größte zusammenhängende Fläche um diesen Gitterpunkt entspricht der Größe der Kreise, wobei diese aus Darstellungsgründen um den Faktor 10.000 verkleinert werden. Es wurden drei Indizes aus unterschiedlichen Kategorien ausgewählt: 1) CWMId, 2) absoluter Schwellenwert T-10 und 3) kombinierter Index P2 & T2.

Das Ergebnis des CWMId (Abb. 5.14) zeigt die stärkste Kältewelle im Winter 1984 mit CWMId = -40 bei GP_{max} und einer Dauer von 17 Tagen. Auch die Ereignisse 1985, 1986 und 2011 liegen mit einer Dauer von 14 Tagen und CWMId um -25 weit vorne. Ähnlich stark zeigen sich die Kältewellen von 2005 und 2010, mit einer etwas kürzeren Dauer von 9 bis 12 Tagen.

Tabelle 5.35: Vergleich der Indizes - Sevilla (1981-2010)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	4,4	23,2	7,3	-4,8	-2,0
T0	1,2	5,6	4,9	-3,2	-1,6
T-10	0,3	1,4	4,6	-3,1	-1,8
P20	4,4	23,2	7,3	-4,8	-2,0
P10	2,2	9,6	5,4	-3,7	-1,7
P5	1,0	4,1	4,6	-3,0	-1,4
P2	0,3	1,2	4,5	-2,7	-1,3
P2&T2	0,3	1,1	4,5	-2,7	-1,3
CSDI	1,5	6,6	5,1	-1,7	-1,6

Tabelle 5.36: Vergleich der Indizes - Astrachan (1981-2010)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	6,5	128,7	76,3	-22,9	-4,8
T0	7,9	103,6	42,3	-20,9	-4,8
T-10	3,2	19,8	9,5	-10,9	-4,7
P20	4,6	23,8	9,0	-10,5	-3,8
P10	1,7	8,7	6,0	-7,5	-3,8
P5	0,9	4,6	6,0	-6,0	-3,1
P2	0,3	1,3	5,5	-4,9	-3,3
P2&T2	0,3	1,3	5,5	-4,9	-3,3
CSDI	3,9	21,2	9,0	-3,7	-3,9

Wie schon in Kapitel 5.1 und 5.2.2 diskutiert, identifiziert T-10 (Abb. 5.15) hauptsächlich für südeuropäische Verhältnisse lang anhaltend tiefe Temperaturen im Norden der Region. Wie weit diese allerdings nach Süden und Westen ausgreifen, unterliegt einer größeren interannuellen Variabilität. Diese reichen von $I_c = -400$ bis -1000 und einer Dauer von 20 bis 50 Tagen. 1985 liegt mit $-1000 \text{ K} \times \text{d}$ und einer Dauer von 50 Tagen am weitesten oben. Mit einer Intensität um $-500 \text{ K} \times \text{d}$ liegen 2006 und 2012 mit einer Dauer von 33 bis 40 Tagen weit vorne.

Der kombinierte Index P2 & T2 (Abb. 5.16) identifiziert kürzere Kältewellen und kleinere Flächen. Die Blasen sind deutlich kleiner, dennoch weiter auseinandergestreut als in den beiden vorhergehenden Diagrammen. 1985 hebt sich als eine der größten Blasen bei einer Dauer von 14 Tagen und $-60 \text{ K} \times \text{d}$ weit von den anderen ab. 1987 liegt bei einer Dauer von 8 Tagen mit $-75 \text{ K} \times \text{d}$ am höchsten im Diagramm. Die weiteren Blasen liegen zwischen 4 und 12 Tagen mit $I_c = -20 \text{ K} \times \text{d}$ bis $-50 \text{ K} \times \text{d}$.

Tabelle 5.37: Vergleich der Indizes - Potsdam (1981-2010)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	8,8	101,0	37,8	-15,9	-3,7
T0	8,0	69,0	24,0	-13,9	-3,5
T-10	1,0	4,7	5,6	-6,6	-3,4
P20	4,9	27,5	9,6	-8,3	-2,8
P10	2,3	11,0	6,1	-5,9	-2,8
P5	1,1	4,5	4,6	-4,4	-2,4
P2	0,3	1,1	3,9	-3,3	-2,0
P2&T2	0,3	1,1	3,9	-3,3	-2,0
CSDI	2,8	15,4	7,7	-3,4	-3,1

Tabelle 5.38: Vergleich der Indizes - Valentia (1981-2010)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	2,7	11,9	5,8	-5,1	-2,7
T0	1,4	5,7	4,3	-3,3	-1,9
T-10	0	0	0	0	0
P20	4,0	18,3	6,5	-5,9	-2,7
P10	2,1	8,3	4,3	-4,0	-2,1
P5	0,8	2,9	4,0	-3,4	-2,0
P2	0,2	0,7	3,3	-2,4	-1,5
P2&T2	0,2	0,7	3,3	-2,4	-1,5
CSDI	1,8	7,1	4,4	-2,5	-2,2

Tabelle 5.39: Vergleich der Indizes - Karasjok (1981-2010)

Index	CWN	CWF	CWD	CWA	CWM
T2	2,3	176,9	157,1	-41,8	-12,6
T0	4,3	167,7	113,6	-40,0	-11,8
T-10	10,4	100,6	26,8	-30,0	-11,8
P20	4,5	21,5	7,5	-10,6	-5,0
P10	2,3	9,2	4,8	-6,9	-3,6
P5	1,0	4,1	4,3	-5,1	-2,9
P2	0,4	1,5	4,3	-5,5	-2,8
P2&T2	0,4	1,5	4,3	-5,5	-2,8
CSDI	7,8	43,0	10,7	-5,3	-6,8

Tabelle 5.40: Vergleich der Indizes - Ny-Ålesund (1981-2010)

Index	CWN	CFW	CWD	CWA	CWM
T2	1,1	151,1	176,1	-33,5	-15,3
T0	1,9	148,3	145,4	-31,5	-12,6
T-10	8,8	98,1	29,0	-21,5	-7,2
P80	4,7	25,0	8,5	-8,2	-3,2
P90	2,3	10,9	6,5	-6,5	-2,4
P95	1,0	4,1	4,7	-5,4	-2,9
P98	0,4	1,5	4,4	-4,7	-3,2
P98&T28	0,4	1,5	4,4	-4,7	-3,2
CSDI	5,9	34,7	11,8	-2,4	-3,6

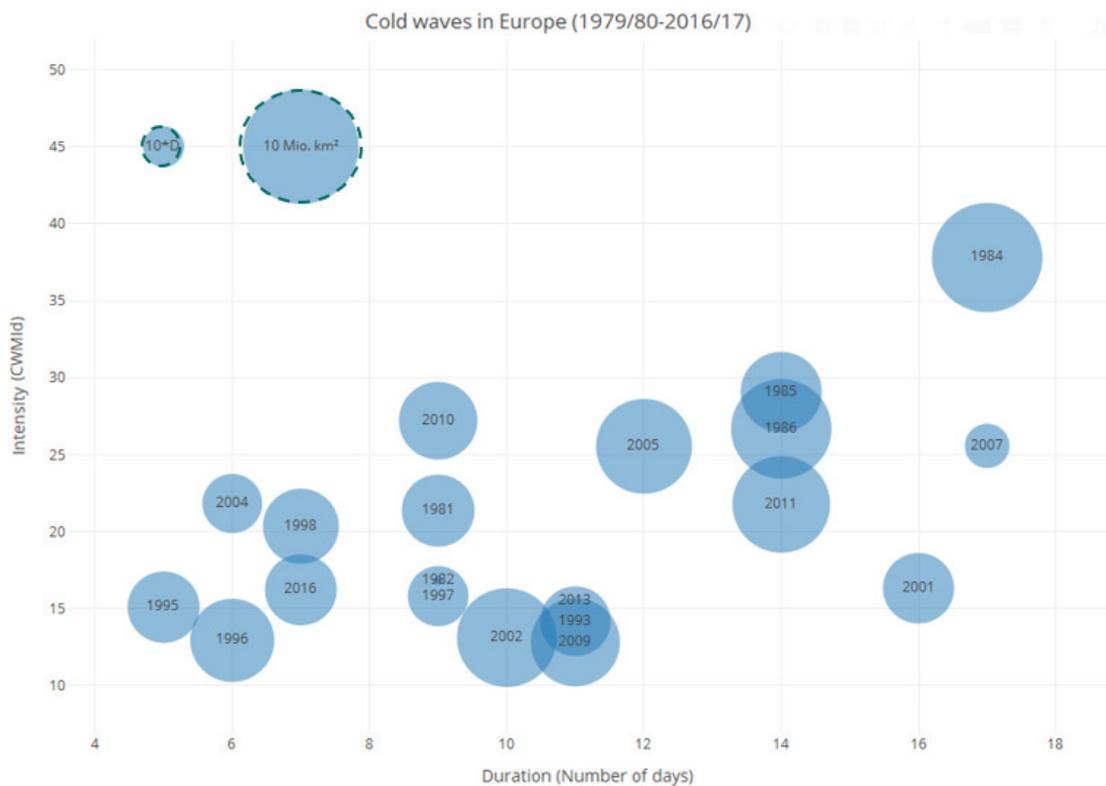


Abbildung 5.14: Blasendiagramm der Top 20 Kältewellen für CWMIId in der WMO Region VI (1979/80-2016/17), x-Achse: Dauer am Punkt GP_{max} (Anzahl der Tage), y-Achse: maximale Intensität (CWMIId) am Punkt GP_{max} . Vergleichskreise sind gestrichelt und umrandet, mit der 10-fachen Fläche Deutschlands (rund 3,6 Mio. km²) und der Fläche von 10 Mio. km², Beschriftung z.B. für Winter 1979/80: Winter 1980.

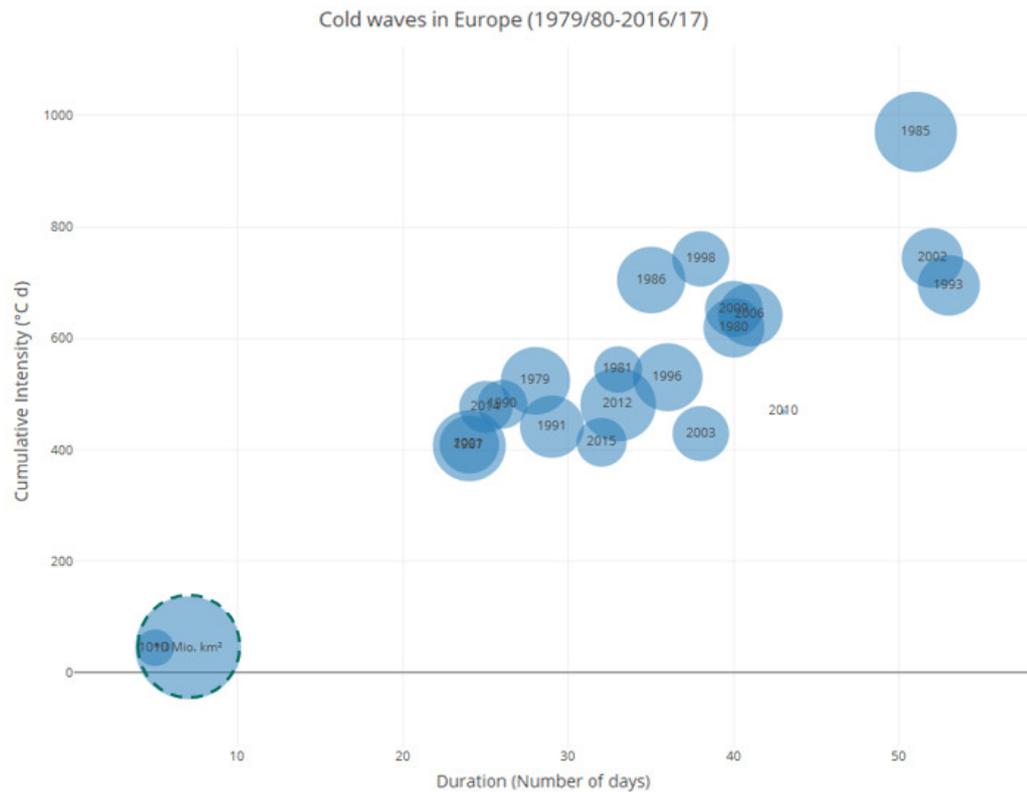


Abbildung 5.15: Blasendiagramm für T-10, x-Achse: Dauer, y-Achse: Intensität

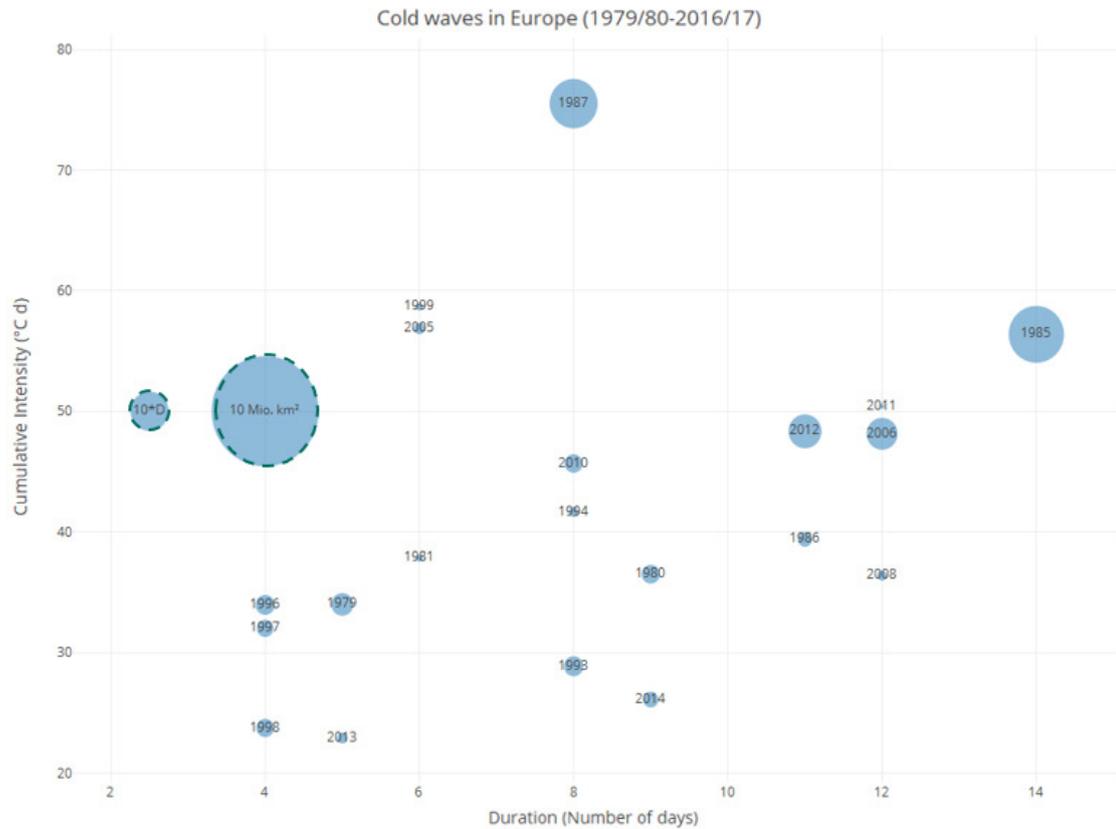


Abbildung 5.16: Blasendiagramm für P2/T2, x-Achse: Dauer, y-Achse: Intensität

6 Diskussion

Mit Hilfe der vorgestellten Methoden und Indizes ergaben sich zunächst für die Stationsdaten von Mannheim die 10 stärksten Hitze- und Kältewellen, welche von mehreren Indizes identifiziert wurden (Tab. 6.1).

Die Hitzewelle von 2003 und die Kältewelle von 1956 erfassen alle Indizes, mit leicht variierenden Start- und Endtagen. Dies hängt von der Stärke des Kriteriums, welches ein Index verlangt, ab. Schwächere Hitze- und Kältewellen werden von weniger der genannten Indizes und während kürzerer, getrennter Zeiträume identifiziert.

Die kumulative Intensität I_c als Sortierungskriterium für Hitze- und Kältewellen erweist sich als Kompromiss zwischen der maximalen Dauer und der maximalen Intensität I_x , welche auch die Bevölkerung unmittelbar wahrnimmt. Weder die maximale Dauer noch die maximale Intensität kann alleine die Ereignisse umfassend beschreiben, da beide miteinander zusammenhängen. Für die Sektoren und im Gesundheitsbereich ist die Dauer ein sehr wichtiger Faktor für kritische Effekte durch Hitze oder Kälte.

Mittels I_c lassen sich die Ergebnisse verschiedener Indizes vergleichen und beinhaltet als möglichst objektives Kriterium, wie lange und wie weit die Temperaturen von Normalwerten oder Schwellenwerten entfernt liegen. Kurze, aber heftige Hitzewellen - und daher mit markanten Auswirkungen behaftet - können dabei eher identifiziert werden als bei reinen Dauer-Indizes (Beispiel T25 Mannheim: Die Hitzewelle mit dem absoluten T_{max} der Messreihe liegt nur auf Platz 10).

Anhand des Jahres 2018 und mit der Visualisierung in vier Stufen mittels Perzentilen oder HWMI_d (CWM_d) lassen sich die Vor- und Nachteile der betrachteten Indizes (wie auch in Kapitel 2 erläutert) diskutieren.

Im Jahr 2018 wurden mehrere Hitzespitzen und Hitzewellen beobachtet, jedoch ergeben sich enorme Unterschiede bei der Betrachtung mittels Perzentilen sowie absoluten Schwellenwerten. Die Hitzewelle Ende Juli / Anfang August (HW_{JA}) war jene mit der höchsten kumulativen Intensität des Jahres und stellte die längste Serie von Tagen über 28 °C und 30 °C der gesamten Zeitreihe auf. Allerdings wurde nur das 95. und nicht das 98. Perzentil erreicht. Deshalb identifiziert der kombinierte Index P98 & T28 diese markante Hitzewelle nicht, da das 98. Perzentil über den gesamten Zeitraum überschritten sein muss. Bei EHF und HWMI_d wurde diese Hitzewelle jedoch identifiziert, diese sind auch mit niedrigeren Perzentilen (jährliches 95. bzw. tägliches 90. Perzentil) definiert.

Bei P98 & T28 bewirkt die Ansetzung der absoluten Temperaturschwelle, dass nur in den wärmsten Monaten des Jahres Hitzewellen identifiziert werden. Verwendet man nur das 98. Perzentil,

waren zwei Witterungsperioden im April und vor allem im Oktober wesentlich außergewöhnlicher (mit einer hohen täglichen Intensität) als die Hitzewelle Ende Juli/Anfang August. Diese wirkten sich aber bei weitem nicht so stark auf die Bevölkerung und Umgebung aus als HW_{JA} . Dies lässt sich auch mit den Ergebnissen von EHF und HWMId bestätigen. Beide Indizes identifizierten die Hitzewelle Ende Juli / Anfang August, aber nicht die Ereignisse im April oder Oktober.

Anhand der europäischen Stationsdaten lässt sich zweifelsohne folgern, dass die absoluten Schwellenwerte für die gesamte Region nicht anwendbar sind. Die Perzentile sind diesen in dieser Hinsicht weit überlegen. Bei allen Stationen wird das 80. Perzentil etwa während 4 Ereignissen im Jahr überschritten, bei P90 sind es 2 Ereignisse, bei P95 ist es meist weniger als ein Ereignis pro Jahr. P98 wird meist nur einmal in drei Jahren erfüllt, welches die wenigsten, aber auch die am weitesten vom Klimamittel entfernten Ereignisse identifiziert.

Der kombinierte Index P98 & T28 ist ein wesentlich stärkeres Kriterium als HWMId, welcher auf P90 basiert. Für die Dauer der Hitzewelle müssen nicht alle Tage über dem 25. Perzentil der jährlichen Maxima der Referenzperiode liegen, aber jene tragen zur HWMId-Summe über diese Zeitspanne bei. So kann auch - wie häufiger beobachtet - ein kühlerer Tag zwischen zwei heißen Abschnitten liegen, solange dieser P90 erfüllt.

P95, wie bei EHF verwendet, identifiziert die wichtigsten Hitzewellen und zahlenmäßig mehr als P98. Aus den genannten Gründen bietet sich an, einen Index P95 & T28 zu überprüfen. Die Perzentil-Schwelle zur Hitzewelle liegt damit niedriger, und die Vorteile, Ereignisse in kalten Regionen oder außerhalb der wärmsten Jahreszeit auszublenden, sind gegeben. Die Temperatur von 28 °C liegt laut Literatur in Nord- und Westeuropa bereits über dem Bereich, ab welchen sich erste negative gesundheitliche Effekte z.B. auf ältere Menschen bemerkbar machen (Baccini et al., 2008) und bei 1 K Temperaturanstieg um 2-3 % zunehmen. In Italien und Griechenland liegt diese Temperatur durch den Gewöhnungseffekt höher, dort liegen jedoch auch die 95. Perzentile höher, also wird erst bei höheren Temperaturen eine Hitzewelle identifiziert.

Neben der Darstellung der Indizes in Karten sind insbesondere Blasendiagramme ein einfaches, anschauliches Mittel, um Hitze- und Kältewellen auf kontinentaler Ebene zu vergleichen. Bei ausreichender Berechnungskapazität wären noch genauere Ergebnisse möglich, indem jeder einzelne Tag des betrachteten Zeitraums nach der höchsten täglichen Intensität eines Gitterpunkts und der täglichen zusammenhängenden Fläche ausgewertet wird.

Tabelle 6.1: Die 10 stärksten Hitze- und Kältewellen in Mannheim, absteigend sortiert nach Anzahl der Identifikationen durch alle Indizes

Datum HW	Datum CW	Id. HW	Id. CW
03.-10.08.2003	16.-28.02.1956	13	13
30.06.-06.07.1952	04.-09.01.1985	13	11
01.-05.07.2015	26.12.1996-04.01.1997	12	9
04.-07.07.1957	31.01.-03.02.1954	10	9
30.07.-07.08.2018	03.-07.02.2012	9	9
25.06.-05.07.1976	01.-08.01.1979	9	7
18.-22.07.2006	09.-24.01.1987	6	5
05.-13.08.2015	06.-14.01.2009	6	5
12.-14.09.2016	20.12.1970 - 19.01.1971	5	5
08.-14.07.2010	13.-18.01.1982	3	4

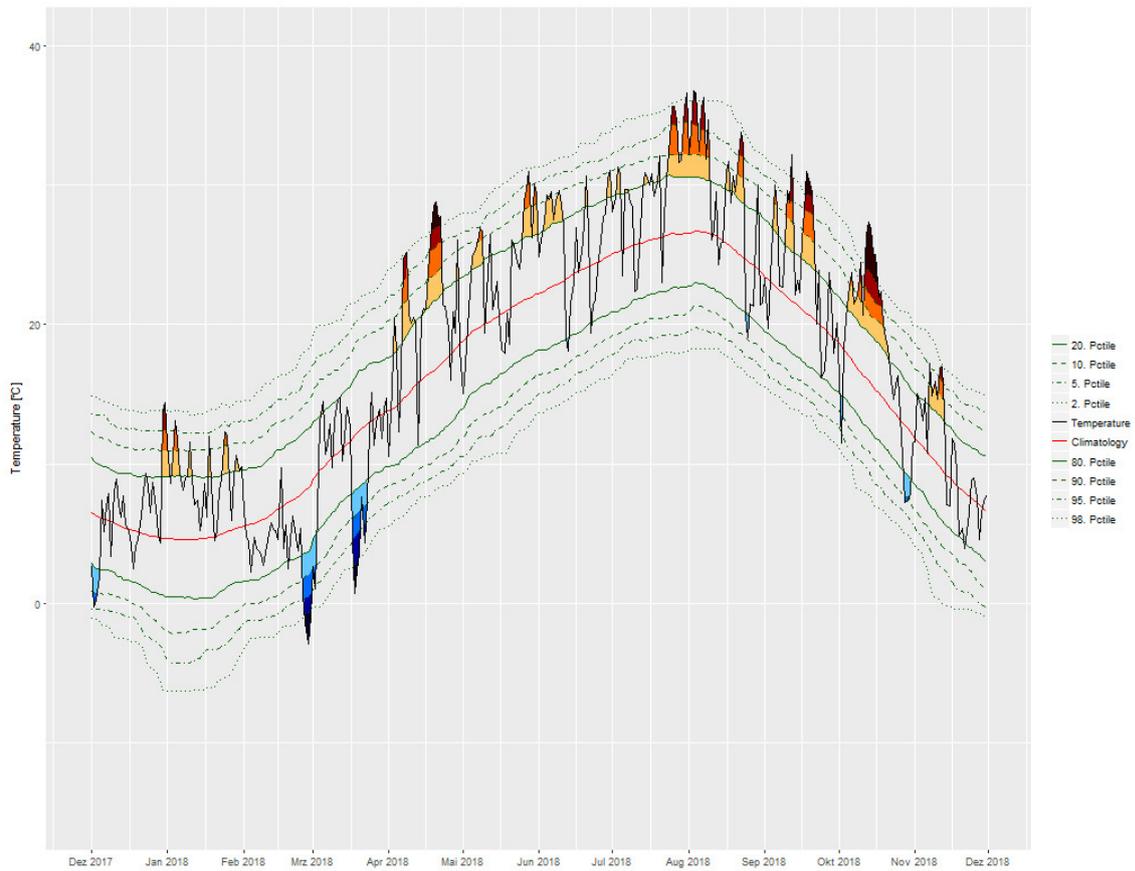


Abbildung 6.1: Zeitreihe der Höchsttemperatur des Jahres 2018 in Mannheim mit Klimatologie und Perzentilen.

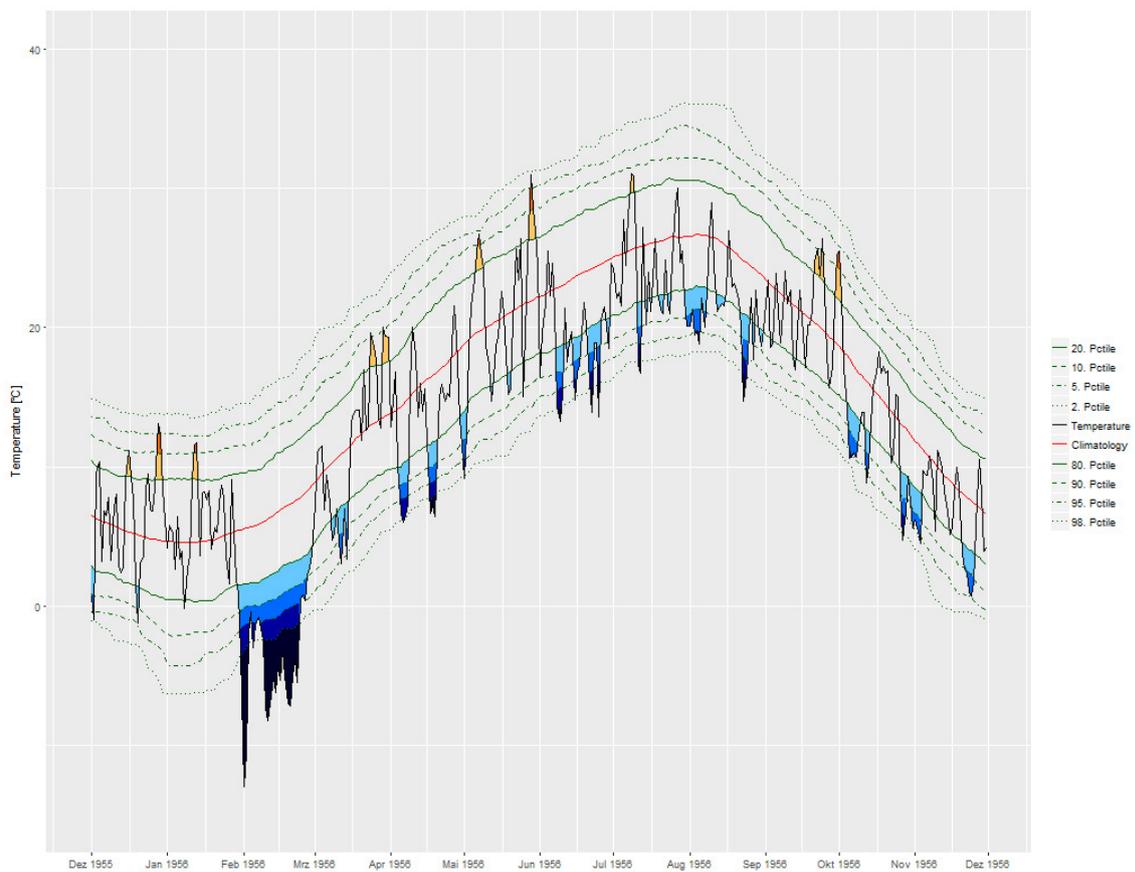


Abbildung 6.2: Zeitreihe der Höchsttemperatur des Jahres 1956 in Mannheim mit Klimatologie und Perzentilen.

7 Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden nach einem Überblick über häufig verwendete Hitze- und Kälteindizes Vorgehensweisen beschrieben, Hitze- und Kältewellen über das große WMO-Gebiet VI mit unterschiedlichen Definitionen der Temperaturextreme sowie verschiedenen Aspekten und Visualisierungen zu erforschen. Mit diesen lassen sich Aussagen z.B. über die Häufigkeit ihres Auftretens treffen.

Auf Stationsebene konnten die Ergebnisse für häufig verwendete Hitze- und Kälteindizes (absolut und relativ betrachtet) in Ranglisten dargestellt und diskutiert werden. Das Schema von Perkins und Alexander (2013) erwies sich als gute Möglichkeit, die betrachteten Indizes mittels Kenngrößen (Häufigkeit, Dauer, Intensität) untereinander zu vergleichen. Mit diesen können die Unterschiede zwischen den Indizes herausgestellt werden. Insbesondere in warmen Regionen zeigen die Indizes T25 und T28 sehr hohe Werte, da sie das dortige normale Klima beschreiben, in welchem mehrere Monate oder das gesamte Sommerhalbjahr über Temperaturen über diesen Schwellenwerten herrschen. Dasselbe gilt in kalten Regionen für die Indizes T2 und T0. Für die Grenzwerte T30 bzw. T-10 sinken die Werte ab, an Stationen wie Valentia bzw. Eilat werden dann keine Ereignisse mehr identifiziert, da solche Temperaturen an diesen Stationen nicht vorkommen. Daraus resultieren insbesondere bei den internationalen Stationen absolute Indizes riesige Unterschiede zwischen den zahlreichen Klimazonen. Da sich Perzentile immer auf das lokale Klima beziehen, zeigen sich hingegen an allen Stationen Kenngrößen wie die Anzahl Hitzewellen pro Jahr sehr nah beieinander.

Für die gefragte Definition der Indizes in großen Gebieten wie der WMO Region VI konnten die Ergebnisse und die Anwendbarkeit der verschiedenen Indizes in Kartendarstellung und mit Hilfe von Blasendiagrammen veranschaulicht und verglichen werden. Während die absoluten Indizes T30 und T-10 Ergebnisse meist in denselben Regionen liefern, mit einer variierenden Ausdehnung nordost- bzw. südwestwärts, können mit HWMId (CWMId) bzw. P98 & T28 (P2 & T2) die Ereignisse in beliebigen Regionen auftreten. Dies gilt für die letzteren beiden Indizes mit der Einschränkung, dass nach diesen besonders milde oder besonders kalte Regionen keine Kälte- bzw. Hitzewellen aufweisen. Diese sind zudem strengere Indizes, daher sind die identifizierten Flächen kleiner und die Hitzewellen erreichen eine niedrigere Dauer sowie kumulative Intensität.

Zur Visualisierung von Zeitreihen wurde angelehnt an die Kategorien von Hobday et al. (2018) eine Darstellung mit vier Perzentil-Schwellenwerten bzw. vier Abstufungen der Magnitude von HWMId vorgeschlagen. Diese Betrachtung kann für die Live-Überwachung und die Vorhersage von Temperaturextremen operationell angewandt werden.

Um das Bewusstsein der Öffentlichkeit für Temperaturextreme zu erhöhen, bietet sich zudem an, Abweichungen von Mittelwerten, Perzentilwerte oder Ergebnisse z.B. des HWMI_d (CWMId) graphisch in eine Vorhersage oder in Rückblicke einfließen zu lassen.

Mit dem HWMI_d lassen sich die heißesten Sommerereignisse über große Gebiete identifizieren. Zum Vergleich mit anderen Indizes wurde die kumulative Intensität angewandt, welche auf ähnliche Weise wie HWMI_d die mittlere Intensität mit der Andauer kombiniert.

Alle Vorgehensweisen konnten analog für Kältewellen definiert (z.B. CWMId) und verwendet werden. Die für Hitze- und Kältewellen angewandten EHF und ECF kombinieren zwei verschiedene Ansätze in ihrer Berechnung. Diese können neuesten Studienergebnissen zufolge den an diese gestellten hohen Erwartungen gerecht werden, zudem kann durch eine Normierung der Grenztemperatur T_{sev} wie bei HWMI_d eine Vergleichbarkeit über große Gebiete hergestellt werden (Nairn et al., 2018). Beide Indizes eignen sich für wissenschaftliche bzw. epidemiologische Fragestellungen.

Für klimatologische Auswertungen wird die Verwendung des täglichen 95. bzw. 5. Perzentils in Kombination mit einem absoluten Schwellenwert von 28 °C für Höchst- bzw. 2 °C für Tiefsttemperaturen empfohlen. Somit wird eine hinreichende Anzahl von Ereignissen identifiziert, welche weit von den Normalwerten entfernt liegen. Durch die absoluten Schwellenwerte werden milde Ereignisse in kalten Klimaten bzw. kühle Ereignisse in heißen Klimaten sowie in den Übergangsjahreszeiten ausgeschlossen. Letztere können als ungewöhnlich milde oder kalte Witterungsperioden ganzjährig kommuniziert werden.

Da sich die Perzentilwerte im Zuge des anthropogenen Klimawandels erhöhen und bei der Berechnung Einfluss auf die Häufigkeit und Stärke von Hitze- und Kältewellen nehmen, muss eine feste Referenzperiode über einen möglichst langen Zeitraum gewählt werden (z.B. 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts). Während die Mittelwerte von 1961-1990 und des 20. Jahrhunderts nahezu identisch sind, erfolgte bis 1981-2010 ein merklicher Anstieg und insbesondere bei der international angewandten neuen CLINO-Periode (Climate Normals) von 1991-2020, welche am 01.01.2021 eingeführt wird.

Russo und Sterl (2011) fanden, dass in Zukunft die Temperaturen an 70 % der Tage auf dem Niveau des 90. Perzentils der aktuellen Referenzperiode liegen können. Je nach Anpassung kann durch die Häufung dann nicht mehr von einer Hitzewelle gesprochen werden, da diese Temperaturen zur klimatologischen Normalität geworden sind. Ähnliches gilt für die Definition von Kältewellen im Vergleich zum Klima des frühen 20. Jahrhunderts. Legt man diese zugrunde, werden von heutigen Ereignissen die Perzentile jener Referenzperiode immer seltener oder gar nicht mehr erreicht. In Bezug auf die Magnitude von Hitzewellen hat HWMI_d einen entscheidenden Vorteil, dass M_d beliebig hohe Werte annehmen kann und nicht wie HWMI gegen 1 konvergiert. Dennoch ist auch hier mit den jährlichen Perzentilen der höchsten Temperaturen implizit eine Information über die Referenzperiode enthalten.

Mit diesen Ergebnissen und unter Berücksichtigung der beschriebenen Hindernisse können vergangene und zukünftige Hitze- und Kältewellen analysiert werden. Es sind beispielsweise verschiedene Trendanalysen sowie die Verwendung eines Index bei der Vorhersage von Hitze- und Kältewellen möglich. Damit können Modellprognosen verifiziert und verbessert werden zur Frühwarnung bei Temperaturextremen, möglichst mehr als zwei Wochen, auf Zeitskalen zwischen der Mittelfristprognose und der Jahreszeitemvorhersage (S2S, subseasonal to seasonal). Bei Klimaprojektionen ist wie bei Ouzeau et al. (2016) die Verwendung von Blasendiagrammen für die gesamte WMO-Region VI sinnvoll.

Für eine Aussage darüber, welcher der neu entwickelten Indizes EHF/ECF, UTCI und HWMIId/CWMIId den eindeutigsten Zusammenhang zwischen Hitze-, Kältewellen und gesundheitlichen Auswirkungen beschreibt, erscheint eine interdisziplinäre Vergleichsstudie zwischen diesen Indizes lohnenswert.

Diese Erkenntnisse erleichtern die Entscheidungen dafür, Maßnahmen bei anstehenden Temperaturextremen einzuleiten sowie den ungebremsten Klimawandel einzudämmen, bestenfalls zu stoppen.

Literaturverzeichnis

- Alexander, L., M. Donat, Y. Takayama, und H. Yang, 2011: The CLIMDEX project: creation of long-term global gridded products for the analysis of temperature and precipitation extremes. *WCRP Open Science Conference, Denver*.
- Alexander, L., X. Zhang, T. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. K. Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111 (D5)**.
- Baccini, M., A. Biggeri, G. Accetta, T. Kosatsky, K. Katsouyanni, A. Analitis, H. R. Anderson, L. Bisanti, D. D'ippoliti, J. Danova, et al., 2008: Heat effects on mortality in 15 European cities. *Epidemiology*, 711–719.
- Bador, M., L. Terray, J. Boe, S. Somot, A. Alias, A.-L. Gibelin, und B. Dubuisson, 2017: Future summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer France climate. *Environmental Research Letters*, **12 (7)**, 074 025.
- Barnett, A., S. Hajat, A. Gasparri, und J. Rocklöv, 2012: Cold and heat waves in the United States. *Environmental research*, **112**, 218–224.
- Barriopedro, D., E. M. Fischer, J. Luterbacher, R. M. Trigo, und R. García-Herrera, 2011: The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, **332 (6026)**, 220–224.
- Beniston, M., 2004: The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, **31 (2)**.
- Beniston, M., D. B. Stephenson, O. B. Christensen, C. A. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, et al., 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic change*, **81 (1)**, 71–95.
- Bieli, M., S. Pfahl, und H. Wernli, 2015: A Lagrangian investigation of hot and cold temperature extremes in Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141 (686)**, 98–108.
- Blazejczyk, K., Y. Epstein, G. Jendritzky, H. Staiger, und B. Tinz, 2012: Comparison of UTCI to selected thermal indices. *International journal of biometeorology*, **56 (3)**, 515–535.
- Bröde, P., D. Fiala, und B. Kampmann, 2017: Considering varying clothing, activities and exposure times with the Universal Thermal Climate Index UTCI. *21ST INTERNATIONAL CONGRESS OF BIOMETEOROLOGY*, 57–60.
- Budd, G. M., 2008: Wet-bulb globe temperature (WBGT)—its history and its limitations. *Journal of Science and Medicine in Sport*, **11 (1)**, 20–32.

- Cattiaux, J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, und F. Codron, 2010: Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, **37** (20).
- Christiansen, B., C. Alvarez-Castro, N. Christidis, A. Ciavarella, I. Colfescu, T. Cowan, J. Eden, M. Hauser, N. Hempelmann, K. Klehmet, et al., 2018: Was the cold European winter of 2009/10 modified by anthropogenic climate change? An attribution study. *Journal of Climate*, **31** (9), 3387–3410.
- Christidis, N., P. A. Stott, G. S. Jones, H. Shiogama, T. Nozawa, und J. Luterbacher, 2012: Human activity and anomalously warm seasons in Europe. *International Journal of Climatology*, **32** (2), 225–239.
- Cohen, J., J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland, et al., 2014: Recent arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature geoscience*, **7** (9), 627.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, d. P. Bauer, 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.
- Della-Marta, P. M., M. R. Haylock, J. Luterbacher, und H. Wanner, 2007: Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112** (D15).
- Deryugina, T. und S. M. Hsiang, 2014: Does the environment still matter? Daily temperature and income in the United States. Tech. rep., National Bureau of Economic Research.
- Diffenbaugh, N. S. und C. B. Field, 2013: Changes in ecologically critical terrestrial climate conditions. *Science*, **341** (6145), 486–492.
- Djongyang, N., R. Tchinda, und D. Njomo, 2010: Thermal comfort: A review paper. *Renewable and sustainable energy reviews*, **14** (9), 2626–2640.
- Donat, M. G., L. V. Alexander, H. Yang, I. Durre, R. Vose, und J. Caesar, 2013: Global land-based datasets for monitoring climatic extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94** (7), 997–1006.
- Ebi, K. L. und D. Mills, 2013: Winter mortality in a warming climate: a reassessment. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **4** (3), 203–212.
- Fanger, P. O. et al., 1970: *Thermal comfort. Analysis and applications in environmental engineering*. Copenhagen: Danish Technical Press. 244 pp.
- Fink, A. H., T. Brücher, A. Krüger, G. C. Leckebusch, J. G. Pinto, und U. Ulbrich, 2004: The 2003 European summer heatwaves and drought–synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, **59** (8), 209–216.

- Fischer, E. M. und C. Schär, 2010: Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, **3** (6), 398.
- Førland, E. J., R. Benestad, I. Hanssen-Bauer, J. E. Haugen, und T. E. Skaugen, 2011: Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100. *Advances in Meteorology*, **2011**.
- Forzieri, G., A. Cescatti, F. B. e Silva, und L. Feyen, 2017: Increasing risk over time of weather-related hazards to the European population: A data-driven prognostic study. *The Lancet Planetary Health*, **1** (5), e200–e208.
- Fragkoulidis, G., V. Wirth, P. Bossmann, und A. Fink, 2018: Linking Northern Hemisphere temperature extremes to Rossby wave packets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144** (711), 553–566.
- Frich, P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. K. Tank, und T. Peterson, 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research*, **19** (3), 193–212.
- García-Herrera, R., J. Díaz, R. M. Trigo, J. Luterbacher, und E. M. Fischer, 2010: A review of the European summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, **40** (4), 267–306.
- Hatvani-Kovacs, G., M. Belusko, J. Pockett, und J. Boland, 2016: Can the Excess Heat Factor indicate heatwave-related morbidity? A case study in Adelaide, South Australia. *EcoHealth*, **13** (1), 100–110.
- Hawkins, E., P. Ortega, E. Suckling, A. Schurer, G. Hegerl, P. Jones, M. Joshi, T. J. Osborn, V. Masson-Delmotte, J. Mignot, et al., 2017: Estimating changes in global temperature since the preindustrial period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98** (9), 1841–1856.
- Haylock, M., N. Hofstra, A. K. Tank, E. Klok, P. Jones, und M. New, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113** (D20).
- Hirschi, J. J.-M. und B. Sinha, 2007: Negative NAO and cold Eurasian winters: How exceptional was the winter of 1962/1963? *Weather*, **62** (2), 43–48.
- Hobday, A. J., L. V. Alexander, S. E. Perkins, D. A. Smale, S. C. Straub, E. C. Oliver, J. A. Benthuisen, M. T. Burrows, M. G. Donat, M. Feng, et al., 2016: A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, **141**, 227–238.
- Hobday, A. J., E. C. Oliver, A. S. Gupta, J. A. Benthuisen, M. T. Burrows, M. G. Donat, N. J. Holbrook, P. J. Moore, M. S. Thomsen, T. Wernberg, et al., 2018: Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography*, **31** (2), 162–173.
- Horton, R. M., J. S. Mankin, C. Lesk, E. Coffel, und C. Raymond, 2016: A review of recent advances in research on extreme heat events. *Current Climate Change Reports*, **2** (4), 242–259.

- IPCC, 2012: *Climate change: new dimensions in disaster risk, exposure, vulnerability, and resilience. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).*
- , 2018: *Summary for Policymakers. In: Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty.* World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.
- Jendritzky, G., P. Bröde, D. Fiala, G. Havenith, P. Weihs, E. Batchvarova, und R. De Dear, 2009: Der thermische Klimaindex UTCI. *Klimastatusbericht*, 96–101.
- Jendritzky, G., R. de Dear, und G. Havenith, 2012: UTCI—Why another thermal index? *International journal of biometeorology*, **56** (3), 421–428.
- Koppe, C. und G. Jendritzky, 2005: Inclusion of short-term adaptation to thermal stresses in a heat load warning procedure. *Meteorologische Zeitschrift*, **14** (2), 271–278.
- Kottek, M., J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf, und F. Rubel, 2006: World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, **15** (3), 259–263.
- Kysely, J., 2010: Recent severe heat waves in central Europe: How to view them in a long-term prospect? *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **30** (1), 89–109.
- Langlois, N., J. Herbst, K. Mason, J. Nairn, und R. W. Byard, 2013: Using the Excess Heat Factor (EHF) to predict the risk of heat related deaths. *Journal of forensic and legal medicine*, **20** (5), 408–411.
- Lass, W., A. Haas, J. Hinkel, und C. Jaeger, 2011: Avoiding the avoidable: towards a European heat waves risk governance. *International journal of disaster risk science*, **2** (1), 1–14.
- Lee, D. H., 1980: Seventy-five years of searching for a heat index. *Environmental Research*, **22** (2), 331–356.
- Lhotka, O. und J. Kysely, 2015: Characterizing joint effects of spatial extent, temperature magnitude and duration of heat waves and cold spells over central Europe. *International Journal of Climatology*, **35** (7), 1232–1244.
- McGregor, G. R., P. Bessemoulin, K. L. Ebi, und B. Menne, 2015: *Heatwaves and health: guidance on warning-system development.* World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Nairn, J., R. Fawcett, und D. Ray, 2009: Defining and predicting excessive heat events, a national system. *Modelling and understanding high impact weather: Extended abstracts of the third CAWCR Modelling Workshop*, Vol. 30, 83–86.

- Nairn, J., B. Ostendorf, und P. Bi, 2018: Performance of Excess Heat Factor severity as a global heatwave health impact index. *International journal of environmental research and public health*, **15** (11), 2494.
- Nairn, J. R. und R. G. Fawcett, 2013: *Defining heatwaves: heatwave defined as a heat-impact event servicing all community and business sectors in Australia*. Centre for Australian Weather and Climate Research.
- Nairn, J. R. und R. J. Fawcett, 2015: The Excess Heat Factor: a metric for heatwave intensity and its use in classifying heatwave severity. *International journal of environmental research and public health*, **12** (1), 227–253.
- Osczevski, R. und M. Bluestein, 2005: The new wind chill equivalent temperature chart. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86** (10), 1453–1458.
- Ouzeau, G., J.-M. Soubeyrou, M. Schneider, R. Vautard, und S. Planton, 2016: Heat waves analysis over France in present and future climate: Application of a new method on the EURO-CORDEX ensemble. *Climate Services*, **4**, 1–12.
- Perkins, S. und L. Alexander, 2013: On the measurement of heat waves. *Journal of Climate*, **26** (13), 4500–4517.
- Perkins, S., L. Alexander, und J. Nairn, 2012: Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophysical Research Letters*, **39** (20).
- Perkins, S. E., 2015: A review on the scientific understanding of heatwaves—their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmospheric Research*, **164**, 242–267.
- Piticar, A., A.-E. Croitoru, F.-A. Ciupertea, und G.-V. Harpa, 2018: Recent changes in heat waves and cold waves detected based on Excess Heat Factor and Excess Cold Factor in Romania. *International Journal of Climatology*, **38** (4), 1777–1793.
- R Core Team, 2013: R: A language and environment for statistical computing. R foundation for statistical computing, Vienna, Austria.
- Radinović, D. und M. Ćurić, 2012: Criteria for heat and cold wave duration indexes. *Theoretical and Applied Climatology*, **107** (3-4), 505–510.
- Randalls, S., 2010: History of the 2 °C climate target. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **1** (4), 598–605.
- Robine, J.-M., S. L. K. Cheung, S. Le Roy, H. Van Oyen, C. Griffiths, J.-P. Michel, und F. R. Herrmann, 2008: Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes rendus biologiques*, **331** (2), 171–178.
- Robinson, P. J., 2001: On the definition of a heat wave. *Journal of applied Meteorology*, **40** (4), 762–775.

- Rubel, F., K. Brugger, K. Haslinger, und I. Auer, 2017: The climate of the European alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. *Meteorologische Zeitschrift*, **26** (2), 115–125.
- Rubel, F. und M. Kottek, 2010: Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, **19** (2), 135–141.
- Russo, S., A. Dosio, R. G. Graversen, J. Sillmann, H. Carrao, M. B. Dunbar, A. Singleton, P. Montagna, P. Barbola, und J. V. Vogt, 2014: Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119** (22), 12 500–12 512.
- Russo, S., J. Sillmann, und E. M. Fischer, 2015: Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades. *Environmental Research Letters*, **10** (12), 124 003.
- Russo, S., J. Sillmann, und A. Sterl, 2017: Humid heat waves at different warming levels. *Scientific reports*, **7** (1), 7477.
- Russo, S. und A. Sterl, 2011: Global changes in indices describing moderate temperature extremes from the daily output of a climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116** (D3).
- Sánchez-Benítez, A., R. García-Herrera, D. Barriopedro, P. Sousa, und R. Trigo, 2018: June 2017: The earliest European summer mega-heatwave of reanalysis period. *Geophysical Research Letters*, **45** (4), 1955–1962.
- Schär, C., P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M. A. Liniger, und C. Appenzeller, 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, **427** (6972), 332.
- Schiermeier, Q., 2018: Climate as culprit. *Nature*, **560**, 20–22.
- Sherwood, S. C. und M. Huber, 2010: An adaptability limit to climate change due to heat stress. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **107** (21), 9552–9555.
- Steadman, R. G., 1979: The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *Journal of applied meteorology*, **18** (7), 861–873.
- , 1984: A universal scale of apparent temperature. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23** (12), 1674–1687.
- Tank, A. K., J. Wijngaard, G. Können, R. Böhm, G. Demarée, A. Gocheva, M. Mileta, S. Pashiardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, et al., 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *International journal of climatology*, **22** (12), 1441–1453.
- Tomczyk, A. M., 2018: Hot weather in Potsdam in the years 1896–2015. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **130** (1), 1–10.

- Vajda, A., H. Tuomenvirta, P. Jokinen, A. Luomaranta, L. Makkonen, M. Tikanmäki, P. Groenemeijer, P. Saarikivi, S. Michaelides, M. Papadakis, et al., 2011: Probabilities of adverse weather affecting transport in Europe: climatology and scenarios up to the 2050s.
- Van Oldenborgh, G. J., R. Haarsma, H. De Vries, und M. R. Allen, 2015: Cold extremes in North America vs. mild weather in Europe: The winter of 2013–14 in the context of a warming world. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96** (5), 707–714.
- Vautard, R., A. Gobiet, D. Jacob, M. Belda, A. Colette, M. Déqué, J. Fernández, M. García-Díez, K. Goergen, I. Güttler, et al., 2013: The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, **41** (9-10), 2555–2575.
- Vihma, T., 2014: Effects of arctic sea ice decline on weather and climate: A review. *Surveys in Geophysics*, **35** (5), 1175–1214.
- Vries, H., R. J. Haarsma, und W. Hazeleger, 2012: Western European cold spells in current and future climate. *Geophysical Research Letters*, **39** (4).
- WHO, 2009: Improving public health responses to extreme weather/heat-waves: Euroheat: technical summary.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press. 465 pp.
- Willett, K. M. und S. Sherwood, 2012: Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *International Journal of Climatology*, **32** (2), 161–177.
- WMO, 2015: Guidelines on the definition and monitoring of extreme weather and climate events. draft version - first review by TT-DEWCE (December 2015). [Task Team on the definition of extreme weather and climate events.].
- , 2018: Guidelines on the definition and monitoring of extreme weather and climate events (final draft). [Task Team on the definition of extreme weather and climate events.].
- Zare, S., N. Hasheminejad, H. E. Shirvan, R. Hemmatjo, K. Sarebanzadeh, und S. Ahmadi, 2018: Comparing Universal Thermal Climate Index (UTCI) with selected thermal indices/environmental parameters during 12 months of the year. *Weather and climate extremes*, **19**, 49–57.
- Zhang, X., L. Alexander, G. C. Hegerl, P. Jones, A. K. Tank, T. C. Peterson, B. Trewin, und F. W. Zwiers, 2011: Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **2** (6), 851–870.
- Ziser, C., Z. Dong, und T. Saha, 2005: Investigation of weather dependency and load diversity on Queensland electricity demand. *Australasian Universities Power Engineering Conference 2005, AUPEC 2005*, Vol. 2, 457–462.

Zschenderlein, P., G. Fragkoulidis, A. H. Fink, und V. Wirth, 2018: Large-scale Rossby wave and synoptic-scale dynamic analyses of the unusually late 2016 heatwave over Europe. *Weather*, **73** (9), 275–283.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich einigen Personen für die Unterstützung während der Erstellung dieser Arbeit danken.

Vielen Dank an Prof. Dr. Andreas Fink und Dr. Peter Bissolli für die Ermöglichung dieser Arbeit sowie die sehr gute Beratung und Betreuung insbesondere während der Treffen.

Herzlichen Dank an Philipp Zschenderlein für die regelmäßig sehr hilfreiche Betreuung und Unterstützung. Ich danke Prof. Dr. Peter Knippertz und Dr. Peter Bissolli für die Übernahme der Referate.

Ein weiterer Dank gilt dem Projekt "Waves to Weather" und dem Deutschen Wetterdienst.

Außerdem vielen Dank an alle Korrekturleser*innen und allen weiteren unterstützenden Personen aus Familie, Freundes- und Bekanntenkreis.

Danke, dass es euch gibt!

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde.

Karlsruhe, den 31.01.2019

Florian Becker